

Министерство высшего и среднего специального
образования Р С Ф С Р

Воронежский государственный университет
имени Ленинского комсомола

На правах рукописи

Л. А. ВИНОГРАДОВ

ГИПЕРБАЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ЮГО-ЗАПАДА
КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Воронеж
1970

Министерство высшего и среднего специального
образования Р С Ф С Р

Воронежский государственный университет
имени Ленинского комсомола

На правах рукописи

Л. А. В И Н О Г Р А Д О В

ГИПЕРБАЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ЮГО-ЗАПАДА
КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Специальность 04.127
Петрография, литология и минералогия

А в т о р е ф е р а т
диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Воронеж
1970

Работа выполнена в Геологическом институте ордена Ленина
Кольского филиала АН СССР им. С.М.Кирова.

Научный руководитель – кандидат геолого-минералогических
наук Б.К.Козлов.

Официальные оппоненты:

доктор геолого-минералогических наук К.А.Шуркин

(Ленинград, И Г Г Д);

кандидат геолого-минералогических наук, доцент Н.М.Чернышов

(Воронеж, В Г У).

Ведущее предприятие – Кольское Районное геологическое
управление.

Автореферат разослан 1970 года.

Защита диссертации состоится 1970 года
на заседании совета геологического факультета Воронежского
государственного университета имени Ленинского комсомола,
г.Воронеж, Университетская площадь, 1.

С диссертацией можно ознакомиться в фундаментальной
библиотеке Воронежского университета.

Ученый секретарь совета
кандидат геолого-минералогических
наук

А.Я.Смирнова

ВВЕДЕНИЕ

До настоящего времени на юго-западе Кольского полуострова были известны несколько разрозненных групп гипербазитов магнезиального ряда, которые разными исследователями рассматривались в качестве генетически различных и разновозрастных образований. Часть из них, носящая название "серпентинитовый пояс" (Геология СССР, т. XXУП, 1958), расположена в бассейне верхнего течения р. Ноты, вторая группа находится в районе гор Карека и Терма и третья - в зоне южного сочленения гранулитов с беломорскими гнейсами. "Серпентинитовый пояс" изучался Б.А. Поповым, А.М. Шукевичем (первооткрыватели), Н.А. Курылевой, А.В. Галкиным, Л.А. Кириченко, А.А. Миндиной (съемка), Н.И. Климовым и В.С. Анастасьевым (бурение) с целью выявления его перспектив на сульфидные медно-никелевые руды, хромит, огнеупоры и т.д. Другие группы гипербазитов только отмечались при различных съемках.

Автор изучал весь комплекс ультраосновных пород с 1962 по 1968 год. Исследования проводились с позиций формационного анализа и включали в себя характеристику геологического положения гипербазитовой интрузии, определение времени ее внедрения по отношению к двум этапам складчатости, структурно-петрографическое изучение пород, исследование некоторых вопросов петрохимии и метаморфизма, а также сульфидной никеленосности ультрабазитов. Основное внимание уделено петрохимии и метаморфизму пород этого комплекса. Результаты работы позволили автору объединить указанные выше группы в один пояс и отнести всю интрузию к гипербазитовой формации.

Диссертация состоит из введения, шести глав и заключения. Общий объем - 237 стр. машинописного текста, включая 28 таблиц и 70 фотографий, карт, разрезов и пр. В ней приведены 45 химических анализов пород и минералов, 120 полярографических анализов на никель, медь и кобальт, 86 химанализов на глинозем и воду, связанную в минералах, 49 анализов гидрохимических проб на растворенный глинозем, а также помещены результаты рентгено- и термографии пород и минералов.

Исследования производились под руководством кандидата геолого-минералогических наук Е.К.Козлова. Существенную помощь в работе автору оказали В.В.Быков и П.А.Ивашенко. Автор благодарен Н.Д.Соболеву за внимательный просмотр рукописи и ценные замечания.

Общая характеристика и структурное положение интрузии ультрабазитов

Согласно нашим данным гипербазитовый пояс протягивается от гор Карека и Тепси на юго-западе до Сальных тундр на северо-востоке, проходя через район верхнего течения р.Ноты и Кацким-озера. В плане он по форме напоминает подкову, длина которой около 200 км (рис.1). Гипербазитовые тела залегают в верхней части разреза беломорской серии гнейсов, причем на юге района они расположены в толще сланцеватых амфиболитов, на севере - вблизи контакта гнейсов с нижнепротерозойскими сланцами свиты корва, а на северо-востоке и востоке - в полосе сочленения гнейсов с породами гранулитового комплекса.

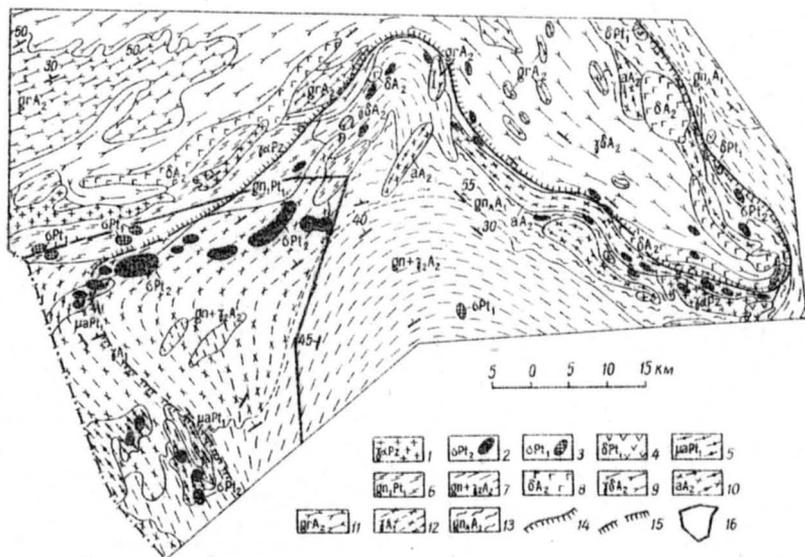


Рис. 1. Геологическая карта района Нотозёрского гипербазитового пояса. /По Л.Я.Харитонову и Л.Н.Потрубнович с добавлениями, внесенными автором/.

1 - щелочные граниты и сиениты; 2 - ультраосновные породы гипербазитового пояса; 3 - существенно микроклиновые граниты; 4 - перидотиты, пироксениты, габбро; 5 - сланцеватые амфиболиты с подчиненными им биотитовыми гнейсами и сланцами Толпь-Выд-Кеулик, Терма, Карека и др; 6 - биотитовые, гранатовые, кианитовые, ставролитовые и др. гнейсы и сланцы тундр Корва; 7 - мигматиты микроклиновых и частью плагиигранитов по нерасчлененным гнейсам беломорского района; 8 - основные породы: габбро-анортозиты, габбро-нориты и лабрадориты Сальных тундр; 9 - основные гранулиты: гнейсо-нориты и гиперстеновые гнейсодиориты; 10 - гранато-полевшнатовые амфиболиты; 11 - кислые гранулиты; 12 - амфиболовые, гранат-амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы; 13 - существенно олигоклазовые гнейсо-граниты с подчиненными гранодиоритами и мигматиты по древним гнейсам; 14 - границы Сальнотундровского синклиория; 15 - участок Кандалахского антиклинория; 16 - границы района, детально обследованного автором.

Структурно интрузия приурочена к крыльям и замковой части кандалакшского антиклинория, при этом на северо-восточном крыле этой структуры она маркирует границу Беломорид с сальютундровским гранулитовым комплексом, где геофизическими методами фиксируется глубинный разлом. Южное крыло пояса, расположенное между горами Падос-тундра и Карека-тундра, пока не может быть связано с какой-либо известной тектонической зоной. Наиболее крупные массивы размещены в призамковой части кандалакшского антиклинория и составляют упомянутую группу "серпентинитового пояса", а на крыльях его развиты многочисленные мелкие линзы и силлиподобные тела. В этом районе нами выделяются две ветви пояса: северо-восточная, образованная массивами Лоты, Ягельная, Чапес и Падос-Ханлаут, и южная, включающая в себя интрузивы гор Терма-тундра, Карека-тундра, Терма-варака и многочисленные сопутствующие им мелкие линзы и пластовые образования (рис.2). Обе ветви представляет генетически единую группу массивов, но в то же время они резко различаются между собой степенью метаморфизма слагающих их пород. Если на северо-востоке большинство интрузивных тел сохранили первичную расслоенность и "ядра" неизмененных ультрабазитов, то на юго-западе почти все они превращены в различные магнезиальные сланцы. Это обстоятельство служит главной причиной, по которой предыдущие авторы относили их к разным возрастным группам. Наши исследования позволяют считать, что указанные различия обусловлены неодинаковой интенсивностью складчатости в пределах северного и южного крыльев пояса. Взаимоотношения интрузивных тел со складчатыми структурами позволяют считать, что архейский цикл складкообразования,

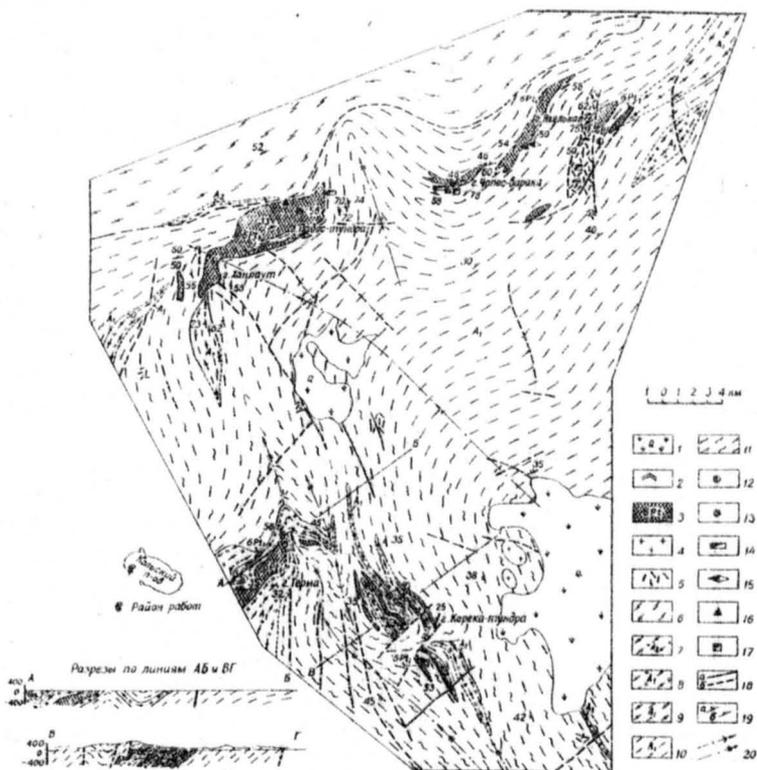


Рис. 2. Схематическая геологическая карта западной части гипербазитового пояса. Составил Л.А.Виноградов с учетом материалов А.М.Шукевича, С.В.Дюкова, Л.А.Кириченко, А.А. Миндиной, К.Д.Беляева и Н.А.Куршлевой.

I - четвертичные отложения; 2 - дайки диабазов /ортоамфиболиты/; 3 - тела гипербазитового пояса; 4 - граниты; 5 - пегматитовые жилы; 6 - гиперглиноземистые сланцы свиты корва; 7 - сланцеватые амфиболиты свиты корва; 8 - сланцеватые амфиболиты тундры Карека; 9 - биотит-амфиболовые гнейсы; 10 - биотитовые гнейсы; II - мигматизация; 12 - проявления сульфидов в дельвии; 13 - то же в коренных обнажениях; 14 - проявления асбеста; 15 - проявления магнетита в дельвии; 16 - то же в коренных обнажениях; 17 - слюда в пегматитах; 18 - геологические границы: а - прослеженные, б - предполагаемые; 19 - элементы залегания: а - интрузивных пород, б - вмещающих пород; 20 - оси складок: крупных структур и мелких складок.

который сопровождался массовым проявлением гранитного магматизма, был догипербазитовым, тогда как карельский (протерозойский) диастрофизм, с которым в исследованном районе связана очень слабая гранитизация пород, является постгипербазитовым. Таким образом, время внедрения ультрабазитов, по-видимому, следует относить к нижнему протерозою.

Характеристика интрузивных тел

В этом разделе описывается внутреннее строение пяти наиболее крупных интрузивов гипербазитового пояса: Падос-Ханлаут, Чапес, Ягельный, Лотм и Терма-тундра, а также дан один из разрезов северного склона горы Карека-тундра, охватывающий группу мелких sillоподобных образований ультрабазитов. Основными результатами этой части работы являются следующие: 1. В пределах северо-восточной (приамковской) части пояса интрузивные тела в срезе имеют линзовидную форму и размеры от 1,5 до 12 км в длину при мощности от 200 до 700 м. Они залегают согласно с вмещающими породами, вытянуты в северо-восточном направлении и погружаются к северо-западу под углами 55-65°. 2. Интрузив горы Падос-тундра представляет собой согласно линзоподобное тело длиной около 6 км и мощностью 650-700 м, деформированное в процессе складчатости, а не воронкообразный массив, как это считалось до сих пор (Геология СССР, т. XXVII, 1958). 3. Массив горы Ханлаут, который ранее считался самостоятельным телом, является апофизоподобным продолжением к западу интрузива Падос-тундра. Соответственно все тело, по-видимому, может быть названо Падос-Ханлаут. 4. Крупные интрузивы четко расслоены на дуниты, гарц-

бургиты и пироксениты и обладают в общем симметричным строением в поперечном разрезе, при этом слои лежат обычно на $10-15^{\circ}$ положе интрузивных контактов, что создает впечатление полого-секущего залегания самих интрузивных тел. Иногда в разрезах массивов наблюдается дальнейшее постепенное выполаживание в залегании слоев по направлению от почвы к кровле (от $45-50^{\circ}$ до $25-20^{\circ}$). Слои, как правило, имеют резкие, выдержанные по простиранию границы, мощность от единиц сантиметров до 30-40 м (а в единичных случаях - до 100 м) и длину от первых метров до 1,5 км. Периферические участки интрузивов превращены в метаксенозиты, а ядра нередко представлены слабо измененными породами. В отдельных телах мощность слоев и линз увеличивается в направлении от краев к центру массива.

5. В пироксенитах и гарцбургитах нередко проявлена линейность в расположении удлиненных зерен пироксена. Направление и наклон линейности близки к направлению и углу погружения интрузивных слоев. Оба эти структурные элемента в ксенозитах имеют относительно постоянное залегание во всем районе, за исключением деформированных интрузивных тел. В последнем случае залегание линейности и слоистости определяется направлением и формой складок, что указывает на доскладчатый, первичный характер этих элементов.

7. В юго-западной части пояса интрузивные тела имеют небольшие размеры, залегают, как правило, на контактах различных по составу гнейсов, имеют силлоподобные и реже линзовидные формы. Изредка в них (г. Терма-тундра) имеются реликты первичной расслоенности пород.

Петрография гипербазитов и их метаморфизо-
ванных разновидностей

Петрографический состав неизменных ультраосновных пород практически ограничен двумя минералами: оливином и бронзитом, при этом между дунитами и пироксенитами существует непрерывный ряд промежуточных по составу горных пород, однако в пределах определенного слоя в массиве обычно локализуется и определенная петрографическая разновидность^х).

Дуниты и гарцбургиты имеют обычно аллотриоморфнозернистую и гипидиоморфную структуры. Пироксениты чаще всего идиоморфнозернистые. Железистость оливина равна 12% фаялитовой молекулы. Пироксен содержит 11,6% ферросилита.

Близкий к этому состав минералов выдерживается во всех породах изученных массивов. Лишь в двух случаях отмечен оливин, содержащий 7-8% Fe_2SiO_4 . В дунитах и гарцбургитах присутствует хромит в количестве 2-5%. В бронзититах он составляет доли процента. Минерал обычно идиоморфен, имеет размеры до 0,5 мм, кристаллы его расположены между зёрнами основной массы, а также включены в оливин. Состав хромита по основным компонентам следующий: Cr_2O_3 - 28,92%, MgO - 15,01%, Al_2O_3 - 8,59%, Fe_2O_3 - 37,41%.

Метагипербазиты по условиям формирования разделены на две группы: I. Возникшие в процессе аллометаморфизма - главной стадии изменения пород, протекавшей во время остывания интрузивного тела в интервале температур примерно от 800 до 300°C.

2. Образованные в результате более позднего динамометаморфизма,

^х) Классификация пород дается применительно к подразделениям Б.М.Куплетского (1936) и И.А.Малахова (1966).

который в одних случаях носит регрессивный, а в других — прогрессивный характер.

Главными отличительными особенностями ранней стадии являются: А. Полная сохранность первичного внутреннего строения интрузивных тел (расслоенности, залегания слоев, их объема и т.д.). Б. Образование в крупных массивах периферической оторочки, сложенной метагипербазитами, тогда как в "ядрах" у них породы остаются свежими или слабо измененными. В. Сохранение во вторичных породах некоторых структурных особенностей первичных гипербазитов за счет развития обычных или гомоосевых псевдоморфов по первичным минералам. Г. Хорошо выраженная избирательность замещения первичных минералов вторичными (оливин → серпентин, пироксен → амфибол).

Поздняя стадия (динамометаморфизм) накладывается на предыдущую, обычно уничтожает перечисленные выше особенности строения гипербазитных тел и преобразует породы в высокомагнезиальные сланцы. Каждой стадии метаморфизма в измененных породах соответствует своя генерация породообразующих минералов. Относительно подробно автором изучена ранняя стадия изменения гипербазитов, которая характеризуется ниже.

Горные породы представлены здесь тремя разновидностями: серпентинитами, метаперидотитами^{х)} и ортоамфиболитами. Согласно оптическим, рентгенометрическим и термическим исследованиям, серпентиниты сложены преимущественно α -хризотилом с небольшой примесью антигорита, клинохлора, пеннина, кальцита, магнетита и изредка куммингтонита и антофиллита. Обычно в них при-

^{х)} Метаперидотиты во всех случаях являются метагарцбургитами.

существует пылевидный магнетит. Структуры серпентинитов микроигольчатые, тонкопластинчатые, метельчатые, сетчатые. Иногда проявлена структура замещения, где сохраняется идиоморфная форма оливковых зерен, заполненная серпентином. В этом случае хорошо видно отсутствие объемных изменений при переходе оливины в серпентин. Вторая генерация серпентина проявлена в форме субпараллельных, шнуровидных агрегатов, пересекающих остальные минералы породы.

Метаперидотиты имеют аналогичный минеральный состав, но куммингтонит и антофиллит по объему занимают здесь в среднем одинаковое место с серпентином.

Ортоамфиболиты являются производными бронзититов. Они нередко состоят из гомоосевых псевдоморфоз куммингтонита и антофиллита по бронзиту. Зерна оливина в породе замещены серпентином. В ортоамфиболитах наиболее часто проявляются унаследованные структуры и текстуры пироксенитов, включая линейность. Очень редко в составе этих разновидностей присутствуют актинолит и тремолит, которые тяготеют к различного рода тектоническим зонам.

Вторая стадия изменения гипербазитов наиболее отчетливо проявляется в виде крупных новообразований куммингтонита и антофиллита, замещающих тальк, хлорит и серпентин в магнезиальных сланцах.

Некоторые вопросы петрохимии и метаморфизма гипербазитов

Анализ диаграммы Заварицкого-Соболева показывает, что все гипербазиты представляют собой единый генетический ряд, который вместе с другими данными о внутреннем

12

строении интрузивных тел свидетельствует об однофазном становлении массивов. Кроме обычной петрохимической характеристики пород, на диаграмме, устанавливается также обеднение серпентинитов и метаперидотитов железом и магнием по сравнению с дунитами и гарцбургитами, обогащение их глиноземом и зависимость характеристики "h" не только от степени метаморфизма, но и от минерального состава первичной породы. Отношение M/F в процессе метаморфизма не изменяется, что говорит о пропорциональном уменьшении числителя и знаменателя. Критерий Хесса для неизмененных гипербазитов равен в среднем 6,2. Отношение $M/F = 7,5$. Сравнение по этим показателям описываемых пород с гипербазитами Кавказа, Урала и юга Сибири показывает, что первые являются несколько более железистыми (на 3-4%). В остальном химизм пород изученного комплекса типичен для большинства представителей гипербазитовой формации. Геохимическая спецификация пород выражается в значительном преобладании хрома над никелем (в 3-4 раза), в исключительной бедности их медью, кобальтом и серой (сотые и тысячные доли процента) и весьма неустойчивым отношением никеля к кобальту (от 1:10 до 1:50). Никель входит обычно в решетку силикатных минералов, проявляя сродство с магнием. В оливине он содержится в количестве от 0,28 до 0,45%, а в бронзите - 0,09-0,10%. Все это, по мнению автора, указывает на бесперспективность гипербазитов в отношении сингенетичных сульфидных медно-никелевых руд.

Далее значительная часть раздела, основанная на 108 химических анализах, посвящена геохимии глинозема и воды, кото-

рые содержатся в гипербазитах. Здесь показана, во-первых, прямая зависимость между минеральным составом метапород и объемом связанной в них воды. Во-вторых, установлено значительное обогащение глиноземом вторичных пород по сравнению с первичными. Дуниты содержат в среднем 0,2-0,4% Al_2O_3 , пироксениты - 0,6-0,8%, тогда как серпентиниты включают 3-4% этого окисла, а ортоамфиболиты - до 1,5-2%. Увеличение достигает 300%, что нельзя объяснить повышением удельного содержания глинозема за счет уменьшения объемного веса пород при метаморфизме, поскольку расчеты показывают, что такое увеличение проявляется в пределах всего 0,1-0,3%. В-третьих, в метагипербазитах установлена прямая количественная зависимость между водой и глиноземом, которая колеблется в соотношениях от 2:1 до 4:1, а чаще всего близка 3:1. Эта закономерность, наблюдаемая повсеместно, свидетельствует о том, что при метаморфизме гипербазитов вода поступала из вмещающих биотитовых гнейсов - пород, богатых глиноземом, который в числе других компонентов привносился вместе с водой и является теперь не только ее качественным, но во многих случаях и количественным индикатором. На основании полученных данных автором выполнено три варианта пересчетов химических анализов свежих и измененных пород: атомно-объемным методом В.А. Рудника, методом прямого сравнения Н.А.Наковника и методом С.Д.Р.В. Наиболее важным условием пересчетов послужила ранее отмеченная избирательность метаморфизма пород (дунит-дунитовый серпентинит, пироксенит → ортоамфиболит). Результаты пересчета по В.Руднику приведены в таблице I. Она показывает,

Таблица 1

Пересчет анализов гипербазитов атомно-объемным методом В.А.Рудника

Серпентинизация

Оксиды	: SiO ₂	: TiO ₂	: Al ₂ O ₃	: Fe ₂ O ₃	: FeO	: MnO	: MgO	: CaO	: Na ₂ O	: K ₂ O	: H ₂ O ⁻	: H ₂ O ⁺	: Cr ₂ O ₃	: Ni	: Cu	: CO ₂	: S	: Уд.вес
Дунит, вес. %	38,60	0,14	0,81	3,46	8,23	0,14	43,28	1,16	0,14	0,15	1,67	0,57	1,00	0,26	0,01	0,31	0,07	3,08
Серпентинит	37,84	0,14	3,29	6,79	3,70	0,07	34,61	0,12	0,08	0,05	0,54	10,80	1,00	0,24	0,01	0,7	0,02	2,70
Привнос + вынос - катионов в 1000 Å ³	-16,78	-0,04	+7,55	+5,80	-12,86	-0,21	-59,43	-3,47	-0,47	0,41	24,59	+183,21	-1,00	0,24	0,03	+1,65	0	

Амфиболизация

Пироксенит, вес. %	54,61	0,09	1,71	2,13	6,16	0,11	31,46	1,43	0,31	0,02	0,53	0,43	0,70	0,11	0,005	0,195	-	3,10
Ортоамфиболит	54,93	0,10	2,12	0,85	6,10	0,14	30,46	1,51	0,13	0,06	0,23	2,40	0,63	0,169	0,001	0,17	-	2,82
Привнос + вынос - катионов в 1000 Å ³	-14,43	0,00	+0,80	-3,17	-1,56	+0,03	-17,42	-0,18	-1,16	+0,14	-6,59	+35,34	-0,23	-0,18	-	0,01	-	

Пироксенит - среднее из 4 анализов. Ортоамфиболит - среднее из 4. Значение цифр привноса и выноса увеличено в 10 раз.

Таблица 2

Пересчет анализов гипербазитов методом прямого сравнения Н.И.Наковника

Серпентинизация

Оксиды	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Cr ₂ O ₃	Ni	Cu	CO ₂	S	Объем: вес, г/см ³	Суммарный привнос + вынос -		Результат: изменение объема, см ³
																			г на 100 см ³	г на 1 см ³	
Дунит, вес. %	38,60	0,14	0,81	3,46	8,23	0,14	43,28	1,16	0,14	0,15	1,67	0,57	1,00	0,26	0,01	0,31	0,07	308,4			
Серпентинит	37,84	0,14	3,29	6,79	3,70	0,07	34,61	0,12	0,08	0,05	0,54	10,80	1,00	0,24	0,01	0,7	0,02	263,7	-85,76	-24,5	+7,8
Привнос + вынос - в г на 100 см ³	-19,26	-0,06	+6,17	+7,23	-15,63	-0,25	-42,21	-3,27	-0,22	-0,33	3,73	+26,71	-0,47	-0,17	0,00	+0,89	-0,16		+41,00		

Амфиболизация

Пироксенит	54,61	0,09	1,71	2,13	6,16	0,11	31,46	1,43	0,31	0,02	0,53	0,43	0,70	0,11	0,005	0,19	-	311,8			
Ортоамфиболит, вес. %	54,93	0,10	2,12	0,85	6,10	0,14	30,46	1,51	0,13	0,06	0,23	2,40	0,63	0,169	0,001	0,17	-	262,20	-35,50	-11,4	
Привнос + вынос - в г на 100 см ³	-14,99	0,00	+0,66	-4,23	-1,87	+0,05	-11,97	-0,20	-0,59	+0,11	-1,00	+5,42	-0,39	-0,137	-0,008	-0,12			+6,24	+5,7	-5,7

что при метаморфизме гипербазитов происходит вынос почти всех компонентов пород, причем количество вынесенного вещества чаще всего пропорционально его содержанию в первичных ультрабазитах.

Привнос состоит из воды, глинозема и небольшого количества углекислоты. Увеличение содержания закиси железа объясняется окислением FeO. Пересчет по Н.И.Наковнику (таблица 2) дает аналогичные результаты, но при этом устанавливается, что при серпентинизации вынос вещества по весу больше чем вдвое превышает привнос, а при амфиболизации — более чем в пять раз. Пересчет методом *CJPW* показывает, что дуниты содержат 7,4% нормативного пироксена, тогда как заместившие их серпентиниты включают его уже от 39 до 55%. По-видимому, это свидетельствует о том, что серпентиниты обеднены магнием и железом по сравнению с дунитами, что вполне согласуется с данными петрохимического пересчета по Заварицкому-Соболеву. Согласно таблицам I и 2, это обеднение обусловлено значительным преобладанием выноса магния над выносом кремнезема (в 2-3 раза). Кроме пересчета вышеуказанными методами, автором произведен расчет баланса объемов всех подвижных компонентов, что дает возможность определить фактическое изменение общего объема гипербазитов при переходе их в метапороды. Для этого вначале был определен объем каждого из привнесенных и вынесенных окислов по следующему алгебраическому выражению:

$$\Delta V_n = \frac{P - Q}{\delta}, \quad (I)$$

- где P — содержание соответствующего окисла в граммах в 100 см³ первичной породы;
- Q — содержание того же окисла в граммах в 100 см³ вторичной породы;
- δ — удельный вес окисла.

Далее определено результирующее изменение объема согласно алгебраическому выражению:

$$\Delta V = (\Delta V_1) + (\Delta V_2) + \dots + (\Delta V_n), \quad (2)$$

где $\Delta V_1, \Delta V_2, \Delta V_n$ — объемы окислов, подсчитанные по выражению (1), взятые с соответствующим знаком (привнос +, вынос -). Последняя часть расчета представлена в таблице 3. Здесь и в таблице 2 видно, что несмотря на большую разницу в весе между "выносом" и "привносом", объем их различается незначительно: при серпентинизации привнос превосходит вынос на 7,8%, а при амфиболизации вынос преобладает над привносом на 5,7%. По-видимому, эти цифры, имея разные знаки, лежат в пределах ошибок различного рода определений и свидетельствуют об изообъемном характере метаморфизма гипербазитов. Для сравнения вышеуказанным способом были пересчитаны 24 анализа уральских гипербазитов, взятые из книги И.А.Малахова (1966). Отбор анализов производился по принципу парности пород: дунит-дунитовый серпентинит, гарцбургит-гарцбургитовый серпентинит, вебстерит-вебстеритовый серпентинит. Результаты расчета даны в таблице 4. Эти данные также вполне согласуются со всем вышесказанным об изообъемности метаморфизма гипербазитов.

Далее подсчет по 46 анализам показал, что при переходе неизменных пород в метагипербазиты отношение окиси магния к сумме окислов железа в них уменьшается, отношение магния к железу (в атомном выражении) увеличивается (иногда в два-три раза) и наименьшим изменениям подвержено отношение магния к кремнию. Таким образом, соотношения главных окислов гипербазитов при метаморфизме не остаются постоянными. Отсутствие

Таблица 3

Баланс объемов привнесенного и вынесенного
вещества при метаморфизме гипербазитов

№№: пп:	Сerpентинизация 100 см ³ породы				Амфибoлизация 100 см ³ породы				Примечания	
	Оксиды:	привнос:	плот-нос:	объем привнос:	окислов:	привнос:	плот-нос:	объем привнос:		окислов:
	г	г	г	см ³	г	г	г	см ³		
1.	SiO ₂	-19,26	2,32		8,30	-14,99	2,32		6,47	
2.	TiO ₂	- 0,06	3,84		0,02	-	-		-	Плотность взята относительная, т.е. плотность вещества при 200С, отнесенная к плотности воды при = 4 ⁰ С
3.	Al ₂ O ₃	+ 6,17	2,48	2,49		+ 0,66	2,48	0,22		
4.	Fe ₂ O ₃	+ 7,23	5,24	1,37		- 4,23	5,24		0,81	
5.	FeO	-15,63	5,60		2,81	- 1,87	5,60		0,33	
6.	MnO	- 0,25	5,44		0,05	+ 0,05	5,44	0,01		
7.	MgO	-42,21	5,02		8,41	-11,97	5,02		2,38	
8.	CaO	- 3,27	3,37		0,80	- 0,20	3,37		0,07	
9.	Na ₂ O	- 0,22	2,33		0,09	- 0,59	2,33		0,28	
10.	K ₂ O	- 0,33	2,14		0,15	+ 0,11	2,14	0,05		
11.	H ₂ O ⁻	- 3,73	1,00		3,73	- 1,00	1,00		1,00	
12.	H ₂ O ⁺	+29,47	1,00	28,47		+ 5,42	1,00	5,42		
13.	Cr ₂ O ₃	- 0,47	8,90		0,05	- 0,39	8,90		0,04	
14.	Ni	- 0,17	8,93		0,02	- 0,137	8,93		0,01	
15.	S	- 0,16	2,07		0,10	-	2,07		-	
				21,3	24,5					
				см ³	см ³					
				Суммарное увеличение объема для граф 5 и 6 составляет: 32,3 см ³ - 24,5 = 7,8 см ³ на 100 см ³ породы						
						5,7		11,4		
						см ³		см ³		
						Суммарное уменьшение объема для граф 9 и 10 составляет: 11,4 - 5,7 = 5,7 см ³ на 100 см ³ породы				

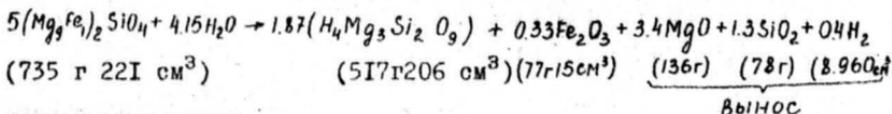
Таблица 4

Результаты расчета баланса веществ при
метаморфизме уральских гипербазитов^{x)}

№№: пп:	Пояс, массив	Кол. : анал : лизов	Суммарный привнос +, вынос -		Результы- : рующее из : менение : объема, %
			г/100 см ³	см ³ /100см ³	
1.	Нижнетагильский (серпентинизация дунита)	10	+40,16 -116,16	+29,47 -32,64	- 3,17
2.	Кытлымский (серпентинизация дунита)	5	- 60,10 -129,86	+32,81 -34,84	- 2,03
3.	Среднее по массивам Нижнетагильский, Кытлымский, Баранчинский, Сосновский Увал (платиноносный пояс)	18	+ 38,89 -108,85	+26,79 -30,00	- 3,21
4.	Среднее по массивам Халиловский, Байгускаровский, Уфалейский (серпентинизация гарцбургита. Уфалейско-кемпирсайский пояс)	5	+ 18,86 - 83,26	+16,61 -24,61	- 8,00

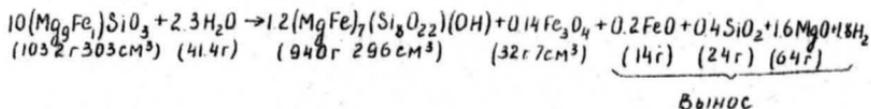
резких изменений в этих соотношениях объясняется пропорциональным выносом компонентов при метаморфизме.

Таким образом, большая часть превращений ультрабазитов нотозерского пояса протекала в открытой системе, при постоянном объеме и сопровождалась интенсивным выносом магния, кремния, железа всех элементов-примесей и привносом воды, глинозема и углекислоты. Т.П.Тауэр (Тауэр, 1966) предлагает следующую принципиальную реакцию серпентинизации при постоянном объеме:



^{x)} Ориентировочный пересчет серпентинизации вебстерита дал минус 11%.

При этом 28% материала породы выносится в растворе, что хорошо согласуется с результатом нашего пересчета объемным методом (27,8%, табл.2). Амфиболизацию пироксенита при неизменном объеме мы можем представить в следующем виде:



Кристаллизация магмы

Из сказанного ранее вытекает, что практически весь метаморфизм гипербазитов, по-видимому, вызывается водой, поступающей в породы извне, на основании чего кристаллизация ультраосновного расплава проанализирована автором применительно к "сухой" системе $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$, которая была изучена А.Муаном и Е.Ф.Осборном (*Muan and Osborn - 1956*) и затем Е.Ф.Осборном (*Osborn - 1959*) с учетом влияния парциального давления кислорода. Для расчета этой величины нами опытным путем была определена температура плавления гарцбургита ($1450 \pm 25^\circ\text{C}$), сложенного примерно равными количествами оливина и пироксена. Химический состав такого перидотита наиболее близок тому, который, по-видимому, имел ультраосновной расплав. Определение $p\text{O}_2$ сделано согласно Дж.Кеннеди (1950) и по вариационной диаграмме окислов железа. Установлено, что величина его была близка к постоянной и равнялась $1,13 \times 10^{-3}$ атм. в начале и $5,09 \times 10^{-4}$ атм. в конце кристаллизации. Интервал кристаллизации, на основании данных Г.С.Иодера и К.Э.Тилли (1965), принят равным 100°C . Очень близкие зна-

чения железистости оливина (I2%) и пироксена (II,6%) указывают на равновесные условия кристаллизации магмы, что можно видеть также подсчитав для них коэффициент железистости А.А. Маракушева (1965). Для оливина он равен I6, а для пироксена - I5.

На основании перечисленных данных эволюция расплава гипербазитов отождествлена с равновесной кристаллизацией Е.Осборна при постоянном парциальном давлении кислорода. Это дает возможность объяснить следующие характерные минералогоструктурные особенности пород:

1. Широкое развитие аллотриоморфнозернистых и почти полное отсутствие пойкилитовых структур в гарцбургитах, что является следствием длительной одновременной кристаллизации оливина и пироксена без реакционных соотношений этих минералов с жидкостью и друг с другом.

2. Отсутствие эвтектических минеральных ассоциаций и появление вместо них мономинерального бронзита. Это вытекает из условия, что расплав при кристаллизации указанного типа, удерживается на изобарической плоскости парциального давления кислорода и поэтому состав конечной твердой фазы (бронзита) определяется минимальной температурой ликвидуса остаточной жидкости, а не эвтектическими соотношениями.

О контактовом воздействии гипербазитов и некоторых особенностях строения интрузивных тел

На основании изложенных данных о метаморфизме гипербазитов можно полагать, что воздействие их на вмещающие образования должно выражаться преимущественно в термальном влиянии.

Изучение зоны экзоконтакта показало, что эти изменения в одних случаях ограничиваются осветлением и перекристаллизацией гнейсов, а в других – преобразованием их на уровне амфиболитовой фации метаморфизма, т.е. при температуре около 700°C (согласно парагенезису новообразованных: магнезиогастингсита, эпидота и магнетита). На этом основании автором совместно с В.А. Тиремновым был сделан термодинамический расчет величины теплового потока со стороны магматического расплава во вмещающие породы. В качестве исходных приняты следующие данные:

1. Температура магмы – 1450° . (Определена опытным путем),
 2. Интервал кристаллизации расплава $1450-1350^{\circ}$ (Г.С.Иодер и К.Э.Тилли, 1965). 3. Температура зоны непосредственного контакта – 700°C (согласно минеральным парагенезисам). 4. Теплопроводность (λ), температуропроводность (γ), теплоемкость (C) и плотность (ρ) гипербазитов и вмещающих пород. (Определены опытным путем для II образцов). 5. Коэффициенты аккумуляции теплоты, вычисленные на основе вышеуказанных физических констант, равные: для гипербазитов $b_1 = 445$ и для гнейсов $b_2 = 315$. Участок перепада температур разделен на четыре зоны с условными границами. Эти зоны приняты за температурные ступени области контакта.

Величина теплового потока определялась по формулам:

$$Q_1 = \sqrt{\frac{2n_1}{n_1+1}} \cdot b_1 \cdot F_1 (t_1 - t_c) \cdot \sqrt{T}, \quad \text{ккал} \quad (1)$$

$$Q_2 = \sqrt{\frac{2n_2}{n_2+1}} \cdot b_2 \cdot F_2 (t_c - t_2) \cdot \sqrt{T}, \quad \text{ккал} \quad (2)$$

где b_1 и b_2 – коэффициенты аккумуляции, равные

$$b_1 = \sqrt{\lambda_1 \gamma_1 c_1} \quad \text{и} \quad b_2 = \sqrt{\lambda_2 \gamma_2 c_2}$$

n_1 и n_2 — показатели в уравнениях парабол, описывающих температурные поля соответствующих зон, (А.И.Вейник, 1959; А.В. Лыков, 1958). Расчеты позволили получить кривую, характеризующую изменение температуры в зоне контакта гипербазитов с гнейсами, ширина которой составляет около 40 метров (включая эндо- и экзоконтакт). При этом оказалось, что в случае принятых условий окружающие породы могли иметь собственную температуру, близкую к 200°C. Естественно, что температурная кривая является расчетной и отражает лишь принципиальную возможность незначительных контактовых изменений вблизи высокотемпературной "сухой" магмы. По-видимому, после соприкосновения расплава с вмещающими породами на границе их возникла твердая корка, которая служила затем теплоизоляционным слоем, причем в дальнейшем разогревания этой корки не происходило, поскольку теплопроводность гнейсов значительно выше теплопроводности гипербазитов (отток тепла от контакта преобладал над притоком, на что указывают значения коэффициентов аккумуляции теплоты). Кроме того, вода, поступающая из вмещающих в гипербазиты, должна была непрерывно охлаждать зону контакта (Соболев, 1952).

Все сказанное о метаморфизме ультрабазитов находится в соответствии с особенностью строения интрузивных тел, когда центральная часть их представляет собой неизменное "ядро", а периферия сложена метагипербазитами. В исследованном районе наблюдается прямая зависимость между мощностью массива и величиной "ядра". Возможно, это говорит о том, что в начале остывания интрузива на его краях понижение температуры и метаморфизм идут одновременно, но затем по мере увеличения толщины метагипербазитовой оторочки метаморфизм отстает во времени,

22

температура в центральных частях опускается ниже 300–250° и они остаются неизменными.

Выводы

1. Нижнепротерозойская интрузия гипербазитов на юго-западе Кольского полуострова приурочена к верхним горизонтам беломорского гнейсового комплекса. На юге района она пространственно связана с толщей сланцеватых амфиболитов тундр Кареки и Термы, в северной части интрузивные тела находятся вблизи контакта гнейсов со сланцами тундр Корва, а на северо-востоке и востоке они заключены в полосе сочленения гнейсов с породами гранулитовой формации. Общая протяженность гипербазитового пояса составляет около 200 км.

Структурно интрузия расположена в крыльях и замковой части кандалакшского антиклинория, в северо-восточном крыле которого она маркирует глубинный разлом, предположительно отделяющий беломорские гнейсы от сальготундровского гранулитового комплекса.

2. Северо-восточное крыло гипербазитового пояса (привамковая часть) образовано крупными согласными линзовидными телами, в которых хорошо выражена первичная расслоенность. Южное крыло сложено серией субпараллельных цепочек маломощных интрузивных тел, согласных, недифференцированных, имеющих форму силлов или вытянутых линз. То же самое характерно для гипербазитовых тел, расположенных в зоне южного сочленения гранулитов с беломорскими гнейсами.

3. Гипербазиты, как правило, приурочены к плоскостям контактов петрографически различных и разновозрастных горных пород.

4. Формы и характер залегания интрузивных тел, отсутствие связи гипербазитов с габброидными образованиями, внутреннее строение массивов, минеральный и химический составы горных пород, их геохимическая спецификация позволяют отнести производные рассмотренного типа магматизма к гипербазитовой формации (Ф.Тернери, Дж. Ферхутен, 1961; В.А.Кузнецов, 1964; Hess, 1938; Benson, 1926; Пинус, 1958, 1966).

5. Метаморфизм, связанный с внедрением гипербазитов, разделяется на три стадии:

а. Термальное и частично метасоматическое изменение боковых пород, выраженное в перекристаллизации, осветлении и (или) амфиболитизации, эпидотизации и образовании магнетита в полосе экзоконтакта, ширина которой колеблется от 5 до 15 м. Термодинамические расчеты позволяют считать возможным слабое воздействие на вмещающие породы со стороны "сухой" магнезиальной, высокотемпературной магмы.

б. Аллометаморфизм гипербазитов при постоянном объеме, давший основную массу измененных пород. Эта стадия сопровождается интенсивным биметасоматозом между гипербазитами и вмещающими породами с привнесением воды, глинозема, углекислоты и выносом магния, кремния, железа и других составных частей ультрабазитов.

в. Динамометаморфизм, являющийся наиболее поздним процессом, наложенным на предыдущие стадии. В этих условиях биметасоматоз достигает наиболее высокого уровня и вызывает окремнение вмещающих пород, образование гибридных контактовых разновидностей, обогащение гипербазитов кальцием, глиноземом, щелочами и другими компонентами, привнесенными из окружающих образований.

6. Практический интерес в качестве сырья для огнеупоров могут представить дуниты интрузива горы Падос-Ханлаут.

7. Совокупность данных по гипербазитам нотозерского пояса позволяет предполагать, что они являются бесперспективными на сингенетичные сульфидные медно-никелевые руды, но в то же время запасы силикатного никеля в породах весьма велики.

Список работ автора по теме диссертации

ВИНОГРАДОВ Л.А. О серпентинизации гипербазитов серпентинитового пояса на Кольском полуострове. В сб.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова, "Наука", Л., 1967.

ВИНОГРАДОВ Л.А. К вопросу о возрасте интрузии гипербазитового пояса на Кольском полуострове. В кн.: Основной магматизм северо-восточной части Балтийского щита, "Наука", Л., 1968.

ВИНОГРАДОВ Л.А., В.А.ТЮРЕМНОВ. Контактное воздействие гипербазитов. Советская геология, "Недра", М., № 10, 1968.

ВИНОГРАДОВ Л.А. Формация альпинотипных гипербазитов юго-западной части Кольского полуострова. В сб.: Региональное петрографическое совещание по магматизму Балтийского щита (тезисы докладов).

ВИНОГРАДОВ Л.А. Формация альпинотипных гипербазитов юго-западной части Кольского полуострова. "Наука", Л., 1970. В печати.