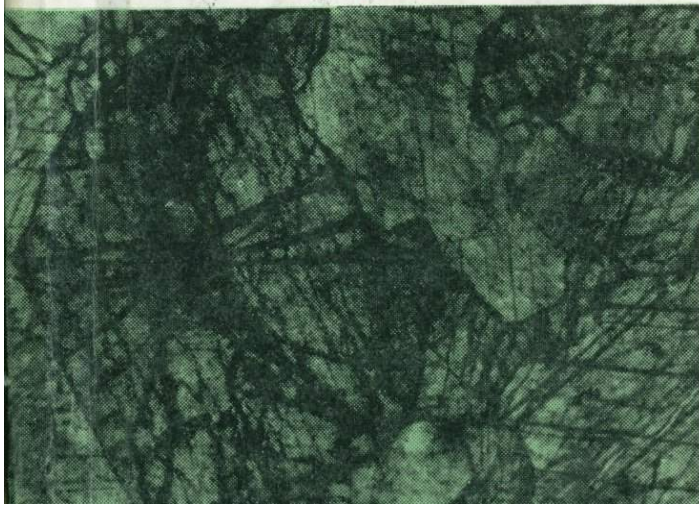
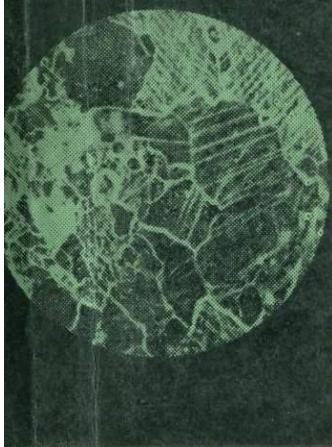


Е. Б. Глевасский, С. Г. Кривдик

ДОКЕМБРИЙСКИЙ КАРБОНАТИТОВЫЙ КОМПЛЕКС ПРИАЗОВЬЯ



АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

Е. Б. Глевасский, С. Г. Кривдик

ДОКЕМБРИЙСКИЙ
КАРБОНАТИТОВЫЙ
КОМПЛЕКС
ПРИАЗОВЬЯ

3758

КИЕВ НАУКОВА ДУМКА 1981



**Докембрийский карбонатитовый комплекс
Приазовья / Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. – Ки-
ев : Наук. думка, 1981. – 228 с.**

В монографии рассмотрены геологическое положение, структура, вещественный состав и петрогенезис комплекса ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. На основе петрографических, минералогических и оригинальных химико-аналитических данных разработана номенклатура пород этого комплекса. В результате анализа геологических, петрологических и изотопно-геохимических данных, а также обобщения литературных и экспериментальных материалов авторы приходят к выводу о глубинном интрузивно-магматическом генезисе щелочных гипербазитов, ийолитов-мельтейтитов, нефелиновых сиенитов, карбонатитов и других образований карбонатитового комплекса, приуроченного к Черниговской зоне разломов. Охарактеризована зональность ореолов фенитизации и зависимость ее интенсивности от состава фенитизируемых пород. Освещены главные черты рудоносности комплекса, его положение в Приазовской редкометальной провинции и перспективы поисков новых карбонатитовых массивов.

Расчитана на специалистов, изучающих различные аспекты геологии и петрологии карбонатитовых комплексов.

Табл. 61. Ил. 46. Библиогр. с. 114–124.

Ответственный редактор
Н.П.Щербак

Рецензенты
В.И.Скаржинский, К.Е.Есипчук

Редакция литературы о Земле

Г 1904020000–659 266-81.
M221 (04)-81

© Издательство "Наукова думка", 1981

Карбонатиты как эндогенные образования были впервые выделены в конце прошлого века (Högbom, 1895), но интерес к этим редко встречающимся породам с тех пор не уменьшился. Это обусловлено, во-первых, всевозрастающей практической значимостью карбонатитов как потенциально-го источника комплексного минерального сырья (редких металлов, апатита, железа и др.), и во-вторых, не прекращающейся дискуссией об их генезисе. Кроме того, с точки зрения авторов, отстаивающих глубинное интрузивно-магматическое происхождение карбонатитов, последние и ассоциирующие с ними породы имеют важное значение как источник информации о составе верхней мантии и происходящих в ней процессах. Трудно переоценить и региональное значение рассматриваемого рудоносного черниговского комплекса ультраосновных щелочных пород и карбонатитов — первого на Украине карбонатитового комплекса, уже только открытие которого расширяет перспективы Приазовья и Украинского щита в отношении поисков месторождений карбонатитового типа.

С позиций десятилетних исследований, карбонатитовый комплекс Приазовья может служить учебным полигоном, опыт изучения которого важно использовать в других регионах Украинского щита. Впервые приазовские карбонатиты были обнаружены при геологической съемке в 1961—1964 гг. (Н.И.Лебедев), но тогда должного внимания не привлекли. Лишь в 1969 г., после детализации дополнительных данных, полученных при гидрогеологических исследованиях, Белозерской экспедицией треста Укрюргеология была доказана перспективность карбонатитов, изучавшихся в дальнейшем партиями Министерства геологии СССР и Министерства геологии УССР (Жуков, Вархотов, Сахацкий, 1973; Лапицкий, Качанов, Миткеев, Никонов, 1974). Эти работы выполнялись по инициативе и под руководством заместителя министра геологии УССР П.Н.Сторчака, с самого начала правильно определившего карбонатитовый тип оруденения.

В настоящее время изучение карбонатитового комплекса продолжается. Проведенные работы показали, что к этому комплексу приурочено месторождение апатитовых руд.

Не останавливаясь более подробно на истории исследований, отметим, что авторы принимают активное участие в изучении карбонатитового комплекса с 1972 г., взяв на себя разработку дискуссионных вопросов петрогенезиса щелочных ультраосновных пород и карбонатитов (Глевасский, Кривдик, 1977, 1978, 1979; Кривдик, 1977, 1978, 1979), ранее детально не обсуждавшихся. В настоящей работе подведены итоги этих исследований — рассмотрены вопросы геологического положения черниговского карбонатитового комплекса, его структуры, вещественного состава и рудоносности. Обсуждаются вопросы источника и формы переноса вещества карбонатитов, природы апатитовой и редкометаллической минерализации и, наконец, общие проблемы петрогенезиса карбонатитовых комплексов.

Изложенные представления базируются на изучении около 20000 м керн скважин, 2000 шлифов и аншлифов и 120 искусственных шлифов, а также на результатах химических (200 анализов пород, 140 анализов минералов), спектральных (1500 анализов), рентгеноструктурных, рентгеноспектральных, геохронологических и изотопно-геохимических исследований, проведенных в лабораториях ИГФМ АН УССР.

Сознавая сложность и спорность многих, в разной степени разрешенных или только поставленных, вопросов, авторы надеются, что их обсуждение будет способствовать как прогрессу в изучении черниговского карбонатитового комплекса и поискам на Украине новых карбонатитовых массивов, так и решению дискуссионных вопросов генезиса карбонатитовых комплексов в целом.

В основу работы положен фактический материал поисково-разведочных работ экспедиции Министерства геологии СССР (В.А.Вархотов, Ю.П.Горь и др.), проведенных в начале 70-х годов, в результате которых был окончательно определен карбонатитовый тип апатитового месторождения и установлены масштабы оруденения. В процессе этих работ авторы тесно сотрудничали с геологами экспедиции и весьма признательны за предоставленную возможность знакомиться с производственными материалами, благожелательное отношение и помощь. Большое значение имело обсуждение общих и частных вопросов геологии, петрологии и минералогии комплекса с геологами научно-исследовательских и производственных организаций Л.С.Бородиным, Ю.А.Багдасаровым, М.И.Веригиным, В.И.Герасимовским, А.И.Гинзбургом, В.М.Драловым, Л.Н.Егоровой, К.Е.Есипчуком, Г.В.Жуковым, А.И.Зарицким, Г.И.Каляевым, Е.Н.Кочановым, Г.Г.Коньковым, Л.Ф.Лавриненко, А.В.Лапиным, Э.М.Лапицким, М.Л.Левенштейном, А.Л.Литвиным, И.П.Луговой, Е.Я.Марченко, Б.Ф.Мицкевичем, В.К.Осадчим, Л.К.Пожарицкой, Н.Ф.Русаковым, А.Н.Синицей, В.И.Скаржинским, В.А.Стадником, П.Н.Сторчаком, А.И.Стрыгиным, О.Д.Тимошенко, И.Д.Царовским, Ю.Д.Шковыр и др.

На всех этапах исследований и подготовки рукописи авторы пользовались вниманием и поддержкой академиков АН УССР Н.П.Семененко, Я.Н.Белевцева и Н.П.Щербака, которым приносят свою благодарность.

Детальное изучение черниговского карбонатитового комплекса было начато в 1971 г. экспедицией Министерства геологии СССР. Этими (Жуков, Вархотов, Сахацкий, 1973) и более ранними работами Белозерской геологоразведочной экспедиции (Лапицкий, Качанов, Миткеев, Никонов, 1974) была установлена приуроченность вскрытых рядом скважин карбонатитов, сиенитов, гипербазитов и др. в Черниговской (по пгт Черниговка Запорожской области — Северо-Западное Приазовье) зоне разломов (простираение $30 - 35^{\circ}$). Зона детально изучена на отрезке, с которым связаны линейные тела карбонатитового комплекса (рис. 1). Геофизическими методами и бурением разлом прослежен на северо-восток на расстояние 14 км, до сочленения с Конкским разломом. Последний обычно определяется как глубинный долгоживущий разлом докембрийского заложения (Собакар, 1964); он прослежен в широтном направлении на сотни километров и в рассматриваемом районе отделяет Приазовский кристаллический массив (Западно-Приазовский блок) от Конкско-Яльинской впадины. Иногда Черниговский разлом рассматривают как опережающий по отношению к Конкскому.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Магматогенные и метасоматические образования карбонатитового комплекса, приуроченные к Черниговской зоне разломов, субсогласно залегают среди высокометаморфизованных (гранулитовая фация метаморфизма) пород лозоватской свиты архея, слагающей одноименную антиклиналь (Эйнон, Есилчук, Цуканов, 1971) первого порядка. Ось этой структуры субмеридиональна. Максимальный размах крыльев около 20 км. Лозоватская антиклиналь уверенно устанавливается при прослеживании магнитоактивных пачек кристаллических сланцев основного состава и амфиболитов. Она подтверждена и материалами гравиметрии, поскольку приурочена к северной части Черниговской системы наиболее приподнятых блоков Западного Приазовья (Собакар, 1964).

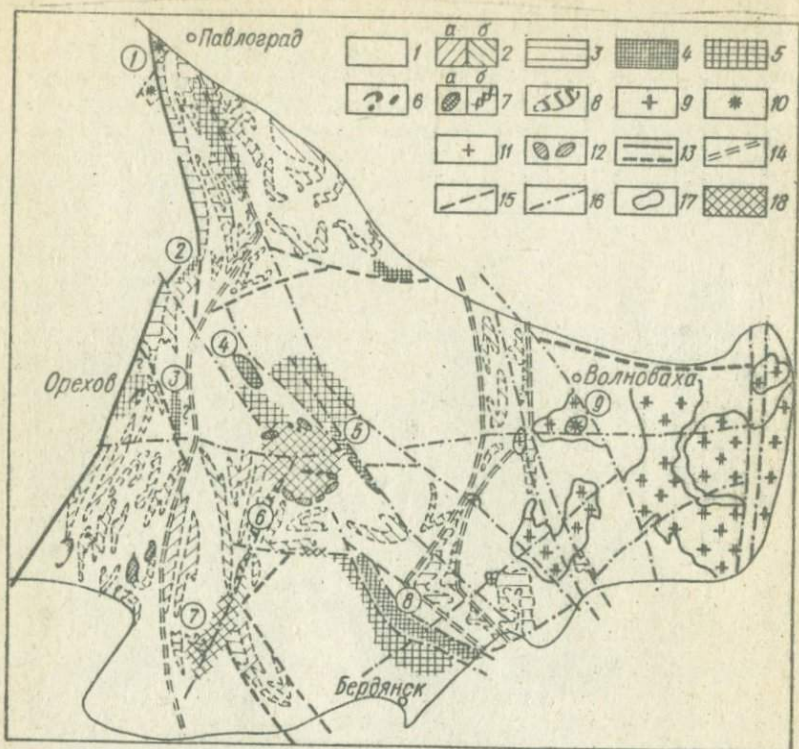


Рис.1. Схема геологического строения Призовского блока:

1 – нерасчлененные гранитоиды и мигматиты – “граниты фундамента” (AR) и синорогенные гранитоиды (AR-PR₁). Доорогенные супракrustальные образования; 2 – западнопризовская серия (AR): а – нижняя часть разреза с преобладанием гнейсов (биотит-амфиболовых, пироксеновых) основного и среднего состава и амфиболитов, б – верхняя часть разреза с преобладанием гнейсов (биотитовых, гранат-биотитовых, амфибол-биотитовых, пироксеносодержащих) среднего и кислого состава, подчиненные пачки амфиболитов, маломощные пласты железисто-кремнистых пород, силлиманитосодержащих гнейсов; 3 – нерасчлененная центральнопризовская серия (PR₁) – кварциты, биотитовые, силлиманит-гранат-кордиеритовые, графитовые, пироксеновые и другие гнейсы, карбонатные породы, подчиненные пласты пироксеновых гнейсов основного состава, амфиболитов и железисто-кремнистых пород; 4 – нерасчлененные формации наложенных проторифтогенных структур (PR₁-PR₂) – сланцы и кварциты мусковитовые и двуслюдяные, гнейсы и сланцы гранат-андалузит-ставролитовые, metabазиты и метаультрабазиты, карбонатные и железисто-кремнистые породы; 5 – площади распространения маломощных тел metabазитов и метаультрабазитов – “корневые части” проторифтогенных структур; 6 – metabазиты, формационная принадлежность которых не установлена (PR₁?); 7 – щелочные образования неустановленных формационных типов и геологических позиций (а – сиениты и альбититы; б – гельсинкиты (PR₁)). Платформенные магмати-

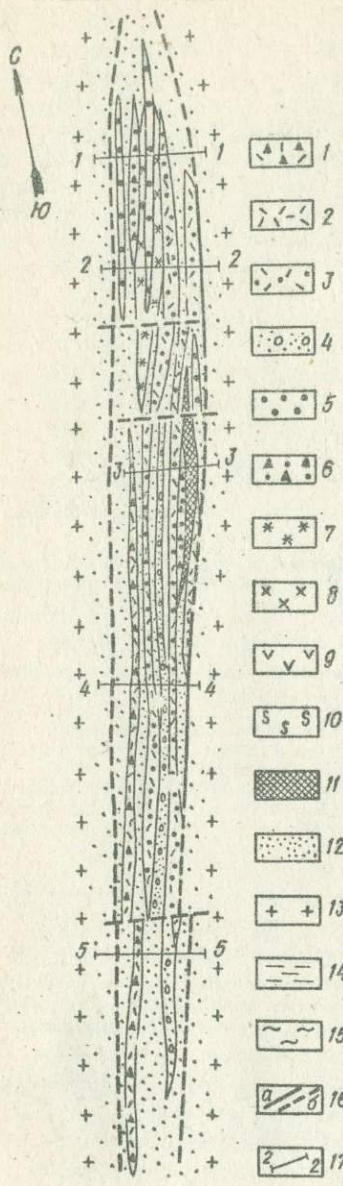
В составе лозоватской свиты широко развиты в различной степени мигматизированные и гранитизированные породы, представленные пироксенсодержащими гнейсами, амфиболитами, пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами основного состава, биотитовыми, амфиболовыми и другими гнейсами, а также известково-силикатными кристаллическими сланцами и чарнокитами. Спорадически отмечаются маломощные пласты высокоглиноземистых гнейсов и железистых кварцитов. Супра-крустальные образования этой свиты, по-видимому, одни из древнейших в Приазовье, так как изотопный возраст их, установленный калий-аргоновым и уран-свинцовым методами, составляет 2,7 – 2,9 млрд. лет (максимальные значения).

По данным О.Л.Эйнора, К.Е.Есипчука и В.А.Цуканова (1971) и наблюдениями авторов, в пределах рассматриваемой структуры гнейсо-мигматитовая толща интенсивно смята в крутые складки второго и более высоких порядков, часто изоклиналильные, с размахом крыльев от нескольких метров до нескольких километров как с рутыми, так и пологими падениями (от 10-20° до 80-85°) преимущественно на восток и северо-восток в пределах восточных крыльев и на запад и юго-восток в пределах западных. В целом степень ультраметаморфизма в антиклинальных складках выше, чем в синклиналильных.

Собственно Черниговская зона разломов приурочена к восточному крылу Лозоватской антиклинали и представляет собой крутопадающих сближенных разрывов растяжения, выполненных образованиями карбонатитового комплекса. Несмотря на то, что Черниговский разлом с севера (от Конкского разлома) на юг прослежен с разной степенью детальности на расстояние около 30 км, породы собственно карбонатитового комплекса в зоне разлома установлены не повсеместно. Они образуют два линзовидных блока: более крупный – Северный (рис.2) и недавно открытый (1978) отрядом треста Артемгеология (Н.Ф.Русаков) и еще недоста-

тические образования; 8 – карбонатитовый комплекс – щелочная ультраосновная формация (PR₁ – PR₂); 9 – сиениты, граносиениты – щелочная гранитоидная формация (PR₁ – PR₂); 10 – щелочные и нефелиновые сиениты, габбро-сиениты и другие породы – щелочная габброидная формация (PR₂); 11 – альбитизированные и грейзенизированные граниты камсиномогильского типа (PR₂); 12 – монцититы (PZ₁). Главнейшие дизъюнктивы: 13 – глубинные разломы; 14, 15 – разломы, ограничивающие блоки II и III порядков; 16 – сквозные разломы; 17 – контур шита; 18 – районы, перспективные на обнаружение карбонатитовых массивов: область сочленения наложенных ниже-среднепротерозойских структур; южное продолжение Черниговской зоны разломов.

Ц и ф р ы в к р у ж к а х – названия фрагментов структурно-формационных зон и массивов щелочных формаций: 1 – Малотерсянский; 2 – Северотерсянский; 3 – Восточный Новоданликовский; 4 – Гуляйпольский; 5 – Куйбышевский; 6 – Черниговский; 7 – Куксунгурский; 8 – Сорокинский; 9 – Октябрьский



точно изученный — Южный (Бегим-Чокракский участок), расположенный на расстоянии около 3 км от южного выклинивания Северного блока. Пока неясно, связана ли отмеченная четковидная (рис.1) структура комплекса с долей посткарбонативым этапом формирования Черниговского разлома. Вероятно, она является результатом неоднократных движений в пределах зоны дизъюнктива. Об этом свидетельствует, например, приуроченность к зоне рассматриваемого разлома верхнемелового грабена: в 100-150 м к востоку от восточного контакта комплекса и примерно параллельно ему расположена серия нарушений мелового возраста, по которым кристаллический фундамент опущен на 100-110 м.

Как уже отмечалось, типичные образования комплекса ультраосновных щелочных пород и карбонатитов установлены бурением в пределах Черниговской зоны на сравнительно ограниченном протяжении и с перерывами. К северу и югу они выклиниваются, а на их продолжении и между установленными линзами-блоками часто отмечаются маломощные тела эпидотовых и

Рис.2. Схема геологического строения Черниговского карбонатитового массива (Северный блок):
 1 — кимберлитовые карбонатиты; 2 — бефорситы доломитовые; 3 — бефорситы доломит-кальцитовые; 4 — альвикиты; 5 — сёвиты; 6 — эруптивные сёвитовые брекчи; 7 — канадиты; 8 — ийолит-мельтейтиты; 9 — оливиниты; 10 — глиммериты; 11 — щелочные пироксениты; 12 — фениты и щелочные сиениты (нерасчлещенные); 13 — вмещающие породы (мигматиты, гнейсы, граниты, кристаллические сланцы, амфиболиты); 14 — отложения осадочного чехла; 15 — кора выветривания; 16 — основные дизъюнктивные нарушения: а — обнаруженные; б — предполагаемые; 17 — линии разрезов

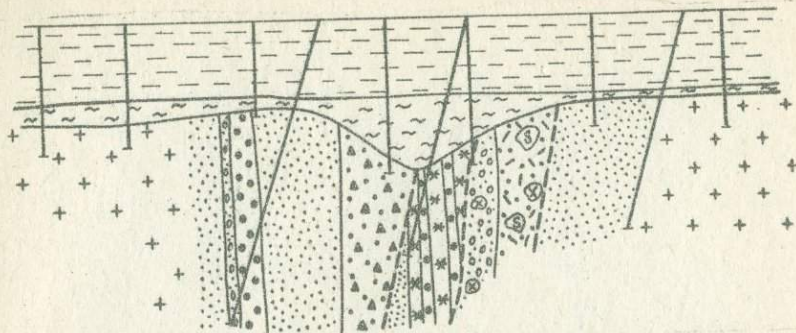


Рис.3. Схематизированный разрез через северную часть Черниговского массива по линии 1 - 1.
Условные обозначения см. на рис.2.

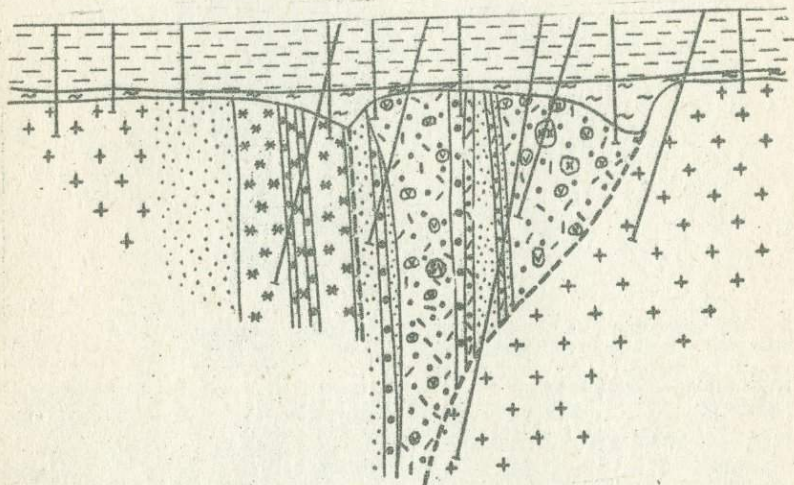


Рис.4. Схематизированный разрез через северную часть массива по линии 2 - 2.
Условные обозначения см. на рис.2.

хлорит-эпидотовых, иногда микроклин-содержащих альбититов (типа гельсинкитов), пока не встреченных в пределах развития пород собственного комплекса. Отнесение таких образований к фенитам или предположение о генетической связи с ними требует более серьезных доказательств, чем приуроченность к одной разрывной структуре, так как подобные образования установлены во многих разрывных структурах Приазовья и связываются обычно с диафорическими процессами в зонах разло-

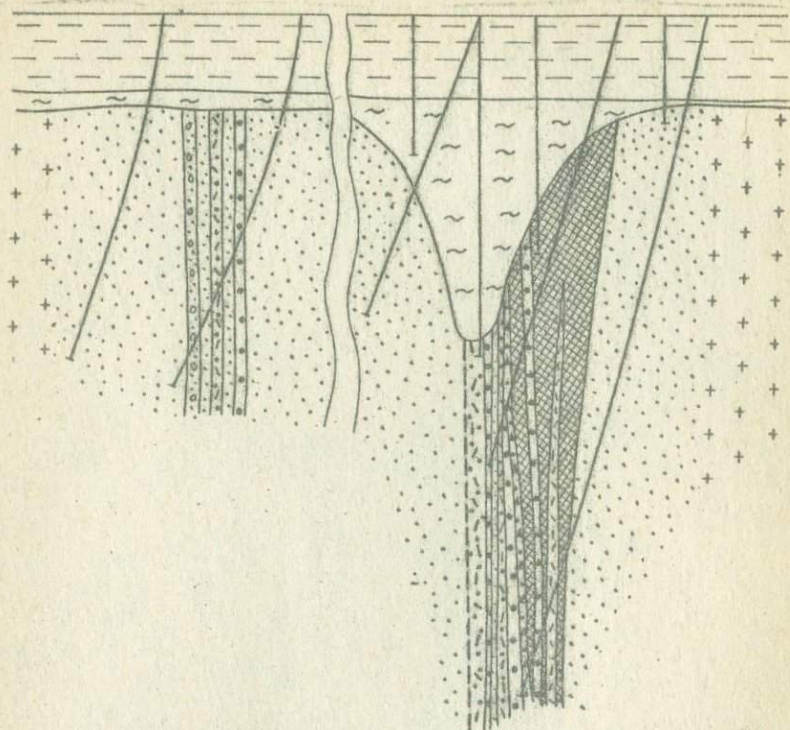


Рис.5. Схематизированный разрез через центральную часть массива по линии 3 — 3. Условные обозначения см. на рис.2

мов. Обычно образование такого типа пород объясняют постмагматическим диафторезом, сопровождающим формирование массивов диоритов, гранодиоритов и тоналитов обиточненского комплекса (Эйноор, Есипчук, Цуканов, 1971), и, с этой точки зрения, они должны быть древнее платформенных образований комплекса. Однако, весьма вероятно, что гельсинкитоподобные породы конвергентны, так как хотя бы часть подобных пород моложе образований комплекса. Так, в единичных случаях в зонах тектонических контактов фенитов высших стадий и пород рамы среди катаклазитов и милонитов обнаружены подобные образования, развивающиеся по катаклазитам.

Мощность образований комплекса в отмеченных линзах — блоках непостоянна. Максимальные мощности и полнота "набора" пород комплекса установлены в Северном блоке, в его центральных частях (район с.Повополтавка). Именно к этому отрезку линейной структуры комплекса

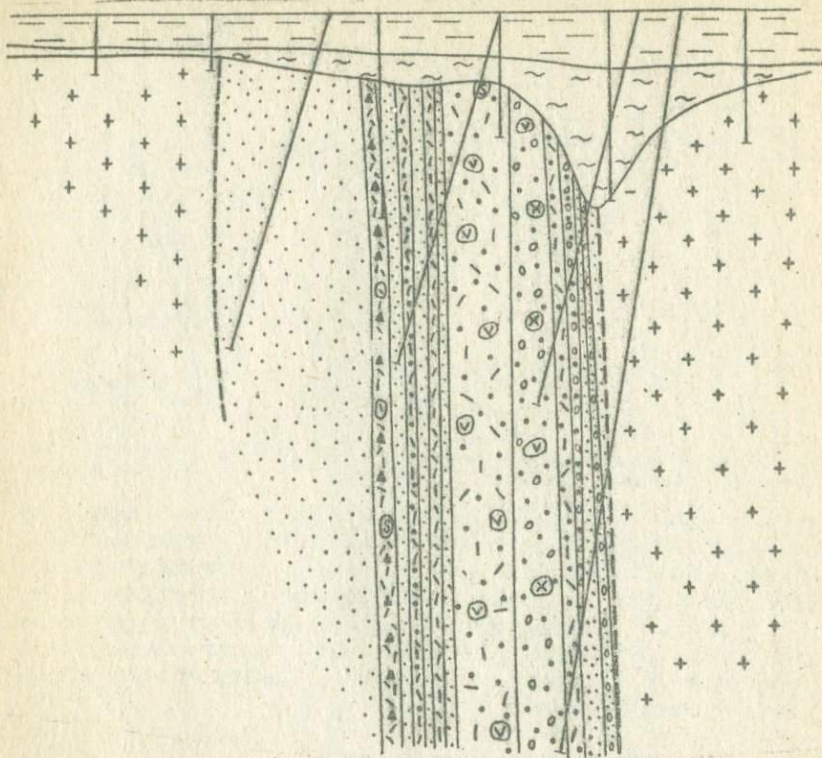


Рис.6. Схематизированный разрез через южную часть массива по линии 4 — 4.
Условные обозначения см. на рис.2

приурочены на более мощные тела карбонатитов (рис.3—7). На остальных участках преобладают сиениты и фениты. По серии поперечных, диагональных и продольных разрывов Черниговская зона разбита на отдельные блоки (границы их, как правило, спорны), смещенные за расстояния до 100 м, а возможно и более.

Среди пород собственно карбонатитового комплекса наиболее распространены породы серии щелочных сиенитов и карбонатитов. Им подчинены нефелиновые сиениты и щелочные пироксениты. Остальные образования (оливиниты, перидотиты, ийолит-мельтейгиты) наблюдаются в виде либо включений в карбонатитах, либо маломощных спорадически встречающихся тел (кимберлитовые карбонатиты, эссекситы и др.).

В целом, как состав пород черниговского комплекса, так и их минералогические и геохимические особенности типичны для массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. Необычной является редко

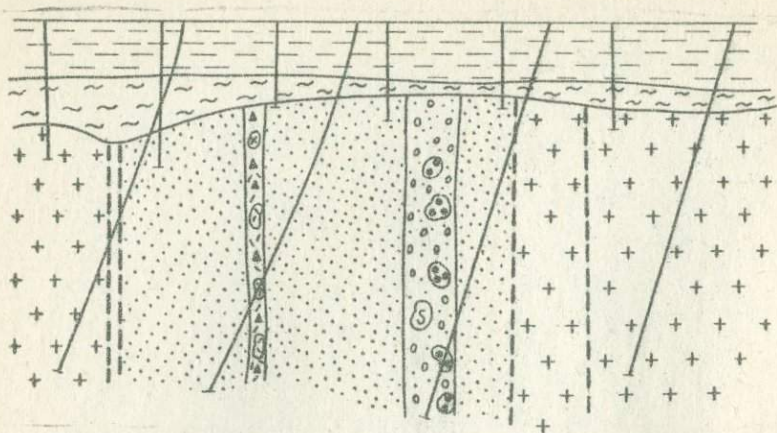


Рис. 7. Схематизированный разрез через южную часть массива по линии 5 — 5. Условные обозначения см. на рис. 2

встречаемая линейно вытянутая структура массива и, соответственно, дайкообразные формы тел слагающих его образований, согласные и субсогласные с общим простиранием зоны разломов. Отношения мощности к длине наиболее хорошо изученных тел карбонатитов составляют обычно от 1:5 до 1:7. Если же допустить, что хотя бы некоторые из расположенных кулисообразно крупных линзовидных тел являются смещенными по поперечным или диагональным разрывам, то приведенные выше отношения значительно уменьшатся.

ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ

В табл. 1 и 2 приведены результаты определений изотопного возраста вмещающих пород и образований карбонатитового комплекса. По данным 33 анализов при хорошей сходимости калий-аргоновых и свинцово-изотопных определений, средний возраст комплекса близок к 2 млрд. лет. Колебания значения возраста отдельных типов пород отвечают пределам точности геохронологических методов и поэтому не позволяют оценить возрастные соотношения отдельных фаз, внедрившихся, вероятно, в узких временных пределах.

Период формирования карбонатитового комплекса определяет нижний возрастной предел консолидации Приазовского блока. Исходя из этого можно предположить, что возраст гнейсов и мигматитов Приазовья в указанном интервале, установленный по многочисленным калий-аргоновым определениям, является "омоложенным". Вероятно, до времени формирования комплекса карбонатитов значительная часть Приазовского блока была погружена рчже критического уровня возможного накопле-

Т а б л и ц а 1. Изотопный возраст минералов из вмещающих пород черниговского карбонатитового комплекса

Порода	Минерал, использованный для изотопных определений	Возраст, млн. лет
Амфиболит, пироксенсодержащий гранитизированный, останец среди гнейсов	Роговая обманка	2020
Гнейс клинопироксен-роговообманко-биотитовый	Роговая обманка Биотит	1935 1925
Чарнокит роговообманко-клинопироксеновый	Роговая обманка	2000
Кристаллический сланец известковисто-силикатный клинопироксен-гранат-плагноклазовый, скаполитизированный	Сфен	2050
	Циркон	2680
		2695
		2740

Примечания. 1. Возраст по циркону определен методом прямой ионизации свинца, испаряющегося непосредственно из минерала при высокой температуре.

2. Анализы выполнены в лабораториях ИГФМ АН УССР: калий-аргоновый возраст определен Ф.И.Котловской и Б.Б.Зайдис, изотопно-свинцовый — Г.Д.Елисейевой и А.В.Лукашук.

Т а б л и ц а 2. Изотопный возраст пород черниговского карбонатитового комплекса по данным: калий-аргонового и свинцово-изотопного методов

Порода	Минерал, использованный для изотопных определений	Количество определений	Пределы колебания возраста, млн. лет	Средний возраст, млн. лет
Пироксенит	Сфен	1	2090	2090
Мельтейгит	Амфибол	2	2000	2000
Оливинит-мельтейгит (нефелин-оливиновая порода)	Амфибол	1	1970	1970
Канадит	Циркон	1	2090	2090
	Биотит	1	1940	1940
Щелочные сиениты, нордмаркиты, граниты	Сфен	3	1990-2090	2050
	Биотит	1	1975	1975
Севит	Циркон	1	2010	2010
	Амфибол	3	1950-2000	1980
	Биотит	6	1825-1975	1920
Альвикит	Циркон	1	2190	2190
	Амфибол	1	1935	1935
	Флогопит	2	1900-1970	1910
Бефорсит	Монацит	1	1900*	1900*
	Флогопит	4	1830-2000	1930
	Флогопит	2	1820-1990	1910
Оливинит-глиммерит	Флогопит	1	1920	1920
Фоскорит	Флогопит	1	1900	1900
Кимберлитовый карбонатит	Флогопит	1	1900	1900
Среднее по комплексу		33	1820-2190	2020

Примечание. Звездочкой обозначен возраст, определенный по отношению

208 $Pb / ^{232}Th$

ния аргона (Салоп, 1963). Этим, возможно, объясняется разброс значений изотопных определений возраста гнейсов и гранитоидов Западного Приазовья. К истинному возрасту вмещающих пород комплекса близки определения, сделанные по цирконам из известковисто-силикатных кристаллических сланцев.

ПРОБЛЕМЫ ОБЩЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ПОЛОЖЕНИЯ
КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА
И ПОИСКОВ КАРБОНАТИТОВЫХ МАССИВОВ

Приведенные выше данные о структурных особенностях Черниговской зоны разломов и приуроченного к ней карбонатитового комплекса, а также о соотношениях изотопных возрастов магматических образований комплекса и вмещающих метаморфических пород позволяет считать, что щелочные ультраосновные породы и карбонатиты внедрялись в консолидированную раму. Особенности состава пород карбонатитового комплекса свидетельствуют о том, что они не подвергались региональному метаморфизму. Хотя, возможно, гранобластовые структуры карбонатитов образовались в процессе их перекристаллизации, связанной с позднейшими сжатием и разлинзованием.

Поскольку в Приазовском блоке пока не обнаружено структур (кроме Черниговской), вмещающих карбонатиты, естественно возникает вопрос — существуют ли в этом регионе структурно-формационные зоны, подобные Черниговской по характеру соотношений с рамой и близкие к ней по возрасту?

С общих геологических позиций на этот вопрос следует ответить утвердительно: отчетливо наложены на гнейсо-мигматитовое основание нижнепротерозойские: Сорокинская, Гуляйпольская, Куйбышевская, Федоровская и другие структурно-формационные зоны.

Несоответствующие структурные соотношения этих зон с рамой в местах непосредственных контактов затушеваны протерозойской складчатостью и метаморфизмом. Однако резкие различия в составе слагающих их пород, формационном типе, характере проявлений процессов метаморфизма и ультраметаморфизма, а также соотношениях изотопных возрастов (2,8 и 2,0 млрд. лет соответственно для пород рамы и названных зон) определяют принадлежность их к разным структурным ярусам.

Остановимся на краткой характеристике наиболее крупных и хорошо изученных структур (рис. 1).

Сорокинская структурно-формационная зона (приразломная моноклипапь) выполнена немигматизированной ритмично построенной толщей седиментогенных пород (сланцы, метаобломочные, а также карбонатные породы), включающей значительное количество субсогласных тел метальтрабазитов и метабазитов, а также ряд пегматитовых полей.

Гуляйпольская структурно-формационная зона сохранилась в виде фрагментов. Она включает одноименную брахисинклинали, выполненную немигматизированными метаобломочными породами, сланцами, железисто-кремнистыми образованиями, ряд эрозионных останцов сланцевой толщи, установленных Ю.Д.Шковырой в скважинах на юго-восточном продолжении простираения Гуляйпольской синклинали, а также ряд тел метаультрабазитов, структурно приуроченных к рассматриваемой зоне. Возможно, к этой же зоне относится и часть Северо-Терсянского железорудного месторождения Орехово-Павлоградской полосы, сложенная породами, резко отличающимися по составу, мощностям и степени метаморфизма от образований Орехово-Павлоградской структуры.

Несмотря на то что и Черниговская, и рассмотренные структуры нижнепротерозойские, они строго не синхронны и, вероятно, развивались последовательно. Более древними являются Сорокинская и Гуляйпольская зоны, возрастные соотношения между которыми еще недостаточно выяснены. Важно, однако, еще раз подчеркнуть, что геологическая общность их состоит не столько в близком простираении, сравнительно слабом (до эпидот-амфиболитовой фации) динамометаморфизме, отсутствии явлений ультраметаморфизма и залеганий на размытой поверхности гнейсо-мигматитового основания, сколько в том, что эти структуры можно рассматривать как наложенные грабен-синклинали или приразломные моноклинали. Поскольку простираения разных структурно-формационных зон или их фрагментов неодинаковы (рис.1) — отмечаются северо-восточные (Черниговская зона), северо-западные (Сорокинская, Гуляйпольская и другие зоны) субширотные (Конкский разлом), то область их сочленения по морфологии напоминает типичные для континентального рифтогенеза "тройные сочленения" с характерными (около 120°) углами. В связи с этим можно предположить, что их заложение и развитие является следствием континентального проторифтогенеза восточной части Украинского щита. С этих позиций можно полагать, что в пределах западной части Приазовского блока фиксируется система радиальных разломов, напоминающая по своей морфологии фанерозойские континентальные рифты сводовых поднятий Восточной Африки и других районов. Поэтому весьма интересны установленные в зоне сочленения рассмотренных разломов элементы кольцевой магматической структуры (рис.1), выраженные в расположении малых интрузий монзонитов. Впервые на такое р. положение тел монзонитов, обнаруживающихся в верховьях р.Конки и вскрытых рядом скважин, обратил внимание А.И.Некряч. Обнаруженные соотношения радиально расположенных разрывов и элементов кольцевой структуры позволяют рассматривать последнюю как центр расходящихся (или сходящихся) разрывов растяжения. Подобные центры, характерные для участков сочленения кольцевых и радиальных структур, известны в других регионах. Например, на Балтийском щите (Беляев, Увадьев, Шульга, 1976) подобный по структурному положению, но несравненно больший по мас-

штабам центр фиксирует Хибинский плутон, сформировавшийся на пересечении более древних (протерозойских) глубинных разломов. В связи с этим область сочленения отмеченных наложенных протерозойских структур (к сожалению, плохо обнаженная и в значительной части погруженная под мезо-кайнозойские отложения Конкско-Яльинской впадины) представляется перспективной для поисков массивов щелочно-ультраосновной или других формаций щелочных пород, а также кимберлитов.

С позиций структурной общности Черниговской, Сорокинской и Гуляйпольской зон разломов первую, по-видимому, нельзя рассматривать как оперяющую по отношению к Конкскому глубинному разлому. Вероятно, и по протяженности Черниговская зона должна быть соизмерима с сопряженными с ней вышерассмотренными структурами. Судя по простираанию детально изученной части Черниговской структуры, она трассируется в юго-западном направлении — предполагаемая осевая часть ее проходит примерно в 1,5-2,0 км от железорудного месторождения Куксунгур. В связи с этим интересно подчеркнуть, что на месторождении Куксунгур установлены (например, в скв.2 Приазовской ГРЭ) жильные сиениты, подобные обогащенным микроклином сиенитам южного выклинивания Северного блока комплекса (Приложение, табл.14). Кроме того, на этом же месторождении (и на месторождении Корсак-Могила) описаны необычные для других железорудных месторождений Приазовья зоны сиенитизации железистых кварцитов на контактах с розовыми жильными гранитами. Все это позволяет считать перспективной на поиски карбонатитов полосу (шириной 5-10 км и протяженностью около 30 км) предполагаемого продолжения Черниговской зоны разломов, по крайней мере до широты месторождений Куксунгур — Корсак-Могила (рис.1).

ФОРМАЦИОННОЕ ПОЛОЖЕНИЕ
ЧЕРНИГОВСКОГО
КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА
И ДРУГИХ ПРОЯВЛЕНИЙ
КАРБОНАТИТОВ /?/
ИЛИ ГЕНЕТИЧЕСКИ СВЯЗАННЫХ /?/
С НИМИ ОБРАЗОВАНИЙ

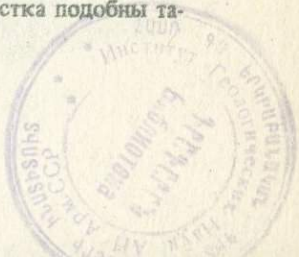
Докембрийский щелочной магматизм начального этапа платформенного развития Украинского щита можно объединить в три формационные группы — щелочную ультраосновную, щелочную габброидную и щелочную гранитоидную (Шейнманн, Апельцин, Нечаева, 1961). Первая группа представлена черниговским карбонатитовым комплексом. Возможно, к ней (или к щелочной габброидной группе) принадлежит более молодой (возраст по калий-аргоновому методу 1,7 — 1,6 млрд. лет) Проскуровский массив (Царовский, Брацлавский, 1978), недавно обнаруженный в юго-западной части щита и еще недостаточно изученный. В составе массива установлены пироксениты, ийолит-мельтейги-

ты, сиениты; в структурном отношении, судя по геофизическим данным, он, видимо, принадлежит к массивам центрального типа.

Вопрос о выделении щелочной габброидной и щелочной гранитоидной формационных групп более сложен и дискуссионен. Особенно это касается щелочной гранитоидной формационной группы. Не останавливаясь на анализе этого вопроса, проведенного Л.С.Бородиным (1974), следует подчеркнуть, что суть его состоит в следующем: если для щелочных ультраосновной и габброидной формаций имеются достаточно строгие доказательства комагматичности слагающих их пород, то для щелочной гранитоидной формации они только предполагаются.

3758
Хорошо изученные и неоднократно описанные в литературе массивы восточной части Украинского щита обычно относят к щелочной гранитоидной формационной группе (Царевский, 1964, Елисеев, Кушев, Виноградов, 1965), причем даже такие, как Малотерсянский массив, последовательные фазы которого не содержат гранитоидов и представлены габбро, сиенитами и нефелиновыми сиенитами (Тимошенко, 1975). По механизму формирования (центральный тип) и петрологическим особенностям Малотерсянскому массиву подобен Октябрьский, принадлежащий к сложному и, по-видимому, гетерогенному восточноприазовскому комплексу, включающему ряд массивов граносиенитов. По структуре и данным изотопной геохронологии Октябрьский массив (как, вероятно, и ряд щелочно-габброидных тел Южно-Кальчикского граносиенитового массива) также достаточно четко отделяется от вмещающих граносиенитов. С этой точки зрения, в восточной части Украинского щита можно выделить две формационные группы пород — более древнюю щелочную гранитоидную, включающую граносиенитовые массивы Восточного Приазовья (Южно-Кальчикский, Кальмиуский, Еланчикский) с изотопным возрастом 1,8-1,9 млрд. лет и более позднюю — щелочную габброидную (Малотерсянский и Октябрьский массивы) — 1,7-1,8 млрд. лет (Елисеев, Кушев, Виноградов, 1965). Важно подчеркнуть, что с Малотерсянским массивом пространственно связаны жильные карбонатиты (Тимошенко, 1975), изученные пока недостаточно.

В западной части Приазовского блока Орехово-Павлоградским глубинным разломом (кроме Малотерсянского массива), возможно, контролируются и другие проявления карбонатитов или пород, генетически связанных с карбонатитами. Так, еще в начале 60-х годов Г.В.Жуков (1961) при изучении восточной части Новоданиловской магнитной аномалии (окрестности г.Орехова Запорожской области) в одной из скважин отметил магнетит-карбонатную породу, залегающую в толще железистых кварцитов и серпентинизированных перидотитов и амфиболитов. Другой скважиной на этом же участке встречены фенитоподобные породы со щелочным пироксеном. Важно подчеркнуть, что формационный тип разреза и степень метаморфизма пород Восточного Новоданиловского участка подобны таковым северной части Сорокинской зоны.



Позднее (1968) В.В.Стадниченко было установлено развитие сиенитов (щелочная гранитоидная формация?) в сложном тектоническом узле в районе г.Мелитополя. И, наконец, М.И.Веригин и М.В.Миткеев (1970) обнаружили в Орехово-Павлоградской структурно-формационной зоне гипербазиты с высоким содержанием щелочей (4,32%). Это позволило им впервые (хотя, по-видимому, необоснованно) выделить формацию центральных интрузий щелочных и ультраосновных пород. К этой формации были отнесены дайки пикритов, обнажающиеся по р.Волчьей и серпентиниты у с.Красный Запорожец, для которых предполагалась пространственная и генетическая связи со щелочными образованиями Малотерсянского массива.

В Восточном Приазовье установлено ряд карбонатных жил с редкоземельной минерализацией, пространственно, а возможно, и генетически связанных с формированием щелочного комплекса.

Наконец, несколько карбонатитовых (?) проявлений связано с фанерозойским этапом развития щита и примыкающих территорий. Широкое проявление девонского щелочно-ультраосновного вулканизма (нефелиниты, лимбургиты, пикритовые порфириты, щелочные трахиты и др.) в пределах Припятской впадины и северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины (Корзун, Махнач, 1977), находки щелочно-ультраосновных пород в центральной части Днепровско-Донецкой впадины на продолжении Криворожско-Кременчугской зоны (Волошина, Галицкий, Пистрак, 1971) позволяют предполагать обнаружение здесь приповерхностных или вулканогенных фанерозойских карбонатитов. Об этом же свидетельствуют находки эффузивных карбонатитов в Покрово-Киреевском комплексе (Стадник Осадчий, 1978). Есть данные (Ляшкевич, Марушин, Мамчур, Ярыныч, 1978) о находке эксплозивных карбонатитов в Днепровско-Донецкой впадине в сверхглубокой скважине "Леляки-500", однако они еще нуждаются в проверке. Сомнительно также отнесение к карбонатитам карбонатных пород Казанковской и Тальновской разломных зон (Кононов, Кононова, 1977).

Все изложенное позволяет рассматривать Украинский щит и Днепровско-Донецкую впадину как перспективные регионы для поисков месторождений карбонатитового типа.

ПОРОДЫ ЭКЗОКОНТАКТОВОГО ОРЕОЛА
(ФЕНИ ГЫ)

Под названием фениты объединяются в разной степени преобразованные вмещающие породы карбонатитового комплекса, генетически связанные с его формированием. Фениты и часто ассоциирующие с ними жильные породы близкого состава (щелочные сиениты, твейтозиты и нордмаркиты) широко распространены и по площади превышают более чем в два раза все остальные образования комплекса (рис.2).

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Термины "фенит", "твейтозит" и "твейтозит-фенитовая серия" принадлежат В.Бреггеру (Brögger, 1921). Под таким названием были описаны породы, образующие зональные экзоконтактные ореолы в докембрийских гранитах и гнейсах вокруг массива щелочных пород и карбонатитов района Фен в Норвегии и состоящие в основном из щелочных полевых шпатов (в том числе и альбита) и эгиринсодержащих клинопироксенов в переменных количествах. Собственно фениты — лейкократовые и мезократовые образования — рассматривались как натриевые метасоматиты, возникшие в результате воздействия на вмещающие породы ийолит-мельтейгитовой магмы. В.Бреггер допускал, что в формировании фенитов участвовали и процессы плавления. Реоморфические жильные породы получили название пуласкитовых фенитов, фенитовых пегматитов и бостонитов. Образование меланократовых разновидностей — твейтозитов — трактовалось как результат смешения ийолит-мельтейгитового расплава с гранитами или фенитами в пропорции 10:1 соответственно.

Более поздние исследования (Eskertmann, 1948; Сергеев, 1967; Кухаренко, Орлова, Булах и др., 1965; Гарсон, 1969; и др.) показали, что фениты массивов разного состава и неодинаковой геологической позиции могут отличаться от классических фенитов комплекса Фен (Brögger, 1921) и различаться между собой минеральным составом, характером зональности и мощностью контактных ореолов. Вероятно, такими различиями и разным подходом исследователей к объему понятия "фенит" и генезису этих пород объясняется неопределенность их номенклатуры. Не останавливаясь специально на анализе отмеченных аспектов рассматриваемой проблемы, отраженной в ряде обстоятельных исследований (Кухаренко, Орлова, Булах и др., 1965; Сергеев, 1967; Барт, Рамберг, 1969; Бейли, 1969; Эккерман, 1969; Brögger, 1921; Heinrich, Moore, 1970, Puusti—

nen, 1971, Vartiainen, 1976, Cotzee, 1963, Watkinson, 1970, и др.), отметим главнейшие особенности фенитов.

Обычно *фенитами* называют продукты щелочного (в основном натриевого, реже калиевого) и в меньшей мере кальций-магний-железистого метасоматоза, генетически связанные с массивами пород щелочно-ультраосновной формации (или, по мнению некоторых исследователей, со щелочными массивами и других формаций) и образующиеся в их экзоконтактах. В фенитах, как правило, обнаруживается аддитивная метасоматическая зональность, отражающая в общем степень преобразования пород рамы, зависящую от расстояния до контакта с массивами, состава массивов и вмещающих пород и тектонической "проработки" последних. Важно подчеркнуть, что степень фенитизации в значительной мере зависит от состава вмещающих пород. Например, гранитоидные породы фенитизируются интенсивнее, чем амфиболиты, а, значит, фениты, образовавшиеся по этим породам в одинаковых условиях отражают разную степень преобразования. Несмотря на то что классические фениты (Brögger, 1921) описаны как преобразованные породы гранитоидного состава, вряд ли будет логично ограничивать понятие "фенит" только этим содержанием. К фенитам следует, вероятно, относить преобразованные вмещающие силикатные породы любого состава, за исключением, как предлагал и В.Бреггер, комагматических пород массивов, вызывающих фенитизацию. Ранние фазы этих массивов также являются вмещающими породами для более поздних и, естественно, подвергались их контактовому воздействию. Такие процессы контактовых преобразований или автометасоматоза по породам собственно массивов (ослюденение, карбонатизация, альбитизация и т.п.) следует четко отделять от процессов фенитизации, характеризующих преобразование пород рамы.

Судя по литературным данным, большинство описанных фенитов принадлежат к фенитам, образовавшимся по породам гранитоидного состава, что, вероятно, связано с широким распространением гранитоидов и особенностями состава фенитизирующих растворов. Наиболее общей чертой таких фенитов начальных стадий (степеней) преобразования является раскисление плагиоклаза и новообразование амфиболов (обычно щелочных) и (или) эгиринов, реже салитов и диопсидов. Признаки исходных пород на этих стадиях фенитизации всегда отчетливы. Фениты средних стадий различных массивов характеризуются альбит-клинопироксеновыми (с переменным содержанием эгиринового компонента) либо альбит-щелочно-амфиболовыми ассоциациями и в целом подобны. Продукты конечных стадий фенитизации имеют крупнозернистое сложение и зачастую трудно отличимы от жильных щелочных сиенитов (иногда их рассматривают как реоморфические фениты). По данным некоторых исследователей (Сергеев, 1967; Eckerhann, 1948), для таких интенсивно преобразованных пород характерны нефелинсодержащие парагенезисы, которые, однако, не

являются обязательными. Типичный парагенезис таких фенитов: альбит + калишпат (обычно пертит) + щелочной пироксен+нефелин. Общей тенденцией процесса фенитизации является приближение состава вмещающих пород к щелочному сиениту. При этом с повышением степени фенитизации обычно увеличивается щелочность фемических минералов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ФЕНИТОВ

Фениты отделяют магматогенные образования комплекса от пород рамы, преваляют внутри изучаемого массива, представляя останцы преобразованных вмещающих пород, и, наконец, наблюдаются в виде многочисленных ксенолитов в карбонатах (особенно в их эруптивных брекчиях).

Максимальные мощности ореолов фенитизации (от вмещающих пород до первого тела магматических пород комплекса — пироксенитов, карбонатитов и др.) в центральных частях линейной структуры Черниговского массива (район с.Новополтавка) близки к 150 м. К северу и югу мощности постепенно уменьшаются до 100—50 км и менее. В областях выклинивания структуры, где мощность комплекса составляет около 100—200 м, последний представлен лишь жильными сиенитами, нордмаркитами и, в значительно меньшей мере, — фенитами. Отмеченная симметрия ореолов фенитизации, а иногда и обычная последовательность зональности нарушается в связи с позднейшими разломами, еще недостаточно изученными.

Судя по наличию многочисленных преобразованных ксенолитов фенитов в карбонатах, процесс фенитизации явно предшествовал внедрению карбонатитов. Однако указать определенно, с формированием каких именно магматических образований комплекса связан процесс фенитизации или хотя бы его максимальное проявление, нельзя. Вероятно, каждая из фаз массива вносила свою "лепту" в образование фенитов. Поскольку близкие, между собой по составу фениты и, кстати, подобные рассматриваемым, описаны (Сергеев, 1967; Esker mann, 1948, Brögger, 1921; и др.) в экзоконтактах монофазных массивов и пироксенитов, и ийолит-мельтейгитов и нефелиновых сиенитов, то, возможно, процесс фенитизации надо связывать не непосредственно с влиянием какой-либо из фаз массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов, а со становлением комплексов в целом.

Докарбонатитовые ореолы фенитизации Черниговского массива испытывают дальнейшее преобразование в связи с воздействием карбонатитов. Образующиеся при этом узкие (обычно до первых метров) ореолы окаймляют карбонатитовые тела и характеризуются развитием существенно натриевых метасоматитов — биотитовых, амфибол-биотитовых и амфиболовых альбититов (Приложение, табл.2). Эти (более поздние) метасоматиты можно считать синкарбонатитовыми "фенитами" (альбититами).

Существуют, правда, представления (Eskermann, 1948; Эккерман, 1969; Барт, Рамберг, 1969; Бейли, 1969; и др.), согласно которым главным источником фенитизирующих флюидов являются карбонатитовые магмы. Эти мнения основываются главным образом на том, что наиболее мощные ореолы фенитизации сопутствуют обычно собственно карбонатитовым массивам. Так, Эккерман (Eskermann, 1948, 1969) описал в комплексе Альне экзоконтактовую фенитизацию гранитоидов вдоль карбонатитовых даек. С этой точки зрения, упомянутые карбонатитовые "фениты" (альбититы) черниговского комплекса можно рассматривать и как фениты последней (завершающей) сравнительно низкотемпературной (?) стадии.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРЕОЛОВ ФЕНИТИЗАЦИИ И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ФЕНИТОВ РАЗНЫХ СТАДИЙ

Под зональностью ореолов фенитизации понимают последовательную смену минеральных ассоциаций преобразованных вмещающих пород от внешних экзоконтактовых зон к внутренним с постепенным исчезновением при этом признаков структур и минеральных парагенезисов исходных пород. Зональность ореола рассматриваемого комплекса сложна и еще недостаточно расшифрована. С одной стороны, установлено, что степень преобразования рамы в общем возрастает от периферии к центру, а с другой — как внешние, так и внутренние части (зоны) ореола по существу представляют чередование (мощностью от первых метров до десятков метров) пород разных степеней преобразования (от слабых до интенсивных). Однако во внутренних частях ореола количество интенсивно преобразованных вмещающих пород значительно больше, чем в периферических. Возможно, это обусловлено тем, что фениты внутренних частей ореола (а следовательно, и линейной структуры комплекса) отражают результирующий процесс неоднократных преобразований, сопутствовавших многочисленным интрузивным фазам комплекса.

Для оценки интенсивности фенитизации использовано применявшееся и ранее (Сергеев, 1967) понятие стадии фенитизации. Важно, однако, подчеркнуть, что в понятие стадийности фенитизации авторы не вкладывают временной смысл, который в этом понятии иногда подразумевается (ранняя, завершающая и другие стадии фенитизации, по А.С.Сергееву), поскольку, как известно, метасоматические зоны формируются одновременно. Тем не менее, весьма вероятно, что некоторые фениты, особенно вышних стадий во внутренних частях ореола, являются результатом телескопирования процесса фенитизации и поэтому могут быть разновременными. Выделенные здесь стадии фенитизации принципиально подобны описанным (Сергеев, 1967; Brögger, 1921, Eskermann, 1948) для фенитов из массивов щелочно-ультраосновной формации Балтийского щита.

Вмещающие породы Черниговского массива представлены как образованиями гранитоидного состава — в разной степени гранитизированными и мигматизированными биотитовыми, биотит-амфиболовыми, пироксенсодержащими (обычно клинопироксеновыми) гнейсами и чарнокитами, так и породами основного состава — амфиболитами и амфиболитизированными пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами (Приложение, табл.3).

Ниже уделяется главное внимание особенностям фенитизации плагиогранитоидов и амфиболитов, поскольку они преобладают среди вмещающих пород в изученной зоне экзоконтакта массива и наиболее контрастны по составу.

Первая стадия фенитизации характеризуется частичной перекристаллизацией исходных пород, текстурные особенности и минеральный состав которых можно устанавливать достоверно. Типичные минеральные преобразования — хлоритизация темноцветных минералов и интенсивная соссюритизация плагиоклазов. Местами наблюдается мусковитизация, в единичных случаях — незначительное окварцевание. Редко отмечаются эпидотовые прожилки. Важно подчеркнуть, что фениты этой стадии трудноотличимы от пород, ассоциирующих с альбитами и гельсинкитами, которые широко представлены в разрывных зонах Приазовья и генетически не связаны с формированием карбонатитовых комплексов. Мощность фенитов первой стадии не превышает первых десятков метров (обычно 10-15 м).

Фениты второй стадии залегают, как правило, совместно с фенитами первой стадии и имеют примерно такие же мощности. Обычно в разрезах фланговых участков массива эти фениты чередуются между собой и с неизменными вмещающими породами, с которыми связаны постепенными переходами. Поэтому четкое разграничение в пределах ореолов фенитизации зон фенитов всегда условно — их контуры определяются по преобладающим разновидностям.

Для фенитов второй стадии (Приложение, табл.3) наиболее характерным является понижение основности плагиоклазов — до № 12, 15, 17 и 17-20 по сравнению с № 25-30 и 40-50 исходных пород гранитоидного состава и амфиболитов соответственно. Типичны также многочисленные (до 5% объема) новообразования сфена и магнетита и, вероятно, перекристаллизация амфиболов и биотитов, хотя новообразованные темноцветные минералы, за исключением явно позднейшего светлого голубовато-зеленого амфибола, в шлифах практически не отличимы от исходных. Во внутренних частях зоны фенитов второй стадии отмечаются маломощные (до 2-3 мм) секущие клинопироксеновые или альбит-клинопироксеновые прожилки и, возможно, вкрапленность новообразованного (?) клинопироксена. Следует отметить, что на этой стадии фенитизации новообразованные клинопироксены в шлифах зачастую трудноотличимы от клинопироксенов исходных гнейсов и чарнокитов. Характерные зеленые тона фенитовых

клинопироксенов, обусловленные содержанием эгиринового компонента (Приложение, табл.4, ан.1,2), типичны главным образом для фенитов следующих стадий.

Третья стадия фенитизации характеризуется альбит-клинопироксеновыми ассоциациями. Минеральные изменения фенитизируемых на этой стадии гранитоидных пород проявляются в альбитизации плагиоклаза и замещении кварца щелочным клинопироксеном, который выделяется и в виде рассеянных зерен, прерывистых цепочковидных или сплошных, нередко пересекающихся прожилков. Фениты третьей стадии (Приложение, табл.4) чаще всего не однородны по минеральному составу и текстурно-структурным особенностям. В них отчетливо видны незавершенные процессы преобразования вмещающих гранитоидов. Такие фениты характеризуются "мозаичным" строением, выражающимся сочетанием двух минеральных ассоциаций — новообразованной и реликтовой, взаимоотношения между которыми хорошо прослеживаются в больших шлифах и отражают последовательное развитие процесса фенитизации. Парагенезисы *новообразований* обычно преобладают. Они слагают мелкозернистые участки, состоящие из (%): альбита (№ 5-7) до 75, микроклина до 5, эгириносодержащего клинопироксена (Приложение, табл.4, ан.1) около 10, крупных овальных зерен кварца около 10, обычно окруженных каймами (иногда прерывистыми) из зерен клинопироксена (фото 1), а также аксессуарных — сфена, апатита, магнетита до 2-5. Важно подчеркнуть, что по форме и величине зерна кварца участков новообразований отличны от таковых исходных пород. Парагенезисы *реликтовых* участков представляют среднезернистые гнейсоподобные фениты второй стадии (фото 1). Они состоят из (%): серици изированного плагиоклаза (№ 17, 12, 9, 7) до 90, титанистого биотита 5-10 (Приложение, табл.4, ан.3), иногда амфибола и (или) клинопироксена до 2-5 и редких единичных зерен кварца и микроклина.

Отмеченные петрографические особенности рассматриваемых фенитов можно объяснить, если предположить, что интенсивность фенитизации бескварцевых и кварцсодержащих участков исходных пород гранитоидного состава была неодинаковой. Это, по-видимому, может быть связано с тем, что для альбитизации таких пород при фильтрации через них существенно натриевых недосыщенных SiO_2 флюидов использовался кремнезем преобразуемой породы. Именно поэтому в первую очередь и наиболее активно фенитизировались самые кислые (кварцсодержащие) участки породы. В дальнейшем в этих участках излишки кремнезема, не использованные на первых этапах фенитообразования, подвергались собирательной перекристаллизации, которая происходила одновременно или позднее бластеза основной массы альбита, о чем свидетельствуют включения мелких зерен последнего в кварце. Кварц замещался клинопироксеном, который вместе со сфеном и магнетитом использовал фемические компоненты породы и кальций альбитизированного плагиоклаза.

Изначальный дефицит кремнезема в бескварцевых (или бедных кварцем) участках породы (реликтовые участки) обуславливал меньшую интенсивность процессов альбитизации, о чем свидетельствуют присутствующие здесь олигоклазы и альбиты предельных номеров. В этих участках, вероятно, в первую очередь растворялись наиболее богатые SiO_2 минералы — кварц и микроклин, причем калий растворенного микроклина входил в новообразованный биотит. Дальнейшее развитие процесса фенитизации приводило к замене парагенезисов остаточных участков альбит + плагиоклаз + биотит ассоциациями новообразованных — альбит + микроклин + клинопироксен. Для формирования альбита, по-видимому, использовался кварц, сохранившийся в участках новообразований; излишки его выносились или сохранялись в бронированных клинопироксеном зернах. Замена биотита реликтовых парагенезисов микроклином и клинопироксеном в новообразованных парагенезисах и сосредоточение в клинопироксене основной массы фемических компонентов объясняется, очевидно, избытком суммы щелочей (в основном, привносимого натрия) и кальция по отношению к глинозему. Последний при возрастании интенсивности фенитизации (альбитизации) почти полностью связывался в альбите и микроклине. Освобождаемые при растворении биотита K и Al входят в состав новообразованных щелочных полевых шпатов (микроклинов, микроклин-пертитов или альбит-антититов), Fe и Mg вместе с Ca исходного плагиоклаза (или привнесенным) концентрируются в клинопироксенах, а Ti и часть Ca — в сфенах.

Следует подчеркнуть, что основная масса клинопироксенов фенитов третьей стадии кристаллизовалась, видимо, несколько позднее остальных минералов. Это подтверждается сосредоточением клинопироксенов в секущих прожилках или прерывистых прожилковидных сегрегациях, часто тяготеющих к отмеченным выше "остаточным" зернам перекристаллизованного кварца (участки новообразований). Вероятно, развитие клинопироксенов вокруг кварца (фото 1) и замещение последнего клинопироксенами также определялись дефицитом SiO_2 в фенитизирующих флюидах. Однако не всегда присутствие клинопироксенов в прожилках свидетельствует об их более поздней кристаллизации. Такие прожилки, как отмечалось, иногда наблюдаются и в фенитах второй стадии, фиксируя как бы передовой фронт фенитов третьей стадии. Естественно, что клинопироксены таких прожилков при дальнейшем развитии процесса могли выступать и как наиболее ранние минералы фенитов третьей стадии.

Рассматриваемые клинопироксеновые и альбит-клинопироксеновые прожилки фиксируют, вероятно, наиболее проницаемые локальные пути привноса — выноса вещества фенитизирующими флюидами. Отмечаемое иногда (очень редко) наличие в них кварца (фото 2) можно рассматривать как выделения выносимого из фенитизируемых пород излишка кремнезема, выкристаллизовавшегося в связи с закупоркой путей выноса. Однако такие кварцсодержащие "прожилки" отмечаются лишь в еди-

ничных случаях, и их можно рассматривать и как крупные вытянутые сегрегации перераспределенного (перекристаллизованного) кварца, замещаемого клинопироксеном. Дальнейшее развитие процесса фенитизации приводит к формированию фенитов четвертой стадии. Соотношение фенитов третьей и четвертой стадий наиболее отчетливо видно при преобразовании пород гранитоидного состава. Фениты третьей стадии, образовавшиеся на месте таких пород, еще содержат кварц исходных пород, но в отличие от фенитов более ранних стадий здесь, как правило, сохраняется только кварц, бронированный клинопироксеном. Типичный состав фенитов третьей стадии (%): альбит 60-80; кварц 5-15; клинопироксен 5-15; калиевый полевой шпат 5-10; биотит до 5. Процесс замещения кварца клинопироксеном определил специфические келифитовые структуры, видимые невооруженным глазом, которые в сочетании с разноориентированными клинопироксеновыми прожилками позволяют уверенно диагностировать такие фениты микроскопически.

В фенитах четвертой стадии (Приложение, табл.3) кварц уже отсутствует, а клинопироксены (Приложение, табл.4, ан.2) по сравнению с таковыми в фенитах третьей стадии (Приложение, табл.4, ан.1), значительно обогащены эгириновым компонентом. Как и для фенитов третьей стадии, для них характерно неравномерное распределение породообразующих минералов, однако типичны более крупнозернистые (средне- и крупнозернистые) структуры и повышенное содержание индивидуализированного микроклина. Средний состав фенитов четвертой стадии (%): альбит-калий-натриевый полевой шпат (пертит — антипертит) 75; микроклин 10; клинопироксен 15. Апогранитоидные крупнозернистые фениты четвертой стадии зачастую неотличимы от щелочных сиенитов; между этими породами часто наблюдаются постепенные переходы.

В отличие от пород гранитоидного состава, фенитизированных в условиях третьей и четвертой стадий, амфиболиты, залегающие среди них и, следовательно, преобразованные в тех же условиях, изменены значительно меньше (Приложение, табл.5). Степень преобразования их неравномерна. Как правило, сохраняются исходные (?) амфиболы, наряду с альбитами наблюдаются олигоклазы и даже андезины. В подавляющем большинстве случаев принадлежность преобразованной породы к амфиболиту сомнений не вызывает. Наиболее типичны амфибол-плаггиоклазовые (иногда в примесь клинопироксена) породы с примерно равным соотношением калиевых и феррических минералов, иногда биотитизированные, с более лейкохроматными неясно выраженными прожилками либо участками неправильной формы альбит-клинопироксенового или альбит-калишпат-клинопироксенового состава (фото 3). Следует, правда, отметить, что в неизмененных вмещающих породах (амфиболитах, гнейсах и чарнокитах) часто содержатся клинопироксены, трудно отличимые от новообразованных, фенитовых. В жильных сиенитах встречены ксенолиты своеобразных мелкозернистых клинопироксен-биотит-альбитовых пород (Приложе-

ние, табл.5, ан.8), являющихся, очевидно, одной из разновидностей фенитов высших стадий по амфиболитам. Рудные и акцессорные минералы апоамфиболитовых фенитов представлены сфеном (до 2%), апатитом и магнетитом. Вероятно, наглядной моделью фенитизации амфиболитов может быть преобразование их на контакте с жильными сиенитами. Так, в больших шлифах отчетливо видно, что в приконтактной полосе (первые сантиметры) преобразованный амфиболит имеет состав альбит+клинопироксен±микроклин±сфен±магнетит, сменяющийся вкост простираения парагенезисом альбит+клинопироксен±амфибол и далее мало измененным амфиболитом. При этом обычно в зависимости от расстояния до контакта с сиенитом меняется густота окраски и, вероятно, состав клинопироксена — вблизи контакта он зеленый, вдали — бледно-зеленый.

Таким образом, общей чертой преобразования и гранитоидов, и амфиболитов в условиях третьей и четвертой стадий фенитизации является превращение их в клинопироксен-щелочнополевошпатовые породы. Только в амфиболитах, содержащих меньше SiO_2 по сравнению с гранитоидами, этот процесс проходил вяло, вероятно, потому, что требовалась значительная гомогенизация вещества преобразуемой пачки пород с использованием резервов кремнезема и глинозема в пачке в целом. Поэтому уже упоминавшиеся однородные мелкозернистые меланократовые клинопироксен-щелочнополевошпатовые (30-40% клинопироксена), часто биотитсодержащие фениты, отвечающие преобразованным амфиболитам, наблюдаются обычно лишь среди фенитов так называемой пятой стадии либо в ксенолитах (?) жильных сиенитов (Приложение, табл.5, ан.8).

Фениты третьей и четвертой стадий наиболее распространены. Они обычно наблюдаются в центральной части массива, чередуются между собой или слагают внутренние части экзоконтактных ореолов. Установленная мощность их превышает 100 м, а предполагаемая — около 200 м.

Во внутренней части ореола и в меньшей мере на флангах линейной структуры распространены неравномернозернистые (до крупнозернистых), часто пегматоидные, породы, которые состоят из щелочных полевых шпатов (обычно пертитов), клинопироксенов и кварца, содержащихся в переменных количествах. Состав бескварцевых разновидностей таких пород колеблется от щелочных сиенитов до гвейтозитов, а кварцсодержащих — от кварцевых щелочных сиенитов (нордмаркитов) до щелочных гранитов. Бескварцевые образования можно рассматривать либо как фениты пятой стадии (вероятно, часть из них), отображающие максимальную степень преобразования вмещающих пород, либо как магматические породы. Такая неопределенность трактовки генезиса этих пород обусловлена тем, что иногда между ними и фенитами четвертой стадии наблюдаются постепенные переходы, но чаще отмечаются резкие секущие контакты с фенитами разных стадий.

Не останавливаясь здесь на характеристике указанных пород сиенитового состава, которая приведена в гл. IV, отметим, что жильный характер

залегания, ряд петрографических и петрологических особенностей не позволяют отождествлять их с фенитами.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПРОЦЕССА ФЕНИТИЗАЦИИ

Общие особенности процесса фенитизации наглядно выступают при анализе петрохимических диаграмм (рис.8, 9). Характерной чертой этого процесса является изменение содержания щелочей и кремнезема в фенитизируемых породах. Причем если привнос щелочей (главным образом Na) типичен для всех разновидностей рассматриваемых фенитизированных пород, то характер изменения кремнезема различен для исходных пород разного состава — в основные породы кремнекислота привносится, а из гранитоидов выносится. Поведение остальных компонентов не столь контрастно. Наиболее инертным является глинозем, содержание которого в исходных породах и фенитах остается практически одинаковым.

Наименьшие изменения состава при фенитизации испытывают плагиогнейсы, наибольшие — амфиболиты и лейкократовые граниты (рис.8, 9). Таким образом, процесс фенитизации нивелирует отличия между составом исходных пород, приближая их от стадии к стадии к щелочному сиениту. Такой процесс изменения можно объяснить с позиций как общепризнанных представлений о щелочном составе фенитизирующих флюидов, так и представлений о растворении и перераспределении ими в пределах ореола фенитизации ряда компонентов, главным образом SiO_2 вмещающих пород. С этих позиций находят удовлетворительное объяснение не только рассмотренные выше минералого-петрографические особенности апогранитоидных и апоамфиболитовых фенитов, но и отсутствие или слабое и необычное проявление фенитизации в тех случаях, когда среди вмещающих пород нет гранитоидов: например, вмещающие метабазиты карбонатитового массива Салланлатва (Балтийский щит), испытали лишь незначительные преобразования (первые метры) в виде амфиболизации и цеолитизации (Кухаренко, Орлова, Булах и др., 1965; Сергеев, 1967).

Из изложенного следует, что вызывающие фенитизацию флюиды были изначально недосыщены кремнеземом и, благодаря щелочному составу, могли растворять SiO_2 (в первую очередь, кварц) вмещающих пород (Белевцев, Коваль, Николаенко, 1972). Только такие, заимствовавшие кремнезем из вмещающих пород, флюиды способны были формировать фениты, отвечающие третьей и четвертой стадиям, по малокварцевым гнейсам и амфиболитам. Возможности для такого преобразования существовали лишь в участках максимального перераспределения вещества ореола фенитизации. Поэтому у альбит-клинопироксеновые парагенезисы апоамфиболитовых фенитов наблюдаются только среди апогранитоидных фенитов выс-

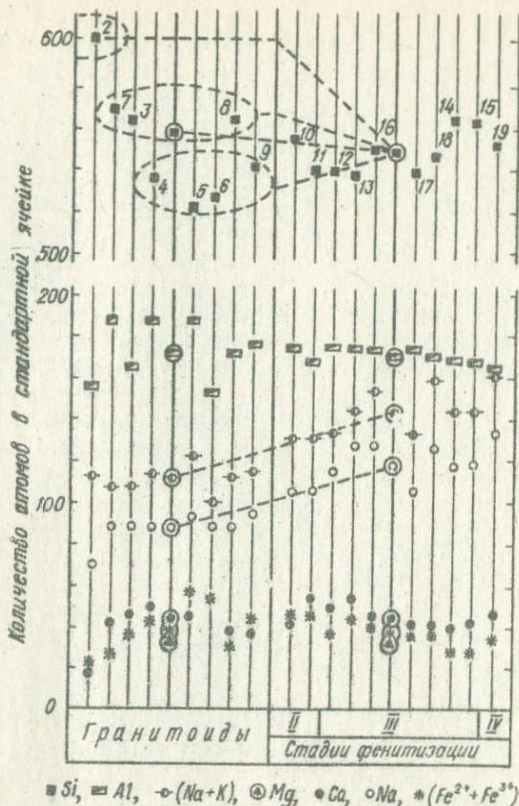


Рис.8. Сравнение химических составов вмещающих гранитоидов и фенитов по ним методом Т.Барта. Цифры отвечают номерам анализов в Приложении (табл.3). В кружках – средние составы пород

ших стадий. Перераспределение компонентов вмещающих пород фенитизирующими флюидами, вероятно, не ограничивалось только кремнеземом. Так, например, можно предположить, что некоторые специфические черты фенитов Черниговской зоны – отсутствие клинопироксенов с высокой эггириновой составляющей – связаны с особенностями состава (сравнительно высоким содержанием СаО) вмещающих пород, среди которых широко представлены роговообманковые и клинопироксеновые плаггиогматиты, гнейсы и амфиболиты. Косвенным подтверждением этого

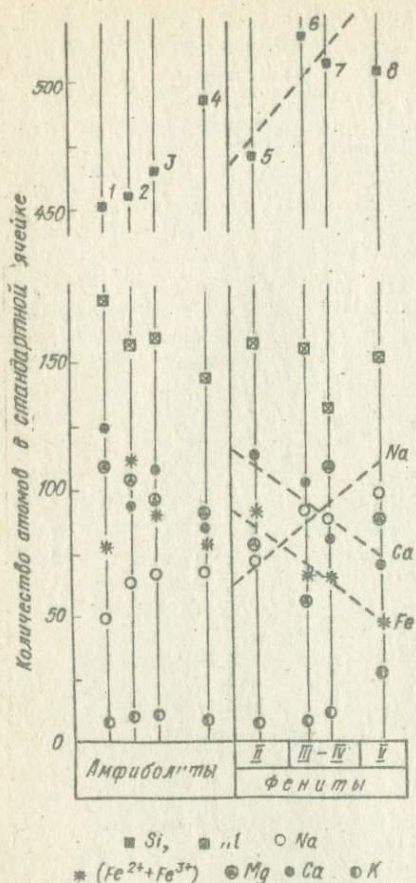


Рис.9. Сравнение химических составов вмещающих амфиболов и фенитов по методу Т.Барта. Цифры отвечают номерам анализов в Приложении (табл.5)

49% SiO₂ (Приложение, табл.5), вероятно, значительно снижает приведенное среднее содержание SiO₂, которое в целом для толщи, по-видимому, близко к 60%.

Неясен также химический и фазовый составы фенитизирующих флюидов. Эти флюиды рассматривают как щелочные растворы (Сергеев, 1967;

предположения является существенно диоксидный состав клинопироксенов из фенитизированных амфиболов Кольского п-ва (Сергеев, 1967).

Степень использования SiO₂ вмещающих пород в процессе фенитизации оценить трудно. Допускается как вынос кремнезема за пределы ореолов, что, судя по имеющимся наблюдениям и литературным данным отмечается редко, так и, по гипотезе Г.Эккермана (Eckermann, 1948; Эккерман, 196^а), миграция в сторону интрузий карбонатитов или нефелиннормативных пород. Согласно приведенным данным, кремнезем вмещающих пород черниговского карбонатитового комплекса практически полностью используется в фенитах. Среднее суммарное содержание SiO₂ во вмещающих породах, очевидно, близко к таковому в фенитах третьей и четвертой стадий - 60-62% (Приложение, табл.3, рис.8). Так, средний состав меланократовых гнейсов лозоватской свиты (Цуканов, Есипчук, 1972) близок к тоналиту или диориту (58,2% SiO₂; 4,27% Na₂O). По данным этих же авторов, в среднем составе биотитовых гнейсов Западного Приазовья содержится 68,89% SiO₂ и 3,73% Na₂O. Наличие в гнейсах многочисленных останцов основных пород (амфиболов), содержащих 48-

Бейли, 1969), натриевые водно-газовые фазы (Watkinson, 1970) или щелочно-карбонатные расплавы (Eckermann, 1948; Vartiainen, 1976) типа современных лав вулкана Олдоиньо-Ленгаи (Даусон, 1969). Расплавы карбонатов щелочей (и кальция) при относительно невысоких температурах крайне текучи (Уилли, 1969) и, очевидно, в этом отношении близки к минерализованным водным растворам. Кроме того, отсутствие значительных количеств бесспорно гидротермальных минералов в карбонатитах и фенитах, а также мощных ореолов гидротермальных изменений вмещающих пород не согласуются с представлениями об участии больших объемов водных флюидов в формировании как самих карбонатитов, так и фенитов. Не исключено, что именно щелочно-карбонатные расплавы и обуславливают рассмотренные выше экзоконтактовые изменения.

Существуют представления (Гарсон, 1969; Бейли, 1969; Heinrich, Moore, 1970), что фениты натриевого ряда, подобные рассматриваемым, типичны для глубоких эрозионных срезов массивов, а калиевые — для поверхностных. Возможность существования такой вертикальной зональности фенитовых ореолов в условиях изменения температурных градиентов подтверждается экспериментальными исследованиями (Orville, 1963). С этих позиций повышенные содержания калия в фенитах и сиенитах северного и южного замыкания Черниговской линейной структуры, максимально удаленных от ее интрузивного "центра", можно предварительно рассматривать как проявление подобной зональности в горизонтальном направлении. Существенно натриевые фениты типичны для таких, по-видимому, глубоко эродированных массивов, как Шава и Дорова (Джонсон, 1969), Сиилиньярви (Puustinen, 1971), Сангу (Cotzee, 1963) и др. Два последних массива, как и Черниговский, линейно вытянуты.

Температуры формирования фенитов высших стадий, судя по составу пертитов, близки к 650°C.

ЩЕЛОЧНЫЕ УЛЬТРАБАЗИТЫ
И ГАББРОИДЫ

Эта группа пород объединяет древнейшие докарбонатитовые образования комплекса, представленные щелочными пироксенитами и рядом разновидностей ийолит-мельтейгитов (табл.3). Кроме ийолит-мельтейгитов к щелочным габброидам отнесены и специфические альбит-баркевикитовые образования, геологическое положение которых не выяснено. Они условно названы эссекситами. Непосредственные контакты между щелочными пироксенитами и габброидами не наблюдались, и их возрастные взаимоотношения не ясны, но, судя по общим петрологическим соображениям (гл.У1), габброиды, вероятно, древнее. Рассматриваемые образования развиты ограниченно: щелочные пироксениты вскрыты лишь в нескольких скважинах при максимальной мощности около 60 м, а ийолит-мельтейгиты, хотя и распространены шире, встречены только в виде включений в карбонатитах.

Важно подчеркнуть, что существует ряд конвергентных рассматриваемых пород, которые генетически связаны с более поздними образованиями комплекса — карбонатитами и щелочными сиенитами. Это — так называемые экзотические гипербазиты, представляющие собой сегрегационные включения в карбонатитах, а также голомеланократовые фации твейтозитов (твейтозит-пироксениты) — производные сиенит-твейтозитовых расплавов. К щелочным габброидам формально могут быть отнесены твейтозиты (антипертит-эгириин-диопсидовые шонкиниты), генетически связанные со щелочными сиенитами. Конвергентные породы рассмотрены в гл. IУ и У вместе с родственными им образованиями.

ЩЕЛОЧНЫЕ ПИРОКСЕНИТЫ

Щелочные пироксениты распространены главным образом в центральной и северной частях комплекса. Они залегают среди фенитов в виде крутопадающих или вертикальных дайкообразных тел, мощностью до 60 м (рис.5) субмеридионального простирания. Щелочные пироксениты представляют собой темно-зеленые или темно-серые, почти черные, мелко-, средне- или крупнозернистые массивные породы. Главные породообразующие минералы их — клинопироксен, магнетит и ильменит; количество рудных минералов иногда достигает 20%. Второстепенные и акцессорные минералы представлены амфиболом сфеном, биотитом, кальцитом, апатитом, альбитом, графитом и цирконом (Приложение,

табл.6). Структура варьирует от панидиоморфной (призматическисзернистой) до сидеронитовой с элементами пойкилитовой в обогащенных рудными минералами ("рудных") разностях; иногда наблюдаются порфирировидные структуры. С развитием более поздних амфибола и биотита отмечаются элементы пойкилобластовой и лепидобластовой структур.

Пироксены представлены зелеными или зеленовато-серыми эгирин-диопсидом и эгирин-салитом (9-20% эгиринового минала — Приложение, табл.7). В рудных пироксенитах они часто содержат рудную "пыль" и многочисленные закономерно ориентированные (010, 001) тонкие вроски ильменита, очевидно, фиксирующие распад твердых растворов (фото 4).

Амфиболы представлены тремя разновидностями: буровато-зеленой, густоокрашенной оливково-зеленой (Приложение, табл.7, ан.7) и голубовато-зеленой с низким двупреломлением. Буровато-зеленые амфиболы типичны для рудных пироксенитов и, вероятно, являются первично-магматическими, а две последние разновидности можно определить как позднемагматические или наложенные.

Структурные соотношения биотитов с пироксенами подобны таковым амфиболов с пироксенами. Наблюдаются первичные и наложенные биотиты. Интенсивная биотитизация и амфиболитизация пироксенитов отмечаются в приконтактовой зоне с карбонатитами.

Ильменит и магнетит выделяются в промежутках между зернами клинопироксенов. Кристаллизация рудных минералов, вероятно, проходила одновременно; иногда устанавливается больший идиоморфизм ильменита. Отмечаются вроски ильменита в магнетите, а также структуры распада твердого раствора гематита в ильмените (фото 5). Химический состав магнетитов и ильменитов приведен в Приложении (табл.8). Поскольку содержания титана и ильменита в породе достаточно высоки (Приложение, табл.6), неожиданной оказалась низкая титанистость магнетитов. Этим рассматриваемые магнетиты отличаются от таковых из пироксенитов карбонатитовых комплексов Балтийского щита (Кухаренко, Орлова, Булах и др., 1965).

Сфен обычен как акцессорный или породообразующий минерал — поздние или постмагматический, так как нередко образует реакционные каймы вокруг ильменита.

Апатит — типичный акцессорный минерал, но иногда его содержания превышают несколько процентов (Приложение, табл.6). Наблюдается две генерации апатита — раннемагматическая (включения в силикатах) и пост- или позднемагматическая (ксеноморфный или прожилковидный).

Щелочные пироксениты являются, вероятно, одними из наиболее ранних образований черниговского комплекса. Они залегают среди фенитов, секутся дайками лейкократовых пегматоидных сиенитов и сёвитов. Непосредственные контакты с другими породами комплекса не наблюдались.

Таблица 3. Минеральный состав ультраосновных и щелочных пород черниговско

Породы	Главные минералы	
	Минерал	Содержание, %
Щелочные пироксениты	Клинопироксен	60-100
	Магнетит	2-15
	Ильменит	1-15
Ййолиты, мельтейгиты	Клинопироксен	40-70
	Нефелин	25-50
Ощивинит-мельтейгиты	Гортонолит	40-90
	Нефелин	10-40
	Ca-Na-амфибол	0-20
Канадиты	Альбит	60-80
	Нефелин	5-40
	Биотит	5-25
Эссекситы альбит-баркевикитовые	Баркевикит	30-70
	Альбит	25-50
Щелочные сиениты	Микроклин-пертит	60-95
	Клинопироксен	1-35
Твейтозиты	Клинопироксен	35-80
	Микроклин-пертит	0,5-60
Нордмаркиты и щелочные граниты	Микроклин-пертит	60-85
	Кварц	10-30
	Клинопироксен	2-15
Рингиты (карбонатит-сиениты и сиенит-карбонатиты)	Клинопироксен	25-45
	Кальцит	25-40
	Микроклин-пертит	25-30

Среди главных минералого-петрохимических особенностей щелочных пироксенитов (Приложение, табл.6) следует отметить:

1) высокое содержание щелочей при отсутствии нефелина. Последнее, а также наличие эгирин-диопсида вместо титанавгита отличает рассматриваемые породы от якупирангитов Бразилии и определяет выбор наиболее общего термина для их названия — щелочные пироксениты;

2) высокое содержание Ti и низкая титанистость клинопироксена и магнетита;

3) высокий коэффициент агпаитности (0,99-2,62) при сравнительно невысокой степени окисленности Fe.

го карбонатитового комплекса

Второстепенные минералы		Акцессорные минералы
Минерал	Содержание, %	
Амфибол	0,5-30	Циркон, ортит, графит, сульфиды
Биотит	0,5-10	
Кальцит	0,5-5	
Апатит	0,5-5	
Сфен	0,5-5	
Кальцит	0,5-20	Циркон, монацит, графит, молибденит, сульфиды
Гортонолит	0-15	
Амфибол	1-30	
Биотит	0-5	
Альбит	0-5	
Апатит	1-5	Циркон, молибденит, сульфиды, монацит
Кальцит	5-20	
Флогопит	2-5	
Клинопироксен	0-1	
Апатит	3-8	
Графит	1-5	Амфибол, циркон, ниобиевый рутил, гатчеттолит
Кальцит	2-10	
Микроклин	0-5	
Апатит	0,1-5	
Клинопироксен	2-15	
Кальцит	5-15	Сфен, сульфиды
Апатит	10	
Кальцит	1-5	
Апатит	1-5	
Кварц	0-5	
Сфен	0,5-5	Циркон, ортит, монацит, рутил
Кальцит	1-15	
Апатит	1-25	
Ортит	Следы-20	
Сфен	Следы-15	
Кварц	0-25 (редко)	Циркон, монацит, ортит, пирохлор
Сфен	0,5-10	
Кальцит	0,5-2	
Апатит	1-5	
Сфен	Следы-2	
Апатит	1-5	Циркон, ортит
Сфен	Следы-2	

Щелочные пироксениты, с одной стороны, по содержанию Cr, Ni, Co и V тяготеют к нормальным щелочно-известковым ультрабазитам и габброидам, а с другой — повышенное содержание в них TR_{Сe}, Nb, Zr и Р сближает их со щелочными породами и карбонатитами.

Таким образом, высокий коэффициент агпаитности и низкая глиноземистость рассматриваемых щелочных пироксенитов отличает их от щелочных пироксенитов и якупирангитов известных карбонатитовых комплексов и позволяет сопоставлять их с якупирангитами пострудной фазы ййолит-уртитового комплекса Хибинского шлутона (Когарко, 1977) и эгиринитами габбро-сиенитового комплекса Гремяха-Вырмес (Полканов, Ели-

сеев, 1941). На основании этих данных можно предположить, что щелочные пироксениты сформировались в результате агпаитовой кристаллизации щелочно-базальтоидного расплава типа мельтейгита (нефелинита), являясь конечным продуктом его кристаллизационной дифференциации.

ИЙОЛИТ-МЕЛЬТЕЙГИТЫ, ГОРТОНОЛИТОВЫЕ МЕЛЬТЕЙГИТЫ И ОЛИВИНИТ-МЕЛЬТЕЙГИТЫ

Среди пород этой группы преобладают меланократовые разновидности — мельтейгиты (табл.3; Приложение, табл.9). Ийолит-мельтейгиты встречаются сравнительно часто и обнаружены в северной, центральной и южной частях комплекса. Обычно это небольшие, редко достигающие 10 м (по керну), включения в карбонатитах. Непосредственные контакты ийолит-мельтейгитов с породами рамы или образованиями комплекса (исключая карбонатиты) не наблюдались. Неопределенность в трактовке условий залегания этих пород дает возможность рассматривать ийолит-мельтейгиты либо как ксенолиты в карбонатитах, либо как останцы докарбонатитовых образований.

Макроскопически ийолит-мельтейгиты — массивные темные зеленовато-серые средне- или мелкозернистые породы. Главными породообразующими минералами их являются зеленый эгиринсодержащий (14-22%) клинопироксен и нефелин (Приложение, табл.10), подчиненное значение имеют кальцит, гортонолит, амфибол, флогопит, апатит, альбит и микроклин. Акцессорные минералы представлены цирконом, монацитом, сульфидами и графитом. Иногда содержания гортонолита приближаются к таковым клинопироксена (до 1:1), редко наблюдаются нефелин-гортонолитовые породы (оливинит-мельтейгиты), в которых клинопироксен либо отсутствует, либо является акцессорным минералом (табл.3; Приложение, табл.9).

Вероятно, существуют все переходные разновидности от мельтейгитов через оливиновые мельтейгиты и нефелин-оливиновые породы до мономинеральных оливинитов или флогопитовых оливинитов. Кроме того, иногда встречаются нефелин-амфиболовые (обычно с оливином) участки мельтейгитов, по составу близкие к меланократовым монмутитам.

Структурные соотношения главных минералов — клинопироксена и нефелина в ийолит-мельтейгитах и нефелина и гортонолита в оливинит-мельтейгитах — сложны и неоднородны. В одних случаях идиоморфизм этих минералов одинаков, в других — преобладающий минерал более идиоморфен (фото 6). Нередко нефелин с пироксеном или оливином (реже с амфиболом) образует сложные пойкилитовые прорастания или аллотриоморфнозернистые агрегаты (фото 7). Иногда встречаются своеобразные субграфические пойкилитовые структуры: в крупных (1,0-1,5 см) зернах нефелина включены мелкие неправильные или идиоморфные зерна

клинопироксена, вытянутые в пепочки, ориентированные преимущественно параллельно No нефелина (фото 8). Так как зерна нефелина ориентированы неодинаково, то эти своеобразные структуры особенно четко проявляются в скрещенных николях.

Весьма интересны структурные соотношения клинопироксена и гортонолита. Последний наблюдается в виде рассеянных в породе "скелетных" зерен, а иногда образует прожилковидные (с четкими границами) сегрегационные скопления. В них соприкасающиеся между собой кристаллы гортонолита имеют идиоморфные (таблитчатые) очертания, приобретающие на границе с клинопироксенами неправильные заливообразные или скелетные формы. Скелетные зерна гортонолита обычно разобщены и принадлежность их к одному индивиду устанавливается только по одновременному погасанию в скрещенных николях. Реже встречаются скелетные футляровидные кристаллы гортонолита, окаймляющие (фото 9) клинопироксены (один или несколько индивидов). Футляровидные кристаллы гортонолита подобны полученным экспериментально при быстром охлаждении базальтоидного расплава (Челищев, 1970), а также природным скелетным кристаллам оливина базальтовых лав.

Во всех разновидностях ийолит-мельтейгитов постоянно присутствует кальцит, содержание его колеблется от нескольких до 20% (табл.3; Приложение, табл.9). Наблюдается две разновидности кальцита: прожилковидный наложенный, сопровождающийся вторичными изменениями (шпреуштейнизация и альбитизация нефелина, замещение клинопироксена биотитом и амфиболом) и равномерно распределенный первичный кальцит. Последний заполняет промежутки между зернами силикатов, образует с ними простые и симплектитоподобные сростания или находится в виде неправильных и идиоморфных включений в неизменном нефелине или клинопироксене. Каких-либо реакционных взаимодействий между первичным кальцитом и контактирующими с ним силикатами не установлено, как, например, отмечалось в комплексе Фен (Brögger, 1921).

Двойственный характер кристаллизации устанавливается также и для амфиболов, биотитов (флогопитов), альбитов и микроклинов: эти минералы могут находиться как в равновесных соотношениях с нефелином, клинопироксеном и оливином, и таким образом являться первичными, так и замещать их, являясь постмагматическими или наложенными.

Описанные выше структуры мельтейгитов свидетельствуют, по-видимому, о магматической природе этих пород. Пойкилитовые и аллотриоморфнозернистые структуры, вероятно, являются результатом эвтектической кристаллизации расплава. Таким образом, структурно-минералогические особенности гортонолитовых мельтейгитов и оливинит-мельтейгитов позволяют рассматривать их как магматические дифференциаты — производные исходной ийолит-мельтейгитовой магмы. Эволюция природных щелочно-базальтоидных расплавов, состав и форма кристаллов выделяющегося оливина, а также возникновение нефелин-оливиновых пород

частично объясняются экспериментальными исследованиями систем нефелин — диопсид (Заварицкий, Соболев, 1961), нефелин — диопсид — кремнезем (Sood, Platt, Edgar, 1970) и кристаллизации расплавленных природных базальтоидов (Челищев, 1970; Roeder, Emslie, 1970).

Среди отличительных черт пород группы ийолит-мельтейгита черниговского комплекса следует отметить:

1) сравнительно низкое содержание Ti (по отношению к рассмотренным щелочным пироксенитам и ийолитам-мельтейгитам других массивов) и отсутствие главных минералов-концентраторов Ti (меланита, перовскита, ильменита, титаномagnetита, сфена и др.). В этом отношении рассматриваемые образования подобны ийолитам и оливиновым мельтейгитам карбонатитового комплекса Дорова (Джонсон, 1969);

2) практически полное отсутствие магнетита, обусловленное, вероятно, восстановительной обстановкой кристаллизации расплава, о чем свидетельствует присутствие графита (до 2,5%) и углеводородов;

3) высокую железистость оливинов, обусловленную высокотемпературными восстановительными условиями кристаллизации.

АЛЬБИТ-БАРКЕВИКОВЫЕ ЭССЕКСИТЫ

Альбит-баркевикитовые эссекситы вскрыты лишь одной скважиной среди нефелиновых сиенитов (канадитов) при максимальной предполагаемой мощности до 20 м. Их взаимоотношения с канадитами не ясны. Макроскопически — это меланократовые (около 60% темноцветных минералов) средне- и крупнозернистые массивные породы с пятнистой текстурой, обусловленной светлыми выделениями альбита, кальцита и апатита. Усредненный нормативный минеральный состав породы (Приложение, табл.11) следующий (%): баркевикит 50, альбит 23, кальцит 12, апатит 8, биотит 5, эгирин-салит 2. Главные минералы — коричневый баркевикит и альбит — образуют неправильные, редко сравнительно идиоморфные зерна; отмечаются их включения друг в друга. Второстепенные минералы — апатит, кальцит, эгирин-салит и биотит.

Характерными минералого-петрохимическими чертами рассматриваемых эссекситов являются: а) щелочной характер феррических (баркевикит — 5,08% щелочей; клинопироксен — 22% эгиринового минерала) и силикатных минералов (Приложение, табл.11); б) высокое содержание апатита и интрамагматического кальцита. Идиоморфные таблитчатые кристаллы последнего нередко включены в баркевиките и альбите. В ряде случаев на границе зерен кальцита с альбитом и баркевикитом развивается реакционный эгирин-салит (сплошные каймы, прерывистые цепочки мелких кристаллов или более крупные футляровидные индивидуиды). Подобные соотношения первичного (магматического) кальцита с клинопироксеном, амфиболом и гранатом описаны в нефелиновых сиенитах Боготогольского массива Восточного Саяна (Костюк, Базарова, 1966).

НЕФЕЛИНОВЫЕ И ЩЕЛОЧНЫЕ СИЕНИТЫ

Нефелиновые и щелочные сиениты слагают главным образом мощные (около 200 м) дайкообразные тела и представлены соответственно сравнительно редко встречающимися разновидностями нефелиновых сиенитов — канадитами и сложной серией дифференциатов, конечными членами которой являются щелочной сиенит — щелочной твейтозит-пироксенит — щелочной гранит (нордмаркит).

КАНАДИТЫ

Термину "канадит" (Quensel, 1914) отвечают нефелиновые сиениты, образующие мощное (60-150 м) плитообразное тело. Они обнаружены в северной части массива и тяготеют к западному флангу линейной структуры (рис.2).

Впервые под таким названием П.Квенселем (Quensel, 1914) были описаны нефелиновые сиениты района Альмунге (Швеция), названные в честь первоначально изученных в Канаде (Adams, Barlow, 1910) своеобразных разновидностей нефелиновых сиенитов. По П.Квенселю, определяющими минералами лейкократовой части канадитов являются нефелин и альбит (олигоклаз), в темноцветной — биотит или гастингсит. При этом нормативный известковистый полевой шпат, как правило, входит в состав темноцветной части, в то время как модалльный полевой шпат представляется альбитом.

Канадиты залегают среди фенитов, секутся дайками сѐвитов и, возможно, щелочных сиенитов. Взаимоотношения их с другими щелочными породами комплекса пока не выявлены.

Макроскопически канадиты подобны плагиогранитам и некоторым разновидностям карбонатитов. Обычно это светло-серые до белых средние и крупнозернистые неяснополосчатые или массивные породы; мелкозернистые гнейсоподобные разновидности редки.

Минеральный состав (%): альбит 60-80, нефелин 5-40, биотит 5-25, кальцит 2-10, микроклин до 5 (часто в шлифах отсутствует), апатит 0,1-5,0 и более (табл.3; Приложение, табл.12); аксессуарные минералы — циркон (часто превышает аксессуарные количества), голубовато-зеленая роговая обманка, гатчеттолит, ниобиевый рутил (единичные случаи). Кроме обычных равномернозернистых биотитовых канадитов встречаются и лейкократовые (до 3% биотита) пегматоидные и аплитовые разновидности.

Структуры обычно равномернoзернистые, гипидиоморфные, переходящие в аллотриоморфные с элементами пойкилитовых; иногда порфирировидные (порфиробластические). В большинстве случаев главные породообразующие минералы — альбит, биотит и нефелин — аллотриоморфны, что, вероятно, обусловлено их одновременной кристаллизацией. Однако нередко биотит и кальцит (фото 10, 11) находятся в виде включений в альбите и нефелине.

В некоторых разновидностях неравномернoзернистых канадитов в промежутках между крупными зернами альбита заключены мелкие зерна биотита и альбита, иногда с небольшим количеством микроклина. Причем пластинки биотита размещаются вдоль контуров крупных выделений альбита. Вероятно, такие структуры образовались в процессе роста (бластеза) крупных выделений альбита, раздвигания и захватывания ими более ранних выделений биотита.

А л ь б и т представлен двумя генерациями: преобладающим крупнозернистым альбитом (№ 5) первой генерации и мелкозернистым, межгравулярным (№ 0) второй генерации. Для альбита характерны тонкое полисинтетическое двойникование и антипертиты (установлены в альбите первой генерации).

Б и о т и т. Характерны корродированные и скелетные зерна. Плеохроорирует в буровато-зеленых и темно-коричневых тонах. Отвечает промежуточному члену между флогопитом и аннитом (Приложение, табл. 13).

Н е ф е л и н обычно распределен равномерно, но в обогащенных нефелином разновидностях наблюдается в виде прожилковидных сегрегаций, ориентированных субпараллельно полосчатости. Судя по соотношению щелочей (Приложение, табл. 13) в гидратизированных разновидностях, представлен существенно натриевым нефелином (11% кальсилита). Часто шпреуштейнизирован (даже в ассоциации с совершенно неизменным альбитом).

К а л ь ц и т, если исключить явно наложенные прожилки и импрегнации, является одним из наиболее ранних минералов. Он обычен в виде единичных (сегрегации из нескольких зерен редки) округлых, идиоморфных (брусевидных, удлиненно-таблитчатых) и корродированных включений в альбите и нефелине (фото 10, 11). При этом ни порода в целом, ни даже такие неустойчивые к гидротермальным процессам минералы, как нефелин, не несут характерных для наложенной карбонатизации изменений. Не наблюдались и реакционные взаимоотношения между кальцитом и минералом-хозяином, отмечавшиеся в нефелиновых сиенитах Онтарио (Adams, Barlow, 1910) и Восточного Саяна (Костюк, Базарова, 1966). Поэтому предполагается, что рассматриваемый кальцит представляет либо ранние интрателлурические выделения, либо эмульсионные "глобули" карбонатового расплава. Подобные кальциты неоднократно описывались (Högbom, 1895; Adams, Barlow, 1910; Заварицкий, 1939; Герасимовский, 1956,

Жабин, 1967, 1976; и др.). Это является одним из доказательств генетической связи магматических карбонатитов со щелочными и ультраосновными породами.

К а л и е в ы й п о л е в о й ш п а т представлен главным образом антипертитовыми вростками в альбите первой генерации. Мелкие зерна решетчатого микроклина, устанавливаемые в интерстициях более ранних минералов, — редки.

Обычно акцессорные минералы представлены апатитом (иногда содержание его достигает 5%, редко более) и цирконом (до 2%).

А п а т и т идиоморфный, короткопризматический. Распределен равномерно, сегрегации редки. Его содержание обычно положительно коррелируется с количеством кальцита. Состав апатита характеризуется повышенным содержанием редких земель (1,5%) и стронция (0,5%).

Ц и р к о н образует короткопризматические, реже дипирамидальные кристаллы со сглаженными ребрами и закругленными гранями, иногда резорбирован; отмечается зональное строение.

Таким образом, на основе приведенной характеристики взаимоотношений минералов и степени их идиоморфизма можно предположить такую схему кристаллизации: биотит+кальцит+альбит (№ 5) первой генерации → альбит (№ 0) второй генерации+нефелин первой генерации → нефелин второй генерации → микроклин. Эта схема принципиально подобна схеме кристаллизации канадитов (Quensel, 1914; Adams, Barlow, 1910) и миаскитов (Заварицкий, 1939; Еськова и др., 1964; Роненсон, 1966). От типичных миаскитов приазовские канадиты отличаются незначительным количеством калиевого полевого шпата, а от канадитов Швеции и Канады — отсутствием гастингсита и более магниезальным составом биотита.

Главные петрохимические особенности рассматриваемых канадитов (Приложение, табл. 12) состоят в следующем: 1) значительном преобладании Na над K — ($\frac{Na}{K}$ = 2,15–6,51); 2) миаскитовом характере — K (а.п.) = 0,74–0,94; 3) низкой окисленности железа — ($f_o = Fe^{3+} : Fe_{общ.}$), чем миаскитовые нефелиновые сиениты вообще отличаются от агпайтовых (Герасимовский, 1956) и от мариуполитов; 4) незначительной пересыщенности глиноземом (если вычесть Ca, связанный в кальците и апатите), не приводящая, однако, к выделению корунда, как это нередко наблюдается в канадитах Онтарио (Adams, Barlow, 1910); 5) низким содержании CaO и его положительной корреляции с количеством CO₂ и P₂O₅.

Выдержанный минеральный состав описанных нефелиновых сиенитов, их магматогенные структуры, аналогичные структурам канадитов и миаскитов, а также условия залегания позволяют рассматривать эти породы как типичные магматические образования.

Обнаружение канадитов в черниговском карбонатитовом комплексе кроме петрологического может иметь и прикладное значение — как поисковый критерий на карбонатиты. В связи с этим интересно отметить, что в

последнее время на Урале — в классическом районе развития миаскитов — обнаружены мощные тела карбонатов (Левин, Роненсон, Левина, 1978).

Заканчивая характеристику канадитов, важно подчеркнуть, что их не следует отождествлять или рассматривать в одном генетическом ряду со сходными по минеральному составу альбитизированными, биотизированными и частично карбонатизированными фенитами и щелочными сиенитами, часто наблюдающимися в экзоконтактах карбонатитовых тел. Преобразования названных пород, связанные с внедрением карбонатитов, проявляются прежде всего в замещении клинопироксена биотитом и, реже, щелочным амфиболом, а микроклин-пертита (и антипертита) — альбитом. На конечных этапах метасоматических преобразований такого рода образуются уже упоминавшиеся биотитовые альбититы с характерной лепидогранобластовой структурой. Эти альбититы в щлифах напоминают безнефелиновые участки некоторых канадитов. Однако вряд ли следует их отождествлять с канадитами и считать, что последние возникли "при воздействии на фениты растворов (и флюидов), связанных с карбонатитами" (Капустин, 1976). Такой трактовке противоречат как различия в минеральном составе (отсутствии нефелина в экзоконтактовых альбититах), так и (главным образом) в их геологическом положении. Канадиты, как это было отмечено вначале, распространены локально в северной части структуры в виде крупного индивидуализированного тела. Они являются докарбонатитовыми образованиями, так как секутся многочисленными дайками сѳвитов с типичными преобразованиями вдоль контактов. В то же время экзоконтактовые альбититы маломощны (до первых метров), развиты в пределах массива повсеместно, локализуясь, как правило, вдоль тел карбонатитов, и являются продуктом метасоматического преобразования фенитов и пород сиенит-твейтозит-нордмаркитовой сери:

ЩЕЛОЧНЫЕ СИЕНИТЫ,
ТВЕЙТОЗИТЫ, НОРДМАРКИТЫ
И РИНГИТЫ

Щелочные сиениты вместе с нордмаркитами и твейтозитами являются наиболее распространенными породами карбонатитового комплекса. Площадь их развития близка или даже больше таковой карбонатитов и вышеописанных щелочных пироксенитов и канадитов, а мощности индивидуализированных тел достигают 100 м и более. Щелочные сиениты широко распространены и в других карбонатитовых комплексах (Гиттинс, 1969; Puustinen, 1971). Однако роль их в процессе формирования карбонатитовых комплексов и место в ряду щелочных пород и карбонатитов не выяснены. Обычно сиениты объединяют или отождествляют с фенитами. Имеющиеся материалы позволяют, однако выделять, как это и было сделано раньше (Глевасский, Кривдик, 1979), щелочные сиениты и ассоциирующие с ними твейтозиты и нордмаркиты в самостоятельную группу магматических пород.

Породы рассматриваемой группы распространены повсеместно, но наиболее развита в центральной части массива. На южном и северном выклиниваниях массива эти породы (вместе с подчиненными им фенитами) являются единственными представителями карбонатитового комплекса.

Как отмечалось, соотношения между щелочными сиенитами, твейтозитами, нордмаркитами и близкими по составу фенитами высших стадий неоднозначны. Иногда между ними наблюдаются постепенные переходы, но чаще фиксируются резкие, секущие контакты. При этом нередко наблюдается уменьшение величины зернистости рассматриваемых пород к контакту с фенитами, обогащение их клинопироксенами и "срезание" клинопироксеновых прожилков фенитов контактом щелочных сиенитов. Секущие (интрузивные) и реакционно-активные контакты щелочных сиенитов особенно четко устанавливаются в тех случаях, когда они залегают среди резко отличных по минеральному составу пород. Например, часто встречающиеся жилы щелочных сиенитов в пироксенитах имеют резкие секущие контакты, сопровождающиеся реакционными биотитовыми каймами.

Породы сиенит-твейтозит-нордмаркитовой серии представлены своеобразными крупнозернистыми пегматоидными образованиями, состав которых определяется количественными соотношениями щелочных полевых шпатов, альбита, эгирин:содержащих клинопироксенов и кварца. Второстепенные и акцессорные минералы — сфен, апатит, ортит, амфибол, биотит, кальцит, молибденит, пирохлор-гетчеттолит и др. (табл.3).

Переменный минеральный состав рассматриваемых пород определяет существование многочисленных промежуточных разновидностей. Так, в бескварцевых образованиях серии наблюдаются переходные породы от лейкократовых щелочных сиенитов (пертозитов) через меланократовые сиениты до твейтозитов (щелочных шонкинитов) и существенно клинопироксеновых пород — твейтозит-пироксенитов (табл.3). Состав кварцсодержащих пород изменяется от кварцсодержащих щелочных сиенитов через нордмаркиты до щелочных гранитов, но иногда и в этой группе встречаются необычные меланократовые породы, которые можно назвать кварцевыми твейтозитами (Приложение, табл.14, ан. 12). Таким образом, существует серия щелочных пород, конечными членами которой являются щелочной гранит (нордмаркит), щелочной твейтозит-пироксенит и лейкократовый щелочной сиенит (пертозит). Наиболее распространены щелочные сиениты, содержащие 10-15% клинопироксена, довольно часто встречаются и нордмаркиты. Твейтозиты обычно выступают как крайне меланократовые разновидности щелочных сиенитов и, как правило, встречаются вместе с последними. Твейтозит-пироксениты образуют редкие жилы и (или) сегрегации мощностью до 0,5 м среди сиенитов и нордмаркитов.

Возрастные взаимоотношения между наиболее широко распространенными разновидностями описываемых пород — щелочными сиенитами и нордмаркитами — не совсем ясны. Для них типичным является чередование. Жильный характер залегания (правда, не всегда отчетливый) нордмаркитов среди щелочных сиенитов как будто бы определяет их позднейшее внедрение. Но наличие в ряде случаев кварисодержащих разновидностей щелочных сиенитов сближает их с нордмаркитами и, таким образом, объясняет возможность существования между ними промежуточных разновидностей. Сиениты и нордмаркиты южного и северного выклиниваний массива отличаются от аналогичных пород его центральной части повышенным содержанием калия (Приложение, табл.14, ан. 7,8).

Остановимся подробнее на характеристике необычных гипербазитов — пироксенит-твейтозитов. Главными породообразующими минералами их являются зеленый (разных оттенков) пироксен эгириин-диопсид-геденбергитового ряда (70-80%) и апатит (10-25%). В подчиненном количестве содержатся щелочной пертитовый полевошпат и кварц (до 5% в сумме), амфибол, биотит и кальцит. Акцессорные минералы — ортит, сфен, пироклор-гатчеттолит, магнетит, сульфиды, циркон и барит. Иногда содержание ортита увеличивается, достигая породообразующих количеств — около 20% (Приложение, табл.14, ан.14, 15). Формально такие ультрабазиты по минеральному составу отвечают щелочным пироксенитам — апатитовым или ортитовым их разновидностям. Однако от рассмотренных выше щелочных пироксенитов они резко отличаются следующими минералогическими и геохимическими особенностями: а) отсутствием ильменита, столь характерного для щелочных пироксенитов; б) высоким содержанием апатита (Приложение, табл.14, ан.13-15); в) высокими содержаниями редких земель и редкоземельных минералов — прежде всего ортита; г) практически полным отсутствием или незначительным содержанием таких типоморфных элементов-примесей щелочных пироксенитов, как Sr (0,001 по сравнению с 0,005-0,05%) и Ni (до 0,0005 по сравнению с 0,001-0,02%) для твейтозит-пироксенитов и щелочных пироксенитов соответственно.

Необычность состава и геохимических особенностей рассматриваемых гипербазитов не позволяет однозначно решить вопрос об их генезисе и определить соотношения с вмещающими их сиенит-твейтозитами и другими породами комплекса. Наиболее вероятно, что апатитовые и апатит-ортитовые щелочные пироксениты представляют собой голомеланократовые разновидности твейтозитов и являются производными твейтозит-сиенитовой магмы. С этих позиций они и названы твейтозит-пироксенитами. О прямом генетическом родстве выделенных твейтозит-пироксенитов с сиенит-твейтозитами свидетельствуют их тесная пространственная связь, качественно идентичный минеральный состав (табл.3) и общие геохимические особенности (повышенные содержания TR, Sr и Ba и низкие содержания Ca, Ni и Co).

Особенности минерального состава и структуры

Главными породообразующими минералами рассматриваемых пород являются полевые шпаты, клинопироксены и кварц.

Полевые шпаты представлены в большинстве случаев крупнозернистым до грубозернистым (4-5 см) мезоантипертитом (обычно 68 Ab 32 Or) (Приложение, табл.15, ан. 8; фото 12). Индивидуализированные альбит и микроклин, как правило, находятся в подчиненном количестве и, вероятно, чаще всего гистерогенны, поскольку мелкозернистые агрегаты их располагаются между крупными кристаллами пертита или замещают (?) его. Редко отмечаются существенно микроклиновые или существенно альбитовые сиениты и нордмаркиты.

Клинопироксены представлены эгирин-салитами, содержащими от 9 до 25% эгиринового минала (Приложение, табл.15, ан.1-7). При этом содержание последнего в клинопироксенах не зависит от типа вмещающей породы.

Наиболее богатые эгирином (25%) клинопироксены установлены в твейтозитах (Приложение, табл.15, ан.6), а наиболее бедные — в нордмаркитах (Приложение, табл.15, ан. 7). Однако, судя по оптическим свойствам клинопироксенов и химическому составу вмещающих пород, существенно диопсидовые и геденбергит-диопсидовые пироксены встречаются и в наиболее меланократовых разновидностях твейтозитов — в твейтозит-пироксенитах (Приложение, табл.14, ан.14,15).

Кварц обычно образует ксеноморфные выделения между более идиоморфными клинопироксенами и полевыми шпатами, определяя гипидиоморфнозернистые структуры (фото 13). В крайне лейкократовых богатых кварцем нордмаркитах и щелочных гранитах кварц кристаллизовался одновременно со щелочным полевым шпатом (антипертитом) в виде крупных неправильных, обычно изометрических, зерен. В этих породах также наблюдаются включения кварца в крупных зернах антипертита (фото 14). Следует подчеркнуть, что, в отличие от рассмотренных ранее фенитов третьей стадии, в нордмаркитах и кварцсодержащих сиенитах никогда не отмечалось типичных для фенитов келифитовых кайм клинопироксена вокруг кварца.

Структурные соотношения клинопироксенов и полевых шпатов неоднозначны. В мелко- и среднезернистых щелочных сиенитах идиоморфизм этих минералов чаще всего одинаков: сравнительно правильно ограниченные зерна пертита и клинопироксена контактируют вдоль характерных извилистых границ, напоминающих границы зерен бостонитовых структур. В порфирированных щелочных сиенитах и твейтозитах наиболее идиоморфны крупные изометричные зерна пертита, окруженные мелкозернистой массой, состоящей из неправильных выделений альбита, микроклина, пертита и несколько более идиоморфного клинопироксена (фото 15). В этой

мелкозернистой массе иногда обильно представлен кальцит. В нордмаркитах (а иногда в щелочных сиенитах и твейтозитах) обычно более идиоморфен клинопироксен. И, наконец, в некоторых существенно клинопироксеновых твейтозитах и твейтозит-пироксенитах щелочные полевые шпаты резко ксеноморфны по отношению к клинопироксенам.

Если сравнительный идиоморфизм того или иного минерала в шлифах описываемых пород считать показателем его более ранней кристаллизации из расплава, то, с учетом данных, приведенных в Приложении (табл.14), отмеченные структурные особенности в ряде случаев можно объяснить на основе агпаитового или гранитного порядка кристаллизации. Высокий коэффициент агпаитности ($K(\text{агп.}) > 1$) характерен для большинства проанализированных (Приложение, табл.14) щелочных сиенитов и обычно возрастает с увеличением количества клинопироксена в породе, а в твейтозитах — достигает 1,26. Как известно, в ходе агпаитового порядка кристаллизации, при $K(\text{агп.}) > 1$, первыми кристаллизуются калийные минералы, а фемические компоненты накапливаются в остаточном расплаве. С этих позиций можно объяснить не только более выраженный идиоморфизм щелочных полевых шпатов по отношению к клинопироксенам в рассматриваемых образованиях, но и секущий характер часто встречающихся голомеланократовых жил и прожилков существенно клинопироксенового состава (в последних коэффициент агпаитности достигает 1,75; Приложение, табл.14, ан.13). Эти жилы фиксируют, вероятно, наиболее поздно выкристаллизовавшиеся меланократовые дифференциаты.

Структурные особенности жильных образований с $K(\text{агп.}) < 1$ можно объяснить гранитным порядком кристаллизации. С этой точки зрения меланократовые твейтозиты и твейтозит-пироксениты можно трактовать как сегрегационные скопления ранее выкристаллизовавшегося клинопироксена (а также апатита, ортита, сфена и др.).

Наконец, не исключена возможность, что некоторые твейтозит-пироксениты кристаллизовались из ультраосновного расплава, богатого P_2O_5 , F и TR_2O_3 , отделившегося в процессе ликвации от щелочно-сиенитовой (трахитовой) магмы. Вероятно, механизм кристаллизации щелочно-сиенитовой магмы зависит от исходного состава расплава, режима и состава щелочей, летучих компонентов и минерализаторов, температуры и давления.

Соотношение с карбонатитами

Породы сиенит-твейтозит-нордмаркитовой серии, судя по геологическим наблюдениям, в преобладающем большинстве случаев являются докарбонатитовыми образованиями. На контакте с карбонатитами они обычно подвергались карбонатизации, альбитизации, биотитизации и др. В то же время в щелочных сиенитах и особенно в твейтозитах содержится в первичный (магматический) кальцит. Кальцитсодержащие породы такого типа не несут характерных для карбонатизированных разновидностей изменений — альбитизации, биотитизации и др.; не наблюда-

ется и приуроченности таких карбонатсодержащих пород к экзоконтактовым ореолам карбонатитовых тел. Магматический кальцит наблюдается в виде включений в щелочных полевых шпатах, как равновесный минерал мелкозернистой основной массы порфиroidных сиенит-твейтозитов или же как межгранулярные выделения в твейтозит-пироксенитах. Включения кальцита в полевых шпатах иногда окружены тонкостенными "футлярами" ортита (монокристаллы), который содержится в породе и в виде самостоятельных зерен. Подобные "футляры" ортита часто окаймляют и апатит. Форма включений кальцита обычно неправильная, грани чаще всего резорбированы. Реже наблюдаются идиоморфные удлиненно-таблитчатые кристаллы. Отмеченные структурные соотношения кальцита, очевидно, свидетельствуют о том, что он мог кристаллизоваться раньше, позже или одновременно с остальными породообразующими минералами. В связи с этим представляет интерес происхождение пород, промежуточных по составу между сиенитами и карбонатитами, — *рингитов*. Такие породы (кальцит+щелочной полевой шпат+альбит+щелочной пироксен+apatит+биотит) были выделены В.Брёггером (Brögger, 1921) в карбонатитовом комплексе Фен и трактовались как гибридные образования, сформировавшиеся в результате смешения карбонатитовой и фенит-твейтозитовой магм. В Черниговском массиве рингиты встречаются редко, обычно наблюдаются в виде маломощных выделений в сиенит-твейтозитах и могут рассматриваться как сегрегационные обособления кальцита — результат неполного разделения карбонатитового и сиенит-твейтозитового расплава. В единичных случаях среди пегматонидных щелочных сиенитов наблюдались сравнительно мощные (до 3 м по керну) дайки рингитов (табл.3; Приложение, табл.16). Макроскопически это пятнистые, серо-розовые, массивные, местами брекчиевидные и порфиroidные породы. Минеральный состав (в %): кальцит 35-40; эгирин-салит 20-25; микроклин-пертит+альбит 30-35; апатит 7-10. Акцессорный минерал — ортит. Кальцит рингитов образует гранобластовый или аллотриоморфнозернистый цемент породы, в которой погружены как неправильной формы, так и сравнительно идиоморфные зерна или сростки темно-зеленого эгирин-салита, микроклин-пертита, альбита. По форме выделений (овальные, округлые кристаллы) апатит рингитов напоминает апатит карбонатитов, в то время как в сиенит-твейтозитах он обычно образует идиоморфные призматические кристаллы с отчетливо выраженными гранями дигипирамид.л (включения в клинопироксенах и щелочных полевых шпатах). Местами в рингитах встречаются крупные (до 2-3 см) обломочные (?) кристаллы микроклин-пертита, по форме пертитовых выделений и составу подобные таковым вмещающих пегматонидных сиенитов. Эти кристаллы в рингитах обычно имеют зональное строение: они окружены альбитовой каймой, а количество пертитовых вростков в них увеличивается от центра к периферии. Эгирин-салит под микроскопом выглядят однородными, неизменными и не несут каких-либо следов реакционного взаимодействия с карбонатито-

вым цементом. Взаимоотношения рингитов и пегматоидных щелочных сиенитов недостаточно выяснены, так как ненарушенных непосредственных контактов этих пород в керне не сохранилось. Можно предполагать, что зональные кристаллы пертита из рингитов являются аллохтонными и заимствованы из вмещающих пород при внедрении рингитового расплава. Вероятно, рассматриваемые рингиты являются глубинными аналогами вулканических образований карбонатных комплексов, известных в литературе под названиями эруптивные брекчии карбонатизированных щелочных сиенитов, жерловые агломераты, ортоклазо-известковые брекчии, взрывные брекчии с полевошпат-карбонатным цементом и др. Не останавливаясь на детальной характеристике таких образований, обзор петрологии которых сделан Л.С.Егоровым и Н.П.Суриной (1970), следует признать обоснованным мнение этих исследователей о том, что подобные вулканические образования "являются скорее всего продуктом резко неравновесной, сопровождавшейся взрывными эффектами кристаллизации смешанного (находящегося в стадии ликвации) карбонатно-щелочносиенитового расплава — остаточного дифференциата исходной щелочно-ультраосновной магмы" (Егоров, Сурина, 1970, с.111).

Генезис

Несмотря на близость минерального и химического составов пород сиенит-твейтозит-нордмаркитовой серии и метасоматических фенитов конечных стадий, геологическое положение и петрологические особенности первых объяснимы лишь с позиций интрузивно-магматического генезиса. Основные черты минерального состава и структур рассматриваемых пород определяются, как отмечалось выше, порядком выделения минералов (агпайтовым или гранитным) из исходных расплавов и их последующей кристаллизационной дифференциацией. О высокотемпературных условиях этой кристаллизации свидетельствует состав микроклин-пертитов расплава из щелочных сиенитов, нордмаркитов и твейтозитов. Химический и расчетный компонентный составы их (молекулярные количества, %) — $68 \text{ Al } 30 \text{ Oг } 2 \text{ An}$ (Приложение, табл. 15, ан. 8) близки или практически совпадают с составом, отвечающим точкам минимумов (1063 и 700°C) на кривых плавления и кристаллизации полевых шпатов в системах $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ и $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ соответственно, по данным экспериментальных работ Шерера, Боузла и Йодера (Дир, Хауи, Зусман, 1966). Косвенным доказательством магматической природы сиенит-твейтозит-нордмаркитовой серии может служить также присутствие их эффузивных аналогов — трахитов и трахилипаритов — во многих приповерхностных и вулканогенных карбонатитовых комплексах (Гиттинс, 1969; Коваленко, Самойлов, Владыкин и др., 1977). Однако пока нет необходимых данных для решения вопроса, являются ли щелочные сиениты, твейтозиты и нордмаркиты дифференциатами карбонатитового комплекса или продуктами плавления фенитизированных пород рамы.

Правда, следует подчеркнуть, что идея ассимиляции корового вещества дифференциатами карбонатитовых комплексов не подтверждается данными о распределении Sr и его изотопном составе в карбонатитах, меланефелинитах, трахитах, трахипаритах и сиенитах карбонатитовых массивов Монголии (Коваленко, Самойлов, Владыкин и др., 1977), а также изотопным составом углерода и кислорода из собственно карбонатитов многих массивов, в том числе и Черниговского (Луговая, Кривдик, Загнитко, 1978).

КАРБОНАТИТЫ

Карбонатиты объединяют группу широко распространенных пород комплекса, к которой отнесены существенно карбонатные образования, состоящие не менее чем на 50% из кальцита и (или) доломита. По минеральному составу среди них выделяются кальцитовые, кальцит-доломитовые и доломитовые карбонатиты. В этой же главе рассматриваются и промежуточные по составу между карбонатитами и кимберлитами породы, названные кимберлитовыми карбонатитами. Образования промежуточного состава между сиенит-твейтозитами и карбонатитами — рингиты — описаны в предыдущей главе, посвященной сиенитам.

Силикатные минералы карбонатитов представлены оливинами, клинопироксенами, амфиболами, слюдами, реже полевыми шпатами и нефелином. Апатит и магнетит являются постоянной примесью или составной частью этих пород. Акцессорные и рудные минералы представлены пироксеном, колумбитом, цериевым фергюсонитом, монацитом, анкилитом, карбоцеранитом, ильменитом, сульфидами и др. (табл.4).

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ
И ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ
ОСОБЕННОСТИ

Карбонатиты являются поздними образованиями комплекса. По результатам интерпретации материалов бурения (Глеваский, Кривдик, 1977, 1978), они образуют дайсы, секущие фениты, нефелиновые сиениты, пироксениты и др. Кроме того, наблюдались пересечения одних карбонатитов другими (достоверные настолько, насколько в этом можно быть уверенными, пользуясь только материалами бурения), а в редких случаях отмечались ксенолиты более ранних карбонатитов в более поздних. Падение тел карбонатитов крутое (рис.3-7), а простирание в целом совпадает с простиранием общей линейной структуры массива. Мощности карбонатитовых тел непостоянны.

Обычно указанные тела образуют серии параллельных даек, которые разобраны останцами более древних пород комплекса. Контакты с вмещающими породами в большинстве случаев резкие и, как правило, сопровождаются маломощными (0,1-1,5 см) экзоконтактовыми реакционными биотитовыми каймами; подобные каймы окружают (правда, не всегда) и включения силикатных пород в карбонатитах (фото 16). В ряде случаев

в приконтактной части тел карбонатитов фиксируются (параллельно контакту) тонкозернистые разновидности мощностью 0,5–1,5 см (зоны заалки); причем к центру тел зернистость карбонатитов увеличивается (фото 17, 18). В мелкозернистых приконтактных участках карбонатитовых даек отчетливо выражены порфиroidные или кластопорфиroidные структуры, которые сменяются равномернозернистыми структурами в центральной части карбонатитовых тел (фото 19, 20). Типичные порфиroidные и кластопорфиroidные структуры наблюдаются в некоторых тонких (0,5–1,5 мм) карбонатитовых прожилках: в кристоллическом карбонатном цементе включены порфиroidные и кластопорфиroidные выделения (0,1–0,5 мм) кальцита, биотита, апатита, щелочного полевого шпата, пироксена и кварца.

По текстурно-структурным особенностям можно выделить:

1) карбонатиты с равномерным распределением силикатов и сравнительно небольшим количеством включений силикатных пород — это обычно средне-крупнозернистые лейкократовые и мезократовые разновидности с массивными или неяснополосчатыми текстурами;

2) брекчиевидные мезо- и меланократовые мелко-среднезернистые карбонатиты, содержащие значительное количество включений вмещающих пород.

Для типичных брекчиевидных карбонатитов характерны следующие особенности: а) большее количество включений силикатных пород округлой и угловатой формы (фото 16); б) наличие реакционных биотитовых или амфиболовых кайм вокруг включений силикатных пород (фото 16); в) ориентированные текстуры течения — сравнительно крупные включения окаймляются, "обтекаются" мелкими включениями и отдельными кристаллами биотита, амфибола, пироксена и др.; эти текстуры можно рассматривать как флюидальные (фото 16,а); г) гетерогенность материала включений — в одном штуде карбонатита можно наблюдать, например, включения фенитов разных стадий, горнблендитов и пироксенитов; д) следы дробления, скатывания и деформации включений силикатных пород и минералов.

Важно подчеркнуть тесную связь между составом включений силикатных пород и минеральным составом силикатов в карбонатитах. Например, флогопит-оливиновые карбонатиты содержат включения флогопит-оливиновых ультрабазитов — флогопитовых оливинитов, оливинсодержащих глиммеритов или перидотитов, а биотит-амфиболовые и клинопироксеновые карбонатиты — включения биотит-амфиболовых и амфибол-клинопироксен-биотитовых ультрабазитов и др. В то же время состав включений ультраосновных пород и силикатов в карбонатитах обычно не зависит от состава вмещающих боковых пород, а ксенолиты последних могут только дополнять набор отмеченных включений. Так, клинопироксеновые карбонатиты с включениями клинопироксен- и амфиболсодержащих ультрабазитов часто залегают среди биотитовых нефелиновых сланцев — клады-

тов, не содержащих пироксенов и амфиболов. Среди фенитов распространены как пироксеновые, так и оливиновые карбонатиты. При этом часто маломощные (10–20 см) тела тех и других резко отличаются по составу включений силикатных пород и минералов от боковых вмещающих пород. Не останавливаясь более на характеристике включений в карбонатитах, рассмотренных ниже, следует подчеркнуть, что лишь сравнительно незначительная часть их рассматривается как ксенолиты (мельтейгиты, фениты и т.д.), а большинство ультрабазитовых включений, силикаты которых идентичны силикатам вмещающих их карбонатитов, трактуется как сегрегационные обособления — продукты кристаллизационной дифференциации, т.е. являются не докарбонатитовыми, а синкарбонатитовыми образованиями.

СОСТАВ И ВОПРОСЫ НОМЕНКЛАТУРЫ

В табл.4 приведена классификация карбонатитов черниговского комплекса. В ее основу положено четыре признака. По текстурно-структурному признаку карбонатиты делятся на две большие группы — брекчиевидные (заведомо эруптивные) и массивные, или неясноплощатые (вероятно, главным образом интрузивные) с гранобластовыми (гипидиоморфнозернистыми?) структурами. Дальнейшее деление рассматриваемых пород основано на различиях минерального состава. Так как состав карбоната — основной критерий известных классификаций карбонатитов, то на его основе в рассматриваемом районе можно выделить кальцитовые, кальцит-доломитовые и доломитовые карбонатиты. Тип силикатов определяет более дробное деление карбонатитов внутри выделенных подразделений. Этот признак может выступать и как определяющий, поскольку, например, клинопироксены типичны лишь для кальцитовых карбонатитов. И наконец, состав аксессуарных минералов является дополнительным по отношению к приведенным признакам, но, как видно из табл.4, также может служить определяющим, поскольку характерные аксессуарные минералы или их ассоциации типичны для определенных разновидностей карбонатитов. Например, цериевый фергусонит встречается только в доломитсодержащих карбонатитах, бадделейт присутствует в бефорситах и кимберлитовых карбонатитах и не обнаружен ни в сёвитах, ни в альвикитах, хотя в последних часто наблюдается в повышенных количествах циркон. Отмеченные особенности карбонатитов позволяют применить для их классификации известный петрографический принцип, в соответствии с которым породы определенного минерального состава получают собственные названия. Естественно, подобный подход исключает использование таких неопределенных, с позиций петрографической классификации, понятий, как "ранние" и "поздние" карбонатиты или карбонатиты первой, второй, третьей стадий и т.д. Несмотря на обилие литературы, посвященной карбонатитам, общепринятой классификации

их пока нет. Не останавливаясь на анализе существующих классификаций, представляется целесообразным в предлагаемой номенклатуре использовать первые общеизвестные систематики карбонатитов, основанные на минерало-генетических принципах (Brögger, 1921, Eskermap, 1948).

С этих позиций, в порядке установленной или предполагаемой последовательности формирования, ниже рассмотрены главные типы карбонатитов черниговского комплекса: *сёвиты*, *альвикиты*, *бефорситы* и *кимберлитовые карбонатиты*, а также *ультрабазиты козенетических включений* в карбонатитах и родственные *бефорситам фоскориты*.

СЁВИТЫ

Название *сёвит* (по местности Сёв — комплекс Фен Норвегия) было предложено В.Бреггером (Brögger, 1921) для определения зернистых мраморовидных существенно кальцитовых карбонатитов, содержащих 5–10% силикатов (флогопита и щелочного амфибола), а также апатита (до 8%) и доломита (0–12%). Более меланократовые силикатно-карбонатные породы, содержащие клинопироксен, биотит, полевые шпаты и нефелин назывались холлаитами, казенитами и рингитами и рассматривались как гибридные образования, возникшие в результате смешения карбонатитовой и щелочной силикатной магм. Г.Эккерман (Eskermap, 1948) уточнил и расширил значение термина "сёвит", применив его к ранним (наименее глубинным — верхний зруптивный центр) пироклорсодержащим кальцитовым карбонатитам с биотитом, клинопироксеном, полевыми шпатами и другими силикатами и апатитом, включив, таким образом, в сёвиты богатые кальцитом рингиты, холлаиты и казениты, в понимании В.Бреггера. В таком значении термин сёвит употребляется и в данной работе.

Следует подчеркнуть, что кальцитовые карбонатиты с клинопироксеном, биотитом, гастингситом и катофоритом определяются как наиболее ранние карбонатиты во многих комплексах (Гинзбург, Нечаев, Лавренев, Пожарицкая, 1958; Кухаренко, Орлова, Булах и др., 1965; Пожарицкая, Самойлов, 1972; Капустин, 1971; Глаголев, Корчагин, Харченко, 1974; Самойлов, 1977; и др.).

В пределах Черниговского карбонатитового массива сёвиты встречаются практически на всем протяжении его линейной структуры, но в целом подчинены другим разновидностям карбонатитов, занимая около четверти их площади (рис.2–7). Наиболее распространены они в северной и средней частях массива. По минеральному составу силикатов установлены следующие разновидности сёвитов (табл.4; Приложение, табл.17): а) клинопироксеновые (с биотитом и амфиболом), клинопироксен-биотитовые (с амфиболом); б) амфибол-биотитовые, биотит-амфиболовые; в) биотитовые. Содержание апатита обычно составляет 5–7%. Аксессуары минералы представлены пироклор-гачеттолитом, колумбитом (редко), цирконом, сфеном, монацитом, ортитом, магнетитом и сульфидами.

К а л ь ц и т (Приложение, табл.18) — главный породообразующий минерал сёвитов — обычно составляет более 70-80% (в эруптивных брекчиях ксенолиты иногда преобладают над кальцитовым цементом). Кальцит обычно образует равномернозернистый гранобластовый агрегат. Нередко устанавливается две или более генерации кальцита: между относительно крупными выделениями располагаются более мелкие ксеноморфные. Форма зерен чаще всего неправильная, изометричная или слабоудлиненная, границы зерен неровные, извилистые или зазубренные. В единичных случаях встречаются мелкие идиоморфные удлиненно-таблитчатые кристаллы кальцита, включенные в силикатах (клинопироксенах и амфиболах).

По отношению к апатиту и силикатам кальцит в сёвитах и вообще в карбонатах рач матрицаемого комплекса обычно выступает как позднейший минерал (за исключением отмеченных идиоморфных включений в силикатах), однако в некоторых крупнозернистых массивных сёвитах наблюдаются симплектитовидные сростания его с клинопироксеном или амфиболом.

Содержание силикатов по валовым пробам чаще всего составляет 10—20%, реже встречаются (обычно небольшие участки) лейкократовые мраморовидные разновидности, содержащие только 2—5% силикатов. В среднем содержание силикатов в сёвитах выше, чем в альвикитах или бефорситах. Неправильные или идиоморфные зерна силикатов распределены равномерно или образуют сегрегационные включения ультраосновного состава, зачастую трудно отличимые от ксенолитов измененных ультрабазитов.

Структурные соотношения силикатов (клинопироксенов, амфиболов и биотитов) сёвитов неоднозначны. Клинопироксены обычно выступают как наиболее ранние и идиоморфные минералы, нередко замещающиеся биотитами или амфиболами (реакционные каёмки), что особенно характерно для сёвитовых эруптивных брекчий. В то же время иногда наблюдаются мелкие включения, очевидно, более ранних биотитов в клинопироксенах и амфиболах.

К л и н о п и р о к с е н ы обычно окрашены в зеленые тона и представлены эгирин-салитами или эгирин-ферросалитами (рис.10; Приложение, табл.19).

А м ф и б о л ы (Приложение, табл. 20), представлены эденитом, маглоглиноземистыми гастингситами, катофоритами или промежуточными членами ряда гастингсит — катофорит (рис.11).

Б и о т и т ы — один из наиболее распространенных силикатов, содержащихся в сёвитах, — встречаются во всех их разновидностях. В эруптивных сёвитовых брекчиях биотит образует реакционные каёмки вокруг ксенолитов вмещающих силикатных пород, а также вдоль контактов последних с карбонатами. Кроме того, он замещает более ранние выделения или кластогенные зерна клинопироксенов и амфиболов. В массивных

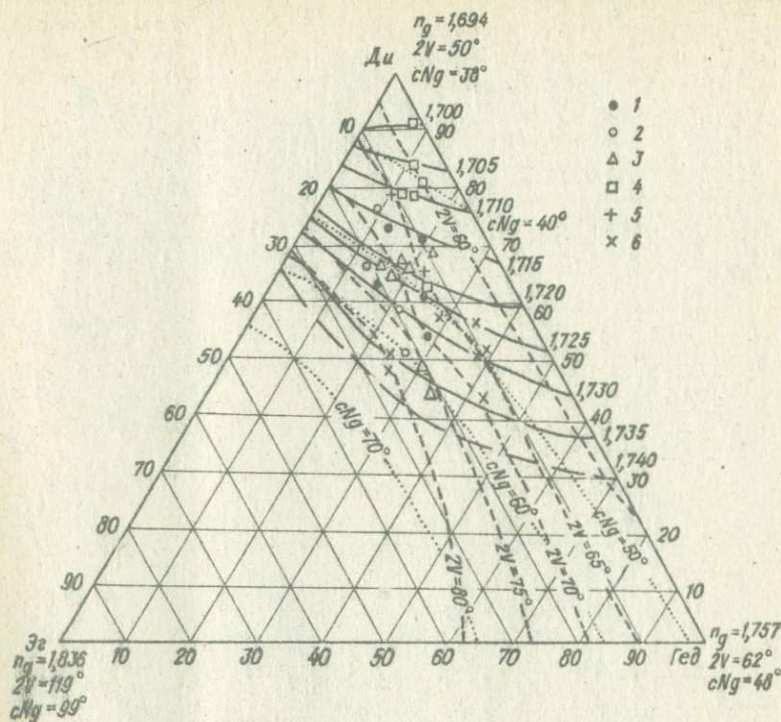


Рис.10. Барическая диаграмма компонентного состава и оптических свойств клинопироксенов:

1 – щелочных пироксенов; 2 – ийолит-мельтейгитов и альбит-баркевикитовых эссекситов; 3 – сёвитов; 4 – альвикитов; 5 – слюдяных перидотитов и диопсид-флогопитовых ультрабазитов; 6 – щелочных сисенитов, твейтозитов, нордмаркитов и фенитов.

Оптические характеристики клинопироксенов, отложенные на сторонах треугольника, взяты из литературных источников: (Дир, Хауи, Зусман, 1965) – для Эг-Ди и Ди-Гед; (Костюк, Базарова, 1966) – для Эг-Гед

сёвитах реакционные соотношения не характерны, биотит равновесны с клинопироксенами и амфиболами. По данным химических анализов (Приложение, табл.21), биотиты представлены средними железисто-магнезиальными ($F = 0,32-0,58$) членами ряда флогопит – аннит – сидерофиллит (рис.12).

Следует отметить, что изменение состава минералов чаще всего происходит сопряженно: особенно четко коррелируется железистость сосуществующих силикатов (рис.13).

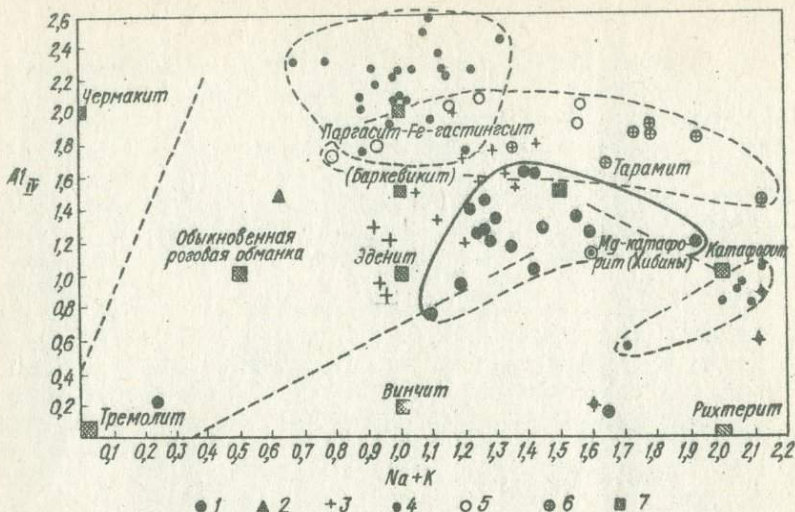


Рис. 1. Химический состав кальциевых субщелочных и щелочных амфиболов из пород черниговского карбонатитового комплекса в количествах атомов $(Na+K) - Al_{IV}$ на формульную единицу:

1 — кальций-натриевые амфиболы; 2 — розовая обманка из гранитизированного амфиболита (вмещающие породы); 3 — амфиболы с повышенным содержанием натрия — эдениты, гастингситы, баркевикиты и катофориты (Дир, Хауи, Зусман, 1965; Плошко, Сидоренко, Рудницкая, Клитина, 1970); 4 — амфиболы из пород карбонатитовых комплексов (Самойлов, 1977); амфиболы из пород Октябрьского щелочного массива (Айнберг, 1930; Елисеев, Кушев, Виноградов, 1965; *Morozewicz*, 1925); 5 — феррогастингситы — пл. о.о. II (010); 6 — тарамиты (катофориты) — ш. о.о. I (010); 7 — теоретический состав амфибола, промежуточного между гастингситом и катофоритом.

Штриховой линией ограничены пределы колебаний химического состава кальциевых амфиболов (Дир, Хауи, Зусман, 1965)

Апатит распределен достаточно равномерно и обычно составляет 5-7%, иногда достигая 15, в редких случаях 25%. Сегрегационные скопления (неопределенной или слоевидной формы) редки. Причем существенно апатитовые (с кальцитом, биотитом и амфиболом) породы (фоскориты) встречаются только среди массивных (интрузивных) разновидностей, в то время как в эруптивных сецитовых брекчиях апатит рассеян. Чаще всего он образует крупные (до 1-3 мм и более) округлые ("оплавленные") или овальные удлинённые зерна с нередко сохранившимися гранями призмы и пирамиды. Идиоморфные кристаллы редки. В некоторых мелкозернистых эндоконтактовых фациях сецитов (зоны закалки) более крупные выделения апатита выглядят как порфиоровидные или кластопорфиоровидные вкрапленники (фото 19). За редким исключением апатит кристаллизовался раньше кальцита и позднее силикатов.

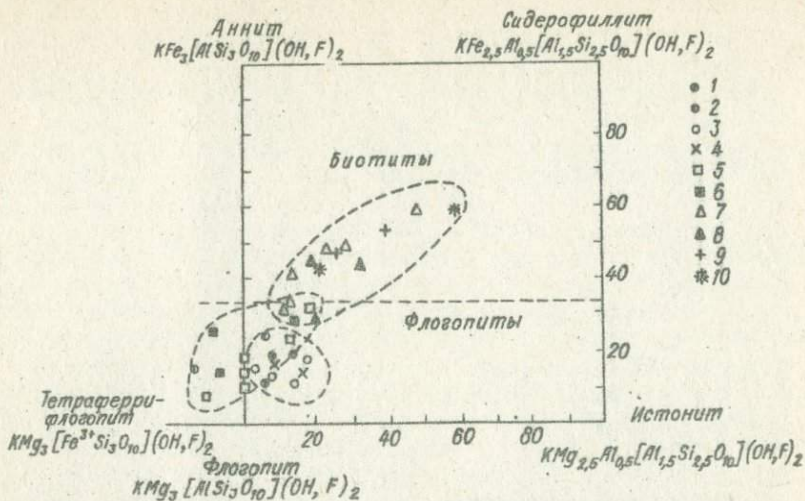


Рис. 12. Компонентный состав биотитов и флогопитов из пород черниговского карбонатитового комплекса:

1 — оливинит-глиммеритов; 2 — фоскоритов; 3 — бейфорситов; 4 — кимберлитовых карбонатитов; 5 — альвикитов; 6 — слюдяных псридоитов и диоксид-флогопитовых ультрабазитов; 7 — сёвитов; 8 — родственных сёвитам сегрегационных амфибол-биотитовых ультрабазитов; 9 — фенитов и альбитизированных сиенитов; 10 — канадитов

Магнетит (Приложение, табл. 22) сёвитов (в отличие от альвикитов и бейфорситов) встречается только в аксессуарных количествах.

Итак, рассмотренные структурные соотношения главных породообразующих минералов сёвитов, а также сопряженное изменение составов сосуществующих силикатов в целом свидетельствуют о близких к равновесным или равновесных условиях их кристаллизации и длительности этого процесса. При этом порядок выделения минералов был не постоянным: в одних случаях первыми кристаллизовались силикаты, а позднее апатит и кальцит; в других — первым выделялся кальцит (идиоморфные включения), а затем одновременно кристаллизовались силикаты, кальцит, апатит и др. Общая тенденция кристаллизации сёвитового расплава на первом этапе, очевидно, выражалась в сегрегационном отделении силикатов, иногда вместе с апатитом, и формировании кумулятивных включений щелочных ультрабазитов и реже — фоскоритов.

АЛЬВИКИТЫ

Название альвикит (по поселку Альвик на о-ве Альне, Швеция) предложено Г. Эккерманом (Eckermann, 1948) для карбонатитов более глубинного (по сравнению с сёвитовым) зруптивного цент-

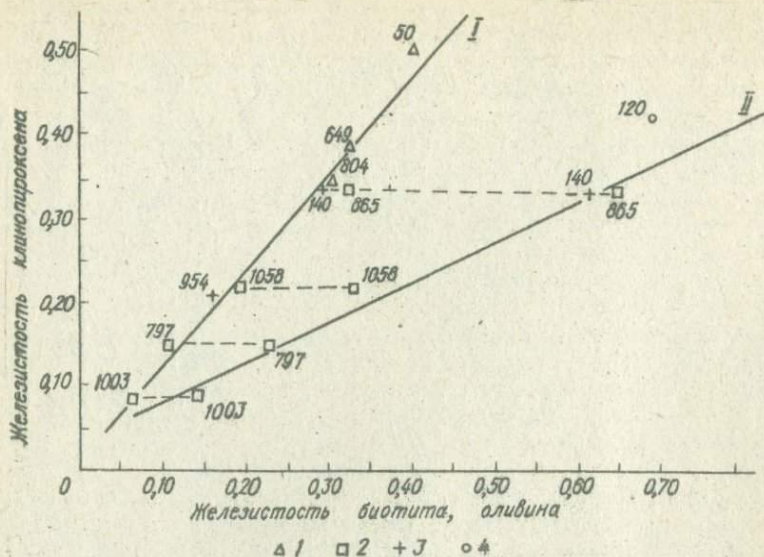


Рис.13. Соотношение железистостей сосуществующих клинопироксенов и биотитов (I), клинопироксенов и оливинов (II) по данным химических анализов: 1 – из сѣвитов; 2 – из альвикитов; 3 – из слюдяных перидотитов; 4 – из мельтейгитов. Цифры соответствуют номерам образцов в Приложении (табл.10, 19, 21, 25, 26, 27, 44)

ра. По Г Эккерману, под названием альвикиты объединяются дайковые кальцитовые карбонатиты (с переменным содержанием разных силикатов и апатита), из которых пикритовые (флогопит-оливиновые), богатые апатитом разновидности наиболее близки к альвикитам черниговского комплекса. Общей особенностью альвикитов Альне и черниговского комплекса является практически полное отсутствие ниобиевой минерализации.

В Черниговском карбонатитовом массиве к альвикитам отнесены кальцитовые карбонатиты, содержащие флогопит (или тетраферрифлогопит), оливин, диопсид (или эгирин-диопсид), амфибол, апатит и магнетит (табл.4; Приложение, табл.23–29). Характерные акцессорные минералы: циркон, ильменит (в том числе и пикроильменит), анатаз, сульфиды, в редких случаях колумбит, монацит и пирохлор-гачеттолит. Содержание силикатов и их видовые соотношения колеблются в широких пределах. Однако, обычно преобладают лейкократовые (до 10% силикатов) апатитовые разновидности альвикитов. Меланократовые оливин-флогопитовые их разновидности близки к кимберлитовым карбонатитам (Приложение, табл.23, ан.10, 1.). Флогопит является сквозным минералом альвикитов и присутствует во всех разновидностях. Содержание оливинов, диопсидов и амфиболов переменное, и нередко один из них в шлифах не обнаруживает-

ся, а наблюдается в аксессуарных количествах только в протолочках. В некоторых разновидностях диопсиды и амфиболы вообще отсутствуют. Типичные альвикиты содержат сивин, флогопит и диопсид, но встречаются также и флогопит-оливиновые и флогопит-клинопироксеновые разновидности с незначительной примесью оливина. К альвикитам отнесены также кальцитовые карбонаты с амфиболом, флогопитом и оливином (Приложение, табл.23, ан.12).

От сёвитов альвикиты отличаются: а) наличием оливина; б) более магнизальным составом силикатов — слюд, клинопироксенов и амфиболов (рис.13); в) сравнительно высоким содержанием (до 6%) магнетитового компонента в кальцитах (Приложение, табл.18, 24); г) характерной аксессуарной (табл.4) и рудной минерализацией: магнетит, присутствующий в сёвитах как аксессуарный минерал, в альвикитах становится породообразующим. Перечисленные различия альвикитов и сёвитов наблюдаются не только в удаленных, но и в непосредственно контактирующих телах. При этом контакты между ними четкие.

Альвикиты распространены незначительно, составляя около 15% площади всех карбонатитов комплекса, и наиболее развиты в южной части массива (рис.2, 6, 7). Они содержат немногочисленные включения силикатных пород, среди которых характерны когенетические флогопитовые глиммериты, флогопитовые оливиниты и оливинит-глиммериты, в единичных случаях отмечены ксенолиты фенитов и мельтейгитов.

Главный породообразующий минерал альвикитов — кальцит — по форме выделений и структурным соотношениям с силикатами и апатитом идентичен оптическому кальциту из сёвитов. Наблюдаются также две генерации кальцита (крупный и мелкий межгранулярный), обычно ксеноморфные по отношению к силикатам и апатиту. Однако иногда встречаются включения удлиненно-таблитчатых зерен кальцита в оливине и апатите. Это свидетельствует о том, что кальцит кристаллизовался раньше, одновременно и позднее апатита и силикатов.

По данным химических анализов (Приложение, табл.24), кальциты альвикитов содержат больше (до 6%) магнетитового компонента, чем кальциты сёвитов. В единичных случаях в них наблюдаются полевидные или мелкие неправильной формы экссолюционные вроски доломита.

Апатит является существенной составной частью альвикитов. По формам выделения, составу (Приложение, табл.47, 48) и структурным соотношениям с силикатами и кальцитом подобен таковому из сёвитов. Высокая апатитоносность — характерная черта альвикитов. Содержание P_2O_5 по 29 частным и полным химическим анализам колеблется от 1,83 до 6,78% ($\bar{x} = 4,62\%$), что соответствует 11% нормативного апатита. Важно при этом подчеркнуть, что апатит распределен равномерно.

Силикаты типичных альвикитов представлены оливинами, клинопироксенами и флогопитами. Как и в сёвитах, с повышением железистос-

ти одного из сосуществующих минералов пропорционально возрастает железистость других (рис.13). Это, по-видимому, свидетельствует об их сингенетичности.

О л и в и н (Приложение, табл.25) образует идиоморфные, обычно округленные, "оплавленные", или скелетные, неправильные зерна. Взаимоотношения их с клинопироксенами и флогопитами в большинстве случаев можно определить как равновесные: они обычно выделяются в виде самостоятельных зерен. Правда, нередки и реакционные каемки клинопироксена вокруг оливина, тогда как замещений оливина флогопитом не было обнаружено. Из этих данных следует, что раньше остальных силикатов кристаллизовался оливин и, возможно, флогопит; несколько позднее или одновременно с ними — клинопироксен. Состав оливина колеблется от магнезиального хризолита ($Fe_{0.85}$) до феррогортонолита ($Fe_{0.34}$). В пределах одной протоочки, по данным оптических определений (Приложение, табл.25), колебания состава оливинов не велики (не превышают первые проценты фаялитового компонента), при этом обычно преобладают зерна с постоянными оптическими характеристиками.

К л и н о п и р о к с е н ы представлены диопсидом, эгирин-диопсидом или эгирин-салитом (Приложение, табл.26) и выделяются в виде самостоятельных неправильных, скелетных, реже идиоморфных зерен или образуют реакционные каемки вокруг оливина.

Ф л о г о п и т присутствует во всех разновидностях альвикитов в виде идиоморфных или неправильных зерен, а также образует мелкие сегрегации. Сегрегации флогопита с оливином и клинопироксеном (одновременно) очень редки. Еще реже отмечается развитие крупночешуйчатого флогопита (второй генерации?) вокруг сегрегационных включений мелкозернистых глиммеритов.

Состав флогопита колеблется от магнезиальных до железистых разновидностей ($F = 0,07+0,32$), переходящих в биотит (рис.12; Приложение, табл.27), но преобладают маложелезистые флогопиты. Более магнезиальные слюды обычно имеют обратную схему абсорбции (тетраферрифлогопит). С возрастанием железистости флогопиты приобретают нормальную схему абсорбции.

А м ф и б о л ы обычно замещают клинопироксены, но нередко образуют и самостоятельные зерна. В оливин-флогопит-амфиболовых разновидностях альвикитов амфиболы являются более ранними минералами по отношению к флогопиту, нередко замещаясь последним. В этих же карбонатах часто отмечаются реакционные каемки амфибола вокруг оливина. Изменение составов амфиболов подчиняется, хотя и менее четко, чем для сосуществующих пироксенов, биотитов и оливинов, отмеченной корреляционной зависимости: в магнезиальных парагенезисах они маложелезисты и бледно окрашены, а в более железистых парагенезисах железистость их и густота окраски повышаются. Изложенное позволяет предполагать, что амфиболы (по крайней мере, их часть) могут выступать не только как вто-

ричные наложенные минералы, но и как равноправные члены парагенезиса, чаще являясь гистерогенными минералами. Они соответствуют гастингситам, эденитам и промежуточным членам ряда гастингсит-катофорит (рис.11; Приложение, табл.28), а явно наложенный амфибол представлен тремолитом (Приложение, табл.28, ан.1).

Магнетит альвикитов (в отличие от сёвитов) — породообразующий минерал (Приложение, табл.29). Он выделяется в виде довольно крупных (до 24 мм) самостоятельных зерен, чем уже макроскопически отличается от магнетита сёвитов. Форма выделений магнетита изометрическая, неправильная, скелетная. Идиоморфные кристаллы редки. Характерная особенность рассматриваемых магнетитов — повышенная (по сравнению с магнетитами других пород, в том числе и пироксенитов) титанность (до 6,2% TiO_2 ; Приложение, табл.29, ан.1). Под микроскопом отчетливо видны экссолюционные вростки ильменита (и редко шпинели), подчеркивающие индивидуальность магнетитов альвикитов.

Ильменит — типоморфный акцессорный минерал. Он выделяется в виде экссолюционных вростков в магнетите и окаймляет зерна последнего. В протоlochках отмечались самостоятельные идиоморфные кристаллы ильменита. По данным химических анализов обнаруживается интересная особенность состава ильменитов: их магнизиальность увеличивается параллельно с ростом таковой сосуществующих силикатов. В наиболее магнизиальных парагенезисах обнаружены пикроильмениты, содержащие 5,18% MgO (Приложение, табл.29, ан.9).

БЕФОРСИТЫ И ФОСКОРИТЫ

Общие сведения

Под названием *бефорсит* объединены доломитовые и кальцит-доломитовые карбонаты, содержащие оливин, флогопит, апатит, магнетит. Акцессорные минералы представлены колумбитом, цериевым фергюсонитом, бадделентом, цирконом, монацитом, анкилитом, карбоцеранитом, пирохлор-гатчеттолитом, шпинелями и сульфидами.

Доломитовые карбонатиты как интрузивные дайковые породы впервые были описаны В.Брёггером (Brögger, 1921) в карбонатитовом комплексе Фен (район Раухаугау, Норвегия) и названы раухаугитами. К раухаугитам В.Брёггер относил и кальцит-доломитовые карбонатиты центральной части комплекса Фен и рассматривал их как производные доломитовых раухаугитов. Силикаты раухаугитов комплекса Фен представлены флогопитом, магнизиальным щелочным амфиболом и мелилитом (Brögger, 1921; Барт, Рамберг, 1969).

Г.Эккерман (Eckermann, 1948) установил, что конические и радиальные дайки доломитовых и кальцит-доломитовых карбонатитов комплекса Альне проектируются в общий эруптивный центр, залегающий глубже подобных центров сёвитов и альвикитов. Такие карбонатиты широко рас-

пространены в районе Бергефорсен, откуда и получили название бефорсит. Г.Эккерман считал, что выделенные им бефорситы являются жильными аналогами доломитовых карбонатитов — раухаугитов. Кальцит, нередко преобладающий над доломитом в бефорситовых дайках, и часть магниезиликатов образовались, по мнению Г.Эккермана, в результате дедоломитизации бефорситового расплава. Первичные и вторичные силикаты бефорситов Альне представлены флогопитом, щелочным полевым шпатом, щелочным амфиболом, оливином, эгиринсодержащим пироксеном, отмечался кварц; акцессорные и рудные минералы — апатит, магнетит, пироклор, анатаз, титаномагнетит, перовскит, сфен. Оливинсодержащие разновидности бефорситов Г.Эккерман называл пикритовыми бефорситами. При повышенном содержании оливина (до 40%) они определялись как карбонатитовые кимберлиты. Бефорситы и ассоциирующие с ними карбонатитовые кимберлиты бефорситового эруптивного центра считаются наиболее поздними и глубинными образованиями комплекса Альне.

Доломитовые и доломит-кальцитовые карбонатиты черниговского комплекса по минеральному составу наиболее близки к пикритовым бефорситам Альне, что и обусловило выбор названия — бефорсит. Подобные карбонатиты встречаются в большинстве карбонатитовых комплексов мира (Гиттинс, 1969). В СССР они известны на Балтийском щите (Кухаренко, Орлова, Булах и др., 1965) и Сибирской платформе (Егоров, Гольбурт, Шихорина, 1961; Егоров, Сурина, 1970), и Саянах (Пожарицкая и Самойлов, 1972). Силикаты таких карбонатитов, судя по литературным данным, чаще всего представлены флогопитом, щелочными амфиболами, эгирином и вторичными минералами — хлоритом и тальком, отмечается кварц. В доломитовых и доломит-кальцитовых карбонатитах комплексов Альне (Eckermann, 1948; Эккерман, 1969), Ессей (Шувалова, Поршнев, Ланда, 1970), Якупиранга (Мельшер, 1969) и Гулинском (Егоров, 1970; Эпштейн и др., 1961) наблюдается оливин — характерный минерал бефорситов черниговского комплекса. Бефорситам Черниговского массива практически аналогичны доломитсодержащие карбонатиты Якупиранги, для которых характерен парагенезис кальцит + доломит + оливин + флогопит + бадделейт + пироклор.

Условия залегания

Бефорситы являются наиболее распространенными карбонатитами Черниговского массива и занимают около 60% площади всех карбонатитов. Они встречены на всем протяжении линейной структуры массива, кроме его северного окончания. Дайки бефорситов обычно залегают среди фенитов и часто ассоциируют с сёвитами, альвикитами и кимберлитовыми карбонатитами. При этом в скважинах, вскрывших чередование карбонатитов разных типов, не установлено каких-либо закономерностей в их распределении или зональности в пределах отдельных тел карбонатитов определенного типа. Нередко бефорситы, сёвиты и альвики-

ты отделены друг от друга вмещающими фенитами. Иногда отмечаются включения (останцы?) сѣвитов и альвикитов в бефорситах. Ксенолиты представлены мельтейгитами, оливинит-мельтейгитами, горнблендитами, слюдяными перидотитами и фенитами. Контакты бефорситов с вмещающими породами (в том числе и карбонатами других типов) — резкие, секущие. Экзоконтактовые изменения, типичные для карбонатов вообще, выражаются в бититизации и альбитизации фенитов, щелочных сиенитов и др. В отдельных случаях эндоконтактовые части даек бефорситов обогащены оливином и флогопитом и имеют брекчиевидный облик.

Характерными когенетическими сегрегационными включениями бефорситов являются оливинит-глиммериты. Кумуляты такого состава отсутствуют в сѣвитах и иногда встречаются в альвикитах.

Особенности состава

Бефорситы — наиболее сложно дифференцированные разновидности карбонатов рассматриваемого комплекса. Их состав определяется соотношением шести главных минералов — доломита, кальцита, апатита, магнетита, оливина, флогопита — и варьирует от почти анхимономинеральных карбонатных до силикатно-карбонатных пород, содержащих более 30% оливина и флогопита. Среди анхимономинеральных карбонатных разновидностей наблюдаются как существенно доломитовые, так и существенно кальцитовые образования с примесью силикатов, апатита и магнетита (Приложение, табл.30). Наряду с переменными содержаниями карбонатов и силикатов значительные колебания содержания характерны также для апатита и магнетита. В некоторых шлифах эти минералы встречены лишь в виде единичных зерен, в других же они образуют неправильные или глобулевидные скопления. Среди бефорситов иногда встречаются участки, мощностью до нескольких метров, существенно апатитовых, апатит-магнетитовых, оливин-apatитовых и флогопит-apatитовых пород (Приложение, табл.31) — *фоскоритов** (Гиттинс, 1969).

Таким образом, можно выделить следующую непрерывную серию когенетических с бефорситами пород (бефорситовую серию): оливинит-глиммерит — флогопит-оливиновый бефорсит — собственно бефорсит (доломитовый, доломит-кальцитовый и кальцит-доломитовый) — бефорсит магнетит-apatитовый — фоскорит.

Среди пород этой серии наиболее распространены доломит-кальцитовые бефорситы, содержащие обычно не более 5-10% силикатов. Преобладающим карбонатом этих бефорситов является кальцит, хотя нередко соотношение между кальцитом и доломитом близко к единице. Кальцит-доломитовые (с резким преобладанием доломита) и особенно доломитовые бефорситы встречаются относительно редко. При этом наблюдается правда, не повсеместно следующая особенность: с увеличением количества до-

* Эти породы известны в литературе под названиями породы рудного комплекса, камафориты и нельсониты (Бородин, Лапин, Харченко, 1973; Егоров, 1975; Кухаренко, Орлова, Булах и др., 1965).

ломита количество силикатов в бефорситах уменьшается. Наиболее лейкократовыми являются доломитовые разновидности, в богатых силикатами бефорситах кальцит обычно резко преобладает над доломитом (Приложение, табл.30).

В целом же бефорситы содержат значительно меньше силикатов, чем альвикиты и, особенно, сёвиты (Приложение, табл.17, 23, 30). Это, вероятно, обусловлено более низкой растворимостью кремнезема в доломитовом (бефорситовом) расплаве по сравнению с кальцитовым (сёвитовым). Значительные содержания силикатов (оливина и флогопита) характерны также для фоскоритов. Существуют переходные разновидности между фоскоритами и оливинит-глиммеритами через силикатные фоскориты и богатые апатитом оливинит-глиммериты. Содержание апатита в бефорситах, очевидно, мало зависит от количественного соотношения карбонатов, хотя, судя по имеющимся анализам (Приложение, табл.30), обычно более высокие содержания P_2O_5 наблюдаются в существенно доломитовых разновидностях.

Бефорситы обычно характеризуются средне- и крупнозернистыми структурами и массивными или пятнистыми текстурами. Наиболее крупнозернисты (до 2-3 см) существенно доломитовые бефорситы. Структурные соотношения силикатов, апатита и карбонатов аналогичны таковым в описанных выше сёвитах и альвикитах.

А п а т и т бефорситов обычно кристаллизовался позднее силикатов и раньше карбонатов (фото 21, 22). В фоскоритах установлено две его генерации: редко встречающиеся включения мелких идиоморфных зерен апатита в оливине (первая генерация) и апатит основной массы, кристаллизовавшийся позднее силикатов — оливина и флогопита (вторая генерация). По данным химических анализов (Приложение, табл.47, 48), апатиты бефорситов и фоскоритов относятся к редкоземельным фторапатитам. Причем высокие содержания редких земель (до 7,34%) характерны для апатитов из монацит- или фергусонитсодержащих парагенезисов. Содержание P_2O_5 в бефорситах, по данным 34 полных и частных химических анализов, колеблется от 0,02 до 12,60% (среднее — 3,22%), что соответствует 7,6% нормативного апатита и близко к среднему содержанию апатита в сёвитах. При этом учитывался только апатит собственно бефорситов, а если принять во внимание еще и апатит фоскоритов, то его среднее содержание повысится до 10%. Отмечается также и "региональная" неравномерность в распределении апатита. Например, бефорситы северной части массива обычно содержат меньше апатита, чем их аналоги в южной части, где апатит распределен более равномерно.

О л и в и н наблюдаются в виде единичных равномерно распределенных зерен и скоплений их (два-три, редко больше зерен). При этом отмечаются крупные и мелкие "скелетные" зерна, сросшиеся с кальцитом, доломитом или магнетитом, а также мелких и средних размеров идиоморфные удлиненно-таблитчатые слегка округленные ("оплавленные") зерна,

включенные в кальците, доломите или в апатите. Структурные взаимоотношения этих форм оливина не ясны. В редких случаях к крупным скелетным зернам оливина примыкают мелкие сравнительно идиоморфные его выделения. По данным оптических определений и химических анализов (Приложение, табл.32, 33), состав оливинов в бефорситах и фоскоритах колеблется от Fa_{22} до Fa_{58} . В пределах одной пробы эта разница может достигать 18-19% фаялитового компонента. Подобные пределы колебаний состава оливинов наблюдаются и во включениях кумулятивных оливинит-глиммеритов.

Несмотря на переменность состава оливинов, для бефорситов и фоскоритов присущи (хотя и менее четко выражены) такие же, как и для альвикитов, закономерности сопряженного изменения состава сосуществующих минералов: более железистые оливины в целом характерны для более железистых парагенезисов; магнезиальность оливина растет с увеличением количества магнетита.

Ф л о г о п и т — один из наиболее ранних минералов. Он кристаллизовался раньше карбонатов и одновременно или даже раньше оливина (по крайней мере, оливина второй генерации). Об этом свидетельствуют: а) отсутствие достоверных признаков замещения оливина флогопитом; минералы кристаллизовались независимо друг от друга; б) частые включения мелких идиоморфных табличек флогопита в оливине; в) пересечения оливинсодержащими карбонатитовыми прожилками флогопитовых сегрегаций.

По химическим и оптическим данным (Приложение, табл.33, 34), рассматриваемый флогопит обычно принадлежит к маложелезистым ($F=0,11; 0,24$) и малоглиноземистым членам ряда флогопит — аннит, реже встречается тетраферрифлогопит (рис.12).

М а г н е т и т содержится во всех разновидностях бефорситов, иногда (в приближающихся к фоскоритам разновидностях) достигает 20%. Среди фоскоритов отмечаются магнетит-apatитовые, апатит-магнетитовые или существенно магнетитовые разновидности. Форма зерен магнетита округлая, неправильная, скелетная, реже идиоморфная; максимальные размеры зерен достигают 5-7 мм. Отмечаются симплектитоподобные сростания с кальцитом, доломитом и оливином, свидетельствующие, вероятно, об одновременной кристаллизации этих минералов. Для магнетита характерны экссолюционные вроски шпинели (фото 23, 24), вероятно, состава типа плеонаста (Приложение, табл.35), еще реже — темно-зеленой цинкосодержащей шпинели типа ганита ($n=1,785; Zn>3\%$). В большинстве случаев содержание титана в магнетитах невелико (TiO_2 до 2%), парагенезисы с титаном магнетитом и ильменитом (в том числе экссолюционным) — редки.

Главные породообразующие минералы бефорситов — **к а л ь ц и т** и **д о л о м и т** (Приложение, табл.36) — характеризуются следующими структурными соотношениями.

1. Обычно раньше кристаллизовался (выглядит более идиоморфным) преобладающий карбонат. Так, в существенно доломитовых бейфорситах кальцит выполняет интерстиции более крупных зерен доломита, а в существенно кальцитовых бейфорситах соотношения их обратные — промежутки между зернами крупнозернистого кальцита заполнены мелкозернистым доломитом, однако наблюдаются и его включения в кальците. В разновидностях бейфорситов без существенного перевеса какого-либо из карбонатов соотношения минералов равноценны, но чаще в шлифах более ранним выглядит доломит.

2. Типичны пертитовидные экссолюционные вроски доломита в кальците (фото 25), вообще характерные для карбонатитов (Мельшер, 1969; Veen, 1965, Puustinen, 1971). При этом нередко отчетливо устанавливается, что неправильные включения доломита в кальците представляют локальные "раздувы" его пертитовидных вросков. На основании этих структурных соотношений можно предположить, что в существенно кальцитовых и доломит-кальцитовых бейфорситах значительная часть доломита, включенного в кальците, представляет собой обособления экссолюционного доломита, кристаллизовавшегося в процессе распада первичного высокомагнезиального кальцита при понижении температуры (рис.14; табл.5; Приложение, табл.36).

Развитие более позднего наложенного доломита, что отмечается для карбонатитов Балтийского щита и Восточного Саяна (Жапустин, 1971; Пожарицкая, Самойлов, 1972), в описываемых бейфорситах не установлено. Однако, поскольку многие исследователи рассматривают доломитовые и доломитсодержащие карбонатиты как вторичные образования (доломитизированные кальцитовые карбонатиты), то необходимо детальнее обсудить этот вопрос. Выводы о сингенетичности доломита бейфорситов обосновываются следующими наблюдениями и соображениями. Во-первых, доломит установлен только в бейфорситах — карбонатитах, характеризующихся определенным составом силикатов и аксессуарных минералов; если предположить, что доломитизация карбонатитов Черниговского массива имела место, то остается неясным, почему этому процессу подверглись только бейфорситы, а не контактирующие с ними сёвиты и альвизиты. Во-вторых, кальцит бейфорситов резко отличается от кальцита сёвитов более высокой магнезиальностью. Известно, что магнезиальность кальцитов в системе $\text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3$ растет с повышением температуры (Goldsmith, Heard, 1961) и, следовательно, не может быть вызвана предполагаемым регрессивным наложенным процессом доломитизации. Напротив, понижение температуры кристаллизации карбонатов должно было бы привести к понижению магнезиальности кальцита и появлению отмеченных выше структур распада твердого раствора доломита в кальците. Наконец, наложенная доломитизация карбонатитов должна была бы вызвать вторичные изменения оливина — характерного минерала бейфорситов. В то же время неизменный оливин часто наблюдается в виде включений в доломите и

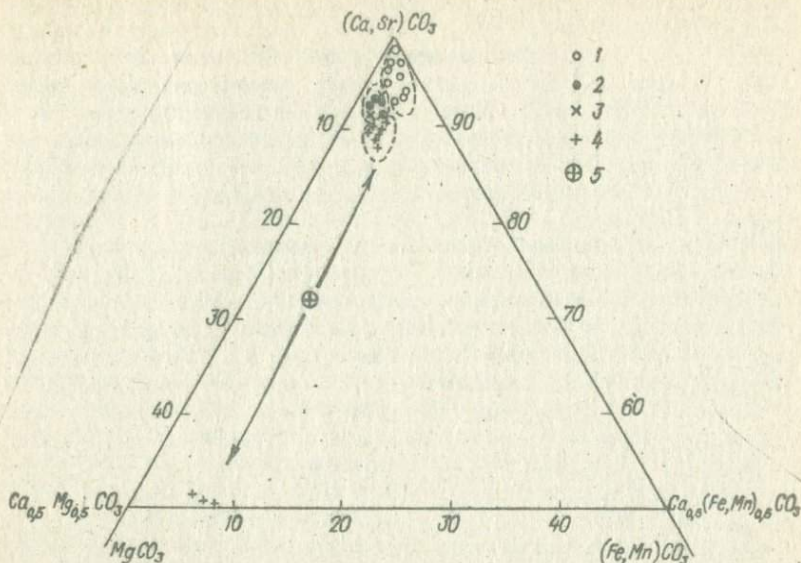


Рис.14. Компонентный состав карбонатов из пород черниговского карбонатитового комплекса:

1,2,3 – кальциты из сёвитов, альвикитов и кимберлитовых карбонатитов соответственно; 4 – оптически гомогенные кальциты и доломиты из бефорситов; 5 – магнезиальный кальцит из бефорсита с эксоллюзионными пертитовидными вростками доломита (фото 25, Приложение, табл.36, ан.1)

Т а б л и ц а 5. Содержание $MgCO_3$ в кальцитах из карбонатитов

Тип карбонатитов	Колебания молекулярных количеств $MgCO_3$, %	Количество определений	Среднее содержание
Сёвиты	0,1–3,3	11	1,64
Альвикиты	4,7–5,7	4	5,12
Бефорситы	4,7–7,1* 21,7**	8 1	6,74* 21,70**
Кимберлитовые карбонатиты	6,1	1	6,10

Примечание. Звездочкой обозначено содержание $MgCO_3$ в оптически гомогенных кальцитах из бефорситов, а двумя звездочками – в кальците с пертитовидными вростками доломита.

кальците (в том числе и содержащем эксоллюзионные вростки доломита). При этом, как отмечалось выше, нет оснований предполагать позднейшую, связанную с доломитизацией, кристаллизацию оливина.

Кимберлитовыми карбонатитами названы (Глеваский, Кривдик, 1977, 1978) промежуточные по составу между карбонатитами и кимберлитами брекчиевидные флогопит-оливин (серпентин)-кальцитовые породы, содержащие по сравнению с рассматриваемыми выше карбонатитами сравнительно мало карбонатов (25–50%). Подобные меланократовые флогопит-оливиновые карбонатит-кимберлитовые породы описывались (Eckermann, 1961, 1963, 1963а; Жабин, 1967, 1971) под названием *карбонатитовые кимберлиты*. Для них подчеркивалась специфика сложения — флюициально-полосчатые текстуры и порфиоровые структуры. Последние определялись крупными выделениями оливина и флогопита в основной массе из микролитов пластинчатого кальцита с примесью флогопита и перовскита. Определив близкие по составу к карбонатитовым кимберлитам породы черниговского комплекса как кимберлитовые карбонатиты, авторы стремились подчеркнуть не столько структурные отличия и некоторые особенности состава выделяемых образований, сколько близость их к карбонатитам, причем близость не пространственную или генетическую (все породы карбонатитового комплекса родственны), а формально петрографическую, выражающуюся в высоком содержании кальцита, апатита и присутствии характерного акцессорного минерала — карбонатитов — бадделейта.

Кимберлитовые карбонатиты залегают в виде вертикальных даек мощностью до 10 м, распространены ограниченно (первые проценты площади карбонатитов) и встречены пока только в южной части массива. Контакты их с вмещающими породами (обычно фенитами, сиенитами) резкие и сопровождаются реакционными биотитовыми каймами. Характерны си генетические сегрегационные включения флогопитовых оливин-содержащих глиммеритов, обломочные зерна серпентинизированного оливина и флогопита, а также ксенолиты ийолит-мельтейгитов, бефорситов, фенитов, альвикитов и сёвтов. Из ксеногенного материала наиболее часты ксенолиты (нередко угловатые) доломитовых бефорситов. Приведенные данные определяют положение кимберлитовых карбонатитов как позднейших или одних из наиболее поздних образований карбонатитового комплекса.

В штуфах кимберлитовые карбонатиты плотны; брекчиевидное строение обуславливает их неоднородную окраску: включения и ксенолиты силикатных пород и минералов серо-зеленые или темно-зеленые, карбонатный цемент белый или светло-серый. Количественные соотношения включений и цемента непостоянны, обычно преобладает последний.

Минеральный состав типичных кимберлитовых карбонатитов (%): кальцит 25–50; серпентинизированный оливин или псевдоморфозы серпентина по оливину 25–40; флогопит 15–30; апатит 5–12; магнетит 2-5 (табл.4; Приложение, табл.37). В протолочках в незначительных количе-

ствах встречены (ксеногенные, обломочные?) бледно-зеленый диопсид и бутылочно-зеленый амфибол. Акцессорные минералы представлены цирконом, бадделейтом и темно-зеленой шпинелью типа плеонаста (иногда в повышенных количествах).

Структура породы неравномернозернистая, брекчиевидная, с участками директивной и флюидальной; характерно ориентированное расположение зерен флогопита и апатита, часто подчеркивающееся "ламинарной" структурой деформированных пластинок флогопита. Кальцит основной массы средние-, мелко-изометричнозернистый ("гранобластовый").

О л и в и н выделяется в виде овальных или неправильной формы зерен, мелкие идиоморфные кристаллы редки. Обычно он полностью замещен серпентином. Состав сохранившегося оливина магнезиальный — 8–25% Fa (чаще всего 17–18%). В протолочках встречены единичные зерна железистого оливина (Fa₅₅), очевидно, ксеногенные, попавшие в кимберлитовые карбонатиты из дезинтегрированных ксенолитов оливинсодержащих пород с железистым оливином — бефорситов, альвикитов, мельтейгитов и др.

Ф л о г о п и т представлен мало- и умеренноглиноземистыми магнезиальными (F (желез.) = 0,14) разновидностями (Приложение, табл.38).

К а л ь ц и т (Приложение, табл.39) характеризуется повышенным содержанием MgO (2,47%).

Рудные минералы — магнетит и шпинель охарактеризованы в Приложении (табл.40).

Выделенные кимберлитовые карбонатиты отличаются от подобных им карбонатитовых кимберлитов (Жабин, 1967; Мальков, 1975; Eckermann, 1961, 1963) более низким содержанием SiO₂, MgO, TiO₂ и повышенным — CaO, K₂O и P₂O₅ (Приложение, табл.37). Кальцит описываемых пород изометрически зернистый ("гранобластовый"), а в карбонатитовых кимберлитах удлиненно-пластинчатый, лейстовидный, микролитовый. От собственно карбонатитов комплекса кимберлитовые карбонатиты отличаются отсутствием ниобиевых и редкоземельных акцессорных минералов (табл.4).

По петрохимическим особенностям выделяемые кимберлитовые карбонатиты занимают промежуточное положение между кимберлитами (особенно их слюдяными разновидностями) и флогопит-оливиновыми (пикритовыми) карбонатитами или кимберлитами, крайне богатыми карбонатами.

К кимберлитовым карбонатитам условно отнесены редко встречающиеся меланократовые эруптивные карбонатитовые брекчии, состоящие из кальцита (50%), флогопита, эденита и подчиненного количества оливина и апатита. Акцессорные минералы представлены цирконом и бадделейтом. Эти карбонатиты содержат округлые кумулятивные включения флогопита, иногда с примесью оливина и эденита, и по минеральному составу соответствуют альвикитам.

СЕГРЕГАЦИОННЫЕ УЛЬТРАБАЗИТЫ ВКЛЮЧЕНИЙ В КАРБОНАТИТАХ

С петрологической точки зрения, трудно переоценить значение экзотических гипербазитов — пород, встречающихся только в виде включений в карбонатитах. Форма мелких включений чаще всего округлая, размеры непостоянны и обычно не превышают нескольких сантиметров, достигая в редких случаях одного-двух или даже нескольких метров. Как уже отмечалось, каждый тип карбонатитов характеризуется собственным "набором" кумулятивных включений, минеральный и химический составы которых приведены в табл.4 и Приложении (табл.41-46). Так, флогопит-оливиновые карбонатиты (альвикиты и бефорситы) содержат включения флогопит-оливиновых ультрабазитов — *оливинит-глиммеритов и слюдяных перидотитов*, а биотит-амфибол-пироксеновые карбонатиты (севиты) — включения ультрабазитов, состоящих из переменных количеств биотита, амфибола и клинопироксена — *биотитов, биотитовых горнблендитов, клинопироксен-амфибол-биотитовых и других разновидностей гипербазитов*. Стройность отмеченных закономерностей осложняется в тех случаях, когда (очень редко) карбонатиты (особенно зруптивные брекчии) содержат ксенолиты вмещающих пород ультраосновного состава, например, докарбонатитовых пироксенитов, измененные (биотитизированные и амфиболлизированные) разновидности которых трудно отличимы от аналогичных по составу кумулятов в севидах. Кроме того, в карбонатитах поздних фаз иногда устанавливаются ксенолиты более ранних карбонатитов и, соответственно, присущих им ультраосновных кумулятов. Видовой состав силикатов и их структурные соотношения в ультраосновных включениях и карбонатитах подобны. Обычно это равномерно-среднезернистые, реже средне-мелкозернистые породы; крупнозернистые разновидности отмечаются редко. Структуры чаще всего гипидиоморфно-зернистые с элементами пойкилитовых и панидиоморфнозернистых.

Четкий идиоморфизм характерен для слюд и оливинов, хотя последние иногда выделяются и в виде неправильных скелетных или аллотриоморфных зерен или их агрегатов. Кальцит, как правило, ксеноморфен по отношению к силикатам, но изредка в оливинах, клинопироксенах и амфиболах наблюдаются его мелкие идиоморфные удлиненно-пластинчатые "законсервированные" включения. Следует подчеркнуть, что карбонаты (содержание до 20%) рассматриваемых ультрабазитов равновесны по отношению к силикатам, поскольку их присутствие не вызывает характерных для нежеланной карбонатизации преобразований оливинов и клинопироксенов — серпентинизации, альбитизации, биотитизации и др.

Среди рассматриваемых экзотических гипербазитов наиболее необычны оливинит-глиммериты из бефорситов, специфической особенностью которых является высокая железистость оливинов ($Fe_{29,58}$), часто колеблющаяся даже в пределах одного штуфа. Подобные колебания состава

вов типичны и для оливинов бейфорситов (Приложение, табл.32, 46). Аналогия особенностей составов силикатов карбонатитов и включений характерна для слюдяных перидотитов и альвикитов (Приложение, табл.25-27, 44), биотит-амфибол-клинопироксеновых включений и сѣвитов (Приложение, табл.20, 21, 42).

По петрохимическим особенностям (Приложение, табл.41, 43, 45), рассматриваемые включения неоднородны. Общим для них является: а) высокая железистость — $(Fe + Mn) : (Fe + Mn + Mg) = 0,18 \div 0,56$; наиболее магнезиальные флогопитовые глиммериты; б) низкая степень окисленности железа — $Fe^{3+} : Fe$ (общ.) = $0,09 \div 0,51$; в) высокое содержание щелочей ($K_2O > Na_2O$). По соотношениям $(K+Na+2Ca) : Al$ и $(Na+K) : Al$ выделяются как пересыщенные щелочами (K (ат.) до 1,24), так и нормальные щелочно-известковистые и слабо пересыщенные глиноземом породы.

Характерно сравнительно высокое содержание MnO (до 1,66%), связанного с оливином и клинопироксенами, и низкое — TiO_2 . Повышенные содержания TiO_2 (до 4,13%) отмечаются лишь в ультрабазитах, включенных в ильменитсодержащих карбонатитах. Главные концентраторы титана — железисто-магнезиальные слюды и ильменит.

Таким образом, условия залегания, характерный состав включений ультраосновных пород, присущий определенным типам карбонатитов, а также аналогия особенностей состава силикатов включений и вмещающих их карбонатитов позволяют предполагать их сингенетичность. По-видимому, они образовались в процессе кристаллизационной дифференциации карбонатитовых расплавов и сегрегационного обособления силикатов. С этих позиций объяснима максимальная частота встречаемости ультраосновных кумуляторов в наиболее обедненных силикатами (лейкократовых) карбонатитах (например, в бейфорситах).

Рассматриваемые ультраосновные сегрегации с изки к включениям — кумулятам кимберлит-карбонатитовых туфов вулкана Лашейн. При этом, интересно отметить, что флогопитовые дуниты, железистые лерцолиты и оливиновые пироксениты включений — кумулятов вулкана Лашейн так же, как и описываемые оливинит-глиммериты и слюдяные перидотиты содержат железистые оливины — Fa_{21-28} (Dawson, Powel, Reid, 1970; Dawson, Smith, 1973).

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

В предыдущих разделах подчеркивались закономерности распределения Ca, Mg и Fe между сосуществующими карбонатами, силикатами и окислами в карбонатитах. Напомним, что наиболее яркими примерами таких закономерностей являются: а) сопряженное изменение составов карбонатов и видового состава силикатов — параллельно с повышением магнезиальности карбонатов (от сѣвитов до бейфорситов)

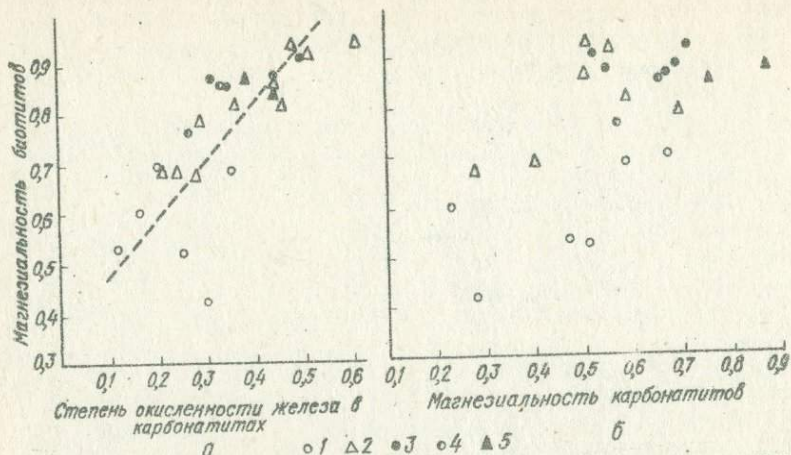


Рис. 15. Зависимость магнезиальности биотитов и флогопитов от степени окисленности железа в породе (а) и ее магнезиальности (б):
 1 - сѣвиты; 2 - альвикиты; 3 - бѣфорситы; 4 - фоскориты; 5 - кимберлитовые карбонаты

уменьшается роль кальциевых силикатов (клинопироксенов, амфиболов), уже отсутствующих в бѣфорситах; б) зависимость магнезиальности минералов как от общей магнезиальности породы, так и от степени окисленности железа (рис. 15). Эти и другие особенности состава карбонатов достаточно полно характеризуются пятью отношениями петрогенных компонентов $\text{CaO}^*:\text{CO}_2$; $\text{MgO}:(\text{CaO}^*+\text{MgO})$; $\text{MgO}:\text{SiO}_2$; $(\text{Fe}+\text{Mn}):(\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Mn})$; $\text{Fe}^{3+}:\text{Fe}(\text{общ.})$ (табл. 6; Приложение, табл. 17, 23, 30, 31, 37, 41, 43, 45). Петрохимический коэффициент $\text{CaO}^*:\text{CO}_2$ показывает соотношение извести в карбонатной и силикатной фазах, а также состав карбонатов. Наибольших значений этот коэффициент достигает в меланократовых сѣвитах (до 1,32), а наименьших - в доломитовых разновидностях бѣфорситов (0,50). Низкие (≤ 1) его значения в некоторых клинопироксеновых сѣвитах и альвикитах обусловлены небольшими количествами MgO , FeO и MnO в составе кальцитов.

Петрохимический коэффициент $\text{MgO}:(\text{CaO}^*+\text{MgO})$ характеризует долю магния в общем количестве щелочноземельных элементов, входящих в состав карбонатов и силикатов. Этот коэффициент возрастает от сѣвитов к бѣфорситам, отражая увеличение магнезиальности карбонатов и силикатов (и смену видового состава силикатов) каждой последующей фазы карбонатов.

* Без CaO , связанного в нормативном апатите, входящем во все парагенезисы.

Таблица 6. Железистость и степень окисленности железа в породах черниговского карбонатитового комплекса

Породы	$(Fe + Mn) : (Fe + Mn + Mg)$			$Fe^{3+} : Fe$ (общ.)		
	От	До	Среднее*	От	До	Среднее ^н
Щелочные пироксениты	0,36	0,57	$\frac{0,53}{15}$	0,30	0,56	$\frac{0,47}{15}$
Мельтейгиты и оливинит-мельтейгиты	0,24	0,45	$\frac{0,41}{13}$	0,07	0,45	$\frac{0,29}{13}$
Эссекиты альбит-баркевикитовые	0,68	0,69	$\frac{0,69}{2}$	0,25	0,27	$\frac{0,26}{2}$
Канадиты	0,47	0,78	$\frac{0,61}{14}$	0,12	0,35	$\frac{0,25}{14}$
Щелочные сенииты и нордмаркиты	0,50	0,71	$\frac{0,56}{14}$	0,31	0,67	$\frac{0,39}{14}$
Твейтозиты	0,49	0,58	$\frac{0,52}{6}$	0,44	0,51	$\frac{0,48}{6}$
Твейтозит-пироксениты	0,45	0,47	$\frac{0,46}{3}$	0,34	0,49	$\frac{0,41}{3}$
Сёвиты	0,34	0,77	$\frac{0,55}{18}$	0,16	0,45	$\frac{0,31}{25}$
Родственные сёвитам сегрегационные ультрабазиты клинопироксен-амфибол-биотитовые	0,31	0,56	$\frac{0,46}{5}$	0,24	0,40	$\frac{0,30}{5}$
Альвикиты	0,30	0,61	$\frac{0,46}{12}$	0,21	0,61	$\frac{0,39}{15}$
Родственные альвикитам сегрегационные сподушевые перидотиты и оливинит-глиммериты	0,19	0,43	$\frac{0,34}{6}$	0,08	0,39	$\frac{0,24}{6}$
Бефорситы	0,18	0,57	$\frac{0,38}{25}$	0,19	0,52	$\frac{0,41}{29}$
Родственные бефорситам сегрегационные оливинит-глиммериты	0,31	0,52	$\frac{0,37}{10}$	0,09	0,40	$\frac{0,28}{10}$
Фоскориты	0,34	0,78	$\frac{0,50}{7}$	0,23	0,63	$\frac{0,38}{7}$
Кимберлитовые карбонатиты	0,15	0,22	$\frac{0,19}{8}$	0,38	0,60	$\frac{0,46}{8}$
Среднее по комплексу	—	—	0,56	—	—	0,25

* В знаменателе приведено количество определений.

Коэффициент $MgO:SiO_2$ характеризует в целом состав силикатной составляющей сёвитов и соотношение карбонатов и силикатов в доломитовых карбонатитах. Величины его, как и предыдущего отношения и, по тем же причинам, растут от сёвитов до бефорситов. Минимальные значения (< 1) устанавливаются в сёвитах, что определяется как минеральным видом силикатов (клинопироксен, амфибол, биотит и их высокой железистостью), так и низкой магнезиальностью кальцитов, а максимальные — в

лейкократовых доломитовых бейфорситах (15–19). В альвикитах и меланократовых бейфорситах, обогащенных оливином и флогопитом, величины отношений близки (0,8–1,5 и 0,8–1,1 соответственно).

Железистость $(\text{Fe}+\text{Mn}) : (\text{Mg}+\text{Fe}+\text{Mn})$ карбонатитов (кроме кимберлитовых) достаточно высока и подобна железистости комагматических щелочных ультраосновных пород (табл.6), в то время как высокая магнезиальность кимберлитовых карбонатитов резко отличает их от других типов рассматриваемых карбонатитов и сближает с собственно кимберлитами или карбонатитовыми кимберлитами других комплексов. Интервалы значений железистости сёвитов, альвикитов и бейфорситов перекрывают друг друга, хотя средние значения последовательно уменьшаются от ранних фаз к поздним, составляя 0,55; 0,46 и 0,38 соответственно.

Железистость сёвитов определяется главным образом железистостью силикатов, а в альвикитах и особенно бейфорситах в основном зависит от количества магнетита. Именно поэтому, несмотря на более высокую железистость силикатов в сёвитах по сравнению с железистостью таковых в альвикитах и бейфорситах, пределы колебаний этих величин, как уже отмечалось, часто совпадают. Отсюда можно предположить, что исходные сёвитовые, альвикитовые и бейфорситовые расплавы мало отличались по железистости, и, вероятно, увеличение магнезиальности поздних карбонатитовых фаз (альвикитов и тем более бейфорситов) обусловлено кристаллизацией и отделением магнетита. Последующая кристаллизация остаточных (после отделения магнетита), более магнезиальных, расплавов является одной из причин общего переменного состава оливинов и других силикатов, особенно в наиболее дифференцированных карбонатитах (бейфорситах).

Степень окисленности железа $\text{Fe}^{3+}:\text{Fe}(\text{общ.}) = f_{\text{O}}$ позволяет оценить относительное количество магнетита в карбонатитах.

Интересно отметить, что по валовому содержанию железа и железистости рассматриваемые бейфорситы не уступают анкеритовым карбонатитам Восточной Сибири (Пожарицкая, Самойлов, 1972). Это позволяет предположить, что в условиях более низких температур или более высоких давлений, ограничивающих диссоциацию сидеритовой составляющей ($3\text{FeCO}_3 = \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{CO} + 2\text{CO}_2$), рассматриваемые бейфорситы могли бы кристаллизоваться в виде анкеритовых карбонатитов.

Ключевой проблемой петрогенетических моделей карбонатитовых комплексов является генезис собственно карбонатитов, все многообразие представлений о происхождении которых может быть сведено к трем основным гипотезам: интрузивно-магматической, гидротермально-метасоматической и ассимиляционной, или синтетктической. Последняя представляет сейчас только исторический интерес, хотя ее сторонники (Högbom, 1895, Brögger, 1921) — первые исследователи карбонатитов, рассматривавшие их как расплавленные известняки, — внесли большой вклад в разработку интрузивно-магматической гипотезы, принципиально отличающейся от синтетктической трактовкой источника вещества карбонатитов.

Обсуждение этих гипотез представляется целесообразным вести на основе анализа конкретных данных, касающихся как карбонатитов и ассоциирующих с ними образований черниговского комплекса, так и карбонатитовых комплексов вообще. Поскольку выяснение происхождения карбонатитов сталкивается с необходимостью решения ряда сложно переплетающихся геологических, петрологических и физико-химических вопросов, то попытаемся кратко рассмотреть хотя бы главные из них.

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ КАРБОНАТИТОВ (ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ)

С общих петрологических позиций высокотемпературный характер карбонатитов, включающих такие минеральные ассоциации, как оливин + клинопироксен + кальцит (альвикиты) и магниезальный кальцит (до 22% $MgCO_3$) + доломит + оливин + бадделейт (бефорситы), не вызывает сомнений. Эти парагенезисы подобны минеральным ассоциациям метаморфизмических в гранулитовой фации карбонатных пород и неизвестны в гидротермальных. Равновесные соотношения доломита и оливина, а также ассоциация высокожелезистого оливина с графитом свидетельствуют о высоких давлениях и восстановительной обстановке кристаллизации карбонатитов.

Параметры P-T-условий кристаллизации рассчитаны методами минералогической термобарометрии (табл.7). Оптимальные температуры кристаллизации первичных минералов карбонатитов, установленные по наибо-

Т а б л и ц а 7. Температуры кристаллизации карбонатитов черниговского (Перчук, Рябчиков, 1976; Goldsmith, Graf, Witters, Narthop, 1962; Powell

Породы	Ол - Пи			Ка - Дол				
	Количество определенных	От	До	Среднее	Количество определенных	От	До	Среднее
Севиты	-	-	-	-	-	-	-	-
Альвикиты и слюдяные перидотиты	5	966	1000	978	-	-	-	-
Кимберлитовый карбонатит	-	-	-	-	-	-	-	-
Бефорситы:	-	-	-	-	1	900*	-	900*
	-	-	-	-	6	530**	600**	555**
Мельтейгит	1	1019	-	1019	-	-	-	-

Примечания. 1. Расчеты сделаны по данным полных химических анализов минерала P_6 и $2V$ оливина.
2. Условные сокращения названий минералов: Пи - клинопироксен, Ол - оливин.
3. Температуры рассчитаны при $P = 0,1$ МПа, с увеличением давления на 100 МПа.
4. Звездочкой отмечены значения температур, рассчитанные по магнезиальным камням - значения температур, рассчитанные по гомогенному кальциту.

лее простым в отношении изоморфизма оливин-клинопироксеновому и доломит-кальцитовому геотермометрам, составляют 900-1000°C (Кривдик, 1977а; Глевасский, Кривдик, 1978). К ним близки температуры гомогенизации (700-1260°C) первичных включений расплавов в минералах карбонатитов и фоскоритов Сибири (Панина, Костюк, 1971, 1974; Панина, Шацкий, 1973; Панина, Подгорных, 1975; Харламов, 1978; Романчев, Соколов, 1979; и др.). Включения расплавов недавно обнаружены также и в минералах карбонатитов черниговского комплекса (Лазаренко, Крочук, Павлишин, 1979).

Величины давлений перекристаллизации и кристаллизации карбонатитов, рассчитанные по молекулярным отношениям FeCO_3 в сосуществующих кальцитах и доломитах (Таланцев, 1976), для бефорситов находятся в интервале 300-500 до 600 (?) МПа, отвечающем глубинам порядка 10-17 до 20 (?) км. О значительной глубине эрозионного среза черниговского карбонатитового комплекса свидетельствует также его геологическое положение, особенности строения и вещественного состава. Докембрийский возраст (2 млрд. лет) и отсутствие перекрывающих домеловых осадков позволяют предположить, что период его эрозии был длительным. Возможно, следствием этого, как считают некоторые исследователи (Кухаренко, Орлова, Булах и др., 1965; Самойлов, Багдасаров, 1975), и является сравнительно редко встречаемая линейно-вытянутая структура комплекса, верхняя часть которого (вероятно, центрального типа) разрушена. Так, известно, например, что кимберлитовые трубки на глубине переходят в

комплекса (°C), рассчитанные по минералогическим геотермометрам М., Powell R., 1974)

Количество определенных	Пи - Ам			Пи - Би			Би - Ам				
	От	До	Среднее	Количество определенных	От	До	Среднее	Количество определенных	От	До	Среднее
3	573	700	644	3	350	640	603	6	560	630	583
2	850	955	900	4	600	650	628	1	530	-	530
-	-	-	-	-	-	-	-	1	610	-	610
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

лов, лишь в одном случае (альвикит) использованы оптические характеристики (n_D ,

Ам - амфибол, Би - биотит и флогопит, Ка - кальцит, Дол - доломит. Температура оливин-клинопироксенового равновесия увеличивается на 5-6°C. кальциту, содержащему пертитовидные вроски доломита (фото 25), двумя звездоч-

дайкообразные тела (Dawson, 1971). О значительных глубинах формирования рассматриваемого комплекса свидетельствует также:

- 1) отсутствие стекловатых и порфировых жильных образований, а также меллитовых и лейцитовых пород;
- 2) существенно натриевый состав фенитов и щелочных сиенитов (Гарсон, 1969; Бейли, 1969; Heinrich, Moore, 1970);
- 3) наиболее высокая по сравнению с известными карбонатитовыми комплексами железистость оливинов и очень низкое содержание магнезиоферритового компонента в сосуществующих магнетитах (Чернышева, Гормашева, 1975);
- 4) резкое преобладание Sr над Ba и соответственно высокое отношение Sr:Ba (Эккерман, 1969).

Изложенные данные позволяют относить черниговский карбонатитовый комплекс к наиболее глубоко эродированным.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ КАРБОНАТИТОВ С ВМЕШАЮЩИМИ ПОРОДАМИ И ПРОБЛЕМЫ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

В предыдущей главе отмечалось два типа контактов карбонатитов с вмещающими породами: а) с характерными мелко- или тонкозернистыми структурами эндоконтакта, но без отчетливых преобразований вмещающих пород в экзоконтакте; кроме того, в тонких

прожилках некоторых разновидностей карбонатитов отмечались криптокристаллические структуры основной (карбонатной) массы; б) с типичным реакционным экзоконтактом, фиксируемым существенно биотитовыми (реже, амфиболовыми) каймами; мелкозернистые структуры, характерные для эндоконтактов первого типа здесь, как правило, не выражены.

Первый тип контакта с характерными порфирированными или порфирированными структурами (фото 18-20) эндоконтактовых зон карбонатитов логично объясняется с точки зрения интрузивно-магматической природы карбонатитов и рассматривается как результат приконтактной закалки расплава. С этих позиций убедительно объясняются и флюидально-полосчатые текстуры, конформность ориентировки удлиненных минералов и мелких включений к контактам карбонатитовых тел или очертаниями крупных включений, а также независимость минерального состава карбонатитов от состава вмещающих боковых пород.

Второй, реакционный, тип контакта можно объяснить двояко: либо считать реакционные каймы продуктом взаимодействия карбонатитового расплава с силикатными породами, либо рассматривать каймы как первую зону метасоматической колонки карбонатитообразования.

При втором допущении остается необъяснимым отсутствие закономерностей в смене метасоматических зон: при преобразовании вмещающих пород в целом однородного, главным образом сиенитового, состава (фенигы, сиениты) первая зона иногда отсутствует или закономерно сменяется разными по составу зонами полиминеральных карбонатитов выделенных типов (табл.4). И наконец, неясно, почему, несмотря на широкое развитие процессов незавершенной "карбонатизации" (ведь с позиций метасоматической гипотезы и сегрегационные ультрабазиты, и ксеолиты должны рассматриваться как останцы), ни в одном из случаев не была зафиксирована пироксенизация или оливинизация останцов сиенитового состава. Напротив, изменения вмещающих пород и их включений выражаются в биотитизации, амфиболитизации, альбитизации, карбонатизации и др. Необоснованны и представления о реликтовом (из "замещенных" пород) происхождении оливинов и клинопироксенов карбонатитов. Этими представлениями нельзя одновременно объяснить, с одной стороны, их равновесные соотношения с карбонатами в замещенных породах — карбонатитах, а с другой — идентичность их состава таковым в "останцах" замещаемых пород — включениях гипербазитов. Доказательства сегрегационной природы включений таких гипербазитов рассмотрены ранее. Правда, реликтовые (обломочные) минералы присутствуют в карбонатитах, но главным образом в их эксплозивных брекчиях, механизм формирования которых предполагает внедрение во вмещающие породы.

Если, однако, допустить, что карбонатиты образуются метасоматическим путем по какому-то неизвестному нам механизму, удовлетворитель-

но объясняющему все отмеченные особенности состава и строения карбонатитов, то и в этом случае остается неразрешенной проблема баланса вещества. Так, замещение карбонатитами силикатных пород (даже таких недосыщенных SiO_2 , как гипербазиты) должно приводить к выносу из последних ряда компонентов, главным образом кремнезема. В действительности же процессы метасоматического преобразования вмещающих пород комплекса, как это показано при рассмотрении фенитов, имеют противоположное направление. Таким образом, и реакционный тип контакта карбонатитов удовлетворительно объясняется предположением о взаимодействии с вмещающими породами реакционноспособного карбонатитового расплава. При этом наличие или отсутствие реакционных кайм можно объяснить параметрами расплава в момент его взаимодействия с боковыми породами или ксенолитами, а также условиями его кристаллизации. Реакционные каймы не образовывались, вероятно, при воздействии охлажденного расплава, а также при быстром удалении летучих компонентов (в зонах закалки).

ИСТОЧНИК И ФОРМА ПЕРЕНОСА ВЕЩЕСТВА КАРБОНАТИТОВ

Изотопные составы С, О и Sr карбонатитов черниговского комплекса близки или идентичны таковым других карбонатитов (Кухаренко, Донцова, 1962; Виноградов, Кропотова, Эпштейн, Гриненко, 1967; Пауэлл, Харли, Фербэн, 1969; Пауэлл, Белл, 1976; Самойлов, Плюсин, Сандиминова, Чернышова, 1978; Deines, Gold, 1968; Conway, Taylor, 1969, и др.) и свидетельствуют об их глубинной, подкоровой, природе. Как было показано ранее (Луговая, Кривдик, Загнитко, 1978), изотопный состав С и О рассматриваемых карбонатитов практически не зависит от их состава, условий залегания и мощности тел (табл. 8).

Прямые данные о глубинности вещества карбонатитов можно дополнить косвенными. Так, аналогия изотопного состава Mg ультраосновных пород (оливинитов, пироксенитов) карбонатитовых комплексов — общепризнанных мантийных образований — и собственно карбонатитов (Кириллов, Рылов, 1963), а также геохимическая близость глубинного Sr с Ca (совместно концентрирующихся в карбонатах и апатите карбонатитов) свидетельствует, вероятно, о мантийном источнике этих элементов. Подобные петролого-геохимические связи позволяют, в большей или меньшей мере обоснованно, отнести к элементам глубинного происхождения в первую очередь Р, Fe, Nb, Zr, TR. Однако доказательство мантийного источника этих и других элементов все равно не решает однозначно вопрос о генезисе карбонатитов, поскольку, во-первых, заведомо глубинны элементы (С, О, Sr, Mg) и так составляют основную массу вещества карбонатитов, а во-вторых, признание их глубинности исключает лишь синткти-

Таблица 8. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах черниговск

Номер образца	Порода	Минерал	$\delta^{13}C$
481	Сёвит меланократовый альбит-биотитовый	Кальцит	-5,7
103	Сёвит меланократовый амфибол-биотитовый	"	-6,2
88	Сёвит лейкократовый амфибол-биотитовый	"	-5,7
837	Сёвит мезократовый пироксен-амфибол-биотитовый	"	-6,5
845	Сёвит брекчиевидный мезократовый пироксен-амфибол-биотитовый	"	-4,5
865	Альвинит мезократовый с оливином, флогопитом, клинопироксеном и магнетитом	"	-5,1
75	Бефорсит меланократовый доломит-кальцитовый с оливином и флогопитом	"	-5,6
132	Бефорсит лейкократовый доломитовый с оливином и магнетитом	Доломит	-4,6
860	Бефорсит лейкократовый доломит-кальцитовый с оливином и флогопитом	Кальцит Доломит	-6,3 -5,9
112	Оливинит-мельтейгит с графитом	Графит	-7,7
	Средние значения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ в карбонатах карбонатитов	-	-5,6
	То же с учетом литературных данных (Луговая, Кривдик, Загнитко, 1978)	-	-5,8

ческую гипотезу происхождения карбонатитов, но не дает значительных преимуществ как сторонникам магматического, так и метасоматического генезиса. Поэтому лишь на основании комплексных петролого-геохимических исследований можно доказать подкорковую природу источника всего вещества карбонатитов и их генезис. В связи с этим интересно отметить что наиболее простой формой переноса всей массы глубинного вещества карбонатитов, обеспечивающей гомогенность системы и отсутствие существенного фракционирования изотопов, может быть высокотемпературный расплав.

ого комплекса

$\delta^{18}O$	Привязка	Условия залегания
+10,1	Скв. 963, гл. 280 м	Дайка в канадитах
+ 8,0	Скв. 291, гл. 303 м	Дайка в фенитах
+ 8,6	Скв. 291, гл. 255 м	Вблизи контакта с мощной дайкой бефорситов
+10,8	Скв. 255, гл. 297 м	Дайка в щелочных пироксенитах
+10,0	Скв. 255, гл. 350 м	Дайка с зонами закалки, секущая пироксениты и фениты
+ 5,3	Скв. 971, гл. 286 м	Маломощная дайка в фенитах
+ 7,6	Скв. 291, гл. 188 м	Мощная дайка в фенитах
+ 9,7	Скв. 290, гл. 223 м	Доломитовый участок (шир, дайка?) среди мощной дайки доломит-кальцитовых бефорситов
+ 6,1	Скв. 971, гл. 242 м	Маломощная дайка в фенитах
+ 7,2	-	-
-	Скв. 270, гл. 142, 3 м	Включения (останцы или ксенолиты) среди бефорситов
+ 8,3	-	-
+ 8,2	-	-

Доказательствами возможности существования таких расплавов, отвечающим по составу всем известным разновидностям карбонатитов глубинного (зернистого) облика, служат:

1) наличие их эффузивных аналогов (Гиттинс, 1969; Даусон, 1969; Герасимовский, Поляков, 1974; Елхтер, Еременко, Чмырев, 1975; Пятенко, Сапрыкина, 1976; Талалов, 1976; Коваленко, Самойлов, Владыкин, 1977; Holmes, 1956; Knorring, Du Bois, 1961);

2) присутствие в карбонатитах первичных включений расплавов (Панина, Костюк, 1971, 1974; Панина, Шацкий, 1973; Панина, Подгорных, 1975; Харламов, 1978; Романчев, Соколов, 1979);

3) экспериментальные данные (Уилли, 1969; Орлова, Рябчиков, 1977; Watkinson, 1970; Wyllie, Huang, 1975, 1976).

Поэтому представления о карбонатах как о подкорковых интрузивно-магматических образованиях представляются обоснованными. Можно достаточно уверенно предполагать, что карбонаты рассматриваемого комплекса внедрялись в приповерхностные зоны в виде высокотемпературных ($\geq 1000^{\circ}\text{C}$), богатых летучими компонентами, реакционноспособных и достаточно вязких расплавов, способных нести взвешенные включения родственных ультрабазитов и ксенолиты вмещающих пород. В локальных участках образования трещин и полостей (в связи с резким падением давления) карбонатитовые расплавы могли становиться очень текучими и проникать в тончайшие трещины.

РОЛЬ ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ И МИНЕРАЛИЗАТОРОВ В ГЛУБИННОМ ПРОЦЕССЕ КАРБОНАТИТООБРАЗОВАНИЯ

По сравнению с другими изверженными породами карбонаты наиболее богаты летучими компонентами, среди которых резко преобладает CO_2 . Кроме того, в карбонатитовых лавах Олдонью-Ленгаи в значительных количествах установлены также Cl, F и SO_3 (Дэу-сон, 1969). Поэтому важно хотя бы кратко рассмотреть роль летучих в процессе генерирования карбонатитовых магм.

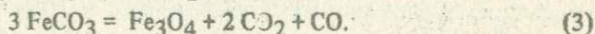
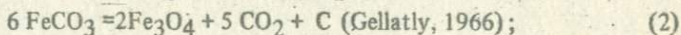
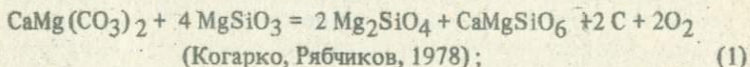
Роль CO_2 и CO. Ранее было показано (Кривдик, 1978а, 1979), что минеральные парагенезисы карбонатитов обусловлены в первую очередь PCO_2 в очагах карбонатитообразования. В карбонатах каждой последующей (более глубокой) фазы возрастает магнезиальность и железистость карбонатов: повышается магнезиальность кальцита (табл.5), кристаллизуется доломит, анкерит и даже сидерит. Параллельно с этим наблюдается уменьшение роли кальциевых силикатов (клинопироксенов и амфиболов), которые отмечаются только в кальцитовых карбонатитах (севитах и альвикитах) и отсутствуют в их доломитовых разновидностях (бефорситах).

При высоких давлениях в подкорковых условиях, где, судя по изотопным данным, зарождаются карбонатитовые расплавы, энергетически наиболее выгодным является существование углерода и его соединений в твердых фазах, представленных, вероятно, графитом (алмазом?) и карбонатами. При плавлении мантийного вещества с участием таких карбонатов генерируются силикатно-карбонатные и карбонатные (карбонатитовые) расплавы. Как следует из экспериментальных и расчетных данных (Wyllie, Huang, 1975, 1976), существование свободного CO_2 в пределах верхней мантии возможно только в области сверхвысоких температур ($1500-1600^{\circ}\text{C}$). В то же время наличие свободного CO в этих условиях, в силу

реакции Будуара ($2\text{CO} = \text{CO}_2 + \text{C}$), представляется нереальным. Об участии углерода преимущественно в виде CO_3^{2-} или CO_2 (но не CO) в подкорковых процессах генерирования карбонатитовых и кимберлитовых магм свидетельствуют такие факты: а) включения жидкой и газообразной CO_2 в оливиновых нодулах из океанических базальтов и в самих базальтах, а также в эфлогитовых включениях из алмазоносных кимберлитов и в алмазах последних; в океанических базальтах CO_2 составляет около 95% газовой фазы газовой-жидких включений (Roedder, 1965; Moore, Batchelder, Cunningham, 1977); б) включения карбонатов переменного состава (твердые растворы $\text{CaCO}_3 - \text{MgCO}_3 - \text{FeCO}_3$) в пиробах и клинопироксенах из кимберлитов (Mcgetchin, Vecsocon, 1973), а по данным неизменным в работе (Newton, Melton, Giardli, 1977), включения железосодержащего магнезита присутствуют и в алмазах; в) присутствие CO_2 как главного компонента высокотемпературных фаз газовых и жидких включений в минералах щелочных пород, в то время как в низкотемпературных фазах обычно широко представлены углеводороды (Петерсилье, 1964; Базарова, 1969; Серенсен, 1976; Когарко, 1977; Икорский, 1977); г) высокие содержания CO_2 в кимберлитах — например, цементом неизменного кимберлита из трубки Удачная-Восточная (Маршинцев, Мигалкин, Николаев, Барашков, 1976) является практически карбонатит (29,54%, CO_2); д) существование растворенных CO_2 и CO в ультраосновных и основно-ультраосновных расплавах (при высоких давлениях) только в карбонат-анионной форме — CO_3^{2-} (Brey, 1976; Eggler, Mysen, Holloway, Hoering, 1977).

Изотопно-геохимические исследования кислорода и углерода карбонатов из карбонатитов и кимберлитов также свидетельствуют о подкорковой природе углекислоты этих пород и не согласуются с представлениями (Капустин, 1976б) об образовании CO_2 карбонатитов в процессе корового или приповерхностного окисления ювенильных флюидов (CH_4 , CO и др.) или графита мантийного вещества.

Роль кислорода. Наличие и ранняя кристаллизация графита в карбонатитах и комагматических щелочных ультраосновных породах (Приложение, табл.9, 30, 33), особенности их минеральных парагенезисов и химического состава, а также приведенные выше данные о режиме и источнике CO_2 и CO свидетельствуют о крайне низкой фугитивности кислорода в процессах зарождения и кристаллизации их исходных расплавов. Это, однако, не исключает возможности окислительно-восстановительных реакций при разложении карбонатов по схемам:



Fe_2O_3 , образовавшийся в результате реакции (1'), в глубинных условиях входит в состав гранатов, шпинелей, клинопироксенов, ильменитов и других минералов, кристаллизующихся при высоких давлениях. Реакция (2), возможно, объясняет наличие включений магнетита (в ассоциации с гранатом пироп-альмандинового ряда и омфацитом) в некоторых алмазах (Соболев, 1975). Предполагается, что по реакции (3) происходило образование магнетита в карбонатитах черниговского комплекса. Об этом свидетельствует наблюдаемая в ряде случаев отрицательная корреляционная связь между содержаниями FeCO_3 в составе карбоната и количеством магнетита. Поэтому, очевидно, не случайно магнетит становится породообразующим минералом в бефорситах и альвикитах, которые обогащены сидеритовым (анкеритовым) и магнезитовым компонентами по сравнению с севитами. Очевидно, внедрение богатых FeCO_3 и MgCO_3 доломитовых, анкеритовых (и сидеритовых) расплавов в верхние горизонты земной коры сопровождалось последовательной термической диссоциацией сидеритовой, магнезитовой и кальцитовой составляющих. О явлениях такой термической диссоциации свидетельствуют, по мнению некоторых исследователей (Герасимовский, Поляков, 1974) пузырчатое строение эффузивных карбонатитов Форт-Портала (Западная Уганда) и избыточное, по сравнению со стехиометрическим, содержание СаО в них.

Роль H_2O в карбонатитообразовании пока не выяснена, хотя вода входит в состав слюд, амфиболов, вторичных серпентинов, цеолитов и других минералов карбонатитов. Экспериментальные исследования системы $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ показывают, что в богатом водой синтетическом карбонатитовом расплаве кристаллизуется порландит, а "если в данных условиях наблюдается ограниченное содержание H_2O в паровой фазе, это может вызвать полную кристаллизацию карбонатитовой магмы в виде карбонатов" (Уилли, 1969, с.275). В природных карбонатитах первичный порландит до настоящего времени не обнаружен.

Об ограниченной роли воды в процессе формирования карбонатитов свидетельствует также отсутствие значительных гидротермальных изменений вмещающих пород вокруг карбонатитовых тел. Это предположение косвенно подтверждается незначительным содержанием воды в свежих (горячих) карбонатитовых лавах Олдоиньо-Ленгаи (Дэусон, 1969). Не исключено, что содержащаяся в минералах карбонатитов вода имеет коровое происхождение и заимствована карбонатитовыми расплавами из вмещающих пород. Во всяком случае, результаты изотопно-геохимических исследований не подтверждают участия глубинной (мантийной) воды в процессах кристаллизации карбонатитов. При этом следует подчеркнуть, что отсутствие доказательств существования значительных количеств ювенильной воды является серьезным аргументом против гидротермально-метасоматической гипотезы генезиса карбонатитов.

Роль H_2 и C_nH_m в формировании карбонатитов не выяснена, так как результаты газового анализа с определением H_2 , CH_4 , СО и других восста-

новленных газов интерпретируются неоднозначно, поскольку некоторые из них (H_2 и CO) образуются в лабораторных условиях при прокаливании пород и минералов (Цветков, Вальяшихина, 1956; Конев, Бекман, 1978).

Из других летучих компонентов и минерализаторов, принимающих участие в процессе формирования карбонатитов, наибольшее значение имеют, вероятно, P_2O_5 и F, выполняющие роль кислотных анионов в расплавах.

Резюмируя изложенное, следует подчеркнуть главные особенности флюидного режима процессов генерирования и кристаллизации карбонатитовых магм.

1. Определяющим фактором карбонатитообразования является существование связанного CO_2 в глубинах Земли. Во флюидной фазе устойчив только CO_2 (CO_3^{2-}). При отрицании существования связанной или свободной CO_2 в подкоровых глубинах генезис карбонатитов нельзя объяснить ни интрузивно-магматической, ни гидротермально-метасоматической гипотезами.

2. Флюидная составляющая карбонатитов имела восстановительный характер и сосуществовала с твердой фазой углерода (графитом). Кислород в процессе карбонатитообразования инертен.

3. Вода не играла существенной роли в формировании карбонатитов. Карбонатитовые расплавы, как и другие мантийные магмы, генерировались в сухих условиях.

4. В генерировавшихся расплавах летучие компоненты были растворены и выносились в связанной (анионной) форме. Отделение их в газовую фазу происходило главным образом в приповерхностных условиях (при снижении давления и кристаллизации расплава).

ПРОБЛЕМЫ РОДОНАЧАЛЬНЫХ МАГМ
КАРБОНАТИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ,
МЕХАНИЗМА ГЕНЕРИРОВАНИЯ
КАРБОНАТИТОВ И ИХ СВЯЗИ
СО ЩЕЛОЧНЫМИ ПОРОДАМИ

С позиций интрузивно-магматической гипотезы существующие концепции о происхождении карбонатитов и ассоциирующих с ними образований можно свести к трем главным:

1) карбонатиты и комагматические щелочные ультраосновные породы — глубинные дифференциаты щелочно-ультраосновной магмы, образующиеся в верхней мантии на более глубоких уровнях, чем толейтовые базальты (Егоров, Гольбург, Шихорина, 1961; Кухаренко, Орлов, Зулах и др., 1965; Шейнманн, 1968; Гоньшакова, Егоров, 1968; Егоров, 1969; 1970; Жабин, Сурина, 1970; Герасимовский, Поляков, 1974; Романчев, Соколов, 1979; и др.);

2) карбонатиты и карбонатитовые комплексы — результат эволюции базальтовых и трахибазальтовых магм при их взаимодействии с глубинными (мантийными) углекислыми или щелочно-углекислыми флюидами (Жук-Почкутов, Гладких, Леонтьев, 1965; Бородин, Капустин, 1966; Жабин, 1971; Эккерман, 1969; Ecker mann, 1961);

3) карбонатиты — непосредственный и единственный продукт парциального плавления мантийного вещества (Бейли, 1969; Willie, Huang, 1975; 1976; Willie, 1977; Holmes, 1950, 1956).

Не останавливаясь на критике гипотез карбонатитообразования, неоднократно обсуждавшихся (Егоров, 1970; Жабин, Сурина, 1970; и др.), необходимо подчеркнуть, что несмотря на то, что первые две концепции объясняют многие особенности формирования карбонатитовых комплексов, остается ряд нерешенных положений. Прежде всего они не объясняют причин более раннего внедрения тугоплавких и тяжелых "дифференциатов" (меймечиты, оливиниты, дуниты и пироксенит-якуг рангиты) по отношению к более легкоплавким и легким нефелиновым и щелочным сиенитам (фонолитам, трахитам), а также ийолит-мельтейгитам (нефелинитам). Третья концепция, подкупающая своей простотой и, вероятно, удачно объясняющая частные случаи генерирования карбонатитовых магм, игнорирует генезис целой гаммы ассоциирующих с карбонатитами комагматических образований.

Некоторые спорные положения генезиса карбонатитовых комплексов в целом и карбонатитов в частности могут стать менее уязвимыми, если допустить последовательную дискретную глубинную выплавку порций магм (интрузивных фаз карбонатитовых комплексов), состав которых определяется глубиной генерирования расплавов, температурным градиентом, содержанием CO_2 (или карбонатов) в мантийном субстрате и степенью его плавления. Этот процесс глубинного плавления и поступления магм в зем. до кору, вероятно, усложняется сопутствующими ликвационными явлениями и кристаллизационной дифференциацией.

Основанием для такого допущения послужили: а) экспериментальные и расчетные данные, свидетельствующие, с одной стороны, о смене с глубиной (при увеличении давления) состава селективных выплавов из "глубинного пиролита" в сторону нефелинорнормативных пород, а с другой — об увеличении с ростом давления в генерируемых таким образом мантийных магмах растворимости CO_2 ; б) общеизвестные представления о возможности дифференциации таких глубинных карбонатизированных щелочно-ультраосновных расплавов на карбонатитовую и нефелинитовую или трахитовую (фенолитовую) составляющие (Егоров, Гольбурт, Шихорина, 1961; Егоров, 1969, 1970; Герасимовский, Поляков, 1974; Бейли, 1976; Романчев, Соколов, 1979).

Детализируем вначале экспериментально-расчетные данные. По Г.С.Йодеру и К.Э.Тилли (1965), при плавлении эклогита в условиях низких давлений ($P = 100\text{--}1000$ МПа) генерируются толеитовые магмы, а при

высоких ($P = 2000 \div 4000$ МПа) в результате осаждения граната — щелочные. Д.Х.Грин (1973) последовательную смену состава выплавляющихся магм с увеличением глубины и степени плавления пиролита представляет так: интенсивное плавление — толеитовые базальты (30-40 км); селективное плавление — щелочные базальты и оливиновые щелочные базальты (30-40 км), базаниты (50—60 км), оливиновые нефелиниты (70 км), меланефелиниты (90—110 км), оливиновые мелилтиты (120 км).

Растворимость CO_2 в мантийных магмах до глубин 80 км — менее 5%; а на глубинах более 80 км достигает 40% (в весовых количествах (Willie, Huang, 1975, 1976; Brey, 1976; Egger, Mysen, Nicolaysen, 1977)). По этим же данным, до глубины 80 км выплавляются базальтоидные магмы, сменяющиеся с глубиной все более ненасыщенными кремнеземом, а глубже 80 км — карбонатитовые и кимберлитовые. Важно подчеркнуть, что теоретически и экспериментально обоснованная (Уилли, 1969; Wyllie, Huang, 1975, 1976) смена составов карбонатитовых выплавов с увеличением давления — кальцитовые, доломитовые, анкеритовые, сидеритовые карбонатиты — принципиально подобна наблюдаемой в рассматриваемом комплексе и, таким образом, определяет последовательное увеличение глубинности магм, соответствующих фазам севитов, альвикитов и бефорситов и напоминает, кстати, последовательность формирования эруптивных центров карбонатитов Альне (Эккерман, 1969). Такая последовательность обусловлена, вероятно, тем, что рост растворимости CO_2 в мантийных магмах с глубиной определяет последовательную связь углекислоты с CaO , MgO и FeO . С этой точки зрения, очевидно, можно объяснить и отмеченную при описании карбонатитов комплекса сопряженную смену видового состава силикатов и магнезиальности карбонатов от севитов до бефорситов. Так, по-видимому, с момента начала формирования доломитовых расплавов, когда весь Ca (кроме связанного с P_2O_5) израсходован на карбонаты, кальциевые силикаты в карбонатитах уступают место магнезиально-железистым (оливином, слюдам, щелочным пироксенам и амфиболам). Можно также предположить, что в конечном счете интенсивная глубинная карбонатизация мантийных расплавов приведет к появлению свободного кремнезема (Willie, Huang, 1975), фиксируемого при кристаллизации карбонатитов в приповерхностных условиях в виде кварца, а в глубинных — в виде высокобарических модификаций, например в виде коэзита (установлен в кимберлитах).

Предположение о расщеплении щелочно-ультраосновных магм на карбонатитовую и обогащенную SiO_2 и Al_2O_3 фonoлитовую (или трахитовую, а возможно, и нефелинитовую) составляющие основано на данных о высокой растворимости CO_2 в таких магмах в глубинных условиях, на экспериментально установленных явлениях ликвации щелочных силикатно-карбонатных расплавов на силикатную и карбонатную составляющие (Уилли, 1969), а также на геологических наблюдениях. Последние объясняют как ассоциативность этих пород, так и типичную последовательность

Таблица 9. Средние составы карбонатитовых комплексов

Компонент, петрохимический коэффициент	Черныговский карбонатитовый комплекс				Карбонатитовые комплексы других провинций		
	Карбонатиты (без силикатных пород)	Карбонатиты + силикатные породы			Кольско-Карельской (Кухаренко, Орлова, Булах и др., 1965)	Маймеча-Котуйской (Егоров, 1970)	Восточно-Саянской (Коновова, 1976)
		без учета щелочных сиенитов (карбонатиты+щелочные пироксениты+канадиты)		с учетом щелочных сиенитов			
		без вычета CO ₂ и п.п.	с вычетом CO ₂ и п.п.				
SiO ₂	7,05	16,05	38,40	44,40	36,38	37,60	28,03
TiO ₂	0,18	0,49	0,43	0,50	3,22	1,63	1,36
Al ₂ O ₃	1,72	4,41	9,56	11,05	7,94	5,00	9,90
Fe ₂ O ₃	3,84	3,95	2,84	3,29	8,36	6,84	5,76
FeO	5,04	5,17	3,94	4,56	6,88	7,71	3,12
MnO	0,58	0,49	0,31	0,36	0,12	—	0,59
MgO	8,50	7,61	4,72	5,47	14,95	26,20	3,70
CaO	37,72	30,49	18,06	20,89	14,41	7,72	23,79
Na ₂ O	0,39	1,56	4,02	4,65	3,17	1,85	3,20
K ₂ O	0,75	1,12	2,36	2,73	1,52	0,92	3,62
P ₂ O ₅	3,40	2,83	1,56	1,81	0,37	0,49	1,67
S	0,17	0,17	0,13	0,15	—	—	—
S	0,14	0,14	0,14	0,16	—	—	—
H ₂ O ⁺ (п.п.л.)	(0,76)	(0,78)	(0,57)	—	0,66	4,04	0,46
CO ₂	30,43	24,43	12,76	—	1,80	—	14,26
Прочие	—	—	—	—	0,22	—	0,54
Сумма	100,67	99,69	99,80	100,00	100,00	100,00	100,00
(Na + K) Al	0,82	0,86	0,96	0,96	0,87	0,82	0,93
(Fe + Mn) : (Fe + Mn + Mg)	0,37	0,42	0,56	0,56	0,35	0,23	0,57
CaO : CO ₂	0,84	0,85	0,98	—	6,06	—	1,25

Примечания. 1. Средний состав карбонатита рассчитан с учетом площадей развития сецитов, альвикитов, бейфорситов и кимберлитовых карбонатитов.

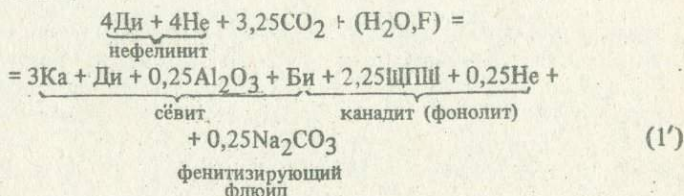
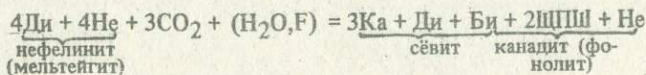
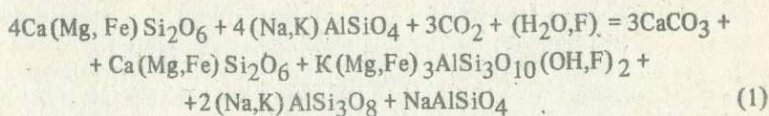
2. При расчете среднего состава карбонатитового комплекса учитывались наиболее широко распространенные породы, которые находятся в следующих соотношениях с карбонатитами: а) карбонатиты : канадиты : щелочные пироксениты = 79 : 15 : 6; б) карбонатиты : канадиты : щелочные пироксениты : щелочные сиениты 40 : 7 : 3 : 50.

3. Петрохимический коэффициент CaO:CO₂ приведен с вычетом CaO, связанного в нормативном апатите.

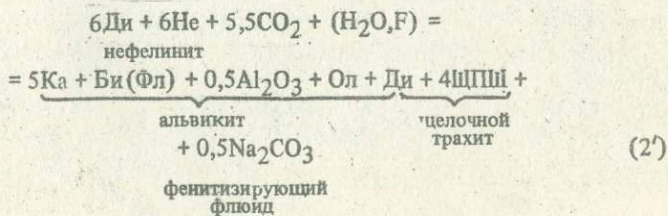
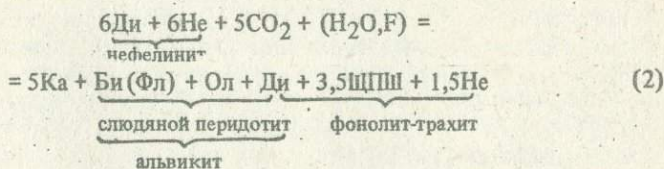
внедрения таких расплавов: более легкие по сравнению с карбонатowymi фонолитовые и трахитовые расплавы накапливались в верхней части очага плавления и, соответственно, первыми поступали в "открывающиеся каналы". Если в силу каких-либо причин разделение этих расплавов было неполным, то в дальнейшем могли кристаллизоваться смешанные силикатно-карбонатные породы типа рингитов, холлаитов, казенитов и др.

Предполагаемые схематические реакции карбонизации мантийных щелочно-ультраосновных расплавов нефелинитового (мельтейгитового) состава и последовательность генерирования карбонатитовых и комагматических щелочных магм (применительно к черниговскому комплексу)

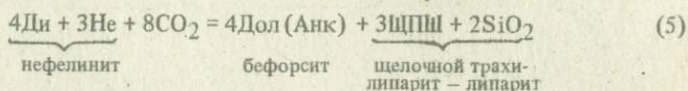
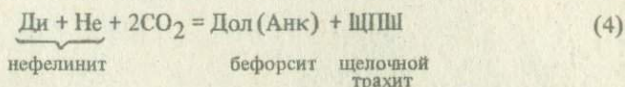
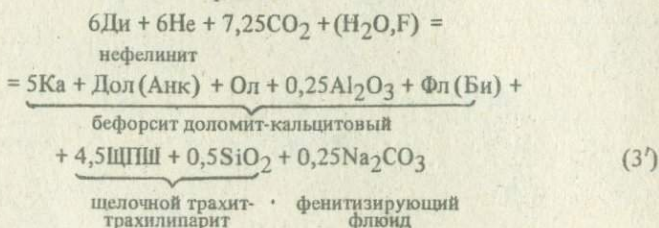
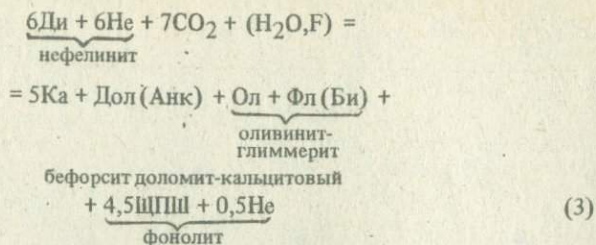
1. Сёвитовый очаг магмообразования (относительно невысокая растворимость CO₂)



2. Альвикитовый очаг магмообразования (повышенная растворимость CO₂)



3. Бефорситовый очаг магмообразования (высокая растворимость CO_2)



Условные сокращения названий минералов: Ди – диоксидовый клинопироксен, Не – нефелин, Ка – кальцит, Дол – доломит, Анк – анкерит, Би – биотит, Фл – флогопит, ЩПШ – щелочной полевошпат, Ол – оливин.

С этих позиций нефелиниты (йолит-мельтейгиты) можно рассматривать либо как недифференцированный продукт плавления мантийного субстрата, либо как остаточный силикатный расплав, образовавшийся в результате глубинной карбонатизации пересыщенных CaO щелочно-ультраосновных магм (мелилититов, турьяитов и др.). Второе предположение отвечает представлениям Д.К.Бейли, который подчеркивал, что вероятные взаимоотношения мелилититов, нефелинитов и карбонатитов "могут быть суммированы следующим образом: ассоциация нефелинит + карбонатит эквивалентна мелилититу + CO_2 " (Бейли, 1976, с.76). В связи с этим интересно отметить, что средний состав черниговского комплекса (с вычетом CO_2) соответствует мелилитовому нефелиниту, в котором молекулярные

отношения нефелина, кальциевого клинопироксена и мелилита составляют соответственно 44 : 42 : 14. Средние составы других карбонатитовых комплексов приведены в табл. 5).

Фактический геологический материал по черниговскому комплексу позволяет считать более вероятным первое предположение и относить ийолит-мельтейгиты к докарбонатитовым образованиям. Об этом косвенно свидетельствует отсутствие родственных включений ийолит-мельтейгитов в кальцитовых карбонатитах — теоретически возможных дифференциатов мелилититовых магм:

севит (или альвикит) + мельтейгит = мелилитит + CO_2 .

В свете вышеизложенного можно также предположить, что базальтовые (трапповые) вулканиты (Маймеча-Котуйская провинция, Восточно-Африканский грабен), а также, очевидно, и щелочно-известковые ультрабазиты карбонатитовых комплексов (меймечиты, оливинит-дуниты, пироксениты, перидотиты), которые в пределах карбонатитовых провинций или карбонатитовых комплексов внедрялись раньше щелочных пород и карбонатитов, являются по сравнению с последними менее глубинными образованиями. Вероятно, эти ультрабазиты — дифференциаты более ранних базальтовых магм (Бородин, 1963, 1965) или же вышавки из перидотитового слоя и связаны с заложением глубинных разломов, к которым приурочены и карбонатитовые комплексы.

Для объяснения предполагаемой модели формирования карбонатитового комплекса использован ряд упрощенных реакций (принципиально подобных реакциям С.И.Томкеева, Л.С.Бородина и Л.С.Егорова) карбонатизации нефелинита (мельтейгита), близкого к среднему составу комплекса (табл.9, петрохимические реакции на с.89-90). Направление дифференциации исходной щелочно-ультраосновной магмы показано стрелками на диаграммах (рис.16—19).

Эта модель удовлетворительно объясняет баланс как петрогенных элементов, так и элементов-примесей. В соответствии с ней каждая фаза карбонатитов сопровождается внедрением щелочных магм фонолитового или трахитового состава, если последние достигали уровня современного эрозионного среза. При этом комагматические (сингенетические) альвикитам сиениты могут наблюдаться как интрузивные тела в более ранних севидах, а "бефорситовые сиениты", соответственно, в более ранних альвикитах и севидах. Правда, такие соотношения не доказаны, так как изученный керновый материал не позволяет однозначно трактовать возрастные взаимоотношения щелочных сиенитов и карбонатитов. Возможно, что будут обнаружены и более поздние, чем севиты и альвикиты, щелочные породы, как это имеет место в карбонатитовых комплексах Альне (Эккерман, 1969, Ecker mann, 1948), Малави (Гарсон, 1969), Ока (Титтинс, 1969; Watkinson, 1970) и Кольско-Карельской провинции (Кухаренко, Орлова, Булах и др., 1965).

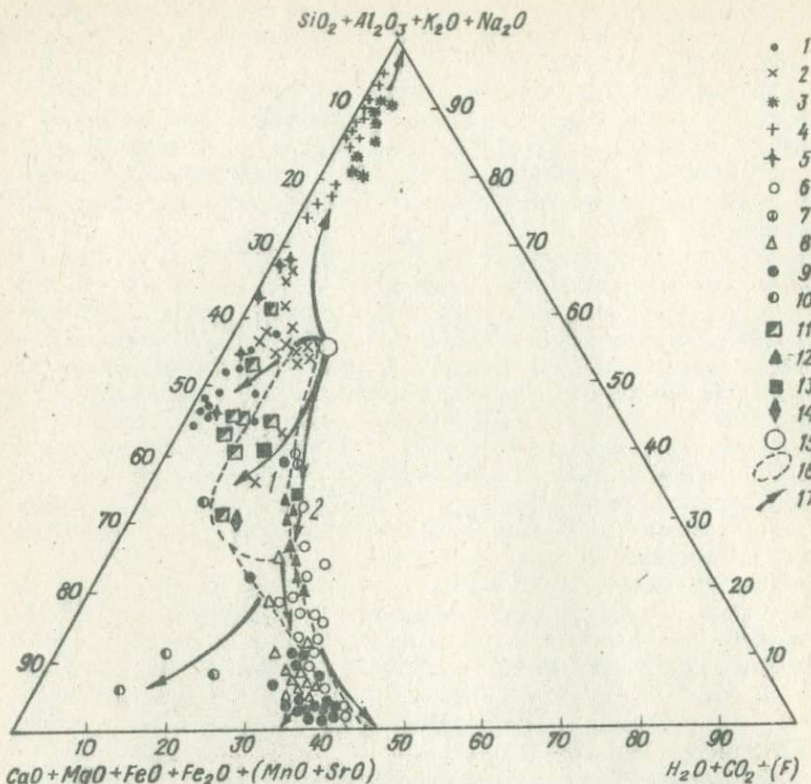


Рис.16. Диаграмма Холмса (Holmes, 1936) для пород черниговского карбонатитового комплекса:

1 – щелочные пироксениты; 2 – ийолит-мельтейгиты и оливинит-мельтейгиты; 3 – канадиты; 4 – щелочные сиениты, нормаркиты, твейтозиты; 5 – твейтозит-пироксениты и меланократовые твейтозиты; 6 – севиты; 7 – рингиты; 8 – альвикиты; 9 – оефорситы; 10 – фоскориты; 11 – оливинит-глиммериты и слюдяные перидотиты; 12 – кимберлитовые карбонатиты; 13 – средние составы кимберлитов Южной Африки (1) и Якутии (2) (Дэли, 1936; Бобревич, Илупин, Козлов и др., 1964); 14 – неизмененный кимберлит из трубки "Удачная-Восточная" (Маршинцев, Мигалкин, Николаев, Барашков, 1976); 15 – средний состав черниговского карбонатитового комплекса (исходная магма, табл. 9); 16 – поля кимберлитов и ассоциирующих с ними карбонатных (карбонатитовых) даек по А.Холмсу (Holmes, 1936); 17 – гипотетическая направленность дифференциации и эволюции состава исходной магмы

Предложенной моделью можно также объяснить и ультраагпаитовый состав карбонатитовых лав Олдоиньо-Лангаи (Дэусон, 1969), если предположить, что они генерировались в процессе глубинной магматической

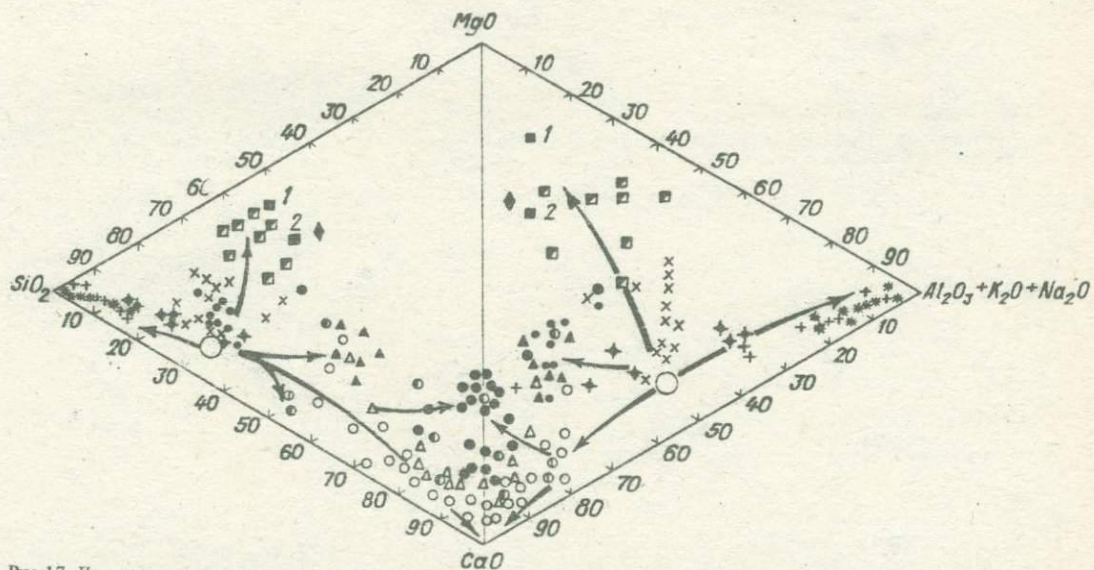


Рис.17. Диаграммы химических составов (в весовых количествах, %) пород черниговского комплекса. Стрелками показана предполагаемая направленность дифференциации и эволюции состава исходной магмы. Условные обозначения см. на рис.16

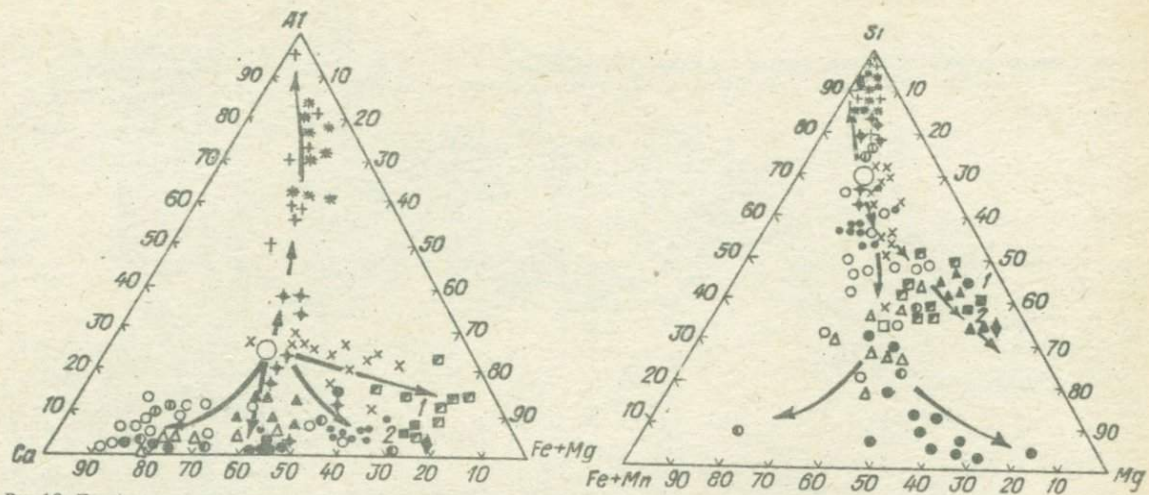


Рис.18. Диаграммы химических составов (в атомных количествах, %) пород черниговского комплекса. Стрелками показана предполагаемая направленность дифференциации и эволюции состава исходной магмы. Условные обозначения см. на рис.16

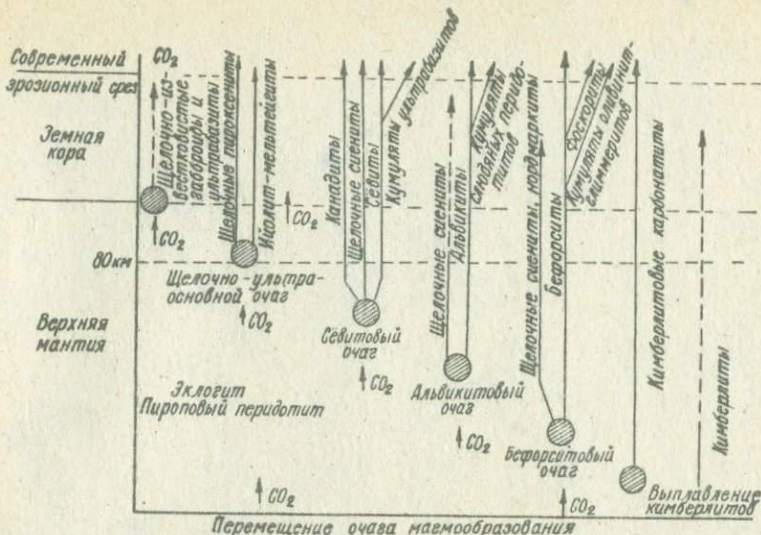


Рис.19. Обобщенная схема формирования черниговского карбонатитового комплекса.

Реакции магматической карбонатизации щелочно-ультраосновного расплава приведены на с.89-90.

карбонатизации богатого щелочами (14,24% Na_2O и 5,19% K_2O) агпайтового ($K(\text{агп.}) = 2,38$) нефелинита. Возможно также, что расплавы карбонатов щелочей (Na_2CO_3 и K_2CO_3), являющиеся побочным продуктом реакций (2') и (3'), приведенных на с.89-90, а также главной составляющей карбонатитовых лав Олдоино-Ленгаи, вызывают фенитизацию и альбизацию вмещающих силикатных пород.

Предполагаемая направленность процесса глубинной карбонатизации с последовательным перемещением очагов генерируемых магм вглубь поддерживается, вероятно, в тех случаях, когда рост давления (глубинности) опережает повышение температуры. При обратном соотношении изменения этих факторов должны происходить реакции декарбонатизации и повышаться растворимость силикатов в карбонатитовом расплаве, что приведет в итоге к генерированию более высокотемпературных, чем карбонатитовые, магм карбонатно-силикатного и силикатного состава, т.е. расплавов, при кристаллизации которых формировались карбонатитовые кимберлиты, альнеиты, кимберлиты, меллитит- и ларчитнормативные базальтоиды (Грин, 1973; Wyllie, Huang, 1976). К карбонатит-кимберлитовому семейству пород относятся вышеописанные кимберлитовые карбонатиты, которые как представители силикатно-карбонатных пород кимберлит-карбонатитового семейства, очевидно, завершают развитие черниговского карбонатитового комплекса.

СВЯЗЬ КАРБОНАТИТОВ С КИМБЕРЛИТАМИ

Генетическая связь кимберлитов с карбонатитами впервые была петрологически обоснована А.Холмсом (Holmes, 1936). Она наглядно видна на петрохимической диаграмме А.Холмса (рис.16), где поле кимберлитов располагается между полем силикатных пород (оливиновых меллититов, перидотитов и глиммеритов) и фигуративной точкой кальцита. При этом поле карбонатитовых даек, ассоциирующих с кимберлитами (Daly, 1925), является как бы связующим звеном между кимберлитами и карбонатитами. Следует также подчеркнуть, что цемент кимберлитов рассматривался А.Холмсом как своеобразный синтектический продукт, образовавшийся при реакционном взаимодействии перидотитов с богатым CO_2 и H_2O глубинным флюидом, иногда кристаллизовавшимся в виде карбонатитовых даек в кимберлитах.

Кимберлиты и карбонатиты характеризуются рядом общих геологических, петрологических и геохимических особенностей, свидетельствующих о генетической связи этих пород. Отметим главные из них:

1) повсеместное присутствие в составе кимберлитов карбонатов — существенной части цемента всех известных кимберлитов. Причем с глубиной, как известно, содержание CaO и CO_2 в кимберлитах имеет тенденцию к увеличению (Жабин, Сурина, 1970; Маршинцев, 1974; Маршинцев, Мигалкин, Николаев, Барашков, 1976). Важно подчеркнуть, что состав мезостазиса неизмененного кимберлита практически отвечает карбонату (Маршинцев, Мигалкин, Николаев, Барашков, 1976), а его магматический генезис подтверждается включениями расплавов в микролитовом кальците (Мальков, Боболович, 1977);

2) наличие среди некоторых кимберлитов даек (жил) существенно карбонатных алмазосодержащих пород (Мальков, 1975; Харьков, 1975);

3) присутствие в некоторых карбонатитовых комплексах так называемых карбонатитовых кимберлитов (Жабин, 1967; Eskerthann, 1961, 1963, 1963а) или кальцитовых пикритовых порфиритов (Бородин, Лапин, Пятенко, 1976) промежуточного состава между карбонатитами и кимберлитами или идентичных дайковым ("интрузивным") мало- или неалмазозносным разновидностям кимберлитов (Ковальский, Никишов, Егоров, 1969);

4) находки в кимберлитах Якутии таких характерных минералов карбонатитов, как бадделейт и пироклор (Францессон, 1968; Маршинцев, 1970);

5) повышенное содержание в кимберлитах таких характерных элементов карбонатитов, как Р, Ва, Sr, Zr, Nb, Та и TR_{Ce} (Бурков, Подпорина, 1965, 1966; Бородин, Лапин, Пятенко, 1976; Каминский, Пополитов, Францессон, Цыханский, 1977; Dawson, 1962; Dawson, Hawthorne, 1973);

6) аналогичный состав редких земель в кимберлитах и карбонатитах (Бурков, Подпорина, 1966; Васильева, 1976; Бородин, Лапин, Пятенко, 1976);

7) одинаковый изотопный состав углерода кимберлитов и карбонатитов (Deines, Gold, 1973).

Прямым подтверждением генетической связи кимберлитов и карбонатитов является обнаружение в районе Бенфонтейна (Южная Африка) кимберлитовых силлов, дифференцированных на карбонатитовую и перидотитовую составляющие (Dawson, Hawthorne, 1973).

Общеизвестно, что кимберлиты и карбонатиты являются продуктами мантийного платформенного магматизма. Однако часто подчеркивалась (Бейли, 1969; Бородин, Лапин, Пятенко, 1976; Dawson, 1971) их неодинаковая структурно-тектоническая позиция. Так, Д.К.Бейли (1969) отмечал, что главные кимберлитовые провинции Африки, в отличие от карбонатитовых, не связаны с рифтовыми долинами. Правда, работами последних лет это положение поставлено под сомнение: в Африке обнаружены эродированные кимберлит-карбонатитовые вулканы (Nixon, 1973; Ferguson, 1975), подтверждающие генетическую и структурно-тектоническую связь карбонатитового и кимберлитового вулканизмов. Эта связь обнаруживается и в Якутской провинции (Францессон, 1968). Она также подтверждается экспериментальными и расчетными данными (Wyllie, Huang, 1975, 1976; Kushiro, Satake, Akimoto, 1975; Wyllie, 1977).

Сопоставление состава пород начальных, промежуточных и завешающих интрузивных фаз черниговского карбонатитового комплекса позволяет считать, что щелочно-ультраосновный и карбонатитовый магматизм по мере развития (раскрытия) зоны эволюционирует в сторону кимберлитового. Наиболее ранние интрузии комплекса представлены породами натриевого ряда — щелочными пироксенитами, ийолит-мельтейгитами, канадитами и щелочными твейтозит-сиенитами. В севидах и родственных им включениях — кумулятах пироксен-амфибол-биотитового состава — увеличивается относительное содержание калия; в альвикитах и сегрегационных сплошных перидотитах калий уже преобладает над натрием, а в наиболее поздних бефорситах и кимберлитовых карбонатитах и их кумулятах (оливинит-глиммеритах) натрий по сравнению с калием играет резко подчиненную роль. В этом же направлении происходит смена парагенезисов с появлением типичных минералов кимберлитов (оливин + флогопит + карбонат). Флогопит и оливин, отсутствующие в севидах, появляются в более поздних альвикитах и становятся главными порообразующими минералами в бефорситах, оливинит-глиммеритах и кимберлитовых карбонатитах. В направлении от альвикитов через бефорситы к кимберлитовым карбонатитам наблюдается повышение (с некоторыми локальными отклонениями) магнезиальности пород и оливинов (табл.6).

ОСОБЕННОСТИ РУДОНОСНОСТИ
ЧЕРНИГОВСКОГО
КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА
И ЕГО ПОЛОЖЕНИЕ
В ПРИАЗОВСКОЙ
РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ ПРОВИНЦИИ

В связи с обнаружением Черниговского карбонатитового массива, Приазовская редкометальная металлогеническая провинция пополнилась новым рудопроявлением, генетически и пространственно связанным с новой для Приазовья щелочно-ультраосновной формацией. Рассматриваемая провинция, как известно, объединяет рудопроявления разных генетических типов и металлогенических эпох. Древнейшими среди них являются нижнепротерозойские пегматиты Елисеевского, Сорочкинского и других пегматитовых полей. Среднепротерозойская металлогеническая эпоха определяется формированием восточно-приазовского щелочного комплекса, а наиболее молодые девонские щелочные вулканы, известные в зоне сочленения кристаллического массива с Донбассом, связаны уже с палеозойским этапом развития провинции. Не останавливаясь на характеристике отдельных районов провинции, приведенной в ряде обстоятельных исследований (Критерии..., 1975; Металлогения..., 1974), следует подчеркнуть, что черниговский карбонатитовый и восточно-приазовский щелочной комплексы объединяет не только геохимическая редкометаллы-специализация и некоторая петрологическая общность (широкое распространение щелочных и нефелиновых сиенитов), но и геотектоническая позиция — приуроченность к древнейшему этапу активизации восточной части Украинского щита.

Рассматриваемый карбонатитовый комплекс, как и вообще карбонатитовые и щелочные комплексы, характеризуется повышенными содержаниями типоморфных редких и малых петрогенных элементов — Р, Nb, Та, Zr, TR_{Сe}, Sr, Ва и др. Кроме того, нередко отмечаются повышенные содержания Мо. В щелочных и субщелочных ультрабазитах комплекса установлено необычное для гипербазитов нормального ряда сочетание таких двух противоположных групп элементов-примесей, как Cr, Ni и Со, с одной стороны, и Nb, Та, TR_{Сe}, Zr, Sr, Ва — с другой. Такие геохимические особенности характерны для оливинитов и якупирангит-пироксенитов из карбонатитовых комплексов (Кухаренко, Орлова, Булах и др., 1965; Жабин, Сурина, 1970; Гоньшакова, Егоров, 1968), а также для кимберлитов (Бурков, Поппорина, 1965, 1966; Бородин, Лапин, Пятенко, 1976; Каминский, Пополитов, Францесон, Цыханский, 1977; Dawson, 1962, Dawson, Hawthorne, 1973).

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ
РУДОНОСНОСТИ КОМПЛЕКСА

Ф о с ф о р является одним из наиболее важных (в практическом отношении) элементов карбонатитового комплекса. Он почти полностью концентрируется в апатите — породообразующем или аксессуарном минерале всех пород комплекса (табл.10). В ряде случаев содержание апатита в них составляет 5—15%. С карбонатитами нередко связаны существенно апатитовые, силикато-apatитовые или апатит-магнетитовые породы — фоскориты (Приложение, табл.31). Однако, несмотря на эти локальные скопления апатита, основная его масса сосредоточена в карбонатитах. В карбонатитах в среднем содержится 8% нормативного апатита, а с учетом фоскоритовых участков среднее содержание апатита составляет около 10% (табл.10).

Как отмечалось, обычно апатит — первичный (магматический) минерал. В силикатных щелочных породах (сиенитах, твейтозитах и канадитах) основная масса его чаще всего кристаллизуется раньше силикатов. В карбонатитах апатит в основном является минералом более поздним, чем силикаты, но более ранним, чем карбонаты. Только в редких случаях в апатитах наблюдаются "законсервированные" более ранние мелкие идиоморфные удлиненно-пластинчатые кристаллы кальцита. В фоскоритах установлено две генерации апатита — более ранняя, чем оливин, и более поздняя. Весьма интересны структурные взаимоотношения апатита с такими редкоземельными минералами, как мсчацил и ортит. В одних случаях эти минералы выделяются в виде самостоятельных, изолированных друг от друга кристаллов, а в других — апатит окаймляется тонкостенными футляровидными монокристаллами монацита (в карбонатитах) или ортита (в сиенит-твейтозитах).

Приведенные данные свидетельствуют о широком температурном интервале выделения апатита. Ранняя кристаллизация апатита, оплавление и сегрегация его кристаллов (вплоть до образования фоскоритов) удовлетворительно объясняются с точки зрения магматического образования карбонатитов из высокотемпературного богатого P_2O_5 и CO_2 расплава и согласуются с экспериментальными исследованиями (Уилли, 1969).

О химическом составе апатитов можно судить по 12 опубликованным (Марченко, Чашка, Сторчак и др., 1975; Капустин, Лапицкий, Погребной и др., 1977) и приведенным (Приложение, табл.47, 48) 8 полным и 14 частным химическим анализам. По этим данным для рассматриваемых апатитов характерны все особенности химического состава, присущие апатитам карбонатитовых и щелочных комплексов: а) повышенное содержание редких земель существенно цериевого состава; б) повышенное содержание Sr; в) высокое содержание F, который практически заполняет все вакантные позиции в добавочных анионах (Cl, к сожалению, в апатитах не определялся); г) полное отсутствие или очень низкое содержание Mn.

Т а б л и ц а 10. Содержание P_2O_5 в породах черниговского карбонатитового комплекса

Породы	Количество определенных	Содержание P_2O_5 , %			
		От	До	Среднее	
Щелочные пироксениты	16	Следы	2,30	0,90	
Ийолит-мельтейгиты, оливинит-мельтейгиты	13	0,25	3,63	1,50	
Эссекситы альбит-баркевикитовые	2	2,32	3,17	2,75	
Канадиты	14	Следы	2,30	0,47	
Щелочные сиениты, твейтозиты, нордмаркиты	20	0,03	2,88	0,42	
Твейтозит-пироксениты	3	3,02	<u>11,79</u>	<u>6,92</u>	
Сёвиты	47	0,57	<u>9,51</u>	<u>3,25</u>	
Сегрегационные пироксен-амфибол-биотитовые ультрабазиты	5	52	1,44	4,61	2,67
Альвикиты	39				
Сегрегационные слюдяные перидотиты и глиммериты	7	46	Следы	10,07	3,19
Бефорситы	62				
Фоскориты	7	79	6,90	28,56	15,74
Сегрегационные оливинит-глиммериты	10				
Кимберлитовые карбонатиты	14	3,20	<u>5,54</u>	4,12	
Карбонатит усредненный (без учета фоскоритов и сегрегационных ультрабазитов)	162	—	—	3,47	
То же, с учетом фоскоритов и сегрегационных ультрабазитов	191	—	—	3,93	
Средний состав комплекса	—	—	—	1,56	

Повышенные содержания TR и Sr в апатитах можно объяснить повышенным кларком этих элементов во вмещающих породах (исходных расплавах). В то же время, несмотря на высокие содержания MnO в породах и сосуществующих с апатитом оливинах и карбонатах, Mn в апатит изоморфно не входит. Очевидно, это связано с тем, что замещение Mn^{2+} → Ca в апатитах энергетически менее выгодно, чем замещение Mn^{2+} → Ca(Fe) и Mn^{2+} → Fe в сосуществующих карбонатах и оливинах соответственно.

Имеющийся аналитический материал пока не позволяет обнаружить какой-либо четкой зависимости химического состава апатитов от состава вмещающих пород. Апатит является сквозным минералом всех пород карбонатитового комплекса. Можно предполагать, что его состав зависит лишь от некоторых химических особенностей среды минералообразования (при прочих равных условиях). Например, повышенное содержание

редких земель наблюдается в апатитах, содержащих акцессорный монацит. Однако в присутствии другого редкоземельного минерала — ортита этой зависимости уже не обнаруживается (Приложение, табл.47). Наблюдается также положительная корреляция содержаний Sr в сосуществующих апатитах и карбонатах. Кроме того, в апатитах (особенно в их обогащенных TR_2O_3 разновидностях) отмечается положительная корреляция содержаний Na_2O и TR_2O_3 (рис.20). Последнее свидетельствует о проявлении изоморфизма беловитового типа — $2Ca \rightarrow NaTR$.

Ниобий и тантал являются, как известно, характерными элементами карбонатитовых и щелочных комплексов. Распределение Nb в породах комплекса неравномерно, но в общем содержание его возрастает от более ранних к более поздним дифференциатам — от пироксенитов к карбонатитам. Ниобий образует собственные акцессорные минералы (Приложение, табл.49, 50), либо рассеян в породообразующих и других акцессорных минералах (табл.11). При этом повышенные содержания ниобия в породах далеко не всегда свидетельствуют о наличии ниобатов. Большая изоморфная емкость в отношении ниобия сфенов, ильменитов, амфиболов и отчасти флогопитов (табл.11) объясняет отсутствие или незначительное развитие ниобатов в богатых отмеченными минералами породах комплекса — щелочных пироксенитах, горнблендитах, меланократовых амфиболовых карбонатитах, сфеносодержащих сенинитах и твейтозитах. Так, собственные минералы ниобия (пирохлор-гатчеттолиты) появляются в лейкократовых сенинитах при содержании Nb 0,01% и менее и отсутствуют в их меланократовых богатых амфиболами разновидностях, содержащих до 0,05% Nb. В богатых сфеном сенинитах и твейтозитах с повышенным содержанием Nb также не были обнаружены ниобаты. В то же время в некоторых бесфеновых или бедных сфеном разновидностях твейтозит-пироксенитов, содержащих только 0,004% Nb, отмечается пирохлор-гатчеттолит.

Как видно из табл.11, амфиболы, биотиты и флогопиты содержат больше Nb, чем клинопироксены. Эти данные отличаются от сведений о содер-

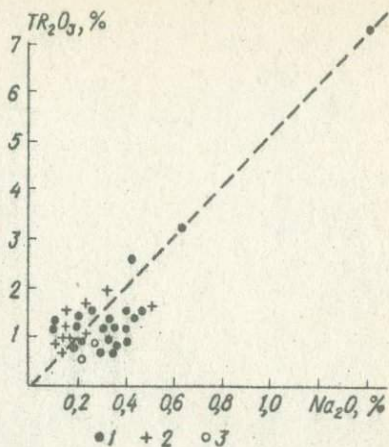


Рис.20. Соотношение весовых количеств Na_2O и TR_2O_3 в апатитах из пород черниговского карбонатитового комплекса: 1 — данные авторов (Приложение, табл.47, 48); 2 — данные Е.Я.Марченко и др. (1975); 3 — данные Ю.Л.Капустина, Э.М.Лапицкого, В.Т.Погребного и др. (1977)

Т а б л и ц а 11. Содержание ниобия, циркония и церия в некоторых породообразующих и акцессорных минералах (по данным полуколичественного спектрального анализа)

Номер образ-ца	Номер сква-жины	Минерал	Порода	Содержание, %		
				Nb	Zr	Ce
822	255	Сфен	Рудный пироксенит	0,4	0,008	0,03
629	965	"	Щелочной пироксенит	1,0	0,008	0,02
580	970	"	Щелочной сиенит	≈ 1	0,004	0,3
619	965	"	Нордмаркит	≈ 1	0,005	0,4
822	255	Ильменит	Рудный пироксенит	0,03	-	-
629	965	"	Щелочной пироксенит	0,1	-	-
797	299	"	Альвикит	0,4	-	-
1058	270	"	"	0,5	-	-
113	290	Амфибол	Оливинит-мельтейгит	0,2	0,01	0,03
101	291	"	Горнблендит-биотитовый	0,2	0,03	-
93	291	"	Севит меланократовый	0,04	0,02	-
649	965	"	"	0,01	0,01	-
1058	270	"	Альвикит	0,06	0,02	-
1024	969	"	Альвикитовая брекчия (кимберлитовый карбонатит)	0,1	0,04	-
23	570	Биотит	Канадит	0,01-0,02	0,001	-
280	597	"	"	0,02	0,003	-
8	569	"	Сиенит	0,001	< 0,001	-
89	291	"	Альбитит	0,05	0,01	-
101	291	Биотит	Горнблендит биотитовый	0,03	0,002	-
103	291	"	Севит меланократовый	0,06	0,01	-
93	291	"	"	0,03	0,005	-
481	963	"	"	0,06	0,003	-
649	965	"	"	0,01	0,003	-
598	598	"	Севит брекчиевидный	0,08	0,003	-
113	290	Флогопит	Оливинит-мельтейгит	0,08	0,001	-
398	968	"	Оливинит флогопитовый	0,06	< 0,001	-
35	571	"	Оливинит-глиммерит	0,03	0,002	-
33	571	"	Фоскорит	0,01	0,002	0,01
127	290	"	"	0,2	-	-
954	271	"	Глиммерит диопсидовый	0,01	0,001	-
640	965	"	Бефорсит доломитовый	0,01	0,002	-
860	971	"	Бефорсит доломит-кальцитовый	0,08	0,002	-
797	298	Тетраферрифлогопит	Альвикит	0,001	0,01-0,02	0,03
1058	270	"	"	0,008	0,001	-
1024	969	Флогопит	Альвикитовая брекчия	0,03	0,001	-
729	298	"	Кимберлитовый карбонатит	0,04	0,002	-
822	255	Клинопироксен	Рудный пироксенит	-	0,006	-
629	965	"	Щелочной пироксенит	-	0,01	-
140	290	"	Слюдяной перидотит	0,004	0,02	0,02
120	290	"	Мельтейгит	0,001	0,008	0,04
619	965	"	Нордмаркит	0,001	0,002	0,01
13	569	"	Щелочной сиенит	-	0,01	0,01
50	572	"	Севит	0,006	0,01-0,02	-

Окончание табл. 11

Номер образ-ца	Номер сква-жины	Минерал	Порода	Содержание, %		
				Nb	Zr	Ce
649	965	Клинопироксен	Севит	0,001	0,01-0,02	-
797	299	"	Альвикит	-	0,01	-
1058	270	"	"	<0,001	0,01	-
481	963	Циркон	Севит меланократовый	0,02	≥ 3	-
28	570		"	"	0,02	≥ 3
649	965	Ортит	Севит	0,03	0,01	≥ 3
943	957		Пироксенит-твейтозит	0,001	0,02	≥ 3

жании и распределении Nb в названных минералах из карбонатитовых комплексов Кольско-Карельской провинции (Кухаренко, Орлова, Булах и др., 1965).

Предварительные исследования распределения Nb в породах черниговского карбонатитового комплекса показывают, что его содержание не коррелируется с содержанием других редких и малых элементов. Иногда наблюдаются лишь частные локальные зависимости. Например, в сиенит-твейтозитах содержание Nb положительно коррелируется с содержанием Ti. Это объясняется, как отмечалось выше, вхождением Nb в сфен, в котором концентрируется практически весь Ti сиенит-твейтозитов. В то же время в щелочных пироксенитах содержание Nb коррелируется не с общим количеством Ti, а только с количеством сфена. Не установлено также четких зависимостей содержания Nb в карбонатитах от последовательности их формирования или от их количественного и качественного минерального состава в пределах одной разновидности (фазы). При этом обращает на себя внимание повышенное содержание Nb в ультрабазитах сегрегационных включений в карбонатитах. В то же время, характеризуясь практически одинаковыми содержаниями Nb, севиты и бефорситы отличаются между собой видовым составом акцессорных ниобатов (табл.4).

Приведенные и литературные данные (Бородин, Капустин, 1966; Гинзбург, Эпштейн, 1968; Пожарицкая, Самойлов, 1972; и др.) свидетельствуют о том, что практически вся масса Nb и Ta привносится вместе с веществом карбонатитов (независимо от способа образования последних), а не заимствуется из силикатных пород при их метасоматическом замещении (Кухаренко, Орлова, Булах и др., 1965). О сингенетичности ниобиевой минерализации процессу формирования карбонатитов свидетельствуют ранняя кристаллизация ниобатов (Кривдик, Ширинбеков, Шаркин и др., 1979) и их включения в апатитах, флогопитах, оливинах и магнетитах (фото 22, 26), а также накопление Nb в ранних сегрегациях ультраосновного состава из карбонатитов.

Преимущественная концентрация Nb и Ta в карбонатитах объясняет

ся, вероятно, способностью карбонатитовых расплавов переносить и осаждать указанные элементы. Экспериментальные данные (Watkinson, 1970) свидетельствуют о том, что ниобий концентрируется не в щелочно-водно-углекислых флюидах, а в синтетическом карбонатитовом расплаве. В то же время увеличение содержания Nb и появление собственных минералов (пирохлор-гатчеттолита и колумбита) в приконтактных с карбонатитами альбититах, развивающихся по вмещающим фенитам и сиенитам, свидетельствуют о частичном выносе этого элемента из карбонатитов.

Ц и р к о н и й, так же как Nb и Ta, распределен весьма неравномерно. Наиболее выдержанные содержания его характерны для канадитов и щелочных пироксенитов. Канадиты, что вообще типично для нефелиновых сиенитов, наиболее богаты Zr, содержание которого иногда достигает 0,6%. В щелочных пироксенитах содержание Zr почти в четыре раза превышает его кларк в породах ультраосновного состава (Виноградов, 1962). В то же время в щелочных сиенитах, твейтозитах и нордмаркитах отмечается пониженное (в два — четыре раза) содержание Zr по сравнению с его кларком в средних и кислых породах. В карбонатитах Zr распределен неравномерно. Наиболее высокие его содержания установлены в севитах (до 0,3%) и в альвикитах (до 0,1%), а наиболее низкие — в бефорситах. Как было показано выше, эти карбонатиты также четко различаются между собой и видовым составом циркониевых минералов. В севитах и альвикитах присутствует только циркон, а в бефорситах — преимущественно бадделейт. Наблюдаемое в ряде случаев увеличение содержания Zr в приконтактных с карбонатитами альбититах, развивающихся по вмещающим фенитам и сиенитам, свидетельствует о частичном выносе этого элемента из карбонатитов. Содержание Zr и других элементов-примесей в породах комплекса не коррелируется. Основная масса Zr сосредоточена в цирконе. Значительная часть его рассеяна в породообразующих минералах, главным образом в амфиболах и клинопироксенах (табл.11). При этом амфиболы имеют большую изоморфную емкость в отношении Zr, чем клинопироксены и слюды флогопит-биотитового ряда. В последних, несмотря на нередко наблюдаемые микровключения циркона, содержания Zr низки.

Редкоземельные элементы и иттрий. Так как состав редких земель в породах комплекса специально не исследовался, то главные особенности их распределения рассматриваются на основании химических определений общей суммы TR, спектрального анализа пород на Ce, La, Yb и Y, а также состава редких земель в отдельных минералах (табл.11; Мгученко, Чашка, Сторчак и др., 1975). Эти данные показывают, что в породах черниговского комплекса, как и вообще в породах карбонатитовых ассоциаций и кимберлитах, состав редких земель существенно цериевый, а сумма Ce + La + Nd составляет около 90% общей суммы TR + Y. Даже в таком минерале, как фергюсонит, который чаще всего является минералом-концентратом Y и TR_Y, состав редкоземельных элемен-

тов существенно цериевый (Марченко, Чашка, Хвостова, Быкова, 1975; Капустин, 1976а, 1978), а содержание Y_2O_3 составляет только 0,5–1,1% (табл.11). К тому же Се является преобладающим редкоземельным элементом и его содержание составляет около 50% суммы TR_{Ce} , а $\Sigma Ce \approx \Sigma (La + Nd)$. Поэтому, очевидно, характеристика геохимического поведения Се подобна в общих чертах поведению других редкоземельных элементов. Се и TR концентрируются преимущественно в карбонатах, особенно в бефорситах. В значительных количествах TR содержится в сиенит-твейтозитах. Наиболее высокие концентрации TR зафиксированы в отдельных пробах пироксенит-твейтозитов, бефорситов и оливинит-мельтейгитов, а сравнительно низкие — в канадитах. В щелочных пироксенитах содержание Се в два раза превышает его кларк в наиболее распространенных и богатых этим элементом породах земной коры — гранитоидах (Виноградов, 1962) и сопоставимо с содержанием Се в кимберлитах (Бурков, Подпорина, 1966).

Редкие земли образуют собственные акцессорные минералы или изоморфно входят в кальциевые породообразующие минералы (табл.11; Приложение, табл.18, 24, 36, 47-50). Собственные минералы редких земель представлены монацитом, фергюсонитом, ортитом, анкилитом, карбоцернаитом (?), эшинитом и др. Монацит и фергюсонит являются наиболее типичными акцессорными редкоземельными минералами карбонатов и сегрегационных включений родственных карбонатам ультрабазитов, изредка монацит встречается в щелочных сиенитах. Ортит является обычным акцессорным или даже породообразующим минералом сиенит-твейтозитов миаскитового ряда ($K(агп.) < 1$), иногда наблюдается в севидах. Из породообразующих минералов-концентраторов редких земель главными являются апатит, кальцит, доломит и сфен. В них "рассеяны" TR пироксенитов, канадитов и сфенсодержащих сиенит-твейтозитов. В обогащенных TR карбонатах, ийолит-мельтейгитах и оливинит-мельтейгитах основная масса TR сосредоточена в монаците.

Содержание редких земель и иттрия в породах комплекса в общем не коррелируется с содержанием каких-либо редких или петрогенных элементов, в том числе и с фосфором. Только в карбонатах наблюдается положительная корреляция между TR и Sr.

Совместная кристаллизация обогащенных редкими землями апатитов, породообразующих карбонатов и акцессорного монацита в бефорситах, развитие реакционного ортита на границе зерен биотита и кальцита в севидах, а также высокотемпературный парагенезис фергюсонита (включения в оливине) в бефорситах свидетельствуют о сингенетичности (а не наложенном характере) редкоземельной минерализации процессу формирования карбонатов.

Стронций наряду с Nb и TR_{Ce} — характерный элемент пород черняговского карбонатитового комплекса. Наиболее высокие содержания

его фиксируются в доломит-кальцитовых бефорситах. Однако, несмотря на это, собственные минералы Sr обычно отсутствуют: пока установлены только акцессорные анкилит и карбоцеранит (?) и предполагается строцианит. Основная масса элемента рассеивается в породообразующих карбонатах и в апатите. В целом содержание Sr в породах комплекса коррелируется с количеством кальцита, хотя максимальные количества установлены не в кальцитовых карбонатах (сёвитах или альвикитах), а в доломит-кальцитовых разновидностях бефорситов. Причем в последних высокие содержания стронция иногда наблюдаются не только в кальцитах, но и в доломитах. Как упоминалось выше, отмечается положительная корреляция содержаний Sr и TR. С другими элементами-примесями Sr не коррелируется.

Б а р и й. Содержание Ba по сравнению с содержанием Sr — низкое. Несколько повышенные количества Ba (до 0,4%) установлены в породах сиенит-твейтозит-нордмаркитовой серии. Основная масса Ba изоморфно входит в состав породообразующих минералов — в микроклин (до 0,84% BaO), флогопит (до 0,70% BaO) и карбонат (до 0,10% BaO). В твейтозит-пироксенитах обнаружен барит, не встречающийся в других породах комплекса. Стронций-бариевое отношение колеблется в широких пределах — от 0,5 до 150.

Ж е л е з о. Генетически связанные с карбонатами апатит-магнетитовые породы (фоскориты), образования типа редберг и некоторые разновидности рудных ультрабазитов нередко являются фосфатно-железорудным сырьем (Ковдор, Фен, Ессей и др.). В бефорситах Черниговского массива отмечены повышенные (до 20%) содержания крупнозернистого легкообогащаемого магнетита. В этих же карбонатах иногда встречаются и сегрегации (до 0,5 м по керну) существенно магнетитовых (до 80% магнетита) и апатит-магнетитовых пород — фоскоритов (Приложение, табл.31). Источником магнетита могут служить и рудные пироксениты (около 20% магнетита и ильменита). Важно подчеркнуть, что в связи с рассмотренными выше особенностями кристаллизации магнетитов и ильменитов в пироксенитах, а также низкой титанистостью этих магнетитов технологически достаточно просто получить отдельный концентрат магнетита и ильменитосодержащего ильменита.

Х р о м, н и к е л ь и к о б а л ь т, как известно, характерные элементы ультрабазитов. Повышенные содержания Cr, Ni и Co устанавливаются в щелочных пироксенитах и родственных карбонатам ультрабазитах — оливинит-глиммеритах, слюдяных перидотитах, клинопироксен-роговообманко-биотитовых породах и т.п. (Приложение, табл.41, 43, 45). Средние содержания этих элементов (Cr \approx 0,02%; Ni \approx 0,01% и Co \approx 0,003%) в названных породах ниже, чем в дунитах, пироксенитах и перидотитах нормального щелочно-известкового ряда и сопоставимы с кларками для основных пород (Виноградов, 1962). Максимальные содержа-

ния Cr (0,05%), Ni (0,03%) и Co (0,007%) отмечены в щелочных пироксенитах. В других породах комплекса эти элементы содержатся, за редким исключением, в пределах 0,001—0,0001%. Несколько более высокие содержания их наблюдаются иногда в оливиновых мельтейгитах и меланократовых разновидностях карбонатитов. Как было отмечено выше, пироксенит-твейтозиты, ассоциирующие с сиенитами и нордмаркитами, резко отличаются от щелочных пироксенитов низкими содержаниями Cr, Ni и Co, что подчеркивает разную генетическую природу этих конвергентных ультраосновных пород. В породах карбонатитового комплекса Cr, Ni и Co собственных минералов, очевидно, не образует. Они изоморфно входят в магнетит (Приложение, табл. 8, 22, 29, 35) силикаты и, возможно, в сульфиды.

Ванадий и титан распределены дифференцированно. Выдержанные и высокие содержания титана наблюдаются только в щелочных пироксенитах, хотя локальная обогащенность отмечается в слюдяных перидотитах, сиенит-твейтозитах, меланократовых альвикитах и севидах. Остальные породы комплекса характеризуются сравнительно низким содержанием Ti. Так, мельтейгиты содержат меньше Ti, чем большинство известных в настоящее время представителей пород ийолит-якупирангитового ряда. Максимальные содержания Ti и V установлены в щелочных пироксенитах — 5,3% и 0,06% соответственно, что в несколько раз превышает их кларки в наиболее богатых этими элементами основных породах (Виноградов, 1962). Отношение V : Ti колеблется от 1 : 41 до 1 : 173, т.е. близко к таковому (1 : 45) в основных породах (Виноградов, 1962).

Титан концентрируется главным образом в ильмените, сфене, титаномагнетите и, в меньшей мере, рассеян в силикатах — флогопит-биотите (до 4,25% TiO₂) и амфиболе (до 2,00% TiO₂). Ванадий не образует собственных минералов, а входит изоморфно в окислы железа и силикаты. Основными концентраторами V являются магнетит (до 0,2%), ильменит (до 0,02%) и клинопироксен (до 0,02%). Слабо выраженная положительная корреляция содержаний Ti и V в щелочных пироксенитах объясняется сопряженным увеличением содержаний ильменита и магнетита — главных концентраторов V в этих породах.

Молибден не типичен для пород карбонатитовых комплексов, и молибденовые месторождения карбонатитового типа пока не известны. Но в породах рассматриваемого комплекса содержания Mo часто в несколько раз, а иногда и на порядок выше кларка (Виноградов, 1962). Иногда содержание Mo в отдельных штуфах достигает 0,06%, а в единичных случаях — 0,2-0,3%. Молибден практически полностью сконцентрирован в молибдените, который образует вкрапленность или (реже) крупные (до 5 см) обособления. Распределен Mo неравномерно, повышенные содержания его спорадически встречаются почти во всех разновидностях пород комплекса. Однако наиболее характерна молибденовая минерализация для пород сиенит-твейтозит-нордмаркитовой серии.

СООТНОШЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ
ФОРМАЦИЙ
В РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ ПРОВИНЦИИ

Как отмечалось, средний изотопный возраст черниговского комплекса близок к 2 млрд. лет. Эта дата определяет нижний возрастной предел консолидации восточной части Украинского щита, поскольку массивы платформенной щелочно-гранитоидной и щелочно-габброидной формаций (восточно-приазовский щелочной комплекс) сформировались позднее. По данным разных авторов возрастной интервал становления последних укладывается в пределы 1300–1600 млн. лет (Металлогения..., 1974) и 1500–1900 млн. лет (Елисеев, Кушев, Виноградов, 1965). Несмотря на то что изотопный возраст образований карбонатитового комплекса практически совпадает (в пределах точности метода) с таковым пегматитов, содержащих акцессорную редкометальную минерализацию (Елисеевское, Сорокинское и другие поля), более позднее формирование черниговского комплекса сомнений не вызывает. Это можно объяснить тем, что формирование отмеченных пегматитов генетически связано с завершающими этапами становления орогенной гранитоидной формации Западного Приазовья — периодом затухания процессов ультраметаморфизма, а внедрение образований карбонатитового комплекса, представленного мантийными дифференциатами, знаменует принципиально новый, платформенный, этап развития Приазовья. Следует также подчеркнуть, что хотя непосредственных взаимоотношений отмеченных пегматитов и пород Черниговского массива не наблюдалось, косвенные данные свидетельствуют о более позднем внедрении последних. Например, известны (Эймор, Есипчук, Цуканов, 1971) пересечения пегматитов Елисеевского поля дайками ультрабазитов, в экзоконтактах которых наблюдается биотитизация и альбитизация пегматитов. Подобные экзоконтактовые изменения типичны, как отмечалось, и для магматитов Черниговского массива. Эти наблюдения свидетельствуют, вероятно, о более широком (не только в пределах Черниговского массива) распространении в Приазовье образований щелочно-ультраосновной формации и о более позднем, по сравнению с пегматитами, времени их внедрения.

Таким образом, на основании изложенного можно наметить следующие металлогенические эпохи в формировании Приазовской редкометальной провинции:

1) нижнепротерозойскую металлогеническую эпоху завершающих этапов становления орогенной гранитоидной формации, представленную массивами ортитовых гранитов и пегматитовыми полями с акцессорной редкометальной минерализацией;

2) металлогенические эпохи активизации восточной части Украинского щита, связанные с формированием платформенных плутонических

комплексов: а) позднекаменноугольную (черниговский карбонатный комплекс щелочно-ультраосновной формации); б) среднекаменноугольную (ряд массивов щелочно-гранитоидной и щелочно-габброидной формации восточно-приазовского щелочного комплекса); в) палеозойскую (вулканы щелочно-базальтоидной формации зоны сочленения кристаллического массива с Донбассом).

Открытый в 1969 г. докембрийский черниговский карбонатитовый комплекс, приуроченный к одноименной зоне разломов, фиксирует древнейший этап активизации восточной части Украинского щита. Предполагается, что региональное тектоническое положение комплекса определяется связью с формированием наложенных последовательно развивавшихся нижнепротерозойских, линейных структурно-формационных зон — Сорокинской, Гуляйпольской и Черниговской. Кроме наложенного характера и близкого возраста отмеченная связь этих структур проявляется в том, что в области сочленения радиально сходящихся (или расходящихся) разломных зон устанавливаются элементы кольцевой структуры малых интрузий монзонитов (возможно, палеозойского возраста) и, менее определено, гипербазитов и сиенитов (вероятно, протерозойских). С общегеологических позиций сочетание радиальных и кольцевых структур принципиально подобно таковому восточной части Балтийского щита, где к центру области сочленения радиальных протерозойских глубинных разломов приурочен Хибинский плутон (Беляев, Увадьев, Шульга, 1976).

Собственно карбонатитовый комплекс включает многочисленные магматические образования: щелочные ультрабазиты, ийолит-мельтейгиты, нефелиновые сиениты, породы сиенит-твейтозит-нордмаркитовой серии, карбонатиты и др. Экзоконтактный ореол его имеет сложное строение и в целом отражает возрастающую степень преобразованности (фенитизации) вмещающих пород от внешних к внутренним частям ореола. Избирательность процесса фенитизации (в равных условиях гранитоиды преобразуются несравненно интенсивнее, чем амфиболиты) объясняется недосягаемостью щелочных (существенно натриевых) флюидов SiO_2 , растворением в пределах ореолов кремнекислоты вмещающих пород и перераспределением ее в фенитизируемых породах с общей тенденцией выравнивания их состава и приближения его к составу щелочного сиенита. Допускается возможность телескопирования фенитизации в связи с многофазным формированием комплекса. Фениты определяются как докарбонатитовые образования, и в связи с воздействием карбонатитов замещаются наложенными синкарбонатитовыми биотитовыми и амфиболовыми альбитами.

В пределах комплекса наиболее широко распространены породы се-

рии щелочных сиенитов и карбонатиты. Они образуют крутопадающие дайкообразные тела. Щелочные гипербазиты представлены гетерогенной группой конвергентных образований: щелочными пироксенитами, имеющими самостоятельное значение: экзотическими ультрабазитами (включенная в карбонатитах), рассматриваемыми как продукты кристаллизации одной дифференциации карбонатитовых расплавов и голомеланократовыми фациями сегрегационных и жильных (?) твейтозитов — пироксенит-твейтозитами, генетически связанными с сиенитовой серией. Ийолит-мельтейгиты встречаются только в виде ксенолитов в карбонатитах, а дайкообразные тела нефелиновых сиенитов распространены локально. Общим для всех силикатных пород комплекса является неперемное присутствие первично-магматических карбонатов, подчеркивающих родственный петрогенезис этих пород и их комагматичность с карбонатитами.

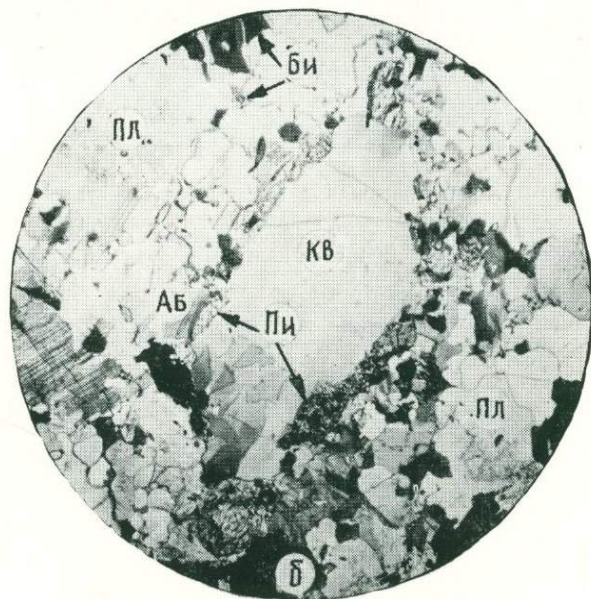
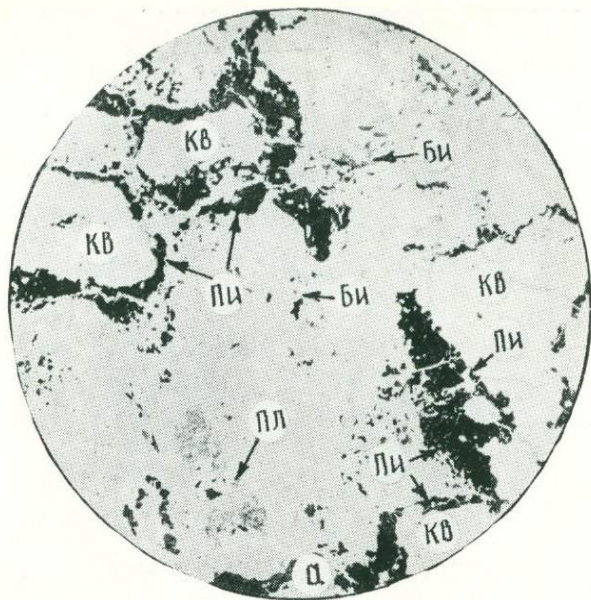
По минеральному составу карбонатиты подразделены на кальцитовые (севиты и альвикиты), кальцит-доломитовые и доломитовые (бефорситы), а также промежуточные между карбонатитами и кимберлитами породы, названные кимберлитовыми карбонатитами, и рассматриваются как мантийные интрузивно-магматические образования. Это доказывается наличием охлажденных контактов, флюидальных структур, включений расплавов в минералах, определенным минеральным составом карбонатитов, присущим тем или иным телам, и его связью с составом сегрегационных ультрабазитов и, напротив, отсутствием связи между составами карбонатитов и вмещающих пород, т.е. признаков метасоматической зональности. Глубинный источник углерода (среднее $\delta^{13}\text{C} = -5,8\%$), кислорода (среднее $\delta^{18}\text{O} = +8,3\%$) и стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7006$) свидетельствуют о подкоровом источнике вещества карбонатитов. Особенности взаимоотношений карбонатитов разного состава свидетельствуют о дискретном характере их внедрения, отражающегося в смене минеральных парагенезисов от фазы к фазе. Изменение минеральных ассоциаций выражаются в сопряженном изменении состава карбонатов и видового состава силикатов: параллельно с повышением магнезиальности карбонатов каждой последующей фазы (от севитов до бефорситов) уменьшается роль кальциевых силикатов (клинопироксенов и амфиболов), которые в бефорситах уже отсутствуют. Петрогенезис карбонатитового комплекса объяснен на основе петрологических и экспериментальных данных. Состав карбонатитов разных фаз и ассоциирующих с ними щелочных силикатных пород рассматривается как результат определенного уровня глубинной карбонатизации щелочно-ультраосновных мантийных расплавов по известной обобщенной схеме: нефелинит + $\text{CO}_2 \rightarrow$ карбонатит + фонолит и (или) трахит. При этом формирование каждого из выделенных типов карбонатитов связывается с очагами магмообразования разной глубинности.

В пределах комплекса устанавливаются метасоматические карбонатные прожилки и вкрапленность карбонатов (импрегнация вокруг карбо-

натитовых тел). Однако карбонатный метасоматоз, которому иногда при дается неоправданно большое значение (Осадчий, Стадник, 1977, и др.), проявился в весьма ограниченном масштабе по сравнению с развитием карбонатов и явился следствием, а не причиной формирования последних.

Хотя черниговский карбонатитовый комплекс в целом подобен другим карбонатитовым комплексам, следует выделить некоторые специфические его черты — структурные, петрологические, минералогические и геохимические. Так, линейная структура рассматриваемого комплекса отличается от структур центрального типа большинства других. Наиболее типичными представителями линейно-вытянутых комплексов являются Сиилинъярви (Puustinen, 1971), Сангу (Cotzee, 1963), Лонни (Гиттинс, 1969) и, возможно, комплекс миаскитов и карбонатитов Вишневых и Ильменских гор на Урале (Левин, Роненсон, Левина, 1978). Следует подчеркнуть, что комплекс Сиилинъярви, как и черниговский, имеет докембрийский (2–2,9 и 2 млрд. лет соответственно) возраст. Среди петрологических особенностей можно отметить необычно высокую железистость оливинов (до Fa_{70}) в ультраосновных щелочных породах и карбонатитах, высокий коэффициент аглаитности (1,0–2,6) щелочных пироксенитов и своеобразный состав нефелиновых сиенитов — канадитов. Интересными минералогическими особенностями черниговского комплекса является наличие не известных ранее кальций-натриевых амфиболов промежуточного состава между эденит-гастингситом и катофоритом, а также аксессуарного (вторая находка в мире) цериевого фергюсонита-броценита (Марченко, Чашка, Хвостова, Быкова, 1975). Анализ состава и оптических свойств амфиболов из пород комплекса позволяет предполагать существование изоморфных рядов гастингсит — катофорит и эденит — катофорит. Важнейшей особенностью рудоносности комплекса является отсутствие резких отличий в характере минерализации ранних и поздних фаз карбонатитов. Обычно с так называемыми кальцитовыми карбонатитами ранних фаз связаны апатитовые и ниобиевые руды, а с поздними (доломитовыми и анкеритовыми карбонатитами) — редкоземельные и барий-стронциевые. Бефорситы рассматриваемого комплекса, петрологически сопоставимые с поздними доломитовыми и анкеритовыми карбонатитами, содержат не менее, чем севиты и альвикиты, апатита и аксессуарных ниобатов и отличаются только видовым составом ниобиевой и циркониевой минерализации.

Вероятно, отмеченные специфические черты черниговского комплекса или, по крайней мере, некоторые из них можно объяснить особенностями его формирования. Причиной этого могут быть глубокий эрозионный срез (10–20 км) и восстановительные условия его кристаллизации, чем и обусловлено преимущественное вхождение железа (в виде Fe^{2+}) в состав силикатов и карбонатов. Следует подчеркнуть, что, несмотря на высокую железистость оливинов, рассматриваемые карбонатиты по общей железистости сопоставимы с "обычными" карбонатитами.



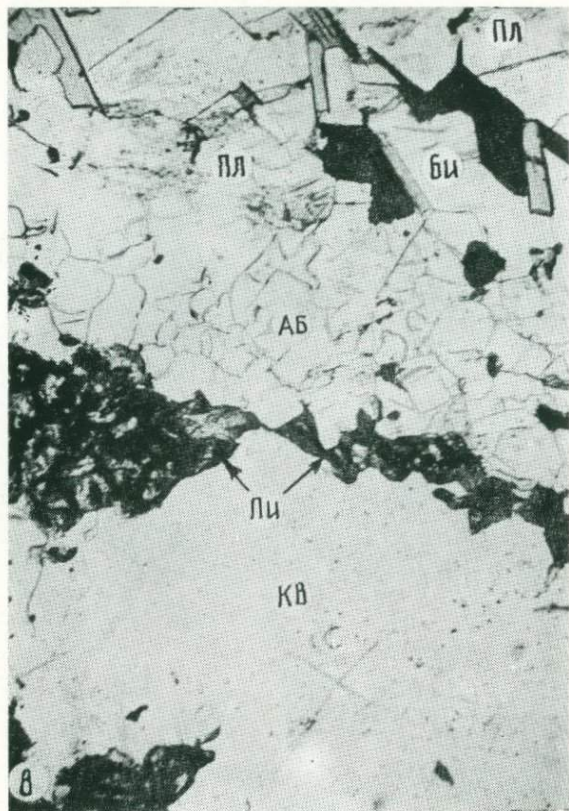


Фото 1. Апогранитоидные фениты третьей стадии:

а — «мозаичное» строение породы: между участками новообразований, сложенных крупными зернами перекристаллизованного кварца (Кв) с келифитовыми каймами клинопироксена (Пи) и мелкозернистым альбитом (Ав) расположены (вверху, в центре и внизу) реликтовые участки преобразованных фенитов второй стадии, состоящие из серицитизированного плагиоклаза (Пл) и биотита (Би) (без анализатора, ув. 6); *б* — фрагмент этого же фенита (с анализатором, ув. 27); *в* — то же (без анализатора, ув. 30)

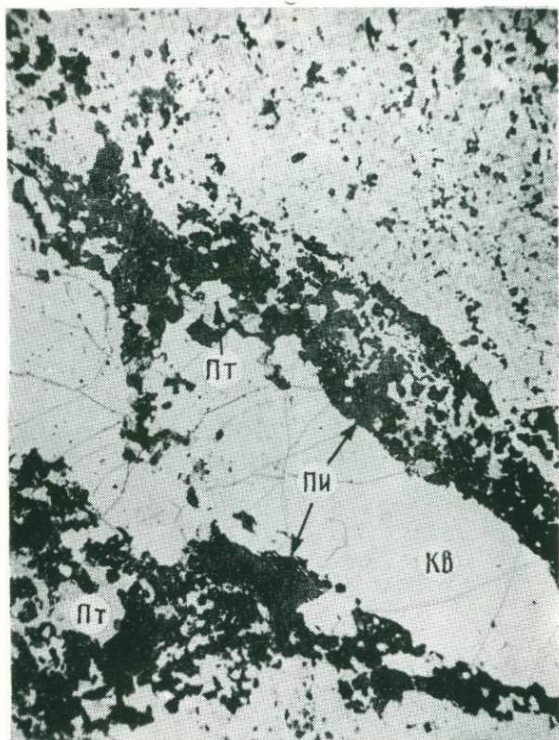


Фото 2. Зональное прожилковидное выделение в мелкозернистом фените третьей стадии, состоящее из кварца (Кв), клинопироксена (Пи) и пертита (Пт) (без анализатора, ув. 2,7)

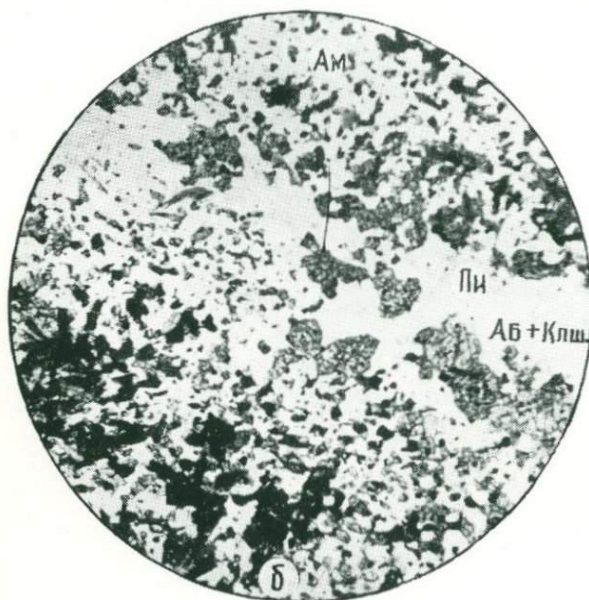
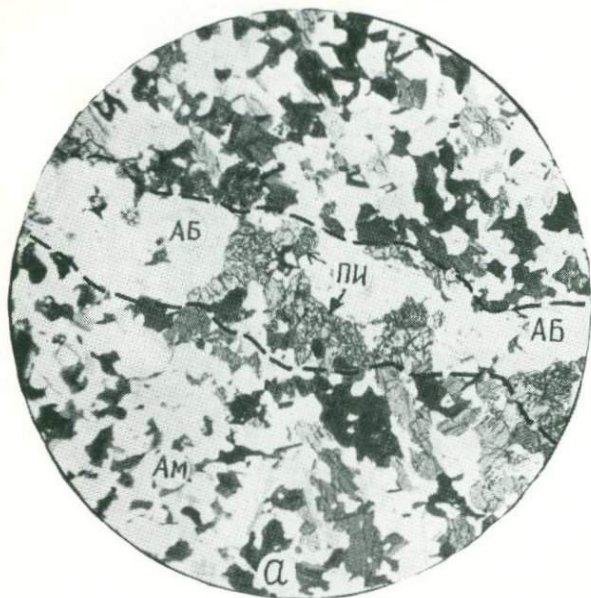


Фото 3. Апоамфиболитовые фениты третьей и четвертой стадий:

а — клинопироксен (Пи)-альбитовый (АБ) прожилок (границы показаны штриховой линией) в биотизированном и альбитизированном амфиболите (Ам) (без анализатора, 8); *б* — расплывчатые прожилковидные клинопироксен (Пи)-альбит (АБ) — калишпатовые (Кпш) выделения и альбитизированном и биотизированном амфиболите (без анализатора, ув. 3)

Фото 4. Пироксенит щелочной (в отраженном свете, ув. 50).
Структура распада твердого раствора ильменита (закономерно ориентированные включения) в клинопироксене. Ильменит (белый) выделяется также между зернами клинопироксена

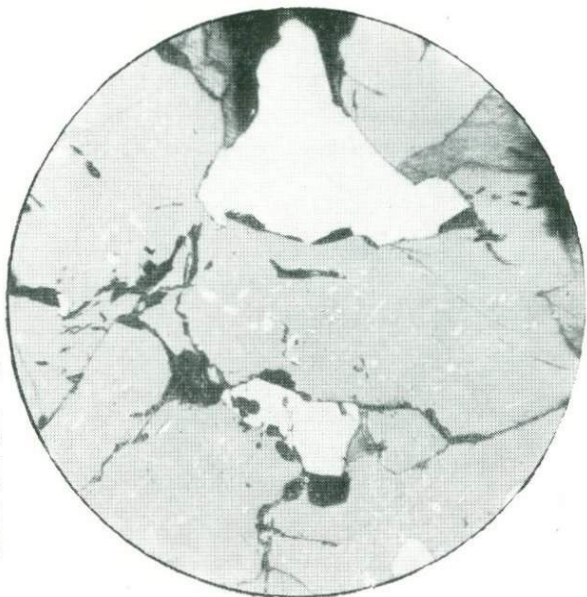
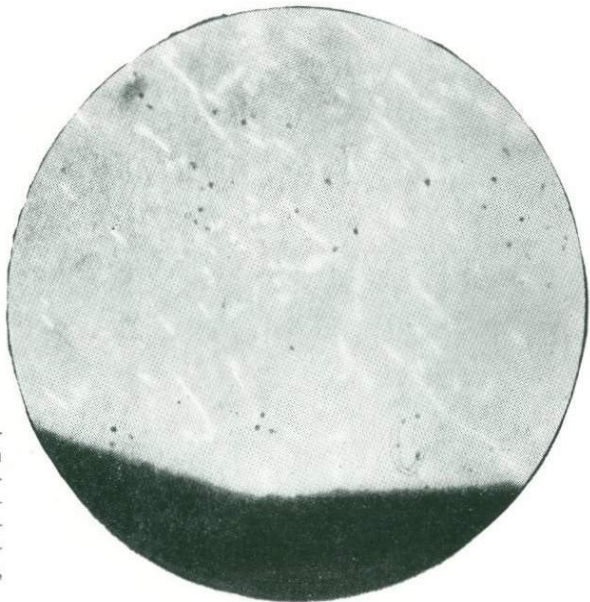


Фото 5. Структура распада твердого раствора гематита (светлые вроски) в ильмените (светлосерый) из щелочных пироксенитов (в отраженном свете в иммерсии, ув. 300)



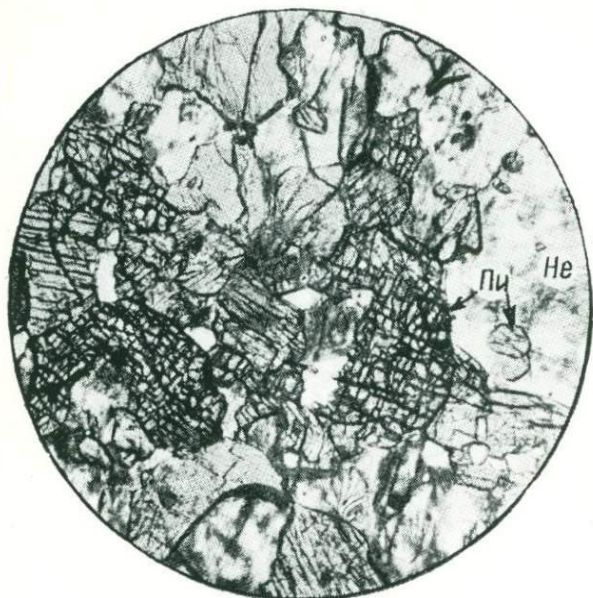


Фото 6. Мельтейгит (без анализатора, ув. 18). Структура гипидноморфнозернистая с элементами пойкилитовой. Клинопироксен (Пи) более идиоморфен по сравнению с нефелином (Не)

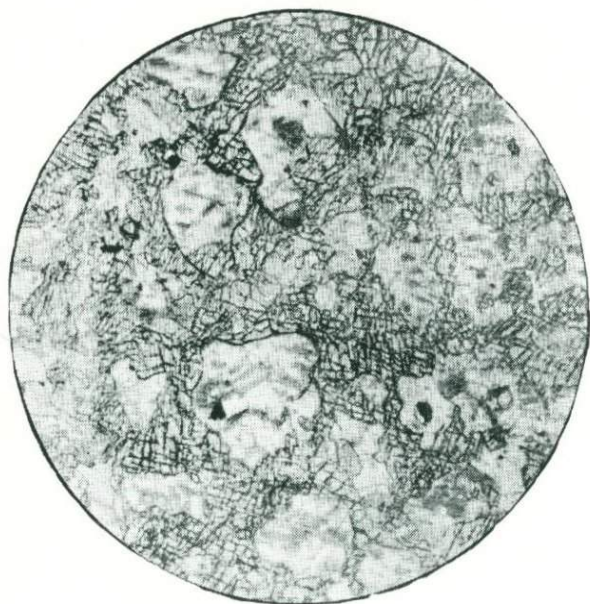
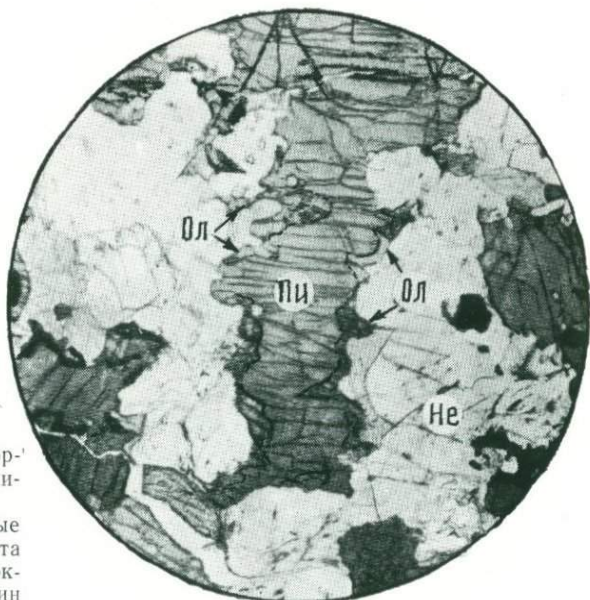


Фото 7. Мельтейгит (без анализатора, ув. 16). Структура аллотриоморфнозернистая

Фото 8. Субграфическая пойкилитовая структура (без анализатора, ув. 5). Пойкилитовые вростки клинопироксена ориентированы субпараллельно *N*о нефелина. Штриховыми линиями показаны границы зерен нефелина



Фото 9. Мельтейгит гортонолитовый (без анализатора, ув. 25). Скелетно-футляровидные кристаллы гортонолита (Ол) вокруг клинопироксена (Пи); Не — нефелин



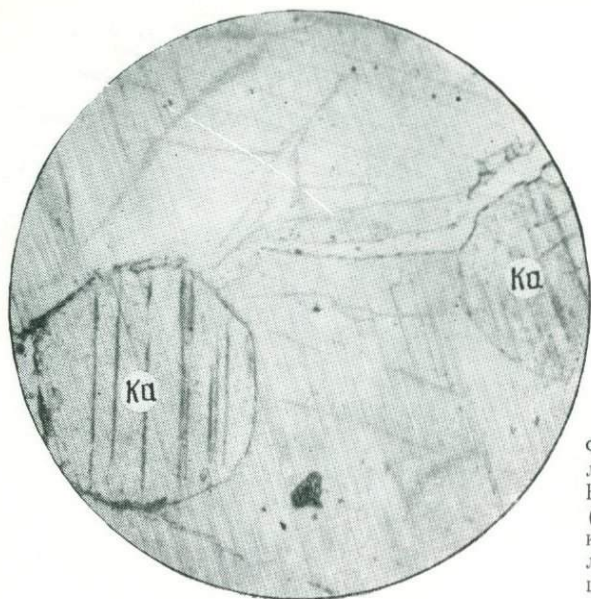


Фото 10. Канадит (с анализатором, ув. 18). Включения кальцита (Ca) в альбите. Плоскость шлифа субпараллельна пинаконду кальцита



Фото 11. Канадит (без анализатора, ув. 20). Включение идиоморфного кальцита (Ca) в нефелине

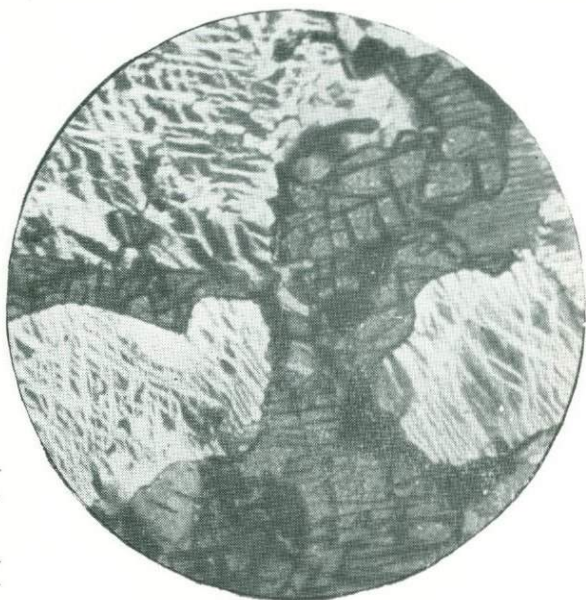


Фото 12. Щелочной сие-нит (с анализатором, ув. 55).

Микроклин-мезопертит несколько более идиоморфен, чем эгирин-салит

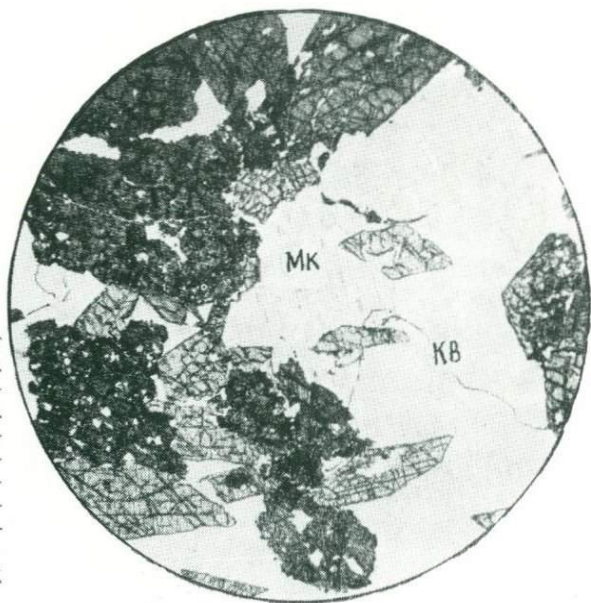


Фото 13. Нордмакит (без анализатора, ув. 4). Обогащенный сфеном меланократовый участок. Структура гипидноморфнозернистая. Последовательность идиоморфизма: сфен (светло-серый) → эгирин-салит (темно-серый) → микроклин-антипертит (МК) → кварц (КВ)

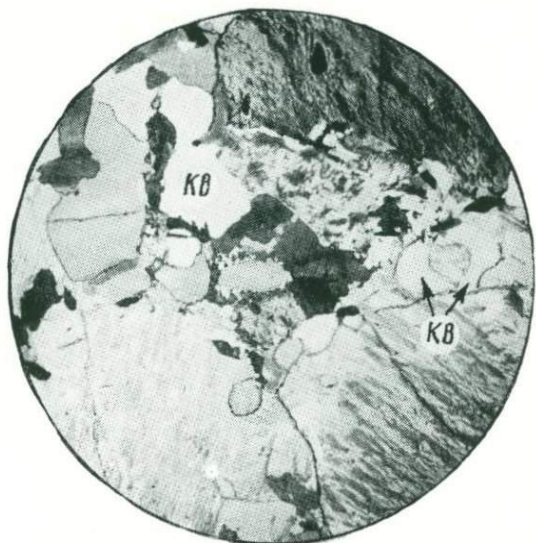


Фото 14. Нардмаркит лейкократовый (с анализатором, ув. 5). Неправильные и мелкие выделения кварца (Кв) расположены между крупными зернами микроклин-антипертита, а также включены в нем

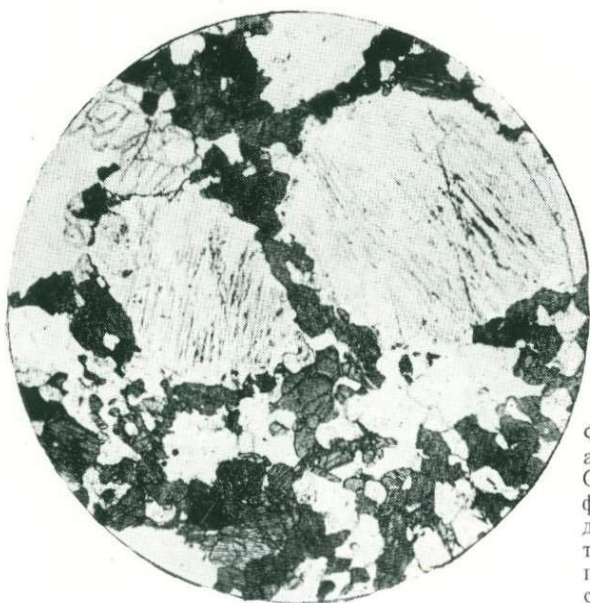


Фото 15. Твейтозит (без анализатора, ув. 8). Отчетливый идиоморфизм порфирондных выделений микроклин-пертита в мелкозернистой полевошпат-клинопироксеновой основной массе

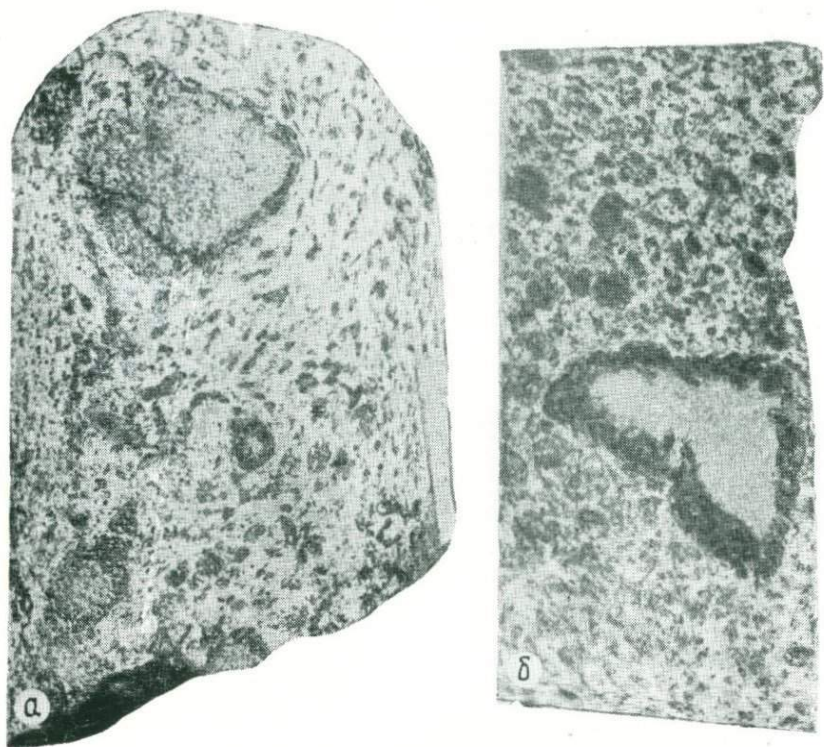


Фото 16. Брекчиевидные клинопироксен-биотит-амфиболовые сёвиты с округлыми и угловатыми ксенолитами фенитов, окаймленными реакционным биотитом (натур. вел.):

a — штуф (видна текстура течения); *б* — шлифовка

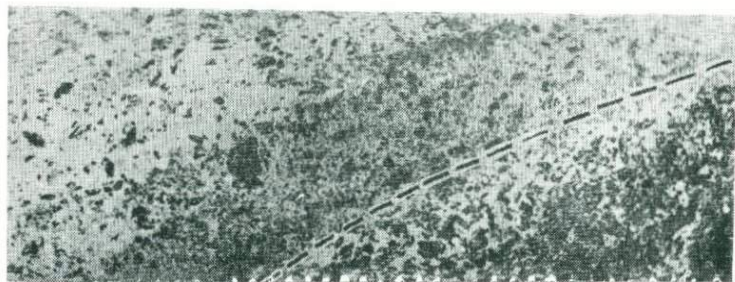


Фото 17. Контакт сёвита (белое) с биотизированным и карбонатизированным пироксенитом (натур. вел.).

Тонкозернистая эндоконтактная полоса сёвита (серое) трактуется как зона закалки. Контакт обозначен штриховой линией

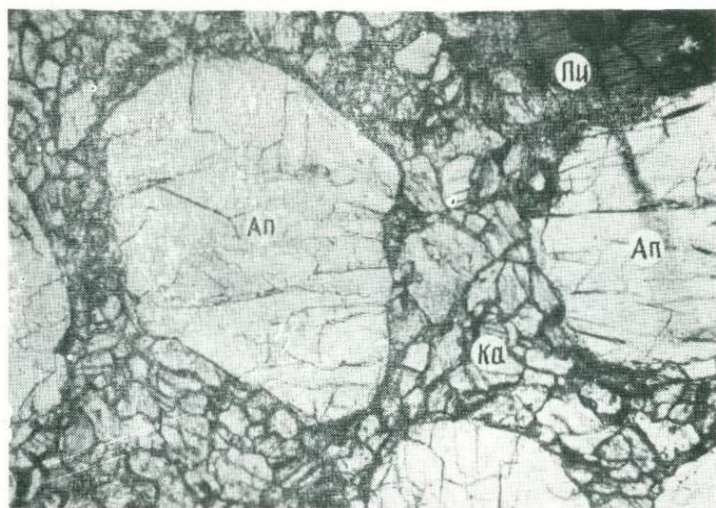


Фото 18. Контакт карбонатита (сёвита) с альбитизированным фенитом (Fe) (без анализатора, ув. 20).

Вдоль контакта развита реакционная каемка биотита. В приконтактной части карбонатита наблюдается уменьшение зернистости (зона закалки). Порфировидный вкрапленник представлен амфиболом

Фото 19. Порфировидная структура карбонатита в приконтактной части дайки, приведенной на фото 17 (с анализатором, ув. 20).

Вкрапленники — апатит (белый) и клинопироксен (черный), основная масса — кальцит



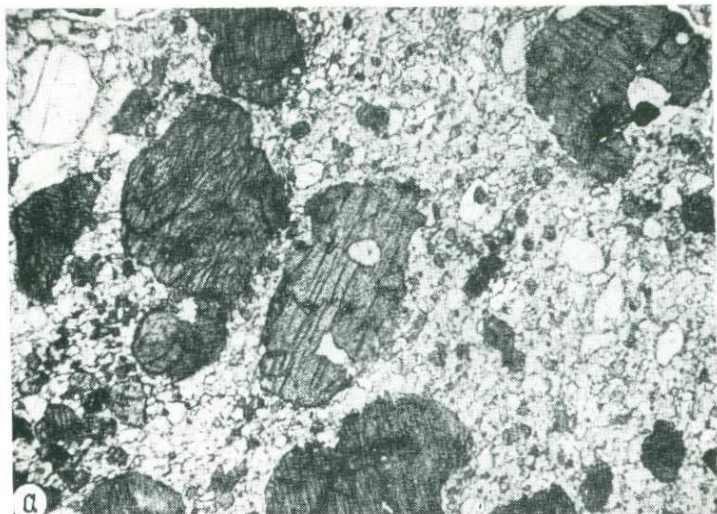


Фото 20. Сѣвит (без анализатора, ув. 20):

a — порфировидная структура приконтактной части дайки; в мелкозернистой апатит-кальцитовой массе включены вкрапления щелочного клинопироксена; *б* — гипидиоморфнозернистая структура центральной части этой же дайки

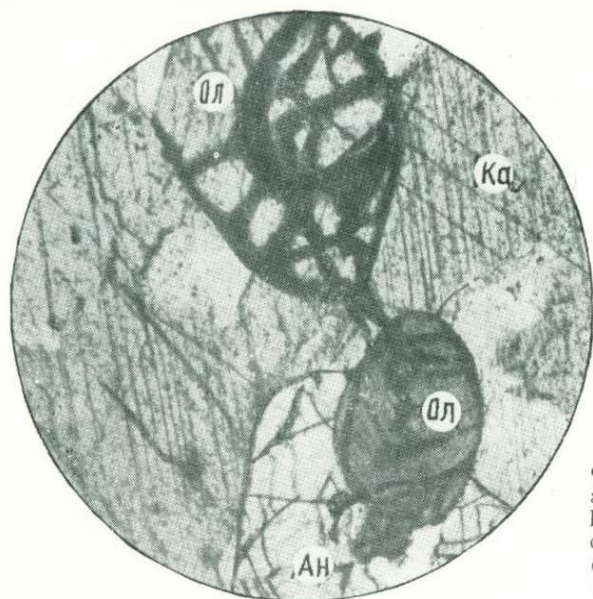


Фото 21. Бефорсит (с анализатором, ув. 40).
Последовательность кристаллизации минералов: оливин → (Ол) → апатит (Ап) → карбонаты (Ка)

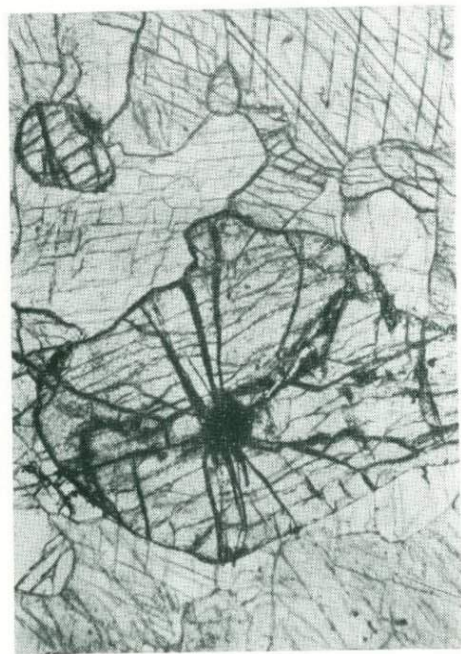


Фото 22. Бефорсит (с анализатором, ув. 40).
Включения пирохлор-гатчетолита (Пр) в оливине

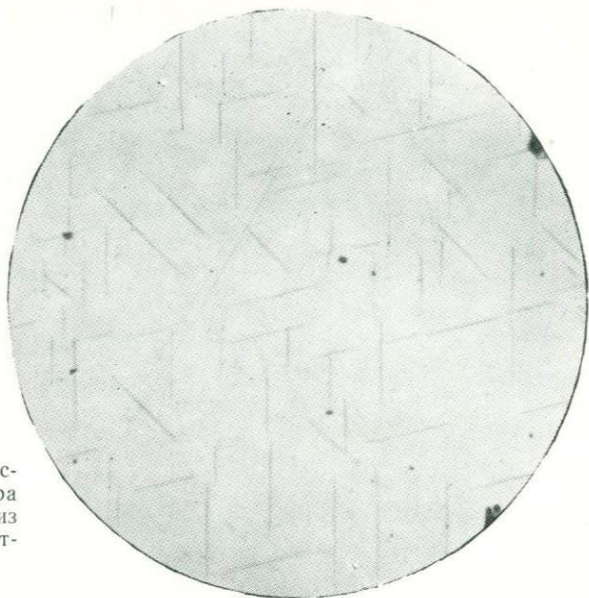


Фото 23. Структура распада твердого раствора шпинели в магнетите из бекфорситов (ув. 300, отраженный свет)

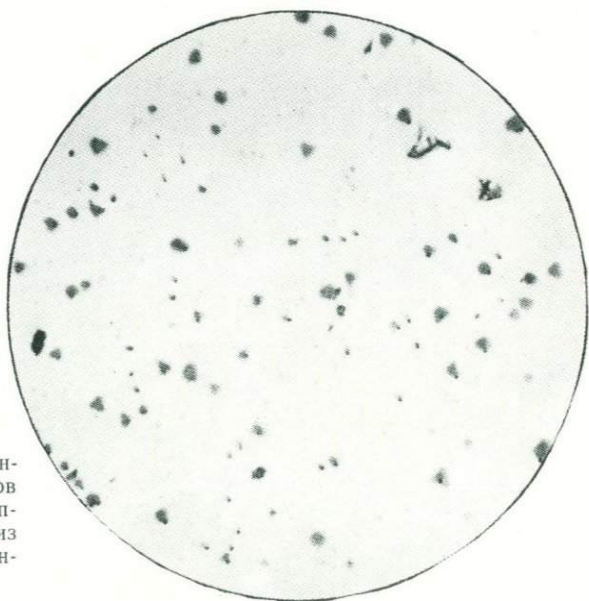


Фото 24. Экссольюционные вроски откаэдров шпинели (темная вкрапленность) в магнетите из бекфорситов (в отраженном свете, ув. 250)

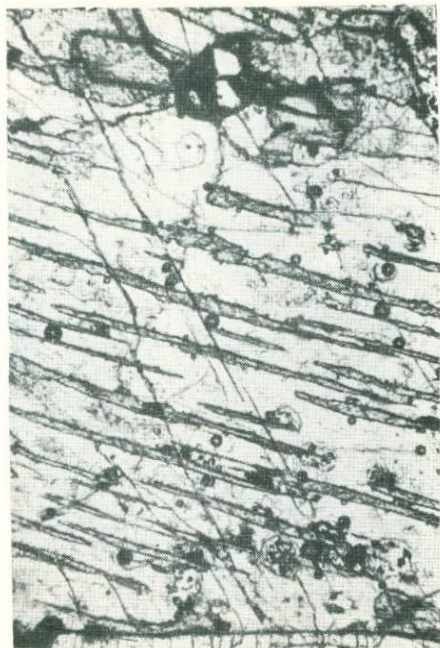


Фото 25. Бефорсит с пертитовидными структурами распада твердого раствора доломита в кальците. Шлиф протравлен в растворе FeCl_3 (без анализатора, ув. 30)

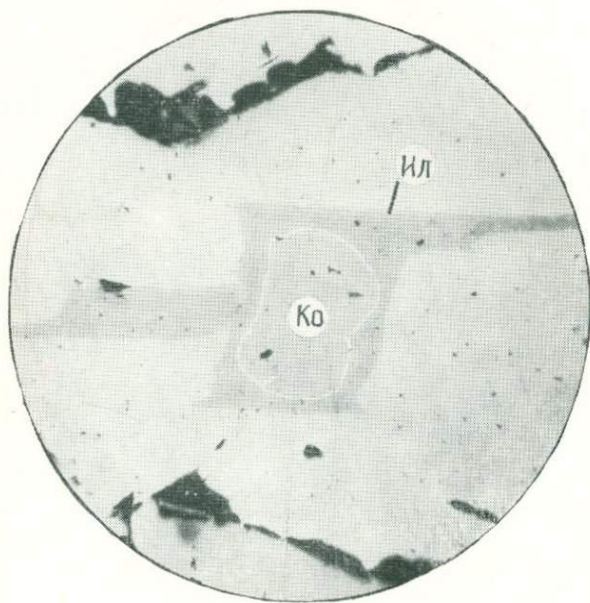


Фото 26. Включение колумбита (Кол) в магнетите, облегаемое эксclusionными выделениями ильменита (Ил) в апатит-магнетитовом фоскокорите (в отраженном свете, ув. 160). Рентгеноспектральные анализы колумбита, магнетита и ильменита в Приложении (табл. 33 и 50)

С открытием черниговского карбонатитового комплекса Приазовская редкометальная металлогеническая провинция, включающая нижнепротерозойские пегматиты и ряд массивов ниже- и среднепротерозойской щелочно-гранитоидной и щелочно-габброидной формаций, пополнилась новым рудопроявлением, связанным со щелочно-ультраосиби́евой формацией.

Айнберг Л.Ф. Роговые обманки из Мариупольского щелочного массива. — Изв. Глав. геол.-развед. упр., 1930, т.49, № 5, с.587—617.

Базарова Т.Ю. Термодинамические условия формирования некоторых нефелинсодержащих пород. — М.: Наука. — 1969. — 111 с.

Барт Т., Рамберг И. Кольцевой комплекс Фен. — В кн.: Карбонатиты. М.: Мир, 1969, с.234—262.

Бейли Д.К. Карбонатитовые вулканы и близповерхностные интрузии Замбии. — В кн.: Карбонатиты. М.: Мир, 1969, с.142—168.

Бейли Д.К. Нефелиниты и ийолиты. — В кн.: Щелочные породы. М.: Мир, 1976, с.61—78.

Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., Николаенко В.И. Современные проблемы рудообразования. — Киев: Наук. думка, 1972. — 230 с.

Беляев К.Д., Увадьев Л.И., Шульга Т.Ф. Закономерности размещения массивов центрального типа Кольского полуострова. — Докл. АН СССР, 1976, т.226, № 1, с.163-165.

Бобривич А.П., Илупин И.Н., Козлов И.Т. и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. — М.: Недра, 1964. — 191 с.

Бородин Л.С. Карбонатиты и нефелиновые сиениты (к общей петрографии массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 8, с.23—42.

Бородин Л.С. Редкие земли в ультрабазитах из комплексных массивов ультраосновных-щелочных пород (к проблеме генезиса карбонатитов и их связи со щелочным магматизмом). — В кн.: Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965, с.396—408.

Бородин Л.С. Парагенезисы минералов Nb, Zr, Ti и фации глубинности карбонатитов. — В кн.: Петрография и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М.: Наука, 1965а, с.221—245.

Бородин Л.С. Естественные ряды и формационные типы щелочных пород — В кн.: Главнейшие провинции и формации щелочных пород. М.: Наука, 1974, с.304—320.

Бородин Л.С., Капустин Ю.Л. Карбонатитовые месторождения редких элементов. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1966, т.3, с.215—257.

Бородин Л.С., Лапин А.В., Пятенко И.К. Петрология и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. — М.: Наука, 1976. — 243 с.

Бородин Л.С., Лапин А.В., Харченко А.Г. Редкометалльные камафориты. Формация апатит-фоскорит-магнетитовых пород в щелочно-ультраосновных и карбонатитовых массивах. — М.: Наука, 1973. — 196 с.

Бурков В.Б., Подпорина Е.К. О редких элементах в кимберлитовых породах. — Докл. АН СССР, 1965, т.163, № 1, с.197-200.

Бурков В.В., Подпорина Е.К. Первые данные о редких землях в кимберлитовых породах. — Докл. АН СССР, 1966, т.171, № 6, с.970-974.

Васильева З.В. Апатиты из кимберлитовых и близких к ним пород Якутии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 3, с.74—82.

Веригин М.И., Миткеев М.В. К классификации ультраосновных пород Левобережья Среднего Приднепровья. — Геол. журн., 1970, т.30, вып.6, с.94—101.

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

Виноградов А.П., Кропотова О.И., Эпштейн Е.М., Гриненко В.А. Изотопный состав углерода кальцитов различных стадий карбонатитового процесса в связи с вопросами генезиса карбонатитов. — Геохимия, 1967, № 5, с.499—509.

Винчелл А.Н. Оптическая минералогия. М.: Изд-во иностр. лит., 1949. — 158 с.

Вихтер Б.Я., Еременко Г.К., Чмырев В.М. Молодой вулканогенный карбонатитовый комплекс в Афганистане. — Сов. геология, 1975, № 10, с.107—116.

Волошина З.Г., Галицкий И.В., Пистрак Р.М. О возрасте и структурном положении щелочно-ультраосновных, щелочно-базальтоидных пород в Днепровско-Донецком авлакогене. — Докл. АН СССР, 1971, т.200, № 1, с.169-172.

Гарсон М.С. Карбонатиты Малави. — В кн.: Карбонатиты. М.: Мир, 1969, с.50—86.

Герасимовский В.И. Геохимия и минералогия нефелино-сиенитовых интрузий. — Геохимия, 1956, № 5, с.480—500.

Герасимовский В.И., Поляков А.И. Геохимия вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки. — В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. Т.3. Геохимия. Сейсмология. М.: Наука, 1974, с.5—192.

Гинзбург А.И., Эпштейн Е.М. Карбонатитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с.152—219.

Гинзбург А.И., Нечаева Е.А., Лавренев Ю.Б., Пожарицкая Л.К. Редкоземельные карбонатиты. — Геология месторождений ред. элементов, 1958, вып.1, с.3—126.

Гиттинс Дж. Краткий обзор по карбонатитовым комплексам. — В кн.: Карбонатиты. М.: Мир, 1969, с.360—475.

Глаголев А.А., Корчагин А.А., Харченко А.Г. Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли. — М.: Наука, 1971. — 228 с.

Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Ультраосновные и щелочные породы докембрийского карбонатитового комплекса Приазовья. — Геол. журн., 1977, т.37, вып.6, с.95—109.

Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Докембрийские карбонатиты Приазовья. — Геол. журн., 1978, т.38, вып.2, с.83—98.

Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Фениты черниговского карбонатитового комплекса (Приазовье). — Геол. журн., 1979, т.39, вып.4, с.77—89.

Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Состав вмещающих пород как фактор интенсивности процесса фенитизации. — В кн.: Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы: III регион. петрогр. совещ. (Днепропетровск, сент. 1979). Тез. докл. Киев: Наук. думка, 1979а, с.163-165.

Гоньшакова В.И., Егоров Л.С. Петрохимические особенности ультраосновных — щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции. — М.: Наука, 1968. — 98 с.

- Горжевская С.А., Сидоренко Г.А., Гинзбург А.И. Титано-тантало-ниобаты. — М.: Недра, 1974. — 343 с.
- Грин Д.Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с.242—261.
- Даусон Д.Б. Олдоиньо-Ленгаи — действующий вулкан с потоками лав натровых карбонатитов. — В кн.: Карбонатиты. М.: Мир, 1969, с.169—181.
- Джонсон Р.Л. Карбонатитовые комплексы Шава и Дорова, Родезия. — В кн.: Карбонатиты. М.: Мир, 1969, с.216—233.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы :В 5-ти т. — М.: Мир, 1965. — Т.2. 400 с.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы :В 5-ти т. — М.: Мир, 1966. — Т.3. 311 с.
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы :В 5-ти т. — М.: Мир, 1966а. — Т.4. 481 с.
- Дэли Р.О. Изверженные породы и глубины Земли. — М.: ОНТИ, 1936. — 592 с.
- Егоров Л.С. Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. — Л.: Недра, 1969. — 247 с.
- Егоров Л.С. Происхождение и формационный состав Маймеча-Котуйского магматического комплекса. — В кн.: Карбонатиты и щелочные породы Севера Сибири. Л., 1970, с.136—156.
- Егоров Л.С. Камафориты или фоскориты и нельсониты? — Геология, руд. месторождений, 1975, т.17, № 4, с.117—121.
- Егоров Л.С., Сурина Н.П. Эруптивные брекчи карбонатизированных щелочных сиенитов. — В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л., 1970, с.108—112.
- Егоров Л.С., Гольбурт Т.Л., Шихорина К.А. Геология и петрография магматических пород Гулинской интрузии. — Тр. НИИ геологии Арктики, 1961, т.112, с.3—120.
- Елисеев Н.А., Кушев В.Г., Виноградов Д.П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. — М.; Л.: Наука, 1965. — 202 с.
- Елисеев Н.А., Никольский А.П., Кушев В.Г. Метасоматиты Криворожского рудного пояса. — М.; Л., 1961. — 202 с. — (Тр. Лаб. геологии докембрия / АН СССР; Вып.13).
- Есипчук К.Е., Овсиенко В.Д., Казанцева А.И., Елисеева Г.Д. Новые данные по изотопной геохронологии докембрия Западного Приазовья. — В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы : Тез. докл. XIX сессии Комис. по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., 1975, с.47-49.
- Еськова Е.М., Жабин А.Г., Мухитдинов Г.Н. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. — М.: Наука, 1964. — 319 с.
- Жабин А.Г. Карбонатитовые кимберлиты Арбарастала (Якутия, СССР). — Докл. АН СССР, 1967, т.117, № 3, с.684-687.
- Жабин А.Г. Сингенез и метаморфизм карбонатитов. — М.: Наука, 1971. — 168 с.
- Жабин А.Г., Сурина Н.П. Петрология даек, силлов и трюбок взрыва. — М.: Наука, 1970. — 203 с.
- Жуков Г.В. О карбонатном метасоматозе в породах Орехово-Павлоградской полосы магнитных аномалий. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1961, № 3, с.368-370.
- Жуков Г.В., Ворхотов В.А., Сахацкий И.И. Об открытии фосфатной минерализации в Западном Приазовье. — Геол. журн., 1973, т.33, вып.5, с.144-146.

Жук-Почекутов К.А., Гладких В.С., Леонтьев Л.Н. Ассоциация щелочных базальтоидов-базальтов Маймеча-Котуйской вулканоплутонической формации (геолого-петрографический очерк). — В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М.: Наука, с.5—90.

Заварицкий А.Н. Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей. — М.: Глав. упр. по заповедникам, 1939. — 96 с.

Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. — М.: Госгеолтехиздат, 1961. — 383 с.

Икорский С.В. О закономерностях распределения и времени накопления углеводородных газов в породах Хибинского щелочного массива. — Геохимия, 1977, № 11, с.1625-1634.

Ильвицкий М.М., Колбанцев Р.В. Парагенетические типы и статистический анализ химизма оливинов. — Докл. АН СССР, 1968, т.179, № 6, с.1428-1431.

Иодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. — М.: Мир, 1965. — 247 с.

Каминский Ф.В., Пополитов Э.И., Францесон Е.В., Цыханский В.Д. Цирконий, гафний, ниобий и тантал в кимберлитовых породах. — Геохимия, 1977, № 10, с.1552-1560.

Капустин Ю.Л. Минералогия карбонатитов. — М.: Наука, 1971. — 286 с.

Капустин Ю.Л. О развитии нефелинсодержащих пород на контактах карбонатитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 2, с.49—57.

Капустин Ю.Л. О новой находке цериевого фергусонита в карбонатитах. — Тр. Минерал. музея АН СССР, 1976а, вып.25, с.166—172.

Капустин Ю.Л. О происхождении карбонатитов. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1976, вып.3, с.329—343.

Капустин Ю.Л. О фергусонитовом типе акцессорной редкометалльной минерализации в карбонатитах. — Докл. АН СССР, 1978, т.242, № 6, с.1396-1399.

Капустин Ю.Л., Быкова А.В., Погребной В.Т., Тимошенко И.Л. Находка чевкинита в карбонатитовом комплексе. — Минерал. сб. Львов. ун-та, 1978, № 32, вып.1, с.87-90.

Капустин Ю.Л., Лапицкий Э.М., Погребной В.Т. и др. Карбонатитовая зона Украинского щита. — Сов. геология, 1977, № 9, с.80—92.

Кирикилица С.И., Марченко Е.Я., Коньков Г.Г. Выделение Украинской апатитоносной провинции щелочных пород и карбонатитов. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1977, № 1, с.14—17.

Кириллов А.С., Рылов В.С. Об источниках магния в карбонатитах. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1963, вып.2, с.229-231.

Коваленко В.И., Самоилов В.С., Владыкин Н.В. и др. Геохимическая характеристика пород приповерхностного карбонатитового комплекса из пустыни Гоби (МНР). — Геохимия, 1977, № 9, с.1312—1325.

Ковальский В.В., Никишов К.Н., Егоров О.С. Кимберлитовые и карбонатитовые образования восточного и юго-восточного склонов Анабарской антиклизы. — М.: Наука, 1969. — 286 с.

Когарко Л.Н. Проблема генезиса апатитовых магм. — М.: Наука, 1977. — 294 с.

Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Летучие компоненты в магматических процессах. — Геохимия, 1978, № 9, с.1293—1321.

Колбанцев Р.В., Ильвицкий М.М. Особенности состава оливинов различных магматических формаций по данным статистического анализа. — Тр. Всесоюз. н.-и. геол. ин-та, 1971, т.158, с.219—231.

Комков А.И. О рентгеновской диагностике минералов группы фергусонита. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1959, ч.88, вып.6, с.655—662.

Конев А.А., Бекман И.К. О природе газов, выделяющихся при прокаливании горных пород (на примере нефелиновых сиенитов Прибайкалья). — Геохимия, 1978, № 3, с.390-397.

Кононова В.А. Якупирангит — урититовая серия щелочных пород. — М.: Наука, 1976. — 211 с.

Кононов Ю.В., Кононова М.М. Карбонатные метасоматиты Тальновской тектонической зоны. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1977, № 4, с.304-305.

Корзун В.П., Махнач А.С. Верхнеднепровская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины. — Минск: Наука и техника, 1977. — 161 с.

Костюк В.П. Минералогия и проблемы генезиса щелочных изверженных пород Сибири. — Новосибирск, 1974. — 246 с.

Костюк В.П., Базарова Т.Ю. Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. — М.: Наука, 1966. — 160 с.

Кривдик С.Г. Оливины черниговского карбонатитового комплекса (Западное Приазовье). — В кн.: Минералогические критерии поисков редких и цветных металлов в пределах Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1977, с.61—75.

Кривдик С.Г. Условия образования карбонатитов черниговского комплекса (Западное Приазовье) по данным минералогических геотермометров. — В кн.: Минералогические критерии поисков редких и цветных металлов в пределах Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1977, с.75—81.

Кривдик С.Г. Особенности химизма карбонатов из карбонатитов черниговского комплекса (Западное Приазовье) как индикатор условий их кристаллизации. — Геохимия и рудообразование, 1978, вып.7, с.89-97.

Кривдик С.Г. Роль CO_2 , C , O_2 и H_2O в глубинном карбонатитообразовании. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Украины. Киев: Наук. думка, 1978а, с.33—70.

Кривдик С.Г. Полифациальность карбонатитов — результат дискретного плавания мантийного вещества в условиях возрастания парциального давления CO_2 и температуры (на примере черниговского карбонатитового комплекса Западного Приазовья). — В кн.: IУ Всесоюз. семинар по геохимии магмат. пород (Москва, 30 и 31 марта 1978 г.): Тез. докл. М., 1978, с.67-68.

Кривдик С.Г. Роль CO_2 , CO , O_2 , H_2O , F_2 , Cl_2 , H_2 и C_nH_m в глубинном процессе карбонатитообразования. — У симпозиум по геохимии магматических пород (Москва, 29 и 30 марта 1979 г.): Тез. докл. М.: 1979, с.114-115.

Кривдик С.Г. Канадиты из черниговского карбонатитового комплекса (Западное Приазовье). — В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев: Наук. думка, 1979а, с.105—117.

Кривдик С.Г., Глевасский Е.Б. Петрологические особенности и условия кристаллизации карбонатитов докембрийского глубоко эродированного массива. — В кн.: Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы: III регион. петрогр. совещ. (Днепропетровск, сент. 1979 г.): Тез. докл. Киев: Наук. думка, 1979, с.33-34.

Кривдик С.Г., Глевасский Е.Б., Левина Р.Л. Пироксены черниговского комплекса ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (Западное Приазовье). — В кн.: Породообразующие пироксены Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1979, с.106—114, 216—220.

Кривдик С.Г., Ширинбеков Н.К., Шаркин О.П. и др. О соотношении колумбита, магнетита и ильменита в карбонатах Черниговского массива (Приазовье). — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1979, № 2, с.94-97.

Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления / Под ред. Н.П.Семененко. — Киев : Наук. думка, 1975. — 554 с.

Крочук В.М. Кристалломорфологические особенности некоторых минералов карбонатитов Приазовья. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1978, № 9, с.789-792.

Кухаренко А.А., Донцова Е.И. К проблеме генезиса карбонатитов. — Геол. рудн. месторожд. 1962, № 2, с.32-47.

Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. — М. : Недра, 1965. — 768 с.

Лазаренко Е.К., Крочук В.М., Павлишин В.И. Новые данные по кристалломорфологии флогопита и их возможное типоморфное значение. — Докл. АН СССР, 1979, т.246, № 6, с.1459-1462.

Ланда Э.А. Петрографические типы и вертикальная зональность массивов ультраосновных щелочных пород. — Геология и геофизика, 1975, № 10, с.65-72.

Лапичский Э.М., Качанов Е.Н., Миткеев М.В., Никонов А.И. Карбонатиты Северо-Западного Приазовья. — Геол. журн., 1974, т.34, вып.2, с.144-145
Левин В.Я., Роненсон Б.М., Левина И.А. Карбонатиты щелочной провинции Ильменских — Вишневых гор на Урале. — Докл. АН СССР, 1978, т.240, № 4, с.930-933.

Леонтьев Л.Н., Жук-Почекутов К.А., Гладких В.С. К вопросу о так называемой щелочной ультраосновной формации (на примере Маймеча-Котуйской провинции Сибирской платформы). — В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М. : Наука, 1965, с.127-159.

Луговая И.П., Кривдик С.Г., Загнитко В.Н. Отношение O^{18}/O^{16} и S^{32}/S^{34} в карбонатитах Черниговской зоны и проблема их генезиса. — Докл. АН УССР. Сер.Б, 1978, № 1, с.22-25.

Ляшкевич З.М., Марушкин А.И., Мамчур Г.П., Ярынич О.А. Об экзоплзивных карбонатитах в Днепровско-Донецкой впадине. — Геол. и геохимия горючих ископаемых, 1978, № 51, с.68-72.

Мальков Б.А. Карбонатитовые кимберлиты — новый тип алмазоносных пород. — Докл. АН СССР, 1975, т.221, № 5, с.1170-1173.

Мальков Б.А., Боболович Г.Н. Условия формирования кимберлитов по данным исследования включений в кальците и апатите. — Докл. АН СССР, 1977, т.234, № 2, с.436-439.

Марченко Е.Я., Бортошанский З.В., Сизова Р.Т., Чайковский Б.П. Типоморфные особенности колумбита из карбонатитов. — Минерал. сб. / Львов. ун-та, 1977, № 31, вып.1, с.71-74.

Марченко Е.Я., Чашка А.И., Хвостова В.А., Быкова А.В. Редкоземельные тантало-ниобаты группы фергусонита из карбонатитов. — Докл. АН СССР, 1975, т.225, № 5, с.1168-1170.

Марченко Е.Я., Чашка А.И., Сторчак П.Н. и др. Типоморфизм апатита из карбонатитов. — Докл. АН СССР, 1975, т.223, № 6, с.1436-1438.

Маршинцев В.К. О находке бадделейта в кимберлитовых породах Якутии. — В кн.: Геология, петрология и мин. ралогия магматогенных образований северо-восточной части Сибирской платформы. М., Наука, 1970, с.247-253.

Маршинцев В.К. Карбонатитовые образования восточного склона Анабарского сводового поднятия. — Якутск, 1974. — 120 с.

Маршинцев В.К., Мигалкин К.Н., Николаев Н.С., Барашков Ю.П. Неизмененный кимб рлит трубки "Удачная-Восточная". — Докл. АН СССР, 1976, т.231, № 4, с.961-964.

Мельшер Ж.С. Карбонатиты Якупиранги, Сан-Паулу, Бразилия. — В кн.: Карбонатиты. М.: Мир, 1969, с.184-194.

Металлогения Украины и Молдавии / Под ред. Я.Н.Белевцева. — Киев: Наук. думка, 1974. — 507 с.

Орлова Г.П., Рябчиков И.Д. Растворимость углекислоты в алкомосилкатных расплавах повышенной щелочности и вопросы происхождения карбонатитовых магм. — Изв. АН УССР. Сер. геол., 1977, № 12, с.5-17.

Осадчий В.К., Стадник В.А., Лапицкий Э.М. Бадделеит из карбонатитов Украинского щита. — Геол. журн., 1975, т.35, № 4, с.118-123.

Осадчий В.К., Стадник В.А. Вопросы гегезиса пород карбонатитового комплекса Черниговской зоны Западного Приазовья. — В кн.: Минералогические проблемы поисков редких и цветных металлов в пределах Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1977, с.104-112.

Панина Л.И., Костюк В.П. Термодинамические условия формирования гулинских карбонатитов (северо-запад Сибирской платформы). — Докл. АН СССР, 1971, т.199, № 2, с.434-436.

Панина Л.И., Костюк В.П. Некоторые данные о температурных условиях образования минералов в карбонатитовых комплексах Маймеча-Котуйской провинции. — В кн.: Минералогия эндогенных образований. Новосибирск: Наука, 1974, с.75-90.

Панина Л.И., Подгорных Н.И. Включения расплавов в минералах карбонатитов Белозиминского массива. — Докл. АН СССР, 1975, т.223, № 6, с.1447-1450.

Панина Л.И., Шацкий В.С. Включение расплавов в магнетит-апатитовых породах карбонатитовой интрузии Ессей. — Докл. АН СССР, 1973, т.209, № 2, с.455-457.

Пауэлл Дж., Белл К. Изотопный состав стронция в щелочных породах. — В кн.: Щелочные породы. М.: Мир, 1976, с.278-288.

Пауэлл Дж.Л., Харли Р.М., Фербэн Х.В. Изотопный состав стронция и происхождение карбонатитов. — В кн.: Карбонатиты. М.: Мир, 1969, с.314-328.

Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовые соответствия в минеральных системах. — М.: Наука, 1976. — 230 с.

Петерсилье И.А. Геология и геохимия природных газов и дисперсных битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова. — М.; Л.: Наука, 1964. — 171 с.

Плошко В.В., Сидоренко Г.А., Рудницкая Е.С., Клитина В.И. Амфиболы из метабазитов разновозрастных комплексов Большого Кавказа. — В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М.: Наука, 1970, с.80-112.

Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. — М.: Наука, 1972. — 256 с.

Полканов А.А., Елисеев Н.А. Петрология плутона Гремяха-Вырмес.— Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1941. — 244 с.

Пятенко И.К., Салпыкина Л.Г. О находке карбонатитовых лав и пирокластов в осадочно-вулканогенной толще района Контозера на Кольском полуострове. — Докл. АН СССР, 1976, т.229, № 4, с.936-966.

Романчев Б.П., Соколов С.В. Роль ликваши в генезисе и геохимии пород карбонатитовых комплексов. — Геохимия, 1979, № 2, с.229-240.

С открытием черниговского карбонатитового комплекса Приазовская редкометальная металлогеническая провинция, включающая нижнепротерозойские пегматиты и ряд массивов ниже- и среднепротерозойской щелочно-гранитоидной и щелочно-габброидной формаций, пополнилась новым рудопроявлением, связанным со щелочно-ультраосибианской формацией.

Айнберг Л.Ф. Роговые обманки из Мариупольского щелочного массива. — Изв. Глав. геол.-развед. упр., 1930, т.49, № 5, с.587—617.

Базарова Т.Ю. Термодинамические условия формирования некоторых нефелинсодержащих пород. — М.: Наука. — 1969. — 111 с.

Барт Т., Рамберг И. Кольцевой комплекс Фен. — В кн.: Карбонатиты. М.: Мир, 1969, с.234—262.

Бейли Д.К. Карбонатитовые вулканы и близповерхностные интрузии Замбии. — В кн.: Карбонатиты. М.: Мир, 1969, с.142—168.

Бейли Д.К. Нефелиниты и ийолиты. — В кн.: Щелочные породы. М.: Мир, 1976, с.61—78.

Белевцев Я.Н., Коваль В.Б., Николаенко В.И. Современные проблемы рудообразования. — Киев: Наук. думка, 1972. — 230 с.

Беляев К.Д., Увадьев Л.И., Шульга Т.Ф. Закономерности размещения массивов центрального типа Кольского полуострова. — Докл. АН СССР, 1976, т.226, № 1, с.163-165.

Бобривич А.П., Илупин И.Н., Козлов И.Т. и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. — М.: Недра, 1964. — 191 с.

Бородин Л.С. Карбонатиты и нефелиновые сиениты (к общей петрографии массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 8, с.23—42.

Бородин Л.С. Редкие земли в ультрабазитах из комплексных массивов ультраосновных-щелочных пород (к проблеме генезиса карбонатитов и их связи со щелочным магматизмом). — В кн.: Проблемы геохимии. М.: Наука, 1965, с.396—408.

Бородин Л.С. Парагенезисы минералов Nb, Zr, Ti и фации глубинности карбонатитов. — В кн.: Петрография и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М.: Наука, 1965а, с.221—245.

Бородин Л.С. Естественные ряды и формационные типы щелочных пород — В кн.: Главнейшие провинции и формации щелочных пород. М.: Наука, 1974, с.304—320.

Бородин Л.С., Капустин Ю.Л. Карбонатитовые месторождения редких элементов. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1966, т.3, с.215—257.

Бородин Л.С., Лапин А.В., Пятенко И.К. Петрология и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. — М.: Наука, 1976. — 243 с.

Бородин Л.С., Лапин А.В., Харченко А.Г. Редкометалльные камафориты. Формация апатит-фоскорит-магнетитовых пород в щелочно-ультраосновных и карбонатитовых массивах. — М.: Наука, 1973. — 196 с.

Бурков В.Б., Подпорина Е.К. О редких элементах в кимберлитовых породах. — Докл. АН СССР, 1965, т.163, № 1, с.197-200.

- Бурков В.В., Подпорина Е.К. Первые данные о редких землях в кимберлитовых породах. — Докл. АН СССР, 1966, т.171, № 6, с.970-974.
- Васильева З.В. Апатиты из кимберлитовых и близких к ним пород Якутии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 3, с.74-82.
- Веригин М.И., Миткеев М.В. К классификации ультраосновных пород Левобережья Среднего Приднепровья. — Геол. журн., 1970, т.30, вып.6, с.94-101.
- Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с.555-571.
- Виноградов А.П., Кропотова О.И., Эпштейн Е.М., Гриненко В.А. Изотопный состав углерода кальцитов различных стадий карбонатитового процесса в связи с вопросами генезиса карбонатитов. — Геохимия, 1967, № 5, с.499-509.
- Винчелл А.Н. Оптическая минералогия. М.: Изд-во иностр. лит., 1949-1958 с.
- Вихтер Б.Я., Еременко Г.К., Чмырев В.М. Молодой вулканогенный карбонатитовый комплекс в Афганистане. — Сов. геология, 1975, № 10, с.107-116.
- Волошина З.Г., Галицкий И.В., Пистрак Р.М. О возрасте и структурном положении щелочно-ультраосновных, щелочно-базальтоидных пород в Днепровско-Донецком авлакогене. — Докл. АН СССР, 1971, т.200, № 1, с.169-172.
- Гарсон М.С. Карбонатиты Малави. — В кн.: Карбонатиты. М.: Мир, 1969, с.50-86.
- Герасимовский В.И. Геохимия и минералогия нефелино-сиенитовых интрузий. — Геохимия, 1956, № 5, с.480-500.
- Герасимовский В.И., Поляков А.И. Геохимия вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки. — В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. Т.3. Геохимия. Сейсмология. М.: Наука, 1974, с.5-192.
- Гинзбург А.И., Эпштейн Е.М. Карбонатитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с.152-219.
- Гинзбург А.И., Нечаева Е.А., Лавренев Ю.Б., Пожаришская Л.К. Редкоземельные карбонатиты. — Геология месторождений ред. элементов, 1958, вып.1, с.3-126.
- Гиттинс Дж. Краткий обзор по карбонатитовым комплексам. — В кн.: Карбонатиты. М.: Мир, 1969, с.360-475.
- Глаголев А.А., Корчагин А.А., Харченко А.Г. Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастан и Инагли. — М.: Наука, 1971. — 228 с.
- Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Ультраосновные и щелочные породы докембрийского карбонатитового комплекса Приазовья. — Геол. журн., 1977, т.37, вып.6, с.95-109.
- Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Докембрийские карбонатиты Приазовья. — Геол. журн., 1978, т.38, вып.2, с.83-98.
- Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Фениты черниговского карбонатитового комплекса (Приазовье). — Геол. журн., 1979, т.39, вып.4, с.77-89.
- Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Состав вмещающих пород как фактор интенсивности процесса фенитизации. — В кн.: Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы: III регион. петрогр. совещ. (Днепропетровск, сент. 1979). Тез. докл. К.э.в: Наук. думка, 1979а, с.163-165.
- Гоньшакова В.И., Егоров Л.С. Петрохимические особенности ультраосновных — щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции. — М.: Наука, 1968. — 98 с.

Горжевская С.А., Сидоренко Г.А., Гинзбург А.И. Титано-тантало-ниобаты. — М.: Недра, 1974. — 343 с.

Грин Д.Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с.242—261.

Даусон Д.Б. Олдоиньо-Ленгаи — действующий вулкан с потоками лав натровых карбонатитов. — В кн.: Карбонатиты. М.: Мир, 1969, с.169—181.

Джонсон Р.Л. Карбонатитовые комплексы Шава и Дорова, Родезия. — В кн.: Карбонатиты. М.: Мир, 1969, с.216—233.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы :В 5-ти т. — М.: Мир, 1965. — Т.2. 400 с.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы :В 5-ти т. — М.: Мир, 1966. — Т.3. 311 с.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы :В 5-ти т. — М.: Мир, 1966а. — Т.4. 481 с.

Дэли Р.О. Изверженные породы и глубины Земли. — М.: ОНТИ, 1936. — 592 с.

Егоров Л.С. Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. — Л.: Недра, 1969. — 247 с.

Егоров Л.С. Происхождение и формационный состав Маймеча-Котуйского магматического комплекса. — В кн.: Карбонатиты и щелочные породы Севера Сибири. Л., 1970, с.136—156.

Егоров Л.С. Камафориты или фоскориты? — Геология, руд. месторождений, 1975, т.17, № 4, с.117—121.

Егоров Л.С., Сурина Н.П. Эруптивные брекчии карбонатизированных щелочных сиенитов. — В кн.: Карбонатиты и щелочные породы Севера Сибири. Л., 1970, с.108-112.

Егоров Л.С., Гольбурт Т.Л., Шихорина К.А. Геология и петрография магматических пород Гулинской интрузии. — Тр. НИИГеологии Арктики, 1961, т.112, с.3—120.

Елисеев Н.А., Кушев В.Г., Виноградов Д.П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. — М.; Л.: Наука, 1965. — 202 с.

Елисеев Н.А., Никольский А.П., Кушев В.Г. Метасоматиты Криворожского рудного пояса. — М.; Л., 1961. — 202 с. — (Тр. Лаб. геологии докембрия / АН СССР; Вып.13).

Есипчук К.Е., Овсиенко В.Д., Казанцева А.И., Елисеева Г.Д. Новые данные по изотопной геохронологии докембрия Западного Приазовья. — В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы : Тез. докл. XIX сессии Комис. по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., 1975, с.47-49.

Еськова Е.М., Жабин А.Г., Мухитдинов Г.Н. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. — М.: Наука, 1964. — 319 с.

Жабин А.Г. Карбонатитовые кимберлиты Арбарастала (Якутия, СССР). — Докл. АН СССР, 1967, т.117, № 3, с.684-687.

Жабин А.Г. Сингенез и метаморфизм карбонатитов. — М.: Наука, 1971. — 168 с.

Жабин А.Г., Сурина Н.П. Петрология даек, силлов и трубок взрыва. — М.: Наука, 1970. — 203 с.

Жуков Г.В. О карбонатном метасоматозе в породах Орехово-Павлоградской полосы магнитных аномалий. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1961, № 3, с.368-370.

Жуков Г.В., Ворхотов В.А., Сахацкий И.И. Об открытии фосфатной минерализации в Западном Приазовье. — Геол. журн., 1973, т.33, вып.5, с.144-146.

Жук-Почекутов К.А., Гладких В.С., Леонтьев Л.Н. Ассоциация щелочных базальтоидов-базальтов Маймеча-Котуйской вулканоплутонической формации (геолого-петрографический очерк). — В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М.: Наука, с.5—90.

Заварицкий А.Н. Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей. — М.: Глав. упр. по заповедникам, 1939. — 96 с.

Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. — М.: Госгеолтехиздат, 1961. — 383 с.

Икорский С.В. О закономерностях распределения и времени накопления углеводородных газов в породах Хибинского щелочного массива. — Геохимия, 1977, № 11, с.1625-1634.

Ильвицкий М.М., Колбанцев Р.В. Парагенетические типы и статистический анализ химизма оливинов. — Докл. АН СССР, 1968, т.179, № 6, с.1428-1431.

Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. — М.: Мир, 1965. — 247 с.

Каминский Ф.В., Пополитов Э.И., Францесон Е.В., Цыханский В.Д. Цирконий, гафний, ниобий и тантал в кимберлитовых породах. — Геохимия, 1977, № 10, с.1552-1560.

Капустин Ю.Л. Минералогия карбонатитов. — М.: Наука, 1971. — 286 с.

Капустин Ю.Л. О развитии нефелиносодержащих пород на контактах карбонатитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 2, с.49—57.

Капустин Ю.Л. О новой находке цериевого фергисонита в карбонатитах. — Тр. Минерал. музея АН СССР, 1976а, вып. 25, с.166—172.

Капустин Ю.Л. О происхождении карбонатитов. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1976, вып. 3, с.329—343.

Капустин Ю.Л. О фергисонитовом типе акцессорной редкометалльной минерализации в карбонатитах. — Докл. АН СССР, 1978, т.242, № 6, с.1396-1399.

Капустин Ю.Л., Быкова А.В., Погребной В.Т., Тимошенко И.Л. Находка чевкинита в карбонатитовом комплексе. — Минерал. сб. Львов. ун-та, 1978, № 32, вып. 1, с.87-90.

Капустин Ю.Л., Лапицкий Э.М., Погребной В.Т. и др. Карбонатитовая зона Украинского щита. — Сов. геология, 1977, № 9, с.80—92.

Кирикилица С.И., Марченко Е.Я., Коньков Г.Г. Выделение Украинской апатитосной провинции щелочных пород и карбонатитов. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1977, № 1, с.14—17.

Кириллов А.С., Рылов В.С. Об источниках магния в карбонатитах. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1963, вып. 2, с.229-231.

Коваленко В.И., Самойлов В.С., Владыкин Н.В. и др. Геохимическая характеристика пород приповерхностного карбонатитового комплекса из пустыни Гоби (МНР). — Геохимия, 1977, № 9, с.1312—1325.

Ковальский В.В., Никишов К.Н., Егоров О.С. Кимберлитовые и карбонатитовые образования восточного и юго-восточного склонов Анабарской антиклизы. — М.: Наука, 1969. — 286 с.

Когарко Л.Н. Проблема генезиса апатитовых магм. — М.: Наука, 1977. — 294 с.

Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Летучие компоненты в магматических процессах. — Геохимия, 1978, № 9, с.1293—1321.

Колбанцев Р.В., Ильвицкий М.М. Особенности состава оливинов различных магматических формаций по данным статистического анализа. — Тр. Всесоюз. н.-и. геол. ин-та, 1971, т.158, с.219—231.

Комков А.И. О рентгеновской диагностике минералов группы фергюсонита. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1959, ч.88, вып.6, с.655–662.

Конев А.А., Бекман И.К. О природе газов, выделяющихся при прокаливании горных пород (на примере нефелиновых сиенитов Прибайкалья). — Геохимия, 1978, № 3, с.390-397.

Кононова В.А. Якуширангит — урититовая серия щелочных пород. — М.: Наука, 1976. — 211 с.

Кононов Ю.В., Кононова М.М. Карбонатные метасоматиты Тальновской тектонической зоны. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1977, № 4, с.304-305.

Корзун В.П., Махляч А.С. Верхнеднепровская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины. — Минск: Наука и техника, 1977. — 161 с.

Костюк В.П. Минералогия и проблемы генезиса щелочных изверженных пород Сибири. — Новосибирск, 1974. — 246 с.

Костюк В.П., Базарова Т.Ю. Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. — М.: Наука, 1966. — 160 с.

Кривдик С.Г. Оливины черниговского карбонатитового комплекса (Западное Приазовье). — В кн.: Минералогические критерии поисков редких и цветных металлов в пределах Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1977, с.61–75.

Кривдик С.Г. Условия образования карбонатитов черниговского комплекса (Западное Приазовье) по данным минералогических геотермометров. — В кн.: Минералогические критерии поисков редких и цветных металлов в пределах Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1977а, с.75–81.

Кривдик С.Г. Особенности химизма карбонатов из карбонатитов черниговского комплекса (Западное Приазовье) как индикатор условий их кристаллизации. — Геохимия и рудообразование, 1978, вып.7, с.89-97.

Кривдик С.Г. Роль CO_2 , C , O_2 и H_2O в глубинном карбонатитообразовании. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Украины. Киев: Наук. думка, 1978а, с.53–70.

Кривдик С.Г. Полифациальность карбонатитов — результат дискретного плавления мантийного вещества в условиях возрастания парциального давления CO_2 и температуры (на примере черниговского карбонатитового комплекса Западного Приазовья). — В кн.: 1У Всесоюз. семинар по геохимии магмат. пород (Москва, 30 и 31 марта 1978 г.): Тез. докл. М., 1978, с.67-68.

Кривдик С.Г. Роль CO_2 , CO , O_2 , H_2O , F_2 , Cl_2 , H_2 и C_nH_m в глубинном процессе карбонатитообразования. — У симпозиум по геохимии магматических пород (Москва, 29 и 30 марта 1979 г.): Тез. докл. М.: 1979, с.114-115.

Кривдик С.Г. Канадиты из черниговского карбонатитового комплекса (Западное Приазовье). — В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев: Наук. думка, 1979а, с.105–117.

Кривдик С.Г., Глевасский Е.Б. Петрологические особенности и условия кристаллизации карбонатитов докембрийского глубоко эродированного массива. — В кн.: Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы: III регион. петрогр. совещ. (Днепропетровск, сент. 1979 г.): Тез. докл. Киев: Наук. думка, 1979, с.33-34.

Кривдик С.Г., Глевасский Е.Б., Левина Р.Л. Пироксены черниговского комплекса ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (Западное Приазовье). — В кн.: Породообразующие пироксены Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1979, с.106–114, 216–220.

Кривдик С.Г., Ширинбеков Н.К., Шаркин О.П. и др. О соотношении колумбита, магнетита и ильменита в карбонатитах Черниговского массива (Приазовье). — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1979, № 2, с.94-97.

Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления / Под ред. Н.П.Семененко. — Киев : Наук. думка, 1975. — 554 с.

Крочук В.М. Кристалломорфологические особенности некоторых минералов карбонатитов Приазовья. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1978, № 9, с.789-792.

Кухаренко А.А., Донцова Е.И. К проблеме генезиса карбонатитов. — Геол. рудн. месторожд. 1962, № 2, с.32-47.

Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. — М. : Недра, 1965. — 768 с.

Лазаренко Е.К., Крочук В.М., Павлишин В.И. Новые данные по кристалломорфологии флогопита и их возможное типоморфное значение. — Докл. АН СССР, 1979, т.246, № 6, с.1459-1462.

Ланда Э.А. Петрографические типы и вертикальная зональность массивов ультраосновных щелочных пород. — Геология и геофизика, 1975, № 10, с.65-72.

Лапицкий Э.М., Качанов Е.Н., Миткеев М.В., Никонов А.И. Карбонатиты Северо-Западного Приазовья. — Геол. журн., 1974, т.34, вып.2, с.144-145

Левин В.Я., Роненсон Б.М., Левина И.А. Карбонатиты щелочной провинции Ильменских — Вишневых гор на Урале. — Докл. АН СССР, 1978, т.240, № 4, с.930-933.

Леонтьев Л.Н., Жук-Почекутов К.А., Гладких В.С. К вопросу о так называемой щелочной ультраосновной формации (на примере Маймеча-Котуйской провинции Сибирской платформы). — В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М. : Наука, 1965, с.127-159.

Луговая И.П., Кривдик С.Г., Загнитко В.Н. Отношение O^{18}/O^{16} и S^{34}/S^{32} в карбонатитах Черниговской зоны и проблема их генезиса. — Докл. АН УССР. Сер.Б, 1978, № 1, с.22-25.

Ляшкевич Э.М., Марушкин А.И., Мамчур Г.П., Ярыныч О.А. Об эксплозивных карбонатитах в Днепровско-Донецкой впадине. — Геол. и геохимия горючих ископаемых, 1978, № 51, с.68-72.

Мальков Б.А. Карбонатитовые кимберлиты — новый тип алмазонасных пород. — Докл. АН СССР, 1975, т.221, № 5, с.1170-1173.

Мальков Б.А., Боболович Г.Н. Условия формирования кимберлитов по данным исследования включений в кальците и апатите. — Докл. АН СССР, 1977, т.234, № 2, с.436-439.

Марченко Е.Я., Бортошанский З.В., Сизова Р.Т., Чайковский Б.П. Типоморфные особенности колумбита из карбонатитов. — Минерал. сб. / Льв. ун-та, 1977, № 31, вып.1, с.71-74.

Марченко Е.Я., Чашка А.И., Хвостова В.А., Быкова А.В. Редкоземельные тантало-ниобаты группы фергюсонита из карбонатитов. — Докл. АН СССР, 1975, т.225, № 5, с.1168-1170.

Марченко Е.Я., Чашка А.И., Сторчак П.Н. и др. Типоморфизм апатита из карбонатитов. — Докл. АН СССР, 1975, т.223, № 6, с.1436-1438.

Маршинцев В.К. О находке бадделейта в кимберлитовых породах Якутии. — В кн.: Геология, петрология и мин. петрология магматогенных образований северо-восточной части Сибирской платформы. М., Наука, 1970, с.247-253.

Маршинцев В.К. Карбонатитовые образования восточного склона Анабарского сводового поднятия. — Якутск, 1974. — 120 с.

Маршинцев В.К., Мигалкин К.Н., Николаев Н.С., Барашков Ю.П. Неизмененный кимб рлит трубки "Удачная-Восточная". — Докл. АН СССР, 1976, т.231, № 4, с.961-964.

Мельшер Ж.С. Карбонатиты Якупиранги, Сан-Паулу, Бразилия. — В кн.: Карбонатиты. М.: Мир, 1969, с.184-194.

Металлогения Украины и Молдавии / Под ред. Я.Н.Белевцева. — Киев: Наук. думка, 1974. — 507 с.

Орлова Г.П., Рябчиков И.Д. Растворимость углекислоты в алюмосиликатных расплавах повышенной щелочности и вопросы происхождения карбонатитовых магм. — Изв. АН УССР. Сер. геол., 1977, № 12, с.5-17.

Осадчий В.К., Стадник В.А., Лапицкий Э.М. Бадделейт из карбонатитов Украинского щита. — Геол. журн., 1975, т.35, № 4, с.118-123.

Осадчий В.К., Стадник В.А. Вопросы гегезиса пород карбонатитового комплекса Черниговской зоны Западного Приазовья. — В кн.: Минералогические проблемы поисков редких и цветных металлов в пределах Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1977, с.104-112.

Панина Л.И., Костюк В.П. Термодинамические условия формирования гулинских карбонатитов (северо-запад Сибирской платформы). — Докл. АН СССР, 1971, т.199, № 2, с.434-436.

Панина Л.И., Костюк В.П. Некоторые данные о температурных условиях образования минералов в карбонатитовых комплексах Маймеча-Котуйской провинции. — В кн.: Минералогия эндогенных образований. Новосибирск: Наука, 1974, с.75-90.

Панина Л.И., Подгорных Н.И. Включения расплавов в минералах карбонатитов Белозиминского массива. — Докл. АН СССР, 1975, т.223, № 6, с.1447-1450.

Панина Л.И., Шацкий В.С. Включение расплавов в магнетит-апатитовых породах карбонатитовой интрузии Ессей. — Докл. АН СССР, 1973, т.209, № 2, с.455-457.

Пауэлл Дж., Белл К. Изотопный состав стронция в щелочных породах. — В кн.: Щелочные породы. М.: Мир, 1976, с.278-288.

Пауэлл Дж.Л., Харли Р.М., Фербэн Х.В. Изотопный состав стронция и происхождение карбонатитов. — В кн.: Карбонатиты. М.: Мир, 1969, с.314-328.

Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовые соответствия в минеральных системах. — М.: Наука, 1976. — 230 с.

Петерсилье И.А. Геология и геохимия природных газов и дисперсных битумов некоторых геологических формаций Кольского полуострова. — М.; Л.: Наука, 1964. — 171 с.

Плошко В.В., Сидоренко Г.А., Рудницкая Е.С., Клитина В.И. Амфиболы из метабазитов разновозрастных комплексов Большого Кавказа. — В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М.: Наука, 1970, с.80-112.

Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. — М.: Наука, 1972. — 256 с.

Полканов А.А., Елисеев Н.А. Петрология плутона Гремяха-Вырмес.— Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1941. — 244 с.

Пятенко И.К., Сапрыкина Л.Г. О находке карбонатитовых лав и пирокластов в осадочно-вулканогенной толще района Контозера на Кольском полуострове. — Докл. АН СССР, 1976, т.229, № 4, с.936-966.

Романчев Б.П., Соколов С.В. Роль ликвации в генезисе и геохимии пород карбонатитовых комплексов. — Геохимия, 1979, № 2, с.229-240.

Салоп Л.И. Геологическая интерпретация данных аргонового метода определения абсолютного возраста горных пород. — Геология и геофизика, 1963, № 1, с.40-45.

Самойлов В.С. Карбонаты (фаши и условия образования). — М.: Наука, 1977. — 291 с.

Самойлов В.С., Багдасаров Ю.А. Фаши глубинности карбонатитов и генетически связанных с ними пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 10, с.27-35.

Самойлов В.С., Плюсин Г.С., Сандмирова Г.П., Чернышева Е.А. Изотопный состав стронция в карбонатитах СССР. — Докл. АН СССР, 1978, т.238, № 6, с.1451-1454.

Семененко Н.П., Щербак Н.П., Глевасский Е.Б. и др. Изотопный возраст и последовательность формирования образований комплекса ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Черниговской зоны разломов (Западное Приазовье). — В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М.: Наука, 1978, с.135-146.

Сергеев А.С. Фениты комплекса ультраосновных и щелочных пород. — Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1967. — 80 с.

Серенсен Х. Условия формирования (щелочных пород). Заключение. — В кн.: Щелочные породы. М.: Мир, 1976, с.288-290.

Собакарь Г.Т. Глубинная тектоника Приазовского массива и некоторых сопредельных территорий. — Киев: Наук. думка, 1964. — 148 с.

Соболев Н.В. Глубинные включения в алмазах. — В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975, с.18-26.

Стадник В.А., Осадчий В.К. Эффузивные карбонатиты зоны сочленения Украинского щита и Донбасса. — Докл. АН УССР. Сер.Б, 1978, № 11, с.983-988.

Талалов В.А. Изверженные карбонатиты в низких Гималаях Непала. — Изв. вузов. Сер. Геология и разведка, 1976, № 4, с.53-61.

Таланцев А.С. Доломит-кальцитовый геологический термометр. — Докл. АН СССР, 1976, т.228, № 3, с.701-704.

Тимошенко О.Д. Структура Малотерянского щелочного массива. — Геология и рудоносность юга Украины, 1975, вып.7, с.20-24.

Уилли П.Дж. Проблема образования карбонатитов в свете экспериментальных данных. Возникновение и дифференциация карбонатитовой магмы. — В кн.: Карбонатиты. М.: Мир, 1969, с.265-300.

Уилли П.Дж. Ассимиляция известняков (к петрогенезису щелочных пород). — В кн.: Щелочные породы. М.: Мир, 1976, с.330-347.

Францессон Е.В. Петрология кимберлитов. — М.: Недра, 1968. — 198 с.

Фролов А.А. К проблеме вертикальной зональности оруденения (на примере формации ультраосновных щелочных пород и карбонатитов). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 9, с.52-61.

Харламов Е.С. Включения расплавов в минералах железных руд и карбонатитов массива Ковдор. — Докл. АН СССР, 1978, с.239, № 1, с.169-172.

Харькин А.Д. Кимберлитовые жилы, сопряженные с трубками, как самостоятельная фаза кимберлитового магматизма. — Докл. АН СССР, 1975, т.224, № 1, с.190-193.

Царовский И.Д. Нефелиновчье сиениты Среднего Приднепровья и Приазовья. — В кн.: Геология и геохронология докембрия. М.; Л.: Наука, 1964, с.272-276.

Царовский И.Д. О магматизме и метасоматизме щелочных пород Украинского щита. — В кн.: Петрография Русской платформы. Киев : Наук. думка, 1970, с.280—292.

Царовский И.Д., Брацлавский П.Ф. Нефелиновые породы западного склона Украинского щита. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1978, № 3, с.227-230.

Цветков А.И., Вальшихина Е.П. Материалы по термическому исследованию минералов. Ш. Слюды. — Тр. Ин-та геологии руд. месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, 1956, вып.4, с.4—107.

Цуканов В.О., Есипчук К.Ю. Магматичні комплекси Західного Приазов'я. — В кн.: Стратиграфія УРСР : В 12-ти т. Т.1. Докембрій. К. : Наук. думка, 1972, с.172—197.

Чашка А.И., Марченко Е.Я., Хвостова В.А., Быкова А.В. Броениит — первая находка в СССР. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1976, ч.105, вып.4, с.457—462.

Челищев Н.Ф. Об эволюции формы оливина в процессе кристаллизации расплава оливинового габбро-норита в экспериментальных условиях. — В кн.: Онтогенетические методы исследования минералов. М. : Наука, 1970, с.77-80.

Чернышева Е.А., Гормашева Г.С. О парагенезисе оливин — магнетит в карбонатитах. — В кн.: Геохимия и петрология метасоматоза. Новосибирск : Наука, 1975, с.16—27.

Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. — М. : Недра, 1968. — 231 с.

Шейнманн Ю.М., Апельцин Ф.Р., Нечаева Е.А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. — Геология месторождений редких элементов, 1961, вып.12-13, с.3—177.

Шувалова В.З., Поринев Г.И., Ланда Э.А. Карбонатитовый массив Есей. — В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л., 1970, с.49—55.

Эйнон О.Л., Есипчук К.Е., Цуканов В.А. Докембрій Западного Приазов'я. — Киев : Изд-во Киев. ун-та, 1971. — 184 с.

Эккерман Г. Карбонатиты Альпе. — В кн.: Карбонатиты. М. : Мир, 1969, с.23—49.

Эпштейн Е.М., Аникеева Л.М., Михайлова А.Ф. Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинской интрузии. — Тр. НИИ геологии Арктики, 1961, т.122, с.120—200.

Эпштейн Е.М., Панышин И.П., Моралев В.М., Волкодав И.Г. О вертикальной зональности массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. — Геология месторождений ред. элементов, 1972, вып.35, с.49-69.

Adams F.D., Barlow A.E. Geology of the Haliburton and Bancroft areas, province of Ontario. — Mem. geol. Surv. Branch., 1910, № 6, p.1—419.

Brey C. CO₂ solubility and solubility mechanismus in silicate-melts at high pressures. — Contribs Mineral. and Petrol., 1976, vol. 57, №2, p.215—221

Brögger W.C. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. IV. Das Fensgebiet in Telemark, Norwegen. — Norsk. Vidensk. Selsk. Skrifter 1. Math.-naturgv. Kl., 1921, № 9, S. 1—408.

Conway C.M., Taylor H.P. O¹⁸ / O¹⁶ and C¹³ / C¹² ration of coexisting minerals in the Ōka and Magnet Cove carbonatite bodies. — J. Geol., 1969, vol. 77, № 5, p.628—626.

Cotzee C L. Carbonatites of the Kamera Depression, Western Tanganyka. — Trans. Geol. Soc. South. Africa, 1963, vol. 66, p.283—340.

Daly R.A. Carbonate dikes of Premier Diamond Mine, Transvaal. — J. Geol., 1925, vol. 33, p.659—684.

- Dawson J.B. Basutoland kimberlites. — Geol. Soc. Armer. Bull., 1962, vol. 73, № 5, p. 545—559.
- Dawson J.B. Advans in kimberlite geology. — Earth.—Sci. Revs, 1971, vol. 7, № 4, p.187—214.
- Dawson J.B., Hawthorne B.J. Magmatic sedimentation and carbonatite differentiation in kimberlite sills on Benfontein, South Africa. — J.Geol. Soc., 1973, vol. 129, № 1, p.61—84.
- Dawson J.B., Stith J.V. Alkalic pyroxenite xenolits from the Lashaine volcano, Nothern Tanzania. — J.Petrol., 1973, vol. 14, № 14, p.113—131.
- Dawson J.B., Powel D.D., Reid A.M. Ultrabasic xenolits and lave from the Lashaine volcano, Nothern Tanzania. — J. Petrol., 1970, vol. 11, № 3, p.519—548.
- Deines P., Gold D.P. The isotopic composition of carbonatite and kimberlite and their bearing on the isotopic composition of the deepseated carbon. — Geochim. et cosmochim. acta, 1973, vol. 37, p.1709—1733.
- Eckermann H. von. The alkaline district of Alnö island. — Sveriges geol. Undersökning, Ser. Ca, 1948, № 36, p.1—166.
- Eckermann H. von. The petrogenesis of the Alnö alkaline rocks. — Bull. Uppsala Univ. Geol. Inst., 1961, vol. 40, p.25—36.
- Eckermann H. von. Contribution to the knowlege of the alkaline dike of the Alnö region. IX. Carbonatite kimberlite from Sundvaal. — Ark. Miner. och Geol., 1963, vol. 3, № 19, p.397—402.
- Eckermann H. von. Contributions to the knowlege of the alkaline dikes of the Alnö region, V—V111. — Ark. miner. och geol., 1963a, B. 3, № 12, p.259—276.
- Eggler D.H., Mysen B.O., Holloway J.R., Hoering T.C. Fluids in the system C—O in equilibrium with grafit at higt pressures: fluid species, solubilities on silicate melt, and effect on silicate phase relation. — Annu. Rept Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst., 1976—1977. Washington, 1977, p.448—454.
- Ferguson J., Martin H., Nicolaysen L.O., Danchin R.V. Gross Brukkaros. a kimberlite-carbonatite volcano. — Phys. and Chem. Earth., 1975, vol. 9, p.219—234.
- Geollatly D.C. Crafitte in natural and experimental carbonate systems. — Miner. Mag., 1966, vol. 35, № 275, p.963—970.
- Goldsmith J.R., Graf D.L., Witters J., Narthop D.A. Studies in system CaCO_3 — MgCO_3 — FeCO_3 . — J.Geol., 1962, vol. 70, № 6, p.659—688.
- Goldsmith J.R., Heard H.C. Subsollidus phase relation in CaCO_3 — MgCO_3 . — J.Geol., 1961, vol. 69, № 1, p.45—74.
- Harker R.J., Tuttle O.F. Studies in the system CaO — MgO — CO_2 . P. 1. The thermal dissociation of calcite, dolomite, and magnesite. — Amer. J.Sci., 1955, vol. 253, № 4, p.209—224.
- Heinrich E.W., Morre D.G. Metasomatic potash feldspar rocks associated with igneous alkaline complex — Can. Miner., 1970, vol. 10, pt 3, p.571—584.
- Högbom A.G. Das Nephelinsyenitgebiet auf der Insel Alnö. — Geol. fören. Stockholm förhandl., 1895, vol. 17, S.100.160, 214—256.
- Holmes A.A. A contribution to the petrology of kimeberlite and its inclusions. — Trans. Geol. Soc. South Africa, 1936, vol. 39, p.379—427.
- Holmes A.A. Petrogenesis of Katungite and its associates. — Amer. Miner., 1950, vol. 35, № 9/10, p.777—792.
- Holmes A.A. The ejectamenta of Katwe crater, South—West. Uganda.—Verh. Konink. Nèderland Geol. Mijnbow Genootschap, Geol. sec., 1956, vol. 16, p.139—166.

- Knorring O., Du Bois G.G.B. Carbonatite lave from Fort Portal area in Western Uganda. — *Nature*, 1961, vol. 192, № 4807, p.1064–1065.
- Kushiro J., Satake H., Akimoto S. Carbonate-silicate reactions at high pressures and possible presence of dolomite and magnesite in the upper mantle. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, vol. 28, № 2, p.116–120.
- McGeetchin T.R., Becsoncon J.R. Carbonate inclusions in mantle-derived pyropes. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, vol. 18, № 3, p.408–410.
- Moore J.G., Batchelder J.N., Cunningham C.G. CO₂-filled vesicles in mid-ocean basalt. — *J. Volk. and Geotherm. Res.*, 1977, vol. 2, № 4, p.309–327.
- Morozewicz J. Über einige Eisenalkali amphibole. — *Tscherm. Miner und Petr. Mitt. Neue Folge*, 1925, B.38, S.210–215.
- Newton M.G., Melton C.E., Giardi A.A. Mineral inclusions in an Arkansas Diamond. — *Amer Miner.*, 1977, vol. 62, № 5/6, p.583–586.
- Nixon P.H. Kimberlite volcanoes in East Africa. — *Inst. Geol. Sci. Overseas Geol. and Miner. Resour.*, 1973, № 41, p.119–138.
- Orville P.M. Alkali ion exchange between vapor and feldspar prase. — *Amer J. Sci.*, 1963, vol.261, № 3, p.201–377.
- Powell M., Powell R. An olivine-clinopyroxene geothermometer. — *Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1974, vol. 48, № 4, p.249–263.
- Puustinen Kaoko. Geology of the Siilinjarvi carbonatite complex, eastern Finland. — *Bull. Commis. geol. Finlande*, 1971, № 249, p.1–48.
- Quensel P. The alkaline rocks of Almyngne. — *Bull. Geol. Inst. Upsala*, 1914, № 12, p.146.
- Roedder E. Liquid CO₂ inclusions in olivine-bearing nodules and phenocrysts from basalt. — *Amer Miner.*, 1965, vol. 50, p.1746–1782.
- Roeder P.L., Emslie P.E. Olivine-liquid equilibrium. — *Contribs. Mineral. and Petrol.*, 1970, vol. 29, № 4, p.275–289.
- Sood M.K., Platt R.G., Edgar A.D. Phase relations in the portions of the system diopside-nepheline - kalsilite - silica and their importance in the genesis of alkaline rocks. — *Can. Mineral.*, 1970, vol. 10, pt 3, p.380–394.
- Vartiainen Heikki. The petrography, mineralogy and chemistry of the Sokli carbonatite intrusion, Finland. — *Bull. Geol. Surv. Finland*, 1976, № 288, p.88.
- Veen v.d. A.H. Calcite-dolomite intergrowths in high-temperature carbonate rocks. — *Amer. Miner.*, 1965, vol. 50, № 11, p.2070–2077.
- Watkinson D.H. Experimental studies bearing on the origin of the alkaline rock-carbonatite complex and niobium mineralization at Oka, Quebec. — *Can. Miner.*, 1970, vol. 10, pt 3, p.350–361.
- Wyllie P.J. Periodotite-CO₂-H₂O and carbonatite liquids in the upper asthenosphere. — *Nature*, 1977, vol. 266, № 5597, p.45–47.
- Wyllie P.J., Huang W.-L. Influence of mantle CO₂ in the generation of carbonatites and kimberlites. — *Nature*, 1975, vol. 257, № 5524, p.297–299.
- Wyllie P.J., Huang W.-L. Carbonation and melting reactions in the system CaO - MgO - SiO₂ - CO₂ at mantle pressures with geophysical and petrological applications. — *Contribs Mineral., and Petrol.*, 1976, vol. 54, № 2, p.79–107.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Т а б л и ц а I. Указатель таблиц химических анализов минералов из типичных пород черниговского карбонатитового комплекса

Номер образца	Номер ск. а-жины	Порода	Номер табл. хим. анализа	Минерал													
				Ол	Пи	Ам	Би	Пш	Не	Ка	Дол	Мт	Ильм	Ап	Акц		
126	318	Фенит третьей стадии	3	-	4	-	4	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	89	Альбитит биотитовый															
	822	экзоконтактовый	2	-	-	-	2	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	629	Щелочной пироксенит	6	-	7	+	+	-	-	+	-	-	8	8	+	-	-
	843	" "	То же	-	7	+	+	-	-	+	-	-	8	8	+	-	-
	285	" "	" "	-	7	+	+	-	-	+	-	-	8	8	+	-	-
	120	Мельтейгит	9	-	10	+	+	+	+	+	-	-	-	-	+	-	-
	113	То же	То же	10	10	10	+	+	+	10	+	-	-	-	+	-	-
	454	Оливинит-мельтейгит	То же	10	-	10	10	+	+	+	+	-	-	-	+	-	-
	280	Эссексит	11	-	11	11	+	+	+	+	+	-	-	-	+	-	-
	13	Канадит	12	-	-	-	13	13	13	13	+	-	-	-	-	47	-
	619	Сиенит щелочной	14	-	15	-	-	15	-	+	-	-	-	-	-	47	-
	905	Нордмаркит	14	-	15	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	47	-
	491	Трейтозит	14	-	15	-	-	15	-	-	-	-	-	-	-	+	-
	365	Сэвит	17	-	-	-	21	+	-	-	18	-	-	-	+	+	+
	103	То же	То же	-	-	20	+	+	-	-	18	-	-	+	+	+	+
	50	" "	" "	-	-	+	21	+	-	-	18	-	-	-	+	+	+
	804	" "	" "	-	19	20	21	+	-	-	18	-	-	-	+	+	+
	251	" "	" "	-	19	20	21	+	-	-	18	-	-	-	+	+	+
	263	" "	" "	-	19	20	21	+	-	-	18	-	-	-	+	+	+
	598	" "	" "	-	+	20	21	+	-	-	18	-	-	22	-	48	+
	655	" "	" "	-	+	20	21	+	-	-	18	-	-	-	-	47	+
	845	" "	" "	-	19	+	+	+	-	-	18	-	-	22	?	+	+
	649	" "	" "	-	19	+	+	+	-	-	18	-	-	22	-	48	+
	1003	969	Альвинит	23	-	26	28	27	-	-	18	-	-	22	-	48	-
	797	299	То же	То же	25	26	+	27	-	-	24	-	-	29	29	+	+
805	299	" "	" "	+	26	+	27	-	-	+	-	-	29	29	47	-	
					+	26	+	27	-	+	-	-	+	+	+	-	
127	1058	" "	" "	25	26	28	27	-	-	24	-	29	29	47	-	-	
	865	" "	" "	25	26	28	27	-	-	24	-	29	29	+	-	-	
	640	Бейфорсит	30	+	-	-	34	-	-	36	36	35	29	47	+	-	
	722	То же	То же	+	-	-	+	-	-	36	30	+	-	+	+	-	
	132	" "	" "	32	-	-	+	-	-	36	36	+	-	48	+	-	
	389	" "	" "	32	-	-	+	-	-	36	36	35	-	47	35	-	
	137	" "	" "	+	-	-	34	-	-	36	36	+	-	+	+	-	
	75	291	" "	" "	+	-	34	-	-	36	36	+	-	+	+	-	
	860	971	" "	" "	32	-	-	34	-	36	36	+	-	+	+	-	
	33	571	Фоскорит	31	33	-	-	33	-	+	+	35	-	48	+	+	
	1095	256	То же	То же	+	-	-	-	-	+	+	33	33	+	50	-	
	729	298	Кимберлитовый карбо-														
	187	187	натит	37	+	-	-	38	-	-	39	-	40	-	47	-	-
	1024	969	То же	То же	+	-	-	+	-	+	-	40	-	+	40	-	
	93	291	" "	" "	38	-	+	38	-	-	39	-	40	-	48	50	-
	101	291	Амфибол-биотитовый														
	1104	256	кумулят - сэвите	41	-	-	42	42	-	-	+	-	-	-	+	+	
	335	964	То же	То же	-	-	42	42	-	-	+	-	-	+	+	50	-
	140	290	Горнблендит биотитовый	41	-	-	42	42	-	-	+	-	-	+	+	-	
	954	271	То же	То же	-	-	42	-	-	-	+	-	-	+	48	-	
	398	968	Слюдяной перидотит	43	44	44	+	44	-	-	+	-	+	+	+	-	
			Глимерит	43	-	44	44	44	-	-	+	-	+	+	+	50	
			Оливинит флогопитовый	45	46	-	-	46	-	-	+	+	-	-	+	+	

Примечания. 1. Сокращенные названия минералов: Ол - оливин, Пи - клинопироксен, Ам - амфибол, Би - биотит, флогопит, Пш - полево шпат, Не - нефелин, Ка - кальцит, Дол - доломит, Мт - магнетит, Ильм - ильменит, Ап - апатит, Акц - акцессорные минералы (ниобаты и шпинели).
 2. В графах "минералы" указаны номера таблиц химических анализов минералов.
 3. Знак "+" означает присутствие минерала, который не анализировался.
 4. Указаны только парагенезисы, из которых проанализировано не менее двух минералов.

Т а б л и ц а 2. Химический состав апофенитовых альбититов и минералов из них

Компонент	Альбитит		Альбит	Биотит
	1	2	3	4
SiO_2	58,63	58,29	66,56	37,05
TiO_2	0,06	Следы	Не опр.	0,46
Al_2O_3	16,54	16,67	19,96	13,76
Fe_2O_3	1,98	1,36	0,52	3,68
FeO	3,02	2,59	Не опр.	18,59
MnO	0,09	0,08	" "	0,18
MgO	1,87	1,68	Следы	13,32
CaO	4,79	4,64	1,71	0,60
BaO	Не опр.	0,27	0,12	0,11
Na_2O	7,60	8,10	10,60	0,20
K_2O	0,98	1,12	0,40	9,24
P_2O_5	0,35	0,20	Не опр.	0,02
S	0,07	0,10	" "	Не опр.
H_2O^-	0,12	0,22	0,12	0,05
П.п.п.	0,82	2,68	0,32	2,97
CO_2	2,66	2,03	Не опр.	Не опр.
F	0,22	Не опр.	" "	0,68
Сумма	99,80	99,98	100,31	100,63

Примечания. I. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,42 F и 0,25 S.

2. А н а л и з ы: I - альбитит биотитовый апофенитовый (?), экзоконтакт карбонатитов (обр. 29I - объединенная проба, скв. 29I, гл. 257-258 м); 2 - то же (обр. 29I - штуф); 3 - альбит ($n_g = 1,5047$; $n_p = 1,5294$) из альбитита (образец тот же); 4 - буроватый темно-зеленый биотит из альбитита псевдоморфно замещающий эгирин-салит (образец тот же).

3. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ АН УССР Р.Л.Левиной (ан. I-3) и В.К.Закревской (ан.4).

Кристаллохимические формулы

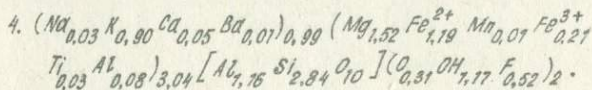
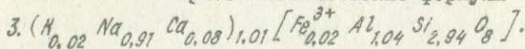


Таблица 3. Химический состав вмещающих пород гранитоидно

Компонент, коэффициент активности	Гнейсы и граниты								
	I	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	68,89	70,59	63,21	59,21	56,71	60,04	64,53	63,72	61,36
TiO ₂	0,29	0,28	0,62	0,83	0,89	0,64	0,49	0,49	0,67
Al ₂ O ₃	16,13	15,25	15,63	17,43	17,29	14,41	17,61	16,45	17,02
Fe ₂ O ₃	1,75	1,50	2,13	2,82	3,44	2,39	1,52	1,63	3,00
FeO	1,82	1,44	2,88	2,88	4,18	4,80	1,73	2,45	3,17
MnO	0,04	0,01	0,04	0,04	0,11	0,11	0,03	0,04	0,05
MgO	1,44	0,72	2,26	3,20	3,64	3,49	1,72	2,12	2,21
CaO	3,75	1,82	4,62	5,04	4,34	6,02	4,34	4,05	3,32
Na ₂ O	3,73	4,09	5,09	5,09	5,10	5,00	5,19	5,26	5,50
K ₂ O	1,74	3,90	1,58	2,05	2,58	1,20	1,63	2,10	1,85
B ₂ O ₅	0,11	0,03	0,17	0,15	0,34	0,12	0,15	0,17	0,17
S	-	0,01	0,07	0,16	0,02	0,12	0,01	0,09	0,08
H ₂ O ⁻	-	0,04	0,07	0,04	0,05	0,12	0,03	0,10	0,05
П.п.п.	0,45	0,23	0,47	0,57	0,41	1,07	0,49	0,48	0,65
CO ₂	-	0,46	0,60	0,11	0,49	0,14	0,11	0,69	0,86
Сумма	100,14	100,37	99,52	99,58	99,59	99,64	99,58	99,82	100,14
(Na+K)Al	0,50	0,72	0,65	0,61	0,65	0,67	0,59	0,66	0,65

Примечания.

- Сумма компонентов приведена с вычетом 0,25 или 0,503 (ан.
- Звездочкой обозначена сумма компонентов, в которую входит
- Анализ: 1 - средний состав (по восьми анализам); 2 - гранит биотитовый (обр. 984, скв. 969, гл. 152 м); 3 - плагиогнейс меланократовый клинопироксен-роговообманко-биотитовый (гл. 78 м); 4 - чарнокит биотит-клинопироксеновый (обр. 685, скв. 295, 280, гл. 318 м); 5 - плагиогнейс клинопироксенсодержащий биотит-биотит-амфиболовый (обр. 890, скв. 953, гл. 50 м); 6 - фенит 50,2 м; 7 - то же (обр. 895, скв. 953, гл. 105,5 м); 8 - фенит 13 - то же (обр. 898, скв. 953, гл. 141,2 м); 9 - фенит третьей пироксена вокруг кварца (обр. 900, скв. 953, гл. 171 м); 10 - то апогранитоидный с реликтовыми биотит-олигоклазовыми участками (обр. 964, гл. 199,5 м); 11 - то же (обр. 315, скв. 964, гл. 177,8 м); 12 - фенит 708, скв. 298, гл. 180,2 - 181,5 м).
- Анализ выполнены в химической лаборатории ИГЕМ АН УССР

то состава и фенитов, образовавшихся по ним

Фениты									
Стадия II		Стадия III							Стадия IV
I0	II	I2	I3	I4	I5	I6	I7	I8	I9
61,54	59,49	60,25	58,85	62,80	62,61	60,19	59,70	60,22	60,61
0,76	0,32	0,57	0,66	0,46	0,49	0,54	0,63	0,54	0,66
16,43	15,70	16,25	16,29	15,93	15,69	16,15	16,39	15,89	15,03
2,12	3,73	1,86	2,05	1,78	1,94	1,48	1,68	1,31	2,27
3,40	2,57	3,00	3,73	2,16	2,02	4,05	3,31	3,40	2,53
0,07	0,05	0,06	0,07	0,05	0,05	0,04	0,05	0,06	0,07
1,74	2,91	2,70	2,82	2,29	2,83	2,24	3,12	2,32	1,93
4,32	5,46	5,11	5,40	4,05	4,22	4,56	4,27	4,08	4,78
6,00	6,10	6,66	7,10	6,80	6,88	7,16	6,10	7,10	7,48
2,22	2,10	1,50	1,56	2,30	2,50	2,40	2,58	2,83	2,50
0,17	0,20	0,22	0,17	0,14	0,14	0,12	0,17	0,23	0,12
0,10	0,35	0,09	0,16	0,09	0,08	0,12	0,12	0,12	0,08
0,07	0,04	0,04	0,07	0,08	0,10	0,18	0,12	0,20	0,15
0,55	0,49	0,70	0,69	0,30	0,32	0,87	0,68	0,72	0,89
0,73	0,46	0,71	0,52	0,61	0,26	0,24	0,78	1,05	0,72
100,17	99,82*	99,70	100,06	99,82	100,11	100,28	99,64	100,01	99,78
0,75	0,78	0,77	0,82	0,86	0,90	0,89	0,81	0,93	1,00

10-15, 16, 18, 19).

0,10% F.
 гнейсов биотитовых Западного Приазовья (Эйфор, Есипчук, Цуканов, плагиомигматит биотитовый (обр. 984, скв. 969, гл. 117 м); 4 - (обр. 558, скв. 296, гл. 255 м); 5 - то же (обр. 552, скв. 296, гл. 188 м); 6 - плагиогнейс биотит-роговообманковый (обр. 178, скв. роговообманковый (обр. 893, скв. 953, гл. 87 м); 7 - плагиомигматит второй стадии апогнейсовый бескварцевый (обр. 890, скв. 953, гл. третьей стадии апогнейсовый бескварцевый (обр. 898, гл. 141,0 м); стадии апогранитоидный кварцсодержащий с келифитовыми каймами клино-же (обр. 901, скв. 953, гл. 175,2 м); 8 - фенит третьей стадии (обр. 318, скв. 964, гл. 199 - 200 м); 9 - то же (обр. 318, скв. 19 - фенит четвертой стадии клинопироксен-альби.-антипертитовый

Р.Л.Левинной (ан. 2 - I0, I3 - I9) и Л.Д.Стеценко (ан. II, I2).

Т а б л и ц а 4. Химический состав минералов из фенитов

Компонент, физическое свойство	Клинопироксены		Биотит
	I	2	3
SiO_2	51,37	50,68	36,34
TiO_2	0,22	0,32	4,25
Al_2O_3	0,62	0,74	12,37
Fe_2O_3	3,69	10,69	4,09
FeO	11,81	7,49	18,63
MnO	0,34	0,36	0,07
MgO	9,65	8,89	10,87
CaO	21,06	16,77	0,36
BaO	Не опр.	Не опр.	0,56
Na_2O	1,30	3,76	0,25
K_2O	Следы	0,08	9,40
P_2O_5	"	Не опр.	Следы
H_2O (гидр.)	0,14	0,04	0,08
П.п.п.	0,27	0,28	2,69
F	Не опр.	Не опр.	0,10
С у м м а	100,47	100,10	100,06
<i>F (желез.)</i>	0,474	0,530	0,536
<i>γ_g</i>	1,725	1,736	Не опр.
<i>γ_p</i>	1,695	1,706	" "
<i>2V</i>	61-63	79-80	" "
<i>cNg</i>	43	64-65	" "
Плотность	3,50	3,52	" "

Примечания. I. В таблице приведены средние значения показателей преломления.

2. А н а л и з ы: I - эгирин-салит из апогранитоидного фенита третьей стадии (обр. 318, скв. 964, гл. 199-200 м); 2 - эгирин-салит из апогранитоидного фенита четвертой стадии (обр. 708, скв. 298, гл. 180,5-180,7 м); 3 - биотит из апогранитоидного фенита третьей стадии (реликтовый участок, фото I) (обр. 318, скв. 964, гл. 199-200 м).

3. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГФМ АН УССР Р.Д.Левиной.

Кристаллохимические формулы

1. $(Na_{0,10} Ca_{0,36})_{0,96} (Mg_{0,56} Fe_{0,38}^{2+} Mn_{0,01} Fe_{0,11}^{3+})_{1,05} [Ti_{0,01} Al_{0,03} Si_{1,96} O_6]$.
2. $(Na_{0,28} Ca_{0,89})_{0,97} (Mg_{0,51} Fe_{0,24}^{2+} Mn_{0,01} Fe_{0,11}^{3+})_{1,05} [Ti_{0,01} Al_{0,03} Si_{1,94} O_6]$.
3. $(Ba_{0,02} Ca_{0,03} Na_{0,04} K_{0,94})_{1,03} (Mg_{1,27} Fe_{1,22}^{2+} Mn_{0,01} Fe_{0,24}^{3+} Ti_{0,23})_{2,97} [Ti_{0,02} Al_{1,14} Si_{2,84} O_{10}] (O_{0,57} OH_{1,40} F_{0,03})_2$.

Т а б л и ц а 5. Химический состав вмещающих амфиболитов и фенитов, образовавшихся по ним

Компонент, коэффициент агпайтности	Амфиболиты				Фениты			
					Стадия II-III	Стадия III	Стадия IV	Ксенолит (?)
	I	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	48,02	47,88	49,38	53,42	49,86	54,82	54,68	55,00
TiO_2	0,62	0,86	0,94	0,76	0,94	0,62	0,27	0,47
Al_2O_3	15,76	14,06	14,30	13,20	14,18	13,90	11,93	14,00
Fe_2O_3	4,57	5,39	5,39	4,33	4,49	2,82	3,54	1,79
FeO	5,89	8,98	6,82	6,48	7,40	6,03	5,24	4,74
MnO	0,16	0,19	0,20	0,15	0,20	0,18	0,20	0,10
MgO	7,72	7,29	6,70	6,39	5,35	3,85	7,66	6,49
CaO	12,25	9,37	10,56	8,68	11,16	9,84	8,08	7,08
Na_2O	2,80	3,44	3,65	3,73	3,94	4,96	4,80	5,33
K_2O	0,70	0,93	0,85	0,81	0,70	0,70	1,10	2,40
P_2O_5	0,12	0,13	0,15	0,03	0,13	0,32	0,18	0,28
$S(SO_3)$	0,08	0,04	0,06	0,11	0,20(0,15)	0,83	0,07	0,16
H_2O^-	0,24	0,07	0,15	0,09	0,02	0,00	0,06	0,07
П.п.п.	1,05	1,22	0,98	1,26	0,88	0,42	0,78	0,94
CO_2	0,10	0,10	0,14	0,22	0,80	0,58	1,00	0,82
$C_{орг}$	Следы	Следы	Следы	Не опр.	0,06	0,09	0,04	0,05
С у м м а	100,06	99,94	100,25	99,63	100,41	99,75	99,59	99,58
$(Na + K) : Al$	0,34	0,48	0,49	0,54	0,51	0,64	0,76	0,81

Примечания. 1. Степень фенитизации амфиболитов (стадия) принята по "шкале" стадийности непосредственно ассоциирующих с ними апогранитоидных фенитов.

2. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,25 J.

3. А н а л и з ы: 1 - амфиболит клинопироксеновый (обр. 586, скв. 979, гл. 281 м); 2 - то же (обр. 675, скв. 295, гл. 156 м); 3 - то же (обр. 172, скв. 280, гл. 206,3 м); 4 - амфиболит клинопироксеновый гранитизированный (обр. 179, скв. 260, гл. 336,7 м); 5 - фенит второй-третьей стадии по клинопироксеновому амфиболиту (обр. 620, скв. 965, гл. 500 м); 6 - фенит третьей стадии (с альбит-клинопироксеновыми прожилками) по амфиболиту (обр. 615, скв. 965, гл. 449,3-452,8 м); 7 - фенит четвертой стадии крупнозернистый по амфиболиту (обр. 757, скв. 299, гл. 162 м); 8 - порода клинопироксен-биотит-альбитовая - преобразованный ксенолит (останец?) амфиболита в щелочном сиените (фените пятой стадии?) (обр. 5а, скв. 569, гл. III м).

4. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ АН УССР Г.А.Скрынник (ан. 1-3, 5-8) и Р.Д.Левинной (ан. 4).

Т а б л и ц а 6. Химический состав щелочных пироксенитов

Компонент, петрохимический коэффициент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	38,80	36,40	36,18	36,90	33,96	47,04	36,63	38,16	38,54
TiO_2	4,18	9,00	6,89	6,46	5,18	0,76	5,10	5,20	5,63
Al_2O_3	3,95	2,63	2,59	2,13	3,00	2,09	4,73	3,99	3,16
Fe_2O_3	8,33	9,80	13,93	12,63	10,41	7,42	11,82	8,65	9,92
FeO	8,21	9,50	10,51	11,23	10,08	5,90	9,22	10,80	10,14
MnO	0,36	0,16	0,37	0,55	0,38	0,25	1,00	0,35	0,41
MgO	9,16	7,87	9,75	10,61	11,81	12,75	9,11	8,85	9,84
CaO	17,78	17,30	15,30	15,50	15,96	17,71	15,28	15,26	15,62
Na_2O	1,70	1,20	1,12	0,95	2,12	2,88	2,12	1,70	1,84
K_2O	1,77	1,60	1,11	0,60	1,00	0,67	1,12	1,36	1,05
B_2O_5	2,30	2,29	0,01	Сл.	0,09	0,09	1,73	2,00	0,89
S	0,66	0,50	0,40	0,27	0,16	0,02	0,38	0,71	0,47
H_2O	0,24	0,15	0,10	0,09	0,10	0,24	0,07	0,13	0,13
П.п.п.	0,80	0,78	1,32	1,38	0,98	0,85	0,94	1,12	0,96
CO_2	1,80	0,85	0,66	0,51	4,80	1,69	1,04	1,54	1,54
$С_{орг}$	Не опр.	Не опр.	0,13	0,16	0,11	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
$\frac{1}{2}O_2$	(0,07)	" "	0,04	0,10	0,03	" "	0,05	0,04	0,05

136

Cr_2O_3	(0,01)	" "	(0,003)	0,04	(0,01)	" "	0,02	(0,03)	(0,02)
NiO	(0,01)	" "	(0,004)	(0,01)	(0,01)	" "	(0,006)	(0,002)	(0,01)
Сумма	99,71	99,78	100,21	99,98	100,09	100,35	100,15	99,53	99,86
$K(ан.)$	1,19	1,41	1,18	1,04	1,52	2,62	0,99	1,07	1,32
$F(желез.)$	0,50	0,51	0,56	0,54	0,49	0,36	0,56	0,54	0,53
f_0	0,48	0,48	0,54	0,50	0,48	0,53	0,54	0,41	0,47

137

Примечания. 1. В скобках даны спектральные определения, которые не включены в сумму.

2. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,55.

3. Здесь и в следующих таблицах петрохимические коэффициенты имеют значения: $K(ан.) = (Na+K)$; Al ; $F = (Fe+Mn) : (Fe+Mn+Mg)$; $f_0 = Fe^{3+} : Fe(общ.)$.

4. А н а л и з ы. Щелочные пироксениты из одной дайки: 1 - пироксенит, обогащенный рудными минералами с эгирин-диопсидом (обр. 811 - объединенная проба, скв. 255, гл. 130,5-131,5 м); 2 - то же (образец тот же); 3 - пироксенит с серым диопсидом (обр. 818, скв. 255, гл. 170,5-172,0 м); 4 - то же (обр. 822, скв. 255, гл. 195,4-196,4 м); 5 - пироксенит с зеленым эгирин-диопсид-салитом (обр. 825, скв. 255 гл. 214,5-216,0 м); 6 - то же (обр. 831, скв. 255, гл. 278,5 м); 7 - то же (обр. 629, скв. 965, гл. 650-656 м); 8 - щелочной пироксенит из той (?) же дайки на ее северном выклинивании (обр. 511, скв. 967, гл. 364,0-365,5 м); 9 - средний состав щелочного пироксенита по десяти анализам.

5. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ АН УССР Р.Л.Левиной (ан. 1, 3-5, 7, 8), М.И.Шайкевич (ан. 6) и Н.И.Чепижной (ан. 2).

Т а б л и ц а 7. Химический состав силикатов из щелочных пироксенитов (из одного дайкообразного тела)

Компонент, физическое свойство	Клинопироксены						Амфибол
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	52,31	52,60	52,02	51,53	52,02	52,08	44,65
TiO_2	0,44	0,41	0,61	0,11	0,19	0,37	1,34
Al_2O_3	0,90	1,21	0,96	0,67	1,04	1,67	7,88
Fe_2O_3	4,01	5,10	6,00	6,21	4,76	7,45	5,34
FeO	5,76	4,05	5,76	8,64	7,78	5,18	10,92
MnO	0,32	0,23	0,36	0,45	0,45	0,42	0,42
MgO	12,91	13,62	11,70	10,49	11,48	11,04	12,54
CaO	22,12	20,52	18,84	19,07	19,27	18,76	9,53
Na_2O	1,30	2,22	2,70	2,32	2,30	3,00	3,56
H_2O	Следы	0,02	0,05	0,06	0,10	Следы	0,80
B_2O_3	"	0,03	Не опр.	Не опр.	Не опр.	"	0,06
H_2O^-	0,12	0,08	0,10	0,08	0,10	0,14	Не обн.
П.п.п.	0,26	0,27	0,31	0,20	0,19	0,21	2,20
F	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,84
С у м м а	100,45	100,36	99,61	99,63	99,68	100,32	100,08
F (желез.)	0,30	0,27	0,35	0,43	0,38	0,39	0,42
n_D	(1,716)	(1,722)	1,728	(1,731)	(1,725)	(1,731)	-
n_p	(1,687)	(1,692)	1,698	(1,701)	(1,696)	(1,701)	-
2V	64-66	66-68	80	67-68	74-76	49-51	-
cNg	44-48	49-50	59-61	46	56	49	-
Плотность	3,38	-	3,35	3,40	3,39	3,25	-

Примечания. I. Для минералов переменного состава в скобках приведены средние или наиболее часто встречающиеся значения показателей преломления.

2. А н а л и з ы: 1 - диопсид эгиринсодержащий зеленовато-серый с мелкими экзольционными вростками ильменита (фото 4) из обогашенного ильменитом и магнетитом пироксенита (обр. 822, скв. 255, гл. 195,4-196,4 м); 2 - эгирин-диопсид бледно-зеленый из щелочного пироксенита (обр. 825, скв. 255, гл. 214,5-216,0 м); 3 - эгирин-салит зеленый из щелочного пироксенита, у контакта с секущей дайкой сѣвитов (обр. 843, скв. 255, гл. 350 м); 4 - то же (обр. 653, скв. 255, гл. 617,6 м); 5 - то же (обр. 656, скв. 255, гл. 622,5 м); 6 - эгирин-салит зеленый из щелочного пироксенита (обр. 629, скв. 965, гл. 650-656 м); 7 - кальций-натриевый полущелочной амфибол зеленый из щелочного пироксенита (обр. 629, скв. 965, гл. 650-656 м).

3. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ АН УССР П.Л.Левинной (ан.1-6) и Л.В.Годуновой (ан.7).

Кристаллохимические формулы

1. $(Na_{0,09} Ca_{0,89})_{0,98} (Mg_{0,72} Fe^{2+}_{0,18} Mn_{0,01} Fe^{3+}_{0,11})_{1,02} [Ti_{0,01} Al_{0,04} Si_{1,95} O_6]$.
2. $(Na_{0,16} Ca_{0,82})_{0,98} (Mg_{0,75} Fe^{2+}_{0,13} Mn_{0,01} Fe^{3+}_{0,14} Ti_{0,01})_{1,04} [Al_{0,05} Si_{1,95} O_6]$.
3. $(Na_{0,20} Ca_{0,77})_{0,97} (Mg_{0,66} Fe^{2+}_{0,18} Mn_{0,01} Fe^{3+}_{0,17} Ti_{0,02})_{1,04} [Al_{0,04} Si_{1,96} O_6]$.
4. $(Na_{0,18} Ca_{0,78})_{0,95} (Mg_{0,60} Fe^{2+}_{0,28} Mn_{0,01} Fe^{3+}_{0,17})_{1,05} [Fe^{3+}_{0,01} Al_{0,03} Si_{1,96} O_6]$.
5. $(Na_{0,17} Ca_{0,78})_{0,95} (Mg_{0,65} Fe^{2+}_{0,25} Mn_{0,01} Fe^{3+}_{0,14} Al_{0,02})_{1,07} [Al_{0,03} Si_{1,97} O_6]$.
6. $(Na_{0,22} Ca_{0,75})_{0,97} (Mg_{0,62} Fe^{2+}_{0,16} Mn_{0,01} Fe^{3+}_{0,21} Ti_{0,01} Al_{0,02})_{1,03} [Al_{0,05} Si_{1,95} O_6]$.
7. $(K_{0,15} Na_{1,03} Ca_{1,53})_{2,71} (Mg_{2,80} Fe^{2+}_{1,37} Mn_{0,05} Fe^{3+}_{0,60} Ti_{0,15} Al_{0,07})_{5,04} [Al_{1,92} Si_{2,68} O_{22}] (OH_{1,60} F_{0,40})_2$.

Т а б л и ц а 8. Химический состав рудных минералов из щелочных пироксенитов

Компонент	Магнетит	Ильменит	Магнетит	Ильменит	Ильменит
	1	2	3	4	5
SiO_2	0,51	1,49	0,40	0,56	0,66
TiO_2	0,70	47,70	0,47	47,20	47,99
Al_2O_3	0,31	0,37	0,28	0,22	0,11
Cr_2O_3	0,14	Следы	Не опр.	Следы	Не обн.
V_2O_5	0,22	"	0,18	"	" "
Fe_2O_3	66,76	6,64	63,79	8,69	7,29
FeO	29,95	40,32	32,36	38,30	39,74
MnO	0,04	1,68	0,14	3,36	2,30
MgO	0,22	1,51	0,33	1,35	1,62
ZnO	0,04	Не опр.	0,04	Не опр.	Не опр.
CaO	0,21	Следы	0,14	Следы	Следы
Na_2O	0,06	Не опр.	0,08	Не опр.	Не опр.
K_2O	0,04	" "	0,05	" "	" "
B_2O_5	0,06	" "	0,06	" "	" "
S	0,11	" "	3,45	" "	" "
H_2O	0,08	0,16	0,06	0,12	0,12
П.п.п.	0,08	0,00	0,00	0,02	0,00
С у м м а	99,48	99,87	100,11	99,82	99,83

Компонентный состав (молекулярные количества), %

$Zn(Al, Fe)$	0,1	-	-	-	-
$MgAl_2O_4$	0,7	-	0,7	-	-
$MgFe_2O_4$	0,6	-	0,8	-	-
$FeAl_2O_4$	-	-	-	-	-
$MnFe_2O_4$	0,1	-	0,5	-	-
$FeTiO_3$	2,1	84,1	1,5	79,1	82,0

Окончание табл. 8.

Компонент	Магнетит	Ильменит	Магнетит	Ильменит	Ильменит
	1	2	3	4	5
$FeFe_2O_4$	96,4	-	96,5	2,1	2,0
$MnTiO_3$	-	3,5	-	7,2	4,8
$MgTiO_3$	-	5,6	-	5,1	6,1
Fe_2O_3	-	6,8	-	6,5	5,1

Примечания. 1. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,5 J.

2. А н а л и з ы: 1 - магнетит из "рудного" пироксенита (обр. 822, скв. 255, гл. 195,4-196,4 м); 2 - ильменит из того же образца; 3 - магнетит из щелочного пироксенита (обр. 629, скв. 965, гл. 650-656 м); 4 - ильменит из того же образца; 5 - ильменит из биотитизированного щелочного пироксенита (обр. 843, скв. 255, гл. 350 м).

3. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГФМ АН УССР Р.Л.Левиной.

Т а б л и ц а 9. Химический состав ийолит-мельтейгитов и оливин

Компонент, петрохимический коэффициент	I	2	3	4	5	6
SiO ₂	38,73	49,04	35,50	44,85	45,60	37,55
TiO ₂	0,50	0,20	0,26	0,15	0,11	0,15
Al ₂ O ₃	8,82	8,91	11,50	11,17	11,10	10,39
Fe ₂ O ₃	3,37	4,88	4,23	3,71	4,62	3,40
FeO	4,86	5,38	5,87	6,36	5,18	8,97
MnO	0,27	0,53	0,26	0,54	0,42	0,70
MgO	14,11	8,35	6,76	7,68	6,19	6,76
CaO	12,68	12,52***	16,73***	15,74	14,57	15,73***
BaO	0,13	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Na ₂ O	2,84	5,81	4,11	3,64	5,40	4,66
K ₂ O	3,55	1,10	1,72	1,34	1,56	1,30
P ₂ O ₅	1,16	0,25	2,02	0,46	1,04	0,58
S	0,03	0,01	0,02	0,10	0,46	0,01
H ₂ O ⁻	0,16	0,10	0,20	0,14	0,12	0,20
Н.п.п.	3,27	1,22	4,03	2,10	1,31	1,90
CO ₂	4,97	1,40	6,52	2,45	1,86	7,70
C (орг.)	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,29	Не опр.
F	0,15	0,22	0,20	0,10	0,06	0,02
Сумма	99,53	99,86	99,84	100,44	99,64	100,01
K (агл.)	0,97	1,21	0,74	0,67	0,95	0,90
F (желез.)	0,24	0,41	0,45	0,43	0,47	0,51
f ₀	0,38	0,45	0,39	0,34	0,45	0,25

Примечания.

1. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,55 и 0,42 F.
2. А н а л и з ы: 1 - мельтейгит биотитизированный со шпреу (обр. 727, скв. 298, гл. 249,6-251,0 м); 2 - мельтейгит полевошпато гл. 103-105 м); 3 - мельтейгит клинопироксен-амфиболовый со шпреу 597, гл. 155-156 м); 4 - гортонолитсодержащий мельтейгит, ксенолит 968, гл. 159,8 м); 6 - то же (обр. 120, скв. 290, гл. 165,3-166,7 м); скв. 290, гл. 162,5 м); 9 - то же (обр. 110, скв. 290, гл. 133,4-134,0 гортонолитовых мельтейгитов (обр. 110, скв. 290, гл. 133,8 м); оли II - оливинит-мельтейгит с амфиболом и флогопитом, секущийся про же, менее карбонатизированный участок (образец тот же); 13 - оли м); 14 - средний состав мельтейгитов по 13 анализам.
3. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ АН УССР 10, 12) и М.Д.Шайкевич (ан. 5).
4. Одной звездочкой отмечены суммы Al₂O₃ + Fe₂O₃, двумя -

ИТ-мельтейгитов

7	8	9	10	11	12	13	14
39,46	39,21	37,40	36,85	28,02	40,26	24,38	38,22
0,24	0,53	0,24	0,05	0,15	0,19	0,05	0,22
9,72*	12,02*	10,76*	10,83	9,19*	13,09*	7,05*	10,38*
5,32	4,22	3,17	1,98	2,50	2,40	1,53	3,49
12,23	10,58	10,27	4,61	10,60	7,43	16,10	8,35
0,60	0,48	0,60	0,48	0,84	0,84	1,74	0,64
11,92	12,40	11,92	5,94	11,20	10,70	14,23	9,84
8,09***	8,76	10,99***	20,74	17,89***	11,17	15,40	14,02***
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,06
2,85	2,78	3,50	5,00	2,66	5,20	2,75	3,94
3,50	3,78	3,40	0,95	1,80	0,90	0,91	1,97
1,44	1,49	0,29	2,32	3,46	1,37	3,63	1,50
0,03	0,11	0,04	0,11	0,03	0,08	0,04	0,08
0,25	0,16	0,27	0,10	0,22	0,20	0,09	0,17
1,89	2,29	1,75	0,15	0,80	2,29	2,43	1,96
1,61	1,23	5,25	9,47	11,02	2,99	7,32	4,91
Не опр.	0,15	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,85	2,50	Не опр.
0,36	0,54	0,30	0,33	0,36	0,29	0,67	0,28
99,67	100,45	100,02	99,73	100,39	100,09	100,49	99,88
0,89	0,72	0,88	0,86	0,81	0,73	0,78	0,85
0,45	0,41	0,39	0,40	0,40	0,36	0,43	0,41
0,28	0,26	0,22	0,29	0,18	0,22	0,07	0,27

штейнлизированным нефелином, ксенолит в кимберлитовом карбонате вий (альбит-микроклин), ксенолит в карбонате (обр. 657, скв. 657, штейнлизированным нефелином, ксенолит в альвиките (обр. 285, скв. в бефорсите (обр. 377, скв. 968, гл. 132 м); 5 - то же (обр. 387, скв. 7,8 - гортонолитовые мельтейгиты, ксенолиты в бефорситах (обр. 119, м); 10 - участок гортонолитсодержащего ийолит-мельтейгита среди винит-мельтейгиты обогащенные градитом, ксенолиты в бефорситах: жилками бефорсита (обр. 113, скв. 290, гл. 142,3-143,2 м); 12 - то винит-мельтейгит с примесью флогопита (обр. 112, скв. 290, гл. 142,3 м)

Р.Д.Левиной (ан. I-3, 6, 7, 9, 11, 13), С.П.Модленко (ан. 4, 8, CaO + FeO.

Т а б л и ц а 10. Химический состав минералов из ийолит-мельтейгитов и оливинит-мельтейгитов

Компонент, физическое свойство	Клинопироксен			Оливин		Амфибол		Флогопит	Нефелин	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	53,32	50,41	52,17	32,45	33,54	44,75	46,21	39,50	47,96	49,32
TiO_2	0,11	0,11	0,05	0,05	0,12	0,38	0,28	0,65	0,00	Не опр.
Al_2O_3	2,98	2,68	1,70	0,12	Следы	7,91	9,01	12,92	32,05	29,52
Fe_2O_3	5,08	7,73	6,73	1,91	0,11	6,49	4,07	1,51	0,50	0,56
FeO	3,17	8,35	6,91	49,27	41,76	10,37	6,84	7,49	Не опр.	0,14
MnO	0,39	0,36	0,67	3,02	3,70	0,34	0,43	0,19	0,04	0,00
MgO	13,13	9,38	10,08	13,32	19,76	13,23	16,10	22,59	0,11	0,50
CaO	19,07	17,00	18,62	0,07	0,47	8,61	8,88	0,23	0,98	0,73
BaO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,24	Не опр.	0,56
Na_2O	2,28	3,32	2,84	0,04	0,06	4,86	5,10	0,94	10,24	14,50
H_2O	0,06	0,06	Не обн.	Не обн.	0,14	0,90	0,77	9,17	4,60	2,88
P_2O_5	Не опр.	Не опр.	Следы	0,02	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
H_2O^-	0,16	0,16	0,16	0,10	0,20	0,10	0,08	0,24	0,12	0,10
П п.п.	0,26	0,29	0,30	0,09	0,24	1,73	1,42	3,37	3,26	0,69
F	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,70	0,84	1,54	Не опр.	Не опр.
С у м м а	100,01	99,85	100,46	100,36	100,10	100,08	99,68	99,93	99,82	99,50
F (желез.)	0,26	0,49	0,43	0,70	0,56	0,42	0,28	0,19	-	-
η_g	1,713	1,732	1,727	-	(1,787)	1,676	(1,662)	Не опр.	1,5360	1,5364
ρ_p	1,687	1,702	1,697	1,768	(1,744)	1,658	(1,642)	" "	1,5337	1,5321
2V	68-70	72	74-76	-68	-77	-58	-80	" "	-	-
cNg	50-52	59-60	58-62	-	-	22-23	24-28	-	-	-
Плотность	3,28	3,48	3,31	4,17	Не опр.	3,20	Не опр.	Не опр.	2,50	Не опр.

Примечания. I. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,42 F.

2. В скобках даны средние или наиболее часто встречающиеся значения показателей преломления для минералов переменного состава.

3. А н а л и з ы: 1 - эгирин-диопсид бледно-зеленый из мельтейгита (обр. 727, скв. 298, гл. 249,6-251,0 м); 2 - эгирин-салит зеленый из клинопироксен-амфиболового мельтейгита (обр. 285, скв. 597, гл. 155,0-156,0 м); 3 - эгирин-салит зеленый из гортонолитсодержащего мельтейгита (обр. 120, скв. 290, гл. 165,3-166,7 м); 4 - гортонолит из мельтейгита (образец тот же); 5 - гортонолит из флогопит-амфиболового оливинит-мельтейгита (обр. 113, скв. 290, гл. 142,3-143,2 м); 6 - амфибол кальций-натриевый промежуточного состава между гастингситом и магнезиокапторитом из мельтейгита (обр. 285, скв. 597, гл. 155,0-156,0 м); 7 - тот же из оливинит-мельтейгита (обр. 113, скв. 290, гл. 142,3-143,2 м); 8 - флогопит из оливинит-мельтейгита (образец тот же); 9 - измененный нефелин из гортонолитсодержащего мельтейгита (обр. 120, скв. 290, гл. 165,3-166,7 м); 10 - нефелин с примесью альбита из гортонолитового мельтейгита (обр. 110, скв. 290, гл. 133,4-134,0 м).

4. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ АН УССР Р.Д.Левинной.

Кристаллохимические формулы

1. $(Na_{0,17} Ca_{0,75})_{0,92} (Mg_{0,72} Mn_{0,01} Fe_{0,10}^{2+} Fe_{0,14}^{3+} Al_{0,09})_{1,06} [Al_{0,04} Si_{1,96} O_6]$.
2. $(Na_{0,25} Ca_{0,69})_{0,94} (Mg_{0,53} Mn_{0,01} Fe_{0,27}^{2+} Fe_{0,22}^{3+} Al_{0,04})_{1,07} [Al_{0,08}^{3+} Si_{1,92} O_6]$.
3. $(Na_{0,21} Ca_{0,75})_{0,96} (Mg_{0,56} Mn_{0,02} Fe_{0,22}^{2+} Fe_{0,19}^{3+} Al_{0,05})_{1,04} [Al_{0,03} Si_{1,97} O_6]$.
4. $(Mg_{0,50} Mn_{0,08} Fe_{1,28}^{2+} Fe_{0,04}^{3+})_{1,98} [SiO_4]$.
5. $(Ca_{3,01} Mg_{0,87} Mn_{0,09} Fe_{1,03}^{2+})_2 [SiO_4]$.
6. $(K_{0,15} Na_{1,40} Ca_{1,37})_{2,92} (Mg_{2,93} Mn_{0,04} Fe_{1,25}^{2+} Fe_{0,73}^{3+} Ti_{0,04} Al_{0,05}^{3+})_{5,08} [Al_{1,34} Si_{6,66} O_{21,95} OH_{0,05}] (OH_{1,67} F_{0,33})_2$.
7. $(K_{0,14} Na_{1,44} Ca_{1,39})_{2,97} (Mg_{3,50} Mn_{0,05} Fe_{0,83}^{2+} Fe_{0,45}^{3+} Ti_{0,03} Al_{0,29}^{3+})_{5,15} [Al_{1,26} Si_{6,74} O_{22}] (O_{0,23} OH_{1,38} F_{0,39})_2$.
8. $(Na_{0,73} K_{0,85} Ca_{0,02} Ba_{0,01})_{1,01} (Mg_{2,44} Mn_{0,01} Fe_{0,45}^{2+} Fe_{0,08}^{3+})_{2,98} [Ti_{0,03} Al_{1,71} Si_{2,86} O_{10}] (O_{0,02} OH_{1,63} F_{0,35})_2$.

Т а б л и ц а II. Химический состав альбит-баркевикитовых эссекситов и минералов из них

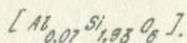
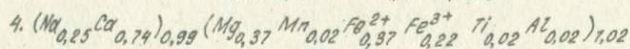
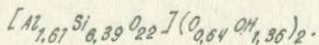
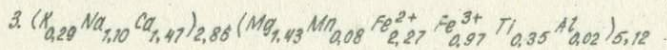
Компонент, петрохимический коэффициент	Эссекситы		Баркевикит	Эгирин-салит
	I	2	3	4
SiO_2	38,67	37,53	40,70	49,72
TiO_2	2,00	2,15	2,94	0,60
Al_2O_3	8,86	8,92	8,79	2,08
Fe_2O_3	4,21	4,93	8,23	7,63
FeO	11,41	11,83	17,28	11,41
MnO	0,46	0,37	0,60	0,60
MgO	4,13	4,18	6,12	6,48
CaO	14,64	14,56	8,72	17,64
Na_2O	4,00	4,00	3,62	3,25
K_2O	1,85	1,80	1,46	0,10
P_2O_5	3,17	2,32	0,00	0,00
S	0,18	0,16	Не опр.	Не опр.
H_2O^-	0,15	0,10	0,08	0,10
П.п.п.	1,30	1,81	1,30	0,10
CO_2	4,72	4,90	Не опр.	Не опр.
F	0,18	Не опр.	Не обн.	" "
С у м м а	99,81	99,48	99,84	99,71
$K(агл)$	0,97	0,97	0,86	2,54
$F(желез.)$	0,70	0,70	0,70	0,62
f_0	0,25	0,27	0,30	0,37

Примечания. I. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,5 J и 0,42 F.

2. А н а л и з ы. Альбит-баркевикитовые эссекситы из одного тела: I - усредненный состав (1,5 м по керну) эссексита (обр. 454, скв. 963, гл. I45, I-I46,6 м); 2 - штуф из того же интервала; 3 - обогащенный натрием зеленовато-коричневый баркевикит ($\eta_g = 1,711$; $n_p = 1,691$; $2V = 5-10^\circ$; $cNg \geq 29^\circ$) из эссексита (образец тот же); 4 - эгирин-салит из той же пробы.

3. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГФМ АН УССР Р.Л.Левинной.

Кристаллохимические формулы



Т а б л и ц а 12. Химический состав канадитов

Компонент, петрохи- мический коэффици- ент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	58,95	48,45	46,32	53,92	49,60	56,73	54,58	54,11
TiO_2	0,16	0,29	0,22	0,47	0,08	0,20	0,20	0,24
Al_2O_3	19,92	18,79	21,61	17,14	19,17	21,52	18,71	19,69
Fe_2O_3	0,78	1,67	1,66	1,53	1,36	1,76	1,27	1,21
FeO	2,18	4,28	2,88	6,19	4,90	2,16	2,88	3,55
MnO	0,03	0,22	0,08	0,08	0,10	0,03	0,05	0,07
MgO	1,52	3,88	2,41	2,02	2,00	0,58	1,38	1,89
CaO	2,62	5,80	5,84	3,50	6,02	1,54	4,62	3,61
BaO	0,18	0,03	He отр.	0,15	0,05	0,06	0,05	0,08
Na_2O	7,88	7,86	11,00	6,42	7,34	9,40	8,20	8,17
H_2O	2,86	2,67	2,24	4,49	2,97	3,90	3,21	3,27
P_2O_5	0,58	0,40	2,30	0,64	0,45	0,15	0,36	0,56
S	0,17	0,07	0,07	0,07	0,04	0,02	0,02	0,07
H_2O^-	} 0,58	0,17	0,10	0,07	0,09	0,07	0,06	0,09
П.п.п.		0,96	0,28	0,57	1,52	1,10	0,38	0,86
CO_2	1,44	3,88	2,96	1,87	3,39	0,95	3,64	2,13
F	0,04	0,10	0,30	0,04	0,02	He отр.	He отр.	0,12
Сумма	99,79	99,45	100,11	99,12	99,07	100,16	99,61	99,64
$K(атл.)$	0,81	0,85	0,94	0,90	0,80	0,91	0,91	0,86
$F(желез)$	0,51	0,47	0,51	0,68	0,63	0,78	0,63	0,58
f_0	0,25	0,26	0,34	0,18	0,18	0,43	0,29	0,25

Примечания. I. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,53 и 0,42 %.

2. А н а л и з ы: I - канадит лейкократовый с незначительным количеством (~ 5%) измененного нефелина (обр. 23, скв. 570, гл. 157,4-158,0 м); 2 - мезократовый богатый нефелином канадит с прожилковидными выделениями нефелина и кальцита (обр. 280, скв. 597, гл. 144,6-146,6 м, объединенная проба); 3 - то же (обр. 280, штуф, скв. 597, гл. 146 м); 4 - меланократовый гнейсовидный канадит (обр. 493, скв. 963, гл. 354 м); 5 - то же (обр. 264, скв. 294, гл. 228,4 м); 6 - лейкократовый богатый нефелином канадит (обр. 259, скв. 294, гл. 218,6 м); 7 - типичный канадит черниговского комплекса (обр. 271, скв. 294, гл. 256,8 м); 8 - средний состав канадита по десяти анализам.

3. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГФМ АН УССР Р.Л.Левиной.

Т а б л и ц а 13. Химический состав минералов из канадитов

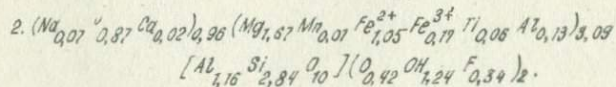
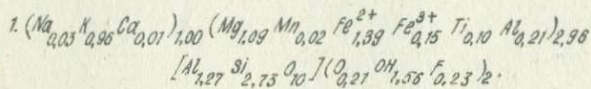
Компонент, физическое свойство	Биотиты		Альбит	Нефелин	
	1	2	3	4	5
SiO_2	35,05	37,18	63,32	45,82	44,06
TiO_2	1,68	1,08	Не опр.	0,00	Не опр.
Al_2O_3	16,21	14,30	22,10	31,70	30,97
Fe_2O_3	2,59	2,99	0,44	0,26	Не опр.
FeO	21,31	16,41	Не опр.	-	" "
MnO	0,27	0,16	" "	0,02	" "
MgO	9,44	14,65	0,16	0,02	0,43
CaO	0,12	0,21	0,98	1,68	2,68
BaO	Следы	0,20	0,12	Не опр.	Не опр.
Na_2O	0,20	0,46	11,50	12,42	15,38
K_2O	9,60	8,96	0,74	3,36	2,80
P_2O_5	Не опр.	0,02	Не опр.	0,00	Не опр.
H_2O^-	0,26	0,00	0,10	0,20	" "
Н.п.п.	3,00	2,44	0,20	4,48	" "
F	0,94	1,40	Не опр.	Не опр.	" "
С у м м а	100,27	99,81	99,66	99,96	96,32
F (железа)	0,58	0,43	-	-	-
η_d	Не опр.	Не опр.	1,5384	1,5347	-
η_p	" "	" "	1,5268	1,5295	-
Плотность	" "	3,05	-	2,57	Не опр.

Примечания. I. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,42 f.

2. А н а л и з ы: 1 - биотит из лейкократового канадита с незначительным количеством (~5%) нефелина (обр. 23, скв. 570, гл. 157,4-158,0 м); 2 - биотит из мезократового богатого нефелином канадита (обр. 280, скв. 597, гл. 144,6-146,6 м); 3 - альбит с примесью нефелина из того же образца (концентрат альбита № 0 содержит примесь альбита № 5 - $\eta_g = 1,5398$; $\eta_p = 1,5294$); 4 - измененный нефелин из того же канадита (концентрат выделен в тяжелых жидкостях); 5 - слабо измененный нефелин с примесью альбита из того же канадита (концентрат выделен под бинокляром).

3. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГФМ АН УССР Р.Л.Левинной.

Кристаллохимические формулы



Т а б л и ц а 14. Химический состав щелочных сиенитов, твейто

Компонент, петрохимический коэффициент	Щелочные сиениты центральной части массива					
	I	2	3	4	5	6
SiO ₂	61,65	56,69	61,12	57,90	60,45	60,70
TiO ₂	0,36	0,34	0,51	0,61	0,21	0,36
Al ₂ O ₃	14,21	9,47	15,46	13,72	14,75	14,70
Fe ₂ O ₃	1,86	5,42	1,58	1,54	1,67	1,74
FeO	3,08	5,18	2,60	2,27	3,24	2,72
MnO	0,13	0,35	0,08	0,15	0,20	0,13
MgO	1,41	4,27	1,91	2,16	1,99	1,94
CaO	4,80	8,90	4,08	8,88	6,36	5,62
BaO	0,17	-	0,32	-	-	-
Na ₂ O	6,24	4,88	7,38	6,00	6,32	6,48
K ₂ O	4,22	2,50	3,15	3,35	3,60	3,61
B ₂ O ₃	0,23	0,34	0,12	0,23	0,37	0,28
S	0,03	0,00	0,13	0,03	0,21	0,10
H ₂ O ⁻	0,08	0,12	0,08	0,10	0,18	0,14
П.п.п.	0,41	0,42	0,65	0,47	0,51	0,36
CO ₂	0,73	0,76	0,60	2,83	0,84	1,10
F	Не опр.	0,12	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	99,66	99,71	99,71	100,23	100,30	99,93
K (агп.)	1,05	1,15	1,01	0,99	1,00	0,99
F (желез.)	0,61	0,58	0,55	0,51	0,59	0,56
f _b	0,35	0,48	0,36	0,37	0,32	0,37
Молекулярное отношение нормативного щелочного полевого шпата (Or:Ab)	33:67	33:67	24:76	29:71	29:71	29:71

зитов и нордмаркитов

Щелочные сиениты северного и южного выклиниваний массива	Твейтозиты						Твейтозит-пироксенит	
	7	8	9	10	11	12	13	14
55,19	60,01	51,68	56,69	51,11	53,82	36,85	40,47	
4,49	0,66	0,66	0,39	7,45	0,47	0,35	0,20	
11,69	16,23	8,22	10,06	6,58	5,40	2,84	2,83 [±]	
2,45	2,35	4,12	3,73	5,62	8,04	4,64	5,88	
3,08	2,65	4,70	3,73	3,36	8,18	4,32	8,42	
0,15	0,14	0,28	0,03	0,23	0,54	0,61	0,67	
2,99	2,48	5,06	4,29	5,10	6,50	5,73	9,41	
9,48	4,80	14,52	9,94	14,73	13,09	28,06	22,68	
-	-	-	0,10	-	-	0,03	-	
3,75	4,00	4,40	5,68	3,67	2,28	2,45	0,77	
3,90	5,46	1,68	3,10	1,04	0,80	0,55	0,14	
0,20	0,26	2,88	0,87	Следы	0,12	11,79	5,96	
0,03	0,02	0,02	0,00	0,26	Следы	0,04	0,17	
0,30	-	0,09	0,07	0,10	0,06	0,06	0,11	
0,78	0,46	0,90	0,15	0,47	0,88	0,57	1,35	
1,55	0,21	0,53	1,00	0,36	0,31	0,82	1,79	
Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,10	Не опр.	Не опр.	0,36	Не опр.	
100,02	99,72	99,63	100,19	99,97	100,49	99,90	100,27	
0,88	0,77	1,11	1,26	1,09	0,86	1,75	0,88	
0,51	0,52	0,49	0,50	0,49	0,58	0,47	0,47	
0,42	0,44	0,44	0,47	0,60	0,47	0,49	0,39	
48:52	53:47	29:71	33:67	31:69				

Окончание табл. I4

Компонент, петрохимический коэффициент	Твей-тозит-пироксениты	Нордмаркиты и щелочные граниты					Сиенит (месторождение Кукуунгур)
	I5	I6	I7	I8	I9	20	
SiO_2	41,02	64,37	65,91	63,99	69,34	57,05	
TiO_2	0,26	0,76	1,29	0,09	0,31	0,70	
Al_2O_3	12,68*	16,01	16,57	18,99	14,04	13,70	
Fe_2O_3	3,77	0,69	1,20	0,29	1,49	8,31	
FeO	6,48	1,94	0,58	1,33	0,86	1,58	
MnO	0,85	0,08	0,04	0,07	0,07	0,08	
MgO	7,22	1,08	0,82	0,67	0,98	3,23	
CaO	20,28	3,84	1,74	2,42	2,27	5,52	
BaO	0,43	-	-	0,50	-	-	
Na_2O	1,25	6,00	6,70	7,40	5,03	2,28	
K_2O	0,31	4,00	4,30	3,08	4,00	5,94	
B_2O_5	3,02	0,12	0,03	0,22	0,11	0,48	
S	0,07	0,03	0,01	0,07	0,02	0,03	
H_2O^-	0,23	0,15	0,09	0,06	0,11	0,15	
П. п. п.	1,61	0,43	0,22	0,39	0,38	0,12	
CO_2	0,85	0,39	0,36	0,28	0,82	0,45	
F	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
Сумма	100,30	99,88	99,86	99,81	99,81	99,60	
K (апг.)	0,19	0,89	0,95	0,82	0,90	0,75	
F (желез.)	0,45	0,57	0,55	0,71	0,56	0,61	
f_0	0,34	0,23	0,67	0,10	0,60	0,83	
Молекулярное отношение нормативного щелочного полевого шпата (Or: Ab.)		31:69	32:68	22:78	37:63	64:36	

Примечания. I. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,55 и 0,42 F.

2. При расчете состава нормативного щелочного полевого шпата вычитался Na_2O эгиринового компонента, а при отсутствии анализов клинопироксенов — Na_2O , эквивалентный Fe_2O_3 .

3. А н а л и з. Сиенит эгирин-салитовый крупнозернистый из одной дайки: I — крупнозернистая разновидность (обр. 2, скв. 569, гл. 95,7 — 98,6 м); 2 — меланократовый твейтозитовый участок (обр. 2, скв. 569, гл. 97,0 м); 3 — сиенит альбитизированный (обр. I3, скв. 569, гл. I20, 6—I2I,5 м); 4 — сиенит эгирин-салитовый крупнозернистый мезократовый, залегающий среди фенитов (обр. 782, скв. 299, гл. 220,0—22I,0 м); 5 — сиенит эгирин-салитовый, пегматоидный, залегающий среди фенитов (обр. 327, скв. 964, гл. 2I7,0—2I8,0 м); 6 — средний состав щелочного сиенита (по семи анализам) из центральной части массива; 7 — граносиенит (нордмаркит) клинопироксен-сфеновый пегматоидный из северного выклинивания массива (обр. 580, скв. 970, гл. 292,4 м); 8 — щелочной сиенит клинопироксеновый кварц-содержащий южного выклинивания комплекса (обр. 547, скв. 296, гл. 43,5 м); твейтозиты, тело мощностью более 20 м среди щелочных сиенитов: 9 — твейтозит апатитовый (обр. 904, скв. 953, гл. I83,5 м); 10 — порфирировидный твейтозит (обр. 905, скв. 953, гл. I85,5 м, см. фото I5); II — твейтозит сфеносодержащий среднезернистый (обр. 906, скв. 953, гл. 20I,5 м); I2 — твейтозит кварцевый меланократовый, залегающий среди чередующихся фенитизированных мигматитов и амфиболитов (обр. 942, скв. 957, гл. I20,5 м); I3 — твейтозит-пироксенит апатитовый с примесью кварца и пертита, маломощные (до 0,2 м) ветвящиеся жилы в щелочном сиените (обр. 66I, скв. 965, гл. 638 м); I4 — твейтозит-пироксенит апатитовый с ортитом и магнетитом, сегрегация (0,4 м) в ортитсодержащих щелочных сиенитах (обр. 307, скв. 965, гл. I39,7—I40, I м); I5 — твейтозит-пироксенит апатит-ортитовый, сегрегация (до 0,3 м) среди ортитсодержащих нордмаркитов и кварцевых твейзитов (обр. 943, скв. 957, гл. I28,0 м); I6 — нордмаркит, жила в фенитах (обр. 6I9, скв. 965, гл. 468,3—473,5 м); I7 — крупнозернистый обогащенный сфеном нордмаркит (фото I3), среди щелочных сиенитов (обр. 325, скв. 964, гл. 2I4,6 м); I8 — пегматоидный нордмаркит среди фенитизированных гранитоидов и амфиболитов (обр. 676, скв. 295, гл. I70 м); I9 — гранит щелочной эгирин-салитовый, жила (до 2,5 м) в фенгтах (обр. 3I4, скв. 964, гл. I7I,0—I73,5 м); 20 — сиенит магнетит-клинопироксен-микроклиновидный из железорудного месторождения Куксунгур (обр. 542, скв. 2, гл. 42I м).

4. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГФМ АН УССР Р.Л.Левиной (ан. I—5, 7, 9—II, I3—I7, I9) и Г.А.Скринник (ан. 8, I2, I8, 20).

5. Звездочкой обозначена сумма $Al_2O_3 + Ti_2O_3$.

Т а с л и ц а 15. Химический состав минералов из щелочных сиенитов, твейтозитов и нордмаркитов

Компонент, физическое свойство	Клинопироксены (эгирин-салиты)							Полевые шпаты		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>SiO₂</i>	51,01	51,33	51,32	51,55	50,82	51,35	51,23	He опр.	68,12	63,54
<i>TiO₂</i>	0,41	0,44	0,16	0,06	0,15	0,19	0,07	" "	He опр.	He опр.
<i>Al₂O₃</i>	0,62	1,13	0,90	0,95	1,09	1,34	0,90	" "	19,75	19,02
<i>Fe₂O₃</i>	7,29	7,68	4,70	4,89	4,86	8,76	4,81	" "	He опр.	0,18(общ.)
<i>FeO</i>	11,48	9,72	13,25	8,93	10,94	7,78	9,36	" "	" "	He опр.
<i>MnO</i>	0,63	0,35	1,18	0,55	0,50	0,71	0,78	" "	" "	" "
<i>MgO</i>	7,03	7,86	7,59	10,01	10,21	9,18	10,14	" "	He опр.	0,08
<i>CaO</i>	18,24	18,36	18,61	20,72	19,99	17,24	21,56	0,30	0,60	0,36
<i>BaO</i>	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	-	0,11	0,08	0,75
<i>Na₂O</i>	2,84	2,92	1,86	2,00	1,46	3,40	1,16	7,90	10,40	1,40
<i>K₂O</i>	0,11	0,09	0,06	0,07	0,04	0,06	Следы	5,30	1,50	13,84
<i>P₂O₅</i>	0,12	0,06	He опр.	0,07	He опр.	He опр.	"	He опр.	He опр.	He опр.
<i>H₂O⁻</i>	0,12	0,04	0,16	0,14	0,16	0,08	0,12	" "	" "	0,16
П.п.п.	0,28	0,26	0,23	0,27	0,21	0,22	0,21	" "	" "	0,28
Сумма	100,18	100,24	100,02	100,21	100,43	100,31	100,34	" "	100,45	99,61
F(желез.)	0,60	0,55	0,58	0,44	0,47	0,50	0,45	-	-	-
<i>Ng</i>	(1,736)	(1,740)	(1,733)	(1,727)	(1,729)	(1,733)	(1,725)	He опр.	1,539- 1,541	1,5268
<i>Np</i>	(1,707)	(1,710)	(1,703)	(1,698)	(1,698)	(1,705)	(1,694)	" "	1,529(?)	1,5199
<i>2V</i>	74-76	74-76	70	70	66-67	80	58-68	" "	He опр.	He опр.
<i>cNg</i>	60-62	62-64	56	59	54-56	67	48-53	" "	" "	" "
Плотность	He опр.	He опр.	3,56	He опр.	3,48	3,46	3,37	" "	" "	" "

Примечания. I. Для минералов переменного состава в скобках приведены средние значения показателей преломления.

2. А н а л и з ы: 1 - эгирин-салит из щелочного сиенита (обр. 2, скв. 569, гл. 95,7-98,6 м); 2 - эгирин-салит из альбитизированного щелочного сиенита (обр. 13, скв. 569, гл. 120,6-121,5 м); 3 - эгирин-салит из пегматоидного щелочного сиенита, залегающего среди фенитов (обр. 327, скв. 964, гл. 217-218 м); 4 - эгирин-салит из крупнозернистого мезократового сиенита (обр. 782, скв. 299, гл. 220-221 м); 5 - эгирин-салит из пегматоидного клинопироксен-сфенового граносиенита (нордмаркита), северное выклинивание карбонатитового массива (обр. 580, скв. 970, гл. 292,4 м); 6 - эгирин-салит из порфиrowидного твейтозита (обр. 905, скв. 953, гл. 185,5 м; фото 15); 7 - эгирин-салит из нордмаркита, жила в фенитах (обр. 619, скв. 965, гл. 468,3-473,5 м); 8 - мезоантипертит из пегматоидного щелочного эгирин-салитового сиенита (обр. 328, скв. 964, гл. 220,5 м); 9 - альбитовая фаза полевого шпата из альбитизированного щелочного сиенита (обр. 13, скв. 569, гл. 120,6-121,5 м); 10 - микроклиновaя фаза (с примесью альбита) полевого шпата из пегматоидного твейтозита (обр. 905, скв. 953, гл. 185,5 м; фото 15).

157

3. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГФМ АН УССР Р.Л.Левинoй.

Кристаллохимические формулы

1. $(K_{0,01} Na_{0,21} Ca_{0,78})_{0,98} (Mg_{0,41} Fe_{0,57}^{2+} Mn_{0,02} Fe_{0,21}^{3+} Ti_{0,01})_{1,02} [(Al_{0,02} Si_{1,98})_2 O_6]$.
2. $(Na_{0,22} Ca_{0,76})_{0,98} (Mg_{0,45} Fe_{0,51}^{2+} Mn_{0,01} Fe_{0,22}^{3+} Al_{0,02} Ti_{0,01})_{1,02} [(Al_{0,03} Si_{1,97})_2 O_6]$.
3. $(Na_{0,74} Ca_{0,77})_{0,91} (Mg_{0,44} Fe_{0,45}^{2+} Mn_{0,04} Fe_{0,14}^{3+} Al_{0,03})_{1,03} [(Al_{0,01} Si_{1,99})_2 O_6]$.
4. $(Na_{0,15} Ca_{0,85})_{1,00} (Mg_{0,57} Fe_{0,28}^{2+} Mn_{0,02} Fe_{0,14}^{3+} Al_{0,01})_{1,02} [(Al_{0,03} Si_{1,97})_2 O_6]$.
5. $(Na_{0,11} Ca_{0,82})_{0,93} (Mg_{0,58} Fe_{0,55}^{2+} Mn_{0,02} Fe_{0,13}^{3+})_{1,03} [(Fe_{0,01}^{3+} Al_{0,05} Si_{1,94})_2 O_6]$.
6. $(Na_{0,25} Ca_{0,70})_{0,95} (Mg_{0,52} Fe_{0,25}^{2+} Mn_{0,02} Fe_{0,25}^{3+} Al_{0,01})_{1,05} [(Al_{0,05} Si_{1,95})_2 O_6]$.
7. $(Na_{0,09} Ca_{0,88})_{0,97} (Mg_{0,57} Fe_{0,50}^{2+} Mn_{0,03} Fe_{0,15}^{3+})_{1,03} [(Fe_{0,01}^{3+} Al_{0,04} Si_{1,95})_2 O_6]$.
8. $(K_{0,30} Na_{0,68} Ca_{0,02})_{1,00} [(Al_{1,02} Si_{2,98})_4 O_{16}]$.
9. $(K_{0,09} Na_{0,88} Ca_{0,03})_{1,00} [(Al_{1,02} Si_{2,98})_4 O_{16}]$.
10. $(K_{0,82} Na_{0,15} Ca_{0,03} Ba_{0,01})_{0,99} [(Al_{1,04} Si_{2,96})_4 O_{16}]$.

Т а б л и ц а 16. Химический состав рингитов

Компонент	1	2
SiO_2	30,54	30,08
TiO_2	0,18	0,14
Al_2O_3	4,19	4,19
Fe_2O_3	2,53	1,93
FeO	4,23	4,45
MnO	0,49	0,28
MgO	3,16	2,78
$CaO + SrO$	32,11	33,34
Na_2O	1,70	2,01
K_2O	0,80	0,59
P_2O_5	3,96	3,14
S	Следы	Следы
H_2O (гидр.)	0,35	0,32
П.п.п.	1,29	1,67
CO_2	14,36	15,07
C (орг.)	0,04	0,06
С у м м а	99,93	100,05

Примечания.

1. А н а л и з ы: 1 - рингит брекчиевидный апатит-клинопироксен-полевошпатовый (обр. 331, скв. 964, гл. 226,5 м); 2 - то же (обр. 332, скв. 964, гл. 228,8 м).

2. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЧМ АН УССР Г.А.Скрынник.

Т а б л и ц а 17. Химический состав сѣвитов

Компонент, петрохимический коэффициент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	10,75	8,15	36,14	3,92	9,59	16,67	6,82
TiO_2	0,17	0,13	0,31	0,05	0,13	0,14	0,07
Al_2O_3	2,25 ^ж	2,59	11,65	0,60	3,13 ^ж	5,18	0,63
Fe_2O_3	1,61	1,30	2,21	2,51	2,40	2,10	1,44
FeO	5,76	4,32	3,60	3,30	4,18	5,68	3,46
MnO	0,72	0,79	0,41	0,635	0,77	0,35	0,57
MgO	3,66	2,82	2,27	2,06	2,55	4,54	1,86
CaO	42,03 ^{жж}	43,08	19,72 ^{жж}	46,60	41,99 ^{жж}	34,53 ^{жж}	48,12 ^{жж}
BaO	(0,03)	(0,04)	0,06	(0,06)	0,11	(0,01)	(0,05)
Na_2O	0,62	0,62	4,24	0,33	0,87	1,52	0,68
K_2O	1,82	0,98	2,49	0,23	1,10	1,52	0,29
P_2O_5	2,59	3,48	2,30	3,06	2,86	3,22	2,02
S	0,29	0,27	0,08	0,20	0,22	0,07	0,45
H_2O^-	0,12	0,06	0,15	0,13	0,14	-	0,08
П. п. п.	1,20	0,48	0,84	Не опн.	0,73	1,73	0,14
CO_2	27,26	30,76	13,15	35,35	29,89	21,89	33,98
C (графит)	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,30	Не опр.	0,08
F	0,10	0,40	0,20	" "	0,23	" "	0,10
С у м м а	100,77	99,93	99,70	99,48	100,98	99,61	100,53
$CaO : CO_2$	1,03	0,98	0,99	0,95	1,01	1,05	1,02
$MgO : SiO_2$	0,51	0,51	0,09	0,78	0,39	0,41	0,41
$MgO : (CaO + MgO)$	0,12	0,09	0,16	0,05	0,08	0,18	0,06
F (желез.)	0,55	0,55	0,60	0,63	0,61	0,49	0,73
δ	0,20	0,21	0,36	0,41	0,34	0,25	0,16

Окончание табл. I7.

Компонент, петрохимический коэффициент	8	9	10	11	12	13
SiO_2	6,91	12,95	16,91	11,58	11,43	27,77
TiO_2	0,15	0,60	0,50	0,07	0,13	0,37
Al_2O_3	2,22	3,21	4,61*	3,39	2,52	5,65
Fe_2O_3	2,08	2,08	3,53	1,44	3,03	2,40
FeO	2,88	3,46	6,91	3,46	5,02	4,90
MnO	0,46	0,46	0,60	0,35	0,20	0,35
MgO	1,00	5,49	4,82	0,83	3,04	7,76
CaO	46,56 ^{xxx}	39,31 ^{xxx}	32,11 ^{xxx}	43,38 ^{xxx}	40,06	28,20 ^{xxx}
BaO	(0,04)	0,05	0,05	0,04	Не опр.	0,02
Ni_2O	0,64	0,55	0,66	1,46	1,63	0,64
K_2O	0,84	1,71	3,50	0,70	0,80	2,30
P_2O_5	3,45	5,18	4,31	3,73	4,61	3,05
S	0,30	0,17	0,12	0,31	0,50	0,05
H_2O^-	0,10	0,26	0,21	0,11	0,06	0,36
П.п.п.	0,47	0,13	1,77	0,23	0,51	1,51
CO_2	32,73	25,00	19,10	29,33	26,02	14,32
C (графит)	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
F	0,25	0,24	0,50	0,08	0,15	0,50
Сумма	100,78	100,67	99,94	100,30	99,40	99,92
$CaO : CO_2$	0,98	1,02	1,07	1,01	1,04	1,32
$MgO : SiO_2$	0,22	0,63	0,42	0,11	0,39	0,42
$MgO : (CaO + MgO)$	0,03	0,19	0,20	0,03	0,10	0,31
F (желез.)	0,74	0,37	0,55	0,77	0,60	0,35
f_2	0,39	0,35	0,31	0,27	0,35	0,31

14	15	16	17	18	19
15,66	14,78	10,57	13,86	11,94	13,69
0,35	1,20	1,53	0,29	0,55	0,37
3,77	1,23	1,24	2,29	2,42 ^{xxx}	3,34 ^{xx}
2,37	3,36	1,73	1,68	2,70	2,22
5,33	3,89	3,40	3,89	3,02	4,25
1,41	0,30	0,23	0,31	0,72	0,54
3,10	4,36	4,34	6,21	3,66	3,58
36,03 ^{xxx}	40,88 ^{xxx}	43,26	38,83 ^{xxx}	41,80 ^{xxx}	39,42 ^{xxx}
0,03	(0,03)	Не опр.	(0,04)	0,02	0,05
1,00	0,74	0,72	0,99	0,60	1,03
1,87	0,81	0,56	1,54	1,08	1,34
3,16	3,31	3,20	4,90	4,60	3,50
0,21	0,30	0,51	0,46	0,25	0,26
0,19	0,15	0,08	0,18	0,09	0,15
0,80	1,55	0,19	2,09	0,29	0,81
25,00	22,75	27,90	22,30	26,65	25,74
0,18	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
0,32	0,04	0,12	0,08	0,24	0,22
100,55	99,49	99,27	99,67	100,41	100,39
0,98	1,25	1,10	1,05	1,03	1,03
0,29	0,44	0,61	0,68	0,46	0,39
0,12	0,14	0,13	0,21	0,13	0,13
0,62	0,48	0,40	0,34	0,49	0,52
0,29	0,43	0,32	0,28	0,45	0,32

Примечания. I. В скобках даны спектральные полуколичественные определения, которые в сумму не входят.

2. Сумма компонентов приведена с вычетом $0,42f$ и $0,5j$. В анализе 4 в сумму входят $0,60\%$ ($Nb_2O_5 + ZrO_2 + BaO$), а в анализе 6 - $0,50\%$ суммы тех же компонентов.

3. Петрохимические коэффициенты $CaO:CO_2$ и $MgO:(CaO+MgO)$ приведены с вычетом CaO , связанного в нормативном апатите.

4. А н а л и з и: I - севит биотитовый альбитсодержащий лейкократовый массивный, дайка в фенитах (обр.342, скв.964, гл.262,2-264,6 м); 2 - то же (обр.352, скв.964, гл.300,1 м); 3 - севит биотитовый меланократовый брекчиевидный с включениями биотитовых альбитов, дайка в канадитах (обр.481, скв.963, гл.280-282 м); севиты амфибол-биотитовые массивные; 4 - лейкократовый севит, залегающий в фенитах (обр.88, скв.291, гл.255 м); 5 - севит мезократовый с мелкими амфибол-биотитовыми округлыми сегрегациями (обр.365, скв.964, гл.335,5-336,5 м); 6 - севит меланократовый с крупными сегрегационными включениями апатит-амфибол-биотитового состава (обр.103, скв.291, гл.303-304 м); дайка в фенитах севиты клинопироксен-амфибол-биотитовые массивные; 7 - севит лейкократовый, залегающий среди фенитов (обр.50, скв.572, гл.134,3-135,3 м); 8 - то же (обр.358, скв.964, гл.330-321 м); 9 - севит мезократовый, ксенолит (?) в альвикитах (обр.804, скв.299, гл.307,5-310,2 м); 10 - севит меланократовый, дайка в канадитах (обр.251, скв.294, гл.200,4-202,4 м); II - севит мезократовый, дайка в канадитах (обр.363 - объединенная проба, скв.294, гл.225,2-227,0 м); 12 - то же (обр.263 - штуф, скв.294, гл.225,8 м); 13 - севит меланократовый с клинопироксен-амфибол-биотитовыми сегрегациями, дайка в сиенитах (обр.582, скв.970, гл.299,0-304,0 м); севиты брекчиевидные мезократовые клинопироксен-амфибол-биотитовые; 14 - крупновитая севитовая брекчия (обр.598 - объединенная проба из цемента, скв.598, гл.155-175 м); 15 - севит брекчиевидный из дайки, секущей щелочные пироксениты и фениты (обр.655 - объединенная проба, скв.965, гл.619,3-621,8 м); 16 - то же (обр.655 - штуф, скв.965, гл.621 м); 17 - то же (обр.845, скв.255, гл.350,45-351,95 м); 18 - севит из дайки, секущей фениты и щелочные пироксениты и содержащей ксенолиты этих пород (обр.649, скв.965, гл.598,3-606,0 м); 19 - средний состав севита из 18 анализов.

5. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГФМ АН УССР Р.Л.Левиной.

6. Звездочкой обозначена сумма $Al_2O_3 + TiO_2$, двумя звездочками - $CaO + SrO$.

Т а б л и ц а 18. Химический состав кальцитов из сѣвитов

Компонент, физическое свойство	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>CaO</i>	53,95 [±]	51,90	53,18 [±]	53,61 [±]	52,76 [±]	53,61 [±]	54,35 [±]	55,20 [±]	52,71 [±]	53,97 [±]	54,00 [±]
<i>BaO</i>	0,10	Не опр.	(0,05)	0,10	Не опр.	Не опр.	Не опр.	(0,05)	0,03	Не опр.	0,05
<i>MgO</i>	0,36	1,32	0,05	0,54	0,80	0,90	0,21	0,28	1,00	1,15	0,54
<i>MnO</i>	0,47	0,63	1,08	0,70	0,59	0,26	0,28	0,40	0,84	0,50	0,54
<i>FeO</i>	0,56	1,51	2,16	1,29	2,30	0,72	0,58	1,01	2,23	1,01	0,56
<i>Fe₂O₃</i>	0,58	0,68	0,19	0,38	Не обн.	0,26	0,05	Следы	Не опр.	0,02	0,17
<i>Al₂O₃</i>	0,41	Не обн.	0,06 [±]	0,55	0,18	0,30	0,31	0,06 [±]	Не опр.	0,15	0,61 [±]
<i>Na₂O</i>	0,20	0,02	0,08	0,30	Не опр.	Не опр.	0,08	0,06	" "	Не опр.	0,16
<i>K₂O</i>	0,18	Не обн.	Не обн.	0,04	" "	" "	0,10	0,00	" "	" "	Не обн.
<i>P₂O₅</i>	0,01	0,04	0,01	0,01	" "	" "	Не опр.	0,02	" "	" "	0,01
<i>H₂O</i>	Не опр.	Не опр.	0,08	Не опр.	0,06	0,06	0,10	0,12	0,10	0,12	Не опр.
<i>CO₂</i>	42,89	43,54	42,94	42,95	42,87	43,44	42,75	42,59	42,46	43,15	42,93
<i>SiO₂</i>	0,45	0,12	(0,08)	0,12	Не опр.	Не опр.	0,11	(0,02)	0,26	Не опр.	0,27
(нераств.ост.)											
С у м м а	100,19	99,76	99,91	100,59	99,58	99,55	98,92	99,76	99,63	100,07	99,84

Компонентный состав (молекулярные количества), %

<i>(Ca Sr)CO₃</i>	96,9	92,9	95,1	95,5	93,8	96,0	98,2	97,3	93,2	95,0	96,8
<i>MgCO₃</i>	0,9	3,3	0,10	1,4	2,0	2,3	0,5	0,7	2,5	2,9	1,4
<i>FeCO₃</i>	1,5	2,9	3,3	2,1	3,3	1,3	0,9	0,6	3,1	1,4	1,0

Окончание табл. 18

Компонент, физическое свойство	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
$MnCO_3$	0,7	0,9	1,5	1,0	0,9	0,4	0,4	1,4	1,2	0,7	0,8
$n_f(n_g)$	1,6630	Не опр.	Не опр.	1,6647	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,6583	Не опр.	1,6630
	1,6578	-	-	1,6580	-	-	-	-	1,6621	-	1,6578
	-	-	-	Не опр.	-	-	-	-	1,6647	-	-
	-	-	-	-	-	-	-	-	1,6693	-	-
Плотность	2,776	Не опр.	Не опр.	2,781	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,816

161

Примечания. I. В скобках даны полуколичественные спектральные определения Ва которые в сум-
му не включены.

2. Значения n_f приводятся в порядке частоты их встречаемости.

3. А н а л и з ы: 1 - кальцит из меланократового биотитового сѣвита (обр. 481, скв. 963, гл. 280-282 м); 2 - кальцит из лейкократового амфибол-биотитового сѣвита (обр. 68, скв. 291, гл. 255 м); 3 - кальцит из мезократового амфибол-биотитового сѣвита (обр. 365, скв. 964, гл. 335,5-336,5 м); 4 - кальцит из меланократового амфибол-биотитового сѣвита (обр. 103, скв. 291, гл. 303-304 м); 5 - кальцит из лейкократового амфибол-биотит-клинопироксенового сѣвита (обр. 50, скв. 572, гл. 134,3-135,3 м); 6 - кальцит из мезократового клинопироксен-амфибол-биотитового сѣвита, залегающего среди альвикитов (обр. 804, скв. 299, гл. 307,5-310,2 м); 7 - кальцит из меланократового клинопироксен-амфибол-биотитового сѣвита (обр. 251, скв. 294, гл. 200,4-202,4 м); 8 - кальцит из мезократового клинопироксен-амфибол-биотитового сѣвита (обр. 263, скв. 294, гл. 225,2-227,0 м); 9 - кальцит из эруптивной сѣвитовой брекчии (обр. 598, скв. 598, гл. 155-175 м); 10 - кальцит из брекчиевидного клинопироксен-амфибол-биотитового сѣвита (обр. 845, скв. 255, гл. 350,45-351,95 м); 11 - то же (обр. 649, скв. 965, гл. 598,3-606,0 м).

4. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ АН УССР Р.Л.Левиной (ан. 2, 3, 5-8, 10), Б.В.Мирской (ан. 1, 4, 11) и В.К.Закревской (ан. 9);

5. Звездочкой обозначена сумма $MgO_3 + TR_2O_3$, а двумя звездочками - $CaO + SrO$.

Т а б л и ц а 19. Химический состав клинопироксенов из сѣвитов

Компонент, физическое свойство	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	52,00	52,85	51,78	50,94	51,80	51,50	50,72
TiO_2	0,19	0,15	0,27	0,21	0,19	0,05	0,13
Al_2O_3	0,90	0,90	2,70	2,08	2,23	1,30	1,34
Fe_2O_3	5,30	5,16	5,97	3,57	6,56	7,06	9,71
FeO	5,76	6,34	5,79	6,62	4,90	9,50	8,64
MnO	0,45	0,34	0,50	0,71	0,21	0,56	0,84
MgO	12,75	12,06	9,79	12,00	11,67	8,67	7,80
CaO	20,00	19,76	19,32	21,83	19,04	18,34	17,30
Na_2O	2,14	2,08	2,84	1,22	3,00	2,90	2,86
K_2O	0,06	0,06	0,03	0,06	0,04	0,00	0,12
As_2O_5	He опр.	He опр.	0,03	He опр.	Следы	Следы	He опр.
H_2O^-	0,00	0,12	0,04	0,12	0,14	0,08	0,10
П. п. п.	0,32	0,36	0,86	0,30	0,31	0,32	0,22
С у м м а	99,87	100,18	99,92	99,66	100,09	100,28	99,78
F (желез.)	0,33	0,35	0,40	0,33	0,35	0,52	0,57
ng	1,717	1,717	1,725	1,717	1,725	1,733	1,738
np	1,686	1,686	1,696	1,687	1,696	1,702	1,707
$2V$	74-76	66-68	66-76	64	77	75	77-81
$сNg$	56(?)	45	51-60	48	59	62	63
Плотность	He опр.	3,36	3,44	3,30	3,31	3,49	He опр.

Примечания. 1. В связи с тем, что минералы имеют переменный состав приводятся средние или наиболее часто встречающиеся значения показателей преломления.

2. А н а л и з ы: 1 - эгирин-диопсид из мезократового клинопироксен-амфибол-биотитового сѣвита, субвертикальная дайка с зонами заалки в щелочных пироксенитах (обр. 845, скв. 255, гл. 350,45-351,95 м); 2 - то же (обр. 655, скв. 965, гл. 619,5-621,8 м); 3 - эгирин-салит из брекчиевидного мезократового амфибол-пироксен-биотитового сѣвита, дайка, секущая фениты и щелочные пироксениты (обр. 649, скв. 965, гл. 598,3-606,0 м); 4 - эгирин-салит из меланократового биотит-амфибол-пироксенового сѣвита, дайка, секущая щелочные сиениты (обр. 582, скв. 970, гл. 299,0-304,0 м); 5 - эгирин-диопсид из мезократового амфибол-пироксен-биотитового сѣвита - ксенолит (?) в альвизитах (обр. 804, скв. 299, гл. 307,5-310,0 м); 6 - эгирин-салит из лейкократового амфибол-биотит-пироксенового сѣвита, залегающего в фенитах (обр. 50, скв. 572, гл. 134,4-135,3 м); 7 - эгирин-ферросалит из каторфит-пироксен-биотитового сѣвита, дайка в канадитах (обр. 251, скв. 294, гл. 200,4-202,4 м).

3. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ АН УССР Р.Л.Левиной.

Кристаллохимические формулы

1. $(Na_{0,16} Ca_{0,81})_{0,97} (Mg_{0,71} Fe_{0,18}^{2+} Mn_{0,01} Fe_{0,15}^{3+})_{1,05} [Al_{0,04} Si_{1,96} O_6]$.
2. $(Na_{0,15} Ca_{0,79})_{0,94} (Mg_{0,67} Fe_{0,20}^{2+} Mn_{0,01} Fe_{0,15}^{3+} Al_{0,02})_{1,05} [Al_{0,02} Si_{1,98} O_6]$.
3. $(Na_{0,21} Ca_{0,78})_{0,99} (Mg_{0,55} Fe_{0,18}^{2+} Mn_{0,02} Fe_{0,17}^{3+} Ti_{0,01} Al_{0,07})_{1,00} [Al_{0,04} Si_{1,96} O_6]$.
4. $(Na_{0,09} Ca_{0,89})_{0,98} (Mg_{0,68} Fe_{0,21}^{2+} Mn_{0,02} Fe_{0,10}^{3+} Ti_{0,01} Al_{0,02})_{1,04} [Al_{0,07} Si_{1,93} O_6]$.
5. $(Na_{0,22} Ca_{0,76})_{0,98} (Mg_{0,65} Fe_{0,15}^{2+} Mn_{0,01} Fe_{0,18}^{3+} Ti_{0,01} Al_{0,04})_{1,04} [Al_{0,06} Si_{1,94} O_6]$.
6. $(Na_{0,22} Ca_{0,77})_{0,99} (Mg_{0,49} Fe_{0,30}^{2+} Mn_{0,02} Fe_{0,20}^{3+} Al_{0,03})_{1,04} [Al_{0,03} Si_{1,97} O_6]$.
7. $(Na_{0,07} Ca_{0,21})_{0,93} (Mg_{0,45} Fe_{0,28}^{2+} Mn_{0,03} Fe_{0,28}^{3+} Al_{0,01})_{1,05} [Al_{0,05} Si_{1,95} O_6]$.

Т а б л и ц а 20. Химический состав амфиболов из севитов

Компонент, физическое свойство	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	49,31	45,73	45,32	45,01	42,80	45,18	44,99
TiO_2	0,59	0,79	0,34	0,48	1,52	0,04	0,38
Al_2O_3	4,40	7,60	6,72	6,87	9,64	7,82	6,44
Fe_2O_3	5,12	7,71	5,54	5,94	5,45	5,50	11,00
FeO	8,64	8,64	14,11	14,11	9,50	13,80	12,72
MnO	0,30	0,28	0,21	0,48	0,15	0,21	0,19
MgO	17,27	12,93	11,84	11,22	14,36	11,30	8,79
CaO	8,97	9,79	8,82	9,24	9,34	7,54	6,12
Na_2O	3,44	3,82	3,82	3,72	4,35	4,80	5,80
H_2O	0,70	0,85	1,19	0,99	0,84	0,60	1,07
F_2O_5	Следы	Не опр.	Следы	0,06	0,06	0,09	0,00
H_2O	0,06	0,02	0,08	0,18	0,14	Не опр.	0,09
П.п.п.	1,27	1,52	1,67	1,63	1,60	2,03	1,96
F	1,00	0,80	0,26	0,40	Следы	0,85	0,40
Сумма	100,61	100,14	99,81	100,16	99,75	99,40	99,77
F(желез.)	0,31	0,41	0,49	0,49	0,38	0,48	0,59
ρ_g	1,650-1,663	1,669-1,682	1,678-1,685	1,678-1,690	1,685	Не опр.	Не опр.
ρ_p	1,630-1,644	1,652-1,665	1,657-1,665	1,658-1,671	1,665	" "	" "
-2V		45-52	55-64	59-60	50	" "	Большой
cNg		18-24	16	20	19	" "	cNg40°
Плотность	2,88	Не опр.	3,20	3,21	3,24	" "	Не опр.

Примечание. I. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,42f.

2. Анализ: 1, 2 - "легкий" и "тяжелый" полуделочной амфибол промежуточного состава между эденитом и магнезиальным катофоритом из сѣвита, ассоциирующий с эгирин-салитом и магнезиальным биотитом (обр. 649, скв. 965, гл. 598,3-606,0 м); 3 - натрий-кальциевый амфибол промежуточного состава между железистым эденитом и магнезиокатофоритом из лейкократового сѣвита, ассоциирующего с биотитом и эгирин-салитом (обр. 50, скв. 572, гл. 134,3-135,3 м); 4 - такой же амфибол из брекчиевидного сѣвита (обр. 598, скв. 598, гл. 155-175 м); 5 - амфибол кальций-натриевый промежуточного состава между гастингситом и магнезиокатофоритом из мезократового сѣвита, ассоциирующий с магнезиальным биотитом и эгирин-диопсидом (обр. 804, скв. 299, гл. 307,5-310,2 м); 6 - амфибол кальций-натриевый промежуточного состава между гастингситом и магнезиокатофоритом из мезократового сѣвита, ассоциирующий с биотитом (обр. 365, скв. 964, гл. 335,5-336,5 м); 7 - катофорит из мезократового сѣвита, залегающего среди канадитов, ассоциирующий с биотитом и эгирин-салитом (обр. 263, скв. 294, гл. 225,2-227,0 м).

3. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ АН УССР Р.Л.Левинной.

Кристаллохимические формулы

1. $(K_{0,13} Na_{0,97} Ca_{1,39} / 2,49) (Mg_{3,74} Fe^{2+}_{1,05} Mn_{0,04} Fe^{3+}_{0,52} / 5,35) [Fe^{3+}_{0,04} Ti_{0,06} Al_{2,75} Si_{2,15} O_2] (O_{0,37} OH_{1,23} F_{0,46})_2$.
2. $(K_{0,16} Na_{1,09} Ca_{1,55} / 2,80) (Mg_{2,84} Fe^{2+}_{1,07} Mn_{0,04} Fe^{3+}_{0,86} Ti_{0,09} Al_{2,08} / 4,98) [Al_{1,25} Si_{6,75} O_2] (O_{0,15} OH_{1,50} F_{0,37})_2$.
3. $(K_{0,23} Na_{1,77} Ca_{1,43} / 2,77) (Mg_{2,67} Fe^{2+}_{2,78} Mn_{0,03} Fe^{3+}_{0,53} Ti_{0,04} Al_{2,05} / 5,20) [Al_{1,15} Si_{6,85} O_2] (O_{0,20} OH_{1,58} F_{0,12})_2$.
4. $(K_{0,19} Na_{1,09} Ca_{1,50} / 2,78) (Mg_{2,55} Fe^{2+}_{2,78} Mn_{0,06} Fe^{3+}_{0,88} Ti_{0,05} Al_{2,03} / 5,13) [Al_{1,19} Si_{6,81} O_2] (O_{0,17} OH_{1,64} F_{0,19})_2$.
5. $(K_{0,16} Na_{1,26} Ca_{1,49} / 2,91) (Mg_{3,20} Fe^{2+}_{1,13} Mn_{0,02} Fe^{3+}_{0,61} Ti_{0,17} Al_{2,09} / 5,28) [Al_{1,61} Si_{6,39} O_2] (O_{0,40} OH_{1,60})_2$.
6. $(K_{0,12} Na_{1,39} Ca_{1,21} / 2,72) (Mg_{2,52} Fe^{2+}_{1,73} Mn_{0,03} Fe^{3+}_{0,81} Al_{0,16} / 5,05) [Al_{1,23} Si_{6,77} Ti_{1,56} OH_{0,44}] (OH_{1,39} F_{0,41})_2$.
7. $(K_{0,21} Na_{1,77} Ca_{0,99} / 2,97) (Mg_{1,99} Fe^{2+}_{1,61} Mn_{0,02} Fe^{3+}_{1,26} Ti_{0,07} / 4,89) [Ti_{0,03} Al_{1,15} Si_{6,82} O_{21,83} OH_{0,17}] (OH_{1,31} F_{0,19})_2$.

Т а б л и ц а 21. Химический состав биотитов из сѣвитов

Компонент, физическое свойство	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	37,84	39,53	37,74	37,64	36,54	35,07
TiO ₂	1,78	1,84	0,82	0,86	0,38	1,08
Al ₂ O ₃	12,65	11,93	12,13	14,09	13,90	15,41
Fe ₂ O ₃	3,31	2,26	2,07	1,70	2,61	6,42
FeO	11,52	12,38	17,00	19,01	19,83	18,72
MnO	0,04	0,15	0,06	0,11	0,17	0,18
MgO	18,18	17,39	15,80	13,06	13,55	9,91
CaO	0,14	0,28	0,20	0,56	0,67	0,07
BaO	0,04	0,38	0,05	0,22	0,13	0,10
Na ₂ O	0,68	0,26	0,36	0,32	0,50	0,12
H ₂ O	9,18	9,22	9,29	9,18	8,40	9,10
B ₂ O ₅	0,06	0,13	Не опр.	Следы	Следы	0,01
H ₂ O ⁻	0,26	0,18	0,24	0,04	0,14	0,10
П.п.п. (H ₂ O ⁺)	4,00	2,16	3,50	2,67	2,98	2,68
F	0,26	2,50	1,20	2,60	0,96	1,80
С у м м а	99,83	99,54	99,95	100,97	100,36	100,01
F(желез.)	0,31	0,32	0,40	0,47	0,48	0,58
Плотность	2,92	2,97	3,12	3,05	-	3,08

Примечания. 1. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,42 %.

2. А н а л и з ы: 1 - биотит магниальный буровато-коричневый из массивного мезократового амфибол-клинопироксен-биотитового сѣвита, залегающего среди альвикитов (обр. 804, скв. 299, гл. 307,5-310,2 м); 2 - биотит магниальный светло-коричневый из брекчиевидного мезократового клинопироксен-амфибол-биотитового сѣвита (обр. 649, скв. 965, гл. 598,3-606,0 м); 3 - биотит буровато-коричневый из массивного лейкократового биотит-амфибол-пироксенового сѣвита (обр. 50, скв. 572, гл. 134,3-135,3 м); 4 - биотит буровато-коричневый из эруптивной сѣвитовой брекчи, ассоциирующий с амфиболом и клинопироксеном (обр. 598, скв. 598, гл. 155-175 м); 5 - биотит буровато-зеленый из массивного меланократового биотит-амфиболового сѣвита, содержащего сегрегационные включения биотит-амфиболового ультрабазита (обр. 103, скв. 251, гл. 303-304 м); 6 - биотит темно-зеленый густоокрашенный из меланократового биотит-альбитового сѣвита, секущего канадиты (обр. 481, скв. 963, гл. 280-282 м).

3. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ АН УССР Р.Л.Левиной (ан. 1-4, 6), С.П.Мадленко (ан. 5).

Кристаллохимические формулы

1. $(K_{0,87} Na_{0,10} Ca_{0,01})_{0,98} (Mg_{2,01} Fe_{0,71}^{2+} Fe_{0,18}^{3+} Ti_{0,02})_{2,92} [Ti_{0,08} Al_{1,11} Si_{2,81} O_{2,95} OH_{0,05}] (OH_{1,94} F_{0,06})_2$.
2. $(K_{0,89} Na_{0,04} Ca_{0,02} Ba_{0,01})_{0,96} (Mg_{1,95} Fe_{0,78}^{2+} Mn_{0,01} Fe_{0,13}^{3+} Ti_{0,10} Al_{0,03})_{3,00} [Al_{1,03} Si_{2,97} O_{10}] (O_{0,33} OH_{1,08} F_{0,59})_2$.
3. $(K_{0,90} Na_{0,05} Ca_{0,02})_{0,97} (Mg_{1,78} Fe_{1,08}^{2+} Fe_{0,12}^{3+})_{2,98} [Ti_{0,05} Al_{1,09} Si_{2,86} O_{2,94} OH_{0,06}] (OH_{1,71} F_{0,29})_2$.
4. $(K_{0,88} Na_{0,05} Ca_{0,05} Ba_{0,01})_{0,99} (Mg_{1,47} Fe_{1,20}^{2+} Mn_{0,01} Fe_{0,10}^{3+} Ti_{0,05} Al_{0,10})_{2,95} [Al_{1,15} Si_{2,84} O_{10}] (O_{0,03} OH_{1,35} F_{0,62})_2$.
5. $(K_{0,82} Na_{0,08} Ca_{0,06})_{0,95} (Mg_{1,55} Fe_{1,27}^{2+} Mn_{0,01} Fe_{0,15}^{3+} Ti_{0,02} Al_{0,07})_{3,07} [Al_{1,19} Si_{2,81} O_{10}] (O_{0,24} OH_{1,53} F_{0,23})_2$.
6. $(K_{0,90} Na_{0,02} Ca_{0,01})_{0,93} (Mg_{1,15} Fe_{1,21}^{2+} Mn_{0,01} Fe_{0,38}^{3+} Ti_{0,06} Al_{0,13})_{2,94} [Al_{1,28} Si_{2,72} O_{22}] (O_{0,17} OH_{1,59} F_{0,44})_2$.

Т а б л и ц а 22. Химический состав магнетитов из сѣвитов

Компонент	1	2	3	4	5
SiO_2	0,25	0,16	1,68	0,34	0,22
TiO_2	0,70	0,50	0,41	1,28	0,30
Al_2O_3	0,06	0,07	0,47	Следы	Следы
Cr_2O_3	Не опр.	0,04	0,00	"	0,00
V_2O_5	0,18	0,34	0,06	0,05	0,09
Fe_2O_3	64,59	62,44	64,04	62,00	63,14
FeO	30,82	31,68	31,68	33,70	30,50
MnO	0,10	Следы	0,06	0,05	0,04
MgO	0,31	0,67	0,88	0,41	0,78
ZnO	1,54	0,07	0,00	0,00	0,06
CaO	0,42	0,26	0,28	0,24	0,13
Na_2O	0,06	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
K_2O	0,04	" "	" "	" "	" "
P_2O_5	0,05	" "	" "	" "	" "
S	0,40	6,51	0,60	2,91	9,24
П.п.п.	0,53	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
С у м м а	99,85	99,49	99,86	99,53	99,88

Компонентный состав (молекулярные количества), %

$Zn(Al,Fe)O_4$	4,5	-	-	-	-
$MgAl_2O_4$	0,2	-	2,5	-	-
$MgFe_2O_4$	1,6	4,6	-	2,0	5,0
$MnFe_2O_4$	0,3	-	0,2	0,2	0,2
Fe_2TiO_4	2,1	-	1,2	-	-
$FeTiO_3$	-	1,8	-	4,1	1,1
$FeFe_2O_4$	91,3	93,6	96,1	93,7	93,7

Примечания. I. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,5%.

2. А н а л и з ы. Магнетиты из предположительно одной вертикальной дайки сёвитов, секущей щелочные пироксениты и фениты: 1 - в ассоциации с пиритом из тонкозернистого (закаленного?) сёвита верхней части дайки (обр. 845, скв. 255, гл. 350,45-351,95 м); 2 - в ассоциации с ильменитом из более крупнозернистого брекчиевидного сёвита нижней части дайки, в сёвите отмечаются ксенолиты щелочных пироксенитов (обр. 655, скв. 255, гл. 619,3-621,3 м); 3 - магнетит в ассоциации с пирротинном из крупнозернистого мезократового сёвита, секущего канадиты (обр. 263, скв. 294, гл. 225,2-227,0 м); 4 - магнетит в ассоциации с ильменитом из крупнозернистого лейкократового сёвита, залегающего среди фенитов (обр. 358, скв. 964, гл. 320-321 м); 5 - магнетит в ассоциации с ильменитом из мезократового сёвита, залегающего среди щелочных пироксенитов (обр. 649, скв. 965, гл. 598,0-608,0 м).

3. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГФМ АН УССР Р.Л.Левиной.

Т а б л и ц а 23. Химический состав альвизитов

Компонент, петрохимический коэффициент	1	2	3	4	5	6
SiO_2	4,98	4,70	3,94	6,71	8,17	6,58
TiO_2	0,35	0,37	0,36	0,55	0,27	0,51
Al_2O_3	0,41	0,27	0,15	1,43	2,06	0,55
Fe_2O_3	4,00	3,85	2,89	2,95	1,08	3,05
FeO	2,88	3,31	3,31	2,84	2,45	4,03
MnO	0,25	0,19	0,25	0,52	0,17	0,25
MgO	4,07	4,58	3,60	3,44	4,89	4,70
CaO	25,33	46,68 ^ж	46,45 ^ж	45,23 ^ж	43,26	44,33 ^ж
BaO	(0,02)	(0,02)	(0,03)	0,02	Не опр.	(0,02)
Na_2O	0,33	0,26	0,28	0,20	0,25	0,40
K_2O	0,29	0,14	0,19	0,75	1,37	0,52
B_2O_5	5,90	4,32	5,18	4,03	5,97	4,90
S	0,31	0,25	0,24	0,25	0,18	0,25
H_2O^-	0,07	0,10	0,07	0,12	0,11	0,15
П.п.п.	1,10	1,53	0,86	0,01	1,55	1,43
CO_2	29,38	30,09	31,86	30,79	28,08	28,32
C (графит)	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
F	0,06	" "	0,10	0,32	0,30	0,10
С у м м а	100,04	100,52	99,69	99,91	99,94	99,91
$CaO:CO_2$	0,99	1,01	0,94	1,01	0,97	1,00
$MgO:SiO_2$	1,22	1,46	1,34	0,76	0,90	1,06
$MgO:(CaO+MgO)$	0,13	0,14	0,11	0,11	0,16	0,15
F (желез.)	0,48	0,46	0,49	0,49	0,30	0,46
f_0	0,56	0,51	0,44	0,49	0,29	0,40

Окончание табл. 23

Компонент, петрохимический коэффициент	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	5,08	6,67	13,06	17,31	15,03	10,17	8,53
TiO_2	0,31	0,35	0,64	1,46	0,24	0,18	0,47
Al_2O_3	0,13	0,61	2,37	3,21	3,58	2,75	1,46
Fe_2O_3	2,09	2,43	4,30	4,80	2,69	1,44	3,21
FeO	5,90	7,92	9,81	7,20	6,34	4,32	5,03
MnO	0,34	0,45	0,39	0,45	1,12	0,25	0,39
MgO	3,09	3,85	7,61	11,71	11,22	5,16	5,66
CaO	45,83	42,04	31,36	27,16	30,10	39,31 [±]	40,31
BaO	(0,02)	Не опр.	Не опр.	Не опр.	(0,03)	(0,05)	(0,03)
Na_2O	0,36	0,17	0,32	0,63	0,54	0,43	0,35
K_2O	0,19	0,29	1,80	2,14	1,83	1,90	0,95
P_2O_5	4,61	5,51	6,38	2,78	3,28	4,49	4,78
S	0,24	0,16	0,27	0,13	0,21	0,20	0,22
H_2O^-	0,17	0,20	0,11	0,11	0,12	0,14	0,12
П.п.п.	2,66	0,99	Следы	1,84	1,56	0,94	1,21
CO_2	29,02	27,64	21,22	18,64	21,18	27,96	27,02
C (графит)	0,06	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,56	Не опр.	Не опр.
F	0,16	0,24	0,63	0,40	0,40	0,65	0,31
Сумма	100,05	99,34	99,57	99,74	99,73	99,92	99,75
$CaO:CO_2$	1,00	0,99	0,85	0,99	0,96	0,92	0,96
$MgO:SiO_2$	0,91	0,76	0,83	1,01	1,11	0,76	0,99
$MgO(CaO+Mg?)$	0,10	0,13	0,31	0,41	0,38	0,18	0,19
F (желез.)	0,60	0,61	0,52	0,36	0,33	0,39	0,45
f_D	0,24	0,21	0,28	0,38	0,28	0,23	0,36

Примечания. I. В скобках даны полуколичественные спектральные определения, которые в сумму не включены.

2. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,42 $\%$ и 0,53. В анализе 3 в сумму входит K_2O .

3. Петрохимические коэффициенты $CaO:CO_2$ и $MgO:(CaO+MgO)$ приведены с вычетом CaO , связанного в нормативном апатите.

4. А н а л и з ы. Альвикиты массивные средне-крупнозернистые оливин-диопсид-флогопитовые с титаномagnetитом и аксессуарным ильменитом (анализы расположены в порядке повышения железистости паргенезисов): 1 - альвикит лейкократовый, маломощная дайка (I-3 м) в фенитах (обр. 1003, скв. 969, гл. 453,6-454,6 м); 2 - альвикит лейкократовый с ксенолитами (?) севитов из мощной дайки в фенитах (обр. 797, скв. 299, гл. 281-283 м); 3 - то же (обр. 805, скв. 299, гл. 310,4-311,0 м); 4 - то же (обр. 809 - объединенная проба, скв. 299, гл. 323,0-325,0 м); 5 - то же (обр. 809 - штуф, скв. 299, гл. 324,7 м); 6 - альвикит лейкократовый, мощная дайка в фенитах, секущаяся (?) бекфорситом (обр. 1058, скв. 270, гл. 221-223 м); 7 - альвикит лейкократовый с гортонолитом, железистым флогопитом и эгирин-салитом, маломощная (2-3 м) дайка в фенитах (обр. 865 - объединенная проба, скв. 971, гл. 285,5-291,0 м); 8 - то же (обр. 865 - штуф, скв. 971, гл. 290,5 м); 9 - меланократовый флогопит-апатит-клинопироксен-оливиновый участок альвикита (обр. 865, скв. 971, гл. 286,0 м); 10 - альвикит меланократовый флогопит-оливиновый из мощной карбонатитовой дайки, в которой альвикиты чередуются с бекфорситами (обр. 1032, скв. 969, гл. 619,5 м); 11 - альвикит брекчиевидный флогопит-оливиновый с мелкими округлыми включениями (сегрегациями) флогопитовых оливинитов, маломощная дайка в фенитах и севитах (обр. 369, скв. 964, гл. 350 м); 12 - альвикит мезократовый оливин-амфибол-биотитовый, содержащий ксенолиты мельтейгитов (обр. 287, скв. 597, гл. 162,0-163,5 м); 13 - средний состав альвикита по 12 анализам.

5. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЭМ АН УССР Р.Л.Левиной.

6. Звездочкой обозначена сумма $CaO + SrO$

Т а б л и ц а 24. Химический состав кальцитов из альвизитов

Компонент, физическое свойство					Компонент, физическое свойство				
	I	2	3	4		I	2	3	4
<i>CaO</i>	52,23*	53,11*	51,84*	52,94*	Компонентный состав (молекулярные количества), %				
<i>BaO</i>	Не опр.	0,08	Не опр.	Не опр.					
<i>MgO</i>	2,35	2,02	2,03	1,92	<i>(Ca, Sr)CO₃</i>	93,0	93,1	91,7	92,9
<i>MnO</i>	0,37	0,28	0,40	0,40	<i>MgCO₃</i>	5,7	5,0	5,1	4,7
<i>FeO</i>	0,57	0,57	1,44	1,14	<i>FeCO₃</i>	0,8	1,5	2,6	1,8
<i>Fe₂O₃</i>	0,22	0,55	0,97	0,14	<i>MnCO₃</i>	0,5	0,4	0,6	0,6
<i>Al₂O₃</i>	Следы	0,18	Следы	Не опр.	<i>n_D</i> (<i>n_D</i>)	{ 1,6642	1,6647	-	-
<i>Na₂O₃</i>	0,15	Следы	0,11	" "		{ 1,6598	1,6681	-	-
<i>K₂O₃</i>	0,09	"	Не обн.	" "	-	1,6603	-	-	
<i>P₂O₅</i>	Не опр.	0,01	Не опр.	" "	Плотность	-	2,782	-	-
<i>H₂O</i>	0,16	0,10	0,06	0,10					
<i>SiO₂</i>	43,94	43,51	41,70	43,03					
<i>SiO₂</i>	0,06	0,03	0,22	Не опр.					
Сумма	100,14	100,44	98,71	99,67					

- Примечания. 1. Значения n_D приводятся в порядке частоты их встречаемости.
 2. А н а л и з ы. Кальциты из клинопироксен-оливин-флогопитовых массивных альвизитов (анализы 1-3 расположены в порядке возрастания железистости парагенезисов): 1 - обр. 1003, скв. 969, гл. 453,6-454,6 м; 2 - обр. 1058, скв. 270, гл. 221-223; 3 - обр. 865, скв. 971, гл. 285,5-291,0 м; 4 - кальцит из орекчиевидного оливин-амфибол-флогопитового альвизита (обр. 850, скв. 255, гл. 374; 4 м).
 3. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ АН УССР Р.Л.Левинной.
 4. Звездочкой обозначена сумма $CaO + SrO$

Т а б л и ц а 25. Химический состав оливинов из альвюкитов

Компонент, физическое свойство	1	2	3
SiO ₂	38,17	37,00	33,25
TiO ₂	0,10	0,09	0,12
Al ₂ O ₃	0,11	0,24	0,22
Fe ₂ O ₃	0,98	1,43	1,60
FeO	19,30	27,36	48,10
MnO	0,76	0,73	1,18
MgO	40,42	33,09	15,16
CaO	0,14	Следы	0,21
Na ₂ O	0,03	0,04	0,20
H ₂ O	Следы	0,04	0,04
B ₂ O ₅	0,09	0,07	-
H ₂ O ⁻	0,02	0,06	0,16
П.п.п.	0,33	0,30	0,24
Сумма	100,45	100,45	100,48
F(желез.)	0,23	0,33	0,65
η _g	1,718	1,74	1,791-1,810
η _p	1,676	1,701	1,746-1,761
-2V	83-90	84	63-70
Плотность	3,31	3,43	4,03

Примечания. I. Анализы. Оливины из клинопироксен-оливин-флогопитовых альвюкитов (анализы расположены в порядке возрастания железистости парагенезисов): 1 - оливин из лейкократового альвюкита, ассоциирующий с тетраферрифлогопитом и эгирин-диопсидом (обр. 797, скв. 299, гл. 281-283 м); 2 - гялалосидерит из того же парагенезиса (обр. 1058, скв. 270, гл. 221-223 м); 3 - гортонолит из мезократового альвюкита, ассоциирующий с железистым флогопитом и эгирин-салитом (обр. 865, скв. 971, гл. 285,5-291,0 м).

2. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ АН УССР Р.Л.Левинной.

Кристаллохимические формулы

1. $(Mg_{1,55} Mn_{0,02} Fe^{2+}_{0,42} Fe^{3+}_{0,02})_{2,01} [Si_{0,99} O_4]$.
2. $(Mg_{1,32} Mn_{0,02} Fe^{2+}_{0,62} Fe^{3+}_{0,03})_{1,99} [Al_{0,01} Si_{1,99} O_4]$.
3. $(Ca_{0,01} Mg_{0,68} Mn_{0,03} Fe^{2+}_{1,21} Fe^{3+}_{0,04} Al_{0,01})_{1,98} [SiO_4]$.

Т а б л и ц а 26. Химический состав клинопироксенов из альвюкитов

Компонент, физическое свойство	1	2	3	4	5	6
SiO_2	53,86	52,76	53,81	51,95	52,83	52,60
TiO_2	0,12	0,18	0,14	0,26	0,17	0,16
Al_2O_3	0,15	0,95	0,34	0,45	1,26	0,60
Fe_2O_3	0,50	1,65	1,76	4,76	2,46	4,69
FeO	2,45	4,61	3,46	3,46	4,61	7,49
MnO	0,31	0,37	0,24	0,23	0,26	0,18
MgO	16,69	14,67	15,56	15,24	13,78	12,95
CaO	24,94	23,53	23,38	22,06	22,26	19,30
Na_2O	0,28	0,58	0,84	1,80	1,36	1,82
H_2O	0,06	0,04	0,04	0,08	0,04	0,08
P_2O_5	Не опр.	Не опр.	0,02	Не опр.	0,02	Не опр.
H_2O^-	0,20	0,20	0,05	0,10	0,00	0,12
П.п.п.	0,34	0,19	0,73	0,10	0,90	0,31
С у м м а	99,90	99,73	100,37	100,49	99,95	100,30
$F(\text{желез.})$	0,10	0,20	0,16	0,23	0,22	0,34
n_D	1,701	1,711	1,705	1,710	1,710	1,722
n_p	1,671	1,681	1,674	1,680	1,680	1,692
$2V$	61-62		58	64	64-65	62
cNg	60		37-39	62	62	47
Плотность	Не опр.	Не опр.	3,40	-	3,21	3,38

Примечания. 1. В связи с переменным составом минералов, приведены средние или наиболее часто встречающиеся значения показателей преломления.

2. А н а л и з ы: 1, 2 - диопсиды оливковый (ан. 1) и бледно-зеленый (ан. 2) из одной протолачки оливин-тетраферрилозит-диопсидового альвюкита (обр. 1003, скв. 969, гл. 433,6-454,6 м); клинопироксен из альвюкитов одной (?) дайки; 3 - диопсид из тетраферрилозит-диопсид-оливинового альвюкита, эндоконтактная часть дайки (обр. 797, скв. 299, гл. 281-283 м), 4 - диопсид натриевый из оливин-диопсид-флогопитового альвюкита, центральная часть

дайки (обр. 805, скв. 299, гл. 310,3-311,0 м); 5 - эгирин-диопсид из тетраферрифлогопит-диопсид-оливинового альвикита (обр. 1058, скв. 270, гл. 221-223 м); 6 - эгирин-салит из флогопит-клиношироксен-оливинового (гортонолитового) альвикита (обр. 865, скв. 971, гл. 289,5-290,5 м).

3. Анализы расположены в порядке возрастания железистости парагенезисов альвикитов.

4. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ АН УССР Р.Л.Левинной.

Кристаллохимические формулы

1. $(Na_{0,02} Ca_{0,98})_{1,00} (Mg_{0,92} Fe^{2+}_{0,08} Mn_{0,01})_{1,01} [Fe^{3+}_{0,01} Al_{0,01} Si_{1,98} O_6]$.
2. $(Na_{0,04} Ca_{0,94})_{0,98} (Mg_{0,81} Fe^{2+}_{0,14} Mn_{0,01} Fe^{3+}_{0,05} Al_{0,01})_{1,02} [Al_{0,04} Si_{1,96} O_6]$.
3. $(Na_{0,06} Ca_{0,92})_{0,98} (Mg_{0,86} Fe^{2+}_{0,11} Mn_{0,01} Fe^{3+}_{0,05})_{1,03} [Al_{0,01} Si_{1,99} O_6]$.
4. $(Na_{0,13} Ca_{0,88})_{1,01} (Mg_{0,84} Fe^{2+}_{0,11} Mn_{0,01} Fe^{3+}_{0,09})_{1,05} [Fe^{3+}_{0,04} Ti_{0,01} Al_{0,02} Si_{1,93} O_6]$.
5. $(Na_{0,10} Ca_{0,89})_{0,99} (Mg_{0,77} Fe^{2+}_{0,14} Mn_{0,01} Fe^{3+}_{0,07} Al_{0,03})_{1,02} [Al_{0,03} Si_{1,97} O_6]$.
6. $(Na_{0,13} Ca_{0,88})_{0,91} (Mg_{0,72} Fe^{2+}_{0,23} Mn_{0,01} Fe^{3+}_{0,13})_{1,09} [Al_{0,03} Si_{1,97} O_6]$.

Т а б л и ц а 27. Химический состав флогопитов из альвикитов

Компонент, физическое свойство	1	2	3	4	5	6
SiO_2	41,64	41,62	40,83	39,80	39,82	38,90
TiO_2	0,31	0,57	1,19	2,36	1,17	2,72
Al_2O_3	10,80	11,51	11,14	11,55	11,45	11,47
Fe_2O_3	1,99	0,92	1,72	2,64	1,20	1,89
FeO	2,02	4,31	5,47	8,06	8,64	13,25
MnO	0,04	0,06	0,04	0,05	0,04	0,05
MgO	27,65	26,17	24,36	20,66	23,53	17,76
CaO	0,20	Следы	Следы	0,24	0,14	0,07
BaO	0,16	0,10	Не опр.	Не опр.	0,34	0,10
Na_2O	0,40	0,83	1,02	0,88	0,56	0,94
K_2O	9,60	9,36	9,68	9,50	8,80	9,22
B_2O_3	Не опр.	0,11	Не опр.	Не опр.	0,03	Не опр.
H_2O^-	0,08	0,18	0,10	0,12	0,00	0,16
П.п.п.	4,62	3,30	3,71	3,38	2,76	2,49
F	0,30	1,75	1,25	1,10	2,65	1,70
С у м м а	99,68	100,06	99,98	99,87	100,02	100,01
F (желез.)	0,07	0,10	0,14	0,22	0,19	0,32
Плотность	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,85	3,06

Примечания. 1. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,42%.

2. При расчете кристаллохимической формулы по ан. 1 CaO и часть п.п.п. (0,18% CO_2) вычтены как механическая примесь кальцита.

3. А н а л и з ы: 1 - тетраферрифлогопит светлый оранжево-бурый из оливин-флогопит-клинопироксенового альвикита (обр. 1003, скв. 969, гл. 453,6-454,6 м); 2 - тетраферрифлогопит оранжево-бурый из пироксен-оливин-флогопитового альвикита (обр. 797, скв. 299, гл. 281-283 м); 3 - флогопит светло-бурый из альвикита той же (?) дайки (обр. 805, скв. 299, гл. 310,5-311,0 м); 4 - то же (обр. 809, скв. 299, гл. 323-325 м); 5 - тетраферрифлогопит оранжево-бурый из флогопит-пироксен-оливинового альвикита (обр. 1058, скв. 270, гл. 221-223 м); 6 - флогопит железистый бурый из пироксен-флогопит-оливинового альвикита (обр. 865, скв. 971, гл. 285,5-291,0 м).

4. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГФМ АН УССР Р.Л.Левиной (ан. 1, 3-6) и Г.А.Скринник (ан. 2).

Кристаллохимические формулы

1. $(K_{0,87} Na_{0,05})_{0,92} (Mg_{2,91} Fe^{2+}_{0,12})_{3,03} [Fe^{3+}_{0,11} Ti_{0,02} Al_{0,30} Si_{2,94} O_{2,34} OH_{0,16}] (OH_{1,35} F_{0,07})_2$.
2. $(K_{0,85} Na_{0,12})_{0,97} (Mg_{2,77} Fe^{2+}_{0,25})_{3,03} [Fe^{3+}_{0,05} Ti_{0,03} Al_{0,36} Si_{2,96} O_{2,70}] (O_{0,05} OH_{1,35} F_{0,59})_2$.
3. $(K_{0,98} Na_{0,14})_{1,02} (Mg_{2,60} Fe^{2+}_{0,53} Fe^{3+}_{0,02})_{2,95} [Fe^{3+}_{0,07} Ti_{0,06} Al_{0,94} Si_{2,93} O_{2,75} OH_{0,05}]$
 $(OH_{1,72} F_{0,23})_2$.
4. $(K_{0,89} Na_{0,12} Ca_{0,20})_{1,03} (Mg_{2,25} Fe^{2+}_{0,49} Fe^{3+}_{0,15} Ti_{0,03})_{2,92} [Ti_{0,10} Al_{1,00} Si_{2,90} O_{10}]$
 $(O_{0,10} OH_{1,65} F_{0,25})_2$.
5. $(K_{0,85} Na_{0,08} Ca_{0,01} Ba_{0,01})_{0,95} (Mg_{2,55} Fe^{2+}_{0,62} Fe^{3+}_{0,07})_{3,08} [Fe^{3+}_{0,06} Ti_{0,07} Al_{0,98} Si_{2,89} O_{10}]$
 $(O_{0,05} OH_{1,34} F_{0,61})_2$.
6. $(K_{0,89} Na_{0,13} Ca_{0,01})_{1,05} (Mg_{1,99} Fe^{2+}_{0,83} Fe^{3+}_{0,11} Ti_{0,09})_{3,02} [Ti_{0,06} Al_{1,02} Si_{2,92} O_{10}]$
 $(O_{0,55} OH_{1,25} F_{0,10})_2$.

Т а б л и ц а 28. Химический состав амфиболов из альвюкитов

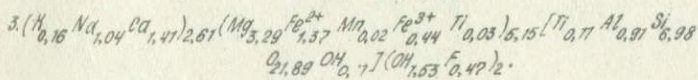
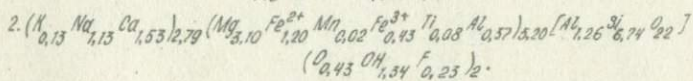
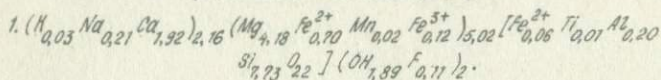
Компонент, физическое свойство	1	2	3
SiO_2	54,66	45,72	47,24
TiO_2	0,13	0,70	1,25
Al_2O_3	1,20	9,39	5,21
Fe_2O_3	1,74	3,93	3,96
FeO	5,96	9,80	11,08
MnO	0,18	0,18	0,16
MgO	19,83	14,08	14,90
CaO	12,68	9,66	8,88
Na_2O	0,75	3,94	3,62
K_2O	0,17	0,70	0,82
P_2O_5	Не опр.	0,01	0,14
H_2O^-	0,12	0,01	0,10
П.п.п.	2,01	1,36	1,67
F	0,25	0,50	1,00
С у м м а	99,58	99,76	99,59
F (желез.)	0,19	0,35	0,36
η_g	Не опр.	1,669- 1,676	Не опр.
η_p	" "	1,649- 1,656	" "
-2V	" "	80	" "
cKd	" "	12-13	" "
Плотность	" "	3,22	" "

Примечания. I. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,42 F.

2. А н а л и з ы: I - тремолит натриевый из альвикита, развивается по диопсиду и оливину (обр. 1003, скв. 969, гл. 453,6 - 454,6 м); 2 - обогащенный натрием гастингсит малоглиноземистый из альвикита, ассоциирует с хризолитом, эгирин-диопсидом и тетраферрифлогопитом (обр. 1058, скв. 221-223 м); 3 - обогащенный натрием эденит из альвикита, ассоциирует с эгирин-салитом и железистым флогопитом (обр. 865, скв. 971, гл. 285,5-291,0 м).

3. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГФМ АН УССР Р.Л.Левиной.

Кристаллохимические формулы



Т а б л и ц а 29. Химический состав рудных минералов из альвикитов

Компонент	Магнетит		Ильменит	Магнетит	Ильменит	Магнетит	Ильменит	Магнетит	Ильменит	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	Не опр.	0,80	0,28	0,24	0,15	0,26	0,20	0,81	0,52	0,40
TiO_2	6,20	2,84	52,60	2,22	50,60	1,52	50,60	0,53	53,15	47,33
Al_2O_3	Не опр.	Следы	Следы	0,21	0,25	0,06	0,22	0,22	0,15	0,15
Cr_2O_3	" "	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,005	Не опр.	Не опр.	0,00	Следы	Не обн.
V_2O_5	" "	" "	" "	0,15	0,02	0,12	Следы	Не обн.	Не обн.	" "
Fe_2O_3	59,40	64,09	4,05	64,19	4,28	65,99	5,36	65,83	4,84	7,34
FeO	32,76	30,52	41,76	30,82	39,24	29,38	37,15	31,00	33,40	41,18
MnO	Не опр.	0,11	0,63	0,14	1,53	0,04	1,96	0,11	2,60	2,12
MgO	" "	0,99	0,65	0,40	3,61	0,76	4,40	1,43	5,18	1,60
ZnO	" "	Не опр.	Не опр.	0,06	Не опр.	0,05	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
CaO	" "	0,44	0,00	0,28	Не обн.	0,35	Следы	0,12	Следы	Следы
Na_2O	" "	0,18	0,00	0,07	Не опр.	0,06	Не опр.	0,15	Не опр.	Не опр.
K_2O	" "	0,04	0,00	0,05	" "	0,08	" "	0,08	" "	" "
P_2O_5	" "	0,00	0,00	0,06	" "	0,14	" "	Не опр.	" "	" "
S	" "	0,20	Не опр.	0,77	" "	0,17	" "	0,00	" "	" "
H_2O	" "	0,02	0,10	0,08	" "	0,10	0,00	0,10	0,12	0,12
П.п.п.	" "	0,31	0,24	0,30	0,20	0,41	0,00	0,10	0,13	0,05

Сумма 98,36 100,14 100,31 99,66 99,885 99,47 99,89 100,48 100,09 100,29

Компонентный состав (молекулярные количества), %

$Zn(Al, Fe)$	-	-	-	0,2	-	0,1	-	-	-	-
$MgAl_2O_4$	-	-	-	0,5	-	0,2	-	0,5	-	-
$MgFe_2O_4$	-	5,7	-	1,9	-	4,2	-	7,7	-	-
$MnFe_2O_4$	-	0,4	-	0,5	-	0,1	-	0,4	-	-
$FeTiO_3$	17,3	8,1	96,1	6,6	79,0	4,6	74,4	1,5	74,3	81,3
$FeFe_2O_4$	82,7	85,8	0,00	90,3	3,0	90,8	2,6	89,9	-	6,7
$MnTiO_3$	-	-	1,4	-	3,2	-	4,1	-	5,4	4,6
$MnTiO_5$	-	-	2,5	-	13,3	-	16,2	-	18,8	6,1
Fe_2O_3	-	-	0,0	-	1,5	-	2,7	-	1,5?	1,3

Примечания. 1. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,5%.

2. Анализ м. Магнетиты и ильмениты из массивных оливин-клинопироксен-флогопитовых альвикитов: 1-3 - обр. 865, скв. 971, гл. 285,5-291,0 м; 4, 5 - обр. 1058, скв. 270, гл. 221-223 м; 6, 7 - обр. 797, скв. 299, гл. 281-283 м; 8, 9 - обр. 1003, скв. 969, гл. 453,6-454,6 м; 10 - ильменит из альвикитовой дайки, залегающей вблизи тела щелочных пироксенитов (обр. 850, скв. 255, гл. 370-382 м). Анализ 1-9 расположены в порядке возрастания магнезиальности парагенезисов. Магнетит для анализа № 1 отобран под биноклем из крупнозернистой фракции (0,5-1,5 мм), остальные магнетиты (ан. 2, 4, 6, 8) выделены магнитной сепарацией из измельченной фракции. В магнетитах наблюдаются эксоллюзионные вроски ильменита.

3. Анализ выполнены в химической лаборатории ИГФМ АН УССР Р.Л.Левинной.

Т а б л и ц а 30. Химический состав бейфорситов

Компонент, петрохимический коэффициент	I	2	3	4	5	6
SiO_2	2,20	1,33	1,42	2,89	4,27	2,01
TiO_2	0,08	0,05	0,06	0,07	0,09	0,11
Al_2O_3	0,58	0,35	0,13	1,18 ^ж	1,83 ^ж	0,32
Fe_2O_3	5,20	5,16	2,09	3,53	8,25	9,43
FeO	4,32	4,90	3,31	6,48	8,64	7,78
MnO	0,68	0,33	0,32	0,89	1,24	1,46
MgO	13,63	13,05	14,16	13,85	9,28	10,66
CaO	31,92	33,06	34,71 ^ж	30,97 ^{жж}	33,19 ^{жж}	31,42 ^{жж}
BaO	Не опр.	Не опр.	(0,01)	(0,10)	(0,20)	Не опр.
Na_2O	0,18	0,08	0,30	0,24	0,46	0,20
K_2O	0,21	0,18	0,04	0,29	0,06	0,05
P_2O_5	5,80	10,44	6,34	3,31	1,73	0,09
S	0,28	0,03	0,22	сл.	0,06	0,04
H_2O	0,11	0,22	0,09	0,19	0,11	0,08
П.п.п.	0,00	1,82	1,18	0,74	0,07	0,00
CO_2	34,54	28,48	34,69	35,40	31,15	35,34
C (графит)	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,19	0,18	0,47
F	0,67	0,50	0,24	0,04	Не обн.	Не опр.
Сумма	99,98	99,76	99,09	100,25	100,58	99,44
$CaO:CO_2$	0,55	0,50	0,58	0,57	0,72	0,66
$MgO:SiO_2$	9,14	14,75	15,3	7,15	3,24	7,70
$MgO:(CaO+MgO)$	0,44	0,49	0,43	0,43	0,31	0,33
F (желез.)	0,29	0,30	0,18	0,30	0,51	0,50
f_0	0,52	0,49	0,36	0,33	0,46	0,52

7	8	9	10	11	12	13	14
8,09	6,00	4,82	9,46	2,52	4,54	23,22	17,27
0,17	0,16	0,06	0,20	0,06	0,10	0,22	0,42
1,81 ^ж	1,77	1,07 ^ж	2,60	0,42 ^ж	1,68 ^ж	7,19 ^ж	2,47
6,73	7,01	8,04	9,99	6,02	4,00	2,77	8,12
7,63	5,90	8,64	5,04	6,77	5,47	10,80	14,08
1,22	1,19	1,12	1,00	0,70	0,88	0,60	1,00
10,38	9,79	7,33	9,98	8,58	11,39	12,95	12,72
32,70 ^{жж}	33,55 ^{жж}	36,38 ^{жж}	30,44 ^{жж}	38,54 ^{жж}	33,49 ^{жж}	18,74 ^{жж}	22,08 ^{жж}
(0,30) Не опр.	(0,15)	(0,08)	(0,10)	(0,10)	(0,20)	(0,25)	
0,20	0,18	0,25	0,14	0,06	0,14	0,25	0,25
0,91	0,77	0,13	1,26	0,13	0,40	4,30	1,51
1,44	0,03	0,06	0,06	4,00	6,90	0,12	0,08
сл.	0,02	0,06	0,06	0,18	0,06	0,04	0,08
0,09	0,13	0,06	0,38	0,08	0,09	0,19	0,26
1,62	0,00	0,00	0,76	0,03	0,50	2,53	0,18
27,61	31,10	31,61	28,15	32,44	29,41	15,39	19,36
0,20	1,94	0,24	0,16	0,20	0,16	Не опр.	Не опр.
Не обн.	Не опр.	0,21	0,61	0,45	0,45	0,80	"
100,80	99,53	99,96	100,03	100,93	99,44	99,75	99,86
0,80	0,81	0,85	0,83	0,77	0,61	0,87	0,85
1,90	2,43	2,27	1,58	5,07	3,72	0,83	1,09
0,33	0,30	0,23	0,32	0,27	0,41	0,51	0,46
0,45	0,44	0,57	0,46	0,46	0,33	0,38	0,33
0,44	0,52	0,46	0,64	0,45	0,40	0,19	0,34

Окончание табл.30

Компонент, тетраэдри- ческий коэф- фициент	I5	I6	I7	I8	I9	20	2I
SiO_2	1,11	1,62	4,19	5,46	1,86	24,56	8,10
TiO_2	0,06	0,14	0,23	0,05	Не обн.	0,29	0,16
Al_2O_3	0,18	0,20	0,39	0,63	0,80	7,66	1,91 ^{хх}
Fe_2O_3	4,40	3,74	4,14	4,17	1,75	2,24	5,25
FeO	4,32	3,46	4,61	4,48	3,46	3,88	6,26
MnO	0,53	0,25	0,42	0,70	0,63	0,23	0,71
MgO	9,27	6,35	5,22	12,60	6,10	17,97	10,78
CaO	39,47	42,75	41,92 ^{ххх}	33,75 ^{ххх}	43,52	17,68 ^{ххх}	32,66 ^{ххх}
BaO	Не опр.	Не опр.	0,24	0,05	Не опр.	0,20	(0,15)
Na_2O	0,18	0,30	0,15	0,24	Следы	1,47	0,27
K_2O	0,06	0,11	0,14	0,18	"	3,30	1,02
B_2O_5	5,51	6,90	10,93	1,87	0,46	6,10	3,44
S	0,11	0,13	0,11	1,98	0,23	Следы	0,20
H_2O^-	0,13	0,15	0,08	0,15	0,15	0,04	0,14
П.п.п.	0,23	0,00	0,84	0,70	3,66	2,42	1,08
CO_2	34,54	33,68	26,63	32,92	37,69	11,26	27,93
C (графит)	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
F	0,40	0,24	0,30	Не обн.	Не обн.	0,60	0,30
С у м м а	100,28	99,89	100,37	99,44	100,09	99,65	99,98
$CaO: CO_2$	0,73	0,78	0,81	0,74	0,82	0,65	0,80
$MgO: SiO_2$	12,10	5,84	1,86	3,42	5,02	1,10	1,99
$MgO: (CaO+MgO)$	0,29	0,21	0,21	0,36	0,17	0,73	0,34
F (желез.)	0,35	0,42	0,49	0,29	0,34	0,17	0,38
f_o	0,48	0,47	0,45	0,46	0,31	0,34	0,43

Примечание. 1. В скобках даны полуколичественные спектральные определения BaO , которые в сумму не входят.

2. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,42% и 0,5%. В анализе 18 из суммы вычтено 0,25%, так как в породе шпирт преобладает над пирротинном.

3. Петрохимические коэффициенты CaO : CO_2 и MgO : ($\text{CaO} + \text{MgO}$) приведены с вычетом CaO , связанного в нормативном апатите.

4. А н а л и з ы: 1 - бефорсит доломитовый лейкократовый крупнозернистый, маломощная дайка в фенитах и пироксенитах (?) (обр. 640, объединенная проба, скв. 965, гл. 565,0-579,0 м); 2 - обогащенная апатитом разновидность доломитового бефорсита из той же дайки (обр. 640, скв. 965, гл. 570,0 м); 3 - бефорсит доломитовый лейкократовый крупнозернистый, маломощная дайка в фенитах (обр. 722, скв. 298, гл. 245,7 - 246,4 м); 4 - бефорсит доломитовый лейкократовый крупнозернистый, залегающий (шпир, дайка ?) среди среднезернистых доломит-кальцитовых бефорситов (обр. 132, скв. 290, гл. 223,2-224,0 м); 5 - бефорсит доломит-кальцитовый, обогащенный магнетитом, массивный, мезократовый, среднезернистый с включениями оливинит-гилмеритов, мощное тело (дайка ?) среди альбитизированных фенитов (обр. 389, скв. 968, гл. 168,0-169,5 м); 6 - то же (обр. 389, скв. 968, гл. 168,0 м); 7, 8 - то же (обр. 137, скв. 290, гл. 257,5-258,4); 9 - то же (обр. III, скв. 290, гл. 136,0-138,0 м); бефорситы доломит-кальцитовые среднезернистые с включениями оливинит-гилмеритов и фоскоритов, мощное тело (дайка ?) среди альбитизированных фенитов: 10 - бефорсит мезократовый, обогащенный магнетитом (обр. 32, скв. 571, гл. 116,7-117,0 м); 11 - бефорсит апатит-оливин-магнетитовый лейкократовый (обр. 42, скв. 571, гл. 133,8-138,6 м); 12 - бефорсит массивный, мезократовый, обогащенный магнетитом (обр. 55, скв. 291, гл. 235,0-235,7 м); 13 - бефорсит оливин-флогопитовый меланократовый (обр. 72, скв. 291, гл. 172,3-172,7 м); 14 - то же (обр. 75, скв. 291, гл. 188,8-189,6 м); 15 - бефорсит доломит-кальцитовый лейкократовый, обогащенный апатитом, среднезернистый, залегающий (дайка ?) среди альбититов (обр. 1022, скв. 969, гл. 575 м); 16 - то же (обр. 1067, скв. 270, гл. 273,5 м); 17 - то же (обр. 1075, скв. 270, гл. 317,5 м); 18 - бефорсит доломит-кальцитовый лейкократовый крупнозернистый, маломощная дайка в фенитах (обр. 860, объединенная проба, скв. 971, гл. 242,5-244,0 м); 19 - крупнозернистый кальцитовый участок из той же породы (в кальците пертитовидные экссоллюционные вросстки доломита); 20 - меланократовый оливин-апатит-флогопитовый участок (шпир) в бефорсите, маломощная дайка в фенитах (обр. 983, скв. 271, гл. 305); 21 - средний состав бефорсита по 22 анализам.

5. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЧМ АН УССР Р.Л.Левинной (ан. 1-16, 17, 18, 20), и М.Л.Шайкевич (ан. 16, 19).

6. Звездочкой обозначена сумма $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TR}_2\text{O}_3$, а двумя звездочками - $\text{CaO} + \text{SrO}$.

Т а б л и ц а 31. Химический состав фоскоритов

Компонент, петрохимический коэффициент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	19,80	20,20	10,11	16,61	5,72	5,27	4,68
TiO_2	0,25	0,19	0,12	0,21	0,06	0,37	0,89
Al_2O_3	3,95 ^ж	4,01	2,73	4,25 ^ж	1,28	1,02	0,10
Fe_2O_3	4,43	4,52	3,94	4,00	1,37	8,85	32,97
FeO	10,18	8,15	6,05	7,78	4,15	7,34	17,14
MnO	1,55	0,59	0,40	1,20	0,43	0,34	0,24
MgO	11,19	14,20	6,71	7,39	4,32	7,31	7,20
CaO	23,45 ^{жж}	21,88 ^{жж}	37,04 ^{жж}	29,79 ^{жж}	43,00 ^{жж}	35,68	18,34
BaO	0,06	He опр.	0,05	0,10	He опр.	He опр.	He опр.
Na_2O	0,19	0,44	0,22	0,62	0,50	0,20	0,07
K_2O	2,93	3,46	1,11	2,05	0,62	0,27	0,06
B_2O_5	12,08	15,96	25,20	6,90	28,56	14,50	6,96
S	0,04	0,10	0,03	0,11	0,36	0,03	1,17
H_2O^-	0,16	0,13	0,08	0,09	0,14	0,10	0,23
П.п.п.	1,62	1,85	1,24	1,54	1,89	0,95	0,00
CO_2	7,58	4,64	4,72	17,56	7,59	17,09	9,65
$C(опр.)$	He опр.	He опр.	He опр.	0,28	He опр.	He опр.	He опр.
F	0,44	0,38	0,40	0,46	0,51	0,60	0,53
Сумма	99,69	100,49	99,97	100,70	100,11	99,67	99,52
$K(азл.)$	0,97	1,10	0,57	0,95	1,16	0,60	~1,5
$CaO:CO_2$	0,72	0,15	0,56	0,91	0,53	0,74	0,74
$F(желез.)$	0,44	0,34	0,46	0,49	0,43	0,55	0,78
f_0	0,28	0,33	0,37	0,31	0,23	0,52	0,63

Примечания. 1. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,58 и 0,42 %.

2. Петрохимический коэффициент $\text{CaO}:\text{CO}_2$ приведен с вычетом CaO , связанного в нормативном апатите.

3. А н а л и з ы: 1 - фоскорит оливин-тетраферрифлогопитовый (обр. 33 - объединенная проба, скв. 571, гл. II9,0-II9,5 м); 2 - штуф из того же фоскорита; 3 - фоскорит флогопит-оливиновый (обр. 38, скв. 571, гл. 128,5 м); 4 - то же (обр. 127 - объединенная проба, скв. 290, гл. 201-202 м); 5 - штуф из того же фоскорита; 6 - фоскорит-бефорсит оливин-магнетитовый (обр. 1020, скв. 969, гл. 564,7 м); 7 - фоскорит оливин-apatит-магнетитовый (обр. 1096, скв. 256, гл. 197 м).

4. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГФМ АН УССР Р.Л.Левиной (ан. 1, 3, 4, 6, 7) и С.П.Модленко (ан. 2, 5).

5. Звездочкой обозначена сумма $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Ti}_2\text{O}_3$, а двумя звездочками - $\text{CaO} + \text{SrO}$.

Т а б л и ц а 32. Химический состав оливинов из бефорситов

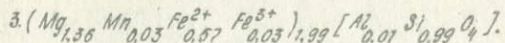
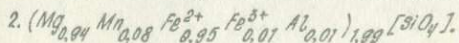
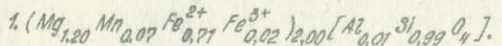
Компонент, физическое свойство	1	2	3	4
SiO_2	35,66	34,41	37,32	Не опр.
TiO_2	0,10	0,05	0,05	" "
Al_2O_3	0,21	0,28	0,18	" "
Fe_2O_3	0,79	0,56	1,41	47,50(общ.)
FeO	30,82	39,14	25,40	не опр.
MnO	2,91	3,08	1,48	1,63
MgO	28,97	21,80	34,10	19,00
CaO	0,07	0,14	0,14	0,20
Na_2O	0,04	0,04	0,24	Не опр.
K_2O	0,04	Следы	Следы	" "
B_2O_5	0,09	0,04	0,02	" "
H_2O	0,04	0,12	0,00	" "
П.п.п.	0,39	0,02	0,07	" "
Сумма	100,13	99,68	100,41	-
<i>F(желез.)</i> *	0,40	0,53	0,32	0,57
n_g	1,747-1,752	1,769-1,781	1,727-1,747	Не опр.
n_p	1,708-1,710	1,727-1,736	1,687-1,701	" "
-2V		70-88	76-88	" "
Плотность	3,40	4,10	3,45	< 4,2

Примечания. 1. А н а л и з ы: 1,2 - оливины разного состава из одной протолочки доломит-кальцитового среднезернистого бефорсита (обр. 279, скв. 968, гл. 168,0-169,5 м), пределы колебания состава оливина в породе - от Fe_{35} до Fe_{53} ($n_g = 1,743+1,781$; $n_p = 1,702+1,736$); 3 - гяаллоцидерит из доломит-кальцитового бефорсита (обр. 860, скв. 971, гл. 242,5-244,0 м), пределы колебания состава оливина в породе - от Fe_{26} до Fe_{53} ($n_g = 1,722+1,766$); 4 - микроанализ из наиболее тяжелой (3,9-4,2 г/см³) фракции оливиново-

го концентрата из доломитового бейфорсита (обр. 132, скв. 290, гл. 223,2-224,0 м), в пробе преобладает более "легкий" (более магниальный) оливин, но присутствует и более "тяжелый" ($> 4,2 \text{ г/см}^3$).

2. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ АН УССР Р.Л.Левинной.

Кристаллохимические формулы



Т а б л и ц а 33. Химический состав минералов из фоскоритов

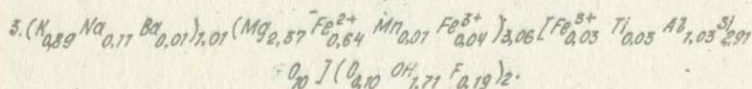
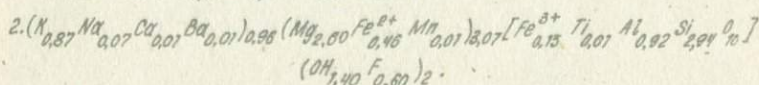
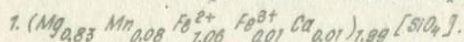
Компонент, физическое свойство	Оливин	Флогопиты		Магнетит	Ильменит
	1	2	3	4	5
SiO_2	33,92	40,47	39,10	Не опр.	Не опр.
TiO_2	0,07	0,12	0,47	2,08	52,20
Al_2O_3	0,14	10,80	11,68	Не опр.	Не опр.
Fe_2O_3	0,45	2,40	1,36	" "	" "
FeO	43,20	7,20	10,37	91,00(общ.)	40,25(общ.)
MnO	3,14	0,16	0,15	0,00	6,64
MgO	18,84	24,07	21,58	Не опр.	Не опр.
CaO	0,28	0,10	0,23	" "	" "
BaO	Не опр.	0,27	0,21	" "	" "
Na_2O	0,12	0,46	0,76	" "	" "
K_2O	Следы	9,43	9,38	" "	" "
B_2O_3	0,01	0,09	-	" "	" "
H_2O^-	0,04	0,00	0,23	" "	" "
П.п.п.	0,22	2,90	3,80	" "	" "
F	Не опр.	2,60	0,80	" "	" "
С у м м а	100,43	99,98	99,78	93,08	99,09
F (желез.)	0,58	0,18	0,24	-	-
η_g	1,787	Не опр.	Не опр.	-	-
η_p	1,743	" "	" "	-	-
$2V$	-75+-88	" "	" "	-	-
Плотность	3,62	2,87	2,87	Не опр.	Не опр..

Примечания. 1. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,42 F.
2. При расчете кристаллохимической формулы ан.3 вычтены CaO, часть MgO и п.п.п. (CO₂) как механическая примесь доломита.

3. А н а л и з ы: 1 - горноолит из оливин-тетраферрифлогопитового фоскорита (обр. 33, скв. 57I., гл. II9,0-II9,5 м), проанализирован наиболее тяжелый концентрат оливина переменного состава - Fe_{39-58} ($n_g = 1,75I+I,787$; $n_p = 1,7IO+I,743$); 2 - тетраферрифлогопит из оливин-тетраферрифлогопитового фоскорита (образец тот же); 3 - железистый флогопит из флогопит-оливинового фоскорита (обр. I27, скв. 29I, гл. 20I-202 м); 4 - магнетит из оливин-апатит-магнетитового фоскорита (обр. IO95, скв. 256, гл. I97 м); 5 - ильменит, включенный в магнетите в виде экссолюционных вростков, облегающих более ранние включения колумбита из того же образца (фото 26).

4. Химические анализы выполнены Р.Л.Левиной (ан. I-3), а рентгеноспектральные О.П.Шаркиным, С.В.Степченко и И.Н.Бондаренко (ан. 4, 5) в ИГЕМ АН УССР.

Кристаллохимические формулы



Т а б л и ц а 34. Химический состав флогопитов из бефорситов

Компонент, физическое свойство	1	2	3	4
SiO_2	40,58	39,56	39,47	39,58
TiO_2	0,15	0,10	0,38	0,20
Al_2O_3	13,49	12,34	13,39	11,75
Fe_2O_3	1,53	1,02	2,29	1,70
FeO	4,03	5,18	4,90	6,04
MnO	0,05	0,19	0,14	0,05
MgO	24,60	24,28	23,94	24,40
CaO	0,56	0,47	0,35	0,63
BaO	0,70	0,20	0,30	0,22
Na_2O	0,94	0,44	2,00	0,32
K_2O	8,72	10,03	7,36	9,75
P_2O_5	0,01	Не опр.	Следы	Следы
H_2O	0,08	0,20	0,02	0,02
П.п.п.	3,10	4,74	3,71	3,29
CO_2	Не опр.	Не опр.	0,57	0,89
F	2,30	1,40	2,00	2,00
С у м м а	99,82	99,56	99,98	100,00
F (желез.)	0,11	0,13	0,14	0,15
Плотность	2,78	2,87	2,94	-

Примечания. 1. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,42 F.

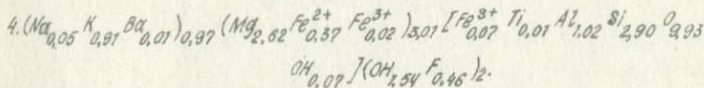
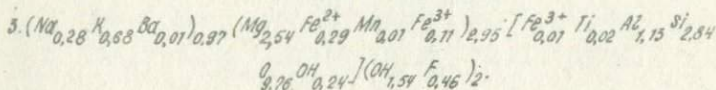
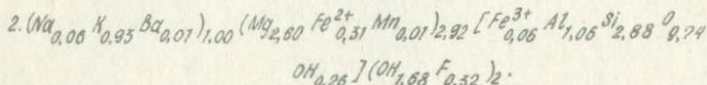
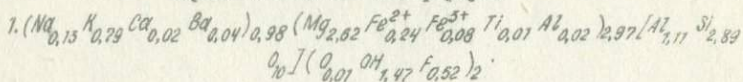
2. При расчете кристаллохимических формул (ан. 2-4) CaO и часть п.п.п., связанные с механической примесью доломита, вычитались.

3. А н а л и з ы: 1 - флогопит почти бесцветный со слабым оранжево-коричневым оттенком из лейкократового доломитового бефорсита (обр. 640, скв. 965, гл. 565-579 м); 2 - флогопит бледно окрасенный оранжево-коричневый из мезократового доломит-кальцитового бефорсита (обр. 137, скв. 290, гл. 257-258,4 м); 3 - флогопит светло-коричневый с зеленоватым оттенком из лейкократового доломит-кальцитового бефорсита (обр. 860, скв. 971).

гл. 242,5-244,0 м); 4 - оранжево-коричневый флогопит из меланократового доломит-кальцитового бефорсита (обр. 75, скв. 29I, гл.188,8-189,6 м).

4. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ АН УССР Р.Л.Левинной.

Кристаллохимические формулы



Т а б л и ц а 35. Химический состав рудных минералов из бекорситов

Компонент	Магнетит	Шпинель	Магнетит				Ильменит
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	0,19	3,30	0,23	2,05	0,29	0,45	0,90
TiO_2	0,35	He обн.	0,50	0,52	0,47	1,24	44,51
Al_2O_3	1,23	55,63	0,92	0,95	0,13	0,43	He опр.
Cr_2O_3	0,07	He опр.	0,00	He опр.	He опр.	He опр.	" "
V_2O_5	0,03	" "	0,01	0,05	0,05	" "	" "
Fe_2O_3	66,88	6,05	65,79	60,48	67,00	68,13	12,32
FeO	29,66	22,37	30,82	28,22	29,95	28,80	38,88
MnO	0,45	1,18	0,21	0,17	0,11	0,12	2,48
MgO	0,47	10,40	0,82	1,36	0,31	0,84	1,20
ZnO	0,05	0,80	0,07	0,27	0,04	He опр.	He опр.
CaO	0,14	He опр.	0,13	0,63	0,28	0,00	" "
Na_2O	0,06	" "	He опр.	0,06	0,06	0,10	" "
K_2O	0,03	" "	" "	0,04	0,04	He опр.	" "
B_2O_3	0,06	" "	" "	0,18	0,06	" "	" "
S	0,02	" "	0,31	5,55	0,20	0,29	" "
H_2O	0,06	" "	He опр.	0,16	0,10	0,04	" "
П.п.п.	0,32	" "	" "	1,60	0,57	He опр.	" "
Сумма	100,06	99,73	99,66	99,55	99,56	100,30	100,29

Компонентный состав (молекулярные количества), %

$Zn(Al,Fe)_4$	0,1	1,7	-	1,0	0,1	-	-
$MgAl_2O_4$	2,7	34,3	3,8	1,9	0,3	1,0	-
$MnAl_2O_4$	-	2,8	-	-	-	-	-
$MgFe_2O_4$	-	-	-	-	1,5	3,9	-
$FeAl_2O_4$	-	51,3	-	-	-	-	-
$MnFe_2O_4$	1,4	-	0,7	0,7	0,4	0,4	-

Компонент	Магнетит	Шпинель	Магнетит				Ильменит
	1	2	3	4	5	6	7
Fe_2TiO_4	-	-	1,4	2,0	-	-	-
$FeTiO_3$	1,0	-	-	-	1,4	3,6	78,0
$FeFe_2O_4$	94,8	0,8	94,1	94,4	96,3	91,1	5,2
$MnTiO_3$	-	-	-	-	-	-	5,4
$MgTiO_3$	-	-	-	-	-	-	4,6
Fe_2O_3	-	-	-	-	-	-	6,8
Mg_2SiO_4	-	4,1	-	-	-	-	-
Fe_2SiO_4	-	5,0	-	-	-	-	-

Примечания. 1. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,5 д.

2. А н а л и з ы: 1 - магнетит с закономерно ориентированными экссоллюционными пластинчатыми включениями шпинели (фото 25) из доломит-кальцитового бефорсита (обр. 389, скв. 968, гл. 168,0 - 169,5 м); 2 - плеонаст черный непрозрачный из того же образца; 3 - магнетит с экссоллюционными включениями мелких изометрических кристалликов шпинели (фото 24) из доломит-кальцитового бефорсита (обр. 42, скв. 571, гл. 133,8-138,6 м); 4 - магнетит мелкозернистый из доломит-кальцитового бефорсита (обр. 860, скв. 971, гл. 242,5-244,0 м); 5 - магнетит крупнозернистый оптически гомогенный из доломитового бефорсита (обр. 640, скв. 965, гл. 565 - 579 м); 6 - магнетит из кальцит-доломитового бефорсита, содержащего включения магнетитовых фоскоритов (обр. 256 - объединенная проба, скв. 256, гл. 162,0-200,0 м); 7 - ильменит из той же пробы.

3. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГФМ АН УССР Р.Л.Левинной.

Т а б л и ц а 36. Химический состав кальцитов и доломитов из бе

Компонент, физические свойства	Кальцит		Доломит	Кальцит	Доломит	Кальци	
	I	2	3	4	5	6	7
CaO	40,30	50,90 ^{***}	30,08 ^{***}	52,83 ^{***}	31,84 ^{***}	51,18 ^{***}	51,43 ^{***}
BaO	Не опр.	0,06	0,08	(0,03)	0,03	(0,03)	(0,02)
MgO	8,72	2,57	17,96	1,77	16,88	2,77	2,57
MnO	0,70	0,56	0,71	1,21	1,49	1,26	1,12
FeO	Не опр.	1,22	4,45	1,44	4,32	1,15	1,15
Fe ₂ O ₃	4,2(общ.)	0,23	Не обн.	Следы	0,13	0,41	0,26
Al ₂ O ₃	0,28	0,17	0,80 [*]	0,69 [*]	0,13 [*]	Не опр.	Не опр.
Na ₂ O	Не опр.	0,10	0,10	0,14	0,06	0,24	0,24
K ₂ O	"	"	0,00	Не обн.	Не обн.	0,04	0,06
B ₂ O ₃	"	"	Не опр.	0,00	0,01	Следы	Не опр.
H ₂ O ⁻	"	"	0,04	Не опр.	0,08	0,16	0,28
CO ₂	42,65	43,19	46,09	42,29	45,76	42,69	42,19
Нераств. ост. (SiO ₂)	2,20	(0,36)	(0,10)	0,18	0,20	(0,10)	(0,20)
Сумма	99,05	99,40	99,88	100,64	100,93	100,00	99,56
Компонентный							
(Ca, Sr)CO ₃	72,0	90,8	50,7	91,5	51,5	88,8	89,5
MgCO ₃	21,7	6,4	42,5	4,6	40,5	7,1	6,6
FeCO ₃	5,3	2,0	5,9	2,1	6,0	2,3	2,0
MnCO ₃	1,0	0,8	0,9	1,8	2,0	1,8	1,7
η ₀ (η _g)	Не опр.	1,6693	1,6907	1,6651	Не опр.	1,6693	1,6672
	-	1,6670	1,6876	1,6670	-	1,6677	1,6686
	-	-	-	1,6693	-	-	1,6583
	-	-	-	1,6630	-	-	-
	-	-	-	1,6583	-	-	-
Плотность	2,90	Не опр.	2,943	2,799	Не опр.	Не опр.	Не опр.

форситов

ты		Доломит	Кальцит	Доломит	Кальцит	Доломиты		
8	9	10	11	12	13	14	15	16
52,36 ^{***}	48,93	30,12 ^{***}	52,50 ^{***}	31,30 ^{***}	51,16 ^{***}	31,27	30,20 ^{***}	28,62
(0,03)	Не опр.	Не опр.	(0,04)	0,06	0,08	Не опр.	0,06	Не опр.
2,26	2,52	20,23	2,82	18,40	2,78	16,62	17,70	17,49
1,29	0,83	0,48	0,46	0,40	0,56	1,05	1,13	0,96
1,20	0,93	2,45	0,72	3,52	1,22	4,75	4,60	5,76
0,18	0,16	0,48	Следы	0,08	0,23	Следы	Не обн.	0,20
Не опр.	0,45 [*]	0,04 [*]	Следы	0,50	0,06	0,30 [*]	0,65	0,30 [*]
0,20	0,24	0,02	0,05	Не обн.	0,10	0,05	0,10	0,05
0,04	Не обн.	Не обн.	Не опр.	"	"	Не обн.	0,04	Не обн.
Не опр.	0,005	0,04	Следы	Не опр.	Не опр.	0,06	0,02	0,38
0,24	Не опр.	0,10	0,12	"	"	0,02	0,04	Не опр.
41,94	42,94	46,55	43,47	46,00	43,03	44,30	45,86	45,76
(0,10)	(0,14)	0,08	0,06	(0,18)	(0,24)	1,10	(0,07)	0,46
99,81	97,13	100,31	100,24	100,44	99,48	99,58	100,39	100,00
состав (молекулярные количества)%								
9,03	89,6	49,4	91,4	51,9	90,2	53,0	50,3	49,1
5,8	6,5	46,6	6,9	43,0	7,0	39,3	42,1	41,7
2,0	2,1	3,3	1,0	4,6	2,0	6,3	6,1	7,9
1,9	1,8	0,7	0,7	0,5	0,8	1,4	1,5	1,3
1,6693	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,6876	1,6670	Не опр.	1,6917	1,692
1,6667	-	-	-	1,6847	1,6693	-	1,6876	1,695
-	-	-	-	1,6907	1,6651	-	-	1,698
-	-	-	-	1,6680	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,993	3,00-3,06

Примечания. I. В скобках даны полуколичественные спектральные определения Ва, которые в сумму не включены.

2. Значения η_p приводятся в порядке частоты их встречаемости.

3. А н а л и з ы: I - кальцит крупнозернистый (фракция I-2 мм) с экссолюзионными вростками доломита (фото 25) из лейкократового доломит-кальцитового бефорсита (обр. 860, скв. 971, гл. 242-244,0 м); 2 - кальцит очищенный от доломитовых вростков (оптически гомогенный) из того же образца; 3 - доломит очищенный от кальцитовых вростков из того же образца; 4 - кальцит оптически гомогенный из мезократового доломит-кальцитового обогащенного магнетитом среднезернистого бефорсита (обр. 389, скв. 968, гл. 168,0-169,5); 5 - доломит из того же образца; 6 - кальцит оптически гомогенный из мезократового доломит-кальцитового обогащенного магнетитом бефорсита (обр. III, скв. 290, гл. 137-138 м); 7 - то же (обр. 137, скв. 290, гл. 257,5-258,4 м); 8 - кальцит из бефорситовых прожилков, секущих оливинит-мельтейгит (обр. II3, кв. 290, гл. 142,3-143,2 м); 9 - кальцит из меланократового флогопит-оливинового доломитсодержащего бефорсита (обр. 75, скв. 291, гл. 188,8-189,6 м); 10 - доломит из существенно доломитового лейкократового бефорсита (обр. 722, скв. 298, гл. 245,7-246,4 м); 11 - кальцит из того же бефорсита; 12 - доломит из существенно доломитового лейкократового бефорсита (обр. 640, скв. 965, гл. 565-569 м); 13 - кальцит из того же бефорсита; 14-16 - доломиты разной плотности из одной протоочки лейкократового доломитового бефорсита (обр. 132, скв. 290, гл. 223,2-224,0 м); в наиболее легком концентрате (ан. 14) есть примесь кальцита.

4. Химические анализы выполнены в ИГФМ АН УССР Р.Л.Левиной (ан. I, 4-II, 14, 16); Б.В.Мирской (ан. 3, 15); В.К.Закревской (ан. 12, 13) и М.Л.Шайкевич (ан. 2).

5. Звездочкой обозначена сумма $Al_2O_3 + Fe_2O_3$, а двумя звездочками - $CaO + SrO$.

Т а б л и ц а 37. Химический состав кимберлитовых карбонатов

Компонент, петрохими- ческий коэффициент:	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II
SiO_2	22,83	20,05	15,47	15,95	21,10	15,33	14,26	16,77	19,70	16,86	17,75
TiO_2	0,24	0,26	0,11	0,19	0,21	0,21	0,18	Следы	0,31	0,26	0,18
Al_2O_3	5,59	6,09	3,69	4,71	6,43	3,59	4,04	5,80	4,59	3,87	4,99
Fe_2O_3	2,37	2,99	2,85	3,85	1,88	3,33	2,77	3,09	2,38	2,77	2,80
FeO	3,46	3,88	2,30	2,30	2,45	3,17	2,73	3,16	4,03	4,17	2,93
MnO	0,62	0,27	0,50	0,55	0,17	0,84	0,27	0,45	0,64	0,39	0,46
MgO	14,47	15,66	17,34	13,09	12,72	14,34	15,33	12,72	10,41	10,75	14,46
$CaO+SrO$	23,54	24,40	26,38	29,35	28,51	27,76	29,68	20,48	29,69	31,96	27,26
BaO	0,01	Следы	0,21	0,04	0,13	0,02	0,15	0,10	0,01	0,02	0,08
Na_2O	0,65	0,62	0,35	0,25	0,54	0,30	0,48	0,88	0,90	0,90	0,48
H_2O	3,56	2,86	1,41	1,61	2,35	1,34	1,49	2,23	2,22	2,31	2,11
B_2O_5	4,60	4,60	4,60	4,60	5,06	3,16	2,53	4,50	3,15	3,22	4,20
S	0,20	0,08	0,06	0,11	0,05	0,25	0,33	0,06	0,33	0,12	0,14
H_2O^+	0,36	0,15	0,25	0,35	0,12	0,42	0,28	0,27	0,19	0,10	0,24
П.п.п.	3,10	2,52	4,62	2,43	5,72	2,62	4,51	4,55	2,30	0,88	3,76
CO_2	14,40	15,60	19,26	20,13	11,87	23,25	21,33	16,68	19,60	21,16	17,82
F	0,34	0,51	0,50	0,36	0,49	0,38	0,25	0,40	0,36	0,50	0,40
С у м м а	100,10	99,59	99,66	99,69	99,58	100,26	100,34	99,74	100,52	99,97	99,82
$CaO:CO_2$	0,95	0,90	0,82	0,91	1,20	0,79	0,95	1,04	1,01	1,01	0,94

Окончание табл.37

Компонент, петрохими- ческий коэффициент	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
$MgO:SiO_2$	0,95	1,16	1,67	0,82	0,90	1,38	1,60	1,12	0,79	0,95	1,21
$MgO:(CaO+MgO)$	0,54	0,55	0,55	0,44	0,45	0,46	0,45	0,44	0,36	0,36	0,49
$F(\text{желез.})$	0,20	0,17	0,14	0,21	0,16	0,22	0,17	0,22	0,27	0,24	0,17
f_0	0,38	0,38	0,53	0,60	0,41	0,49	0,47	0,47	0,35	0,44	0,47

Примечания. I. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,42F и 0,5Δ.

2. Петрохимические коэффициенты $CaO:CO_2$ и $MgO:(CaO+MgO)$ приведены с вычетом CaO, связанного в нормативном апатите.

3. Анализы: I - кимберлитовый карбонатит слюдястый с ксенолитами доломитовых бефорситов, мельтейгитов, альвикитов и севитов, дайка в фенитах (обр. 729 - объединенная проба, скв. 298, гл. 252,0-254,0 м); 2 - штуф из того же карбонатита; 3 - то же (обр. 724 - штуф, скв. 298, гл. 246,4 м); 4 - кимберлитовый карбонатит слюдястый, дайка в фенитах (обр. 953 - объединенная проба, скв. 953, гл. 290,0-317,0 м); 5 - тот же карбонатит, обогащенный флогопитом (штуф); 6 - кимберлитовый карбонатит с ксенолитами доломитовых бефорситов, дайка в фенитах (обр. 187 - объединенная проба, скв. 187, гл. 127,0-175,0 м); 7 - тот же кимберлитовый карбонатит без ксенолитов бефорситов (обр. 1128 - штуф, скв. 187, гл. 158,5 м); 8 - кимберлитовый карбонатит слюдястый с ксенолитами доломитовых бефорситов, дайка в фенитах (обр. 974, скв. 271, гл. 238,5 м); 9 - карбонатит кальцитовый брекчиевидный оливин-амфибол-флогопитовый с округленными сегрегациями (нодулями) глимеритов (зруптивная альвикитовая брекчия), залегающий среди бефорситов (обр. 1024 - объединенная проба, скв. 969, гл. 578-580 м); 10 - то же (обр. 1024 - штуф, скв. 969, гл. 578 м); 11 - средний состав кимберлитовых карбонатитов по восьми анализам (ан. 1-8).

4. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГФМ АН УССР Р.Л.Левиной.

Т а б л и ц а 38. Химический состав силикатов из кимберлитовых карбонатитов

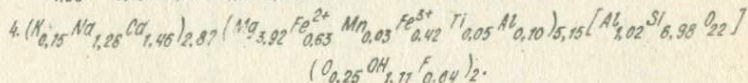
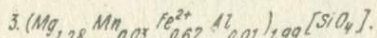
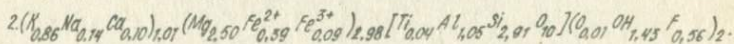
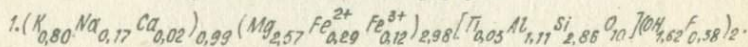
Компонент, физическое свойство	Флогопиты		Оливин	Амфибол
	1	2	3	4
SiO_2	40,20	40,22	36,33	48,45
TiO_2	0,56	0,68	0,11	0,45
Al_2O_3	13,31	12,26	0,42	6,60
Fe_2O_3	2,21	1,73	0,12	3,92
FeO	4,81	6,54	29,18	5,22
MnO	0,08	0,08	1,34	0,26
MgO	24,20	23,19	31,56	18,28
CaO	0,28	0,11	0,07	9,48
Na_2O	1,23	1,02	0,02	4,50
K_2O	8,88	9,36	0,06	0,81
P_2O_5	0,04	0,05	0,02	0,10
H_2O^-	0,12	0,10	0,08	0,10
П.п.п.	3,41	2,97	0,37	1,15
F	1,71	2,43	Не опр.	1,40
С у м м а	100,32	99,76	99,68	100,13
F(желез.)	0,14	0,17	0,36	0,22
n_d	Не опр.	Не опр.	1,742	1,646-1,660
n_p	" "	" "	1,700	1,624-1,638
-2V	" "	" "	Не опр.	82-84
c_{Ng}	" "	" "	" "	23
Плотность	" "	" "	3,48	-

Примечания. I. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,42 F.

2. А н а л и з ы: 1 - флогопит светлый буровато-оранжевый из кимберлитового карбонатита (обр. 729, скв. 298, гл. 252-254 м); 2 - флогопит светлый буровато-оранжевый из меланократового брекчиевидного оливин-амфибол-флогопитового кимберлитового карбонатита (обр. 1024, скв. 969, гл. 578-580 м); 3 - гялосидерит бесцветный из того же образца; 4 - амфибол кальций-натриевый промежуточного состава между эденитом и магнезиокатофоритом из того же образца.

3. Анализы выполнены в химический лаборатории ИГФМ АН УССР А.Г.Скрынник (ан. 1, 2) и Р.Л.Левиной (ан. 3, 4).

Кристаллохимические формулы



Т а б л и ц а 39. Химический состав кальцитов из кимберлитовых карбонатитов

Компонент	1	2	Компонент	1	2	
$CaO + SrO$	52,68	52,67	SiO_2	Не опр.	0,13	
BaO	(0,01)	(0,01)	С у м м а	100,13	99,72	
MgO	2,47	1,82	Компонентный состав (молекулярные количества), %			
MnO	0,40	0,40	$CaCO_3$	91,8	93,3	
FeO	0,86	0,57	$MgCO_3$	6,1	4,5	
Fe_2O_3	0,28	0,60	$FeCO_3$	1,5	1,6	
Al_2O_3	0,26	Следы	$MnCO_3$	0,6	0,6	
Na_2O	Следы	"	H_2O	{	Не опр.	1,6647
As_2O_5	Не опр.	0,01			"	"
H_2O^-	0,12	0,18	Плотность	"	"	2,795
CO_2	43,06	43,34				

Примечания. 1. В скобках приведены полуколичественные спектральные определения Ba которые в сумму не включены.

2. А н а л и з ы: 1 - кальцит из кимберлитового карбонатита (обр. 729, скв. 298, гл. 252-254 м); 2 - кальцит из меланократового брекчиевидного оливин-амфибол-флогопитового кимберлитового карбонатита (обр. 1024, скв. 969, гл. 578-580 м).

3. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЭМ АН УССР Р.Д.Левиной.

Т а б л и ц а 40. Химический состав рудных минералов из кимберлитовых карбонатитов

Компонент	Магнетит		Шпинель	Магнетит
	1	2	3	4
SiO_2	0,70	2,42	0,24	0,49
TiO_2	0,56	0,37	0,35	0,91
Al_2O_3	0,16	Следы	60,90	0,31
Cr_2O_3	0,00	0,00	Не отр.	0,01
$\frac{1}{2}O_5$	0,06	0,02	" "	0,05
Fe_2O_3	58,86	53,68	0,63	60,60
FeO	35,71	28,22	19,62	32,25
MnO	0,28	0,21	0,34	0,12
MgO	1,44	4,84	17,80	1,04
ZnO	Следы	0,13	(0,2)	0,06
CaO	0,14	0,14	0,28	0,21
S	3,27	18,06	-	7,07
С у м м а	99,55	99,06	100,16	99,60

Компонентный состав (молекулярные количества), %

$Zn(Al, Fe)O_4$	-	0,6	-	-
$MgAl_2O_4$	0,4	-	67,4	0,9
$MgFe_2O_4$	5,2	21,0	0,7 Mg_2SiO_4	5,0
$FeAl_2O_4$	-	-	25,5	-
$MnFe_2O_4$	1,0	1,2	0,7	0,6
Fe_2TiO_4	1,8	1,9	0,6	3,4
$FeFe_2O_4$	91,6	75,3	5,2	90,1

Примечания. 1. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,53.

2. В скобках приведены спектральные полуколичественные определения, которые в сумму не включены.

3. А н а л и з ы: 1 - магнетит из слоистого кимберлитового карбонатита (обр. 729, скв. 298, гл. 252-254 м); 2 - магнетит из кимберлитового карбонатита (обр. 187, скв. 187, гл. 127-175 м, объединенная проба); 3 - темно-зеленая шпинель (плеонаст) из того же образца; 4 - магнетит из бракиевидного оливин-амфибол-флогопитового кимберлитового карбонатита (обр. 1024, скв. 969, гл. 578-580 м).

4. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГФМ АН УССР Р.Л.Левинной.

Т а б л и ц а 4I. Химический состав родственных сѣвитам сегрегационных ультрабазитов

Компонент, петрохимический коэффициент	I	2	3	4	5
SiO_2	32,72	36,77	38,77	31,27	37,96
TiO_2	0,55	0,38	0,29	1,05	2,75
Al_2O_3	7,50	8,42	9,14	6,41	9,68
Cr_2O_3	0,08	(0,02)	(0,02)	(0,03)	(0,004)
Fe_2O_3	5,58	5,57	4,77	5,52	3,77
FeO	11,09	12,10	13,68	7,34	9,29
MnO	1,17	0,69	1,00	0,46	0,30
MgO	7,41	9,13	9,26	12,62	15,88
$CaO+SrO$	15,91	12,19	9,86	17,69	6,63
BaO	0,05	0,03	0,03	He отр.	0,10
Na_2O	1,78	2,50	4,24	2,32	2,10
K_2O	4,11	3,04	2,82	1,90	5,00
P_2O_5	1,73	3,16	2,30	4,61	1,44
S	0,02	0,25	0,05	0,29	0,05
H_2O^-	0,17	0,19	0,17	0,32	0,34
П.п.п.	2,08	2,27	2,03	1,90	1,98
CO_2	8,36	3,46	1,38	5,95	1,75
F	0,34	0,30	0,44	0,30	1,10
С у м м а	100,49	100,21	100,12	99,69	99,64
$N(азп.)$	0,98	0,88	1,04	0,91	0,92
$CaO:CO_2$	1,24	1,95	3,94	1,53	2,08
$F(желез.)$	0,56	0,52	0,53	0,36	0,31
f_0	0,31	0,29	0,24	0,40	0,27

Примечания. I. В скобках даны полуколичественные спектральные определения *Ст*, которые в сумму не включены.

2. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,58 и 0,42 *А*.

3. Петрохимический коэффициент $\text{CaO}:\text{CO}_2$ приведен с вычетом CaO , связанного в нормативном апатите.

4. А н а л и з ы: I - ультрабазит катофорит-клинопироксен-биотитовый с примесью апатита и альбита, нодуль в сёвите, секущем канадиты (обр. 254, скв. 294, гл. 2II,7 м); 2 - кумулят апатит-амфибол-биотитовый в биотит-амфиболовом сёвите (обр. 93, скв. 29I, гл. 27I,3-274,0 м); 3 - то же (обр. IOI, скв. 29I, гл. 300,6-302,0 м); 4 - ультрабазит кумулятивный (?) биотит-apatит-амфиболовый с примесью ильменита и магнетита, залегающий в виде мелких включений и крупных участков (крупные включения?) в биотит-амфиболовом сёвите (обр. 335, скв. 964, гл. 234-236 м); 5 - ультрабазит амфибол-биотитовый с примесью апатита, кальцита, ильменита и магнетита, ксенолит в бефорсите (обр. II04, скв. 256, гл. 266,5 м).

5. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ АН УССР Р.Л.Левинной.

Т а б л и ц а 42. Химический состав силикатов из родственных севитам сегрегационных ультрабазитов

Компонент, физическое свойство	Амфиболы				Биотиты		
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	43,55	43,33	45,19	45,48	37,74	37,06	39,69
TiO ₂	0,25	0,28	1,00	2,07	0,47	0,53	4,00
Al ₂ O ₃	8,22	8,22	8,31	7,59	12,23	15,22	10,94
Fe ₂ O ₃	6,19	6,46	4,75	5,57	1,88	1,60	1,80
FeO	14,34	15,00	9,12	8,16	18,43	18,51	11,09
MnO	0,43	0,46	,46	0,33	0,31	0,25	0,20
MgO	9,90	10,30	15,00	14,61	14,84	14,36	18,03
CaO	9,36	8,64	9,12	8,64	0,24	0,32	0,00
BaO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,10	Не опр.	Не опр.
Na ₂ O	3,44	3,67	4,10	4,53	0,38	0,70	1,00
H ₂ O	1,08	0,96	0,66	0,74	9,09	9,00	8,82
P ₂ O ₅	0,10	Не опр.	0,10	0,11	Не опр.	0,01	0,00
H ₂ O ⁻	0,08	0,08	0,12	0,14	0,24	0,10	0,12
П.п.п.	2,10	2,15	1,47	1,30	2,94	2,85	3,27
F	0,76	0,50	0,64	0,60	1,50	0,59	1,40
С у м м а	99,48	99,84	99,78	99,62	99,76	100,69	99,77
F(желез.)	0,54	0,54	0,34	0,34	0,44	0,44	0,29
η _g	1,684	1,684	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
η _p	1,664	1,664	" "	" "	" "	" "	" "
ZV	-60	-60	" "	" "	" "	" "	" "
cMg	19	20	" "	" "	" "	" "	" "
Плотность	Не опр.	3,33	" "	" "	" "	" "	" "

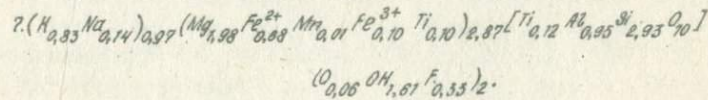
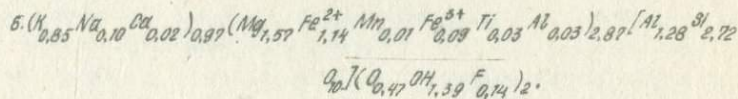
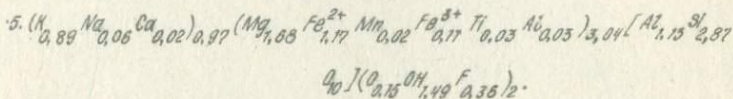
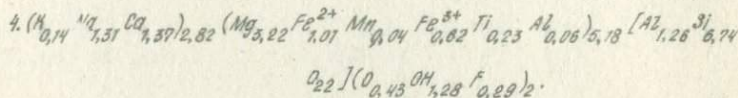
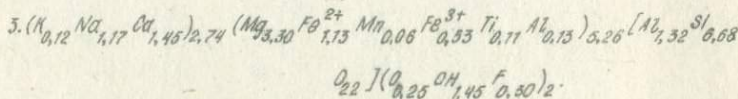
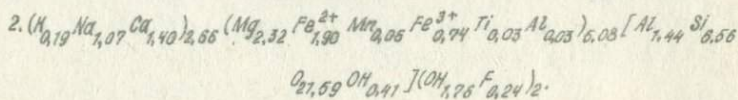
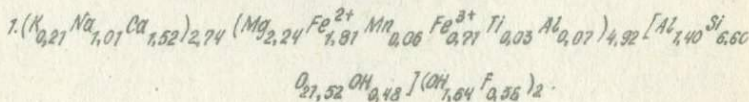
Примечания. 1. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,42 %.

2. А н а л и з ы: 1 - обогащенный натрием гастингсит малоглиноземистый (плеохроирующий в оливково-зеленых и голубовато-зеленых тонах) из апатит-амфибол-биотитовой сегрегации (кумулята) в биотит-амфиболовом севите (обр. 93, скв. 291, гл. 271,3-274,0 м); 2 - то же (обр. 101, скв. 291, гл. 300,6-302,0 м); 3 - обогащенный натрием гастингсит малоглиноземистый из биотит-apatит-амфиболового с примесью ильменита и магнетита кумулятивного (?) ультрабазита в севите (обр. 335, скв. 964, гл. 234-336 м); 4 - амфибол промежуточного состава между гастингситом и магнизинокатофитом (плеохро-

проект в коричневых тонах) из амфибол-биотитового ультрабазита, ксенолит в бефорсите (обр. П04, скв. 256, гл. 266,5 м); 5 - биотит буровато-зеленый из апатит-амфибол-биотитовых сегрегаций в сёвите (обр. 93, скв. 291, гл. 271,3-274,0 м); 6 - то же (обр. I01, скв. 291, гл. 300,6-302,0 м); 7 - биотит (железистый флогопит) титанистый бурый из амфибол-биотитового ультрабазита, ксенолит в бефорсите (обр. П04, скв. 256, гл. 266,5 м).

3. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ АН УССР П.Л.Левинной (ан. I-5, 7) и С.П.Модленко (ан. 6).

Кристаллохимические формулы



Т а б л и ц а 43. Химический состав родственных альбикитам сегрегационных ультрабазитов (сланяных перидотитов и оливинит-глиммеритов)

Компонент, петрохимический коэффициент	1	2	3	4	5	6
SiO_2	39,55	33,18	25,20	30,03	28,37	33,13
TiO_2	1,35	0,31	0,41	4,13	0,32	0,66
Al_2O_3	5,66	6,94	4,61 [±]	4,34	7,91	7,87
Fe_2O_3	3,83	2,40	4,17	6,93	2,42	3,11
FeO	14,40	4,90	9,94	9,72	10,60	18,47
MnO	1,10	0,18	0,58	0,40	0,33	0,91
MgO	16,07	18,00	10,67	21,70	15,63	16,37
CaO	6,61	18,91	20,34	7,98	13,20	6,81
BaO	0,04	0,03	0,10	0,03	0,04	0,15
Na_2O	0,65	0,50	0,59	0,42	0,90	0,58
K_2O	5,48	6,88	3,60	4,00	5,20	4,46
B_2O_3	Следы	4,03	10,07	3,48	4,61	Следы
S	0,02	0,08	0,05	0,13	0,01	0,08
H_2O	0,27	0,11	0,18	0,13	0,17	0,10
П.п.п.	2,00	2,36	1,59	2,90	3,15	2,05
CO_2	2,22	6,10	7,82	3,06	6,47	4,77
F	0,36	0,55	0,60	0,15	0,50	0,20
Cr_2O_3	0,07	0,01	Не опр.	0,03	Не опр.	0,03
MnO	0,01	0,003	" "	0,01	" "	0,01
С у м м а	99,55	100,20	100,27	99,45	99,68	99,64
$K(агп.)$	1,24	1,19	1,10	1,18	0,90	0,80
$CaO:CO_2$	2,36	1,10	0,72	0,84	0,88	1,11
$F(желез.)$	0,40	0,19	0,43	0,30	0,32	0,43
f_0	0,19	0,31	0,27	0,39	0,17	0,08

Примечания. I. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,42 F и 0,5 S. Звездочкой обозначена сумма

2. Петрохимический коэффициент $\text{CaO}:\text{CO}_2$ приведен с вычетом CaO , связанного в нормативном апатите.

3. А н а л и з ы: I - слюдяной перидотит, ксенолит в бефорсите (обр. I40, скв. 290, гл. 280,0-281,0 м); 2 - глиммерит тетраферрифлогопитовый с диоксидом, рихтеритом и апатитом, крупное включение (?) в альвиките (обр. 954, скв. 271, гл. 62,0-63,5 м); 3 - обогащенный апатитом слюдяной перидотит, ксенолит в бефорсите (обр. 37, скв. 571, гл. 125,6-126,2 м); 4 - глиммерит оливин-флогопитовый с магнетитом, ильменитом и апатитом, кумулят в оливин-флогопитовом альвиките (обр. I073, скв. 270, гл. 302,0 м); 5 - ультрабазит оливин-апатит-флогопитовый, кумулят в флогопит-оливиновом альвиките (обр. 284, скв. 597, гл. 153,0 м); 6 - перидотит оливин-амфибол-флогопитовый, ксенолит в бефорсите (обр. 388, скв. 968, гл. 166,0 м).

4. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГФМ АН УССР Р.Л.Левинной.

5. Звездочкой обозначена сумма $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$.

Т а б л и ц а 44. Химический состав силикатов из родственных аль-
винитам ультрабазитов

Компонент, физическое свойство	Оливин		Клинопироксены		Амфибол	Флогопиты		
	1	2	3	4	5	6	7	
SiO_2	33,12	52,45	53,71	54,78	39,04	40,68	39,45	
TiO_2	0,07	0,15	0,05	0,15	2,06	0,64	0,58	
Al_2O_3	0,13	0,45	0,36	0,82	11,62	10,88	10,76	
Fe_2O_3	1,89	4,29	3,76	0,89	1,92	2,19	1,20	
FeO	45,50	7,40	3,46	6,62	11,81	6,62	13,54	
MnO	2,18	0,50	0,24	0,16	0,06	0,12	0,19	
MgO	16,43	12,45	14,02	19,45	19,11	23,90	20,00	
CaO	Следы	20,70	22,12	7,68	0,07	0,25	0,00	
BaO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,14	0,13	Не опр.	
Na_2O	0,04	1,60	1,60	4,87	0,36	0,34	0,50	
K_2O	0,00	0,00	0,03	1,61	9,40	9,72	9,57	
P_2O_5	0,01	Следы	Следы	0,14	0,00	Не опр.	Следы	
H_2O^-	0,04	0,04	0,04	0,08	0,18	0,10	0,08	
П.п.п.	0,28	0,27	0,36	1,92	3,29	3,60	3,14	
F	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,72	1,20	1,30	2,40	
С у м м а	99,69	100,40	99,75	99,57	99,75	99,92	100,40	
F(желез.)	0,63	0,35	0,23	0,18	0,29	0,17	0,28	
μ	Не опр.	(1,717)	(1,710)	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
ρ	(1,752)	(1,686)	(1,680)	" "	" "	" "	" "	
2V	-67	64	66	" "	" "	" "	" "	
cNg	-	50	52	" "	" "	" "	" "	
Плотность	3,93	3,38	Не опр.	" "	2,84	3,01	" "	

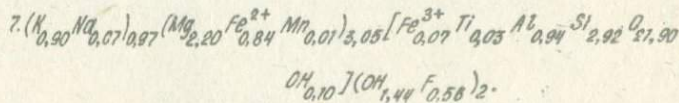
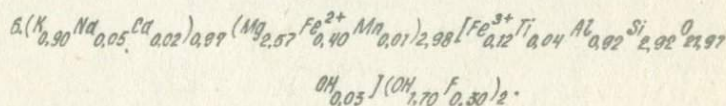
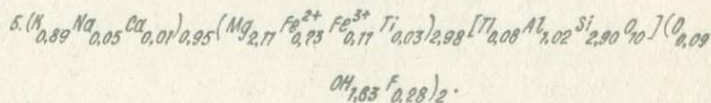
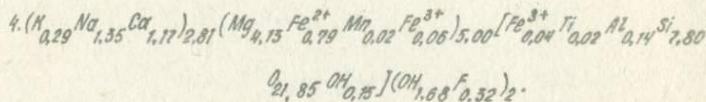
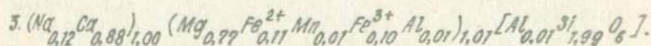
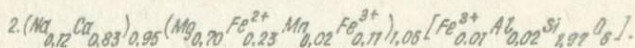
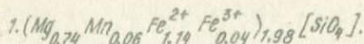
Примечания. 1. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,42%.

2. Для минералов переменного состава в скобках даны наиболее часто встречающиеся значения показателей преломления.

3. А н а л и з ы: 1 - гортонолит из слюдяного перидотита, ксенолит в бефорсите (обр. 140, скв. 290, гл. 280,0-281,0 м); 2 - эгирин-салит из того же образца перидотита; 3 - эгирин-диопсид из тетраферрифлогопитового глиммерита, включенного в альвините (обр. 954, скв. 271, гл. 62,0-63,5 м); 4 - рихтерит из того же образца глиммерита; 5 - флогопит железистый бурый из слюдяного перидотита (обр. 140, скв. 290, гл. 280,0-281,0 м); 6 - тетраферри-флогопит оранжево-бурый из слюдиты (обр. 954, скв. 271, гл. 62,0-63,5 м); 7 - флогопит железистый оранжево-бурый слабоплеохроирующий ($Mg \approx Na$) из обогащенного апатитом слюдяного перидотита, ксенолит в бефорсите (обр. 37, скв. 571, гл. 125,6-126,2 м).

4. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ АН УССР Р.Л.Левиной.

Кристаллохимические формулы



Т а б л и ц а 45. Химический состав родственных бекфорситам сегрегационных оливинит-гипанеритов

Компонент, петрохимический коэффициент	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II
SiO_2	23,24	24,80	32,13	32,39	28,50	28,80	26,73	25,72	33,00	23,03	27,74
TiO_2	0,51	0,38	0,16	0,28	0,28	0,48	0,57	0,48	0,81	3,32	0,73
Al_2O_3	5,68 [±]	3,42	7,90	8,05	5,59 [±]	6,55	6,04 [±]	1,88 [±]	6,71	3,51	5,73 [±]
Fe_2O_3	7,34	5,33	8,76	4,43	6,84	7,42	7,06	2,37	3,37	8,54	6,15
FeO	10,80	19,30	11,87	10,66	13,68	13,10	13,10	23,04	17,28	7,20	14,00
MnO	1,61	1,66	0,65	0,63	0,98	1,04	0,98	1,54	0,98	0,35	1,04
MgO	14,99	17,92	24,02	19,30	21,91	22,96	17,73	16,76	19,60	18,68	19,39
CaO	15,75 ^{±±±}	12,32	3,50	7,09 ^{±±±}	8,14 ^{±±±}	6,72	11,55 ^{±±±}	13,77 ^{±±±}	5,60	13,96 ^{±±±}	10,11 ^{±±±}
CaO	0,06	Не опр.	Не опр.	0,16	0,13	Не опр.	0,34	0,17	Не опр.	0,02	0,15
Na_2O	0,18	0,10	0,50	0,22	0,21	0,10	0,15	0,15	0,10	0,20	0,19
H_2O	3,66	2,15	5,24	6,64	4,01	4,00	4,50	1,74	5,20	2,80	3,99
B_2O_5	3,74	1,15	0,01	0,01	0,03	0,01	0,75	1,73	0,23	4,60	1,23
S	0,03	0,00	0,15	0,02	0,02	0,05	0,02	0,04	0,03	0,45	0,08
H_2O^-	0,20	0,11	0,14	0,33	0,15	0,07	0,18	0,14	0,28	0,44	0,20
П.п.п.	2,48	1,21	1,02	3,53	2,30	0,18	1,71	0,08	1,61	3,70	1,78
CO_2	9,60	9,70	3,70	5,77	6,59	7,08	8,70	10,08	4,60	8,64	7,44
C (графит)	0,24	Следы	0,20	0,46	0,44	1,06	Следы	Следы	Следы	Не опр.	0,27
F	0,44	0,31	0,59	0,70	0,30	0,42	0,55	0,25	0,70	0,55	0,48
Cl_2O_3	0,02	0,05	Не опр.	0,02	0,05	Не опр.	0,03	0,02	Не опр.	0,02	0,03
$NI O$	0,01	0,04	" "	0,004	0,005	" "	0,004	0,002	" "	0,01	0,011

Окончание табл.45

Компонент, петрохими- ческий коэффициент	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II
С у м м а	100,31	99,91	100,22	100,36	99,97	99,96	100,42	99,81	99,93	99,54	100,40
<i>K</i> (агл.)	0,83	0,74	0,83	0,94	0,85	0,68	0,94	1,20	0,86	0,96	0,85
<i>CaO:CO₂</i>	0,80	0,88	0,74	0,85	0,89	0,80	0,87	0,87	0,91	0,70	0,84
<i>F</i> (желез.)	0,42	0,45	0,32	0,31	0,35	0,34	0,39	0,47	0,38	0,52	0,37
<i>f₀</i>	0,38	0,24	0,40	0,28	0,31	0,34	0,33	0,09	0,15	0,31	0,28

Примечания. I. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,42*F* и 0,5*δ*.

2. Петрохимический коэффициент $CaO:CO_2$ приведен с вычетом CaO , связанного в нормативном апатите.

3. А н а л и з ы: I - оливинит флогопитовый, крупный кумулят (?) в бефорсите (обр. 398 - объединенная проба, скв. 968, гл. 236,2-243,0 м); 2 - то же (обр. 398 - штаф, гл. 240 м); 3 - оливинит-глиммерит, нодуль в бефорсите (обр. 35, скв. 571, гл. 122 м); 4 - то же (обр. 68, скв. 291, гл. 158,8 м - 159,2 м); 5,6 - то же (обр. 138, скв. 290, гл. 261,8 м); 7 - то же (обр. 135, скв. 290, гл. 242,7 м); 8 - оливинит флогопитовый, нодуль в бефорсите (обр. 163, скв. 573, гл. 180,5 м); 9 - оливинит-глиммерит, нодуль в том же бефорсите (обр. 164, скв. 573, гл. 181,0 м); 10 - оливинит флогопитовый ильменитсодержащий, нодуль в ильменитсодержащем бефорсите (обр. 1092, скв. 256, гл. 167,5 м); II - средний состав сегрегационных оливинит-глиммеритов из бефорситов (по 10 анализам).

4. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ АН УССР Р.Л.Левиной (ан. I, 4, 5, 7, 8, 10). М.Л.Шайкевич (ан. 2, 6, 9) и С.П.Модленко (ан. 3).

5. Звездочкой обозначена сумма $MgO_3 + Ti_2O_3$, двумя звездочками - $CaO + SrO$

Т а б л и ц а 46. Химический состав силикатов из родственных бедфорситам оливинит-глиммеритов

Компонент, физическое свойство	Оливин		Флогопиты	
	1	2	3	
SiO_2	35,17	39,95	40,51	
TiO_2	0,09	0,57	0,08	
Al_2O_3	0,36	12,25	12,44	
Fe_2O_3	1,64	2,52	0,96	
FeO	31,77	6,96	4,96	
MnO	2,02	0,15	0,12	
MgO	28,75	22,65	25,55	
CaO	0,07	0,11	0,28	
BaO	Не опр.	0,15	0,24	
Na_2O	0,04	0,25	0,44	
K_2O	0,08	9,92	9,48	
B_2O_5	0,12	0,04	0,02	
H_2O^-	0,00	0,08	0,06	
П.п.п.	0,34	3,10	3,35	
F	Не опр.	1,98	2,80	
С у м м а	100,45	99,85	100,06	
F(желез.)	0,41	0,19	0,11	
n_g	1,734-1,771	Не опр.	Не опр.	
n_p	1,692-1,726	" "	" "	
$2V$	-66 + -88	" "	" "	
Плотность	3,49	" "	2,77	

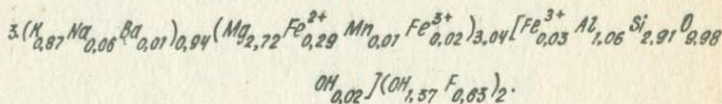
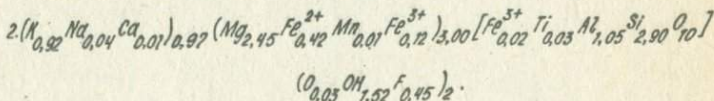
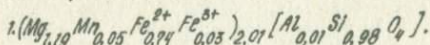
Примечания. 1. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,42%.
2. В таблице даны пределы колебаний показателей преломления оливинов проанализированного концентрата; в пробе они шире: $n_g = 1,731+1,787$; $n_p = 1,689-1,744$ ($f_{d_{29-54}}$).

3. При расчете кристаллохимической формулы по анализу 3 CaO, часть MgO и п.п.п. (CO₂) вычтены как механическая примесь доломита.

4. А н а л и з ы: 1 - оливин (гиаллосидерит) переменного состава из флогопитового оливинита, крупный кумулят в бефорсите (обр. 398, скв. 968, гл. 236,2-243,0 м); 2 - флогопит из того же оливинита (обр. 398, скв. 968, гл. 236,2-243,0 м); 3 - флогопит из оливинит-глиммерита, нодули в бефорсите (обр. 35, скв. 571, гл. 122 м.).

5. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГЕМ АН УССР Р.Д.Левинной (ан. 1, 3) и Г.А.Скрынник (ан. 2).

Кристаллохимические формулы



Т а б л и ц а 47. Химический состав апатитов из пород черниговского карбонатитового комплекса

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	0,14	0,25	0,20	0,16	0,10	Не опр.	Не обн.	0,08
Al_2O_3	0,10	0,20	0,20	0,12	0,26	" "	0,03	0,20
TiO_2	1,50	1,35	1,44	1,20	1,40	7,34	0,85	0,94
Fe_2O_3 (общ.)	0,08	0,10	0,09	0,05	0,07	Не опр.	0,30	0,08
MnO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
MgO	0,20	0,36	0,21	0,36	0,36	" "	" "	0,12
CaO	52,41	52,22	52,33	53,62	53,39	46,92	53,92	53,44
SrO^*	0,47	0,18	1,19	0,24	0,30	2,36	0,71	0,35
Na_2O	0,25	0,11	0,20	0,20	0,10	1,41	0,22	0,20
K_2O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
P_2O_5	42,50	43,20	42,33	42,40	42,40	40,90	42,07	42,50
П.п.п.	0,20	0,12	0,16	Не обн.	Не обн.	Не опр.	0,14	0,12
F	2,76	2,44	2,68	2,36	2,40	3,10	2,30 (3,27)	2,48
С у м м а	99,45	100,21	99,91	99,72	99,78	100,73	99,58 (100,14)	99,47
Плотность	3,301	-	-	3,331	-	-	-	-

Примечания. 1. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,42%.

2. А н а л и з ы: 1 - апатит бесцветный (здесь и далее цвет апатита определялся в зернах под биноклем) из канадита (обр. 280, скв. 597, гл. 144,6-146,6 м); 2 - апатит бледный голубоватый из нордмаркита (обр. 619, скв. 965, гл. 530,0-533,0 м); 3 - апатит бесцветный из брекчиевидного севита (обр. 598, скв. 598, гл. 155,0-175,0 м); 4 - апатит бесцветный из альвикита (обр. 797, скв. 299, гл. 281,0-283,0 м); 5 - то же (обр. 1058, скв. 270, гл. 221,0-223,0 м); 6 - апатит бесцветный из доломит-кальцитового бефорсита с аксессуарным монацитом (обр. 389, скв. 968, гл. 168,0-169,5 м); 7 - апатит бесцветный из доломитового бефорсита (обр. 640, скв. 963, гл. 565,0-579,0 м); 8 - апатит бесцветный из кимберлитового карбоната (обр. 729, скв. 298, гл. 252,0-254,0 м).

3. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГиМ АН УССР Б.В.Мирской (ан. 1-5, 8), Р.Л.Левинной (ан. 6) и Г.А.Сарыняк (ан. 7); Sr определен спектральным методом Л.А.Орловой; содержание F, приведенное в скобках, определено ядерно-активационным методом Л.И.Злобиной.

Т а б л и ц а 48. Содержание TR_2O_3 , Na_2O , SpO и F в апатитах

Компо- нент	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
TR_2O_3	0,78	0,80	1,51	0,78	1,48	1,50	1,17	0,91	3,22	2,66	1,32	0,65	1,19	1,16
Na_2O	0,36	0,36	0,47	0,40	0,36	0,40	0,40	0,33	0,64	0,42	0,44	0,30	0,33	0,34
SpO	-	0,24	-	-	-	-	0,47	-	1,19	1,66	0,35	-	-	-
F	-	3,17	-	-	-	-	4,02	-	-	-	3,10	-	-	-

Примечания. 1. А н а л и з ы: I - апатит из сѣвита, не содержащего аксессуарного монацита (обр. 50, скв. 572, гл. 134,3-135,3 м); 2 - то же (обр. 481, скв. 963, гл. 280,0-282,0 м); 3 - то же (обр. 845, скв. 255, гл. 350,5-352,0 м); 4 - то же (обр. 263, скв. 294, гл. 225,2-227,0 м); 5 - апатит из монацитсодержащего сѣвита (обр. 342, скв. 964, гл. 262,2-264,6 м); 6 - то же (обр. 251, скв. 294, гл. 200,4-202,4 м); 7 - апатит из ортитсодержащего сѣвита (обр. 649, скв. 965, гл. 598,4-608,0 м); 8 - апатит из бефорсита, не содержащего аксессуарного монацита (обр. 860, скв. 971, гл. 242,5-244,0 м); 9 - апатит из бефорсита с аксессуарным монацитом (обр. 132, скв. 290, гл. 223,2-224,0 м); 10 - апатит из фоскорита с аксессуарным монацитом (обр. 33, скв. 571, гл. 119,0-119,5 м); 11 - апатит из кимберлитового карбоната (обр. 1024, скв. 969, гл. 578,0-580,0 м); 12 - апатит из пироксенита (обр. 658, скв. 965, гл. 622,0-625,8 м); 13 - апатит из биотит-амфиболового сегрегационного ультрабазита, залегающего среди сѣвитов (обр. 335, скв. 964, гл. 234,0-236,0 м); 14 - апатит из твейтозит-пироксенита (обр. 661, скв. 965, гл. 638,0 м).

2. Анализы выполнены в лабораториях ИГЕМ АН УССР: TR_2O_3 и Na_2O определены химическим анализом Р.Л.Левинной, SpO - спектральным методом Л.А.Орловой, а F - ядерно-активационным методом Л.И.Злобиной.

Т а б л и ц а 49. Химический состав редкометалльных аксессуарных минералов из карбонатитов черниговского комплекса (по литературным дан.)

Компонент	Цериевый фергасонит (броценит)				Бадделейт	Пирохлор	Гатчеттолит		Колумбит	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Nb_2O_5	41,78	40,9	41,65	42,01	0,17	63,46	34,26	34,00	76,33	73,98
Ta_2O_5	1,00	0,9	1,00	1,00	0,01	2,50	8,74	9,33	1,80	3,10
U_3O_8	-	-	1,03	1,11	0,03	0,47	11,98	10,50	-	-
SiO_2	-	0,60	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO_2	0,05	0,65	-	0,05	0,11	0,60	7,45	7,96	0,15	0,44
ThO_2	-	-	0,90	0,88	0,09	0,82	-	0,40	-	-
UO_2	51,12	52,2	52,17	52,26	0,23	4,11	10,80	10,46	-	Не обн.
ZrO_2	-	-	-	-	99,33	-	-	-	-	-
Al_2O_3	-	-	-	-	-	0,10	-	-	-	-
Fe_2O_3	0,66	1,10	0,42	0,13	-	0,24	-	-	-	-
FeO	-	-	-	-	-	2,41	2,95	3,65	19,51	17,05
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	1,11	4,24
CaO	1,20	0,7	1,10	0,81	0,14	15,23	11,68	11,64	1,00	0,86
PbO	-	-	-	-	-	-	5,32	5,74	-	-
Na_2O	-	-	-	-	-	4,04	1,52	1,73	-	-
H_2O (П.п.п.) (2,55)	(2,68)	1,60	1,79	-	-	3,35	4,95	4,60	-	-
F	-	-	-	-	-	3,15	1,44	-	-	-
Прочие	1,88	0,16	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100,25	99,98	99,87	99,94	100,11	100,48	101,09	100,01	99,90	99,97
Та: Nb	1:29	1:27	1:29	1:30	1:17	1:21	1:3	1:3	1:34	1:25
Источники	Марченко, Чашка, Сторчак и др. 1975;		Капустин, 1976а		Капустин, Лапчикий, Погребной и др., 1977			Капустин, 1978		
	Чашка, Марченко, Хвостова, Быкова, 1976									

Примечание. В состав "прочих" входят MgO , ZnO_2 , ThO_2 , U_3O_8 .

Т а б л и ц а 50. Результаты рентгеноспектральных исследований титового комплекса

Компонент	Пироклор-гатчеттолит					
	I	2	3	4	5	6
Nb_2O_5	36,0	47,2	36,0	53,4	50,0	36,0
Ta_2O_5	6,1+8,6	7,9	12,0	8,7	6,1	0,6+1,8
U_2O_5	Не опр.	Не опр.	16,0	Есть	2,9	2,3
ThO_2	" "	" "	Не обн.	Не обн.	Не опр.	Не опр.
TiO_2	" "	1,8	Не опр.	2,3	" "	" "
ZrO_2	" "	0,3	" "	Не обн.	" "	" "
SnO_2	" "	Не опр.	" "	Не опр.	" "	" "
$FeO(обн.)$	" "	1,6	" "	1,3	" "	" "
MnO	" "	0,0	" "	0,3	" "	" "
MgO	" "	Не опр.	" "	Не опр.	" "	" "
$CaO+(SrO)$	" "	5,3+(2,9)	7,0	5,0	" "	" "
Ca_2O_3	" "	2,9	Есть	0,7	" "	" "
La_2O_3	" "	1,6	" "	1,2	" "	" "
Nd_2O_3	" "	1,1	" "	1,2	" "	" "
Sm_2O_3	" "	0,4	" "	0,7	" "	" "
Ho_2O_3	" "	0,0	" "	Есть	" "	" "
Gd_2O_3	" "	Следы	" "	Не обн.	" "	" "
Yb_2O_3	" "	3,1	" "	" "	" "	" "
Y_2O_3	" "	0,3	" "	" "	" "	" "
С у м м а	42,1-44,6	73,5	71,0	74,8	56,1	36,6-37,8
Та: Nb	1:4 - 1:5	1:5	1:2,5	1:2,5	1:7	1:16-1:50

Примечания. 1. А н а л и з ы: 1 - гатчеттолит буровато-корич скв. 291, гл. 103-304 м); 2 - пироклор-гатчеттолит красный (тонкоз скв. 291, гл. 300,6-302,0 м); 3,4 - гатчеттолит буровато-коричневый 954, скв. 271, гл. 62,0-63,5 м); 5 - пироклор-гатчеттолит красновато-549 м); 6 - пироклор темно-коричневый из лейкократового бефорсита чатный идиоморфный из бефорсита (обр. 128, скв. 290, гл. 207,0-207,8 мешающий гатчеттолит) из лейкократового севита (обр. 47, скв. 372, соприкасающийся с гатчеттолитом (ан. 3,4), из слюдита (обр. 954, скв. 971, облекаемые экссолюзионным ильменитом (фото 26) из апатит-магнети гусонит красный из меланократового оливин-флогопитового бефорсита черные из апатитового слюдяного перидотита (обр. 37, скв. 571, гл. 1 2. Анализы выполнены на микроанализаторах MAP-I и JXA-5 в кинем.

акцессорных титано-тантало-ниобатов из пород черниговского карбона-

Колумбит				Цериевый фергусонит		Эшинит	Ферсмит	Ферсмит+ фергусонит (?)
7	8	9	10	11	12	13	14	15
81,0	71,3	79,0	76,1	36,0	42,5	55,3	68,2	63,5
1,4	1,3	2,5	3,78	Мало	0,4	Не обн.	Следы	Не обн.
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Следы	Не опр.	" "	Не опр.	" "
" "	" "	" "	" "	Не опр.	" "	" "	" "	" "
0,3	2,7	0,7	0,92	" "	0,8	8,9	5,2	3,2
Не опр.	Не опр.	Не обн.	Не опр.	" "	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Следы
" "	" "	Не опр.	" "	" "	Не опр.	" "	" "	Не обн.
12,7	16,1	11,5	14,6	" "	" "	Не опр.	Не опр.	Не опр.
1,5	0,9	1,3	2,13	" "	" "	" "	" "	" "
Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,06	" "	" "	" "	" "	" "
" "	" "	" "	Не опр.	Не обн.	2,1	5,9	12,9	2,1
" "	" "	" "	" "	Много.	17,4	14,0	4,4	3,7
" "	" "	" "	" "	макс. Св	5,7	5,5	2,9	2,1
" "	" "	" "	" "	" "	12,4	4,8	1,9	6,7
" "	" "	" "	" "	Есть	1,7	0,9	0,2	1,9
" "	" "	" "	" "	" "	Следы	Не обн.	Не обн.	Не обн.
" "	" "	" "	" "	" "	0,9	0,7	" "	" "
" "	" "	" "	" "	" "	3,1	Не обн.	" "	" "
" "	" "	" "	" "	~0,5	1,1	Следы	" "	" "
96,90	92,3	95,0	99,59	Не опр.	88,1	96,0	95,7	83,2
1:59	1:49	1:27	1:17	" "	1:100	Не опр.	Не опр.	Не опр.

невый из меланократового биотит-амфиболового севита (обр. 103, еристый агрегат из биотит-амфиболового кумулита в севите (обр. 101, из тетраферрифлогопитового слюдита, включенного в альвиките (обр. коричневый из мезократового бефорсита (обр. 1017, скв. 969, гл. (обр. 53, скв. 291, гл. 112,0-112,4 м); 7 - колумбит черный пластин-м); 8 - колумбит черный (тонкозернистый агрегат, псевдоморфно за-гл. 125,8-130,4 м); 9 - колумбит вишнево-красный пластинчатый, ас-гл. 62,0-63,5 м); 10 - мелкие включения колумбита в магнетите, тового фоскорита (обр. 1095, скв. 256, гл. 197 м); 11 - цериевый фер- (обр. 73, скв. 291, гл. 179,0 м); 12-15 - ниобаты (агрегаты зерен) 125,6-126,2 м). лаборатории ИГЕМ АН УССР Л.Г.Самойловичем, С.Б.Степченко и О.П.Шар-

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Глава I. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК	5
Структурные особенности карбонатитового комплекса и вмещающих пород	5
Изотопный возраст	12
Проблемы общего геологического положения карбонатитового комплекса и поисков карбонатитовых массивов	14
Формационное положение черниговского карбонатитового комплекса и других проявлений карбонатитов (?) или генетически связанных (?) с ними образований	16
Глава II. ПОРОДЫ ЭКЗОКОНТАКТОВОГО ОРЕОЛА (ФЕНИТЫ)	19
Общие сведения	19
Геологическое положение фенитов	21
Зональность ореолов фенитизации и особенности состава фенитов разных стадий	22
Особенности химизма и некоторые вопросы процесса фенитизации	28
Глава III. ЩЕЛОЧНЫЕ УЛЬТРАБАЗИТЫ И ГАББРОИДЫ	32
Щелочные пироксениты	32
Ийолит-мельтейгиты, гортонолитовые мельтейгиты и оливинит-мельтейгиты	36
Альбит-баркевикитовые эссекситы	38
Глава IV. НЕФЕЛИНОВЫЕ И ЩЕЛОЧНЫЕ СИЕНИТЫ	39
Канадиты	39
Щелочные сиениты, твейтозиты, нордмаркиты и рингиты	42
Глава V. КАРБОНАТИТЫ	50
Условия залегания и текстурно-структурные особенности	50
Состав и вопросы номенклатуры	52
Сэвиты	53
Альвикиты	57
Вефорситы и фоскориты	61
Кимберлитовые карбонатиты	68

Сегрегационные ультрабазиты включений в карбонатитах	70
Петрохимические особенности	71
Глава VI. ПЕТРОГЕНЕЗИС	75
Условия кристаллизации карбонатитов (петрологические и геологические аспекты)	75
Взаимоотношение карбонатитов с вмещающими породами и проблемы метасоматической зональности	77
Источник и форма переноса вещества карбонатитов	79
Роль летучих компонентов и минерализаторов в глубинном процессе карбонатитообразования	82
Проблемы родоначальных магм карбонатитовых комплексов, механизма генерирования карбонатитов и их связи со щелочными породами	85
Связь карбонатитов с кимберлитами	96
Глава VII. ОСОБЕННОСТИ РУДОНОСНОСТИ ЧЕРНИГОВСКОГО КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА И ЕГО ПОЛОЖЕНИЕ В ПРИАЗОВСКОЙ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ ПРОВИНЦИИ	98
Минералого-геохимические аспекты рудоносности комплекса	99
Соотношения магматических формаций в редкометальной провинции	108
Заключение	110
Список литературы	114
Приложение	125

Евгений Борисович Глевасский
Степан Григорьевич Кривдик

ДОКЕМБРИЙСКИЙ КАРБОНАТИТОВЫЙ КОМПЛЕКС ПРИАЗОВЬЯ

Утверждено к печати ученым советом
Института геохимии и физики минералов АН УССР

Редактор Н.Я.Соколова
Обложка художника Г.М.Балюна
Художественный редактор И.П.Савицкая
Технический редактор Л.Н.Муравцева
Корректоры О.Е.Исарова, Л.Ю.Каменских

Информ. сланк № 4107.

Подпик печ. 31.12.81. БФ 00659. Формат 60x84/16. Бумага офс. № 11
Офс. печ. Усл. печ. л. 14,42. Усл. кр.-отт. 14,65. Уч.-изд. л. 13,59.
Тираж 420 экз. Заказ № 2-153 Цена 1 руб. 50 коп.

Издательство "Наукова думка". 252601, Киев, ГСП, Репина, 3.
Киевская книжная типография научной книги, 252004, Киев-4, Репина, 4.

Т а б л и ц а 4. Минеральный состав карбонатов Черниговского комплекса

Тип карбонатов	Разновидности карбонатов		Породообразующие минералы		Типоморфные аксессуарные и рудные минералы					Включения сегрегационных ультрабазитов и ксенолиты в карбонатах (в порядке частоты встречаемости)	Вмещающие породы
	массивные (интрузивные)	брекчиевидные (эруптивные)	Минерал	Содержание, %	ниобия и тантала	редких земель	циркония	титана	прочие		
Сёвиты	Клинопироксен-амфибол-биотитовые Амфибол-биотитовые Биотитовые		Кальцит Биотит Амфибол Этирин-салит Апатит Альбит	50 - 90 0,5 - 35 0 - 30 0 - 20 3 - 15 0 - 5	Пироклор-гаттчетолит, колумбит	Ортит, монацит, (редко)	Циркон	Сфен, ильменит (редко)	Магнетит, сульфиды	Фениты, биотит-амфиболовые, биотитовые и клинопироксен-амфибол-биотитовые сегрегационные ультрабазиты, пироксениты, канадиты	Фениты, канадиты, пироксениты
Альвикиты	Клинопироксен-оливин-флогопитовые Флогопит-оливиновые Оливин-амфиболовые Оливин-амфибол-флогопитовые		Кальцит Оливин Флогопит Диоксид, этирин-салит Амфибол Апатит Магнетит	50 - 90 Ед. зерна-25 0,5 - 25 0 - 10 0 - 5 4 - 15 1 - 10	Пироклор и колумбит (очень редко)	Монацит (редко)	Циркон	Ильменит, анатаз, сфен (редко)	Сульфиды, графит (редко)	Флогопитовые гlimмериты и перидотиты, фениты, сёвиты (?), мельтейгиты	Фениты, сёвиты
Бефорситы	Доломит-кальцитовые Кальцит-доломитовые Доломитовые		Кальцит Оливин Доломит Флогопит Магнетит Апатит	15 - 80 0,5 - 30 5 - 80 0,5 - 4 2 - 15 Ед. зерна-15	Цериевый фергусонит, колумбит, пироклор-гаттчетолит (редко)	Цериевый фергусонит, монацит, анкилит, карбонцернаит	Бадделлит, циркон	Ильменит (редко)	Ганит, плеонаст, сульфиды, графит	Оливиниты и флогопитовые глиммериты, мельтейгиты	Фениты, альвикиты, пироксениты
Кимберлитовые карбонаты		Флогопит-оливиновые (серпентинитовые) Оливин-амфибол-флогопитовые	Карбонаты Флогопит Оливин (серпентин) Апатит Кальцит Амфибол Флогопит Оливин	25 - 50 15 - 30 25 - 40 5 - 12 50 20 25 5	Не обн.	Не обн.	Циркон, бадделлит	Не обн.	Магнетит, сульфиды, плеонаст	Флогопитовые глиммериты, оливиниты, бефорситы, альвикиты, сёвиты (?), фениты	Фениты, альвикиты, бефорситы

3718



1 руб. 50 коп.

3758

«НАУКОВА ДУМКА»