

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
КОМИ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

Р.И. Шайбеков

**ПЛАТИНОСУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ
В ГАББРО-ДОЛЕРИТАХ ПАЙ-ХОЯ**

Сыктывкар
2013

УДК 549,27/.28:552,321,5(234,82)

ББК 26,31(231)

Ш 17

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук **Н.П. Юшкин**

Рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук, профессор **Л.В. Махлаев**,

кандидат геолого-минералогических наук **М.Ю. Сокерин**

Шайбеков Р.И. Платиносульфидная минерализация в габбро-долеритах Пай-Хоя. Сыктывкар, 2013. 108 с. (Коми НЦ УрО РАН).

Работа посвящена комплексному (геологическому, геохимическому, минералогическому) изучению благороднометалльной минерализации в габбро-долеритах хенгурского комплекса и реконструкции условий ее формирования. Основной объем монографии посвящен изучению рудных ассоциаций с благороднометалльной минерализацией и анализу факторов, ответственных за ее образование. Установлено и описано большое разнообразие рудных минералов, 17 из которых впервые выявлены на территории Пай-Хоя. Изучены их пространственно-возрастные взаимоотношения, закономерности и последовательность образования различных минеральных ассоциаций. Выделены стадии формирования платинOMETалльной минерализации, описаны минеральные парагенезисы различных стадий и охарактеризованы условия и процессы их становления.

Книга представляет интерес для специалистов в области метаморфической петрологии, геодинамики, геохронологии, рудной минералогии и минерагении.

Shaybekov R.I. Platinum-sulphide mineralization in gabbro-dolerite rocks of Pay-Khoy. Syktyvkar, 2013. 108 p. (Komi SC UB RAS)

Editor-in-chief

Doctor of geological and mineralogical sciences **N.P. Yushkin**

Reviewers

Doctor of geological and mineralogical sciences **L.V. Makhlaev**

Candidate of geological and mineralogical sciences **M.Y. Sokerin**

The book is devoted to all-round (geological, geochemical, mineralogical) study of noble metal mineralization in gabbro-dolerites of hengursk complex and reconstruction of the conditions of its formation. The bulk of the monograph is devoted to the study of ore associations with noble metal mineralization and analysis of the factors responsible for its formation. A wide variety of ore minerals, 17 of which were identified in the Pay-Khoy for the first time, are revealed and described as well as their geographically-age relationships, patterns, and the sequence of formation in different mineral assemblages. Formation stages of platinum mineralization are proposed, mineral assemblages of different stages are described with the conditions and processes of their formation.

The book is intended for specialists in the field of metamorphic petrology, geodynamics, geochronology, ore mineralogy and minerageny.

ISBN 978-5-498-00148-7

© Р.И. Шайбеков, 2013

© Институт геологии КНЦ УрО РАН, 2013

ВВЕДЕНИЕ

Тимано-Североуральско-Пайхойский регион является одним из важнейших минерально-сырьевых регионов России. Необходимость расширения минерально-сырьевой базы кобальт-медно-никелевых и платиновых металлов в данном регионе диктуется возросшим интересом к платино-палладиевому сырью и к сульфидно-медно-никелевым месторождениям в целом по России, что связано в первую очередь с постепенным истощением запасов крупнейшего Норильского рудного поля. Изучение минералогии и геохимии сульфидных оруденений Пайхойского антиклинория, прежде всего, способствует: 1) переоценке его рудоносности; 2) пополнению информации о вещественном составе малосульфидной медно-никелевой-платино-металльной минерализации габбро-долеритового комплекса Пай-Хоя как потенциально перспективного источника платино-палладиевого сырья. Практически не изученной оставалась благороднометалльная (Pt, Pd, Ag, Au) минерализация в сульфидных медно-никелевых проявлениях региона и не был выявлен их генезис; не получили окончательного решения вопросы геохронологического датирования пород.

Целью данной монографии являлось установление минералого-геохимических особенностей сульфидной медно-никелевой благороднометалльной минерализации в габбро-долеритах Пайхойского антиклинория, которая решала следующие задачи: изучение сульфидной медно-никелевой минерализации; изотопное геохронологическое датирование габбро-долеритовых тел; изучение геохимии и минералогии благородных металлов; оценка перспективности габбро-долеритового комплекса Пай-Хоя на благородные металлы.

В основу работы положены результаты личных исследований автора, а также анализа и обобщения многолетних трудов научных и производственных геологических организаций. Приводятся итоги изучения минерального и химического состава пород

и минералов, полученные с использованием инструментального нейтронно-активационного (ИНАА) и рентгенорадиометрического методов, метода микропробного концентрирования, спектроскопических исследований, рентгеноспектрального микрозондового анализа, U-Pb датирования цирконов на вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II и сканирующего электронного микроскопа «Vega» ©Tescan. Аналитические работы выполнены в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН, ГЕОХИ РАН (г. Москва), ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), Институте геологии КарНЦ (г. Петрозаводск), Институте экспериментальной минералогии РАН (г. Черногоровка).

Автор выражает искреннюю благодарность академику Н.П. Юшкину и к. г.-м. н. А.А. Соболевой за помощь на всех этапах выполнения данной работы. В том числе сотрудникам Института геологии Коми НЦ УрО РАН Л.В. Андреичеву, И.И. Голубевой, С.К. Кузнецову, Т.П. Майоровой, Л.В. Махлаеву, В.А. Салдину, В.И. Силаеву, О.В. Удоратиной, В.С. Цыганко, В.Н. Филиппову, а также ЗАО «Поляргео». Особая благодарность сотрудникам химической лаборатории и шлифовальной мастерской Института геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар) в лице О.В. Кокшаровой, Т.Д. Косаревой, Е.Ф. Малаховой, Р.Г. Малыхиной, С.Т. Неверову, Р.И. Нефедовой; а также Г.М. Колесову (ГЕОХИ), А.Н. Ларионову (ЦИИ ВСЕГЕИ), В.И. Кевличу (КарНЦ УрО РАН), А.А. Мухановой (ИЭМ РАН).

Работа выполнена при финансовой поддержке НШ 5191.2006.5 (2006–2007 гг.), НШ 1014.2008.5 (2008–2009 гг.), НШ 7198.2010.5 (2010–2011 гг.) и 1310.2012.5 (2012–2013 гг.), ОНЗ РАН № 09-П-5-1006 (2009–2011 гг.), проекта УрО и ДВО РАН № 12-С-5-1006, проекта 12-5-6-016-АРКТИКА (2012–2013 гг.), гранта научных проектов молодых ученых УрО РАН (2011 г.), программы президиума РАН № 27 (12-П-5-1027).

ГЛАВА I. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ ПАЙХОЙСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Первые отрывистые сведения о геологии Центрального Пай-Хоя можно почерпнуть из записок путешественников-энциклопедистов XIX века, проложивших отдельные маршруты своих экспедиций через Пай-Хой. Это в первую очередь относится к экспедициям П.С. Палласа, А.Г. Шренка (1837), Э.К. Гофмана и М.А. Ковалевского (1856) и некоторым другим. В 1771 г. спутник знаменитого путешественника П.С. Палласа, будущий этнограф и академик В.Ф. Зуев исследует строение поверхности и растительность по пути от Обдорска (ныне г. Салехард) до р. Кары, куда он проехал на оленях через реки Лонгот-Юган, Щучью и Пэдерату (Байдарату). Краткое описание Карской тундры на основе этой поездки приводится в трудах П.С. Палласа (2007) и В.Ф. Зуева (1947). Это было первое в истории пересечение Полярного Урала из Обдорска к Карской губе (Фрадкин, 1948).

А.И. Шренк в 1837 г. в своем путешествии по Большеземельской тундре на оленях пересек Пай-Хой по направлению от Коротаихи к проливу Югорский Шар. В своих путевых заметках он отметил: «Страна эта пуста и необозрима и только кой-когда покажется в ней человек, который, будучи окружен северными оленями, образует скудно разбросанную оазу» (Шренк, 1855, с. 294). Он пересек Янгарей, Юрсакоягу (Юр-Яху), поднимался на две гряды – Хаардарапай (вероятно, современный Юрсун-Мусюр) и Падею – и отмечал в это время условия залегания песчаников и глинистых сланцев, фиксировал находки друз горного хрусталя на склонах горы Падей, далее проехал вдоль р. Бол. Ою до Югорского Шара, откуда повернул на юго-восток, к Уральским горам. Во время этого путешествия А.И. Шренк поднимался на одну из вершин горного массива Гнетью, откуда ему открылся поразивший его обширный вид на север и восток. Так были получены первые сведения о наличии нескольких горных гряд, слагающих Пай-Хой, и горных

породах, участвующих в строении этих гряд. В приложении к описанию своего путешествия А.И. Шренк предлагает назвать исследованную часть Полярным Уралом (от 65° до 69° с. ш.). Завершая свое повествование о путешествии к Уралу, А.И. Шренк отмечал, что «нет никакого сомнения, что цепь Уральских гор на севере ни в коем случае не оканчивается так внезапно, ... она скорее принимает западное направление и тянется в виде значительного горного хребта, ... продолжением цепи должно считать острова Вайгач и Новую Землю с их отчасти еще очень значительными возвышениями» (Шренк, 1855, с. 404–405). Этим он подтверждает высказанные ранее предположения В.Ф. Зуева.

В 1844 г. на Пай-Хое побывал знаменитый венгерский путешественник А. Регули (Регули, 2008), а в 1846 г. была опубликована первая геологическая карта Печорского края, составленная А.А. Кейзерлингом (1846). На карте этой территории, куда входили Югорский полуостров и Полярный Урал, А.А. Кейзерлинг, используя наблюдения предшественников, показал, что толщи уральских метаморфических и осадочных пород, меняя свое простирание с северо-восточного на северо-западное, протягиваются на Югорский полуостров и о-в Вайгач.

В 1847–1850 гг. там работала Североуральская экспедиция Русского географического общества под руководством Э.К. Гофмана. Во время этой экспедиции Э.К. Гофман дважды прошел по центральной части Пай-Хоя. Он считал, что «Пай-Хой и Урал суть два различных хребта ... последний не переходит через Вайгач на Новую Землю, но, изменив только немного свою линию, оканчивается вдруг под 69° сев. шир. Константиновым Камнем» (Гофман, 1856, с. 163).

Следующее посещение Пай-Хоя произошло уже в 1909 г., через 60 лет после экспедиции Э.К. Гофмана. Это была экспедиция Академии наук на р. Кару и к Байдарацкой губе

под руководством О.О. Баклунда, организованная на средства братьев Н.Г. и Г.Г. Кузнецовых. Экспедиция из Обдорска направилась к озеру в верховьях р. Щучьей, откуда поднялась на водораздел, спустилась к реке Каре в районе устья р. Нерусовой через горы Минисей и Константинов Камень и далее на оленях и лодках прошла до Карской губы. От устья р. Кары экспедиция вдоль Байдарацкой губы через р. Щучью вернулась в Обдорск. На р. Каре О.О. Баклунд отметил развитие свит карбонатных пород, кремнистых и глинистых сланцев с фузулинами и продуктидами. Встреченные в районе устья р. Кары молодые туфобрекчии, залегающие на дислоцированных верхнепалеозойских отложениях, он принял за пермские тиллиты (Баклунд, 1911).

В 1908-м и 1909 гг. Пай-Хой дважды посещал ветеринарный врач С.В. Керцелли. В отчете о своем путешествии он вступил в дискуссию с Э.К. Гофманом и высказал следующее представление о связи Урала и Пай-Хоя: «Считаю Пай-Хой хребтом, непосредственно соединяющимся с Уралом» (Керцелли, 1911, с. 39). Дискуссия о связи или независимости структур Полярного Урала и Пай-Хоя имела длительную историю, продолжалась в течение всего XX столетия, и нельзя сказать, что она уже закончилась.

В 1914 г. на Пай-Хой совершил поездку Н.А. Кулик, он прошел морским побережьем от о-ва Соколье до Белого Носа и поднялся по р. Кортаихе до р. Ер-Яги (Кулик, 1917). На основании коллекций, привезенных Н.А. Куликом с побережья Югорского Шара, Г.Н. Фредерикс (1921) описал фауну позднего карбона.

Но материалы этих исследований носили больше общепознавательный, чем геологический характер. Только в 30–50-х годах двадцатого века начали проводиться более или менее планомерные геологические съемки Пай-Хоя. Наиболее интенсивно в этот период работали экспедиции Всесоюзного Арктического института (ВАИ) (ныне Арктический и Антарктический научно-исследовательские институты), Геологического комитета (ныне ВСЕГЕИ), Ленинградского и Северного геологоразведочных трестов, организованных Геологическим комитетом в 1928 г.

В первое десятилетие после Октябрьской

революции продолжалась начатая еще в 1917 г. Геологическим комитетом геологическая съемка листов десятиверстного масштаба.

Геологическая съемка советского периода началась на Пай-Хое в 1930 г. В этот год у Югорского Шара ее проводили Е.А. Кузнецов и К.И. Асташенко – сотрудники Института геологической карты ГГРУ. Геологическая съемка охватила значительную часть бассейна р. Бол. Ою – до верховьев р. Себета-Яги. Исследователи детально описали отложения докембрийских толщ, нижнего и верхнего силура (по современным представлениям – ордовика, силура, нижнего и среднего девона), впервые четко разграничили нижний силур (ордовик) и древние толщи, установили факт развития на Пай-Хое двух осадочных формаций в силурийских отложениях. Было отмечено, что палеозойские толщи прорваны дайками и пластовыми интрузиями диабазов, вызвавшими незначительный контактовый метаморфизм боковых пород. Впервые был сделан вывод о том, что Пай-Хой представляет собой сложное складчатое сооружение – антиклинорий (Кузнецов, 1930; Кузнецов, Асташенко, 1938).

В 1931 г. П.В. Виттенбург изучал материковое побережье Югорского Шара. Им были открыты халькопиритовое и халькопирит-сфалеритовое оруденения. Тогда же поисковая партия Вайгачской экспедиции ВАИ И.К. Бредихина изучала сульфидное оруденение в нижнем течении р. Кары и была составлена карта полезных ископаемых Пай-Хоя масштаба 1:200 000. В 1932 г. П.А. Шрубко открыл Амдерминское флюоритовое месторождение, ставшее в короткий срок крупным горнопромышленным объектом и базой геологических исследований на Пай-Хое. Уже в 1933 г. началась детальная разведка этого месторождения вместе с попутной добычей флюоритовых руд. Изучением Амдермы в 1930-е гг. занимались В.С. Белецкий, П.В. Виттенбург, Н.Е. Ефремов, Н.М. Зеленцов, Д.А. Краснов, Ф.А. Крашенинников, Ф.С. Кочухай, Н.А. Кулик, Е.С. Ливанов, А.З. Луппа, М.Ф. Лобанов, А.А. Музылев, В.Е. Плетнев, Н.А. Преображенский, В.М. Пономарев, В.С. Сверчков, Н.И. Самсонов, П.П. Суцинский и др. (Сверчков, 1939; Виттенбург, 1940).

Так, в 1932–33 гг. маршрутную съемку масштаба 1:500000 провели И.Л. Рысюков и А.А. Чернов.

В 1933–1934 гг. в районе Амдермы работала Вайгачская экспедиция под руководством Л.В. Введенского, производившая геологическую съемку района месторождения (Геологическая изученность..., 1938). Для освоения этого флюоритового месторождения, содержащего половину запасов данного сырья в СССР, было образовано Амдерминское рудное управление. В 1933 г. на месторождении была заложена первая штольня и началось строительство обогатительной фабрики и рабочего поселка (Кисельгоф, 1937; Лурье, 1937). В том же году приступили к строительству полярной станции и рейдового порта в Амдерме, вступила в строй шахта № 1 по добыче флюорита.

Высокие перспективы Амдерминского месторождения, обеспеченные его запасами, которые в 1937 г. составляли 2 млн т, т. е. половину запасов флюорита в СССР, позволили увеличить темпы добычи флюорита с 5,7 тыс. т в 1934 г. до 13,65 тыс. т в 1937 г. До 1939 г. в Амдерме было добыто около 80 тыс. т флюорита, однако в 1940 г. шахты в Амдерме были затоплены водой, вырвавшейся из подмерзлотного слоя, и добыча флюорита стала сокращаться, а в 1951 г. Амдерминский рудник был законсервирован (Белов, 1969; Юшкин и др., 1982).

В 1930-е гг. проводились интенсивные геологические и поисковые работы в других районах Пай-Хоя. В 1931 г. в низовьях р. Кары работал Н.Н. Иорданский, который описал встреченные здесь мощные толщи брекчиевидной породы с глыбами до 1 м в диаметре. О.О. Баклунд в 1910 г. назвал эти толщи «породами обломочного характера» и принял их за верхнепалеозойские морены (тиллиты). Изучение пород под микроскопом позволило Е.А. Кузнецову установить высокое содержание в них свежего вулканического стекла. Это дало возможность Н.Н. Иорданскому (1933) отнести эти породы к вулканическим брекчиям, образовавшимся «к промежутку времени между киммериджем и сантоном», когда, по мнению А.А. Чернова, имели место излияния базальтов на поднятии Чернышева (р. Адзъва).

В 1932 г. независимо от Н.Н. Иорданского к подобному выводу пришел И.Л. Рысюков,

изучавший аналогичные породы на реках Сопча-Ю и Сибирчата-Яхе. И.Л. Рысюков также признал их вулканическими брекчиями и связывал их образование с фреатическим взрывом в Карской губе.

В 1931 г. на р. Силова-Яхе Н.Н. Иорданский открыл месторождение каменного угля. В 1932 г. И.К. Бредихин установил признаки полиметаллического оруденения на р. Каре. В 1934 г. здесь изучали залежи пирита, марганцевую и медную минерализации Д.Н. Покровский и А.А. Музылев.

В 1932 г. на Пай-Хое проводилась геологическая съемка четырьмя партиями Северного геологоразведочного треста. Две партии вели съемку на карской стороне: партия И.Л. Рысюкова – от р. Лиур-Яги до Кары, партия Н.К. Нефедова – от радиостанции Югорский Шар до Лиур-Яги. Третья партия под руководством Н.Н. Иорданского производила съемку рек Вась-Яги и Янгарея – притоков р. Коротаихи. Четвертая партия, руководимая Л.И. Косым, охватила съемкой северо-западную часть Пай-Хоя.

Материалы этих съемок частично опубликованы (Иорданский, 1934; Косой, Нефедов, 1936). Н.К. Нефедов и И.Л. Рысюков установили широкое распространение пермских отложений на побережье Карского моря, а Н.Н. Иорданский и В.А. Дементьев сообщили об открытии месторождения каменного угля в пермских отложениях на р. Янгаре.

Обнаружение месторождений каменного угля на юго-западном Пай-Хое заставило ГУЛАГ организовать в 1933 г. экспедицию для более детального исследования всей полосы пермских отложений. Для этого в составе Вайгачской экспедиции была организована геологическая партия под руководством А.А. Чернова. В нее входили несколько отрядов, которыми руководили В.В. Коперина, Н.Л. Лихач, Е.О. Муравьев, Г.А. Чернов и Е.А. Шебарова. А.А. Черновым и его сотрудниками угленосная толща была прослежена от Воркуты до низовьев р. Коротаихи. Результаты работ этой партии были опубликованы в вып. 26 Трудов Полярной комиссии АН СССР (Коперина, 1936; Г.А. Чернов, 1936; Шебарова, 1936) и обобщены А.А. Черновым (1936). Последний провел детальное стратиграфиче-

ское деление пермских отложений, мощность которых колеблется от 4,8 до 6,5 км (включая хейягинскую свиту, которая позже была отнесена к триасу), описал месторождения каменного угля на реках Янгаре, Нямдо-Ю, Хейяхе, определил направление дальнейших поисковых работ.

По мнению А.А. Чернова, Полярный Урал в пермское время не «обрывался» на месте современного Константинова Камня, а продолжался далеко к северо-востоку, где располагалась расчлененная высокогорная страна, занимавшая низовья р. Оби. Общее строение Пай-Хоя А.А. Чернову представлялось в виде грабена, аналогичного Усинскому. Интенсивные пайхойские дислокации, согласно его мнению, вызваны боковым давлением, возникшим с северо-востока.

Для обеспечения транспортного выхода каменного угля из недавно открытых воркутинских месторождений встал вопрос о строительстве железной дороги от Воркуты к Югорскому Шару и большого порта в Югорском Шаре. По этой причине в 1932 г. начались железнодорожные изыскания на линии Югорский Шар – Воркута, а в 1933 г. порто-изыскательская партия начала работу в Югорском Шаре, в районе п. Хабарово. Начало строительства железной дороги намечалось на 1936 г., но дальше подготовительных работ, начавшихся в 1941 г., дело не пошло (Еременко, 1933; Белов, 1969, с. 36).

На сводной геологической карте европейской части СССР, изданной ЦНИГРИ в 1933 г., были суммированы существовавшие тогда скудные данные о геологическом строении Пай-Хоя. В это же время А.Н. Мазарович опубликовал сводную работу «Основы геологии СССР» (Мазарович, 1938), в которой были приведены данные и по геологии Пай-Хоя. А.Н. Мазарович подчеркивал обособленность Пай-Хоя от Полярного Урала, основным доказательством чего он считал обрамление Пай-Хоя с обеих сторон обширными полями пермских отложений.

Основываясь на данных маршрутной съемки масштаба 1:500000, которую провели И.Л. Рысюков и А.А. Чернов в 1932–1933 гг., а также на материалах Л.А. Косого, Н.К. Нефедова, Н.Н. Иорданского и других исследователей, Н.А. Преображенский в 1935 г. составил

схему геологического строения Пай-Хоя. В качестве структуры района первого порядка он определил Пайхойский антиклинорий с немymi доордовикскими и фаунистически охарактеризованными ордовикскими отложениями в ядре и силурийско-нижнепермскими породами на крыльях. Эта схема подтвердилась последующими исследованиями, способствовавшими ее усовершенствованию. В работе Н.А. Преображенского был приведен полный список обнаруженных к 1935 г. полезных ископаемых и дан прогноз относительно их распространения.

В 1936 г. Всесоюзный Арктический институт направил в бассейн р. Кары геологическую экспедицию под руководством Н.А. Кулика для геологической съемки и поисковых работ. В экспедицию входили три отряда: Северный (нач. А.В. Хабаков) работал вдоль берега моря от устья р. Кары до северной оконечности Полярного Урала, изучал район р. Кары с притоками; отдельная группа под руководством С.Н. Волкова обследовала левобережье р. Кары и нижнее течение р. Силова-Яхи; Южный отряд (нач. Н.А. Кулик) изучал район р. Кары с притоками. Исследования показали, что Пай-Хой и Новую Землю нельзя рассматривать как продолжение Урала, это самостоятельные тектонические структуры, контактирующие в бассейне среднего течения р. Кары (Кулик, 1936).

С.Н. Волков произвел геологическую съемку нижнего течения р. Силова-Яхи и впервые установил фаунистически охарактеризованные породы нижнего карбона, доказал периклинальное замыкание девонских пород в связи с погружением оси Пайхойского антиклинория в юго-восточном направлении. «Периклинальное окончание, наблюдающееся в междуречье Кары, Силовы и Сибирчата-Ю, на юге структурно обособляет Пай-Хой от Урала. Таким образом, ... Пай-Хой нельзя рассматривать как продолжение Урала. В общем, соотношения Пай-Хоя и Урала напоминают отношения Урала к Тиману. Динамометаморфизм и исключительно сложная дислокация пермских осадков заставляют предполагать, что на Пай-Хое проявились более молодые складчатости, чем на Урале» (Волков, 1938).

В 1936 г. А.В. Хабаков и И.Л. Рысюков произвели геологическое картирование побе-

режья Байдарацкой губы к востоку от устья р. Кары. По их данным, прибрежная полоса к западу от р. Осовой-Яхи сложена верхнепалеозойскими отложениями, а восточнее – вулканогенно-осадочными силуро-девонскими толщами пород. Разделяет эти комплексы так называемый Осовейский надвиг, по которому уральский комплекс пород надвинут на пайхойский. А.В. Хабаков писал: «Оказалось, что складчатые полосы горных пород Полярного Урала на широте р. Щучьей имеют преобладающее северо-восточное простирание и уходят в Байдарацкую тундру, резко пересекая орографическую ось хребта. Складка древних кварцитов и зеленых сланцев Константинова Камня представляется частным ответвлением от общего направления простирания Полярного Урала виргирующих на северо-запад по направлению к погружающейся встречной антиклинальной зоне Пай-Хоя и отделенной от него линией надвига» (Хабаков, 1938, с. 181; см. также 1945а). В опубликованных только в 1945 г. результатах экспедиции 1936 г. А.В. Хабаков отмечает, что указанная тектоническая граница (Осовейский надвиг) является «естественным рубежом складчатых областей Полярного Урала и Пай-Хоя» (Хабаков, 1945б, с. 38).

Работы 1936 г. подтвердили широкое распространение верхнепалеозойских сланцевых толщ по северо-восточному склону Пай-Хоя. В.М. Журкиным в пермских отложениях на р. Лиур-Яге обнаружены пласты каменного угля.

В 1937 г. была опубликована «Объяснительная записка к Геологической карте северной части СССР (масштаб 1:2500000)», подготовленная к XVII сессии Международного геологического конгресса. В подготовке текста записки участвовали С.Н. Волков и Н.В. Яцюк (1937). В этой работе Пай-Хой интерпретируется как виргация Урала, наподобие Кожимской, Воркутской дислокаций и гряды Чернышева.

В 1937 г. ВАИ поручил А.К. Крыловой исследовать девонские и каменноугольные отложения юго-западной части Югорского полуострова. В итоге были изучены разрезы палеозойских отложений в каньонах рек Лымбад-Яхи, Гусиной, Бельковской и Бол. Талаты. Отмечен рифовый характер силурий-

ских отложений, причем рифовый массив не прослеживается к югу от среднего течения р. Лымбад-Яги, где по простиранию рифов развиты сланцевые и песчано-сланцевые толщи, содержащие обильную фауну граптолитов. А.К. Крылова предполагает фациальное замещение рифовых известняков сланцевыми толщами. Описаны отложения нижнего, среднего и верхнего девона и нижнего, среднего и верхнего карбона. Последние, по мнению А.К. Крыловой (1940), известны в разрезах мыса Чайка, а также по рекам Гусиной и Бельковской. Это мнение А.К. Крыловой противоречит данным Н.Н. Иорданского (1934), А.А. Чернова (1936) и Е.А. Шебаровой (1936), отмечавшим стратиграфический перерыв между пермскими и каменноугольными отложениями в долинах рек Гусиной и Бельковской.

В том же году по заданию ВАИ геологическую съемку в бассейне рек Лиур-Яги и Саа-Яхи проводил О.Л. Эйнон. Во время этих работ в долине р. Саа-Яхи он обнаружил коренные выходы туффитов, перекрытых плотными известковистыми аргиллитами (мергелями), содержащими фауну верхнего мела. Обнаружение в коренном залегании слабодислоцированных позднемеловых осадков позволило О.Л. Эйнону (1941) предположить, что Пай-Хой, как и Новая Земля и прилегающие области Карского моря, относится к областям, охваченным альпийской складчатостью.

В 1937 г. на Пай-Хое работала Урало-Пайхойская геологическая экспедиция ВАИ (см. Кулик, 1938). Экспедиция обследовала обширную площадь северо-западного Пай-Хоя от Югорского Шара до Амдерминского месторождения (более 6000 км²). Этот район является ключевым в связи с широким развитием здесь палеозойских отложений, отличающихся резкой сменой фаций на коротких расстояниях. Значительный интерес представлял установленный А.К. Крыловой (1938) факт широкого распространения вдоль побережья Баренцева моря (реки Бельковская и Лымбад-Яха, мыс Чайка) признаков нефтегазоносности каменноугольных отложений в виде многочисленных порошковатых присыпок и скоплений антраксолитов.

В 1938 г. ВАИ направил на Северо-Восточный Пай-Хой экспедицию под руководством

В.Н. Кузнецова (науч. руководитель экспедиции – О.Л. Эйно́р) для исследования пермских отложений района. В составе пермских отложений участники экспедиции выделили шесть свит; было высказано предположение, что источник сноса для образования пермских отложений находился к югу от р. Щучьей, вдоль нижнего течения р. Оби. В верховьях р. Мал. Таб-Ю участником экспедиции С.С. Флейшманом обнаружены развалы глыб песчаников и песчаные конкреции, содержащие раннемеловые аммониты (Эйно́р, 1941), породы оказались аналогичны описанным в 1937 г. Б.Б. Чернышевым и В.Н. Кузнецовым на западном склоне Пай-Хоя.

В 1939 г. С.Н. Волков составил схематическую карту прогноза распространения главных полезных ископаемых на Полярном Урале и Пай-Хое. В этой работе рассматриваются геология, угленосность и нефтеносность Печорского бассейна, металлоносность и нерудные ископаемые Полярного Урала и Пай-Хоя, а также месторождения свинца, цинка и меди, развитые на Вайгаче и объединяющиеся в полиметаллическую рудную формацию. Автор приходит к выводу, что исследования, проведенные на Пай-Хое, «не дают благоприятных предпосылок для нахождения промышленных месторождений в Карском районе». Из многочисленных рудных точек, известных на Пай-Хое, наибольшего внимания удостоились проявления на Море-Пэ, Падей-Яха и Безымянное, где были обнаружены небольшие жилы халькопирита с малахитом с валовым содержанием меди до 12%. Эти объекты С.Н. Волков связывал с вулканическими процессами, относимыми к варисцийскому циклу магматизма. С ними же он связывал образование месторождений флюорита на Амдерме, Осовой-Яхе и в других местах Пай-Хоя (работа С.Н. Волкова не опубликована и хранится в фондах НИИГА).

В 1941 г. О.Л. Эйно́р провел по заданию ВСЕГЕИ маршрутные исследования по рекам Каре, Силова-Яхе, Мал. Усе и на сопредельных районах Полярного Урала. В статье, посвященной результатам исследования, О.Л. Эйно́р большое внимание уделяет вопросам тектоники, в особенности взаимосвязи структур Пай-Хоя и Полярного Урала. В связи с этим он определил возраст Пайхойской системы

как более молодой – мезозойский – и отнес ее к Карской складчатой области. По его мнению, «можно утверждать, что палеозойская история Урала и Пай-Хоя указывает на существование, видимо, уже с начала палеозоя известных отличий в тектоническом режиме прилегающих друг к другу частей единой геосинклинали. Тектоническая предыстория складкообразовательных движений на Полярном Урале и Пай-Хое, по-видимому, обусловила отличия в фазах складкообразовательных движений (времени проявления, пространственной ориентировки структур)» (Эйно́р, 1946, с. 21).

О.Л. Эйно́р указывает следующую последовательность дислокаций: I – складкообразование уральского простирания, II – образование складок пайхойского простирания, III – сближение уральской и пайхойской структур по Карскому надви́гу, IV – опускание юго-западного и северо-восточного крыльев Пайхойского антиклинория по Сезимскому, Ня́рминскому и, возможно, Нерусовейскому разрывам (Эйно́р, 1946, с. 14).

Против такого вывода О.Л. Эйно́ра выступил Н.С. Шатский, посвятивший проблеме взаимоотношения Пай-Хоя и Урала специальную статью. Оспаривая мнение О.Л. Эйно́ра, Н.С. Шатский (1948) доказывал, что уральская и пайхойская складчатые системы разновозрастны и относятся к единой герцинской складчатой области. Завязавшаяся дискуссия о взаимоотношении Пай-Хоя и Урала продолжалась и в последующие годы.

Во время Великой Отечественной войны геологические исследования на Пай-Хое практически прекратились, затормозилось и развитие Амдерминского рудного узла. В годы войны в Республике Коми была заложена хорошая традиция проводить периодические геологические конференции для обсуждения полученных различными ведомствами результатов и дальнейших направлений исследований. На этих конференциях не могли не обсуждаться вопросы геологии Пай-Хоя, так как Пай-Хой – это структура, ограничивающая Печорский угольный бассейн. На Первой геологической конференции Коми АССР, созванной в декабре 1942 г., прозвучал доклад Н.В. Шмелева (1944), посвященный угленосности Силовского района, расположенного на

продолжении месторождений каменного угля Юго-Западного Пай-Хоя. До конца 1950-х гг. было проведено четыре таких конференции. Проблемы геологии Пай-Хоя обсуждались в докладах К.Г. Войновского-Кригера (1944, 1947, 1948, 1955) и Н.В. Шмелева (1948, 1955).

В 1945 г. К.Г. Войновский-Кригер опубликовал статью об обнаружении в южной части Полярного Урала двух комплексов палеозоя, названных им Елецким и Лемвинским. Елецкий автохтонный комплекс сложен карбонатными отложениями громадной мощности, а аллохтонный Лемвинский – маломощными сланцевыми осадками. Соприкосновение этих комплексов, по его мнению, происходит по тектонической линии, вытянутой вдоль Уральского хребта.

В 1948-м и 1955 гг. Н.В. Шмелев обнародовал результаты своих исследований об угольных месторождениях Юго-Западного Пай-Хоя. Он уточнил стратиграфическое деление пермских отложений: хейягинская свита на основании находок фауны отнесена к триасу; в основании юньягинской серии вместо «мергелистого горизонта» выделен сезымский горизонт, который на Пай-Хое повсеместно залегает на среднекаменноугольных известняках. Уточнен разрез Янгарейского угольного месторождения, изученного ранее Н.Н. Иорданским и Е.А. Шибаровой, и сделан вывод о том, что на этом месторождении развиты угольные пласты, одновозрастные с интинскими и паембойскими углями, поэтому здесь надо искать аналоги воркутинских углей.

Сотрудниками НИИГА были проведены съемки (геологические партии под руководством Г.Д. Белякова, Л.Н. Белякова, Л.Т. Беляковой, М.С. Вельского, Ю.С. Бушканец, П.С. Воронова, А.М. Ивановой, М.М. Лебедева, А.З. Лямина, Б.Я. Осадчева, Г.Ф. Проскурина, Е.Я. Радина, И.С. Рудника, В.И. Устрицкого, Ю.Ф. Чеботарева) в основном масштаба не крупнее 1:200000, покрывшие значительную часть территории Пай-Хоя. Отдельные карты и пояснительные записки к ним были систематизированы к 1957 г. В.Н. Смирновым, издавшим в масштабе 1:200000 лист R-41-XXVII-XXVI с пояснительной запиской. Как органические части в состав этого листа вошли материалы съемок Б.Б. Чернышева (1938,

1939), В.Н. Кузнецова (1938ф), О.Л. Эйнора (1941), И.С. Рудника (1947ф), П.С. Воронова (1948ф), Н.В. Шмелева (1944), В.И. Устрицкого (1950, 1951ф, 1952ф). Двухсоттысячный лист В.Н. Смирнова был активно использован В.И. Бондаревым, Н.Г. Загорской и А.М. Ивановой, составившими и издавшими в 1962 г. сводную карту листа R-40, 41 в масштабе 1:1000000.

К сожалению, карта В.Н. Смирнова имеет значительные неточности, особенно в трактовке магматических образований и рудопроявлений. Подавляющее большинство габбро-долеритовых тел, в том числе и крупных, не нашло на ней отражения, форма других тел показана неверно.

В 1947 году по результатам геологической съемки 1:200000, проведенной И.С. Рудник и П.С. Вороновым на междуречье рек Сибирчата-Яга и Силова-Яга, были расчленены девонские отложения.

В 1948 году П.С. Воронов продолжил геолого-съемочные работы на междуречье рр. Сопча-Ю, Хэй-Яга и Хэнгор-Ю. На составленной им геологической карте этого района выделены породы нижнего силура (ордовика), верхнего силура (силура), среднего девона и нижнего карбона. Было произведено расчленение ордовикских и силурийских пород по их литологическим признакам и по сопоставлению их с одновозрастными фаунистически охарактеризованными породами, обнаженными в северо-западной части Пай-Хоя и по реке Бол. Ою. В разрезе каменноугольных отложений выделены турнейский и визейский ярусы. Подробно охарактеризовав изверженные породы района, в 1951 году П.С. Воронов высказал предположение о додевонском времени их внедрения. В пользу этого предположения свидетельствовали находки обломков контактовых роговиков в эйфельских среднедевонских кварцитовидных песчаниках. Большое внимание было уделено им изучению тектоники района. Он придерживается взгляда, что Пай-Хой является одним из краевых антиклинориев Уральской складчатой зоны, поворачивающей от Константинового Камня на северо-запад к Югорскому Шару.

Наибольшее значение для познания геологического строения района имеют работы В.И. Устрицкого (1950, 1951ф, 1952ф). В этих

работах уделяется внимание и магматическим образованиям района, дается первая их схематическая петрографическая характеристика. Обоснован среднедевонский возраст габбро-долеритов центральной полосы и приводятся данные о кайнозойских вулканитах (долеритах и туфобрекчиях) Карской депрессии, первые сведения о которых были получены еще от И.Л. Рысюкова (1933ф) и О.А. Эйнора (1941). Им были встречены ряд выходов пластовых интрузий, залегающих «согласно» с породами силура, а также пластовая интрузия в породах (предположительно, по простираанию) пермского возраста. Им высказано предположение о двух фазах внедрения пластовых интрузий – в среднем девоне и верхней перми.

В работах Б.Я. Осадчева (1951а, б) значительно уточнены стратиграфия палеозойских отложений и структура осевой зоны Пайхойского антиклинория, впервые дано петрографическое описание диабазов, залегающих в виде силлов. В 1954 г. вышла крупная обобщающая работа по стратиграфии и фациям среднепалеозойских отложений Пай-Хоя В.И. Устрицкого, окончательно установлено наличие на Пай-Хое двух резко различающихся структурно-фациальных зон (СФЗ), а также их аналогия с лемвинскими и елецкими СФЗ Полярного Урала (Устрицкий, 1961а).

С 1948 г. геологическую съемку в масштабе 1:200000 на Юго-Восточном Пай-Хое и западных предгорьях Полярного Урала проводили Б.Я. Осадчев и А.М. Иванова. Материалы съемочных работ опубликовали позже (Осадчев, 1951а, б, 1954; Осадчев, Иванова, 1952; Устрицкий, 1953, 1956, 1958, 1961а, б; Иванова и др., 1957; и др.). Именно в 1950-е годы был окончательно установлен триасовый возраст хейягинской серии (Хайцер, 1962а, б; Чалышев и др., 1965), разработана унифицированная стратиграфическая схема пермских отложений (Македонов, Погоревич, 1966), начата работа по разработке унифицированных стратиграфических схем палеозоя и мезозоя Урала и Русской платформы.

Одним из основных вопросов, по которым в этот период развернулась дискуссия, не завершившаяся до настоящего времени, был вопрос о взаимоотношении Урала и Пай-Хоя. По мнению О.Л. Эйнора, пайхойская система

резко наложена на структуру варисцийского Урала и имеет более молодой (раннеальпийский) возраст складчатости. Подобной точки зрения придерживался К.Г. Войновский-Кригер (1956), хотя считал Пай-Хой не раннеальпийской, а поздневарисцийской структурой, наложенной на общий седиментационный чехол. Оспаривая мнение О.Л. Эйнора, Н.С. Шатский (1948) в специальной статье доказывал, что уральская и пайхойская системы разновозрастны и эти структуры относятся к единой герцинской складчатой области. Точку зрения Н.С. Шатского поддержали Н.П. Херасков, проводивший в это время исследования на Полярном Урале, и Б.Я. Осадчев (1954), изучавший взаимоотношения Пай-Хоя и Полярного Урала и высказавший предположение, что Нярминский антиклинорий Полярного Урала является продолжением пайхойских структур.

Несмотря на большой объем выполненных в рассматриваемый период геологосъемочных работ, большинство среднемасштабных геологических съемок было произведено недостаточно комплексно и качественно. Специальной комиссией, занимавшейся переоценкой геологических карт по состоянию на 1 января 1956 г., было установлено, что значительная часть заснятых площадей для получения кондиционных карт нуждается в дополнительных исследованиях или даже полной пересъемке. По этой причине на ряде площадей, заснятых до 1955 г., для усовершенствования ранее составленных карт проводились контрольно-увязочные маршруты. В 1955 г. ВСЕГЕИ опубликовал «Инструкцию по производству комплексной геологической съемки», на основе которой для каждого региона разрабатывалась легенда, шире стали использоваться материалы аэрофотосъемки.

С 1954 г. в общем комплексе геологических исследований и поисково-разведочных работ на Пай-Хое стали широко применяться и геофизические методы исследования. В частности, Д.В. Левиным и С.М. Крюковым (НИИГА) была проведена аэромагнитная съемка. Она показала, что зона интенсивных магнитных аномалий, характерных для интрузивных пород основного и ультраосновного состава восточного склона Урала, севернее 68° с. ш. меняет северо-восточное направ-

ление на северо-западное и продолжается в этом направлении под Байдарацкой губой параллельно Пай-Хою (Левин, Крюков, 1959). На основании этих данных был сделан вывод о том, что Пай-Хой является непосредственным продолжением западного склона и центральной зоны Урала (Иванова и др., 1957).

В 1956 г. была завершена аэромагнитная съемка Новосибирской геофизической экспедицией под руководством Р.А. Гафарова, в итоге установлены общие закономерности строения магнитного поля и выяснена его связь со строением фундамента основных геотектонических структур. Результаты аэромагнитных исследований были опубликованы только в 1963 г. (Гафаров, 1963), хотя на основе этих материалов еще в 1959 г. В.С. Журавлевым и Р.А. Гафаровым была составлена схема тектоники северо-востока Русской платформы (Журавлев, Гафаров, 1959).

Многолетние исследования коллектива НИИГА ознаменовались рядом обобщений. Кроме упоминавшихся выше геологических карт и карт полезных ископаемых масштабов 1:200000 и 1:100000 в печати появилась серия статей, раскрывающих те или иные вопросы геологии Пай-Хоя (Устрицкий, 1953, 1956, Иванова и др., 1957, Иванова, 1958, Осадчев, 1954 и др.). Однако и в этих работах проблемы магматизма и металлогении не нашли необходимого отражения. В 1964 г. была опубликована работа М.Ф. Лобанова «Рудные и нерудные полезные ископаемые Центральной части Советской Арктики» и вышла в свет серия статей по металлогении того же автора (Лобанов, 1962). Это неплохое обобщение, но в нем рассматриваются только гидротермальные рудопроявления Пай-Хоя. К тому же бедный фактический исходный материал привел автора к сомнительному выводу о едином (триасовом) времени формирования гидротермального оруденения в связи с одним тектономагматическим циклом. Этот вывод распространяется на весь советский сектор Арктики.

Еще одно металлогеническое обобщение было выполнено специалистами ВКГРЭ. Это комплексная металлогеническая карта масштаба 1:500000, составленная В.М. Гуменовым, М.В. Тонтыковым и др. в 1967 г. Она практически не несла новой металлогенической информации, т. к. исходный материал

был не богаче лобановского, а методика обобщения не поднималась выше формально-графической.

Период 1958–1965 гг. характеризуется проведением планомерного геофизического изучения Пай-Хоя. В 1958–1959 гг. под руководством К.А. Кривцова выполнена пятикилометровая гравиметрическая съемка Пай-Хоя в масштабе 1:500000. Результаты этой съемки оказались весьма информативными. На карте изоаномал сил тяжести отчетливо выделяется Пайхойская зона положительных аномалий и прилегающая к ней на юго-западе Коротайхинская зона отрицательных аномалий. Пайхойская аномальная зона расшифровывается как отражение структур древнего фундамента, а не современного структурного плана Пайхойского антиклинория. На основании этого К.А. Кривцов делает вывод о существовании на Пай-Хое древнего докембрийского хребта, являющегося одним из образований Палеоурала. Структура его не совпадает с современным структурным (тектоническим) планом Пай-Хоя.

В 1959–1960 гг. проводилась магнитная съемка Пай-Хоя в масштабе 1:200000 (Новосибирская аэромагнитная экспедиция, В.В. Большаков, 1961ф), по материалам которой выполнено тектоническое районирование Урало-Пайхойской провинции. Эта съемка раскрывает относительно спокойное магнитное поле района, на фоне которого интрузивам основных пород соответствуют линейно-вытянутые вторичные аномалии. В дополнение к ней в 1961 г. О.П. Ушаковым и др. (партия № 26 Северной экспедиции Министерства геологии и охраны недр) проведена аэрогамма и аэромагнитные съемки масштаба 1:100000 (Ушаков и др., 1962ф). В соответствующих полях пластообразные тела габбро-долеритов четко проявляются в виде узких вытянутых положительных аномалий. Гамма-поле спокойное, безаномальное. Интересным результатом работ О.П. Ушакова является выявление на берегу Карского моря около о. Тарасовой выходов диоритов (по другим данным сиенитов), залегающих в пермских песчаниках и окруженных мощными роговиковыми зонами. Более детально эти образования не исследованы. В результате этих исследований «создалось впечатление, что Пай-Хой и По-

лярный Урал являются, по-видимому, самостоятельными тектоническими элементами» (Загороднов, 1963, с. 55).

В этот период продолжалась острая дискуссия по проблеме связей Урала и Пай-Хоя, в нее включалось все большее число участников. Например, В.И. Устрицкий пришел к выводу, что «Пай-Хой и Полярный Урал являются краевой частью обширной Уральской складчатой области ... и, являясь в фациальном и структурном отношении продолжением как западной, так и центральной зон Полярного Урала, Пай-Хой представляет структуру, возникшую на месте краевого прогиба» (Устрицкий, 1956, с. 438). По его мнению, наличие Карского и Осоевского надвигов, разграничивающих структуры Пай-Хоя и Полярного Урала, не подтверждается. К аналогичным выводам, по данным среднемасштабной геологической съемки, пришли Л.Н. Беляков и Л.Т. Белякова (1961).

В 1959 г. была опубликована статья В.А. Дедеева, посвященная взаимоотношениям Полярного Урала с соседними складчатыми областями – Пай-Хоем и Таймыром. Его основные представления о связях Урала и Пай-Хоя сводятся к следующему: «на территории Пай-Хоя нет типичных отложений лемвинского типа, поэтому нельзя говорить об общности развития Урала и Пай-Хоя в среднем палеозое; Пай-Хой представляет собой виргацию западного склона Полярного Урала и не является прямым продолжением структур Урала в целом. Продолжение восточной ветви Урала следует искать на Таймыре. В геотектоническом отношении структуры западного склона Полярного Урала и Пай-Хоя вместе с Новой Землей относятся к внешней (ослабленной) зоне геосинклинальной складчатости и краевому прогибу» (Дедеев, 1959, с. 392 – 393).

Эти же проблемы были поставлены в 1961 г. в докладе С.Н. Волкова на заседании Ученого совета ВСЕГЕИ. На основании анализа тектонического развития Пай-Хоя С.Н. Волков пришел к выводу, что «вряд ли допустимо рассматривать Пай-Хой как непосредственное продолжение СФЗ западного склона Урала. Пай-Хой, скорее всего, принадлежит к Пайхойско-Новоземельской складчатой области, геотектонические позиции которой существенно отличаются от тех,

какие свойственны западному склону Урала» (Волков, 1963, с. 10). Именно с этого доклада в широкий научный оборот вошло наименование «Пайхойско-Новоземельская складчатая система», включающая территорию островов Вайгач, Новая Земля, Югорского полуострова и Полярной части Урала и отличающаяся от Уральской области особенностями строения и отсутствием зональности (надо заметить, что впервые термин «Новоземельско-Вайгачско-Пайхойская складчатая система» применил в 1936 г. М.М. Ермолаев).

Во ВНИГРИ в 1960-х гг. главенствовала точка зрения, согласно которой рассмотренная выше система полностью развивалась на основе Предуральского периклинального прогиба и «Предуральский пермский краевой прогиб севернее Усть-Щугорского (Кожимского) поперечного поднятия перерос в более молодую складчатую систему, не получившую полного геотектонического развития» (Дедеев и др., 1962, с. 38; Сравнительная тектоника..., 1969). По мнению авторов указанных статьи и монографии, эта система относится к ранним киммеридам ($J_1 - J_2$). Согласно В.И. Бондареву, образование Пайхойского антиклинория относится к позднепалеозойско-раннемезозойскому времени. По его представлению, Новоземельско-Пайхойская складчатая система является частью Уральской, но развивалась под влиянием байкальской структуры комплекса основания и Грампианской геосинклинали. Сопряжение структур в области выходов древних толщ происходит по разрыву, а «в районе выходов молодых пород западного склона Урала намечается не осложненный разрывными нарушениями разворот структур от уральского направления к пайхойскому» (Бондарев, 1963, с. 31; 1964).

Н.П. Херасков и А.С. Перфильев (1963) полагали, что Новоземельско-Пайхойская складчатая система существенно отличается от Уральской как по простиранию тектонических структур и их морфологии, так и по характеру отложений. По их мнению, она входит в субширотную палеозойскую складчатую систему, развитую в пределах Северного Ледовитого океана. Современная структура этой складчатой системы, по мнению Н.П. Хераскова, возродилась в основном в триасе на месте периклинального прогиба.

В 1963 г. была опубликована капитальная сводка по геологическому строению Архангельской и Вологодской областей и Коми АССР (том II в серии работ «Геология СССР»), основным исполнителем которой была В.А. Варсанофьева. В отношении связей Пай-Хоя и Урала в этой работе была принята точка зрения, согласно которой «Пай-Хой – боковая ветвь Урала, непосредственное продолжение западной половины Уральской геосинклинали, восточная часть которой имеет иное направление» (Варсанофьева, 1963, с. 792).

В 1964 г. была выполнена двухмиллигальная гравиметрическая съемка (Исаев и др., 1965ф, Водолазский и др., 1966ф), детализовавшая данные пятимиллигальной съемки и позволившая уточнить тектоническое районирование территории. Вскрылось кулисообразное строение Центральной зоны Пай-Хоя, юго-западный борт которой крутой и сложнослоистый, северо-восточный – относительно пологий.

С 1965 г. в центральной зоне Пай-Хоя Воркутинская комплексная геологоразведочная экспедиция начала проводить планомерные детальные съемочные работы масштаба 1:50000. В 1965–1967 гг. этими работами была охвачена территория, примыкающая к Югорскому Шару (Д.Д. Мазур, В.И. Шляхов), в 1966–1970 гг. – бассейн р. Сопча-Ю (Ю.В. Жуков, О.В. Заборин, Б.П. Липатов), в 1967–1969 гг. – район Юнко-Шора (В.В. Макарихин, М.А. Маслов); в 1968–1969 гг. – район г. Нял-Пэ (Ю.В. Жуков, О.В. Заборин); в 1968–1970 гг. – район оз. Тоин-То (К.В. Давыдов, Д.Д. Мазур, А.С. Микляев, Х.Т. Шляхова), в 1973 г. – Едунейская брахиантиклиналь (А.С. Микляев), в 1973–1977 гг. – Карская депрессия (М.А. Маслов, Г.П. Пономарев, Г.Я. Пономарев); 1976–1978 гг. – бассейн рек Силова-Яхи и Сибирчата-Яхи (А.С. Микляев). Съемка сопровождалась поисково-разведочными работами и картировочным бурением. Были полностью засняты выходы габбро-долеритовой полосы в междуречье Сибирчата-Хэй-Яга и получен весьма представительный геологический материал. Существенным результатом этих работ явилось выявление ряда медно-никелевых и борных рудопроявлений и исследование строения некоторых из них (участок «Первый»). Съемка

сопровождалась тематическими петрографическими и минералогическими исследованиями, которые в значительной степени облегчают металлогенический анализ заснятых площадей. В эти же годы на Пай-Хое проводились ревизионно-опробовательские работы на некоторые виды полезных ископаемых: на бокситы – в бассейне р. Кары в 1973–1975 гг. (Д.Д. Мазур, С.Д. Петров), на фосфориты – в бассейне р. Кары в 1971–1972 гг. (К.В. Давыдов, А.С. Микляев), на горе Едуней в 1973 г. (А.С. Микляев), на флюорит и сульфиды – в бассейне рек Силова-Яхи и Сибирчата-Яхи в 1976–1978 гг. (А.С. Микляев).

С 1968 г. на перспективных площадях, выявленных Сопчинской ГПСП, проводились детальные комплексные поиски медно-никелевых руд. На участке «Первый» и прилегающих площадях проведены геологические (Сопчинская ГПСП, Ю.В. Жуков, А.И. Иванченко, И.И. Моршанский), комплексные геофизические (Печорская геофиз. эксп., М.Г. Агафонов, М.А. Зыскин) и геохимические (В.Н. Сокольников, Зап. геохимич. экспедиция) исследования, принесшие обильный и представительный фактический материал. К сожалению, этот материал был обработан без достаточно строгого геологического фундамента и поэтому нуждался в дополнительном анализе и обобщении. Но в результате вышеописанных работ было установлено, что сульфидное медно-никелевое оруденение фиксируется комплексными ореолами никеля, меди, кобальта и серебра, в то же время как над зонами пирротинизации появляются лишь разобщенные в пространстве моноэлементные ореолы меди и никеля.

Гравиразведочные работы выполняли Н.П. Боровских, Ю.А. Босых, Ю.Г. Бороздин, В.И. Водолазский, А.Н. Конева и др., магниторазведочные – Н.И. Гранович и др., электроразведочные – Г.С. Габлина, Т.И. Дубова, О.А. Жаркова, Г.А. Сметанина, Ш.А. Юсупов и др., сейморазведочные – Р.И. Бирон, В.А. Журалева, И.В. Запорожцева, В.А. Курильчик, З.В. Москалюк, С.А. Прохоров, Н.А. Хайдаров, Т.К. Щусь и др. Это далеко не полный список исследователей.

В 1969 г. подобные комплексные исследования проводятся теми же организациями, но на более широкой площади, охватываю-

щей крупный Сопчинский массив и всю прилегающую к нему часть юго-западного крыла антиклинория в пределах развития габбро-долеритовой полосы. Кроме того, отрядом К.В. Давыдова (ВКРГЭ) была произведена крупномасштабная (1:100000) съемка юго-западного крыла Сопчинской антиклинали, а Осиповой (НИИГА) – осмотр магматических тел Сопчи и участка «Первого».

В 1969 г. на Пай-Хое проводились тематические работы по составлению карты четвертичных отложений и геоморфологической карты масштаба 1:500000 (Зархидзе и др., 1969). В результате этих работ составлена принципиально новая стратиграфическая схема четвертичных отложений Пай-Хоя, доказан их морской генезис и уточнен возраст отдельных толщ. Установлено, что Пайхойский регион испытывал тектонические (блоковые) подвижки в позднечетвертичное время, в результате чего разновозрастные отложения выведены на различные высоты, что значительно затрудняет их картирование.

В 1970–1976 гг. на территории Центрально-Пай-Хоя Ненецкой партией Геофизической экспедиции Западного геофизического треста проведена аэроэлектроразведочная комплексная съемка методами АМ (акустический метод) и БДК (метод бесконечно длинного кабеля), в результате которой выделены участки, представляющие интерес на поиски сульфидных медно-никелевых руд, и установлено, что Центральный Пай-Хой представляет собой крупный горст, ограниченный мощными разломами северо-западного и субширотного направлений. Системой этих нарушений он разбит на отдельные блоки, имеющие разную амплитуду вертикального смещения. Во всяком случае имеющиеся данные аэромагнитной съемки и аэроэлектроразведочных работ позволяют говорить о наличии в пределах крупных разломов значительных скоплений сульфидных руд (магнитные тела высокой проводимости).

Дискуссия о взаимоотношениях Уральской и Пайхойско-Новоземельской складчатых систем продолжалась и в этот период. По мнению Я.И. Полькина (1974), Новоземельско-Пайхойская складчатая система является самостоятельной складчатой ветвью Урало-Новоземельского складчатого пояса.

От Уральской она существенно отличается отсутствием эвгеосинклинальной зоны, сланцевых синклиналий и краевых поднятий. Главным отличием, по его мнению, является ее более позднее замыкание, приходящееся на триас, что дало повод «выделить Новоземельско-Пайхойскую складчатую систему как наиболее молодую – юноварисцийскую – из общего варисцийского этапа складчатости» (Полькин, 1974, с. 254).

Исследования, проводимые Институтом геологии Коми ФАН СССР в 1968 г. (Н.П. Юшкин, В.П. Давыдов, Ю.Н. Ромашкин, Л.А. Юшкина, О.Г. Куратова), начались с детального исследования рудопроявления на участках «Первый», «Малый Зеленый» и «Большой Зеленый», «Бурый», «Малый» и магматических образований прилегающей к ним площади, включая антиклиналь Черного-Иза. Кроме того, был проведен ряд обзорных маршрутов в районе г. Сопчи, р. Хей-Яги и изучен участок «Дальний».

Были произведены также исследования флюоритовых и медно-никелевых месторождений (Г.Н. Боболович, А.Ф. Кунц, Ю.Н. Ромашкин, Б.А. Остащенко, Н.П. Юшкин). Позже были организованы отряды для изучения стратиграфии палеозойских и мезозойских отложений (В.А. Молин, Н.В. Калашников, А.И. Першина, В.С. Цыганко, В.И. Чалышев, В.А. Чермных). Изучением особенностей литологии и геохимии развитых на Пай-Хое толщ занимались А.А. Беляев, А.И. Елисеев, Г.Ф. Семенов, Я.Э. Юдович и др., тектоники Пай-Хоя – В.А. Дедеев, Н.И. Тимонин, В.В. Юдин и др. Их геологическими маршрутами была охвачена вся территория Пай-Хоя. Собранный во время экспедиций материал лег в основу огромного числа статей, ряда научных отчетов, монографий, кандидатских и докторских диссертаций (из большого числа опубликованной литературы назовем лишь некоторые, имеющие принципиальное значение (Остащенко, 1979; Юшкин и др., 1982, 2002; Елисеев и др., 1984; Юдин, 1994).

В 1969 г. исследования проводились сотрудниками Института геологии Коми филиала АН СССР по всей габбро-долеритовой полосе, с акцентом на рудопроявлениях, расположенных на обширной площади от истоков

р. Б. Ою на западе до Хэнгур-ща на востоке. Кроме долеритовой полосы довольно детально исследована зона гидротермальных рудопроявлений Cu, V, Zn, а в районе р. Путь-Ю выходы вулканогенных туфобрекчий на рр. Путь-Ю и Пут-Ты Вис, Cu-Zn – минерализация в районе г. Пестан-Мылк. В результате был собран материал для минералогической характеристики всех геологических образований Пай-Хоя, до верхнекаменноугольных включительно (Н.П. Юшкин, Б.А. Остащенко, В.П. Давыдов, Ю.Н. Ромашкин, А.М. Фишман, Г.А. Беляков).

Полученные в эти годы материалы указывают на шарьяжное строение Пай-Хоя. До этого даже среди тектонистов бытовало мнение, что «шарьяжи на Пай-Хое не установлены» (Пучков, 1979, с. 69) и структура Пайхойского поднятия находится на месте своего образования в виде классического антиклинория, крылья которого сложены глубокоководными и шельфовыми комплексами формаций с постепенными переходами (Устрицкий, 1961а, б; Еномян, 1971; Тимонин, 1978). Существовало и такое представление, что «Пай-Хой является крупным и сложным валом, возникшим в результате инверсии интракратонной госинклинали» (Енцова, 1981, с. 68).

В период 1971–1973 гг. были изучены и охарактеризованы флюоритовые и медно-никелевые месторождения (Г.Н. Боболович, А.Ф. Кунц, Ю.Н. Ромашкин, Б.А. Остащенко, Н.П. Юшкин). Геологическими маршрутами была охвачена вся территория Пай-Хоя. Собранный во время экспедиций материал лег в основу огромного числа статей, ряда научных отчетов, монографий (Елисеев и др., 1984; Остащенко, 1979; Юшкин и др., 1982, 2002; Юдин, 1994; и др.).

При более углубленных структурных, формационных и геолого-геофизических исследованиях было выяснено, что развитый на Пай-Хое бативальный (карский сланцевый) комплекс имеет тектонические контакты с шельфовым (печорским карбонатным) комплексом, далеко надвинут на него в юго-западном направлении, а зоны контактов перекрыты крупноамплитудными надвигами (Дедеев, 1983; Беляков, Дембовский, 1984а, б; Елисеев и др., 1984; Беляков и др., 1985; Юдин, 1985,

1990а, б, 1991а, б, 1992а, б, в, 1994; Юдин, Дедеев, 1987; Гитев, 1988, 1995; Беляев и др., 1989а, б; Тимонин, Юдин, 1999; Тимонин, Беляев, 2002 и др.). В результате синтеза результатов предшествующих работ и новых материалов, полученных авторами, геологическое строение региона существенно переинтерпретировано. На Пай-Хое выделены разнопорядковые надвиги и шарьяжи, которые легли в основу современного тектонического районирования в качестве ограничений литодинамических комплексов, смятых в систему сложных линейных складок.

На рассматриваемом этапе изучения Пай-Хоя наибольшее методологическое значение имела кандидатская диссертация Б.А. Остащенко (1979), в которой подробно дается характеристика сульфидной минерализации, рассматривается ее пространственное распределение и генезис. В работе Б.А. Остащенко были сделаны выводы о геологической типизации, условиях кристаллизации, составе оруденения, дано сопоставление с норильскими месторождениями. В упомянутой диссертации также дается детальное описание породообразующих минералов, приводится петрогеохимическая характеристика базальтоидов. Рассматриваемая работа впервые дает наиболее полное представление о минеральном составе как породообразующих, так и сульфидных минералов, в ней детально рассмотрены вопросы магматогенного рудообразования и делаются выводы о перспективности пайхойских медно-никелевых рудопроявлений.

В отчете Н.М. Чернышова (Чернышов и др., 1990ф) приводятся данные изучения габбро-долеритовых интрузий центральнопайхойского (хэнгурского) комплекса. В целом в данной работе дается отрицательная оценка перспективности обнаружения крупных залежей медно-никелевых руд. Как важный плюс следует отметить впервые полученные данные по редкоземельным элементам и благороднометалльной минерализации, но при этом отсутствуют четкие выводы об их генезисе и составе.

Конец 1980-х – начало 1990-х гг. был и периодом перестройки, и распада СССР, что привело к упадку в геологии по причине сла-

бого финансирования и преимущественного интереса к коммерчески выгодным проектам. Все это не могло не сказаться и на изучении Пай-Хоя.

Лишь в 2004 г. появляется новая работа по Пай-Хою Н.И. Тимонина, в которой по сравнению с общепринятой плитной глобальной тектоникой были существенно иначе интерпретированы строение и история тектонического развития региона. Это значительно отличало ее от ранних работ, основанных «на учениях о геосинклиналях, глубинных разломах и блоковой тектонике, представляющих взгляды фиксизма и умеренного мобилизма» (Тимонин и др., 2004, с. 7).

В период 2004–2005 гг. на территории Пай-Хоя от реки Силовая до Карской губы и от реки Сибирчата до п. Амдерма полевые исследования проводили отряды Института геологии Коми НЦ УрО РАН под руководством А.В. Терентьева и Р.И. Шайбекова. Объектами исследований служили габбро-долериты, связанное с ними сульфидное оруденение, а также минерализации барита, марганца, бирюзы. Результаты этих исследований отражены в дипломных работах студентов СыктГУ (2004–2006 гг.), в материалах конференций и статьях научных журналов (Шайбеков, 2005; 2006; 2007; 2008; 2009а, б, в, г, д, е; 2010а, б, в, г; 2011а, б; 2012).

В 2008 г. в рамках доизучения территории листа R-41 масштаба 1:1000000 (Шкарубо и др., 2008ф) была выпущена государственная геологическая карта третьего поколения. В объяснительной записке к карте было уделено внимание вопросам стратиграфии, магматизму, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии, истории геологического развития, полезным ископаемым и закономерностям их размеще-

ния в южной части шельфа Карского моря, а также прилегающей суши: Пай-Хоя и Полярного Урала. В ней были также учтены данные геологических, геофизических, тектонических, литолого-фациальных и палеогеографических исследований предшественников.

В период 2008–2010 гг. на территории Пай-Хоя проводились работы в рамках ГДП-200 сотрудниками ЗАО «Поляргео» (г. Санкт-Петербург) с участием в полевом сезоне 2009 г. автора настоящей монографии.

В 2009 г. М.Я. Поповым (Попов, 2009) в результате анализа геологических и геофизических материалов делается вывод о том, что «обнаружение достаточно крупных промышленных месторождений, выходящих на дневную поверхность либо под чехол четвертичных отложений, маловероятно». При этом предполагается, «что на более низких горизонтах многоярусной магматической системы района имеют место более основные, более магнезиальные и хромитсодержащие интрузии, близкие к рудоносным норильским интрузиям». Дается оценка Пай-Хоя как зоны, перспективной на медно-никелевое оруденение, что связано с выделением на его площади области «гравитационного максимума, сопряженного с региональной аномалией магнитного поля», что позволяет «рассматривать [магнитное поле] как центральную часть потенциально рудоносного района, являющуюся очаговой зоной магматизма». В заключение автором даются рекомендации по постановке бурения на глубинах до 2 км, их местоположению и обоснованию, а также выводы о необходимости комплексного крупномасштабного геолого-геофизического доизучения территории потенциально рудоносного района.

ГЛАВА II. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПАЙХОЙСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

2.1. Стратиграфия

В данном разделе мы коснемся лишь краткой характеристики палеозойских отложений, поскольку они были достаточно подробно охарактеризованы в ряде прежних работ научных и производственных организаций (Атлас характ. комплексов..., 1986; Беляев, 1981, 1987, 1991ф; Белякова, 1965; Беляков, Енокян, Чермных, 1981; Богословская, 1997; Войновский-Кригер, 1944, 1948, 1956; Геолог. месторожд., 1965; Горский, 1986; Горский, Гусева, 1986; Гуськов, 1988; Гуськов и др., 1980; Жуков и др., 1969ф, 1971ф; Заборин и др., 1977ф; Енокян, 1971; Иванова, Устрицкий, Молдаванцев, 1957; Канев, Колода, 1993; Корень, Енокян, 1970; Маслов, Костюкова, 1977ф; Микляев и др., 1971ф, 1973ф, 1994, 1998ф; Миронова, 1955; Миронова, Степанов, 1957; Опорный разрез..., 1970; Осадчев, Иванова, 1955ф; Палеонтолог. атлас..., 1983; Пухонто, 1996ф; Першина, Цыганко, 1980; Ротай, 1947а, б; Силаев, 1972; Смирнов, 1959ф; Стратиграфический словарь..., 1977; Угленосная формация..., 1990; Устрицкий, 1954ф, 1958; Цыганко, 1981; Чалышев, Варюхина, 1968; Чернов, 1936; Шкарубо и др., 2008ф; Шляхов и др., 1968ф; Шмелев, 1955; Юдина, 1986; Юдина, Пучков, 1987; Яцук, 1993).

Ниже нами приводится краткое описание стратиграфии района по материалам М.А. Шишкина (Шкарубо и др., 2008ф), так как они являются наиболее детальными и современными.

Пайхойская подзона занимает осевую часть Пайхойского кряжа. Ее юго-западная граница в современной структуре в основном совпадает с контурами Пайхойского аллохтона и проходит по линии Главного Пайхойского надвига. Однако есть участки, где карско-лемвинские (пайхойские) формации развиты к юго-западу от него. Наиболее крупным блоком паравтохтонного развития лемвинских формаций вне контура Пайхойского аллохтона является бассейн среднего течения рек Си-

бирчата-Яха и Хейяга, который выделяется в ранге Пестанмылькского района. Лемвинские формации в пределах Пайхойского аллохтона рассматриваются в составе Карского района. Кроме того, здесь имеются еще несколько небольших по площади участков развития лемвинских фаций за пределами Пайхойского аллохтона в Иргизлинско-Карской подзоне. Это губа Мара-Пага, мыс Сухой Нос на о. Вайгач и руч. Выяшор (приток р. Кара). Литологически эти участки отвечают разрезам оюской и ливановской свит.

Основание разреза Пайхойской подзоны представлено отложениями хенгурской свиты позднекембрийско-среднеордовикского возраста, которая на Югорском полуострове с резким угловым несогласием залегает на рифейско-вендских отложениях амдерминской, морозовской и сокольнинской свит, а в районе Едунейской брахиантиклинали – на рифейско-нижнекембрийских отложениях бедамельской серии и енганепэйской свиты. Выше ордовикский разрез наращивается тальбейтивисской свитой среднего ордовика, сопчинской свитой верхнего ордовика, оюской и ливановской свитами силура-нижнего девона, падейской свитой нижнего-среднего девона, путьюской и громашорской свитами верхнего девона. Начиная с верхнего девона, в пределах Пайхойской подзоны отмечается существенная фациальная неоднородность. В Карском районе накапливается последовательность из батиальных осадков силоваяхинской (D_3-C_1), карской (C_1) и карасиловской свит (C_2-P_1). В Пестанмылькском районе выделяется сибирчатаяхинская толща, включающая преимущественно склоновые отложения верхнего девона – нижнего карбона.

Ассельско-сакмарские отложения формировались в начальный этап развития краевого прогиба, когда терригенный материал, поступающий с востока, накапливался в восточном флишевом трогге Лемвинской СФЗ, не достигая Предуральского краевого прогиба.

В этот период в пределах Коротайхинской и Косью-Роговской подзон возникла область некомпенсированной депрессионной впадины, в которой накапливались относительно маломощные мергелистые толщи сезымской и нэлыняшорской свит, а на вновь сформированной карбонатной платформе с рифовым внешним краем (Сарьюгинская подзона) формировались шельфовые карбонатные образования сарьюгинской серии.

Со второй половины сакмарского века (стерлитамакский горизонт) терригенный материал с востока, заполнивший к этому времени остаточный флишевый трог, начинает поступать в депрессионную впадину. Сарьюгинский карбонатный шельф продолжает свое существование до самого начала кунгурского века (саранинского горизонта). На остальной части краевого прогиба начинается накопление сероцветной морской молассы, которая в Косью-Роговской подзоне выделяется как алевролито-аргиллитовая толща, а в Коротайхинской подзоне входит в состав юнъягинской серии (гусиная, бельковская и талатинская свиты).

Начиная с филипповского горизонта кунгурского яруса, на всей территории предурального краевого прогиба начинает накапливаться угленосная моласса, которая на территории Сарьюгинской и Косью-Роговской подзон состоит из последовательности адзьвинской, интинской свит и печорской серии. В Коротайхинской подзоне угленосная моласса представлена на кунгурско-уфимском уровне лекворкутской и интинской свитами, традиционно объединяемыми в воркутскую серию, а на позднеуфимско-вятском уровне – сейдинской и силовской свитами (объединяемыми в печорскую серию).

Более подробная литолого-стратиграфическая характеристика района отражена на стратиграфической схеме палеозойских отложений Пай-Хоя (рис. 1).

2.2. Магматизм

Базальтоидные формации известны на Южном острове Новой Земли, острове Вайгач и Югорском полуострове. На Пай-Хое девонские базальтоидные комплексы в разное время изучали П.С. Воронов, К.В. Давы-

дов, В.П. Давыдов, Ю.В. Жуков, О.В. Заборин, Л.А. Костюкова, В.А. Маслов, А.С. Микляев, Б.Я. Осадчев, Б.А. Остащенко, М.В. Фишман, Н.П. Юшкин и др.

Хенгурский (центральнопайхойский) габбро-долеритовый комплекс (рис. 2) (Заборин, 1972, 1975ф; Юшкин и др., 1972; Остащенко, 1975ф, 1979;) представлен исключительно гипабиссальными субинтрузивными телами, локализующимися в терригенно-карбонатных породах средне-позднеордовикского возраста (хенгурская, тальбейтывисская, сопчинская свиты) в осевой части Пайхойского антиклинория. Только в междуречье Хейяхе и Силова-Яхи закартировано свыше 400 долеритовых тел (Остащенко, 1979). Форма долеритовых тел в большинстве случаев пластовая (силлы). Их контакты согласны со слоистостью вмещающих пород. Только в некоторых телах, выполняющих крупные камеры, в верхней части разреза иногда отмечаются несогласия (пологосекущие контакты, хонолитоподобная форма). Мощность тел колеблется от 1,5 до 150–200 м, протяженность – от 100 м до 15–17 км. Отдельные выходы представляют собой фрагменты весьма крупных межпластовых интрузий протяженностью до 100 км. Долеритовые тела интенсивно дислоцированы с вмещающими породами и совместно с ними участвуют в строении складок.

С дифференцированными интрузиями генетически связано сульфидное медно-никелевое оруденение.

Характерной особенностью является постоянное развитие резко выраженных зон ороговикования вмещающих пород у подошвы и кровли силлов. В карбонатных породах экзоконтактовые зоны представлены кальцифирами. По данным В.И. Силаева (1971, 1972, 1977, 1978), изохимические процессы формирования роговиков развивались при давлении 300–500 бар, температура магмы в момент внедрения достигала 1000–1100 °С, температура прогрева вмещающих пород – 300–600 °С.

По особенностям строения, состава и механизма дифференциации интрузивные тела долеритов Центральнопайхойского комплекса делятся на три основных типа (Заборин, 1975ф; Остащенко, 1979; Юшкин и др., 1972).

Тип I – полнодифференцированные (гравитационно-дифференцированные) тела с высокой степенью разделения и отчетливой стратификацией дифференциатов. По разрезу от подошвы к кровле тел выделяется до десяти горизонтов. Характерны слоистое асимметричное строение тел, согласное со слоистостью вмещающих пород, накопление тяжелых оливинсодержащих разностей в приподошвенных частях, постепенные переходы между дифференциатами, указывающие на внутрикамерный процесс разделения.

К этому типу относятся наиболее крупные тела района, локализующиеся в древнейших горизонтах ордовика (хенгурская свита – лланвирнский ярус), что позволило О.В. Заборину (1972) весь этот комплекс называть хенгурским.

Тип II – частично дифференцированные (кристаллизационно-дифференцированные) и недифференцированные тела – характеризуются относительно однородным строением, слабой дифференцированностью по составу и довольно отчетливы по структуре. Этот тип дифференциации обусловлен процессом медленного остывания интрузива с накоплением летучих в остаточных расплавах незакристаллизовавшейся магмы. Гравитационной сепарации минералов не происходило, но сила тяжести все же влияла на подразделение пород внутри интрузивного тела. В частности, более мощная зона приконтактовых мелкозернистых долеритов отмечается больше у кровли массива, и зона пегматоидных разностей оказывается сдвинута от геометрического центра тела к его кровле. Таким образом, в телах рассматриваемого типа наблюдается асимметричное концентрически-зональное строение, резко отличное от асимметрично-слоистого строения тел первого типа.

Интрузивные тела II типа наиболее широко распространены в исследуемом районе. К ним относятся практически все маломощные, но протяженные силлы на крыльях поднятия.

Тип III – сложнодифференцированные тела – характеризуются разнообразием петрографического состава, обусловленным проявлением разных типов магматической дифференциации. Им свойственны пикритовые долериты и плагиопироксениты, породы

нормального ряда долеритов (известково-щелочная ветвь), а также лейкократовые субщелочно-натриевые долериты. К этому типу относится участок «Первый». Взаимоотношения между разностями пород указывают на многофазный характер сложнодифференцированных тел (Заборин, 1979; Остащенко, 1975ф).

Возраст магматитов хенгурского комплекса ранее определялся по структурным взаимоотношениям пород и изотопным калий-аргоновым датировкам. В результате применения К-Аг-метода предшественниками были получены следующие возрастные датировки: 455 ± 25 – 249 ± 11 млн лет (Остащенко, 1979; Юшкин и др., 1972; Юшкин, 1980; Фишман и др., 1983); 382 ± 20 – 268 ± 24 млн лет (Заборин, 1975ф); 382 ± 2 – 344 ± 2 млн лет (Мащак, 1979ф); 362 – 200 млн лет (Жуков и др., 1971ф) для недифференцированных тел и 294 ± 12 – 268 ± 24 млн лет (Юшкин и др., 1972) – для дифференцированных тел; методом сравнительной дисперсии двупреломления по моноклинным пироксенам получены цифры: 344, 363, 387, 434 ± 15 млн лет (Заборин, 1975ф; Маслов, Костюкова, 1977ф).

Значительный разброс датировок, полученных Н.П. Юшкиным по 8 образцам, калий-аргоновым методом (Юшкин и др., 1972), объяснялся метаморфогенным перераспределением аргона, поскольку геологические данные противоречили идее о полихронности здесь базальтоидного магматизма, больше согласуясь с выводами об однократном его проявлении в ходе герцинского орогенеза.

Тем не менее, рядом авторов (Остащенко, 1979; Аведисян и др., 1987ф; Микляев и др., 1998ф) предполагалась гетерохронность (полихронность) хенгурского комплекса с вероятностью его подразделения на разновозрастные фазы, что неоднократно выдвигалось в опубликованных работах. В частности, Б.А. Остащенко (1979) получил для пайхойских габбро-долеритов изотопные калий-аргоновые датировки в интервале 314–294 млн лет, что вполне соответствовало предложенной им гипотезе магматических импульсов. В кандидатской диссертации О.В. Заборина (Заборин, 1975ф) упоминалось, что по данным

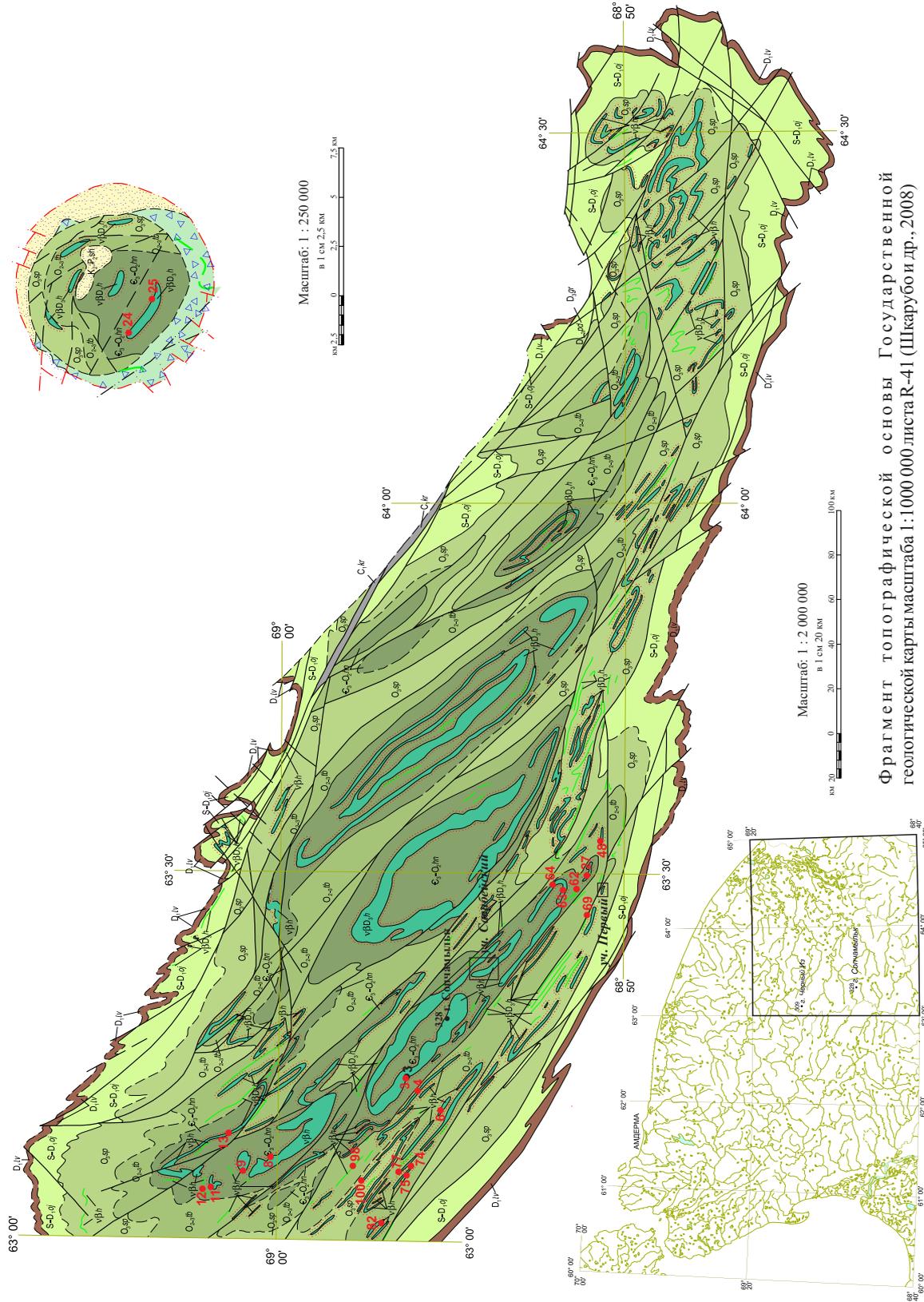


Рис. 2. Хенгурский габбро-долеритовый комплекс. Фрагмент Государственной геологической карты масштаба 1:200000, листов R-41-XXVIII, XXIX (Зархидзе, 2011ф)

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ к рис. 2

- K₂:P₂sh

Саяхинская толща. Опоки, глины, аргиллиты, опоковидные аргиллиты и алевритовые глины, алевриты, конгломераты и тонкозернистые пески, песчаники
- C₁kr

Карская свита. Внизу плитчатые серые детритовые известняки с линзами и стяжениями кремней, прослой черных углеродисто-глинисто-кремнистых сланцев и фтанитов; выше – тонкослоистые и «пятнистые» известняки и доломиты, прослой мраморов, известняковых брекчий, углеродисто-кремнистых сланцев и фтанитов
- D₁lv

Ливановская свита. Сланцы углеродисто-кремнисто-глинистые, углеродисто-глинисто-кремнистые и их карбонатные разности прослой кремнистых и углеродисто-кремнистых известняков; вверху известняки петельчатые с прослоями глинисто-кремнистых сланцев
- S-D₁oj

Оюская свита. Черные углеродисто-глинисто-кремнистые, углеродисто-кремнисто-глинистые сланцы с конкрециями, линзами и прослоями кремнистых известняков; пакки углеродисто-фосфатно-глинисто-кремнистых сланцев, в верхней части свиты – ритмичное переслаивание глинисто-карбонатно-кремнистых, глинисто-кремнистых сланцев и кремнистых, глинисто-кремнистых известняков
- O₃sp

Сопчинская свита. В основании – известняки кремнистые с прослоями органогенно-обломочных известняков и сланцев глинисто-кремнистых, кремнисто-глинистых; выше тонкослоистые известняки, часто биотурбированные, с прослоями и пачками силицитов, глинисто-кремнистых сланцев; в прикровельной части – ритмичное переслаивание глинисто-кремнистых известняков и сланцев глинисто-кремнистых, кремнисто-глинистых
- O₂tb

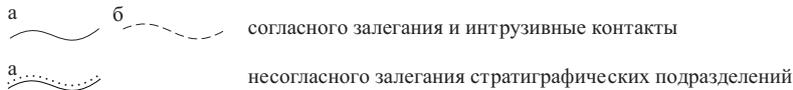
Тальбейтывисская свита. Ритмичное переслаивание известняковых гравелитов, известковистых песчаников, алевропесчаных известняков, глинисто-кремнистых, кремнисто-глинистых, известковисто-кремнисто-глинистых сланцев
- Є₃-O₂hn

Хенгурская свита. Внизу – известняки глинисто-кремнистые петельчатые, песчаные известняки с прослоями глинисто-известковистых и глинисто-углистых сланцев; локально в основании – конгломераты, гравелиты, песчаники (300–600 м); вверху сланцы глинисто-кремнистые, кремнисто-глинистые и их углеродистые разности; редкие прослой известняков
- vβD₃h

vβh

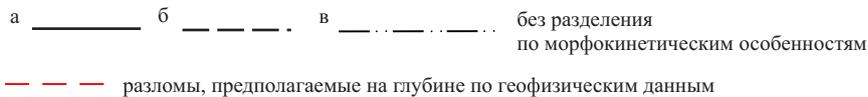
Хенгурская свита. Силлы и дайки габбро-долеритов, долеритов и оливиновых габбро-норитов

Геологические границы (а – установленные, б – предполагаемые):

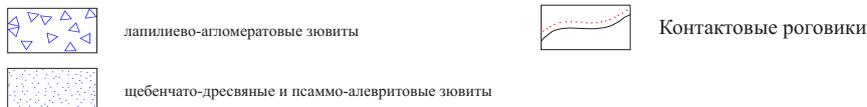


Разрывные нарушения, выходящие на картографируемую поверхность:

(а – достоверные, б – предполагаемые, в – скрытые под высележащими образованиями):



Импактные (коптогенные) породы



●³ Место отбора геохронологической пробы и ее номер

●³ Место отбора пробы и ее номер:

на редкоземельные элементы – 1, 3, 4, 8, 9, 11, 12, 13, 24;
на элементы платиновой группы – 3, 27, 48, 62, 63, 64, 69, 74, 75, 77, 85, 98, 100.

□ уч. Первый Контур участков и их название

палеомагнитных исследований (по заключению А.Г. Комарова, ВСЕГЕИ) хенгурская свита имеет ориентировочно додевонский возраст («не моложе силура»). В.И. Устрицкий (Устрицкий, 1952ф) в районе Карской губы была обнаружена дайка, залегающая в пермских отложениях, не отличающаяся по химическому составу от пород хенгурского

комплекса. По этой причине время образования упомянутой дайки было отнесено им к перми. Этим же автором (Устрицкий, 1951ф) отмечалось, что еще О.Л. Эйнером на р. Силова были выявлены базальтоиды в верхней перми. В.И. Устрицкий подтвердил эти данные собственными находками долеритов среди нижнепермских отложений, которые по

химическому составу ничем не отличались от уже известных. На основе всех этих данных В.И. Устрицкий предположил, что на Центральном Пай-Хое существует две фазы внедрения пластовых интрузий – среднедевонская и позднепермская.

Исходя из вышеописанного, интервал внедрения интрузий хенгурского комплекса охватывает промежуток от верхнего ордовика до нижнего триаса.

По последним же данным, возраст хенгурского габбро-долеритового комплекса считался позднедевонско-раннекаменноугольным (Государственная ..., 2000ф, Микляев и др., 1999ф).

Полученные нами U-Pb датировки цирконов с помощью вторично-ионного микрозонда высокого разрешения (SHRIMP-II, аналитик А.Н. Ларионов) в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург) из габбро-долеритов хенгурского комплекса (г. Сопчамыльк, рис. 2), локализованных в палеозойских отложениях, согласуются с ранее полученными данными, а также с геологическим строением района, при этом существенно уточняя возраст, и равен $369,8 \pm 2,27$ млн лет (Шайбеков, 2006, 2007), попадая в интервал позднего девона.

Позднее по цирконам (U/Pb метод, SHRIMP-II) (Шкарубо, 2008ф, Шишкин, 2009) для дифференцированных и недифференцированных тел, локализованных в отложениях нижнего-среднего ордовика для рудопроявления «Участок Первый», были получены датировки $374,6 \pm 2,0$ млн лет и $381,4 \pm 2,0$ млн лет (ранее данные, полученные калий-аргоновым методом для этого объекта, разнились на 80 млн лет (Жуков, Заборин, 1971ф, с.124–125)), попадающие в интервал франского яруса позднего девона. Исходя из этого, авторами делается вывод о том, что «время внедрения силлов хорошо коррелируется с эпохой излияния оливинитовых базальтов на о. Новая Земля (рейская свита нижнего франна) и верхнедевонским костиншарским габбро-долеритовым комплексом Новой Земли и эпохой кимберлитового магматизма Зимнего Берега».

Все эти цифры очень хорошо согласуются между собой как по изотопным U-Pb да-

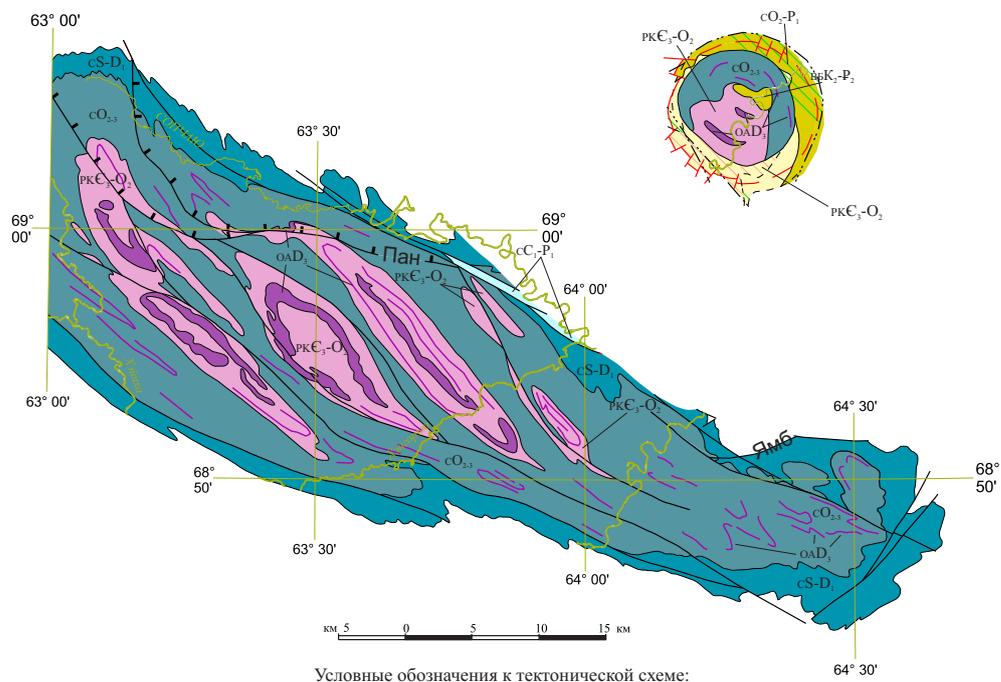
тировкам, так и по геологическим данным и, вероятнее всего, являются незначительно омоложенными в результате процессов метаморфизма и их возраст можно считать, с большой вероятностью, верхнедевонским.

Согласно Н.И. Тимонину и др. (2004) на Пай-Хое в фанерозое согласно изотопным датировкам абсолютного возраста, в которых насчитывается порядка шести разномасштабных этапов проявления магматизма с циклами длительностью порядка 100 млн лет (от 434 млн лет до четвертичного периода), магматизм большинством исследователей связывается с эпиконтинентальным рифтогенезом, другими – с менее распространенными типами деструкции континентальной коры (растрескивание или рассеянный ее спрединг), мантийными плюмами блуждающих «горячих точек» и др.

2.3. Тектоника

Пайхойский антиклинорий (20–40×200 км) является частью Центрально-Новоземельского мегаантиклинория, совпадая с центральной частью Пайхойского кряжа (рис. 3). С юго-запада он ограничен линией Главного Пайхойского надвига (ГПН), по которому надвинут на Вайгачско-Южноновоземельский антиклинорий и Усинско-Верхнекарский синклинорий.

Антиклинорий сложен преимущественно палеозойскими сланцевыми толщами аваншельфа, континентального склона и подножья. В настоящее время многими авторами трактуется как Карский (Пайхойский) аллохтон с амплитудой надвига в десятки километров. Однако при ближайшем рассмотрении осевая часть Пай-Хоя представляется типичным антиклинорием. Его ядро (Амдерминская антиклиналь) сложено рифейско-вендскими образованиями байкальского фундамента и образованиями нижнего палеозоя (осевая антиклиналь), а крылья – средне- и позднепалеозойскими сланцами. Все палеозойские толщи интенсивно смяты в линейные складки, нередко опрокинутые на юго-запад, осложненные разноамплитудными складчато-надвиговыми дислокациями обычно типа диспликат. Осевая антиклиналь на юго-востоке имеет типичное периклинальное замыкание



Условные обозначения к тектонической схеме:

- | | |
|--|---|
| <p>а — Границы структурно-вещественных комплексов:
а) достоверные;
б) предполагаемые, выделенные по результатам аэромагнитной съемки</p> | <p>Прочие разрывные нарушения:
а — без разделения по морфологии: Ямб – Ямбытосейский
б) второстепенные надвиги: Пан – Панутатинский
- - - - - разломы предполагаемые, скрытые под вышележащими образованиями
- - - - - разломы, предполагаемые на глубине по геофизическим данным</p> |
|--|---|

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И СЛАГАЮЩИЕ ИХ ФОРМАЦИИ

Геодинамические комплексы	Стабильной платформы	Континентального рифта	Пассивной окраины континента			Коллизии	
	Внутриконтинентальных бассейнов		Шельфа	Склона и подножья	Отраженной активизации	Межгорных депрессий	Краевых прогибов
			ВБ	РК	Ш	С	ОА
Мезозойско-кайнозойский (Т ₃ -Q)	vvK ₃ -P ₁	песчано-алеврито-глинистая					
Каледоно-герцинский (Є ₃ -T)					<p>cC₃-P₁ карбонатно-глинисто-кремнистая углеродсодержащая</p> <p>кремнистая</p> <p>OAD₃ OAD₃ долерит-габбро-долеритовая</p>		
					<p>cD_{3,3} известняково-кремнисто-терригенная</p>		
					<p>cS-D известняково-глинисто-кремнистая</p>		
					<p>cO_{2,3} известняково-кремнисто-глинистая турбидитовая</p>		
			PKC ₃ -O ₂	известняково-терригенная			

Рис. 3. Тектоническая схема Пайхойского антиклинория. Фрагмент тектонической схемы масштаба 1:500 000, листов R-41-XXVIII, XXIX (Зархидзе, 2011ф)

и плавно переходит в Сивовскую синклинали, сменяющуюся, в свою очередь, Едунейским брахиформным поднятием с доуралидами в ядре. Поэтому, несмотря на обилие мелких складчато-надвиговых дислокаций, в пределах Пайхойского антиклинория, в отличие от Лемвинского аллохтона, нет систем доскладчатых покровов – шарьяжей.

Ось антиклинория дугообразно выгнута на юго-запад параллельно линии Главного Пайхойского надвига, который срезает складчатые структуры Вайгачско-Южноновоземельского антиклинория и Усинско-Верхнекарского синклинория. На основании этого горизонтальную составляющую надвига можно оценить приблизительно в 20–30 км. Однако необходимо иметь в виду, что в рассматриваемом случае речь не идет о шарьяже сланцевых лемвинских фаций на шельфовые елецкие карбонаты, фациальные переходы между которыми наблюдаются в паравтохтоне, как правило, к юго-западу от линии надвига. Простая дугообразная форма ГПН и

отсутствие изрезанности свидетельствуют о том, что этот надвиг представляет собой круто наклонную плоскость, по которой Пайхойский антиклинорий перемещен (вброшен) в основном на свое же опрокинутое юго-западное крыло, тоже сложенное лемвинскими сланцевыми фациями.

Северная граница Пайхойского антиклинория обычно рассматривается как надвиговая и проводится по линии так называемого Южно-Пайхойского надвига, по которому на антиклинорий надвинуты позднепалеозойские складчатые образования Карской впадины (синклинория). Однако данный надвиг не представляется нам сколько-нибудь значительным, кроме своей центральной части (верховья рек Нгэбэтаяха-Путью), так как и на юго-востоке (в районе субширотного отрезка течения р. Кары), и на северо-западе (у побережья Карского моря) наблюдается непрерывная последовательность разреза верхнего палеозоя от нижнего карбона до нижней перми и выше.

ГЛАВА III. ПЕТРОГРАФИЯ, ПЕТРОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ГАББРО-ДОЛЕРИТОВЫХ ТЕЛ ПАЙХОЙСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Габбро-долеритовые тела Пайхойского антиклинория по петрографическим характеристикам четко подразделяются на три типа: полнодифференцированные, частично дифференцированные и недифференцированные, из которых последний является самым распространенным (рис. 4). В недифференцированных телах выделяются два вида пород: эндоконтактовые (зона закалки) тонкозернистые габбро-долериты и мелко- и среднекристаллические, слагающие основную часть интрузий. Дифференцированные интрузии имеют разнообразное строение. В их телах вблизи верхнего контакта появляются крупнокристаллические до пегматоидных габбро-долериты, габбро и габбронориты мелко- и среднекристаллические. В составе полнодифференцированных тел наблюдаются также габбродолериты кварцсодержащие, габбронориты оливиновые и оливинсодержащие, пи-

роксениты и меланократовые габбронориты безоливиновые. Внутренняя структура и состав рассмотренных типов интрузивных залежей повсеместно определяется процессами кристаллизационной дифференциации в магматической камере, регулируемой скоростью охлаждения расплава, т.е. является функцией размеров тела, глубины их залегания и степени насыщенности летучими компонентами. В соответствии с этим гипабиссальные условия формирования интрузий обуславливают преимущественно их симметрично-зональное строение, осложняемое в отдельных случаях процессами гравитационного фракционирования наиболее высокотемпературных компонентов породы.

В данной обзорной главе приводятся лишь краткая минерало-петрографическая, геохимическая характеристики. Наиболее детально и комплексно породы были изучены

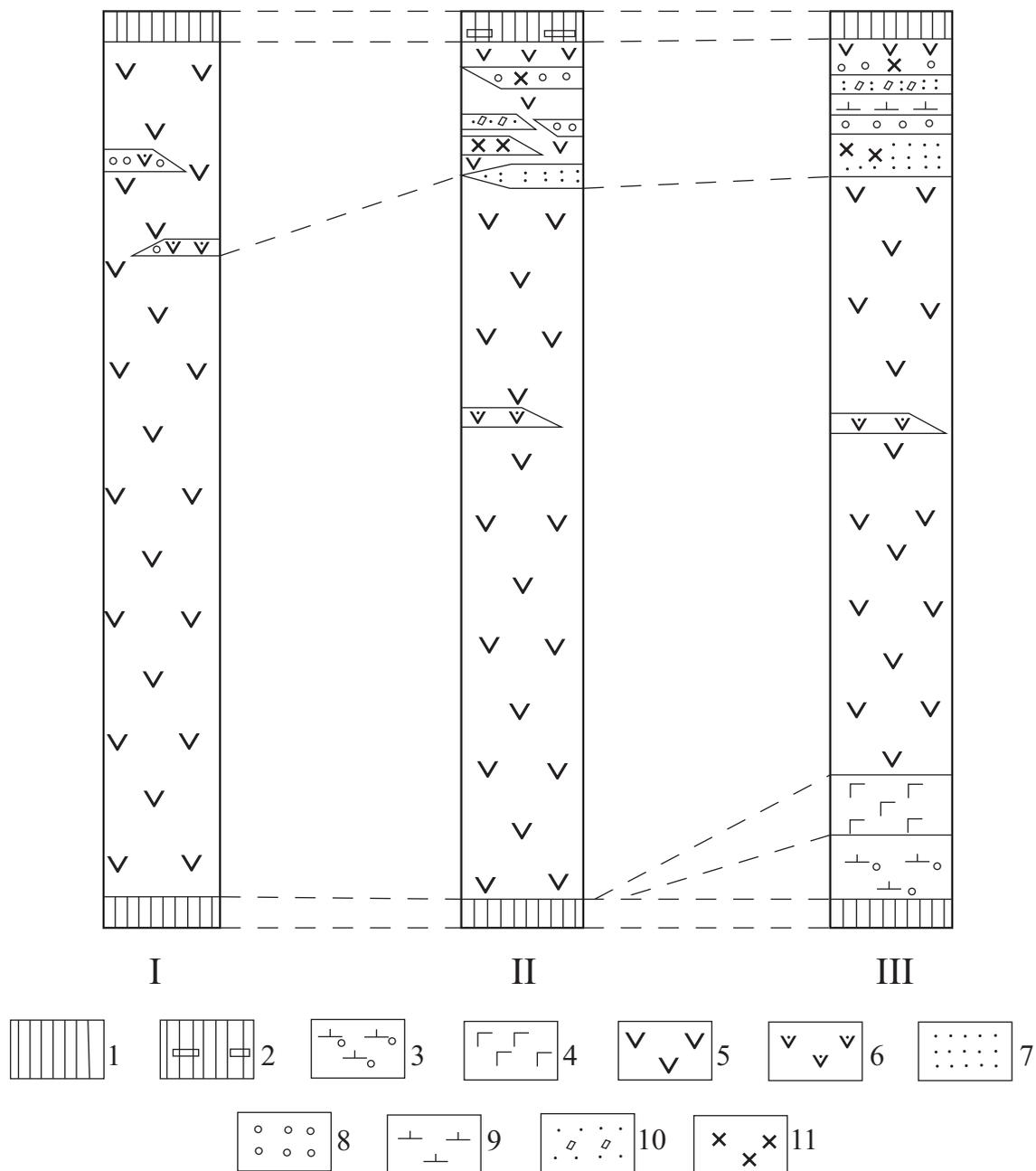


Рис. 4. Схема строения тел габбро-долеритов Пайхойского антиклинория по характеру дифференциации (Чернышов и др., 1990ф): I – недифференцированные, II – частично дифференцированные, III – полnodифференцированные. 1–2 – эндоконтактовые породы: 1 – долерит тонко-мелкокристаллический порфировидный, 2 – порфирит плагиоклаз-пироксеновый; 3–4 – расслоенный горизонт: 3 – габбронориты оливиновые и оливинсодержащие, 4 – пироксениты и меланократовые габбронориты; 5–6 – центральная часть: габбро-долериты порфировидные мелко-среднекристаллические (5) и крупнокристаллические (6) с офитовой структурой основной массы; 7–11 – такситовый горизонт: 7 – габбро-долериты порфировидные гетерозернистые меланократовые, 8 – габбро-долериты пегматоидные и крупнокристаллические, 9 – габбронориты и габбро мелко-среднекристаллические, 10 – габбро-долериты неравномернокристаллические с пойкилитовой структурой, 11 – габбро крупнокристаллические с гипидиоморфнозернистой структурой

предшественниками (Заборин, 1975ф; Остащенко, 1979; Чернышов и др., 1990ф; Чулаевский, 1979ф).

3.1. Структурная характеристика интрузивных тел

3.1.1. Недифференцированные интрузии

К этому типу относится подавляющее большинство маломощных тел (от первых метров до первых десятков метров), в разрезе которых отмечаются следующие петрографические разности: эндоконтактовые тонко- и мелкокристаллические порфиroidные долериты; кварцсодержащие порфиroidные долериты: мелко- и среднекристаллические; крупнокристаллические и пегматитовые кварцевые габбро-долериты. И наконец, самые маломощные (0,3–1,0 м) залежи могут быть практически нацело сложены микродолеритами и долерит-порфиритами. Как правило, переходы между всеми разновидностями пород постепенные, трудно улавливаемые.

К контактовой зоне относятся мелкокристаллические долериты, слагающие во всех типах интрузий нижнюю и верхнюю контактовые зоны, мощностью от 0,1 до 20 м (у Н.М. Чернышова и др., 1990ф, эта зона, находящаяся в нижней части разреза полнодифференцированных интрузий, почему-то резко переходит в расслоенную серию).

Тонко- и мелкокристаллические порфиroidные долериты макроскопически представляют собой светлые, зеленовато-серые однородные, близкие по цвету и структуре к контактовым роговикам, породы массивной, иногда миндалекаменной текстуры (Заборин, 1975ф). Минеральный состав их варьирует в пределах (об. %): клинопироксен – 20–35, плагиоклаз – 40–60, кварц – 7, рудные минералы – 3–8. В шлифах описана гломеропорфиroidная структура с офитовой основной массой. Порфиroidные вкрапленники изометричной формы, размером 0,5×0,4 мм, в количестве 20–35% представлены клинопироксеном, реже он встречается в виде индивидуальных зерен. Как правило, вкрапленники – это сростки от

2–3 до 20–30 зерен мелких индивидов размером от 0,2 до 0,14 мм. Они часто содержат пойкилитовые вроски лейстовидного плагиоклаза. Клинопироксен соответствует авгиту $En_{27}Wo_{40}Fs_{33}$, где En – энстатит, Wo – волластонит и Fs – ортоферросилит ($2v=+48^\circ$, $c: Ng=46^\circ$, $n_m=1,697$), и ферроавгиту $En_{45}Wo_{39}Fs_{16}$ (Заборин, 1979ф; Остащенко, 1979). Он замутнен, трещиноват, иногда с волнистым угасанием. Зачастую интенсивно замещается роговой обманкой. Вторичные изменения проявляются также в тремолитизации и хлоритизации по периферии и трещинам. Основная масса тонкозернистая, представлена беспорядочно расположенными лейстами плагиоклаза размером 0,01–0,05, редко 0,2–0,8 мм. Плагиоклаз соответствует андезину An_{43} (Остащенко, 1979). В шлифах же во всех случаях наблюдается основная масса, полностью замещенная вторичными минералами по плагиоклазу – соссуритом, серицитом, эпидотом, реже альбитом и хлоритом. Между лейстами плагиоклаза отмечается кварц с прямолинейными геометрическими очертаниями. Рудный минерал в виде тонкой сыпи равномерно распределен по породе.

Центральная часть недифференцированных тел сложена *порфиroidным габбро-долеритом мелко- среднекристаллическим* серым с зеленоватым оттенком. В шлифах порода мезократовая и характеризуется порфиroidной и гломеропорфиroidной структурой с мелкозернистой офитовой и пойкилофитовой, участками гранофиroidной структурами основной массы. Минеральный состав их следующий (об. %): клинопироксен – 33–54, ортопироксен – 0–10, плагиоклаз – 40–55, кварц – 2–10. Вкрапленники представлены клинопироксеном и ортопироксеном, составляют до 50% породы, размер их постепенно увеличивается от 0,7×1,5 мм до 2,5×4,0 мм по мере продвижения к верхнему контакту. Вкрапленники клинопироксена изометричной формы, как правило, представлены сростками из 2–3 и более индивидов, которые в параллельном свете выглядят как монокристалл; состав его соответствует (Остащенко, 1979) авгиту ($En_{24-26}Wo_{38-42}Fs_{34-36}$, $n_g=1,703$, $n_p=1,679$, $2v=48^\circ$, $c:Ng=45^\circ$). Клинопироксен мутный, сильно

трещиноват, заметно его зональное строение, часто кристаллы деформированы, имеют волнистое угасание и извилистые трещины спайности. Ортопироксен (Fs_{21} , $n_g=1,690$, $n_p=1,682$, $c:N_g=0^\circ$) представлен изометричными псевдоморфозами хлоритового, тремолит-хлоритового состава, иногда с сыпью рудного минерала. Вкрапленники орто- и клинопироксена почти всегда содержат пойкилитовые вросстки лейст плагиоклаза. Основная масса представлена мелкозернистыми лейстами плагиоклаза, в интерстициях которых отмечается кварц.

В верхней части разреза данного типа интрузий отмечаются такситовые разновидности пород:

Габбро-долериты пегматоидные с размером зерен более 3 см, мезо- до лейкократовых, кварцсодержащие и кварцевые, отличаются значительной вариацией минерального состава (об. %): клинопироксен – 25–45, ортопироксен – 5–10, плагиоклаз – 40–60, роговая обманка, аннит – ед. зерна, рудные минералы – 2–7, кварц и микропегматитовый агрегат – 5–15. Клинопироксен – авгит ($\text{En}_{40-42,3}\text{Wo}_{32,9-38}\text{Fs}_{22-64,8}$) представлен призматическими кристаллами размером от 1,5 до 5–6 мм, трещиноват, замутнен, часто амфиболлизирован (Чулаевский, 1979ф). Ортопироксен представлен изометричными зернами, кристаллами (2,5–2,5 мм), полностью хлоритизированными, тремолитизированными, реже оталькованными. Плагиоклаз образует крупные призматические кристаллы, в некоторых случаях устанавливаются реликты полисинтетических двойников. По плагиоклазу развиваются серицит, цоизит, реже эпидот. Кварц присутствует в виде микрографических сростаний с плагиоклазом, размеры таких участков до 1,5–2 мм. Иногда встречаются крупные неправильные зерна (2,5–3 мм), часто с волнистым «пламевидным» угасанием. Рудные минералы (магнетит, ильменит) образуют мирмекитоподобные сростания, выделяясь обычно по спайности и периферии пироксенов. В ассоциации с рудными минералами отмечается светло-бурый аннит.

Габбро-долерит крупнокристаллический, с размером зерен до 3 см, незаметно переходит в (габбро-долерит)-пегматит и наоборот. Рассматриваемые породы – мезократовые, квар-

цевые по составу. По вторичным изменениям, структуре, форме выделений и ассоциаций рудных минералов, наличию микрографических сростаний кварца и плагиоклаза очень схожи с (габбро-долерит)-пегматитами.

3.1.2. Частично дифференцированные интрузии

Частично дифференцированные интрузии, как и недифференцированные, распространены среди маломощных интрузий, и имеют более разнообразное строение. В их телах вблизи верхнего контакта появляются габбро-долериты: крупнокристаллические до пегматоидных; габбро и габбронориты мелко- и среднекристаллические (описание габбро дается в части полнодифференцированных интрузий). Эта группа пород выделена в такситовую серию, которая характеризуется крайней неравномерностью и большими колебаниями светло- и темноокрашенных минералов. Строгой закономерности в распределении этих пород нет. Контакты между ними хотя и нерезкие, но все же достаточно четкие. Легко можно наблюдать «слоистую», линзообразную, выклинивающуюся форму их обособлений. Мощность их разнообразная – от десятков сантиметров до первых метров. Характерна полосчатая текстура, обусловленная неравномерным распределением породообразующих минералов, сочетание различных структур: офитовая, пойкилофитовая, порфирировая, гипидиоморфнозернистая.

Габбро-долериты порфирировидные – гетерозернистые, меланократовые породы с пойкилитовой структурой основной массы. Минеральный состав (об. %): клинопироксен – 40–60, ортопироксен – 2–10, плагиоклаз – 30–40, кварц и микропегматитовый агрегат – 0–5, рудные – 0–1. Вкрапленники, представленные орто- и клинопироксеном, составляют до 60% породы. Размер зерен ортопироксена достигает величины 1 см и более. Они полностью оталькованы, наполнены включениями плагиоклаза. Индивиды клинопироксена имеют размеры до 0,5×1 мм, они замутнены и трещиноваты. Основная масса габбро-долеритов полностью замещена вторичными минералами – серицитом и цоизитом.

Габбро крупнокристаллические – темно-

зелено-серые, мезо – реже лейкократовые породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Кварц находится в сростании с плагиоклазом, что обуславливает элементы пегматоидной структуры. Минеральный состав (об. %): клинопироксен – 35–40, плагиоклаз – 35–45, кварц и микропегматитовый агрегат – 10–15, рудные – 5–10. Клинопироксен ($c:Ng=39^\circ$) присутствует в виде призматических зерен с прямоугольными сечениями длиной 2–5 мм и шириной 0,5–0,7 мм, встречаются единичные выделения размером 1,2×7 мм. Несмотря на то, что клинопироксен в магматических образованиях Пай-Хоя является самым стойким минералом, в крупнокристаллических габбро верхних горизонтов он сильно изменен – он бурый, непрозрачный, с разнообразной системой ярко выраженных крупных трещин. Часто в его зернах вдоль поперечных трещинок и по периферии развивается бледно-зеленый амфибол тремолит-актинолитового ряда. Кроме того, по трещинам наблюдается сильное ожелезнение, заметное даже макроскопически. Вследствие неравномерного развития вторичных процессов у некоторых кристаллов клинопироксена выявляется зональное строение. Плагиоклаз полностью замещен серицитом, иногда появляется цоизит. Первоначально имеет призматический габитус, реже таблитчатый облик. Размеры его индивидов составляют 0,5–1,0×3,0–5,0 мм, часто из-за сильных изменений исходная форма зерен не сохраняется. Кроме того, плагиоклаз наблюдается в виде графических сростаний с кварцем, образуя участки неправильной формы 2,0–3,0×4,0 мм. Рудный минерал представлен мирмекитоподобными образованиями ильменита, которые встречаются в пределах кристаллов клинопироксена, иногда полностью их замещая. Иногда ильменит ассоциируется с мелкими чешуйками бурого аннита.

В верхней части разреза присутствует эндоконтактовый *плагиоклазпироксеновый порфирит*, который макроскопически представляет собой светло-серую массивную породу гломеропорфировой структуры с тонкозернистой основной массой. Основная масса составляет 85% породы, представлена мельчайшими кристаллами клинопироксена –

50%, тремолита, актинолита – 25%, хлорита – 15%, цоизита – 10%. Вкрапленники клинопироксена размером 0,4×0,6 мм составляют 15% породы и представлены сростками многочисленных (до 30–35 зерен) мелких индивидов с $c:Ng=34-40^\circ$. Кроме клинопироксена в виде вкрапленников встречаются редкие лейсты плагиоклаза длиной до 0,5 мм, замещенного серицитом. Следует отметить наличие овально-округлых (0,4×0,5 мм, реже до 1 мм) образований, морфологически сходных с «миндалинами», выполненных бесцветным, иногда бледно-желтовато-зеленым хлоритом, часто в ассоциации с рудным минералом, а также цоизитом. Характерно, что рудный минерал (пирротин и ильменит) встречается только в этих «миндалинах».

3.1.3. Полнодифференцированные интрузии

К этому типу можно отнести гравитационно-расслоенные тела мощностью от 25–30 до 300 м, в основании которых, в отличие от вышерассмотренного типа, появляется горизонт оливинсодержащих пород, которые отмечаются в крупных (несколько десятков – первые сотни метров) интрузиях. Эти тела пользуются довольно ограниченным распространением и залегают в самых нижних горизонтах вскрывающегося в районе стратиграфического разреза (ранний-средний ордовик), обнажаясь, как правило, в ядрах крупных антиклинальных структур. Протяженность их также, как и недифференцированных пластов, достигает весьма значительных размеров.

Полнодифференцированные интрузии характеризуются обязательным присутствием в нижней части расслоенной серии. Породы этой серии представлены габброноритами оливиновыми и оливинсодержащими, пироксенитами и меланократовыми габброноритами безоливиновыми, которые встречаются в наиболее крупных полнодифференцированных телах. Мощность отдельных пластов различна (от сантиметров до десятков метров) и непостоянна. Переходы одной разности пород в другую обычно имеют постепенный характер.

Габбронориты оливиновые и оливинсодержащие, залегающие в виде различной мощ-

ности (до десятков метров) горизонтов, представляют собой меланократовые темно-серые до черных с характерным зеленоватым оттенком, нередко свежего облика, гетерозернистые породы. Структура – гипидиоморфнозернистая с элементами пойкилитовой, обусловленной нахождением оливина в качестве вростков в плагиоклазе, клино- и ортопироксенах, буром амфиболе. Минеральный состав (об. %): клинопироксен – 25–70, плагиоклаз – 16–40, ортопироксен – 0,3–25, оливин – 0,1–30, аннит – 0–5, бурая роговая обманка – 0,5–4, амфибол – от ед. зерен до 7, рудные минералы – 1–4.

Плагиоклаз, по составу лабрадор (An_{68} , $2v=-88^\circ$, $n_g=1,567$, $n_p=1,559$), представлен идиоморфными призматическими кристаллами размером 0,03–1,5×0,4–1,3 мм, полисинтетически двойникованными, с включениями округлых зерен оливина, реже клинопироксена (Заборин, 1975ф). Для более мелких кристаллов плагиоклаза (0,1–0,5 мм), встречающихся в виде вростков в выделениях ортопироксена, характерны различные типы вторичных преобразований. В них по трещинам часто развита интенсивная серитизация. Отмечается также хлоритизация, хлорит мелкошуйчатый, бесцветный, в скрещенных николях темно-серый.

Оливин (Fa_{23-30} , $2v=-82^\circ-(+88^\circ)$, $n_g=1,724-1,730$, $n_p=1,687-1,696$), наблюдается в виде округлых зернышек (0,02–0,5 мм), включенных в призматические кристаллы плагиоклаза, ортопироксена, бурой роговой обманки (Заборин, 1975ф). Широко развиты вторичные замещения тальком и волокнистым γ -хризотилом (Чулаевский, 1979ф). Зерна оливина нередко разбиты серией трещин, вдоль которых выделяется рудный минерал.

Ортопироксен, по составу – бронзит (Fs_{14} , $2v=74-86^\circ$, $n_g=1,690-1,698$, $n_p=1,684$, $c:Ng=0-6^\circ$), представлен индивидами призматической формы размером 0,7–1,0×1,5–2,5 мм (Заборин, 1975ф). Отдельные кристаллы достигают 4,0–7,0 мм и содержат многочисленные вростки овальных зернышек оливина и призматических зерен плагиоклаза, клинопироксена, рудных минералов. Характерен слабый розоватый плеохроизм по Ng. Иногда по трещинам и на краю зерен ортопироксен оталькован. В прожилках талька присутствует рудный минерал.

Клинопироксен – авгит ($En_{26}Wo_{36}Fs_{38}$, $n_g=1,698$, $n_m=1,680$, $n_p=1,673$; $2v=43^\circ$, $c:Ng=30-35^\circ$) и ферроавгит ($En_{41}Wo_{35}Fs_{24}$, $n_g=1,721$, $n_m=1,701$, $n_p=1,693$, $2v=48^\circ$) – образует в основном идиоморфные или призматические кристаллы размером до 0,7×0,5 мм, реже 1,0×1,5 мм, нередко присутствует в виде вростков в плагиоклазе и ортопироксене (Осташенко, 1979).

Аннит ($n_g=1,646-1,670$, $n_p=1,600-1,605$) образует мелкие чешуйки неправильной формы, размером 0,4–0,6 мм, красновато-бурые по Ng и бледно-желтые или почти бесцветные по Np (Заборин, 1975ф). Находится, как правило, в ассоциации с бледно-зеленым, иногда с синеватым оттенком амфиболом и рудными минералами. Может развиваться вместе с тальком по ортопироксену, иногда встречается в виде самостоятельных пластинчатых форм, содержащих мелкие включения титанита, окруженных плеохроичными двойниками.

В этих породах всегда отмечается магматическая роговая обманка ($c:Ng=14-16^\circ$, $n_g=1,696-1,700$, $n_p=1,670-1,675$, $2v=78-84^\circ$), представлена бурой, плеохроирующей от светло-желтого по Np до буровато-коричневого по Ng тонов, с размером зерен до 1,0×0,7 мм (Заборин, 1975ф; Чулаевский, 1979ф). Для нее характерны вростки оливина, ортопироксена, клинопироксена, рудных минералов.

Рудные минералы представлены точечными выделениями ильменита (0,1–0,3 мм), иногда пирротина (0,08–0,7 мм) по трещинкам и на краях зерен оливина, в индивидах оталькованного ортопироксена, иногда в ассоциации с аннитом.

Оливиновые габбронориты большей частью полностью переработаны вторичными процессами и превращены в меланократовые клинопироксен-тремолит-хлоритовые с примесью бурого амфибола и аннита породы с реликтовой гипидиоморфнозернистой, частично пойкилитовой структурами. Серицитизированный плагиоклаз включает в себя зерна оливина, замещенного минералами группы серпентина, с выделением по периферии рудного минерала. Ортопироксен вдоль трещин оталькован, а также по спайности.

Пироксениты средне- мелкокристаллические выше по разрезу сменяют горизонт меланократовых оливиновых габброноритов. Структура гипидиоморфнозернистая, мине-

ральный состав (об. %): клинопироксен – 75, ортопироксен – 23, аннит – 2, рудные минералы – ед. знаки. Обычно первичные минералы полностью замещены вторичным тремолит-хлоритовым агрегатом. Клинопироксены наблюдаются в виде призматических кристаллов 1,0–1,5×0,5–0,7 мм, интенсивно замещенных тремолитом. Ортопироксен образует широкотаблитчатые кристаллы размером 2,2×3,0 мм, полностью замещенные хлоритом и тремолитом. Аннит представлен неправильными чешуйками, бурыми по Ng и бледно-бурыми по Np. Он обычно ассоциируется с мелкими выделениями рудного минерала, как бы образующая включения клинопироксена.

Габбронорит мелкокристаллический – меланократовая порода с гипидиоморфнозернистой структурой. Первичные минералы полностью замещены: клинопироксен – тремолитом, ортопироксен – хлоритом и тремолитом, плагиоклаз – цоизитом.

Характерной особенностью этих залежей является присутствие в верхних частях разреза (Чернышов и др., 1990ф) такситовых разностей: габбро и габброноритов (последние отсутствуют как в недифференцированных, так и дифференцированных типах интрузий):

Габбро и габбронориты мелко- и среднекристаллические – это мезократовые кварцсодержащие; структура габброофитовая с элементами пойкилитовой. Минеральный состав их следующий (об. %): клинопироксен – 33–40, ортопироксен – от 4–5 до 25, плагиоклаз – 45–55, кварц – 1–5, рудные – 1–3. Клинопироксены наблюдаются в зернах размером от 0,7–1 до 1,5–2,5 (ед. до 4 мм). Они трещиноваты, по периферии, как правило, замещаются хлоритом и тремолитом, иногда блоковое угасание; часто сдвойникованы, отдельные кристаллы имеют решетку структуры распада. Иногда клинопироксен выглядит как монокристалл, однако в скрещенных николях различные участки зерна обнаруживают разную оптическую ориентировку. Характерны пойкилитовые вроски лейст плагиоклаза. Ортопироксен ($n_g=1,698$, $n_p=1,684$, $c:Ng=0-5^\circ$) со слабым плеохроизмом в розовом оттенке по Ng, идиоморфной таблитчатой формы, размером 1,7×1,6 мм, до 2,3×2,3 мм, с пойкилитовыми вросками лейст плагиоклаза сильно трещиноват. В некоторых случаях полностью

замещен тремолитом, хлоритом, по трещинкам – тальком, иногда с мелкой сыпью рудных минералов. Плагиоклаз полностью замещен агрегатом вторичных минералов – серицита, хлорита. Габитус кристаллов часто сохраняется – преобладает призматический. Похоже, что имеют место две генерации, более мелкие лейсты в качестве пойкилитовых вросков в пироксенах и основная масса плагиоклаза размером 0,5–0,6×1,5–2 мм, иногда неправильной формы, обусловленной, возможно, сильными вторичными преобразованиями. Кварц встречается в виде ксеноморфных зернышек разного размера до 0,5–1 мм с волнистым угасанием. Рудные минералы представлены мелкими выделениями в виде мирмекитоподобных сростаний.

В полнодифференцированных телах в составе такситового горизонта кроме описанных наблюдаются также: *габбро-долериты кварцсодержащие*, мезократовые, неравнозернистые, пятнистые, серые с зеленоватым оттенками и пойкилитовой структурой породы. Минеральный состав их следующий (об. %): клинопироксен – 45, ортопироксен – 5, плагиоклаз – 46, кварц – 3, рудные – 1. Кристаллы клинопироксена ($c:Ng=37^\circ$) размером от 2×1,5 мм до 5×5 мм рассечены множеством лейст плагиоклаза, имеют блоковое угасание. Отмечаются единичные псевдоморфозы хлорита по ортопироксену, с видимыми в плоскополяризованном свете реликтами ортопироксена размерами до 1,5×1,5 мм. Плагиоклаз имеет две генерации: 1) тонкие длинные лейсты, заключенные в клинопироксене и рассекающие его, и 2) призматические зерна 0,4–0,8×0,8–1,4 мм. Весь плагиоклаз полностью замещен серицитом, изредка появляется цоизит. Кварц наблюдается в виде ксеноморфных зерен с волнистым угасанием. Рудный минерал образует мелкие неправильной формы или мирмекитоподобные образования.

3.2. Петрохимическая характеристика пород

Как уже описывалось выше, исходя из особенностей внутреннего строения, интрузивные тела Пайхойского антиклинория подразделяются на три типа: 1) полнодифференцированные; 2) частично дифференцированные; 3) недифференцированные.

Такая типизация в основном согласуется с

предложенными ранее (Заборин, 1975ф; Остащенко, 1979; Юшкин, 1980 и др.) генетическими классификациями интрузий комплекса. Некоторые исследователи (Остащенко, 1979; Юшкин, 1980) подразумевают при этом, что каждый из типов габбро-долеритовых тел характеризуется своим собственным составом родоначальной магмы. Однако в работе Н.М. Чернышова (Чернышов и др., 1990ф) результаты противоречат такому выводу. Так, статистическое изучение химизма зон заколов интрузивов различных типов показало, что они неразличимы по содержаниям петрогенных окислов. Отсюда следует вывод, что породы данной формации образуются из единого родоначального расплава, а все различия в строении, петрогенетическом и петрохимическом составе интрузий объясняются лишь степенью дифференциации этого расплава в магматической камере. По-видимому, основным фактором, который предопределял степень дифференциации магмы, является мощность силловой залежи. Чем она больше, тем больше времени необходимо для ее полного застывания, что обуславливает возможность накопления наиболее высокотемпературных минералов (в данном случае – оливина) в донных частях магматической камеры с об-

разованием оливиновых габброноритов (т.е. происходит формирование полнодифференцированных интрузий). В случае же небольшой мощности тел в результате быстрого затвердевания расплава вероятность его гравитационной дифференциации снижается, что обуславливает образование частично дифференцированных и недифференцированных типов интрузий. Состав же родоначальной магмы во всех этих случаях был одинаковым, характеризуясь невысокой магниальностью (около 8 вес. % MgO) при повышенной кремнеземистости (~51% SiO₂). Это обуславливает появление кварца как в нормативном, так и модальном составах большинства пород комплекса.

По химической классификации Попова и Богатикова (2001) практически все петрографические различия недифференцированных, частично дифференцированных и полнодифференцированных интрузий относятся к классу основных (рис. 5, прил. 1), насыщенных кремнеземом горных пород (SiO₂ находится в пределах 44–60%, при этом наибольшее количество проанализированных пород попадает в интервал 46–52%, что близко к средним общемировым содержаниям в долеритах), бедных щелочами, и только крайние члены ряда фракционирования (оливиновые

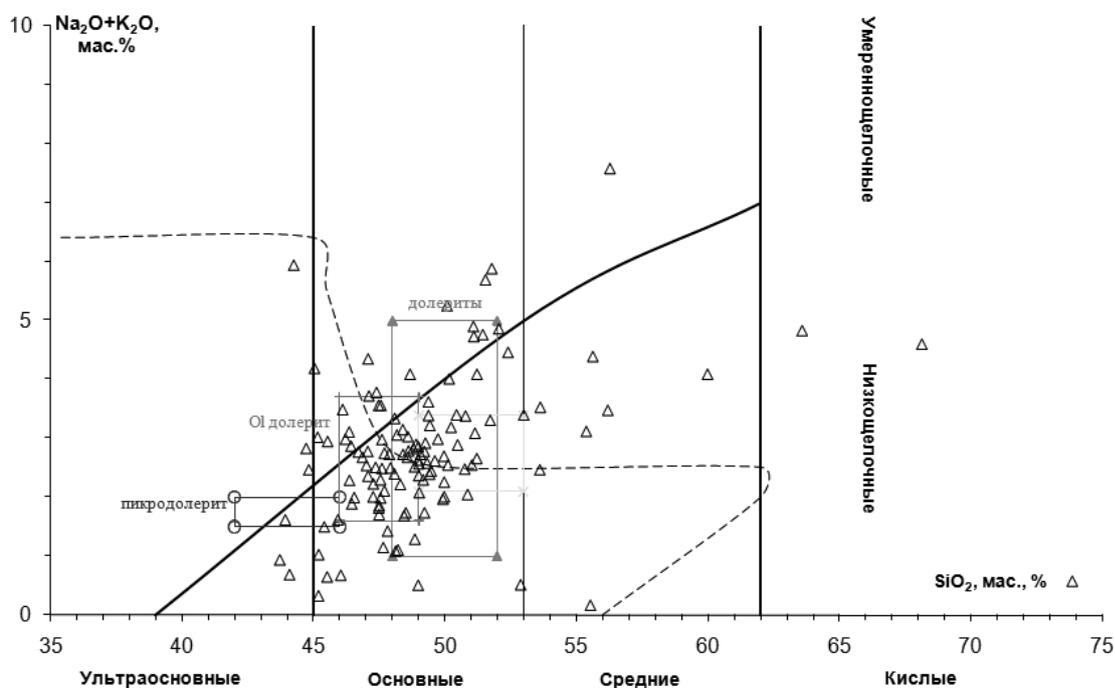


Рис. 5. Классификация магматических габбро-долеритов по минеральному составу (Попов, Богатиков, 2001)

габбронориты) относятся, соответственно, к слабонасыщенным и перенасыщенным кремнекислотой классам, также бедных щелочами.

Можно констатировать, что интрузивные тела всех типов являются производными толеит-базальтовой магмы, в нормативном составе которой рассчитываются гиперстен, оливин и кварц. Породы имеют существенно натрий-калиевую специфику, низкую глиноземистость и повышенную железистость, что, вероятнее всего, обуславливается значительным присутствием в них рудных минералов (в основном пирротина).

Исходя из всего вышенаписанного, можно сделать следующие выводы:

1. По особенностям внутреннего строения и петрографическим данным в составе габбро-долеритового комплекса Пайхойского антиклинория устанавливаются три типа интрузий, преимущественно пластовой формы: недифференцированные, частично дифференцированные и полnodифференцированные. Полnodифференцированные интрузии наиболее полно представляют разрез и имеют весь комплекс дифференциатов. При переходе к частично дифференцированным из разреза выпадают наиболее магнезиальные разновидности, такие как оливиновые и меланократовые габбронориты и некоторые из пород такситового горизонта. В недифференцированных интрузиях их спектр сокращается – в их составе исчезает ряд пород, характерный для такситового горизонта, а также долерит-пегматиты.

2. Основными пороодообразующими минералами являются пироксен (клино-, орто-), плагиоклаз, оливин (для меланократовых разновидностей); вторичные – роговая обманка, аннит, тремолит, актинолит, цоизит, кварц. Отмечается также присутствие пирротина, халькопирита, пентландита, пирита, магнетита, ильменита.

3. Анализ петрохимических особенностей пород свидетельствует о том, что все изученные типы интрузий принадлежат к габбро-долеритовой формации, что имеет важное практическое значение, исходя из того, что в данных разновидностях пластовых интрузий маловероятны промышленные концентрации рудного вещества, в отличие от интрузий траптовой формации, с которыми связаны сульфидные медно-никелевые месторождения, обогащенные платиноидами. Кроме того, их неперспективность обуславливается тем, что во всех известных месторождениях богатые руды сосредоточены в наиболее меланократовых разновидностях, богатых оливином и характеризующихся повышенными содержаниями MgO. В пайхойских габбро-долеритах такие породы присутствуют только в верхних частях полnodифференцированных интрузий. Незначительное же присутствие медной минерализации обусловлено лишь «обычным результатом дифференциации расплава с накоплением в поздних дифференциатах серы и меди» и не образует промышленных концентраций (Чернышов и др., 1990ф).

ГЛАВА IV. РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В ГАББРО-ДОЛЕРИТАХ ПАЙХОЙСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Одной из важнейших общих закономерностей размещения рудных месторождений в земной коре, которая приобретает роль геологического закона, является устанавливаемая в различных масштабах связь определенных групп месторождений с определенными типами структур, а также со слагающими их геологическими формациями (Билибин, 1955;

Щеглов и др., 1990; Филатов и др., 1988; и др.). И то, и другое, в свою очередь, зависит от геодинамических условий. В последнее время закономерности размещения и состав месторождений анализируются с позиций тектоники литосферных плит (Зоненшайн и др., 1976; Основы металлогенического анализа..., 1995; и др.). При этом выявляется металлогениче-

ская конвергентность различных геодинамических режимов, для представления которых требуются высокоточные результаты тонких геохимических исследований.

4.1. Редкоземельные элементы

В отличие от большинства элементов, регистрирующихся в горных породах и минералах по отдельности, лантаноиды в них встречаются совместно, весьма тонко реагируя на особенности геохимической дифференциации. Данные по редкоземельным элементам обычно интерпретируются в нормализованном виде, то есть после нормирования на их содержания в эталонных хондритах, которые по современным представлениям отвечают составу недифференцированного вещества верхней мантии. Отношения «порода/хондрит» используются в логарифмическом виде, что сглаживает соответствующие кривые и делает их удобными для восприятия и сравнения друг с другом (Балашов, 1976).

Первые данные о редкоземельных элементах в долеритах на Пай-Хое были получены Н.М. Чернышовым (Чернышов и др., 1990ф, с. 154–157). Они привели к следующим выводам: 1. Все породы характеризуются однотипным слабофракционированным трендом распределения редкоземельных элементов (РЗЭ). Для долеритов характерно незначительное относительное обогащение легкими лантаноидами ($Ce/Yb = 0,95–2,74$) при слабофракционированном профиле тяжелых РЗЭ ($Gd_N/Yb_N = 1,18–1,38$). Содержания редкоземельных элементов в породах закалочной фации полнодифференцированных и дифференцированных интрузивов близки, что еще раз подтверждает сделанный ранее вывод о единстве родоначальной магмы для всех типов интрузивов комплекса Центрального Пай-Хоя. Наименьшими концентрациями РЗЭ характеризуются кумулятивные образования: оливинные и меланократовые габбронориты и порфиновые габбро-долериты. Для габброноритов характерна отрицательная европиевая аномалия ($\delta Eu =$ от $-1,05$ до $-2,95$), что свидетельствует о формировании пород в результате накопления на дне магматической камеры бесплагиоклазовой ассоциации минералов. 2. По трендам лантаноидов долериты

Центрального Пай-Хоя близки к траппам и габбро-долеритам различных районов мира, но отличаются от них меньшим содержанием редких земель, особенно легких.

В целях получения дополнительной информации для уточнения особенностей петрогенезиса и формационной принадлежности магматитов Пай-Хоя были изучены 27 проб долеритов (табл. 1, рис. 2). Наряду с редкоземельными элементами определялись Na, Rb, Cs, Ca, Sr, Ba, Sc, Cr, Fe, Co, Ni, Zn, Se, As, Sb, Th, U, V, Hf, Ta, Zr, Au. Определение редкоземельных элементов выполнено инструментальным нейтронно-активационным (ИНАА) и рентгенорадиометрическим методами в Центральной лаборатории анализа вещества ГЕОХИ РАН (г. Москва) (заведующий лабораторией – к. х. н. Г.М. Колесов). Погрешности определения редкоземельных элементов составили: ИНАА: 3–5% – La, Sm, Eu, Na, Sc, Co, As, Sb; 5–10% – Ce, Nd, Tb, Yb, Lu, Rb, Cs, Cr, Fe, Zn, Se, U, Th, Hf, Ta; 10–20% – другие элементы (Шайбеков 2009б, 2010 г.).

Сумма редких земель в породах пайхойского комплекса составляет от 23,5 до 157,2 г/т, т.е. они обеднены в большинстве своем редкоземельными элементами по отношению к кларкам. На этом фоне прослеживается относительное обогащение лантаноидами крупнокристаллических и порфиновых долеритов (пробы Зр-04-8, Зр-04-9, Зр-04-10 и Зр-04-6, 24р-04-4). Следует отметить, что пробы Зр-04-6, Зр-04-8, Зр-04-9, Зр-04-10 были отобраны из дифференцированного массива горы Сопча, а образец 24р-04-4 – из тела долеритов, претерпевших импактное воздействие (из центра Карской астроблемы). Также фиксируется зависимость отношения LREE/HREE от степени раскристаллизованности пород.

На диаграмме их нормирования (рис. 6) отчетливо выделяется отрицательная европиевая аномалия при общей схожести кривых по уровню концентрации и характеру распределения редких земель при незначительных вариациях их содержаний. Отмечается некоторое относительное обогащение легкими лантаноидами ($LREE/HREE^* = 1,0–5,25$) при нефракционированном профиле тяжелых ($Gd/Yb = 1,45–5,13$). Высокие содержания Sr в сочетании с низкими содержаниями Eu, Sm,

Таблица 1
Содержания редкоземельных элементов в габбро-долеритах пайхойского комплекса г/т

Элемент Образец	La ppm	Ce ppm	Pr* ppm	Nd ppm	Sm ppm	Eu ppm	Gd* ppm	Tb ppm	Dy* ppm	Ho* ppm	Er* ppm	Tm* ppm	Yb ppm	Lu ppm	Sr ppm	Rb ppm	Ba ppm	Th ppm	Zr ppm	Hf ppm	Cs ppm	Sc ppm	Cr ppm
1P-04-01	10,1	22,1	2,8	11,6	3,25	0,8	4,12	0,59	3,1	0,66	1,7	0,23	1,2	0,18	240	He обн.	150	0,98	16	0,04	2,58	37,9	94,0
1P-04-04	7,18	16,7	2,3	10,4	3,22	0,38	4,38	0,64	3,7	0,78	2,1	0,31	1,6	0,26	40	- "	130	0,34	He обн.	2,34	5,38	42,2	144,8
3P-04-1	12,4	27,4	3,5	15,9	4,34	0,86	5,62	0,86	4,9	1,09	2,91	0,43	2,1	0,36	315	- "	515	3,26	- "	2,62	5,97	43,8	13,4
3P-04-2	6,22	15	2	9,16	2,81	0,45	3,32	0,67	4,18	0,94	2,73	0,43	2,29	0,41	1055	42,5	415	0,84	28	2,49		45,6	252,1
3P-04-3	10,3	22,3	2,7	11,1	3,03	0,28	4,38	0,67	4,1	0,91	2,6	0,41	2,05	0,38	53	- "	710	1,28	15	2,75	0,96	39,4	107,1
3P-04-4	4,41	10,3	1,4	6,23	1,88	0,15	2,97	0,49	3	0,7	2,08	0,34	1,78	0,34	605	67,9	425	0,59	170	0,29	3,09	57,0	134,9
3P-04-6	12,5	26,3	3,3	13,9	3,94	0,67	5,5	0,88	5,12	1,21	3,46	0,51	2,9	0,49	470	62,1	575	1,2	17	1,54	1	39,8	301,1
3P-04-7	9,89	21,8	2,8	12	3,47	0,44	4,6	0,69	4,13	0,9	2,49	0,37	1,82	0,33	650	8,16	350	0,4	12	3,34	0,46	39,4	469,9
3P-04-8	23	50	6,5	29,6	8,28	3,12	10,9	1,71	9,7	2,12	5,98	0,86	4,66	0,74	820	19,8	270	3,14	75	6,36	0,28	34,0	14,6
3P-04-9	7,99	19	2,8	13,2	4,3	1,22	6,11	0,98	5,97	1,32	3,88	0,56	3,11	0,52	380	15,1	1170	1,47	105	1,82	2,19	45,6	2,3
3P-04-10	19,9	42,3	5,5	24,6	7	2,39	9,6	1,5	8,97	1,98	5,53	0,82	4,53	0,74	320	He обн.	1645	5,5	120	7,46		21,4	1,8
3P-04-11	2,62	6,92	1	5,12	1,77	0,28	2,74	0,44	2,75	0,64	1,87	0,29	1,72	0,30	125	- "	1080	0,76	155	2,94	1,69	49,8	176,7
3P-04-13	4,23	10,3	1,4	6,8	2,02	0,45	2,83	0,45	2,6	0,58	1,58	0,24	1,3	0,22	315	15,7	He обн.	1,12	55	0,95	0,43	33,0	777,3
3P-04-14	7	15,8	2,1	9,03	2,66	0,97	3,78	0,56	3,11	0,69	1,85	0,27	1,44	0,23	285	He обн.	655	0,48	10	2,06	1,65	45,4	350,8
4P-04-3	6,72	15,9	2,2	9,99	3,09	0,33	4,32	0,64	3,72	0,79	2,14	0,32	1,68	0,27	725	66,2	He обн.	4,27	He обн.	1,56	0,56	47,5	433,3
4P-04-5	12,2	25,1	3,1	13	3,66	1,95	4,78	0,7	4,13	0,89	2,46	0,36	1,77	0,30	915	5,09	1030	0,93	54	2,1	2,95	43,0	124,9
6P-04-1	5,77	13,1	1,7	7,76	2,34	0,72	3,22	0,51	2,92	0,64	1,8	0,26	1,43	0,23	355	18,1	220	0,75	140	0,78	5,1	44,3	130,5
6P-04-4	11,4	24,9	3,2	13,9	4,06	1,35	4,97	0,69	3,97	0,78	2	0,27	1,33	0,20	He обн.	19,5	295	He обн.	45	3,11	2,69	40,6	54,3
8P-04-4	3,02	8,22	1,3	6,9	2,32	0,95	3,03	0,46	2,54	0,52	1,4	0,2	1,05	0,17	905	15,3	1430	0,63	30	1,16	2,64	44,8	239,2
9P-04-2	6,58	15,3	2,1	9,29	2,84	1,09	4,23	0,64	3,98	0,87	2,48	0,38	1,96	0,35	310	He обн.	510	0,91	14	0,26	2,4	39,4	227,7
11P-04-01	5,62	13	1,7	7,72	2,3	0,64	2,72	0,35	1,79	0,35	0,85	0,11	0,53	0,08	240	16,1	855	1,6	175	1,32	4,39		404,9
12P-04-1	7,32	16,6	2,2	10	3,02	0,43	4,49	0,69	4,35	1	2,78	0,44	2,5	0,43	655	He обн.	540	1,57	He обн.	1,66		50,8	19,0
13P-04-3	5,93	13,2	1,7	7,52	2,23	0,27	3,1	0,5	2,92	0,64	1,81	0,27	1,5	0,25	He обн.	- "	455	0,99	- "	1,25	1,1	45,7	346,5
24P-04-1	10,9	22,8	3	12,7	3,67	0,73	4,99	0,76	4,51	1,02	2,76	0,43	2,14	0,38	470	50,2	400	0,83	80	2,94	2,22	34,2	127,5
24P-04-4	12,4	27,9	3,8	17,9	5,19	1,38	6,27	0,91	4,99	1,07	2,72	0,38	1,77	0,29	420	65	76	1,31	He обн.	4,87	2,39	44,8	10,8
24P-04-5	7,64	16,8	2,2	9,83	2,9	0,4	4,28	0,65	4	0,88	2,5	0,38	1,93	0,35	59	16,6	260	2,3	- "	0,87		37,5	50,6
25P-04-1	8	16,4	2	7,73	2,06	0,57	3	0,49	2,94	0,67	1,9	0,29	1,69	0,28	875	He обн.	180	1,07	135	0,28	5,08	43,5	1446,4

Таблица 1
Содержания редкоземельных элементов в габбро-долеритах пайхойского комплекса г/т (продолжение)

Элемент Образец	Co ppm	Ni ppm	Zn ppm	Se ppm	As ppm	Sb ppm	U ppm	Br ppm	Ta ppm	Au ppm	Na %	Ca %	Fe %	Ce/Yb	Gd/Yb	La/Lu	La/Yb	Sm/ Nd	Eu/ Eu*	LREE/ HREE*	Ce/ Ce*	ΣREE
1P-04-01	55,1	He обн.	He обн.	7,32	25,00	3,61	0,33	0,003	He обн.	0,022	3,04	0,22	7,82	18,42	3,43	56,11	8,42	0,28	0,67	4,02	1,05	62,38
1P-04-04	36,9	150	-	5,92	5,10	0,62	0,61	0,005	-	He обн.	3,42	9,15	7,63	10,44	2,74	27,62	4,49	0,31	0,31	2,43	1,02	53,93
3P-04-1	41,8	190	-	7,64	3,97	0,60	4,69	0,003	0,42	-	1,44	4,83	12	13,05	2,68	34,44	5,90	0,27	0,53	2,81	1,02	82,65
3P-04-2	40,8	200	-	0,57	1,71	0,51	5,79	0,005	0,82	0,019	1,26	10,80	6,84	6,55	1,45	15,17	2,72	0,31	0,45	1,51	1,05	50,63
3P-04-3	41,8	420	-	2,90	5,36	1,05	0,34	0,006	0,42	He обн.	1,67	6,96	7,25	10,88	2,14	27,11	5,02	0,27	0,23	2,26	1,07	65,21
3P-04-4	46,6	190	-	9,83	4,79	1,80	0,41	0,054	He обн.	0,009	0,71	9,12	5,68	5,79	1,67	12,97	2,48	0,30	0,19	1,30	1,04	36,02
3P-04-6	87,6	710	-	7,16	58,20	0,96	1,04	0,006	-	He обн.	0,35	10,40	8,68	9,07	1,90	25,51	4,31	0,28	0,44	2,10	1,03	80,66
3P-04-7	36,3	370	180	4,73	He обн.	0,84	3,36	0,028	-	0,015	0,34	15,50	6,33	11,98	2,53	29,97	5,43	0,29	0,34	2,53	1,04	65,7
3P-04-8	29,5	He обн.	He обн.	4,69	5,89	0,49	4,03	0,055	0,34	He обн.	1,97	10,40	9,14	10,73	2,34	31,08	4,94	0,28	1,00	2,53	1,00	157,2
3P-04-9	45,4	-	-	3,25	4,74	He обн.	0,72	0,006	He обн.	0,016	1,13	6,09	12,4	6,11	1,96	15,37	2,57	0,33	0,73	1,54	0,98	70,92
3P-04-10	67,5	260	80	1,59	4,12	0,59	4,56	0,007	-	He обн.	2,77	0,78	11,4	9,34	2,12	26,89	4,39	0,28	0,89	2,23	1,00	135,4
3P-04-11	35,7	500	He обн.	5,63	11,80	2,04	0,57	0,010	0,73	-	0,64	10,10	5,25	4,02	1,59	8,73	1,52	0,35	0,39	1,06	1,01	28,48
3P-04-13	72,4	150	30	0,34	9,43	0,71	2,81	0,012	He обн.	-	0,59	8,80	8,24	7,92	2,18	19,23	3,25	0,30	0,57	1,89	1,02	35
3P-04-14	35,5	He обн.	He обн.	1,88	7,12	0,35	2,65	0,025	-	0,017	1,43	8,93	5,72	10,97	2,63	30,43	4,86	0,29	0,93	2,53	1,04	49,46
4P-04-3	46,8	210	-	0,70	23,50	0,97	5,63	0,013	1,49	0,013	1,30	8,71	7,31	9,46	2,57	24,89	4,00	0,31	0,28	2,22	1,03	52,06
4P-04-5	30,8	560	-	0,49	0,74	0,47	7,95	0,028	0,90	He обн.	2,15	11,70	5,36	14,18	2,70	40,67	6,89	0,28	1,42	3,01	1,02	74,38
6P-04-1	45,2	320	-	2,13	He обн.	1,54	2,56	0,022	1,34	0,019	1,28	6,39	7,24	9,16	2,25	25,09	4,03	0,30	0,80	2,15	1,03	42,42
6P-04-4	43,1	He обн.	-	0,74	-	0,66	2,30	0,032	2,70	0,024	1,62	9,15	8,48	18,72	3,74	57,00	8,57	0,29	0,92	4,08	1,03	73,04
8P-04-4	44,5	-	-	2,79	4,42	0,53	1,75	0,013	He обн.	He обн.	0,96	14,10	6,05	7,83	2,89	17,76	2,88	0,34	1,09	2,03	0,96	32,07
9P-04-2	40,3	1060	-	1,20	17,50	3,05	4,89	0,003	-	-	1,39	8,44	7,82	7,81	2,16	18,80	3,36	0,31	0,96	1,78	1,03	52,06
11P-04-1	47,4	270	-	2,01	3,68	He обн.	2,62	0,018	-	0,023	1,21	8,40	7,88	24,53	5,13	72,05	10,60	0,30	0,78	5,25	1,04	37,77
12P-04-1	72,8	450	-	6,20	4,93	1,21	2,74	0,007	0,88	0,020	0,09	9,44	13,1	6,64	1,80	17,02	2,93	0,30	0,36	1,62	1,02	56,26
13P-04-3	41,8	He обн.	-	7,00	2,30	3,09	2,25	0,023	He обн.	He обн.	1,23	11,50	6,41	8,80	2,07	23,72	3,95	0,30	0,31	2,06	1,03	41,85
24P-04-1	47,1	200	20	6,22	4,71	0,32	0,66	0,003	-	-	0,27	6,91	6,51	10,65	2,33	28,68	5,09	0,29	0,52	2,38	1,00	70,76
24P-04-4	50,2	360	He обн.	6,28	6,78	0,41	3,70	0,017	-	-	2,42	3,31	12,8	15,76	3,54	42,76	7,01	0,29	0,74	3,44	0,99	86,94
24P-04-5	47,4	He обн.	-	1,79	2,10	0,95	3,97			0,013	1,51	7,22	8,86	8,70	2,22	21,83	3,96	0,30	0,35	1,94	1,01	54,75
25P-04-1	57,2	-	-	9,31	5,35	7,09	3,01	0,002		0,018	1,04	2,25	5,92	9,70	1,78	28,57	4,73	0,27	0,70	2,25	1,05	48

Примечание:

* - данные, полученные экстраполяцией

ppm = 0,0001% = 10⁻⁶г/г

REE - редкоземельные элементы

LREE - легкие редкоземельные элементы цериевого подсемейства (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu)

HREE - тяжелые редкоземельные элементы иттриевого подсемейства (Y, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu)

Определение редкоземельных элементов выполнено инструментальным нейтронно-активационным (ИНАА) и рентгенофлуориметрическим методами (погрешности определения редкоземельных элементов: ИНАА: La, Sm, Eu, Na, Sc, Co, As, Sb- 3-5%; Ce, Nd, Tb, Yb, Lu, Rb, Cs, Cr, Fe, Zn, Se, U, Pb, Hf, Ta- 5-10%; другие элементы- 10-20%)

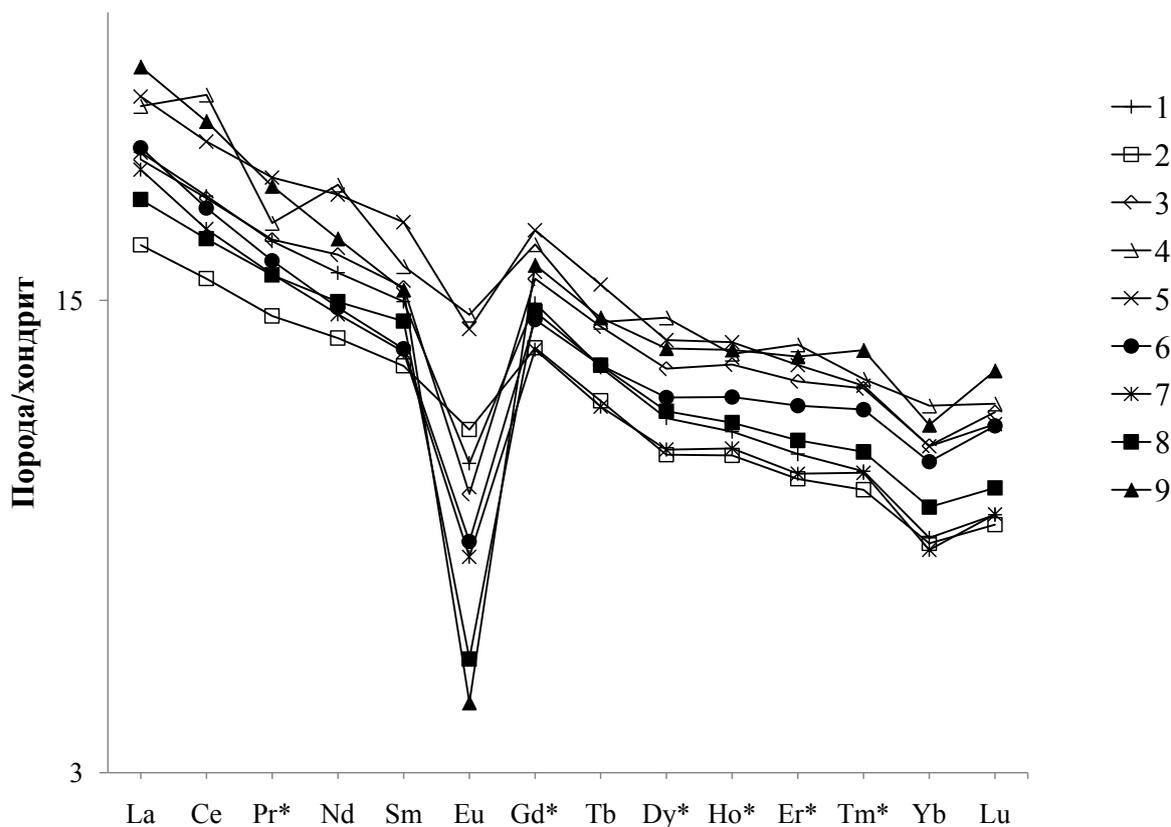


Рис. 6. Нормированное по хондриту содержание РЗЭ в магматитах Пай-Хоя: 1 – кварцсодержащие мелкокристаллические долериты; 2 – оливиновые кварцсодержащие среднекристаллические габбронориты; 3 – пегматоидные кварцсодержащие среднекристаллические габбро-долериты; 4 – кварцсодержащие крупнокристаллические долериты; 5 – порфириовидные кварцсодержащие среднекристаллические габбро-долериты; 6 – кварцсодержащие среднекристаллические габбро-долериты; 7 – кварцевые среднекристаллические габбро-долериты; 8 – кварцсодержащие среднекристаллические долериты; 9 – оливиновые кварцсодержащие мелкокристаллические габбронориты

Gd свидетельствуют о том, что распределение РЗЭ в исследуемых породах было обусловлено кристаллизационной дифференциацией исходного расплава с образованием плагиоклаза.

Судя по отношению Ce/Yb, породы центральнопайхойского комплекса относятся к породам известково-щелочной серии.

Содержания элементов-примесей в породах Пайхойского антиклинория, трапповой и габбро-долеритовой формаций различных районов мира представлены в табл. 2. Элементы с высокой подвижностью (Rb, Sr, Ba) при слабом метаморфизме не дают нам возможности корректно интерпретировать значения. Исходя из наших данных, содержания малоподвижных в условиях метаморфизма Zr, Cr, Zn, Со близки к породам габбро-долеритовой формации, и

лишь по Ni их количество можно соотнести с рудогенной трапповой формацией.

4.2. Благородные металлы

Первые сведения о благородной минерализации на Пай-Хое были приведены в работе Ю.В. Жукова (Жуков и др., 1969ф, с. 238–239). Согласно этим сведениям, в канаве № 1567 на участке «Первый» (расположенном на юго-востоке Пайхойского антиклинория, на правом берегу руч. Мутного) содержание флюидов достигает 1 г/т и золота до 0,22 г/т (определения лаборатории Норильского комбината). Позже в работе Н.М. Чернышова (Чернышов и др., 1990ф) на основании анализа 10 проб на сумму Pt+Pd (участки «Савабейский» – до 0,83 г/т; «Северный» – 0,5

Таблица 2
Состав и содержание, г/т, элементов-примесей в породах интрузий Пайхойского антиклинория, трапповой и габбро-долеритовой формациях

Объекты	1р-04	3р-04	4р-04	6р-04	8р-04	9р-04	11р-04	12р-04	13р-04	24р-04	25р-04	Nipissing	Culpeper	Gettysburg	Инсизва	Черногорская	Норвик-1	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	
Элементы	Rb	Не обн.	33	36	19	15	16	Не обн.	Не обн.	44	Не обн.	21	22	25	30	15	-	
	Sr	140	448	820	355	905	310	240	655	316	538	193	188	187	188	650	780	
	Y	Не обн.	17	27	20	25	Нет данных	Нет данных										
	Zr	16	69	54	93	30	14	175	125	70	65	75	62	104	115	90	41	«-»
	Ba	190	710	1030	258	1430	510	865	540	455	245	218	88	171	160	Нет данных	450	290
	Ni	150	322	385	320	Не обн.	1060	270	450	Не обн.	280	Не обн.	138	96	89	705	320	210
	Co	46	48	39	44	45	40	47	73	42	48	50	44	47	47	Нет данных	64	89
	Cu	Не обн.	98	113	121	597	150	260										
	Cr	119	217	279	92	239	228	405	19	347	63	767	239	329	302	Нет данных	720	600
	V	Не обн.	213	Нет данных	Нет данных	«-»	40	60										
	Zn	«-»	97	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	20	«-»	93	91	77	«-»	50	Нет данных
	Pb	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	«-»	Не обн.	«-»	Нет данных	Нет данных	Нет данных	«-»	18	«-»

Примечание: Данные по трапповым и габбро-долеритовым формациям взяты из: Нестеренко, Альмухамедов, 1973; Lightfoot, Naldrett, Hawkesworth, 1984; Froelich, Gottfried, 1988; Lightfoot, Naldrett, 1989

г/т; «Ручей» – 0,38 г/т; «Хенгур-1» – 0,35 г/т, «Первый» – 0,12 г/т и «Заозерный» – 0,13 г/т) сделан вывод о том, что «ЭПГ присутствуют в породах хенгурского комплекса не в виде сульфидов, а как интерметаллические соединения Pt и Pd с Ni, Co и Cu», но «даже в случае значительного скопления сульфидов в породах комплекса не следует ожидать промышленных концентраций платиноидов» (Чернышов и др., 1990ф, с. 154).

В целях уточнения потенциала благородной минерализации пайхойских долеритов нами были определены концентрации элементов благородных металлов в 25 пробах пород комплекса (рис. 2), обогащенных сульфидами. Благородные металлы определялись нейтронно-активационным методом (НАА) и методом микропробного концентрирования (МП) в Центральной лаборатории анализа вещества ГЕОХИ РАН (г. Москва). Ошибка при определении методами НАА и МП составила (%): при определении золота, серебра, осмия, иридия – 10–20, рутения – 20–30, платины – 30 и более. Определение палладия производилось дуговым атомно-эмиссионным методом с ПЗС-системой, средняя ошибка определения – приблизительно 15–20% (Шайбеков, 2008, 2009а, 2010 г.).

Согласно полученным данным, сумма содержаний благородных металлов в пайхойских долеритах варьируется в пределах 140–2290 мг/т. Содержание Pt и Pd в сумме не превышает 470, золота – 240, серебра – 1850 мг/т. Содержания Os и Ir в большинстве проб существенно ниже кларковых, не выше соответственно 1 и 20 мг/т (табл. 3, рис. 7).

Повышенные концентрации платиноидов приурочены к наиболее дифференцированным крупнокристаллическим долеритам. Практически во всех без исключения проанализированных образцах отношение Pt/Pd < 1 при колебаниях от 0,05 до 0,95 г/т, исключение составляют пробы, значения Pt/Pd в которых колеблются в пределах 1,10–1,74 г/т (48р-05-2 и 62р-05-2). Эта величина находится в прямой зависимости от содержания сульфидов и арсенидов меди, кобальта, никеля и теллуридов платины, палладия, золота. Чем больше содержание вышеуказанных минеральных ассоциаций, тем выше отношение Pt/Pd, и наобо-

рот. Использование рентгеноспектрального микрозондового метода показало (Шайбеков, 2009г, д; 2010а, в; Shaybekov 2009, 2010), что благороднометалльные фазы в исследованных породах находятся в виде собственных минералов, которые образуют каймы на зернах сульфидов, сростки с арсенопиритом, микроразмерные включения в кобальтине (Au, Ag) или галените (Pt, Pd).

Сравнительный анализ показал, что по диспропорции между (Au+Ag), подвижными (Pt+Pd) и наиболее инертными (Os, Ir) долериты существенно отличаются от магматитов из платинометалльных рудных месторождений (рис. 8).

Кроме того, для долеритов центрально-пайхойского комплекса отмечена закономерность: чем выше содержания платины, тем выше содержания палладия и рутения и ниже осмия и иридия. На графике средних отношений Pt/Pd к Pd/Ir (рис. 9) хорошо видно, что базальтоиды Пай-Хоя отличаются резким дефицитом Ir при близких содержаниях Pt и Pd.

Это отражает большую, чем обычно, степень геохимической дифференциации вещества оруденелых пайхойских магматитов, которые можно отнести к особому – пайхойскому – типу малосульфидных платинометалльных рудопроявлений. Дефицит иридия, в целом, характерен для габбро-долеритов Пай-Хоя, обогащенных сульфидами, что также подтверждается данными Н.М. Чернышова (Чернышов и др., 1990, с. 152), где он указывает, что «содержания Rh, Ru, Ir оказались ниже чувствительности метода (т.е. < 0,005 г/т)». Это согласуется с нашими данными (содержание Ir от 0,001–0,02 г/т, при кларке, равном 1), которые были сделаны позднее уже с использованием более современных методов и позволили установить их точные концентрации. Также следует отметить, что низкие содержания иридия (менее 0,02 г/т) отмечаются и в рудах таких месторождений, как Инсизва, риф J-M, Печенга, Лангмюр, Маункейт, Садбери, Войсис Бэй и др., что приводятся в табл. 3.

Исходя из всего вышеописанного, можно сделать следующие выводы.

Различия по внутреннему строению, степени дифференциации, составу и петро-

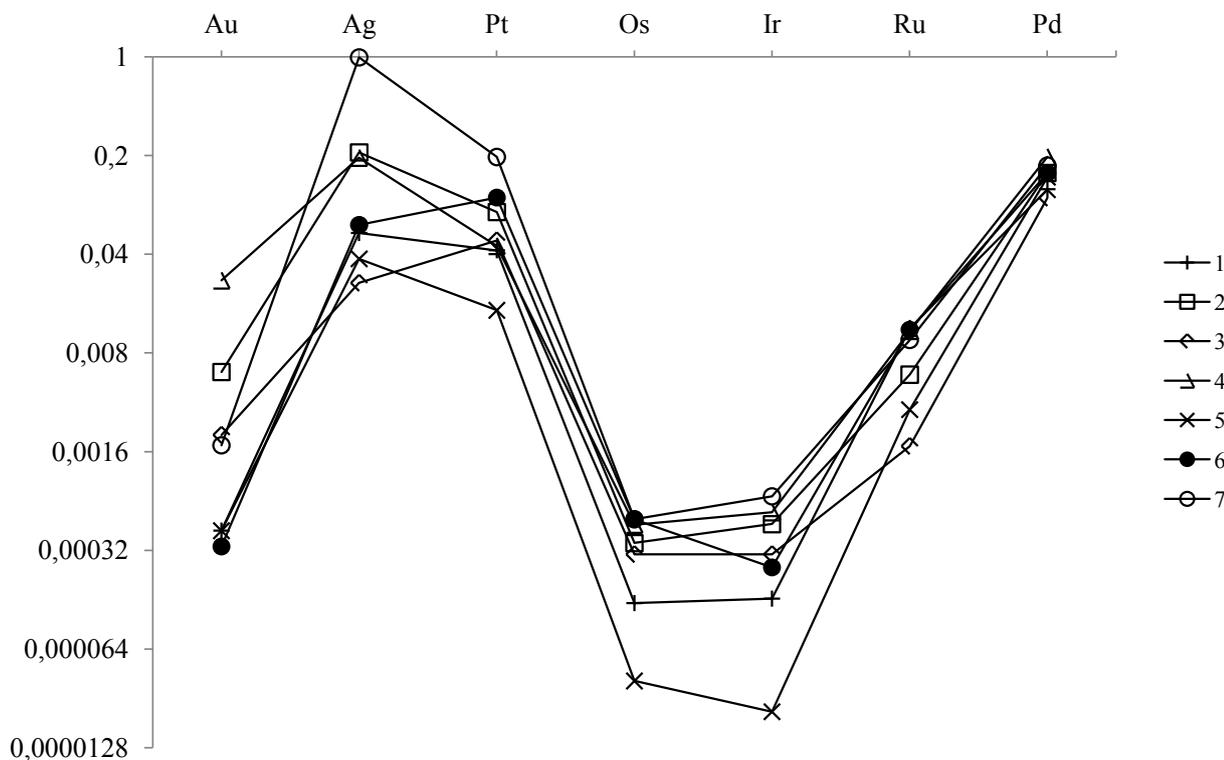


Рис. 7. График содержаний благородных металлов в магматитах Пай-Хоя: 1 – кварцосодержащие мелкокристаллические долериты; 2 – оливиновые кварцосодержащие среднекристаллические габбронориты; 3 – пегматоидные кварцосодержащие среднекристаллические габбро-долериты; 4 – кварцосодержащие крупнокристаллические долериты; 5 – порфиroidные кварцосодержащие среднекристаллические габбро-долериты; 6 – кварцосодержащие среднекристаллические долериты; 7 – пироксениты

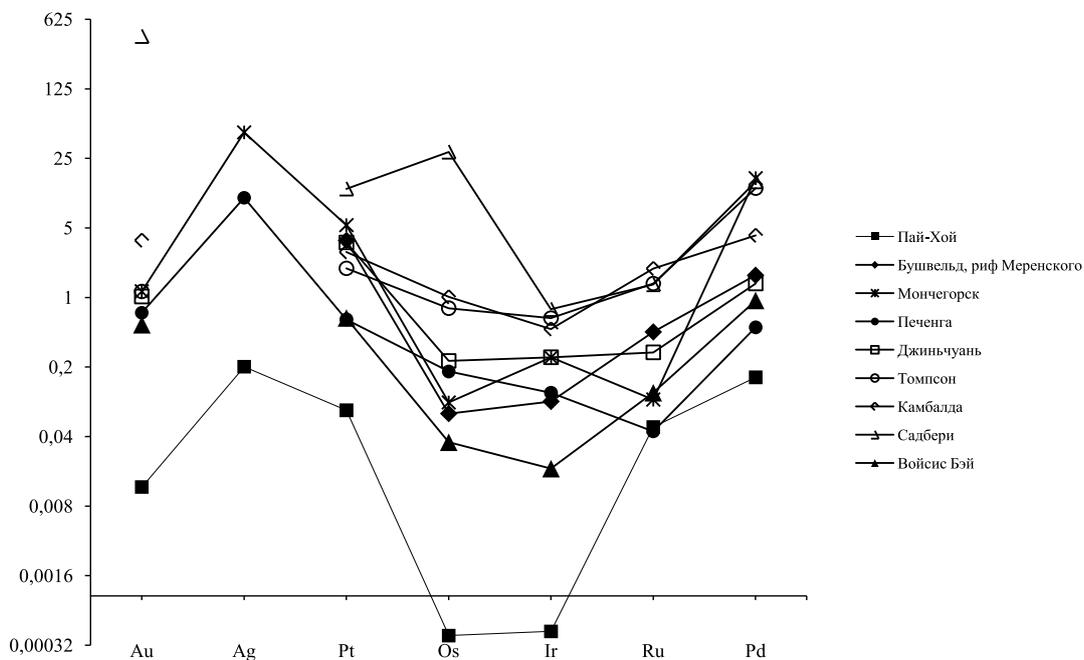


Рис. 8. График средних содержаний благородных металлов в магматитах Пай-Хоя и породах и рудах платинометалльных месторождений России и мира

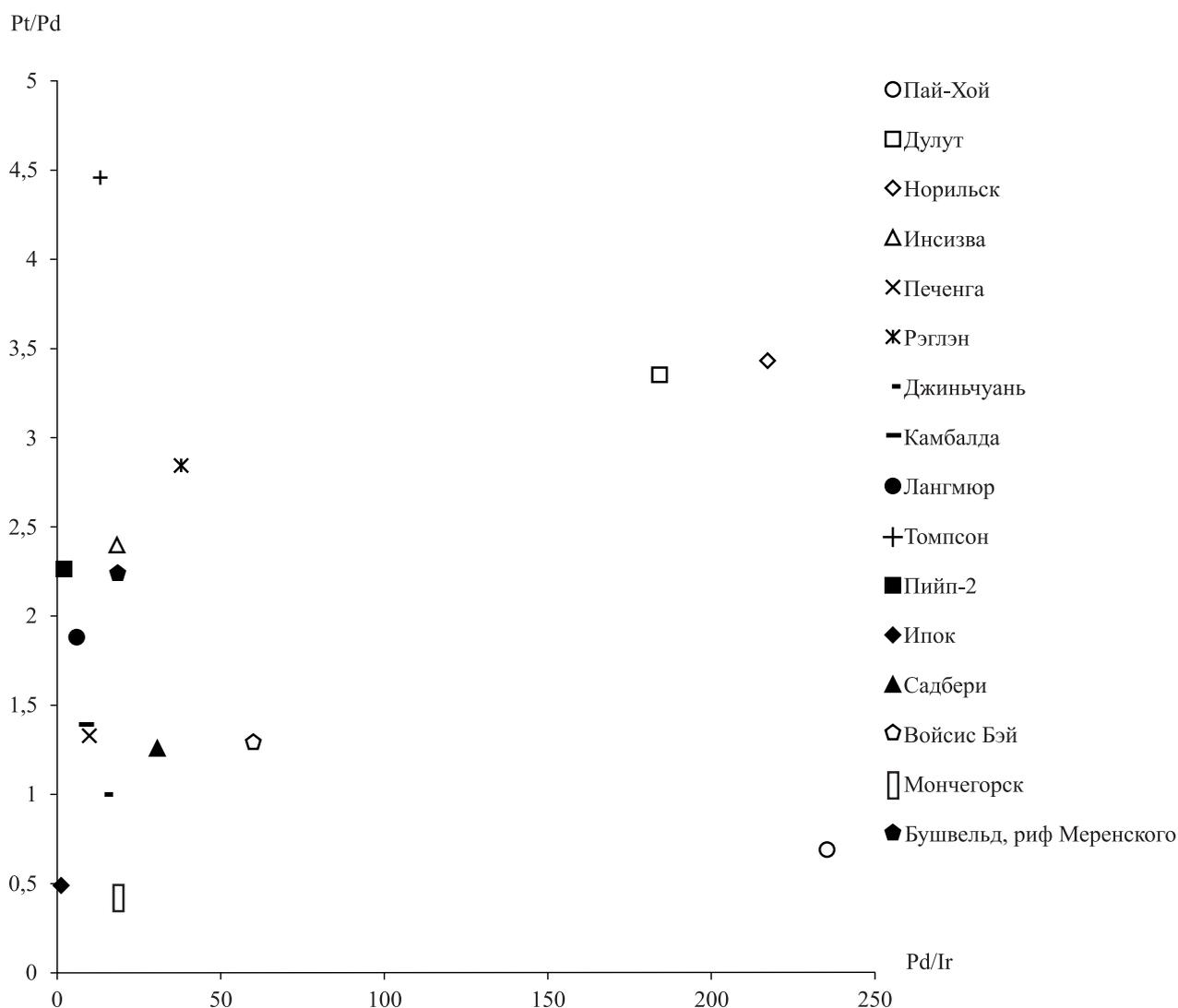


Рис. 9. Среднее значение отношений Pt/Pd и Pd/Ir в породах и рудах Пай-Хоя, России и мира

геохимическим особенностям интрузивных тел пайхойского комплекса отчетливо проявляются и в вариации пространственного размещения, а также состава и содержания, связанной с базальтоидами сульфидной медно-никелевой минерализации. При этом следует отметить, что при несомненной пространственно-генетической связи сульфидной минерализации прежде всего с наиболее дифференцированными габбро-

долеритовыми телами, распределение в них сульфидов не обнаруживает столь характерную для большинства сульфидно-никелевых рудно-магматических систем закономерность – ассоциацию их с интрузивами повышенной магнезиальности, а в их пределах – исключительную приуроченность к наиболее обогащенным оливином разностям пород (Годлевский и др., 1997; Налдретт, 2003; Чернышов и др., 1971, 1990ф; и др.).

Таблица 3
Средние содержания элементов платиновой группы в породах и рудах Пай-Хоя и платинометалльных месторождений России и мира, г/т

Объект	Характеристика породы	Au	Ag	Pt	Os	Ir	Ru	Pd	Σ	Pt/Pd	Pd/Ir	Pt+Pd
3р-04-05	Габбро-долерит среднекристаллический порфировидный, кварцсодержащий	0,0016	0,011	0,02	0,0001	0,0001	0,0029	0,1	0,14	0,20	1000	0,12
3р-04-08	Долерит крупнокристаллический кварцсодержащий	0,0019	0,041	0,057	0,0002	0,00014	0,00782	0,14	0,25	0,41	1000	0,197
3р-04-11	Габбро-долерит среднекристаллический пегматонидный кварцсодержащий	0,0021	0,025	0,05	0,0003	0,0003	0,00175	0,1	0,18	0,50	333,33	0,15
3р-04-13	Габбронорит среднекристаллический оливинный кварцсодержащий	0,0047	0,02	0,079	0,00052	0,00081	0,00327	0,2	0,31	0,40	246,91	0,279
27р-05-3	Долерит крупнокристаллический кварцсодержащий	0,00092	0,025	0,013	0,00039	0,001	0,0115	0,26	0,31	0,05	464,29	0,273
48р-05-2	Пироксенит мелкокристаллический	0,0004	0,13	0,17	0,00022	0,0001	0,00865	0,14	0,45	1,21	1000	0,31
62р-05-1	Долерит крупнокристаллический кварцсодержащий	0,0005	0,13	0,06	0,00054	0,0003	0,00496	0,15	0,35	0,40	454,55	0,21
62р-05-2	Долерит крупнокристаллический кварцсодержащий	0,00010	0,034	0,174	0,00035	0,0002	0,0134	0,1	0,32	1,74	416,67	0,274
62р-05-3	Роговик	0,00046	0,018	0,072	0,0002	0,0002	0,0105	0,15	0,25	0,48	833,33	0,222
63р-05-1	Долерит крупнокристаллический кварцсодержащий	0,00019	0,042	0,085	0,00017	0,00017	0,0118	0,1	0,24	0,85	588,24	0,185
63р-05-2	Долерит крупнокристаллический кварцсодержащий	0,00019	0,065	0,083	0,00025	0,0003	0,0139	0,1	0,26	0,83	333,33	0,183
64р-05-6	Габбро-долерит среднекристаллический порфировидный кварцсодержащий	0,00044	0,037	0,016	0,00004	0,0000	0,00317	0,14	0,20	0,11	6086,96	0,156
69р-05-2	Долерит крупнокристаллический кварцсодержащий	0,0188	0,033	0,027	0,00028	0,00022	0,0035	0,2	0,28	0,14	909,09	0,227
74р-05-2	Долерит крупнокристаллический кварцсодержащий	0,0053	0,056	0,0027	0,00041	0,00062	0,0182	0,2	0,28	0,01	322,58	0,2027
74р-05-3	Долерит крупнокристаллический кварцсодержащий	0,00017	0,041	0,089	0,00038	0,0006	0,0136	0,1	0,24	0,89	166,67	0,189
75р-05-2	Долерит крупнокристаллический кварцсодержащий	0,239	0,17	0,022	0,0008	0,00106	0,0158	0,2	0,65	0,11	188,68	0,222
77р-05-3	Долерит крупнокристаллический кварцсодержащий	0,0018	0,11	0,07	0,0003	0,00191	0,0155	0,4	0,60	0,18	209,42	0,47
85р-05-2	Долерит среднекристаллический кварцсодержащий	0,00043	0,1	0,19	0,00105	0,00048	0,0198	0,2	0,51	0,95	416,67	0,39
98р-05-3	Долерит крупнокристаллический кварцсодержащий	0,0166	1,14	0,074	0,00055	0,0003	0,0125	0,1	1,34	0,74	333,33	0,174
100р-05-3	Долерит крупнокристаллический кварцсодержащий	0,0014	0,31	0,0051	0,00123	0,00049	0,0085	0,3	0,63	0,02	612,24	0,3051
142р-05-1	Долерит мелкокристаллический кварцсодержащий	0,00032	0,055	0,021	0,00015	0,00012	0,00537	0,1	0,18	0,21	833,33	0,121
150р-05-2	Долерит мелкокристаллический кварцсодержащий	0,00056	0,058	0,064	0,00012	0,00017	0,0185	0,13	0,27	0,49	764,71	0,194
125р-05-1	Габбронорит среднекристаллический кварцевый	0,007	0,4	0,08	0,0002	0,00017	0,00795	0,1	0,60	0,80	588,24	0,18
48р-05-2к	Пироксенит мелкокристаллический	0,0031	1,85	0,22	0,00084	0,0014	0,0111	0,2	2,29	1,10	142,86	0,42
Кларки	Базиты	0,0035	0,1	0,1	0,0005	0,00026	1	0,02	-	-	-	-

Таблица 3

Средние содержания элементов платиновой группы в породах и руд Пай-Хоя и платинометалльных месторождений России и мира (продолжение, г/т)

Объект	Характеристика породы	Au	Ag	Pt	Os	Ir	Ru	Pd	Pt/Pd (усредн.)	Pd/Ir (усредн.)	Pt+Pd
Дулут	Троктолиты и габброиды	Нет данных	Нет данных	Нет данных	Нет данных	Нет данных	Нет данных	Нет данных	3,43	217,34	Нет данных
Норильск	Пикриты, габбро и долериты	- "	- "	0,1-11,9	- "	- "	- "	0,4-10,5	2,4	18,12	0,5-22,4
Инсизва	Габброиды	0,03-6,69	1,03-257,1	0,024-90,7	0-0,79	0-1,7	0,01-0,97	0,33-289	0,41	18,85	0,35-380
Мончегорск	Габбронорит-пироксенит перидотитовая формация	1,15	45,52	2,35-5,32	0,02-0,12	0,06-0,25	0,094-0,59	1,1-15,81	2,24	18,56	3,45-21,1
риф Меренского	Пироксениты, нориты, анортозиты	Нет данных	Нет данных	3,74-4,25	0,068	0,09	0,45	1,67-14,89	0,29	Нет данных	5,4-19,1
риф J-M	Анортозит-троктолитовые породы	0,01-3,94	10	0,15-11,98	0,02-0,95	0,01-0,23	0,02-0,72	0,18-12,48	1,33	9,74	0,33-24,5
Печенга	Ультраосновные породы	0,7	10	0,6	0,18	0,11	0,045	0,5	2,84	38,06	1,1
Рэлэн	Перидотиты	Нет данных	Нет данных	0,005-59,15	Нет данных	Нет данных	Нет данных	Нет данных	1	14,37	0,005-59,15
Джиньчуань	Дуниты	0,66-12,85	- "	1,66-4,88	0,23-1,67	0,25-0,66	0,28-2,82	1,38-6,99	1,39	8,87	3,1-11,9
Камбалда	Оливиновые перидотиты ультрамафитовой толщи	3,75	- "	2,86	1,01	0,48	1,95	4,2	1,88	5,88	7,1
Лангмюр	Перидотиты и пироксениты	0,13-6,35	- "	0,13-17	0,04-2,2	0,03-2	0,06-4,2	3,3-47,7	4,46	13,4	3,4-65
Томпсон	Пелитовые сланцы	Нет данных	- "	Нет данных	Нет данных	Нет данных	Нет данных	Нет данных	2,26	2,15	Нет данных
Пийп-2	Перидотиты и пироксениты	- "	- "	- "	- "	- "	- "	- "	0,49	0,95	- "
Маунткейт	Перидотиты и дуниты	13-868	- "	1,14-33,7	2-46	0,002-1,44	0,03-2,47	0,4-59,48	1,26	30,65	1,5-93,2
Садбери	Ультраосновные породы	0,22-421,6	- "	0,25-12,35	0,01-29	0,005-0,76	0,004-1,35	0,25-14,59	1,29	59,98	0,5-3,9
Войсис Бай	Габбро, троктолиты и брекчии	0,53	- "	0,62	0,035	0,019	0,11	0,93	1,29	59,98	1,55

Примечание: Использованы литературные данные Naldrett, 1984a, b; William V. Boynton, 1984; Chai, Naldrett, 1992a; Sawthorn, Merkle, Viljoen, 2002; Налдретт, 2003; Лихачев, 2006

ГЛАВА V. АССОЦИАЦИИ И ГЕНЕЗИС МИНЕРАЛОВ Pd, Pt, Au, Ag, Co, Cu, Ni, Fe (УЧАСТКИ «ПЕРВЫЙ» И «САВАБЕЙСКИЙ»)

5.1. Геологическая характеристика участков

5.1.1. Участок «Первый»

Особое положение среди долеритовых тел с приуроченной к ним сульфидной минерализацией занимает рудопроявление участок «Первый» (рис. 10), которое расположено на правом берегу руч. Мутного, левого притока р. Хэнгурью. В пределах участка, среди заболоченной тундры, обнажается интрузия долеритов и габбро-долеритов, прослеживающаяся по простиранию на 340 м при ширине около 200 м. Интрузия представляет собой сложнопостроенный хонолит мощностью от 20 до 100 м с прослеженной протяженностью (по данным буровых работ) на 1000 м. Тело круто падает на юго-запад под углом 70–80°. Рудопроявление было детально обследовано с поверхности и частично разбурено в 1968–1970 гг.

Строение интрузива неоднородное (Жуков, Заборин, 1969ф, 1971ф). Во вскрытом скважиной разрезе выделяются следующие петрографические разности (сверху вниз):

1. Габбро-долериты мелкокристаллические, сильно метаморфизованные. В составе преобладают (об. %): клинопироксен (авгит) – 60–65, тонковолокнистый амфибол, развивающийся по клинопироксену, – 20–25 и полностью разложившийся плагиоклаз (агрегаты хлорит-серицит-альбита), на долю которого приходится 10–15. В единичных зернах присутствуют бурая роговая обманка и титанит. Рудные минералы (ильменит и сульфиды) образуют ксеноморфные зерна, выполняющие промежутки между зернами пироксена.

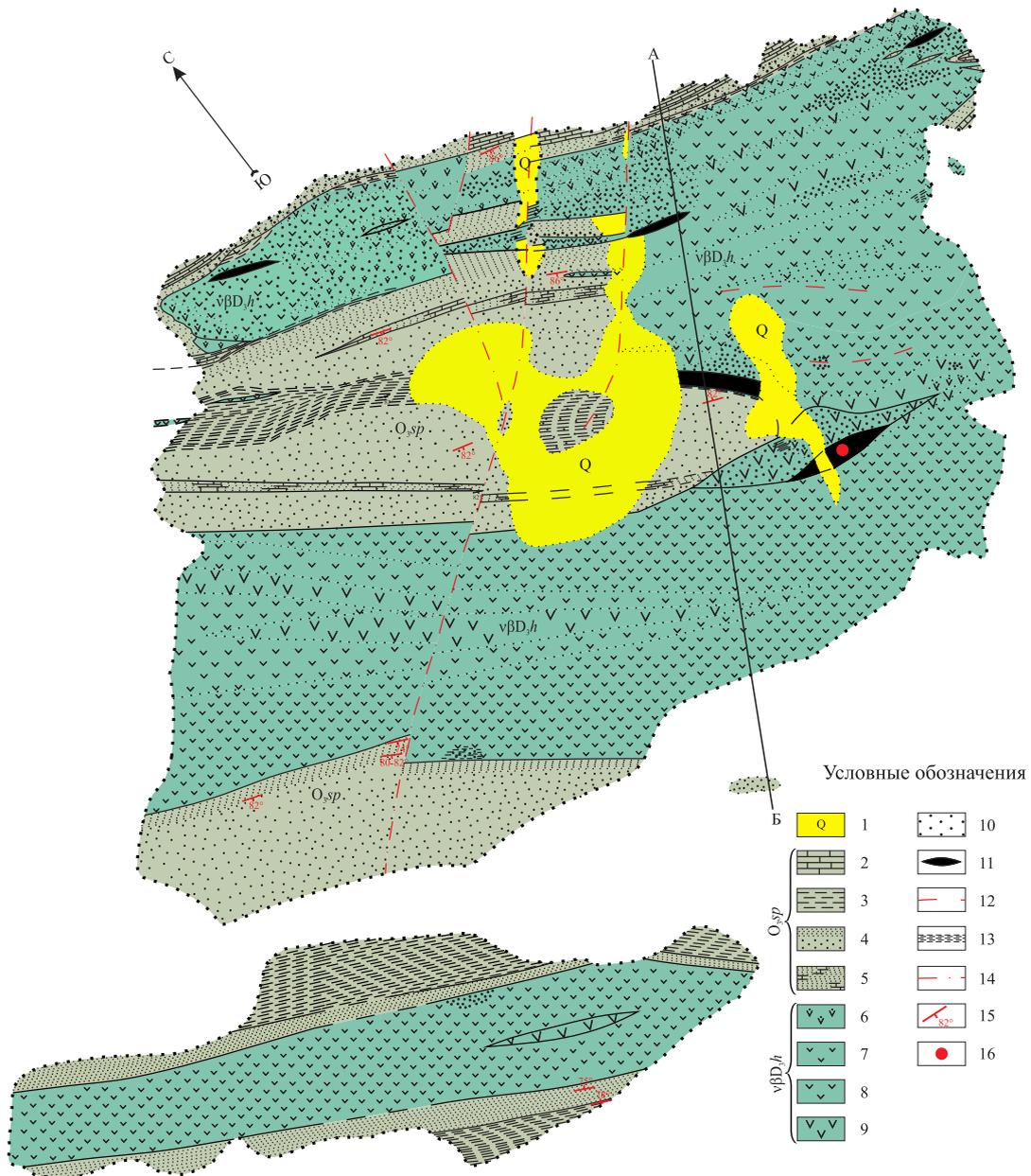
2. Долериты мелко- и среднекристаллические, состоящие из (об. %): альбитизированного плагиоклаза – 40–50, частично амфиболитизированного авгита – 40–50 и изредка кварца – 0–2.

3. Лейкократовый кварцевый долерит (конга-диабаз), в составе которого установлены нацело альбитизированный, реже хлоритизированный, плагиоклаз (50–60%) и микропегматит (20–25%). Последний выполняет промежутки между беспорядочно расположенными призматическими зернами плагиоклаза и представляет собой закономерные сростания кварца и альбита. В некоторых случаях микропегматит образует вокруг зерен плагиоклаза сферолитоподобные венчики или развивается по одному из его индивидов в простом двойнике. Авгит редок (0–10 об. %) и, как правило, слабо амфиболитизирован. В разных количествах (3–15 об. %) присутствуют рудные минералы – ильменит и сульфиды.

По характеру распределения сульфидов в интрузии может быть выделено два типа минерализации: 1) *шлирово-вкрапленный* (рис. 11), характеризуется довольно высокой концентрацией и разнообразием форм выделения сульфидов, наличием сульфидных шлиров, в том числе гравитационно-расслоенных; присутствием платиновых минералов, высокой степенью изменения ильменита и 2) *прожилково-вкрапленный*. Содержание главных рудных минералов варьируется в следующих пределах (об. %): пирротин – 1–30, халькопирит – 0,5–10, пентландит – 0,01–5.

5.1.2. Участок «Савабейский»

Открыт в 1976 г. при проведении поисковых маршрутов через интрузию «Сопча-Мыльк», когда в горизонте среднекристаллических кварцсодержащих габбро была выявлена сульфидная медно-никелевая минерализация шлирово-вкрапленного типа (рис. 12). Рудопроявление расположено на северо-восточном крыле Сопчинской антиклинальной структуры в районе оз. Савабейты и приурочено к северо-восточному флангу сложнодислоцированного интрузивного тела,



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ А-Б
 масштабы горизонтальный и вертикальный 1:2000

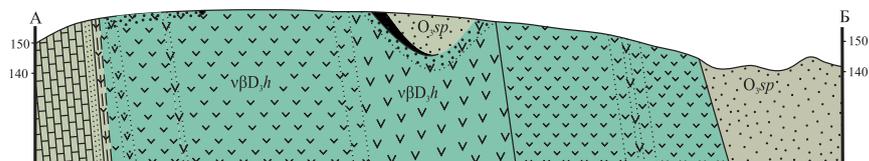


Рис. 10. Геологическая карта участка «Первый», составленная Б.А. Остащенко (1979) с исправлениями и дополнениями автора. 1 – четвертичные отложения; 2 – известняки с прослоями терригенного материала; 3 – глинистые сланцы; 4 – роговики; 5 – карбонизированные роговики и кальцифиры; 6 – эндоконтактовые породы; 7–9 – долериты: 7 – мелкокристаллические; 8 – среднекристаллические; 9 – крупнокристаллические; 10 – вкрапленное оруденение; 11 – шлирово-вкрапленное оруденение; 12 – зоны развития гранофилов; 13 – зоны рассланцевания и карбонатизации; 14 – тектонические нарушения; 15 – элемент залегания: нормальный; 16 – место отбора пробы

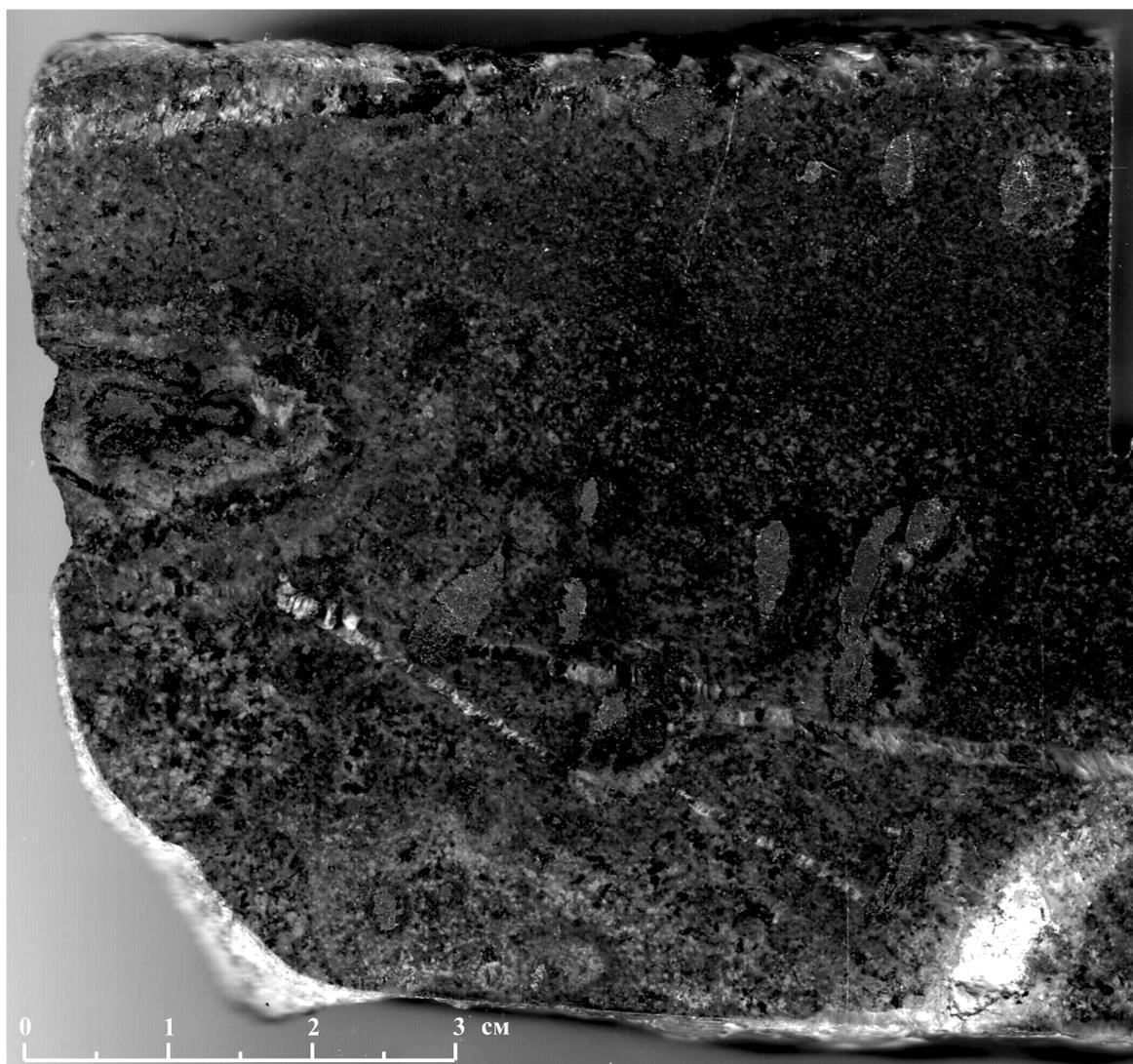
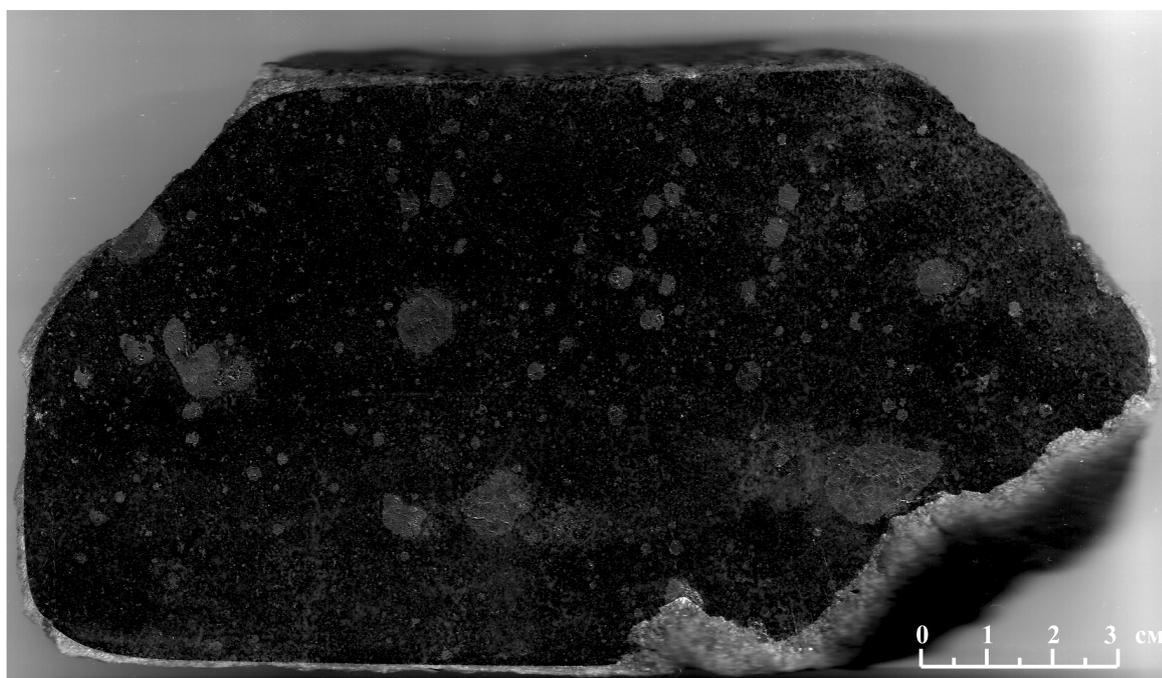
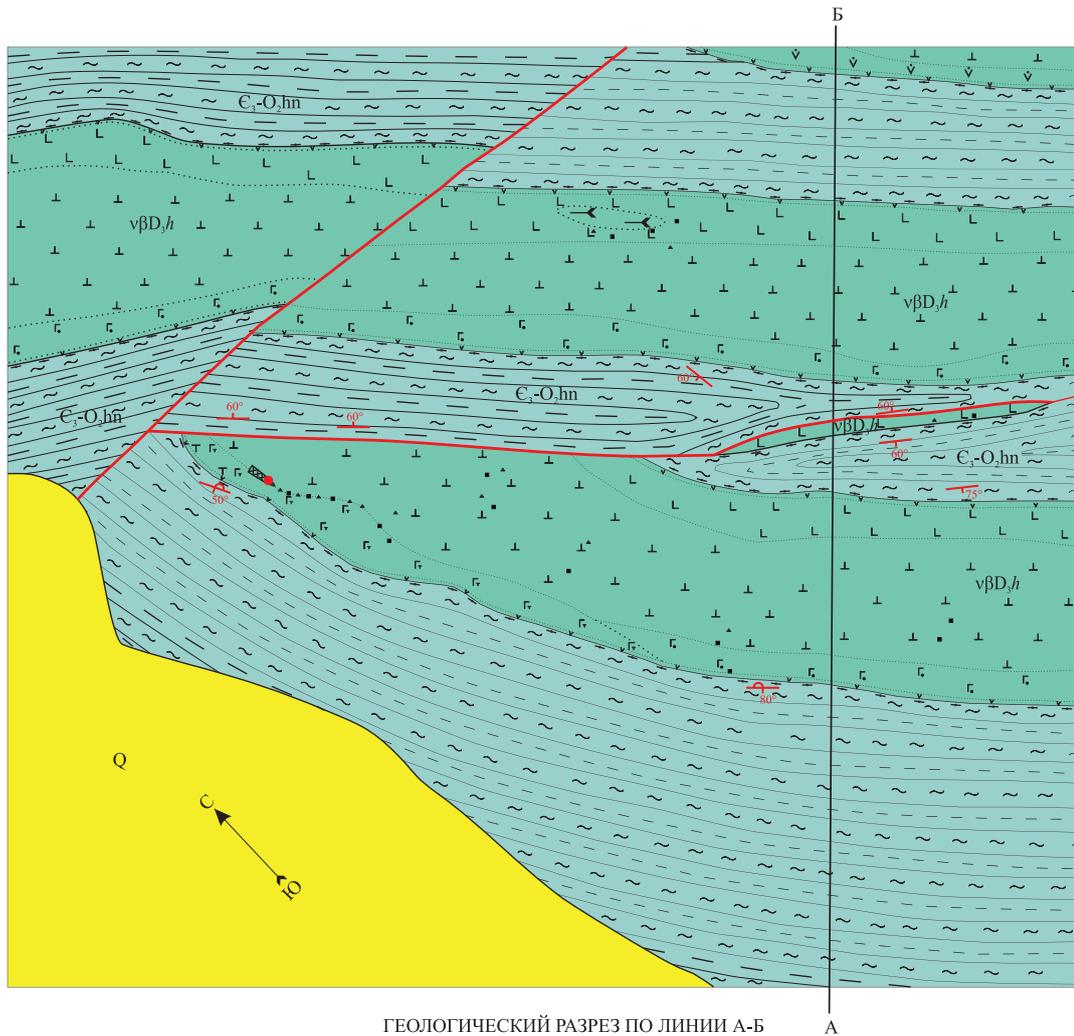
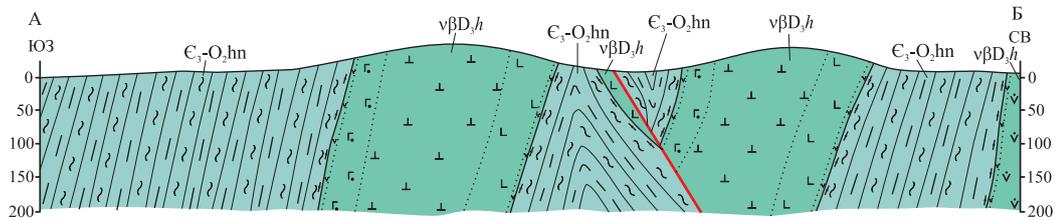


Рис. 11. Шлирово-вкрапленная минерализация участка «Первый»



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ А-Б
 масштабы горизонтальный и вертикальный 1:10 000



Условные обозначения

- | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--|--|--|--|---|---|----------------------------|---|--|---|--|---|--|---|--|---|---|---|--|---|---------------------|--|---------------------|--|--|---|---|---|---|---------------------|---|--|---|---|--|---|---|---|---|--------------------|
| <table border="0"> <tr> <td style="background-color: yellow; width: 20px; height: 15px;"></td> <td>Четвертичные отложения. Суглинки бурые со щебнем и гравием</td> </tr> <tr> <td style="background-color: #c8e6c9; width: 20px; height: 15px;"></td> <td>Хенгурская свита. Переохлаждение углисто-глинистых, кремнисто-углистых, кремнисто-углисто-глинистых сланцев</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">v</td> <td>Микродолериты, микрогаббро</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">v</td> <td>Мелкокристаллические кварцсодержащие долериты гломоропорфиривидной структуры</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">r</td> <td>Среднекристаллические оливиносодержащие габбро</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">r</td> <td>Среднекристаллические меланократовые биотитсодержащие габбро</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">r</td> <td>Среднекристаллические меланократовые габбро, габбро-долериты с элементами такситовой структуры</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">T</td> <td>Среднекристаллические лейкократовые долериты такситовой структуры</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">L</td> <td>Среднекристаллические кварцсодержащие долериты</td> </tr> </table> | | Четвертичные отложения. Суглинки бурые со щебнем и гравием | | Хенгурская свита. Переохлаждение углисто-глинистых, кремнисто-углистых, кремнисто-углисто-глинистых сланцев | v | Микродолериты, микрогаббро | v | Мелкокристаллические кварцсодержащие долериты гломоропорфиривидной структуры | r | Среднекристаллические оливиносодержащие габбро | r | Среднекристаллические меланократовые биотитсодержащие габбро | r | Среднекристаллические меланократовые габбро, габбро-долериты с элементами такситовой структуры | T | Среднекристаллические лейкократовые долериты такситовой структуры | L | Среднекристаллические кварцсодержащие долериты | <table border="0"> <tr> <td style="text-align: center;">vβD₃,h</td> <td>Крупно-среднекристаллические кварцевые габбро-долериты, долериты</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">vβD₃,h</td> <td>Пегматоидные кварцевые габбро-долериты</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;"> </td> <td>Контактово-метасоматические породы-роговики</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">a</td> <td>Геологические границы: а) достоверные; б) фашиальных различий</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">b</td> <td>Разрывные нарушения</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">a</td> <td rowspan="2">Халькопирит-пирротиновая минерализация вкрапленного, прожилково-вкрапленного типа: а) пирротина; б) халькопирита</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">b</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">▲</td> <td>Штирово-вкрапленная минерализация кубанит-пентландит-халькопирит-пирротинового состава</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">a</td> <td rowspan="2">Элементы залегания: а) нормальный; б) опрокинутое</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">b</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">●</td> <td>Место отбора пробы</td> </tr> </table> | vβD ₃ ,h | Крупно-среднекристаллические кварцевые габбро-долериты, долериты | vβD ₃ ,h | Пегматоидные кварцевые габбро-долериты | | Контактово-метасоматические породы-роговики | a | Геологические границы: а) достоверные; б) фашиальных различий | b | Разрывные нарушения | a | Халькопирит-пирротиновая минерализация вкрапленного, прожилково-вкрапленного типа: а) пирротина; б) халькопирита | b | ▲ | Штирово-вкрапленная минерализация кубанит-пентландит-халькопирит-пирротинового состава | a | Элементы залегания: а) нормальный; б) опрокинутое | b | ● | Место отбора пробы |
| | Четвертичные отложения. Суглинки бурые со щебнем и гравием | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Хенгурская свита. Переохлаждение углисто-глинистых, кремнисто-углистых, кремнисто-углисто-глинистых сланцев | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| v | Микродолериты, микрогаббро | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| v | Мелкокристаллические кварцсодержащие долериты гломоропорфиривидной структуры | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| r | Среднекристаллические оливиносодержащие габбро | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| r | Среднекристаллические меланократовые биотитсодержащие габбро | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| r | Среднекристаллические меланократовые габбро, габбро-долериты с элементами такситовой структуры | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| T | Среднекристаллические лейкократовые долериты такситовой структуры | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| L | Среднекристаллические кварцсодержащие долериты | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| vβD ₃ ,h | Крупно-среднекристаллические кварцевые габбро-долериты, долериты | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| vβD ₃ ,h | Пегматоидные кварцевые габбро-долериты | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | Контактово-метасоматические породы-роговики | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| a | Геологические границы: а) достоверные; б) фашиальных различий | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| b | Разрывные нарушения | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| a | Халькопирит-пирротиновая минерализация вкрапленного, прожилково-вкрапленного типа: а) пирротина; б) халькопирита | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| b | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| ▲ | Штирово-вкрапленная минерализация кубанит-пентландит-халькопирит-пирротинового состава | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| a | Элементы залегания: а) нормальный; б) опрокинутое | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| b | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| ● | Место отбора пробы | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

Рис. 12. Геологическая карта участка «Савабейский», составленная Г.А. Коротковой, по материалам Чулаевского и др. (1979) (с дополнениями и исправлениями автора)

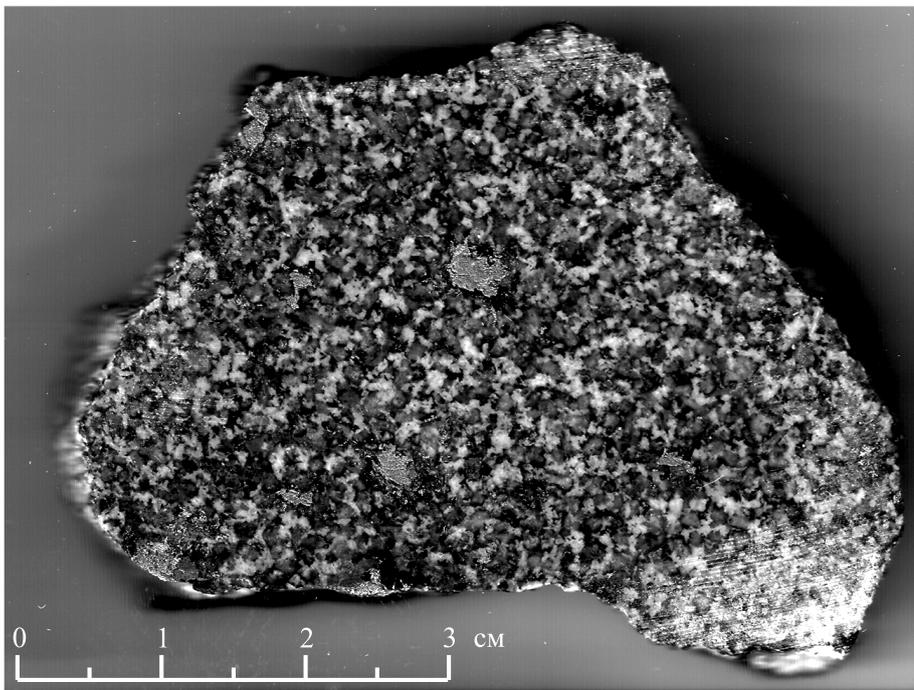
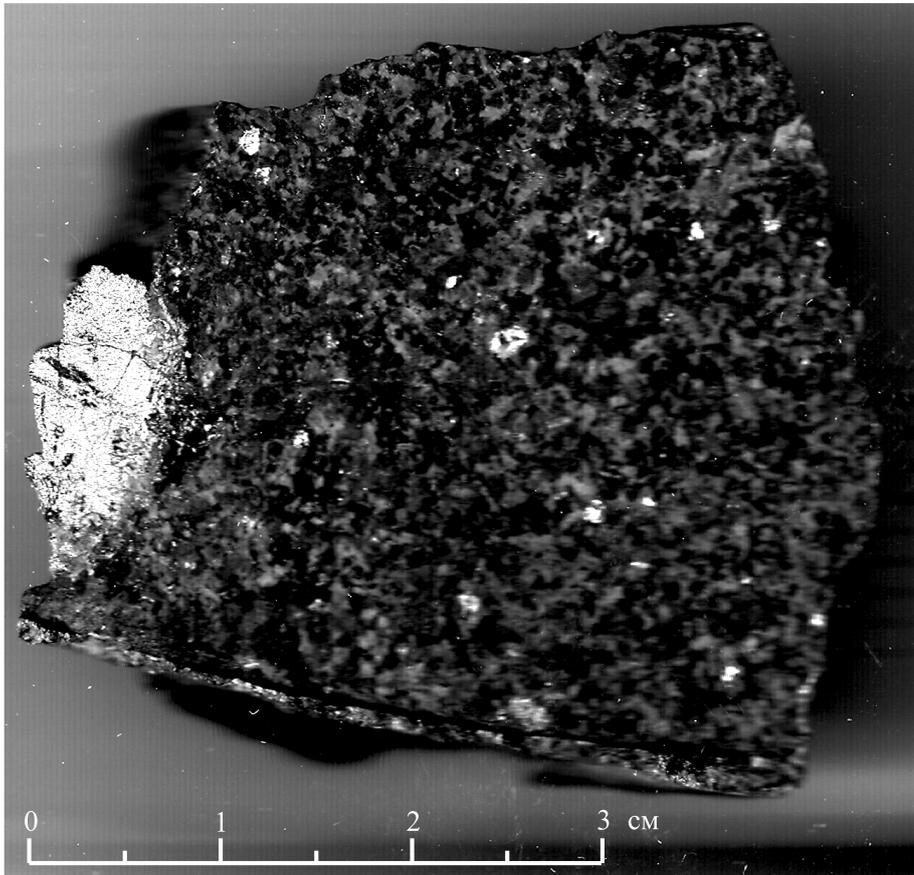


Рис. 13. Шлирово-вкрапленная минерализация участка «Савабейский»

смятого вместе с вмещающими породами ордовика в мелкие изоклиналильные складки, осложненные разнонаправленными разрывными нарушениями. Одним из нарушений типа сбросо-сдвига субширотного простирания с падением плоскости сместителя на северо-восток под углом 60° является полностью срезанное юго-западное крыло мелкой антиклинальной складки, осложняющей главную антиклиналь Сопчамыльк. По плоскости нарушения приведены в соприкосновение горизонт среднекристаллических кварцсодержащих диабазов с роговиками и черными углисто-глинистыми сланцами хенгурской свиты нижнего-среднего ордовика. Данное нарушение является оперяющим разлома субмеридионального простирания. Сложная тектоническая обстановка имеет большое значение в распределении рудного вещества на участках, где мелкие пликвативные структуры осложняются разнонаправленными разрывными нарушениями (Жуков, Заборин, 1971ф).

Интрузивное тело представляет собой гравитационно-дифференцированную залежь с полным набором соответствующих разностей пород. Полный разрез имеет следующий вид (снизу вверх):

1. Интервал 0–5 м – микродолериты скрытокристаллической структуры, представляют собой однородные зеленовато-серые породы, сложенные микроофитовым агрегатом мелких, беспорядочно ориентированных короткопризматических зерен нацело замещенного плагиоклаза (40–60 об. %), угловатые промежутки между зернами которого заполнены полуразрушенным буроватым моноклиналиным пироксеном (40–50 об. %) и единичными зернами клиновидного кварца. Вкрапленники представлены зернами призматически столбчатого плагиоклаза размером 0,2–0,5 мм и изометрично-таблитчатыми выделениями авгита (0,3–0,5 мм). Пирротин и ильменит в переменных количествах развиты по всей площади шлифа.

2. Интервал 5–12 м – среднекристаллические такситовые лейкократовые долериты, слагающие очень прерывистый горизонт в нижней части разреза. Такситовый облик пород обусловлен значительным разнообразием их структурно-текстурных особенностей. Неоднородность их состава подчеркивается

наличием в них шлиров долерит-пегматитов. От этого количественный минеральный состав пород значительно колеблется (об. %): плагиоклаз – 50–85, клинопироксен – 15–65, кварц и микропегматит – 30–90, биотит – 0–1, ильменит – до 2, сульфиды – от ед. зерен до 7. Вторичные минералы представлены амфиболом, хлоритом, эпидотом, лейкоксеном. Структура долеритов офитовая, микропегматитовая. Некоторые участки породы аномально (до 85 об. %) обогащены альбитизированным плагиоклазом, кварц-микропегматитом, реже буроватым авгитом, находящимися в различных соотношениях.

3. Интервал 12–21 м – среднекристаллические оливинсодержащие меланократовые габбро, отмечаются в приподошвенной части разреза интрузии в виде прерывисто следящегося горизонта. Это среднекристаллические темно-зеленые породы, состоящие из (об. %): клинопироксена – 36,4–70,3, плагиоклаза – 15–40, оливина – 5–12, биотита – 0,1–0,2, ортопироксена – от ед. з. до 1,5, магнетита – 0,1–0,2 и вторичных минералов – талька, серпентина, актинолита, хлорита. Структура пород преимущественно гипидиоморфно-зернистая с элементами пойкилитовой. Клинопироксен представлен либо магниальной разностью авгита, либо диопсидом, слагает субпластинчатые, изредка сдвойникованные зерна размером 0,5–3 мм, идиоморфные по отношению к плагиоклазу. Для ортопироксена (бронзита) характерны изометричные пластинчатые зерна размером $1 \times 1,5$ мм, которые иногда содержат редкие пойкилокристаллы оливина. Оливин (магнезиальная разновидность) представлен идиоморфными зернами размером 0,02–0,1 мм с гексагональными очертаниями.

4. Интервал 21–51 м – среднекристаллические меланократовые габбро, габбро-долериты, долериты с такситовой структурой. Широко развиты выше оливинсодержащих габбро, замещаясь по простиранию среднекристаллическими порфиroidными долеритами. Последние макроскопически представляют собой среднекристаллические мезомеланократовые породы массивной текстуры, состоящие из (об. %): плагиоклаза – 25–45, клинопироксена – 45–65, ортопироксена – от ед. зерен до 1,5, кварца, микропегматита – 0–7,

титаномагнетита – от ед. зерен до 2, сульфидов – 2–12 и вторичных минералов – эпидота, роговой обманки, актинолита, хлорита, бастита, лейкоксена. Структура изменяется от типично габбровой (гипидиоморфнозернистой) до офитовой. Элементы такситовой структуры подчеркиваются быстрой сменой участков, обогащенных меланократовым (пироксеном) или лейкократовым (плаггиоклаз, кварц, микропегматит) веществом.

5. Интервал 51–101 м – среднекристаллические кварцсодержащие порфиновые долериты. Непосредственно сменяют вверх по разрезу меланократовые габбро с такситовой структурой. Это светло-серые среднезернистые породы, для которых характерна отчетливая порфировая структура, обусловленная наличием в породе крупных таблитчатых выделений клинопироксена, окаймляемых короткопризматическими беспорядочно расположенными зернами плаггиоклаза. В составе рассматриваемых пород установлен (об. %): клинопироксен – 40–70, плаггиоклаз – 35–60, кварц и микропегматит – от ед. зерен до 5, ортопироксен – от ед. зерен до 1, биотит и роговая обманка – ед. з., ильменит, сульфиды и вторичные минералы, развивающиеся по пироксену и плаггиоклазу. Клинопироксен представлен авгитом, который образует изометрично-таблитчатые, реже пластинчатые, бесцветные и розовато-бурые зерна размером 0,5–1,5 мм. Ортопироксен-бронзит редок, наблюдается в крупных идиоморфно-пластинчатых зернах 1,2–2 мм. Обычно замещается игольчатыми агрегатами тремолита-серпентина. Плаггиоклаз слагает основную массу шлифа, присутствует в виде нацело замещенных короткопризматических индивидов размером 0,1–0,5 мм.

6. Интервал 101–142 м – крупно-среднекристаллические кварцевые долериты, габбро-долериты с линзами пегматоидных долеритов и долерит-пегматитов. Это породы пегматоидного облика, венчающие разрез интрузии на данном участке. От нижележащих среднекристаллических порфировидных долеритов отделяются резкими четкими границами без постепенных переходов. Состав (об. %): плаггиоклаз – 40–60, клинопироксен – 20–45, кварц и микропегматит – 10–20, ильменит – 0,5–5, биотит – 0–1, сульфиды – 1–10,

акцессорные минералы – апатит, циркон, титанит. Широко развиты вторичные продукты. Структура пород габброофитовая, офитовая в сочетании с микропегматитовой. Плаггиоклаз образует идиоморфные и гипидиоморфные таблитчатые (1×2 мм) или призматически зернистые формы (0,5–3 мм), обычно нацело замещенные бурым непрозрачным пелитовым веществом, сосюритом, хлоритом, альбитом. Клинопироксен наблюдается в виде удлиненно-пластинчатых зерен размером 2×10 мм, обычно образующих простые двойники, отчетливо ксеноморфные по отношению к плаггиоклазу. Кварц и микропегматит выполняют угловатые промежутки между зернами плаггиоклаза и пироксенов, где с ними ассоциируются выделения апатита, ильменита (0,5–3 мм), сульфидов, клиноцоизита, биотита, в сростаниях с ильменитом. В составе микропегматитовой основной массы устанавливаются реликты калиевого полевого шпата.

В рассматриваемом горизонте кварцевых габбро-долеритов обнаруживаются отдельные шлировидные участки долерит-пегматитов. Это гигантокристаллические породы, состоящие из (об. %): плаггиоклаза – 40–50, авгита – 35–40, кварца и микропегматита – 5–10, сульфидов – от ед. з. до 5, апатита и вторичных минералов: эпидота, актинолита, хлорита, лейкоксена. Структура варьируется от офитовой с элементами пойкилофитовой до пегматоидной.

7. Интервал 142–147 м – среднекристаллические долериты такситовой текстуры, развитые в виде отдельных шлировидных выделений в самых верхах разреза. В составе установлены (об. %): клинопироксен – 30–40, микропегматит и кварц – 10–25 и большое количество сульфидов – до 10–12. От нижних такситов они отличаются более меланократовым обликом.

8. Интервал 147–155 м – микродолериты скрытокристаллической структуры.

Горизонт нижних такситов, образованных, видимо, за счет оливинсодержащих габбро при постмагматических или даже более поздних гидротермальных процессах, приурочен только к зоне субширотного простиранья. Протяженность его – 180 м при мощности 5–7 м.

Связанное с интрузией сульфидное медно-

никелевое оруденение по своему минеральному составу, морфологии, приуроченности к определенному горизонту может быть подразделено на три типа: 1) *пентландит-халькопирит-пирротинный шлирово-вкрапленный* (рис. 13), приуроченный к горизонту среднекристаллических меланократовых габбро такситовой структуры; 2) *пирит-халькопирит-пирротинный вкрапленный и* 3) *прожилково-вкрапленный* в виде линзовидных, довольно протяженных зон в одном из верхних горизонтов интрузии – в кварцевых крупнокристаллических долеритах и долерит-пегматитах.

5.2. Характеристика рудных минералов

Анализы химического состава минералов выполнены в лаборатории физических исследований ИЭМ РАН (г. Черноголовка; аналитик А.А. Муханова) с использованием сканирующего электронного микроскопа «Vega ©Tescan».

5.2.1. Участок «Первый»

Пирротин (табл. 4; рис. 14, а, б, д) – наиболее часто встречающийся рудный минерал. Образует тонкую, или наоборот густую неравномерную вкрапленность, мелкие выделения неправильной формы и шширообразные скопления. Последние, как правило, имеют поликристаллическое строение, наблюдаются в виде тонкозернистых агрегатов аллотриоморфной структуры размером до 20 мм. Границы шширов чаще всего зазубренные. На краю шширов наблюдаются блокирование и перекристаллизация, обусловленная, вероятно, пластическими деформациями руд. Под оптическим микроскопом (в скрещенных николях) пирротин характеризуется кремовым цветом, анизотропностью, он отчетливо ксеноморфен по отношению к пороодообразующим пироксенам и ильмениту, выполняя в них трещинки и цементируя обломки. В интерстициях и на краю зерен пирротина наблюдаются выделения халькопирита.

Это свидетельствует о более позднем образовании последнего. Кроме того, в пирротине встречаются редкие пламевидные тельца

пентландита и формы замещения пирротина пирритом в направлении от периферии к центру.

Халькопирит (табл. 5; рис. 14, д, е) по содержанию и степени распространения является вторым после пирротина сульфидным минералом.

Он встречается в виде ксеноморфных зерен неправильной формы в периферийных частях пирротиновых шширов и вкрапленников или образует обособленную вкрапленность в силикатном матриксе. Встречается также в виде тонких прожилков и вкрапленников в ильмените, пирротине и пороодообразующих силикатах.

Часто ассоциируется с арсенидами и сульфидарсенидами никеля и кобальта, окружая по периферии их самостоятельные выделения. Кроме того, характерны столбчатые выделения халькопирита в поперечно-шшествоватых кварц-амфибол-сульфидных прожилках. Химический состав халькопирита в одних случаях имеет стабильный состав, но в большинстве отмечается присутствие (мас.%): цинка – до 1,8, висмута – до 1,9, платины – до 1,9. Размеры его зерен варьируют в пределах от 1 до 3–4 мм.

Пентландит (табл. 6; рис. 14, а, г), как и пирротин, является одним из главных рудных минералов. Он наблюдается в виде ксеноморфных зерен в периферийных частях пирротиновых шширов и вкрапленников, часто фиксируется на границах пирротина и халькопирита. Реже встречаются идиоморфные выделения пентландита в центре шширов, а также секущие пирротин тонкие прожилки.

Никелистый кобальтин (табл. 7; рис. 14, а, б, в, г, д, е) обнаруживается в виде самостоятельных угловатых и неправильной формы зерен белого цвета. Нередко кобальтин образуется по периферии зерен пирротина, халькопирита, пентландита.

Ильменит (табл. 8; рис. 14, в) распространен довольно широко, находится в тесной ассоциации с сульфидами и, скорее всего, является продуктом сложного метасоматоза первичной ульвошпинели. Его зерна образуют решетчатые и мирмекитовые структуры. Они подверглись частичной или полной лейкоксенизации. Отмечаются также идиоморф-

Таблица 4

Химический состав пирротина участка «Первый», мас.%

Pt	Fe	S	Ni	Co	Σ	Формула
1,43	58,35	36,31	0,89	He обн.	96,98	$(Fe_{0,92}Ni_{0,01}Pt_{0,01})_{1-0,06}S$
1,71	56,99	38,59	He обн.	He обн.	97,29	$(Fe_{0,85}Pt_{0,01})_{1-0,14}S$
1,43	57,28	38,61	He обн.	He обн.	97,32	$(Fe_{0,85}Pt_{0,01})_{1-0,14}S$
1,42	57,18	38,22	0,54	He обн.	97,36	$(Fe_{0,86}Ni_{0,01}Pt_{0,01})_{1-0,13}S$
1,57	57,63	38,50	0,51	He обн.	98,21	$(Fe_{0,86}Ni_{0,01}Pt_{0,01})_{1-0,12}S$
1,35	57,83	37,95	0,57	He обн.	97,70	$(Fe_{0,87}Ni_{0,01}Pt_{0,01})_{1-0,11}S$
1,89	55,59	38,19	1,25	He обн.	96,92	$(Fe_{0,84}Ni_{0,02}Pt_{0,01})_{1-0,13}S$
1,59	54,59	39,36	0,87	1,11	97,52	$(Fe_{0,80}Co_{0,02}Ni_{0,01}Pt_{0,01})_{1-0,16}S$
1,62	55,97	38,46	0,58	0,87	97,50	$(Fe_{0,84}Co_{0,01}Ni_{0,01}Pt_{0,01})_{1-0,13}S$
1,07	57,05	38,15	He обн.	He обн.	96,27	$(Fe_{0,86}Pt_{0,01})_{1-0,13}S$
He обн.	58,34	39,23	0,68	He обн.	98,25	$(Fe_{0,85}Ni_{0,01})_{1-0,14}S$
He обн.	58,82	38,91	He обн.	He обн.	97,73	$Fe_{1-0,13}S$
He обн.	58,09	37,84	0,75	He обн.	96,68	$(Fe_{0,88}Ni_{0,01})_{1-0,11}S$
1,32	56,87	37,64	He обн.	He обн.	95,83	$(Fe_{0,87}Pt_{0,01})_{1-0,12}S$
1,75	55,37	37,04	0,54	He обн.	94,70	$(Fe_{0,86}Ni_{0,01}Pt_{0,01})_{1-0,12}S$
1,44	56,35	37,58	He обн.	He обн.	95,37	$(Fe_{0,86}Pt_{0,01})_{1-0,13}S$
1,42	54,57	37,24	0,65	He обн.	93,88	$(Fe_{0,84}Ni_{0,01}Pt_{0,01})_{1-0,14}S$
1,45	54,6	35,82	He обн.	He обн.	91,87	$(Fe_{0,88}Pt_{0,01})_{1-0,11}S$
1,86	56,39	36,03	0,61	0,63	95,52	$(Fe_{0,90}Pt_{0,01}Ni_{0,01})_{1-0,08}S$
1,20	55,09	36,59	He обн.	He обн.	92,88	$(Fe_{0,87}Pt_{0,01})_{1-0,12}S$

Таблица 5

Химический состав халькопирита участка «Первый», мас.%

Pt	Fe	S	Bi	Zn	Cu	Σ	Формула
1,88	29,08	34,21	He обн.	He обн.	31,77	96,94	$Cu_{0,94}(Fe_{0,97}Pt_{0,02})_{0,99}S_2$
He обн.	29,07	34,48	1,90	He обн.	32,94	98,39	$(Cu_{0,96}Bi_{0,02})_{0,98}Fe_{0,97}S_2$
1,36	28,88	34,27	He обн.	He обн.	32,18	96,69	$Cu_{0,95}(Fe_{0,97}Pt_{0,01})_{0,98}S_2$
1,49	29,26	33,83	1,61	He обн.	32,65	98,84	$(Cu_{0,97}Bi_{0,01})_{0,98}(Fe_{0,99}Pt_{0,01})_{1,00}S_2$
1,46	29,62	33,25	He обн.	He обн.	32,92	97,25	$Cu_{1,00}(Fe_{1,02}Pt_{0,01})_{1,03}S_2$
1,74	29,59	33,39	He обн.	He обн.	32,33	97,05	$Cu_{0,98}(Fe_{1,02}Pt_{0,02})_{1,04}S_2$
1,22	36,52	35,03	He обн.	He обн.	23,44	96,21	$Cu_{0,68}(Fe_{1,20}Pt_{0,01})_{1,21}S_2$
1,34	28,74	33,71	He обн.	He обн.	30,89	94,68	$(Cu_{0,92}Fe_{0,98}Pt_{0,01})S_2$
1,69	29,36	34,84	He обн.	He обн.	33,45	99,34	$Cu_{0,97}(Fe_{0,97}Pt_{0,02})_{0,99}S_2$
He обн.	28,72	34,21	He обн.	He обн.	32,89	95,82	$Cu_{0,97}Fe_{0,96}S_2$
He обн.	30,89	34,74	He обн.	He обн.	34,00	99,63	$Cu_{0,99}Fe_{1,02}S_2$
He обн.	30,16	34,19	He обн.	He обн.	33,47	97,82	$Cu_{0,99}Fe_{1,01}S_2$
1,35	27,96	32,4	He обн.	1,76	30,29	93,76	$(Cu_{0,94}Zn_{0,05})_{0,99}(Fe_{0,99}Pt_{0,01})_{1,00}S_2$
1,63	27,99	31,95	He обн.	He обн.	31,55	93,12	$Cu_{1,00}(Fe_{1,01}Pt_{0,02})_{1,03}S_2$
1,37	28,59	32,38	He обн.	He обн.	31,17	93,51	$Cu_{0,97}(Fe_{1,01}Pt_{0,01})_{1,02}S_2$

Таблица 6
Химический состав пентландита участка «Первый», мас. %

Pt	Fe	S	Co	Ni	Σ	Формула
1,28	25,87	32,32	2,47	34,16	96,10	$(\text{Fe}_{3,68}\text{Ni}_{4,62}\text{Co}_{0,33}\text{Pt}_{0,05})_{8,68}\text{S}_8$
1,37	26,88	31,60	1,24	33,32	94,41	$(\text{Fe}_{3,91}\text{Ni}_{4,61}\text{Co}_{0,17}\text{Pt}_{0,06})_{8,74}\text{S}_8$
1,31	28,92	32,26	2,26	33,19	97,94	$(\text{Fe}_{4,12}\text{Ni}_{4,50}\text{Co}_{0,30}\text{Pt}_{0,05})_{8,97}\text{S}_8$
1,29	28,56	31,27	0,97	33,91	96,00	$(\text{Fe}_{4,20}\text{Ni}_{4,74}\text{Co}_{0,14}\text{Pt}_{0,05})_{9,12}\text{S}_8$

Таблица 7
Химический состав кобальтина, никелистого кобальтина участка «Первый», мас. %

Pt	Fe	S	Ni	As	Cu	Se	Co	Σ	Формула
0,92	4,38	17,54	8,33	44,50	He обн.	He обн.	19,88	95,55	$(\text{Co}_{0,57}\text{Ni}_{0,24}\text{Fe}_{0,13}\text{Pt}_{0,01})_{0,95}\text{S}_{0,92}\text{As}$
1,04	4,33	17,95	7,97	46,12	-"	-"	19,99	97,40	$(\text{Co}_{0,55}\text{Ni}_{0,22}\text{Fe}_{0,12}\text{Pt}_{0,01})_{0,90}\text{S}_{0,91}\text{As}$
He обн.	3,68	17,78	6,79	44,24	-"	-"	22,12	94,61	$(\text{Co}_{0,64}\text{Ni}_{0,20}\text{Fe}_{0,11})_{0,94}\text{S}_{0,94}\text{As}$
-"	4,75	18,61	5,68	44,73	-"	-"	23,00	96,77	$(\text{Co}_{0,65}\text{Ni}_{0,16}\text{Fe}_{0,14})_{0,96}\text{S}_{0,97}\text{As}$
0,89	2,25	18,61	2,73	44,23	-"	-"	28,91	97,62	$(\text{Co}_{0,83}\text{Ni}_{0,08}\text{Fe}_{0,07}\text{Pt}_{0,01})_{0,99}\text{S}_{0,98}\text{As}$
1,24	4,20	17,49	7,71	43,10	-"	4,65	20,95	99,34	$(\text{Co}_{0,62}\text{Ni}_{0,23}\text{Fe}_{0,13}\text{Pt}_{0,01})_{0,99}(\text{S}_{0,95}\text{Se}_{0,10})_{1,05}\text{As}$
1,06	3,25	17,95	5,98	44,58	-"	He обн.	24,35	97,17	$(\text{Co}_{0,70}\text{Ni}_{0,17}\text{Fe}_{0,10}\text{Pt}_{0,01})_{0,97}\text{S}_{0,94}\text{As}$
He обн.	3,46	17,72	7,64	45,19	0,82	-"	23,52	98,35	$(\text{Co}_{0,66}\text{Ni}_{0,22}\text{Fe}_{0,10}\text{Cu}_{0,02})_{1,00}\text{S}_{0,92}\text{As}$
0,95	3,37	18,11	8,58	43,15	0,62	-"	21,44	96,22	$(\text{Co}_{0,63}\text{Ni}_{0,25}\text{Fe}_{0,10}\text{Cu}_{0,02}\text{Pt}_{0,01})_{1,02}\text{S}_{0,98}\text{As}$
He обн.	2,71	18,53	5,31	44,00	He обн.	-"	25,14	95,69	$(\text{Co}_{0,73}\text{Ni}_{0,15}\text{Fe}_{0,08})_{0,96}\text{S}_{0,98}\text{As}$
-"	3,86	17,76	6,48	44,54	0,80	-"	23,60	97,04	$(\text{Co}_{0,67}\text{Ni}_{0,19}\text{Fe}_{0,12}\text{Cu}_{0,02})_{1,00}\text{S}_{0,93}\text{As}$
-"	3,59	18,19	7,76	43,25	He обн.	-"	22,79	95,58	$(\text{Co}_{0,67}\text{Ni}_{0,23}\text{Fe}_{0,11})_{1,01}\text{S}_{0,98}\text{As}$
-"	4,51	17,87	6,89	43,49	1,17	-"	21,50	95,43	$(\text{Co}_{0,63}\text{Ni}_{0,20}\text{Fe}_{0,14}\text{Cu}_{0,03})_{1,00}\text{S}_{0,96}\text{As}$
1,21	3,22	17,57	6,63	42,06	He обн.	-"	25,30	95,99	$(\text{Co}_{0,76}\text{Ni}_{0,20}\text{Fe}_{0,10}\text{Pt}_{0,01})_{1,07}\text{S}_{0,98}\text{As}$
He обн.	3,14	17,46	8,34	45,13	-"	-"	22,60	96,67	$(\text{Co}_{0,64}\text{Ni}_{0,24}\text{Fe}_{0,10})_{0,97}\text{S}_{0,9}\text{As}$
-"	3,25	18,41	6,47	45,76	-"	-"	23,46	97,35	$(\text{Co}_{0,65}\text{Ni}_{0,18}\text{Fe}_{0,10})_{0,93}\text{S}_{0,94}\text{As}$
-"	2,56	17,38	6,00	44,23	-"	-"	24,39	94,56	$(\text{Co}_{0,70}\text{Ni}_{0,17}\text{Fe}_{0,08})_{0,95}\text{S}_{0,92}\text{As}$
-"	3,38	18,57	8,26	46,15	-"	-"	22,23	98,59	$(\text{Co}_{0,61}\text{Ni}_{0,23}\text{Fe}_{0,1})_{0,94}\text{S}_{0,94}\text{As}$
-"	4,10	17,86	7,97	44,69	-"	-"	22,78	97,40	$(\text{Co}_{0,65}\text{Ni}_{0,23}\text{Fe}_{0,12})_{1,00}\text{S}_{0,93}\text{As}$
1,31	5,81	18,68	8,16	43,25	-"	-"	18,43	95,64	$(\text{Co}_{0,54}\text{Ni}_{0,24}\text{Fe}_{0,18}\text{Pt}_{0,01})_{0,97}\text{S}_{1,00}\text{As}$
1,05	4,60	17,69	7,98	45,00	-"	-"	20,83	97,15	$(\text{Co}_{0,59}\text{Ni}_{0,23}\text{Fe}_{0,14}\text{Pt}_{0,01})_{0,96}\text{S}_{0,92}\text{As}$
He обн.	4,18	17,74	6,43	44,24	-"	-"	23,18	95,77	$(\text{Co}_{0,67}\text{Ni}_{0,19}\text{Fe}_{0,13})_{0,98}\text{S}_{0,94}\text{As}$
0,98	1,88	17,85	10,67	43,17	-"	-"	20,89	95,44	$(\text{Co}_{0,62}\text{Ni}_{0,32}\text{Fe}_{0,06}\text{Pt}_{0,01})_{1,00}\text{S}_{0,97}\text{As}$

Таблица 8
Химический состав ильменита участка «Первый», мас. %

O	Ti	V	Mn	Fe	Ca	Si	Σ	Формула
34,20	29,59	0,48	2,13	31,51	He обн.	He обн.	97,91	$(\text{Fe}_{0,92}\text{Mn}_{0,06}\text{V}_{0,02})_{1,00}\text{Ti}_{1,01}\text{O}_3$
34,95	29,00	He обн.	1,42	32,90	0,18	0,17	98,62	$(\text{Fe}_{0,97}\text{Mn}_{0,04})_{1,01}\text{Ti}_{1,00}\text{O}_3$
34,97	29,50	He обн.	1,52	31,65	He обн.	He обн.	97,64	$(\text{Fe}_{0,93}\text{Mn}_{0,05})_{0,98}\text{Ti}_{1,01}\text{O}_3$

Таблица 9

Химический состав арсенопирита участка «Первый», мас. %

Pt	Fe	S	Co	As	Te	Ni	Σ	Формула
1,07	24,09	15,34	4,62	47,57	He обн.	0,53	93,22	$(\text{Fe}_{0,82}\text{Co}_{0,15}\text{Ni}_{0,02}\text{Pt}_{0,01})_{1,00}\text{AsS}$
1,08	24,92	15,48	3,76	45,96	0,65	He обн.	91,85	$(\text{Fe}_{0,87}\text{Co}_{0,12}\text{Pt}_{0,01})_{1,00}(\text{AsTe})_{1,00}\text{S}$

Таблица 10

Химический состав пирита участка «Первый», мас. %

Pt	Fe	S	Σ	Формула
1,98	37,48	43,13	82,59	$(\text{Fe}_{1,00}\text{Pt}_{0,02})_{1,02}\text{S}_2$
2,05	39,01	45,53	86,59	$(\text{Fe}_{0,98}\text{Pt}_{0,01})_{0,99}\text{S}_2$

ные зерна, удлиненные кристаллы и тонкие листоватые пластинки, образованные, скорее всего, в результате перекристаллизации более раннего ильменита.

Содержание ильменита достигает 5 об. % – (ср. 1,5 об. %).

Никелин относится к акцессорным минералам, находится в рудных зонах и кварц-карбонат-сульфидных прожилках.

Арсенопирит (табл. 9; рис. 14, б), обнаруживается в виде отдельных зерен, образовавшихся в сростаниях с пирротинном и пентландитом.

Пирит (табл. 10; рис. 14, г) встречается относительно редко как продукт замещения пирротина. Наблюдается в виде тонкозернистых, гипидиоморфнозернистых агрегатов размером до 2 мм. Кроме того, пирит образует густую сеть извилистых прожилков, вторичную вкрапленность и сплошные линзообразные скопления в зоне дробления долеритов.

К числу впервые выявленных на рудопроявлении участок «Первый» относятся следующие минералы:

Алтаит Se-содержащий (табл. 11; рис. 14, в, г, е) – довольно распространенный минерал, образующий зачастую каемки, обрастания и мелкие включения в пирротине и никелистом кобальтине. Представлен листоватыми, чешуйчатými индивидами, иногда встречаются изометричные зерна субмикронного размера. Отмечаются включения электрума.

Сурьмянистый мелонит (табл. 11; рис. 14, г) обнаруживается в интерстициях и трещинках никелистого кобальтина. Представляет собой микроразмерные зерна неправильной формы.

Клаустолит в кобальтине (тилькеродит) (табл. 11; рис. 14, д) представляет собой смесь клаустолита и кобальтина, образуясь в трещинках и интерстициях кобальтсодержащих минералов. Наблюдается в виде микроразмерных включений неправильной формы. Из примесей присутствует железо.

Галенит (табл. 11; рис. 14, д) представляет собой микроразмерные, изредка до первых миллиметров, кристаллы, рассеянные среди порообразующих минералов. Является одним из наиболее поздних рудных минералов. Содержит типоморфную примесь висмута, платины и палладия.

Сфалерит (табл. 12) встречается в виде включений микроразмерных зерен неправильной формы в основной массе халькопирита. Из примесей содержит железо и медь, но в очень малых количествах.

Нагиагит (рис. 14, е), как и алтаит-клаустолит, образуется по пирротину, представляя собой удлиненные и неправильные по форме зерна субмикронного размера.

Электрум (табл. 11; рис. 14, г, ж, з) встречается в виде обособленных вкраплений и включений в никелистом кобальтине. Представляет собой неправильной формы микроразмерные зерна. Нередко встречаются и почти беспримесные фазы самородного золота.

Самородный кобальт (рис. 14, и) наблюдается по трещинкам и в виде включений субмикронного размера в основной массе никелистого кобальтина.

Самородный свинец (рис. 14, з) встречается часто и в больших количествах, являясь поздним продуктом. Представлен ксеноморфными зернами субмикронного размера.

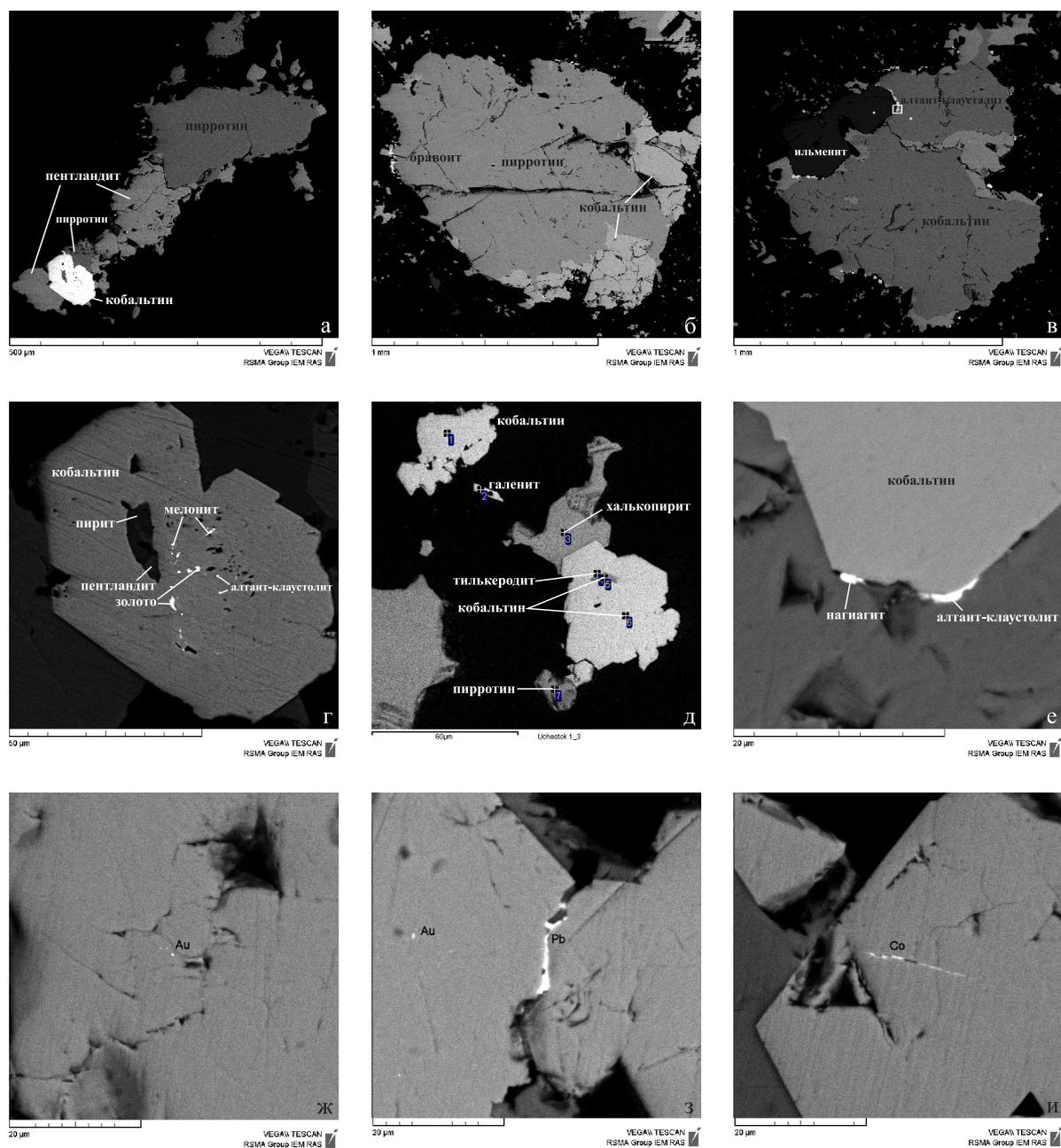


Рис. 14. Растровые электронно-микроскопические снимки анишлифов с сульфидной минерализацией в габбро-долеритах участка «Первый»: а – формы распределения сульфидных минералов; б – замещение пирротина никелистым кобальтином и бравоитом; в – никелистый кобальтин и алтаит-клаустолит на границе пирротина и ильменита; г, д – минеральные фазы поздней генерации в кобальтине; е – каемки нагиагита и алтаит-клаустолита в никелистом кобальтине; ж, з, и – самородные минеральные фазы в никелистом кобальтине

5.2.2. Участок «Савабейский»

Основным рудным минералом является *пирротин* (табл. 13; рис. 15, а, г, л), который встречается в виде крупных (от 0,5 до 30 мм) линзовидных и шпироподобных выделений. Последние сложены неравномернoзернистыми агрегатами аллотриоморфнозернистой

структуры. Кроме того, пирротин наблюдается и в виде мелкой тонкорассеянной интерстиционной вкрапленности в породообразующих силикатах, в виде выделений размером до 2 мм. В ряде выделений наблюдаются структуры распада твердого раствора на два компонента, слабо отличающихся по отражатель-

ной способности и относительному рельефу. Контуры выделений пирротина угловатые, реже зазубренные, иногда наблюдаются полисинтетические двойники. В отраженном свете минерал кремовый; анизотропия отчетливая. Внутри его индивидов наблюдаются линзовидные и пламевидные тельца распада, сложенные *пентландитом*. Довольно часто пирротин цементирует выделения ильменита и заполняет промежутки между его пластинами.

Пентландит (табл. 14; рис. 15, а) находится в рудах в небольшом количестве, а зачастую и вовсе отсутствует на данном участке. Основная масса пентландита представлена индивидами замещения в пирротине.

Они характеризуются практически постоянным отношением Ni/Fe, близким к 1.

Халькопирит (табл. 15; рис. 15, а, б, д, е, ж, з, и, л) большей частью встречается в сростании с пирротинном, при этом отчетливо замещая последний и развиваясь по границам его зерен, что свидетельствует о более поздней его кристаллизации. Он представлен обособленными выделениями размером 0,02–0,2 мм. Местами образует мономинеральные гнезда и шпильки размером до 1 см. Наиболее крупные из выделений сложены аллотриоморфными агрегатами. В редких зернах обнаруживается полисинтетическое двойникование. Нередко в сростании с халькопиритом или в виде структур распада встречается *сфалерит* (табл. 16; рис. 18, а, е, л), который образует ксеноморфные зерна размером 0,01 мм.

Пирит развивается преимущественно по границам зерен пирротина и в микротрещинах в нем. Встречается в виде выделений неправильной и округлой формы размером 0,1×1–2 мм. Иногда пирит образует тонко-мелкозернистые агрегаты с гипидиоморфной структурой.

Впервые выявленные на Савабейском рудопроявлении минералы представлены следующими халькогенидами:

Котульскит (табл. 17; рис. 15, б, в) встречен в халькопирите, иногда ассоциируется с кварцем. Наблюдается в виде мелких удлиненных выделений размерами 5×10 мкм. Из примесей в нем присутствует медь и железо, характерно повышенное содержание висмута, что дает основание для выделения висмутовой раз-

новидности котульскита. Исходя из того, что котульскит ассоциируется с кварцем, можно сделать вывод о том, что он сформирован в позднемагматическую стадию.

Алтаит (рис. 15, г) представляет собой мелкие (1–3 мкм) изометричные, каплевидные выделения, в основном в пирротине.

Ковеллин (табл. 17; рис. 15, д) встречается редко в виде прожилок и выделений по трещинкам в халькопирите, образованных в результате распада твердого раствора. Размер индивидов колеблется от 1–5 до 5–20 мкм.

Гессит (табл. 17; рис. 15, г, е) представляет собой изометричные выделения размером до 1–2 мкм на границах зерен сфалерита или в ассоциации с теллуридом висмута (цумитом?).

Сперрилит (табл. 18; рис. 15, ж) – наиболее позднее образование. Представляет собой угловатые ксеноморфные включения размером до 1–2 мкм в халькопирите, находится среди породообразующих минералов и на границе сульфидов и силикатов, что указывает на его позднюю кристаллизацию.

Платино-палладиевый теллурид ($(Pd_2(SbBi)_{1-2}Te_2)$) (табл. 19; рис. 15, д, з, и, к) встречается в виде угловатых ксеноморфных, удлиненных выделений с округлыми границами на границе халькопирита с пироксеном, включений в зернах плагиоклазов в сростании с халькопиритом, реже в кварцевых прожилках. Размеры выделений этого теллурида варьируются от 0,1×5 до 7×10 мкм.

Барит (рис. 15, л) образует вытянутые агрегаты, приуроченные к трещинам и границам скоплений пирротина. Размер таких агрегатов составляет (1–2)×(20–100) мкм. Химический состав представлен (мас. %): S – 13,96; O – 25,40; Sr – 3,05; Ba – 56,10. Содержание барита, как правило, не превышает первых процентов. Обнаружение барита впервые позволило объяснить причину обогащения сульфидных руд барием. Кристаллохимическая формула соответствует виду $(Ba_{0,94}Sr_{0,08}Fe_{0,08})_{1,10}SO_4$.

Самородный вольфрам (рис. 15, ж) – очень редко встречающийся минерал. В исследуемом объекте он, как правило, находится среди породообразующих минералов в виде ксеноморфных включений размерами до 1–2 мкм.

Результаты изучения сульфидной минерализации в пайхойских габбро-долеритах позволили сделать следующее заключение.

Таблица 11
Химический состав алтаита, клаустолита, галенита, мелонита, золота и серебра участка «Первый», мас. %

Se	Ag	Te	Pb	Au	Fe	Ni	Co	As	S	Sb	Σ	Формула	Примечание
17,24	0,93	25,84	54,95	He обн.	98,96	$(Pb_{1,21}Ag_{0,04})_{1,25}Te_{0,93}Se_{0,07}$	алтаит-клаустолит						
He обн.	15,32	2,24	2,33	48,22	-	-	-	-	-	1,15	69,26	$Ag_{1,16}Au_{2,00}+Pb_{0,64}(TeSb)_{1,00}$	электрум в алтаите
-	He обн.	He обн.	15,85	He обн.	2,17	-	-	-	70,88	He обн.	27,91	$(Pb_{0,63}Bi_{0,18}Pt_{0,15}Pd_{0,13})_{1,09}S+FeS$	галенит + пирротин
5,96	-	-	25,41	-	10,64	3,51	11,40	22,79	17,95	-	97,66	$Pb_{0,62}Se+(Co_{0,35}Fe_{0,34}Ni_{0,11})_{0,80}As_{0,54}S$	клаустолит + кобальтин
He обн.	9,89	-	He обн.	62,87	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	72,76	$Ag_{1,16}Au_4$	электрум
3,21	He обн.	30,10	50,51	He обн.	-	-	-	-	-	-	83,82	$Pb_{1,03}(Te_{0,83}Se_{0,17})_{1,00}$	алтаит
He обн.	-	71,96	He обн.	-	-	18,99	-	-	-	9,95	100,90	$Ni_{0,85}(Te_{1,86}Sb_{0,14})_{2,00}$	мелонит
-	-	39,82	56,58	-	-	He обн.	-	-	-	He обн.	97,40	$(Pb_{0,88}Pt_{0,02})_{0,90}Te$	алтаит
-	-	72,86	He обн.	-	-	13,04	-	-	-	10,34	96,24	$Ni_{0,79}(Te_{1,82}Sb_{0,18})_{1,00}$	мелонит
-	9	He обн.	-	69,98	0,88	1,73	5,15	7,22	4,05	He обн.	98,01	$Ag_{1,16}Au_5$	золото в кобальтине

Таблица 12
Химический состав сфалерита участка «Первый», мас.%

Pt	Fe	S	Zn	Cd	Cu	Σ	Формула
1,22	6,42	29,87	57,30	He обн.	He обн.	94,81	$(Zn_{0,94}Fe_{0,12}Pt_{0,01})_{1,07}S$
0,97	7,16	28,45	51,72	1,12	He обн.	89,42	$(Zn_{0,89}Fe_{0,14}Cd_{0,01})_{1,05}S$
He обн.	6,16	30,91	59,03	He обн.	0,51	96,1	$(Zn_{0,94}Fe_{0,11}Cu_{0,01})_{1,06}S$

Таблица 13
Химический состав пирротина участка «Савабейский», мас.%

S	Fe	Ni	Σ	Формула
38,91	58,52	0,75	98,19	$(Fe_{0,86}Ni_{0,01})_{1-0,13}S$
39,62	59,68	He обн.	99,31	$Fe_{1-0,13}S$
39,87	60,07	0,68	100,62	$(Fe_{0,87}Ni_{0,01})_{1-0,12}S$
39,24	60,56	He обн.	99,80	$Fe_{1-0,12}S$

Таблица 14
Химический состав пентландита участка «Савабейский», мас.%

S	Fe	Co	Ni	Σ	Формула
33,57	29,45	2,41	36,15	101,59	$(Fe_{4,01}Ni_{4,67}Co_{0,31})_{8,99}S_8$
33,04	29,76	2,19	34,98	99,97	$(Fe_{4,12}Ni_{4,59}Co_{0,29})_{9,21}S_8$

Таблица 15
Химический состав халькопирита участка «Савабейский», мас.%

S	Fe	Cu	Σ	Формула
33,46	29,40	32,21	95,07	$Cu_{0,97}Fe_{1,01}S_2$
35,44	30,85	34,55	100,84	$Cu_{0,9}He_8Fe_{0,99}S_2$
35,48	30,19	34,52	100,19	$Cu_{0,98}Fe_{0,97}S_2$
34,44	29,55	32,73	96,72	$Cu_{0,96}Fe_{0,99}S_2$
35,45	29,34	32,79	97,58	$Cu_{0,93}Fe_{0,95}S_2$
34,09	30,13	33,63	97,84	$Cu_{1,00}Fe_{1,01}S_2$
34,22	29,48	32,23	95,93	$Cu_{0,95}Fe_{0,99}S_2$
35,15	30,42	33,92	99,49	$Cu_{0,97}Fe_{0,99}S_2$
34,81	30,14	34,25	99,20	$Cu_{0,99}Fe_{0,99}S_2$
34,17	30,25	33,20	97,62	$Cu_{0,98}Fe_{1,02}S_2$

Таблица 16
Химический состав сфалерита участка «Савабейский», мас.%

S	Fe	Cu	Zn	Cd	Σ	Формула
33,26	6,20	He обн.	59,65	1,49	100,60	$(Zn_{0,88}Fe_{0,11}Cd_{0,01})_{1,00}S$
33,28	6,42	He обн.	59,79	0,48	99,97	$(Zn_{0,88}Fe_{0,11}Cd_{0,01})_{1,00}S$
32,53	7,16	1,02	56,19	1,29	98,20	$(Zn_{0,85}Fe_{0,13}Cu_{0,02}Cd_{0,01})_{1,01}S$
32,93	7,11	1,02	58,27	He обн.	99,32	$(Zn_{0,87}Fe_{0,12}Cu_{0,02})_{1,01}S$

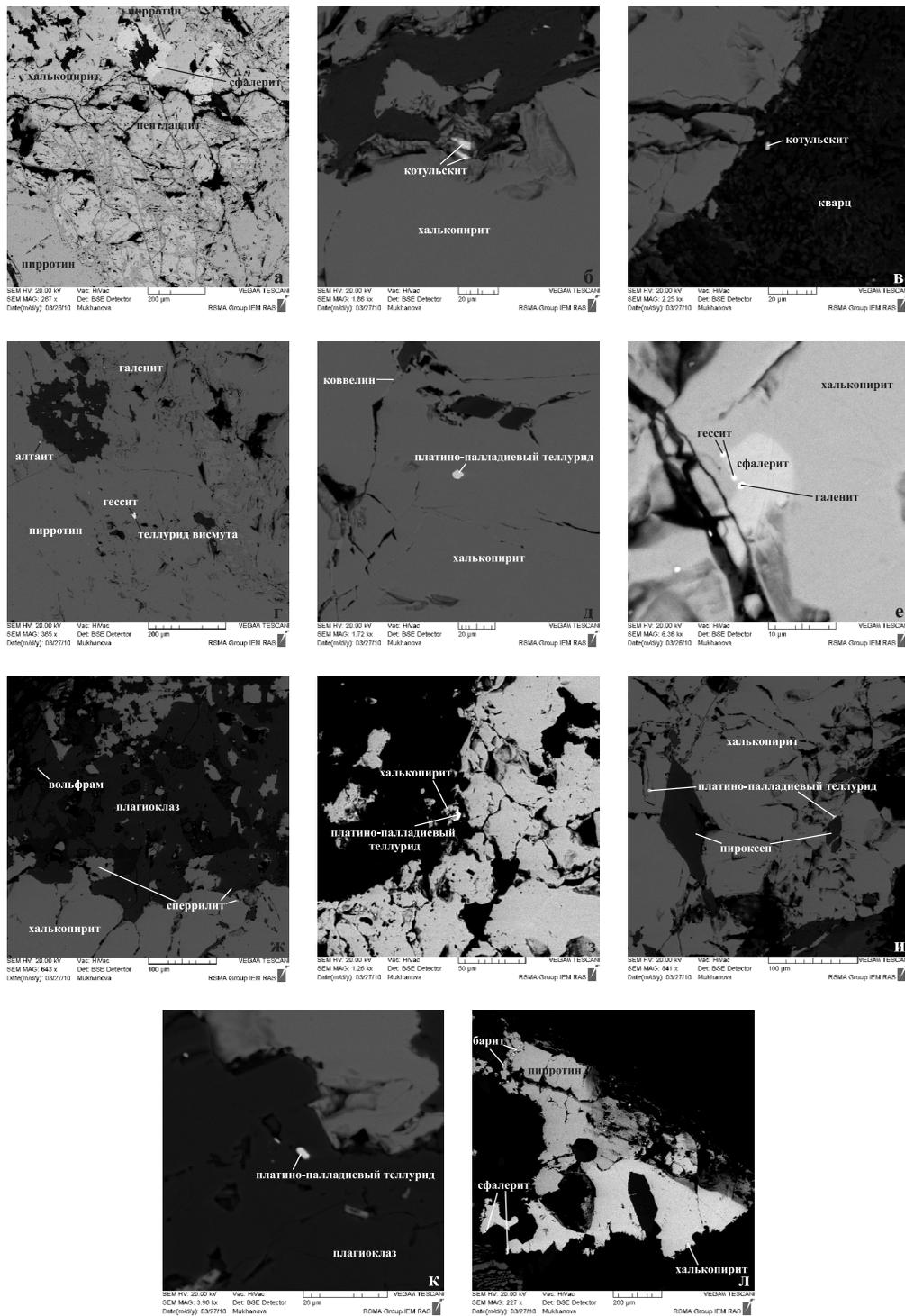


Рис. 15. Растровые электронно-микроскопические снимки анилифов с сульфидной минерализацией в габбро-долеритах участка «Савабейский»: а – формы распределения и размещения сульфидных минералов; б – фаза котульскита на периферии халькопирита; в – котульскит в кварцевом прожилке; г – фазы гессита, теллурида висмута, алтаита и галенита в пирротине; д – прожилок коввеллина и фаза платино-палладиевого теллурида в халькопирите; е – фазы галенита и гессита на границе халькопирита и сфалерита; ж – фазы сперрилита и вольфрама в халькопирите и плагиоклазе; з – фаза платино-палладиевого теллурида в ассоциации с халькопиритом; и – платино-палладиевый теллурид на границах пирроксена и халькопирита; к – платино-палладиевый теллурид в плагиоклазе; л – прожилки барита в пирротине

Платино-палладиевые минералы большей частью кристаллизовались в связи с магматическими сульфидами, реже – в основной массе породообразующих силикатов. На участке «Первом» платинометалльные минералы находятся преимущественно в тонкорассеянной форме в пирротине, халькопирите, арсенопирите, пентландите, галените, кобальтине, сфалерите, а на участке «Савабейский» в основном отмечены в виде обособленных микроразмерных минеральных фаз. Это обуславливается разными условиями минералообразования. Образование обособленных форм платиноидных и золото-серебряных минералов, а также теллуридов, селенидов, висмутидов с признаками замещений сульфидов является результатом флюидно-гидротермального преобразования магматогенных руд, сопровождающегося перераспределением благородных металлов. Это обусловило сложный характер распределения благородных металлов в рудах. По ряду признаков можно сделать вывод, что ранние сульфиды участка «Первый» кристаллизовались при умеренно низкой температуре – около 450–550 °С. На это указывает образование мirmekитовых структур в ильмените и отсутствие структур распада пентландит-халькопиритового твердого раствора. Ранние сульфиды на участке «Савабейский» кристаллизовались при температурах порядка 400–500 °С, на что указывает характер взаимоотношений пирротина, халькопирита, пентландита и сфалерита.

Вероятнее всего, образование рудных минералов в пайхойских рудопоявлениях происходило в следующей последовательности: титаномагнетит → магнетит + ильменит → пирротин → пентландит + халькопирит → никелин + кобальтин + никелистый кобальтин → пирит + галенит + ильменит + магнетит + бравоит + гематит → платиноиды + теллуриды + селениды + висмутеллуриды.

5.3. Условия формирования сульфидной платинометалльной минерализации

Закономерности распределения сульфидного и платинометалльного оруденения в габбро-долеритах Пайхойского антиклинория

обусловлены эволюцией расплава. Детально весь этот процесс, вплоть до кристаллизации сульфидов из магмы, был рассмотрен в работах Б.А. Осташенко (1975ф, 1979). Согласно его выводам, кристаллизация породообразующих минералов в долеритах происходила в диапазоне 1200–900 °С, а сульфидов – при 500–400 °С. Эти выводы основывались на составе, структурных взаимоотношениях сульфидов и породообразующих минералов, отсутствии реликтов титаномагнетита, признаках перекристаллизации ильменита, а также на факте отсутствия структур распада пентландит-халькопиритовых твердых растворов. В результате этого в истории эволюции расплава были выделены три стадии: 1) ранняя, «силикатно-никелевая» стадия, 2) стадия кристаллизации из расплавов сульфидов, 3) гидротермальная.

Поскольку платинометалльное оруденение в долеритах Пайхойского антиклинория наложено на магматическую сульфидную минерализацию, то история формирования платинометалльной минерализации рассматривается нами в рамках модели генезиса сульфидного оруденения на позднемагматической и гидротермальной стадиях (Шайбеков, 2010б, 2011б; Shaybekov, 2010, 2011). Реконструирование последовательности кристаллизации минералов системы Fe-Ni-Cu-S (преимущественно моноклинный пирротин, халькопирит, пентландит) доказывает, что эволюция сульфидного расплава во всех типах оруденения комплекса проходила в условиях снижения температуры и высокой фугитивности серы.

Исходя из литературных данных, избирательное обогащение расплавов Pt и Pd объясняется с помощью коэффициентов их разделения: $D_{Pd} = 8,78-70,5 \times 10^4$; $D_{Pt} = 8,59-9,3 \times 10^3$ (Налдретт, 2003). Из приведенных экспериментальных данных следует, что способность Pd к фракционированию существенно выше, чем Pt, а значит, поведение двух металлов в расплаве будет различным. Важное значение в разделении Pt и Pd играл фактор времени. Силикатная и сульфидная жидкости расплавов, отделившись от источника позже, взаимодействовали дольше, в результате чего поздние фракции расплава должны быть существенно обогащены палладием. Увеличение со временем содержания в минерали-

Таблица 17
Химический состав акцессорных халькогенидов на участке «Савабейский», мас. %

S	Fe	Cu	Zn	Ag	Te	Σ	Примечание	Формула
22,36	7,57	5,28	23,04	Не обн.	Не обн.	103,08	галенит	$(Pb_{1,10}Cd_{0,01})_{1,11}(S_{0,9}Se_{0,1})_{1,00}^*$
22,87	15,06	14,04	10,73	19,39	13,16	95,25	гессит	$Ag_{1,94}Te$
0,49	2,85	Не обн.	Не обн.	60,37	35,76	99,47	гессит	$(Ag_{2,00}Fe_{0,20})_{2,20}(Te_{0,95}S_{0,05})_{1,00}$
Не обн.	1,50	2,38	-"	Не обн.	25,29	79,12	висмутовый котульскийит	$Pd_{0,97}Cu_{0,20}Fe_{0,10}(TeBi)^{**}$
31,19	3,27	57,67	-"	-"	Не обн.	92,73	ковелин	$(Cu_{0,93}Fe_{0,07})_{1,00}S^{***}$

Примечание: * - Se - 3,08, Cd - 1,17, Pb - 40,58; ** - Pd - 20,60, Bi - 28,63, Si - 0,72; *** - Si - 0,59.

Таблица 18
Химический состав сперрилита на участке «Савабейский», мас. %

S	Ca	Fe	Cu	As	Pt	Σ	Формула
1,04	Не обн.	1,86	3,12	43,28	48,91	99,87	$Pt(As_{1,96}Te_{0,04})_{2,00}^*$
4,36	Не обн.	3,71	4,28	41,22	46,09	99,66	$Pt_{1,10}As_2$
1,42	6,17	2,34	1,94	30,68	39,68	113,11	$Pt_{1,05}As_2^{**}$

Примечание: * - Te – 1,67; ** - O – 1,69, Al – 7,23, Ca – 6,17.

Таблица 19
Химический состав платино-палладиевого теллурида на участке «Савабейский», мас. %

Fe	Cu	Pd	Sb	Te	Bi	Σ	Формула
1,25	2,10	30,48	12,78	38,33	12,81	98,60	$Pd_{1,70}(Sb_{0,70}Bi_{0,41})_{1,11}Te_2^*$
1,68	2,03	34,43	13,62	31,58	19,33	102,67	$Pd_{2,60}(Sb_{0,90}Bi_{0,75})_{1,65}Te_2$
1,67	2,02	35,74	13,30	31,43	15,34	102,75	$(Pd_{2,80}Hg_{0,20})_{3,00}(Sb_{0,88}Bi_{0,60})_{1,48}Te_2^{**}$
0,82	Не обн.	31,51	13,50	28,99	15,45	102,88	$Pd_{2,06}Pt_{0,20}Fe_{0,20}(Sb_{0,76}Bi_{0,52})_{1,38}Te_2^{***}$
0,92	2,28	32,71	12,79	33,32	19,67	101,68	$Pd_{2,60}(Sb_{0,80}Bi_{0,80})_{1,60}Te_2$
0,87	Не обн.	24,25	7,98	30,46	32,24	96,83	$Pd_{1,88}Fe_{0,20}(Sb_{0,60}Bi_{1,30})_{1,90}Te_2^{****}$

Примечание: * - Ni – 0,85; ** - Hg – 3,25; *** - Si – 1,46, Pt – 4,84, As – 6,31; **** - Al – 0,44, Si – 0,57.

зации халькопирита объясняется величиной коэффициента разделения D_{Cu} и фактором времени. Относительное накопление меди в сульфидном расплаве происходит за счет постепенного ухода из него железа (Дистлер и др., 1988). Важным условием такого накопления является инъекционно-капельный характер сульфидной жидкости, взаимодействующей с близкой к исходному составу силикатной магмой (Надретт, 2003).

Исходя из условий образования, формы нахождения ЭПГ являются: 1) тонкорассеянное вещество в магматогенных сульфидах; 2) собственные минералы, выделившиеся из остаточного флюидного раствора-расплава после кристаллизации главных сульфидных минералов; 3) поздние халькогениды, переотложенные в ходе постмагматических преобразований.

Первая форма нахождения (магматическая стадия) обусловлена вхождением платины в тонкорассеянном виде в сульфидные минералы. По экспериментальным данным, при высокой температуре растворимость Pt и Pd как в пирротине, так и пентландите достаточно велика и перераспределение ЭПГ между этими минералами при быстром остывании не происходит (Дистлер и др., 1988). Присутствие тонкорассеянной формы элементов платиновой группы в ранних сульфидах пайхойских рудопроявлений свидетельствует об их кристаллизации в пределах 400–550 °С.

Вторая форма нахождения (позднемагматическая стадия) ЭПГ связана с многочисленными сульфидами, теллуридами, сульфоарсенидами, селенидами, кристаллизовавшимися позже главных магматогенных сульфидных минералов. История их формирования может быть реконструирована следующим образом. После кристаллизации твердого раствора на основе пирротина остаточная сульфидная жидкость была обогащена медью, ЭПГ, Au, Ag, Te, Bi, As, Sb, Pb. Так как платиновые металлы не способны растворяться в халькопирите, то в ходе кристаллизации халькопирита (400–450 °С) происходило обособление на краях его выделений жидкости, богатой ЭПГ, As, Te, Bi, Sb. Это хорошо объясняет характерные для благородных металлов каплевидные выделения по краям сульфидных зерен. Неоднородность состава остаточного флюида объ-

ясняет и вариации состава соответствующих минеральных фаз, находящихся даже на очень небольшом расстоянии. Точную температуру их образования довольно сложно определить. Единственным критерием может служить их парагенезис с другими минералами. На основании этого критерия можно предположить, что кристаллизация остаточной обогащенной ЭПГ жидкости происходила при 375–400 °С. Кристаллизующиеся в этих условиях минеральные фазы образуют единую сульфидно-теллуридно-сульфоарсенидную ассоциацию. Для более ранних висмут-теллуридов (котульскит, платино-палладиевый теллурид) характерны идиоморфные, каплевидные и ксеноморфные зерна.

Для позднемагматической арсенидно-теллуридной формы благородных металлов характерными являются сперритит, самородное золото и серебро, теллуриды – алтаит, клаустолит, мелонит, гессит, для которых свойственен парагенезис с низкотемпературным сфалеритом.

Позднемагматический этап платинометалльного минералообразования нельзя ограничить четкими пределами. Однако можно предположить, что это имело место после застывания основной массы габбро-долеритовой магмы. Анализ взаимоотношений благородной минерализации, образовавшейся на этом этапе с магматогенными сульфидами Fe, Cu, Ni и Co, позволяет отнести ее к ранней ассоциации платиноидов.

Заключительный этап формирования благороднометалльного оруденения связан с ремобилизацией ЭПГ в пределах уже сформированных рудных тел, а также изменением ранее кристаллизовавшихся сульфидов под влиянием гидротермальных растворов. К этому этапу следует отнести и образование самородных фаз кобальта, свинца, золота по трещинкам в халькопирите, кобальтине, пирротине, перераспределение элементов в теллуридах, золотосодержащих и платино-палладиевых минералах, образование пирита и халькопирита второй генерации, бравоита, ковеллина и барита.

Таким образом, из наблюдений следует, что наиболее высокотемпературной формой ЭПГ в пайхойских габбро-долеритах является тонкорассеянная форма платины в сульфидах.

При снижении температуры формируются собственные минералы ЭПГ, преимущественно палладиевые, и постепенно увеличивается число соответствующих минеральных фаз.

Исходя из полученных данных, платиноиды в пайхойских габбро-долеритах распределяются неравномерно между тремя минеральными ассоциациями: 1) ранней (магматической) халькопирит-пентландит-пирротиновой; 2) промежуточной (магматической) сульфидно-теллуридно-сульфоарсенидной; 3) поздней (гидротермальной) арсенидно-теллуридной.

Сравнительно небольшое количество сульфидной жидкости в базальтоидном расплаве и относительно узкий температурный интервал кристаллизации не позволили сульфидам в пайхойских габбро-долеритах собираться в большие скопления и сформировать богатые залежи сульфидных руд. Поэтому магматические тела маломagneзиальной формации Пай-Хоя перспективны только на бедные вкрапленные руды.

Неравномерное распределение элементов платиновых металлов по различным минеральным типам сульфидных медно-никелевых руд обусловлено тем, что на более ранних этапах рудообразования кристаллизуются

богатые никелем пирротиновые руды, в которых ЭПГ концентрируются главным образом в тонкорассеянном виде. На более поздних этапах происходят процессы остаточной кристаллизации и формирование богатых медью руд, в которых накапливается основная масса платины и палладия в форме собственно минералов. Процесс постмагматического гидротермального метаморфизма завершает образование благороднометалльной минерализации перегруппировкой и ЭПГ, и халькогенидов.

Установлено, что минерализация ЭПГ пространственно и генетически связана исключительно с сульфидной Cu-Ni минерализацией, обнаруживая корреляцию между отношениями Pd/Pt и Cu/Ni. Роль Pt заметно возрастает в рудах, богатых пирротинном, а роль Pd – в рудах, богатых халькопиритом.

Причиной разделения Pd и Pt в сульфидах может быть не только кристаллохимический фактор, но и изменение во времени состава самих магматических расплавов. Так, для норильских руд было отмечено, что накопление тяжелых ЭПГ происходит в более основных расплавах, а легких – в менее основных (Дистлер и др., 1988).

ГЛАВА VI. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНО-МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МИРА И СУЛЬФИДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ НА ПАЙ-ХОЕ

Сульфидные платино-медно-никелевые и платиновые месторождения являются сравнительно широко распространенными геологическими образованиями, проявленными в различных районах мира и связанными с лополитоподобными или плитообразными массивами расслоенных габброидов в зонах глубинных разломов на древних щитах и платформах. Форма рудных тел наиболее крупных месторождений (Фруд Стоби, Томпсон и др. в Канаде; Норильск-1, Талнахское и Октябрьское в СНГ; Камбалда в Австралии и др.) пластообразная, часто совпадающая с

направлением расслоенности интрузивных массивов. Многие месторождения (Мончегорское, Каула в России; Линн-Лейк в Канаде; Пилансберг в ЮАР; ряд месторождений Австралии) имеют жильную, столбообразную или более сложную форму рудных тел, определяемую разрывными нарушениями (Чернышов и др., 1990ф).

Магматические медно-никелевые месторождения образованы вкрапленными и массивными рудами пентландит-халькопирит-пирротинового состава, приуроченными к приподошвенным и средним частям магма-

тических тел мафит-ультрамафитового ряда (Лихачев, 2006).

По составу руды комплексные. В них содержится (масс. %): Ni 0,6–5, Cu 0,2–6, Co 0,01–0,1, ЭПГ. Отношение Ni:Cu в основном колеблется в пределах 1,5–2,5, но может быть и иным. Отношение Co:Ni изменяется от 20 до 40. Бедные вкрапленные руды (Ni до 1,5%) требуют обогащения, богатые руды (Ni более 1,5%) могут идти в плавку без обогащения. Из них извлекаются медь, никель, кобальт, металлы группы платины, золото, серебро, сера, селен, теллур (Чернышов и др., 1990ф).

Норильский рудный район

Расположен в северо-западной части до-рифейской Восточно-Сибирской платформы, приурочен к платформенному чехлу, к зоне глубинного разлома субмеридионального простирания (зоне краевых дислокаций). Платино-медно-никелевое оруденение связано с протяженными пологозалегающими интрузивами дифференцированных габбро-долеритов, которые являются составной частью обширного траппового магматизма, проявленного в пермско-триасовое время в пределах Тунгусского бассейна – наложенного континентального прогиба. Наиболее крупным является месторождение Норильск-1, где оруденение приурочено к донной части плитообразного расслоенного массива габбро-долеритов, полого погружающегося на запад под покровы верхнепермских-нижнетриасовых эффузивов. Вмещающими для массива являются осадочные каменноугольно-пермские терригенные отложения Тунгусской серии (Годлевский, 1959; Додин и др., 1971; Генкин и др., 1981; Чернышов и др., 1990ф; Лихачев, 2006).

Талнахское и Октябрьское месторождения расположены на юго-западном склоне плато Хараелах и связаны с крупным дифференцированным интрузивом габбро-долеритов норильского типа площадью более 50 км², который приурочен к тому же глубинному разлому, что и Норильское месторождение. Талнахское месторождение, открытое в 1960 г., приурочено к верхнему рудоносному горизонту, а Октябрьское, открытое в 1965 г., находится на нижнем горизонте.

Оба месторождения расположены на узле

пересечения Норильским глубинным рудо-контролирующим разломом Хараелахской мульды. К востоку от разлома располагается Талнахское месторождение, а к западу – Октябрьское. Складчатые и разрывные нарушения определяют блоковое строение рудного поля.

Оруденение – преимущественно вкрапленное в породах эндо- и экзоконтакта интрузива. Встречаются шпирсы, сульфидные жильные тела и пластообразные залежи сплошных руд. Морфология рудных тел и условия их локализации определялись разрывными нарушениями. Основные минералы руд: пирротин, халькопирит, кубанит, пентландит, второстепенные: борнит, пирит, миллерит, виоларит, бравоит, сфалерит, галенит и др.

Руды Октябрьского месторождения залегают на глубине 400–600 м. Среди них различают три главных промышленных типа: богатые сплошные медно-никелевые и медистые – во вмещающих осадочных отложениях, вкрапленные – в интрузивных породах. Богатые сплошные руды образуют несколько залежей, имеющих пласто- и линзообразную форму с относительно выдержанными мощностями (Чернышов и др., 1990ф). По минеральному составу среди богатых руд выделяются пирротиновые, кубанитовые и халькопиритовые с талнахитом и моухикитом. Кубанитовые и халькопиритовые руды содержат металлы платиновой группы, золото, серебро, селен и др. элементы.

Происхождение месторождений Норильского района рассматривалось, исходя из различных концепций: магматической ликвидационной (Котульский, 1946; Годлевский, 1959), гидротермальной (Елисеев, 1958; Гулин, Сухов, 1973; Гориянов, Сухов, 1975), инфильтрационно-метасоматической (Золотухин, 1964), метамагматической сульфуризационной (Коржинский, 1973, 1978), плюмовой (внедрение первично-мантийного несмешивающегося сульфидного вещества (Лихачев, 1973; Дистлер, Дюжиков, 1988)). В последние годы к обсуждению вопросов происхождения норильских месторождений подключились зарубежные исследователи, выполнившие широкий комплекс прецизионных анализов минералов (Надретт, 2003).

Месторождения района Садбери (провинция Онтарио, Канада)

Месторождения приурочены к протеро-

зойскому гранофир-габброноритовому комплексу Садбери мощностью около 2,5 км, расположенному в одноименном прогибе, вытянутом в северо-восточном направлении. В краевой части этой структуры комплекс выходит на поверхность в виде сплюснутого кольца шириной до 6,6 км, большая ось которого составляет 60 км, а меньшая ~27 км (Лихачев, 2006).

В современном тектоническом плане комплекс Садбери и перекрывающие образования представлены серией концентрических, погружающихся к центру, тел эллипсовидной формы. Структура в целом имеет форму бассейна.

К числу пород, формирование которых непосредственно связано со становлением комплекса Садбери, относятся (в порядке последовательности их образования): брекчия Садбери, брекчия Футволл, формация Онапинг и собственно магматический комплекс Садбери. Брекчия Садбери, представленная обломками вмещающих пород, развита в экзоконтакте малой кольцевой структуры (МКС) или на значительном (до 20 км) удалении от него в виде даек и тел неправильной формы, которые прорезают все породы, предшествующие комплексу Садбери. Брекчия Футволл образована обломками вмещающих пород с небольшим количеством обломков ультрамафитов и норитов. Формация Онапинг тоже представлена брекчиями плавления. Магматический комплекс Садбери, залегающий между брекчиями Футволл и формацией Онапинг, включает: 1) главное тело, состоящее из: а) приконтактовых пород (мафитовые и кварцевые нориты); б) фельзитовых пород; в) кварцевых габбро; г) гранофиоров; 2) залегающие вокруг главного тела МКС тела Саблеара (мелкозернистые нориты и габбро); 3) офсеты (рудонесущие дайки) (Чернышов, 2009).

Месторождения района Садбери разделяются на пять групп (Naldrett, 1984a): объекты южной и северной зон; офсетные, связанные с разрывными нарушениями; остальные. Месторождения последней группы распределяются вокруг комплекса и имеют в сравнении с месторождениями других групп неустойчивые характеристики. Следует отметить, что в недавней работе Налдретт (2003) разделил месторождения Садбери на три группы –

приконтактовые, офсетные и специфические. Наиболее крупные из этих объектов (Фруд Стоби, Маррей, Крейтон, Гарсон и др.) расположены в основании норитов, обнажающихся вдоль юго-восточного контакта. Одно из крупнейших в мире тело сульфидных руд месторождения Фруд Стоби связано с дайкой кварцевого диорита, находящейся в зоне брекчии Садбери, параллельной южному краю комплекса. Это тело имеет клинообразную форму и круто погружается в сторону основной массы комплекса. Длина рудного тела 3 км, мощность 45–120 м, на глубине оно прослежено на 1200 м. Руды – вкрапленные, брекчиевые, массивные, сложены пирротинном, пентландитом, халькопиритом, кубанитом. В качестве примеси в них присутствуют арсениды и сульфоарсениды никеля, галенит, сперрилит. Руды богаты платиноидами и золотом (1–4 г/т).

Взгляды на генезис месторождения Садбери до сих пор остаются дискуссионными. Ранее предполагалось, что они образовались в результате магматического переотложения (регенерации) руд, сформированных в предшествующие периоды (Лихачев, 1987). В последние годы появилось много данных, свидетельствующих о том, что образование здесь магматитов было инициировано крупным импактным событием (Лихачев, 2006).

Месторождение Камбалда

Находится в Западно-Австралийской никеленой провинции, в которой никелевые сульфидные руды связаны с мафическими и ультрамафическими интрузивными телами, приуроченными к архейским складчатым супракрустальным зеленокаменным поясам системы Калгурли-Йилгарн. Зеленокаменные толщи смяты в узкие вытянутые складки северо-западного простирания. Некоторые месторождения в упомянутой провинции состоят практически из одного рудного тела (Непиан, Скотиа, Уаннеуей, Редросс), на других выявлено по нескольку тел (Камбалда, Уиндерра). На рассматриваемом объекте содержание никеля обратно коррелируется с мощностью рудных тел. При их мощности от 5 до 20 м содержание никеля превышает 2%, при мощности более 20 м оно составляет 1–2%. По простиранию размеры рудных тел

колеблются от 100 до 700 м, а по ширине – от 50 до 150 м. Разведанная глубина достигает 450 м. По составу руды в основном пирротин-пентландитовые с небольшим количеством халькопирита и пирита. Запасы никеля на месторождении Камбалда составляют 642 тыс. т (при среднем содержании 3,28%), кобальта – 8 тыс. т (0,04%) и меди – 67 тыс. т (0,34%).

В Австралии имеется еще ряд месторождений с бедными прожилковато-вкрапленными рудами, но с крупными запасами. К ним относятся Маунт-Кейт и Кингстон, которые приурочены к перидотит-дунитовой рудоносной формации, образованной ультрамагнезиальными магмами (MgO 25–33 мас.%, $Ni:Cu = (25-75):1$), и имеют запасы по 600 тыс. т никеля (ср. сод. 0,6%), и Саут-Уиндорра с запасами 443 тыс. т никеля (ср. сод. 1,5%). Рудные тела на этих объектах представляют собой сульфидизированные оливиниты и дуниты (оливиновые перидотиты) с переменным содержанием никеля от 0,4–1% (бедные руды) до 1–4% (богатые руды). Они объединяются в группу протяженностью от 500 до 2000 м при ширине от 25 до 320 м. Вкрапленность сульфидов колеблется от тонко- до среднезернистой, наблюдаются интерстиционные выделения, лепестковидные, округлые агрегаты среди основной серпентинизированной массы. Структура массивных и брекчиевидных руд изменяется – от тонкозернистой до грубозернистой. Пирротин и пентландит являются доминирующими рудными минералами, находясь в сростаниях с магнетитом, хромитом, пиритом и халькопиритом. Содержание палладия и в меньшей степени иридия увеличивается пропорционально содержанию никеля (Keays, Davison, 1976; Groves, Keays, 1979).

В наиболее ранних публикациях господствовало представление о магматическом происхождении никелевых сульфидов месторождений Западной Австралии и глубинном источнике их вещества (Ewers, Hudson, 1972; Naldrett, 1973; Ross, Hopkins, 1975; Naldrett, Turner, 1977; Groves et al., 1979 и др.). Считалось (Barett et al., 1977), что тектоно-метаморфические процессы не приводили к существенным изменениям их состава (Ross, Keays, 1979). В последние годы появились данные о значительном участии в образовании австралийских руд ассимиляционной серы из коровых источников (Hill et al., 1989, 1990, 1995; Leshner, Arndt, 1995; Налдретт, 2003).

Мончегорский рудный район

Мончегорский рудный район располагается в центральной части Кольского полуострова, занимая большую часть северо-восточного побережья оз. Имандра. На западе он ограничен водоразделом Главного хребта, на востоке – горным сооружением Хибинских тундр, на севере граничит с Оленегорским, а на юге – с Апатитско-Кировским рудными районами.

Мончегорский плутон площадью около 65 км² является типичной базит-ультрабазитовой расслоенной интрузией. Он имеет в плане подковообразную форму, состоящую из двух ветвей – субмеридиональной и субширотной, сходящихся на юго-западе массива (Горбунов и др., 1985). Субмеридиональную ветвь протяженностью 7 км, ориентированную на северо-восток, представляют горы Ниттис-Кумужье-Травяная (НКТ). К субширотной ветви протяженностью 9 км, ориентированной в восточном направлении, традиционно относят горы Сопчуайвенч (Сопча), Нюдуайвенч (Нюд) и Поазуайвенч (Поаз). К ней же следует, вероятно, относить массив Вурэчуайвенч, отвечающий верхней части разреза Мончегорского плутона. Кроме того, к субширотной ветви пространственно тяготеют расположенные к югу от гор Сопча и Нюд массивы Южно-Сопчинский и Габбро-10-й аномалии – оз. Морошковое.

Субмеридиональная ветвь Мончегорского плутона сложена (сверху вниз): 1) кварцсодержащими норитами и габброноритами базальной (придонной) зоны мощностью 10–100 м; 2) гарцбургитами (100–200 м); 3) чередованием гарцбургитов и ортопироксенитов (250–400 м); 4) ортопироксенитами (300–700 м) с линзами нодулярных хромитов (гора Кумужья) и пластами сульфидоносных дунитов-гарцбургитов мощностью 1–5 м (гора Сопча, горизонт «330»). Общая мощность массива Ниттис-Кумужье-Травяная увеличивается с севера на юг от 200–300 до 800–1000 м. Мощность пород в районе горы Сопча достигает 1100–1600 м, что является максимумом для рассматриваемого плутона.

Субширотная ветвь сложена в базальной (придонной) части кварцсодержащими габброноритами и норитами мощностью до 50 м. Выше располагаются меланократовые нори-

ты с линзами и прослоями оливинсодержащих гарцбургитов и норитов. В верхней части присутствуют мезо- и лейкократовые нориты и габбронориты. Общая мощность разреза здесь варьируется от 300–400 до 600–800 м. В средней части разреза горы Нюд залегает так называемый «критический» горизонт, насыщенный ксенолитами пироксен-плагиоклазовых и высокоглиноземистых роговиков, частично подвергшихся плавлению. Он фиксирует переход от оливинсодержащих плагиоклазовых пород к безоливиновым. Завершается разрез метаморфизованными габброноритами и лейкогаббро-анортозитами, слагающими подножие горы Вурэчуайвенч. Они перекрываются слюдяной корой выветривания, конгломератами и вулканитами сумийского возраста (Расслоенные интрузии..., 2004).

По данным Т.Б. Баяновой (Баянова, 2004), возраст различных образований Мончегорского плутона оценивается от 2507 ± 9 млн лет (плагиопироксенит г. Травяная) до 2495 ± 15 млн лет (габброноритовая дайка). Для габбро Мончетундровского массива Т.Б. Баянова приводит значения от 2488 ± 3 до 2453 ± 4 млн лет.

В Мончегорском районе установлено более 70 минералов благородных металлов, относящихся к самородным металлам и интерметаллидам, сульфидам, сульфидарсенидам, арсенидам, селенидам, станнидам, стибнидам, висмутотеллуридам. Кроме того, здесь обнаружены экзотические фазы платиноидов, в составе которых присутствует кислород и таллий. Для сравнения можно указать, что число известных в настоящее время минералов и фаз благородных металлов в таком крупном платиноносном массиве, как Федорово-Панский, вдвое меньше. Это объясняется не только более высокой степенью изученности мончегорских месторождений, но и большим разнообразием слагающих их пород, более высокой степенью их магматической дифференциации.

Оруденение субширотной ветви Мончегорского плутона исследовано практически по всему разрезу, исключая нижнюю, существенно перидотит-пироксенитовую часть, к которой приурочена в основном жильная сульфидная минерализация. Участок «Сопчинский» от-

вечает пироксенит-плагиопироксенитовой части разреза, участки «Нюд-Поаз» и «Критический горизонт» Нюда – существенно норитовой, участок «Вурэчуайвенч» – габброноритовой. Роговообманковые габброиды участка «Габбро-10-й – оз. Морошковое» характеризуют самостоятельную наиболее позднюю магматическую фазу.

В зависимости от положения в разрезе и приуроченности к породным ассоциациям рудные зоны вышеназванных участков можно классифицировать следующим образом.

1. Диориты основания с неравномерной мелкой зернистой пирротин-халькопиритовой вкрапленностью. Содержания рудных минералов колеблются в пределах 0,5–1%, в редких случаях достигая 3–5%. Содержание ЭПГ+Au в некоторых пробах превышает 1 г/т, в единичных случаях достигает 3 г/т.

2. Придонная часть массивов с неравномерной пирротин-халькопиритовой вкрапленностью. Содержание сульфидов, как правило, составляет 0,5–1%, увеличиваясь на участках сгущения до 5–7%. Содержание благородных металлов не превышает 1 г/т.

3. Тела, горизонты контрастной расчлененности:

Нориты-пироксениты-габбронориты (+оливин) содержат пирротин-халькопиритовую, халькопирит-пирротинную, иногда пентландит-халькопирит-пирротинную минерализацию. В основном это неравномерная мелкая вкрапленность и гнезда с содержанием сульфидов от 0,5 до 5%. В пегматоидных разностях это содержание достигает 10%. Содержание благородных металлов в обычных магматитах колеблется от 1 до 5 г/т, увеличиваясь в пегматоидах до 6–7 г/т.

Для пород «Критического горизонта» характерно крайне неравномерное распределение сульфидов. Гнездово-вкрапленная форма составляет от 1–3% до 15–20%, и иногда даже 30–40%. Однако содержание суммы ЭПГ и золота в породах здесь лишь в отдельных пробах достигает 1–2 г/т.

В габброноритах-лейкогаббро-анортозитах сульфиды формируют неравномерную вкрапленность – от единичных зерен до 5–7%. Содержание ЭПГ оценивается в 3–4 г/т.

Метагаббро. Сульфидное оруденение в них представлено пирит-халькопирит-пирротин-

новой, пирротин-пентландит-халькопиритовой и пентландит-пирротин-халькопиритовой ассоциациями. Содержание сульфидов колеблется от 0,5 до 5%, в пегматоидных разностях массива «Морошковое озеро» достигает 10%. По текстуре оруденение в основном вкрапленное и прожилково-вкрапленное, более равномерное на участке «оз. Морошковое» и менее – на участке «Габбро-10-й». Содержания суммы благородных металлов варьируются от 0,5–1,5 г/т (участок «Габбро-10-й») до 3 г/т (участок «оз. Морошковое»).

К охарактеризованным выше типам следует добавить оруденение, связанное с пегматоидной фазой, практически «сквозной» для разреза, а также с несистематически исследованными в металлогеническом отношении ультраосновными породами.

В Мончегорском районе повсеместно установлена ассоциация платиноидов с главными сульфидами медно-никелевых руд, особенно с халькопиритом. В жильных рудах НКТ многие минералы платиновых металлов обнаружены исключительно в халькопиритовых рудах глубинных частей массива. Обособленные от главных сульфидов выделения минералов благородных металлов не характерны. Вместе с тем висмутотеллуриды нередко ассоциируются с пентландитом и пирротинном, располагаясь среди поздних силикатов, замещающих рудообразующие сульфиды (Отчет о научно-исследовательской работе..., 2001ф).

В отношении происхождения медно-никелевого оруденения Мончегорского комплекса на ранних этапах его исследования высказывались две точки зрения: ликвационно-магматическая и гидротермальная. В дальнейшем наибольшее признание и развитие получила первая гипотеза (Котульский, 1946; Мурашов, 1958; Холмов, 1958; Денисова, 1959; Рундквист, Соколова, 1978; Шарков, 1971). В пользу гидротермального происхождения высказывались Н.А. Елисеев (1953, 1958), Э.Н. Елисеев (1958), Е.К. Козлов (1973). При этом источником вещества для сульфидных жил они считали сам массив, имея в виду придонную вкрапленную минерализацию. Наиболее поздняя обобщенная модель формирования Мончеплутона изложена В.Ф. Смолькиным с соавто-

рами в двухтомной работе, посвященной расчлененным интрузиям Мончегорского рудного района (Расчлененные интрузии..., 2004). Согласно этим авторам, содержащееся в плутоне сульфидное вещество первично находилось в окисно-силикатной форме. Контаминация магмы коровыми породами не имеет заметной роли при рудообразовании. Иначе она привела бы к снижению растворимости серы, уменьшению ее содержания, что препятствует осуществлению ликвации (Лихачев, 2002а, б).

В настоящее время считается, что основную массу рудного вещества Мончеплутона составляют ликвационные сульфиды, растворенные в силикатном расплаве при зарождении магмы и выделяющиеся при ее кристаллизации. Изначально сегрегационных (нерастворенных в силикатном расплаве) сульфидов здесь практически не было. И именно этим объясняется сравнительно небольшое количество руд в Мончегорском магматическом комплексе. Этот вывод подтверждается расчетами, выполненными на основе наблюдаемых объемов магматических пород (Соколова, 1979), которые показали, что содержание серы в исходном расплаве составляло менее 0,1%, приближалось к пределу ее растворимости в окисленно-силикатных расплавах мезомафического (~0,03%, по: Лихачев, Кукоев, 1973) и ультрамафического (до 0,186%, по: Shima et al., 1975) составов.

Федорово-Панский массив

Федорово-Панский лополитообразный расчлененный ультрамафит-мафитовый массив расположен в центральной части Кольского полуострова, примерно в 80 км к востоку от Хибин, картируясь по моноклинально залегающим фрагментам. Он прослеживается в юго-восточном направлении на расстоянии 80 км при максимальной ширине выхода на поверхность в центральной своей части до 7,5 км. Залегает между гнейсами, гранитоидами архейского основания и породами Печенга-Имандра-Варзугской структуры раннего протерозоя, имея возраст 2498–2447 млн лет (Додин и др., 2001; Козлов, 1973; Митрофанов и др., 1994; Mitrofanov et al., 1997; 1998).

В разрезе интрузива выделяют краевую габброноритовую зону и ряд мегаритмов. В подошвах последних вскрыты ультрамафиты

и меланократовые оливинсодержащие мафиты, сменяющиеся выше мезо- и лейкократовыми мафитами – норитами, габброноритами и габбро. Мафиты резко преобладают над ультрамафитами. Эта грубая расслоенность усложняется более тонким чередованием маломощных (от первых сантиметров до первых метров) прослоев норитов, оливиновых норитов, лейкогаббро, анортозитов.

Минеральный и химический составы магматитов Федорово-Панского массива определяются наличием оливина, орто- и клинопироксенов, плагиоклаза, кварца. Второстепенные минералы представлены биотитом, флогопитом, апатитом. Из рудных минералов преобладают сульфиды, титаномагнетит, ильменит. Наиболее характерными акцессорными являются платиновые минералы. Существенными особенностями этих пород являются умеренно повышенная железистость, нормальная щелочность ($\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$), повышенная глиноземистость (до 20–30% в анортозитах), повышенное содержание хрома, никеля, кобальта, меди, титана (Додин и др., 2001).

В рассматриваемом массиве выделяют несколько минеральных типов оруденения: наиболее распространенный малосульфидный платинометалльно-никель-медный, безсульфидный благороднометалльный, сульфидный медно-никелевый платиносодержащий от халькопирит-пентландит-пирротинового до миллерит-борнит-халькопиритового, пирит-пирротинный и магнетитовый. Долгое время в массиве изучались только медно-никелевые и никель-медные руды. Поэтому в литературе с достаточной полнотой освещены вопросы, связанные только с их минералогией (Горелов и др., 1975; Рыбин, 1977; Бартенев и др., 1980, 1981; Яковлев и др., 1981; Нерадовский и др., 1982).

Далее приведем заключение статьи Н.Л. Балабонина (Минералы платиновых..., 2000), которая наиболее полно отражает минералогический аспект Федорово-Панского месторождения:

«В составе комплексных малосульфидных платинометалльных никель-медных руд Федорово-Панского расслоенного массива установлено свыше ста рудных мине-

ралов разных классов. Но минералогический облик руд в целом отражают немногие из них: платинометалльных – меренскиит $\text{Pd}(\text{Te}, \text{Bi})_2$; мончеит $\text{Pt}(\text{Te}, \text{Bi})_2$; брэггит, куперит $(\text{Pt}, \text{Pd}, \text{Ni})\text{S}$; висоцкит $(\text{Pd}, \text{Ni})\text{S}$; сперриллит PtAs_2 ; никель-медных – 2 ассоциации: количественно преобладающая – пирротин, халькопирит, пентландит (\pm пирит, магнетит, ильменит) и локально развитая – халькопирит, борнит, миллерит. Многочисленны (95) и разнообразны по составу минералы и неназванные фазы платиновых минералов (ПМ).

Изменчивость морфологии, парагенетических взаимоотношений минералов и фаз ПМ с сульфидами и силикатами руд, в сочетании с известными данными модельных экспериментов, свидетельствуют о неодинаковых механизмах кристаллизации минералов платиновых металлов (из расплавов, путем твердофазных превращений, гидротермально-метасоматическим путем), в сильно разлагающихся физико-химических условиях (по температуре от ~ 1000 °С; по Eh – от ассоциаций с графитом до ассоциаций борнит-халькопирит-пирит, соответствующих устойчивости гематита) и в чрезвычайно длительном рудном процессе. Все это согласуется с установленной ранее Т.Б. Баяновой, Ф.П. Митрофановым весьма большой продолжительностью становления самой Панской интрузии, по результатам изотопной геохронологии (U-Pb метод в цирконах и бадделеитах).

Главные МПМ руд – висмуто-теллуриды и сульфиды Pd, Pt – характеризуются широкой изменчивостью состава, и по этому признаку в ряде случаев фиксируют отчетливую минералого-геохимическую гетерогенность и зональность в вариации вещественного состава руд. На этом основании можно предположить, что массивы Панских и Федоровой тундр – это не единая интрузия, а разные фазы или разные интрузии.

Ряд минералогических признаков (повышенная никеленосность пирротинов, наличие в них «экзотических» примесных элементов, повышенное количество промежуточных составов и др.) указывает на режим быстрого «закалочного» остывания массива и руд. А это может происходить в гипабиссальных или даже близповерхностных условиях фор-

мирования массива. Косвенным подтверждением этому выводу служит низкое содержание флюидов в породах и минералах массива (Рундквист, 1999), объяснимое дегазацией не вполне закристаллизовавшихся пород. Согласно Н.В. Петровской (1982), характерными чертами малоглубинных месторождений являются следы развития в рудах метастабильных минеральных ассоциаций. Описанные выше висмут-теллуриды и сульфиды Pd и Pt демонстрируют это достаточно убедительно.

Наиболее близким аналогом в минералогическом плане платинометалльных руд Федорово-Панского массива в Кольской провинции являются руды г. Генеральской, а в мире – Великой Дайки в Зимбабве.

Минералы ПМ эффективно экстрагируют в своем составе многие и разные микроэлементы, находящиеся в породах и рудах на субкларковом уровне, они являются, в отличие от главных сульфидов, чуткими индикаторами геохимической среды минералообразования и условий рудогенеза.

Незначительное количество сплавов элементов платиновой группы в составе платинометалльных руд Федорово-Панского массива и Кольской провинции в целом, вероятно, объясняется регионально повышенной концентрацией в рудах летучих р-элементов As, Sb, Se, Te, Bi, которые, имея высокое химическое сродство к ЭПГ, образуют с ними прочные химические соединения, препятствуя кристаллизации сплавов.

Многие специфические особенности минералов платиновой группы, возможно, объясняются их принадлежностью к микро- (0,100–0,001 мм) и наноминералам (менее 0,001 мм) (Балабонин, 1999). К этим особенностям относятся: пространственная кластеризация (группирование) тонкозернистых индивидов платиноидов; многокомпонентность состава платиноидов; резкая изменчивость состава платиноидов, проявленная на микро- и макроуровнях.

Установлено как минимум три формы нахождения элементов платиновой группы в рудах: в виде собственных минералов, рассеянная в рудообразующих сульфиды и оксидах, концентрированная (десятичные доли – целые проценты) в акцессорных минералах неблагоприятных металлов (кобальтины)».

Северный и Средний Урал в пределах Кваркушко-Каменногорского сегмента Центрально-Уральского поднятия.

Многочисленные кулисообразно расположенные рои габбро-долеритовых даек трассируют протягивающийся на многие сотни километров дайковый пояс, сформированный в обстановках длительной сквозной эпиплатформенной среднепалеозойской активизации на пассивной палеоокраине подвижной системы – *Велсовско-Ниолсовском (Чурольско-Ишеримская зона), Койвенско-Вильвенском (зона Сарановского пояса) и Теплогорско-Промысловском (район Дублинского Камня) полях даек.* Дайки габбро-долеритов имеют мощность от 10 до 50–100 и более метров и протяженность от 300–500 до 1500 метров и более.

Дайки сложены мелко-среднекристаллическими, иногда порфиридовидными, кварцсодержащими (0,5–2%) габбро-долеритами, состоящими на 40% из клинопироксена, в большей или меньшей степени амфиболитизированного, на 55% – из сосюритизированного основного плагиоклаза ряда лабрадор – битовнит. Разнообразные акцессорные минералы представлены титаномagnetитом, ильменитом, сфеном, апатитом, сульфидами железа, меди, никеля, кобальта. Акцессорная вкрапленность мелких и тонких сульфидов в габбро-долеритах – явление повсеместное. На этом фоне в приконтактовых и центральных частях габбро-долеритовых даек выделяются участки (зоны) площадью от первых десятков до 500–1000 м² и более, в пределах которых вкрапленность сульфидов распределена очень неравномерно, а общий их объем резко возрастает и достигает 25%. Выделения сульфидных минералов имеют форму вкрапленников размером от 0,1 до 1 мм, а также овальных и круглых «капель» размером от 0,5 до 3 см. Обычно они полифазны и сложены (в порядке относительной распространенности по убыванию) пирротином, халькопиритом, пентландитом, пиритом, борнитом, виоларитом, блеклыми рудами. Однако даже в пределах отдельного рудного тела соотношение минералов в агрегатных скоплениях резко варьирует. Состав кобальтово-медно-никелевых сульфидных руд дайкового пояса определяется следующими вариациями основных компонентов (в % масс.): никеля – 0,05–0,7, меди – 0,1–1,1,

кобальта – 0,004–0,008, серы – 0,29–1,5. Установлено, что в отношении благородных металлов они специализированы на палладий, платину и золото при следующем выдержанном ряде убывания их содержаний: палладий, платина, золото, родий, осмий, рутений, иридий. Соответственно их концентрации в рудах составляют (в г/т): 0,10–0,35, 0,10–0,40, 0,05–0,10, 0,015, 0,012, 0,018, 0,010. Содержание серебра – 1–2 г/т. Основная особенность распределения платиновых металлов и золота в рудных телах заключается в их тесной связи с местами концентрации сульфидов железа, никеля и меди. Извлеченные из этих руд коллективные флотационные концентраты с высокими концентрациями серы, меди, никеля и кобальта (соответственно 30–35, 6–21, 1,2–2,5, 0,05–0,12 мас.%) содержат (в г/т) палладия – 0,6–32, платины – 1,3–10, золота – 3–9. Таким образом, суммарные концентрации благородных металлов в бедновкрапленных медно-никелевых рудах пояса составляют 0,3–0,7 г/т, достигая в густовкрапленных и массивных рудах 5–50 г/т.

Данные предшественников по сульфидным медно-никелевым проявлениям Пай-Хойского антиклинория в полной мере отвечают на вопросы, касающиеся их сравнения с платинометалльными и медно-никелевыми месторождениями, находящимися на территории России и за ее пределами (Москалева, 1979; Остащенко, 1979; Чернышов и др., 1990ф; Юшкин, 1980 и др.). Наши же данные только уточняют их данные и не выходят за рамки сделанных ранее выводов. Поэтому мы не будем на этом останавливаться и коснемся лишь вопросов сульфидной минерализации.

Описание сульфидной медно-никелевой минерализации довольно подробно дано в работе Б.А. Остащенко (1979). Ниже мы приведем только его выводы и краткую характеристику:

Минеральный состав руд кобальт-медно-никелевых рудопроявлений Центрального Пай-Хоя довольно устойчив (Остащенко, 1970; Юшкин, Давыдов, Остащенко, 1972; Остащенко, Баронихин, 1973). По комплексу основных рудообразующих минералов (пирротин, пентландит, халькопирит) рудопроявления Центрального Пай-Хоя аналогичны медно-никелевым месторождениям

Норильска, Печенги, Мончи, Воронежского кристаллического массива (Годлевский, 1959; Горбунов, 1952, 1968; Горбунов и др., 1999; Чернышов, 1971; Горбунов, Чернышов, Буковшин, 1970). Проведенный Б.А. Остащенко (Остащенко, 1979) комплекс минераграфических, химико- и спектроаналитических, рентгеновских, рентгеноспектральных, термических исследований руд и минералов позволил установить наличие ильменита, лейкоксена, магнетита, никелина, кобальтина, герсдорфита, бравоита, пирита, марказита, гидрогетита, миллерита, борнита, самородной меди. Среди перечисленных минералов от 70 до 95% приходится на пирротин, халькопирит, пентландит, ильменит, остальные встречаются в резко подчиненных количествах или же вообще крайне редко.

Отчетливо выделяются три главных типа сульфидной минерализации: а) интерстиционная вкрапленность сульфидов в наиболее крупнокристаллических и пегматоидных разновидностях габбро-долеритов кристаллизационно-дифференцированных и гравитационно-дифференцированных тел («сульфидные штоки»); б) вкрапленная, инъекционно-вкрапленная и шлирово-вкрапленная минерализация в наиболее основных дифференциатах гравитационно-дифференцированных и сложнотифференцированных тел; в) метасоматическая и инъекционно-вкрапленная минерализация в экзоконтактных ореолах рудоносных интрузий. Минерализация первого типа представляет лишь минералогический интерес; перспективной является минерализация второго и связанного с ним третьего типов. Сульфиды в зонах наиболее интенсивной минерализации второго типа характеризуются совокупностью признаков, свидетельствующих об их кристаллизации из сульфидного расплава. В соответствии с отмеченной выше дифференциацией сульфидной минерализации по типам намечаются три главных пути кристаллизации сульфидов: а) с относительно небольшим разрывом во времени кристаллизации породообразующих силикатов и сульфидов (кристаллизация из небольших и остаточных объемов сульфидного расплава); этот путь характерен для кристаллизационно-дифференцированных и недифференци-

рованных тел; б) со значительным разрывом во времени кристаллизации порообразующих силикатов и сульфидов (кристаллизация из относительно больших порций сульфидного расплава); этот путь характерен для сложнодифференцированных тел участков «Первый», «Дальний», «Длинный»; в) кристаллизация из гидротермальных растворов. Температура кристаллизации во всех типах рудопроявлений не превышала 600 °С, так как кристаллизация происходила после распада прототитаномагнетита на ильменит и магнетит, инверсионная точка которого лежит в пределах 600–700 °С. Второй путь, отличительной особенностью продуктов которого является наличие переотложенного ильменита, образование шлиров и инъекционных выделений сульфидов, более благоприятен для формирования богатого медно-никелевого оруденения. Минералогические данные позволяют сделать ряд предположений об особенностях сульфидного расплава: а) полное замещение первичного титаномагнетита, интенсивное изменение ильменита и порообразующих минералов свидетельствуют об обогащении сульфидного расплава водой; б) наличие инъекционных выделений сульфидов указывает на относительно низкую вязкость расплава и возможность выжимания во вмещающие породы довольно значительных порций; в) распад титаномагнетита на магнетит и ильменит, как и распад ильменита на рутил и гематит, требующие подтока кислорода, служит свидетельством наличия некоторых количеств его в сульфидном расплаве; железо и титан в первую очередь связывались с оставшимся кислородом, формируя новообразованный ильменит, а затем уже создавались условия для выделения основной массы железа в виде пирротина. Присутствие апатита среди сульфидов и наличие вокруг шлиров амфиболовых оторочек указывают на то, что летучие компоненты после кристаллизации силикатов накапливались в сульфидном расплаве. Об этом же говорит и параллелизм бора и рудных элементов в дифференциатах. Последние этапы становления сульфидной минерализации характеризовались развитием деформаций минералов, отражающих оживление тектонической активности. Эта черта особенно характерна именно для ру-

допроявлений, формирующихся по второму пути кристаллизации. Следует заметить, что факт активизации тектонического режима, сопровождающегося подтоком кислорода в кристаллизующиеся системы, вытекает и из анализа динамики кристаллизации силикатов, проведенного путем обработки силикатных анализов. Разные типы сульфидной минерализации отличаются морфологическими особенностями, составом и свойствами рудных минералов. Это позволяет по минералогическим данным дифференцировать изучаемые сульфидопроявления по типам и судить в какой-то мере об их перспективности, об условиях формирования. Строго типоморфны, например, химический и фазовый состав пирротина. Пирротин из рудных залежей (шлировые и шлирово-вкрапленные руды) и аксессуарный пирротин рудоносных интрузий, подобных участку «Первый», отличается высоким содержанием меди (0,52%), никеля (1,89%), кобальта (0,075%) и присутствием мышьяка (0,05%), что объясняется наличием веретенообразных и пламевидных выделений пентландита и включений халькопирита. Пирротин двухфазовый, с примерно одинаковой интенсивностью отражений 2,050 и 2,065 Å на дифрактограммах: рентгеновское содержание гексагональной модификации – около 11%, при нагревании на воздухе полностью гомогенизируется в гексагональный при 250 °С, реже – при 300 °С. Пирротин из пегматоидных зон кристаллизационнодифференцированных (нерудоносных) интрузий отличается более низким содержанием никеля и меди (Ni – 0,05, Cu – 0,16%), но содержание кобальта достаточно высокое (0,081% Co). Отсутствие в проанализированном материале микроскопически видимых включений других минералов позволяет предполагать структурную форму вхождения кобальта. Характеризуется более интенсивным отражением 2,067 Å, причем при нагревании двухфазность сохраняется до полного перехода пирротина в пирит выше 300 °С. Пирротин кварцево-сульфидных жил по составу аналогичен пирротину нерудоносных интрузий, но рентгеновская характеристика несколько другая. Наибольшей интенсивностью характеризуется отражение 2,052 Å; при нагревании же между 250 и 300 °С гомогенизируется в фазу с $d=2,063$ Å.

По парагенезисам и структурно-текстурным особенностям рудопроявления Центрального Пай-Хоя имеют сходство с норильскими месторождениями. Отличие от них заключается в слабом развитии поздних, наложенных низкотемпературных минеральных ассоциаций при строгой аналогии ранних высокотемпературных. Различны и минеральные формы окислов железа: на Пай-Хое преимущественно развит ильменит, в Норильске – титаномагнетит. В этом отношении пайхойские рудопроявления ближе к Монче и Садбери, где описываются совершенно аналогичные пайхойским структуры распада титаномагнетита на ильменит и магнетит, замещающийся кварцем и силикатами.

Дадим дополнительную сравнительную характеристику минерального состава рудопроявлений Пай-Хоя и других подобных месторождений и проявлений.

Как уже упоминалось выше, минеральный состав сульфидов Пай-Хоя довольно постоянен (Шайбеков, 2009в, г, д, е; 2010а, в; Shaybekov 2009, 2010), что является классической, пирротин-халькопирит-пентландитовой ассоциацией рудных минералов, постоянно присутствующих в рудных магматических сульфидных медно-никелевых месторождениях. Основными породообразующими минералами рудоносных магматических тел являются плагиоклаз, пироксен и оливин, различное сочетание которых обуславливается разнообразием пород, зависящим от состава формирующих их магм (Лихачев, 2006). Такой состав характерен и для пайхойских основных магматитов. Кристаллизация сульфидов на Пай-Хое происходила из остаточного расплава на конечной стадии формирования долеритовых тел, в интерстициях между минералами.

По минеральному составу и типу оруденения пайхойские рудопроявления схожи:

- с вкрапленными рудами в габбро-долеритах (пирротин, халькопирит, пентландит) Талнахского и Октябрьского месторождений, где кроме главных рудных компонентов (меди, никеля, железа и серы) в них в виде изоморфных и собственных минеральных форм содержатся кобальт, платина, палладий, родий, рутений, иридий, золото, серебро, кадмий, индий, олово, сурьма, теллур, свинец,

галлий, висмут, мышьяк и др. В них среднее содержание никеля составляет 0,4–0,6%, меди 0,6–0,8%, ЭПГ 2–5 г/т;

- с вкрапленными рудами в кварцевых диоритах Фруд Стоби, сложенными пирротинном, пентландитом, халькопиритом, борнитом с присутствием арсенидов и сульфоарсенидов никеля, галенитом, сперрилитом. Руды богаты платиноидами и золотом (1–4 г/т);

- с вкрапленными рудами «пласта 330» Мончегорского месторождения, где сульфиды в виде достаточно равномерной мелкой, средней по густоте (обычно 0,5–1%, реже до 3–5%) вкрапленности приурочены к неоднородным участкам оливинных и безоливинных разновидностей пироксенитов, мощности зон около 1 м. Минеральный состав оруденения халькопирит-пирротинный, содержание суммы ЭПГ и Au варьирует от 0,2 до 1,5 г/т (Pd – 0,3–1,22 г/т), в среднем составляя 0,5–1 г/т;

- с вкрапленными рудами Вурэчуайвенча Мончегорского месторождения, где платинометалльное оруденение (сумма ЭПГ – до 1 г/т) связано с малосульфидными горизонтами внутри и вблизи лейкократовых пород. Сульфиды отмечаются в виде неравномерной по густоте, размерам зерен и характеру распределения в породе вкрапленности, реже в виде прожилков и мелких гнезд при размере зерен до 1 мм в среднекристаллических габбро-оритах, метагаббро и метаанортозитах;

- с оруденением в верхней анортозитовой части Мончетундрового интрузива, где средние содержания ЭПГ и Au составляют 0,1 г/т при максимальном значении 0,29 г/т;

- с оруденением нижнего расслоенного горизонта Федоро-Панского массива;

- с месторождениями платиноидно-медно-никелевых руд мамонского комплекса пентландит-халькопирит-пирротинного состава, где содержания ЭПГ варьируют в пределах 0,06–1,7 г/т, Au – 0,5–0,88 г/т, Ni – 0,2–14,5%, Cu – 0,14–12%, Co – 0,02–2,2%. Для вкрапленных руд величины ЭПГ находятся в интервале 0,24–0,3 г/т, Ni – 0,2–2,9%, Cu – 0,15–2%, Co – 0,02–0,16%;

- с оруденениями Еланской группы месторождений, где содержания во вкрапленных рудах варьируют: Ni = 1,31–5,48, Co = 0,04–0,25, Cu = 0,19; ЭПГ = 0,3–0,5 г/т;

По нашим данным, вариации содержаний благородных металлов в сульфидах Пай-Хоя следующие (г/т): Au – 0,02–0,55, Ag – 0,01–1,85, Pt – 0,02–0,22, Pd – 0,02–0,4; (%) Cu – 0,003–0,69, Ni – 0,001–0,099, Co – 0,005–0,013). Исходя из этого видно, что медь преобладает над никелем и кобальтом, а палладий над платиной.

Отличиями пайхойской сульфидной минерализации от вышеописанных платино-медно-никелевых месторождений являются следующие: 1) незначительные по объему концентрации полезных компонентов; 2) присутствие благородной минерализации в виде микроразмерных фаз; 3) условия минералообразования и 4) незначительное количество минеральных парагенезисов.

В работе А.П. Лихачева (2006) дана характеристика «месторождений со сравнительно бедной вкрапленной минерализацией», которая гласит, что такие проявления «образуются ненасыщенными серой магмой. Обычно они свойственны флюидному и декомпрессионному типам магматизма, менее глубинным и относительно низкотемпературным. При этом из-за недостаточности температуры отсутствуют условия для проявления эффекта диспергирования сульфидной жидкости в сульфидном расплаве и, соответственно, для ее подъема в пределах земной коры. Поэтому внедрившиеся в земную кору магмы флюидного и диапирового магматизма несут только растворившиеся в силикатном расплаве сульфиды, за счет которых образуется сравнительно бедная вкрапленная платиновая и платино-медно-никелевая минерализация» (Лихачев, 2006, с. 82). «Как в крупных массивных залежах, так и в относительно мелких вкрапленных обособлениях кристаллизация сульфидного расплава осуществляется поэтапно (фракционно) с выделением сначала пирротина, затем пентландита и далее халькопирита... Наиболее богатые железом системы кристаллизуются в виде моносульфидного твердого раствора, содержащего никель, кобальт, медь, металлы платиновой группы» (Лихачев, 2006, с. 120). В работе Б.А. Остащенко для наиболее богатых медно-никелевой минерализацией рудопроявлений приводится следующее описание: «отделение сульфидного расплава, сформировавшего, например, рудо-

проявление участка «Первый», происходило в промежуточном очаге типа Сопчи в процессе гравитационной дифференциации его кристаллизующегося содержимого. Это гетерогенные порции силикатного+сульфидного расплава в результате тектонической активности выжимались из глубинного очага в самые верхние горизонты ордовика, поскольку нижние камеры уже были заполнены и находились к тому же в условиях сжатия... Сульфидный расплав, имеющий относительно низкую температуру кристаллизации, продолжал находиться в жидком состоянии и подвергался гравитационному оседанию в донные части камеры» (Остащенко, 1979, с. 100–101).

Наше же представление сводится к тому, что основную роль в рудоносности пайхойского сульфидного медно-никелевого оруденения на начальном этапе формирования интрузий сыграла вода. Там, где содержание воды при плавлении мантийного вещества было низким или отсутствовало, когда сульфидное вещество плавилось раньше, чем силикатное, сформировалась рассеянная (убогая – до 10%) сульфидная минерализация. При этом масса внедренного расплава была незначительной по сравнению с известными медно-никелевыми месторождениями. Немаловажную роль сыграло присутствие в исходной магме оксида магния, точнее, его содержание, ведь чем его меньше, тем температура кристаллизации сульфидных минералов ниже, на что указывают как наши данные, так и данные предшественников (Остащенко, 1979). Как известно, пирротин тяготеет к низам, а халькопирит – к верхам рудных горизонтов. Исходя из этого, можно предположить, что остывание исходной магмы интрузий с существенно пирротиновой минерализацией происходило довольно быстро, так как халькопирит, присутствующий в большинстве в пирротине, имеет отчетливо проявленный низкотемпературный гидротермально-метасоматический генезис (когда кристаллизация минеральных фаз происходит в пределах 200–300 °С).

Нами отмечено, что в ряде случаев сульфидная минерализация в пайхойских рудопроявлениях приурочена к «ядрам» многочисленных малоамплитудных складок (участки «Савабейский», «Складчатый» и др.).

Она изменяется от шлирово-вкрапленной до убоговкрапленной по мере удаления от ядра вдоль крыльев, что подтверждает, по типу Норильска, образование скоплений сульфидов в результате многократных тектонических подвижек и гидротермального воздействия, обуславливающего характерные для рудопроявлений зоны окварцевания. Пайхойская благородная минерализация по принципу месторождений норильского типа образовалась при послемагматической флюидной переработке и перекристаллизации первичных магматических сульфидных руд, вследствие чего

и возникли собственные минеральные фазы Pd, Pt, Au, Ag. Их специфические особенности (группирование, изменчивость состава) нами объясняются принадлежностью к микро- и наноминеральным фазам.

На основании этих данных минерализацию рудопроявлений Пай-Хоя можно отнести к малосульфидному платино-палладиевому типу оруденения габбро-долеритовой формации маломагнезиальных вкрапленных медно-никелевых месторождений магматического и флюидно-гидротермального типов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключении могут быть сделаны следующие выводы:

1. Результаты петрогеохимических исследований основных магматитов центрально-пайхойского комплекса указывают на то, что его породы сформировались в единой геодинамической обстановке, предположительно при средне-позднедевонском рифтогенезе на пассивной окраине, что указывает на то, что основные магматиты Пайхойского антиклинория относятся не к трапповой формации, как предполагалось ранее.

2. Габбро-долериты характеризуются низким содержанием благородных металлов и характерной последовательностью возрастания содержания элементов платиновой группы: Pd>Pt>Ru>Os>Ir. В большинстве случаев благородные металлы присутствуют не в виде интерметаллических соединений, как ранее считалось (Чернышов и др., 1990ф и др.), а в тонкорассеянном виде и виде микроразмерных самостоятельных выделений и включений в сульфидах и породообразующих минералах. Это подтверждается результатами минералогических и микроразмерных исследований (Шайбеков, 2009г, д, 2010а, в; Shaybekov, 2009, 2010, см. главу 6).

3. Установлено, что пропорция Pt/Pd прямо зависит от содержания сульфидов. На основании соотношения пропорций Pt/Pd и Pd/Ir пайхойские сульфидные медно-никелевые проявления можно выделить в отдельный пайхойский тип малосульфидных платинометалльных месторождений.

4. Сульфидная медно-никелевая минерализация в долеритах Пайхойского антиклинория характеризуется довольно устойчивым составом: главные минералы – пирротин, пентландит, халькопирит, ильменит; второстепенные – магнетит, никелин, кобальтин, арсенопирит, сфалерит, галенит, бравоит, ковеллин, барит, вольфрам, пирит, самородная медь, самородный свинец, самородный кобальт. Платино-палладиевые минералы в основном выделяются в ассоциации с магма-

тическими сульфидами, реже встречаются в основной массе породообразующих минералов, будучи представленными котульскитом, сперрилитом и платино-палладиевым теллуридом. На участке «Первый» элементы платиновой группы (в основном платина, реже палладий) находятся преимущественно в тонкорассеянном виде, реже в виде микроразмерных минеральных фаз в пирротине, халькопирите, арсенопирите, пентландите, галените, кобальтине, сфалерите. На участке «Савабейский» элементы-платиноиды обнаруживаются преимущественно в виде собственных микроразмерных минералов, что обуславливается иными условиями минералообразования. Замещение первичных сульфидных минералов поздними самородными ЭПГ, теллуридами, селенидами, висмотеллуридами, серебром и золотом связано с постмагматическими гидротермальными процессами, способствующими перераспределению благородных металлов из первичных в более поздние рудные минералы. Это обусловило значительные усложнения характера распределения благородных металлов в рудах. По ряду признаков сульфиды участка «Первый» кристаллизовались при умеренно низких температурах (порядка 400–500 °С), на что указывает образование мирмекитовых структур в ильмените и отсутствие структур распада халькопирита в пентландите. Сульфиды же участка «Савабейский» кристаллизовались при температурах порядка 500–550 °С, на что указывает характер взаимоотношений пирротина, халькопирита, пентландита и сфалерита. Вероятнее всего, образование рудных минералов в пайхойских рудопроявлениях происходило в следующей последовательности: титаномагнетит → магнетит + ильменит → пирротин → пентландит + халькопирит → никелин + кобальтин + никелистый кобальтин → пирит + галенит + ильменит + магнетит + бравоит + гематит → платиноиды + теллуриды + селениды + висмотеллуриды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная:

1. *Афанасьева М.А., Бардина Н.Ю., Богатики О.А. и др.* Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород / Под ред. В.С. Попова и О.А. Богатикова. М.: Логос, 2001. 768 с.
2. *Атлас характерных комплексов пермской фауны и флоры Урала и Русской платформы // М.А. Алексеева, М.Ф. Богословская, В.П. Владимирович и др. // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 331. Л., 1986. 327 с.*
3. *Баклунд О.О.* Общий обзор деятельности экспедиции братьев Кузнецовых на Полярный Урал летом 1909 г. // Записки Императорской Академии наук по физ.-мат. отделению, т. 28, № 1, 1911, 124 с.
4. *Балабонин Н.Л.* Минералы платиновых металлов как объект наноминералогии // Тез. докл. к IX съезду Минерал. об-ва при РАН, посвящ. 275-летию РАН. Санкт-Петербург, 1999. С. 21–22.
5. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. – 267 с.
6. *Бартенев И.С., Климентьев В.Н., Тельнов В.А.* Геологическое строение и сульфидная медно-никелевая минерализация рудопроявления Ластъявр // Геология и структура рудных месторождений Кольского полуострова. Апатиты, 1980. С. 75–81.
7. *Бартенев И.С., Климентьев В.Н., Тельнов В.А.* Новые данные по геологии сульфидного медно-никелевого рудопроявления Ласт-Явр // Геология рудных месторождений Кольского полуострова. Апатиты, 1981. С. 3–10.
8. *Баянова Т.Б.* Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004, 174 с.
9. *Белов М.И.* Научное и хозяйственное освоение Советского Севера, 1933–1945 гг. // История открытия и освоения Северного морского пути. Л., 1969. 36 с.
10. *Беляев А.А.* Литология верхнего девона и карбона сланцевой зоны Пай-Хоя. (Дисс. к. г.-м. н.). М.: МГУ, 1987. 223 с.
11. *Беляев А.А.* Проблематичные отпечатки в кремнистых породах верхнего девона Пай-Хоя // Стратиграфия палеозоя Северо-Востока Европейской части СССР. Сыктывкар, 1981. С. 26–32 (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 37).
12. *Беляев А.А., Иевлев А.А.* О полигенной природе алюмофосфатов Пай-Хоя // Тез. докладов Коми республ. IX науч. молодежн. конф. Сыктывкар, 1985. С. 61.
13. *Беляев А.А., Иевлев А.А., Юдин В.В.* Динамометаморфические условия шарьирования на Пай-Хое // Шарьирование и геологические процессы: Тез. докл. науч. сессии Ин-та геологии Башкирск. ИЦАН СССР. Уфа, 1989а. С. 67–68.
14. *Беляев А.А., Иевлев А.А., Юдин В.В., Овнатанова Н.С.* Термальный эпигенез палеозойских отложений Пай-Хоя // Серия препринтов «Научные доклады», КНЦ УрО АН СССР, Сыктывкар, 1989б, вып. 224. – 21 с.
15. *Беляков Л.Н., Белякова Л.Т.* Некоторые черты геологического строения района сочленения Урала и Пай-Хоя // Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР. М., 1961. Вып. 1. С. 55–60.
16. *Беляков Л.Н., Дембовский Б.Я.* Некоторые особенности тектоники севера Урала и Пай-Хоя // Геотектоника, 1984а. № 2. С. 51–57.
17. *Беляков Л.Н., Дембовский Б.Я.* Тектоника Полярного Урала и Пай-Хоя в свете новых данных // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск, 1984б. С. 121–125. (Тр. УИЦАН СССР).
18. *Беляков Л.Н., Дембовский Б.Я., Кишка Н.В., Маркитантов И.Ф.* Покровное строение Пай-Хоя // Докл. АН СССР, 1985. Т. 282, № 1. С. 151–154.
19. *Беляков Л.Н., Енокян Н.В., Черных В.А.* Каменноугольные отложения Пай-Хоя и острова Вайгач // Стратиграфия палеозоя Северо-Востока Европейской части СССР. Сыктывкар, 1981. С. 33–52 (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 37).
20. *Белякова Л.Т.* О девонских отложениях

- в среднем течении р. Силовы (Пай-Хой) // В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР». М.: Недра, 1965, вып. 4, с. 209–210.
21. Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Гостеолтехиздат, 1955. 356 с.
22. Богословская М.Ф. Аммоноидеи из пермских отложений Пай-Хоя и острова Вайгач // Палеонтологический журнал. 1997. № 6. С. 23–28.
23. Бондарев В.И. Пайхойско-Новоземельская складчатая система // Тектоника и новейшая тектоника центральной части Советской Арктики. М., 1963. С. 29–34 (Тр. НИИГА; т. 135).
24. Бондарев В.И. Схема подразделения ордовикских отложений юга Новой Земли, острова Вайгач и севера Пай-Хоя. // Учен. зап. НИИГА. Сев. палеонт. и биостратигр. Л. 1964. С. 5–15.
25. Варсановьева В.А. Тектоника (Урал, Пай-Хой, Тиман и Печорская низменность) // Геология СССР. Т. II. Архангельская, Вологодская области и Коми АССР. Ч. 1. Геологическое описание. М., 1963. С. 791–885.
26. Виттенбург П.В. Рудные месторождения острова Вайгач и Амдермы. Л.; М.: Изд-во Главсевморпути, 1940. 128 с.
27. Войновский-Кригер К.Г. Геология Воркутского каменноугольного месторождения в свете работ последних лет и перспективы северо-восточной части Большеземельской тундры // Материалы Первой геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1944. С. 99–107.
28. Войновский-Кригер К.Г. Вопросы структуры Печорского угольного бассейна и задачи перспективных исследований // Материалы II геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1947. С. 36–49.
29. Войновский-Кригер К.Г., Погоревич В.В., Эйно О.Л. Стратиграфия нижнепермских отложений Воркутского угленосного района // Сов. геология, 1948. Сб. 33. С. 7–30.
30. Войновский-Кригер К.Г. Итоги работ на западном склоне Полярного Урала и общие вопросы его структуры // Материалы совещания по итогам геологических и геологоразведочных работ, проведенных различными организациями на территории Коми АССР за период 1948–1953 гг. Сыктывкар, 1955. С. 45–52.
31. Войновский-Кригер К.Г. О тектонической природе и основных этапах геотектонического развития Печорского угольного бассейна // Труды Лаборатории геологии угля. Л., 1956. Вып. VI. С. 412–423.
32. Волков С.Н. К вопросу о взаимоотношении Урала, Пай-Хоя и Таймыра // Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1963. Вып. 92. С. 25–27. (Материалы годичной сессии Ученого совета по результатам работ 1960 г.).
33. Волков С.Н. Новые данные по геологии Западного сектора Советской Арктики за 1935–1937 гг. // Проблемы Арктики, вып. 3, 4. 1938. Вып. 3: с. 5–16, вып. 4: с. 45–60.
34. Волков С.Н., Яцук Н.В. Геологический очерк Полярного Урала // Тр. Арктического ин-та, т. 87, ч. I, 1937. С. 79–117.
35. Воронов П.С. Основные черты тектоники периклинального окончания Пайхойского антиклинория (Центральная и Юго-Западная части Пай-Хоя) // Сборник статей по геологии Арктики, 1951. Вып. 2. С. 61–77. (Тр. НИИГА; т. 19).
36. Гафаров Р.А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы (по данным региональных геофизических исследований). М.: Изд-во АН СССР, 1963. 212 с. (Тр. ГИНАН СССР; т. 85).
37. Геологическая изученность Арктики и Субарктики // Под редакцией Н.Н. Урванцева и И.П. Атласова. Архангельск, 1938. (Тр. Арктич. ин-та; т. 89).
38. Генкин А.Д., Филимонова А.А., Евстигнеева Т.Л. и др. Сульфидные медно-никелевые руды Норильских месторождений. М.: Наука. 1981. 216 с.
39. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 3: Печорский угольный бассейн и другие месторождения угля Коми АССР и Ненецкого национального округа. М.: Недра, 1965. 491 с.
40. Гитев В.А. Кислые вулканы Байда-рацкого поперечного опускания. Сыктывкар, 1988. С. 23–32. (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО АН СССР; вып. 65).
41. Гитев В.А. Эволюция магматизма в связи с шарьяжным строением зоны сочленения Урала и Пай-Хоя // Магматические и метаморфические комплексы севера Урала. Сыктывкар, 1985. С. 68–79. (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН; вып. 87).

42. *Годлевский М.Н.* Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 63 с.
43. *Годлевский М.Н., Лихачев А.П.* Условия зарождения и кристаллизации рудоносных магм, формирующих медно-никелевые месторождения // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1997. – Т. 1. – С. 109–118.
44. *Гориянов И.Н., Сухов Л.Г.* К вопросу об агрегатном состоянии вещества, сформировавшего медно-никелевые залежи // Докл. АН СССР, 1975. Т. 221. № 2. С. 447–450.
45. *Горбунов Г.И.* Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М.: Недра, 1968. 352 с.
46. *Горбунов Г.И., Астафьев Ю.А., Гончаров Ю.В. и др.* Медно-никелевые месторождения Печенги // Отв. редактор Н.П. Лаверов. М.: ГЕОС, 1999. – 236 с. (Тр. ин-та ИГЕМ РАН. Новая серия. Вып. 2).
47. *Горбунов Г.И.* Структура месторождения Каула // Основные и ультраосновные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Печенги. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1952. С. 71–101.
48. *Горбунов Г.И., Чернышов Н.М., Буковшин В.В.* Новая никеленосная провинция СССР // Сов. геология, № 4, 1970. С. 90–109.
49. *Горбунов Г.И., Яковлев Ю.Н., Гончаров Ю.В., Горелов В.А., Тельнов В.А.* Никеленосные районы Кольского полуострова // Медно-никелевые месторождения Балтийского щита. Л.: Наука, 1985. С. 27–104.
50. *Горелов В.А., Тельнов В.А., Рыбин В.К.* Типы сульфидных руд Федоровотундровского массива. Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты, 1975. С. 201–208.
51. *Горский В.П.* Триасовые отложения северной части Предуральяского прогиба // Труды ВНИГРИ. М., 1986. Вып. 29. С. 50–60.
52. *Горский В.П., Гусева Е.А.* Межрегиональная корреляция на примере определения возраста пермских свит Печорского угольного бассейна // Сов. геология, 1986. № 4. С. 92–96.
53. *Гофман Э.К., Ковальский М.А.* Северный Урал и береговой хребет Пай-Хой (Исследования экспедиции, снаряженной Императорским русским географическим обществом в 1847, 1848 и 1850 годах). СПб., Типография Императорской Академии Наук. 1853–1856. Т. 1–2. Т. 1. 396 с. Т. 2. 545 с.
54. *Гулин С.А., Сухов Л.Г.* Некоторые замечания к ликвационно-магматической гипотезе образования медно-никелевых месторождений Норильского типа // Сов. геология, 1973. № 2. С. 24–35.
55. *Гуськов В.А.* Граница верхней и нижней перми по морским двустворчатым моллюскам // Пермская система: вопросы стратиграфии и развития органического мира. Казань, 1988. С. 11–15.
56. *Гуськов В.А., Пухонто С.К., Яцук Н.Е.* Верхнепермские отложения Северо-Востока Пай-Хоя // Сов. геология, № 2, 1980. С. 68–78.
57. *Дедеев В.А.* Взаимоотношения Полярного Урала с соседними складчатыми областями // Труды ВНИГРИ, 1959. Вып. 126. Геологич. сб. 3. С. 371–399.
58. *Дедеев В.А.* Проблемы геологии севера Урала и Пай-Хоя в связи с прогнозом нефтегазоносности // Проблемы геологии Европейского севера СССР (Труды Института геологии Коми филиала АН СССР). Сыктывкар, 1983, с. 3–23.
59. *Дедеев В.А., Наливкин В.Д., Симоненко Т.Н. и др.* Строение досреднеюрского фундамента Западно-Сибирской низменности в свете новых данных // Сов. геология, 1962. № 7. С. 26–40.
60. *Денисова М.В.* Стадийность жильного медно-никелевого оруденения массива Ниттис-Кумужье-Травяная // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1959. № 9. С. 25–30.
61. *Дистлер В.В., Дюжигов О.А.* Формации сульфидных медно-никелевых месторождений // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1988, С. 166–172.
62. *Додин Д.А., Батуев Б.Н., Митенков Г.А., Изотко В.М.* Атлас пород и руд норильских медно-никелевых месторождений. Л.: Недра, 1971. 504 с.
63. *Додин Д.А., Чернышов Н.М., Чередникова О.И.* Металлогения платиноидов крупных регионов России. – М.: ЗАО «Геоинформ-марк», 2001. 302 с.

64. *Елисеев Н.А.* Мончегорский плутон // Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 15–40.
65. *Елисеев Н.А.* Генезис сульфидных медно-никелевых месторождений // *Вестник ЛГУ*. 1958. Сер. геол. и географ., 1958. Вып. 4. № 24. С. 5–16.
66. *Елисеев Э.Н.* Минералогия и геохимия сульфидных медно-никелевых месторождений // *Вестник ЛГУ*. 1958. Сер. геол. и географ., 1958. Вып. 4. № 24. С. 17–25.
67. *Елисеев А.И., Юдович Я.Э., Беляев А.А., Семенов Г.Ф.* Осадочные формации Пай-Хоя и перспективы их рудоносности. Сыктывкар, 1984. 28 с. (Сер. «Науч. рекоменд. – нар. хоз-ву»; вып. 48).
68. *Еномян В.С.* Палеозойские отложения и история геологического развития западного Пай-Хоя и о-ва Вайгач: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. М., 1971. 26 с.
69. *Енцова Ф.И.* Тектоническая природа Пай-Хоя и его взаимоотношение с Уралом // *Геотектоника*, 1981, № 7, с. 58–59.
70. *Еременко А.С.* Железнодорожная магистраль в полярной тундре // *Бюл. Арктич. ин-та*, 1933. № 6–7. С. 167–169.
71. *Журавлев В.С., Гафаров Р.А.* Основные черты тектоники северо-востока Русской платформы // *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, 1959. Т. 34. (Вып. 5). С. 151–152.
72. *Заборин О.В.* Два интрузивных комплекса на Пай-Хое // Тезисы докладов пятой Коми республиканской молодежной научной конференции, Сыктывкар, 1972. С. 213–214.
73. *Загороднов А.М.* Тектоническое строение Урало-Пайхойской провинции (по аэромагнитным данным) // *Аэромагнитная съемка в геологии: Сб. статей, посвящ. 25-летию аэромагнитной съемки в СССР*. М., 1963. С. 48–59.
74. *Золотухин В.В.* Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий (на примере Норильской). М.: Наука, 1964. 176 с.
75. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения, 1976. 232 с.
76. *Зуев В.Ф.* Материалы по этнографии Сибири XVIII века (1771–1772). – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 96 с.
77. *Иванова А.М.* Рудопроявления северной части Полярного Урала, Пай-Хоя и острова Вайгач. // *Полезные ископаемые Советской Арктики*. Тр. НИИГА. Т. 97, Л.: Трансделдортиздат, 1958. С. 86–90.
78. *Иванова А.М., Устрицкий В.И., Молдаваницев Ю.Е.* Геологическое строение полярного Урала и Пай-Хоя // Тр. НИИГА, 1957, т. 81. С. 58–96.
79. Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя. / Сб. статей. Отв. ред. В.Л. Масайтис. Л.: Наука, 1990. 185 с.
80. *Иорданский Н.Н.* О перерыве между каменноугольными и пермскими отложениями в пределах Пай-Хоя // *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, 1933. Т. 12 (1). С. 128–131.
81. *Канев Г.П., Колода Н.А.* Корреляция местных стратиграфических разрезов верхней перми Западно-Уральского региона // *Минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока России*. Т. 1. Сыктывкар, 1993. С. 77–78.
82. *Кейзерлинг А.А., Крузеништерн П.И.* Wissenschaftliche Beobachtungen auf einer Reise in das Petschoraland im Jahre 1843 (Научные наблюдения во время поездки в Печорский край в 1843 году). Санкт-Петербург: С. Крау, 1846, 465 с.
83. *Керцелли С.В.* По Большеземельской тундре с кочевниками. Архангельск: Губернская типография, 1911. 128 с.
84. *Кисельгоф Е.З.* Амдерма // *Сов. Арктика*, 1937. № 9. С. 97.
85. *Козлов Е.К.* Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Наука, 1973. 288 с.
86. *Коржинский Д.С.* Метамагматические процессы // *Изв. АН СССР. Сер. Геол.* 1973. № 12. С. 3–6.
87. *Коржинский Д.С.* Магматическая сульфуризация в габброидах // *Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях*. М.: Наука, 1978. С. 57–62.
88. *Коперина В.В.* Геологические исследования в районе рек Хы-Яги и Юр-Яги, правых притоков р. Коротаихи // *Труды Полярной комиссии АН СССР (Пайхойская геологическая экспедиция 1933 г.)*, 1936. Вып. 26. С. 119–145.
89. *Корень Т.Н., Еномян В.С.* Силурийские и нижнедевонские отложения северо-западной части Югорского полуострова // *Уч. зап.*

- НИИГА. Палеонт. и стратигр. Вып. 30. Л. 1970. С. 5–25.
90. *Косой Л.А., Нефедов Н.К.* Материалы к геологии Среднего Пай-Хоя // Изв. Ленингр. геол. Треста, 1936. № 4 (13). С. 1–7.
91. *Котульский В.К.* К вопросу о происхождении медно-никелевых месторождений // Докл. АН СССР, 1946. Т. 51. № 5. С. 381–383.
92. *Крылова А.К.* Признаки нефтеносности Западного сектора Советской Арктики // Проблемы Арктики, 1938. № 5–6. С. 77–94.
93. *Крылова А.К.* К стратиграфии верхнего и среднего палеозоя юго-западного Пай-Хоя // Записки ВМО, сер. 2, 1940. Ч. 69 (Вып. 2, 3). С. 418–427.
94. *Кузнецов Е.А.* Геологические исследования Пай-Хоя // Хозяйство Севера, 1930. № 9–10. С. 134–135.
95. *Кузнецов Е.А., Асташенко К.Н.* Геологическое строение северо-западной части хребта Пай-Хой // Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4. 1938. С. 515–540.
96. *Кулик Н.А.* Верхнемеловые отложения Печорского края // Изв. РАН. Сер. 6, 1917. Т. 11, № 16. С. 1381–1390.
97. *Кулик Н.А.* Урало-Пайхойская геологическая экспедиция 1936 г. // Бюл. Арктич. ин-та, 1936, № 12. С. 521–523.
98. *Кулик Н.А.* Урало-Пайхойская геологическая экспедиция 1937 года // Проблемы Арктики, № 2, Л.: Изд-во Главсевморпути. 1938. С. 198–202.
99. *Левин Д.В., Крюков С.М.* Схема тектонического районирования фундамента арктической части Западно-Сибирской низменности по аэромагнитным данным // Сборник статей по геологии Арктики. Л., 1959. Вып. 8. С. 130–134. (Тр. НИИГА; т. 96).
100. *Лихачев А.П.* О природе магматических месторождений // Советская геология, 1973. № 5. С. 33–47.
101. *Лихачев А.П.* О генезисе медно-никелевых месторождений Садбери // Советская геология, 1987. № 6. С. 60–71.
102. *Лихачев А.П.* Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения: механизмы накопления, новые источники и методы получения рудных веществ // Руды и металлы, 2002а. № 5. С. 9–23.
103. *Лихачев А.П.* Возможные механизмы накопления рудных веществ платино-медно-никелевых и платиновых месторождений // Тез. докл. Всерос. симпозиума «Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов». Москва, 2002б. С. 52–56.
104. *Лихачев А.П.* Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. – Москва: Эслан, 2006, 496 с.
105. *Лихачев А.П., Кукоев В.А.* О плавлении и фазовых отношениях в сульфидных, силикатных и сульфидно-силикатных системах // Геол. рудн. месторожд., 1973. № 5. С. 32–45.
106. *Лобанов М.Ф.* Металлогения Полярно-Уральской Новоземельской складчатой области // Советская геология. № 3. Госгеолтехиздат, 1962. С. 46–54.
107. *Лурье К.М.* Амдерминский плавиковый шпат // Сов. Арктика, 1937. № 10. С. 65–68.
108. *Мазарович А.Н.* Основы геологии СССР: учебник для вузов. М.; Л., 1938. 544 с.
109. *Македонов А.В., Погоревич В.В.* Северная часть Предуральского прогиба и Пай-Хой // Стратиграфия СССР. Пермская система. М., 1966. С. 244–259.
110. *Микляев А.С., Беляев А.А.* Верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения сланцевой зоны юго-восточного Пай-Хоя. // Обоснование границ стратиграфических подразделений. (Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН. Вып. 82). Сыктывкар, 1994. С. 27–34.
111. *Минералы платиновых металлов и новые данные о главных минералах руд Федоро-Панского массива* // Н.Л. Балабонин, А.У. Корчагин, В.В. Субботин и др. Вестник МГТУ, 2000. Вып. 3. № 2. С. 179–204.
112. *Миронова М.Г.* Нижнепермские брахиоподы восточной части Печорского угольного бассейна // Автореф.-дисс. на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. Л., 1955.
113. *Миронова М.Г., Степанов Д.Л.* О возрасте мергелистого горизонта нижнепермской толщи Печорского бассейна // Докл. АН СССР. Т. 114, 1957, № 3. С. 623–628.
114. *Митрофанов Ф.П., Яковлев Ю.Н., Балабонин Н.Л.* и др. Кольская платиноносная провинция // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АО «Геоинформмарк», 1994. С. 66–77.
115. *Москалева В.Н.* Габбро-диабазовая формация // Магматические формации СССР. Л., 1979. Т. 1. С. 212–218.

116. Мурашов Д.В. Интрузии основной магмы. Нижнепротерозойские основные и ультраосновные породы северо-западной части Кольского полуострова // *Геология СССР*. М.: Госгеолиздат, 1958. Т. 27. Ч. 1. С. 270–277.
117. *Надретт А. Дж.* Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. С.-Пб.: СПбГУ, 2003. 487 с.
118. *Нерадовский Ю.Н., Бартенев И.С., Тельнов В.А.* Новые данные о минералах и минеральных ассоциациях в медно-никелевых рудах района Панских и Федоровых тундр. Минералы и парагенезисы минералов медно-никелевых и колчеданных руд Кольского полуострова. Апатиты, 1982. С. 76–87.
119. *Нестеренко Г.В., Альмухамедов А.И.* Геохимия дифференцированных траппов. М.: Наука, 1973. 199 с.
120. *Опорный разрез ордовика Пай-Хоя, Вайгача и юга Новой Земли. (Сб. статей).* Л.: НИИГА, 1970. 155 с.
121. *Осадчев Б.Я.* Геологическое строение Юго-Восточного Пай-Хоя и Полярного Приуралья // *Труды НИИГА*, Л.: 1951а. Т. 11. 94 с.
122. *Осадчев Б.Я.* Геологическое строение района Константинов Камень (Полярный Урал) // *Труды НИИГА*, Л.: 1951б. Т. 30. 94 с.
123. *Осадчев Б.Я., Иванова А.М.* Геологическое строение бассейна рек Нярмы, Лядгея и Большой Хууты (Полярный Урал) // *Труды НИИГА*, Л.: 1952. Т. 49. 86 с.
124. *Осадчев Б.Я.* К тектонике Урало-Пайхойской области // Сборник статей по геологии Арктики. Л.: 1954. Вып. 3. С. 61–77. (Тр. НИИГА; т. 43).
125. *Основы металлогенического анализа при геологическом картировании.* Металлогения геодинамических обстановок / Гл. ред. Н.В. Межеловский; редкол.: Д.В. Рундквист, И.И. Абрамович, Г.С. Гусев и др.; Комитет Рос. Федерации по геологии и использованию недр; Межрегион. центр по геол. картографии; Междунар. акад. наук о природе и обществе. М., 1995. 468 с.
126. *Остащенко Б.А.* Металлогенические особенности медно-никелевой минерализации Центрального Пай-Хоя // В сб. «Материалы IV Коми республиканской молодежной научной конференции». Сыктывкар, 1970. С. 208–210.
127. *Остащенко Б.А.* Геохимия меди, никеля и кобальта в долеритах трапповой формации Центрального Пай-Хоя // Магматизм, метаморфизм и металлогения Севера Урала и Пай-Хоя. Тезисы к совещанию, Сыктывкар, 1972. С. 89–92.
128. *Остащенко Б.А.* Петрология и оруденение центральнопайхойского базальтоидного комплекса. Л., Наука, 1979. 113 с.
129. *Остащенко Б.А., Баронихин В.А.* Новые данные по минералогии сульфидных руд Центрального Пай-Хоя // Тр. Института геологии Коми филиала АН СССР. Ежегодник, 1970. Сыктывкар, 1973. С. 136–137.
130. *Паллас П.С.* Путешествие по разным местам Российского государства по повелению Санкт-Петербургской императорской академии наук: в 3 ч.; в 5 кн. – Репринтное издание 1773–1778 гг. – СПб.: Альфарет, 2007. Ч. 1. 786 с.; ч. 2. 2 книги. 476 и 575 с.; ч. 3. 2 половины. 655 и 481 с.; Атлас. 111 с.
131. *Палеонтологический атлас пермских отложений Печорского угольного бассейна.* Л.: Наука, 1983. 318 с.
132. *Першина А.И., Цыганко В.С.* Новые данные о стратиграфии силурийских и девонских отложений юго-восточного окончания Пай-Хой // В кн. *Фанерозой Севера Европейской части СССР*. Сыктывкар, 1980. С. 3–19 (Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 33).
133. *Петровская Н.В.* Своеобразие минералов и минеральных ассоциаций в месторождениях, формировавшихся в условиях малых глубин. ММА XIII Конгр., Варна, 19–25 сент. 1982. С. 18.
134. *Полькин Я.И.* Новоземельско-Пайхойская складчатая система. Структура фундамента платформенных областей СССР. Л.: Наука, 1974. С. 253–258. (Объяснит. записка к Тектонической карте фундамента территории СССР м-ба 1:5 000 000).
135. *Попов М.Я.* Перспективы и направление поисков медно-никелевых месторождений на Пай-Хое // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. III. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 232–234.
136. *Пучков В.Н.* Батильные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.

137. *Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района* // В.Ф. Смолькин, Ж.А. Федотов, Ю.Н. Нерадовский и др. Апатиты: Кольский научный центр, 2004. Часть 1. 117 с. Часть 2. 177 с.
138. *Регули А.* Календарий: дневник венгерского путешественника-исследователя с 29 сентября 1843 г. по 5 марта 1846 г. Путешествие по России. Петербург – Урал – Петербург / А. Регули. – Будапешт: Тинта, 2008. 80 с.
139. *Рундквист Д.В., Соколова В.Н.* Зональность оруденения Мончегорского медно-никелевого месторождения // ЗВМО, 1978. Вып. 6.
140. *Рундквист Т.В.* Поздне- и постмагматическое минералообразование в Панском массиве (Кольский полуостров). Апатиты, МУП «Полиграф», 1999, 66 с.
141. *Рыбин В.К.* Пирротин из медно-никелевых руд района Федоровой тундры. Минералы и парагенезисы минералов основных и ультраосновных пород Кольского полуострова. Апатиты, 1977. С. 112–117.
142. *Сверчков В.С.* Амдерминское месторождение плавикового шпата // Труды научно-исследовательского института. Главного управления Северного морского пути при СНК СССР; т. 134. Л.: Изд-во Главсевморпути, 1939. 84 с.
143. *Силаев В.И.* Известковистые роговики в контактовых ореолах трапповых интрузий Центрального Пай-Хоя // Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1971. С. 100–103.
144. *Силаев В.И.* Минералогия и литогенез ордовикский отложений Центрального Пай-Хоя. Л.: Наука, 1978. 87 с.
145. *Силаев В.И.* Соотношение перекристаллизации и преобразование минерального состава при контактовом метаморфизме. В кн.: Ежегодник 1971. ИГ КФАН СССР. Сыктывкар, 1972. С. 124–131.
146. *Силаев В.И.* Структурная эволюция карбонатных пород при низкотемпературном контактовом метаморфизме // Материалы по генетической минералогии и петрологии. Новосибирск: Наука, 1977. С. 206–224.
147. *Соколова В.Н.* Геологическое строение и зональность медно-никелевого оруденения Мончетундры. Автореф. дисс. на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. Л., 1978.
148. *Сравнительная тектоника Мезенской и Печорской синеклиз* // В.А. Дедеев, А.К. Запольнов, К.О. Кратц и др. Л.: Наука, 1969. 78 с.
149. *Стратиграфический словарь СССР.* Карбон, пермь. Л.: Недра, 1977. 535 с.
150. *Тимонин Н.И.* Основные черты тектоники и особенности истории геологического развития Южно-Новоземельского антиклинория // Тектоника и нефтегазоносность Тимано-Печорской провинции и ее структурных обрамлений. Сыктывкар, 1978. С. 16–29. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР; вып. 26).
151. *Тимонин Н.И., Беляев А.А.* Характер контактов пермских и каменноугольных отложений на северо-востоке Печорской плиты. Сыктывкар, 2002. 52 с. (Сер. «Науч. докл.» / Коми НЦ УрО РАН; вып. 443).
152. *Тимонин Н.И., Юдин В.В.* Тектоника Пай-Хоя. Сыктывкар: изд-во Геопринт, 1999. 36 с. (Сер. «Науч. докл.» / Коми НЦ УрО РАН; вып. 418).
153. *Тимонин Н.И., Юдин В.В., Беляев А.А.* Палеогеодинамика Пай-Хоя. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 225 с.
154. *Угленосная формация Печорского бассейна.* Л.: Наука, 1990. 176 с.
155. *Устрицкий В.И.* Мезозойские отложения, кайнотипные лавы и туфобрекчии Пай-Хоя // Сборник статей по геологии Арктики. Л., 1953. Вып. 4. С. 3–13. (Тр. НИИГА; т. 72).
156. *Устрицкий В.И.* К вопросу о северном продолжении Урала // Докл. АН СССР, 1956. Т. 110, № 3. С. 437–439.
157. *Устрицкий В.И.* О характере контакта перми и карбона на Пай-Хое // Сборник статей по геологии Арктики, 1958. Вып. 5. С. 3–14. (Тр. НИИГА; т. 80).
158. *Устрицкий В.И.* О фациальной зональности среднепалеозойских отложений Пай-Хоя и северной части Полярного Урала. // Сборник статей по геологии и нефтегазоносности Арктики. Л., 1961а. Вып. 16. С. 41–60. (Тр. НИИГА; т. 123).
159. *Устрицкий В.И.* Тектоника Пай-Хоя и северной оконечности Полярного Урала // Сборник статей по геологии и нефтегазоносности Арктики, 1961б. Вып. 17. С. 75–101. (Тр. НИИГА; т. 125).
160. *Филатов Е.И., Ширай Е.П.* Формационный анализ рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 144 с.

161. Фишман М.В., Андреевичев В.П., Евстафьева А.Д. Каталог определений абсолютного возраста горных пород СССР радиологическими методами (северо-восток Европейской части СССР и севера Урала.). Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, Институт геологии, 1983. 181 с.
162. Фрадкин Н.Г. Путешествие И.И. Лепехина, Н.Я. Озерецковского, В.Ф. Зуева. М.: ОГИЗ, 1948. 95 с.
163. Фредерикс Г.Н. Находки верхнекаменноугольных отложений на берегу Югорского Шара // Геол. Вестник, 1921. Т. IV. С. 116–117.
164. Хабаков А.В. Полярноуральская геологическая экспедиция 1937 года // Проблема Арктики, 1938. № 2. М.; Л.: Изд-во Главсевморпути. С. 179–182.
165. Хабаков А.В. Полярный Урал и его взаимоотношения с другими складчатыми поясами // Труды ГГУ М.; Л.: Изд-во Главсевморпути. 1945а. Вып. 15. 77 с.
166. Хабаков А.В. Геологическое строение Карского побережья северо-восточного Пай-Хоя // Труды ГГУ Главсевморпути. 1945б. Вып. 20. 54 с.
167. Хайцер Л.Л. Новые данные по стратиграфии перми и триаса р. Адзвы (северной части гряды Чернышева) // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1962а. Т. 37. (Вып. 1). С. 57–71.
168. Хайцер Л.Л. Триасовые отложения бассейна р. Хей-Яги на юго-западном склоне Пай-Хоя. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР // Отв. ред. Чернявский Г.В. М.: Госгеолиздат. Вып. 2. 1962б. С. 24–41.
169. Херасков Н.П., Перфильев А.С. Основные особенности геосинклинальных структур Урала // Проблемы региональной тектоники Евразии. М., 1963. С. 35–63. (Тр. ГИНАН СССР).
170. Холмов Г.В. Современные представления о генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского полуострова // Труды ин-та «Гипроникель». Л., 1958. Вып. 3. С. 73–85.
171. Цыганко В.С. Стратиграфия девонских отложений среднего течения р. Силовы (Пай-Хой) // Стратиграфия палеозоя Северо-Востока Европейской части СССР. Сыктывкар, 1981. С. 16–25 (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 37).
172. Чалышев В.И., Варюхина Л.М. Биостратиграфия перми Северо-Востока Европейской части СССР. Л.: Наука, 1968. 243 с.
173. Чалышев В.И., Варюхина Л.М., Молин В.А. Граница перми и триаса в красномцветных отложениях северного Приуралья. М.; Л.: Наука, 1965. 120 с.
174. Чернов А.А. Геологические исследования 1933 г. в юго-западной части Пай-Хоя // Пайхойская геологическая экспедиция 1933 г. М.: Изд-во Академии наук СССР (Тр. Полярной комиссии; вып. 26). М.-Л.: Изд. АН СССР, 1936. С. 5–81.
175. Чернов Г.А. Геологические исследования в районе р. Нямды, правого притока Коротаихи // Труды Полярной комиссии АН СССР (Пайхойская геологическая экспедиция 1933 г.). М.: Изд-во Академии наук СССР, 1936. Вып. 26. С. 145–174.
176. Чернышов Н.М. Металлогеническое районирование Воронежского кристаллического щита в связи с его никеленосностью // Геология рудных месторождений, 1990. Т. 32. № 3. С. 3–16.
177. Чернышов Н.М. Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива. Воронеж, М.: Из-во «Наука», 1971. 312 с.
178. Чернышов Н.М., Чернышова М.Н., Гончарова Л.В. Рудонесущие дайки ведущих типов сульфидных платиноидно-медно-никелевых рудно-магматических систем // Литосфера, 2009. № 5. С. 36–55.
179. Шайбеков Р.И. Благородные металлы в габбро-долеритах Пай-Хоя // Всероссийский минералогический семинар: Геоматериалы для высоких технологий, алмазы, благородные металлы, самоцветы Тимано-Североуральского региона. Сыктывкар: Геопринт, 2010а. С. 124–126.
180. Шайбеков Р.И. Возраст долеритового тела горы Сопча (Центральный Пай-Хой) // Вестник Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН, 2007. № 3 (147). С. 11–13.
181. Шайбеков Р.И. Генезис благороднометалльной минерализации в габбро-долеритах Пайхойского антиклинория // Вестник Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН, 2010б. № 9 (189), выпуск 2. С. 28–29.
182. Шайбеков Р.И. Долеритовое тело (Сопча) Центрального Пай-Хоя и его датирование с использованием U-Pb метода (SHRIMP II) //

Третья Сибирская международная конференция молодых ученых по наукам о Земле, Новосибирск: ОИГГМСО РАН, 2006. С. 246–248.

183. *Шайбеков Р.И.* Изучение благородных металлов в габбро-долеритах горы Сопча (Центральный Пай-Хой) // Материалы Всероссийской молодежной научной конференции «Минералы: строение, свойства, методы исследования». Миасс: УрО РАН, 2009а. С. 297–300.

184. *Шайбеков Р.И.* Изучение редкоземельных элементов металлов в габбро-долеритах горы Сопча (Центральный Пай-Хой) // X международная молодежная научная конференция «Севергеоэкотех-2009»: Материалы конференции, Ухта: УГТУ, 2009б. С. 325–330.

185. *Шайбеков Р.И.* Ильменитовая минерализация в породах габбро-долеритового комплекса Пай-Хоя // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Информационные материалы 18-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2009в. С. 200–203.

186. *Шайбеков Р.И.* Минеральные ассоциации и генезис сульфидного платинометалльного оруденения в габбро-долеритах Пай-Хоя (Россия, Ненецкий автономный округ) // Записки Российского минералогического общества, 2011а. № 6. С. 70–86.

187. *Шайбеков Р.И.* Новые данные о благороднометалльной минерализации рудопрооявления «Савабейский» (Центральный Пай-Хой) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Информационные материалы 19-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2010в. С. 206–210.

188. *Шайбеков Р.И.* Новые данные о возрасте пород габбро-долеритового комплекса Пайхойского антиклинория (Россия, Ненецкий автономный округ) // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2012б. № 4. С. 67–73.

189. *Шайбеков Р.И.* Новые данные о сульфидной минерализации участка «Первого» (Центральный Пай-Хой) // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009 г. С. 428–431.

190. *Шайбеков Р.И.* Новые данные о сульфидной минерализации участка «Первого»

(Центральный Пай-Хой) // Вестник Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН, 2009д. № 3 (171). С. 2–5.

191. *Шайбеков Р.И.* Петрохимия долеритовых тел Центрального Пай-Хоя // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Информационные материалы 14-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 159–162.

192. *Шайбеков Р.И.* Редкоземельные элементы и благородные металлы в габбро-долеритах Пай-Хоя (Югорский полуостров) // Литосфера, 2010 г. № 6. С. 83–96.

193. *Шайбеков Р.И.* Рудная минерализация в габбро-долеритах участка «Малый» (Центральный Пай-Хой) // Материалы Международного минералогического семинара: «Минералогическая интервенция в микро- и наномир». 9–11 июня 2009 г. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009е. С. 262–265.

194. *Шайбеков Р.И.* Условия формирования сульфидной платинометалльной минерализации Пайхойских рудопрооявлений // Минералогические перспективы: Материалы международного минералогического семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, Геопринт, 2011б. С. 296.

195. *Шайбеков Р.И.* Условия формирования сульфидной платинометалльной минерализации в габбро-долеритах Пай-Хоя // Кристаллическое и твердое некристаллическое состояние минерального вещества: проблемы структурирования, упорядочения и эволюции структуры: Материалы минералогического семинара с международным участием. Сыктывкар: Геопринт, 2012а. С. 349–350.

196. *Шайбеков Р.И.* ЭПГ в сульфидсодержащих магматитах Центрального Пай-Хоя // Геология и геоэкология: исследования молодых. Материалы XIX конференции молодых ученых, посвященной памяти члена-корреспондента профессора К.О. Кратца. 24–28 ноября 2008 г. – Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2008. С. 114–118.

197. *Шарков Е.В.* О формационной характеристике интрузии габбро-норит-лабрадоритов Главного хребта Мончи и Мончегорского плутона (Кольский полуостров) // Проблемы магматизма Балтийского щита. Материалы регион. петрограф. совещания. Л.: Наука, 1971. С. 153–158.

198. Шатский Н.С. О взаимоотношении Пай-Хоя и Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948. № 1. С. 163–167.
199. Шебарова Е.А. Геологические исследования в юго-западной части Пай-Хоя, вблизи побережья Баренцева моря // Труды Полярной комиссии АН СССР (Пайхойская геологическая экспедиция 1933 г.). М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1936. Вып. 26. С. 81–116.
200. Шишкин М.А., Шкарубо С.И., Маркина Н.М., Молчанова Е.В., Калаус С.В. Основные итоги создания комплексной государственной геологической карты м-ба 1:1000000 (3-е поколение) листа R-41 (Амдерма) // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 183–185.
201. Шмелев Н.В. О положении Янгарейского угольного месторождения в стратиграфическом разрезе перми северо-восточной части Печорского бассейна // Материалы Совещания по итогам геологических и геологоразведочных работ, проведенных различными организациями на территории Коми АССР за период 1948–1953 гг. Сыктывкар, 1955. С. 218–225.
202. Шмелев Н.В. Перспективы угленосности северо-восточной части Печорского угольного бассейна (Силовский и Коротайхинский районы) // Материалы III геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1948. С. 51–62.
203. Щеглов А.Д., Щерба Г.Н., Добрецов Н.Л. и др. Основные проблемы рудообразования и металлогении, М.: Изд-во «Наука», 1990. 284 с.
204. Шренк А.И. Путешествие к северо-востоку Европейской России через тундры самоедов к северным Уральским горам, предпринятое по высочайшему повелению в 1837 году. СПб.: Типография Григория Трусова, 1855. 668 с.
205. Эйно О.Л. Геология угленосного района Северо-Восточного Пай-Хоя // Труды Горн.-геол. Управления Сев. Мор. Пути при СНК СССР, вып. 20, изд-во Главсевморпути, М.-Л., 1941. С. 5–112.
206. Эйно О.Л. Взаимоотношение Урала и Пай-Хоя // Материалы ВСЕГЕИ. Общ. сер., 1946. СПб. 7. С. 2–26.
207. Юдин В.В. Послойные срывы в чехле востока Печорской плиты – возможный объект поиска углеводородов // Печорский нефтегазоносный бассейн. Сыктывкар, 1985. С. 38–45. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР; вып. 52).
208. Юдин В.В. Эволюция севера Урала и Пай-Хоя на коллизионной стадии // Геодинамика и развитие тектоносферы: Тез. докл. XXIII Всесоюз. тектонич. совещ. М., 1990а. С. 64.
209. Юдин В.В. Палинспастические реконструкции сложнодислоцированных областей (на примере Урала, Приуралья и Пай-Хоя). Сыктывкар, 1990б. 24 с. (Сер. «Нов. науч. методики» / Коми фил. АН АССР; вып. 33)
210. Юдин В.В. Орогенез Севера Урала и Пай-Хоя: Автореф. докт. дис... геол.-минер. М.: МГУ, 1991а. 33 с.
211. Юдин В.В. Пайхоиды // Шарьяжно-надвиговая тектоника и ее роль в формировании месторождений полезных ископаемых: Тез. докл. науч. сессии Башкирск. НЦ УрО АН СССР. Уфа, 1991б. С. 17.
212. Юдин В.В. Возраст складчатости Пай-Хоя // Докл. АН СССР, 1991в. Т. 317. № 3. С. 700–702.
213. Юдин В.В. Тектоника Карской впадины (Северо-Восточный Пай-Хой) // Шарьирование и геологические процессы. Уфа, 1992б. С. 55–66.
214. Юдин В.В. Тектоническая расслоенность чехла Печорской плиты // Народное хозяйство республики Коми. Сыктывкар, 1992в. Т. 1, № 1. С. 162–174.
215. Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. 286 с.
216. Юдин В.В., Дедеев В.А. Геодинамическая модель Печорской плиты. Сыктывкар, 1987. 12 с. (Сер. «Науч. докл.» / Коми фил. АН СССР; вып. 171).
217. Юдина А.Б. Кремнисто-терригенная среднедевонская формация Пай-Хоя. // Осадочные палеозойские формации Пай-Хоя. (Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. Вып. 56). Сыктывкар, 1986. С. 11–19.
218. Юдина А.Б., Пучков В.Н. Находки конодонтов в девонских и каменноугольных отложениях сланцевой зоны Пай-Хоя и их стра-

тиграфическое значение // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя Европейского Северо-Востока СССР. (Тр. X геол. конф. Коми АССР). Сыктывкар, 1987. С. 57–60.

219. Юшкин Н.П. Опыт среднемасштабной топоминералогии. Пайхойско-Южновоземельская минералогическая провинция. Л., Наука, 1980. 376 с.

220. Юшкин Н.П., Давыдов В.И., Остащенко Б.А. Магматические образования Центрального Пай-Хоя и их металлогенические особенности // Вопросы петрографии севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1972. С. 3–34. (Труды Института геологии Коми филиала АН СССР. Вып. 17).

221. Юшкин Н.П., Ромашкин Ю.Н., Маркова Г.А. Уральско-Новоземельская флюоритоносная провинция. Л.: Наука, 1982. 218 с.

222. Юшкин Н.П., Куниц А.Ф., Таранина Т.И. Бариты Уральско-Пайхойской провинции. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 337 с.

223. Яковлев Ю.Н., Яковлева А.К., Нерадовский Ю.Н., Осокин А.С., Балабонин Н.Л., Докучаева В.С., Орсов Д.А., Дистлер В.В. Минералогия медно-никелевых месторождений Кольского полуострова. Л., Наука, 1981. 352 с.

224. Яцук Н.Е. О кунгурском возрасте лекворкутской свиты Печорского угольного бассейна // Минерально-сырьевые ресурсы Европейского Северо-Востока России: Тез. докл. XII геологич. конф. Республики Коми. Сыктывкар, 1993. С. 52–54.

225. Barret F.M., Binns R.A., Groves S.I., Marston R.J., McQueen K.G. Structural history and metamorphic modification of Archean volcanic-type nickel deposits, Yilgarn Block, Western Australia // *Econ. Geol.* 1977. V. 72. P. 1195–1223.

226. Cawthorn R.G., Merkle R.K., Viljoen M.J. Platinum-group element deposits in the Bushveld Complex, South Africa // *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements*. Ed. L. J. Cabri. Ottawa, Ontario. Canadian Institute of Mining and Metallurgy. 2002. Special vol. 54. P. 389–429.

227. Chai G., Naldrett A.J. Petrology and geochemistry of the Jinchuan ultramafic intrusion: cumulate of a high-Mg basaltic magma // *J. Petrol.* 1992. V. 33. P. 1–27.

228. Ewers W.E., Hudson D.R. An interpretive study of nickel-iron sulfide ore interaction, Lunnon shoot, Kambalda, Western Australia // *Econ. Geol.* 1972. V. 67. P. 1075–1092.

229. Froelich A.J., Gottfried David. An overview of early Mesozoic intrusive rocks in the Culpeper basin, Virginia and Maryland, in Froelich, A.J., and Robinson, G.R., Jr., eds., *Studies of the early Mesozoic basins of the Eastern United States* // *U.S. Geological Survey Bulletin* № 1776, 1988. P. 151–165.

230. Groves D.I., Keays R.R. Mobilization of ore-forming elements during alteration of dunites, Mt. Keith-Betheno, Western Australia // *Canad. Mineral.* 1979. V. 17. P. 373–389.

231. Groves D.I., Barret F.M., McQueen K.G. The relative roles of magmatic segregation, volcanic exhalation and regional metamorphism in the generation of volcanic-associated nickel ores of Western Australia // *Can. Miner.* 1979. V. 17. P. 319–336.

232. Hill R.E.T., Gole M.J., Barnes S.J. Olivine adcumulates in the Norseman-Wiluna greenstone belt, Western Australia: implications for the volcanology of komatiites // *Magmatic sulfides – the Zimbabwe volume*. Eds. M. D. Prendergast, M. J. Jones. Special Publication. Inst. Mining and Metallurgy. London. 1989. P. 189–206.

233. Hill R.E.T., Barnes S.J., Gole M.J., Dowling S.E. Physical volcanology of komatiites // *Excursion Guide Book No. 1*. Geol. Soc. Austr. (W. A. Division), East Perth, Western Australia. 1990.

234. Hill R.E.T., Barnes S.J., Gole M.J., Dowling S.E. The volcanology of komatiites as deduced from field relationship in the Norseman-Wiluna greenstone belt, Western Australia // *Lithos.* 1995. V. 34. P. 159–188.

235. Keays R.R., Davison R.M. Palladium, indium and gold in the ores and host rocks of nickel sulfide deposits in the Western Australia // *Econ. Geol.* 1976. V. 71. P. 1214–1228.

236. Leshner C.M., Arndt N.T. REE and Nd isotope geochemistry, petrogenesis and volcanic evolution of contaminated komatiites at Kambalda, Western Australia // *Lithos.* 1995. V. 34. P. 127–157.

237. Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Hawkesworth C.J. The geology and geochemistry of the Waterfall Gorge Section in the Insizwa Complex

with particular reference to the origin of the nickel sulphide deposits // *Econ. Geol.* 79, 1984. P. 1857–1879.

238. *Lightfoot P.C., Naldrett A.J.* Assimilation and crystallization in basic magma chambers; trace-element and Nd-isotopic variations in the Kerns Sill, Nipissing diabase province, Ontario, Can. *J. Earth Sci.*, 1989, 26, 737–754.

239. *Mitrofanov F.P., Balabonin N.L., Bayanova T.B., Latypov R.M., Goncharov Yu.V., Osokin A.S. and Korchagin A.U.* PGE mineralization of the Fedorovo-Pansky intrusion (Kola Peninsula, Russia). // *International Platinum. Theophrastus Publications. St.-Peterburg-Athens*, 1998. P. 62–70.

240. *Mitrofanov F.P., Balabonin N.L., Bayanova T.B., Subbotin V.V. and Korchagin A.U.* Main results from the study of the Kola PGE-bearing province, Russia // *Miner. Deposit, Balkema, Rotterdam*, 1997. P. 483–486.

241. *Naldrett A.J.* Nickel sulfide deposits – their classification and genesis with special emphasis on deposits of volcanic association // *Canadian Mining Metall. Bull.* 1973. V. 66. No. 739. P. 45–63.

242. *Naldrett A.J.* Ni-Cu ores of the Sudbury Igneous Complex. Introduction // *The geology and ore deposits of the Sudbury structure. Ontario Geological Survey. Special vol. 1.* 1984a. P. 302–307.

243. *Naldrett A.J.* Mineralogy and composition of the Sudbury ores // *The geology and ore deposits of the Sudbury structure. Ontario Geological Survey. Special vol. 1.* 1984b. P. 309–325.

244. *Naldrett A.J., Turner A.R.* The geology and petrogenesis of a greenstone belt and related nickel sulfide mineralization at Yakabindie, Western Australia // *Precam. Res.* 1977. V. 5. P. 43–103.

245. *Ross J.R., Keays R.R.* Precious metals in volcanic-type nickel sulfide deposits in Western Australia. Part I: relationship with the composition of the ores and their host rock // *Canad. Miner.* 1979. V. 17. P. 417–435.

246. *Ross J.R., Hopkins G.M.* F. Kambalda nickel sulfide deposits // *Econ. Geol. of Australia and Papua New Guinea. I. Metals.* Ed. C. L. Knight. Melbourne. Austral. Inst. Mining Metallurgy Mon. 5. 1975. P. 100–121.

247. *Shaybekov R.I.* Associations and Genesis of Pd, Pt, Au, Ag, Co, Cu, Ni, Fe in Magmatic Sulphide Ores in Pay-Khoy (Russia, Nenets

Autonomous District) // *Absrtracts book 20th General Meeting of IMA 2010 (IMA 2010).* Budapest, Hungary, 2010. P. 273.

248. *Shaybekov R.I.* Genesis of platinum mineralization in gabbro-dolerites of Pay-Khoy (Russia, Nenets autonomous district) // *Absrtracts book Goldschmidt-2011.* Prague, Czech Republic, 2011. P. 80.

249. *Shaybekov R.I.* Nano-sized Mineral Phases in Copper-Nickel Ores from the Central Pay-Khoy (Nenets Autonomous District, Russia) // *Absrtracts book First World Young Earth-Scientists Congress.* Beijing, Chine, 2009. P. 212.

250. *Shaybekov R.I.* New data on the age of rock of the dolerite complex in the Central Pay-Khoy (Russia, Nenets autonomous district) // *European Mineralogical Conference Vol. 1, EMC2012–150, 2012. European Mineralogical Conference 2012.* © Author(s) 2012.

251. *Shima H., Naldrett A.J.* Solubility of sulfur in an ultramafitic melt and the relevance of the system Fe-S-O // *Econ. Geol.* 1975. V. 70. P. 960–967.

252. *William V. Boynton.* Geochemistry of Rare Earth Elements Meteorite Studies // *Rare Earth Element Geochemistry.* Amsterdam, 1984. P. 11–30.

Фондовая:

1. *Аведисян В.И., Лямин А.З., Рубцов А.И. и др.* Отчет по теме: «Обобщение геофизических материалов, изучение глубинного строения Пай-Хоя с целью выработки рекомендаций по прогнозированию площадей, перспективных на медно-никелевое оруденение». Воркута, 1987. 315 с. *Коми ТГФ.*

2. *Беляев А.А.* Литогенетические особенности палеозойских формаций Карской зоны Пай-Хоя в связи с их рудоносностью. Сыктывкар. 1991. Кн. I – 292 с. Кн. II – 90 с. *Фонды Коми НЦ УрО АН СССР, Коми ТГФ.*

3. *Большаков В.В.* Отчет о детальной аэромагнитной съемке м-ба 1: 200 000 в районе Полярного Урала, Пай-Хоя и Печорского бассейна (Северо-Уральская аэромагнитная партия № 72 (59–60)). 1961. *Коми ТГФ.*

4. *Водолазский В.Н., Агафонов М.Г.* Отчет о работе Карской гравиметровой партии в Ненецком национальном округе Архангельской области в 1965 г. Воркута, 1966. *Печорская*

геофизическая экспедиция, трест «Геофизнефтеуглеразведка». Коми ТГФ.

5. *Воронов П.С.* Геологическое строение междуречья Хей-Яха, Хенгур-ю и Сопча (Центральный Пай-Хой). 1948. *Фонды НИИГА*.

6. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист R-(40)-42-о. Вайгач – п-ов Ямал. Объяснительная записка / Под ред. Л.Л. Подсосова. СПб, ВСЕГЕИ, 2000 (МПР России, ВСЕГЕИ, ЗапСибГеоНац, ВНИИОкеангеология). 357 с.

7. *Жуков Ю.В., Заборин О.В., Костюкова Л.А.* и др. Геологическое строение листов R-41-115-А,Б; R-41-116-А, Б. (Отчет *Сопчинской ГПСП* по результатам геолого-поисково-съемочных работ м-ба 1:50000 за 1966–1968 гг.). Воркута, 1969. 261 с. *Коми ТГФ*.

8. *Жуков Ю.В., Заборин О.В., Маршанский И.И.* и др. Геологическое строение территории листов R-41-103-В (в, г), Г (в, г); 104-В (в, г); 116-Г (а, б); 117-А (в, г), Б (в, г), В (а, б), Г (а, б); 118-В (а, б). (Отчет *Нялпейской ГПСП* по результатам геолого-съемочных и поисковых работ м-ба 1:50000 за 1968–1970 гг.). Воркута, 1971. 298 с. *Коми ТГФ*.

9. *Заборин О.В.* Основные магматические породы Центрального Пай-Хоя (Югорский полуостров). Автореферат дисс. канд. геол.-минер. наук. Л., 1975, 24 с. *Коми ТГФ*.

10. *Заборин О.В.* Основные магматические породы Центрального Пай-Хоя (Югорский полуостров). Диссертация на соискание ученой степени к. г.-м. н. Воркута, 1975, 254 с. *Коми ТГФ*.

11. *Заборин О.В., Золотарева Н.И., Короткова Г.А.* Производство групповых поисково-съемочных работ масштаба 1:50 000 на листах R-41-88-А (в, г), Б (в, г) В,Г; R-41-89-В (в, г); R-41-99-А(а, б), Б; R-41-100-А, Б, Г (а, б); R-41-101-А, Б, В (а, б), Г; R-41-102-А (в, г), В,Г; R-41-103-В (а, б); R-41-114-Б (а, б). 1977. *Коми ТГФ*.

12. *Зархидзе Д.В.* Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 листов R-41-XXVIII, XXIX (Карская площадь), Нарьян-Мар, 2011, ГУ «ТФИРК».

13. *Зархидзе В.С., Красножен А.С.* Отчет по теме «Составление геоморфологической карты и карты кайнозойских отложений Пе-

чорского угольного бассейна и прилегающих районов Полярного Урала и Пай-Хоя м-ба 1:500 000» и составление геоморфологической карты и карты кайнозойских отложений районов Полярного Урала севернее широты 63° (Стратиграфия и палеогеография позднего кайнозоя Тимано-Уральской области), 1969. *Коми ТГФ*.

14. *Исаев В.А.* Отчет о работе Силовской гравиметровой партии в Ненецком национальном округе Архангельской области в 1963–1964 г. Воркута, 1965. Печорская геофизическая экспедиция, трест «Геофизнефтеуглеразведка». *Коми ТГФ*.

15. *Кузнецов В.Н.* Геологический очерк бассейна рек Талата и Хупт-Яха на северо-восточном склоне Пай-Хоя. 1938. *Фонды НИИГА*.

16. *Маслов М.А., Костюкова Л.А.* Магматические формации Севера Урала и Пай-Хоя. Воркута, 1977. 548 с. *Коми ТГФ*.

17. *Мащак М.С., Езерский В.А., Масайтис В.Л.* и др. Геолого-петрографическое и минералогическое изучение измененных пород Карской структуры в связи с оценкой ее перспектив на полезные ископаемые. Л.: ВСЕГЕИ, 1979. 293 с. *Коми ТГФ*.

18. *Микляев А.С., Давыдов К.В., Костюк А.Д.* Отчет о результатах геолого-поисково-съемочных работ масштаба 1:50000 на территории листов R-41-U8-А (в, г), Б (в, г) В (в, г); R-41-130-А (а, б) и поисковых работ на фосфориты в бас. Кары. 1973. *Коми ТГФ*.

19. *Микляев А.С., Давыдов К.В., Мазур Д.Д.* и др. Геологическое строение территории листов R-41-86-Б (в, г), Г; 87-А (в, г), Б, В, Г; 88-А (а, б), Б (а). Отчет *Тоинтинской ГПСП* по работам м-ба 1:50000 в 1968–1970 гг. Воркута, 1971. 355 с. *Коми ТГФ*.

20. *Микляев А.С. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1:50000 Кара-Силовской площади на территории листов R-41-118-А (в, г), Б (в, г), В, Г; 119-В, Г; 130-А (а, б), Б (а, б) с общими поисками. Текст отчета. Воркута, 1998. *Коми ТГФ*.

21. *Микляев А.С., Пухонто С.К., Афанасьева Т.А.* Легенда Госгеолкарты-200 Вайгачско-Пайхойской серии листов (издание второе). Отчет по объекту: «Подготовка материалов к легенде Ново-Земельской серии листов Госгеолкарты-200». Сыктывкар, 1999 г. 78 с. *Коми ТГФ*.

22. *Осадчев Б.Я., Иванова А.М.* Стратиграфия, фации и тектоника палеозоя Пай-Хоя и северной части Полярного Урала (Отчет по теме № 89 б), 1955. Фонды УТГУ.
23. *Осташенко Б.А.* Медно-никелевое оруденение базальтоидных интрузий Центрального Пай-Хоя и условия его формирования. Диссертация на соискание ученой степени к. г.-м. н. Сыктывкар, 1975. 219 с. Фонды Коми НЦ УрО РАН.
24. Платинометалльное оруденение мончегорского и мончетундровского интрузивов: геолого-геофизическая модель и кумулюсная стратиграфия расслоенных массивов, закономерности размещения, минералогия и геохимия платинометалльных руд // *Отчет о научно-исследовательской работе по теме НИР 4-2000-4526*. Апатиты, 2001. 113 с.
25. *Пухонто С.К.* Отчет по теме: «Корреляция стратотипических и опорных разрезов пермских отложений Печорского угольного бассейна для целей составления унифицированных стратиграфических схем перми Урала», Воркута, 1996, 254 с. Коми ТГФ.
26. *Ротай А.П.* Угленосные районы правобережья р. Косью (Печорский бассейн). Инта, 1947а. Т. 1. 132 с. Коми ТГФ.
27. *Ротай А.П.* Угленосные районы правобережья р. Косью (Печорский бассейн). Инта, 1947б. Т. 2. 147 с. Коми ТГФ.
28. *Рудник И.С., Воронов П.С., Сперанский В.С.* Геология и полезные ископаемые междуречья Сибирча-Силова (Центральная часть Пай-Хоя). Л.: 1947. Фонды НИИГА.
29. *Рысюков И.Л.* Геологическое строение восточной части хребта Пай-Хой. Л.: 1932. Фонды НИИГА.
30. *Смирнов В.И.* Геологическая карта СССР. Объяснительная записка к листу R-41-XXVII, XXVIII, 1959. Коми ТГФ.
31. *Устрицкий В.И.* Геологическое строение междуречья Сопча-Саа-Яга. Л., 1950. Фонды НИИГА.
32. *Устрицкий В.И.* Геологическое строение междуречья Сопча – Саа-Яха (Центральный Пай-Хой). Текст отчета. Ленинград, 1951. 185 с. Фонды ФГУП ВНИИОкеангеология.
33. *Устрицкий В.И.* Геологическое строение Центрального Пай-Хоя. Текст отчета. Ленинград, 1952. 143 с. Фонды ФГУП ВНИИОкеангеология.
34. *Устрицкий В.И.* Стратиграфия, фации и тектоника палеозойских отложений Пай-Хоя. Л.: НИИГА, 1954. 471 с. Фонды ФГУП ВНИИОкеангеология.
35. *Ушаков О.П. и др.* Отчет о результатах работ, проведенных аэропоисковой партией № 26 в 1961 г. 1962. Фонды УТГУ.
36. *Чернышев Б.Б.* Геологическое строение северо-западной части Югорского полуострова. 1939. Фонды НИИГА.
37. *Чернышев Б.Б., Худобина Е.А.* Геологическое строение центральной части Пай-Хоя. 1938. Фонды НИИГА.
38. *Чернышов Н.М., Переславцев А.В., Кузнецов А.Н. и др.* Формационные типы ультрамафит-мафитовых интрузий Пайхойской провинции и перспективы их никеленосности // Воронежский государственный университет, R-41. г. Воронеж, 1990. 227 с. Коми ТГФ.
39. *Чулаевский А.М., Короткова Г.А., Белюсов В.Н. и др.* Отчет по производству поисковых работ на сульфидные медно-никелевые руды в междуречье рек Хей-Яга, Хенгур-Ю на территории листов R-41-115-А (а, б), В; R-41-116-А, Б (Отчет Хейягинской ГПП за 1976-1979 гг.) Воркута, 1979. Коми ТГФ.
40. *Шкарубо С.И., Шишкин М.А., Маркина Н.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Южно-Карская. Лист R-41 – Амдерма. Объяснительная записка / Главный редактор Б.Г. Лопатин. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008 (Минприроды России, Роснедра, МАГЭ, ВСЕГЕИ, ВНИИОкеангеология). 415 с.
41. *Шляхов В.И., Шляхова Х.Т.* Геологическое строение территории листов R-41-74-В (в, г), В (б, г), Г; 75-А (в, г), В, Г; 76-В; 86-Б (а, б); 87-А (а, б). Воркута, 1968. Коми ТГФ.
42. *Шмелев Н.В.* Отчет о геолого-разведочных работах в бассейне р. Хей-Яги, 1948. Коми ТГФ.

ПРИЛОЖЕНИЯ

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (начало)
Химический состав долеритов по данным рентгено-флуоресцентного анализа, мас. %
(данные по содержанию Na₂O, п.п.л., FeO, H₂O и CO₂ получены методами «мокрой химии»)

Компонент	Содержание компонентов (воздушно-сухая навеска)															
	Номер пробы															
	1р-04-1	1р-04-2	1р-04-3	1р-04-4	1р-04-6	2р-04-1	3р-04-1	3р-04-2	3р-04-3	3р-04-4	3р-04-6	3р-04-7	3р-04-8			
SiO ₂	46,09	46,02	45,52	45,02	45,14	48,59	47,59	50,22	50,70	47,64	45,50	48,97	56,19			
TiO ₂	1,03	1,21	0,91	1,51	1,21	1,50	2,98	0,93	1,08	0,83	1,33	1,26	2,27			
Al ₂ O ₃	14,95	12,44	13,31	13,90	16,17	26,49	12,36	13,00	13,15	12,17	10,93	11,59	10,67			
Fe ₂ O ₃	4,72	3,99	1,72	6,00	3,46	3,66	7,52	1,49	1,03	2,07	1,44	2,22	4,70			
MnO	0,30	0,23	0,28	0,13	0,28	0,18	0,25	0,15	0,16	0,19	0,14	0,14	0,21			
MgO	8,15	10,03	7,39	7,75	9,43	2,41	4,35	8,59	7,54	10,90	12,40	6,51	2,62			
CaO	6,59	10,64	8,55	8,52	6,57	0,23	8,57	11,64	11,30	16,02	13,32	19,49	9,33			
Na ₂ O	3,46	0,66	2,93	4,17	3,00	0,50	2,55	2,17	2,73	0,99	0,62	0,47	2,91			
K ₂ O	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	5,43	0,43	1,02	0,65	0,16	0,03	0,04	0,57			
P ₂ O ₅	0,06	0,09	<0,10	0,03	0,04	He обн.	0,15	0,03	0,03	He обн.	0,07	He обн.	0,15			
Sr	He обн.	6,65	10,23	He обн.	4,82	He обн.										
п.п.л.	6,91	He обн.	He обн.	4,79	He обн.	7,51	3,91	3,65	3,69	3,13	4,36	3,54	2,10			
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00			
FeO	7,71	8,03	9,15	8,16	9,87	3,49	9,36	7,12	7,95	5,90	9,87	5,78	8,28			
H ₂ O ₋	0,40	0,44	0,15	0,29	0,26	0,73	0,49	0,36	0,20	0,08	0,21	0,23	0,30			
CO ₂	1,93	1,11	5,74	0,80	He обн.	He обн.	0,15	0,63	0,35	0,72	0,16	0,43	0,13			
Na ₂ O+K ₂ O	3,49	0,68	2,95	4,19	3,02	5,93	2,98	3,19	3,38	1,15	0,65	0,51	3,48			
al'	0,73	0,56	0,73	0,63	0,71	2,77	0,58	0,76	0,80	0,64	0,46	0,80	0,68			
f	48,61	44,46	55,32	51,29	51,14	59,15	68,27	45,32	51,32	35,12	44,32	47,03	75,96			
Na ₂ O/K ₂ O	115,33	33,00	146,50	208,50	150,00	0,09	5,93	2,13	4,20	6,19	20,67	11,75	5,11			
τ (сер. Ритмана)	11,16	9,74	11,41	6,44	10,88	17,33	3,90	11,65	9,65	13,47	7,75	8,83	3,42			

Примечание:

al' = Al₂O₃ / (Fe₂O₃ + FeO + MgO) (вес. %)

f = FeO / (FeO + MgO) * 100 %

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

Компонент	Содержание компонентов (воздушно-сухая навеска)														
	Номер пробы														
	3р-04-9	3р-04-10	3р-04-11	3р-04-13	3р-04-14	4р-04-1	4р-04-3	4р-04-4	4р-04-5	5р-04-1	5р-04-2	6р-04-1	6р-04-3		
SiO ₂	47,05	59,99	48,20	43,70	48,38	47,47	51,01	50,85	53,60	47,91	49,95	50,10	49,46		
TiO ₂	2,50	1,32	0,90	0,86	1,11	0,65	1,03	0,84	1,16	1,58	1,38	0,90	1,05		
Al ₂ O ₃	11,98	12,13	10,92	10,69	13,34	9,27	13,44	12,61	12,87	11,91	12,93	13,47	14,31		
Fe ₂ O ₃	5,27	1,66	2,73	3,86	1,85	1,05	1,84	1,66	2,28	4,27	4,87	6,36	0,80		
MnO	0,27	0,14	0,18	0,22	0,17	0,20	0,16	0,17	0,18	0,24	0,22	0,18	0,15		
MgO	4,68	2,21	9,90	16,26	9,06	3,27	7,34	9,06	4,10	7,00	5,93	8,04	9,08		
CaO	9,60	3,89	16,97	10,41	13,05	17,26	11,88	12,23	15,51	13,12	10,83	12,03	10,86		
Na ₂ O	2,06	3,83	0,90	0,86	2,34	1,10	1,49	1,51	2,42	1,85	2,34	1,76	1,89		
K ₂ O	0,72	0,26	0,21	0,08	0,81	3,10	1,06	0,54	0,05	0,65	0,36	0,79	0,56		
P ₂ O ₅	0,06	0,27	0,01	0,05	0,10	<0,1	0,05	0,03	0,02	0,02	0,05	0,02	0,05		
Cl ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,06	0,06	Не обн.	0,07	Не обн.	Не обн.	Не обн.		
NiO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,01	0,01	Не обн.	0,01	Не обн.	Не обн.	Не обн.		
Sr	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	3,04	Не обн.	3,13		
п.п.п.	3,95	3,09	2,74	5,58	3,23	12,24	2,80	3,02	2,40	2,95	Не обн.	3,02	Не обн.		
Сумма	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00		
FeO	11,86	11,20	6,34	7,45	6,56	4,39	7,84	7,41	5,42	8,43	8,11	3,32	8,63		
H ₂ O ₋	0,42	0,45	0,14	0,52	0,33	0,31	0,13	0,08	0,13	Не обн.	0,29	0,31	0,14		
CO ₂	0,48	0,14	0,33	0,20	0,21	9,46	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,12	Не обн.		
Na ₂ O+K ₂ O	2,78	4,09	1,11	0,94	3,15	4,20	2,55	2,05	2,47	2,50	2,70	2,55	2,45		
al'	0,55	0,80	0,58	0,39	0,76	1,06	0,79	0,70	1,09	0,60	0,68	0,76	0,77		
f	71,70	83,52	39,04	31,42	42,00	57,31	51,65	44,99	56,93	54,63	57,76	29,23	48,73		
Na ₂ O/K ₂ O	2,86	14,73	4,29	10,75	2,89	0,35	1,41	2,80	48,40	2,85	6,50	2,23	3,38		
τ (сер. Ригмана)	3,97	6,29	11,13	11,43	9,91	12,57	11,60	13,21	9,01	6,37	7,67	13,01	11,83		

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

Компонент	Содержание компонентов (воздушно-сухая навеска)												
	Номер пробы												
	6р-04-4	7р-04-1	8р-04-1	8р-04-4	8р-04-6	9р-04-1	9р-04-2	10р-04-2	10р-04-3	11р-04-1	12р-04-1	12р-04-2	13р-04-1
SiO ₂	49,06	48,89	47,54	47,47	48,06	55,37	47,35	50,85	49,00	48,39	45,17	49,96	48,11
TiO ₂	1,83	0,70	0,68	0,89	0,75	1,63	1,28	1,29	1,44	1,01	2,74	1,00	0,81
Al ₂ O ₃	12,25	16,39	16,23	14,24	15,67	14,23	13,09	11,87	12,34	12,53	11,72	12,56	11,74
Fe ₂ O ₃	3,96	1,23	1,36	3,69	2,21	3,49	4,15	3,52	3,17	2,51	7,24	2,17	2,56
MnO	0,20	0,17	0,13	0,17	0,15	0,20	0,21	0,24	0,20	0,17	0,23	0,14	0,16
MgO	6,26	8,83	10,67	8,56	8,81	2,43	8,28	7,16	7,90	9,25	6,66	9,10	11,05
CaO	12,18	10,07	12,99	13,55	13,06	7,02	12,39	10,51	12,09	12,48	6,77	12,19	15,44
Na ₂ O	2,26	1,74	1,18	1,39	1,54	2,97	1,71	2,39	1,91	2,11	0,30	1,95	0,87
K ₂ O	0,47	1,16	0,81	0,43	0,86	0,15	0,81	0,75	0,66	0,62	0,03	0,31	0,22
P ₂ O ₅	0,04	0,07	Не обн.	Не обн.	0,02	0,36	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,12	Не обн.
Cr ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	0,12	Не обн.	0,04	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,06	Не обн.	Не обн.	0,07	0,06
NiO	Не обн.	Не обн.	0,01	Не обн.	0,01	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,01	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Sr	Не обн.	3,11	3,12	3,43	3,10	3,17	3,18	3,25	2,86	Не обн.	5,12	3,30	3,16
п.п.п.	3,12	Не обн.	Не обн.	3,93	Не обн.	Не обн.	Не обн.						
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
FeO	8,38	7,65	5,15	6,18	5,73	9,00	7,54	8,16	8,35	6,98	14,02	7,12	5,83
H ₂ O ₋	0,31	0,11	<0,10	0,23	0,22	0,16	0,11	0,18	0,11	0,42	0,28	0,22	0,20
CO ₂	0,06	Не обн.	Не обн.	0,20	Не обн.	0,09	0,09						
Na ₂ O+K ₂ O	2,73	2,9	1,99	1,82	2,40	3,12	2,51	3,14	2,57	2,73	0,33	2,26	1,09
al'	0,66	0,93	0,94	0,77	0,94	0,95	0,66	0,63	0,64	0,67	0,42	0,68	0,60
f	57,24	46,42	32,55	41,93	39,41	78,74	47,66	53,26	51,38	43,01	67,79	43,90	34,54
Na ₂ O/K ₂ O	4,81	1,50	1,46	3,23	1,79	19,80	2,11	3,19	2,89	3,40	10,00	6,29	3,95
τ (сер. Ригмана)	5,46	20,93	22,13	14,44	18,84	6,91	8,89	7,35	7,24	10,32	4,17	10,61	13,42

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

Компонент	Содержание компонентов (воздушно-сухая навеска)															
	Номер пробы															
	13р-04-2	13р-04-3	14р-04-4	14р-04-5	14р-04-6	15р-04-1	15р-04-3	15р-04-4	16р-04-1	16р-04-2	17р-04-1	17р-04-2	18р-04-1			
SiO ₂	51,13	49,40	47,00	49,16	48,99	44,37	49,60	49,24	48,97	50,74	47,59	48,56	48,79			
TiO ₂	1,32	0,72	1,37	1,20	1,14	0,53	1,28	1,35	1,14	1,16	1,20	1,28	1,05			
Al ₂ O ₃	12,15	13,89	12,93	13,26	13,00	8,68	12,59	12,66	12,72	12,72	13,16	13,37	13,30			
Fe ₂ O ₃	2,49	1,84	3,55	1,77	3,36	1,11	2,61	3,71	2,79	3,60	3,30	2,36	3,23			
MnO	0,22	0,15	0,22	0,16	0,20	0,14	0,20	0,19	0,20	0,19	0,19	0,19	0,16			
MgO	7,63	9,73	8,24	9,01	7,79	2,57	7,42	7,05	8,15	6,89	8,34	7,96	6,95			
CaO	8,65	11,86	12,54	11,80	11,73	19,79	11,77	11,66	11,40	10,54	11,75	11,54	11,63			
Na ₂ O	2,50	1,49	1,77	1,85	1,86	0,83	2,03	2,07	1,89	2,12	2,14	1,93	1,81			
K ₂ O	0,59	0,90	0,77	0,45	0,51	1,62	0,59	0,85	0,97	0,36	0,35	0,75	1,02			
P ₂ O ₅	0,05	0,03	He обн.	He обн.	0,01	He обн.	0,02	0,02	0,03	0,15	0,04	0,01	0,02			
Cl ₂ O ₃	He обн.	He обн.	He обн.	0,05	0,04	He обн.	0,06	0,06	0,06	He обн.	0,04	0,05	0,08			
п.п.п.	3,66	3,16	3,18	3,17	3,23	17,54	3,09	3,43	3,16	3,05	3,55	4,04	3,62			
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01	100,01	100,00	100,00	100,00			
FeO	9,62	6,82	8,42	8,12	8,14	2,82	8,74	7,70	8,52	8,48	8,35	7,97	8,34			
H ₂ O ₋	0,42	0,16	0,13	0,38	0,06	0,14	0,16	0,24	0,12	0,28	0,22	0,45	0,20			
CO ₂	0,09	0,09	0,04	0,09	0,09	15,23	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09			
Na ₂ O+K ₂ O	3,09	2,39	2,54	2,30	2,37	2,45	2,62	2,92	2,86	2,48	2,49	2,68	2,83			
al'	0,62	0,76	0,64	0,70	0,67	1,34	0,67	0,69	0,65	0,67	0,66	0,73	0,72			
f	55,77	41,21	50,54	47,40	51,10	52,32	54,08	52,20	51,11	55,17	50,03	50,03	54,55			
Na ₂ O/K ₂ O	4,24	1,66	2,30	4,11	3,65	0,51	3,44	2,44	1,95	5,89	6,11	2,57	1,77			
τ (сер. Ритмана)	7,31	17,22	8,15	9,51	9,77	14,81	8,25	7,84	9,50	9,14	9,18	8,94	10,94			

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

Компонент	Содержание компонентов (воздушно-сухая навеска)															
	Номер пробы															
	18p-04-2	19p-04-1	19p-04-2	20p-04-3	21p-04-1	21p-04-2	21p-04-3	22p-04-1	22p-04-2	23p-04-1	23p-04-2	23p-04-4	24p-04-1	24p-04-2		
SiO ₂	49,96	50,47	51,20	48,83	52,99	51,71	53,62	52,04	51,07	56,27	51,77	52,87	47,09			
TiO ₂	1,45	1,05	1,28	1,04	1,55	1,49	1,59	1,51	3,93	2,78	2,06	1,32	1,08			
Al ₂ O ₃	14,33	14,25	12,86	13,54	13,03	12,79	12,50	12,76	12,83	11,41	12,97	11,64	14,78			
Fe ₂ O ₃	4,76	1,95	2,40	2,86	3,14	3,73	2,61	2,85	3,86	9,67	4,58	2,33	2,90			
MnO	0,21	0,17	0,20	0,19	0,20	0,21	0,21	0,20	0,25	0,27	0,21	0,14	0,18			
MgO	3,80	6,88	7,09	8,18	6,40	7,32	7,31	7,34	4,71	1,75	6,45	6,92	6,21			
CaO	9,73	11,38	10,45	11,55	5,19	5,27	4,40	4,92	3,55	2,84	3,95	13,03	12,92			
Na ₂ O	1,86	2,11	2,38	1,88	2,34	2,61	2,21	3,83	3,15	7,08	4,79	0,48	1,75			
K ₂ O	0,15	0,78	0,28	0,64	1,06	0,70	1,32	1,03	1,75	0,50	1,09	0,04	1,97			
P ₂ O ₅	0,15	0,08	0,04	0,07	0,06	0,18	0,31	0,23	0,25	0,52	0,33	0,05	0,11			
п.п.п.	3,29	3,11	3,08	3,40	4,95	4,71	4,42	3,33	3,87	3,28	3,41	4,54	4,03			
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01			
FeO	10,32	7,71	8,74	7,82	9,10	9,28	9,50	9,95	10,77	3,67	8,40	6,65	6,99			
H ₂ O ₋	0,15	0,11	0,22	0,35	0,18	0,20	0,21	0,31	0,45	0,81	0,43	0,32	0,47			
CO ₂	0,09	0,09	0,22	He обн.	1,16	0,68	0,67	0,24	0,33	0,43	0,17	0,94	0,53			
Na ₂ O+K ₂ O	2,01	2,89	2,66	2,52	3,40	3,31	3,53	4,86	4,90	7,58	5,88	0,52	3,72			
al'	0,76	0,86	0,71	0,72	0,70	0,63	0,64	0,63	0,66	0,76	0,67	0,73	0,92			
f	73,09	52,84	55,21	48,88	58,71	55,90	56,51	57,55	69,57	67,71	56,57	49,01	52,95			
Na ₂ O/K ₂ O	12,40	2,71	8,50	2,94	2,21	3,73	1,67	3,72	1,80	14,16	4,39	12,00	0,89			
τ (сер. Ритмана)	8,60	11,56	8,19	11,21	6,90	6,83	6,47	5,91	2,46	1,56	3,97	8,45	12,06			

Примечание: Доп. сведения: в пробах 21P-04-5 не учтен Ва припл. 0,3-0,5%; в пробе 23P-04-1 не учтен Ва припл. 0,50%.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

Компонент	Содержание компонентов (воздушно-сухая навеска)															
	Номер пробы															
	24р-04-3	24р-04-4	24р-04-5	24р-04-6	25р-04-1	25р-04-2	25р-04-3	26р-04-1	27р-05-3	28р-05-2	34р-05-1	47р-05-1	48р-05-2			
SiO ₂	49,91	49,36	48,16	49,01	45,39	45,91	47,48	47,25	50,43	46,41	47,46	46,53	52,39			
TiO ₂	2,08	2,44	0,96	0,85	0,62	0,61	0,61	0,58	1,99	1,50	1,20	1,22	1,27			
Al ₂ O ₃	10,97	12,59	15,10	13,20	9,30	12,86	13,42	12,83	14,21	15,91	14,96	13,22	14,82			
Fe ₂ O ₃	6,54	4,46	3,58	2,67	1,46	2,10	2,19	1,75	2,49	4,14	1,99	2,96	3,26			
MnO	0,34	0,27	0,25	0,19	0,20	0,15	0,15	0,17	0,21	0,22	0,17	0,19	0,19			
MgO	3,25	4,28	5,60	9,85	17,96	13,09	11,71	11,47	4,50	5,99	7,63	9,41	2,91			
CaO	9,92	5,26	10,36	10,90	10,91	12,17	11,65	12,76	9,29	10,45	10,50	12,66	6,99			
Na ₂ O	1,58	2,73	1,87	1,62	1,18	1,37	1,51	1,64	3,04	2,42	2,33	1,77	4,21			
K ₂ O	0,44	0,66	1,19	0,46	0,32	0,25	0,35	0,37	0,36	0,45	1,23	0,23	0,25			
P ₂ O ₅	0,22	0,13	0,02	0,07	0,06	0,01	<0,10	<0,10	0,06	<0,10	0,09	0,03	0,07			
Ст ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,20	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.			
NiO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,03	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.			
п.л.л.	4,10	4,58	4,30	3,77	5,54	5,63	5,30	5,49	3,74	3,56	3,66	4,12	3,81			
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00			
Fe ₂ O ₃ общ.	Нет данных	Нет данных	Нет данных	Нет данных	Нет данных	Нет данных	Нет данных	Нет данных	13,26	14,06	11,73	11,46	14,18			
FeO	10,64	13,24	8,61	7,40	6,83	5,84	5,64	5,70	9,70	8,94	8,77	7,66	9,84			
H ₂ O ₋	0,77	0,79	0,41	0,53	1,05	1,00	1,18	0,88	0,38	0,10	0,22	0,40	0,31			
CO ₂	0,74	0,23	0,41	0,13	0,26	0,93	0,49	1,09	0,03	0,03	0,05	0,07	0,03			
Na ₂ O+K ₂ O	1,97	3,39	3,06	2,08	1,5	1,62	1,86	2,01	3,40	2,87	3,56	2,00	4,46			
al'	0,54	0,57	0,85	0,66	0,35	0,61	0,69	0,68	0,85	0,83	0,81	0,66	0,93			
f	76,60	75,57	60,59	42,90	27,55	30,85	32,51	33,20	68,31	59,88	53,48	44,87	77,18			
Na ₂ O/K ₂ O	3,59	4,14	1,57	3,52	3,69	5,48	4,31	4,43	8,44	5,38	1,89	7,70	16,84			
τ (сер. Ритмана)	4,51	4,04	13,78	13,62	13,10	18,84	19,52	19,29	5,61	8,99	10,53	9,39	8,35			

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

Компонент	Содержание компонентов (воздушно-сухая навеска)															
	Номер пробы															
	57p-05-2	60p-05-2	62p-05-1	62p-05-2	63p-05-1	63p-05-2	64p-05-6	69p-05-2	74p-05-1	74p-05-2	74p-05-3	75p-05-2	77p-05-3			
SiO ₂	46,34	47,26	49,41	49,36	47,53	44,70	47,48	48,07	46,84	47,06	47,38	47,55	46,20			
TiO ₂	1,23	1,00	2,11	1,84	1,39	1,45	0,75	1,12	1,44	1,96	1,71	1,27	0,98			
Al ₂ O ₃	13,85	13,79	12,77	13,92	14,70	14,84	15,90	15,78	14,95	13,20	13,45	16,08	16,64			
Fe ₂ O ₃	2,91	2,12	3,44	3,01	2,04	3,45	2,61	2,75	2,43	5,98	1,96	3,39	3,78			
MnO	0,18	0,17	0,22	0,23	0,15	0,16	0,15	0,20	0,16	0,20	0,13	0,20	0,17			
MgO	9,27	10,62	4,63	5,07	8,58	8,04	8,86	4,33	7,27	5,61	6,84	3,99	6,35			
CaO	11,95	11,28	8,51	7,80	11,99	11,81	14,29	7,58	12,64	8,85	10,34	6,79	9,18			
Na ₂ O	2,23	1,93	2,34	2,38	1,47	1,39	1,22	3,14	1,77	2,19	3,48	3,12	2,56			
K ₂ O	0,88	0,30	0,88	1,24	0,83	1,44	0,49	0,20	0,91	0,17	0,30	0,44	0,43			
P ₂ O ₅	0,04	<0,10	0,06	0,25	0,07	0,06	0,05	0,23	0,15	0,20	<0,10	<0,10	<0,10			
п.п.л.	4,01	3,64	4,18	3,68	3,47	4,52	3,08	3,91	3,11	4,19	4,30	4,38	4,49			
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00			
Fe ₂ O ₃ общ.	11,92	10,87	16,15	15,46	10,68	12,50	8,28	16,85	11,69	17,54	13,16	17,60	14,02			
FeO	8,12	7,88	11,45	11,21	7,78	8,15	5,11	12,70	8,35	10,41	10,09	12,80	9,23			
H ₂ O ₋	0,32	0,24	0,30	0,32	0,22	0,38	0,16	0,22	0,16	0,48	0,34	0,30	0,50			
CO ₂	<0,10	0,18	0,22	0,15	0,29	0,26	0,24	<0,10	0,11	0,22	He обн.	He обн.	He обн.			
Na ₂ O+K ₂ O	3,11	2,23	3,22	3,62	2,30	2,83	1,71	3,34	2,68	2,36	3,78	3,56	2,99			
al'	0,68	0,67	0,65	0,70	0,80	0,76	0,96	0,80	0,83	0,60	0,71	0,80	0,86			
f	46,69	42,59	71,21	68,86	47,56	50,34	36,58	74,57	53,46	64,98	59,60	76,24	59,24			
Na ₂ O/K ₂ O	2,53	6,43	2,66	1,92	1,77	0,97	2,49	15,70	1,95	12,88	11,60	7,09	5,95			
τ (сер. Ритмана)	9,45	11,86	4,94	6,27	9,52	9,28	19,57	11,29	9,15	5,62	5,83	10,20	14,37			

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

Компонент	Содержание компонентов (воздушно-сухая навеска)														
	Номер пробы														
	85р-05-2	85р-05-5	94р-05-4	98р-05-3	100р-05-3	112р-05-1	113р-05-3	121р-05-3	122р-05-1	122р-05-3	122р-05-3	123р-05-1	125р-05-1	133р-05-1	
SiO ₂	51,43	47,06	49,31	47,87	49,72	48,43	44,80	46,69	47,68	47,68	47,68	45,18	44,07	48,84	
TiO ₂	2,99	1,92	1,17	1,12	1,44	0,79	1,80	2,09	1,01	1,45	1,45	0,84	1,17	0,82	
Al ₂ O ₃	13,85	14,90	15,27	14,03	14,61	12,36	13,00	13,91	14,52	14,22	14,22	12,50	17,22	10,66	
Fe ₂ O ₃	3,78	4,05	3,66	2,53	3,04	0,84	7,01	6,21	0,79	2,97	2,97	2,30	5,65	2,27	
MnO	0,20	0,18	0,19	0,18	0,24	0,15	0,25	0,22	0,14	0,18	0,18	0,19	0,19	0,17	
MgO	1,70	5,87	5,27	9,01	2,72	13,92	6,90	4,28	11,10	7,94	15,00	3,47	14,32	14,32	
CaO	6,57	9,27	8,51	11,32	8,18	11,18	10,89	10,19	10,92	12,27	12,27	17,72	17,72	11,50	
Na ₂ O	3,40	3,65	2,44	2,00	2,76	1,35	2,27	1,98	1,99	2,20	0,87	0,69	1,14	1,14	
K ₂ O	1,36	0,70	0,14	0,73	0,23	0,34	0,20	0,79	0,12	0,55	0,16	Не обн.	0,15	0,15	
P ₂ O ₅	0,06	<0,10	<0,14	<0,10	0,15	<0,10	0,13	0,16	<0,10	0,08	<0,10	<0,10	<0,10	<0,10	
п.п.л.	3,41	3,66	4,01	3,55	3,42	3,38	3,44	3,53	4,00	3,32	4,05	5,73	3,67	3,67	
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
Fe ₂ O ₃ общ.	16,29	13,74	14,80	11,04	100,00	8,90	17,33	17,26	9,37	12,54	9,67	10,21	9,44	9,44	
FeO	11,27	8,73	10,03	7,66	13,50	7,26	9,29	9,96	7,73	8,62	6,64	4,10	6,46	6,46	
H ₂ O ₋	0,26	0,30	0,36	0,26	0,26	0,20	0,40	0,38	0,30	0,28	0,56	0,80	0,22	0,22	
CO ₂	Не обн.	0,08	Не обн.	0,04	0,08	0,04	Не обн.	0,13	0,09	Не обн.	0,09	0,04	0,04	0,04	
Na ₂ O+K ₂ O	4,76	4,35	2,58	2,73	2,99	1,69	2,47	2,77	2,11	2,75	1,03	0,69	1,29	1,29	
al'	0,83	0,80	0,81	0,73	0,76	0,56	0,56	0,68	0,74	0,73	0,52	Нет дан-ных	0,46	0,46	
f	86,89	59,79	65,56	45,95	83,23	34,28	57,38	69,94	41,05	52,05	30,68	54,16	31,09	31,09	
Na ₂ O/K ₂ O	2,50	5,21	17,43	2,74	12,00	3,97	11,35	2,51	16,58	4,00	5,44	Нет дан-ных	7,60	7,60	
τ (сер. Ритмана)	3,49	5,86	10,97	10,74	8,23	13,94	5,96	5,71	12,41	8,29	13,85	14,13	11,61	11,61	

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

Компонент	Содержание компонентов (воздушно-сухая навеска)													
	Номер пробы													
	138р-05-4	139р-05-1	142р-05-1	150р-05-2	185р-05-2	206р-05-1	215р-05-1	219р-05-1	581101	581102	582102	582403	584401	
SiO ₂	48,58	51,53	48,29	48,60	44,23	50,07	46,35	50,15	48,97	43,91	46,44	49,21	49,20	
TiO ₂	1,48	1,69	1,29	0,89	1,35	1,62	1,57	1,18	2,03	2,52	2,28	0,90	1,99	
Al ₂ O ₃	14,95	16,13	15,16	16,45	19,69	16,23	13,96	15,35	14,26	13,49	14,02	13,65	15,10	
Fe ₂ O ₃	6,45	4,15	4,86	2,85	3,41	4,23	5,52	1,97	4,44	1,76	1,50	2,10	4,55	
MnO	0,19	0,16	0,21	0,22	0,15	0,20	0,25	0,16	0,14	0,18	0,16	0,14	0,18	
MgO	4,83	3,97	4,29	5,62	7,51	6,19	6,62	7,51	5,31	8,71	8,30	10,48	5,50	
CaO	8,39	7,61	7,19	8,58	5,43	3,41	10,02	8,88	8,83	10,78	10,04	10,51	7,63	
Na ₂ O	2,90	5,44	2,20	2,29	5,26	5,15	1,86	2,98	2,48	1,37	1,67	1,27	2,54	
K ₂ O	0,13	0,25	0,02	0,50	0,68	0,10	0,43	1,03	0,15	0,25	0,22	0,47	0,24	
P ₂ O ₅	0,16	<0,10	0,34	<0,10	0,77	0,19	<0,10	<0,10	Не обн.					
CuO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,20	Не обн.	
п.п.п.	4,13	3,25	4,31	3,71	5,33	5,57	4,40	3,77	4,33	5,83	4,50	4,12	4,22	
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
Fe ₂ O ₃ общ.	15,12	10,61	17,99	14,28	10,29	12,05	15,54	9,76	14,50	14,19	13,56	9,84	14,39	
FeO	7,81	5,82	11,83	10,29	6,20	7,05	9,03	7,02	9,07	11,20	10,86	6,97	8,86	
H ₂ O ₋	0,48	0,28	0,24	0,20	0,30	0,58	0,30	0,34	0,65	0,94	0,67	0,52	0,40	
CO ₂	0,04	0,04	0,04	0,04	1,32	0,09	0,16	0,08	0,10	0,12	0,12	0,16	0,10	
Na ₂ O+K ₂ O	3,03	5,69	2,22	2,79	5,94	5,25	2,29	4,01	2,63	1,62	1,89	1,74	2,78	
al'	0,78	1,16	0,72	0,88	1,15	0,93	0,66	0,93	0,76	0,62	0,68	0,70	0,80	
f	61,79	59,45	73,39	64,68	45,22	53,25	57,70	48,31	63,07	56,25	56,68	39,94	61,70	
Na ₂ O/K ₂ O	22,31	21,76	110,00	4,58	7,74	51,50	4,33	2,89	16,53	5,48	7,59	2,70	10,58	
τ (сер. Ритмана)	8,14	6,33	10,05	15,91	10,69	6,84	7,71	10,48	5,80	4,81	5,42	13,76	6,31	

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 (продолжение)

Компонент	Содержание компонентов (воздушно-сухая навеска)									
	Номер пробы									
	585308	К 17/1 Савабейский	К 32/2 Савабейский	К 36/1 Савабейский	Гольцовый	Хэнгор-Из	Складчатый			
SiO ₂	51,21	55,62	48,50	47,80	51,09	55,53	48,66			
TiO ₂	2,21	1,75	0,75	0,62	2,39	2,46	2,83			
Al ₂ O ₃	15,19	15,49	13,32	12,88	13,10	11,41	14,02			
Fe ₂ O ₃	2,95	2,07	1,10	1,99	3,24	4,70	4,14			
MnO	0,19	0,15	0,13	0,14	0,10	0,12	0,14			
MgO	4,65	3,25	12,20	13,62	6,04	2,88	3,80			
CaO	6,72	4,56	11,08	11,84	8,97	16,04	8,17			
Na ₂ O	3,56	4,03	1,22	0,89	3,33	0,14	3,80			
K ₂ O	0,53	0,36	0,52	0,54	1,40	0,03	0,29			
P ₂ O ₅	Не обн.	0,27	Не обн.	Не обн.	0,16	Не обн.	Не обн.			
CuO	Не обн.	Не обн.	0,30	0,11	Не обн.	Не обн.	Не обн.			
п.п.п.	3,89	5,23	3,83	3,73	3,76	2,78	4,76			
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00			
Fe ₂ O ₃ общ.	12,83	10,08	8,92	8,46	10,37	9,04	14,58			
FeO	8,90	7,22	7,04	5,82	6,42	3,91	9,40			
H ₂ O ₋	0,49	1,00	0,43	0,51	0,56	0,55	0,74			
CO ₂	0,15	0,16	0,15	0,11	0,23	0,12	0,05			
Na ₂ O+K ₂ O	4,09	4,39	1,74	1,43	4,73	0,17	4,09			
al'	0,92	1,24	0,65	0,60	0,83	0,99	0,81			
f	65,68	68,96	36,59	29,94	51,52	57,58	71,21			
Na ₂ O/K ₂ O	6,72	11,19	2,35	1,65	2,38	4,67	13,10			
τ (сер. Ригмана)	5,26	6,55	16,13	19,34	4,09	4,58	3,61			

ПРИЛОЖЕНИЕ 2 (начало)
Химический состав исходных расплавов трапшовой и габбро-долеритовой формаций России и мира, мас. %

Компонент	Интрузии трапшовой формации Сибирской платформы										
	Рудоносные интрузии (норильский тип)						Безрудные интрузии				
	Талнах- ская	Нориль- ская	Тальмин- ская	Иманг- динская	Зубовская	Тулаек-Таа- ская	Бурканская	Моронгов- ская	Алмаджах- ская	Кайеркан- ская	Ергалахская
SiO ₂	47,23	47,03	48,48	47,8	47,48	46,12	48,14	44,81	48,6	49,93	49,02
TiO ₂	1,17	0,69	1,12	1,02	0,92	1,28	1,23	0,79	1,91	2,26	2,56
Al ₂ O ₃	14,54	14,58	14,60	14,45	14,66	16,31	15,50	14,46	15,19	13,41	14,57
Fe ₂ O ₃	3,86	3,68	3,73	2,96	3,85	3,20	2,11	1,94	4,63	3,45	1,72
FeO	9,25	8,46	8,31	9,02	10,16	10,06	10,44	11,95	9,50	11,67	11,80
MnO	0,19	0,16	0,18	0,17	0,21	0,20	0,17	0,18	0,16	0,39	0,24
MgO	10,42	12,78	10,12	11,78	10,31	8,65	9,32	16,65	5,80	5,53	5,93
CaO	10,25	10,22	10,6	10,24	9,49	10,00	9,89	8,21	10,72	9,70	10,41
Na ₂ O	2,24	1,80	2,24	1,76	1,97	3,23	2,28	1,60	2,53	2,91	2,68
K ₂ O	0,68	0,50	0,43	0,70	0,74	0,61	0,75	0,30	0,79	0,77	0,63
P ₂ O ₅	0,17	0,10	0,20	0,10	0,21	0,35	0,18	0,10	0,17	0,03	0,42

ПРИЛОЖЕНИЕ 2 (продолжение)

Химический состав исходных расплавов графтовой и габбро-долеритовой формаций России и мира, мас. %

Компонент	Габбро-долеритовая формация					
	Северная Америка			Россия		
	Nipissing	Culpeper	Gettysburg	Ю. Верхоянье	М. Кавказ	
SiO ₂	52,47	51,41	52,61	49,3	50,7	
TiO ₂	1,14	0,73	1,11	1,90	1,07	
Al ₂ O ₃	14,53	14,03	14,55	14,36	17,33	
Fe ₂ O ₃	2,10	1,18	1,19	3,56	2,66	
FeO	8,28	9,46	8,88	10,54	7,21	
MnO	0,20	0,20	0,20	0,17	0,17	
MgO	7,41	8,40	7,83	6,18	7,90	
CaO	10,59	10,86	10,89	9,30	8,66	
Na ₂ O	2,10	1,54	1,99	2,65	3,45	
K ₂ O	0,67	0,55	0,61	1,51	0,85	
P ₂ O ₅	0,15	0,06	0,12	0,53	Нет данных	

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава I. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ ПАЙХОЙСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ.....	4
Глава II. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПАЙХОЙСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ.....	18
2.1. Стратиграфия	18
2.2. Магматизм.....	19
2.3. Тектоника.....	24
Глава III. ПЕТРОГРАФИЯ, ПЕТРОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ГАББРО-ДОЛЕРИТОВЫХ ТЕЛ ПАЙХОЙСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ.....	26
3.1. Структурная характеристика интрузивных тел	28
3.1.1. Недифференцированные интрузии.....	28
3.1.2. Частично дифференцированные интрузии.....	29
3.1.3. Полнодифференцированные интрузии.....	30
3.2. Петрохимическая характеристика пород.....	32
Глава IV. РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В ГАББРО-ДОЛЕРИТАХ ПАЙХОЙСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ.....	34
4.1. Редкоземельные элементы.....	35
4.2. Благородные металлы.....	38
Глава V. АССОЦИАЦИИ И ГЕНЕЗИС МИНЕРАЛОВ Pd, Pt, Au, Ag, Co, Cu, Ni, Fe (УЧАСТКИ «ПЕРВЫЙ» И «САВАБЕЙСКИЙ»)	45
5.1. Геологическая характеристика участков.....	45
5.1.1. Участок «Первый»	45
5.1.2. Участок «Савабейский»	45
5.2. Характеристика рудных минералов.....	52
5.2.1. Участок «Первый»	52
5.2.2. Участок «Савабейский»	56
5.3. Условия формирования сульфидной платинометалльной минерализации.....	61
Глава VI. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНО-МЕДНО- НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МИРА И СУЛЬФИДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ НА ПАЙ-ХОЕ	65
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	78
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	79
ПРИЛОЖЕНИЯ.....	93

Для заметок

Для заметок

Р.И. Шайбеков

**ПЛАТИНОСУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ
В ГАББРО-ДОЛЕРИТАХ ПАЙ-ХОЯ**

Подписано в печать 19.07.2013. Формат 60x84¹/₁₆.
Бумага офсетная. Гарнитура «Times New Roman».
Печать офсетная. Усл. печ. л. 44,18.
Тираж 200. Заказ 2032.

Отпечатано в ООО «Кировская областная типография».
610004, г. Киров, ул. Ленина, 2.
Тел./ факс: (8332) 38-34-34.
E-mail: print@printkirov.ru, www.printkirov.ru