Записки Ленинградского ордена Ленина, ордена Октябрьской Революции и ордена Трудового Красного Знамени горного института им. Г. В. Плеханова, т. LXVII, вып. 2, 1974 г.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ФОРМАЦИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ—ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Канд. геол.-мин. наук В. И. ТЕРНОВОЙ
(Ленинградский горный ин-т)

Всего 50 лет назад в мире были известны единичные массивы, сложенные оригинальным комплексом ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов. Сейчас их насчитывается свыше 200, и следует ожидать, что число их в ближайшие десятилетия значительно возрастет. Поиски и изучение таких массивов все более расширяются как в СССР, так и за рубежом, главным образом благодаря обнаружению в них крупных, а иногда и уникальных месторождений тантало-ниобатов, железа, апатита, флогопита и др.

Крупнейшее эксплуатируемое месторождение ниобия, например, связано с карбонатитами массива Луеш (Заир), уникальный комплекс крупных эксплуатируемых месторождений циркония, апатита, магнетита, меди и вермикулита приурочен к массиву ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов Лулекоп (ЮАР).

В СССР известно 11 провинций ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов, из них провинция Кольского полуострова является одной из крупнейших и наиболее изученных.

Геологическое строение и схема формирования массивов. На Кольском полуострове известно 18 массивов, приуроченных к глубинным зонам разломов. Площадь массивов колеблется от 1—2 до 40—45 *км*^{2}. Все они характеризуются единым возрастом (380—420 млн. лет), овальной формой в плане, концентрически-зональным строением, одинаковыми последовательностью формирования и рудной специализацией слагающих комплексов пород.

В формировании массивов можно выделить четыре последовательно сменяющие друг друга этапа: гипербазитовый, щелочной, карбонатитовый и гипергенный. С каждым из этапов связан свой комплекс полезных ископаемых (табл. 1 и 2).

Гипергенный этап характеризуется интенсивными процессами выщелачивания, окисления и гидратации [9, 13]. В результате по апатит-кальцитовым карбонатитам, апатит-магнетитовым рудам образуются остаточные и остаточно-инфильтрационные месторождения апатита и штаффелита, по флогопитовым разностям пород — вермикулитовые и сунгулит-вермикулитовые месторождения, а по сидерит-анкеритовым карбонатитам — остаточные накопления железных охр и барита.

Таблица 1

Схема формирования эндогенных пород массивов и связанных с ними полезных ископаемых (от древних к молодым)

Этап	Стадия	Интрузивные образования	Метасоматические и гидротермальные образования	Полезные ископаемые
Гипербазитовый	1	Оливиниты и рудные оливиниты	—	Титаномагнетит, огнеупорное сырье
	2	Пироксениты и рудные пироксениты	Пироксенизированные оливиниты	Титаномагнетит, перовскит
Щелочной	1	Якупирангиты (щелочные пироксениты)	Апогипербазитовые флогопит-пироксеновые породы и флогопитовые слюдиты	Железистый флогопит, слюда-чешуйка
	2	Мельтейгит-ийолит-уртиты	Апогнейсогранитовые и другие фениты	Нефелин, возможно, апатит
	3	Турьяиты	Апогипербазитовые и апофлогопит-пироксеновые мелилитовые и монтичеллитовые породы	—
Карбонатитовый	1	—	Гранатсодержащие скарноподобные породы. Эгирин-биотит-кальцитовые и мелилит-кальцитовые карбонатиты	—
	2	Апатит-магнетитовые руды. Апатит-кальцитовые карбонатиты	Флогопит-диопсид-оливиновые, апатит-форстеритовые породы, апатит-кальцит-флогопит-пироксеновые и другие породы	Маложелезистый флогопит, апатит, магнетит, бадделеит, реже редкие металлы, известковое и цементное сырье
	3	—	Амфибол-кальцитовые и амфибол-доломит-кальцитовые карбонатиты	Редкие металлы
	4	—	Сидерит-анкеритовые карбонатиты	Редкие земли, барит

На современном эрозионном срезе отдельных массивов не всегда представлены породы всех этапов. Наибольшим разнообразием комплексов пород отличается самый крупный — Ковдорский массив (рис. 1). Обычно же развиты породы одного или двух этапов. Так, например, массивы Лесная варака и Африканда почти целиком сложены гипербазитами (рис. 2). Салмагорский массив на 90% сложен щелочными породами и лишь на 10% гипербазитами. Массив Озерная варака нацело сложен щелочными породами (см. рис. 2). Массив Салланлатва на 90% представлен щелочными породами, а остальные 10% его площади сложены карбонатитами (рис. 3). На территории Финляндии в непосредственной близости от Ковдорского массива в 1967 г. обнаружен сравнительно крупный массив (около 20 $км^2$), целиком сложенный карбонатитами (рис. 4). Выпадение отдельных комплексов пород

Таблица 2

Схема формирования экзогенных пород и связанных с ними полезных ископаемых

Этап	Эра, период	Породы и руды	Вмещающие породы	Полезные ископаемые
Гипергенный	Древняя кора выветривания (мезозойская эра?)	Апатит-штаффелитовые	Кальцитовые, карбонатиты, магнетитовые руды	Апатит, штаффелит
		Железные охры	Анкерит-сидеритовые карбонатиты	Барит и минеральные краски
		Сунгулит-вермикулитовые и вермикулит-гидрофлогопитовые	Флогопит-пироксеновые, флогопит-диопсид-оливиновые	Вермикулит
	Ледниковый период	Песчано-гравийные, песчано-валунные, валунные	—	Песок, гравий
	Современные образования (послеледниковый период)	Диатомит	—	Диатомит

согласно представлениям А. А. Кухаренко [5], А. И. Гинзбурга и Е. М. Эпштейна [2], связано с различным эрозионным срезом массивов, обладающих достаточно отчетливой вертикальной зональностью.

В апикальных частях массивов широкое развитие получают наиболее молодые образования — карбонатиты, вниз по падению они сменяются щелочными породами, а еще ниже гипербазитами.

Опыт детального изучения Ковдорского массива показывает, что вертикальная протяженность отдельных комплексов пород и рудных тел составляет не менее двух километров. Однако помимо уровня эрозионного среза на строение массива, видимо, оказывают влияние и другие факторы (например, глубина заложения массива, размеры интрузии, характер структурных ловушек и т. п.). В связи с этим некоторые сближенные массивы, имеющие приблизительно один уровень эрозионного среза, резко различаются по геологическому строению. Например, массивы Африканда и Лесная варака сложены почти целиком гипербазитами, а расположенный между ними массив Озерная варака — щелочными породами (см. рис. 2). Вопрос этот сложный и требует самостоятельного рассмотрения. Для нас важно отметить, что геологическое строение массива на современном эрозионном срезе имеет важнейшее поисковое значение. Отсутствие определенных комплексов пород сужает круг ожидаемых месторождений.

Установленные закономерности связи оруденения с тем или иным этапом формирования массивов, характерная большая протяженность по вертикали и выдержанность отдельных комплексов пород и месторождений в значительной мере облегчают прогнозирование оруденения и его оценку.

Важное поисковое значение имеет и внутренняя структура массивов. В плане все массивы имеют концентрически-зональное строение.

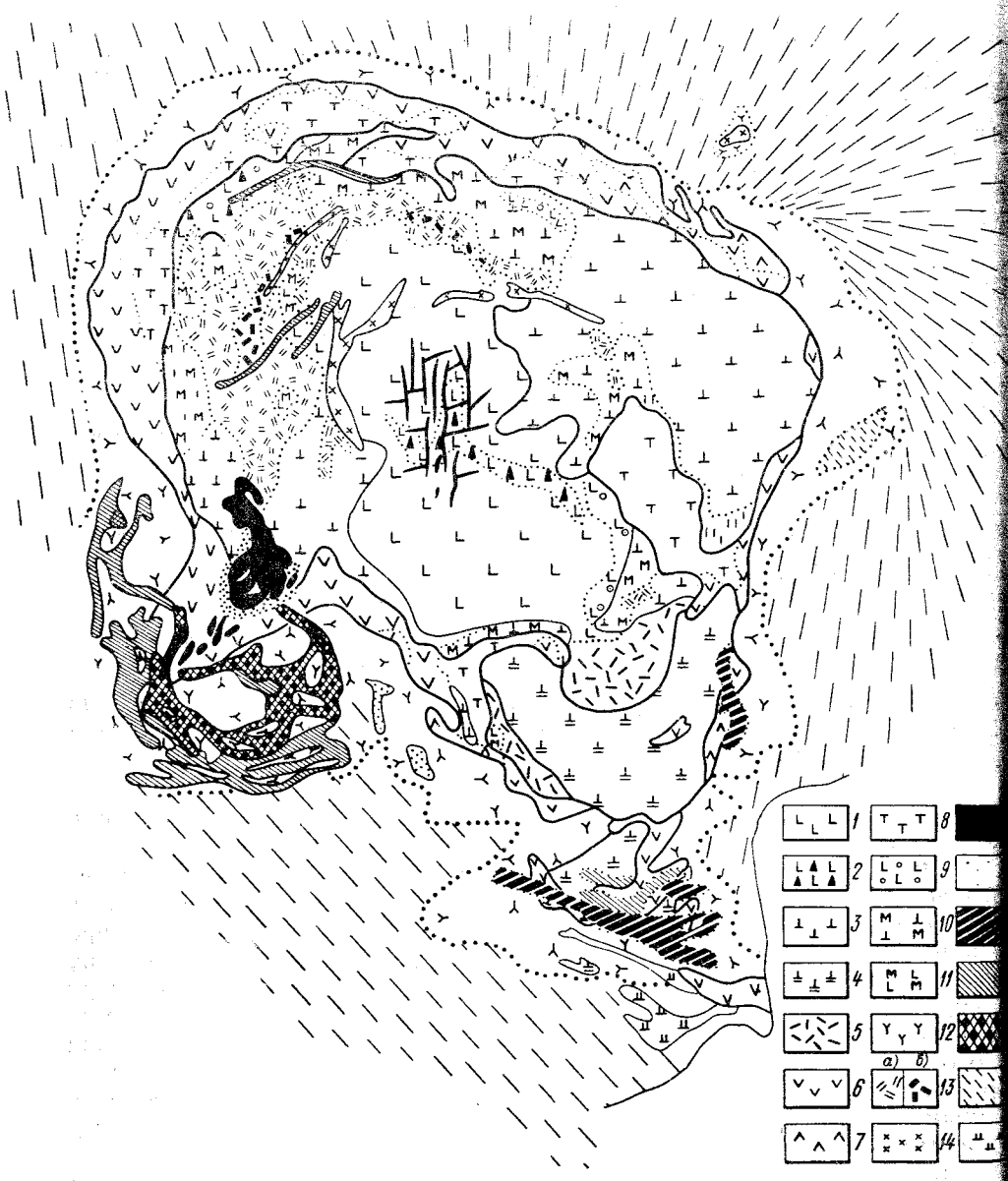
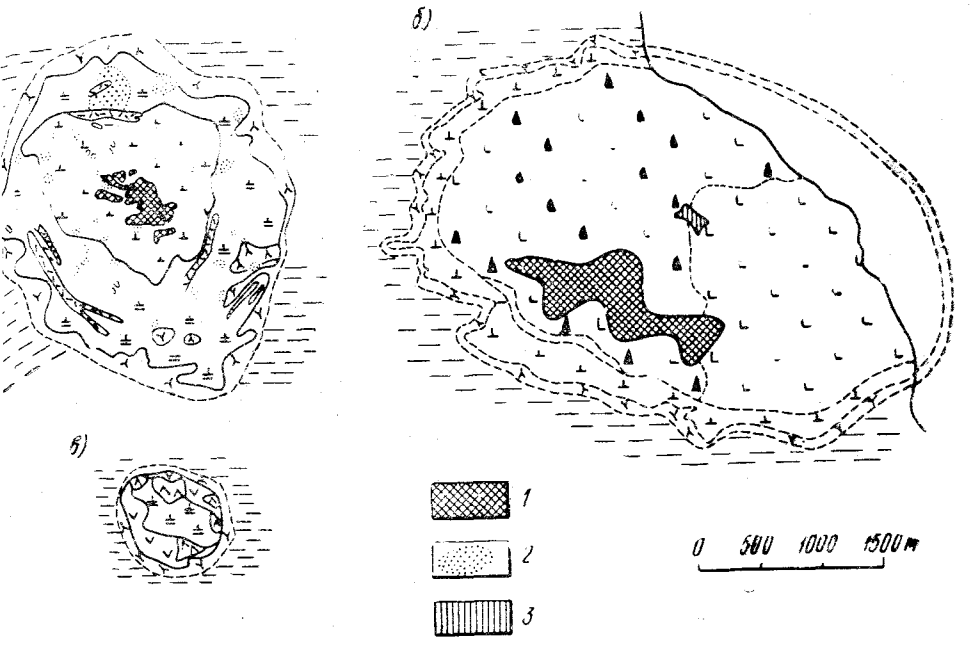


Рис. 1. Геологическая карта Ковдорского массива (составлена В. И. Терновым и Б. В. Афанасьевым)

1 — оливиниты; *2* — рудные оливиниты; *3* — пироксениты; *4* — якупирангиты; *5* — слюдяно-пироксеновые породы и слюдиты; *6* — ийолиты; *7* — мельтейгиты; *8* — турьяиты; *9* — оливиниты монтичеллитизированные; *10* — пироксениты мелилитизированные; *11* — оливиниты мелилитизированные; *12* — фениты; *13* — флогопит-диопсид-оливиновые породы (*а* — мелко- и среднезернистые; *б* — пегматоидные и гигантозернистые); *14* — полевошпатовые ийолиты и сиениты малого Ковдорского массива; *15* — апатит-магнетитовые руды; *16* — апатит-форстеритовые руды; *17* — эгирин-кальцитовые карбонатиты I стадии; *18* — кальцитовые карбонатиты II стадии; *19* — апатит-штаффелитовые руды; *20* — вмещающие архейские гнейсо-граниты; *21* — протерозойские гипербазиты



ис. 2. Геологические карты массивов: *а* — Африканда; *б* и *в* — Лесная и Озерная араки (составлены А. А. Кухаренко с дополнениями Б. В. Афанасьева и В. И. Терового)

1 — титаномагнетит-перовскитовые руды; *2* — апатитизированные породы; *3* — доломитовые карбонатиты.
Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 1

Можно выделить массивы с прямой и обратной зональностью. На пер- ых в ядре массивов залегают наиболее молодые образования — кар- онатиты, которые к периферии сменяются вначале щелочными порода- и, а потом наиболее древними — гипербазитами. Примером массива прямой зональностью служит массив Салланлатва (см. рис. 3), центральной части которого залегают сидеритовые карбонатиты, пе- еходящие к периферии сначала в анкеритовые, а затем кальцитовые арбонатиты. Вокруг карбонатитового ядра развита мощная зона йолитов, сменяющихся к периферии мельтейгитами.

На массивах с обратной зональностью, наоборот, ядро сложено ревними породами — гипербазитами, а периферия более молодыми бразованиями. К подобного рода массивам относится Ковдорский см. рис. 1).

Указанные закономерности смены пород в плане не всегда выдер- иваются. Например, обратная зональность на Себльяврском масси- е (обусловленная сменой гипербазитов к периферии якупирангитами) арушается тем, что наиболее молодые образования — карбонатиты орывают гипербазиты и образуют ядро массива (см. рис. 3). Од- ако учет даже отдельных элементов зональности массивов в плане казывает большую помощь при проведении поисково-разведочных абот.

Генетические и геологопромышленные типы месторождений. В мас- ивах ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов Кольского олуострова известны сравнительно крупные месторождения титано- агнетитовых, титаномагнетит-перовскитовых, апатит-магнетитовых,

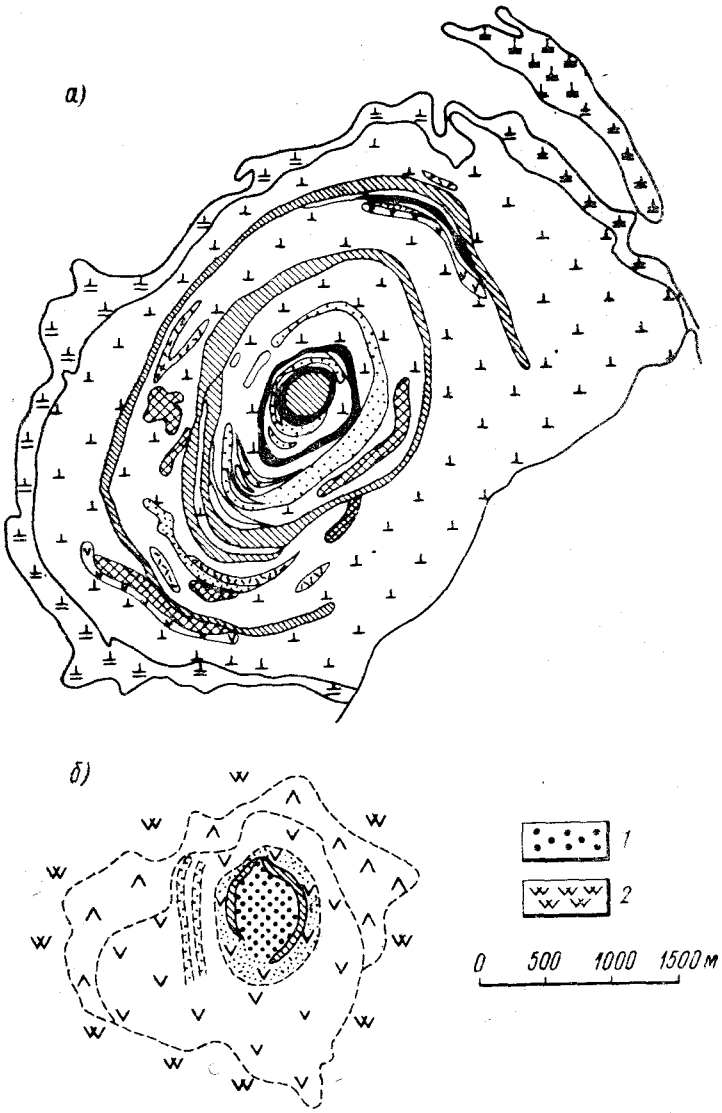


Рис. 3. Геологические карты массивов: *а* — Себльявр; *б* — Салланлатва (составлены Б. В. Афанасьевым и В. П. Терновым с учетом материалов Б. В. Губачева и Б. И. Серба)

1 — анкеритовые и сидеритовые карбонатиты; *2* — вмещающие протерозойские метадиабазы.
Остальные условные обозначения те же, что на рис. 1 и 2

флогопитовых, разнообразных апатитовых, апатит-штаффелитовых, редкометальных и вермикулитовых руд. Кроме того, встречаются еще слабо изученные рудопроявления редких земель и барита (табл. 3).

Титаномагнетитовые руды образуют линзо- и штокообразные тела среди оливинитов и относятся к типичным позднемагматическим образованиям. По существу, это те же оливиниты, обогащенные титаномагнетитом (от 10 до 50—60%). Нередко их называют рудными оливинитами. Нормальные и рудные оливиниты имеют обычно постепенные пе-

Таблица 3

Генетическая классификация месторождений и рудопроявлений в массивах ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов

Формация	Субформация	Генетический класс	Минеральные типы	Рудоносные породы	Полезные компоненты: основные	Полезные компоненты: попутные
Ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов	Гипербазитовая	Магматический	Титаномагнетитовый	Оливиниты	Fe, Ti	Ni, Cr, V, Co
			Титаномагнетит-перовскитовый	Пироксениты	Ti, Fe	Nb, Ta, TR
	Щелочная	Магматический	Апатит-нефелиновый	Ийолит-уртиты	P	Al
		Пневматолито-гидротермальный	**Флогопитовый**	Апогипербазитовые флогопит-пироксеновые породы	Флогопит	Ti, Fe, V
	Карбонатитовая	Пневматолито-гидротермальный	**Флогопитовый**	Флогопит-диопсид-оливиновые породы	Флогопит	P
		Комбинированный	**Апатит-магнетитовый**	Апатит-магнетитовые, апатит-форстерит-магнетитовые породы	Fe, P	Zr
		»	Апатит-кальцитовый	Кальцитовые карбонатиты	P, кальцит	Fe
		Гидротермальный	**Апатитовый**	Апатит-форстеритовые, апатит-пироксеновые, апатит-кальцит-флогопитовые и другие породы	P	Fe
		»	**Пирохлор-гатчеттолитовый**	Карбонатиты, апатит-магнетитовые руды, фениты	Ta, Nb	Fe, P, V, Zr
		»	Паризит-бастнезитовый	Кальцит-доломит-анкеритовые карбонатиты	TR	
		»	Барит-целестин-стронцианитовый	Анкерит-сидеритовые карбонатиты	Барит, стронций	
		»	Сидеритовый	Сидеритовые карбонатиты	Fe	TR
Древней коры выветривания		Остаточный	Апатитовый	Кора выветривания карбонатитов, апатит-кальцитовых руд	P	Fe, вермикулит
		»	**Вермикулитовый**	Кора выветривания флогопитовых образований щелочного и карбонатитового этапов	Вермикулит	P

Продолжение таб

Формация	Субформация	Генетический класс	Минеральные типы	Рудоносные породы	Полезные компоне	
					основные	попут
Древней коры выветривания		Остаточный	Баритовый	Кора выветривания сидерит-анкеритовых баритсодержащих карбонатитов	Барит	Железн охры природ минер ные к
		Остаточно-инфильтрационный	Апатит-штаффелитовый	Кора выветривания апатитсодержащих карбонатитов	P	Вермик Fe

Примечание. Полужирным шрифтом выделены минеральные типы месторождений, име щих промышленное значение.

реходы. Нормальные оливиниты — однородные массивные породы с п пидиоморфнозернистой структурой. Рудные оливиниты — вкрапленны пятнистые, реже полосчатые, отличаются отчетливой сидеронитов структурой. Руды этого типа лишь недавно привлекли внимание иссл дователей. По единичным анализам руды содержат 16—25% F 1—5% TiO_2, 0,13—0,34% NiO. Благодаря постоянной примеси изомор ного никеля в титаномагнетите рудные оливиниты могут явиться пе спективным сырьем для производства ферроникеля.

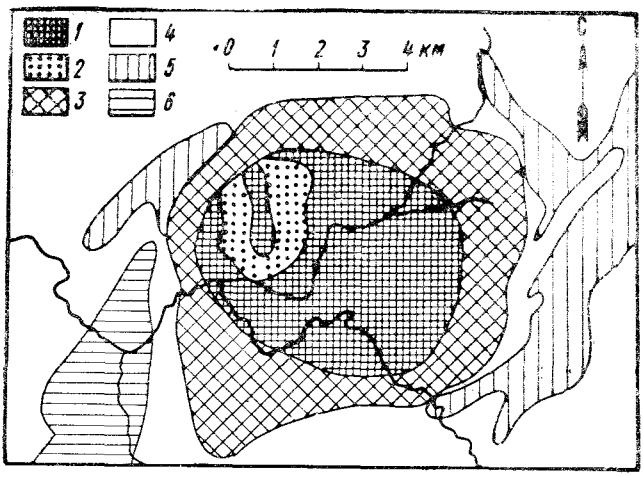


Рис. 4. Геологическая карта массива Сокли по Паарма [18]
1 — карбонатиты; *2* — апатит-штаффелитовые руды (оконтуренные); *3* — фениты; *4—6* — вмещающие породы (*4* — гнейсо-граниты; *5* — амфиболиты; *6* — перидотиты)

Титаномагнетит-перовскитовые руды по условиям образован и морфологии тел аналогичны титаномагнетитовым рудам, но лока зованы в основном среди пироксенитов. Имеются разведанные мес рождения. Кольским филиалом АН СССР разработана экономичн гравитационно-флотационная схема обогащения руд [15], по котор можно получать два концентрата: титаномагнетитовый (выход 25

содержание в нем: 7% TiO_2, 59% Fe, 0,1 V_2O_5) и перовскитовый (выход 17%, содержание в нем: 48% TiO_2).

Флогопитовые месторождения представлены двумя генетическими типами, резко различающимися по времени образования, пространственному положению, парагенезису слагающих их минералов, морфологии залежей и составу флогопита.

Месторождения флогопита первого генетического типа образуются при метасоматозе гипербазитов (оливинитов и пироксенитов) под воздействием эманаций, связанных с внедрением якупирангитов и несущих большие количества глинозема, железа и щелочей. В результате образуются линзо- и жилообразные тела, локализованные либо на контакте, либо в непосредственной близости от контакта якупирангитов и гипербазитов. Минеральный состав флогопитовых руд: флогопит, авгит-диопсид, титаномагнетит, акцессорный перовскит. Руды пересечены дайками якупирангитов, ийолит-мельтейгитов, нередко интенсивно мелилитизированы, что однозначно свидетельствует об образовании их до внедрения щелочных пород и турьяитов. Флогопит этого генетического типа характеризуется бурыми или зеленовато-бурыми окрасками, повышенным содержанием в составе железа и титана. Высокий коэффициент железистости (17—25) позволяет классифицировать его как железистый флогопит. Строгая его локализация к контактам якупирангитов с гипербазитами служит важным поисковым признаком. К месторождениям этого типа относятся Себльяврское и Вуориярвинское. Запасы флогопита на Себльяврском месторождении оцениваются в 1300 тыс. *т* при содержании флогопита от 50 до 300 *кг/м*^{3}. Запасы Вуориярвинского месторождения оцениваются в 600 тыс. *т* при содержаниях 30—150 *кг/м*^{3}. Аналогичные образования мелкочешуйчатого флогопита (слюдита), слагающего весьма крупные залежи, известны на Ковдорском массиве. Из-за малых размеров чешуек слюды (1—5 *мм*) для производства электроизоляционных изделий он не пригоден, однако может быть использован для изготовления дешевой слюды-чешуйки. Запасы таких мелкочешуйчатых слюдитов оцениваются в десятки миллионов тонн. Содержание слюды в рудах достигает 50—80%.

Месторождения флогопита второго генетического типа образуются значительно позднее, в карбонатитовый этап формирования массивов. Генетически и пространственно эти месторождения сопряжены с кальцитовыми карбонатитами II стадии и так же, как и последние, секут не только флогопитовые образования первого типа, но и более поздние щелочные породы, мелилититы, гранатсодержащие скарноподобные образования. Для такого типа месторождений характерна отчетливо выраженная зональность; парагенезис флогопита, диопсида, форстерита, кальцита и акцессорного бадделеита; зеленые окраски и малая железистость флогопита (коэффициент железистости 10—12).

Типичным месторождением флогопита этого генетического типа служит Ковдорское, являющееся крупнейшим и богатейшим по содержанию слюды месторождением в мире. Оно приурочено к флогопит-диопсид-оливиновым породам, образующим полукольцевую зону в северной части массива общей длиной 10 *км* и шириной до 1,0—1,2 *км*. Породы эти сформировались при метасоматозе мелилитизированных гипербазитов и турьяитов, реликты которых особенно в большом количестве можно наблюдать у контактов. Вмещающие породы по составу были неоднородны (турьяиты, в различной степени мелилитизированные оливиниты и пироксениты, дайки ийолит-уртитов и т. п.), вследст-

вие чего и образующиеся по ним флогопит-диопсид-оливиновые метасоматиты имеют весьма непостоянное соотношение главных минералов (флогопита, диопсида и оливина). Наиболее богатые флогопитом разности формируются по высокоглиноземистым породам (мелилитам и ийолит-уртиты).

Детальные геолого-минералогические исследования и расчет баланса вещества при метасоматозе [13, 14] показывают, что образование флогопита происходило в условиях привноса щелочей, углекислоты, фосфора и заимствования главной массы вещества (магния, кремния и глинозема) из вмещающих пород. Решающая роль состава вмещающих пород, столь характерная для образования многих нерудных полезных ископаемых (асбеста, талька, магнезита и др.) и неоднократно отмечаемая многими исследователями [5, 11, 12], на Ковдорском месторождении флогопита заметна наиболее отчетливо.

Основная масса флогопит-диопсид-оливиновых пород представлена мелко- и среднезернистыми разностями и не содержит промышленного флогопита. Практическое значение эти разности приобретают лишь в коре выветривания, где по ним формируются богатые вермикулитовые руды.

Пегматоидные и гигантозернистые разности флогопит-диопсид-оливиновых пород формируются в процессе перекристаллизации, выраженной в различной степени и в различном масштабе. Наиболее интенсивно процессы перекристаллизации развиты в центральной части комплекса флогопит-диопсид-оливиновых пород. Здесь можно наблюдать многочисленные жилообразные и линзообразные тела мощностью от первых сантиметров до десятков и даже сотен метров, сложенные теми же, но более крупными по размеру минералами. Устанавливается четкая тенденция: чем мощнее зона перекристаллизованных пород, тем крупнее кристаллы, тем отчетливее их пространственная дифференциация.

Наиболее мощные флогопитовые залежи имеют зональное строение: внутренние зоны сложены почти мономинеральной оливиновой породой, средние — флогопит-оливиновой или флогопит-диопсидовой и внешняя — диопсидовой гигантозернистой породой. Общие запасы месторождения оцениваются в 10 млн. *т* флогопита. В настоящее время детально разведана и эксплуатируется Главная залежь месторождения (рис. 5) с запасами в 1,3 млн. *т* и средним содержанием крупнопластинчатого флогопита 300—400 *кг/м*^{3}.

Апатит-магнетитовые руды образуют штоко-, линзо- и жилообразные тела. Генетически и пространственно, так же как и флогопитовые месторождения второго типа, они сопряжены с кальцитовыми карбонатитами II стадии. Парагенезис минералов апатит-магнетитовых руд и кальцитовых карбонатитов одинаков: магнетит, апатит, кальцит, флогопит, акцессорный бадделеит. На Ковдоре, кроме того, существенное значение как в карбонатитах, так и в рудах приобретает форстерит. Карбонатиты и руды близки также по структурам (крупнозернистые, гипидиоморфнозернистые) и текстурам (пятнистые, массивные, реже полосчатые). Отличаются они лишь соотношением минералов. В апатит-магнетитовых рудах преобладает магнетит (40—50%), апатит (15—20%), форстерит (20—30%) и в резко подчиненном количестве находятся кальцит и флогопит. В карбонатитах же, наоборот, преобладает кальцит (60—80%) и в резко подчиненном количестве присутствуют все остальные минералы. В карбонатитах нередко отмечаются шлироподобные или полосообразные участки, резко обогащенные магнетитом или магнетитом и форстеритом, полностью аналогичные по со-

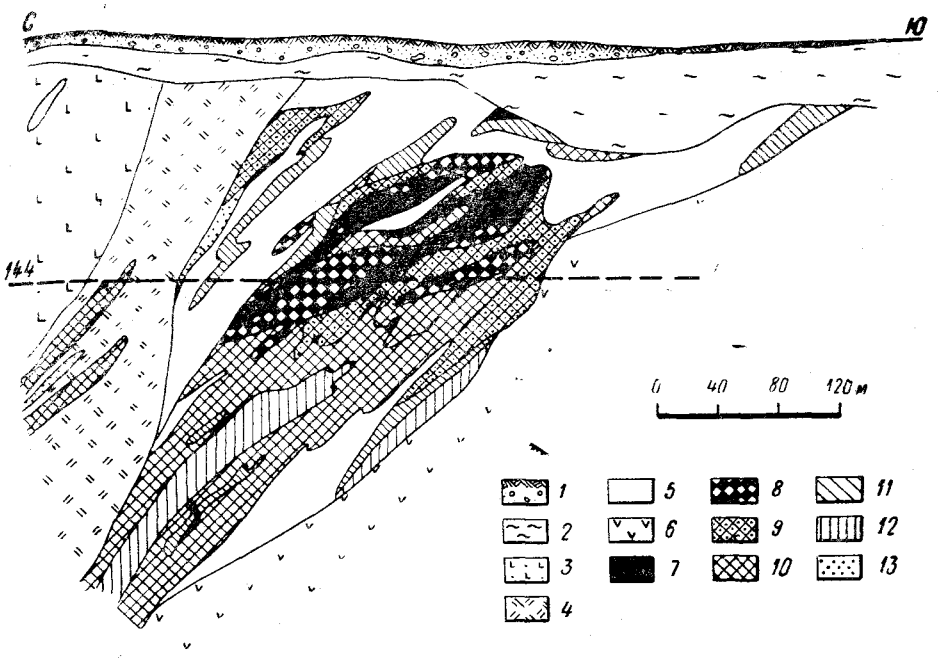


Рис. 5. Геологический разрез по Ковдорскому вермикулито-флогопитовому месторождению

1 — четвертичные отложения; *2* — дезинтегрированные породы с гидратизированной слюдой (вермикулитом) — вермикулитовые руды; *3* — мелилитизированные пироксениты и мелилититы; *4* — скарноподобные породы (гранат-амфибол-монтичеллитового, гранат-везувиан-диопсидового состава) с реликтами мелилититов; *5* — флогопит-диопсид-оливиновые породы мелко- и среднезернистые, с редкими гнездами крупнозернистых разностей; *6* — оливиниты, слабо флогопитизированные; *7—13* — крупно- и гигантозернистые флогопит-диопсид-оливиновые породы, содержащие крупный флогопит, *кг/м*³: более 1000 (*7*); 500—1000 (*8*); 300—500 (*9*); 200—300 (*10*); 100—200 (*11*); 50—100 (*12*) и 20—50 (*13*)

ставу железным рудам. В железных рудах также отмечаются участки, обогащенные кальцитом. Пространственно магнетитовые руды располагаются либо на периферии карбонатитовых тел, либо внутри них. Нередко карбонатиты и магнетитовые руды, хотя и локализуются поблизости, но пространственно разобщены.

Важно отметить интенсивное брекчирование руд, наличие в них разнообразных и разновозрастных эксплозивных брекчий с хорошо окатанными обломками магнетита, форстерита, карбонатита, а также и других пород, не встречающихся вблизи месторождения.

Геологические данные показывают, что апатит-магнетитовые руды являются разновидностями карбонатитов II стадии, обогащенными магнетитом, с резко подчиненным содержанием кальцита. И те и другие образуются примерно одновременно. Они секут все ранее образованные породы массива, включая флогопитовые руды и карбонатиты I стадии, и, в свою очередь, пересекаются жилами доломитовых карбонатитов III стадии и дайками поздних нефелинитов. Их объединяют одинаковые приконтактные изменения (флогопитизация по ийолитам и форстеритизация по пироксенитам), пятнистые и пятнисто-полосчатые текстуры, наличие переходных разностей и т. п. Все это в совокупности однозначно свидетельствует о едином генезисе руд и карбонатитов.

Известно, что генезис карбонатитов является одной из сложнейших петрологических проблем. Существует две основные гипотезы на природу карбонатитов: метасоматическая и магматическая. Наиболее последовательные сторонники метасоматической гипотезы [2, 5, 10, 17]

рассматривают апатит-магнетитовые руды как одну из промежуточны
зон единой метасоматической колонки, внешние зоны которой сложены
флогопитом (по ийолитам) или форстеритом (по пироксенитам), а внут
ренняя — кальцитовыми карбонатитами. Следует признать, что подоб
ная зональность фактически наблюдается довольно часто. Однако он
свойственна обычно маломощным карбонатитовым жилам, причем маг
нетитовая зона в них, как правило, развита чрезвычайно слабо, либо
отсутствует.

Подавляющая часть карбонатитов и все их крупные тела в масси
вах Кольского полуострова однородны, в них отсутствуют даже сле
ды зонального строения, контакты их с вмещающими породами резки
часто без всяких изменений.. Магнетитовой зоны в них никогда не на
блюдалось. Лишь в контакте с ийолитами и сиенитами можно наблю
дать маломощные слюдитовые оторочки, кальцитизацию и менее отчет
ливо выраженную апатитизацию. На основе этих данных многи
исследователи [1, 4, 6, 7] приходят к выводу о магматическом генезис
карбонатитов. Различное пространственное положение магнетитовы
руд по отношению к карбонатитам либо даже их пространственная ра
общенность исключает возможность объединения руд и карбонатито
в единую метасоматическую колонку.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что руды и карбона
титы образуются в основном в результате выполнения полостей из спе
цифического карбонатитового расплава, возможность существовани
которого при низких температурах (вплоть до 600° С) недавно доказа
на экспериментально Уилли [16]. Он указывает на возможность отдел
ния таких расплавов от материнской щелочно-перидотитовой магм
Рудные тела образуются в процессе гравитационного накопления в кар
бонатитовой магме магнетита, апатита, бадделеита и силикатов (кри
сталлизующихся, как это установлено Уилли, раньше карбонатов и лег
ко оседающих на дно магматической камеры). Частичное перемещени
под влиянием силы тяжести, конвекционных токов либо в результат
последующего выдавливания гетерогенного вещества в открытые тре
щины приводит к разнообразным пространственным соотношения
между магнетитовыми рудами и карбонатитами, вплоть до их прост
ранственного разобщения. Процесс осложняется взрывными явлениям
о чем свидетельствуют брекчиевидные текстуры руд, вынесенные с боль
ших глубин ксенолиты вмещающих пород в них и другие признак
Таким образом, магнетитовые руды могут рассматриваться как ранне
магматические (аккумулятивные или сегрегационные) образования
связанные с внедрением карбонатитовой магмы.

Наиболее крупное месторождение апатит-магнетитовых руд разве
дано и эксплуатируется на Ковдорском массиве. Оно контролируете
двумя пересекающимися разломами; субмеридиальным (в этом направ
лении Главное рудное тело вытянуто на 1,2 *км*) и юго-западным, фик
сирующимся рядом маломощных жилообразных рудных тел. На мест
пересечения разломов Главное рудное тело образует раздув до 0,8 *к*
(рис. 6). Падение Главного рудного тела почти вертикальное, скважи
нами оно прослежено на глубину до 1 *км*. Существенных изменени
с глубиной оно не претерпевает. Отмечается склонение рудного тел
в южном направлении под углами 80—85°.

По соотношению главных минералов выделяются апатит-кальци
магнетитовые, кальцит-форстерит-магнетитовые, форстерит-магнети
товые и апатит-форстерит-магнетитовые типы руд [8, 13, 14]. Резко пре
обладает последний тип руд, составляющий не менее 60—70% все
запасов. Руды комплексные. В них содержится в среднем 28—30% Fe

6,5—7,0% P_2O_5, 0,17% CO_2. Запасы руд по промышленным категориям до глубины 500 *м* оцениваются в 570 млн. *т*. Можно с уверенностью прогнозировать продолжение рудного тела на глубину не менее 1,0—1,5 *км*. Месторождение разрабатывается карьером с годовой производительностью по руде 8 млн. *т*. Проектируется расширить добычу руд до 15 млн. *т*, что позволит производить в год около 6 млн. *т* магнетитового и 2 млн. *т* апатитового концентратов.

Аналогичные, но более мелкие месторождения известны на Вуориярвинском, Себльяврском и Турьинском массивах.

Апатитовые месторождения в массивах ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова в последние годы приобретают самостоятельное и очень важное промышленное значение. Изучение их началось совсем недавно, но уже сейчас становится ясным, что апатит в них является ведущим полезным ископаемым. Выделяется два наиболее важных в практическом отношении генетических типа апатитовых месторождений: гипогенные, связанные с карбонатитовым этапом формирования массивов; гипергенные остаточные и остаточно-инфильтрационные месторождения, приуроченные к сохранившейся на некоторых массивах древней коре выветривания.

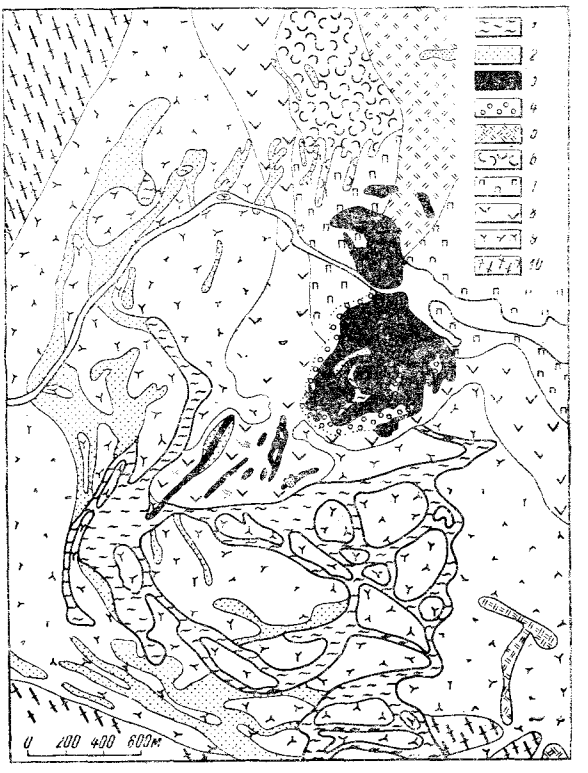


Рис. 6. Геологическая карта юго-западной части Ковдорского массива

1 — апатит-штаффелитовые руды; *2* — кальцитовые карбонатиты; *3* — апатит-форстерит-магнетитовые руды; *4* — апатит-форстеритовые породы (апатит-силикатные руды); *5* — флогопит-диопсид-оливиновые породы; *6* — скарновые породы; *7* — пироксениты; *8* — ийолиты; *9* — фениты; *10* — гнейсо-граниты

Гипогенные месторождения генетически и пространственно связаны с карбонатитами и их дифференциатами. Образуются они в результате выполнения полостей или метасоматоза вмещающих более древних ультраосновных или щелочных пород. Гипергенные месторождения формируются в коре выветривания, в основном по карбонатитам и их апатитсодержащим производным. Таким образом, оба типа апатитовых месторождений приурочены к таким массивам, где на современном эрозионном срезе широко развиты образования карбонатитового этапа, что служит важнейшим поисковым критерием.

Отличительной особенностью обоих типов месторождений является их комплексный характер. В гипогенных месторождениях наряду с апатитом промышленный интерес нередко представляют магнетит, гатчеттолит, пирохлор, бадделеит и другие, в гипергенных — вермикулит

и магнетит. Комплексный характер руд намного увеличивает ценнос
месторождений.

По минеральному составу, качеству и технологическим свойства
среди гипогенных апатитовых руд выделяются два подтипа. Первый
апатит-силикатные руды (апатит-флогопитовые, апатит-форстеритовы
апатит-пироксеновые и др.). Руды легко обогатимы. Качество их сре
нее (содержание Fe 5—10%, P_2O_5 6—10%). Примером таких месторо
дений может служить Ковдорское, представленное апатит-форстеритов
ми метасоматическими породами (апатитовыми рудами), образующим
оторочку вокруг апатит-магнетитовых руд. Крупное месторожден
апатита выявлено на Себльяврском массиве. Рудами здесь являют
апатитизированные пироксениты, образующие мощную кайму вокр
карбонатитового ядра массива.

Второй подтип — апатит-карбонатные руды (карбонатиты, обог
щенные апатитом и в меньшей мере магнетитом). Технологически ру
не изучены. Содержание в них P_2O_5 составляет 5—7%.

Гипогенные руды в том или другом масштабе развиты на Ковдо
ском, Себльяврском, Вуориярвинском, Турьемысинском и Салланла
винском массивах.

Среди гипергенных фосфатных руд выделяются два подтипа: ост
точные апатитовые и остаточно-инфильтрационные апатит-штаффел
товые. И те и другие отличаются высоким качеством. Обнаружены о
пока только на Ковдорском массиве, но благоприятные перспектив
позволяют надеяться найти такие руды на Вуориярвинском и Салла
латвинском массивах.

Ковдорское месторождение апатит-штаффелитовых руд приуроч
но к контактам карбонатитов с фенитами (рис. 7). Так же как и ка
бонатиты, эти руды образуют концентрически вытянутые, нередко слож
но ветвящиеся тела, либо густой штокверк жил. Мощность отдельны
тел в плане достигает 200 *м*. На глубину они прослеживаются

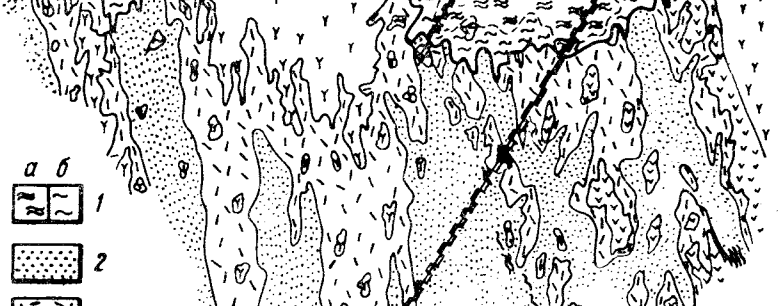


Рис. 7. Геологический разрез по Ковдорскому апатит-штаффелитовому месторождению

1 — апатит-штаффелитовые руды; *а* — сплошные (богатые), *б* — штокверковые (бедные); *2* — кальцитовые карбонатиты; *3* — слюдиты; *4* — ийолит-уртиты; *5* — фениты

40—60 *м*, реже (вдоль контактов карбонатитов с фенитами) до 120 *м*. Залежи образуются в результате выщелачивания карбонатов, накопления в появляющихся карстообразных полостях остаточного апатита, последующего частичного растворения в верхних горизонтах коры выветривания и переотложения его в нижние горизонты в форме почковидных или тонковолокнистых агрегатов вторичного фосфата — штаффелита. При этом процессе силикатные минералы (форстерит, диопсид и др.) полностью разлагаются с образованием бурых окислов железа, флогопит превращается в вермикулит. Штаффелитовые руды — серовато-бурые, бурые и ржаво-бурые; пористые, ячеистые, брекчиевидные, кавернозные. Таким образом, штаффелитовые руды отличает свой парагенезис минералов: штаффелит, бурые окислы железа, вермикулит, реже сунгулит, хлорит. Апатит и магнетит являются реликтовыми минералами.

Растворение фосфатов сопровождается частичным выносом и переотложением их по трещинам во вмещающих фенитах. В связи с этим наблюдаются не только крупные сплошные пластообразные залежи апатит-штаффелитовых руд на карбонатитах, но и штокверки маломощных жилок штаффелита в фенитах. Соответственно выделяется два типа руд: сплошные богатые и бедные штокверковые. Содержание P_2O_5 в сплошных рудах колеблется от 15 до 33% и в среднем составляет не менее 20—25%. Запасы таких руд на Ковдоре оцениваются в 60—70 млн. *т*. Среднее содержание P_2O_5 в штокверковых рудах 6—8%, запасы их оцениваются в 50—60 млн. *т*.

Известно, что кора выветривания имеет широкое распространение и на других подобных массивах. Так, например, по данным Динса [3], в коре выветривания карбонатитов Якупиранги (Бразилия) накапливаются апатит-магнетитовые руды, на массиве Луеш (Заир) апатит-ниобиевые руды, на массиве Сокли (Финляндия) апатит-штаффелитовые руды. К этому же типу, видимо, относятся богатые фосфатные руды Ессейского и других массивов Севера Сибирской платформы, хотя некоторые исследователи их относят к гипогенным образованиям [4, 6].

Таким образом, массивы ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова богаты полезными ископаемыми. Проведенные на них поисково-разведочные работы отличались высокой эффективностью и крупными открытиями. На основе разведанных месторождений действуют и набирают темпы горнорудные предприятия. Соответственно расширяется потребность в минеральном сырье. Массивы изучены еще весьма слабо, в то время как перспективы обнаружения в них новых крупных месторождений весьма благоприятны. В особенности это касается апатитовых, апатит-магнетитовых и редкометальных месторождений. Учитывая большой дефицит указанных видов минерального сырья, целесообразно форсировать проведение комплексных поисково-разведочных работ, в первую очередь на наиболее перспективных Ковдорском, Себльяврском и Вуориярвинском массивах. Следует также иметь в виду возможность обнаружения на Кольском полуострове новых массивов, что может существенно отразиться на прогнозной оценке минерального сырья и направлении геологоразведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бородин Л. С. Карбонатитовые месторождения редких элементов. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Изд. 3-е. М., «Наука», 1966.

2. Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М. Карбонатитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.

3. Динс Т. Геолого-экономическая характеристика карбонатитов Африки. — В кн.: Карбонатиты. М., «Мир», 1969.
4. Егоров Л. С. Апатит в Маймеча-Котуйском комплексе ультраосновных-щелочных пород. — В кн.: Апатиты. М., «Наука», 1968.
5. Кухаренко А. А. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., «Недра», 196
6. Ланда Э. А. Магнетит-апатитовые породы Маймеча-Котуйской провинци и некоторые вопросы генезиса существенно апатитовых пород ультрасновных—щело ных магматических комплексов. — В сб.: Карбонатиты и щелочные породы севера Си бири. Л., изд. НИИгеологии Арктики, 1970.
7. Мельшер Ж. С.. Карбонатиты Якупиранги, Сан-Паулу, Бразилия. — В кн Карбонатиты. М., «Мир», 1969.
8. Римская-Корсакова О. М. Апатитоносность Ковдорского массива. — В кн.: Апатиты. М., «Недра», 1968.
9. Сидоренко А. В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуостров М., изд-во АН СССР, 1958.
10. Соколов С. В. О метасоматической природе карбонатитов. — В сб. тезисо Метасоматизм и рудообразование. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1972.
11. Татаринов П. М. К вопросу о роли вмещающих пород в процессе обра зования эндогенных месторождений полезных ископаемых. Геол. рудн. м-ний, 1959, №
12. Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и неру ных полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1963.
13. Терновой В. И., Афанасьев Б. В., Сулимов Б. И. Геология и ра ведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. Л., «Недра», 1969.
14. Терновой В. И. Роль вмещающих пород в процессе образования Ковдор ского флогопитового месторождения. — В сб. научн. тр.: Условия образования и зако номерности размещения полезных ископаемых. Л., «Недра», 1971.
15. Шестаков И. Е., Мазуров М. К., Найфонов Т. Б. Технология и эк номика получения и применения титанового сырья — перовскитового концентрат Цветные металлы, 1970, № 24.
16. Уилли П. Дж. Проблема образования карбонатитов в свете эксперимента ных данных. Возникновение и дифференциация карбонатитовой магмы. — В кн.: Ка бонатиты. М., «Мир», 1969.
17. Эпштейн Е. М. О давлении как рудообразующем факторе в карбонатитовы метасоматитах. — В сб. тезисов: Метасоматизм и рудообразование. Л., изд. ВСЕГЕ 1972.
18. Paarma H. Lithos, 3, 1970.