АКАДЕМИЯ НАУК

М. М. ЛАВРОВ

ГИПЕРБАЗИТЫ И РАССЛОЕННЫЕ ПЕРИДОТИТ-ГАББРО-НОРИТОВЫЕ ИНТРУЗИИ ДОКЕМБРИЯ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

М. М. ЛАВРОВ

ГИПЕРБАЗИТЫ И РАССЛОЕННЫЕ ПЕРИДОТИТ-ГАББРО-НОРИТОВЫЕ ИНТРУЗИИ ДОКЕМБРИЯ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

3119



ЛЕНИНГРАД
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1979



УДК 552.321.5:552.321.6(470.22)

Гипербазиты и расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузии докембрия Северной Карелии. Л а в р о в М.М. Л., „Наука", 1979. 136 с.

В книге приводится характеристика архейских и нижнепротерозойских основных и ультраосновных интрузивных комплексов Северной Карелии, представляющих гипербазитовую, расслоенных перидотит-габбро-норитовых интрузий и габбро-перидотитовую формации восточной части Балтийского щита. Описания конкретных комплексов включают данные по геологии, петрографии, минералогии, петрохимии и геохимии. Освещаются вопросы кристаллизации и дифференциации расслоенных интрузий и механизм их формирования. Разбираются процессы метаморфических и метасоматических преобразований гипербазитов. Лит. - 93 назв., ил. - 32, табл. - 25.

О т в е т с т в е н н ы й р е д а к т о р
кандидат геолого-минералогических наук
А.И. БОГАЧЕВ

Марк Михайлович Л а в р о в

ГИПЕРБАЗИТЫ И РАССЛОЕННЫЕ ПЕРИДОТИТ-
ГАББРО-НОРИТОВЫЕ ИНТРУЗИИ ДОКЕМБРИЯ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

Утверждено к печати Институтом геологии Карельского филиала АН СССР

Редактор издательства Т.П. Ж у к о в а. Художник Я.В. Т а у б в у р ц е л ь
Технический редактор Л.Н. Ч е ш е й к о. Корректоры З.В. Г р и ш и н а
и Э.Н. Л и п п а

ИБ № 8803

Подписано к печати 3.09.79. М-28912. Формат 60x90 1 1/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Печ. л. 8 1/2 + 1 вкл. (1/2 печ.л.)= = 9.0 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 9.47. Тираж 600. Изд. № 7235. Тип. зак. № 227. Цена 1 р. 40 к.

Ленинградское отделение издательства „Наука"
199034, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1

Ордена Трудового Красного Знамени Первая типография издательства „Наука"
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12

Л 20805-656 299-79.1904020000. © Издательство „Наука", 1979 г.
055(02)-79

ПРЕДИСЛОВИЕ

Докембрийские гипербазиты и габброиды являются объектами пристального внимания исследователей. Важнейшей причиной повышенного к ним интереса являются приуроченные к ним крупнейшие месторождения хромитов, платиноидов, титано-магнетитовых и сульфидных медно-никелевых руд. В этом отношении интрузии Северной Карелии заслуживают большого внимания, так как размещены по соседству с известными медно-никелевыми месторождениями Кольского полуострова, генетически связанными с аналогичными интрузивными образованиями. Вместе с этим не менее важную роль они играют и как первичные носители информации о составе и физико-химическом состоянии вещества верхней мантии на ранних этапах геологического развития Земли.

Настоящая работа представляет собой последовательное описание геологии, петрологии и геохимии гипербазитового, перидотит-габбро-норитового и габбро-перидотитового комплексов, представляющих соответственно магматизм протогеосинклинального, орогенной активизации и платформенного этапов геологического развития региона. Рассматриваемые образования являются одними из наиболее типичных представителей соответствующих магматических формаций докембрия восточной части Балтийского щита.

Описание гипербазитов собственно гипербазитового и габбро-перидотитового комплексов (для последнего основное внимание в работе уделяется ультраосновным породам) включает вопросы тектонического положения и геологии массивов, состава первичных пород и процессов метаморфических преобразований. Детальная характеристика комплекса расслоенных перидотит-габбро-норитовых интрузий дается на примере массива Кивакка. Обсуждаются вопросы кристаллизации и дифференциации исходной магмы, механизм формирования интрузии.

Описания включают материалы по петрографии и минералогии, базирующиеся на микроскопии, химических анализах минералов, рентгено-структурных и термографических характеристиках. На основе большого количества оригинальных химических анализов пород рассматриваются петрохимические особенности комплексов. Геохи-

мический аспект настоящей работы дает фактический материал для металлогенических исследований.

В основу работы положены личные наблюдения автора за период с 1963 по 1972 г., являвшиеся частью тематических исследований Института геологии Карельского филиала АН СССР по формационному изучению ультраосновного и основного магматизма главных структурных зон юго-восточной части Балтийского щита, проводимых под руководством А.И. Богачева. Наряду с материалами личных исследований автором учтены фактические материалы работ Северо-Западного территориального геологического управления (Э.В. *Муровой*, Д.К. *Ловицкого*, З.А. Бурцевой, В.И. Шмыгалева и др.).

Аналитические работы проводились в соответствующих лабораториях Института геологии Карельского филиала АН СССР. Химические анализы выполнены В.А. Ахвонен, В.А. Доильницыной, Р.С. Мельянцевой, В.А. Кукиной, рентгено-структурные определения – Р.П. Эйгирд. Термограммы серпентинов сняты И.С. Ивановой.

За советы и постоянное внимание к работе автор выражает глубокую благодарность руководителю исследований и научному редактору кандидату геолого-минералогических наук А.И. Богачеву. Весьма полезны были критические замечания С.И. Зака, А.П. Светова, Л.П. Свириденко, которым автор искренне признателен.

I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МАГМАТИЗМА СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

Метаморфические осадочно-вулканогенные образования Северной Карелии, частично заходящие на территорию Мурманской области, слагают прерывистую полосу общей протяженностью около 250 км (рис.1). Их непосредственным продолжением к западу является сланцевая площадь Кусамо-Рукатунтури Северо-Восточной Финляндии (Вяюрюнен, 1959; Silvenoinen, 1972), в юго-восточном направлении они продолжаются в район оз. Кереть. Восточный, Кукасозерско-Тикшозерский, и западный, Куолаярви-Панаярвинский, участки полосы представляют собой обособленные синклинальные структуры, составляющие в целом Северо-Карельскую синклинальную подзону (синклинорную зону) Карельского пояса карелид, расположенную на его окраине, вдоль юго-западного обрамления Беломорского блока архея (Кратц, 1963).

Основы современных представлений о геологии Северо-Карельской зоны карелид берут свое начало с первых обобщающих работ В.Хакмана, В.Вилкмана (V.Hackman, W.Vilkman, 1929) и Ю.С. Неуструева (1939), но главным образом закладывались в 50-60-е годы, когда в области распространения осадочно-вулканогенных толщ и их гранито-гнейсового окружения проводились планомерные геолого-производственные и тематические работы Северо-Западным территориальным геологическим управлением, Западным геофизическим трестом, Карельским филиалом АН СССР, ВСЕГЕИ и другими организациями. Синтезом этих исследований явились такие крупные обобщающие работы, как монографии К.О. Кратца (1963) и Л.Я. Харитонова (1966). В последующие годы существенные дополнения и коррективы по вопросам стратиграфии, тектоники и магматизма были внесены работами К.А. Шуркина, Ю.Б. Богданова, А.С. Воинова, Л.В. Григорьевой, Н.Ф. Демидова, А.И. Богачева, М.М. Лаврова, Л.П. Свириденко, В.А. Соколова, К.И. Хейсканена, В.С. Куликова, А.И. Голубева, М.А. Гиляровой, Н.И. Московченко, С.И. Турченко, В.И. Робонена, В.И. Коросова и др. Принципиально новые представления о геологическом строении Северной Карелии изложены в монографии К.А. Шуркина и сотрудников (1974).

Согласно представлениям К.О. Кратца, сложноскладчатые осадочно-вулканогенные образования синклинорной зоны принадлежат к геосинклинальным образованиям нижнего протерозоя. К отложениям среднего протерозоя относятся диабазовые вулканиты, кварцито-песчаники, карбонатные сланцы и конгломераты, развитые на ограниченных плащадях в центральной и южной частях Куолаярви-Панаярвинского участка, на северном берегу оз. Кукасозеро и мысе Хирвинаволок.

Согласно стратиграфической схеме Л.Я. Харитонова, породы верхней части разреза всего комплекса протерозойских отложений, составляющие значительные площади в районах озер Кукасозеро, Куолаярви и Панаярви, относятся к ятулию.

К.А. Шуркин с сотрудниками (Шуркин и др., 1974) большую роль в формировании северо-карельских комплексов отводит диэъюнктивной тектонике. По мнению авторов, структуры карелид представляют собой реликты единого раннекарельского краевого шовного прогиба, связанного с системой глубинных разломов зоны сочленения беломорид и карелид. Деятельностью разломов контролировалось также формирование более поздних нижнепротерозойских и ятулийских прогибов, размещение и развитие основного и кислого магматизма.

В табл. 1 приводится сводная схема стратиграфии Северной Карелии, составленная с учетом результатов исследований Ю.Б. Богданова и А.С. Воинова (1966), Л.В. Григорьевой (1967), М.А. Гиляровой (1968), В.С. Куликова, А.И. Голубева (1973) и в соответствии с рекомендациями Уфимского совещания (1977 г.) по вопросам расчленения докембрия СССР.

Наиболее древние образования синклинорной зоны представлены лопийским отделом, относимым, согласно новой стратиграфической шкале (Келлер и др.,1977), к архею. К ним относятся сложнодислоцированные метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования тикшозерской серии. Помимо гранито-гнейсового обрамления, которое мы отождествляем с лопийскими образованиями, они крайне ограниченно распространены на северо-западе зоны, в районе оз.Ниваярви (ниваярвинская свита), и более широко в Кукасозерско-Тикшозерской структуре, где они представляют ириногорскую свиту (по К.О. Кратцу). Ириногорская свита сложена биотитовыми, биотит-амфиболовыми, амфиболовыми, гранат-, кианит- и ставролит-содержащими гнейсами и сланцами, амфиболитами и амфиболовыми сланцами. Некоторые разновидности амфиболовых сланцев сохраняют текстурные признаки диабазовых вулканитов. Иногда биотитовые гнейсо-сланцы сохраняют текстурно-структурные признаки кислых вулканитов. Породы ириногорской свиты широко развиты в северо-восточной и восточной частях Кукасозерско-Тикшозерского синклинория. В западной части структуры они сохраняются лишь в виде назначительных узких участков.

Основание разреза ириногорской свиты неизвестно в связи с интенсивной мигматизацией и гранитизацией пород. Мигматитовые и

Таблица 1

Схема стратиграфии и магматизма докембрия Северной Карелии

Группа	Отдел	Порода, свита		Интрузивный комплекс
Протерозойская (нижняя подгруппа)	Вепсий			Долеритовый
	Суйсарий	Диабазы, пикритовые порфириты. Туфопесчаники, вулканические брекчии		Габбро-перидотитовый
	Ятулий	Диабазы, доломиты, кварцито-песчаники, конгломераты	Свита Хирвинаволок	Габбро-диабазов и альбититов
		Диабазы, доломиты, графитистые и другие сланцы, кварцито-песчаники		
		Диабазы, слюдистые сланцы, кварциты, аркозы, конгломераты		
	Сумий-сариолий	Диабазы, кварцевые порфиры, плагиопорфиры, туфо- и лавобрекчии основного и кислого состава, конгломераты		Гранитовый Габбро-диабазовый Расслоенных интрузий
Архейская	Лопий	Кукасозерская свита. Амфиболовые сланцы		Мигматит-гранитовый Гипербазитовый Габбро-диабазовый
		Ириногорская свита. Биотитовые, амфиболовые, гранат- и кианит-содержащие гнейсы, гранито-гнейсы, мигматиты		
		Гнейсы, гранито-гнейсы, мигматиты беломорского комплекса		

гранито-гнейсовые образования с размещающимися в них полями ребольских мигматит-гранитов и гранитов занимают значительные площади по южному и северному обрамлению синклинорной зоны. Обычно они рассматривались в качестве архейского фундамента карелид. К.А. Шуркин и сотрудники (1974) разделяют эту точку зрения, но считают фундамент более сложным образованием, подобным „геосинклинальному комплексу основания", в котором помимо преобладающих архейских беломорских гнейсов, испытавших полную перекристаллизацию и мигматизацию, участвуют реликты гнейсо-сланцев и амфиболитов тикшозерской серии лопия и нижнепротерозойские ультраметагенные гранитоиды.

Проведенные нами исследования гранито-гнейсовых полей убеждают в том, что площади обрамления синклинорной зоны представляют собой в основном мигматизированные и гранитизированные образования лопия (Лавров, Свириденко, 1973, 1974). В связи с тем что мигматизация и гранитизация осуществлялись синтектонично ребольским дислокациям, в которые вовлекались и породы беломорского комплекса, граница с последними точно не устанавливается. На геологической схеме эта граница проводится условно по совокупности геологических и геофизических данных.

Более высокое стратиграфическое положение занимает вулканогенная толща кукасозерской свиты, мощность которой достигает, по данным Н.Ф. Демидова и К.О. Кратца (1974), 1600 м. Толща представлена перемежающимися амфиболитами, амфиболовыми, гранат-биотит-амфиболовыми сланцами, в которых в верхней части разреза присутствуют метаморфизованные вулканические брекчии. В сланцах нередко наблюдаются реликты миндалекаменных текстур. Местами, по обрамлению толщи, амфиболовые сланцы подвергаются интенсивной мигматизации.

Осадочно-вулканогенный комплекс ириногорской и кукасозерской свит относится К.О. Кратцем (1963) к образованиям раннего (лопийского) этапа развития геосинклинали. Присутствующие в составе комплекса большие массы основных метавулканитов, по химическому составу отвечающих андезито-базальтам и дацито-липаритам, свидетельствуют об интенсивном геосинклинальном вулканизме. Широкое развитие в этот период ультрабазитов гипербазитового формационного типа подтверждает представление о тектоническом режиме, сопоставимом с ранним этапом формирования геосинклинали.

К первым проявлениям интрузивного магматизма относятся метагабброиды и гипербазиты. Метагабброиды залегают в виде небольших согласных линзовидных тел среди пород тикшозерской серии и представляют собой, по-видимому, комагматы лопийских диабазовых вулканитов. Ультрабазиты гипербазитового формационного типа образуют протяженный прерывистый пояс массивов, тяготеющих к внешнему краю синклинорной зоны. Массивы залегают как среди супракрустальных пород лопия, так и среди их мигматизированных и гранитизированных аналогов. В складчатости и синтектоничной мигматизации гипербазиты участвовали как жесткие тела, будини-



Рис.1. Схема геологического строения Северо-Карельской структурной зоны. Составлена М.М. Лавровым и В.С. Куликовым с использованием материалов СЗТГУ.

Нижний протерозой. 1 – суйсарские диабазы, плагиопорфириты, пикритовые порфириты, вулканические брекчии, 2 – суйсарские туфопесчаники, туфосланцы; верхнеятулийские карбонаты, песчаники, туфы; верхний ятулий: 3 – диабазы, плагиопорфириты, 4 – полимиктовые конгломераты, песчаники; средний ятулий: 5 – диабазы, 6 – кварцито-песчаники, доломиты, актинолит-карбонатные, графитистые, серицит-хлоритовые сланцы, туфосланцы; нижний ятулий: 7 – диабазы, 8 – кварцито-песчаники, слюдисто-кварцевые сланцы, аркозы, конгломераты; сумий-сариолий: 9 – диабазы, порфириты, кварцевые порфиры, плагиопорфиры, туфо- и лавобрекчии основного и кислого состава, 10 – полимиктовые конгломераты, Архей (лопий). 11 – амфиболовые, биотит- и гранат-амфиболовые сланцы, вулканические брекчии (кукасозерская свита), 12 – биотитовые, биотит-амфиболовые, гранат-биотитовые гнейсы и сланцы, амфиболиты (ириногорская свита), 13 – гнейсы, гранодиорито-гнейсы, плагиогранито-гнейсы, мигматиты, 14 – гнейсы, гранито-гнейсы, мигматиты, 15 – беломорский комплекс (гнейсы, мигматиты, гранито-гнейсы – бластокатаклазиты). Интрузивные образования: 16 – каледонские интрузии ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов. Интрузии нижнего протерозоя: 17 – вепсские долериты, 18 – суйсарские гипербазиты, 19 – ятулийские габбро-диабазы, альбититы, 20 – сумийские габбро-диабазы, 21 – плагио-микроклиновые граниты, 22 – расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузии. Архей. 23 – мигматит-граниты, 24 – гипербазиты, 25 – тектонические нарушения. Цифры в кружках – массивы основных и ультраосновных пород: 1 – Кивакка, 2 – Ципринга, 3 – Луккулайсваара, 4 – Кундозерский, 5 – Ниваярвинские, 6 – Ортсасъярви, 7 – Каменноозерский, 8 – Невгозерский, 9 – Ханкусъярви, 10 – Тикшозерский, 11 – Куолаярвинские, 12 – Какойва.

Зак. 227

руясь и сминаясь в складки и испытывая метаморфические преобразования. Кислый магматизм проявился в форме активной мигматизации и гранитизации лопийских толщ (Фиженко и др., 1971; Лавров, Свириденко, 1974). Мигматит-граниты формируются в период складчатости. Их состав колеблется в широких пределах и определяется в большой мере составом исходного субстрата. Различаются мигматиты плагиомикроклиновых гранитов по гнейсам и сланцам различного состава и более гомогенизированные порфиробластические гранито-гнейсы, диорито- и плагиогранито-гнейсы. Мигматит-гранитовые комплексы с широким спектром состава от диоритов до плагиомикроклиновых гранитов развиты преимущественно в антиклинорных структурах обрамления синклинорной зоны и особенно широко к югу от нее, в районе озер Пяозеро и Тикшозеро.

Завершение ребольского периода складчатости, возраст которой оценивается в 2700-2800 млн. лет, сопровождается стабилизацией. Период послеребольской стабилизации, по нашему мнению, может рассматриваться как период активизации (эпиплатформенной) или период подвижной платформы. Он знаменуется заложением глубинных разломов, развитием прогибов и активным разнообразным по формам проявлений и составу магматизмом. Самым ранним проявлением магматизма этого периода является внедрение расслоенных перидотит-габбро-норитовых интрузий вдоль системы субширотных глубинных разломов (рис.1). Как будет показано далее, они имеют все признаки внедрения в жесткую раму в спокойных тектонических условиях и соответствуют типичным платформенным образованиям. В свою очередь в более позднее время интрузии (что особенно четко видно на примере массива Кивакки) подверглись блокировке и воздействию гранитов. Последние воздействуют также на дайки габбро-диабазов, развитые вблизи массивов и образующие совместно с дайками габбро-диабазов более молодого возраста широкий пояс северо-западного субширотного простирания. По времени внедрения дайки могут быть сопоставлены с соответствующей формацией, впервые описанной на примере Западной Карелии (Лавров, 1975) и подобной по химизму траппам древних платформ. В Западной Карелии породы этих даек испытывают воздействие селецких гранитов, возраст которых оценивается в 2100-2200 млн.лет. Возраст соответствующих гранитов в Северной Карелии проблематичен. Верхний возрастной предел их ограничен отсутствием воздействия гранитов на орогенные вулканогенно-осадочные образования Панаярвинской структуры. На современном уровне изученности нам представляется наиболее реальным их сопоставление с вышеупомянутыми селецкими гранитами с возрастом 2100-2200 млн.лет, относимыми к периоду селецкой активизации (Свириденко, Хейсканен, 1976).

Орогенные образования Северной Карелии, которые, согласно Т.Ф. Негруца и В.З. Негруца (1975), относятся к образованиям периода активизации эпилопской области завершенной складчатости, представлены комплексом липарит-дацитовых и андезит-базальтовых вулканитов, развитых в районе озер Панаярви-Ципринга.

Вулканогенная толща с базальными конгломератами в основании со структурным несогласием перекрывает мигматит-гранитовые породы лопия. В составе толщи присутствуют метаморфизованные диабазы, мандельштейны, плагиопорфиры, кварцевые порфиры, туфы, туфо- и лавобрекчии основного и кислого состава. Разрез толщи не выдержан по площади. С запада на восток в ее составе уменьшается объем основных вулканитов и увеличивается объем кислых. Мощность толщи колеблется от 640 до 1320 м (Робонен и др., 1975). Конгломерато-вулканогенный комплекс оз. Панаярви сопоставляется с тунгудско-надвоицкой серией (Кратц, 1963; Хейсканен, 1973, и др.). Высказано мнение о прорывании этого комплекса расслоенной интрузией Луккулайсвара (Коросов и др., 1975). Новейшие геологические наблюдения в этом районе в 1977 г. В.С. Степанова (устное сообщение) показали наличие габброидов расслоенных интрузий в гальке базальных конгломератов. Они хорошо согласуются с вышеприведенной последовательностью геологических событий в данном районе.

К платформенному периоду на территории Северной Карелии относятся отложения ятулия (по новой схеме – нижнего протерозоя; Келлер и др., 1977), широко развитые в пределах синклинорной зоны. В сводном разрезе Куолаярви–Панаярвинского участка (Куликов, Голубев, 1973; Куликов и др., 1974) выделяется четыре толщи (*снизу вверх*): 1) конгломераты с карбонатным цементом, кварцито-песчаники, аркозы, слюдисто-кварцевые и слюдисто-карбонат-кварцевые сланцы, покровы диабазов; 2) – кварцито-песчаники, доломиты, актинолит-карбонатные, графитистые и серицит-хлоритовые сланцы, туфосланцы, покровы диабазов; 3) – полимиктовые конгломераты, кварцито-песчаники, туфы, мергелистые туфы, доломиты, карбонатные песчаники, многочисленные покровы диабазов и плагиопорфиритов; 4) – туфопесчаники, туфосланцы с прослоями углеродсодержащих сланцев, многочисленные покровы диабазов, плагиопорфиритов, пикритовых порфиритов. Общая мощность осадочно-вулканогенных образований более 4,5 км. Первая–третья толщи могут быть сопоставлены с ятулием, четвертая – с суйсарием Южной Карелии. Нижнеятулийские кварциты, аркозы и конгломераты несогласно залегают на гранитах и гранитизированных породах лопия и на сумийско-сариолийских вулканитах.

В пределах Кукасозерско-Тикшозерского участка к ятулию мы относим толщу кварцито-песчаников и слюдистых сланцев, переслаивающихся в верхах разреза с покровами диабазов (кварцитовая толща кукасозерской свиты) и перекрывающая ее хирвинаволокская свита. Как показали наблюдения, по южному берегу оз. Ханкусъярви (Лавров, Свириденко, 1973) и в районе северо-западного побережья Кукасозера, ритмичнослоистые и косослоистые кварцито-песчаники с физической корой выветривания и базальными гранитными конгломератами или горизонтами карбонато-гравелито-сланцевых пород в основании со структурным несогласием залегают на мигматизированных гнейсах ириногорской свиты и на амфиболитах кукасозерской

свиты. Иначе говоря, соотношение кварцито-песчаников с подстилающими породами фиксирует резкую смену в характере тектонического развития района. Накоплению кварцито-песчаников предшествовали складчатость, метаморфизм, мигматизация и гранитизация толщ и внедрение гранитов.

Отложения хирвинаволокской свиты слагают острова и мыс Хирвинаволок оз. Кукасозеро. Породы свиты согласно перекрывают кварцитовую толщу. В ее составе принимают участие доломиты, кристаллические известняки, карбонат-слюдистые, биотитовые, биотит-кварцевые, амфиболовые, гранат- и кианитсодержащие сланцы и графитовые сланцы. К верхней части разреза свиты приурочены линзы полимиктовых конгломератов. Карбонаты преимущественно развиты в низах и верхах свиты. Вместе с различными сланцами они часто образуют тонкое ритмичное переслаивание. В составе свиты присутствуют также покровы метаморфизованных диабазов.

Магматизм этого периода наиболее полно и широко проявился в Панаярви-Куолаярвинской структуре. В составе ятулия среди кварцито-сланцев, песчаников и доломитов присутствуют многочисленные покровы диабазов, вулканические брекчии и туфы. Более ограниченно развиты комагматичные эффузивам силлы и дайки габбро-диабазов. Последние нередко альбитизированы либо сопровождаются зонами альбитизации. Аналогичные по химическому составу, но значительно сильнее метаморфизованные покровы и силлы аподиабазовых амфиболовых сланцев и амфиболитов присутствуют среди отложений Хирвинаволокской свиты Кукасозера.

Магматизм заключительного (суйсарского) этапа нижнего протерозоя проявился только в центральной части Куолаярвинской структуры в эффузивной и интрузивной форме. Многочисленные покровы диабазов и вулканических брекчий, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации, формируют мощную лавовую толщу. Покровы имеют однородное и дифференцированное строение. Последние, по данным В.С. Куликова, в нижних частях представлены пикритовыми порфиритами. Многочисленные силлы и пластово-секущие тела диабазов, пироксенитов, серпентинитов, перидотитов и оливинитов размещаются только в осадочно-вулканогенных толщах суйсария и верхней толще ятулия. Проявления кислого магматизма в этот период крайне ограничены. Среди ятулийских отложений известны единичные мелкие дайковые и жильные тела гипабиссальных гранитоидов и пегматитов.

Завершают магматизм нижнего протерозоя дайки долеритов. Они образуют субширотные, четкие, маломощные, различной протяженности трещинные тела в районе оз. Туутиярви. Дайки секут складчатые структуры ятулийского комплекса и, вероятно, соответствуют вепскому отделу нижнего протерозоя.

Последние проявления магматической деятельности относятся к палеозою. В пределах рассматриваемого участка Северо-Карельской зоны карелид к ним относятся дайки щелочного состава и Салаилатвинский массив щелочных-ультраосновных пород и карбонатитов.

Заканчивая краткий обзор основных черт стратиграфии и магматизма, подчеркнем, что в истории геологического развития Северной Карелии выделяются три этапа: 1) протогеосинклинальный, 2) орогенной активизации и 3) платформенный. Каждому этапу соответствуют свои типовые магматические формации. Основываясь на принципах выделения магматических формаций, разработанных Ю.А. Кузнецовым (1964), и в соответствии с корреляционной схемой формаций Карело- Кольского региона (Бельков и др., 1972), мы выделяем следующий ряд комплексов: 1) комплексы протогеосинклинальной стадии (липарито-дацито-андезито-базальтовый, гипербазитовый, мигматит-гранитовый); 2) комплексы периода активизации (перидотит-габбро-норитовых расслоенных интрузий, габбро-диабазовый, гранитов, липарито-дацитовый и андезито-базальтовый); 3) комплексы платформенной стадии (ятулийский толеит-базальтовый вулканогенный и габбро-диабазовый интрузивный, суйсарский оливин-толеитовый вулканогенный и габбро-перидотитовый интрузивный, вепский долеритовый).

II. ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Геологическое строение гипербазитовых массивов

Ультрабазиты гипербазитового формационного типа в виде единичных тел и их цепочковидных скоплений общим количеством более 50 массивов следуют от оз. Ниваярви до восточного берега Тикшозера (рис. 1), составляя в совокупности протяженный Северо-Карельский гипербазитовый пояс.

Крайняя северо-западная группа тел расположена в районе оз. Ниваярви, где они частью залегают в амфиболитах, частью в гнейсах и мигматитах лопия. Южнее, в районе р. Кайман, озер Ортсасъярви и Каменного, гипербазитовые тела сосредоточены в полосе протяженностью около 25 км и размещаются среди гнейсов и мигматитов. В восточной ветви пояса массивы гипербазитов концентрируются на западном (Невгозерско-Ханкусъярвинская группа) и восточном (Тикшозерская группа) флангах Кукасозерско-Тикшозерской структуры. Массивы апоперидотитовых серпентин-карбонат-тальк-хлорит-амфиболовых пород, расположенные восточнее оз. Кукасозеро, отнесены нами к габбро-перидотитовому комплексу.

Независимо от пространственного размещения гипербазитов и состава вмещающих пород залегание их повсеместно согласное. При этом вокруг массивов в непосредственной близости от контакта кристаллизационная сланцеватость и полосчатость гнейсов имеют облекающий характер, т.е. согласованы с контурами массивов. Подобные явления согласованности структур описаны в Аллареченском районе Кольского полуострова (Зак и др., 1972). Они указывают на доскладчатый характер гипербазитов. Об этом же свидетельствуют будинирование тел, дробление и согласная рассланцованность краевых зон. Вместе с ними такие явления, как закатывание мелких блоков гипербазитов в массу апогипербазитовых краевых сланцев, перемятость и милонитизация вмещающих приконтактовых пород, являются свидетельством того, что большинство массивов или все они являются бескорневыми, испытавшими тектонические перемещения в твердом состоянии.

Форма тел пластово-линзовидная, линзовидная, овальная, иногда глыбовидная. Размеры крайне непостоянны: длина колеблется от первых сотен метров до нескольких километров, мощность – от первых десятков метров до 1 км. Состав пород, слагающих массивы, довольно однороден. Несмотря на существенные метаморфические преобразования, многие из крупных массивов в различных участках пояса сохраняют слабо измененными первичные породы, представленные преимущественно оливинитами и подчиненно гарцбургитами.

Явления дифференциации в массивах отсутствуют. Некоторая анизотропия состава ограничивается весьма незначительным обогащением отдельных участков пироксенами. Гипербазиты не сопровождаются магматическими телами иного состава, в частности габброидами, столь характерными для габбро-перидотитовой формации. Вторичные изменения гипербазитов выражаются в серпентинизации, амфиболизации, хлоритизации, в развитии талька, карбоната, а также пироксенизации и во вторичном оливинообразовании.

Возрастное положение гипербазитов определяется тем, что они структурно сопряжены с гнейсами, сланцами и амфиболитами лопия, вместе с ними участвуют в складчатых движениях и являются домигматитовыми образованиями. По геологическому положению, минеральному и химическому составу они близки гипербазитам Кольского полуострова (Зак и др., 1972; Виноградов, 1971) и не сопоставимы с гипербазитами габбро-перидотитового комплекса протерозоя Северной Карелии и Печенги (Горбунов, 1969). По совокупности всех признаков они соответствуют гипербазитовой формации ранних этапов развития подвижных зон (Кузнецов, 1964). Ниже приводится краткое описание отдельных массивов различных участков, характеризующих общие типичные особенности гипербазитового комплекса.

В Невгозерскую группу объединяется 10 тел, расположенных на южном и западном побережьях оз. Невгозеро. Собственно Невгозерский массив представлен тремя крупными, сближенными, субширотно вытянутыми пластово-линзовидными телами (рис. 2) общей длиной 7.3 км и максимальной шириной до 1.1 км. Западную часть составляют два параллельно следующих линзовидно-вытянутых тела. Их длина 2.1 и 3.0 км, наибольшая ширина 850 и 400 м. Тела разделены 50-100-метровой полосой биотит-амфиболитовых сланцев и гнейсов. Восточное тело находится на расстоянии 150 м от западных. Его длина 3.9 км, наибольшая ширина 550 м. Вдоль их северной и южной границ узкой выклинивающейся полосой прослеживаются из района Кукасозера биотит-серицитовые сланцы, гранат-биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы тикшозерской серии лопия, переходящие севернее и западнее в мигматиты и порфиробластические гнейсы и гранито-гнейсы (Лавров, Свириденко, 1974). Юго-западное и северо-западное обрамление массива представлено биотитовыми и амфибол-биотитовыми, местами порфиробластическими гнейсами и мигматитами. Тела залегают согласно с кристаллизационной сланцеватостью и полосчатостью вмещающих

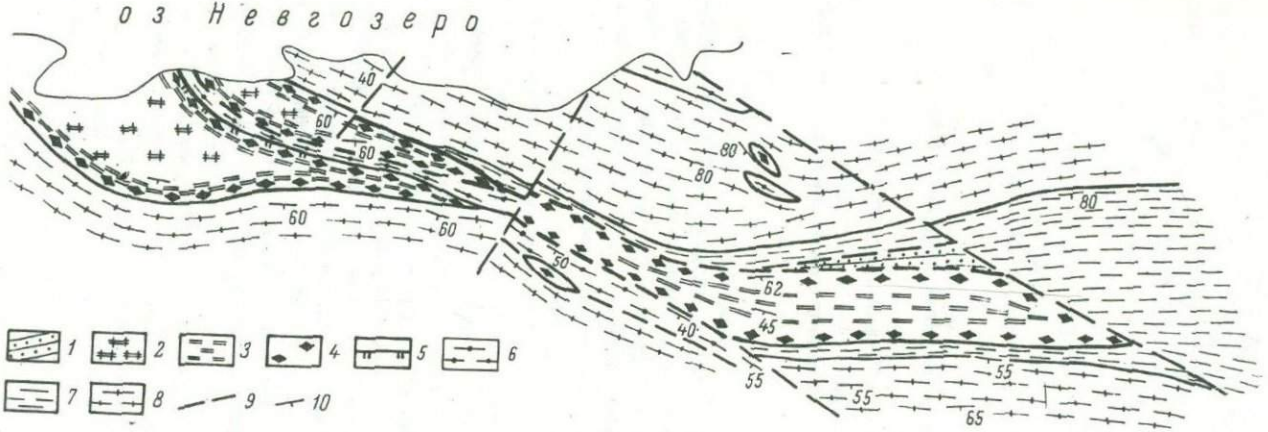


Рис. 2. Схема геологического строения Невгозерского массива.

1 – слюдисто-кварцевые сланцы, 2 – оливиниты, 3 – серпентиниты, 4 – апооливинитовые хлорит-амфиболовые сланцы, 5 – вторичные диопсидиты; лопий: 6 – амфиболовые сланцы, 7 – биотитовые, биотит-амфиболовые, гранат- и ставролитсодержащие гнейсы и сланцы, 8 – порфиробластические гнейсы, мигматиты, мигматит-граниты; 9 – разрывные нарушения; 10 – залегание сланцеватости.

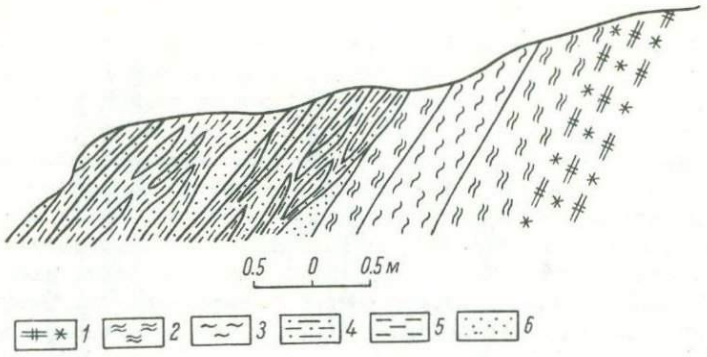


Рис. 3. Разрез контактовой зоны Невгозерского массива.

1 – серпентинит с гнездами радиально-лучистого тремолита, 2 – хлорит-тремолитовая войлочная порода, 3 – тремолитит, 4 – хлорит-актинолитовый сланец, 5 – актинолитовый сланец, 6 – хлоритит.

пород и круто падают на юг в среднем под углом 60°. Они сложены оливинитами, серпентинитами и хлорит-амфиболовыми породами с переменным в целом незначительным содержанием талька и карбоната. В размещении разновидностей четко проявлена зональность. Слабоизмененные оливиниты, сохранившиеся в центральных частях западных тел, постепенно к периферии сменяются серпентинитами, и последние также постепенно замещаются краевыми хлорит-амфиболовыми породами. Ширина зон различна в различных участках тел и колеблется от десятков до сотен метров. Вдоль северного контакта юго-западного тела узкой протяженной полосой развиты вторичные диопсидиты и гранат-цоизит-диопсидовые породы.

Контакты гипербазитов повсеместно тектонически нарушены. Там, где в обнажениях удается наблюдать контактовую зону, всегда отмечаются в окружающих породах интенсивная перемятость, зоны брекчий и милонитов. По контактовым поверхностям тел развиты апогипербазитовые хлорит-амфиболовые сланцы с характерной облекающей структурой. Местами сланцы брекчированы и залечены поздним хлоритом. Убедительный пример тектонизированных краевых частей гипербазитов представляет мелкая (130 х 40 м) крутопадающая линза апогипербазитовых хлорит-амфиболовых сланцев, залегающая среди гранито-гнейсов севернее восточного тела. В одном из участков краевого актинолитового сланца обнаружен запрессованный эллипсовидный блок 55 х 30 см аналогичных актинолитовых сланцев, окаймленный 1-2-сантиметровой хлоритовой каймой. Сланцеватость в блоке ориентирована поперек сланцеватости краевых сланцев.

Строение приконтактовых хлорит-амфиболовых кайм Невгозерского массива однородное и полосчатое. В последнем случае они

представлены чередующимися полосами – линзами светло-серых тремолитовых, зеленых актинолит-тремолитовых сланцев и хлорититов (рис.3).

Сближенность массивов, их однотипное залегание, идентичный состав и строение позволяют предположить, что первоначально это было единое пластовое тело, разобщенное в процессе складчатых и разрывных деформаций на отдельные линзы.

Массив Ханкусъярви в районе одноименного озера образует пластовое тело, смятое вместе с вмещающими породами в синклинальную складку северо-западного простирания, полого погружающуюся на юго-восток. Общая площадь массива около 4 км^2 (рис.4). Вмещающие породы в северном и западном обрамлении представлены мигматизированными биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами, порфиробластическими гнейсами и гранитогнейсами. Кровлю и основание с восточной стороны слагают мелкозернистые биотитовые гнейсы и сланцы. Восточнее основного массива имеется небольшой выход 100 х 400 м аналогичных гипербазитов, образующих изогнутое тело вдоль границы отмеченных гнейсов лопия и карбонат-серицитовых и кварц-серицитовых сланцев. Гнейсовидность и сланцеватость вмещающих пород согласны контактовой поверхности массива. Согласными являются и широко развитые в гипербазитах вторичные линейно-плоскостные текстуры. Они выражаются однонаправленным расположением агрегатов дробления оливинитов, вторичной полосчатостью, обязанной развитию жил пироксена по густой системе трещиноватости, а также вытянутостью цепочек магнетита и ориентировкой порфиробласт пироксена.

3119

В строении массива четко проявлена метаморфическая зональность. Контактовая зона представлена узкой 4-8-метровой каймой хлорит-амфиболовых и карбонатных пород. К центру массива они сменяются 20-100-метровой зоной серпентинитов. Центральная часть сложена вторичными гарцбургитами и оливинитами. В экзоконтактах массива участками развиты полосчатые метасоматиты, содержащие в переменном количестве среди кварц-полевошпатовой массы амфибол, эпидот, карбонат, диопсид, оливин; местами в экзоконтактах развиты зоны оквардевания.

Тикшозерский массив имеет сходное строение с вышеописанными массивами. Он обнажается севернее и южнее Степановой губы оз. Тикшозера. Общая длина массива около 2.5 км, ширина около 0.6 км. Массив вытянут в северо-западном направлении согласно с общей структурой вмещающих пород и залегает среди амфиболитов, сланцев и гнейсов ириногорской свиты. Он сложен оливинитами, пироксеновыми оливинитами, серпентинитами, серпентин-хлорит-амфиболовыми и хлорит-тальк-амфиболовыми породами. Оливиниты сохраняются в виде ограниченных участков в центральной зоне массива и существенно изменены. Интенсивность замещения возрастает от центра к периферии, где преобладают тальк-карбонат-хлорит-амфиболовые породы. В отличие от других массивов пояса в нем несколько больше развиты карбонат и тальк.

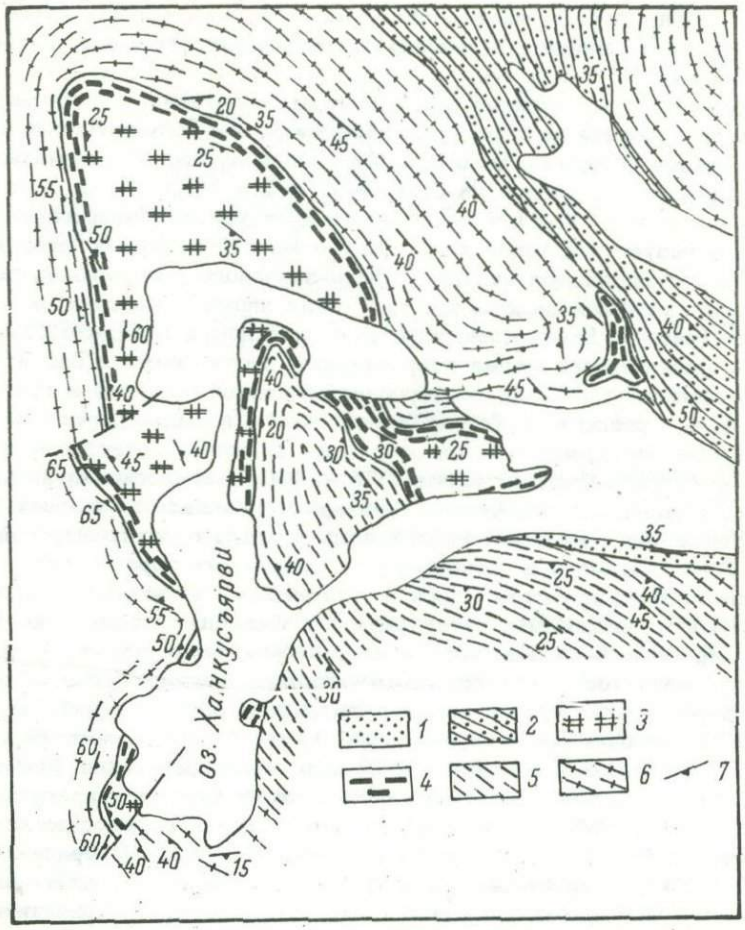


Рис. 4. Схема геологического строения массива Ханкусьярви.

1 – кварцито-песчаники, конгломераты, 2 – серицит-кварцевые сланцы, 3 – оливиниты, гарцбургиты, 4 – серпентиниты, 5 – мелкозернистые гнейсы, эпидот-слюдисто-кварцевые сланцы, 6 – мигматиты, гранито- и гранодиорито-гнейсы, 7 – залегание сланцеватости.

Карбонатизированные и отальк*о*ванные разновидности в виде полослинз присутствуют главным образом в краевых зонах массива среди серпентин-хлорит-амфиболовых пород. Вблизи контактов массива встречаются полосовидные скопления пироксена, псевдоморфно замещенного амфиболом. Н.И. Климовым описаны брекчии, в которых амфиболизированные моноклинные пироксены сцементированы карбонат-амфиболовой массой. Как и в Невгозерском массиве, эти обра-

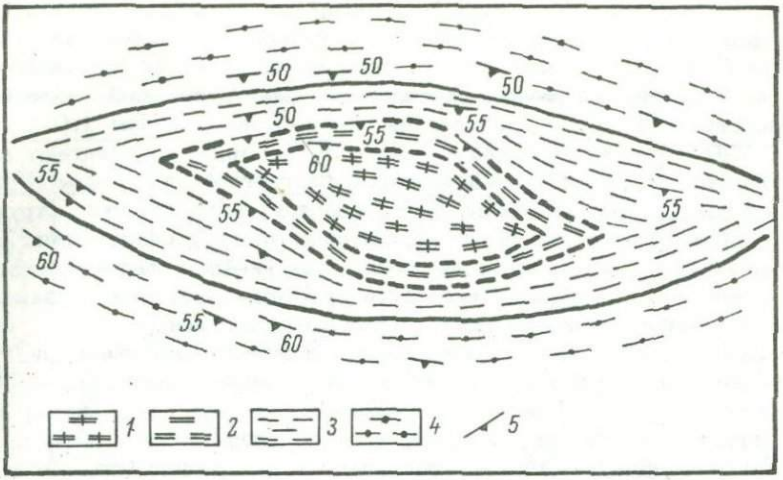


Рис. 5. *Линзовидное тело метагипербазита в районе оз. Ниваярви.*

1 – пятнистая серпентин-хлорит-тремолитовая порода с регенерированным оливином, 2 – хлорит-актинолит-тремолитовый сланец, 3 – актинолитовый сланец, 4 – амфибол-биотитовый гнейс, 5 – залегание сланцеватости.

зования представляют собой зоны метасоматической пироксенизации гипербазитов.

Ниваярвинскую группу составляют мелкие крутопадающие согласные линзовидные тела гипербазитов, залегающие в амфиболитах и амфибол-биотитовых гнейсах. Длина их не превышает 200 м, мощность – нескольких десятков метров. Для всех тел характерны интенсивное рассланцевание и местами развальцевание пород. Гипербазиты этой группы характеризуются интенсивным вторичным изменением. Первичные породы в них отсутствуют. Преобладающими являются хлорит-амфиболовые и хлорит-тальк-карбонат-амфиболовые сланцы. *Лишь в единичных телах среди них* сохранились небольшие участки серпентинитов. В серпентинитах и хлорит-амфиболовых породах широко развиты регенерированные оливины. Соподчиненность сланцеватости тел с их формой и со сланцеватостью вмещающих пород, а также зональность вторичных изменений иллюстрируются на рис. 5. Отнесение данной группы мелких массивов к гипербазитовому комплексу, вследствие недостаточной изученности стратиграфии участка оз. Ниваярви, остается в определенной мере условным.

Гипербазиты района озер *Каменного и Ортсасъярви, по данным* К.М. Кошица, В.В. Яковлевой, С.И. Зака, В.И. Шмыгалева, Н.И. Климова, слагают более 20 тел, составляющих 25-километро-

вое полосовидное скопление. В северной части полосы массивы рассредоточены, в районе оз.Каменного группируются в небольшой зоне размером 4 х 2 км, на которую приходится более половины всего количества тел. Форма массивов овально-удлиненная, линзовидная, пластоволинзовидная, глыбовидная. Наибольшие размеры 1.0-2.0 х х 0.7-0.2 км, наименьшие - 100 х 30 м. Массивы залегают среди биотитовых и амфибол-биотитовых плагиогнейсов. Гнейсы отдельными зонами рассланцованы, имеют бластокатакластические структуры, мигматизированы. Все массивы являются крутопадающими. Кристаллизационная сланцеватость вмещающих гнейсов обычно согласно их окаймляет. Отдельные тела будинированы, растянуты в узкие цепочки или сопровождаются мелкими отторженцами.

Краевые зоны тел сложены хлорит-амфиболовыми сланцами. Центральные части также существенно изменены, но неравномерно, в связи с чем на различных по площади участках сохраняются в различной степени серпентинизированные, хлоритизированные, амфиболизированные и оталькованные оливиниты и перидотиты. По строению, составу, структурам и характеру вторичных изменений гипербазиты подобны таковым Невгозерского массива. Отличием является несколько более высокое содержание пироксенов, в том числе вторичных порфиробластических и жильных, большее оталькование и, главное, - преобладание лизардитовой разновидности серпентинитов над антигоритовой.

Петрографическая характеристика гипербазитов и апогипербазитовых метаморфических пород

Рассмотренные в предыдущем разделе общие особенности гипербазитов показывают, что все разнообразие их вещественного состава в основном связано с вторичными изменениями. Первичными породами являются оливиниты, пироксенсодержащие оливиниты и существенно менее - перидотиты.

Оливиниты представлены массивными мелко- и среднезернистыми темно-зеленовато-серыми породами. Наименее измененные разновидности с количеством оливина 70-90% присутствуют в центральных частях многих массивов, но наибольшие площади они слагают в Невгозерском, Ортсасъярви, Тикшозерском и Каменноозерском массивах. Структура оливинитов панидиоморфнозернистая. Размер зерен оливина колеблется от 0.2 до 2 мм, редко больше. Их форма полигональная, изометричная и удлиненная. В пироксенсодержащих разновидностях присутствуют элементы гипидиоморфнозернистых и пойкилитовых структур. При существенной серпентинизации возникают петельчатые структуры. В зонах катаклаза и дробления структуры приобретают мелко- и тонкозернистый мозаичнороговиковый характер.

Постоянными второстепенными минералами оливинитов являются магнетит (2-8%) и серпентин (10-30%). Не повсеместно, но в отдельных массивах почти постоянно присутствуют в небольшом

Таблица 2

Химический состав первичных и вторичных оливинов (в вес.%)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	40.54	39.87	40.10	40.53	42.20	41.76	39.77
TiO_2	0.16	0.10	0.10	Сл.	0.01	Сл.	Сл.
Al_2O_3	0.79	0.87	Не обн.	0.07	0.10	0.05	0.92
Fe_2O_3	Не обн.	Не обн.	3.86	0.18	1.18	Не обн.	0.47
FeO	10.80	9.88	6.37	7.77	3.02	3.70	9.67
MnO	0.18	0.22	0.26	0.24	0.15	0.17	0.67
MgO	45.74	48.39	48.19	50.26	53.16	54.22	47.24
CaO	0.46	0.17	0.24	Сл.	0.06	Не обн.	Сл.
Na_2O	0.09	0.05	0.07	0.05	0.10	"	0.03
K_2O	0.03	0.02	Не обн.	0.05	Не обн.	"	0.08
H_2O^-	0.27	0.20	0.16	0.20	0.13	0.16	0.26
П.п.п.	Не обн.	Не обн.	0.69	0.46	0.08	Не обн.	Не обн.
NiO	0.38	0.46	0.34	0.17	0.21	0.24	0.24
CoO	0.022	0.026	0.015	0.023	0.009	0.02	0.04
CuO	0.024	0.002	0.004	0.004	0.003	Не обн.	Не обн.
Cr_2O_3	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	Сл.	0.01
V_2O_5	0.04	0.01	0.05	0.011	0.05	Не обн.	Не обн.
P_2O_5	0.03	0.03	-	0.05	-	-	0.35
Сумма	99.57	100.32	100.48	100.09	100.47	100.32	99.75

Количество ионов в пересчете на 4 (O)

Si	1.007	0.952	0.987	0.993	1.006	0.997	0.983
Ti	0.003	0.003	0.002	-	-	-	-
Al	0.024	0.025	-	0.001	0.003	-	0.027
Fe^{+3}	-	-	0.071	0.003	0.020	-	0.009
Fe^{+2}	0.224	0.200	0.131	0.159	0.060	0.073	0.202
Mn	0.005	0.004	0.006	0.004	0.003	0.004	0.013
Mg	1.691	1.773	1.765	1.835	1.886	1.926	1.740
Ca	0.012	0.004	0.006	-	0.001	-	-
Na	0.006	0.002	0.003	0.003	0.006	-	0.003
Ni	0.008	0.009	0.007	0.001	0.004	0.004	0.004
P	0.001	0.003	-	0.001	-	-	0.007
F	11.7	10.1	10.3	8.1	4.1	3.7	10.6

Примечание. 1,2 – оливины из серпентинизированных оливинитов массива Ортсасъярви; 3 – то же из массива Невгозеро, 4 – из серпентинизированного и тремолитизированного пироксенсодержащего оливинита Каменноозерского массива; 5,6 – оливины из вторичных гарцбургитов массива Ханкусъярви; 7 – регенерированный оливин из антигоритовых серпентинитов массива Невгозеро. $F = 100(Fe^{+2} + Fe^{+3})/(Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mg)$.

количестве тремолит и реже антофиллит, хлорит, тальк. В более измененных разновидностях количество оливина последовательно снижается вплоть до полного исчезновения и соответственно увеличивается количество вторичных минералов, т.е. существует последовательная серия пород от слабо измененных до нацело преобразованных.

Первичные оливины бесцветны или слегка буроваты. В них часто хорошо выражена спайность. Показатели преломления колеблются в следующих пределах: $Ng = 1.680–1.689$; $Np = 1.645–1.653$. Угол оптических осей составляет 86–90°. Химический состав их представлен в табл. 2, согласно которому первичные оливины следует классифицировать как форстериты с железистостью 8.1–11.7%.

Магнетит в оливинитах присутствует в виде мелкой (0.02–0.4 мм) рассеянной вкрапленности. Часть зерен находится в виде включений в оливине, другая часть занимает межзерновые пространства. Для первых и значительно меньше для вторых характерны правильные овальные и субидиоморфные очертания.

Хромиты в гипербазитах присутствуют в очень ограниченном количестве, изредка в виде самостоятельных идиоморфных зернышек или в центральных частях некоторых зерен магнетита.

Пироксенсодержащие разновидности оливинитов имеются во всех массивах. Количество пироксена в целом небольшое, и распределен он неравномерно: до 2–5% в Невгозерском, 5–8% в Каменноозерском, Ортсасъярви и Тикшозерском массивах, редко достигает 15–20%. В последнем случае зерна пироксена образуют полосовидные скопления.

Все или почти все первичные пироксены псевдоморфно замещены тремолитом с характерной пелитоморфной сыпью магнетита, отличающей их от других, вторичных, амфиболов. Форма зерен пироксена короткопризматическая и неправильная. Они рассредоточены между зернами оливина, образуют мелкие скопления или развиты в виде крупных пойкилитовых зерен с мелкими округлыми включениями оливина. Судя по реликтам зерен, пироксен представлен энстатитом, содержащим около 10% железистого компонента.

Гипербазиты прошли сложный путь метаморфических изменений. Последовательность замещения минералов не всегда устанавливается достаточно надежно вследствие многостадийности процесса и повторного наложения однотипных минеральных ассоциаций. Обобщенно для комплекса устанавливается следующая (главная) стадийность вторичных преобразований: 1) лизардитизация (I генерация), 2) тремолитизация, антофиллитизация (I), 3) массовая лизардитизация (II), 4) антигоритизация, 5) массовая амфиболизация и хлоритизация, 6) карбонатизация и оталькование.

Широко распространенные процессы вторичного оливинообразования и пироксенизации в основном имели место на поздних стадиях, после антигоритизации и амфиболизации. Исключение составляет Ханкусъярвинский массив, в котором перекристаллизация оливина и ранняя энстатизация предшествовали развитию лизардита II генерации.

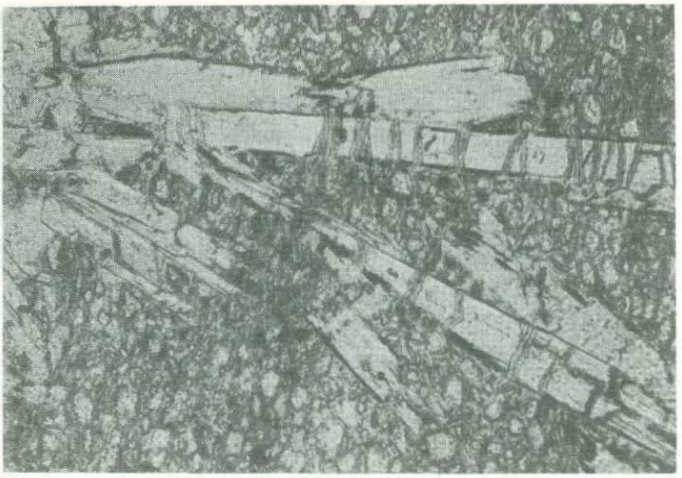


Рис. 6. Развитие ленточного лизардита по зоне дробления оливинита и поперечным трещинкам в тремолите ранней генерации. Чешуйки хлорита развиваются позднее лизардита. Без анализатора, ув. 75.

С е р п е н т и н и з а ц и я характеризует наиболее распространенный процесс вторичного преобразования оливинитов. Она проявлена во всех массивах. В мелких телах серпентиниты в том или ином объеме сохраняются в центральных частях среди хлорит-амфиболовых апогипербазитовых пород. В крупных массивах они слагают центральные участки или составляют краевую зону между оливинитами и краевыми хлорит-амфиболовыми сланцами.

Основными серпентиновыми менералами являются лизардит и антигорит. Хризотил присутствует в незначительном количестве. Соответственно выделяются лизардитовые, лизардит-антигоритовые и антигоритовые серпентиниты. Последние развиты ограниченно и в основном в Невгозерском массиве.

Устанавливаются три генерации лизардита. Ранний лизардит присутствует в серпентинизированных оливинитах. Он развит в виде петель по тонким трещинкам в оливине. Развитие лизардита второй генерации сопровождало дробление и рассланцевание оливинитов, что особенно четко выражено в массиве Ханкусъярви и участками в Невгозерском массиве. Лизардит здесь образует систему узких непротяженных ленточек, ориентированных в направлении рассланцевания (рис. 6). Параллельно-ленточные и сетчато-ленточные серпентиниты часто сохраняют структурные черты замещенных оливинитов. Раняя петельчатая серпентинизация и развитие лизардита второй генерации разделяются ранним тремолитом и антофиллитом, призматические зерна которых по поперечным трещинкам замещаются лизардитом второй генерации (рис. 6). К третьей генерации лизардита

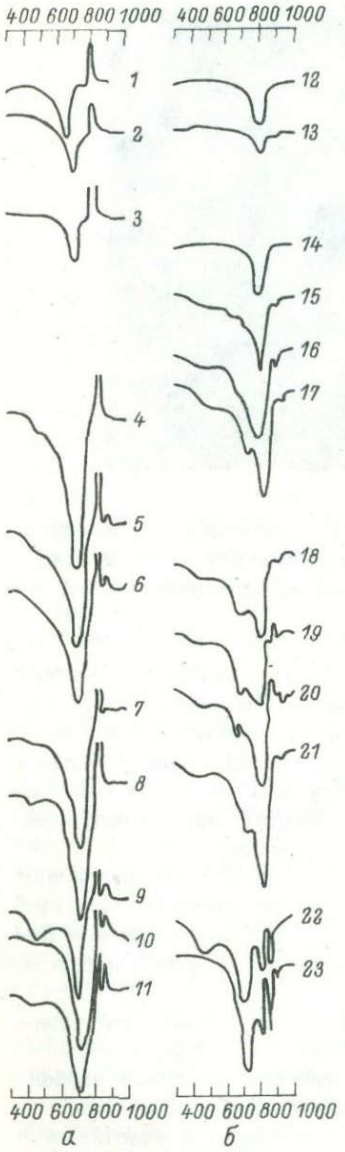


Рис.7. Дифференциальные кривые нагревания серпентинов и серпентинитов.

а – лизардиты, лизардитовые серпентиниты (1 – лизардит по Montoya, Baur, 1963, 2 – по Ивановой, 1966, 3 – по Ивановой и др., 1973); 4 – 7 – серпентиниты массива Ханкусъярви; 8–10 – петельчатый лизардит I генерации Невгозерского массива, 11 – ленточный лизардитовый серпентинит, б – антигориты, антигоритовые серпентиниты (12 – антигорит по Ивановой, 1966, 13 – по Nagy, Faust, 1956, 14 – по Ивановой и др., 1973); 15–21 – антигоритовые серпентиниты Невгозерского массива с примесью лизардита; 22 – то же с 25% лизардита, 23 – то же с 40% лизардита.

относятся сравнительно часто встречающиеся тонкие жилки поперечно-волокнистого строения, секущие актинолит-тремолитовые зерна краевых хлорит-амфиболовых кайм массива. Они также развиваются по поперечным трещинкам в призматических и игольчатых зернах тремолита и антофиллита, в свою очередь пронизывающих антигоритовые серпентиниты.

Лизардит в шлифах бесцветен или имеет слабожелтоватый оттенок. Как правило, шнурки в зернах оливина, ленточки и пластинки в серпентинитах характеризуются псевдоволокнистым (Артемов и др., 1964) строением с поперечным, реже продольным расположением волокон и их отрицательным удлинением.

Поперечно-волокнистые жилки хризотила с положительным удлинением волокон составляют незначительный процент по отношению к лизардиту и развиты не повсеместно. Они более тонкие и образуют неправильную крупную сетку или отдельные жилки в массе лизардитового серпентинита. Кривые нагревания (рис.7) петельчатых и ленточно-пластинчатых серпентинов и серпентинитов характеризуются четкими эндотермическими пиками в интервале температур 620–725°С и экзотермическими пиками в интервале 795–825°С,

Таблица 3

Химический состав серпентинов (в вес.%) и количество ионов в пересчете катионным методом

Окислы	1	2	Окислы	1	2	Элементы	Количество ионов	
							1	2
SiO_2	40.25	39.30	P_2O_5	Сл.	Сл.	Si	3.852	3.843
TiO_2	Не обн.	Сл.	V_2O_5	"	Не обн.	Al	–	0.335
Al_2O_3	"	2.96	Cr_2O_3	0.04	0.30	Fe^{+3}	0.098	0.071
Fe_2O_3	1.35	1.00	NiO	0.22	0.07	Cr	–	0.024
FeO	1.91	3.14	CoO	0.01	0.01	Fe^{+2}	0.149	0.253
MnO	0.22	0.13	CuO	Не обн.	Не обн.	Mn	0.017	0.012
MgO	41.28	37.48	П.п.п.	14.40	15.27	Mg	5.885	5.465
CaO	Сл.	Сл.	H_2O^-	0.52	0.33	F	4.38	5.69
Na_2O	"	"						
K_2O	"	"	Сумма	100.20	99.99			

Примечание. 1 – Лизардит II генерации из серпентинита массива Ханкусъярви, 2 – антигорит из серпентинита Невгозерского массива. $F = 100(Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mn)/(Mg + Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mn)$.

соответствующими дегидратации лизардита и образованию оливина (рис.7, кривые 1–3; Иванова, 1966; Montoya, Baur, 1963; Иванова и др., 1973). В единичных образцах серпентинитов эндотермическим эффектом в температурном интервале 350–480°С фиксируется присутствие брусита.

В табл.3 приводится химический состав лизардита второй генерации из массива Ханкусъярви. При сравнении его состава с составом оливина из того же массива (табл.2) обнаруживается определенная преемственность по повышенной магнезиальности и отсутствию или следовым примесям TiO_2, Al_2O_3, CaO, Na_2O и K_2O. Для сравниваемых минералов характерны близкие коэффициенты железистости при несколько более высоком коэффициенте окисленности в лизардите.

В качестве второстепенных минералов в лизардитовых серпентинитах присутствуют хризотил, магнетит (1–4%), хлорит (1–10%), *тремолит, тальк, карбонат. Магнетит обычно образует рассеянную* вкрапленность или присутствует в виде кучкообразных скоплений в такой же форме, как и в оливинитах, т.е. процесс ранней серпентинизации (Штейнберг и др., 1969) не сопровождался выделением магнетита. Напротив, заметное нередко корродирование зерен, а иногда и общее низкое содержание магнетита позволяет предпола-

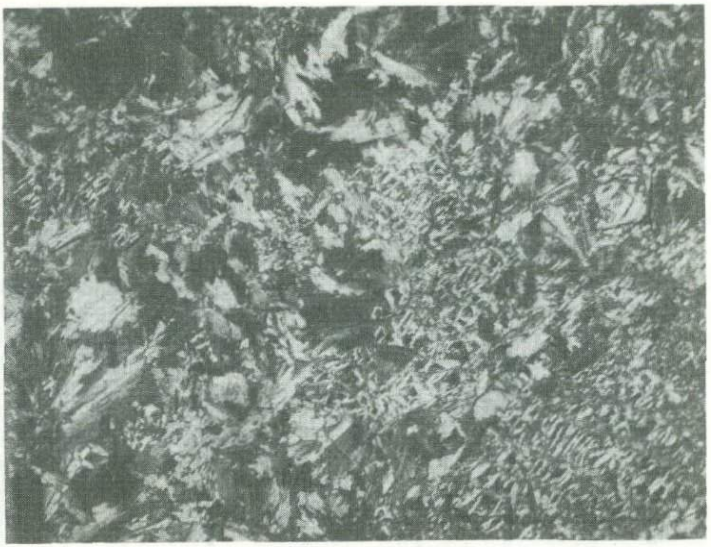


Рис.8. Лизардит-антигоритовый серпентинит. Разноориентированные чешуйки антигорита развиваются по ленточному лизардитовому серпентиниту. С анализатором, ув.24.

гать о его частичном растворении в процессе серпентинизации (Штейнберг, Чащухин, 1970).

Хлорит, тальк и карбонат, так же как и в оливинитах, образуют спорадически рассеянные пластинки, чешуйки, неправильные зерна, мелкие гнезда и жилки. В их размещении отсутствует какая-либо зависимость от структуры серпентинита.

Антигоритовые серпентиниты развиты в Невгозерском массиве. Антигорит преобладает как в частично серпентинизированных оливинитах, замещая петельчатый лизардит и развиваясь непосредственно по оливину, так и в серпентинитовой зоне, где, за исключением участков смешанных серпентинитов, является единственным серпентиновым минералом. Повсеместно развитие антигорита идет позже лизардита II генерации. Наблюдается это и в зонах дробления оливинитов, частично замещенных лизардитом, и в смешанных серпентинитах, в которых петельчато-ленточные лизардитовые серпентиниты сохраняются в виде мелких реликтовых участков среди антигоритовой массы (рис.8). В отличие от лизардитовых серпентинитов антигоритовые характеризуются неориентированной текстурой. Развитие антигорита не заканчивается стадией массовой антигоритизации, к которой мы относим также антигорит, развивающийся непосредственно по оливину и лизардиту I генерации. Во многих шлифах обнаруживаются единичные игольчатые и лейстовидной формы антигориты II генерации, замещающие длиннопризматический тремолит, развитый по антигоритовому серпентиниту.

В шлифах антигорит бесцветный или имеет слабый зеленоватый оттенок. Он образует широкие таблички или узкие лейстовидные пластинки, иголки, сноповидные и сферолитовые сростки. В частично серпентинизированных *оливинитах при* замещении петельчатого лизардита развита псевдоморфная петельчатая структура. Преобладают решетчатые структуры. Их варианты заключаются лишь в преобладании либо узких, либо широких пластинок, веерообразных или сферолитовых сростков. Реже развиты микрозернистые структуры.

Отличительной чертой химического состава антигорита в сравнении с лизардитом (табл.3) является присутствие алюминия, большее содержание железа и меньшее магния. Как и в случае лизардита, антигорит несет признаки преемственности состава с замещенным оливином.

Кривые нагревания антигоритовых серпентинитов (рис.7, №15-23) хорошо согласуются с типовыми кривыми № 12-14 (Иванова, 1966; Nagy, Faust, 1956). Для них характерен отчетливый эндотермический эффект дегидратации в интервале температур 750-800°С. Незначительная примесь лизардита не отражается на кривых свойственным ему термоэффектом. Напротив, в случаях значительного содержания, несколько уступающего антигориту в пр.22 и несколько превышающего в пр.23, он отмечается индивидуальным эндотермическим пиком при температуре 700-710°.

В отдельных пробах антигоритовых серпентинитов фиксируется брусит (рис.7, кривые 21,22) по наличию эндотермического эффекта в интервале температур 365-450°С. Мономинеральные антигоритовые серпентиниты редки. Обычно в них кроме магнетита (1-4%) присутствуют в переменном количестве тремолит, антофиллит, хлорит, тальк и карбонат. Магнетит в серпентинитах находится в виде рассеянных неправильных зерен, тонких жилок, пятнистых скоплений.

А м ф и б о л и з а ц и я и х л о р и т и з а ц и я, как и массовая серпентинизация, - наиболее распространенные процессы вторичного изменения гипербазитов. Мелкие тела на всю или почти на всю мощность замещаются хлоритом и амфиболом. В крупных телах от краевых зон к центральным интенсивность замещения затухает. Широкому замещению подвергаются и слабосерпентинизированные оливиниты. Так, в массиве Ортсасъярви в оливинитах с 10-20% петельчатого серпентина количество тремолита и хлорита достигает 50%. В других массивах, как в *Невгозерском* и Ханкусъярвинском, они составляют в оливинитах единицы процентов или единичные зерна. Различаются две стадии амфиболизации. Ранние амфиболы (антофиллит и тремолит) в виде длиннопризматических зерен, замещающих лизардит I генерации или оливин, и псевдоморфных таблиц по пироксену (тремолит) предшествуют лизардиту II генерации. Вторую стадию представляют амфиболы периода массовой амфиболизации. Они развиваются по всем им предшествующим минералам во всех зонах массивов, но главным образом слагают их краевые части.

Таблица 4

Химический состав амфиболов, хлорита и талька Невгоэерского массива (в вес.%) и количество ионов в пересчете катионным методом

Окислы	1	2	3	4	Элементы	Количество ионов			
SiO_2	57.16	57.37	28.53	60.37	Si	7.97	7.83	5.60	3.82
TiO_2	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Al	0.01	0.12	4.72	0.10
Al_2O_3	0.07	0.74	20.48	1.40	Fe^{+3}	0.02	–	0.34	0.01
Fe_2O_3	0.15	Не обн.	2.28	0.14	Fe^{+2}	0.49	0.41	1.58	0.08
FeO	4.18	3.55	9.71	1.45	Mn	0.02	0.03	0.02	0.01
MnO	0.17	0.31	0.13	0.12	Mg	4.63	4.86	7.65	2.98
MgO	22.29	23.87	26.36	31.71	Ca	1.88	1.68	–	–
CaO	12.52	11.46	Сл.	Не обн.	Na	–	0.04	–	0.01
Na_2O	Не обн.	0.14	0.03	0.05	K	–	–	0.02	–
K_2O	„	Не обн.	0.05	0.05	Ni	–	0.01	0.02	–
P_2O_5	Сл.	Сл.	Сл.	0.16	Cr	–	0.01	0.04	–
H_2O^-	0.42	0.32	0.88*	0.56	O	21.85	21.76	10.18	9.74
П.п.п.	2.85	2.49	12.28	4.24	OH	2.15	2.26	7.82	2.26
NiO	0.06	0.06	0.09	0.05	F	89.9	91.6	–	–
CoO	0.004	0.007	0.02	0.03					
CuO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.					
Cr_2O_3	0.02	0.07	0.22	0.01					
V_2O_5	–	Сл.	Не обн.	0.005					
Сумма	99.89	100.39	100.18	100.35					

Примечание. 1 – амфибол зеленых краевых сланцев, 2 – амфибол светло-серых сланцев, 3 – хлорит из контактовой каймы, 4 – тальк из карбонат-тальковой жилы. Звездочкой отмечены значения, не входящие в сумму.

Среди амфиболов различаются светло-зеленые, преобладающие, и светло-серые. В шлифах они бесцветны и по оптическим свойствам достаточно четко не различаются. Химический состав амфиболов из светло-серых и зеленых сланцев не имеет больших различий (табл.4). В первых содержится несколько больше магния и алюминия, во-вторых – больше железа и кальция. Общей отличительной чертой их состава является низкое содержание алюминия и натрия и высокое магния. По величине магнезиальности, составляющей 91.6 и 89.9%, и светло-зеленый и беловато-серый амфиболы относятся к тремолитам (Дир и др., 1965), но по количественному содержанию окислов могут рассматриваться как актинолит-тремолитовые амфиболы. Это не исключает присутствия разновидностей, соответствующих по составу актинолиту. Вероятно, к ним относятся

некоторые более густо-зеленые амфиболы приконтактовых зон Каменноозерского, Ниваярвинского и других массивов.

Антофиллит спорадически присутствует в оливинитах и серпентинитах, но чаще отмечается в краевой зоне среди карбонат-тальк-тремолитовых пород.

Хлорит также незначительно развит среди оливинитов. В серпентинитах он появляется в больших количествах в виде полосок и линзочек, но главным образом ассоциирует с актинолит-тремолитовым амфиболом в краевых зонах массивов. Вблизи непосредственного контакта с вмещающими породами нередко наблюдаются субмономинеральные полосы и линзы хлоритита мощностью от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров (рис.3). По содержанию кремния, магния и железа хлорит контактовой зоны относится к железистой разновидности клинохлора (табл.4).

В хлорит-амфиболовых породах магнетиты образуют рассеянную вкрапленность или гнездовые скопления зерен неправильной формы, а также мелкие жилы и линзы. С хлоритом контактовой каймы связаны линзовидно-пластовые скопления крупных (до 0.8 см) кристаллов магнетита.

Тальк и карбонат присутствуют совместно или раздельно в виде рассеянных зерен гнезд и жилок. Сконцентрированы они преимущественно в краевых зонах гипербазитовых тел, пространственно ассоциируя с хлорит-амфиболовыми породами. Изредка они встречаются в серпентинитах и оливинитах, где помимо отдельных жилок и спорадических зерен образуют псевдоморфозы по тремолиту. В краевых частях некоторых массивов карбонаты слагают крупные линзы. Тальк встречается чаще, чем карбонат. Иногда он образует полосовидные скопления мелких гнезд шириной 0.3-3 м, где гнезда составляют 15-20%. В массиве Ханкусъярви тальк развит повсеместно в количестве около 3-5%. Он образует рассеянные зерна, развиваясь по оливину, вторичному пироксену и лизардиту II генерации. В табл.4 приводится химический анализ талька из жилы, секущей хлоритизованные и амфиболизированные серпентиниты массива Невгозеро.

В серпентинитах и серпентин-хлорит-амфиболовых породах присутствуют многочисленные, обычно маломощные и непротяженные жилы. Они выполняют различно ориентированные трещины, из которых ведущими являются продольные по отношению вытянутости массивов. Жильный материал имеет как мономинеральный состав (антигоритовый, хлоритовый, тремолитовый, актинолитовый, магнетитовый), так и смешанный (хлорит-амфиболовые, хлорит-магнетитовые, тальк-карбонатные, антигорит-карбонат-тремолитовые и другие жилы). Жилы обычно тонкие (0.2 мм-2 см) и короткие, иногда они образуют протяженные сетковидные зоны. Редко мощность жил достигает нескольких десятков сантиметров. В последнем случае отдельные из них имеют зональное строение. В большинстве массивов присутствуют магнетитовые и хлорит-магнетитовые жилы и линзы. Наиболее широко они развиты в Невгозерском массиве. Мощность линз и жил колеблется от нескольких миллиметров до 10-15 см, длина - от первых десятков сантиметров до нескольких метров.



Рис.9. Порфиробласты регенерированного оливина в антигоритовом серпентините массива Невгозеро. Полированнный штуф.

Вторичное оливинообразование практически наблюдается во всех массивах. Вторичные оливины образуют крупные порфиробласты, узкие линзовидные и стержневидные кристаллы размером до 1 х 8 мм, жилки и микрозернистые агрегаты в серпентинитах и хлорит-амфиболовых породах. Наиболее широко распространены порфиробласты. Они образуют рассеянные зерна или гломеробластовые сростки. Форма порфиробласт овальная, линзовидная и неправильная (рис.9). Размер колеблется от долей миллиметра до 1.5 см. В случае крупных размеров они четко выделяются на фоне мелкозернистой массы серпентинитов, образуя серии протяженных полосовидных скоплений. Внутри порфиробласт часто сохраняются реликты основной ткани породы. Жилки оливина встречаются редко. Они маломощные (3-8 мм), короткие и состоят из тонкозернистой оливиновой массы полигональной структуры. Жилки на окончаниях и по экзоконтактам сопровождаются порфиробластическими зернами. Так же редко обнаруживается вторичный оливин в виде микрозернистых нарастаний на гранях игольчатых призм тремолита. По показателям преломления (Ng = 1.692-1.696; Np = 1.656-1.658) и углу оптических осей (88-90°) вторичный порфиробластический оливин содержит 11-13° фаялитовой составляющей, а по результатам химического анализа (табл.2) - 10.8%. Химический состав вторичного оливина отличается от первичного (при их близкой железистости) несколько пониженным содержанием титана, хрома, никеля, кальция и натрия.

Известно много примеров вторичного оливинообразования в гипербазитах (Юдин, 1959; Морковкина, 1967; Леснов, 1972; Пинус и др., 1973; Oliver e.a., 1972, и др.), и возникновение их

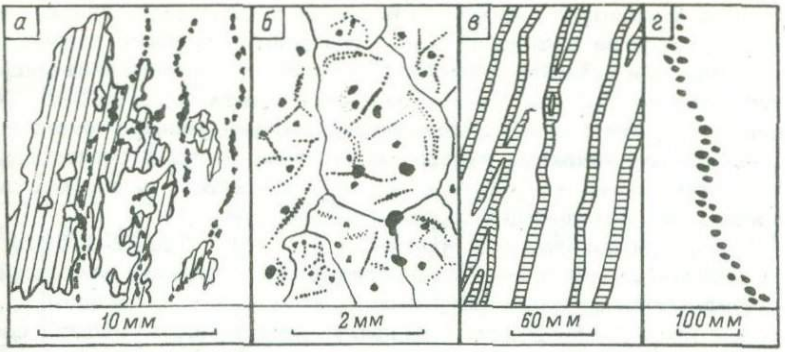


Рис.10. Вторичный энстатит и оливин в гипербазитах Ханкусъярви.

а – пойкилобласт энстатита (заштрихован по спайности) в мелкозернистом оливините (белое); в энстатите содержатся реликтовые зерна оливина и цепочки магнетита; б – петельчатые шнурки и зерна магнетита в перекристаллизованном оливине; в – жилки энстатита в оливините краевой части массива; г – фрагмент цепочки поперечноориентированных порфиробласт энстатита в оливините.

связывается с различными процессами. Однако более определенно прослеживается связь регенерации оливина с воздействием на апогипербазитовые породы гранитных интрузий. Температура образования вторичных оливинов оценивается Ф.П. Лесновым не выше 680°С, Оливером с соавторами – 420–770°С. По экспериментальным данным, переход серпентина в форстерит осуществляется в интервале 500–700°С (Brindley, Zussman, 1957).

Вблизи гипербазитовых массивов отсутствуют какие-либо интрузивные тела, с которыми непосредственно можно было бы связать источник высокотемпературных метасоматизирующих растворов или локальный прогрев гипербазитов. Исходя из этого, следует заключить, что единственно возможным процессом, с которым могло быть связано образование вторичных оливинов, является региональный метаморфизм.

Иную разновидность вторичных оливинов представляют перекристаллизованные оливины (оливиниты). Перекристаллизованные оливиниты встречаются во многих массивах на локальных участках и преимущественно в краевых зонах. Наиболее широко перекристаллизации подвержены оливиниты массива Ханкусъярви. Оливин в них представлен ксеноморфными изометричными, овально-удлиненными зернами размером 0.5–5 мм. Границы между зернами неправильные, угловато-извилистые, заливообразные. Для многих зерен характерно мозаичное погасание. Часто отдельные зерна и линзовидные участки оливинита окаймляются мозаичным агрегатом более мелких зерен. Нередки также полосы, состоящие из сплошной мелкозернистой роговиковоподобной массы оливина.

Оливин бесцветный, прозрачный, имеет хорошо выраженную спайность. В качестве включений в нем содержится большое количество ксеноморфных и субидиоморфных зерен магнетита размером от микроскопических до 0.2 мм. Тонкие зерна магнетита сопровождают более крупные, образуя с ними кучные скопления, или располагаются тонкими нитевидными жилками и цепочками в радиальных и сетковидных направлениях точно так же, как просечки магнетита в шнурках серпентинита при петельчатой серпентинизации (рис.10).

По замерам показателей преломления (Ng = 1.672–1.682, Np = 1.636–1.646) оливин Ханкусъярвинского массива относится к маложелезистому форстериту с содержанием 1–6 в среднем 4% Fa . По двум химическим анализам железистость оливина составляет 3.7 и 4% (табл.2). Повышенная магнезиальность оливина по сравнению с первичными оливинами других массивов может рассматриваться как результат высвобождения железа и перехода его в магнетит в процессе перекристаллизации.

П и р о к с е н и з а ц и и (энстатитизации и диопсидизации) подвержены многие массивы пояса. Энстатит и диопсид образуют гнезда, жилы, порфиробласты и зоны пироксенитов преимущественно в краевых частях тел (Невгозеро, Ортсасъярви) и реже по всему их объему (Ханкусъярви). В массиве Ханкусъярви энстатит развит в виде рассеянных ксенобластических зерен размером от 0.3 до 1–2 см, а также в виде жил и крупнокристаллических гнезд (рис.10). Многие порфиробласты энстатита содержат включения округлых и неправильной формы резорбированных зерен оливина. В качестве включений содержатся также мелкие и крупные реликтовые участки оливинита, а также зерна и цепочки зерен магнетита (рис.10). Характерно, что последние при пересечении энстатитом не изменяют формы зерен, строения цепочек и их направлений.

Жилы энстатита имеют мощность от нескольких миллиметров до 4–6, редко 10 см и длину от нескольких сантиметров до нескольких метров. Размещение жил, их морфология и интенсивность насыщения находятся в прямой зависимости от степени трещиноватости массива. По периферии трещиноватость имеет облекающий характер и наибольшую густоту, вследствие чего здесь энстатитизация проявлена максимально в виде густонасыщенной системы взаимопродолжающихся маломощных, непротяженных, субпараллельно ветвящихся жил (рис.10). В центральной, менее трещиноватой, части массива жилы выполняют пересекающиеся трещины и развиваются в виде гнезд и линз размером 10–20 см. Здесь жилы более прямолинейные, более выдержанные по мощности и имеют более четкие границы. Сложены они мономинеральным энстатитом. При этом иногда значительные по длине отрезки жил представляют собой монокристаллы. Каких-либо явлений дифференциации жильного вещества или структурных изменений в разрезе жил не наблюдается. В жильных пироксенитах, так же как и в порфиробластах, содержатся обильные включения корродированных зерен оливина, реликтовых участков оливинита и зерен магнетита.

Таблица 5

Химический состав вторичных ромбических и моноклинных пироксенов (в вес.%)

Окислы	1	2	3	4	Элементы	Количество ионов			
SiO_2	56.34	54.81	53.03	51.33	Si	1.946	1.928	1.910	1.923
TiO_2	Сл.	0.06	0.05	0.32	Ti	–	–	0.002	0.009
Al_2O_3	0.61	0.53	0.04	1.81	Al	0.029	0.023	0.002	0.081
Fe_2O_3	0.11	1.15	Не обн.	2.03	Fe^{+3}	0.002	0.030	–	0.054
FeO	2.72	4.80	6.74	5.24	Fe^{+2}	0.079	0.142	0.203	0.162
MnO	0.14	0.25	0.26	0.17	Mn	0.004	0.008	0.013	0.005
MgO	38.52	86.31	14.69	15.21	Mg	1.963	1.903	0.790	0.849
CaO	Не обн.	0.07	24.85	22.41	Ca	–	0.002	0.961	0.899
Na_2O	Сл.	Сл.	0.08	0.26	Na	–	–	0.006	0.018
K_2O	Не обн.	„	Не обн.	0.10	V	–	0.002	–	–
П.п.п.	1.35	1.71	„	1.14	Ni	0.002	0.004	–	–
H_2O^-	0.28	0.13	0.36	0.10	Cr	0.002	0.002	–	0.005
NiO	0.07	0.18	0.01	0.02	F	4.1	8.3	–	–
CoO	0.006	0.008	0.006	0.008		Соотношение атомов, %			
CuO	Не обн.	0.002	Не обн.	0.002	Ca	–	–	49.2	47.0
Cr_2O_3	0.05	0.08	0.04	0.15	Mg	–	–	40.4	44.5
V_2O_5	Не обн.	0.07	0.06	0.024	Fe	–	–	10.4	8.5
Сумма	100.20	100.16	100.21	100.32					

Примечание. 1 – энстатит из вторичных гарцбургитов Ханкусъярви, 2 – жильный энстатит из массива Ортсасъярви, 3 – диопсид из клинопироксенита Невгозерского массива, 4 – то же из жилы в клинопироксените.
$F = 100\,(Fe^{+2} + Fe^{+3})/(Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mg)$.

Энстатит в образцах светло-серый, а в мелкой фракции и в шлифах бесцветный, с отчетливо выраженной спайностью. Погасание в некоторых зернах отклоняется от прямого до 3–5°. Показатели преломления вкрапленников из гарцбургитов (Ng = 1.665–1.670, Np = 1.655–1.659) свидетельствуют о незначительном (4%) со-

держании ферросилитовой составляющей. Оценка состава энстатита по оптическим свойствам подтверждается данными химического анализа (табл.5). Примечательной особенностью состава энстатита можно считать малое количество в нем алюминия и хрома и отсутствие или следовые примеси кальция и натрия. Характерна зависимость состава и железистости энстатита от состава и железистости оливина, по которому он развивается. Так, оливины массива Ханкусъярви по сравнению с оливинами массива Ортсасъярви содержат большое количество титана, кальция, никеля. В энстатитах наблюдаются аналогичные соотношения этих элементов. Железистость оливина из массива Ханкусъярви 3.7–4.1%, энстатита – 3.9%. Железистость оливина массива Ортсасъярви – 10.1–11.7%, а энстатита из этого же массива – 8.3% (табл.2,5).

Применяя для интерпретации условий энстатитизации результаты экспериментальных исследований системы $MgO-SiO_2-H_2O$ (Боуэн, Таттл, 1950), можно заключить, что образование энстатита осуществлялось при температуре выше 650° (и, вероятно, не выше 700°С; Пинус и др., 1973) в результате циркуляции по трещинам и порам в оливинитах растворов, насыщенных кремнеземом и слабоминерализованных в отношении других элементов. Гарцбургиты в последующие этапы вторичного преобразования испытывают серпентинизацию, хлоритизацию, амфиболизацию, оталькование и карбонатизацию и, судя по единичным энстатит–антофиллитовым жилам в серпентинитах, повторно испытывают метасоматическую пироксенизацию.

Клинопироксениты представлены в Невгозерском массиве 20–30-метровой зоной, следующей вдоль северного контакта юго-западного тела. Внутреннюю часть зоны сменяющую серпентинитовую кайму массива, составляют апогипербазитовые серпентин–хлорит–амфиболовые породы, насыщенные ксеноморфными и идиоморфными порфиробластами пироксена. Порфиробласты часто окружены мелкозернистой гранобластовой массой, состоящей из актинолит–тремолитового амфибола или эпидота и амфибола. Наружная часть зоны представлена клинопироксенитом. Непосредственно по границе с клинопироксенитами наблюдается промежуточный слой мощностью 20–40 см, окаймленный хлоритовой оторочкой и состоящий из амфибол–эпидот–пироксеновой породы с содержанием пироксена от 20–30% в центре до 60–70% в краях. Для этого слоя характерны участками грубозернистые структуры, присутствие жилок диопсида, небольших линз гранат–эпидот–пироксенового состава и порфиробласт граната. Клинопироксениты далее сменяются полосой мощностью 8 м хлорит–пироксеновых сланцев, содержащих бледно-зеленую роговую обманку. С увеличением содержания последней порода постепенно переходит в пироксен–амфиболовый сланец. В сланце участками присутствуют скопления турмалина, жилки пироксенита с гранатом, гнезда и линзы гранат–эпидот–пироксеновой породы. По химическому составу (табл.5) пироксены отвечают диопсиду: $Ca_{47-49.2}Mg_{40.4-44.5}Fe_{8.5-10.4}$.

В заключение обзора основных процессов вторичного преобразования гипербазитов следует подчеркнуть, что все разнообразие их

Таблица 6

Химический состав гипербазитов Северной Карелии (в вес.%)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	38.24	38.06	37.20	37.06	36.00	35.87	35.66	35.27	35.01	36.50
TiO_2	0.17	0.09	0.07	0.07	0.11	0.12	0.18	0.06	0.06	0.20
Al_2O_3	2.25	0.23	0.52	1.12	0.50	2.25	2.69	0.31	3.33	0.76
Fe_2O_3	3.10	7.42	5.68	4.54	3.93	4.89	2.86	5.03	4.78	4.99
FeO	7.85	4.71	4.67	4.83	6.42	5.78	4.76	5.58	5.08	5.72
MnO	0.17	0.11	0.16	0.14	0.16	0.14	0.18	0.16	0.14	0.11
MgO	40.52	38.24	43.96	43.58	43.46	41.11	45.46	44.31	44.56	42.33
CaO	1.28	Не обн.	0.27	Сл.	Сл.	0.34	Не обн.	0.27	0.12	1.38
Na_2O	Не обн.	Сл.	0.05	"	"	0.05	"	0.05	0.05	0.06
K_2O	"	"	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	"	Не обн.	Не обн.	0.05
П.п.п.	5.90	10.72	7.18	7.01	7.90	8.90	7.59	8.84	6.65	7.58
NiO	0.16	0.18	0.33	0.32	0.21	0.35	0.34	0.32	0.32	0.38
CoO	0.019	0.023	0.022	0.023	0.024	0.020	0.021	0,024	0.024	0.02
V_2O_5	0.010	0.010	0.021	0.020	0.020	0.021	0.037	Сл.	0.019	0.016
P_2O_5	Не обн.	0.04	0.01	0.25	0.29	0.04	0.03	0.03	0.07	0.05
Cr_2O_3	0.63	0.27	0.26	0.75	0.70	0.49	0.59	0.24	0.29	0.35
Сумма	100.30	100.10	100.40	99.71	99.72	100.37	100.40	100.49	100.50	100.50
$Ni_{сульф}$	0.003	0.006	0.002	Не обн.	Не обн.	0.007	0.005	0.002	0.005	0.003
CuO	0.003	0.002	Не обн.	0.006	0.002	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0.002
S	Сл.	Сл.	0.03	0.02	Сл.	0.02	0.01	"	0.02	Сл.

Химический состав гипербазитов Северной Карелии (в вес.%)

Окислы	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO_2	35.96	37.67	38.85	36.89	36.36	35.40	35.32	38.08	36.82	35.67
TiO_2	0.17	0.31	0.14	0.14	0.12	0.16	0.15	Не обн.	0.16	0.13
Al_2O_3	1.03	2.78	3.69	3.16	3.54	1.02	1.39	0.29	1.18	1.09
Fe_2O_3	5.62	6.22	4.55	5.91	6.79	6.08	5.82	4.87	6.94	7.11
FeO	5.37	5.91	5.91	5.48	4.74	4.69	5.78	7.64	7.16	7.13
MnO	0.16	0.19	0.16	0.15	0.18	0.12	0.10	0.16	0.16	0.16
MgO	43.15	34.27	39.08	41.05	42.51	40.68	40.95	41.74	39.29	40.60
CaO	Сл.	2.49	2.58	0.76	Не обн.	0.52	Не обн.	Сл.	Не обн.	0.12
Na_2O	0.08	0.04	0.11	0.04	0.07	0.11	0.14	0.20	0.05	0.05
K_2O	Сл.	0.07	0.05	0.03	0.05	Не обн.	0.07	0.03	0.05	Сл.
П.п.п.	7.73	8.42	4.11	5.72	4.83	10.42	9.63	6.75	7.77	7.45
NiO	0.28	0.24	0.31	0.32	0.29	0.17	0.14	0.32	0.15	0.14
CoO	0.024	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.044	0.016	0.025
V_2O_5	0.015	0.030	0.030	0.040	0.050	Сл.	Сл.	0.022	0.016	0.023
P_2O_5	0.01	0.04	0.07	0.03	0.04	"	"	–	0.01	0.17
Cr_2O_3	0.56	1.27	0.84	0.71	0.93	0.96	0.74	0.47	0.45	0.38
Сумма	100.16	99.97	100.50	100.45	100.52	100.35	100.25	100.62	100.22	100.25
$Ni_{сульф}$	0.003	–	0.023	0.006	0.008	0.013	0.006	Сл.	0.003	0.006
CuO	0.003	0.006	0.010	0.008	0.008	0.001	0.003	–	0.002	0.002
S	0.02	0.01	0.03	0.42	0.17	0.02	0.01	0.02	Не обн.	0.01

Таблица 6 (продолжение)

Окислы	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO_2	41.44	40.23	40.05	39.75	39.26	38.90	38.03	38.02	37.11	37.01
TiO_2	0.04	0.04	0.13	0.11	0.09	0.14	0.10	0.03	0.10	0.04
Al_2O_3	0.32	0.75	0.31	0.35	0.38	0.60	Сл.	1.49	0.58	1.95
Fe_2O_3	4.64	4.22	7.23	8.74	6.04	9.02	10.31	4.30	11.32	7.31
FeO	2.72	3.50	3.82	5.85	4.91	4.57	6.22	3.48	4.82	4.09
MnO	0.18	0.13	0.13	0.10	0.09	0.11	0.13	0.11	0.10	0.12
MgO	44.61	43.40	44.68	40.97	44.75	43.55	43.23	43.71	42.49	44.70
CaO	0.79	Не обн.	Сл.	Не обн.	Сл.	Сл.	0.14	1.49	Сл.	Не обн.
Na_2O	0.07	0.07	"	Сл.	0.05	"	0.08	0.05	0.04	0.07
K_2O	Сл.	0.04	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.04	Сл.	Сл.
П.п.п.	5.0	7.26	3.56	4.03	4.24	2.99	2.07	7.03	3.24	4.73
NiO	0.24	0.28	0.28	0.13	0.19	0.22	0.12	0.31	0.13	0.24
CoO	0.019	0.026	0.019	0.02	0.022	0.025	0.026	0.035	0.026	0.025
V_2O_5	0.059	0.028	0.035	Не обн.	Не обн.	0.050	0.011	0.027	0.039	0.001
P_2O_5	Сл.	0.05	0.01	"	"	0.04	Не обн.	Не обн.	0.03	Сл.
Cr_2O_3	0.27	0.26	0.21	0.50	0.46	0.27	–	0.30	0.42	0.30
Сумма	100.40	100.28	100.46	100.55	100.48	100.49	100.47	100.42	100.45	100.58
$Ni_{сульф}$	0.007	0.011	0.008	0.01	0.014	0.006	0.007	0.015	0.009	0.014
CuO	Сл.	0.002	Сл.	0.004	0.003	Сл.	Сл.	Сл.	0.001	0.002
S	"	Сл.	0.01	Сл.	Сл.	0.03	"	"	Сл.	Сл.

Таблица 6 (продолжение)

Химический состав гипербазитов Северной Карелии (в вес.%)

Окислы	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
SiO_2	37.00	36.37	35.24	37.41	37.28	37.01	36.45	39.57	33.70	36.34
TiO_2	0.12	0.20	0.10	0.11	0.12	0.23	0.19	0.36	0.26	0.20
Al_2O_3	0.42	0.91	1.30	2.32	2.95	2.87	2.16	1.17	1.53	2.08
Fe_2O_3	11.33	8.40	11.13	7.61	5.49	8.24	7.51	2.93	8.24	8.56
FeO	4.99	6.69	5.44	3.83	4.40	3.88	5.10	7.06	4.31	3.33
MnO	0.13	0.15	0.09	0.11	0.09	0.09	0.20	0.23	0.13	0.11
MgO	42.96	40.39	42.88	36.31	40.30	35.48	37.79	36.30	39.73	37.62
CaO	Сл.	0.08	1.34	Не обн.	Сл.	Не обн.	0.54	0.17	Сл.	Сл.
Na_2O	0.04	0.10	0.05	0.05	"	Сл.	0.10	Сл.	0.08	0.08
K_2O	Не обн.	Сл.	0.05	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Сл.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
П.п.п.	2.91	5.98	2.30	11.43	8.86	11.45	9.31	11.15	11.22	11.38
NiO	0.12	0.20	0.15	0.13	-	0.11	0.22	0.17	0.25	0.14
CoO	0.020	0.02	0.029	0.021	0.030	0.016	0.022	0.011	0.024	0.013
V_2O_5	0.033	0.019	0.013	0.030	0.010	0.020	0.022	0.015	0.047	0.024
P_2O_5	0.01	0.23	Не обн.	0.19	0.32	0.07	0.23	0.06	0.10	0.10
Cr_2O_3	0.35	0.86	0.30	0.60	0.45	0.65	0.74	0.46	0.68	0.47
Сумма	100.43	100.60	100.41	100.15	100.30	100.12	100.58	99.66	100.30	100.45
$Ni_{сульф}$	0.005	-	0.015	Сл.	0.007	Не обн.	-	0.054	0.005	0.005
CuO	Сл.	0.004	0.006	0.003	0.004	0.002	Не обн.	0.001	0.005	0.005
S	"	0.05	Сл.	0.02	0.03	0.01	0.01	0.08	0.01	0.01

Таблица 6 (продолжение)

Окислы	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
SiO_2	36.07	37.83	37.18	39.74	38.18	35.72	34.56	34.24	33.51	33.49
TiO_2	0.19	0.15	0.09	0.15	0.08	0.16	0.12	0.16	0.10	0.12
Al_2O_3	1.38	2.91	1.12	1.35	0.40	0.97	0.13	4.30	0.27	0.88
Fe_2O_3	9.92	6.48	7.24	8.51	6.31	4.58	8.96	8.86	7.92	6.76
FeO	4.12	3.58	5.18	2.44	1.25	1.93	3.44	3.82	2.22	1.68
MnO	0.18	0.08	0.17	0.12	0.12	0.14	0.26	0.17	0.21	0.19
MgO	35.49	37.05	37.00	34.61	39.93	41.71	38.48	35.39	39.45	41.90
CaO	0.81	0.58	0.98	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
Na_2O	0.04	0.10	0.05	0.18	0.05	Не обн.	0.05	0.04	0.13	0.07
K_2O	Сл.	Не обн.	Сл.	0.10	Не обн.	"	Не обн.	Сл.	Сл.	Не обн.
П.п.п.	11.26	10.68	10.81	11.49	13.68	14.59	13.73	12.14	15.23	14.84
NiO	0.18	0.12	0.15	0.33	0.19	0.15	0.21	0.37	0.31	0.208
CoO	0.019	0.010	0.021	0.04	0.016	0.015	0.021	0.04	0.04	0.019
V_2O_5	0.038	Сл.	Не обн.	0.010	0.040	0.050	0.040	0.010	0.008	0.030
P_2O_5	0.05	"	Сл.	0.03	Сл.	0.01	0.01	0.05	0.02	0.06
Cr_2O_3	0.66	0.74	0.34	0.60	0.07	0.20	0.11	0.55	0.43	0.23
Сумма	100.41	100.31	100.33	99.70	100.32	100.23	100.12	100.14	99.85	100.48
$Ni_{сульф}$	-	0.006	0.002	-	0.006	0.001	0.016	-	-	0.004
CuO	Не обн.	0.006	0.005	0.002	Сл.	Не обн.	Сл.	0.002	0.002	Сл.
S	0.04	0.01	Не обн.	0.03	0.03	0.08	0.045	0.045	0.04	Не обн.

Таблица 6 (продолжение)

Химический состав гипербазитов Северной Карелии (в вес.%)

Окислы	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
SiO_2	32.85	32.34	32.22	33.14	44.44	38.92	53.73	36.87	37.27	41.80
TiO_2	0.18	0.08	0.16	0.10	0.81	0.39	0.21	0.34	0.33	0.42
Al_2O_3	1.07	0.34	0.19	0.25	6.87	4.54	2.28	1.99	3.08	3.71
Fe_2O_3	8.61	7.33	8.19	7.15	3.91	1.11	1.34	8.89	7.31	8.56
FeO	2.41	1.20	2.77	1.70	9.55	8.85	6.00	6.37	5.34	6.23
MnO	0.08	0.24	0.21	0.26	0.24	0.20	0.15	0.20	0.25	0.18
MgO	40.07	43.08	40.99	42.04	21.09	27.17	26.54	30.12	32.71	26.14
CaO	Сл.	Сл.	Сл.	0.06	8.72	5.80	5.75	3.31	2.96	6.41
Na_2O	0.07	0.05	0.05	0.04	0.24	Сл.	0.04	Сл.	Сл.	Не обн.
K_2O	Сл.	0.07	Не обн.	Сл.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Сл.
П.п.п.	14.08	15.09	14.74	15.21	3.77	12.77	3.66	11.50	10.31	5.93
NiO	0.260	0.232	0.216	0.041	0.08	0.14	0.10	0.13	0.11	0.14
CoO	0.021	0.018	0.019	0.021	0.011	0.017	0.008	0.013	0.013	0.019
V_2O_5	0.045	0.055	0.055	0.013	0.016	0.04	Сл.	0.02	0.01	0.031
P_2O_5	0.07	Сл.	Сл.	0.083	0.40	0.07	"	0.02	0.04	0.16
Cr_2O_3	0.62	0.16	0.21	0.24	0.23	0.36	0.66	0.62	0.72	0.76
Сумма	100.44	100.29	100.02	100.35	100.38	100.38	100.47	100.40	100.45	100.49
$Ni_{сульф}$	0.012	0.008	0.034	0.011	0.002	Сл.	0.048	0.003	0.006	0.035
CuO	Сл.	Сл.	Сл.	0.001	0.060	0.003	Сл.	0.010	0.006	-
S	0.04	0.06	0.08	0.014	0.01	Сл.	0.01	0.01	0.03	0.03

Таблица 6 (продолжение)

Окислы	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70
SiO_2	42.37	42.44	42.48	39.56	39.83	39.20	40.14	45.26	49.99	52.70
TiO_2	0.31	0.24	0.27	0.36	0.15	0.20	0.29	0.35	0.32	0.15
Al_2O_3	3.96	4.44	4.48	4.02	1.95	2.49	2.81	4.07	2.05	3.68
Fe_2O_3	6.75	5.41	6.83	7.44	6.58	7.44	8.44	3.40	4.18	0.62
FeO	6.08	8.92	7.13	7.91	5.19	3.92	6.20	7.56	6.11	4.52
MnO	0.18	0.21	0.17	0.23	0.25	0.21	0.19	0.24	0.30	0.17
MgO	27.93	28.55	27.55	27.11	33.12	32.28	32.42	30.60	23.05	23.74
CaO	5.10	3.82	3.83	4.71	2.45	3.55	Сл.	1.22	8.72	10.64
Na_2O	Не обн.	0.15	0.10	0.10	0.05	0.10	0.07	0.07	0.07	0.14
K_2O	Сл.	0.05	Не обн.	Сл.	Не обн.	Сл.	Сл.	Сл.	Не обн.	Не обн.
П.п.п.	6.94	5.37	6.47	8.00	9.81	9.73	9.32	6.54	3.89	3.56
NiO	0.10	0.09	0.08	0.12	0.10	0.10	0.10	0.14	0.06	0.05
CoO	0.020	0.021	0.018	0.021	0.021	0.019	0.018	0.017	0.008	0.004
V_2O_5	0.031	0.01	0.01	0.033	0.01	0.008	0.015	0.015	0.02	0.006
P_2O_5	0.16	0.05	0.22	0.18	0.12	0.18	0.01	0.03	0.02	Сл.
Cr_2O_3	0.48	0.45	0.60	0.69	0.52	0.40	0.41	0.38	0.74	0.20
Сумма	100.41	100.22	100.24	100.48	100.15	99.83	100.43	99.89	99.53	100.18
$Ni_{сульф}$	0.010	0.007	Не обн.	–	0.019	0.008	–	0.04	0.011	0.003
CuO	–	0.003	0.004	Не обн.	0.003	0.005	0.003	0.007	0.007	0.004
S	0.04	0.02	Сл.	0.10	0.02	0.02	Не обн.	0.06	0.04	0.02

Таблица 6 (продолжение)

Химический состав гипербазитов Северной Карелии (в вес.%)

Окислы	71	72	73	74	75	76
SiO_2	43.01	35.94	42.76	33.93	46.81	47.78
TiO_2	0.48	0.27	0.27	0.29	0.49	0.29
Al_2O_3	4.02	2.88	4.77	2.26	5.87	8.66
Fe_2O_3	1.97	6.05	5.33	10.86	0.67	0.78
FeO	6.59	4.68	4.98	4.55	7.97	7.77
MnO	0.21	0.24	–	–	0.70	0.54
MgO	32.74	36.01	28.36	36.14	14.90	16.36
CaO	0.56	0.78	6.12	0.11	18.80	14.46
Na_2O	Сл.	0.07	0.15	0.10	Не обн.	0.30
K_2O	0.07	Не обн.	Не обн.	0.08	0.05	0.05
П.п.п.	9.54	9.40	7.02	11.49	3.17	2.52
NiO	0.06	0.18	0.10	0.22	0.05	0.06
CoO	0.007	0.021	0.010	0.018	0.019	0.10
V_2O_5	0.020	0.090	0.030	0.02	0.041	0.04
P_2O_5	Сл.	0.18	0.02	0.01	0.055	0.15
Cr_2O_3	0.78	2.76	0.31	0.25	0.40	0.35
Сумма	100.06	99.55	100.23	100.33	100.00	100.21
$Ni_{сульф}$	0.054	Не обн.	0.09	0.20	–	Не обн.
CuO	0.006	0.001	Не обн.	Не обн.	0.002	0.001
S	0.16	0.77	0.05	0.27	0.01	0.005

Примечание. 1-20 – серпентинизированные оливиниты (1-11 – Невгозерский массив, 12-15 – массив Ортсасъярви, 16-17 – Каменноозерский, 18-20 – Тикшозерский массивы); 21-33 – оливиниты и гарцбургиты Ханкусъярвинского массива; 34-54 – серпентиниты (34-40 – Невгозерский, 41-42 – Каменноозерский, 43 – Тикшозерский, 44-54 – Ханкусъярвинский массивы); 55-75 – тальк-серпентин-хлорит-тремолит-актинолитовые породы (55-59 – Каменноозерский, 60-61 – Тикшозерский, 62-72 – Невгозерский, 73-74 – Ниваярвинский массивы); 75-76 – диопсидиты с 10-15% хлорита.

вещественного состава главным образом вызвано метаморфическими и метасоматическими процессами. По стадийности, направленности и минеральным ассоциациям эти изменения в основных чертах подобны широко освещенным в литературе вторичным изменениям гипербазитов.

Последовательно развивающиеся процессы лизардитизации и антигоритизации имеют аллометаморфическую природу и связаны, как и все последующие превращения (амфиболизация, хлоритизация, оталькование, карбонатизация), с региональным метаморфизмом. С региональным метаморфизмом связана также высокотемпературная метасоматическая пироксенизация и оливинизация гипербазитов, что согласуется с максимумом температурного градиента регионального метаморфизма в Северной Карелии – 700°С (Московченко, Турченко, 1975).

Петрохимическая и геохимическая характеристика гипербазитов

Особенности химизма гипербазитов рассматриваются на основании данных 76 силикатных анализов, приведенных в табл.6. Составы гипербазитов различных массивов в главных чертах однотипны. Сходство обнаруживается как по первичным породам, так и их метаморфизованным разновидностям. Колебания в содержании окислов в пределах той или иной группы пород вызваны главным образом присутствием различного количества второстепенных минералов, т.е. различной интенсивностью вторичных изменений.

В табл.7 приводится средний состав оливинитов, серпентинитов и хлорит–амфиболитовых пород по комплексу в целом и по массивам Невгозерскому и Ханкусъярви. Главными особенностями химического состава гипербазитов, определяющими их формационные особенности, являются высокая магнезиальность, низкое содержание алюминия, кальция и щелочей, повышенное количество хрома и никеля. По содержанию этих элементов гипербазиты Северной Карелии не имеют принципиальных различий с альпинотипными гипербазитами других районов Советского Союза (Малахов, 1969; Пинус и др., 1973; Велинский и др., 1970; Зак и др., 1972; Каневский, Фомин, 1973; Черньшев и др., 1975).

На фоне доминирующего сходства составов обнаруживаются существенные различия в более высоком содержании в оливинитах Карелии железа и титана. По–видимому, это является характерной чертой докембрийских гипербазитов Карело–Кольского региона, подтверждением чему являются гипербазиты Аллареченского района Кольского полуострова (Зак и др., 1972), в которых содержания железа и титана еще более высокие и составляют соответственно 14.47 и 0.20%.

Для гипербазитов Северной Карелии, среди которых по объему преобладают серпентиниты и хлорит–амфиболовые разновидности, важно проследить химизм вторичных преобразований. Длительно

Таблица 7

Средний химический состав гипербазитов Северной Карелии (в вес.%)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	36.60	35.66	41.77	36.64	36.68	38.34	33.99
TiO_2	0.13	0.16	0.33	0.11	0.21	0.10	0.12
Al_2O_3	1.66	1.46	5.21	1.36	2.16	0.72	0.50
Fe_2O_3	5.36	7.40	4.92	4.80	6.95	7.99	7.30
FeO	5.76	3.32	6.08	5.52	4.56	4.70	2.06
MnO	0.15	0.16	0.22	0.14	0.14	0.12	0.19
MgO	41.54	38.60	26.35	42.79	37.84	43.25	40.84
CaO	0.51	0.15	6.77	0.33	0.11	0.30	Не обн.
Na_2O	0.06	0.06	0.08	0.03	0.05	0.05	0.06
K_2O	0.02	0.01	0.03	Не обн.	Не обн.	Сл.	Не обн.
П.п.п.	7.56	12.49	7.62	7.81	10.56	4.26	14.57
NiO	0.26	0.20	0.10	0.29	0.17	0.19	0.20
CoO	0.023	0.020	0.013	0.022	0.020	0.022	0.020
V_2O_5	0.020	0.027	0.018	0.017	0.024	0.024	0.036
P_2O_5	0.06	0.069	0.129	0.07	0.16	0.011	0.034
Cr_2O_3	0.59	0.44	0.60	0.46	0.58	0.31	0.25
Сумма	100.30	100.23	100.24	100.39	100.21	100.38	100.17
$Ni_{сульф}$	0.05	0.011	0.036	0.003	0.010	0.015	0.018
CuO	0.03	0.002	0.009	0.001	0.003	Сл.	Сл.
S	0.04	0.03	0.07	0.011	0.023	„	0.043

Примечание. 1 – оливинит (20), 2 – серпентинит (21), 3 – хлорит-амфиболовая порода (20); Невгозерский массив: 4 – оливинит (11), 5 – антигоритовый серпентинит (7); Ханкусъярвинский массив: 6 – оливинит, гарцбургит (13), 7 – лизардитовый серпентинит (9). В скобках – количество анализов.

обсуждавшаяся в литературе проблема объемных эффектов при серпентинизации и дискуссии об изохимическом или аллохимическом типе превращений в настоящее время можно считать потеряла свое значение в том смысле, что в природе достоверно устанавливаются оба эти типа (Штейнберг и др., 1969; Hostetler e.a., 1966; Кузнецова, Артемов, 1971; Артемов и др., 1973, и др.). Бесспорными аргументами о сохранении или изменении объемов при серпентинизации гипербазитов мы не располагаем. Однако даже прямое сопоставление анализов приводит к выводу об аллохимическом характере серпентинизации (табл.7). Лизардитизация вторичных гарцбургитов массива Ханкусъярви сопровождается выносом кремнезема (причиной чего, возможно, объясняются присутствующие во вмещающих гнейсах узкие зоны окварцевания). Количество магния в серпентинитах при этом почти не снижается по сравнению с гарцбургита-

ми. [illegible]тизация оливинитов Невгозерского массива, напротив, сопровождается существенным выносом магния. Соответственно в образовавшихся в этих условиях антигорите содержится 37.48% MgO , а в лизардите 41.28% MgO (табл.3). При антигоритизации происходит, кроме того, привнос алюминия. В первичном оливине глинозем не содержится, в антигорите его около 3%. Характерно, что и во вторичном оливине, возникшем при дегидратации антигорита, количество глинозема составляет 0.92% (табл.2).

Значительные изменения состава гипербазитов связаны с хлоритизацией и амфиболизацией. При этом прогрессивно возрастает содержание SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, CaO, MnO, K_2O, Na_2O и резко уменьшается количество MgO.

Геохимическая характеристика гипербазитов основывается на химических определениях Ni, Co, Cu, Cr, V, P, S, выполненных по всем пробам, подвергавшимся силикатному анализу, и на 300 спектральных полуколичественных анализах из всех разновидностей гипербазитов различных массивов. Спектральным анализом устанавливается ограниченный набор малых элементов. Оливиниты содержат в основном Cr, Ni, Ti, Co, V, а также Cu и Zn.

В серпентинитах и слабоамфиболизированных и хлоритизированных серпентинитах качественный набор элементов сохраняется прежним, за исключением некоторых проб невгозерских гипербазитов, в которых появляется Pb . С интенсивной хлоритизацией, амфиболизацией, карбонатизацией и оталькованием связано появление Sr, Zr, Sc, Pb, Ag, Ga, Ba. Содержание элементов существенно не отклоняется от среднемировых содержаний в ультраосновных породах, приводимых А.П. Виноградовым (1962). Точная количественная оценка элементов в гипербазитах и их распределение в процессе метаморфизма приводится по данным химических определений (табл.6).

Никель. Среднее содержание NiO в оливинитах Северной Карелии по 20 анализам (табл.7) составляет 0.26 вес. %. Это совпадает со средним содержанием NiO (0.26%) в ультраосновных породах по А.П. Виноградову (1962) и средним содержанием (0.26% NiO) в дунитах и перидотитах Урала (Малахов, 1966). Незначительное содержание в оливинитах серы и сульфидного никеля (сотые и тысячные доли процента) свидетельствует о нахождении главной массы никеля в силикатной форме. Главным концентратором его является оливин, на что указывают высокие (до 0.46%) содержания в нем NiO (табл.2).

Метасоматический энстатит содержит существенно меньше никеля по сравнению с первичным оливином; в массиве Ортсасъярви – 0.18% NiO против 0.46% NiO в оливине, в массиве Ханкусъярви – 0.07% против 0.24% в оливине. Характерно, что в регенерированном оливине количество NiO составляет 0.24%, в то время как в антигорите, в котором он развит, содержится 0.07%. Вторичный клиношироксен содержит 0.01–0.02% NiO .

При метаморфизме ультраосновных пород, по мнению многих исследователей, никель остается в продуктах замещения, так же как и в первичных породах, изоморфно замещая магний в структуре силикатов. На отсутствие миграции никеля при серпентинизации указывают Д.С. Штейнберг с соавторами (1964). В изученных массивах содержание никеля сохраняется неизменным в лизардитовых серпентинитах (массив Ханкусъярви, табл.7). Напротив, при антигоритизации оливинов не весь никель фиксировался в решетке серпентина. В Невгозерском массиве в оливине NiO составляет 0.34%, в антигорите – 0.07 (табл.2,3), соответственно в оливините – 0.29, в серпентините – 0.17%.

С хлоритизацией, амфиболизацией, карбонатизацией и оталькованием гипербазитов содержание никеля по сравнению с оливинитами во всех массивах уменьшается в 2–3 раза.

Помимо никеля, связанного в силикатной фазе, некоторое его количество присутствует в магнетите. В табл.8 приведены данные химических анализов магнетитов I генерации, извлеченных из оливинитов; II генерации, извлеченных из вторичных гарцбургитов (4), лизардитовых (5,6) и антигоритовых (7) серпентинитов; III генерации, извлеченных из хлорит–амфиболовых пород (8,9) и из жилы магнетита (10). Магнетиты I генерации содержат 0.15–0.35% NiO . При лизардитизации содержание никеля в магнетите не снижается (ан.4,5 и 3,6). Антигоритизация, хлоритизация и амфиболизация гипербазитов приводят к резкому уменьшению количества никеля в магнетите. Так, в Невгозерском массиве количество NiO в магнетите из антигоритовых серпентинитов составляет 0.05%, из хлорит–амфиболовых пород – 0.05 и из жилы магнетита – 0.08%. Наибольшее количество никеля содержится в магнетите вторичных гарцбургитов и лизардитовых серпентинитов массива Ханкусъярви (1.07 и 1.13% NiO).

Сульфидный никель в гипербазитах присутствует в тысячных и редко десятых долях процента, составляя 0.005% в оливинитах, 0.011 в серпентинитах и 0.03% в хлорит–амфиболовых породах, т.е. его количество возрастает в продуктах метаморфизма. Содержание серы в гипербазитах также незначительное и аналогично возрастает от оливинитов (0.013%) к серпентинитам (0.028%) и хлорит–амфиболовым породам (0.046%). Низкое содержание серы не благоприятствовало образованию сингенетических и эпигенетических сульфидов никеля. В пределах массивов сульфидная вкрапленность, мелкие гнезда и жилки пентландит–пирротиновой и чаще пентландит–пирротин–халькопиритовый ассоциации почти постоянно фиксируются в краевых метаморфических зонах. Содержание их крайне незначительное, и своим присутствием они лишь показывают принципиальную возможность процесса высвобождения никеля из первичных силикатов и связывания его с серой, поступающей в краевые зоны массивов. Возможные источники серы в местах размещения гипербазитовых массивов отсутствуют, в связи с чем ожидать каких–либо существенных концентраций эпигенетических сульфидов бесперспективно.

Таблица 8

Химический состав магнетитов гиперабазитового комплекса (в вес.%)

Окислы	I генерация			II генерация				III генерация		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	0.36	0.62	0.29	0.78	0.17	Не обн.	3.53	1.52	0.30	Не обн.
TiO_2	0.75	1.15	1.22	0.40	0.54	0.33	0.90	0.25	0.30	2.02
Al_2O_3	9.39	1.00	2.89	4.51	0.75	1.50	0.86	0.49	0.84	0.05
Fe_2O_3	43.80	53.27	42.95	53.78	65.22	66.80	61.49	67.70	53.79	55.06
FeO	25.68	26.43	25.96	27.36	21.52	24.75	28.10	29.60	25.92	28.46
MnO	0.15	0.23	0.09	0.20	0.06	0.07	0.01	0.07	0.06	0.15
MgO	1.24	3.01	3.96	4.98	4.07	1.60	3.91	0.29	1.35	2.46
CaO	0.32	0.46	Не обн.	0.18	0.17	Не обн.	Не обн.	0.24	0.36	Не обн.
Na_2O	0.04	0.07	0.15	0.14	0.24	0.20	0.07	0.14	0.14	0.08
K_2O	Сл.	Сл.	Не обн.	0.05	Не обн.	Не обн.	Сл.	0.05	0.05	Не обн.
П.п.п.	Не обн.	Не обн.	2.47	Не обн.	"	"	Не обн.	Не обн.	16.51	"
NiO	0.15	0.35	0.25	1.07	1.13	0.41	0.05	0.05	0.08	0.18
CoO	0.01	0.009	0.074	0.027	0.04	0.056	0.014	0.017	0.004	0.021
Cr_2O_3	17.52	13.27	18.90	5.91	6.52	4.31	1.02	0.08	0.03	11.68
V_2O_5	0.464	0.37	0.36	0.26	0.07	0.12	0.13	0.10	0.024	0.26
Сумма	99.87	100.24	99.56	99.64	100.50	100.15	100.08	100.59	99.76	100.42

Примечание. Массивы: Невгозерский – ан.1,2,7-9; Ханкусъярви – ан.4,5; Каменноозерский – ан.3,6,10.

Хром. Хромиты в гипербазитах Северной Карелии встречаются редко в виде спорадических тонких зерен или присутствуют в отдельных зернах магнетита, в их центральных частях. Вместе с этим содержание Cr_2O_3, по данным химических анализов, в среднем составляет 0.59%. Наибольшим содержанием Cr_2O_3 характеризуются гипербазиты массивов Ортсасъярви (0.94%), Каменноозерского (0.70%); меньше хрома содержится в гипербазитах Невгозера (0.58%), Тикшозера (0.34%) и Ханкусъярви (0.31%).

Содержание хрома существенно колеблется как в оливинитах, так и в измененных разновидностях (табл.6). Эти колебания связаны с неравномерным содержанием в породах магнетита, в которых заключена основная масса хрома, обусловливающая почти полностью высокое содержание его в породах. В оливине количество хрома ничтожно мало (0.01-0.03 Cr_2O_3). В магнетитах ранней генерации Cr_2O_3 содержится в количестве 13-19% (табл.8).

Перекристаллизация магнетита при метаморфизме гипербазитов приводит к потере значительного количества хрома: в Невгозерском массиве - от 13-17.5% в магнетите оливинита, до 1.02% в магнетите антигоритового серпентинита и около 0.08% в магнетите хлорит-амфиболовой породы. Жильный магнетит из этого массива содержит 0.03% Cr_2O_3. Уменьшение количества трехокиси хрома в магнетите при метаморфизме гипербазитов и сохранение близким его общего количества в продуктах метаморфизма (табл.6,7) свидетельствуют о связывании хрома во вновь образующихся силикатах и главным образом в антигорите (0.30% Cr_2O_3) и хлорите (0.22% Cr_2O_3). В лизардите и актинолит-тремолитовом амфиболе присутствует незначительное количество хрома - соответственно 0.04 и 0.07% Cr_2O_3.

Содержания кобальта, ванадия и титана в ультрабазитах незначительны и не превышают кларковых для ультраосновных пород. В процессе метаморфизма гипербазитов содержание кобальта не меняется: напротив, количество титана и ванадия возрастает.

Заканчивая характеристику гипербазитовых массивов Северо-Карельского пояса, еще раз подчеркнем, что по геологическому положению, характеру залегания, строению и составу они принадлежат к собственно гипербазитовой формации и характеризуют магматизм протогеосинклинального этапа развития докембрия.

III. КОМПЛЕКС РАССЛОЕННЫХ ПЕРИДОТИТ-ГАББРО-НОРИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ

В состав комплекса расслоенных интрузий объединяются массивы Кивакка, Ципринга, Луккулайсвара, известные под названием Олангской группы (Нумерова, 1960), массив Кундозеро и ряд крупных дайкообразных тел габбро-норитов в районе оз. Нотозеро. Массив Кундозеро изучен недостаточно, и его принадлежность к данному комплексу не разделяется некоторыми исследователями (Шуркин и др., 1974). Наиболее изучены массивы Олангской группы. В период с 1948 по 1954 г. СЗГУ и ЗГТ на массивах проводились геолого-поисковые работы на никель. В 1965 и 1970-1971 гг. продолжались работы на массиве Луккулайсвара.

Интрузии Олангской группы приурочены к региональной зоне субширотных разломов и являются восточной ветвью протяженного пояса расслоенных интрузий, следующих в субширотном направлении через территорию Финляндии до Ботнического залива (Piirainen e.a., 1974). Они имеют средние размеры (11-28 кв.км), характеризуются овально-удлиненной лополитообразной формой.

Вмещающими породами для интрузий являются мигматизированные биотитовые и амфиболовые гнейсы, гранито-гнейсы и гранодиорито-гнейсы верхнего архея. По отношению к ним интрузии дискордантны. Они обладают автономной внутренней структурой и стратиформно-гравитационной расслоенностью, свидетельствующими о формировании интрузий в условиях тектонической стабилизации вмещающей среды. В поздние этапы геологического развития массивы испытали частичную блокировку, частичное рассланцевание и амфиболизацию краевых частей.

Крутонаклоненные гравитационные слои свидетельствуют о вторичном характере их залегания, а наблюдаемая для некоторых массивов облекающая ориентировка кристаллизационной сланцеватости вмещающих пород указывает на дизъюнктивно-складчатый характер тектонических движений, в которые вовлекались массивы. Интрузии прорываются плагио-микроклиновыми гранитами, дайками кварцевых порфиров и диабазов. В геологическом описании (с.11) было отмечена некоторая неопределенность возрастного и тектонического по-

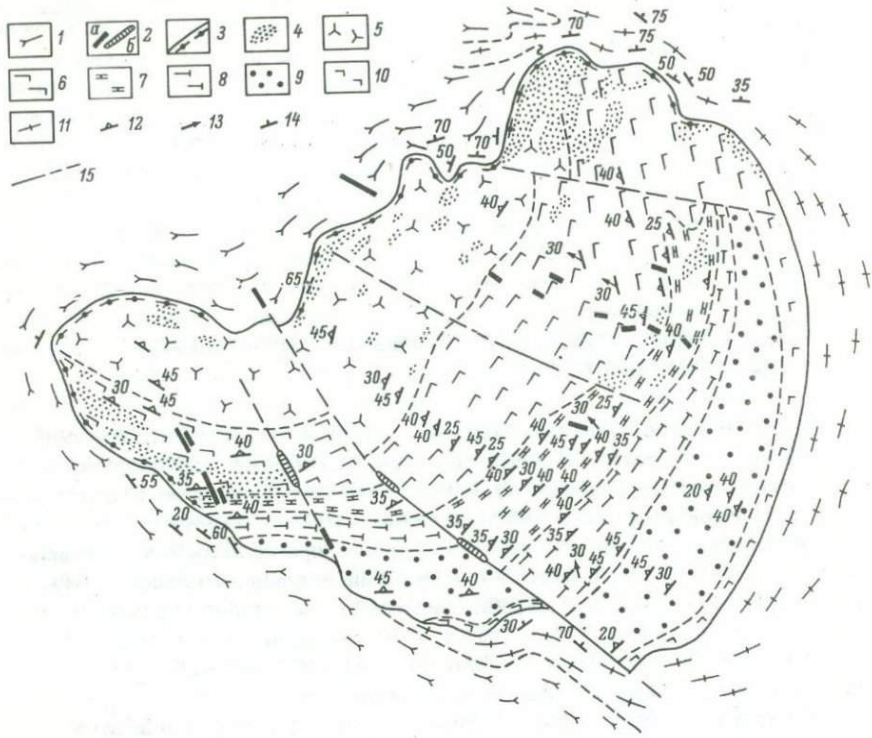


Рис.11. Схема геологического строения интрузии Кивакка.

1 – плагиомикроклиновые граниты и мигматиты, 2 – дайки (а – диабазов, б – кварцевых порфиров), 3 – амфиболизированные, частью рассланцованные габбро-нориты, 4 – площади преимущественного скопления габбро-пегматитов, 5 – неравномернозернистые габбро-нориты, 6 – равномернозернистые габбро-нориты, 7 – нориты, 8 – пироксениты, 9 – оливиниты, перидотиты, 10 – габбро-нориты приконтактовой зоны, 11 – плагиогнейсо-граниты, гнейсо-гранодиориты. Элементы залегания: 12 – трахитоидности, 13 – линейности, 14 – гнейсовидности и рассланцевания; 15 – разломы.

ложения массивов, вызванная недостаточной разработанностью вопросов тектонического развития района. По сумме всех признаков внедрение интрузий следует связывать с эпохой тектоно-магматической активизации постлопийской консолидированной области, отвечающей периоду орогенного (эпиплатформенного) развития. Характеристика комплекса дается на примере детально изученной интрузии Кивакка.

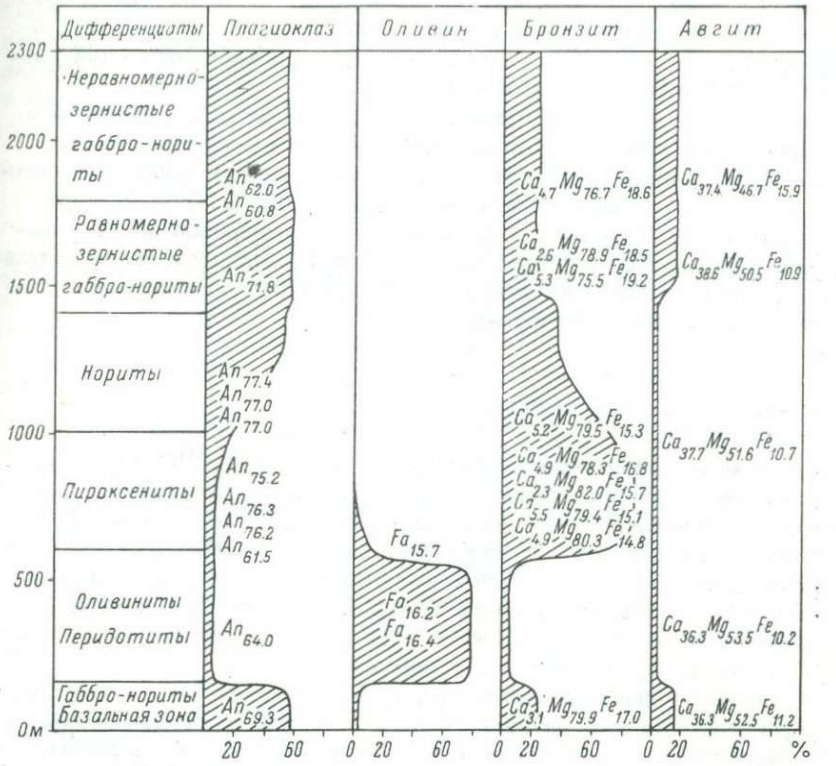


Рис.12. Состав и количественные соотношения минералов по разрезу слоистой серии интрузии Киваккa.

Интрузия Киваккa

Состав и строение интрузии

Отличительной чертой интрузии является анизотропное строение и резко выраженная расслоенность (рис.11). В разрезе интрузии снизу вверх выделяется серия зон (макрослоев): 1) придонные габбро-нориты, 2) оливиниты и перидотиты, 3) пироксениты, 4) нориты, 5) равномернозернистые габбро-нориты, 6) неравномернозернистые габбро-нориты (рис.12).

Состав и строение зон, особенно в средней части разреза, неоднородны. В их сложении принимают участие мономинеральные, анхимономинеральные, меланократовые и мезократовые разновидности пород. В сложении интрузии, кроме того, принимают участие габбро-пегматиты и разнообразные вторично измененные породы, главным образом в периферийных участках.

В плане (рис.11) макрослои в виде дугообразно изогнутых полос сменяют друг друга от юго-восточной придонной части массива к

северо-западной апикальной. Причем, в западной части нижние слои, выклиниваясь, притыкаются к контактовой поверхности интрузии и перекрываются вышележащими слоями, как это характерно для расслоенных интрузий воронкообразной формы.

В пределах массива установлен рад разломов северо-западного поперечного к слоистости простирания. Наиболее крупный из них отделяет юго-западную часть интрузии, испытавшую взбросо-сдвиговое смещение с максимальной амплидутой около 500 м. Разлом крутопадающий (60-90°), сопровождается 3-метровой зоной милонитов. Движения по разлому возобновлялись неоднократно. В результате повторных движений внедрившиеся вдоль разлома дайки кварцевых порфиров милонитизированы.

Структура и форма интрузии

Внутренняя структура массива устанавливается по первично-магматическим слоистым, трахитоидным и линейным текстурам. Трахитоидность фиксируется во всех разновидностях пород, но наиболее отчетливо - в норитах и равномернозернистых габбро-норитах. Она обусловлена плоскопараллельной ориентировкой таблитчатых и лейстовидных кристаллов плагиоклаза. Линейность минералов наблюдается сравнительно редко. Чаще можно наблюдать лишь их предпочтительную ориентировку в северо-западном направлении.

Слоистость наиболее четко выражена в средней части интрузии, в норитовой и пироксенитовой зонах и в верхах зоны оливинитов и перидотитов. Она обусловлена чередованием слоев с различным количественным содержанием минералов, главным образом плагиоклаза и бронзита, и слоев с различной зернистостью. Их мощность колеблется от нескольких миллиметров до десятков метров. Характерна линейная выдержанность слоев по простиранию. Мелкие изгибы или другие нарушения обнаруживаются очень редко.

Наблюдения за слоистостью и трахитоидностью позволяют установить первичную форму залегания интрузии и ее нарушенность в связи с поздними дислокациями. Ее форма при выходе на дневную поверхность имеет вид овального конуса или чаши в их вертикальном сечении. *Слоистость и трахитоидность создают в массиве дугообразную* структуру, повторяющую их контур. Падение трахитоидности и слоистости в средней части массива обращено на северо-запад под углом в среднем 35-40°, на его западном и северном флангах падение несколько более крутое, в среднем до 45°, и обращено внутрь массива.

Для определения формы массива немаловажное значение имеют *размещение и форма макрослоев, последовательно возникших в* процессе гравитационной аккумуляции. Последние, имея вид вогнутых линз с наибольшей мощностью в средней части и выклиниванием в краях, фиксируют положение донной части магматической камеры. Совокупность перечисленных признаков позволяет представить мас-

сив в виде первоначально полого залегавшего цилиндроидального тела, вторично наклоненного на северо-запад под углом 30-40°. Линейность, замеренная в различных частях массива, наклонена под углом 30-35° в направлении СЗ 285-330°.

Состав и строение зон

З о н а п р и д о н н ы х г а б б р о - н о р и т о в повсеместно устанавливается в основании дифференцированной серии. Мощность придонной зоны колеблется от единиц метров в юго-западной части до 140 м в центральной.

Состав и строение зоны неоднородны. Слоями, возможно линзовидного характера, обособляются мезократовые и меланократовые габбро-нориты, оливиновые габбро-нориты, пироксениты и плагиоклазиты. Наибольшая неоднородность характерна осевой (юго-восточной) части интрузии. Характер расслоенности в северо-восточной части зоны изучен слабо. Имеющиеся материалы по одной скважине позволяют лишь отметить присутствие здесь габбро-норитов подобных базальным, но мощность и соотношение с вышележащими зонами не ясны. В контакте с вмещающими породами габбро-нориты переходят в мелкозернистые офитовые габбро-нориты, являющиеся зоной закалки.

З о н а о л и в и н и т о в и п е р и д о т и т о в вогнутой полосой со смещенным по разлому юго-западным крылом прослеживается вдоль юго-восточного края интрузии. Максимальная мощность зоны составляет 500-550 м. К северу она, по-видимому, выклинивается среди пироксенитов и габбро-норитов. На западе оливиниты и перидотиты примыкают к вмещающим плагиогранито-гнейсам, отделяясь от них слоем придонных (краевых) габбро-норитов мощностью в несколько метров. Трахитоидные текстуры практически не проявляются. Первично-магматические структурные элементы устанавливаются в основном по мелким линзочкам и слойкам, обогащенным бронзитом и плагиоклазом. Углы падения составляют 20-40° на северо-запад. Среди пород рассматриваемой зоны преобладают оливиниты. Перидотиты развиты преимущественно в верхах зоны в виде слоев, чередующихся с пироксенитами.

З о н а п и р о к с е н и т о в с северо-запада окаймляет зону оливинитов и перидотитов. Западное окончание ее непосредственно примыкает к границе с плагиомикроклиновыми гранитами. На севере пироксениты выклиниваются в поле норитов и габбро-норитов. Как уже отмечалось, эта часть интрузии скрыта от наблюдения, а единичные скважины не дают ясного представления о положении слоев.

Мощность пироксенитов наибольшая в средней части зоны и составляет около 400 м. Переход от нижележащей зоны постепенный и осуществляется путем чередования слоев, обогащенных пироксеном или оливином. Отличительной особенностью зоны является резко выраженная расслоенность. В разрезе зоны наблюдается чередова-



Рис.13. Четковидная форма слоев норита и пироксенита.

ние слоев с различным содержанием плагиоклаза – от почти мономинеральных бронзититов до норитов. Характерно, что наиболее частое чередование слоев приурочено к центральной части зоны. На ее флангах разрезы представлены более или менее однородными пироксенитами. Нередко в зонах частого чередования появляются более лейкократовые слои и линзы состава анхимономинерального плагиоклазита. Они маломощны и в общем объеме зоны играют незначительную роль. В целом в зоне преобладают пироксениты.

Мощности различных слоев колеблются от нескольких сантиметров до десятков метров. Нередко среди ритмично чередующихся метровых слоев лейкократового состава содержатся слойки мощностью 0.5–4 см более меланократового состава и наоборот. Слои обычно прямолинейные, и только в единичных обнажениях наблюдаются волнистые и четковидные слои (рис.13). Границы слоев как резкие, так и неотчетливые. Помимо расслоения на лейкократовые и меланократовые составляющие нижняя половина зоны пироксенитов мощностью около 200 м представлена оливинсодержащими разновидностями.

В верхней части разреза зоны пироксенитов количество слоев норитов и их мощность значительно возрастают. В одном из крупных слоев норита встречена серия мелких слоев и линз мелкозернистых пироксенитов мощностью от 2 до 45 см, размер линз от 1.5 х 5–10 до 20 х 75 см. Слои местами слегка изогнуты; некоторые из них разорваны, и в местах разрыва их окончания имеют округленно-угловатую форму, характеризуются изогнутостью и искаженной мощностью (рис.14).

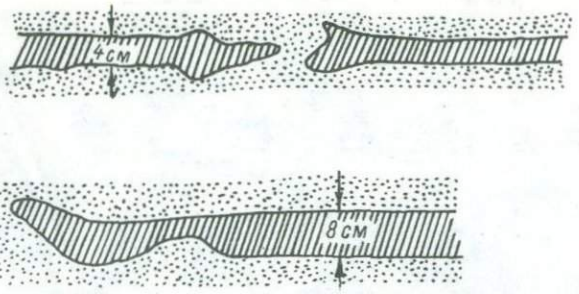


Рис.14. Разрывы и изгибы слоев пироксенового кумулата.

Характерно присутствие в норитах и пироксенитах 2–3-сантиметровых полос или линз и пятен лейкократовой пироксен-плагиоклазовой или плагиоклазовой породы. В пироксенитах такие обособления тяготеют к местам разрывов или расщепления слоев, образуют секущие или согласные тонкие, прямолинейные и ветвистые полоски и линзы. Границы пироксен-плагиоклазовых обособлений с пироксенитами и норитами отсутствуют. Переходы осуществляются путем постепенного увеличения содержания плагиоклаза. Это позволяет заключить, что подвергшиеся нарушению (изгибам, разрывам и разлинзованию) слои пироксенитов не были полностью твердыми. Обогащение плагиоклазом отдельных „полостей" в пироксенитах и норитах осуществлялось путем миграции в них остаточных жидких фракций. Пироксен-плагиоклазовые породы по сравнению с норитами более обогащены моноклинным пироксеном.

В нескольких метрах ниже описанного горизонта в слое норита залегает глыбовидный ксенолит размером 1.5 х 2 м мелкозернистой ультраосновной породы. Основу ксенолита составляют бронзититы, содержащие различной мощности слои оливинита. По угловатой поверхности ксенолит окружен маломощной каймой крупнозернистой плагиоклаз-пироксеновой породы. Трахитоидная текстура вмещающих норитов в полуметровом окружении отсутствует.

Во всех разновидностях пород пироксенитовой зоны содержатся крупные (0.5–2.0 см) изометричные вкрапленники авгита. Они присутствуют повсеместно, но распределены неравномерно и в среднем составляют 5–6%.

З о н а н о р и т о в занимает более высокое положение в разрезе интрузии относительно зоны пироксенитов. Ее мощность достигает 400 м. По строению и составу зона также неоднородна. Выделяются меланократовые, мезократовые и лейкократовые нориты, пироксениты и их мелкозернистые и средне-крупнозернистые разности.

Разрез норитовой зоны представляет собой полосчатую серию всех отмеченных разновидностей. Верхняя часть разреза мощностью около 200 м более однородна и представлена мелкозернистыми

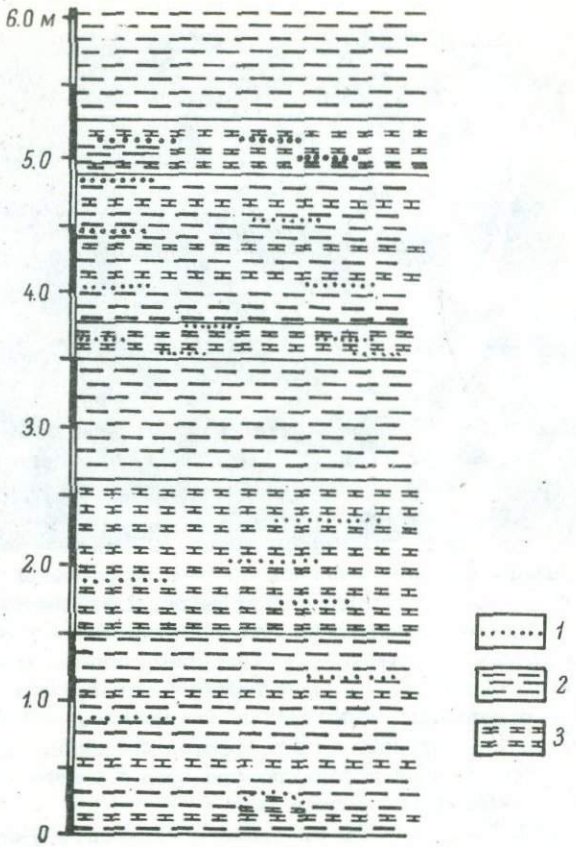


Рис.15. Ритмичная слоистость в зоне норитов.

1 – лейкократовый норит, плагиоклазит, 2 – крупнозернистый меланократовый норит, 3 – мелкозернистый норит.

норитами. Среди них местами содержатся немногочисленные тонкие (1–5 см), непротяженные слойки и линзы лейкократовых норитов и пироксенсодержащих плагиоклазитов. Низы разреза норитовой зоны, подобно пироксенитовой, характеризуются слоистым строением. Сначала внизу появляются отдельные крупные, по нескольку метров (до десятков метров), слои среднезернистых норитов, а затем в интервале последних ста метров переслаивание очень частое. Преобладают то мелкозернистые, то среднезернистые нориты, причем прослои одних в других имеют мощность от нескольких сантиметров до десятков сантиметров. В этом интервале появляются прослои меланократовых норитов и пироксенитов. Нижняя граница зоны норитов показана условно. Она проводится в той части разреза, где общий объем пироксенитовых слоев становится преобладающим.

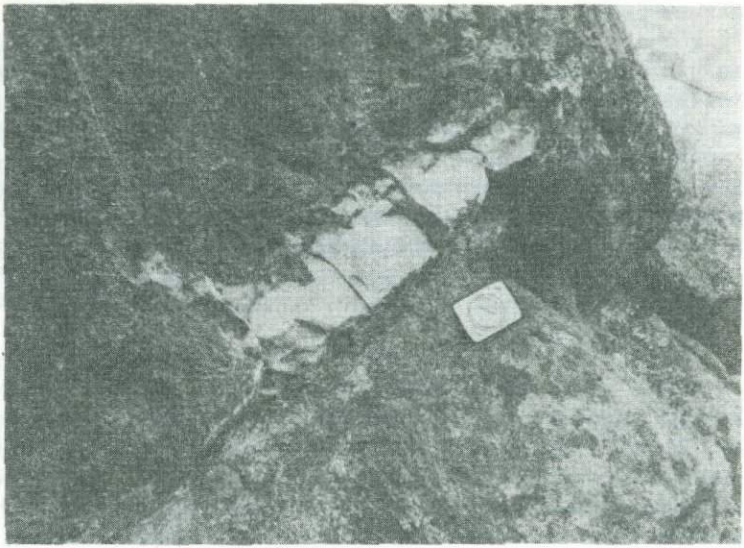


Рис.16. Линза плагиоклазита с секущим апофизом в пироксените.

Характер слоистости иллюстрируется на рис.15. Здесь в обнажении ритмично переслаиваются мелкозернистые нориты и среднезернистые меланократовые нориты. Границы между слоями прямолинейные и четкие. И среднезернистые, и мелкозернистые нориты содержат маломощные (0.5–4 см) полоски, линзочки лейкократовых норитов и плагиоклазитов. Границы их нечеткие, форма местами извилистая, мощность невыдержанная.

Ниже по разрезу в нескольких метрах среди переслаивающейся серии залегает слой мощностью около 30 м крупнозернистых оливиновых пироксенитов. В пределах обнаженной части он прослеживается на 1.1 км. Переход от крупнозернистых пироксенитов к нижележащим переслаивающимся средне- и мелкозернистым мезократовым и меланократовым норитам и пироксенитам постепенный и осуществляется путем постепенного уменьшения зернистости и полосчатого распределения разновидностей. В нижней части слоя крупнозернистого пироксенита содержится линза (80 х 10 см) плагиоклазита с отходящим от него секущим апофизом (рис.16). В нескольких метрах ниже по разрезу в переслаивающихся норитах и пироксенитах плагиоклазиты образуют полосы и линзы как с резкими границами, так и с расплывчатыми.

Для горизонта переслаивания норитов и пироксенитов характерно присутствие рассеянных зерен и гнездообразных скоплений сульфидов. Они чаще ассоциируют с прослоями пироксенитов или меланократовых норитов, но присутствуют и в прослоях плагиоклазитов. Нередко устанавливается приуроченность сульфидов к вкрапленникам моноклинного пироксена.

Зона равномернозернистых габбро-норитов сменяет по разрезу зону норитов. Ее мощность в средней части массива около 400 м. К северу мощность несколько увеличивается, к западу сокращается. Габбро-нориты довольно однообразны по составу и строению. Они имеют среднезернистое сложение и трахитоидную текстуру.

Основная масса габбро-норитов мезократовая. Несколько более лейкократовые разновидности появляются в низах зоны в виде неотчетливых полос, согласных с трахитоидностью. Переход в неравномернозернистые габбро-нориты происходит постепенно. В переходной зоне в габбро-норитах появляются крупные (до 1 см) вкрапленники ромбического пироксена.

Зона неравномернозернистых габбро-норитов составляет верхнюю часть массива и подобно предыдущим зонам вытянута вогнутой к юго-востоку полосой по северо-западной границе массива (рис.11). В контакте с плагиомикроклиновыми гранитами и плагиогранито-гнейсами габбро-нориты повсеместно амфиболизированы и рассланцованы. Наибольшая ширина зоны рассланцевания, достигающая нескольких десятков метров, приурочена к контакту с плагиомикроклиновыми гранитами, образующими в сланцах в контактовой зоне согласные жилы.

В неравномернозернистых габбро-норитах присутствует большое количество полосовидных и неправильной формы обособлений грубозернистых габбро-пегматитов и сопровождающих их средне- и крупнозернистых габбро-норитов. Это обстоятельство затрудняет разграничение зон равномернозернистых и неравномернозернистых габбро-норитов, особенно в западной и северной частях массива. На значительном протяжении граница с подстилающей зоной проведена условно. В целом различия между равномерно- и неравномернозернистыми габбро-норитами незначительны. Название „неравномернозернистый" применяется в большей мере условно для их различия. Из признаков различия кроме присутствия крупных вкрапленников бронзита неравномернозернистым габбро-норитам свойственны несколько более крупнозернистая структура и за небольшим исключением отсутствие трахитоидности. Определенные отличия, хотя и небольшие, но закономерные, обнаруживаются в химическом составе пород.

Габбро-пегматиты размещены главным образом в верхней зоне интрузии. Наибольшее количество их связано с неравномернозернистыми габбро-норитами. Они также широко распространены в северной и западной частях интрузии, где размещаются среди равномернозернистых габбро-норитов, частью среди норитов. Габбро-пегматиты представляют собой овально-вытянутые, изометричные или неправильные обособления грубозернистого сложения. Размеры таких обособлений в среднем по нескольку десятков сантиметров. Обычно они сопровождаются крупно- и среднезернистыми габбро-норитами пегматоидного облика и вместе с ними образуют линзовидные участки, широкие протяженные полосы и неправильной формы зоны протяженностью в несколько сотен метров. На карте

(рис.11) показаны зоны преимущественного распространения габбро-пегматитов.

Переходы от вмещающих габбро-норитов в габбро-пегматиты постепенны и происходят путем увеличения зернистости породы и обособления ее лейкократовой составляющей. К габбро-пегматитам и сопровождающим их габбро-норитам приурочены гнездообразные скопления сульфидов размером от долей сантиметров до 5 см. В юго-восточной части интрузии такие скопления образуют протяженные зоны с содержанием сульфидов (по данным Д.К. Ловицкого и Э.В. Муровой) 8-12%.

Петрография

В разделе „Петрография" рассматриваются минералогический состав и структурные взаимоотношения минералов в породах различных зон.

Габбро-нориты придонной зоны представляют собой мезократовые или меланократовые неравномернозернистые породы. Преобладающий размер зерен 0.5-2 мм, но нередко зерна плагиоклаза и авгита достигают 5 мм. Характерна пойкилитовая структура. В эндоконтактовой кайме интрузии габбро-нориты приобретают мелкозернистое сложение и офитовую структуру.

Главными минералами являются бронзит, авгит и плагиоклаз. Оливин встречается спорадически в верхах зоны в количестве, не превышающем 15%. Он образует идиоморфные зерна размером около 2 мм. Бронзит отчетливо идиоморфный с хорошо развитыми гранями. Часто содержит тонкие линзовидные и каплевидные выделения моноклинного пироксена. Авгит содержится в переменном количестве, в среднем составляет 15-20%. Большей частью он образует крупные неправильные изометричные зерна с пойкилитовыми включениями бронзита. Нередко обнаруживается корродирующее воздействие на зерна бронзита. Замещение происходит или незначительно в краях, или почти нацело с сохранением лишь мелких реликтов. Плагиоклаз образует неправильные крупные зерна, включающие зерна бронзита и оливина. Кварц присутствует в виде рассеянных мелких интерстиционных зерен. Рассмотренные взаимоотношения минералов характерны для осевой части интрузии. В северо-восточном окончании полосы придонных габбро-норитов плагиоклазы приобретают мелколейстовую или таблитчатую форму и по характеру структур, имеющих офитовые элементы, приближаются к норитам и равномернозернистым габбро-норитам.

Рудные минералы представлены сульфидами (халькопирит, пирротин, пентландит) и магнетитом. Они образуют рассеянную мелкую вкрапленность (1-5%). Форма зерен неправильно-изометричная, изредка интерстиционного выполнения. Магнетит кроме рассеянной вкрапленности образует редкие маломощные магнетит-плагиоклазовые кумулятивные слойки.

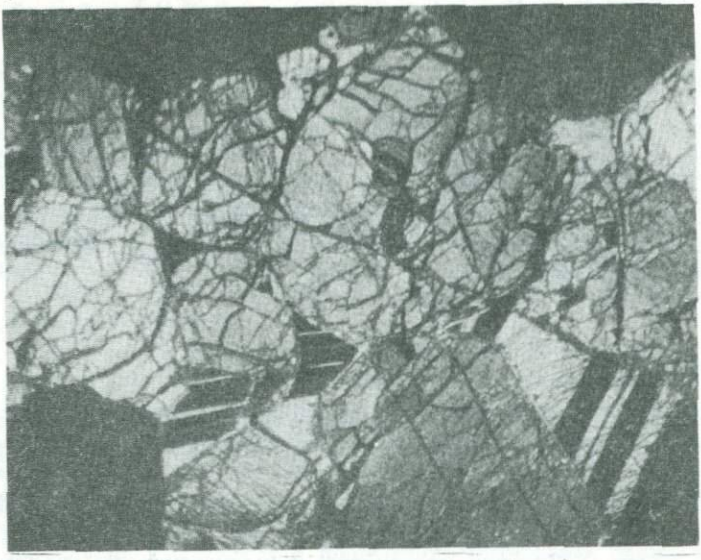


Рис.17. Оливинит. Интерстиции между идиоморфными зернами оливина заполнены плагиоклазом. С анализатором, ув.18.

Вторичные минералы представлены биотитом, кварцем, эпидотом, антофиллитом, тремолитом, актинолитом. Они часто развиваются отдельными полосами вблизи контакта с вмещающими породами. В ассоциации с вторичными минералами появляются магнетит, пирит, халькопирит.

Оливиниты представляют собой коричневато-серые среднезернистые породы. Они состоят из оливина (70-90%), бронзита и авгита (4-18%), плагиоклаза (2-10%). В виде единичных мелких зерен присутствуют апатит, сульфиды (халькопирит, пирротин, пентландит), магнетит (табл.9). В протолочках, кроме того, обнаружены единичные зерна лейкоксена. Текстура оливинитов массивная, структура панидиоморфнозернистая и гипидиоморфнозернистая с элементами пойкилитовой, петельчатой и келифитовой.

Оливин представлен идиоморфными, большей частью хорошо образованными изометричными или удлиненными кристаллами размером 0.3-4.5, обычно 1.5-3 мм (рис.17). Бронзит наблюдается в виде более мелких (менее 1 мм), изометричных, неправильных или удлиненно-призматических субгедральных зерен. Часто они образуют небольшие скопления в виде мелких гнезд или полосок. Многие зерна бронзита содержат включения мелких зернышек оливина. Плагиоклаз в оливинитах ксеноморфный, выполняет интерстиции между зернами оливина и бронзита. Авгит, так же как и плагиоклаз, резко ксеноморфный, образует неправильные зерна с пойкилитовыми включениями оливина и бронзита или выполняет между ними интерстиции. По отношению к бронзиту он нередко является корродирующим, час-

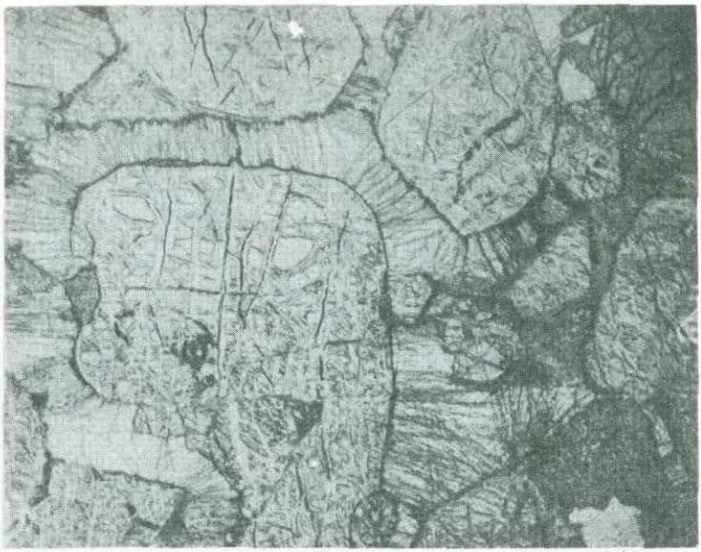


Рис.18. Серпентинизированный оливинит. *Серпентинизация оливина* идет с увеличением объема и вызывает в интерстиционном плагиоклазе густую систему поперечных трещинок. Без анализатора, ув.18.

то наблюдается обрастание зерен бронзита авгитом в виде каемок или заливообразное проникновение авгита внутрь. Коррозионные соотношения отмечаются и с оливином. Зерна оливина, включенные в авгит, округленные и неправильные, в то время как зерна в основной массе или включенные в плагиоклаз сохраняют правильную форму.

Вторичные изменения оливинитов развиты довольно широко. Предпочтительнее замещаются оливин и плагиоклаз и менее – пироксены. Оливин обычно по трещинам (рис.18), реже нацело замещен хризотилом и сопровождающим его пылевидным или в форме микрожилок магнетитом, а также иддингситом и тремолитом. Нередко вокруг зерен оливина, особенно по границам с плагиоклазом, развиты келифитовые каймы волокнистого тремолита, талька или серпентин-хлорит-тремолитового состава. *По пироксенам развиваются* тальк, волокнистый или таблитчатый тремолит и пелитоморфный магнетит. Плагиоклазы замещаются эпидот-цоизитовым землистым агрегатом и зеленоватым серпентин-хлоритовым минералом. Часто в оливинитах присутствует биотит в количестве от единичных чешуек до пяти и редко более процентов. Он развивается в виде буровато-коричневых неправильных крупных пластинок или мелких чешуек между *зернами оливина* и пироксенов и проникает в них по трещинкам. Типична ассоциация биотита с магнетитом и сульфидами. По показателю преломления ($Ng' = 1.630-1.646$) он соответствует магнезиальным разновидностям.

Таблица 9

Количественно-минералогический состав интрузии Кивакка

Зоны	Минералы	1	2	3	4	5	6	7	8
Неравномерно-	Пл	50.0	57.0	67.0	64.7	52.1	56.2	60.1	55.4
зернистые габ-	Бр	34.0	28.5	15.6	21.6	34.8	19.1	30.1	19.3
бро-нориты	Авг	14.5	14.0	16.6	12.7	10.9	24.2	9.3	19.3
	Кв	1.0	0.5	0.8	1.0	2.2	0.5	0.5	6.0
	Мт	0.5	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.	1.0
Равномернозер-	Пл	61.0	70.0	57.0	57.2	57.3	53.0	53.0	57.1
нистые габбро-	Бр	26.0	13.2	20.7	20.2	19.2	36.6	35.3	23.9
нориты	Авг	13.0	16.8	22.3	22.6	23.5	10.4	11.7	19.0
	Кв	-	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.
	Мт	Ед.з.	"	"	"	"	"	"	"
Нориты	Пл	66.9	64.8	63.4	63.0	60.5	59.6	54.1	44.7
	Бр	33.1	30.8	36.0	37.0	38.1	38.4	41.9	54.0
	Авг	-	4.4	0.6	-	1.4	2.0	4.0	1.3
Пироксениты	Пл	3.0	6.3	11.5	8.5	4.4	8.9	15.0	7.2
	Бр	91.0	89.3	88.1	87.3	87.3	86.9	83.1	76.8
	Авг	6.0	4.4	0.4	4.2	8.3	4.2	1.9	15.2
	Ол	Ед.з.	Ед.з.	-	-	-	-	-	0.8
	Мт	"	"	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.
Оливиниты, пери-	Ол	88.0	82.5	77.6	70.9	87.3	77.9	90.0	68.0
дотиты	Пл	7.1	2.0	10.4	9.2	7.3	9.6	3.6	6.4
	Бр	1.7	4.0	9.0	3.9	4.4	8.0	2.0	11.0
	Авг	1.8	11.5	2.6	15.0	1.0	4.1	2.0	9.0
	Би	1.0	-	0.4	1.0	-	0.4	2.4	5.0
	Мт	0.4	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.	0.6

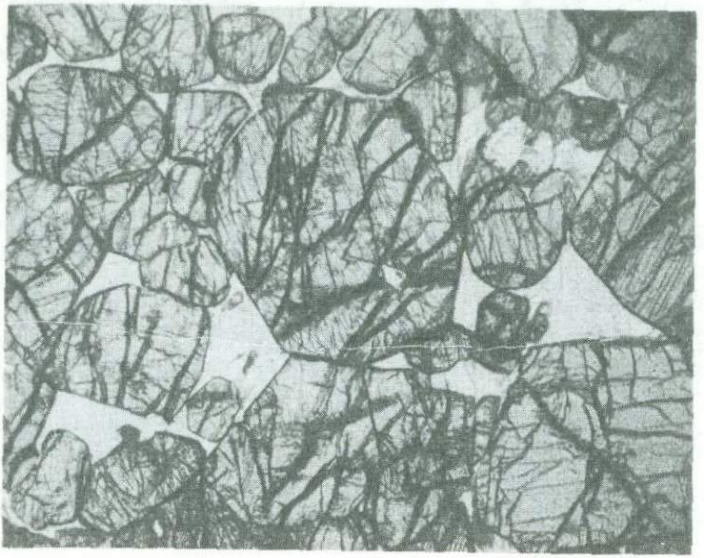


Рис.19. Идиоморфные зерна бронзита в пироксените. В интерстициях – плагиоклаз. Без анализатора, ув.18.

Перидотиты представляют переходную разновидность от оливинитов к пироксенитам и отличаются более высоким (30–70%) содержанием бронзита. Формы развития и соотношения минералов подобны таковым в оливинитах. Оливин, а также и бронзит распределяются неравномерно, часто обособляясь в линзовидные скопления. Местами удлиненнопризматические зерна бронзита создают трахитоидную текстуру. Плагиоклаз и авгит являются второстепенными и резко ксеноморфными по отношению к оливину и бронзиту.

Пироксениты (бронзититы) представляют собой мелко- среднезернистую темно-серую коричневатую породу. Главным минералом является бронзит (77–91%), в переменном количестве присутствуют плагиоклаз (3–15%) и авгит (0.5–15%). В нижней части зоны пироксенитов встречаются оливин в количестве от единичных зерен до 5–10%. Текстура пироксенитов массивная и трахитоидная, структура панидиоморфнозернистая, призматически-зернистая, участками пойкилитовая.

Бронзит образует изометричные или удлиненнопризматические идиоморфные и субидиоморфные зерна (рис.19) размером 0.1–3 мм. Преобладают зерна 0.7–2 мм. Оливин спорадически рассеян либо образует цепочки или скопления зерен. Форма изометричная, неправильная, частью с хорошо образованными гранями. Нередко встречаются мелкие овальные зернышки оливина, включенные в бронзит. Плагиоклаз распределяется неравномерно. Выделяются разновидности, почти не содержащие плагиоклаз и разновидности, приближаю-

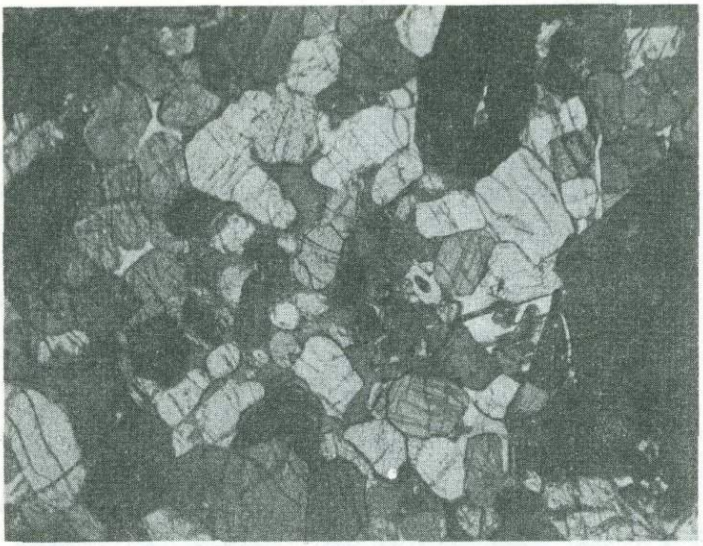


Рис.20. Пироксенит. В центральной части – крупное пойкилитовое выделение авгита. С анализатором, ув.18.

щиеся по количеству плагиоклаза к норитам. В первом случае он выполняет интерстиции между зернами бронзита. В случае, когда промежутки между зернами бронзита велики, плагиоклаз представлен скоплением идиоморфных таблитчатых и удлиненнолейстовых зерен. Структуры в таких участках приобретают некоторые элементы офитовых взаимоотношений. Обогащенные плагиоклазом участки образуют согласные трахитоидности полоски с нечеткими границами. Интерстиционные и длиннолейстовые плагиоклазы по составу идентичны.

Авгит распределен неравномерно и в среднем составляет 5-6%. Он образует мелкие зерна интерстиционного выполнения и овальные вкрапленники размером 0.5-2 см. Вкрапленники заключают многочисленные зерна бронзита и плагиоклаза. При большой концентрации включений авгит цементирует их сложно разветвленной кустообразной системой каемок (рис.20). Соотношение авгита и бронзита реакционное. Большей частью оно выражено в незначительном округлении зерен бронзита. Рудные минералы представлены мелкими неправильными зернами магнетита и сульфидов. Часто с ними ассоциирует биотит.

Залегающий в верхней части зоны пироксенитов ксенолит сложен перидотитом мелкозернистого сложения, панидиоморфнозернистой структуры. Размер зерен колеблется от 0.1 до 1 мм. Оливин распределен в виде полосок и цепочек в преобладающей бронзитовой массе. Во многих зернах бронзита содержатся мелкие округлые включения оливина. В основной массе бронзит и оливин обладают одинаковым идиоморфизмом. Плагиоклаз содержится в виде единич-

ных мелких зерен, выполняющих интерстиционные промежутки. Авгит образует редкие пойкилитовые зерна. В оливине и бронзите содержатся включения мелких идиоморфных зерен магнетита.

Вторичные изменения пироксенитов незначительны и приурочены к зонам рассланцевания. Вторичные минералы представлены серпентином, тальком, хлоритом, иддингситом. В юго-западной части интрузии в контакте с прорывающими плагиомикроклиновыми гранитами в пироксенитах появляются единичные зерна кварца.

Нориты представляют собой светло-серую мелко- и среднезернистую породу. Главными минералами являются плагиоклаз и бронзит. Их количественные соотношения определяют лейкократовый, мезократовый и меланократовый характер породы. Преобладают мезократовые нориты (табл.9). В количестве до 5% в них присутствует авгит.

Текстура норитов трахитоидная, структуры - гипидиоморфнозернистая, призматически-зернистая, габбро-офитовая, габбровая. Структурные взаимоотношения между плагиоклазом и бронзитом различны. В вертикальном разрезе сменяются слои с резко выраженным идиоморфизмом бронзита и ксеноморфным плагиоклазом и слои с близким высоким идиоморфизмом плагиоклаза и бронзита, находящихся в субофитовых соотношениях. В первом случае в бронзитах нередко обнаруживаются включения единичных мелких лейст плагиоклаза. Во втором случае включения плагиоклаза в бронзите более крупные и содержатся в большем количестве. Резко преобладающим идиоморфизмом бронзита над плагиоклазом характеризуются слои крупнозернистых меланократовых норитов и пироксенитов. Бронзит в них представлен хорошо развитыми идиоморфными кристаллами, плагиоклаз же выполняет интерстиционные промежутки и образует пойкилитовые зерна.

Авгит встречается во всех разновидностях пород норитовой зоны, в том числе в плагиоклазитах. Как и в зоне пироксенитов, он образует крупные овальные вкрапленники - гнезда, цементирующие большое количество зерен бронзита и плагиоклаза. Формы развития идентичны коронофитовой структуре (или коронопойкилитовой, по Ю.Ир.Половинкиной, 1966). Имеют место реакционные взаимоотношения авгита с бронзитом. Вместе с этим часто форма зерен бронзита, заключенных в авгите, не нарушена, т.е. сохраняется такой же, как и вне зерен авгита.

Плагиоклазиты, составляющие прослои и линзы в норитах, представлены мономинеральной породой или содержат небольшую примесь пироксена. В основном они мелкозернистые. Размер зерен в некоторых прослоях 0.1-0.5 или 0.5-1 мм. Встречаются отдельные крупные зерна (до 2-3 мм). Такие зерна относятся к поздней стадии кристаллизации. В них присутствуют мелкие включения плагиоклазов основной массы. Форма зерен изометрична. Структура плагиоклазитов аллотриоморфнозернистая, иногда пойкилитовая, коронопойкилитовая за счет развития крупных вкрапленников авгита.

Вторичные изменения норитов незначительны и развиты локально. В качестве вторичных минералов присутствуют тальк, актинолит-тре-

молитовый амфибол, цоизит, биотит. Рудные минералы представлены редкими мелкими зернами сульфидов и магнетита. Они частью связаны с продуктами вторичного изменения, иногда образуют зерна сидеронитового характера. Мелкие гнездообразные скопления сульфидов иногда появляются в ассоциации с авгитом.

Равномернозернистые габбро-нориты представляют собой среднезернистые трахитоидные породы. Размер зерен в среднем составляет 1-2 мм, но присутствуют и более мелкие (до 0.3 мм), и более крупные (до 2-4 мм). Структура габбро-норитов габбро-офитовая, реже габбровая. Главные породообразующие минералы: плагиоклаз (53-70%), бронзит (13-37%), авгит (10-24%). Плагиоклаз образует лейстовидные и изометричные таблитчатые зерна. В единичных случаях в нем обнаруживаются мелкие включения бронзита. Бронзит представлен овальными удлиненными или изометричными неправильными зернами. В нем часто содержатся включения лейст плагиоклаза. В габбро-норитах в отличие от нижележащих зон содержится большое, иногда преобладающее над бронзитом количество авгита. Он образует изометричные или удлиненные зерна, несколько уступающие по идиоморфизму бронзиту. Иногда в нем содержатся мелкие включения плагиоклаза и бронзита. Авгит встречается также в форме крупных ксеноморфных зерен с многочисленными включениями бронзита и плагиоклаза.

В габбро-норитах в незначительном количестве присутствуют биотит и единичные мелкие зерна кварца. Рудные минералы представлены редкими рассеянными зернами сульфидов и магнетита. Вторичные изменения развиты локально, но охватывают значительные полосовидные участки в северной части интрузии. Вторичные минералы представлены тальком, актинолитом, роговой обманкой и цоизитом.

Неравномернозернистые габбро-нориты обычно имеют среднезернистое сложение. Для них характерны габбро-офитовая и пойкилоофитовая структуры. Количественно-минералогический состав габбро-норитов приведен в табл.9. В сравнении с равномернозернистыми габбро-норитами они обладают несколько более крупнозернистым сложением и резче выраженными офитовыми соотношениями породообразующих минералов.

Плагиоклаз образует идиоморфные длинные лейсты, а также широкие таблицы. Бронзит представлен крупными (0.5-1.0 см) неправильными зернами с многочисленными пойкилитовыми включениями плагиоклаза. Авгит развит преимущественно в виде мелких изометричных, реже крупных неправильных зерен. Характерно присутствие в породе кварца, биотита, магнетита, ильменита. Кварц спорадически рассеян по породе, но содержание его несколько выше, чем в равномернозернистых габбро-норитах. Он образует угловатые зерна в интерстициях между породообразующими минералами, иногда находится в графическом срастании с плагиоклазом.

Габбро-пегматиты преимущественно приурочены к габбро-норитовым зонам. Главными минералами габбро-пегматитов являются плагиоклаз, авгит и бронзит. По сравнению с вмещающими габбро-нори-

тами характерна обогащенность второстепенными минералами: биотитом, актинолитом, роговой обманкой, кварцем, калиевым полевым шпатом, апатитом, магнетитом, ильменитом, сульфидами. Структуры габбро-пегматитов неравномернозернистые, крупно- и грубозернистые, текстуры такситовые. Переходы от вмещающих пород постепенные и происходят путем постепенного укрупнения зерен. Средне- и крупнозернистые габбро-нориты, как правило, сопровождающие габбро-пегматитовые обособления, также отличаются неравномерной зернистостью, часто такситовым сложением и пегматоидным обликом.

Минералогия

Оливин. Оливин является главным породообразующим минералом оливинитов и перидотитов. В незначительном количестве он присутствует в габбро-норитах базальной зоны, в нижней части зоны пироксенитов, а также в прослое крупнозернистого пироксенита, залегающего в нижней части зоны норитов.

Физические и оптические свойства оливина, так же как и его химический состав, изменяются в небольших пределах и не зависят от положения в разрезе интрузии: удельный вес колеблется от 3,42 до 3.49; $Ng' = 1.700-1.710$, $Np = 1.665-1.675$, $2V = 88-90^{\circ}$.

Из различных уровней разреза зоны оливинитов (рис.12) выполнены три химических анализа оливина. Кроме того, проанализирован оливин из ксенолита перидотита в пироксенитах (табл.10). Обращает внимание близкое содержание в анализах фаялитовой составляющей: 15.7, 16.0, 16.2, 16.4%. Оливин из ксенолита отличается более высоким содержанием кремния. Небольшое различие в железистости оливинов свидетельствует о близких условиях их кристаллизации.

Пироксены. Бронзит является главной составной частью большинства разновидностей пород интрузии (табл.9). Цвет его желтовато-коричневый. В шлифах он бесцветен, иногда можно различить слабый плеохроизм бледно-желтых тонов. Нередко погасание отклоняется от прямого до 2-3 или 5°. Оптические свойства бронзита, несмотря на некоторые колебания, характеризуются закономерными изменениями по разрезу интрузии. Показатель преломления снизу вверх по разрезу увеличивается, угол оптических осей постепенно уменьшается (табл.11). Удельный вес бронзитов колеблется от 3.33 до 3.38.

Параметры элементарной ячейки бронзитов довольно постоянны (табл.12). Зависимость их величин от железистости выражена недостаточно четко.

На диаграмме зависимости физических и оптических свойств ромбических пироксенитов от химического состава (Дир и др., 1965) по углу оптических осей, показателю преломления и удельному весу содержание ферросилитовой составляющей в бронзите изменяется по разрезу интрузии от 12 до 23%, что неплохо согласу-

Таблица 10

Химический состав оливинов (в вес. %)

Окислы	1	2	3	4
SiO_2	39.15	38.23	38.73	37.30
TiO_2	0.05	0.09	0.13	0.30
Al_2O_3	0.11	Не обн.	0.08	Не обн.
Fe_2O_3	0.06	0.96	1.29	1.30
FeO	15.44	14.67	13.85	14.37
MnO	0.26	0.22	0.26	0.25
MgO	44.52	45.20	45.09	45.68
CaO	Не обн.	Не обн.	0.10	0.30
Na_2O	0.03	0.03	0.07	0.11
K_2O	Не обн.	0.02	Не обн.	Сл.
П.п.п.	"	0.61	"	Не обн.
NiO	0.15	0.331	0.277	0.297
CoO	0.025	0.032	0.013	0.017
CuO	Сл.	Не обн.	Не обн.	Сл.
Cr_2O_3	0.06	–	0.004	0.009
V_2O_5	Сл.	–	0.004	0.004
P_2O_5	"	Не обн.	0.11	0.10
H_2O^-	0.38	0.12	0.10	0.14
Сумма	100.24	100.51	100.11	100.18

Элементы	1	2	3	4
	Количество ионов в пересчете на 4(O)			
Si	0.991	0.969	0.976	0.947
Ti	–	0.002	0.001	0.006
Al	0.003	–	0.003	–
Fe^{+3}	–	0.018	0.024	0.024
Fe^{+2}	0.327	0.312	0.292	0.305
Mn	0.006	0.003	0.006	0.006
Mg	1.667	1.708	1.694	1.729
Ca	–	–	0.003	0.008
Na	–	–	0.006	0.006
Ni	0.003	0.006	0.006	0.006
	Соотношения атомов, %			
Mg	83.6	83.8	84.3	84.0
Fe	16.4	16.2	15.7	16.0

Примечание. 1–3 – оливины из оливинитовой зоны, 4 – оливин из ксенолита перидотита.

$Fe = Fe^{+2} + Fe^{+3}$

Таблица 11

Оптические константы бронзитов интрузии Кивакка

Порода	Уд. вес	*Ng*	*Np*	$-2V$	*Ng* – *Np*
Габбро-пегматит	3.37	1.687-1.700	1.679-1.687	–	–
Неравномернозернистый габбро-норит	–	1.693-1.700	1.679-1.685	74-78	0.012-0.013
Равномернозернистый габбро-норит	3.37-3.38	1.689-1.690	1.676-1.681	75-78	0.012-0.013
Норит	3.37	1.686-1.689	1.674-1.678	76-82	0.010-0.012
Пироксенит	3.33-3.37	1.683-1.690	1.673-1.677	80-86	0.010-0.012
Оливинит	3.34-3.36	1.680-1.689	1.671-1.675	84-86	0.010-0.011
Придонный габбро-норит	3.33-3.35	1.682-1.683	1.670-1.672	–	–
Ксенолит перидотита в пироксенитовой зоне	3.37	1.685	1.674	–	–

Таблица 12

Параметры элементарной ячейки бронзитов (в Å)

Порода	a	b	c	Порода	a	b	c
Неравномернозернистый габбро-норит	18.28	8.856	5.216	Пироксенит	18.28	8.864	5.217
Равномернозернистый габбро-норит	18.29	8.861	5.213		18.26	8.860	5.226
Пироксенит	18.27	8.841	5.205	Придонный габбро-норит	18.28	8.826	5.210
	18.28	8.843	5.224				

ется с результатами химических анализов, по которым интервал изменения железистости составляет 11.2 (в оливините)-19.6 (в неравномернозернистом габбро-норите).

Химический состав бронзитов охарактеризован данными 11 полных силикатных анализов (табл.13), пересчитанных по сумме катионов (Борнеман-Старынкевич, 1964). Они представляют состав пироксенов из всех разновидностей пород массива (рис.12,21). Все пироксены, за исключением №№ 3,7, характеризуются высоким содержанием кальция, равным 0.087-0.107 атомов кальция на шесть атомов кислорода, что, по данным Атласа (Atlas, 1952), является близким к предельному количеству кальция, которое может содержаться в структуре ортопироксена. Так как содержание кальция в ортопироксене зависит от температуры образования, можно считать, что рассматриваемые ортопироксены являются высокотемпературными. С понижением температуры избыток кальциевой фазы выпадает в виде мельчайших каплевидных и полосовидных включений клинопироксена в бронзите. Такие включения широко распространены в бронзитах нижней и верхней частей массива. По своему составу (Mg/Fe отношению и содержанию кальция) бронзиты Кивакки соответствуют ромбическим пироксенам Бушвельдского типа (Hess, 1960).

Поведение окислов в бронзитах в зависимости от изменения отношения Mg/Fe^{+2} показано на рис.22. Характерно, что содержание MgO в бронзите изменяется незначительно, в то время как закисное железо возрастает вверх по разрезу интрузии более резко.

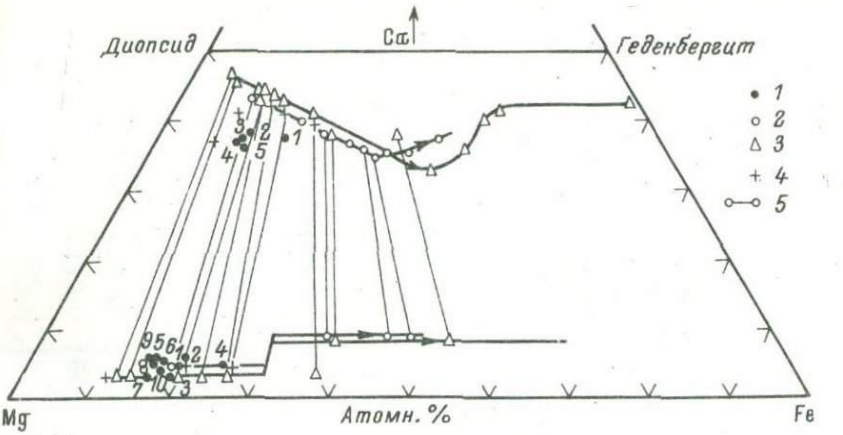


Рис.21. Диаграмма составов и путей кристаллизации пироксенов Кивакки и некоторых расслоенных интрузий (по данным химических анализов).

1 - Кивакка, 2 - Скергаард (Brown,1957), 3 - Бушвельд (Atkins,1969), 4 - Стиллуотер (Brown,1957; Hess,1960), 5 - сосуществующие пироксены. Цифры у точек соответствуют номерам анализов табл.13,15.

Содержание Al_2O_3 не зависит от отношения Mg/Fe^{+2} в бронзите и колеблется в широких пределах (0.63-3.32 вес. %). Величина NiO также не зависит от отношения Mg/Fe^{+2}. Другие второстепенные окислы имеют такую зависимость: содержание Cr_2O_3 уменьшается с увеличением железистости бронзита, т.е. уменьшается вверх по разрезу; обратная тенденция наблюдается в содержании TiO_2, MnO, Na_2O.

В породах нижней части массива бронзит с железистостью 11.2-14.8 присутствует совместно с оливином, железистость, которого 15.7-16.4, т.е. оливин имеет несколько бо́льшую железистость, чем сосуществующий бронзит. Коэффициент *распределения магния* и железа для оливина и бронзита на интервале верхов зоны оливинитов и низов зоны пироксенитов составляет около 1,35, что свидетельствует о высокой температуре их образования. По данным Х.Рамберга и Г.Де Вора (Ramberg, De Vore, 1951), она соответствует температуре порядка 1300°С. Близкие результаты получены Л.Г. Шпейделем и Е.Ф. Осборном при экспериментальном изучении системы $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$. *Совместному* сосуществованию оливина и пироксена при указанном содержании железа отвечает температура около 1250°С (Speidel, Osborn, 1967).

Авгит присутствует во всех разновидностях пород интрузии. Его состав из различных частей разреза очень близок, вследствие чего у оптических и физических свойств авгита не обнаруживается дос-

Таблица 13

Химический состав бронзитов интрузии Кивакка (в вес. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	52.20	52.55	52.85	52.52	53.10	53.13	54.30	52.80	52.72	54.32	50.22
TiO_2	0.30	0.25	0.26	0.25	0.17	0.25	0.24	0.22	0.24	0.26	0.35
Al_2O_3	0.63	3.03	1.67	2.23	3.01	2.40	1.75	3.32	1.85	2.41	4.70
Fe_2O_3	Не обн.	1.84	1.46	6.45	1.70	3.22	1.22	1.03	3.52	1.84	3.21
FeO	13.03	11.10	11.28	9.59	8.63	8.34	9.53	9.21	7.09	9.42	6.52
MnO	0.42	0.38	0.35	0.28	0.27	0.27	0.30	0.29	0.27	0.27	0.17
MgO	29.98	27.87	29.82	25.84	29.81	29.40	30.67	29.75	31.15	29.15	31.12
CaO	2.59	2.71	1.38	2.26	2.75	2.53	1.19	2.83	2.63	1.53	2.37
Na_2O	0.30	0.24	0.17	0.20	0.21	0.09	0.21	0.17	0.12	0.21	0.10
K_2O	Не обн.	Сл.	Не обн.	0.05	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.05	Сл.	0.03
H_2O^-	0.17	0.18	0.20	0.36	0.23	0.12	0.20	0.22	0.21	0.35	0.10
П.п.п.	0.02	0.02	0.05	0.04	0.05	0.02	0.02	0.10	0.06	0.02	1.06
NiO	0.05	0.08	0.17	0.07	0.07	0.08	0.07	0.07	0.08	0.06	-
CoO	0.01	0.007	0.01	0.008	0.01	0.008	0.009	0.009	0.009	0.008	-
CuO	0.009	0.009	0.002	0.003	0.003	0.004	0.003	0.003	0.003	0.003	-

Cr_2O_3	0.008	0.19	0.24	0.30	0.35	0.30	0.29	0.41	0.35	0.32	-
V_2O_5	0.05	0.05	0.07	0.05	0.10	0.07	0.07	0.07	0.06	0.10	-
Сумма	99.77	100.50	99.98	100.50	100.46	100.23	100.07	100.50	100.41	100.27	99.95

Количество ионов в пересчете катионным методом

Si	1.855	1.871	1.880	1.905	1.871	1.883	1.920	1.847	1.853	1.928	1.776
Al_{IV}	0.028	0.126	0.071	0.098	0.125	0.102	0.074	0.135	0.078	0.072	0.195
Al_{VI}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.030	-
Ti	0.009	0.009	0.009	0.009	0.004	0.009	0.006	0.006	0.006	0.009	0.011
Fe^{+3}	-	0.047	0.035	0.177	0.047	0.006	0.030	0.012	0.063	0.050	0.018
Fe^{+3}	-	-	-	-	-	0.079	-	0.015	0.030	-	0.067
Cr	-	0.005	0.007	0.009	0.010	0.009	0.008	0.011	0.010	0.007	-
Mg	1.588	1.478	1.581	1.397	1.564	1.551	1.614	1.551	1.631	1.541	1.638
Ni	0.002	0.002	0.005	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	-
Fe^{+2}	0.386	0.329	0.335	0.292	0.254	0.247	0.280	0.269	0.209	0.279	0.191
Mn	0.013	0.013	0.011	0.009	0.009	0.009	0.009	0.008	0.008	0.009	0.004
Ca	0.098	0.103	0.053	0.087	0.103	0.096	0.045	0.107	0.099	0.060	0.089
Na	0.021	0.017	0.011	0.013	0.013	0.009	0.013	0.011	0.008	0.013	0.009
K	-	-	-	0.002	-	-	-	-	0.002	-	0.002

Таблица 13 (продолжение)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	Соотношение атомов, %										
Mg	76.7	75.5	78.9	71.5	79.5	78.3	82.0	79.4	80.3	79.9	81.8
Ca	4.7	5.3	2.6	4.5	5.2	4.9	2.3	5.5	4.9	3.1	4.4
Fe	18.6	19.2	18.5	24.0	15.3	16.8	15.7	15.1	14.8	17.0	13.8
$\frac{100 \cdot Mg}{Mg+Fe^{+2}}$	80.4	81.8	82.5	82.7	86.0	86.3	85.2	85.2	88.6	84.6	88.8

Примечание. Бронзит: 1 – неравномернозернистого габбро-норита, 2 – равномернозернистого габбро-норита, 3 – норита, 4-9 – пироксенита, 10 – придонного габбро-норита, 11 – оливинита.

Таблица 14

Параметры элементарной ячейки авгитов (в Å)

Порода	a	b	c	β
Неравномернозернистый габбро-норит	9.753	8.936	5.267	105° 55
Равномернозернистый габбро-норит	9.746	8.928	5.268	105 59
Пироксенит	9.757	8.923	5.273	106 8
Оливинит	9.749	8.916	5.265	106 10
"	9.746	8.916	5.275	106 6

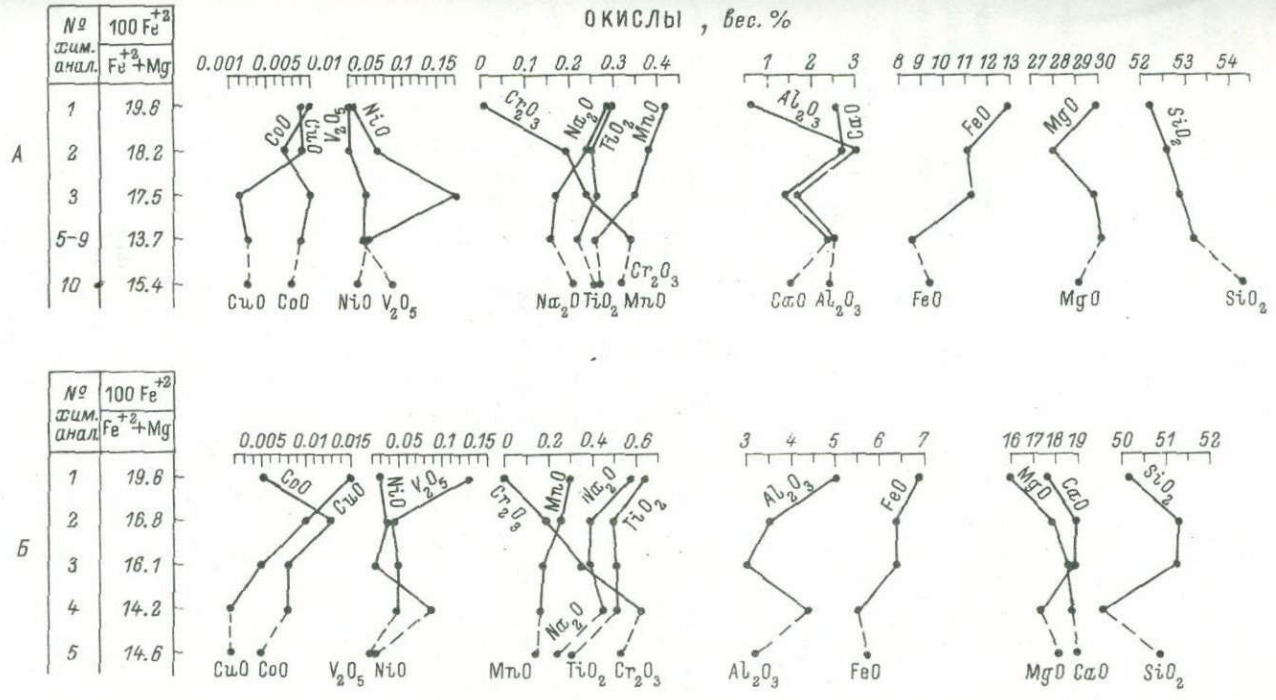


Рис.22. Вариационные диаграммы изменения окислов в пироксенах интрузии Киваккa в зависимости от величины отношения Fe^{+2}/Mg и положения в разрезе.

А – бронзиты, Б – авгиты: 1 – неравномернозернистого габбро-норита, 2 – равномернозернистого габбро-норита, 3Б – норита, 5–9 и 3 – пироксенита, 4 – оливинита, 10,5 – габбро-норита базальной зоны.

таточно четкой зависимости от положения в разрезе. Особенно это относится к углам $2V$, колеблющимся в пределах 42–52 и 37–45°. Удельный вес также незакономерно изменяется от 3.26 до 3.36. Показатель преломления варьирует в пределах Ng = 1.698–1.715, Np = 1.674–1.691.

Параметры элементарной ячейки авгитов приводятся в табл.14. Параметры c и α довольно постоянны, а величины отклонений не превышают точности определения. Чувствительно реагирует на изменение отношения Mg/Fe^{+2} величина параметра b, с увеличением железистости она возрастает.

Составы авгита по данным химических анализов показаны на диаграмме (рис.21), где обозначены также моноклинные пироксены и пути их эволюции в интрузиях Скергаард, Стиллуотер и Бушвельд (Brown,1957; Atkins, 1969; Hess, 1960). Пироксены Кивакки кучно размещаются в магнезиальной части поля авгита на границе с эндиопсидом (Poldervaart, Hess, 1951. В интрузиях Бушвельд и Стиллуотер пироксены более или менее близкого состава встречаются ограниченно в ультрамафической зоне Стиллуотера (хромавгиты, Hess, 1949) и в нижней части разреза главной зоны Бушвельдской интрузии (Atkins, 1969). В Скергаардской интрузии подобные пироксены встречаются лишь в краевом габбро и в низах зоны нижнего оливинового габбро (Brown,1957). В целом авгиты Кивакки от моноклинных пироксенов бушвельдского комплекса и Скергаардской интрузии отличаются более высокой магнезиальностью и несколько меньшим содержанием кальция. Состав их в процессе кристаллизации изменяется незначительно. Так, если по А.А. Полдерваарту и Г.Г. Хессу (Poldervaart, Hess, 1951) кристаллизация авгитовой серии начинается с образования магнезиального авгита состава около $Wo_{41}En_{49}Fs_{10}$ и продолжается через $Wo_{37}En_{39}Fs_{24}$ до, возможно, $Wo_{29}En_{30}Fs_{41}$, то кристаллизация авгитов Кивакки начинается составом $Wo_{36.3}En_{53.5}Fs_{10.2}$ и заканчивается $Wo_{37.4}En_{46.7}Fs_{15.9}$ (рис.21).

Обращает на себя внимание, что отношения Fe^{+2}/Mg в авгите и бронзите Кивакки очень близки, тогда как ортопироксен в других интрузиях обладает обычно значительно более высоким Fe^{+2}/Mg отношением, чем сосуществующий с ним клинопироксен (Brown, 1961; Norton, Clavan, 1959).

Коэффициент распределения Mg и Fe^{+2} между пироксенами, сосуществующими в габбро-норитовых зонах интрузии Кивакка, K составляет 0.95, 0.91 и 1.00, в то время как средний коэффициент распределения для интрузивных пород, выведенный Р.Кретцем (Kretz,1961), составляет 0.73. Такое отличие можно объяснить высокой температурой кристаллизации авгитов Кивакки, более высокой, чем температура инверсии пижонит-ромбический пироксен. Согласно А.А. Макарушеву (1968), этой температуре соответствует K =1.35. Более высокой температуре кристаллизации отвечают несколько более низкие значения K. Так, по экспериментальным

Таблица 15

Химический состав авгитов интрузии Киваккa (в вес. %)

Окислы	1	2	3	4	5
SiO_2	50.21	51.28	51.25	49.57	50.85
TiO_2	0.64	0.50	0.51	0.51	0.30
Al_2O_3	4.52	3.53	3.05	4.38	3.23
Fe_2O_3	2.69	0.23	0.32	0.80	1.47
FeO	6.91	6.41	6.38	5.54	5.75
MnO	0.30	0.26	0.18	0.17	0.15
MgO	15.88	17.85	18.64	18.82	18.91
CaO	17.72	18.92	18.95	17.70	18.18
Na_2O	0.58	0.39	0.39	0.45	0.24
K_2O	Сл.	Сл.	Не обн.	0.05	Не обн.
H_2O^-	0.21	0.22	0.27	0.20	0.17
П.п.п.	0.38	0.55	0.074	1.14	0.25
NiO	0.03	0.041	0.026	0.09	0.02
CoO	0.005	0.013	0.008	0.008	0.005
CuO	0.015	0.01	0.005	Сл.	Сл.
Cr_2O_3	0.03	0.19	0.35	0.62	0.53
V_2O_5	0.13	0.04	0.05	0.05	0.023
P_2O_5	–	Сл.	Сл.	0.019	–
Сумма	100.25	100.43	100.45	100.11	100.08
Количество ионов, рассчитанное по сумме катионов					
Si	1.862	1.879	1.863	1.821	1.860
Al_{IV}	1.138	0.121	0.129	0.179	0.138
Al_{VI}	0.058	0.029	–	0.011	–
Ti	0.018	0.013	0.013	0.011	0.009
Fe^{+3}	0.076	0.004	0.009	0.022	0.040
Cr	0.001	0.007	0.010	0.018	0.015
Mg	0.878	0.973	0.010	1.030	1.028
Ni	0.001	0.001	0.001	0.003	0.001
Fe^{+2}	0.214	0.196	0.194	0.170	0.176
Mn	0.010	0.009	0.007	0.004	0.004
Ca	0.714	0.742	0.738	0.700	0.711
Na	0.042	0.026	0.026	0.031	0.018
K	–	–	–	0.002	–
Соотношение атомов, %					
Mg	46.7	50.5	51.6	53.5	52.5
Ca	37.4	38.6	37.7	36.3	36.3
Fe	15.9	10.9	10.7	10.2	11.2
$\frac{100 \cdot Mg}{Mg+Fe^{+2}}$	80.4	83.2	83.9	85.3	85.4

Примечание. Авгит: 1 – неравномернозернистого габбро-норита, 2 – равномернозернистого габбро-норита, 3 – пироксенита, 4 – оливинита, 5 – придонного габбро-норита.

Таблица 16

Удельный вес и показатели преломления плагиоклазов

Порода	Уд.вес	Ng	Np	An,%
Габбро-пегматит	2.74	1.560-1.563	1.552-1.554	52
Неравномернозернистый габбро-норит	2.73-2.74	1.562-1.566	1.552-1.557	54-58
Равномернозернистый габбро-норит	2.72-2.74	1.569-1.571	1.562-1.563	65-68
Норит	-	1.574-1.577	1.565-1.567	77-78
Плагиоклазит	-	1.574-1.577	1.565-1.570	75-82
Пироксенит	2.74-2.77	1.570-1.573	1.563-1.565	69-73
Оливинит	2.74-2.75	1.566-1.570	1.560-1.565	61-69
Придонный габбро-норит	2.73-2.75	1.569-1.570	1.563	66-68

данным Д.Грина и А.Рингвуда (Green, Ringwood, 1964), коэффициент распределения при температуре 1300° и давлении 15 кбар равен 0.9. Сопоставляя его с коэффициентами распределения железа и магния между пироксенами Кивакки, можно заключить, что кристаллизация магмы данной интрузии осуществлялась в небольшом интервале температур, которые превышали температуру инверсии пижонит-ромбический пироксен.

Химический состав авгитов представлен в табл.15. Различия в количественном содержании элементов между авгитами начальных и конечных стадий кристаллизации невелики. В процессе кристаллизации в пироксенах несколько увеличивается содержание железа и уменьшается содержание магния. Одновременно с увеличением содержания железа увеличиваются содержания TiO_2, Al_2O_3, Na_2O, V_2O_5, CuO, MnO (рис.22). Количество NiO и, более резко, Cr_2O_3 уменьшается. Содержания CoO и CaO не зависят от количества FeO и MgO в пироксенах.

Общей особенностью пироксенов Кивакки является высокое содержание Al_2O_3. Это может являться следствием кристаллизации пироксенов в условиях высоких давления и температуры.

Плагиоклаз. Плагиоклаз является одним из наиболее распространенных минералов массива. Он присутствует во всех зонах расслоенной серии, в том числе в оливинитах и пироксенитах (табл.9). Показатели преломления плагиоклазов не обладают последовательным уменьшением основности по всему разрезу массива от ранних дифференциатов к поздним, как это наблюдается в большинстве расслоенных интрузий, образовавшихся при фракционной кристаллизации основной магмы. Наиболее основными являются плагиоклазы пироксенитовой и норитовой зон, от которых вверх и вниз по разрезу основность плагиоклаза уменьшается (табл.16, рис.12).

Эта закономерность отчетливо устанавливается по данным химических анализов (табл. 17). Изменение состава плагиоклаза от начала его кристаллизации и до конца происходит в небольшом интервале от An_{78} до An_{61} – по результатам химических анализов и от An_{82} до An_{52} – по замерам показателей преломления.

Наиболее основной плагиоклаз присутствует в качестве как кумулятивного (нориты), так и интеркумулятивном (пироксениты) минерала. Сходство их составов свидетельствует о кристаллизации последнего в условиях диффузионного обмена между интеркумулятивной жидкостью и главным объемом магмы (гетерадкумулят по Уэйджеру и Брауну, 1970). Плагиоклаз оливинитов отличается от плагиоклаза пироксенитов, при их одинаковом интуркумулятивном характере, низкой основностью (An_{62-64}). Объясняется это тем, что в оливинитах он кристаллизовался из погребенной поровой жидкости в условиях более низких температур.

Специфической особенностью плагиоклазов интрузии Киваккa независимо от их кумулятивной или интеркумулятивной природы является почти полное отсутствие зональности. Слабое проявление зональности отмечается в плагиоклазах базальной зоны и редко – в плагиоклазах расслоенной серии.

Слоистость и последовательность кристаллизации

Характерной особенностью строения интрузии Киваккa является расслоенность. В соответствии с существующей классификацией слоистости дифференцированных интрузий (Wager, Deer, 1939; Полдерваарт, Тэубенек, 1963; Уэйджер, Браун, 1970) в массиве выделяется скрытая слоистость, обусловленная закономерным изменением состава минералов по разрезу от ранних дифференциатов к поздним, и ритмичная слоистость, выражающаяся в чередовании слоев с преобладанием того или иного минерала. Кроме того, в расслоенных интрузиях (Стиллуотер, Скергаард и др.) вся слоистая серия расчленяется на участки-зоны, в пределах которых формировались специфические минералы кристаллического осадка. В массиве Киваккa подобного типа макрорасслоенность получила более четкое выражение по наличию однородных, более индивидуализированных по минералогическому составу зон (или макрослоев). Наибольшей однородностью отличаются зоны оливинитов и габбро-норитов.

Ритмичная слоистость максимально развита в центральной части массива в зонах пироксенитов, норитов и в верхах зоны оливинитов. Наибольшая мощность участков ритмичной слоистости и наибольшая частота переслаивания и контрастность свойственны осевой части зон. В направлении к флангам строение зон становится более однородным. В чередовании участвуют слои с различным количественным содержанием оливина, бронзита и плагиоклаза (перидотиты, оливинсодержащие пироксениты, мономинеральные и плагиоклазсодержащие пироксениты, меланократовые, лейкократовые и мезократовые нори-

Таблица 17

Химический состав плагиоклазов интрузии Кивакка (в вес. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	54.68	54.11	50.68	48.51	48.10	48.76	48.49	50.04	48.34	49.12	49.54	50.69
TiO_2	0.04	0.04	0.07	0.10	0.03	0.01	0.14	0.11	0.09	0.03	0.04	0.05
Al_2O_3	28.25	28.06	30.67	31.99	32.28	30.66	31.68	30.86	31.20	29.38	30.58	31.16
Fe_2O_3	0.77	0.71	0.84	0.89	0.73	0.55	0.87	0.81	0.80	0.43	0.22	0.65
MnO	0.01	0.018	0.015	0.012	0.01	0.002	0.02	0.014	0.025	0.03	0.022	0.009
MgO	0.53	Сл.	0.14	0.03	0.18	0.48	0.51	0.65	1.36	0.57	0.26	0.31
CaO	11.92	12.09	14.20	15.67	15.52	16.42	15.31	14.49	14.91	12.58	12.75	13.56
Na_2O	3.80	3.98	3.07	2.48	2.44	2.60	2.51	2.51	2.51	4.24	3.78	3.14
K_2O	0.36	0.50	0.30	0.20	0.24	0.18	0.30	0.25	0.30	0.20	0.30	0.35
H_2O^-	0.02	0.13	0.12	0.12	0.10	0.16	0.16	0.14	0.17	0.28	0.45	0.09
П.п.п.	0.10	0.28	0.38	0.39	0.22	Не обн.	0.47	0.31	0.65	3.02	1.89	0.34
Сумма	100.48	99.91	100.48	100.39	99.85	99.82	100.46	100.18	100.35	99.88	99.83	100.34
Ab	36	36.6	27.4	22.0	21.9	22.1	22.2	23.2	23.0	37.3	34.2	28.9
An	62	60.8	71.8	77.4	77.1	77.0	76.2	75.2	76.3	61.5	64.0	69.0
Or	2	2.6	0.8	0.6	1.0	0.9	1.6	1.6	0.7	1.2	1.8	2.1

Примечание. 1,2 – неравномернозернистый габбро-норит, 3 – равномернозернистый габбро-норит, 4,5 – плагиоклазит, 6,7 – норит, 8,9 – пироксенит, 10,11 – оливинит, 12 – придонный габбро-норит. FeO – не обнаружен.

ты, пироксенсодержащие и мономинеральные плагиоклазиты). Кроме слоев с различным содержанием минералов в переслаивании участвуют разновидности этих же пород, отличающиеся между собой различной (мелкой, средней и крупной) зернистостью. Мощность слоев колеблется от сантиметров до первых метров и десятков метров. Характерна выдержанность слоев по простиранию.

Скрытая слоистость вызвана последовательным изменением состава минералов в вертикальном разрезе интрузии. Эти изменения свойственны всем минералам (оливину, бронзиту, авгиту и плагиоклазу), но интервал изменений невелик и значительно меньший по сравнению с изменением состава минералов в интрузиях Скергаардской, Бушвельдской и Стиллуотерской, хотя некоторое сходство с последней и заметно (рис.12,21). Из этого следует, что наблюдающиеся в разрезе интрузии Кивакка значительные различия состава дифференциатов (зон) обусловлены большей частью проявлением резкой скрытой слоистости, выражающейся появлением, исчезновением и увеличением или уменьшением количества отдельных минеральных фаз (Полдерваарт, Таубенек, 1963).

Ведущим процессом расслоения интрузии является гравитация и аккумуляция выделяющихся кристаллов. Известно, что чем беднее магма SiO_2 и богаче MgO, FeO, CaO, а также растворенными в ней летучими компонентами, тем меньше ее вязкость. Это благоприятствует проявлению гравитационного эффекта и образованию расслоенных интрузий. Немаловажное влияние на степень гравитации оказывают размеры магматической камеры, температура магмы и скорость ее охлаждения. Гравитационное осаждение твердых фаз тем сильнее, чем больше размеры камеры и чем меньше скорость охлаждения магмы.

Магма Кивакки по составу близка толеитовому оливиновому базальту и отличается высокой магнезиальностью (табл.17). Начальная температура магмы была около 1300°С и на продолжительном интервале кристаллизации сохранялась не ниже 1200°С. То есть магма, являясь высокомагнезиальной и высокотемпературной, должна была обладать низкой вязкостью, что в свою очередь способствовало эффективному течению процесса гравитации. Кроме того, кристаллизация происходила на большой глубине в значительной по размеру камере, что также способствовало медленному охлаждению и гравитационному осаждению кристаллов.

Первыми после образования зон закалки кристаллизуются габбронориты базальной (придонной) зоны. Кристаллизация их осуществляется в условиях быстрого понижения температуры вследствие потери тепла во вмещающие породы. Тем не менее выделяющиеся первыми бронзит и плагиоклаз испытывают гравитационную отсадку с аккумуляцией в единичных случаях в субмономинеральные слои плагиопироксенитов, меланократовых габбро-норитов и плагиоклазитов. К поздним интеркумулятивным выделениям базальной зоны принадлежат пойкилитовые зерна плагиоклаза и авгита, магнетит и кварц. В верхней части разреза базальной зоны в габбро-норитах

появляются первые кумулятивные зерна оливина, фиксирующие по существу переход к главному этапу эволюции массива – формированию расслоенной серии.

Первой, наиболее высокотемпературной кристаллизующейся фазой является оливин. Его состав сравнительно постоянен (15.7–16.4% Fa) и свидетельствует о сохранении близкими условий его кристаллизации. Это благоприятствовало беспрерывной интенсивной аккумуляции оливина в нижней части камеры. Поздний кумулятивный оливин, в малом количестве кристаллизовавшийся совместно с бронзитом и плагиоклазом, присутствует в нижней части зоны пироксенитов. На последующих этапах кристаллизации расплава он появляется вновь лишь один раз, что фиксируется прослоем оливин–бронзитового кумулата среди норитов.

Кристаллизация бронзита характеризуется наиболее продолжительным интервалом. Бронзит появляется в период выделения оливина и продолжает кристаллизоваться до затвердевания последних объемов расплава. Постепенно возрастающая интенсивность выделения бронзита и снижающаяся оливина приводит к появлению слоев перидотитового состава, а затем оливинсодержащих пироксенитов. С максимумом выделения бронзита связано образование зоны пироксенитов (бронзититов). Кумулятивный бронзит, слагающий зоны пироксенитов и норитов и присутствующий также в оливинитах и перидотитах, имеет форму хорошо образованных короткопризматических кристаллов. Первые единичные выделения плагиоклаза относятся к периоду кристаллизации оливина и начальной стадии бронзита. Об этом свидетельствуют присутствующие в оливинитах редкие мелкие линзочки плагиоклаз–бронзитового кумулата. В период массовой кристаллизации бронзита интенсивность выделения плагиоклаза возрастает. Он присутствует в зернах бронзита в виде мелких идиоморфных включений, слагает слои бронзит-плагиоклазовых кумулатов (норитов–плагиоклазитов) и развивается в качестве интеркумулятивной фазы в оливинитах.

Авгит в ультраосновных зонах и норитах является второстепенным, наиболее поздним по времени выделения минералом. Он кристаллизовался из поровой жидкости в виде крупных пойкилитовых и коронопойкилитовых вкрапленников, цементирующих большое количество кумулятивных зерен оливина, бронзита и плагиоклаза. В оливинитах авгит выделялся одновременно с интеркумулятивным плагиоклазом и, по–видимому, последним заканчивал кристаллизацию.

К моменту образования габбро–норитов снизилась температура магмы, увеличилась ее вязкость и более чем наполовину сократился объем камеры. Представляется, что эти факторы и вместе с ними резко увеличившаяся скорость кристаллизации явились главным препятствием эффективной отсадке кристаллов и течению процесса дифференциации. В результате этого поздние дифференциаты интрузии – габбро–норитовые зоны, во–первых, не имеют между собой принципиальных различий в количественно–минералогическом соста-

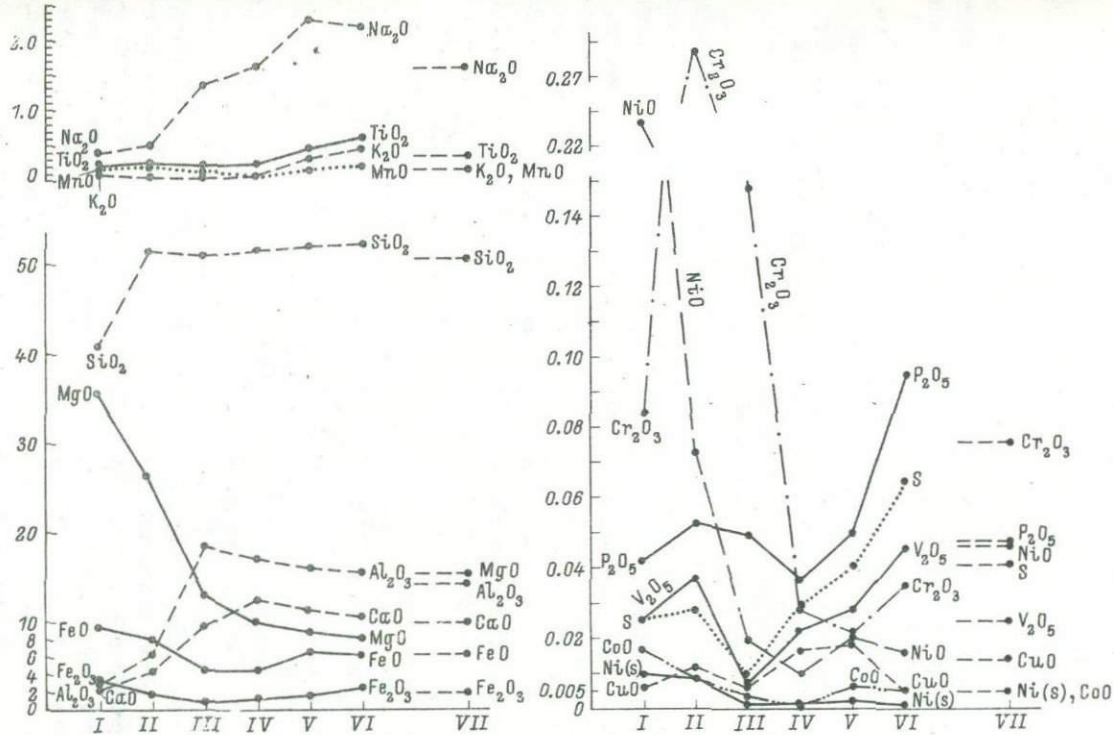


Рис.23. Вариационные диаграммы средних содержаний окислов в дифференциатах интрузии Киваккa.

I – оливинит, II – пироксенит, III – норит, IУ – равномернозернистый габбро–норит, У – неравномернозернистый габбро–норит, УI – габбро–пегматит, УII – исходный расплав.

ве (табл.9) и существенных различий в химическом составе (табл.17) и, во-вторых, сохраняют относительно высокое содержание магния и низкое железа.

Кристаллизация габбро-норитов от таковой в предыдущих зонах отличается тем, что авгит в них становится главным породообразующим минералом и, так же как и бронзит и плагиоклаз, выделялся из основного объема расплава. Судя по структурным взаимоотношениям, время их выделения было сближено. В равномернозернистых габбро-норитах бронзит представлен как субидиоморфными, так и ксеноморфными зернами. В последнем случае он нередко находится в офитовых соотношениях с плагиоклазом и содержит их включения. Изредка встречаются обратные соотношения, т.е. включения мелких кристаллов бронзита в плагиоклазе. В неравномернозернистых габбро-норитах запаздывание кристаллизации бронзита по отношению к плагиоклазу выражено более резко. В них он образует неправильные крупные пойкилитовые вкрапленники.

Авгит в габбро-норитах появляется в период выделения бронзита и заканчивает кристаллизацию последним. Его зерна частью изометричные, удлиненные, не уступающие по идиоморфизму бронзиту, частью неправильные, интерстиционного характера. Последними в габбро-норитах кристаллизуются кварц и рудные минералы. Полная консолидация массива заканчивается кристаллизацией остаточного расплава, обогащенного летучими и развитием в участках их локализации габбро-пегматитов и пегматоидных габбро-норитов. Обобщенно порядок кристаллизации минералов интрузии Киваккa можно представить в следующем виде: 1) базальная зона (Бр + Пл → Бр + Ол → Пл + + Авг → рудные, Кв); 2) оливинитовая, пироксенитовая, норитовая зоны (Ол → Ол + Бр + Пл → Бр + Пл → Пл + Авг → рудные); 3) габбро-норитовые зоны (Пл + Бр → Пл + Бр + Авг → рудные, Кв).[1]

Проблема происхождения слоистости в магматических телах является одной из центральных в магматической петрологии. Большинство исследователей (Елисеев, 1953; Полканов, 1953; Wager, Deer, 1939; Тернер, Ферхуген, 1961; Hess, 1960; Jackson, 1961; Уэйджер, Браун, 1970, и др.) основой процессов дифференциации и расслоения интрузий считают фракционную кристаллизацию и гравитационное осаждение твердых фаз. Однако если гравитационное фракционирование кристаллов удовлетворительно объясняет формирование в вертикальном разрезе интрузий последовательного ряда дифференциатов и образование скрытой слоистости, то образование ритмичной слоистости одним этим процессом объяснить нельзя. К ритмичной слоистости, по мнению различных исследователей, могут привести следующие механизмы: диффузия между остаточны-

[1] Подчеркнуты кумулятивные фазы.

ми жидкостями слоистой кристаллической сетки (Hess, 1960); сочетание гравитации кристаллов и циклической системы конвекционных потоков (Уэйджер, Браун, 1970); пульсационные изменения P_{O_2}, приводящие к смене последовательности выделения пироксена и плагиоклаза (Hamilton, Burnham, Osborn, 1964); ритмическое расслоение по принципу направленной кристаллизации (Ярошевский, 1970); процессы неоднократных переохлаждении в связи с конвекцией и турбулентными токами в магме (Полдерваарт, Таубенек, 1963); закономерные колебания давления воды в магме; повторные магматические импульсы и др.

Общего мнения о роли того или иного фактора в природных процессах нет, но тем не менее бесспорным, по-видимому, можно считать, что появление ритмичности в такого типа интрузиях, как Скергаард, Бушвельд, Стиллуотер, Кивакка и др., вызывается единым механизмом. В настоящее время, по нашему мнению, одной из наиболее логически сочетающей природные явления и теоретические данные является гипотеза Л.Уэйджера и Г.Брауна (1970), предусматривающая гравитационное фракционирование в системе конвекционных потоков – постоянных, при которых формируются крупные слои однородного состава, и пульсационных, в условиях которых развиваются слои тонкого ритмичного чередования.

В интрузии Кивакка явные признаки движения магмы (линейность минералов), наличие кумулятивных структур, присутствие мощных однородных слоев и слоев тонкого ритмичного чередования, асимметричное строение, вызванное последовательной сменой ультраосновных дафференциатов основными, и другие признаки соответствуют таковым других расслоенных интрузий и находятся в соответствии с гипотезой Л.Уэйджера и Г.Брауна.

Образование четких согласных слоев и линз мономинеральных плагиоклазитов, а также пироксен-плагиоклазовых обособлений, не всегда подчиняющихся слоистости, но имеющих, как правило, постепенные переходы в окружающие их породы, обязано, как представляется, отжиманию остаточной жидкости в полости аккумуляционных слоев. Эти полости возникали в результате местных нарушений (разрывов, расщеплений) не полностью закристаллизованного слоистого каркаса.

Таким образом, ведущим фактором формирования слоистости в интрузии Кивакка являлось гравитационное осаждение кристаллов.

Особенности химизма и дифференциации магмы

Особенности химизма пород интрузии Кивакка рассматриваются на основании результатов 77 химических анализов различных дифференциатов (табл.18). В табл.19 приводятся средние составы

дифференциатов и средний (средневзвешенный) состав интрузии, отождествляемый с составом исходного расплава.

Главной отличительной особенностью основных пород массива Кивакка является высокая магнезиальность слагающих минералов, что, естественно, определяет высокое содержание магния в магме. Средний состав интрузии ближе всего соответствует толеитовому оливиновому базальту (Nockolds, 1954). Небольшие отличия заключаются в большем содержании в ней SiO_2, Al_2O_3 и меньшем TiO_2, FeO, K_2O. Содержание окислов и изменения их в процессе дифференциации иллюстрируются вариационной диаграммой (рис. 23).

Интенсивная аккумуляция оливина на ранней стадии кристаллизации приводит к образованию оливинитовой зоны. Средний нормативный состав зоны (табл.20) характеризуется наиболее высоким содержанием оливина и магнетита. В отдельных анализах оливинитов встречаются нормативные нефелин и калисилит, что указывает на недосыщенность кремнеземом. Химический состав зоны характеризуется наивысшей магнезиальностью, наиболее высоким содержанием окисного и закисного железа и наименьшим содержанием SiO_2, Al_2O_3, CaO, Na_2O.

В процессе осаждения оливина магма обогащается кремнеземом, и следующей кристаллизующейся фазой становится богатый магнием ромбический пироксен. Средний нормативный состав пироксенитов отличается от среднего состава оливинитов главным образом уменьшением количества нормативных оливина и магнетита и увеличением содержания нормативного гиперстена и анортита. Химизм зоны пироксенитов определяется значительно меньшим по сравнению с оливинитами содержанием MgO, FeO, Fe_2O_3, но увеличившимся содержанием SiO_2, CaO, Al_2O_3, Na_2O.

Ранний, наиболее основной плагиоклаз, благодаря низкой скорости осаждения накапливается главным образом в норитовой зоне. Нормативный состав норитов отличается прежде всего самым высоким содержанием анортита и низким содержанием диопсида. Характерно присутствие в некоторых анализах нормативного оливина, корунда и кварца. Особенностью химизма норитов является продолжающаяся тенденция уменьшения содержания магния, железа и увеличения количества алюминия, кальция, натрия.

Образование слоя равномернозернистых габбро-норитов связано с массовой кристаллизацией авгита из расплава. Вместе с клинопироксеном продолжают кристаллизоваться бронзит и плагиоклаз. Нормативный состав равномернозернистых габбро-норитов существенно изменяется по сравнению с норитами. Прежде всего увеличивается содержание диопсида и альбита и уменьшается содержание гиперстена и анортита. Постоянным становится присутствие нормативного кварца. И несмотря на то что изредка еще присутствует нормативный оливин, магма, из которой кристаллизовались габбро-нориты, имела толеитовый состав. Одной из важных особенностей этой зоны является то, что здесь в отличие от нижележащих слоев

Таблица 18

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Оливиниты и перидотиты								
SiO_2	43.36	46.16	38.71	39.21	40.09	40.56	40.73	41.42	41.28
TiO_2	0.06	0.18	0.17	0.11	0.32	0.26	0.25	0.12	0.12
Al_2O_3	4.73	4.04	2.50	0.66	3.34	4.05	3.59	1.74	1.52
Fe_2O_3	2.90	3.14	3.71	6.36	4.56	4.23	2.78	1.48	1.59
FeO	7.93	8.26	9.88	9.12	8.77	8.20	10.15	12.20	12.20
MnO	0.16	0.21	0.22	0.24	0.25	0.22	0.22	0.23	0.21
MgO	32.15	31.13	38.39	36.81	35.81	33.29	34.89	39.54	40.69
CaO	2.59	1.96	1.83	1.18	2.64	3.07	2.93	1.30	1.10
Na_2O	0.22	0.04	0.40	0.35	0.40	0.60	0.40	0.50	0.42
K_2O	0.08	Сл.	0.05	0.10	0.10	0.10	0.10	0.04	0.10
П.п.п.	5.82	4.86	4.08	5.96	3.49	4.76	3.26	1.47	0.82
NiO	0.1790	0.16	0.305	0.25	0.254	0.224	0.234	0.28	0.28
CuO	0.004	Сл.	0.002	0.001	Сл.	0.004	Сл.	0.01	0.001
CoO	0.017	"	0.021	0.021	0.0210	0.019	0.021	0.022	0.024
V_2O_5	0.024	Не обн.	0.048	0.017	0.068	0.068	0.027	0.020	Сл.
P_2O_5	0.028	0.06	0.07	0.007	0.03	0.06	0.02	0.009	0.07
Cr_2O_3	0.250	0.25	0.04	0.02	0.06	0.073	0.064	0.03	0.04
Сумма	100.50	100.45	100.43	100.42	100.20	99.79	99.67	100.41	100.46
Ni сульф	0.007	–	0.006	0.004	0.014	0.011	0.014	0.012	0.008
S	0.012	0.03	0.05	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	Сл.
H_2O^-	0.59	0.29	0.39	0.74	0.34	0.38	0.38	0.50	0,68

Таблица 18 (продолжение)

Окислы	10	11	12	13	14	15	16	17
	Оливиниты и перидотиты							
SiO_2	38.44	40.10	41.01	39.31	41.15	41.30	38.92	42.69
TiO_2	0.27	0.20	0.16	0.34	0.15	0.38	0.15	0.35
Al_2O_3	4.01	2.44	2.31	2.65	2.75	5.46	2.90	3.39
Fe_2O_3	2.51	3.57	4.37	5.08	2.41	4.44	3.80	2.05
FeO	10.36	9.39	7.56	7.75	11.04	7.69	9.33	10.67
MnO	0.21	0.24	0.21	0.24	0.20	0.19	0.15	0.22
MgO	38.18	36.74	35.03	35.79	37.12	29.39	37.66	35.31
CaO	2.74	2.26	1.42	2.01	2.43	4.06	1.56	2.82
Na_2O	0.50	0.40	0.14	0.38	0.40	0.63	0.27	0.65
K_2O	0.10	Сл.	Сл.	0.10	0.10	0.20	Сл.	0.10
П.п.п.	2.72	4.35	7.30	6.45	2.28	6.07	4.84	1.86
NiO	0.25	0.226	0.17	0.25	0.15	0.194	0.19	0.25
CuO	0.006	0.002	0.04	0.003	0.003	0.010	0.01	0.002
CoO	0.02	0.020	0.01	0.02	0.02	0.019	Сл.	0.020
V_2O_5	0.03	Сл.	Не обн.	0.006	0.08	0.020	Не обн.	0.009
P_2O_5	0.063	0.09	0.06	0.007	Сл.	0.11	0.05	0.044
Cr_2O_3	0.05	0.064	0.10	0.04	0.02	0.07	0.19	0.06
Сумма	100.46	100.09	99.89	100.43	100.30	100.23	100.02	100.50
$Ni_{сульф}$	0.005	0.005	-	0.01	0.006	0.021	-	0.007
S	0.02	0.03	0.05	0.01	0.02	0.05	0.03	0.01
H_2O^-	0.28	0.27	0.33	0.68	0.25	0.49	0.33	0.31

Таблица 18 (продолжение)

Окислы	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
					Пироксениты					
SiO_2	51.38	51.50	51.29	52.22	53.53	51.99	53.11	53.11	51.06	53.67
TiO_2	0.32	0.18	0.27	0.27	0.28	0.23	0.38	0.22	0.11	0.30
Al_2O_3	4.94	8.69	9.55	6.79	3.02	5.01	4.21	7.19	9.59	4.64
Fe_2O_3	1.29	0.76	1.49	1.41	0.19	0.64	2.30	2.02	1.37	4.54
FeO	8.85	7.46	6.63	7.90	9.73	8.71	8.06	6.82	6.72	5.74
MnO	0.17	0.16	0.15	0.21	0.19	0.20	0.25	0.21	0.13	0.27
MgO	26.57	24.26	20.07	24.68	28.34	27.93	26.56	24.86	23.61	27.27
CaO	4.00	4.71	7.89	5.37	3.28	3.85	3.79	4.16	5.89	3.00
Na_2O	0.46	0.57	0.85	0.65	0.19	0.32	0.60	0.24	0.60	0.33
K_2O	0.08	0.04	0.10	0.10	0.04	Сл.	0.05	Сл.	Не обн.	Сл.
П.п.п.	1.15	1.00	1.51	Не обн.	1.02	1.01	Не обн.	1.15	1.01	0.53
NiO	0.03	0.03	0.097	0.067	0.11	0.087	0.085	0.03	0.05	0.01
CuO	Не обн.	0.038	0.044	0.002	0.028	0.013	Сл.	0.06	0.008	Сл.
CoO	0.001	0.001	0.01	0.012	0.008	0.013	0.012	Не обн.	0.011	Не обн.
V_2O_5	0.03	0.03	0.04	0.048	0.053	0.032	0.04	"	0.05	"
P_2O_5	0.14	0.10	0.049	0.05	Сл.	0.021	0.03	0.06	Сл.	0.06
Cr_2O_3	0.28	0.29	0.22	0.24	0.45	0.44	0.35	0.33	0.10	0.13
Сумма	99.69	99.82	100.26	100.02	100.46	100.50	99.83	100.46	100.30	100.49
$Ni_{сульф}$	0.004	0.017	0.008	0.001	0.017	0.005	0.004	-	0.008	-
S	0.009	0.02	0.09	Сл.	0.082	0.031	0.02	0.07	0.02	0.01
H_2O^-	0.24	0.16	0.13	0.16	0.12	0.10	0.19	0.05	0.15	0.04

Таблица 18 (продолжение)

Окислы	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
					Пироксениты					
SiO_2	51.30	50.50	51.54	51.65	52.51	51.09	48.07	46.04	53.00	51.47
TiO_2	0.10	0.30	0.22	0.21	0.28	0.27	0.10	0.29	0.44	0.22
Al_2O_3	8.30	5.89	4.94	7.55	4.18	3.52	4.54	7.86	9.28	3.53
Fe_2O_3	1.24	2.51	1.10	0.65	1.90	0.95	4.42	2.97	2.25	1.54
FeO	7.42	8.49	8.56	8.41	8.43	9.64	8.17	8.23	7.28	8.71
MnO	0.21	0.19	0.19	0.19	0.25	0.22	0.21	0.22	0.21	0.23
MgO	24.56	24.76	28.20	25.70	27.72	31.41	27.38	24.64	18.90	29.85
CaO	4.67	4.62	3.23	4.49	3.55	2.40	5.18	5.08	6.01	2.75
Na_2O	0.63	0.67	0.27	0.30	0.50	0.05	0.52	0.8	1.08	0.20
K_2O	Не обн.	0.11	0.04	0.05	0.08	Сл.	Сл.	Сл.	0.09	0.05
П.п.п.	0.91	1.15	0.97	0.73	Не обн.	0.29	1.42	3.71	1.12	0.72
NiO	0.03	0.05	0.07	0.104	0.093	0.132	0.13	0.11	Сл.	0.112
CuO	Сл.	–	0.004	0.004	Сл.	0.004	0.001	0.02	0.01	Сл.
CoO	Не обн.	0.001	0.0015	0.011	0.014	0.014	0.015	Сл.	–	0.014
V_2O_5	"	0.11	0.04	0.023	0.047	0.021	0.03	Не обн.	Не обн.	0.078
P_2O_5	0.21	0.10	Не обн.	Сл.	0.06	0.005	0.035	0.08	0.10	0.03
Cr_2O_3	Сл.	0.24	0.40	0.41	0.36	0.42	0.09	0.14	Сл.	0.23
Сумма	99.58	99.69	99.78	100.48	99.97	100.44	100.31	100.19	99.77	99.73
$Ni_{сульф}$	–	0.014	0.006	0.004	0.005	0.007	0.01	–	–	0.006
S	Сл.	0.05	0.02	0.011	0.02	0.005	0.02	0.01	0.03	0.03
H_2O^-	0.08	0.44	0.25	0.20	0.17	0.19	0.63	0.17	0.11	0.13

Таблица 18 (продолжение)

Окислы	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47
					Нориты					
SiO_2	50.50	50.96	51.83	51.39	51.11	51.08	50.03	50.48	50.60	50.69
TiO_2	0.10	0.21	0.21	0.16	0.12	0.22	0.40	0.30	0.29	0.21
Al_2O_3	20.78	14.45	15.02	17.85	18.57	17.84	20.46	20.59	20.53	17.96
Fe_2O_3	0.71	0.70	1.75	0.54	1.46	0.78	0.75	1.16	0.79	0.93
FeO	3.81	5.90	4.78	4.33	4.07	5.19	4.96	5.10	4.53	4.74
MnO	0.09	0.14	0.13	0.10	0.13	0.10	0.13	0.13	0.14	0.08
MgO	11.27	17.79	16.70	14.00	14.05	13.25	9.64	11.05	10.18	13.33
CaO	11.07	8.28	7.93	9.44	9.29	9.42	10.35	9.54	10.95	8.81
Na_2O	1.14	1.05	1.26	1.14	0.77	1.24	2.15	1.62	1.68	1.60
K_2O	0.05	0.08	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0.25	0.15	0.05	0.09
П.п.п.	Не обн.	0.74	0.58	0.75	0.62	0.54	0.29	0.07	0.15	1.27
NiO	0.046	0.02	Сл.	Сл.	0.01	Сл.	0.03	0.03	0.033	0.03
CuO	0.006	0.002	"	0.01	Не обн.	0.01	0.006	0.010	0.005	0.006
CoO	0.004	0.003	Не обн.	Не обн.	"	Не обн.	0.006	0.006	0.005	0.004
V_2O_5	Не обн.	0.009	"	"	"	"	0.033	0.004	0.02	0.002
P_2O_5	Сл.	0.03	0.06	0.06	0.05	0.07	0.011	0.074	0.11	0.02
Cr_2O_3	0.26	0.2	0.17	0.10	0.10	0.17	0.09	0.13	0.15	0.11
Сумма	99.83	100.56	100.42	99.87	100.35	99.91	99.59	100.44	100.21	99.88
$Ni_{сульф}$	0.001	Сл.	–	–	–	–	Сл.	–	0.006	–
S	–	–	Сл.	0.03	0.03	0.01	"	Сл.	0.01	0.02
H_2O^-	0.07	0.35	0.04	0.11	0.05	0.14	0.20	0.16	0.07	0.19

Таблица 18 (продолжение)

Окислы	48	49	50	51	52	53	54	55
	Равномернозернистые габбро-нориты							
SiO_2	51.11	51.19	51.25	52.40	52.33	52.39	52.10	51.92
TiO_2	0.22	0.21	0.24	0.35	0.30	0.31	0.29	0.26
Al_2O_3	17.34	17.81	16.83	16.58	17.39	16.61	15.81	16.17
Fe_2O_3	1.24	1.07	1.62	1.72	1.38	1.14	1.10	0.88
FeO	4.32	4.08	4.56	4.83	4.67	4.69	4.98	4.55
MnO	0.13	0.12	0.12	0.15	0.18	0.14	0.18	0.12
MgO	10.86	11.03	10.04	8.79	8.35	9.31	10.35	10.46
CaO	12.31	12.40	12.30	12.28	12.51	12.54	12.25	12.66
Na_2O	1.35	1.65	1.75	2.06	2.17	1.76	1.82	1.46
K_2O	0.20	0.10	0.20	Сл.	0.02	Сл.	Сл.	Сл.
П.п.п.	0.90	0.70	0.66	0.66	0.72	0.82	1.02	1.17
NiO	0.020	0.020	0.02	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
CuO	0.020	0.020	0.03	0.02	〃	0.02	0.02	〃
CoO	0.004	0.004	0.004	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
V_2O_5	0.07	0.05	0.05	〃	〃	〃	〃	〃
P_2O_5	Сл.	Сл.	Сл.	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06
Cr_2O_3	0.007	0.005	0.03	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
Сумма	100.10	100.46	99.70	99.90	100.07	99.79	99.98	99.71
$Ni_{сульф}$	0.002	0.002	0.006	–	–	–	–	–
S	0.04	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03	0.04
H_2O^-	0.15	0.19	0.13	0.05	0.05	0.04	0.07	0.09

Таблица 18 (продолжение)

Окислы	56	57	58	59	60	61	62	63
	Равномернозернистые габбро-нориты							
SiO_2	50.87	51.68	51.48	51.92	51.00	51.05	51.01	49.88
TiO_2	0.20	0.28	0.25	0.30	0.29	0.11	0.24	0.18
Al_2O_3	17.85	16.46	16.78	16.21	16.94	17.02	17.70	20.18
Fe_2O_3	1.02	1.32	1.85	1.43	1.11	1.25	1.06	0.89
FeO	4.01	4.92	3.97	4.57	5.68	5.37	4.32	4.17
MnO	0.08	0.12	0.12	0.12	0.12	0.15	0.14	0.09
MgO	10.96	9.94	11.09	9.90	8.84	9.34	10.38	8.65
CaO	12.37	12.30	12.42	12.74	12.16	12.55	12.85	12.30
Na_2O	1.28	2.18	1.14	1.66	2.10	2.18	1.97	1.76
K_2O	Сл.	0.20	Не обн.	Сл.	0.30	0.20	0.13	0.15
П.п.п.	1.06	0.74	0.54	0.76	1.73	1.21	0.79	2.00
NiO	Сл.	0.01	0.01	Сл.	–	0.030	0.01	0.038
CuO	0.02	0.012	0.03	0.02	–	0.012	0.013	0.024
CoO	Не обн.	0.005	Не обн.	Не обн.	–	0.005	0.003	0.005
V_2O_5	"	0.07	"	"	Не обн.	0.085	Не обн.	Не обн.
P_2O_5	0.06	0.002	0.07	0.08	"	0.030	Сл.	0.022
Cr_2O_3	0.13	0.003	0.04	Сл.	"	0.028	0.03	0.140
Сумма	99.91	100.24	99.79	99.71	100.27	100.62	100.65	100.48
$Ni_{сульф}$	–	0.002	–	–	–	0.003	0.001	0.01
S	Сл.	0.03	0.03	0.03	–	0.06	0.02	0.03
H_2O^-	0.06	0.12	0.11	0.11	0.12	0.11	0.19	0.25

Таблица 18 (продолжение)

Окислы	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73
	Неравномернозернистые габбро-нориты									
SiO_2	52.20	52.29	51.48	52.20	52.25	52.48	51.40	53.53	51.04	51.43
TiO_2	0.33	0.35	0.50	0.40	0.39	0.44	0.66	0.76	0.36	0.42
Al_2O_3	14.42	17.21	16.42	16.56	16.56	15.98	16.65	13.99	16.46	15.71
Fe_2O_3	2.71	1.80	1.53	1.46	1.74	1.58	1.53	2.22	1.38	1.29
FeO	7.07	5.75	6.35	5.45	4.82	6.29	6.59	8.98	4.87	7.31
MnO	0.16	0.16	0.14	0.15	0.16	0.15	0.15	0.22	0.11	0.17
MgO	8.60	8.14	9.30	9.00	9.26	7.84	8.75	6.59	10.42	9.04
CaO	11.09	11.13	10.80	11.92	11.78	11.36	11.00	9.78	12.52	11.17
Na_2O	2.37	2.46	2.56	2.56	2.18	2.08	2.25	2.70	1.82	2.36
K_2O	0.30	0.30	0.30	0.25	0.20	0.21	0.40	0.60	0.20	0.36
П.п.п.	1.03	0.86	0.07	0.11	0.40	1.24	0.08	0.07	0.40	1.40
NiO	0.020	0.020	0.020	0.020	0.025	Сл.	0.02	0.01	0.036	0.03
CuO	0.020	0.020	0.022	0.010	0.018	0.03	0.017	0.017	0.013	0.008
CoO	0.005	0.005	0.007	0.007	0.006	Не обн.	0.006	0.008	0.006	0.007
V_2O_5	0.06	0.06	0.033	0.02	0.02	"	0.028	0.018	0.027	0.014
P_2O_5	Сл.	0.002	0.073	0.09	Сл.	0.08	0.033	0.13	0.07	0.009
Cr_2O_3	0.005	0.003	0.02	0.02	0.02	Сл.	0.03	0.02	0.07	0.022
Сумма	100.39	100.56	99.63	100.23	99.83	99.76	99.59	99.64	99.80	100.75
$Ni_{сульф}$	Сл.	Сл.	0.001	0.005	0.003	-	Сл.	0.002	0.008	0.003
S	0.05	0.04	0.02	0.03	0.03	0.04	0.02	0.09	0.04	0.05
H_2O^-	0.17	0.13	0.20	0.21	0.17	0.13	0.17	0.14	0.14	0.16

Таблица 18 (продолжение)

Окислы	74	75	76	77	Окислы	74	75	76	77
					Габбро-пегматиты				
SiO_2	52.35	51.98	51.04	53.10	NiO	0.015	0.019	0.03	Не обн.
TiO_2	0.76	0.47	0.38	0.82	CuO	0.008	0.010	Сл.	0.01
Al_2O_3	14.23	14.78	18.43	14.48	CoO	0.008	0.007	0.006	Не обн.
Fe_2O_3	2.73	1.94	1.94	2.34	V_2O_5	0.058	0.032	0.074	0.02
FeO	7.91	7.41	4.30	8.28	P_2O_5	0.13	0.07	0.03	0.15
MnO	0.23	0.17	0.15	0.21	Cr_2O_3	0.009	0.02	0.11	Сл.
MgO	6.60	8.57	10.14	6.37					
CaO	9.85	11.04	10.38	10.09	Сумма	99.82	99.56	99.83	100.12
Na_2O	2.30	2.18	1.95	2.37	$Ni_{сульф}$	0.001	0.002	Сл.	-
K_2O	0.60	0.35	0.30	0.59	S	0.09	0.06	0.02	0.09
П.п.п.	2.03	0.52	0.57	1.29	H_2O^-	0.18	0.12	0.18	0.05

Таблица 19

Средние содержания ($\bar{x}$) и стандартные отклонения (S) окислов по дифференциатам интрузии Кивакка

Окислы	Дифференциаты												Средний состав интрузии Кивакка (81)	Толеитовый оливиновый базальт (Nockolds, 1954)
	оливиниты, перидотиты (17)		пироксениты (18)		нориты (10)		равномернозернистые габбро-нориты (16)		неравномернозернистые габбро-нориты (10)		габбро-пегматиты (4)	придонные габбро-нориты (6)		
	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S		
SiO_2	40.72	1.931	51.66	1.300	50.81	0.552	51.43	0.721	51.93	0.720	52.03	50.48	50.36	47.90
TiO_2	0.21	0.096	0.24	0.077	0.22	0.089	0.25	0.059	0.46	0.142	0.61	0.31	0.32	1.65
Al_2O_3	3.05	1.199	5.87	2.098	18.38	1.229	17.08	1.101	15.96	1.026	15.45	11.39	13.94	11.84
Fe_2O_3	3.46	1.299	1.69	1.177	0.96	0.384	1.26	0.285	1.72	0.432	2.24	1.67	1.70	2.32
FeO	9.41	1.500	8.02	1.05	4.74	0.596	4.60	0.479	6.34	1.250	5.96	7.63	6.14	9.80
MnO	0.21	0.027	0.20	0.036	0.12	0.022	0.13	0.027	0.16	0.028	0.19	0.19	0.16	0.15
MgO	35.65	2.986	26.27	2.583	13.11	2.676	9.89	0.911	8.68	1.016	7.90	17.63	14.59	14.07
CaO	2.22	0.790	4.27	1.304	9.50	1.042	12.42	1.196	11.23	0.732	10.32	7.86	9.55	9.29
Na_2O	0.39	0.163	0.44	0.212	1.37	0.397	1.64	0.360	2.30	0.248	2.20	1.13	1.54	1.66
K_2O	0.08	0.050	0.04	0.034	0.07	0.078	0.10	0.099	0.31	0.122	0.46	0.20	0.17	0.54
П.п.п.	4.13	1.868	0.81	0.470	0.50	0.385	0.97	0.401	0.57	0.521	1.04	0.72	1.41	-
NiO	0.226	0.045	0.073	0.039	0.020	0.016	0.011	0.012	0.021	0.009	0.016	0.10	0.047	-
$Ni_{сульф}$	0.009	0.005	0.008	0.005	0.001	-	0.002	0.002	0.002	0.003	0.001	-	0.005	-
CuO	0.006	0.009	0.012	0.018	0.006	0.004	0.017	0.009	0.018	0.006	0.005	0.046	0.014	-
CoO	0.017	0.007	0.008	0.006	0.003	0.003	0.001	0.002	0.006	0.002	0.005	0.009	0.005	-
V_2O_5	0.025	0.026	0.037	0.027	0.007	0.011	0.022	0.033	0.028	0.019	0.046	0.025	0.025	-
P_2O_5	0.042	0.032	0.053	0.055	0.049	0.034	0.037	0.030	0.049	0.046	0.095	0.102	0.048	-
Cr_2O_3	0.084	0.074	0.277	0.132	0.148	0.054	0.028	0.046	0.021	0.020	0.035	0.152	0.076	-
S	0.025	0.015	0.028	0.027	0.010	0.013	0.029	0.013	0.041	0.020	0.065	0.519	0.041	-

Примечание. В скобках – количество анализов.

Таблица 20

Средний нормативный состав пород интрузии Кивакка (по данным табл.19)

Минерал	1	2	3	4	5	6
Кварц	–	–	1.3	1.9	1.3	4.0
Ортоклаз	0.4	0.4	0.5	0.5	1.9	2.7
Альбит	2.9	4.4	10.6	14.4	19.2	18.6
Анортит	6.7	14.4	43.9	38.5	32.7	31.1
Нефелин	0.1	–	–	–	–	–
Диопсид	3.7	4.4	2.6	18.5	19.2	15.5
Гиперстен	15.7	57.7	36.8	22.2	20.6	21.8
Оливин	60.7	11.9	1.8	0.7	0.9	–
Калисилит	0–0.2	–	–	–	–	–
Магнетит	5.1	2.5	1.4	1.8	2.5	3.2
Ильменит	0.4	0.5	0.4	0.5	0.9	1.2
Корунд	0–0.3	–	0.1	–	–	–

Примечание. 1 – оливиниты, перидотиты, 2 – пироксениты, 3 – нориты, 4 – равномернозернистые габбро-нориты, 5 – неравномернозернистые габбро-нориты, 6 – габбро-пегматиты.

впервые появляются единичные зерна кварца. При этом количество SiO_2 в породе только на 0.62% выше, чем в норитах и около 1% выше по сравнению с составом исходного расплава. Химический состав габбро-норитов по сравнению с норитами характеризуется уменьшением MgO и увеличением Na_2O, CaO, незначительным увеличением Fe_2O_3, K_2O. Количество FeO практически остается прежним.

Нормативный состав неравномернозернистых габбро-норитов по количеству минералов близок к составу равномернозернистых габбро-норитов. Для них, как и для интервала норит-равномернозернистый габбро-норит, характерна та же тенденция возрастания количества ортоклаза, альбита, диопсида, магнетита и снижения анортита и гиперстена. Изменение содержания окислов характеризуется продолжающимся уменьшением MgO, Al_2O_3 и увеличением количества Na_2O, K_2O, FeO, Fe_2O_3. Содержание CaO в неравномернозернистых габбро-норитах понижается.

При рассмотрении изменений содержания нормативного ортоклаза в породах массива по разрезу видно, что он в среднем составе всех зон до неравномернозернистых габбро-норитов содержится в количестве 0.3–0.5%, а в последних и габбро-пегматитах соответственно составляет 1.9 и 2.7%. Такое резкое различие в содержании можно объяснить диффузией крупных и легких щелочных ионов калия к верхней части магматической камеры.

Таблица 21

Значение P_{O_2} в магме интрузии Кивакка

Дифференциаты	Температура, °С		
	1300	1200	1100
Неравномернозернистый габбро-норит	$1.22\ 10^{-4}$	$2.17\ 10^{-5}$	$2.48\ 10^{-6}$
Равномернозернистый габбро-норит	$2.46\ 10^{-4}$	$4.39\ 10^{-4}$	$5.02\ 10^{-6}$
Норит	$1.25\ 10^{-4}$	$2.23\ 10^{-5}$	$2.56\ 10^{-6}$

С образованием габбро-пегматитов не происходит существенного изменения в эволюции химического состава относительно предыдущих зон как в качественном, так и в количественном отношении. То есть сохраняется та же тенденция уменьшения содержания MgO, Al_2O_3, CaO и увеличения SiO_2, K_2O, TiO_2, Fe_2O_3. Изменение выражается только в уменьшении количества FeO и Na_2O. В нормативном составе габбро-пегматитов соответственно наблюдается некоторое увеличение магнетита, ильменита, ортоклаза и кварца.

Процесс кристаллизации магмы Кивакки получил контрастное выражение в изменении минералогического и химического составов пород, причем направленность процесса изменения имеет противоположную тенденцию от ранних этапов к средним и от средних к поздним. Ранние этапы фракционной кристаллизации характеризуются эффективной гравитацией и аккумуляцией выделяющихся кристаллов с образованием зон оливинитов, пироксенитов и норитов. Изменения химического состава в ряду этих зон идут так, что последовательно уменьшается содержание магния и железа и увеличивается содержание кальция, алюминия, натрия. Содержание кремнезема резко увеличивается только в пироксенитах, а затем, на всем пути дифференциации, включая габбро-нориты, увеличение его крайне незначительно. Поздние этапы кристаллизации, проходящие в условиях, когда фракционирование и гравитация не играют сколько-нибудь существенной роли, характеризуются уменьшением содержания алюминия, кальция и возрастанием окисного и закисного железа, калия и титана. Неизменным остается только последовательное уменьшение количества магния и увеличение кремнезема и натрия (рис.23).

Интрузия Кивакка, обладая резкой расслоенностью, имеет ряд особенностей, которые отличают ее от известных дифференцированных интрузий. Е.Осборном (Osborn, 1959) установлены два направления дифференциации: 1) при постоянном высоком и увеличивающемся P_{O_2} и 2) при низком и понижающемся P_{O_2}. В первом случае магма при кристаллизации резко обогащается кремнеземом, во втором – железом. Величина парциального давления кислорода,

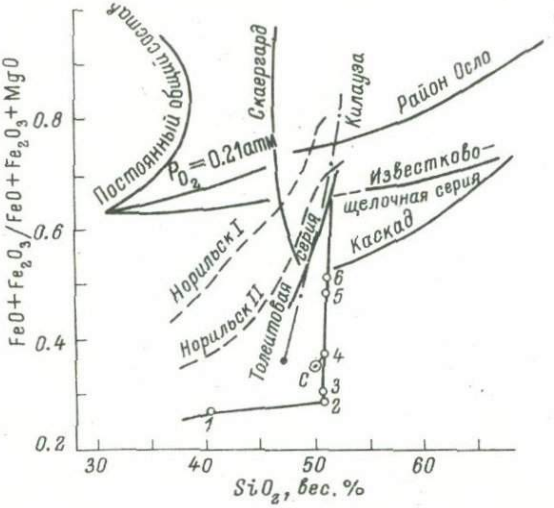


Рис.24. Диаграмма изменения отношения $FeO-Fe_2O_3/FeO+Fe_2O_3+MgO$ в зависимости от SiO_2 (по Osborn, 1959), иллюстрирующая сходство путей кристаллизации природных базальтов и системы $FeO-Fe_2O_3-MgO-SiO_2$ при условии постоянства валовых составов и P_{O_2}.

Даны кривые дифференциации для интрузий Норильск I и Норильск II (по Золотухину и Васильеву, 1967) и интрузии Киваккa. Кружками обозначены средние составы: 1) – оливинит, 2 – пироксенит, 3 – норит, 4 – равномернозернистый габбро-норит, 5 – неравномернозернистый габбро-норит, 6 – габбро-пегматит, С – состав исходного расплава.

вычисленная по методу Дж.Кеннеди (1950) для средних составов норитовой и габбро-норитовой зон в интервале температур 1300-1100 °С, представлена в табл.21.

Температуры кристаллизации минералов, определенные по коэффициенту распределения и по аналогии с экспериментальными данными, существенно приближенные и позволяют, скорее, качественно оценить температуру кристаллизации магмы. Во всяком случае в ряду дифференциатов норит-неравномернозернистый габбро-норит она может быть допустима в пределах 1250-1150°С, так что значение P_{O_2} в этом случае соответственно составляет $7.36\cdot10^{-5}$, $4.39\cdot10^{-5}$ – $1.21\cdot10^{-5}$. Таким образом, кристаллизация расплава проходила в условиях падающего P_{O_2}.

На диаграмме $FeO+Fe_2O_3/FeO+Fe_2O_3+MgO-SiO_2$ (рис.24), иллюстрирующей установленные Е.Осборном (Osborn, 1959) толеитовое и известково-щелочное направление дифференциа-

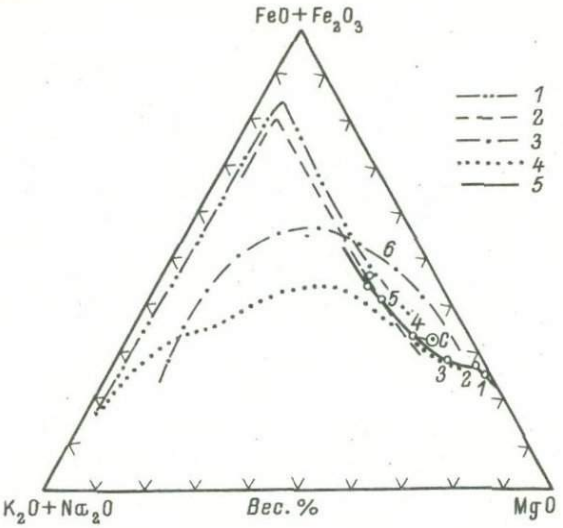


Рис.25. Тройная диаграмма дифференциации некоторых интрузий.

1 - Скергаард, 2 - Бушвельд (Hess,1960), 3 - Норильск II, 4 - Норильск I, 5 - Киваккa (кружки и цифры - то же, что и на рис.24).

ции базальтового расплава, нанесены кривые дифференциации интрузий Киваккa и кривые дифференциации интрузии Норильск I и Норильск II, занимающие промежуточное положение между кривыми этих двух направлений дифференциации (Золотухин, Васильев, 1967) и отвечающие ближе известково-щелочному типу. Кривая дифференциации интрузии Киваккa в общих чертах отражает толеитовую тенденцию дифференциации, но занимает обособленное положение в пределах низких значений коэффициентов железистости и высокого содержания SiO_2. Это связано с высоким содержанием магния и кремнезема в исходном расплаве и с интенсивным фракционированием и аккумуляцией высокомагнезиальных продуктов на ранних стадиях кристаллизации.

Как показывают средние составы дифференциатов, общее содержание железа уменьшается от оливинитов к норитам, а затем последовательно увеличивается в габбро-норитовых зонах, но не достигает того количества, каким характеризуются ранние продукты дифференциации. То есть дифференциация проходила не с абсолютным накоплением железа, что свойственно толеитовому (феннеровскому или скергаардскому) направлению, а с относительным, когда возрастание коэффициента железистости обеспечивалось главным образом за счет снижения содержания магния. При этом количество магния в поздних продуктах дифференциации сохранялось достаточно

высоким, а количество железа лишь достигало уровня его содержания в исходном расплаве (табл.19).

На диаграмме $FeO + Fe_2O_3 - MgO - K_2O + Na_2O$ (рис.25), куда помимо кривой Скергаардской интрузии для сравнения нанесены кривые Бушвельдского массива, а также кривые Норильских интрузий, эволюционирующих по известково-щелочному пути, как и на предыдущей диаграмме (рис.24), кривая дифференциации интрузии Киваккa имеет небольшую протяженность, ограничивающуюся точкой с составом около 32% MgO и 53% $FeO + Fe_2O_3$. Малая длина кривых на диаграммах свидетельствует об ограниченности процессов химической дифференциации. На это же указывают небольшой интервал изменения состава минералов, существенно меньший по сравнению с минералами таких интрузий, как Скергаард и Бушвельд, высокая магнезиальность первичного расплава и конечных продуктов кристаллизации, а также относительно низкое содержание железа в поздних дифференциатах.

Дифференциация интрузии Киваккa, характеризующаяся незначительным изменением содержания кремнезема и относительным увеличением железа, по существу представляет промежуточный тип между скергаардским и известково-щелочным. Различие между этими направлениями дифференциации имеют важное значение в оценке никеленосности интрузии (Годлевский, 1969). С интрузиями, дифференцированными по скергаардской схеме, ассоциируют титаномагнетитовые руды; с интрузиями, дифференциация которых шла по известково-щелочному и промежуточному направлению (никеленосные расслоенные трапповые интрузии, Мончегорская, Стиллуотер), связаны месторождения медно-никелевых руд, а также хромита. Оба эти направления могут совмещаться в одном массиве, обусловливая возникновение и соответствующих типов руд (месторождения титано-магнетита, хромита и медно-никелевых руд Бушвельдской интрузии).

Геохимия и вопросы никеленосности

Особенности распределения микроэлементов по разрезу массива и поведение их в процессе кристаллизации и дифференциации рассматриваются на основании химических определений Ni, Co, Cu, Cr, V, P, S, в породах (табл.18,19) и минералах (табл.10,13,15).

Никель присутствует во всех породах массива. Вариационная кривая содержания NiO по разрезу интрузии Киваккa (рис.23) образует резкие изломы, свидетельствующие о неравномерном распределении элемента. Наибольшая концентрация NiO (0.226%) характерна для оливинитов. В пироксенитах количество NiO снижается до 0.073% и выше по разрезу колеблется в пределах 0.01-0.02%. Неравномерное содержание никеля связано с особенностями его распределения в породообразующих минералах. В оливине оливинитовой зоны содержание NiO составляет (в %): 0.13-0.33; в

бронзите пироксенитовой зоны – 0.07, норитовой – 0.17 и габбро-норитовых зон – 0.08–0.05. В авгите, как менее магнезиальном силикате, общее содержание никеля меньше, чем в бронзите.

Количество сульфидного никеля в породах интрузии незначительное. Наибольшее его содержание присуще ранним дифференциатам – оливинитам и пироксенитам (0.01–0.008%), в норитах и габбро-норитах он составляет 0.002%.

Кобальта больше всего в оливинитах (0.017% CoO). Вверх по разрезу до зоны неравномернозернистых габбро-норитов его содержание уменьшается до 0.001%, а в неравномернозернистых габбро-норитах и габбро-пегматитах повышается соответственно до 0.006 и 0.005%. Наибольшей концентрацией кобальта характеризуется оливин (0.013–0.032% CoO). В бронзите содержание CoO колеблется от 0.007 до 0.01%, в авгите – от 0.005 до 0.013%.

Хром в наибольшем количестве присутствует в пироксенах, причем в процессе их кристаллизации количество его резко уменьшается. Бронзиты пироксенитов содержат 0.33% Cr_2O_3, норитов – 0.25%, габбро-норитовых зон 0.19 и 0.01%. Наиболее ранний авгит из оливинитовой зоны содержит 0.62% Cr_2O_3. Вверх по разрезу к поздним дифференциатам содержание его в авгитах снижается до 0.03%. По сравнению с пироксенами оливин содержит незначительное количество хрома (0.06% Cr_2O_3). Содержание хрома в породах находится в соответствии с его распределением в минералах и количеством последних в составе различных слоев. Максимально обогащены хромом пироксениты и нориты (0.28 и 0.15% Cr_2O_3). Вверх по разрезу до зоны габбро-норитов его содержание падает и затем увеличивается в габбро-пегматитах.

Ванадий содержится в близких количествах в оливинитах и пироксенитах (соответственно 0.025 и 0.037% V_2O_5). В норитах его содержание уменьшается до 0.007%, а выше по разрезу последовательно возрастает до 0.046% в габбро-пегматитах, т.е. в абсолютном содержании возрастает в поздних продуктах кристаллизации. Для пироксенов эта тенденция не выдерживается. В бронзите содержание V_2O_5 уменьшается вверх по разрезу (0.007–0.005%). В авгите из зоны равномернозернистых габбро-норитов содержится наименьшее количество V_2O_5. Максимальное его количество в авгите (0.13%) наблюдается в неравномернозернистых габбро-норитах. В магнетите габбро-пегматита содержится 0.7% V_2O_5. Ниже приведен химический состав магнетита из габбро-пегматита (в вес.%):

SiO_2 – 3.51	MnO – 0.14	K_2O – 0.50	NiO – 0.015
TiO_2 – 3.54	MgO – 0.59	H_2O^- – 0.26	CoO – 0.015
Al_2O_3 – 0.90	CaO – 0.17	П.п.п. – Не обн.	CuO – Сл.
Fe_2O_3 – 57.35	Na_2O – 0.10	Cr_2O_3 – 0.03	Сумма – 99.73
FeO – 31.91		V_2O_5 – 0.70	

Медь присутствует в наибольших количествах (0.017 и 0.018% CuO) в габбро-норитах верхних зон. Оливины не содержат меди, отсутствует она и в авгите оливинитовой зоны. Вверх по разрезу

в последующих дифференциатах количество CuO увеличивается в бронзитах от 0.03 до 0.09%, в авгитах – от 0.005 до 0.015%.

Титан в преобладающей части разреза от оливинитов до неравномернозернистых габбро-норитов мало изменяет содержание, колеблясь от 0.21 до 0.25% TiO_2. Значительно возрастает содержание титана лишь в неравномернозернистых габбро-норитах и габбро-пегматитах (0.46-0.61% TiO_2). В бронзитах пироксенитов, норитов и неравномернозернистых габбро-норитов количество TiO_2 меняется незначительно (0.23-0.26%), в бронзите зоны неравномернозернистых габбро-норитов TiO_2 возрастает до 0.30%. В авгите содержание титана в два раза выше, чем в бронзите. На этом же интервале оливинитов-равномернозернистых габбро-норитов его количество в авгите практически не изменяется (0.5-0.51% TiO_2), но заметно возрастает в авгите зоны неравномернозернистых габбро-норитов (0.64%). Повышенное содержание титана в габбро-пегматитах и в меньшей степени в неравномернозернистых габбро-норитах вызвано присутствием в породе рассеянных зерен ильменита и титансодержащего магнетита. Количество TiO_2 в магнетите составляет 3.9%.

Фосфор содержится во всех породах интрузии. Вариационная кривая содержания фосфора отражает значительные колебания по разрезу интрузии. Содержание фосфора в породах связано с присутствием акцессорного апатита. Наибольшим количеством P_2O_5 (до 0.15%) характеризуются габбро-пегматиты.

Сера в целом по интрузии содержится в незначительном количестве (0.04%). Ее содержание по разрезу уменьшается от ультраосновных дифференциатов (0.025-0.028%) до норитов (0.01%) и постепенно возрастает от норитов к габбро-норитам и габбро-пегматитам. В последних присутствует наибольшее количество серы (0.065%).

Главные особенности распределения микроэлементов в породах интрузии Кивакка определяются их вхождением в породообразующие силикаты и находятся в прямой зависимости от условий и характера кристаллизации и дифференциации расплава. На вариационной диаграмме (рис.23) многие кривые содержания как петрогенных элементов, так и микроэлементов испытывают резкую смену направления от ранних дифференциатов к поздним. Кристаллизующиеся на ранних стадиях высокомагнезиальные оливин и пироксен связывают наибольшее количество никеля и хрома, а аккумуляция минералов в субмономинеральные слои обусловливает наибольшую концентрацию этих элементов в нижних горизонтах интрузии. С оливинитами связано также наибольшее содержание кобальта и сульфидного никеля. Противоположная тенденция наблюдается для титана и меди. Их количество возрастает в поздних продуктах кристаллизации.

Медно-никелевая сульфидная минерализация в массиве (по результатам поисковых работ СЗТГУ и нашим наблюдениям) представлена вкрапленностью и гнездообразными сростками пирротина,

пентландита и халькопирита. В качестве сопутствующих минералов присутствуют магнетит, ильменит, а также пирит, сфалерит, марказит, бравоит, халькозин и ковеллин. Сульфидная вкрапленность присутствует во всех дифференциатах интрузии. Она мелкая и неравномерно рассеяна по породе. Суммарное содержание пирротина, пентландита и халькопирита в обогащенных участках не превышает 3%. При этом преобладает пирротин, а пентландит или халькопирит составляют 0.2%. Несколько больше вкрапленных сульфидов содержится в краевых частях на юго-западе и востоке массива и на юге в придонных габбро-норитах. В наиболее обогащенных участках последних содержится 6-10%. Вкрапленники представлены отдельными зернами или зернистыми сростками, располагающимися в промежутках между кристаллами силикатов. Чаще встречаются сростки пирротина, пентландита и халькопирита или пирротина и халькопирита, дающие сложные структуры замещения и распада. Иногда они образуют сидоронитовые выделения, цементирующие силикаты.

Гнездовая вкрапленность (зернистые срастания и отдельные гнезда неправильной формы), сопровождаемая мелкой вкрапленностью, присутствует в габбро-пегматитах и пегматоидных габбро-норитах. Размер гнезд достигает 0.5-1.5 см, иногда 4-5 см. В северо-западной части массива они присутствуют неповсеместно в виде единичных мелких обособлений, в восточной и юго-западной частях массива образуют совместно с вкрапленными сульфидами зоны полосовидного обогащения протяженностью до 0.8 км и шириной от первых десятков метров до 150 м. Количество сульфидов в таких зонах от 3-5 до 8-12%.

Пирротин наблюдается в сростках с пентландитом, халькопиритом и реже пиритом или образует обособленные вкрапленники. Местами он замещается халькопиритом и марказитом.

Пентландит встречается как продукт распада твердого раствора в пирротине в виде весьма малых по размерам пластинчатых, веретенообразных и пламеневидных образований. Кроме того, отмечаются более крупные включения пентландита в зернистых сростках с пирротином и халькопиритом. Чаще они представлены неправильными по форме зернами или цепочками зерен, располагающимися в промежутках или по границе зерен пирротина. Величина зерен пентландита (обычно с характерной октаэдрической отдельностью) достигает 0.4-0.8 мм в поперечнике и иногда более. Значительно реже наблюдаются обособленные вкрапленники пентландита. Из вторичных минералов по пентландиту развиваются бравоит или магнетит.

Халькопирит наблюдается в тесном срастании или с пирротином и пентландитом или образует отдельные зерна. В сростках с пирротином и пентландитом халькопирит развивается в виде каемок, периферических оторочек, прожилков и графических прорастаний, местами частично или полностью замещая пирротин и реже пентландит. В качестве продуктов преобразования халькопирита отмечаются халькозин и ковеллин.

Пирит в составе медно-никелевой сульфидной ассоциации встречается сравнительно редко и представлен мелкими корродированными кристаллами, которые иногда заключены в пирротине или халькопирите.

Относительные содержания пирротина, пентландита, халькопирита и пирита по дифференциатам интрузии распределяются таким образом, что в ранних дифференциатах более развиты пирротин и пентландит, а в поздних, главным образом габбро-пегматитах, предпочтительное развиты халькопирит и пирит.

Интрузии Кивакка присущи специфические черты петрологии никеленосных дифференцированных интрузий. Как известно, одной из отличительных особенностей никеленосных интрузий является их дифференцированное строение. Для подобных интрузий распространенной формой рудных образований являются донные или „подвешенные" залежи вкрапленных медно-никелевых сульфидов. Магма Кивакки обладала низкой вязкостью, и ее кристаллизация сопровождалась эффективной гравитацией. Эти условия должны были способствовать эффективному осаждению сульфидных капель и их концентрации в нижних зонах массива. Об отделении сульфидов от магматического расплава и их осаждении свидетельствует сингенетическая вкрапленность. Кроме того, данные по распределению никеля в разрезе слоистой серии и наличие мелкой рассеянной вкрапленности и крупных гнездообразных сростков в габбро-пегматитах и пегматоидных габбро-норитах позволяют считать, что на поздних этапах кристаллизации массива никель, уменьшая свое содержание в составе силикатных фаз, накапливался в остаточном расплаве.

В оценке перспектив никеленосности интрузии Кивакка немаловажное значение имеет сравнение его с петрологически родственной никеленосной мончегорской интрузией. В мончегорской интрузии (Козлов, 1973) месторождения медно-никелевых руд представлены тремя морфологическими типами: 1) вкрапленные руды в придонных полевошпатовых породах и в пироксенитах массива Сопчи, 2) гнездовые и инъекционно-гнездовые, 3) сульфидные жилы. Проявления этих типов оруденения, кроме сульфидных жил, в массиве Кивакка имеются, но масштабы их в изученных участках незначительны и практического интереса не представляют. Базирующаяся на этом отрицательная оценка массива может являться объективной только в случае всесторонней и полной его изученности. Анализ материалов поисковых работ 1950-1954 гг. показывает на весьма недостаточную исследовательность массива геофизическими методами как в отношении установления глубинного строения и внутренней структуры, так и в отношении поисков донных или иного залегания стратифицированных залежей и жил медно-никелевых сульфидов.

По нашему убеждению, окончательная обоснованная оценка перспектив массива может быть получена в результате проведения на нем детальных комплексных геофизических работ.

Интрузия Ципринга

Интрузия расположена на южном берегу оз.Ципринга и образует вытянутое в субширотном направлении пластообразное тело длиной 10–11 км и шириной 2–2.5 км (рис.1). Вмещающими породами являются гнейсо–гранодиориты, гнейсо–граниты и мигматиты. Плоскость южного контакта падает на северо–запад под углом 55–60° так же, как ориентирована гнейсовидность вмещающих пород. Основные породы в узкой зоне контакта имеют мелкозернистую структуру. В северо–восточном контакте развита широкая зона рассланцованных амфиболитизированных и эпидотизированных габброидов, насыщенных послойными жилами плагиомикроклинового гранита и порфиробластами микроклина. На севере массив граничит с более молодыми кварцевыми диоритами, гранодиоритами и сиенито–диоритами. Среди пород массива залегают неправильные тела и жилы микроклиновых гранофировых гранитов и дайки диабазов.

Первичномагматические полосатые и трахитоидные текстуры подчинены общей форме массива и падают на северо–запад под углом в среднем 40–50°.

Интрузия сложена габбро–норитами, среди которых выделяются оливиновые и безоливиновые разновидности. Оливиновые габбро–нориты развиты в нижней части массива. В них присутствуют редкие небольшой мощности полосы и линзы троктолитов, пироксенитов, перидотитов. Верхняя, бóльшая, часть массива представлена среднезернистыми безоливиновыми габбро–норитами.

Составы минералов, определенные по замерам углов $2V$ и показателям преломления, имеют широкие и не всегда закономерные колебания по разрезу интрузии: оливин 18–27% Fa, ромбический пироксен 17–32% Fs, моноклинный пироксен $Ca_{34-46}\ Mg_{41-50}\ Fe_{13-16}$, плагиоклаз 58 – 75% An.

В нижней части массива на всем его протяжении среди оливиновых габбро–норитов залегает пластообразное тело габбро–пегматитов мощностью 100–400 м. В габбро–пегматитах сохраняются полосовидные и неправильной формы участки габбро–норитов. В свою очередь в габбро–норитах развиты неправильной формы обособления пегматитов. И в первом и во–втором случае контакты носят постепенный метасоматический характер.

Вторичные изменения габбро–норитов развиты широко и локализуются полосами по удлинению массива, особенно в его краевых зонах. В качестве вторичных минералов присутствуют серпентин, тальк, хлорит, амфибол, эпидот, гранат, кварц.

Сульфидное оруденение в массиве представлено мелкой рассеянной вкрапленностью в оливиновых габбро–норитах и габбро–пегматитах. В последних местами появляются гнезда сульфидов размером 5 х 5 см. Значительных скоплений сульфидов не обнаружено.

Интрузия Луккулайсвара

Интрузия Луккулайсвара расположена в 3 км северо-восточнее интрузии Ципринга. На юге она граничит с мигматит-гранитами и гранито-гнейсами архея, на севере в контакте с ней находятся осадочно-вулканогенные образования сумия-сариолия. Соотношение интрузии с этой толщей дискуссионно. Как отмечалось в гл.I, в представлении одних исследователей толща прорывается габбро-норитами, по мнению других, - гальки габбро-норитов присутствуют в ее базальном горизонте.

Интрузия представляет собой крутонаклоненное к северу и выполаживающееся на глубине овальное тело длиной около 7 км и шириной до 4 км. Юго-западная и, возможно, северо-восточная части его обрезаны по тектоническим нарушениям. Подошва массива, по гравиметрическим данным, находится на глубине около 2 км. Массив разбит серией поперечных разломов на ряд блоков. К тектоническим нарушениям приурочены дайки диабазов, жилы кварца и пегматита.

Верхняя, обнаженная, часть массива сложена различными по структурным особенностям и составу габбро-норитами. Среди них различаются мелко-, средне-, средне-крупнозернистые габбро-нориты, меланократовые и лейкократовые габбро-нориты, оливинсодержащие габбро-нориты, пегматоидные разновидности и габбро-пегматиты. Структуры габбро-норитов офитовые, габбро-офитовые, габбровые, текстуры часто трахитоидные. Полосчатость и трахитоидность ориентированы в субширотном направлении и падают на север под углом 60-70°.

Нижняя часть разреза интрузии, вскрытая скважинами, представлена ультраосновной зоной мощностью около 450 м. Ее нижнюю часть составляют оливиниты и перидотиты, верхнюю - пироксениты. Переходы в вышележащую габброидную зону постепенные и осуществляются путем чередования слоев габбро-норитов и пироксенитов. В основании расслоенной серии залегает зона мелкозернистых габбро-норитов мощностью до 250 м.

Составы минералов (оливин - 15-22% Fa, бронзит - 15-30% Fs, авгит $Ca_{36-40}\ Mg_{46-48}\ Fe_{11-15}$, плагиоклаз - 60-74% An) близки минералам Кивакки, но, за исключением плагиоклаза, характеризуются несколько большей железистостью в габброидных дифференциатах, т.е. несколько бо́льшим интервалом изменения по разрезу.

Характерным элементом строения интрузии является присутствие в ее центральной части большого количества линзовидных и пластообразных тел микрогаббро-норитов размером от десятков метров до 1.2 км по удлинению. Тела ориентированы согласно со слоистостью и трахитоидностью вмещающих габбро-норитов. Мнения исследователей об их происхождении противоречивы. З.А. Бурцева и В.И. Шмыгалев рассматривают их в качестве дайковых тел. Е.В. Баташов с соавторами (Баташов и др., 1976) считают их ксеногенными образованиями.

Сульфидная минерализация в массиве представлена в форме мелкой рассеянной вкрапленности, незначительной в габбро-норитах и достигающей нескольких процентов в ультраосновной зоне, и гнездовых скоплений в габбро-пегматитах и жильных пироксенитах. Наибольшее количество сульфидов присутствует в пироксенитах. Пироксениты образуют несколько мелких кустов маломощных жил в микрогаббро-норите, залегающем в центральной части массива. Сульфиды распределены крайне неравномерно. Они образуют рассеянные сидеронитовые вкрапленники, гнездовые и жилоподобные скопления. Общее количество сульфидов не превышает 20% жильной массы. Среди сульфидов преобладает халькопирит, подчиненно развиты борнит, миллерит, пентландит.

Петрохимические особенности комплекса

Для выявления общих петрохимических особенностей комплекса расслоенных интрузий, помимо материалов по интрузии Кивакка (табл.18), использованы данные 32 химических анализов габброидов из массивов Ципринги и Луккулайсвара, 18 из которых заимствованы из материалов З.А. Бурцевой.

Интрузии Олангской группы, несмотря на единство происхождения, в тектоническом и временном плане различаются между собой по строению и составу дифференциатов. Объективная оценка общности и различий интрузий находит отчетливое выражение в сравнении основных петрохимических характеристик. В этом смысле все главные петрохимические особенности интрузий выявляются при помощи диаграммы А.Н. Заварицкого. На диаграмме (рис.26) точки составов пород интрузий Кивакка, Ципринга и Луккулайсвара располагаются узкой полосой вдоль оси b в интервале от 63 до 8, причем точки составов пород каждой из интрузий в пределах общей полосы образуют компактные поля, обособляющиеся или перекрывающие друг друга. Положение точек на диаграмме позволяет проследить общий путь дифференциации интрузий, а также общность и различие в химизме каждой из них. Следует оговориться, что для интрузий Ципринга и Луккулайсвара химическими анализами охарактеризованы породы только габбро-норитовых зон.

Точки составов пород интрузии Кивакка образуют протяженную прерывистую полосу, причем дифференциаты ультраосновной и габброидной серий располагаются в определенных пределах параметра b, так что оливиниты сменяются пироксенитами, а пироксениты габброидами. При этом возрастают значения параметров b, c и α, свидетельствующие о постепенном обеднении продуктов кристаллизации магнием и обогащении кальцием и щелочами. Слабый наклон общей ветви относительно оси b в ряду дифференциатов оливинит-пироксенит указывает на незначительное обогащение салическими компонентами.



Рис.26. Диаграмма А.Н. Заварицкого для химического состава дифференцированных интрузий.

Интрузия Кивакка: 1 – оливиниты, перидотиты, 2 – пироксениты, 3 – нориты, 4 – равномернозернистые габбро-нориты, 5 – неравномернозернистые габбро-нориты, 6 – габбро-пегматиты, 7 – габбро-нориты интрузии Ципринга, 8 – габбро-нориты интрузии Луккулайсвара.

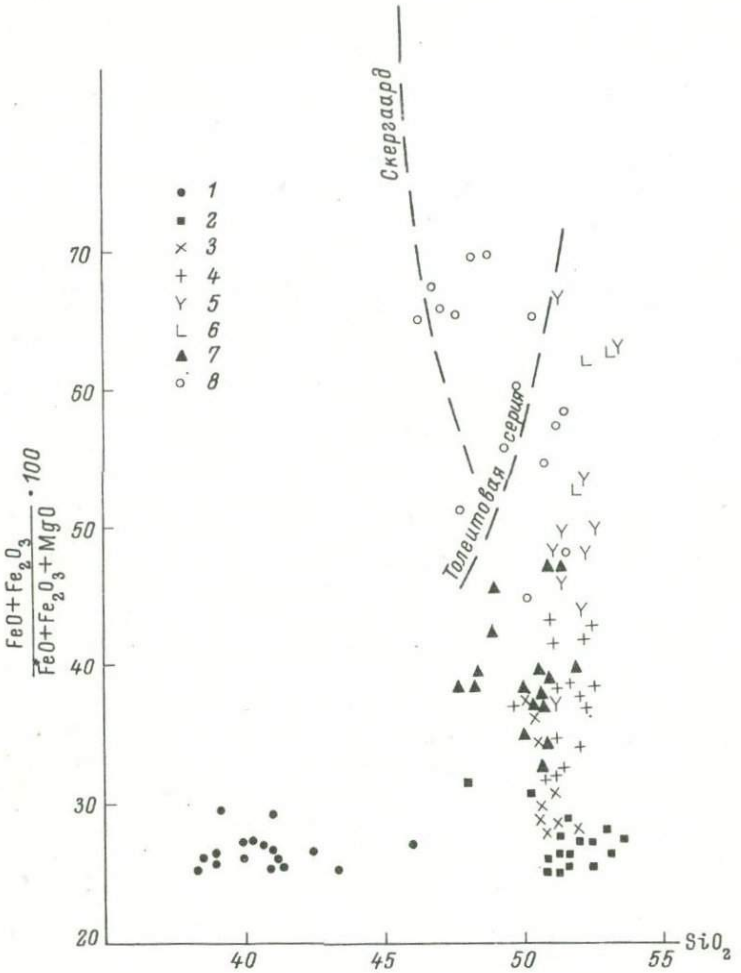


Рис.27. Диаграмма изменения железистости в зависимости от SiO_2 для пород дифференцированных интрузий.

Кривые дифференциации магмы Скергаард и толеитовая серия нанесены по Осборну (Osborn, 1959). Условные обозначения те же, что на рис.26.

Точки составов габброидного ряда дифференциатов группируются в близких значениях параметров b , однако величина параметра a их различна: наименьшая у норита, наибольшая у неравномернозернистых габбро-норита, т.е. габброидному ряду дифференциатов свойственно при сохранении близкой основности некоторое увеличение щелочности. Примечательно, что точки составов габбро-пегма-

титов, завершающих формирование интрузии Кивакка, не выходят за пределы компактного поля точек составов неравномернозернистых габбро-норитов. Противоположное размещение габброидов по оси c от наибольшего значения к наименьшему фиксирует закономерное снижение основности плагиоклаза в этом ряду дифференциатов.

Поведение кремнезема в процессе дифференциации находит отчетливое выражение в изменении характеристики S. Резко увеличиваясь от оливинитов (37.9) до норитов (57.9), величина характеристики S незначительно возрастает к неравномернозернистым габбро-норитам (59.0).

Точки составов интрузий Ципринги и Луккулайсвара образуют на диаграмме самостоятельные полосовидные скопления, не перекрывающие друг друга. Поле точек габбро-норитов Ципринги на плоскости ab занимает крайнее правое положение с наибольшим значением параметра a и частично перекрывает поле точек неравномернозернистых габбро-норитов Кивакки. Точки составов габбро-норитов массива Луккулайсвара группируются в пределах поля точек равномернозернистых габбро-норитов Кивакки. Характерно, что крайнее значение параметра b у габбро-норитов Ципринги достигает 8, в то время как у габбро-норитов Кивакки и Луккулайсвары оно ограничивается 24. Таким образом, можно заключить, что дифференциация магмы Ципринги прошла несколько больший путь по сравнению с родственными ей интрузиями.

Фракционная кристаллизация и дифференциация магмы Кивакки, как было рассмотрено ранее, следует толеитовому направлению. На диаграмме $FeO + Fe_2O_3/FeO + Fe_2O_3 + MgO - SiO_2$ (рис.27), где нанесены в виде точек значения коэффициентов железистости в зависимости от содержания SiO_2, для пород интрузий Кивакка, Ципринга и Луккулайсвара, толеитовое направление дифференциации устанавливается отчетливо. Дифференциаты интрузии Кивакка на диаграмме образуют полосу примерно с постоянным значением SiO_2 (без учета оливинитов, являющихся крайними аккумулятами) и коэффициентом железистости 25–66. Габбро-нориты интрузии Луккулайсвара и Ципринги характеризуются несколько меньшим, но также примерно постоянным содержанием SiO_2, так что их поля точек аналогично вытягиваются вдоль оси коэффициента железистости в интервале значений F = 28–47% для массива Луккулайсвара и F = 45–70% для массива Ципринги. Таким образом, все три интрузии характеризуются одинаковой тенденцией увеличения коэффициента железистости при почти постоянном содержании SiO_2, что соответствует толеитовому направлению дифференциации. При этом повторяется та же закономерность в сходстве петрохимических характеристик, что и на диаграмме А.Н. Заварицкого, а именно по значению коэффициента железистости габбро-нориты Луккулайсвары соответствуют равномернозернистым, а габбро-нориты Ципринги – неравномернозернистым габбро-норитам Кивакки.

Эта закономерность отчетливо вытекает при сравнении средних содержаний окислов по массивам. Для пород Ципринги по отношению

к породам интрузии Луккулайсвара характерно более высокое содержание железа, натрия, калия и меньшее – магния и кальция.

Еще одна особенность, вытекающая из сопоставления интрузий, заслуживает внимания, а именно по среднему содержанию окислов габбро-нориты Ципринги являются как бы следующим членом в ряду дифференциатов габброидной серии Кивакки, отличаясь от них более высоким содержанием железа, калия, натрия, титана и более низким содержанием магния и кальция.

Рассмотренные особенности химизма интрузий Олангской группы в совокупности с данными геологического положения, строения и состава свидетельствуют об их принадлежности к единой формации. Всем интрузиям свойственна однотипная тенденция дифференциации. Одними из главных причин различий в характере слоистости и в составе дифференциатов являются частные различия физико-химических условий кристаллизации и дифференциации в индивидуальных интрузивных камерах.

1У. ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

К габбро-перидотитовому комплексу Северо-Карельской структурной зоны относятся многочисленные интрузии гипербазитов и габброидов, развитые в Куолаярвинской синклинальной структуре, и единичные тела в Кукасозерской структуре (рис.1).

Геологическое положение интрузий определяется закономерной приуроченностью их к осадочно-вулканогенным толщам верхнего ятулия и суйсария. Наибольшее количество массивов ультраосновных пород, описанию которых посвящена данная глава, сосредоточено в восточной части Куолаярвинской структуры. Здесь они пространственно тяготеют к горизонту переслаивания вулканитов с карбонатосланцевыми и песчаниковыми отложениями, залегают в диабазах и вдоль их границ с осадочными породами, а также и в пределах последних. Много мелких тел размещается западнее в центральной части структуры среди диабазов и плагиопорфиритов, венчающих разрез нижнепротерозойских образований.

Гипербазиты представлены в основном пластовыми силлоподобными телами, залегающими согласно с вмещающими породами. В современном эрозионном срезе в связи с преобладающим моноклинальным залеганием пород они имеют вид протяженных линз, прямолинейных или изогнутых полос. В усложненных структурах они имеют форму узких дуг, повторяющих выходы крыльев и замыкание складок. Тела в основном мелкие, длиной от первых сотен метров до 2.5 км и мощностью от нескольких метров до 150 м. Отношение мощности к длине для многих тел составляет 1/20-1/40. Так, наиболее протяженное из них при длине 2.5 км имеет мощность 50-60 м (рис.28). Секущий характер по отношению к слоистости обнаруживают небольшие тела центрального поля вулканитов. В целом устанавливается некоторая закономерность в том, что тела, размещающиеся в интенсивно складчатостных осадочно-вулканогенных породах восточной части структуры, являются преимущественно согласными. Напротив, в слабодеформированных, особенно в вулканогенных породах западной части структуры, они предпочтительнее секущие. Кроме того, в первом случае для гипербазитов характерно интенсивное согласное контакту рассланцевание краевых частей.

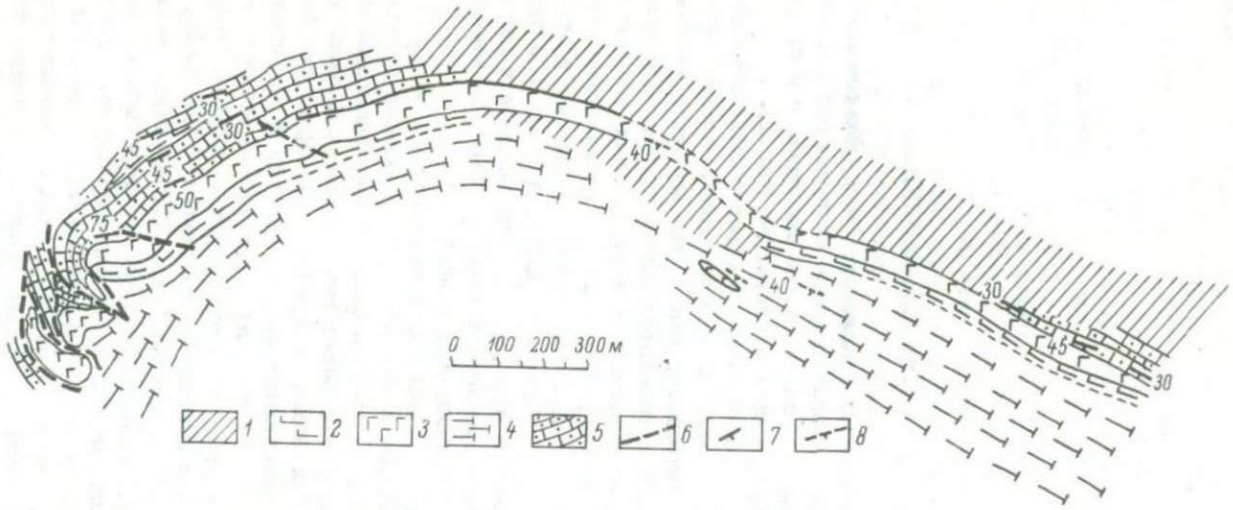


Рис.28. Гипербазитовый силл в 3 км к востоку от оз.Куолаярви.

1 – четвертичные отложения, 2 – габбро-диабазы, 3 – серпентиниты и хлорит-амфибол-серпентиновые породы, 4 – метадиабазы, метамандельштейны, 5 – филлиты, карбонатные сланцы, песчаники, 6 – зоны разрывов и рассланцевания, 7 – залегание слоистости, 8 – залегание сланцеватости.

Рассмотренные условия залегания гипербазитов указывают на их внедрение в период складчатых движений. С поздними тектоническими нарушениями связаны разрывы и смещения отдельных частей тел и их локальное рассланцевание.

Многие тела гипербазитов со стороны висячего и реже лежачего боков сопровождаются маломощными пластовыми телами габбро-диабазов, рассматриваемых некоторыми исследователями в качестве дифференциатов.

Габбро-диабазы имеют резкие интрузивные контакты с эффузивными диабазами. В приконтактовой зоне с гипербазитами в них развита 2-5-метровая полоса вторичных цоизит-хлорит-актинолитовых пород. Эти изменения постепенно усиливаются в сторону контакта от частичной цоизитизации и актинолитизации до полного превращения в хлорит-актинолитовые породы. Важно отметить, что подобные преобразования габбро-диабазов наблюдаются и в контактах с карбонато-песчаниковой толщей. Со стороны гипербазитов аналогичным образом возрастает степень амфиболизации и хлоритизации до полного превращения апоперидотитовых серпентинитов в приконтактовой зоне в хлорит-актинолитовые сланцы. Граница между апогаббровыми и апоперидотитовыми породами, возникшими в результате метасоматического замещения контактовых зон, остается хорошо различимой, но первичные взаимоотношения практически не устанавливаются.

Отмеченный характер контактов, а именно отсутствие промежуточных по составу первичных пород (пироксенитов) и сохранение резкой границы между ними являются свидетельством того, что габброиды и гипербазиты не являются камерными дифференциатами. О малой вероятности проявления камерной дифференциации свидетельствует также присутствие несовмещенных тел гипербазитов и габброидов, наличие габброидов с подошвенной стороны гипербазитов, незначительная мощность тел и тектонически активные условия их внедрения и кристаллизации. Тем не менее тесная пространственная связь свидетельствует об общности происхождения в тектоническом, временном и генетическом плане, т.е. и гипербазиты и габброиды являются дифференциатами единого магматического очага и при поступлении в места залегания использовали одни и те же каналы. Учитывая закономерную ассоциацию гипербазитов и габбро-диабазов с вулканогенной толщей, можно предполагать, что они являются комагматами суйсарского оливин-толеитового вулканогенного комплекса. По мнению В.С. Куликова с соавторами (Куликов и др., 1974), наблюдавшими пересечения габбро-диабазов гипербазитами, последние завершают базит-ультрабазитовый магматизм суйсария Куолаярвинской зоны.

Состав и строение различных интрузий гипербазитов в целом однородное. Редкие из них характеризуются некоторой обогащенностью верхних частей пироксенами и плагиоклазом. Преобладающей петрографической разновидностью являются апоперидотитовые серпентиниты, в различной степени испытавшие хлоритизацию,

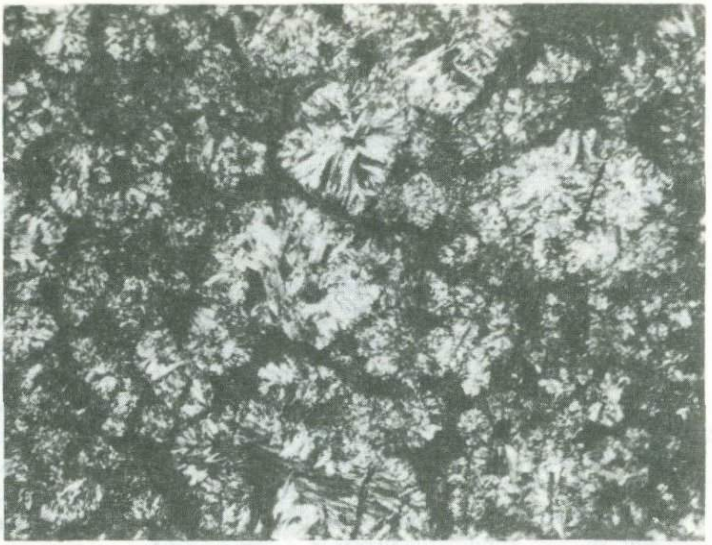


Рис.29. Сферолитоподобные псевдоморфозы антигорита по оливину. С анализатором, ув.24.

амфиболизацию, оталькование и карбонатизацию. Лишь в единичных массивах обнаруживаются незначительно серпентинизированные оливиниты и перидотиты.

Структура гипербазитов псевдоморфная, гипидиоморфнозернистая, панидиоморфнозернистая, пойкилитовая, порфировидная.

Преобладают зерна оливина, псевдоморфно замещенные антигоритом, менее тальком, карбонатом и тремолитом (рис.29). Межоливиновые интерстиции, имеющие облик мезостазиса порфировых пород, сложены изотропной микрозернистой, чешуйчато-волокнистой однородной хлоритовой (серпентин-хлоритовой) массой. Они присутствуют во всех массивах в количестве 10-30%, иногда менее. Реликтов первичных минералов среди хлоритовой массы не обнаружено. Восстановить первичный состав замещенного минерала практически невозможно. Однако, по аналогии с одним из наиболее крупных в Куолаярвинской зоне массивом Какойва, в плагиоперидотитах которого видны все стадии вторичного изменения, можно предполагать, что интерстиционные хлоритовые псевдоморфозы, по крайней мере часть их, развиты по плагиоклазу.

Пойкилитовые структуры характерны для всех массивов метаперидотитов. Они обусловлены наличием крупных вкрапленников пироксена, псевдоморфно замещенного тремолитом, с включениями оливиновых зерен, в свою очередь замещенных антигоритом или тремолитом. Последние в отличие от псевдоморфозы по пироксену не содержат пигментовидной сыпи магнетита.

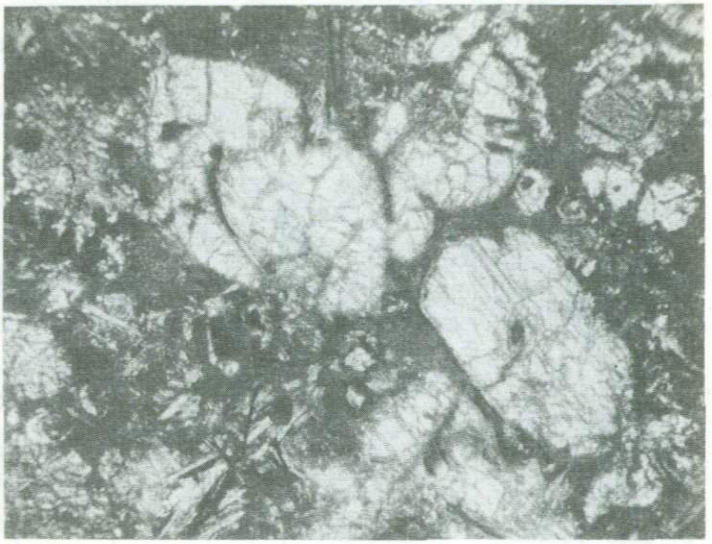


Рис.30. Идиоморфные кристаллы оливина в частично тремолитизированном и серпентинизированном оливините. С анализатором, ув.40.

Псевдоморфный характер структур позволяет восстанавливать особенности первичного состава пород. В большинстве массивов они относятся к верлитам, менее развиты лерцолиты и ограниченно – оливиниты. Как отмечалось выше, во многих из них, по-видимому, присутствовал плагиоклаз. Не противоречит этому предположению и химический состав пород, отличающийся повышенным для гипербазитов количеством глинозема и окиси кальция.

Частично серпентинизированные оливиниты, как указывалось, встречены в единичных массивах. Это мелкозернистые темно-серые, массивные породы, обладающие панидиоморфнозернистой и порфировидной структурой. Зерна оливина изометричные или удлиненные, обычно с хорошими кристаллографическими очертаниями (рис.30). Их размер колеблется от 0.1 до 1.5-2 мм, чаще равен 0.4-0.7 мм. Небольшие интерстиционные промежутки, в общем составляющие около 5-10%, представлены хлорит-серпентиновым минералом. По данным химического анализа (табл.22) железистость оливина составляет 15.6%. Близкие значения получены по показателям преломления Ng = 1.705-1.710, Np = 1.672-1.674. От оливинов гипербазитового комплекса они отличаются более высокой железистостью, более низким содержанием магния и значительно меньшим коэффициентом окисленности.

Неизмененные плагиоперидотиты присутствуют в центральной части массива Какойва. Макроскопически плагиоперидотиты представлены мелкозернистыми плотными темно-серыми породами.

Таблица 22

Химический состав оливинов и антигорита из гипербазитов габбро-перидотитового комплекса (в вес.%)

Окислы	1	2	3	4
SiO_2	39.10	40.76	39.60	41.01
TiO_2	Сл.	0.08	0.06	0.16
Al_2O_3	„	0.58	0.14	2.81
Fe_2O_3	0.71	0.51	0.91	0.70
FeO	18.26	14.32	14.50	3.10
MnO	0.30	0.25	0.28	0.11
MgO	40.41	43.42	43.96	39.71
CaO	0.36	0.17	Не обн.	Сл.
Na_2O	0.05	Не обн.	„	„
K_2O	0.06	„	„	„
H_2O^-	0.19	0.10	0.30	0.13
П.п.п.	0.52	Не обн.	Не обн.	12.24
NiO	0.17	0.16	0.15	0.13
CoO	0.03	0.017	0.025	0.01
CuO	0.002	Не обн.	Сл.	0.001
Cr_2O_3	0.19	0.06	0.06	0.10
V_2O_5	Не обн.	Сл.	Не обн.	0.08
P_2O_5	–	Не обн.	„	–
S	–	„	„	–
Сумма	100.35	100.42	99.98	100.29

Элементы	1	2	3
	Количество ионов в пересчете на 4(O)		
Si	1.007	1.016	1.000
Ti	–	0.002	–
Al	–	0.018	0.005
Fe^{+3}	0.012	0.009	0.018
Fe^{+2}	0.393	0.298	0.307
Mn	0.006	0.006	0.006
Mg	1.549	1.612	1.654
Ca	0.009	0.006	–
Na	0.003	–	–
K	0.002		
Ni	0.003	0.003	0.003
Cr	0.003	–	–
	Соотношения атомов, %		
Mg_{+2}	79.8	84.4	84.3
Fe	20.2	15.6	15.7

Кристаллохимическая формула антигорита:

$$(Mg_{5.53}Fe^{+2}_{0.24}Mn_{0.01}Ni_{0.01}Fe^{+3}_{0.05}Cr_{0.01}V_{0.01}Al_{0.14})_{6.0}(Si_{3.84}Al_{0.16})_{4.0}O_{10}(OH)_{7.64}.$$

Примечание. 1 – оливин из плагиоперидотита массива Какойва; 2,3 – оливин из серпентинизированных оливинитов; 4 – антигорит из апооливинитового серпентинита.

Структура их гипидиоморфнозернистая, порфировидная, пойкилитовая. В состав породы входят оливин (60%), ромбический и моноклинный пироксены (15-25%), плагиоклаз (10-20%) и магнетит (1-2%). Оливин (20.2% Fa, табл.22; Ng = 1.713, Np = 1.672) образует идиоморфные кристаллы размером от 0.1 до 1.2 мм. Более крупные зерна рассеяны в мелкой (0.1-0.3 мм) массе и определяют порфировидную структуру породы. Ромбический пироксен

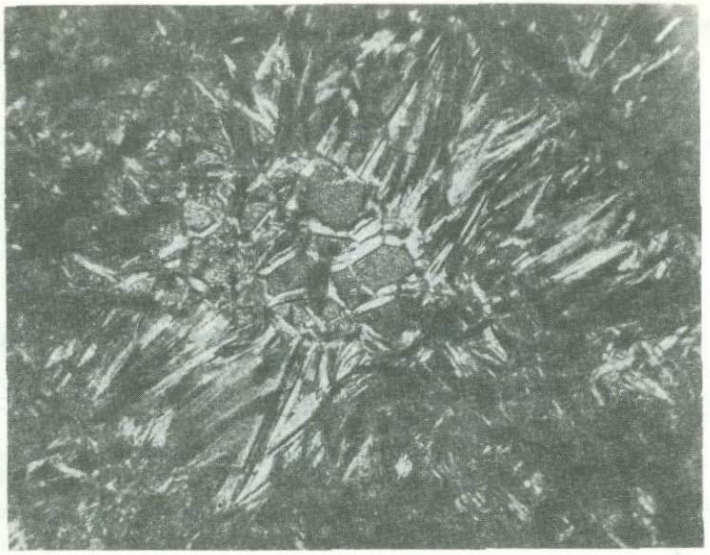


Рис.31. Реликтовые зерна оливина с петельчатым лизардитом в центре антигоритовой псевдоморфозы. С анализатором, ув.40.

(бронзит: $Ng = 1.684$; $Np = 1.673$) и моноклинный пироксен (магнезиально-кальциевый авгит) образуют крупные (до 2.5 мм), изометричные, неправильной формы пойкилитовые кристаллы с включением большого количества зерен оливина. Плагиоклаз (53% An) – ксеноморфный, выполняет интерстиционные промежутки между зернами оливина. Он кристаллизовался одновременно или несколько раньше пироксенов, так как в редких случаях отмечаются их включения в пироксенах. Магнетит образует тонкие, не превышающие 0.1 мм идиоморфные кристаллы, рассеянные между зернами силикатов и обильно включенные в оливине, пироксене и плагиоклазе. Кроме первичного магнетита присутствуют петельчатые жилки, цепочки и скопления тончайших зерен вторичного магнетита.

Метаморфические изменения гипербазитов проявлены интенсивно. Из более чем 100 тел только единичные сохранили первичный оливинитовый и плагиоперидотитовый состав. Различаются четыре основные стадии наложенного минералообразования: 1) лизардитизация, 2) антигоритизация и ранняя амфиболизация и хлоритизация, 3) массовая амфиболизация и хлоритизация, 4) оталькование и карбонатизация. Вторичные изменения носят зональный характер. Центральные зоны крупных тел представлены антигоритовыми серпентинитами, их краевые зоны, а маломощные тела нацело, сложены хлорит-амфиболовыми породами.

Ранняя серпентинизация (лизардитизация) проявлена ограниченно. Лизардит обнаруживается только там, где сохраняется оливин,

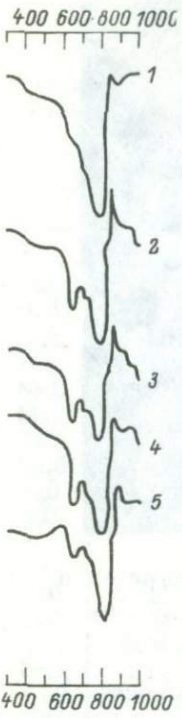


Рис.32. Дифференциальные кривые (1–5) нагревания антигоритовых серпентинитов (с примесью хлорита, талька, карбоната и тремолита).

по которому образует петельчатую сетку микрожилок (рис.31). Редко тонкие жилки лизардита сохраняются среди замещающей его антигоритовой массы. В шлифах лизардит бесцветный, имеет поперечноволокнистое строение, отрицательное удлинение.

С массовой серпентинизацией связано развитие антигоритовых серпентинитов. Антигорит образует широкие и узкие лейстовидные пластинки, листочки, розетковидные агрегаты. В отличие от антигоритизации в массивах гипербазитовой формации здесь лейстовидные и чешуйчатые пластинки антигорита образуют чаще сферолитоподобные образования по всему объему зерна оливина, обусловливая четкую псевдоморфную структуру замещения (рис.29). Структуры антигоритовых серпентинитов микрочешуйчатые, листоватые, псевдоморфно-сферолитовые. Антигорит в шлифе бесцветен или имеет бледную зеленоватую окраску. Дифференциальные кривые нагревания пяти проб серпентинитов из различных массивов Куолаярвинской структуры (рис.32) дают четкий эндотермический эффект дегидратации антигорита в температурном интервале 740–810°С. Кривые нагревания усложнены добавочным эндотермическим пиком в интервале 600–660°С, обусловленным дегидратацией магнезиального хлорита (Иванова, 1961).

К этой же стадии аллометаморфизма относятся хлоритизация минералов интерстиционных промежутков, замещение пойкилитовых пироксенов тремолит-актинолитовым амфиболом и развитие их в виде тонких каемок вокруг зерен оливина по границам с интерстиционным хлоритом, выделение вторичного магнетита за счет первичных силикатов в виде скопления мелких зерен, нитевидных жилок и линзочек, пылевидных сгущений. Структурная индивидуальность псевдоморфно развивающихся минералов этой стадии и структурная обособленность от поздних процессов массовой амфиболизации и хлоритизации позволяет относить их к близкой или одновременной стадии образования. При этом встречаемые пересечения амфиболов отдельными лейсточками антигорита, возможно, говорят о наиболее раннем из этой ассоциации образования актинолит-тремолитовых псевдоморфоз.

Хлорит и актинолит поздней стадии метаморфического изменения замещают антигорит, ранний амфибол и хлорит и составляют сплошные каймы вдоль контактовых зон массивов. В непосредственном контакте развита однородная, или линзовидно-полосчатая хлорит-

Таблица 23

Химический состав магнетитов гипербазитов Куолаярви (в вес.%)

Окислы	1	2	Окислы	1	2
SiO_2	0.67	0.12	K_2O	Сл.	0.06
TiO_2	0.93	0.37	H_2O^-	0.31	0.11
Al_2O_3	1.87	0.08	П.п.п.	0.92	Не обн.
Fe_2O_3	59.15	70.07	NiO	0.29	0.10
FeO	21.46	28.11	CoO	0.06	0.041
MnO	0.16	0.06	Cr_2O_3	8.11	0.24
MgO	5.41	0.32	V_2O_5	0.10	0.01
CaO	0.22	Не обн.	Сумма	99.81	99.76
Na_2O	0.15	0.07			

Примечание. 1 – магнетит из оливинита, 2 – жила магнетита в серпентините.

актинолитовая кайма с обособлением в последнем случае мономинеральных хлоритов и актинолититов. Далее к центру массива она сменяется хлорит-актинолитовой породой с постепенно возрастающим количеством реликтовых участков серпентинита, а затем и серпентинитами.

Тальк и карбонат в небольшом количестве присутствуют во всех массивах. Участками в отдельных телах их содержится до 20–30%. Часто тальк и карбонат находятся совместно, при этом тальк значительно преобладает Их чешуйки и неправильные зерна, замещая антигорит и ранний хлорит, образуют тальк-серпентиновые и карбонат-тальк-серпентиновые породы или слагают спорадические линзочки, гнезда, жилки. Изредка присутствуют жилы крупночешуйчатых талькитов мощностью от 2–5 до 30 см.

Рудные минералы гипербазитов представлены магнетитом и сульфидами. Кроме них в виде редких зерен, окруженных магнетитовой каймой, встречается хромит. Общее содержание рудных колеблется от 1 до 5%. Преобладающим является магнетит. Он образует первичномагматическую *рассеянную вкрапленность мелких округлых* и идиоморфных зерен в оливинитах и перидотитах, петельчатые жилки и тонкозернистые скопления в серпентинитах и маломощные (0.5–1.5 см) жилки в амфиболизированных и хлоритизированных серпентинитах. По данным химического анализа (табл.23) в первичном магнетите содержится 8.11% Cr_2O_3, что в 2 раза меньше по сравнению с количеством хрома в магнетите гипербазитового комплекса (табл.8). Магнетит поздней генерации (жильный) отличается от первичного более низким содержанием титана, хрома и никеля.

Медно-никелевые сульфиды в гипербазитах Куолаярви присутствуют в незначительном (менее 1%) количестве. Выделяются два типа минерализации: сингенетическая и эпигенетическая. Сингенетические сульфиды халькопирит-пирротин-пентландитовой ассоциации образуют мелкую рассеянную вкрапленность в серпентинитах. Эпигенетические сульфиды пирротин-пентландитовой ассоциации развиты в краевых карбонат-тальк-хлорит-актинолитовых сланцах. Они представлены неравномерно-рассеянной вкрапленностью, гнездовыми скоплениями и тонкими жилками.

Характерной чертой химического состава гипербазитов Куолаярвинской зоны (табл.24), отличающей их от ультраосновных пород собственно гипербазитовой формации, является более низкое содержание MgO и более высокое TiO_2, Al_2O_3, CaO, K_2O, Na_2O. Эти различия имеют принципиальное значение в установлении генетической природы гипербазитов и их формационной принадлежности. Многие исследователи придают большое петрогенетическое значение титану (Пинус и др., 1958; Штейнберг и др., 1969). Ультрабазитам, производным перидотитовых магм, свойственно крайне низкое содержание титана - обычно сотые доли процента. Гипербазиты Куолаярви содержат 0.12-0.52% TiO_2, и по этому признаку они могут рассматриваться как производные основной магмы. Не менее определяющим в этом аспекте является повышенное содержание калия, натрия, кальция, алюминия, а также низкая величина критерия Хесса (4.6). Совокупность этих признаков достаточно надежно (Пинус и др., 1958; Велинский и др., 1972) свидетельствует о базальтоидном происхождении гипербазитов Куолаярвинской зоны.

В отличие от лопийских гипербазитов кроме перечисленных признаков гипербазиты Куолаярвинской зоны имеют явный магматический малоглубинный характер. Для них свойственны мелкозернистые гипидиоморфнозернистые, порфировидные структуры и протяженные маломощные пластовые формы тел с преимущественным согласным залеганием. Они связаны с поздними фазами пикрит-базальтового магматизма Куолаярвинской структуры, развивающегося как и в других подобных нижнепротерозойских структурах Карело-Кольского региона (Ветреный Пояс, Онежская мульда, Печенгская структура) в антидромной направленности (Горбунов, 1969; Слюсарев, Куликов, 1973, и др.). В тесной генетической связи с вулканогенным магматизмом заключается специфичность формационного типа рассматриваемых гипербазитов.

В геохимическом отношении ультраосновные породы Куолаярвинской зоны обладают рядом близких черт с гипербазитами собственно гипербазитовой формации. Спектральным анализом выявляется для наименее измененных перидотитов тот же ограниченный набор элементов: Ni, Co, Cu, Cr, V, Ti. Аналогично в существенно амфиболизированных отальк ованных и карбонатизированных разновидностях появляются Zn, Sr, Zr, Sc, Ga, Ge, Ag. Ведущим рудным минералом является мелковкрапленный рассеянный магнетит с высоким содержанием хрома, обеспечивающий более половины общего количества хрома

Таблица 24

Химический состав гипербазитов Куолаярвинской зоны (в вес.%)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	39.37	39.86	37.72	37.62	38.70	41.68	40.10	40.21	40.62
TiO_2	0.31	0.28	0.12	0.36	0.19	0.35	0.13	0.35	0.36
Al_2O_3	3.27	3.54	3.06	3.50	4.32	4.40	4.13	4.89	4.94
Fe_2O_3	3.68	2.73	5.08	5.54	5.46	2.27	4.58	4.73	3.56
FeO	6.98	8.00	4.41	4.31	3.35	8.26	8.89	6.13	7.30
MnO	0.15	0.12	0.046	0.08	0.10	0.13	0.11	0.16	0.14
MgO	35.60	37.39	36.60	36.20	37.37	30.36	29.91	30.04	30.11
CaO	2.30	1.96	Не обн.	0.22	0.12	2.70	2.50	2.43	2.08
Na_2O	Не обн.	0.21	0.03	0.03	Сл.	0.05	0.05	0.09	0.09
K_2O	0.10	0.25	Сл.	Сл.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
H_2O^-	0.36	0.41	0.22	0.21	0.16	0.20	0.41	0.15	0.20
П.п.п.	6.77	4.87	11.79	11.27	9.88	8.86	8.53	9.47	9.72
NiO	0.20	0.09	0.14	0.175	0.08	0.152	0.16	0.17	0.14
CoO	0.014	0.01	0.006	0.011	0.02	0.016	0.018	Сл.	0.01
V_2O_5	0.03	0.008	0.04	0.01	0.01	0.07	0.076	Не обн.	Не обн.
P_2O_5	0.47	Сл.	0.007	0.02	0.01	0.01	0.013	0.09	0.18
Cr_2O_3	0.68	0.74	0.72	0.92	0.70	0.50	0.18	0.68	0.66
Сумма	100.28	100.47	99.99	100.48	100.47	100.01	99.79	99.59	100.11
$Ni_{сульф}$	–	0.005	0.009	0.017	–	0.018	0.009	–	–
CuO	Не обн.	0.001	Не обн.	0.004	Не обн.	Сл.	Не обн.	Сл.	Сл.
S	0.06	0.01	0.02	0.01	0.01	0.08	Сл.	"	0.01

Таблица 24(продолжение)

Окислы	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	40.80	40.20	41.05	40.33	42.00	41.16	41.96	42.61	41.63
TiO_2	0.39	0.52	0.38	0.36	0.39	0.40	0.43	0.42	0.30
Al_2O_3	2.82	5.01	4.75	5.65	5.25	4.84	5.76	5.22	5.30
Fe_2O_3	5.41	5.01	5.34	4.36	3.49	3.48	2.87	1.86	1.89
FeO	8.62	8.81	8.19	8.00	8.27	7.16	7.27	7.87	11.78
MnO	0.16	0.18	0.19	0.18	0.18	0.13	0.12	0.12	0.25
MgO	27.75	26.75	26.46	26.78	26.89	29.50	27.24	28.03	31.93
CaO	4.82	3.42	3.94	3.98	3.92	2.63	3.86	3.95	3.04
Na_2O	0.07	0.39	0.39	0.07	0.07	0.26	Не обн.	0.28	0.60
K_2O	0.07	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.35
H_2O^-	0.23	0.23	0.20	0.24	0.11	0.28	0.50	0.12	0.14
П.п.п.	8.42	9.05	8.78	8.98	8.35	9.28	8.76	8.71	2.64
NiO	0.136	0.06	0.06	0.10	0.11	0.12	0.16	0.13	0.13
CoO	0.019	Сл.	0.01	Сл.	0.01	0.01	Сл.	Сл.	0.018
V_2O_5	0.065	„	Сл.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	„	Не обн.	0.02
P_2O_5	0.02	0.14	0.13	0.09	0.07	0.10	0.12	0.11	0.10
Cr_2O_3	0.405	0.46	0.46	0.39	0.39	0.53	0.52	0.43	0.30
Сумма	100.20	100.23	100.33	99.51	99.50	99.88	99.57	99.86	100.42
$Ni_{сульф}$	0.007	–	–	–	–	–	–	–	0.003
CuO	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0.02	0.002
S	0.02	„	„	„	Не обн.	0.01	„	0.24	0.02

Таблица 24 (продолжение)

Окислы	19	20	21	22	23	24
SiO_2	42.57	40.45	40.21	38.45	40.33	39.81
TiO_2	0.31	0.32	0.29	0.25	0.32	0.45
Al_2O_3	4.34	4.93	5.81	4.75	5.46	4.97
Fe_2O_3	3.72	3.42	2.23	5.11	5.14	4.10
FeO	10.62	9.34	10.04	8.04	7.60	8.62
MnO	0.20	0.22	0.17	0.21	0.21	0.22
MgO	30.61	30.01	29.16	30.69	29.79	28.55
CaO	3.44	3.62	3.60	2.56	3.22	3.80
Na_2O	0.70	0.20	0.16	0.04	0.11	0.07
K_2O	0.48	0.48	0.63	0.10	0.45	0.10
H_2O^-	0.10	0.10	0.30	0.15	0.12	0.15
П.п.п.	1.88	6.58	7.23	9.34	7.20	8.85
NiO	0.14	0.04	0.13	0.13	0.02	0.13
CoO	0.01	0.02	0.02	0.017	0.02	0.017
V_2O_5	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03
P_2O_5	0.13	0.20	0.07	0.10	0.09	0.10
Cr_2O_3	0.48	0.36	0.42	0.36	0.36	0.40
Сумма	99.76	100.32	100.49	100.34	100.47	100.37
$Ni_{сульф}$	-	-	-	0.003	-	0.003
CuO	Не обн.	0.02	0.02	0.004	0.01	Сл.
S	0.02	0.01	0.006	0.02	Не обн.	0.01

Примечание. 1,2 - частично серпентинизированные оливиниты; 3-5 - серпентиниты; 6-17 - хлорит-амфибол-серпентиновые породы; 18-21 - плагиоперидотиты; 22-24 - серпентиниты по плагиоперидотитам.

Таблица 25

Средние химические составы гипербазитов габбро-перидотитового комплекса Карелии (в вес.%)

Окислы	1	2	3	Окислы	1	2	3
SiO_2	41.12	40.37	39.98	П.п.п.	7.96	8.36	8.46
TiO_2	0.36	0.33	0.70	NiO	0.13	0.13	-
Al_2O_3	4.68	4.51	4.75	CoO	0.01	0.016	-
Fe_2O_3	3.74	4.69	5.27	V_2O_5	0.02	0.02	-
FeO	8.21	7.41	7.24	P_2O_5	0.11	0.06	-
MnO	0.16	0.18	0.19	Cr_2O_3	0.49	0.53	0.30
MgO	29.50	30.08	27.72	Сумма	99.99	100.00	100.05
CaO	3.23	2.97	5.29	$Ni_{сульф}$	0.009	-	-
Na_2O	0.20	0.22	0.10	CuO	-	0.004	-
K_2O	0.07	0.12	0.05	S	0.03	0.03	-

Примечание. 1 - средний состав гипербазитов Куолаярви (21), 2 - перидотиты Ветреного Пояса (138), 3 - перидотиты Кончозера (16). В скобках - количество анализов.

в породе. Акцессорный хромит присутствует в незначительном количестве, так что остальная часть хрома распределяется между серпентином (0.1% Cr_2O_3, табл.22) и другими силикатами.

Общее количество NiO в гипербазитах в среднем составляет 0.13% при колебании 0.02-0.20%, что существенно ниже, чем в ультрабазитах гипербазитовой формации (0.23%, табл.7). Соответственно с более низкой магнезиальностью гипербазитов меньше никеля содержится и в минералах. По данным химических определений количество NiO в оливине составляет 0.16%, в магнетите - 0.29, в серпентине - 0.13%, т.е. при низком содержании сульфидного никеля в породе (0.02-0.03%) почти весь никель связан с силикатами и частью с магнетитом. Присутствующая в некоторых массивах бедная сульфидная вкрапленность не представляет практического интереса, но тем не менее является показателем металлогенической специализации гипербазитов в сравнении с альпинотипными гипербазитами лопия со специализацией на хром. Как известно, отделение сульфидов от силикатного расплава и их концентрации зависят от содержания в магме серы (Годлевский, 1968). Низкое содержание серы в перидотитах Куолаярви, составляющее в среднем 0.03%, и отсутствие ее в необходимом количестве в окружающих породах является прямым признаком малой перспективности массивов на присутствие в них заслуживающих внимания концентраций медно-

никелевых сульфидов. Показательны в этом отношении данные по содержанию серы в никеленосных ультрабазитах Печенги, в безрудных разновидностях которых количество серы составляет 0.14–1.65% (Горбунов, 1968, табл.15).

В табл.25 приведен средний химический состав гипербазитов Куолаярвинской структуры, рассчитанный исходя из предположения об ограниченном (не более 10%) присутствии массивов с существенно оливинитовым и существенно плагиоклазовым составом. Приведенные в этой же таблице средние составы гипербазитов габбро-перидотитовой формации Ветреного Пояса и Онежской мульды (по В.Д. Слюсареву, В.С. Куликову, 1973) показывают, что в главных чертах гипербазиты трех структурных зон являются подобными. Они обладают однотипными чертами петрологии и геохимии и образуются на заключительных этапах нижнепротерозойского магматизма в близких геолого-тектонических условиях. На Кольском полуострове им соответствуют гипербазиты Печенгского рудного района. Никеленосные гипербазиты Печенги (Горбунов, 1968, 1969) отличаются от гипербазитов Куолаярви более высоким содержанием железа, титана и серы. Несколько больше в них содержится калия и алюминия и меньше магния. Одним из существенных различий, касающихся условий формирования интрузий, является присутствие в Печенгском комплексе дифференцированных массивов, с которыми ассоциирует подавляющее количество рудных тел.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексы гипербазитов, расслоенных перидотит–габбро–норитовых интрузий и габбро–перидотитовый характеризуют типовые магматические формации восточной части Балтийского щита. Их появление связано с определенными этапами тектонического развития данного участка земной коры.

Ультрабазиты гипербазитового комплекса возникли на ранней стадии протогеосинклинального этапа. Их поясовое размещение, с одной стороны, подчеркивает структурный план геосинклинальных трогов, с другой – связь с глубинными разломами. По минералого-петрографическим и геохимическим особенностям они не имеют существенных различий с широко развитыми в подвижных зонах Земли альпинотипными гипербазитами. Только повышенная железистость придает им некоторую специфическую черту, свойственную, по-видимому, протогеосинклинальному периоду развития докембрия. Ведущая металлогеническая специализация гипербазитов окисно-хромовая и силикатно-никелевая.

Расслоенные перидотит–габбро–норитовые интрузии представляют собой качественно новый этап основного магматизма, связанный с активизацией консолидированных архейских образований, испытавших к этому периоду складчатость, метаморфизм и гранитообразование. Внедрение интрузий связано с разломами глубокого заложения. Характерной особенностью интрузий является дифференцированное макрослоистое и ритмичнослоистое строение. Ведущим механизмом дифференциации, приведшим к образованию широкой гаммы пород от оливинитов до плагиоклазитов и габбро–пегматитов, являются осуществлявшиеся в камерных условиях фракционная кристаллизация магматического расплава и гравитационная аккумуляция кристаллизующихся фаз. Этой особенностью Олангские массивы определяют свое место в широко известном формационном типе расслоенных перидотит–габбро–норитовых интрузий стабилизированных областей земной коры. По внутреннему строению, петрографическому составу, петрохимической и геохимической эволюции и другим признакам интрузии, в главных чертах определяющих данный формационный тип, подобны Скергаардской, Стиллуостерской, Буш–

вельдской, Мончегорской и другим стратифицированным интрузиям. Стабильные тектонические условия формирования интрузий впоследствии нарушались. Вмещающие породы и размещающиеся в них массивы вовлекались в деформации и испытывали воздействие синтектонических гранитов. Эти условия переменной тектонической активности свидетельствуют о становлении интрузий в ранние стадии нижнепротерозойской активизации консолидированной лопийской структуры. Ведущей металлогенической специализацией интрузий является сульфидная медно-никелевая.

Появлению гипербазитов габбро-перидотитового комплекса предшествовала еще бóльшая консолидация коры. Интрузии ассоциируют пространственно и генетически с поздним нижнепротерозойским вулканизмом, характеризующимся антидромной направленностью развития от толеитовых базальтов к пикритам. Характерными чертами комплекса являются четкая локализация интрузивов среди верхнеятулийских и суйсарских диабазов и осадков и малая глубинность становления. От альпинотипных гипербазитов они отличаются не только геологическим положением, но и петрографической и петрохимической особенностями. По всем геологическим, минералого-петрографическим и петрохимическим признакам они являются производными основной магмы. Металлогеническая специализация гипербазитов совмещает черты собственно гипербазитовых и базальтоидных комплексов. Помимо силикатно-никелевой, в них отчетливо выражены признаки сульфидной медно-никелевой специализации.

В целом габбро-перидотитовый комплекс является частью сложной вулкано-плутонической габбро-перидотит-пикрит-базальтовой формации (ассоциации) восточной части Балтийского щита (толеитовые базальты, оливиновые толеиты, пикриты, габбро-диабазы, перидотиты). Аналогами данного комплекса в Карело-Кольском регионе являются перидотиты Ветреного Пояса, Онежской мульды, Печенги.

Литература

Артемов В.Р., Ковалев Г.А., Кузнецова В.Н. Лизардит в перидотитах, дунитах и серпентинитах. – Зап.Всес.минер. о-ва, 1964, ч. 93, вып.3, с.339-342.

Артемов В.Р., Колбанцев Р.В., Кузнецова В.Н. Современное состояние проблемы серпентинизации. – В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973, с. 213-226. (Тр.I Всес.симп.).

Баташев Е.В., Бегизов В.Д., Заскинд Е.С., Касьянов А.В. Перидотит-габбро-норитовый массив Луккулайсваара. – В кн.: Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л., 1976, с. 41-48.

Бельков И.В., Загородный В.Г., Зак С.И., Предовский А.А., Богачев А.И., Лазарев Ю.И., Робонен В.И., Светов А.П., Свириденко Л.П., Слюсарев В.Д., Соколов В.А., Стенарь М.М. Главные черты геологического строения и формационный анализ метаморфических и магматических образований докембрия Балтийского щита (восточная часть). Воронеж, 1972, с. 4-6. (Тез.Второго петрограф.совещ.по европ.части СССР).

Богданов Ю.Б., Воинов А.С. Новые данные по геологии протерозоя Северной Карелии. – В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 148-155.

Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. М., 1964. 224 с.

Боуэн Н.Л., Таттл О.Ф. Система $MgO-SiO_2-H_2O$. – В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. Сб. статей. М., 1950, с. 23-48.

Велинский В.А., Пинус Г.В., Леснов Ф.П., Васильев Ю.Р. Особенности химизма гипербазитов различных магматических формаций и их петрогенетическое значение. – Докл.АН СССР, 1970, т.191, № 1, с. 203-206.

Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. – Геохимия, 1962, № 7, с. 555-571.

Виноградов Л.А. Формация альпинотипных гипербазитов юго-западной части Кольского полуострова (Нотозерский гипербазитовый пояс). – В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Матер.регион.петрограф. совещ. Л., 1971, с. 147-153.

Вяюрюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., 1959. 259 с.

Геология СССР. Т.37. Ч.I. Карельская АССР. Геологическое описание. М., 1960. 740 с.

Гиляров а М.А. Стратиграфия и структура района Куолаярви–Пана-ярви Северо-Западной Карелии. – В кн.: Вопросы региональной геологии. Л., 1968, с.3–31.

Годлевский М.Н. Проблемы формирования медно-никелевых месторождений. – В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М., 1968, с.7–14.

Годлевский М.Н. Проблемы базитов. – В кн.: Материалы IУ Всес.петрограф.совещ. Баку, 1969, с. 80–84.

Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., 1968. 352 с.

Горбунов Г.И. Петрохимические особенности ультраосновных и основных пород Печенги. – В кн.: Основной магматизм северо-восточной части Балтийского щита. Л., 1969, с.18–39.

Григорьева Л.В. Протерозойские геологические формации Северо-Карельской зоны карелид. – Сов.геология, 1967, № 8, с.78–88.

Демидов Н.Ф., Кратц К.О. Стратиграфия и тектоника Кукасозерско-Тикшозерской зоны карелид Северной Карелии. – В кн.: Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1974, с.95–116.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т.2. М., 1965. 406 с.

Елисеев Н.А. Структурная петрология. Л., 1953. 309 с.

Зак С.И., Кочнев-Первухов В.И., Проскуряков В.В. Ультраосновные породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение. Петрозаводск, 1972. 130 с.

Золотухин В.В., Васильев Ю.Р. Особенности формирования некоторых траповых интрузий северо-запада Сибирской платформы. М., 1967. 231 с.

Иванова В.П. Термограммы минералов. – Зап.Всес.минер.о-ва, 1961, ч. 90, № 1, с.50–90.

Иванова В.П. О современном состоянии термографии и применение ее при петрографических исследованиях. – В кн.: Минеральное сырье. Вып. 12. М., 1966, с. 53–84.

Иванова В.П., Касатов Б.К., Москалева В.Н. Термографическое исследование серпентинов при нагревании их до 1400°С. – Зап.Всес.минер. о-ва, 1973, ч. 102, вып. 1, с.3–16.

Каневский А.Я., Фомин А.Б. Хромитоносные гипербазиты Среднего Побужья. – Сов.геология, 1973, №12, с. 115–124.

Келлер Б.М., Кратц К.О., Митрофанов Ф.П., Семихатов М.А., Соколов Б.С., Соколов В.А., Шуркин К.А. Достижения в разработке общей стратиграфической шкалы докембрия СССР. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 11, с. 16–21.

Кеннеди Дж.К. Равновесие между летучими и окислами железа в изверженных породах. – В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. Сб.статей. М., 1950, с.113–133.

Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. На примере Кольского полуострова. Л., 1973. 288 с.

Коросов В.И., Елисеев М.А., Назарова Т.Н. Взаимоотношения габбро-норитов с вулканогенными образованиями нижнего протерозоя. – В кн.: Оперативно-информационные материалы за 1974 г. (Вопросы магматизма и вулканогенно-осадочного литогенеза). Петрозаводск, 1975, с.25–30.

Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.–Л., 1963. 210 с.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., 1964. 387 с.

Кузнецова В.Н., Артемов В.Р. О серпентинизации дунитов платиноносной дунит-пироксенит-габбровой формации Урала. – В кн.: Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Сб.науч. трудов, Л., 1971, с.129-136.

Куликов В.С., Голубев А.И. Новые данные по геологии среднего протерозоя Пана-Куолаярвинского синклинория. – В кн.: Природные ресурсы Карелии и пути их рационального использования. Петрозаводск, 1973, с.34-35.

Куликов В.С., Слюсарев В.Д., Кочнев-Первухов В.И. Специфика базит-ультрабазитового магмопроявления в Северной Карелии. – Изв. АН СССР. Сер.геол., 1974, № 12, с.160-165.

Лавров М.М. Нижнепротерозойская долерит-габбро-диабазовая формация Карелии. – В кн.: Оперативно-информационные материалы за 1974 г. (Вопросы магматизма и вулканогенно-осадочного литогенеза). Петрозаводск, 1975, с.47-55.

Лавров М.М., Свириденко Л.П. О сочленении карелид и беломорид в Северной Карелии. – В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973, с.103-108.

Лавров М.М., Свириденко Л.П. О стратиграфии и магматизме Северо-Карельской зоны карелид. – В кн.: Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1974, с.117-128.

Леснов Ф.П. К петрографии и минералогии регенерированных оливиновых пород. – В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., 1972, с. 173-188.

Малахов И.А. Петрохимия ультрабазитов Урала. Свердловск, 1966, 234 с.

Малахов И.А. Средний состав ультраосновных пород Урала. – В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Свердловск, 1969, с.30-34.

Маракушев А.А. Влияние температуры на равновесие ортопироксен-клинопироксен и ортопироксен-оливин. – В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., 1968, с.31-52.

Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., 1967. 279 с.

Московченко Н.И., Турченко С.И. Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение (Сезерная Карелия). Л., 1975. 139 с.

Негруца Т.Ф., Негруца В.З. Генезис сариолийских конгломератов и вмещающих толщ в связи с проблемой тиллитов раннего докембрия. – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., 1975, с.152-157.

Неустроев Ю.С. Карелиды Северной Карелии. – В кн.: Труды международного геологического конгресса. XVII сессия. СССР, 1937, т.2. М., 1939, с.79-85.

Нумерова В.Н. Основные и подчиненные ультраосновные породы Олангского типа. – В кн.: Геология СССР. Т.37, ч.I. Карельская АССР. Геологическое описание. М., 1960, с.384-393.

Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М., Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., 1958, 295 с.

Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П., Банников О.Л., Агафонов Л.В. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, „Наука", 1973. 320 с.

Полдерваарт А., Таубенек В. Расслоенные интрузии. – Тр. XXI Междунар.геол.конгресса, вып. 2. Тектоника и петрография. М., 1963, с. 97–109.

Полканов А.А. Гравитационное фракционирование твердой фазы и кристаллизационная дифференциация. – В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. Т.I. М., 1953, с. 27–39.

Половинкина Ю.Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. М., 1966, 424 с.

Робонен В.И., Коросов В.И., Елисеев М.А. К вопросу о сумийско–сариолийских образованиях северного побережья оз.Панаярви. – В кн.: Оперативно–информационные материалы за 1974 г. (Вопросы магматизма и вулканогенно–осадочного литогенеза). Петрозаводск, 1975, с.40–44.

Свириденко Л.П., Хейсканен К.И. Тренды гранитоидов Карелии. Л., 1976. 138 с.

Слюсарев В.Д., Куликов В.С. Геохимическая эволюция базит–ультрабазитового магматизма протерозоя. (Юго–восток Балтийского щита). Л., 1973. 105 с.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., 1961. 592 с.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., 1970. 522 с.

Фиженко В.В., Шуркин К.А., Сидоренко В.В., Пушкарев Ю.Д., Шемякин В.М. Основные черты развития интрузивного магматизма зоны сочленения беломорид и карелид (Северная Карелия). – В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971, с.64–69.(Матер. регион.петрограф.совещ.).

Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., 1966. 360 с.

Хейсканен К.И. Фациально–тектоническая реконструкция периода формирования сумийско–сариолийского вулканогенно–осадочного комплекса. – В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973, с. 85–91.

Чернышев Н.М., Бочаров В.Л., Фролов С.М., Фомин А.Б., Каневский А.Я., Стульчиков В.А., Струева О.М., Иловайская С.В. Гипербазитовая формация Украинского щита и Воронежского массива. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 10, с.36–48.

Штейнберг Д.С., Малахов И.А., Фоминых В.Г. Генетическое значение закономерностей распределения элементов семейства железа в магматических горных породах Урала. – Зап.Всес.минер.о–ва, 1964, ч.93, вып.5, с. 591–605.

Штейнберг Д.С., Булыкин Л.Д., Ефимов А.А., Малахов И.А., Фоминых В.Г. Проблемы петрологии ультрабазитов Урала. – В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, с. 5–17.

Штейнберг Д.С., Чащухин И.С. О поведении трехвалентного железа при серпентинизации. – Зап.Всес.минер.о–ва. 1970, ч.99, вып.5, с. 553–563.

Шуркин К.А., Шемякин В.М., Пушкарев Ю.Д., Сидоренко В.В., Фиженко В.В., Берковский А.А., Шустова Л.Е. Геология и магматизм области сочленения беломорид и карелид. (Беломорско–Карельский глубинный разлом). Л., 1974. 182 с.

Ю д и н М.И. Дуниты хребта Борус и их происхождение. - Изв. АН СССР. Сер.геол., 1959, № 2, с. 59-77.

Я р о ш е в с к и й А.А. О происхождении ритмических структур изверженных горных пород. - Геохимия, 1970, № 5, с. 562-574.

A t k i n s F.B. Pyroxenes of the Bushveld intrusion, South Africa. - J. Petrology, 1969, v.10, N 2, p.222-249.

A t l a s L. The polymorphism of $MgSiO_3$ and solid-state equilibria in the system $MgSiO_3$-$CaMgSi_2O_6$. - J. Geol., 1952, v.60, N 2, p.125-147.

B r i n d l e y G.W., Z u s s m a n J. Astructural study of the thermal transformation of serpentine minerals of forsterite. - Amer. Mineralogist, 1957, v. 42, N 7-8, p.461-474.

B r o w n G.M. Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. - Miner. Magaz., 1957, v.31, N 238, p. 511-543.

B r o w n G.M. Co-existing pyroxenes in igneous assembleages: reevolution of the existing data on tie-line orientations. - Geol. Mag., 1961, v.98, N 4, p. 333-343.

G r e e n D.H., R i n g w o o d A.E. Fractionation of basalt magmas at high pressures. - Nature, 1964, v. 201, N 4926, p. 1276-1279.

H a c k m a n V., W i l k m a n W.W. Suomen Geologinen Yleiskartta, Lehti D6, Kuolajärvi, kivilajikartan selitys, Geol. Toimik., 1929, p. 1-142.

H a m i l t o n D.L., B u r n h a m C.W., O s b o r n E.F. The Solubility of water and effect of oxygen fogacity and water content on cristallization in mafic magmas. - J. Petrology., 1964, v.5, N 1, p.21-39.

H e s s H.H. Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. Part I. - Amer. Miner., 1949, v.34, N 9-10, p. 621-666.

H e s s H.H. Stillwater igneous complex Montana. A quantitative mineralogical study. - Geol. Soc. Amer. Mem., 1960, v.80, p. 230.

H o s t e t l e r P.B., C o l e m a n R. G., M u m p t o n F.A., E v a n s B.W. Brucite in Alpine serpentinites. - Amer. Miner., 1966, vol. 51, N 1-2, p. 75-98.

J a c k s o n D.E. Primary Textures and Mineral Associations in the Ultramafic Zone of the stillwater Complex Montana. - Geol. Surv., Prof. Paper 358, Washington, 1961. 106 p.

K r e t z R. Some applications of thermodynamics to coexisting Minerals of variabble compositions examples; orthopyroxene-clinopyroxene and orthopyroxene-garnet.-J. Geol. 1961, v.69, N 4, p.361-387.

M o n t o y a J.W., B a u r G.S., Nickeliferous serpentines, chlorites and related minerals found in two lateritic ores. - Amer. Miner., 1963, v.48, N 11-12, p. 1132-1146.

N a g y B., F a u s t G.T. Serpentines; a natural mixtures of chrysotile and antigorite. - Amer,Miner., 1956, v. 41, N 11-12, p.817-829.

N o c k o l d s S.R. Average chemical composition of some igneous rocks.-Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, v.65, N 10, p. 1007-1010.

N o r t o n D.A., C l a v a n W.S. Optical mineralogy, chemistry and X-ray cristallography of ten clinopyroxenes bromthe Pennsylvania and Delaware Piedmont Pravince. - Amer. Miner., 1959, v.44, N 7-8, p. 844-874.

O l i v e r R o b i n L., N e s b i t t R o b e r t W., H a u s e n D o n M., F r a n z e n Nick. Metamorphic olivine in ultramafic rocks from Western Australia. - Contrib. Miner. and Petrol., 1972, v.36, N 4, p.335-342.

O s b o r n E.R. Role of oxigen pressure in the crystallisation and differentiation of basaltic magma. - Amer. J. Sci., 1959, v. 257, p. 609-647.

P i i r a i n e n T., H u g y R., N o s c h a n n i M., J o u p p e r i A. On the geotectonics and ore forming processen in the basic intrusive belts of Kemi-Suhalko and Syöte-Näränkävaara, northen Finland. - Bull. Geol. Soc. Finland, 1974, N 46, pt.2, p. 93-104.

P o l d e r v a a r t A., H e s s H.H. Pyroxenes in the crystallisation of basaltic magma. - J.Geol., 1951, v. 59, N 5, p. 472-487.

R a m b e r g H., D e v o r e G. The distribution of Fe^{++} and Mg^{++} in coexisting olivines and pyroxenes.- J. Geol., 1951, v. 59. N 3, p. 193-210.

S i l v e n o i n e n A. On the stratigraphic and structural geology of the Rukatunturi area, Northeastern Finland. - Bull.Geol.Surv. of Finland, 1972, v.257, 48 p.

S p e i d e l D.H., O s b o r n E.F. Element distribution among coexisting phases in the system $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$ as a function of temperature and oxygen fugacity. - Amer. Miner., 1967, v.52, N. 7-8, p. 1139-1152.

W a g e r L.R., D e e r W.A. The petrology of the Skaergaard intrusion. Kangerdlugssuaq, East Greenland. - Medd. om Gronland, 1939, v. 105, N. 4, 335 p.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
I. Геологическое строение и общие закономерности магматизма Северной Карелии	5
II. Гипербазитовый комплекс	13
Геологическое строение гипербазитовых массивов	13
Петрографическая характеристика гипербазитов и апогипербазитовых метаморфических пород	20
Петрохимическая и геохимическая характеристика гипербазитов	43
III. Комплекс расслоенных перидотит–габбро–норитовых интрузий	49
Интрузия Кивакка	51
Состав и строение интрузии	51
Структура и форма интрузии	52
Состав и строение зон	53
Петрография	59
Минералогия	67
Слоистость и последовательность кристаллизации	79
Особенности химизма и дифференциации магмы	85
Геохимия и вопросы никеленосности	101
Интрузия Ципринга	106
Интрузия Луккулайсвара	107
Петрохимические особенности комплекса	108
IV. Габбро–перидотитовый комплекс	113
Заключение	128
Литература	130

1 р. 40 к.

3119



«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ