



Ю. Л. КАПУСТИН

**МИНЕРАЛОГИЯ  
КОРЫ  
ВЫВЕТРИВАНИЯ  
КАРБОНАТИТОВ**

Ю. Л. КАПУСТИН

МИНЕРАЛОГИЯ  
КОРЫ  
ВЫВЕТРИВАНИЯ  
КАРБОНАТИТОВ

61/1  
1419



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕ Д Р А»  
Москва 1973



**Капустин Ю. Л.** Минералогия коры выветривания карбонатитов. М., «Недра», 1973, с. 200. (Ин-т минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов).

Рассмотрены закономерности размещения карбонатитовых провинций мира, их климатические и палеоклиматические особенности. Описано развитие процессов выветривания на карбонатитовых массивах. Основное внимание уделено описанию зональности кор выветривания карбонатитов, их минерального состава и характерных ассоциаций.

Показаны стадийность и особенности выветривания каждого из типов карбонатитов. Рассмотрено поведение в этом процессе минералов и элементов. Дано систематическое описание 98 минеральных видов, многие из которых обнаружены в корах на карбонатитах впервые. Приведено 49 полных химических анализов минералов и пород; использованы данные многочисленных химических, рентгенографических, спектральных, термических и других видов анализа.

Таблиц 33, иллюстраций 16, список литературы — 191 назв.

Под редакцией *Р. И. Тихоненковой*.

К 0292 — 588 73  
043 (01)—73

© Институт минералогии, геохимии  
и кристаллохимии редких элементов  
(ИМГРЭ), 1973

## ВВЕДЕНИЕ

Карбонатиты — крупнейшая формация редкометалльных месторождений. Многочисленные карбонатитовые массивы содержат значительные запасы богатых комплексных руд Nb, Zr, TR, Ta, Ti, Fe, Cu, Th, U, Sr, Ba, а также апатита, слюд и цементного сырья. Массивы этого типа распространены во многих частях земного шара и как правило обладают сходными чертами строения, рудной минерализации, последовательности формирования пород и их минералого-геохимической специфики. Оруденение в карбонатитах обычно заключено в мощных телах и имеет вкрапленный, штокверково-прожилковый и жильный характер. Рудные компоненты часто распределены в карбонатитах относительно равномерно, но содержание их невелико. При общих значительных масштабах запасов сырья многие карбонатитовые месторождения относятся к числу бедных, разработка которых экономически невыгодна не только ввиду малых содержаний полезных компонентов в руде, но и из-за необходимости переработки больших объемов породы.

Обычные содержания в коренных карбонатитах  $P_2O_5$  не превышают 6% (за исключением собственно апатитовых пород), Fe — 10%;  $Nb_2O_5$  — 0,4%;  $Ta_2O_5$  — 0,01%;  $TR_2O_3$  — 1%;  $ZrO_2$  — 0,05%, и извлечение этих компонентов затруднительно. Характер таких месторождений резко меняется при интенсивном развитии на них гипергенных процессов. Карбонатиты на 60—90% сложены карбонатами, и в гипергенной обстановке они интенсивно выщелачиваются. Растворение метеорными водами значительных объемов  $CaCO_3$  приводит к выносу основной массы породообразующих компонентов и резкому обогащению остаточных продуктов устойчивыми минералами: магнетитом, апатитом, слюдой, пироксеном, колумбитом, бадделейтом, баритом, концентрация которых в процессе выветривания возрастает в сотни раз. При химическом выветривании пород многие компоненты ведут себя инертно и накапливаются в рыхлых отложениях над карбонатитами, высвобождаясь из первичных минералов. Такое накопление характерно для P, Fe, Nb, Ba, Sr, Zr, U, содержание которых в первичных породах невелико, а в выветрелых возрастает в сотни (Sr, Ba, Mn, Ti) или в десятки раз

(P, Nb, Ta, U). Коры выветривания карбонатитов представляют собой богатейшие месторождения Nb, P, Zr, TR, Fe. При общих рядовых содержаниях Nb, Ta, P, Sr, Zr в коренных карбонатитах массивов Мрима, Бингу, Луеш, Сукулу (Африка), Тапира и Араша (Бразилия) в корах выветривания этих массивов содержание  $Nb_2O_5$  достигает 1,25% (Мрима), 4,5% (Араша);  $Ta_2O_5$  0,5% (Араша, Тапира);  $P_2O_5$  свыше 25% (Мрима, Бингу, Араша). Для редкометальных месторождений, обычно содержащих  $< 1\%$  полезных компонентов, развитие гипергенных процессов играет важную роль и наличие мощных кор выветривания часто предопределяет положительную экономическую оценку месторождений. Относительно бедные колумбитоносные щелочные граниты Нигерии (плато Джос) содержали крупные и богатые концентрации Nb преимущественно в рыхлых отложениях. По отработке кор выветривания объем добычи на этих месторождениях сократился. Разработка рыхлых кор выветривания имеет целый ряд преимуществ. Кроме постоянного значительного обогащения (по сравнению с коренными породами) рудными компонентами, рыхлые отложения не требуют дополнительного многостадийного дробления, необходимого при разработке массивных коренных руд, а вследствие этого значительно лучше сохраняются хрупкие редкометальные минералы; высвобождение их более полное, извлечение более высокое и потери в шламах низкие. Сокращаются также объем отходов (хвостов) обогащения и затраты на транспортировку руд. Таким образом, коры выветривания карбонатитов являются одним из наиболее выгодных комплексных источников целого ряда видов сырья и в первую очередь Nb, Zr, P, TR, вермикулита.

Однако, несмотря на очевидную важность изучения кор выветривания, до сих пор им уделялось недостаточно внимания. Минеральный состав крупнейших месторождений этого типа в Бразилии охарактеризован кратко, без анализа строения и распределения минералов по профилям выветривания и без описания взаимоотношений коры и субстрата. Месторождение Бингу (Конго) до сих пор практически не описано, а для месторождений Сукулу, Букусу и Палабора, в которых обнаружены крупные концентрации апатита, магнетита, вермикулита или пирохлора, полностью отсутствует описание особенностей развития процессов выветривания.

В СССР коры выветривания карбонатитов и сопутствующих им ультраосновных и щелочных пород специально изучались в Ковдорском массиве А. П. Афанасьевым (1966, 1969) и на двух сибирских массивах — Е. А. Зверевой и Г. В. Писемским (1969).

Нами с 1958 г. проводилось изучение карбонатитов Кольского полуострова и Сибири, и на всех изученных объектах обнаружено широкое развитие процессов выветривания. При этом установлено, что в зависимости от географического положения, климатических условий, строения массивов и состава его пород

коры выветривания развиты в разной степени. Изучение профилей выветривания на карбонатитах различных массивов выявило значительное разнообразие их, а расположение массивов в разных климатических зонах обусловило развитие разнообразных типов кор, в которых концентрируются различные группы редких элементов. В корах выветривания отечественных карбонатитов обнаружены также многочисленные минералы, свойственные гипергенным месторождениям различных типов и до сих пор в карбонатитах не известные. Сопоставление минерального состава и специфики профилей выветривания карбонатитов отдельных массивов из различных климатических зон позволило установить общие закономерности развития процессов выветривания в разных условиях и сопоставить их с процессами выветривания в тропической зоне на массивах Африки и Южной Америки.

Автором изучены коры выветривания всех известных массивов Кольского полуострова, Восточного Саяна, Чадобецкого поднятия, Енисейского кряжа, некоторых массивов Якутии и проведено их сопоставление с описанными зарубежными массивами. Поскольку основным фактором, обуславливающим специфику и интенсивность развития процессов выветривания, являются климатические условия, в книге рассмотрено положение основных карбонатитовых провинций мира, их палеогеографические и климатические условия.

На основании их анализа описываются строение и минеральный состав кор выветривания карбонатитов и сопутствующих им пород.

## Глава I

# ОСНОВНЫЕ КАРБОНАТИТОВЫЕ ПРОВИНЦИИ МИРА, ИХ КЛИМАТИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ПРОЦЕССОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Характеризуя особенности развития процессов выветривания на отдельных массивах, необходимо кратко рассмотреть геологическое положение и строение основных карбонатитовых провинций, возраст ультраосновного—щелочного магматизма и закономерности его развития на их территории.

Карбонатиты повсеместно генетически связаны с ультраосновным—щелочным магматизмом. Магматизм весьма специфичен и проявлен исключительно на платформах и щитах, в меньшей степени (Дэли, 1936; Кузнецов, 1964) — в пределах древних зон завершенной складчатости (Шейнманн и др., 1961; Кухаренко, 1962, 1967). Карбонатитовые массивы известны на Балтийском, Алданском, Канадском, Бразильском, Африканском и Индийском щитах и на территории зон завершенной складчатости палеозойского и рифейского возраста в Западной Европе, Сибири (Восточный Саян и Сангилен) и Северной Америке. При анализе положения карбонатитовых массивов в пределах отдельных регионов хорошо заметно исключительное тяготение массивов к периферическим частям платформ, прилежащим к геосинклинальным зонам или к зонам реактивизации. В центральных частях платформ карбонатиты обычно отсутствуют, но и в типичных зонах реактивизации (орогенеза) они не развиты. Расположение отдельных массивов на территории основных регионов контролируется зонами крупных региональных нарушений. Такие зоны обычно параллельны внешним контурам щитов или платформ и пересекают внутренние тектонические элементы их («сквозьструктурные» разломы — Шейнманн и др., 1960, 1961, 1969). Наиболее четко такая «сквозьструктурность» иллюстрируется примером рифтов Восточной Африки.

На ее территории многочисленные карбонатитовые и щелочные массивы приурочены к субмеридиональной рифтовой системе, протянувшейся от южной оконечности континента до Красного

моря (Дикси, 1959) и пересекающей древние структуры региона. Близкая по типу, но несколько отличающаяся по характеру магматизма молодая рифтовая зона известна и в Западной Европе (грабены Роны, Верхнего Рейна и района Осло). Эти исключительно протяженные и хорошо выраженные в современном рельефе тектонические зоны пересекают внутренние структуры складчатых областей от докембрийского до верхнепалеозойского возраста, и вероятно, являются зонами глобальных линейментов, заложение и развитие которых связано с движением континентов.

Возможно, что карбонатиты развиты значительно шире, чем это представляется сейчас. Большинство известных карбонатитовых массивов располагаются в пределах хорошо обнаженных эродированных щитов или древних горных областей. Малые размеры массивов и широкое развитие осадочных образований на платформах не позволяет обнаружить древние массивы из-за перекрытия их более молодыми осадками. Наличие таких массивов вполне вероятно в пределах Русской платформы (особенно ее северной окраины, юго-восточного, западного и северо-западного окончания Украинского щита, на Тиманском кряже. Находки карбонатитов возможны на Сибирской платформе и ее обрамлении — на Енисейском кряже, в Северной Монголии и других местах, где известны щелочные породы.

Специфика тектонического и географического положения карбонатитовых массивов непосредственно сказывается и на особенностях процесса их выветривания. Поскольку большинство таких массивов расположено на древних щитах, где геосинклинальный цикл развития закончился задолго до внедрения карбонатитовых массивов, после этого обычно не происходило значительных погружений территории и формировались преимущественно континентальные и субконтинентальные толщи. В результате преобладания континентального режима процессы выветривания пород происходили длительно и достаточно интенсивно. В то же время на щитах и в пределах большинства зон завершенной складчатости не развивалось последующего интенсивного горообразования и преобладали слабые эпейрогенические движения или перемещения блокового характера. В результате процессы выветривания приобретали площадный характер, интенсивного сноса, характерного для горных областей, не происходило, и продукты выветривания сохранялись и накапливались. Их образование и сохранность определялись прежде всего климатическими условиями, различными для разных регионов и периодов времени.

Различия в тектоническом положении и возрасте карбонатитов, а также в географических и климатических условиях каждого конкретного региона в значительной мере определяют развитие, сохранность и специфику всей совокупности гипергенных образований на карбонатитах.

## СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА И ПРИЛЕЖАЮЩИЕ РАЙОНЫ

### Закономерности размещения массивов

Сибирская платформа имеет сложное строение и на значительной площади покрыта континентальными толщами и трапповыми образованиями палеозойского возраста (до триасового). Типичные ультраосновные-щелочные массивы известны на Сибирской платформе в двух участках, выделяемых в качестве самостоятельных провинций: к северо-западу от Анабарского поднятия (Маймеча-Котуйская провинция) и на Алданском щите (Сетта-Дабанская провинция). Оба щита представляют собой древние структуры, сложенные глубоко метаморфизованными архейскими и протерозойскими породами и осложненные в краевых частях разрывными нарушениями. На западе и юго-западе к Сибирской платформе причленяются протерозойские антиклинорные структуры Енисейского кряжа и Восточного Саяна, представляющие собой единое целое в возрастном и тектоническом отношении. На их территории также известны щелочные и карбонатитовые массивы. На севере и востоке платформа обрамлена молодыми прогибами, формирование которых связано с развитием палеозойских и мезозойских геосинклиналей.

Маймеча-Котуйская провинция расположена на севере Сибирской платформы — на внешнем, северо-западном углу Анабарской антеклизы, прилежащем к Таймырской депрессии. Депрессия выполнена мощной толщей палеозойско-мезозойских отложений и является краевым прогибом Таймырской герцинской геосинклинали. Ультраосновные-щелочные массивы преимущественно расположены в пределах развития платформенной кембро-синийской толщи на северо-западном фланге Анабарского поднятия. Гулинский массив расположен далее к северу, среди верхнепалеозойско-мезозойских отложений. Нижний структурный этаж Маймеча-Котуйской провинции сложен кристаллическими толщами архейских и протерозойских гнейсов, сложно дислоцированных и образующих системы крутых складок выдержанного субмеридионального (северо-западного) простирания (рис. 1). К северо-западу древние кристаллические породы погружаются и перекрываются полого залегающими песчанисто-карбонатными отложениями синийского и кембрийского возрастов, не затронутыми складчатостью. Угол погружения кристаллических пород, вероятно, не превышает  $15^\circ$ . По положому неизмененному залеганию кембрийских известняков и столь же плавному перекрыванию их на северо-западе средне-верхнепалеозойскими осадками можно предположить плавное погружение кристаллических пород нижнего структурного этажа под палеозойские вплоть до Гулинского массива. К северу от этого массива синийско-палеозойские толщи быстро погружаются. Вероятно, поблизости от Гулинского массива к северу и следует

проводить границу между Сибирской платформой и краевым Таймырским прогибом.

В Маймеча-Котуйской провинции известно несколько десятков ультраосновных-щелочных интрузий различного размера (Бутакова, Егоров, 1962). Все они относятся к пермо-триасовому

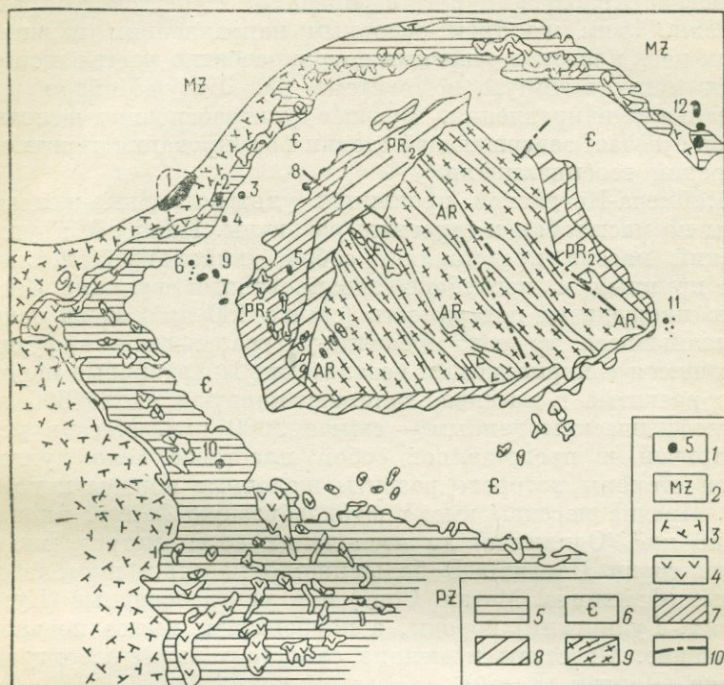


Рис. 1. Схема геологического строения Анабарского поднятия (по Яншину, и др., 1966; Краснову и др., 1966)

1 — массивы карбонатитов, ультраосновных и щелочных пород (1 — Гулинский, 2 — Одихинча, 3 — Сола, 4 — Кугда, 5 — Маган, 6 — Романиха, 7 — Бор-Урях, 8 — Немакит, 9 — Далбыха, 10 — Ессей, 11 — Куонапское поле, 12 — Томтор); 2 — мезозойские отложения; 3 — траппы тунгусской серии, 4 — верхнепалеозойские базальты; 5—7 — платформенные отложения (5 — среднепалеозойские, 6 — кембрийские, 7 — синийские); 8 — протерозойские кристаллические толщи; 9 — архейские гнейсы и гнейсо-граниты; 10 — разломы.

возрасту (Моор, 1958). Массивы располагаются в виде цепочки вдоль северо-западного края Анабарского поднятия. Кроме ультраосновных-щелочных интрузий здесь развиты многочисленные дайки долеритов и штоки основных пород. К западу от поднятия развито мощное поле палеозойских осадочных пород, перекрытых пермо-триасовыми трапповыми образованиями (Атласов, 1960; Егоров и др., 1968; Шейнманн, 1957).

Размещение ультраосновных-щелочных массивов должно контролироваться тремя основными системами тектонических нарушений: 1) системой субмеридиональных (северо-западных) на-

рушений, отвечающих простиранию глубинных структур доколя; 2) субширотной (северо-восточной, к востоку меняющейся на широтную) системой разломов, ограничивающих платформу от Таймырского прогиба, и 3) меридиональной системой тектонических зон, проходящей вдоль рек Котуя и Мойеро и ограничивающей Анабарский щит с запада от Тунгусского траппового поля. Этим же трем основным направлениям подчинено развитие даек и штоков основных пород, особенно частая цепочка которых также вытянута по системе рек Котуя-Мойеро в меридиональном направлении. Возраст ультраосновных-щелочных массивов отвечает завершающей стадии формирования герцинской Таймырской геосинклинали.

В Маймеч-Котуйской провинции ультраосновные-щелочные массивы по масштабам и строению различны. Наиболее крупный Гулинский массив представляет собой уникальный, исключительно крупный и неглубоко эродированный вулкан. Значительную площадь на поверхности (свыше 100 км<sup>2</sup>) здесь покрывают излившиеся из него щелочно-ультраосновные эффузивы, чередующиеся с нормальными базальтами. Интрузивные породы, широко развитые в массиве, занимают площадь около 600 км<sup>2</sup>, а по геофизическим данным — свыше 2000 км<sup>2</sup>. Массив резко асимметричен и представляет собой пластовое тело дунитов, с южной стороны которого развиты щелочные породы и карбонатиты. Прочие массивы имеют штокообразную форму; площадь их от 56 км<sup>2</sup> (Одихинча) до нескольких сотен метров (мелкие интрузии серии Чангит). В большинстве массивов преобладают щелочные (Одихинча, Маган, Сона) или ультраосновные (Кугда, Бор-Урях, Гулинский) породы, а карбонатиты имеют подчиненное значение. Известны и мелкие самостоятельные штоки карбонатитов (Чангит, Ессей).

В южной части Анабарского поднятия (бассейн р. Куонапки) широко распространены дайки и трубки «эксплозивных карбонатитов» — пикритов и дамкърнитов (Маршинцев, 1966), постоянно сопутствующих карбонатитам в ультраосновных-щелочных массивах прочих регионов. Возможно, что и здесь на глубине располагаются карбонатитовые массивы. Этот район приурочен к юго-восточной периферической зоне Анабарского поднятия, в которой древние кристаллические породы доколя перекрыты палеозойскими континентальными отложениями, не затронутыми складчатостью и залегающими горизонтально. Аналогично Маймеч-Котуйской провинции, и здесь дайки и трубки имеют триасовый (до юрского?) возраст и непосредственно прорывают пермские породы. Дайки группируются в пучки и размещение их, вероятно, контролируется сочетанием двух основных тектонических систем: 1) субмеридиональных элементов структуры доколя и 2) субширотных зон, ограничивающих поднятие с юга. Скопления даек пикритов, вероятно, приурочены к местам пересечения различных тектонических систем и, возможно, фик-

сируют присутствие на глубине крупных карбонатитовых массивов.

Алданский щит — крупный древний кристаллический массив на крайнем юго-восточном окончании Сибирской платформы, отделенный от ее основной части зоной складчатости и Вилуйским прогибом (Яншин и др., 1966). Алданский щит сложен древними архейскими и нижнепротерозойскими гнейсами,

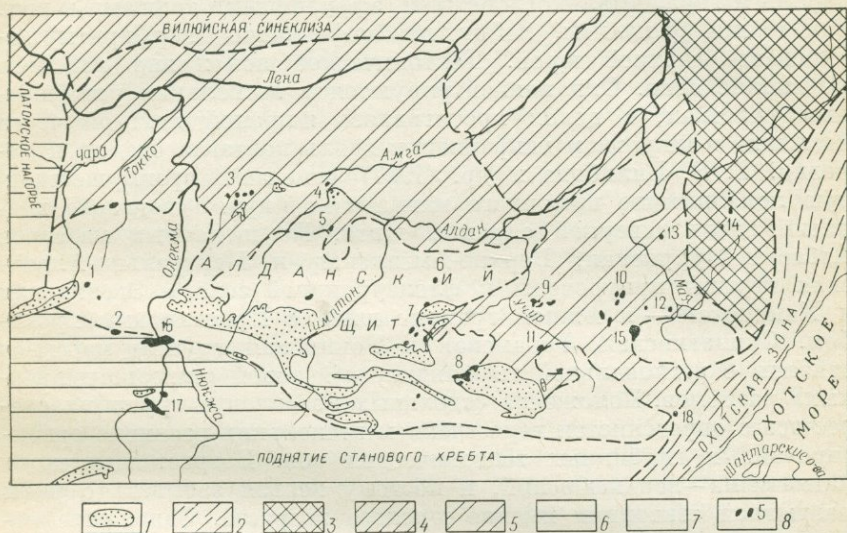


Рис. 2. Схема строения Алданского щита (по Яншину и др., 1966)

1 — грабены юрские и частью более молодые; 2 — складчатая мезозойская зона; 3 — области фанерозойской складчатости; 4 — отложения Вилуйской синеклизы; 5 — платформенные кембрийские и верхнепротерозойские отложения; 6 — зоны протерозойской складчатости; 7 — саамиды и карелиды, 8 — карбонатитовые и щелочные массивы и их группы (1 — Атбастах — Мурунская, 2 — Ханинская, 3 — Верхне-Амгинская, 4 — Центрально-Алданская, 5 — Эвотинская, 6 — Суннагинская, 7 — Гонамская, 8 — Токтинская, 9 — Кет-Канская, 10 — Томтоканская, 11 — Арбарастах, 12 — Кондер, 13 — Ингили, 14 — Сетта-Дабанская, 15 — Маймаканская, 16 и 17 — Олекминские, 18 — Чад)

сланцами и гнейсо-мигматитами, на севере полого погружающимися под синийские и кембрийские песчано-карбонатные платформенные отложения. На юге он обрамлен субширотной зоной поднятия Станового хребта, на востоке — Монголо-Охотским складчатым поясом. Алданский щит представляет собой один из древнейших кратонов Евразии. В северной части его выходят на поверхность сложноскладчатые архейские образования саамид, с юга обрамленные широким поясом карелид, а с запада — складчатой зоной байкалид. На юге, юго-востоке и востоке вокруг докембрийских образований развита верхнепалеозойская и мезозойская зоны складчатости. В мезозойское (юрское) время на территории щита образовалась система субширотных узких, но весьма протяженных (до 450—600 км) грабенов, выполненных континентальной угленосной толщей (рис. 2).

Щелочные массивы широко развиты на территории Алданского щита, и в их расположении отмечена четкая пространственная зональность. В центре и на западе щита располагаются многочисленные массивы нефелиновых сиенитов, сиенитов с сопровождающими их мощными эффузивными образованиями (Билибин, 1947; Кравченко, Власова, 1964; Билибина и др., 1967). Эти массивы имеют субвулканический характер, с типичными кальдерами и горизонтальнослоистыми эффузивными толщами в них. Эти толщи (фонолиты, лейцититы, нефелиниты порфириты) датированы верхней юрой. Тектоническое положение массивов не вполне ясно. Они концентрируются в нескольких разобщенных участках, в целом протягиваясь широкой полосой через весь щит в широтном направлении вдоль контакта саамид и карелид. Т. В. Билибина и др. (1967) отмечают преимущественную локализацию щелочного магматизма в краях сводового поднятия вдоль северной окраины щита. Из щелочных массивов Атбастах-Мурунская, Верхне-Амгинская и Центрально-Алданская группы приурочены к флексуroidной зоне, а Эвотинская и Ханинская — к южной границе щита с Пристановым прогибом. Суннагинская, Гонамская и Токинская группы массивов связаны с региональной тыркандинской зоной «сквозьструктурных» разломов. Положение отдельных массивов и групп их скорее всего определяется пересечением нескольких различно ориентированных глубинных тектонических зон. Возраст щелочного магматизма — верхнеюрский, и поэтому нельзя забывать о роли разрывной тектоники именно юрского возраста. Заложение отдельных зон могло произойти и в домезозойский период, но интенсивная активизация их, развитие систем протяженных грабенов и внедрение щелочных массивов произошло в юрское время, и именно юрская фаза должна оказать определяющее влияние на локализацию щелочных массивов. В это же время происходили интенсивные движения в складчатой зоне Монголо-Охотского пояса.

Массивы Восточного Алдана вытянуты в виде редкой цепочки вдоль восточной окраины щита от верховий р. Учур до верховий р. Юдомы. Самый западный массив Арбастах расположен в пределах щита, на Юдомском купольном поднятии; далее к северо-востоку расположены массивы Кондер и Ингили, а к северу от нее — Сетта-Дабанская группа (Озерный, Поворотный, Гек, Воин). Все эти массивы относятся к карбонатитовой формации, и лишь относительно Кондера существуют сомнения в его формационной принадлежности. Сетта-Дабанский герцинский антиклинорий обособился в самостоятельную структуру в верхнем синии, консолидировался в верхнем палеозое и в это же время был осложнен поперечной Лединской флексуroidной зоной. Возраст карбонатитовых массивов в нем карбоновый (Эпштейн и др., 1972). Возраст Арбастахского и Кондерского массивов также верхнепалеозойский или нижнемезозойский.

В пространственном положении массивов различного типа на Алданском щите отмечается четкая зональность. В центре щита располагаются массивы нефелиновых сиенитов, с сопровождающими их щелочными и меланократовыми сиенитами, щелочными габброидами и эффузивами. На севере и востоке щита известны мелкие массивы сиенитов и щелочных гранитоидов. И лишь на востоке щита располагаются типичные карбонатитовые массивы. Ряд массивов Алдана отличается необычной петрографической спецификой, и до сих пор существуют разногласия об их формационной принадлежности. Массивы Инагли, Кондер и Чад содержат мощные ядра дунитов, окруженные сиенито-диоритами и шонкинитами. Карбонатитов в них нет, нефелиновых сиенитов не обнаружено, но развиты типичные щелочные пегматиты. В то же время и в Ингили и в Инагли и в нефелинсиенитовых массивах (Якокут, Томмот, Ыллымах) широко развиты диоритоиды. Петрология алданских массивов требует детального изучения и в настоящее время не вполне ясна. Возраст всех массивов (и в том числе дунитов) близок к верхнепалеозойскому или мезозойскому.

Структурное положение алданских массивов целиком определяется развитием в краевых частях щита систем тангенциальных разломов, параллельных границам щита и простирающемуся прилегающим зонам верхнепалеозойской и мезозойской складчатости. Проявление мезозойских тектонических зон на щите наглядно подтверждается развитием крупных грабенов субширотного простирания, параллельных южному краю щита. Положение отдельных массивов, вероятно, определяется наличием пересечений разломов разных простираний и возрастов, активизированных в верхнем палеозое и мезозое.

Ультраосновные-щелочные массивы Алданского щита невелики по площади. Наиболее крупный из них — Арбарастахский — имеет площадь 42 км<sup>2</sup>. Массивы представляют собой субвертикальные или крутопадающие штоки, округлые (Арбарастах) или вытянутые в направлении ориентировки линейных складчатых структур вмещающих пород (Озерный, Поворотный, Гек). Арбарастахский массив сложен пироксенитами и карбонатитами; в прочих массивах преобладают карбонатиты и карбонатизированные породы (Поворотный, Гек).

Енисейский кряж представляет собой выступ кристаллического складчатого основания в западной части Сибирской платформы. Он вытянут в субмеридиональном северо-западном направлении и к югу переходит в структуру Восточного Саяна, составляющего с ним единую древнюю (рифейскую?) складчатую зону, обрамляющую Сибирскую платформу. В пределах Енисейского кряжа известны единичные щелочные массивы, а один массив имеет признаки комплексного ультраосновного-щелочного. Принадлежность этого массива к ультраосновной-щелочной формации не вполне ясна, и ее выяснение требует специальных исследований. Этот массив автором рассмотрен вместе с карбонати-

товыми массивами, тем более, что он является одним из двух массивов Сибири, на которых описана кора выветривания (Зверева, Писемский, 1969). Массив, вероятно, имеет верхнепалеозойский возраст и прорывает докембрийские граниты, девонские известняки и метаморфические породы.

На Чадобецком поднятии, представляющем собой купол, сложенный кембро-синийскими отложениями, и расположенном на восточной оконечности поперечной Ангарской структуры, к юго-востоку от Енисейского кряжа, известны щелочные дайки. Среди них обнаружены пикриты, альнеиты, дамкьерниты. Этот комплекс даек обычно сопровождается карбонатами. Возможно, что здесь на глубине располагается крупный ультраосновной-щелочной массив, на что указывает сочетание купольной структуры и характерной дайковой серии. В этой части платформы складчатость закончилась в докембрии, и образование пликативной купольной структуры не может быть связано с региональной складчатостью. Скорее всего купол сформирован при внедрении крупного ультраосновного-щелочного массива, аналогично структурам, сформированным вокруг массивов Маймеча-Котуйской провинции (Бутакова, Егоров, 1962) и Кольского полуострова (Капустин, 1971).

На территории Восточного Саяна в настоящее время известно четыре ультраосновных-щелочных массива, причем три из них расположены поблизости, в пределах одного узла. Восточный Саян представляет собой складчатую область, причленяющуюся с юго-запада к Сибирской платформе и консолидированную в рифее, вероятно, одновременно с Енисейским кряжем. Складчатая структура Восточносаянского антиклинория ориентирована в северо-западном направлении и на севере погружается под платформенные палеозойские образования. В ядре антиклинория (Протеросаян) располагаются дислоцированные метаморфические толщи гнейсов и кристаллических сланцев, прорванных гранитными интрузиями. Крылья антиклинория сложены протерозойской карбонатно-сланцевой толщей. Линейный тектонический план структуры нарушается локальным развитием на ее северном крыле субмеридиональных грабенов, выполненных позднепротерозойскими (в том числе рифейскими) сланцами. К краевой части одного из грабенов и приурочены три массива. Массивы располагаются в пределах северного крыла антиклинория, на удалении от его осевой части на 50—60 км. Вероятно, размещение ультраосновных-щелочных интрузий контролируется прежде всего линейными тектоническими зонами северо-западного («саянского») простирания (Фролов, 1960), но не исключена и роль субмеридиональных систем (поперечных). Центрами развития ультраосновного-щелочного магматизма скорее всего являются участки пересечения этих систем (Золотов, 1971; Таскин и др., 1971).

В разновозрастных (палеозойско-мезозойских) зонах склад-

чатого обрамления Сибирской платформы типичные карбонатитовые массивы отсутствуют или единичны. Немногочисленные карбонатитовые жилы встречены Р. М. Яшиной в Харлинском массиве и нами — на водоразделе рек Каргы—Сольбельдер в Туве (Сангилен). Этот район расположен в пределах мощной тектонической зоны северо-западного простирания, пересекающей Сангилен — область древней (рифейской) консолидации. Пересекающая его зона имеет значительную ширину и фиксирована многочисленными мелкими интрузиями различного состава от рифейского до пермо-карбонового возраста. Район, в котором обнаружены карбонатиты, расположен на внешнем северо-западном углу Сангилена, где указанная тектоническая зона северо-западного простирания пересекается с субширотным разломом, ограничивающим Сангилен с севера.

В Казахстане, на западной окраине Кокчетавской глыбы (срединный массив докембрийской консолидации), известны небольшие ультраосновные-щелочные массивы палеозойского возраста. Массивы прорывают докембрийские кристаллические сланцы и приурочены к линейной узкой тектонической зоне, параллельной внешнему контуру докембрийской глыбы. Массивы протяженностью до 1,5 км не только ориентированы вдоль тектонической зоны, но и представляют собой линейные тела. На дальнейшем протяжении этой же зоны развиты щелочные дайки. Участок нацело задернован, исключительно плохо вскрыт, и строение его изучено недостаточно.

К рассматриваемой формации относится также небольшой Кокшаровский пироксенитовый массив в Сихотэ-Алине (Руб, Залищак, 1964) — мезозойской складчатой зоне. Возраст массива — мезозойский.

### Условия и особенности развития процессов выветривания

Сибирская платформа, завершившая геосинклинальное развитие в докембрии, в течение палеозоя, мезозоя и кайнозоя преимущественно развивалась как континент и погружалась под уровень моря лишь в начале палеозоя. Континентальный режим резко преобладал на территории самой платформы, Алданского щита, Енисейского кряжа и Восточного Саяна. Поэтому процессы выветривания и эрозии интенсивно развивались на всей ее территории. Отдельные участки платформы в разные периоды отличались по климатическим условиям, но во всех случаях породы интенсивно выветривались и лишь степень интенсивности этого процесса менялась. В географическом положении разных участков также имелась существенная разница, которая в значительной степени сказывалась на развитии выветривания пород.

Маймеча-Котуйская провинция на протяжении посттриасового времени (после внедрения ультраосновных-щелочных массивов) представляла собой холмистую равнину (древний пенеплен). Развитие здесь современных врезанных речных долин со скаль-

ными обнажениями пород в их бортах и размыв древних долин, вероятно, свидетельствуют о слабом поднятии этой территории, начавшемся в недавнем прошлом. Возможно, что это поднятие началось в послеледниковый период. Географическое положение этой территории (Заполярье) обусловило слабое развитие выветривания и резкое преобладание механического выветривания в современный этап. Водоразделы и поднятые участки здесь покрыты плащом дезинтегрированных элювиально-делювиальных отложений, представленных каменистыми развалами и крупным глыбово-щебеночным материалом. Содержание более тонкого материала обычно мало, но местами значительно возрастает. Большинство известных здесь карбонатитовых массивов вскрыто эрозией, а отдельные тела карбонатитов и щелочных пород хорошо отпрепарированы (Гулинский, Чангит) и выступают в современном рельефе. Выходы эффузивов и ультраосновных-щелочных пород покрыты мощным (до 10 м) элювиально-делювиальным плащом, но на склонах хорошо вскрыты современной эрозией и обнажены. Однако и на территории Гулинского массива, а в большей степени — на массивах Ессей и Браас известны крупные депрессии, заполненные рыхлыми продуктами выветривания. Выветрелые породы здесь перекрыты современным аллювием. Вероятно, процессы выветривания на этой территории значительно интенсивнее протекали в позднемезозойское и третичное время, когда климат был значительно более влажным и теплым. Вполне возможно, что в Маймеча-Котуйской провинции будут обнаружены мощные коры выветривания на карбонатитовых массивах.

На территории Алданского щита, расположенного значительно южнее, но в условиях резкого и относительно холодного континентального климата, интенсивность процессов выветривания не должна значительно возрастать. Однако и в верхнем мезозое и более раннем периоде климат мог быть более влажным и теплым. В постмезозойское время здесь господствовал континентальный режим. В верхнеюрское время на Алданском щите развилась система субширотных грабенов, в которых формировались мощные континентальные угленосные толщи (Ленский бассейн, Алданский бассейн). В пределах Приверхоянья (восточная окраина щита) в верхнемезозойское и третичное время происходило интенсивное выветривание метаморфических пород, давшее начало корам выветривания (преимущественно перемытым в последующее время), содержащим аксессуарную редкоземельную (гипергенную?) минерализацию. Развитие процессов выветривания на ультраосновных-щелочных массивах этого региона до сих пор не изучалось. Все известные здесь массивы приурочены к областям молодых поднятий. Лединская зона представляет собой низкогорное сооружение, и процессы выветривания здесь почти полностью аналогичны Заполярной Маймеча-Котуйской провинции. Наиболее крупный Озерный массив покрыт мощным (от 1 до 10 м) элювиально-делювиальным обломочным плащом, а раз-

вите в его северо-восточной части депрессии обусловило резкое накопление здесь элювиальных и озерных отложений. Химическое выветривание незначительно.

Арбарастахский массив также приурочен к поднятию, возможно молодому, о чем свидетельствует глубоко врезанная речная сеть, с узкими каньонообразными долинами. На этом массиве также преобладает физическое выветривание, а в связи с поднятием накапливающийся материал в значительной степени смывает потоками.

На Енисейском кряже и Чадобецком поднятии, расположенном немного южнее Маймеча-Котуйской провинции, процессы выветривания развиты более интенсивно. В Северном Приангарье, в бассейне р. Татарки, относительно недалеко от нефелинсиенитового массива известны залежи бокситов, источником алюминия для которых могли служить выветривавшиеся нефелиновые сиениты. Енисейский массив — один из двух массивов, кора выветривания которого ранее специально изучалась (Зверева, Писемский, 1969), покрыт площадной корой. Мощность выветрелых пород здесь местами превышает 70 м, причем кроме относительно слабой дезинтеграции чрезвычайно широко и интенсивно проявлено глубокое химическое выветривание. Енисейский массив располагается в холмистой местности, с развитой гидрографической сетью и небольшими относительными превышениями (100—200 м). Массив располагается на пониженном участке, и снос материала с него, вероятно, был крайне незначителен.

На Чадобецком поднятии выветривание пород развито также интенсивно. В непосредственной близости от щелочных даек здесь известны залежи бокситов. Возраст щелочных и карбонатитовых даек палеозойский, а максимум интенсивности выветривания приходится на мел и палеоген (залежи бокситов). Современное выветривание проявлено слабо. Древняя кора здесь покрывала, вероятно, большую площадь, но была частично уничтожена эрозией.

На массивах Восточного Саяна, расположенных поблизости друг от друга, кора развита в различной степени. Восточный Саян представляет собой горный массив со значительными относительными превышениями и абсолютными отметками 1000—2000 м. Климат Восточного Саяна холодный, континентальный. Два расположенных здесь массива имеют горный рельеф, с глубоко врезанной речной сетью. Ширина долин 1—2 км, верховья их каньонообразные, с мелкими водопадами и скальными обнажениями. На карбонатитах и щелочных породах развит более пологий рельеф, чем на вмещающих сланцах. На водоразделах они покрыты глыбовым элювием мощностью 1—3 м, на склонах мощность делювия возрастает до 5—15 м. Лишь по линиям тектонических нарушений выветривание достигает 50 м, реже 80 м. В Нижнесаянском массиве кора развита гораздо шире и



сохранилась несравненно лучше. Этот массив располагается в чашеобразном углублении. Долины рек в его пределах широкие, корытообразные, с пологими бортами, местами заболоченные. Выше массива долины имеют каньонообразный характер и крутые склоны, а ниже его в 5 км долины также резко сужаются. На массиве и прилегающей к нему территории с севера и запада рельеф пологохолмистый, хотя на удалении 7—10 км он приобретает типичный горный характер. Возможно, массив расположен на блоке, сохранившем древний пенецпленнизированный рельеф и не прорезанный современными эрозионными долинами. Аналогичные участки пенецплена известны к западу от Верхнесаянского массива, в заболоченной озерной котловине. Мощность рыхлых отложений на Нижнесаянском массиве достигает 40—50 м, а иногда и более, и резко возрастает к центру котловины и подножию склонов. Вмещающие сланцы и щелочные породы слагают окружающие возвышенности, а карбонатиты — депрессии. Пологая возвышенность в центре массива сложена поздними карбонатитами. Мощность рыхлых отложений на них падает и составляет от 0,7 до 2—3 м. Эти участки прикрыты слоем почвы, и механический снос вещества с них в настоящий период незначителен. Столь же маломощен и рыхлый покров на периферических зонах массива. Речная сеть в этом массиве врезана в рыхлые отложения, и последние интенсивно перемыты и перекрыты аллювием. В северной части массива кора вообще отсутствует.

Казахстанские массивы (Красномайская группа) приурочены к окраине древнего пенецпленнизированного срединного массива, на его границе с Тургайским прогибом. Район в течение длительного времени (вероятно, с среднего палеозоя) также развивался в условиях континентального режима, и процессы выветривания на нем развиты чрезвычайно интенсивно. Массивы нацело закрыты рыхлыми отложениями. Относительно южное положение района обусловило существование жаркого климата, вероятно, с палеозоя и до настоящего времени. Однако современное выветривание на прилегающей территории выражено не столь интенсивно. Вероятно, доля современного химического выветривания здесь не столь велика, так как современный климат Северного Казахстана, несмотря на сравнительно высокую летнюю температуру, отличается значительной сухостью, не способствующей выветриванию. Кора выветривания древних метаморфических пород в этом районе местами перекрыта современным аллювием, а в отдельных участках — третичными осадками. В предшествующий период верхнемезозойско—третичного времени климат Северного Казахстана был несомненно более жарким и влажным, на что указывает региональное развитие здесь процессов каолинизации метаморфических пород. Ультраосновные—щелочные массивы Красномайской группы покрыты рыхлыми отложениями мощностью до 100 м (по отдельным зонам); средняя мощность их постоянно превышает 30 м.

## Закономерности размещения массивов

Русская платформа в строении и истории развития имеет много общих черт с Сибирской платформой. Аналогично последней, Русская платформа консолидировалась в докембрии, и большая часть ее территории покрыта мощным покровом осадочных морских и континентальных отложений палеозойского и мезозойского возрастов. Типичные ультраосновные-щелочные массивы известны лишь в ее северо-западной части — на территории Балтийского щита. Интересные, хотя и слабо изученные находки карбонатитоподобных пород известны на Тиманском кряже, а отдельные крупные диатремы и трубы брекчий, сложенные ультраосновным-щелочным материалом, обнаружены в центре Русской платформы (Ружицкий, 1963). Небольшие поля ультраосновных-щелочных эффузивов встречены на Украине (Покрово-Киреевский участок).

В последние годы в Приазовье обнаружено относительно маломощное, но протяженное тело типичных карбонатитов, перекрытое корой выветривания и неогеновыми отложениями.

Тиманский кряж представляет собой древнюю антиклинорную зону субширотного (северо-западного) простирания, расположенную на северной окраине Русской платформы. В центре кряжа выходят на поверхность докембрийские метаморфические породы, а крылья его сложены нижнепалеозойскими породами. В пределах Тиманского кряжа известны единичные, очень плохо изученные и вскрытые поля развития щелочных даек и карбонатных пород с редкометальной минерализацией. Типичных ультраосновных-щелочных массивов к настоящему времени здесь не встречено. Однако на карбонатитоподобных породах обнаружено исключительно мощное развитие процессов выветривания. Метаморфические породы местами также сильно выветрели. Распределение карбонатитовых массивов в Тиманском кряже должно подчиняться общему направлению простирания его основной антиклинальной структуры.

В центре Русской платформы, на восточном крыле Московской синеклизы, глубинным бурением обнаружены мощные трубки взрыва, (диатремы), приуроченные к выступам кристаллического фундамента. Наиболее крупные из них достигают 30 км в диаметре и приурочены к Воротиловскому и Калужскому выступам кристаллического фундамента (к северу от г. Горького). Аналогичные трубки обнаружены и поблизости. Диатремы имеют вид конических воронок глубиной до 1 км, заполненных обломками пород фундамента. Эти породы цеолитизированы, карбонатизированы, сцементированы эффузивным материалом и пересечены жилами карбонатитов. Все диатремы захоронены под мощными толщами обломков верхнепалеозойских пород, обвалившихся вниз, и перекрыты юрскими осадочными породами.

По геологическим данным, возраст диатрем близок к среднедевонскому.

Балтийский щит является одной из наиболее типичных карбонатитовых провинций мира и по степени изученности ультраосновных-щелочных массивов занимает ведущее место. Строению этого региона и широко развитых на его территории ультраосновных-щелочных и щелочных массивов посвящено много работ (Кухаренко и др., 1965; Волотовская, 1958; Кухаренко и др., 1971). Общая региональная и глубинная тектоника Балтийского щита и особенно его восточной части — Кольского полуострова и Карелии также изучены достаточно полно. Однако структурное положение отдельных ультраосновных-щелочных массивов изучено чрезвычайно слабо из-за исключительно сильной пеплепленизации района, широкого развития современных отложений, общей задернованности и заболоченности его территории.

Региональный структурный контроль ультраосновного-щелочного и щелочного магматизма на Кольском полуострове до сих пор не вполне ясен. Глубинными геофизическими исследованиями (Цирульников и др., 1967) показано, что восточная часть Балтийского щита в целом имеет блоковое строение. Наиболее крупные нефелинсиенитовые массивы — Хибинский и Ловозерский, а также скопление мелких ультраосновных-щелочных массивов (Хабозерская группа) приурочены к подвижной межблоковой зоне. Однако ряд других массивов обоих типов располагается на территории отдельных блоков, а, с другой стороны, межблоковая зона, протягивающаяся по Карелии, лишена проявлений щелочного магматизма. Возможно, карбонатитовые массивы приурочены к системам секущих «сквозьструктурных» тектонических зон широтного простирания и, в особенности, — к участкам их пересечений с тектоническими линиями других направлений. Проследивая зону молодой тектонической активности с юго-запада Балтийского щита на северо-восток, А. А. Кухаренко указал на приуроченность к ней на западе молодых грабенов района Осло с развитым в них щелочным магматизмом. Далее к востоку в пределах этой зоны расположены массивы карбонатитов: Альне и Фен, затем — Иивара и Сокли, а на территории Кольского полуострова — массивы Салланлава, Вуориярви, Ковдор, Турий мыс и др. Эта зона хорошо фиксирована и в рельефе и по развитию молодого щелочного магматизма лишь на западе щита. Но в восточной его части она до сих пор не улавливалась. При изучении района массива Вуориярви нами было обнаружено развитие здесь своеобразной системы молодых грабенов-трогов шириной до 500 м и протяженностью до 10 км. Такой трог прослеживается от юго-западного окончания массива на запад (ущелье Пюхя-Куру, глубиной свыше 100 м), а далее — по глубокой (свыше 120 м) и узкой (шириной до 800 м) впадине оз. Нисса-ярви. К западу и северо-западу от этого озера в верхьях р. Тунтса-йоки располагается широкая слабохолмистая

равнина с чрезвычайно широкими, заболоченными долинами меандрирующих мелких рек. Однако на широте южного окончания оз. Нисса-ярви эта равнина резко обрывается широтным уступом (с амплитудой около 70-100 м), к югу от которого развита врезанная каньонообразная долина р. Кутса-йоки. В целом на рассматриваемой территории преобладают покатые, сглаженные ледниковой абразией холмы, четко вытянутые в меридиональном направлении. Эти мягкие формы развились при движении ледника. Появление резко выраженных в рельефе субширотных, чрезвычайно узких долин не может быть обусловлено развитием ледникового рельефа и, вероятно, связано с проявлением системы мелких субширотных тектонических зон. Время их заложения определить трудно, но то обстоятельство, что они оказались не сглаженными и не заполненными ледниковыми отложениями, указывает на возможность их подновления в постледниковое время. Наличие субширотных долин и впадин обнаружено и в бассейне р. Рябины (к западу от г. Кандалакша). В коренных обнажениях бортов этой долины нами отмечены многочисленные, но маломощные (до 2 м) зоны смещений, перетирания, грубо параллельные направлению долины. Перечисленные впадины ориентированы под большими углами не только к направлению ледниковых валов и долин, но и к основному («кольскому») направлению простираения складчатых структур региона.

Наличие субширотных молодых трогов в юго-западной части Кольского полуострова подтверждает возможность существования выделенных А. А. Кухаренко субширотных тектонических зон. Однако эти зоны фиксированы молодыми (третичными и четвертичными) тектоническими движениями. Хотя возможно, что заложение зон относится к палеозою, а позднее они лишь многократно подновлялись, но четкие связи молодых зон с развитием палеозойского щелочного магматизма обнаружить затруднительно. Ультраосновные-щелочные массивы на Кольском полуострове и в Скандинавии имеют каледонский возраст (500—350 млн. лет), а нефелинсиенитовые — герцинский (350—250 млн. лет). Однако развития древних (палеозойских) тектонических зон, которые могли бы контролировать распределение карбонатитовых массивов, при исключительной задревнованности Кольского полуострова установить по проявлениям на поверхности не удается.

Развитие систем субширотных разломов в Фенноскандии в нижнем палеозое по времени может быть сопоставлено с завершающей стадией формирования прилегающей с севера Гампианской геосинклиналию. Простираение предполагаемых тектонических зон, контролирующих размещение ультраосновных-щелочных массивов на Балтийском щите, параллельно простираению этой геосинклинали и границе ее со щитом (рис. 3). Однако на территории Кольского полуострова известны и более древние щелочные массивы щелочно-габброидного (Гремяха-Вырмес)

и нефелинсиенитового (Елетьозеро) составов. Неясно и соотношение ультраосновного-щелочного магматизма с собственно щелочным, давшим начало двум крупнейшим нефелинсиенитовым массивам — Хибинскому и Ловозерскому. Вполне возможно, что на территории Кольского полуострова и Балтийского щита в целом существует еще ряд не открытых массивов, погребенных под депрессиями. Обнаруженные новые массивы могли бы помочь в изучении тектонических структур, связывающих отдельные массивы, известные в настоящее время.

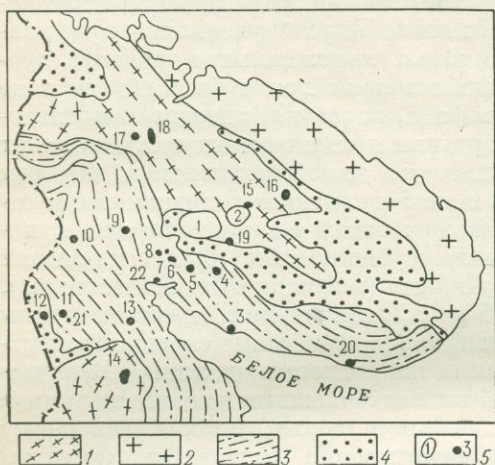


Рис. 3. Схема тектонического строения Кольского полуострова (по Кухаренко, 1967)

1 — гранито-гнейсы и мигматиты нижнего архея; 2 — гранито-гнейсы и гранитоиды архея; 3 — беломорский комплекс гранито-гнейсов и гранулитов верхнего архея; 4 — карельские образования; 5 — щелочные и карбонатитовые массивы (1 — Хибинский, 2 — Ловозерский, 3 — Турый, 4 — Ингозерский, 5 — Салмагорский, 6 — Лесная vara, 7 — Озерная vara, 8 — Африканда, 9 — Мавругубинский, 10 — Ковдор, 11 — Вуориярви, 12 — Салланлатва, 13 — Ковдозерский, 14 — Елетьозерский, 15 — Кургинский, 16 — Контозерский, 17 — Себль-Ярв, 18 — Гремяха-Вырмес, 19 — Сахарйок, 20 — мыс Корабль, 21 — Намо-вара, 22 — Кандалакшская)

яются массивы Хабозерской группы, Ковдор, Вуориярви, Себль-Явр, Салмагорский и Кургинский. Однако уже на Турьем мысе преимущественно развиты интенсивная фенитизация вмещающих пород и многочисленная дайковая серия, а ультрабазиты и щелочные породы представлены сериями мелких тел, часто комплексного состава. Контозерский массив представляет собой мелкую диатрему, выполненную эффузивным материалом щелочного состава. В этой диатреме известны редкие выходы щелочных пород и зоны карбонатизации. Приповерхностный облик имеет и массив Фен, вероятно являющийся неглубоко эродированным древним вулканом, в котором широко развиты дайковые серии, трубы брекчий и мощная гематитизация пород.

Известные ультраосновные-щелочные массивы на Балтийском щите расположены среди полей архейских и протерозойских кристаллических сланцев и гнейсов, часто — на границах древних прогибов, выполненных посткарельскими эффузивными и эффузивно-осадочными образованиями. Единственный массив Стьерней располагается в краевой части Грампианской геосинклинальной зоны, среди кембрийских пород. Массивы Балтийского щита образовались, вероятно, в гипабиссальных условиях на глубине не выше 8 км (Кухаренко и др., 1965). К этому типу относятся

В Центральной Европе крупных массивов рассмотренного типа не известно, но мелкие тела ультраосновных и щелочных пород развиты во многих местах. Эти тела приурочены к серии мощных субмеридиональных грабенов, прослеживающихся от побережья Балтийского моря на севере (Гессенский грабен), через верхнее течение Рейна до верховий Роны и далее к югу по Ронскому грабену и параллельному ему Лиманьскому грабену. Эта зона почти на всем протяжении хорошо выражена в современном рельефе. Она приурочена к стыку двух древних массивов — Вогезов и Шварцвальда — и представляет собой рифтовую зону. Заложение ее относится, вероятно, к третичному возрасту, и в хронологическом и генетическом отношении она сопоставляется с развитием Альпийской горной системы (Яншин др., 1966). В пределах Рейнского и Ронского грабенов известны многочисленные проявления щелочного магматизма. В верховьях Рейна известны хорошо выраженные в рельефе округлые диатремы Лаахерского озера, заполненные щелочными эффузивами с постоянной примесью кальцита (R. Brauns, A. Brauns, 1925). Южнее располагается крупный карбонатитовый вулкан Кайзерштуль третичного возраста с мощными полями щелочных эффузивов (Wimmenauer, 1959). Многочисленные мелкие трубки и дайки ультраосновных-щелочных пород и эруптивных брекчий в большом количестве известны на всем протяжении Верхне-Рейнского грабена, в Швабии. Эти структуры (свыше 120 единичных тел) были ранее приняты за «зародышевые вулканы» (Branco, 1894) и по составу представляют собой достигшие поверхности трубки взрыва, аналогичные Анабарским (см. рис. 3).

В грабене долины Роны известен целый ряд молодых (третичных и четвертичных) мелких диатрем и насыпных вулканических конусов, сложенных меланократовым щелочным материалом (Velde, 1967). Ранее нами указано (Капустин, 1971), что многочисленные современные и недавно потухшие вулканы Апеннинского полуострова и прилежащих к нему с юга островов представляет собой молодую щелочно-вулканическую формацию, пространственное положение которой следует связывать с выше-разобраным щелочным поясом Центральной Европы. Апеннинская провинция в числе карбонатитоносных обычно не упоминается. Однако здесь, в Албанских горах, в окрестностях Бракчианского озера известен ряд третичных диатрем (диаметром до 2 км), выполненных ультраосновным-щелочным материалом (Strüver, 1887). Излияния щелочных пород многостадийны и по составу близки к лавам Кайзерштуля. Среди них преобладают фonoлиты, тефриты и другие меланократовые фельдшатовидные породы. Расположенный к югу вулкан Везувий и в настоящее время изливает щелочные лавы, богатые F, P и CO<sub>2</sub> (Сомма). В его окрестностях известны значительные выбросы углекислых мофсет. В лавах Соммы, диатрем Бракчианского озера и Албанских гор встречены крупные (до 10 м) блоки кристаллических

известняков — кальцифиров, содержащих магнетит, апатит, форстерит, диопсид, флогопит — минералы, типоморфные для карбонатитов. Возможно, что эти блоки представляют собой не ксенолиты вмещающих третичных известняков (Strüver, 1887; Zambonini, 1935), а блоки глубинных карбонатитов, не достигших поверхности. В кальците из этих блоков отмечены включения щелочного стекла, а в лавах Соммы известны характерные для карбонатитов бадделейт и перовскит.

Вулканы островов, расположенных к югу и юго-западу от южной оконечности Апеннинского полуострова (Этна, Волкано и др.), изливают лавы также подщелоченного состава, приближающиеся к трахибазальтовым, и они не имеют черт, специфичных для вулканов ультраосновной-щелочной формации. Однако и в типичных вулканах карбонатитового типа (Кайзерштуль, Гулинский) известны нормальные базальты, образующие отдельные потоки или мощные толщи, чередующиеся с щелочными лавами или прешествующие им.

Таким образом, ультраосновные-щелочные образования в Западной и Центральной Европе имеют молодой (третичный и четвертичный) возраст и развиты в пределах единой молодой зоны меридиональных рифтов — грабенов также третичного возраста. Эта зона пересекает основные палеозойские структуры региона. Для многих участков этой зоны, как на севере так и на юге, указывается наличие и более древних зон трещиноватости, бластомилонитов и систем межблоковых подвижек (Бедерке, 1970). Такие зоны обнаружены в районе грабена Осло и в Верхне-Рейнском грабене, где они пересекают каменноугольные отложения, но перекрываются пермскими осадками.

Строение массивов Европы разнообразно. Древние (палеозойские) глубоко эродированные массивы Кольского полуострова преимущественно имеют форму округлых или вытянутых штоков (площадью до 30—40 км<sup>2</sup>), сложенных ультрабазитами и щелочными породами. Карбонатиты в них занимают не свыше 30% площади, а часто — менее 10% (Озерная и Лесная вараки, Салмагорский, Ковдор, Африканда). Молодые третичные и современные вулканы этого типа имеют значительно меньшие размеры и в них резко преобладают меланократовые щелочные породы группы фонолитов, тефритов, нефелинитов. Лишь в Кайзерштуле образовался мощный шток карбонатитов.

### **Условия и особенности развития процессов выветривания**

В Западной Европе, на Балтийском щите в период после внедрения ультраосновных-щелочных массивов господствовал континентальный режим, способствовавший интенсивному выветриванию. Диатремы Русской платформы, вероятно, девонского возраста захоронены под толщей континентальных и морских верхнепалеозойских и юрских отложений и на поверхность после

этого захоронения не выходили. Их выветривание практически не происходило. Относительно молодые вулканы Западной Европы в большинстве сохранили первичное строение, и лишь насыпные конусы их подверглись размыву. Процессы выветривания в них развиты слабо и специально не изучались.

Наиболее интенсивно развивалось выветривание в пределах Восточной части Балтийского щита и на Тиманском кряже. Аналогичным образом оно должно быть проявлено и в скандинавских массивах, но о них нет достоверных сведений. Для массивов Альне и Фен указано наличие на поверхности рыхлых отложений (массив Фен закрыт ими на 90%), но они также не изучались. В Тиманском кряже, в котором складчатость и консолидация закончились в докембрии, в палеозойское и более позднее время господствовал континентальный режим, поэтому значительная часть кряжа должна была покрыться плащом выветрелых пород. На Кольском полуострове, где континентальный режим также преобладал практически в течение всего фанерозоя, должны были исключительно глубоко проявиться процессы выветривания. В обоих регионах, расположенных поблизости и имеющих близкие климатические и палеоклиматические условия, столь длительный континентальный режим должен был привести к формированию кор выветривания на всей площади. Существование на Кольском полуострове Контозерской вулканической диаатремы палеозойского возраста и наличие в кровле Ловозерского массива эффузивных и континентальных эффузивно-осадочных образований (с флорой) указывают на относительно неглубокий эрозионный срез всей прилежащей к этим участкам поверхности. Вероятно, в среднем и верхнем палеозое эрозионный срез территории Кольского полуострова незначительно отличался от современного. В последующее время мощных осадочных отложений здесь не формировалось. Однако для Кольского полуострова, как и для прилежащих частей Скандинавии, исключительную роль играет ледниковая абразия. Если на этой территории к доледниковому времени и сформировались коры выветривания, то в результате оледенения большая часть их была уничтожена и лишь в отдельных участках сохранились небольшие, возможно, наиболее мощные участки коры, развитые в депрессиях или захороненные под древними континентальными отложениями. Наиболее полно эродирована поверхность пород тех массивов, которые образуют возвышенности. Так, рыхлые отложения почти полностью снесены с поверхности возвышенных участков массивов Африканда, Лесная и Озерная вараки, Вуориярви. Однако в депрессиях на этих же массивах рыхлые отложения местами сохранились. С возвышенной восточной части массива Салланлатва рыхлые отложения полностью снесены, но в депрессии, развитой на карбонатитах восточной части массива, мощность их местами превышает 50 м. Даже на одних и тех же породах мощность рыхлых отложений в различных формах

рельефа различна. В центре Ковдорского массива (Низка-вара) мощность выветрелых оливинитов не превышает 5—10 м. В депрессиях, окружающих центр массива, эта мощность возрастает до 25—35 м, а в южной части массива превышает 100 м. В Салланлатве, в Вуориярви и в южной части Ковдорского массива (Шилькома-Сельга) выветрелые породы перекрыты современными озерно-аллювиальными или ледниковыми (флювиогляциальными и моренными) отложениями. Непосредственное перекрывание коры выветривания (Сидоренко, 1956, 1958, 1960), также как и древней речной сети, размывающей эту кору, четвертичными отложениями свидетельствует о дочетвертичном возрасте коры. Как и в Сибири, интенсивное выветривание на Кольском полуострове должно было происходить в течение верхнего палеозоя, верхнего мезозоя и третичного времени. Широкое развитие площадных кор выветривания в эти периоды фиксировано на территории Северного Урала, Предуралья, Севера Европейской части СССР, в Сибири и других местах. Аналогичным образом и на Тиманском кряже процессы выветривания, вероятно, происходили в доледниковое время, с максимумами интенсивности выветривания в те же периоды. В настоящее время, после ледникового периода, выветривание происходит относительно слабо, что объясняется не только исключительно холодным (заполярным) современным климатом всего Балтийского щита, но и незначительным сроком, прошедшим со времени освобождения его из-под ледникового покрова.

## АФРИКА

### Закономерности размещения массивов

Африканский щит, сформировавшийся в раннем докембрии, в дальнейшем испытал лишь локальное тектоническое воздействие. Свыше 70% его территории занимают докембрийские структуры, и только на западе, северо-западе и севере развиты более поздние образования. На территории Африки известно свыше 200 ультраосновных-щелочных и карбонатитовых массивов, вулканических жерл и эффузивных полей. Большинство их расположено в пределах щита. Единичные массивы и вулканы известны в Атласской зоне (Марокко) и среди полей палеозойских образований. Выделяются три крупных района, в пределах которых преимущественно концентрируются массивы. Наибольшее число их известно на территории Восточно-Африканского свода, от которого они прерывистой цепочкой прослеживаются на юг. Многочисленные массивы известны в Юго-Восточной и Юго-Западной Африке. Африка является наиболее наглядным примером четкой связи магматизма рассматриваемого типа с тектоническими зонами. Многочисленные массивы и вулканы здесь располагаются в пределах или в непосредственной близости от зон рифтов Вели-

ких Африканских разломов. Рифты имеют молодой возраст — триасовый (на юге), третичный или четвертичный — и хорошо выражены в современном рельефе, протягиваясь в меридиональном направлении от юго-восточного побережья Африканского континента до сопряжения Красного моря с Аденским заливом (Дикси, 1959; Дю-Тойт, 1957; Брок, 1970). В пределах рифтовых зон известно большое количество вулканов, в том числе и современных, а также недавно потухших, в насыщенных конусах которых чередуются лавы и пирокласты щелочного и карбонатного состава (Керимаси, Калиянго, Олдоиньо Дили, Олдоиньо Ленгаи, Буньяругуру, Буфумбиру, Кикоронго, Форт Портал). Множество мелких жерл, лавовых полей и серий небольших вулканов развито на всей площади, прилежащей к зоне рифтов (рис. 4) (Bowen, 1938).

Рифтовые зоны выклиниваются или многократно разветвляются к югу. На севере они продолжают вплоть до Красного моря и еще далее — по мощному грабену этого моря, а затем — по разломам Леванта. В целом эта зона представляет собой молодой тектонический уступ, развивающийся и в настоящее время. Строение Великих Африканских разломов изучалось на протяжении многих лет. Однако наиболее детально изучен северный фланг этой зоны — грабены Красного моря и Леванта. К югу от Красного моря рифтовая зона частично скрывается под современными отложениями, а глубинное строение рифтов на Восточно-Африканском поднятии еще требует детального геофизического исследования. Наиболее изученной оказалась приповерхностная морфология рифтов, а наименее — характер, последовательность развития и особенности связанного с рифтами вулканизма и магматизма. В целом несомненен факт преимущественного развития в пределах рифтовых структур своеобразного ультраосновного-щелочного и карбонатитового, а также щелочно-базальтового и в меньшей степени — нормального базальтового магматизма. Во многих работах, посвященных карбонатитам, подчеркивается тесная генетическая связь массивов этих типов с рифтами (King, 1951; King, Sutherland, 1960; Bailey, 1961, de Kulp, 1961; Бородин, 1963). Эта связь, вероятно, значительно сложнее, чем это представлялось ранее. Многие массивы рассматриваемого типа в Юго-Западной и Южной Африке располагаются вне связи с рифтами. Большая группа массивов в этих районах имеет более древний — мезозойский возраст, а некоторые массивы относятся к палеозою и даже докембрию (Круидфонтейн, Гудини — Verwoerd, 1966). Докембрийский возраст указанных массивов маловероятен. Сами массивы представляют собой слабо эродированные вулканы, преимущественно сложенные агломератами, пирокластическими брекчиями, богатыми карбонатным материалом. Породы такого типа, как показывает изучение многих массивов Восточной Африки, выветриваются чрезвычайно быстро, так как они слабо устойчивы

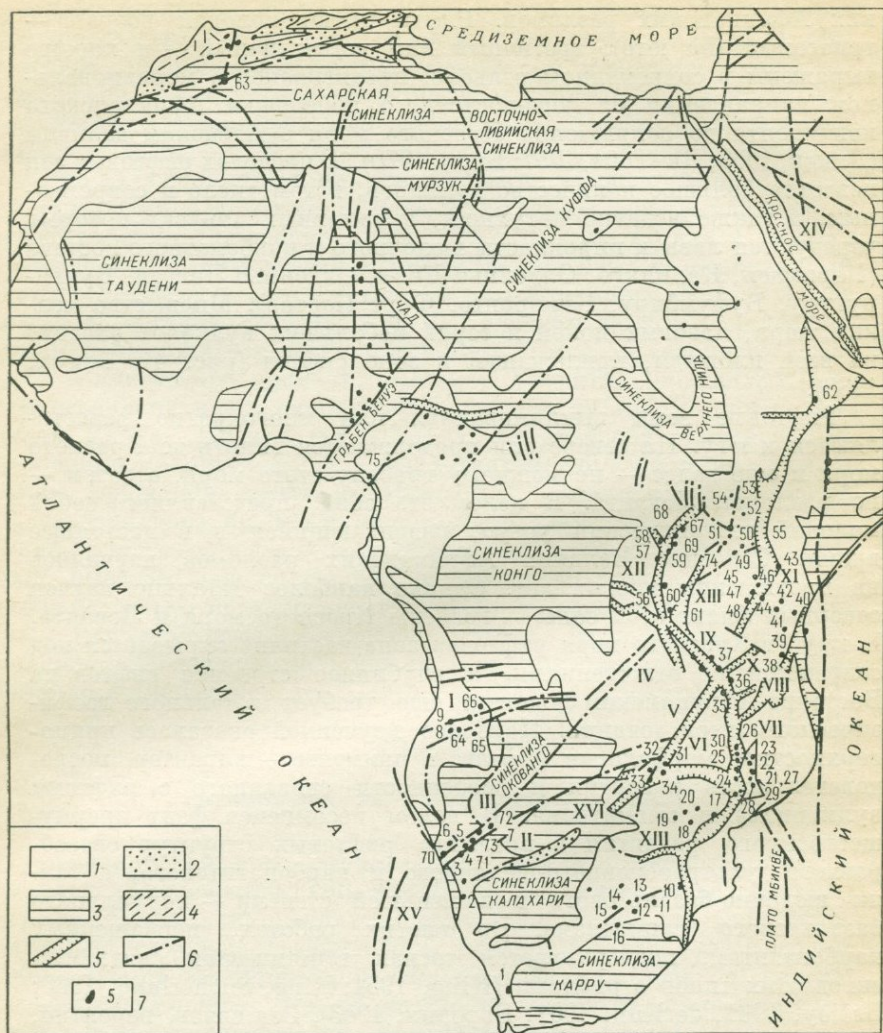


Рис. 4. Схема тектонического строения Африканского континента (по Хану, 1971)

1 — докембрический фундамент древней платформы; 2 — межгорные и предгорные впадины и прогибы; 3 — позднеротерозойский и фанерозойский осадочный чехол; 4 — фанерозойские складчатые зоны; 5 — рифты и 6 — тектонические зоны (I — Лусака — Ломагунди; II — Ганди Ридж; III — Дамара; IV — Упамба; V — Луангва и Мува; VI — Нижняя Замбези; VII — Ньяса; VIII — Прибрежный; IX — Руква; X — Рааха; XI — Восточный рифт; XII — Западный рифт; XIII — Виктория; XIV — Красное море; XV — Уэльвис; XVI — Средняя Замбези); 7 — карбонатитовые и щелочные массивы (1 — Салпестеркоп, 2 — Чамайх, 3 — Бруккарос, 4 — Ондуракорум, 5 — Калькфельд, 6 — Брандберг, 7 — Окорузу, 8 — Лонгоньо, 9 — Капуйя, 10 — Палабора, 11 — Спиккоп, 12 — Руденлат, 13 — Гленовер, 14 — Нуйтгедахт, 15 — Тудини, 16 — Круифонтейн, 17 — Ксилуво, 18 — Чисанья, 19 — Шава, 20 — Дорова, 21 — Тундулу, 22 — остров Чилва, 23 — Маломба, 24 — Чендава, 25 — Чуара, 26 — Муамбе, 27 — Сонгве, 28 — Намангали, 29 — Бангала, 30 — Канганкунде, 31 — Часгета, 32 — Калуде, 33 — Начомба, 34 — Мвамбуто, 35 — Нкумбва, 36 — Мбея, 37 — Нгуалла, Начен

и механически и химически. Хорошая сохранность эффузивов в южноафриканских массивах указывает на относительно малый эрозионный срез и малый срок их эрозии. Наиболее вероятно, что и эти массивы принадлежат к мезозойско-третичной группе ультраосновных-щелочных и карбонатитовых массивов, резко преобладающей в Восточной Африке. Возраст отдельных массивов Южной и Юго-Западной Африки требует более детального изучения и подтверждения несколькими независимыми методами. Тем не менее генетическая и пространственная связь карбонатитовых массивов с развитием рифтов усложняется значительной разновозрастностью массивов и наличием крупных групп мезозойских интрузий. Само развитие и заложение рифтов также имеет многократный характер. Хотя максимум развития выраженных в современном рельефе рифтовых структур падает на третично-четвертичное время, более древние тектонические зоны известны практически на всей территории Африканского щита, представляющего собой мозаичную структуру из отдельных крупных блоков (Брок, 1970). Заложение рифтов может быть более древним, чем мезозой и даже верхний палеозой. К югу рифтовые зоны вырождаются в зоны смятия более древнего, возможно докембрийского, заложения (Дю-Гойт, 1957; Дикси, 1959). В этом случае, вероятно, имело место не непосредственное заложение рифтовых структур, формирование которых связано с этапом третичной (и мезозойской?) активизации Восточно-Африканского поднятия, а наложение рифтов на более древние тектонические зоны. Подобное явление хорошо известно для Западной Европы (см. выше) и особенно для Байкальской рифтовой зоны, западная граница которой проходит по древней докембрийской линии разлома Обручева (Вайман, 1971). Заложение африканских рифтов, вероятно, началось в мезозое или верхнем палеозое, на которые приходится и период интенсивного ультраосновного-щелочного магматизма.

Пространственная связь этого магматизма с тектоническими зонами не ограничивается только рифтовыми структурами, а, вероятно, имеет более сложный характер, определяясь совокупностью соотношений более крупных древних структур с молодыми зонами разломов. Хорошая изученность общего геологического строения Африки, относительная молодость карбонатитового магматизма и, как следствие этого, хорошая сохранность и слабая эродированность отдельных массивов и вулканов этого типа позволяют достаточно достоверно определить приуроченность

---

десвайя, 38 — Пангани, 39 — Вигу, 40 — Мрима, 41 — Джомбо, 42 — Меру, 43 — Килиманджаро, 44 — Хананг, 45 — Олдоиньо-Лангаи, 46 — Керимаси, 47 — Олдоиньо Дили, 48 — Эссимонгор, 49 — Хома, 50 — Рури, Тиндерет, 51 — Тороро, Сукулу, Секукуло, 52 — Будеда, Лолекек, 53 — Напак, 54 — Торор, 55 — Рангва, Кизингири, 56 — Кавези, 57 — Луеш, 58 — Вингу, 59 — Ньиرونго, 60 — Каронге, 61 — Сангу, 62 — Тамазерт, 64 — Коола, 65 — Чианга, 66 — Байлундо, 67 — Форт Портал, 68 — Кикоронго, Катве, 69 — Буньяругуру, 70 — Мессум, 71 — Эмемба, 72 — Парезис, 73 — Эронго, 74 — Элгон, 75 — Камерун)

массивов к различным типам структур. В обобщающей работе В. Е. Хаина (1971) приведена схема тектонического строения Африки. При нанесении на нее карбонатитовых массивов хорошо заметны группировки этих массивов в отдельных узлах и вдоль различных систем тектонических линий. Хорошо заметно также, что максимальные скопления массивов отмечаются в участках пересечений зон разломов различного возраста, типов и простираний. Анализ распределения массивов в пределах Восточной Африки, проведенный с учетом древних тектонических структур, положение и развитие которых детально изучено Б. Б. Броком (Broos, 1959), показал, что и зона Великих Африканских разломов неоднородна. Б. Б. Брок указал на гетерогенность этих зон и на наличие мощных зон более древнего возраста различных простираний, разделяющих территорию Восточно-Африканского свода на ряд блоков. Эти блоки преимущественно отчленяются системами ортогональных разломов северо-восточного, северо-западного, а также субширотного и субмеридионального простираний. Трудно учесть все тектонические элементы этой территории, так как многие из них являются весьма древними, залечены интенсивной гранитизацией и позднее могли не проявиться. Но при нанесении массивов на тектоническую основу четко выявляется зависимость их размещения от сочетания разломов различных направлений. Подавляющее большинство вулканов и массивов располагается в участках сочленения различных систем разломов, особенно часто на сочленении меридиональных рифтовых зон с более древними системами — северо-восточного и северо-западного простираний. Именно в таких сочленениях располагаются все наиболее крупные массивы и вулканы, что характерно также для Рейнского грабена и подчеркивалось нами ранее (Капустин, 1971) (рис. 5). Вероятно, рифтовые зоны и другие основные разломы развивались в течение длительного времени в направлении с юга и юго-запада на север. Возраст приуроченных к ним интрузий меняется с палеозойского на юге на мезозойский (в центре) и третично-четвертичный на севере. В северной части зоны рифты сохранились наиболее хорошо и имеют наиболее молодой возраст (район озер Ньяса—Виктория). В их пределах известны многочисленные современные и недавно потухшие вулканы и широкие излияния молодых щелочных базальтоидов и агломератов (Буфумбира, Буньяругуру, Торо-Анколе). Наиболее многочисленная группа вулканов располагается в бортах рифтовых долин вдоль озер Танганьика — Ньяса и на продолжении зон к северу от озера Виктория. Многочисленные массивы Юго-Западной Африки располагаются на тектонических линиях: Ганзи Ридж (Этанено, Эронго, Спидкоп) и Дамара (Парезис, Мессум, Брандберг) на юге и Лусака-Ломагунди (Эмемба, Окорузу, Калькфельд) на севере. Далее к северо-востоку системы Ганзи Ридж и Дамара погружаются под четвертичные отложения, а затем продолжают в пририфтовой зоне в виде

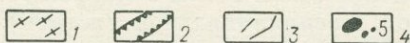
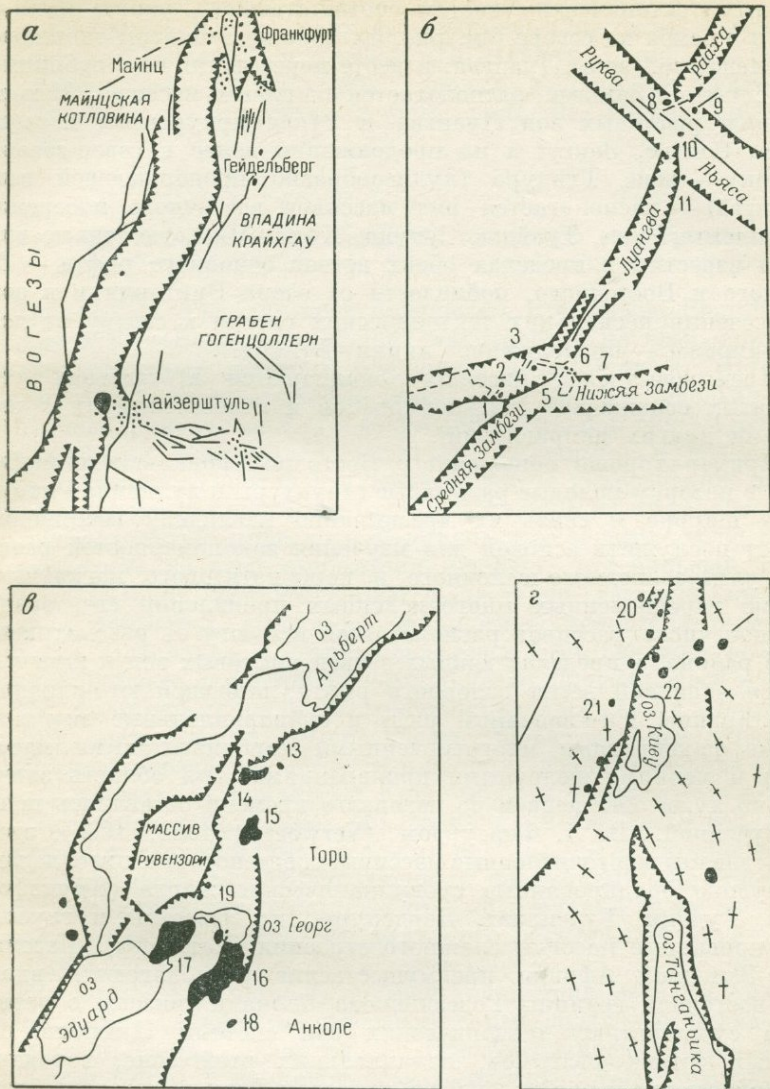


Рис. 5. Схемы размещения карбонатитовых массивов и вулканов в пределах некоторых рифтовых зон Европы и Африки: а — Рейнский грабен (по Муравски — Бедерке, 1970), б—г — рифты Восточной Африки (по Брокку, 1974; Heinrich, 1968)

1 — кристаллические сланцы; 2 — рифты, 3 — разломы, 4 — массивы, вулканы и серии даек (1 — Кешия, 2 — Мквизи, 3 — Калуве, 4 — Начомба, 5 — Мвамбато, 6 — поле Руфунза, 7 — Часвета, 8 — Мбея, 9 — Рунгве, 10 — Иломба, 11 — Мивула, 12 — Нкумба, 13 — Рузекере, 14 — форт Портал, 15 — Ндала, 16 — Буньяругуру, 17 — Кикоронго, 18 — Катунга, 19 — Монокия, 20 — Луеш, 21 — Бингу, 22 — Ньиرونго)

мощных тектонических систем соответственно Луангва-Мува на юге и Упемба на севере (см. рис. 4). Уже на западном окончании прослеженной зоны Луангва, в месте пересечения ее с субширотной системой Замбези, располагается скопление массивов. К пересечению рифтовых зон Луангва и Руква приурочены массивы Мбея, Сонгве, Зангу, а на продолжении далее к север-северо-востоку — зоне Тундура (кулисообразно продолжающей зону Луангва) — располагается ряд массивов восточного побережья континента Рури, Туайдж, Сукуло, Хома. Многочисленные вулканы известны в пределах обеих ветвей основного рифта — Западного и Восточного, поблизости от озера Виктория и в зоне пересечения нескольких тектонических систем к северу от него (Карамоджа — продолжение линии Букоба?).

Преимущественно массивы локализируются в участках ступенчатых осложнений, изгибов рифтов и пересечений их с разломами других направлений.

Пример хорошо обнаженного Восточно-Африканского поднятия, в котором молодые разрывные структуры и вулканизм проявлены широко и связь их чрезвычайно наглядна, несомненно, может послужить основой для изучения закономерностей развития ультраосновного-щелочного и карбонатитового магматизма. Кроме перечисленных многочисленных проявлений его, значительное число массивов располагается и к югу от рассматриваемого района, в пределах южных ветвей рифтовых зон и намечающейся западной ветви основного рифта, имеющей юго-западное простирание. Юго-западный рифт и субпараллельные ему зоны также фиксированы многочисленными карбонатитовыми массивами и мелкими щелочными проявлениями. Эта область значительно хуже обнажена и до недавнего времени оставалась почти неизученной. В. Д. Фервурдом (Verwoerd, 1963, 1966) здесь исследованы многочисленные массивы, среди которых преобладают неглубоко эродированные субвулканические жерла (Круидфонтейн, Гудини, Рудеплаат, Дердепурт), но известны и глубоко эродированные массивы сложного строения (Палабора). Массивы Юго-Западной Африки преимущественно располагаются вдоль юго-восточной границы Родезийского блока и связаны с развитием субширотных тектонических зон системы Лимпопо. На южных ветвях разломов, параллельных этой зоне, вероятно, располагаются и ряд массивов в пределах Трансваальского блока на границе кристаллических полей с синеклизой Карру (краевым прогибом Капской геосинклинали системы).

Группа небольших массивов известна в бассейне р. Нигера. Цепочка их вытянута в меридиональном направлении вдоль северо-западного борта грабена Бенуэ и далее, к северу, до Туарегского плато, где отмечено пересечение меридиональных разломов с северо-западным окончанием синеклизы озера Чад. Многочисленные массивы располагаются и в юго-восточной части Камерунского массива, где они, вероятно, связаны с системами суб-

меридиональных разломов (Хаин, 1971). В Анголе известны массивы Лонгоньо, Коола, Чиангва; единичные массивы встречены в Марокко (Томазерт) и Сомали (Даркайнл). Возможно наличие карбонатитов и щелочных пород и в пределах рифтовых зон Леванта, где известны молодые вулканы, изливающие базальты.

### Условия и особенности развития процессов выветривания

Территория Африканского континента и особенно Восточная, Южная и Юго-Восточная Африка практически на всей площади покрыты мощным плащом продуктов выветривания. История формирования их чрезвычайно длительна и сложна. Африканский щит, консолидировавшийся в докембрии, с тех пор лишь в отдельных участках покрывался мощными осадочными и вследствие столь длительного континентального развития выветривание пород явилось основным процессом, господствовавшим на его территории. Это обстоятельство привело к формированию мощных толщ коры выветривания на всей территории Африки. Для большей части этой территории исключительно характерно развитие красноцветной формации, а местами обнаружены мощные латеритные панцири. Поскольку выветривание пород здесь началось практически с верхнего докембрия и должно было продолжаться и в палеозое, формирование кор выветривания началось еще в это время. Однако значительная интенсивность процессов выветривания в третично-мезозойское время и широкая эрозия в течение столь длительного срока привели к тому, что среди продуктов выветривания резко преобладают образования именно этого возраста. Влажный и жаркий климат мелового времени привел к появлению на значительной территории мощных каолиновых образований. Возможно, среди них присутствуют и образования более древнего (палеозойского) возраста, но детального расчленения их не проводилось.

Исключительно широко на всей территории развиты красноцветные образования, покрывающие самые различные породы, — от докембрийских гранитов до песчано-сланцевых отложений формации Карру и каолиновой (мезозойской) коры. Красноцветы повсеместно покрывают предмиоценовую и плиоценовую поверхности выравнивания, но сами перекрываются голоценовыми лавами и отсутствуют в плейстоценовых речных долинах. Красноцветы, покрывающие Восточную Африку, образовались в ходе пенеplanation рельефа, при перемыве, переотложении и переносе продуктов выветривания (Bishop, Tredall 1967). В процессе переотложения происходило обеднение легко выносимыми Mg, Ca и щелочами и резкое обогащение рыхлых остаточных продуктов Fe (Добровольский, 1971). Особенно значительные концент-

рации Fe отмечены в депрессиях, где происходило образование латеритных панцирей, исключительно богатых Fe и обогащенных также Be, Zn, Ti, V, Cr, Ni, Co. Мощность коры выветривания на Африканском щите достигает десятков метров, в отдельных участках возрастает еще более. Интенсивности выветривания, кроме его длительности, способствовало исключительное воздействие тропического климата. При тропическом выветривании максимальный вынос наиболее подвижных компонентов приходится на начальную стадию, при формировании нижней зоны разреза (Лисицына, 1971). В дальнейшем этот вынос уменьшается, и выносятся преимущественно  $\text{SiO}_2$ .

Формирование кор выветривания продолжается и в настоящее время, что заметно по интенсивному выветриванию эскарпов молодых рифтовых зон. Дезинтеграция и выветривание коренных пород ускоряется также развитием буйной тропической растительности.

Практически на всех карбонатитовых массивах Африки развиты мощные коры выветривания. Однако со многих массивов, образующих в рельефе значительные холмы, рыхлые отложения в значительной мере смыты, и мощность их не превышает 10—20 м (Лулекоп, Торор, Джомбо, Панда). В депрессиях на них мощность рыхлых отложений резко возрастает (о-в Чилва, Букусу, Канганкунде). Массивы с более пологим рельефом покрыты гораздо более мощной корой, превышающей 50—70 м на всей территории массива или в депрессиях (Мрима, Луеш, Сукуду, Мбея). Выветриванию подвергаются и карбонатиты (Мрима), и ультрабазиты (Палабора, Шава), и щелочные породы (Спицкоп, Палула, Капири, Нсенгва, Чишанья) (Fawley, James, 1959).

Исключительная легкость выветривания эффузивов и особенно щелочно-карбонатных эффузивов отмечена во всех вулканах, но наиболее интенсивно проявлена в Олдоиньо Ленгаи. Щелочно-карбонатные эффузивы легко разрушаются поверхностными водотоками, вымывающими из них щелочи, и превращаются в рыхлую массу остаточных минералов. Результатом выноса щелочей из них является региональное засоление прилежащих водоемов — озер Натрон и Магади, а также поверхностных водотоков. Относительно сухой климат этого района (саванна) препятствует быстрому уничтожению щелочно-карбонатных лав, но в течение краткого геологического времени они могут быть уничтожены практически нацело (Dawson, 1962).

Таким образом, хотя Африканский щит расположен в тропической климатической зоне, с исключительно интенсивным современным выветриванием, но и на нем преимущественно развиты дочетвертичные гипергенные образования (домиоценовые), а современные продукты выветривания не имеют значительной мощности.

## Закономерности размещения массивов

Территория Южной Америки изучена недостаточно. Буйная тропическая растительность и интенсивная задернованность значительной части континента не позволяют достаточно детально представить его строение. На территории Южной Америки известна многочисленная (около 20) группа массивов. Большая часть их расположена на Атлантическом побережье и к северо-востоку от Рио-де-Жанейро, в верховьях р. Параны. Небольшая группа массивов известна в предгорьях Анд (Боливия). Большинство массивов относится к карбонатитовым. Все они имеют мезозойский возраст.

Южно-Американский континент в целом представляет собой крупный кратон, консолидация которого происходила в архее — протерозое (Муратов, 1964; Белоусов, 1963; Хаин, 1971; Grabert, 1960; Bischoft, 1956). В последующий период на этом кратоне заложился ряд крупных впадин и, начиная с рифея, единая структура его была нарушена. К верхнепалеозойско-мезозойскому времени на территории Южной Америки выделились отдельные древние щиты: Центрально-Бразильский, Восточно-Бразильский, Гвианский и выступы: Пампинский, Патагонский и Десадо (рис. 6). Эти древние тектонические элементы окружены системой широких пологих впадин и разбиты крупными зонами разрывных нарушений. Впадины не имеют черт, свойственных геосинклиналям, и представляют собой перикратонные прогибы, выполненные континентальными и эффузивными образованиями. Мощность осадков в прогибах возрастает от рифея к палеозою и достигает максимума в мезозое. Именно в мезозое сформировались мощные поля основных лав (траппы) и эффузивно-континентальных отложений впадин Параны, Чако-Пампы и Сан-Франсиску. Эти отложения перекрывают гондванскую серию ледниковых образований. В пределах Южно-Американской платформы выделены крупные тектонические уступы, фиксированные мощными современными или древними линейными прогибами или излияниями основных эффузивов, мелкими ультраосновными и основными интрузиями. Наиболее крупные тектонические уступы: Амазонский, Сан-Франсиску, Перуанско-Боливийский и Аргентинский. Развитие Перуанско-Боливийского и Аргентинского линеаментов сопряжено с формированием Андийской складчатой зоны; строение Амазонской зоны изучено слабо. Щелочные интрузии известны в зоне сопряжения Аргентинского и Перуанско-Боливийского линеаментов, но подавляющее большинство массивов располагается на продолжении линеамента Сан-Франсиску к югу от широты Рио-де-Жанейро. Однако сам линеамент здесь может быть фиксирован лишь щелочными интрузиями, а характерные для него системы впадин, эффузивные излияния

и ультраосновные интрузии известны только в северной его части, где щелочных массивов нет.

Гораздо более четко фиксируется приуроченность карбонатитовых и щелочных массивов к краевой внешней зоне Паранского прогиба. Цепочка массивов протягивается почти на 1000 км по

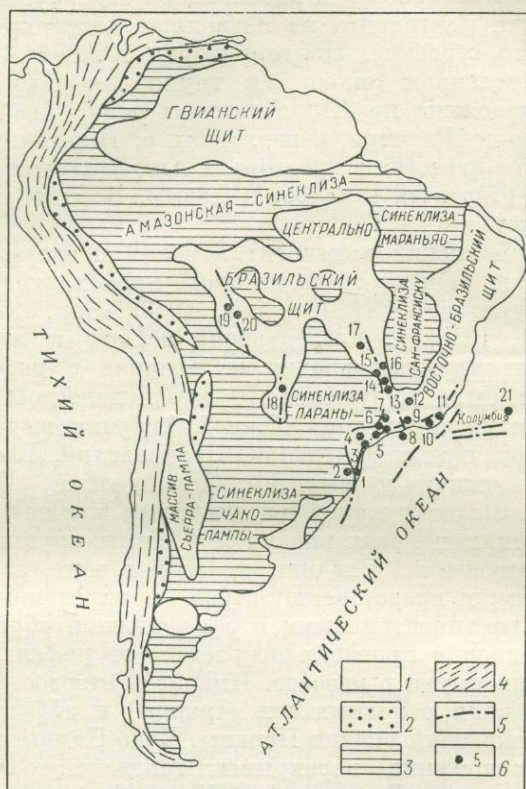


Рис. 6. Схема тектонического строения Южной Америки (по Хаину, 1971)

1 — докембрийский фундамент; 2 — межгорные и предгорные прогибы и впадины; 3 — позднепротерозойский и фанерозойский осадочный чехол; 4 — фанерозойские складчатые зоны; 5 — тектонические зоны, 6 — щелочные и карбонатитовые массивы (1 — Анитополис, 2 — Ладжес, 3 — Якупиранга, 4 — Итапирауана, 5 — Серроге, 6 — Ипанема, 7 — Покос да Калдас, 8 — Сан-Себастьян, 9 — Итапайя, 10 — Тингуа, 11 — Кабу-Фриу, 12 — Тапира, 13 — Араша, 14 — Салитри, 15 — Каталан, 16 — Коромандель, 17 — Жоания, 18 — Ла Пас, 19 — Церро Сапо, 21 — Тринидад)

Атлантическому побережью от г. Флорианополис на юге до г. Сан-Паулу на севере (см. рис. 6). Далее массивы прослеживаются к северо-западу через верховья Паранаибы (Alves, 1960; Guimaraes, 1957, 1958, 1960; Tuttle, 1966). Все массивы располагаются на щите, и лишь один из них (Ляджес) расположен в пределах прогиба. Цепочка карбонатитовых и щелочных массивов четко протягивается вдоль северной и восточной окраин прогиба,

повторяя его очертания. Максимальное скопление наиболее крупных массивов приурочено к внешнему северо-восточному углу прогиба, где возможно пересечение линеамента Сан-Франсиску с разрывной зоной северо-западного простирания, окаймляющей Паранский прогиб с севера. Возможно, группа массивов на севере более многочисленна и протягивается и далее к западу, но этот район плохо обнажен и слабо изучен. Внедрение массивов Восточно-Бразильской группы по времени (триас) четко совпадает с максимумом эффузивной деятельности в Паранском прогибе. Этот пример является характерным и подчеркивает дифференциальный характер магматизма в различной тектонической обстановке. На Восточно-Бразильском щите происходило внедрение щелочно-карбонатитовых массивов, типичных для краевых зон щитов, а в прогибе изливались траппы, более характерные для внутренних частей платформ. Вполне возможно, что щелочной магматизм развивался не только на востоке Паранского прогиба, но и на западе его. Существование этой зоны под верждается наличием нескольких массивов. Большое значение могут иметь и системы разломов, параллельные Атлантическому побережью континента и границе океанической коры. Небольшая цепочка мелких вулканов (Тринидад) и подводных гор отмечена к востоку от побережья (разлом Колумбия).

В предгорьях Анд, в пределах древнего герцинского складчатого ядра, располагаются щелочные массивы Ла Пас, Серро Сапо, но они изучены крайне слабо. Ни их структура, ни положение среди вмещающих пород не описаны. Среди известных в Южной Америке массивов все наиболее крупные расположены в Бразилии. Стрoение многих из них также не исследовано. Массивы округлой (Араша, Тапира, Анитаполис, Покос де Калдас) или вытянуто-овальной формы (Якупиранга, Коромандель); площадь их 10—50 км<sup>2</sup> и Покос де Калдас — свыше 1000 км<sup>2</sup>. Отдельные массивы сложены преимущественно ультрабазитами (Якупиранга), чаще — нефелиновыми сиенитами (Араша, Анитаполис, Коромандель, Покос де Калдас, Ляджес) с крупными телами карбонатитов (Якупиранга, Серроте, Араша) или без них (Покос де Калдас). Эрозионный срез массивов неглубокий, но и вулканов среди них не известно. Возраст всей щелочной формации предполагается средне- или верхнемезозойским (юра—мел—Alves, 1960; Guimaraes, 1960; Heinrich, 1966).

### Условия и особенности процессов выветривания

Климатические и палеоклиматические условия на территории Южной Америки близко сопоставимы с таковыми для Африки. Оба континента расположены в тропическом поясе, и развитие их поверхности в близкие отрезки времени идентично. Территория Бразильского щита, консолидировавшегося в докембрии, имела

длительную историю развития поверхности, и формирование на ней кор выветривания происходило в течение всего фанерозоя. В палеозойских отложениях Южной Америки и Африки известны ледниковые образования, распространенные в силуро-девонских и пермо-карбоновых толщах. Оледенение развивалось преимущественно на поднятиях и, вероятно, носило локально-горный характер. Северная граница этого оледенения в Южном полушарии максимально продвинулась к северу в пермо-карбоне, достигнув экватора. Вероятно, ледниковая абразия уничтожила древние (палеозойские) коры выветривания в Южной Америке, но широкое развитие более поздних мезозойских кор здесь очевидно. Специально процессы выветривания в Южной Америке не изучались, поэтому определить распространение кор и основные стадии их развития можно только по косвенным данным и особенно по аналогии с более изученным Африканским щитом. Эта аналогия позволяет предположить максимальное развитие кор в верхнемезозойское и третичное время. Распространение в южной части Бразильского щита мощных меловых трансгрессий должно было увлажнить жаркий климат этого района, способствуя усилению выветривания. Исключительно жаркий и влажный современный климат Атлантического побережья Бразилии обусловил широкое и весьма интенсивное современное выветривание. На Бразильском щите развита мощная площадная кора практически на всех породах, независимо от состава. По мнению Н. Д. Опдайка (1966), преобладают третичные коры. Но и интенсивность современного выветривания значительна.

Все известные в Южной Америке щелочные массивы покрыты столь мощными рыхлыми отложениями, что для многих из них (Араша, Серроте, Покос де Калдас, Тапира, Льяльягуа) затруднительно выявление их первичного внутреннего строения несмотря на большой объем глубинного бурения. Наиболее изученный массив Якупиранга целиком покрыт плащом рыхлых образований. Карбонатиты этого массива слагают в рельефе высокий холм (Морру да Мина), а на ультрабазитах вокруг него развиты депрессии. Мощность рыхлых масс составляет от 1 до 70 м, резко возрастая под склонами холмов. Избирательное выветривание по зонам трещиноватости, рассланцевания и перетирания в теле карбонатитов привело к образованию столбообразных выступов их, разделенных узкими каньонообразными долинами, заполненными мощными рыхлыми массами. Общая мощность выветрелых пород на массивах Тапира и Араша превышает 50 м, местами достигая 100 м и более. Столь же мощная кора развита и на массиве Серроте, причем здесь она перекрыта современными озерными и болотными отложениями. И в Якупиранге, и в Серроте наименее выветрелыми породами являются карбонатиты, образующие холмы с относительными превышениями 50—250 м. На периферических зонах этих массивов, сложенных ультраосновными, щелочными породами, развиты депрессии, выполненные

мощными толщами рыхлых отложений. К северу от Якупиранги располагается крупнейший в Бразилии щелочной массив Покос де Калдас (площадь свыше 1000 км<sup>2</sup>). В плане он имеет овальную форму и в отличие от предыдущих массивов сложен нефелиновыми сиенитами (тингуайты, фойяиты, фонолиты). Они частично имеют приповерхностный субэффузивный облик и содержат псевдолейцит. Карбонаты в массиве отсутствуют, но широко развиты гидротермальные жилы и участки переработки пород с Zr—Th—U—TR-минерализацией. Формационная принадлежность массива не ясна. В нем обнаружены мощные (до 10 м) секущие жилы и штокверки массивного магнетита (Морру-да-Ферро), что более характерно для карбонатитовых массивов, чем для агпайтовых или миаскитовых нефелинсиенитовых. Массив уникален по обогащенности первичными минералами Zr (эвдиалит, джианнетит, ловенит, розенбушит, циркон) и содержит многочисленные жилы с бадделейтом или минералами TR, U и Th.

На всей площади щелочные породы интенсивно выветрели и покрыты мощными рыхлыми отложениями, местами — покровами латерита и боксита. Площадная кора выветривания достигает мощности 150—200 м и содержит крупные концентрации бадделейта. Этот минерал, образующий в гидротермальных жилах скопления, желваки, радиально-лучистые, шестоватые и скорлуповатые агрегаты (калдасит, циркит, фавас), в гипергенных условиях хорошо сохраняется, накапливается в рыхлых отложениях и при их перемыве. Аллювиальные террасово-русловые россыпи местами исключительно обогащены бадделейтом. Содержание ZrO<sub>2</sub> во вторичных залежах 45—65%. Для всей коры характерно обогащение гидроокислами Fe, Al и Mn. Над рудными телами, первично обогащенными Th, U и TR, и в коре выветривания обнаружены их вторичные концентрации. Породы превращены в глинистую массу, в которой обнаружены реликты первичных ортита, торогуммита и бастнезита. Возможно, что TR, Th и U концентрируются в гипергенных условиях, выделяясь из первичных минералов. Массив имеет приповерхностный характер, хотя вряд ли является типичным вулканом. Его кратероподобный рельеф скорее обусловлен интенсивным преимущественным выветриванием штока нефелиновых сиенитов, на которых развита депрессия. Окружающие фенитизированные сланцы выветриваются медленнее, слагая кольцевую возвышенность. Подобный рельеф способствует сохранению рыхлых масс в центре массива.

Красноцветные и латеритные массы широко развиты на всех бразильских массивах. В них концентрируются TR, Al и Mn и постоянно содержатся характерные остаточные минералы: вермикулит, магнетит, апатит, пирохлор, бадделейт. Развитие кор здесь началось и интенсивно происходило в третичное время, но и роль современного процесса выветривания тоже велика.

## Закономерности размещения массивов

Северная Америка по сравнению с Южной гораздо лучше обнужена и изучена. На ее территории насчитывается большое число массивов, многие из которых разведуются или разрабатываются, что дает большой материал для их изучения. Хорошо изучена и тектоника континента (Mc Grossan, Glaister, 1964; Stokwell, 1965; King, 1951; Sloss, 1964; Wilson, 1965; Кинг, 1961; Хаин, 1971). Однако размещение карбонатитовых массивов специально не изучалось, и положение их среди структур континента неясно.

На территории Северной Америки описан ряд крупных карбонатитовых и щелочных массивов и сопутствующих им даек. Большая часть их располагается на Канадском щите и сосредоточена в пределах относительного узкого пояса, вытянутого в субширотном направлении вдоль южной границы щита, по северной окраине района впадин Великих озер и по Атлантическому побережью. Ряд массивов располагается на юго-востоке Гренландии, являющейся частью древней структуры Канадского щита. Отдельные группы массивов известны и к югу от щита, в пределах Северо-Американской платформы. Небольшое число массивов приурочено к юго-западной и западной окраинам платформы, примыкающим к складчатой системе Кордильер (Deans, 1955).

Северо-Американская платформа, консолидировавшаяся в докембрии, сложена в основании мощными высокометаморфизованными сланцево-гнейсовыми толщами. Внутреннее строение ее довольно сложно. Северную часть занимает Канадский щит; на южной и западной окраинах его развиты крупные и протяженные прогибы, выполненные платформенными осадочными образованиями (рис. 7). На западе платформа обрамлена широким складчатым поясом Кордильер (киммерийского возраста), а на востоке — Аппалачской палеозойской складчатой зоной. Гренландия, свыше 80% территории которой закрыто ледниковым панцирем, представляет собой часть древнего щита с незначительным развитием вдоль северной окраины более молодых образований. Щелочные и карбонатитовые массивы в этих регионах разновозрастны. Наиболее древние массивы известны в Гренландии, а большая часть массивов Канады и США внедрилась в мезозойское время.

В Гренландии известны два крупных района развития щелочных массивов: Вернер на северо-востоке и Гардар на юго-западе острова. Наиболее хорошо изучен Гардарский район, где известно 10 крупных щелочных (Илимаусак, Ивигтут, Игалико, Нунарсут и др.) и карбонатитовых (Греннедаль-Ика, Кунгнат) массивов докембрийского (гардарского) возраста. Эти массивы концентрируются поблизости от южной оконечности острова и, вероятно,

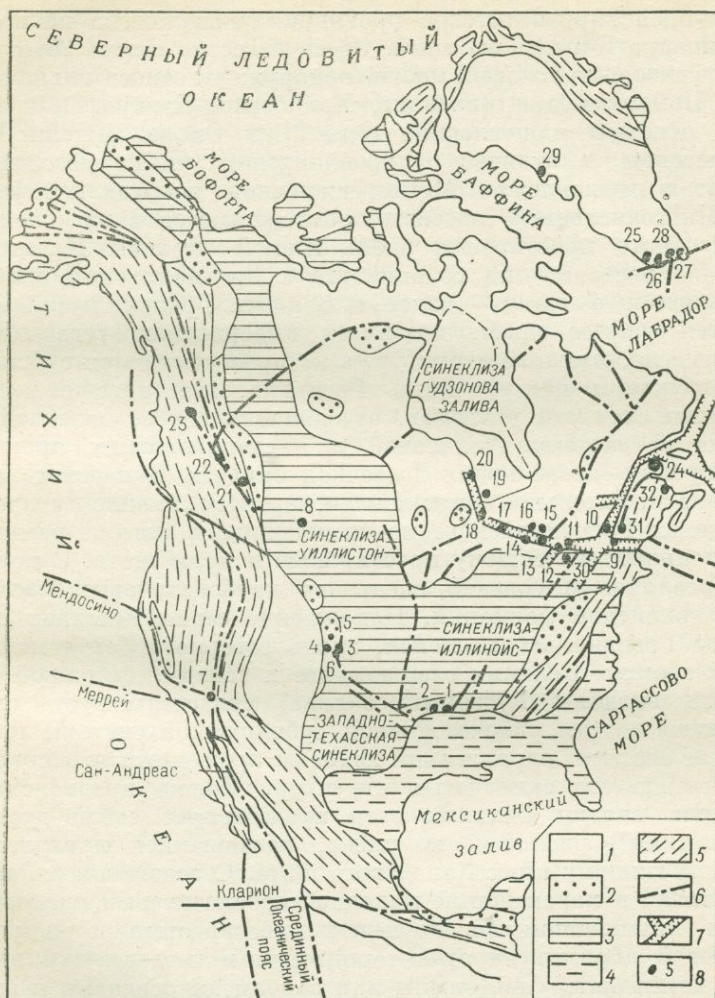


Рис. 7. Схема тектонического строения Северной Америки (Хапп, 1971, Gold, 1962; Tuttle, Gittins, 1866)

1 — докембрийский фундамент; 2 — предгорные и межгорные впадины и прогибы; 3 — позднепротерозойский и фанерозойский осадочный чехол; 4 — осадочный чехол молодой платформы; 5 — фанерозойские складчатые зоны; 6 — тектонические зоны; 7 — предполагаемые рифтовые зоны (Kumareli, Sanl); 8 — массивы карбонатитов и щелочных пород (1 — Магнет-Ков, 2 — Потам-Спрингс, 3 — Айрон Хилл, 4 — Джем-Парк, 5 — Пайнон Пик, 6 — Демократ Гульч, 7 — Маунтин Пасс, 8 — Рокки-Бой, 9 — Ока, 10 — Оттава, 11 — Манито, Каландер, 12 — остров Айрон, 13 — Сибрук Лейк, 14 — Борден, 15 — Лэкнер; 16 — Немокозенда, 17 — Файрэнд, 18 — Прейри, 19 — Чипмэн, 20 — Шриберт, 21 — Айс Ривер, 22 — Верити, 23 — Лонни, 24 — Айллик, 25 — Греннедаль — Ика, 26 — Арсук, Тиссаллук, 27 — Тунгдларфик, 28 — Нарсарсук, 29 — Юманак, Илимаусак, 30 — Джеймс — Бэй, 31 — Сент Онорэ, 32 — Гусиная бухта)

приурочены к древним пограничным разломам, оконтуривающим Гренландию.

Крупная карбонатитовая провинция расположена на восточной окраине Канадского щита. Здесь известно свыше 20 отдельных массивов, из которых многие обнаружены относительно давно (Ока, Немегозенда, Ниписсинг, Халибертон-Бэнкрофт), а некоторые открыты в последние годы (Сент-Оноре, Джеймс-Бэй). Эти массивы, в отличие от гренландских, имеют мезозойский возраст и принадлежат Монтереджийской интрузивной формации. Многочисленные массивы прослеживаются в виде цепочки субширотного простирания вдоль южной окраины Канадского щита, на востоке — по границе его с Гренвилльским складчатым поясом, а затем — далее к западу. Гренвилльский пояс является частью щита, но имеет выдержанное север-северо-восточное простирание структур, в которое утыкаются субширотные структуры центра щита. Гренвилльский пояс с востока ограничен системой разломов, отделяющих его от палеозойской складчатой системы Аппалачей и предаппалачских прогибов.

В юрско-меловое время восточная окраина Канадского щита испытала значительное воздымание и, вероятно, именно в это время в пределах Гренвилльского пояса обновилась система разломов, параллельных его общему простиранию и краю щита. С появлением разломов и связано внедрение карбонатитовых массивов монтереджийской формации. Нахождение серии массивов к западу от Гренвилльского пояса, вдоль северного борта пологих впадин системы Великих озер и далее к западу, до южной оконечности впадины Гудзонова залива, свидетельствует также о наличии в этом районе мощной субширотной системы разломов. Эта система параллельна южному краю щита и основному простиранию его складчатых структур. Можно предположить, что серия впадин Великих озер представляет собой древний (мезозойский?) рифтовый комплекс, развившийся параллельно внешнему южному краю Канадского щита. С развитием рифтовой зоны связан и характерный щелочно-карбонатитовый магматизм.

При интенсивном последующем выветривании и широкой ледниковой абразии на этой территории в четвертичное время рифты могли быть уничтожены или заполнены осадками и наносами. Однако системы возможных разломов в указанных участках проявляют некоторую тектоническую активность и в настоящее время. Проследивая зоны высокой сейсмичности на территории США, П. С. Кумарапели и В. А. Саул выделили ряд линейных зон. К некоторым из этих зон приурочены карбонатитовые массивы. Эти же зоны четко фиксированы расположением эпицентров современных землетрясений на территории США. Для Канады аналогичных исследований, к сожалению, нет, но при нанесении щелочных и карбонатитовых массивов на карту сейсмической активности США практически все известные здесь массивы попадают в зону максимальной современной сейсмич-

ности. Это явление свидетельствует о приуроченности карбонатитовых массивов к зонам долгоживущих разломов.

Интересна четкая ориентировка сейсмических зон параллельно внешним контурам Северо-Американской платформы. Как на востоке, так и на западе цепочки массивов и сейсмичные зоны параллельны внешнему краю платформы, но на востоке они располагаются в пределах платформы, а на западе — вне ее. Массив Маунтин-Пасс, расположенный среди молодых киммерийских складчатых сооружений Кордильер, попадает на зону сочленения крупных разломов, ограничивающих с юга массив Колорадо.

Этот разлом кулисообразно переходит к западу в зоны мощных океанических разломов Мендосино и Меррей, сочленяющихся с разломом Гарлок, поблизости от крупного океанического разлома Сан-Андреас (см. рис. 7). Поблизости от массива Маунтин-Пасс, в узле сочленения разломов различных направлений, отмечена концентрация эпицентров ряда землетрясений (Бениофф, 1966). Возраст карбонатитов этого массива считают докембрийским, хотя карбонатиты не несут следов метаморфизма и тектонических изменений, которые могли бы проявиться при развитии в окружающих породах киммерийской складчатости. Было бы интересно перепроверить возраст пород массива Маунтин-Пасс. Возможно, он окажется более молодым. Ю. М. Шейнманн (1961) подчеркнул приуроченность этого массива к древней структуре Сьерра-Невады, в которой выходит на поверхность кристаллический докембрийский фундамент и которая позднее была захвачена и переработана молодыми тектоническими движениями. Здесь же отмечено развитие поперечных субширотных структур.

На северном продолжении складчатого пояса Кордильер, в канадских Скалистых горах и к северу от них расположена обособленная группа карбонатитовых массивов (Айс Ривер, Верити, Лонни). Они вытянуты цепочкой вдоль простирания структур Кордильер, вдоль западного края Канадского щита. Возможно, эти массивы приурочены к мощной субмеридиональной тектонической зоне Кассиар, развитой среди палеозойских отложений. О возрасте их, к сожалению, данных нет.

Таким образом, и в Северной Америке щелочные и карбонатитовые массивы тяготеют преимущественно к краевым частям древних платформ и щитов, областям эпиплатформенного орогенеза и приурочены к зонам региональных долгоживущих разломов. Большинство зон мезозойского щелочного магматизма и в настоящее время проявляет признаки значительной тектонической активности.

Щелочно-карбонатитовые массивы Северной Америки имеют разнообразное строение. Площадь их обычно не превышает 15 км<sup>2</sup>, иногда достигая 20—40 км<sup>2</sup> (Немегозенда, Айрон-Хилл, Магнет-Ков). Среди них преобладают штокообразные, округлые или вытянутые и асимметричные массивы относительно простой морфологии. Большинство канадских массивов сложено нефелиновыми

сиенитами и карбонатами при незначительном участии ийолитов и частом отсутствии ультрабазитов. Только в массиве Айрон-Хилл известно мощное тело пироксенитов. При сравнении строения и состава пород различных массивов хорошо заметна четкая закономерность. Массивы Восточной Канады, залегающие непосредственно на щите, имеют округлую форму, кольцевое (и двойное кольцевое—Ока) строение и сложены нефелиновыми сиенитами, карбонатами, ийолитами. Почти все массивы, располагающиеся в пределах платформы (Рокки-Бой, Джем-Парк, Мак-Клур, Айрон Маунтинз, Магнет-Ков), за исключением массива Айрон-Хилл имеют более сложное строение, и в них широко развиты щелочные породы, не характерные для карбонатитовых комплексов: габброиды, сиениты, трахиты. В ряде участков, прилежащих к южному краю платформы (Фримонт—и Равалли Каунти; штаты Арканзас и Колорадо), на большом удалении от карбонатитовых массивов, известны поля жильных поздних карбонатитов (Heinrich, 1966) и своеобразных дайковых серий — пикритов, альеитов, дамкьернитов, уацититов, обычно сопутствующих карбонатам (Капустин, 1971). Подобные дайки развиты в изученных нами карбонатитовых провинциях СССР в кровле над карбонатитовыми массивами и вокруг них. Можно предположить, что на глубине под скоплениями даек в штатах Арканзас и Колорадо располагаются карбонатитовые массивы, не вскрытые эрозией. Возможно, что указанные изменения строения массивов, от массивов щита до массивов платформы, являются следствием вертикальной зональности. Наиболее глубинные массивы щита имеют все черты, характерные для рассматриваемой формации, а в приповерхностных условиях над ними появляются дайковые и жильные серии.

### Условия и особенности развития выветривания

Климатические и палеоклиматические условия, господствовавшие в Северной Америке в период после внедрения монтереджской щелочной формации, близки к таковым для Европы. На территории Северной Америки в верхнем мезозое господствовал континентальный режим, существовали отдельные морские заливы и лагуны, а на большей части происходило континентальное выветривание. Процессы выветривания специально не изучались на американских массивах, но палеоклимат верхнего мезозоя и третичного периода был близок к европейскому и характеризовался влажными и тепловыми условиями. Субтропическая зона достигала 50° (Опдаик, 1966), устойчиво сохраняясь на близком уровне до верхов третичного времени. В этих условиях должна была развиться мощная кора выветривания, и на одном из массивов (Магнет-Ков) известны даже залежи бокситов. Однако в четвертичное время в Северной Америке развилось широ-

кое площадное оледенение. Интенсивная ледниковая абразия и деятельность постледниковых потоков привели к уничтожению рыхлых образований на большинстве массивов, хотя на карбонатах Оки, Немегозенды, Айрон-Хилл развиты локальные депрессии, в которых, вероятно, частично сохранились продукты выветривания (широкое распространение валунов титаномагнетита в Айрон-Хилл; мощные рыхлые отложения склонов холмов Ла Трапп в Оке). Особенно интенсивно ледниковая абразия происходила в Гренландии, где склоны фьордов сглажены ледником и коренные скальные выходы обнажены на большой площади. Приуроченность ряда канадских массивов к району широких впадин Великих озер обусловила перекрытие коренных пород мощными озерными отложениями. Многие массивы частично находятся под дном озер (Немегозенда, Ниписсинг, Сибрук, Лэкер), и строение их не доступно прямому изучению. На массивах США, расположенных южнее, процессы гипергенеза специально не изучались, но наличие мощных покровов рыхлых отложений известно на массивах Айрон-Хилл, Магнет-Ков. Залежи бокситов поблизости от последнего массива отличаются повышенным содержанием Ti, Nb и образовались, вероятно, при размыве и перетолжении материала коры выветривания щелочных пород в верхнемезозойское или палеогеновое время. Современное выветривание на этих массивах должно иметь резко подчиненный характер в связи с незначительностью срока, прошедшего после освобождения поверхности от ледникового покрова, и относительной суровостью современного климата по сравнению с палеогеном. На большинстве массивов развита интенсивная дезинтеграция пород.

Своеобразное явление известно в эоценовых отложениях формации Грин Ривер (Вайоминг и Юта, США). Здесь толща континентальных эвапоритов характеризуется совершенно необычным составом по сравнению с типичными образованиями этого типа в других регионах. Эвапоритовая толща резко обогащена Ti, Zr, Ba, B, CO<sub>2</sub>, Sr и Na. В ней обнаружены исключительно редкие минералы: ридмержерит, гаррельсит, норзетит, нортупит и минералы, характерные для щелочных пород: лабунцовит, альбит, акмит, анальцим, тесно ассоциирующие с содой, нахколитом, шортитом. Значительное обогащение пород Ca, Na и CO<sub>2</sub>, а также редкими элементами, типоморфными для карбонатов, наводит на мысль о возможности существования в этом районе древнего (доэоценового или эоценового) карбонатитового вулкана (Heinrich, 1966). Щелочные эффузивы Лейцит Хиллс в этом же районе могли быть остатками такого нацело размытого вулкана. Это предположение Е. В. Хейнрича весьма вероятно, и в этом случае размыв древнего карбонатитового вулкана явился причиной формирования мощной толщи, несущей специфическую минерализацию, и интенсивного натро-карбонатного засоления грунтовых вод и наземных бассейнов (Сода Лейк, озеро содового типа).

Аналогичные примеры хорошо известны (хотя чрезвычайно плохо изучены) в Африке, где вокруг современного действующего карбонатитового вулкана Олдоиньо Ленгаи развит широкий ореол засоления поверхностных вод. Размыв и интенсивное выветривание эффузивов этого вулкана привело к образованию вокруг него слоя почвы, резко обогащенного порошковатым кальцитом и пропитанного содой. В расположенных поблизости от вулкана озерах Магади и Натрон воды имеют содовый характер, причем концентрация соды в них столь велика, что по берегам озер она отлагается в виде выцветов или сплошных пористых масс (Натрон). Ореол выноса соды вокруг вулкана превышает 5 км, вероятно, достигающая 10—15 м. Состав вод и прибрежных осадков озера Натрон, так же как и состав почв вокруг Олдоиньо Ленгаи, не изучался. Однако, зная состав извергающихся из него лав и обогащенность их Sr, Ba, Ti, Nb, TR, F (Du Bois, а. о., 1963), можно уверенно предположить, что они будут содержать повышенные количества Sr, Ba, Ti, Rb, Ca, CO<sub>2</sub>, которыми обогащены и карбонатные лавы. В водах оз. Натрон должно содержаться большое количество Li, который там не обнаружен в настоящее время, но который постоянно концентрируется в карбонатных лавах.

Размыв древних карбонатитовых вулканов приводит к формированию эвапоритов необычного состава. Кор выветривания на щелочно-карбонатных эффузивах не известно, но слабая устойчивость этих пород должна приводить к их быстрому и полному уничтожению. Само первоначальное их присутствие следует искать по комплексу типоморфных элементов в сформировавшихся одновременно с этими эффузивами или позднее их осадочных толщах.

Подводя итоги рассмотрению особенностей размещения карбонатитовых массивов, можно отметить следующие характерные закономерности.

1. Подавляющее большинство массивов приурочено к областям эпиплатформенного развития, располагающимся в краевых зонах древних щитов и в меньшей степени — платформ. Чаще всего массивы обнаруживаются на региональных поднятиях, а в их пределах — в зонах прикупольного растяжения, фиксированных рифтами и грабенами.

2. Наиболее крупные массивы и их скопления приурочены к участкам пересечения тектонических зон различного простирания, к участкам изгиба крупных структур или внешним углам устойчивых массивов и щитов, в которых сходятся тектонические зоны различных направлений. Массивы локализуются в глобальных линеаментах, региональных тектонических зонах, обычно глубинных и долгоживущих.

3. Известно, что в пределах срединных океанических рифтов карбонатитовых массивов нет, но они появляются в этих же зонах, пересекающих континенты.

4. Щелочно-карбонатитовый магматизм имеет три временных максимума: в нижнем палеозое (Балтийский щит, Восточный Саян); мезозое (Южная Африка, Маймеча-Котуйская провинция, Алдан); четвертичное время (Восточная Африка). Отдельные массивы этого типа (как и нормальные щелочные) известны в докембрии (Гренландия, Украина), среднем и верхнем палеозое (Тува). Максимум магматизма этого типа приходится на верхнепалеозойско-мезозойское время, когда образовались многочисленные массивы Америки, Африки и Западной Европы.

Характер выветривания пород комплексов карбонатитовых массивов чрезвычайно близок для различных регионов и характеризуется следующими закономерностями.

1. Максимумы интенсивности выветривания практически не зависят от современного географического положения региона и приходится на наиболее теплые эпохи в истории Земли: верхний палеозой, верхний мезозой и палеоген (глобальные эпохи наиболее интенсивного выветривания). Образования верхнепалеозойского возраста наименее сохранились, и выделение их затруднительно среди продуктов более позднего происхождения. Верхнепалеозойская и верхнемезозойская эпохи характеризуются развитием лейкократовых высокоглинистых кор и бокситов. В третичный период (вероятно, менее жаркий) формировались латеритные коры, резко обогащенные Fe.

2. Современные процессы выветривания и современные коры выветривания могли иметь некоторое значение лишь для тропических (преимущественно южно-американских) карбонатитовых провинций (и, конечно, для молодых — четвертичных и современных массивов). Во всех провинциях Северного полушария и на большинстве массивов Африки резко преобладают древние коры, имеющие большую мощность и развившиеся преимущественно в палеогеновое и верхнемезозойское время. В постпалеогеновое время (начиная с миоцена) происходил частичный перемыв кор и накопление перемещенных, «аккумулятивных» кор.

3. Можно предположить значительное первоначальное развитие древних кор выветривания на большей части массивов Северной и Восточной Сибири, Балтийского щита и Северной Америки. На некоторых из этих массивов сохранились мощные дифференцированные коры или их остатки. На большей части массивов рыхлые отложения уничтожены эрозией и особенно интенсивно — ледниковой абразией. На таких массивах коры частично сохранились в депрессиях, на отдельных блоках, избежавших эрозии, или в участках, где они были перекрыты молодыми отложениями.

4. Чрезвычайно важным моментом, определяющим степень сохранности древних кор выветривания, является характер рельефа местности и его развитие, особенно в четвертичный период. Не только ледниковая абразия уничтожает рыхлые отложения. Коры на массивах, расположенных в горных местностях или на

участках, претерпевших воздымание, быстро уничтожаются при интенсивном сносе материала с крутых склонов или размыве его реками и временными потоками при резком понижении базиса эрозии. Интенсивный перемыв кор приводит к рассеянию их материала, реже — к образованию прибрежно-озерных и аллювиальных россыпей ближнего сноса. Россыпи и участки перемытых кор могут быть резко обогащены редкометальными минералами.

5. Чрезвычайно характерен различный ход выветривания на массивах различных климатических зон. В зоне умеренного гумидного климата на комплексных массивах развивается дифференциальный рельеф выветривания. Силикатные породы — вмещающие гнейсы и сланцы, ийолиты, нефелиновые сиениты — слагают возвышенные участки и водоразделы. На оливинитах развиваются широкие пологие депрессии. На ранних карбонатах располагаются депрессии, а на поздних они резко углубляются, превращаясь иногда в узкие линейные пониженные зоны и участки более мощной линейной коры. Наиболее устойчивыми породами в северной зоне являются массивные полевошпатовые и щелочные породы. В тропической зоне выветривание приводит к обратному эффекту: карбонаты выветриваются слабее щелочных пород, фенитов (и иногда гнейсов). Щелочные породы, ультрабазиты и фениты выветриваются с близкой интенсивностью, и на них располагаются депрессии. Ранние карбонаты во многих массивах образуют крутые холмы, возвышающиеся над прочными породами. Поздние карбонаты выветриваются весьма интенсивно, наравне с силикатными породами или еще быстрее их.

Среди всех карбонатитовых образований наиболее интенсивно выветриваются щелочно-карбонатные эффузивы, процессы изменения которых протекают геологически мгновенно. При размыве таких эффузивов происходит резкое засоление водоемов и грунтовых вод на больших площадях.

## Глава II

### ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ И СТРОЕНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ПОРОДАХ РАЗНОГО СОСТАВА

Масштабы и строение коры выветривания зависят от многих факторов, но в первую очередь — от климатических условий, строения рельефа местности и состава первичных пород. Первые два фактора частично рассмотрены выше, хотя сведения о рельефе конкретных массивов приведены и при рассмотрении особенностей выветривания различных пород. Ниже приводится анализ зависимости характера выветривания от состава и строения первичных пород с использованием материалов по ряду массивов, непосредственно изученных автором (Кольский п-ов и Сибирь).

Строение массивов и особенности развития в них пород разобраны в сводных работах Л. С. Бородина (1963, 1966), А. А. Кухаренко и др. (1965), В. С. Гайдуковой и др. (1962), О. Ф. Таттла, Д. Гиттинса и др. (Tuttle, Gittins, 1966) Е. В. Хейнриха (1966), Ю. Л. Капустина (1974) и в многочисленных статьях отечественных и зарубежных авторов, посвященных описанию отдельных массивов. Массивы рассмотренной формации редко имеют простое строение. Только среди поверхностных субвулканических образований преобладают штоки и жилы карбонатитов или поля щелочных даек. Более глубокие (гипабиссальные) массивы постоянно и повсеместно имеют комплексный характер и сложены серией пород различного состава, образующихся в характерной и выдержанной последовательности: ультрабазиты → мелилитовые породы → ийолиты и мельтейгиты → нефелиновые сиениты → карбонатиты. Распределение отдельных пород в общей структуре массивов также весьма характерно. Большинство таких массивов имеют четкое концентрически-зональное строение и большинством исследователей относятся к массивам центрального типа. Этот тип строения преимущественно свойствен приповерхностным штокам карбонатитов и щелочных пород, а строение гипабиссальных массивов имеет ряд особенностей. Тем не менее породы в них располагаются концентрически вокруг одного или нескольких центров, образуя в целом

сложно построенные овальные или округлые тела, часто ассиметричные. Карбонатиты в них часто занимают самостоятельное структурное положение, выходя за пределы массивов во вмещающие породы. Большая часть гипабиссальных массивов Сибири, Балтийского щита и единичные массивы такого типа в Африке (Спицкоп, Палабора, Шава) и Америке (Якупиранга, Айрон-Хилл) представляют собой овальные тела, в центре которых располагаются оливиниты или пироксениты, окруженные с периферии щелочными породами. Щелочные породы образуют полнокольцевые зоны (Ковдор) или отдельные дугообразные тела (Вуориярви, Африканда, Себль-Явр, Бор-Урях). Широко известны и крупные массивы ийолитов и мельтейгитов, среди которых ультрабазиты встречены в виде реликтов и отдельных блоков (Одихинча, Маган, Салмагорский, Нижнесаянский). Вокруг оливинитов часто развиваются тела мелилитовых пород (Одихинча, Салмагорский, Ковдор), а внешнюю зону массивов обычно слагают ийолиты и мельтейгиты. Нефелиновые сиениты образуют мощные интрузивные тела (Верхнесаянский, Луеш, Немегозенда, Нипсинг) и серии даек (подавляющее большинство массивов), табл. 1.

Карбонатиты представляют собой своеобразные породы, далеко не всегда подчиняющиеся элементам внутренней тектоники массивов. В приповерхностных субвулканах карбонатиты слагают самостоятельные штоки и жилы. В гипабиссальных массивах они образуют тела, по масштабам сопоставимые с интрузивными силикатными породами предшествующих стадий. Мощность штоков карбонатитов достигает 2—5 км; отдельные жилы их при мощности от 1—10 до 100—500 м прослежены на расстояние до 2—5 км (Капустин, 1974). Только в единичных массивах штоки карбонатитов приурочены к их геометрическим центрам (Песочный, Маган, Шава). В Вуориярви, Гулинском, Спицкопе, Фене, Большетагнинском, Айрон-Хилл, Салланлатве и других массивах штоки карбонатитов и окружающие их системы жил резко смещены от центра массива и приурочены к зоне одного из внешних контактов его. В Ковдоре, Вуориярви, Верхнесаянском массивах карбонатиты выходят за пределы массивов, образуя самостоятельные поля жил, пересекающих внешние контакты массивов и их направления. Развитие карбонатитов обуславливает резкую асимметрию массивов.

Зонально-кольцевое строение комплексных интрузий часто определяется развитием ийолитов вокруг ядер ультрабазитов. Такая структура не может быть отнесена к центральной (с наиболее молодым ядром). Развитие же карбонатитов нарушает симметрию массивов, и в их общей структуре четко выделяются две самостоятельные структуры, сложенные: 1) ультрабазитами и ийолитами вокруг них и 2) карбонатитами. Указанные особенности строения массивов следует иметь в виду при рассмотрении морфологии их поверхности, развития процессов выветривания и осо-

## Особенности строения карбонатитовых массивов различного эрозионного среза

Провинция	Эрозионный срез	Массивы	Морфология массивов и типы пород
Балтийский щит Северная Сибирь	Средний (гипа- биссальный)	Ковдор, Вуориярви, Африканда, Салмагорский, Салланлатва	Округлые и вытянутые штоки ультрабазитов с периферическими зонами щелочных пород и телами карбонатитов
Северная Сибирь		Одихинча, Маган, Бор-Урях, Кугда, Ессей, Браас	Округлые штоки ультрабазитов и ийолитов с ксенолитами ультрабазитов; штоки и тела карбонатитов
Северная и Южная Америка		Немегозенда, Ниписсинг, Ока, Магнет-Ров, Якупиранга, Араша	Округлые штоки нефелиновых снейтов (реже — пироксенитов) с телами ийолитов и штоками карбонатитов
Восточная Африка	Малый (припо- верхностные)	Мрима, Канганкунде, Тундулу, Торор, Мбея, о-в Чилва, Тороро, Сукулу, Букусу, Чишанья	Мощные округлые штоки карбонатитов, иногда зональные, с ядрами поздних карбонатитов. Дайковая серия и отдельные тела щелочных пород
Восточная Африка	Поверхностный	Напак, Гудини, Круидфонтейн, Олдоиньо, Дили, Каляинго, Форт Портал, Керимаси, Игвизи, Олдо- иньо Ленгаи	Вулканы с насыпными конусами; диатремы и взрывные воронки; жерла, выполненные агломератом и карбонатитами. Лавы и агломераты карбонатитов, нефелинитов, фонолитов; редкие дайки
Европа Северная Сибирь		Кайзерштуль, Албанские горы Русская платформа Гулинский	Диатремы То же Вулкан с насыпным конусом

бенно—определения направления перемещения материала и образования вторичных концентраций на их поверхности.

В современных эрозионных срезах подавляющее большинство массивов представляет собой округлые тела (рис. 8). В зависимости от климатических условий на массивах развиваются различные формы рельефа. Если не учитывать проявлений молодой (посткарбонатитовой) тектоники, наблюдающейся в некоторых массивах, можно отметить некоторые общие закономерности строения и развития их рельефа. В зависимости от климатического пояса в массивах преобладает то выветривание карбонатитов, то выветривание силикатных пород. В массивах Африки и Бразилии карбонатиты образуют в рельефе холмы, возвышающиеся над окружающей местностью на 100—300 м (Торор, Чилва, Канганкунде, Лулекоп, Панда Морру-да Мина в Якупиранге). На силикатных породах развиваются равнинные формы и слабые депрессии. Поэтому массивы имеют вид холма, окруженного депрессиями, и наиболее хорошо обнажены в них карбонатиты. В массивах умеренного климатического пояса, наоборот, карбонатиты выветриваются более интенсивно, на них развиваются депрессии, и формы рельефа на таких массивах имеют вид чаши, в дне которой располагаются карбонатиты. Не только рельеф, но и мощность рыхлых отложений зависит от выветриваемости пород, в центре депрессий накапливается рыхлый материал, сносимый с их краев, дополнительно увеличивая мощность коры. Фениты и щелочные породы слагают края таких депрессий. На ультрабазитах развиваются пологие, слабо возвышенные холмы (Ковдор, Вуориярви). Естественно, что эти заключения справедливы только для массивов с сохранившейся корой выветривания. Массивы, подобные Африканде, Лесной и Озерной варакам, с которых снесены рыхлые отложения, представляют собой пологие возвышенности (на западной окраине Африканды на сглаженной и округленной поверхности пироксенитов четко заметна грубая ледниковая штриховка). Рельеф этих массивов, как и рельеф прилегающей к ним местности (слабо холмистая равнина), вероятно, сформировался в ходе развития оледенения и не имеет прямой зависимости от состава и выветриваемости коренных пород.

Развитие ледниковых форм рельефа хорошо заметно на всех массивах Кольского полуострова. Так, площадь массива Вуориярви представляет собой слабо холмистую равнину с чрезвычайно пологими формами. Вне зависимости от коренных пород в рельефе преобладают вытянутые в субмеридиональном направлении длинные невысокие и пологие гряды, сложенные то коренными пироксенитами (Неске-вара и Петяйан-вара), то мощными ледниковыми образованиями (камы вдоль северного берега оз. Вуориярви). Большое значение имеет также строение древней и современной гидрографической сети, также преимущественно ориентированной в меридиональном направлении, с понижением к югу

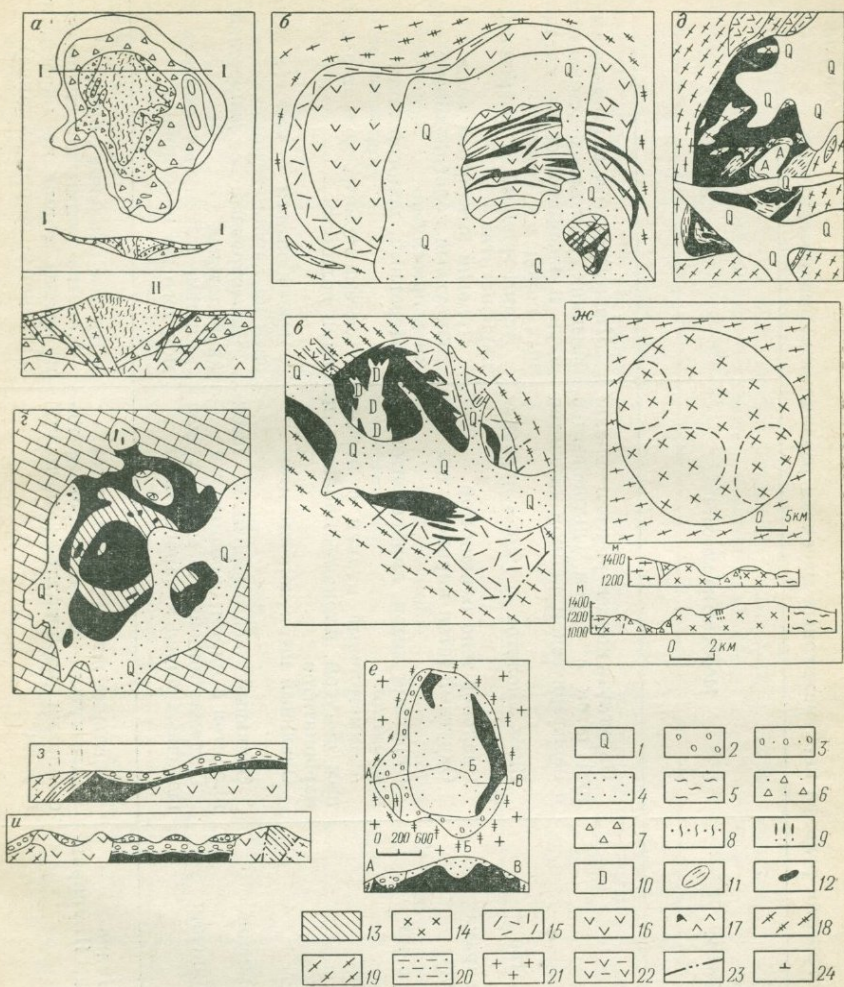


Рис. 8. Схемы строения некоторых карбонатитовых массивов.

А — Ковдор (по Терновому и др., 1969), Б — Вуориярви (по Капустину, 1971), В — Нижнесаянский (по Фролову, 1960), Г — Ессей (по Шуваловой и др., 1970), Д — Озерный (по Эпштейну и др., 1972), Е — Мрима (по Coetzee, Edwards, 1959), Ж — Покос да Калдас (по Branco, 1959), З — Араша и И — Ташира (разрезы, по Branco, 1959)

1 — четвертичные аллювиальные и озерно-болотные отложения; 2 — ледниковые отложения; 3 — частично переметтый элювий; 4 — нерасчлененные рыхлые отложения; 5 — бокситы; 6 — гидрофлогопитовые породы; 7 — дезинтегрированные породы; 8 — серпентинизированные оливиниты; 9 — бадделейтовые жилы; 10 — поздние карбонатиты; 11 — доломитизированные и рассланцованные ранние карбонатиты; 12 — ранние карбонатиты; 13 — магнетито-апатито-форстеритовые породы; 14 — щелочные и нефелиновые сиениты; 15 — ийолиты и мельтейгиты; 16 — пироксениты; 17 — оливиниты; 18 — фениты; 19 — гнейсы и сланцы; 20 — песчаники; 21 — граниты; 22 — метадиабазы; 23 — тектонические нарушения; 24 — элементы залегания

Особенности строения рельефа карбонатитовых массивов различных климатических зон

Зона	Массив	Морфология массива	Рельеф
Умеренная (гумидная)	Ковдор	Округлый, концентрически-зональный шток с ядром ультрабазитов и периферической каймой ийолитов	Чашеобразный, с депрессиями на внешних контактах оливинитового ядра и возвышенностях на щелочных породах и фенитах
	Салланлатва	Шток ийолитов с ядром карбонатитов	Асимметричный с депрессией на карбонатитах
	Лесная варака	Овальное тело оливинитов	Пологий вытянутый холм
	Африканда	Округлый шток пироксенитов	Округлый пологий холм с мелкими депрессиями
	Салмагорский	Округлый шток пироксенитов и ийолитов	Неровный, пологий холм
	Гулинский	Асимметричный вулкан с насыщенным конусом, штоками ийолитов и карбонатитов	Система пологих холмов с врезанными долинами
	Озерный	Овальный шток карбонатитов	Чашеобразный с пологой депрессией на карбонатитах
Тропическая (аридная)	Нижнесаянский	Овальный асимметричный шток ийолитов с ядром карбонатитов	Чашеобразный с депрессией на карбонатитах
	Верхнесаянский	Система линейных мощных тел щелочных пород и карбонатитов	Система вытянутых пологих холмов того же простирания
Тропическая (аридная)	Торор, Чилва Палабора, Якупиранга, Араша	Овальные штоки карбонатитов Вытянутые штоки пироксенитов с ядрами карбонатитов; щелочные породы	Крутые овальные холмы Пологие холмы на пироксенитах и крутые холмы на карбонатитах (Лулекоп и Морру да Милла)

Минеральный состав кор выветривания ультраосновных и щелочных пород

Зона	Оливиниты	Пироксениты	Турьяиты	Йоилиты	Нефелиновые сиениты
Гидролиза	Гидрохлориты, выщелоченный серпентин, иддингсит, брусит, монтмориллонит, вермикулит, кальцит, халцедон	Монтмориллонит, бейделлит, галлуазит, вермикулит, кварц	Монтмориллонит бейделлит, кальцит, галлуазит, вермикулит	галлуазит, апатит, вермикулит, бейделлит, халцедон	Галлуазит, каолинит, монтмориллонит, (гидраргиллит?)
Окисления, гидратации	Гидрохлориты, вермикулит, иддингсит, серпентин, монтмориллонит, лимонит	Бейделлит, гидрохлориты, сапонит, лимонит	Монтмориллонит лимонит, бейделлит, вермикулит	бейделлит, гидрохлориты, лимонит	Монтмориллонит, галлуазит, лимонит, лейкоксен, гидробиотит
Выщелачивания и гидратации	Сапонит, серпентин, серпофит, немалит, иддингсит, гидрофлогопит, титаномагнетит, перовскит	Гидрохлориты, пироксен, гидрофлогопит, титаномагнетит, перовскит	Монтмориллонит, бейделлит, шорломит, перовскит, магнетит, апатит	Бейделлит, гидрофлогопит, магнетит, апатит, пироксен, шорломит	Монтмориллонит, гидробиотит, гидрохлорит, бейделлит, сфен, циркон, (магнетит), альбит
Дезинтегрированные и коренные породы	Форстерит, титаномагнетит, флогопит, перовскит, серпентин	Авгит—диопсид, флогопит, титаномагнетит, перовскит	Мельзит, флогопит, пироксен, апатит, шорломит, нефелин, апатит, перовскит	Диопсид—авгит, нефелин, шорломит, биотит, канкринит, сфен, пирротин	Биотит, микроклин, альбит, эгирин—авгит, канкринит, циркон, сфен, гастингсит, ильменит

(депрессии озер Нескемайнен — Янисъярви, заливов оз. Вуориярви, р. Лассила). Меридиональное направление имеют и долины рек у массива Саллаватта, а в центре Кольского полуострова большинство долин и депрессий вытянуто в северо-западном направлении, вдоль наиболее вероятного направления движения ледника. Массивы Африканда, Озерная и Лесная варака окружены депрессиями этого направления (табл. 2).

Таким образом, в областях, подвергавшихся оледенению, рельеф складывался под действием преимущественно двух основных факторов: ледниковой абразии и древнего выветривания. Там, где оледенение отсутствовало и молодая тектоника не проявилась значительно, преобладающим фактором развития рельефа становится процесс выветривания, и строение рельефа отражает дифференцированный ход этого процесса в зависимости от состава коренных пород. Интенсивность выветривания карбонатитов, приводящая к заложению на них депрессий, стимулирует развитие по ним речных систем. Деятельность рек способствует размыву кор и увеличению депрессий, в которых формируются аккумулятивные коры и россыпи. В то же время в депрессии сносятся материал с окружающих возвышенностей, и коры загрязняются песчано-галечным и илесто-глинистым материалом. Поэтому в верхах кор постоянно отмечаются перемыв, силификация и разубоживание остаточной редкометалльной минерализации.

При сопоставлении особенностей выветривания различных пород в комплексных массивах хорошо заметно, что наиболее сложная, полиминеральная и сложно построенная кора развивается на карбонатитах. Выветривание силикатных пород имеет близкий характер. Строение и состав кор на ультрабазитах чрезвычайно близки к таковым для обычных ультрабазитовых массивов габбро-перидотитовой формации. Формирование кор выветривания на последних массивах довольно широко распространено и изучено И. И. Гинзбургом и другими исследователями, заложившими основы анализа гипергенных образований (Гинзбург, 1947; Гинзбург, Рукавишникова, 1951; Гинзбург, Яницкий, 1952). Выветривание щелочных пород развито относительно слабо и имеет простой характер на большинстве массивов (Писемский, 1959). Выветривание силикатных пород в целом имеет много сходных черт (табл. 3) и не приводит к образованию значительных вторичных рудных концентраций.

## КАРБОНАТИТЫ

Развитие процессов выветривания на карбонатитах весьма своеобразно и резко отличается от аналогичного процесса на силикатных породах. Постоянное развитие таких кор, высокая степень концентрации в них ряда полезных компонентов — Nb, Fe, P, TR, Sr, Zr — и высокая продуктивность обусловили

повышенный интерес к ним. Однако к настоящему времени коры выветривания карбонатитов изучались на единичных массивах, и сведения о них в литературе ограничены. Известны промышленные концентрации Nb в богатейших корах Бразилии (Тапира и Араша — Guimaraes, 1957, 1958; Melcher, 1966); апатита и пирохлора — в Бингу, Луеше (республика Заир) и других многочисленных массивах Африки (Сукулу, Букусу, Мрима, Мбея). Однако состав и строение их кор остались почти не изученными, за исключением единичных массивов (Мрима — Cotzee, Edwards; Кангангунде — Mckie, 1962). Общие сведения приведены в сводных обзорах Т. Динса (Tuttle, Gittins, a. o., 1966) и Куна (Кун, 1961). Изучение кор выветривания карбонатитов в отечественных массивах также слабо отражено в литературе. Интересная сводная работа Е. А. Зверевой и Г. В. Писемского (1969) касается двух сибирских массивов, вопросам строения которых посвящены также работы (Бессолицын, 1963; Гуреев, Зверева, 1963; Писемский, 1960; Писемский, Зверева, 1962; Чистов, 1965).

Коры выветривания развиты на подавляющем большинстве карбонатитовых массивов (Капустин, 1971). Но в отечественных массивах, расположенных преимущественно в приполярной и горной местности, большая часть кор уничтожена ледниковой абразией, интенсивной эрозией и сохранилась в редких участках. Такие участки во всех массивах представляют собой депрессии, часто перекрытые ледниковыми (Ковдор), озерными (Вуориярви), аллювиальными (Салланлатва, Ессей) отложениями. Такое перекрытие способствовало консервации и лучшей сохранности рыхлых образований. На изученных массивах выветривание карбонатитов проявилось неравномерно. В большинстве массивов (Ковдор, Вуориярви, Гулинский, саянские, Арбарастах, Озерный) карбонатиты непосредственно выходят на поверхность, подвергаясь лишь дезинтеграции. Однако их коренные выходы отмечаются преимущественно на возвышенностях, а в депрессиях они перекрыты не только наносами, но и структурной корой. Неравномерность развития выветривания обусловлена также неравномерностью строения коренных карбонатитов. Зоны расщепления, развития мелких поздних прожилков или смещений в них становятся путями инфильтрации вод и интенсивного растворения. Это явление подчеркнуто и в Якупиранге Г. К. Мельшером (Tuttle, Gittins a. o., 1966). Останцы хорошо отпрепарированных массивных крупнозернистых карбонатитов возвышаются в Якупиранге на 10—30 м над впадинами, развившимися по зонам нарушения. Это явление проявлено в карбонатитах Ковдора и саянских массивов, но здесь в карбонатитовых телах развиты мелкие узкие линейные зоны или впадины, к которым приурочено максимальное проявление карстообразования. Развитие карстов, характерное для известняков, отмечается и в карбонатитах. Поверхность карбонатитовых тел в Ковдоре, Салланлатве, саянских массивах неровная, с многочисленными системами мелких

выступов и впадин. К впадинам (особенно линейным) приурочены мелкие временные водотоки, которые еще более эродируют породы. Значительных карстовых полостей в карбонатитах не обнаружено, но зоны линейных кор (по тектоническим зонам) в саянских массивах достигают глубины 70—80 м при мощности 1—10 м. Возможно, что в умеренной зоне гумидного климата, при кислом характере поверхностных вод, богатых органическими кислотами и  $\text{CO}_2$ , растворение карбонатов происходит интенсивнее, чем в тропическом климате. Об этом свидетельствует развитие депрессий на карбонатитах в умеренной климатической зоне, в то время как в тропической зоне карбонатиты слагают возвышенности (см. выше).

Мощность кор выветривания на карбонатитах варьирует в широких пределах. На слабо эродированных массивах тропической зоны, где сохранность рыхлых образований максимальна, мощность их достигает 10—20 м, местами превышая 30 м, а по отдельным линейным зонам достигает глубины 70—120 м (Мрима, Луеш, Чилва). В отечественных массивах мощность площадной коры выветривания обычно 5—10 м, но иногда превышает 20—30 м (саянские массивы). Интенсивный снос материала с возвышенных участков и аккумуляция их в депрессиях приводят к неравномерному распределению рыхлых отложений на площади отдельных массивов. Микрорельеф поверхности крупных тел карбонатитов обычно неровный и покрыт системами впадин, появление которых обусловлено интенсивным карстообразованием. На обнаженной поверхности карбонатитов Нижнесаянского массива, с которых были сняты рыхлые отложения, хорошо заметно развитие углублений по зонам расланцевания и по контактам различных типов пород. По этим же направлениям развивается и система мелких русел ручьев, что еще более способствует развитию карстов. В южной части Нижнесаянского массива по зонам интенсивной трещиноватости пород вероятно развиваются мощные зоны карстов. Здесь известны значительные выбросы глубинных артезианских вод, инфильтрация которых проходит по карстовым зонам. Современное выветривание карбонатитов развито слабо во всех регионах. На абрадируемых ледником телах карбонатитов Кольского полуострова развиты лишь зоны дезинтеграции, и жилы карбонатитов прослеживаются в слабо измененном или не нарушенном залегании почти до поверхности (до слоя почвы). Древнее выветривание карбонатитов в зонах умеренного климата проявлено значительно интенсивнее, и под ледниковыми отложениями обнаруживаются отдельные участки мощных рыхлых образований. Формированию мощных палеокор способствовал более жаркий и влажный климат верхнемезозойско-палеогенового времени.

Процессы выветривания карбонатитов, кроме географических факторов, в значительной мере определяются минеральным составом первичных пород. В целом, по характеру выветривания,

карбонатиты исключительно резко отличаются от силикатных пород. Формирование силикатных кор происходит при интенсивной гидратации и гидролизе первичных силикатов. Процесс выщелачивания компонентов в них выражен слабо и преимущественно усиливается в верхах кор. Для тропического климата отмечается интенсивный вынос  $\text{SiO}_2$  и на ранней стадии (Лисицына и др., 1971). При выветривании карбонатитов выщелачивание настолько интенсивно, что происходит полное изменение соотношений катионов в породах. Накопление остаточных минералов в ходе выветривания карбонатитов приобретает определяющий характер, и лишь в верхах кор возрастает содержание  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Вынос значительного количества первичных компонентов приводит к резкому уменьшению объема пород. Структурная кора сохраняется редко и то лишь на отдельных типах карбонатитов. Обычно в рыхлых отложениях структурность теряется уже в нижних зонах. В этих условиях приобретает большое значение изучение поведения отдельных минералов, а не элементов, так как содержание одного и того же элемента может быть связано с минералами различного происхождения: новообразованными или остаточными. К тому же, как описано ниже, в корах на породах различного состава одни и те же элементы ведут себя по-разному. Для некоторых из них определяющее значение для поведения имеет первичная минеральная форма.

Резко отличается и характер выветривания основных типов карбонатитов: ранних и поздних (Капустин, 1964, 1971). Ранние карбонатиты сложены кальцитом и содержат магнетит, апатит, флогопит, форстерит, пироксен и акцессорные — пироксид, бадделейт, циркелит. Поздние карбонатиты сложены карбонатами ряда доломит — анкерит и содержат сидерит, барит, сульфиды, стронцианит и карбонаты TR, Ba и Sr. Из-за резкой разницы в составе и выветривание этих типов пород происходит различно. Наиболее важно различие в составе карбонатов. Содержание их в коренных породах составляет от 50 до 95%, и поведение карбонатов в гипергенных условиях в значительной мере определяет пути формирования кор. Кальцит легко выщелачивается метеорными водами без остатка. Са выносятся в гидрокарбонатной форме, обладающей значительной растворимостью в обычных условиях. Магнезиально-железистые карбонаты в гипергенных условиях разлагаются, содержащиеся в них Са и Mg выносятся практически нацело, а  $\text{Fe}^{2+}$ , выделяясь, окисляется и накапливается. Большое влияние оказывает присутствие в поздних карбонатитах сульфидов. Окисляясь, сульфиды (особенно пирит и пирротин) выделяют активные серноокислые растворы, воздействие которых усиливает растворение пород. Вследствие более легкой выветриваемости поздние карбонатиты обычно изменены значительно сильнее и на большую глубину, чем ранние.

Зональность и стадийность процессов выветривания этих пород также различны. Е. А. Зверева (Зверева, Писемский,

1969), рассматривая кору выветривания карбонатитов одного из сибирских массивов, выделяет в неперемытой коре следующие зоны (снизу вверх): 1) неветрелые карбонатиты; 2) необходимые продукты дезинтеграции; 3) обохренные продукты дезинтеграции; 4) охристые продукты выветривания; 5) перемытая кора. Зверевой указывается на наличие в низах разреза зоны «карбонатной сыпучки». Эта зональность, несомненно, правильно описанная, отражает однако лишь особенности внешнего облика образующихся пород, совершенно не показывая их минерального состава или сущности преобладающих процессов. К тому же Е. А. Зверева, подчеркивая различия в характере выветривания карбонатитов разного состава, тем не менее приводит описание лишь обобщенного разреза коры и обобщенной, приведенной выше «зональности».

Ниже отмечено, что характер выветривания и состав образующихся кор на ранних и поздних карбонатитах различны и зональность развивающихся на них кор также неодинакова. Нивелировка состава кор на различных типах пород происходит лишь в верхах разреза рыхлых отложений. Кроме того, масштабы развития различных процессов при выветривании ранних и поздних карбонатитов также различны и один и тот же процесс в одних породах может преобладать, а в других не имеет существенного значения. Так, процесс «обохривания» поздних и анкеритизированных ранних карбонатитов приводит к формированию мощных зон железистых охр. В ранних карбонатитах обохриваются прежде всего неустойчивые силикаты (оливин, пироксен), кальцит же почти целиком выносятся и количество образующихся охристых продуктов незначительно. Кроме того, в коре выветривания описанного Е. А. Зверевой сибирского массива основу коры составляют не охры, а нонтронит и монтмориллонит со значительной (20—40%) примесью гидрофлогопита, вермикулита и рихтерита. Постоянно присутствуют остаточные апатит, магнетит, а содержание гидрогётита и гётита обычно ниже 20%. Количество глинистых минералов резко возрастает в верхах рыхлых отложений (до 60%), где основу коры образуют монтмориллонит и галлуазит, реже — галлуазит и еще реже — каолинит и галлуазит. Нонтронит и монтмориллонит бурого цвета и содержат до 25% Fe<sup>3+</sup>. Они пигментированы лимонитом. Вся эта масса получила наименование «охристой», хотя ее скорее следовало бы называть глинистой или глинисто-гидрослюдистой. Содержание в ней остаточных минералов постоянно превышает 20%, а чаще — 30—40%. Содержание лимонита в рыхлой массе на ранних карбонатитах обычно не превышает 20%, но на поздних лимонит образует крупные скопления. Обычно он обособляется в кавернозно-пористые массы и лишь в низах разреза имеет дисперсный «охристый» вид.

Аналогичное явление отмечено в рыхлых отложениях Вуориярви, Салмагорского, Салланлатвинского и Верхнесаянского массивов. Детальное описание разрезов кор выветривания на кар-

бонатитах приведено ниже, здесь же необходимо подчеркнуть некоторые особенности процессов формирования кор на разных породах. На первичных ранних карбонатитах снизу вверх в полном разрезе рыхлых отложений выделяются следующие зоны: 1) дезинтеграции, 2) преимущественного выщелачивания, 3) окисления и гидролиза, 4) переотложения и силификации. Им отвечает следующая минералогическая зональность: 1) дезинтеграции 2) нонтронит-монтмориллонитовая (с апатитом, вермикулитом, рихтеритом); 3) лимонит-монтмориллонитовая (с апатитом); 4) галлуазитовая и монтмориллонит-галлуазитовая. В зоне 2 преобладающим процессом является выщелачивание  $\text{CaCO}_3$ , щелочей и Mg из силикатов, при накоплении Fe, P, накоплении или небольшом привносе Si и Al. В зоне 3 происходит накопление  $\text{Fe}^{3+}$ , Al и интенсивное окисление  $\text{Fe}^{2+}$  в  $\text{Fe}^{3+}$ , гидратация и гидролиз продуктов разложения первичных силикатов. В зоне 4 отмечен вынос P, частично Fe, дальнейшее накопление Al и привнос Si. В этой зоне кора приобретает более лейкократовый характер.

На поздних карбонатитах характер зональности меняется. На коренных породах располагаются зоны: 1) дезинтеграции; 2) частичного окисления при общем слабом обохривании; 3) интенсивного окисления и гидролиза; 4) гидратации и силификации. Этой зональности отвечает следующий минеральный состав (выше 1 зоны дезинтеграции): 2) вторичных сульфидов и сульфатов; 3) фосфатно-лимонитовая (с пиролюзитом, фосфатами  $\text{Fe}^{3+}$ , монацитом); 4) кварц-лимонит-галлуазитовая (монтмориллонитовая). В зоне 2 при общем слабом обохривании магнезиально-железистых карбонатов происходит окисление первичных сульфидов и развитие вторичных сульфатов; происходит вынос S, слабое накопление Fe, Ba, Sr. В зоне 3 развиваются мощные лимонитовые массы, в которых постоянно встречаются фосфаты  $\text{Fe}^{3+}$  монацит, стронцианит, окислы Mn. Происходит вынос Mg и Ca и накопление Fe, Mn, Ba, Sr, P, TR, U. В зоне 4 кора приобретает лейкократовый характер и быстро возрастает содержание глинистых минералов и кварца. В этой зоне выносятся Fe, частично Sr, TR накапливаются и привносятся Si, Al, частично P (табл. 4).

Описанные разрезы рыхлых образований при постоянной выдержанности последовательности зон далеко не всегда наблюдаются в полном виде. В подавляющем большинстве массивов интенсивная эрозия привела к уничтожению верхних частей разрезов. В связи с этим отмечены и значительные вариации мощности рыхлых отложений или отдельных зон. На ранних карбонатитах Нижнесаянского, Саллаплатвинского, Верхнесаянского, Вуориярвинского массивов над зоной дезинтеграции располагается более или менее мощная зона выщелачивания; вышележащая зона окисления и гидролиза проявлена слабо, локально (преимущественно в отдельных депрессиях), а зона силификации развита неравномерно и сохраняется редко. Мало мощная зона силификации (0,1—0,5 м) проявляется часто, налагаясь на раз-

Зональность коры выветривания карбонатитов и ее минеральный состав

Ранние карбонатиты		Поздние карбонатиты	
Зона	Основные минералы	Зона	Основные минералы
Переотложения и силификации	Гидрогётит, пиролюзит, галлуазит, кварц, кальцит, халцедон, мартит, штаффелит	Гидратации и силификации	Гидрогётит, гётит, галлуазит, пиролюзит, горсейксит, крадаллит, барит, кварц, халцедон, монацит, каолинит
Окисления и гидролиза	Гётит, гидрогётит, галлуазит, апатит, магнетит, мартит, колумбит, пиролюзит, бадделит, циркелит, вермикулит	Окисления и гидролиза	Гётит, гидрогётит, пиролюзит, коронадит, псиломелан, гипс, фосфаты Fe <sup>3+</sup> , монацит, стронцианит, барит, брукит, колумбит
Выщелачивания и окисления	Апатит, магнетит, вермикулит, пироклор, кальцит, глинистые минералы по первичным силикатам, бадделит, циркелит, кальциртит	Вторичных сульфидов и сульфатов	Гётит, ленидокрокит, барит, халькозин, ковеллин, марказит, англезит, мелантерит, бастнезит, брукит, анатаз, доломит, колумбит, штаффелит
Дезинтеграции (и коренные породы)	Кальцит, магнетит, апатит, пироксен, флогопит, форстерит, пироклор, циркелит, дизаналит, бадделит, кальциртит, доломит, рихтерит, тетраферрифлогопит	Дезинтеграции (и коренные породы)	Анкерит-доломит, хлорит, барит, флюорит, апатит, сульфиды, карбонаты TR, Sr, Ba, брукит, анатаз, колумбит, кварц, кальцит, анкилит, паразит, монацит, флоренсит

различные зоны разреза, вероятно, в случае предварительного размыва коры. Обычно в разрезе коры на ранних карбонатитах преобладают образования зоны выщелачивания, переходящие кверху в зону окисления и гидролиза. Для процесса выветривания этих пород характерен небольшой привнос компонентов (Al, частично Si и Fe) проявляющийся преимущественно в верхах разреза. Преобладающим процессом является вынос Ca и CO<sub>2</sub>, обуславливающий резкое уменьшение объема породы. Большое значение имеет также концентрация остаточных минералов.

На поздних карбонатитах Салланлатвинского, Нижнесаянского, Верхнесаянского массивов и Намоварского поля чрезвычайно типично резкое преобладание в разрезе рыхлых масс образований зоны окисления и гидролиза. Эта зона имеет максимальную мощность 1—25 м. Благодаря развитию масс лимонита, гораздо более механически устойчивых, чем рыхлая охристо-глинистая масса прочих зон, эта зона обычно сохраняется и при перемывке кор. Из нее выносятся тонкодисперсный материал, а остаточные массивные кавернозные скопления и отдельные желваки лимонита остаются на месте или вторично дезинтегрируются.

По характеру выветривания ранние карбонатиты близки к обычным известнякам. На поздних карбонатитах при выветривании развиваются типичные «железные шляпы» лимонитового состава с минералами Mn, P, Sr, Ba и рассеянной примесью обычных гипергенных карбонатов и окислов Cu, Zn, Pb, U. По минеральному составу и характеру основных процессов гипергенные образования более близки к зонам окисления сульфидных месторождений, а не к обычным корам выветривания. Наличие в первичных карбонатитах и штаффелитовых брекчиях значительных количеств апатита предопределяет высокие содержания P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и появление гипергенных фосфатов в коре выветривания этих пород. Эта специфическая черта сближает коры выветривания карбонатитов с гипергенными образованиями на фосфоритах (фосфатоносные коры).

В Нижнесаянском, Верхнесаянском, Вуориярвинском массивах коры выветривания в дочетвертичное и четвертичное время подверглись размыву. В участках, где отсутствовал значительный почвенный слой, на склонах, местами на водоразделах и возвышенностях рыхлые образования подверглись перемывке. При этом из них выносился тонкодисперсный глинистый и охристый материал и концентрировались остаточные минералы (апатит, магнетит, акцессорные пирохлор, гатчетолит, колумбит, цирконбадделейт). Однако параллельно происходили механическое измельчение и вынос диспергированных частиц остаточных минералов и значительный привнос потоками галечно-песчанистого и илистого материала. Этот материал в большом количестве сносился с окружающей местности, что привело к разубоживанию перемытых кор. Тем не менее в отдельных участках образовались

россыпи аллювиального типа, в которых концентрировались остаточные минералы. В связи с интенсивным перемывом и заражением аллювия галечным материалом кристаллы наиболее хрупких ниобатов быстро переизмельчались и переходили в шлам. Наиболее устойчивые из них, а также апатит и магнетит накапливались. Россыпи содержат ниобаты только непосредственно в контурах массива и на небольшом удалении от него (1—2 км), а затем содержание акцессориев и даже апатита в них быстро падает и преобладает песчаный материал, сносимый с окружающих массив пород. Коры выветривания часто перемыты в верхах и в Нижнесаянском, и в Ессейском, и в Вуориярвинском массивах. Вероятно, размытом уничтожена мощная кора и на Верхнесаянском массиве, где местами в элювии, делювии и русловом аллювии встречаются крупные желваки лимонита, псиломелана и обломки каверпозной лимонитовой массы. В Вуориярви примесь магнетита, апатита и характерных акцессорных минералов обнаружена в низах разреза прибрежных отложений оз. Вуориярви и Нескемайнен—Янисьярви. Интенсивный размыв мешает восстановлению общего строения кор выветривания, уничтожая верхние части их или вынося тонкоглинистый материал.

### РАННИЕ КАРБОНАТИТЫ

К карбонатитам этого типа иногда относят и мощные зоны окружающих их метасоматитов, а иногда и магнетит-форстеритовые породы. Выше рассмотрены особенности строения и состава этих пород (Капустин, 1971) и показано, что их следует четко разграничивать. Если учитывать это положение, то легко заметить, что в большинстве массивов ранние карбонатиты имеют лейкократовый состав. Мощные жильные тела карбонатитов западного фланга Ковдора (Пилькома-Сельга и Воцу-вара) на 80—95% сложены кальцитом. Количество апатита в них составляет 8—15%; вкрапленность флогопита, форстерита и магнетита — 5—10% и лишь местами (южная часть мощного карбонатитового тела Воцу-вара) суммарное содержание этих минералов повышается до 30%. Лейкократовый состав имеет большинство карбонатитовых жил Вуориярви. В мощном карбонатитовом штоке Нижнесаянского массива силикаты местами вообще отсутствуют, как и магнетит, а в мощных штоках Гулинского массива общее количество их ничтожно. Характерно, что карбонатиты Верхнесаянского массива, локализованные в зоне брекчирования крутопадающей сланцевой толщи, постоянно содержат реликты сланцев переработанные и измененные. Особенно велико содержание этих реликтов в апикальных частях жил. Параллельно этому в апикальных частях карбонатитовых тел возрастает содержание биотита и диоксид-эгирина (суммарно до 40%), а на глубине карбонатиты приобретают все более лейкократовый характер. Содержание в них силикатов падает до 15—20% и лишь количество апатита

остаётся постоянным. В зонах брекчирования и последующей карбонатизации силикатных пород количество кальцита варьирует от 10 до 60%. Распределение минералов в таких зонах резко неравномерное и среди лейкократового карбонатита располагаются отдельные обломки окружающих пород или сохранившиеся от них скопления устойчивых минералов. Наиболее наглядно этот процесс проявлен в железорудном теле Ковдора, внутренняя часть которого представляет собой крупноблоковую брекчию, неравномерно апатитизированную и карбонатизированную. Обломки магнетит-форстеритовых пород встречаются и в карбонатитах Вуориярви (Тухта-вара), и в приконтактных частях карбонатитовых штоков Большетагнинского и реже — Нижнесаянского массивов. В таких участках строение карбонатитов неравномерное, такситовое, силикаты и магнетит образуют в них отдельные скопления.

Распределение минералов и общий минеральный состав ранних карбонатитов сказывается на интенсивности их выветривания, строении и составе образующихся по ним рыхлых масс. На крупных карбонатитовых штоках выдержанного лейкократового состава образуются маломощные коры, на 50—60% состоящие из остаточных минералов, измененных выветриванием. На карбонатитах этого типа в массивах Ковдор, Саллаплатва, Вуориярви, саянских и Гулинском развивается зона дезинтеграции и слабого обохривания, непосредственно перекрытая бурой рыхлой массой тонкодисперсного материала с высоким содержанием остаточных минералов.

В Нижнесаянском и Верхнесаянском массивах, на которых выветривание развито весьма широко, зона дезинтеграции карбонатитов подходит непосредственно к поверхности во многих местах. На пологих склонах, водораздельных участках и пологих возвышенностях здесь под слоем почвы (0,1—0,5 м) располагается маломощный (0,2—1 м) слой глинисто-охристой массы, в низах которого содержатся обломки коренных пород (переход к зоне дезинтеграции). Дезинтегрированные карбонатиты хорошо сохранились, и лишь зерна темноцветных минералов в них обохрены с периферии (слюда слабо гидратирована). На крутых склонах южной части Нижнесаянского массива и западной части Верхнесаянского мощность рыхлых отложений резко возрастает к подножиям склонов (до 10—15 м). В разрезе этих отложений преобладает тонкодисперсный глинистый материал, но повсеместно встречаются валуны и обломки не только коренных карбонатитов, но и окружающих фенитов и сланцев. Выходы последних пород повсеместно отмечены выше по склонам и на водоразделах. Рыхлые отложения этого типа имеют делювиальное происхождение. Материал их в значительной мере снесен с окружающих возвышенностей, сложенных вмещающими породами. В этом материале среди дисперсных минералов преобладают монтмориллонит и галлазит (60—80%), которые характерны и для кор на вмещающих

породах. Содержание апатита в рыхлых отложениях только в низах достигает 5—15%. Выше по разрезу, уже в 0,5—1 м от поверхности дезинтегрированных коренных пород, апатит исчезает и содержание  $P_2O_5$  падает от 2—4% до 0,2% (6 проб по 3 профилям, анализ В. Н. Архангельская).

Мощность рыхлых отложений на ранних карбонатах возрастает в Нижнесаянском массиве под дном речной долины, протягивающейся через весь массив. Но в разрезе этого участка до глубины 3—10 м от поверхности развиты четкослоистые галечно-песчаные аллювиальные отложения, а участки неперекрытой коры имеют переменную мощность (1—10 м) и сохранились в отдельных участках. Вероятно, в среднем мощность неперекрытых рыхлых отложений на ранних кальцитовых карбонатах составляет 2—10 м в депрессиях и на их пологих бортах (без учета зоны дезинтеграции). Суммарная мощность охристых продуктов 17 м (Зверева, Писемский, 1969) для неперекрытых отложений — исключительное явление. На более крутых ( $> 15^\circ$ ) склонах мощность падает до 1—3 м, а у их подножий преимущественно накапливается делювий (до 25—30 м).

Кора выветривания ранних кальцитовых карбонатов обычно неструктурна. Иногда в низах рыхлых отложений (10,2—0,5 м) еще заметна полосчатость в распределении остаточных минералов (особенно слюды), но она быстро теряется, и 70% всех изученных разрезов сложены бесструктурной массой. Часто заметна субгоризонтальная слоистость, обусловленная присутствием линзовидных участков обогащения слюдой, реже — магнетитом. Эта слоистость, вероятно, обусловлена проседанием образующейся рыхлой массы и перераспределением в ней при этом минералов. В Нижнесаянском массиве во многих участках кора хорошо зональна и в ней присутствуют все указанные выше зоны. В низах кора сложена массой гидрогетита, вермикулита, апатита, монтмориллонита, нонтронита, магнетита. Содержание остаточных минералов составляет 20—40% (зона выветривания). Присутствуют также остаточные акцессорные минералы: бадделеит, пирохлор, циркон, гатчеттолит. Выше по разрезу возрастает содержание монтмориллонита, иногда — галлуазита; лимонит образует мелкие желваки, иногда сплошные кавернозные массы. Магнетит с поверхности мартитизирован; в массе апатита развивается штаффелит. Такие массы развиваются и по линейным зонам нарушения (линейные коры), местами пропитывая и цементируя обломки пород в зоне дезинтеграции.

Верхи коры сложены рыхлой монтмориллонитовой массой с обильной примесью лимонита, окислов Mn и в отдельных участках — штаффелита и крандаллита. Здесь же появляются мелкие прожилки гипергенного кальцита, халцедона и кварца, дендриты окислов Mn и иногда — порошокватый штаффелит.

На большой площади массива кора перекрыта и верхи ее уничтожены или заражены галечно-песчаным материалом.

В перемытых участках концентрируются апатит, магнетит, гидрослюда и аксессуарный пиррохлор. Аллювиальные отложения бурого цвета и также заражены лимонитом, гидрослюдой и апатитом. В коре выветривания широко развиты просадочные явления (Зверева, Писемский, 1969). Развитие карстов и значительное сокращение объема пород при выветривании обусловили просадку рыхлых масс в отдельных мелких участках. Струйчато-прожилковые, брекчиевидные и обломочные текстуры широко развиты в рыхлой массе. В таких участках встречаются и обохренные обломки карбонатитов. В карстовых углублениях кровли массивных карбонатитов также отмечаются скопления обломков пород, рыхлой массы и примесь песчано-галечного материала. Отложения карстов часто обладают крутой, косой, реже — субгоризонтальной слоистостью с чередованием слоев тонкодисперсного и обломочного материала. Многократное чередование его указывает на многостадийность заполнения карстовых полостей. Особенно интенсивно карсты развиты по системам линейных зон дробления и трещиноватости.

В Верхнесаянском и Большетагинском массивах большая часть коры, вероятно, смыта (см. выше). На ранних карбонатитах, дезинтегрированных на глубину до 10 м по всей площади и до 70 м по отдельным линейным зонам, мощность площадных рыхлых отложений устойчиво составляет 1—2 м, редко превышая 5 м. На большинстве массивов Северной Сибири древние палеокоры, вероятно, уничтожены. Карбонатитовые штоки Гулинского массива покрыты мощным элювиально-делювиальным обломочным плащом (зона дезинтеграции), хотя под дном речной долины, пересекающей северный шток, возможно присутствие захороненных под аллювием древних продуктов выветривания. Древние рыхлые образования сохранились под дном депрессии на Ессейском массиве. В низах их разреза, над зоной дезинтеграции, располагается рыхлая масса апатит-гидрогётит-монтмориллонитового состава (зона выщелачивания и окисления). Коренные породы здесь богаты магнетитом, апатитом и местами флогопитом, и в рыхлых отложениях содержание остаточного магнетита составляет 10—30% и апатита 15—30%. Распределение этих минералов по площади неравномерное, но массив плохо вскрыт, и даже строение его выяснено недостаточно. В разрезе коры, изученной нами по отдельным пробам, магнетит и апатит устойчиво концентрируются в нижней части; в середине содержание их уменьшается в 5—10 раз, а в верхах коры (0,5—1,5 м) оба минерала отсутствуют. В кольских массивах остатки площадной коры сохранились в центре Салланлатвинского массива; под дном отдельных депрессий в Вуориярви; в мелких зонах — на железорудном теле в Ковдоре. В Ковдоре эти отложения частично были перемыты. В неперемытом состоянии они представляют собой бурую массу, располагающуюся на дезинтегрированных коренных породах и богатую магнетитом, вермикулитом и апатитом (в сумме 25—60%).

В ней присутствуют также монтмориллонит, гидрохлориты, сапонит и плотные псевдоморфозы этих минералов по форстериту. Отдельных зон выщелачивания и окисления здесь выделить не удалось.

В Салланлатве, в центре массива, на ранних карбонатитах развита пологая депрессия, понижающаяся на восток. В том же направлении возрастает и мощность рыхлых отложений на карбонатитах (от 1 до 5—8 м). Коренные карбонатиты во внешней (восточной) части здесь лейкократовые, а во внутренней — полосчатые, мезократовые, содержащие биотит и магнетит (в сумме до 20—30%). Рыхлые отложения на ранних карбонатитах хорошо вскрыты и сохранились на большой площади. Непосредственно на дезинтегрированных породах располагается бурая рыхлая масса (зона выщелачивания), сложенная монтмориллонитом, окристым гидрогётитом с примесью остаточных минералов: апатита (5—15%), магнетита (0—10%), тонкочешуйчатого вермикулита и гидробиотита (10—20%). В разрезе рыхлой массы хорошо заметно, что в самых низах ее (10—30 см) сохраняется структурность коры. Струйчатые выделения слюды и магнетита сохраняют подобие полосчатости первичных пород и близкую субвертикальную ориентировку полосчатости. Выше по разрезу структурность теряется, полосчатость исчезает, чешуйки слюды дезориентируются и часто концентрируются в тонкие (1—5 см) горизонтальные прослои. Выше по разрезу возрастает содержание тонкодисперсных глинистых минералов и лимонита (зона окисления и гидратации) с незначительной примесью гидрохлорита, остаточных аксессуарных минералов уменьшенным (5—10%) содержанием апатита. В верхах этой зоны слабо развита зона переотложения и отмечаются многочисленные тонкие прожилки гипергенного кальцита, редкие порошковатые скопления штаффелита; местами — мелкие жёоды с кристаллами кварца. Возрастает содержание монтмориллонита и галлуазита.

В Vuoriaarvi мелкие участки кор, сохранившихся на ранних карбонатитах, редки. Обычно под слоем почвы (0,1—0,5 м) располагаются непосредственно дезинтегрированные породы, слой развившейся на них рыхлой массы составляет 0,2—0,5 м и содержит обломки коренных пород. В отдельных участках на западном склоне Неске-вары, на южном склоне Тухта-вары мощность рыхлых отложений на карбонатитах и карбонатизированных магнетито-форстеритовых породах превышает 2—3 м. Эти отложения иногда зональны. На зоне дезинтеграции располагается зона выщелачивания, сложенная на 30—60% остаточными минералами (апатитом, магнетитом и гидратированной слюдой). Над меланократовыми породами мощность рыхлых образований возрастает (2—5 м) и содержание остаточных минералов достигает 70% (Тухта-вара). На лейкократовых карбонатитах центра и восточной части Тухта-вары мощность коры падает до 1—2 м (не учитывая зоны дезинтеграции, развитой до глубины 5—10 м).

На вершине Тухта-вары выходят на поверхность дезинтегрированные карбонатиты.

Зоны окисления и гидратации проявлены в этих породах слабо, но над зоной выщелачивания постепенно накапливается охристая масса, сложенная монтмориллонитом, гидрохлоритами, лимонитом, вермикулитом и остаточными минералами. Верхи коры здесь, вероятно, смыты. Среди рыхлых отложений на ранних карбонатитах постоянно присутствуют устойчивые в гипергенных условиях акцессорные минералы: пирохлор, бадделеит, циркелит. Они хорошо сохраняются в низах коры выветривания, покрываясь пленками лимонита. Верхи коры в массиве Вуориярви большей частью смыты. В отдельных участках наиболее мощного разреза рыхлой массы кристаллы пирохлора покрыты белым порошковатым налетом. После удаления этого налета хорошо заметно, что грани кристаллов неровные, трещиноватые и кавернозные. Отдельные кристаллы при извлечении рассыпаются в порошок. Гатчеттолит изменен наиболее сильно и обычно плохо сохраняется. Лучше пирохлора сохраняются акцессорные бадделеит и циркелит, встречающиеся иногда и в россыпях. В некоторых сибирских массивах, при широком площадном выветривании, процесс накопления акцессорного остаточного пирохлора и гатчеттолита в рыхлой массе наблюдается довольно часто. Оба минерала устойчивы в низах коры, где и накапливаются вместе с апатитом. Выше по разрезу кристаллы пирохлора становятся сильно трещиноватыми и покрываются светлым порошковатым налетом. В верхах рыхлых отложений большой мощности (свыше 5 м) они разрушены, и выделить их чрезвычайно трудно.

При развитии коры выветривания происходит изменение размеров минералов (табл. 5). Размеры зерен остаточных минералов уменьшаются, размеры частиц лимонита — возрастают в средней части коры, затем падают. Снизу вверх возрастает общее содержание тонкодисперсной фракции. Для сравнения приведены размеры зерен минералов в коренных карбонатитах.

В отечественных массивах, на большинстве которых рыхлые отложения мало сохранились, развитие кор в целом не столь значительно. В зарубежных массивах, как указано выше, коры изучены вообще слабо, а отдельного изучения кор ранних и поздних карбонатитов не производилось. На ранних карбонатитах массивов Сукулу, Букусу, Луеш, Бингу мощность рыхлых отложений достигает 10—30 м, местами превышая 70 м. В этих корах заключены большие запасы апатита, гидрослюд и в некоторых массивах — пирохлора (Луеш, Букусу). Крупнейшие бразильские месторождения пирохлора Араша и Тапира содержат богатейшие концентрации пирохлора (до 4,5%  $Nb_2O_5$ ). В этих же корах высоко и содержание апатита. В массивах Мрима и Мбея в коре выветривания карбонатитов пирохлор также концентрируется в больших масштабах, но в верхах кор он разру-

Распределение минералов по классам крупности в коре выветривания ранних карбонатитов (по 20 пробам), в вес. %

Минерал	Класс крупности				
	1-5 мм	0,5-1 мм	0,25-0,5 мм	0,1-0,25 мм	0,1 мм
<i>Коренные породы</i>					
Апатит . . . . .	5	5-10	30-40	20-40	—
Магнетит . . . . .	30	40-50	10-30	5	5
Слюда . . . . .	60	10-30	10-20	5-10	—
Пироклор . . . . .	5-20	40-50	15-30	5-15	5
Гатчеттолит . . . . .	5-10	20-40	40-50	10-30	10
<i>Кора выветривания</i>					
Нижняя зона					
Апатит . . . . .	—	10	10-30	60-70	5-10
Магнетит . . . . .	10	30-50	20-30	20	10-20
Слюда . . . . .	5	10-40	20-40	10-15	10-15
Пироклор . . . . .	5	10	20-40	30-50	10-20
Гидрогётит . . . . .	—	—	10-20	80-90	—
Верхняя зона					
Апатит* . . . . .	—	—	10	40-60	30-40
Магнетит** . . . . .	—	—	10	10	80-90
Слюда . . . . .	—	10	60-70	10-20	10-20
Пироклор** . . . . .	—	—	—	—	—
Монтмориллонит . . . . .	—	—	—	—	10
Гидрогётит . . . . .	10-60	10-20	10-15	10	10-30

\* Отсутствовал в ряде проб.

\*\* Редок.

Примечание. В таблицах 7 и 8 суммарное содержание каждого минерала в каждой зоне принято за 100%; в каждом классе приведены относительные % содержания минералов.

шается превращаясь в тонкодисперсные порошокатые продукты. Вероятно и в связи с этими массивами формируются участки перемытых кор и россыпи, но о их развитии нет сведений.

### ПОЗДНИЕ КАРБОНАТИТЫ

Карбонатиты этого типа значительно отличаются от предыдущих и образуют гораздо меньшие по масштабам тела, преимущественно линейные жилы и метасоматические зоны (Намовара, Вуориярви, Нижнесаянский, Каронге, Канганкунде, Равалли, Каунти) реже — штоки (о-в Чилва, Луеш, Салланлатва, Верхнесаянский). Поздние карбонатиты — типичные гидротермальные образования. Они располагаются внутри тел ранних пород или образуют самостоятельные жильные поля на удалении от

массивов ультраосновных-щелочных пород. Низкотемпературный характер поздних карбонатитов отражается на их составе: они содержат сульфиды, хлорит, барит, стронцианит, карбонаты TR, Sr, и Ba (см. табл. 4). Вокруг их жил в любых породах широко развит низкотемпературный гидротермальный метасоматоз: хлоритизация, окварцевание, серпентинизация. Ранние карбонатиты вокруг тел поздних анкеритизированы; магнетит в них замещен пирротином и пиритом; пирохлор колумбитизирован, форстерит замещен серпентином, а пироксен — хлоритом. Мощность ореолов метасоматического изменения вокруг поздних жил достигает сотен метров. Отдельные жилы Намо-вары, мощностью 0,5—2,5 м окружены ореолом метасоматоза мощностью до 30 м с каждого бока. Строение тел поздних карбонатитов и интенсивный приконтактный метасоматоз вокруг них часто затрудняют четкое оконтуривание этих пород, особенно при расположении их среди ранних карбонатитов. Поэтому ниже рассмотрены совместно собственно поздние карбонатиты и анкеритизированные ранние. Строение и минеральный состав их близки, и процессы выветривания их также весьма сходны (табл. 6).

Первичный минеральный состав поздних карбонатитов более сложен, чем у ранних. Кроме того, строение мощных штоков поздних пород обычно неравномерное или зональное. Периферические зоны тел этих пород в Нижнесаянском и Салланлатвинском массивах сложены железистым доломитом и параанкеритом, а центральные — анкеритом, со значительной примесью сидерита, барита, редкометалльных минералов. Наиболее наглядно эта зональность проявлена в штоке о-ва Чилва, с его анкеритовой периферической зоной и сидеритовой — центральной. Неравномерность строения тел этих карбонатитов обусловлена их многостадийностью и последовательной сменой минеральных парагенезисов от периферии к центру. Центральные части тел поздних карбонатитов характеризуются прожилковыми, брекчиевидными, кавернозными текстурами и повышенным содержанием сульфидов и минералов TR, Sr, Ba.

Неравномерное строение и распределение минералов в поздних карбонатитах сказывается и на особенностях их выветривания. Но определяющим моментом в этом процессе является значительная обогащенность первичных пород минералами Fe, Mn, Sr, Ba, TR, S и практическим отсутствием в них порообразующих минералов, устойчивых в гипергенных условиях. Подавляющее большинство первичных минералов легко разлагается в приповерхностных зонах, а обилие сульфидов, окисляющихся и продуцирующих сернокислотные растворы, усиливает и ускоряет этот процесс. Интенсивное химическое выветривание поздних карбонатитов повсеместно. На всех кольских массивах, где рыхлые отложения снесены, практически все поздние карбонатиты не только дезинтегрированы, но и обохрены на глубину до 3—5 м. Сульфиды в них окислены, неустойчивые карбонаты

Распределение минералов по классам крупности в коре выветривания поздних карбонатитов (в вес. %)

Минерал	Класс крупности				
	> 1 мм	0,5–1 мм	0,25–0,5 мм	0,1–0,25 мм	< 0,1 мм
<i>Коренные породы</i>					
Барит . . . . .	40–80	10–30	10–20	—	—
Паризит . . . . .	5–25	10–40	20–50	20	—
Пирит . . . . .	10–70	10–60	20–30	5	—
Кварц* . . . . .	40–90	10–60	—	—	—
<i>Нижняя зона</i>					
Барит . . . . .	40–60	10–30	10–20	10–20	—
Паризит . . . . .	—	—	5–10	20–30	70–90
Кварц . . . . .	60–90	10–40	—	—	—
Монацит** . . . . .	—	—	<10	10–30	60–90
Лимонит** . . . . .	—	—	10	10–20	80–90
Монтмориллонит . . . . .	—	—	—	—	100
<i>Средняя зона</i>					
Барит . . . . .	40–90	20–40	10–20	—	—
Лимонит (сплошная масса) . . . . .	30–90	20–40	10–20	—	?
Монацит** . . . . .	—	—	—	10–20	80–90
Паризит** . . . . .	—	—	—	10–40	60–90
<i>Верхняя зона</i>					
Барит . . . . .	10–20	20–30	20–80	20–40	10
Лимонит . . . . .	—	10–30	10–20	40–50	10–30
Пирролюзит . . . . .	—	10–20	20–60	20–40	?
Монтмориллонит . . . . .	—	—	—	—	100
Галлуазит . . . . .	—	—	—	—	100
Фосфаты Al . . . . .	60–80	20–30	10	—	—

\* Только для Намо-вары.

\*\* Подсчет приблизительный из-за крайней дисперсности и загрязненности минерала.

TR, Sr, Ba и фторкарбонаты TR обохрены или полностью выщелочены до глубины 3–15 м. В Верхнесаянском массиве по телу массивных анкеритовых карбонатитов проходят два пересекающихся разлома, и зона интенсивного окисления по ним превышает 50 м. Площадная кора на этом участке, вероятно, была достаточно мощной, но в настоящее время почти нацело уничтожена. Мощность рыхлых отложений составляет всего 0,5–2 м, но в них встречаются отдельные обломки кавернозной массы и почки лимонита реже — псиломелана размером до  $5 \times 10 \times 10$  см.

Мощная площадная кора развита на поздних карбонатитах западной части Салланлатвинского массива. На этой площади располагается пологая депрессия, перекрытая аллювиальными

и частично озерными отложениями. Захороненная под ними кора выветривания плохо и неравномерно вскрыта, но мощность ее превышает 3 м, а местами — 15 м. Эта часть карбонатитового штока сложена анкеритовыми карбонатами с неравномерным развитием барит-анкеритовых, брейнерит-сидеритовых, хлоритовых и почти мономинеральных баритовых пород. Окружающие ранние карбонаты анкеритизированы. В них рассеяны сульфиды, анкилит, стронцианит. Строение и состав рыхлых образований здесь также неравномерные. В отдельных участках почти к поверхности подходят обохренные анкеритовые или баритовые породы, покрытые порошокватой охристой массой (соответственно лимонита и барита). Местами дезинтегрированные породы перекрыты рыхлой охристой массой (мощностью до 5 м) лимонита с примесью остаточного барита и вблизи от участков хлоритовых пород — гидрохлорита. Постоянно высоко содержание порошокватых окислов Mn, окрашивающих породы в черный цвет. Нижняя часть рыхлых отложений сложена бесструктурной охристой массой с содержанием остаточного барита 15—60%. В этой зоне (окисления и гидролиза) преобладает дисперсный лимонит или барит; встречаются также гипс, целестин, порошокватый стронцианит, минералы Mn (коронадит, широлузит, псиломелан). Нижележащая зона не вскрыта. В верхах зоны окисления местами располагаются отдельные желваки массивного или кавернозного лимонита, вероятно, образующие определенный горизонт. Лимонит цементирует отдельные обломки и округленные кристаллы остаточного барита. В пустотах лимонитовой массы встречаются почки псиломелана и коронадита (до 1,5 см), а на поверхности их и местами на лимоните нарастают шестоватые блестящие кристаллы пиролюзита (полианит) длиной до 5 мм. Глинистые минералы не обнаружены.

В верхах коры преобладают лимонит, пиролюзит, барит, но появляются мелкие прожилки гипергенного кальцита и арагонита, порошокватые скопления крадаллита, сванбергита, штаффелита, халцедона и кварца. Содержание фосфатов невелико, и они рассеяны спорадически. Содержание  $P_2O_5$  — 0,23—1,21% (аналитик Г. В. Черепивская). Среди тонкодисперсных фаз обнаружены монтмориллонит и в более редких случаях — галузит, образующий мелкие обособления розового цвета, почти мономинеральные.

В Нижнесаянском массиве мощная площадная кора развита на всем теле анкеритовых и окружающих их анкеритизированных карбонатитов. Выветривание их однотипно. Мощность коры на поздних карбонатитах здесь в целом выше, чем на ранних, и достигает местами 30 м, в среднем составляя 5—10 м. Однако значительная мощность коры отмечается в депрессиях. В центре массива, на пологих возвышенностях, мощность рыхлых отложений составляет 2—5 м, а местами на поверхность выходят дезинтегрированные анкеритовые породы, покрытые лишь слоем

почвы. Очевидно, и в этом массиве значительная часть рыхлых масс смыта с возвышенностей и аккумулярована в депрессиях. Ненарушенная и неперемещенная кора здесь наблюдается во многих местах, но почти на всей площади долинной депрессии, пересекающей массив, кора носит следы перемыва. Макроскопически это явление не обнаруживается, но при промывке рыхлой массы с анкеритовых карбонатитов из долины в этой массе постоянно обнаруживается зернистый апатит. В коренных анкеритовых породах он практически отсутствует, и приходится предполагать, что апатит принесен при смыве рыхлых масс с ранних карбонатитов. Значительное обогащение  $P_2O_5$  (13,89% против 0,89% в коренных породах) отмечено Е. А. Зверевой (Зверева, Писемский, 1969) в «структурной охре» на анкеритовых породах. Е. А. Зверева считает эти образования неперемещенными, структурными, но присутствие в них  $P_2O_5$  четко коррелируется с содержанием  $CaO$  и может быть обусловлено только присутствием апатита. Поскольку развития в таких масштабах (около 40%) гипертенного апатита нигде в массиве не установлено, остается признать, что этот апатит остаточный и заимствован из выветрелой массы ранних карбонатитов.

Действительно, при промывке 84 проб из разных точек и зон рыхлых образований на анкеритовых породах в долине (депрессии) нами обнаружено во всех пробах от 30 до 45% зернистого бесцветного апатита. Многие зерна его сохраняют первичную призматическую форму. Источником этого апатита могут служить только окружающие ранние карбонатиты, и, следовательно, кору, содержащую этот апатит, нельзя считать неперемещенной.

Участки первичной коры частично структурной на анкеритовых породах не содержат примеси апатита, магнетита и колумбита. Рыхлые отложения в таких участках слабо зональны и верхи их в большинстве случаев срезаны. На дезинтегрированной поверхности коренных пород располагается рыхлая охристая масса, сложенная преимущественно дисперсным гидрогётитом, но постоянно содержащая 5—20% монтмориллонита, нонтронита и гидрохлорита. Над участками коренных пород, обогащенными хлоритизированной слюдой или пироксеном, содержание гидрохлорита возрастает. К верхам этой зоны постоянно отмечается укрупнение частиц гидрогётита и образование желваков и стяжений лимонита или участков цементации лимонитом рыхлой массы. Местами кавернозные прожилково-натечные массы лимонита цементируют дезинтегрированные породы (в линейных ко-рах). При выветривании массивных анкеритовых пород периферической зоны тела, почти лишенных редкометальной или сульфидной минерализации, в рыхлых отложениях над ними редкометальных минералов не обнаружено. При выветривании кавернозных анкеритовых пород в центре тела, содержащих сульфиды и акцессорные минералы: паразит, бастнезит, флорен-

сит, хуанхит, стронцианит, постоянно отмечается присутствие редких элементов и в коре.

В самых низах разреза, выветривания в зоне дезинтеграции, а иногда и в массивных, слабо трещиноватых породах отмечается обохривание с поверхности кристаллов фторкарбонатов TR и стронцианита и появление на них налета порошковатого аксессуарного монацита. Он образует тонкокристаллические налеты и сплошные мелкие землистые выделения в пустотах породы. Выше по разрезу, в низах рыхлой толщи, землистые выделения аксессуарного монацита спорадически встречаются в охристой массе, но заметить и выделить их затруднительно. Более плотные и чистые скопления монацита обнаружены в пустотах лимонитовой массы. В верхах коры монацит редок или, диспергируясь, становится почти неотличимым от основной массы. Реликты и мелкие трещиноватые обломки кристаллов аксессуарного паризита часто встречаются в низах разреза коры, легко выделяясь при промывке. В верхах коры они не обнаружены. Стронцианит в виде редких реликтов встречается в низах рыхлых масс. Кверху он исчезает, но вновь появляется в самой верхней зоне (переотложения и силификации) в виде порошковатых налетов, мелких почковидных выделений в прожилках и скоплениях в пустотах. Содержание его ничтожно (как и в коренных породах). В верхней зоне коры возрастает содержание монтмориллонита: местами появляются мелкие прожилки, скопления и налеты гипергенных кальцита и арагонита, реже — друзы и щетки их мелких кристаллов. Встречены также отдельные прожилки и жеоды кварца, выстланные щетками его кристаллов; редкие прожилки и скопления загрязненного желтого галлуазита и на натеках лимонита — налеты мелких кристаллов флюорита (редкого в коренных породах). Иногда присутствуют штаффелит и мелкие почки окислов Mn.

На поздних карбонатитах Большетагинского массива, богатых флюоритом, кора выветривания почти повсеместно уничтожена и мощность ее не превышает 1—2 м (за исключением зоны дезинтеграции, развитой до глубины 5—10 м и в линейных трещиноватых зонах — свыше 25 м). Верхи карбонатитовых тел здесь окислены и покрыты рыхлой массой нонтронита и гидрогетита. Глинистые минералы в ней распределены неравномерно, накапливаются во впадинах, депрессиях, местами составляют до 40% рыхлой массы (обычно 10—20%). На участках пород, богатых флюоритом, широко развито окварцевание. Верхи флюоритовых тел дезинтегрированы, пронизаны прожилками сливного халцедона и тонкозернистого кварца. Местами они лимонитизированны, и в таких участках нами обнаружены тонкие налеты мелких (до 0,3 мм) кристаллов светло-фиолетового гипергенного флюорита и отдельные желваки фарфоровидного геаркусутита. К сожалению, на этом массиве кора сохранилась лишь в редких участках, и зональность ее установить не удалось.

Жильное поле поздних карбонатитов Намо-вары, располагающееся среди гнейсов, почти на всей площади абрадировано ледником. На большей части поля непосредственно на поверхность выходят дезинтегрированные карбонатиты и окружающие их метасоматиты или же они перекрыты маломощным (до 0,5 м) слоем почвы. Эта площадь покрыта равномерно развитым элювиальным плащом, над которым местами располагаются длинные, низкие гряды ледниковых отложений. Глубина дезинтеграции здесь достигает 5—10 м, а выветривание проявлено неравномерно, на глубину от 0,5 до 7 м. Участок чрезвычайно плохо вскрыт, и оценить первоначальное развитие выветривания в породах практически невозможно. Еще более решение этой задачи затрудняется широким проявлением метасоматического изменения в гнейсах вокруг карбонатитов. Ореолы интенсивного метасоматоза вокруг отдельных жил карбонатитов превышают мощность этих жил в 5—10 раз, и на значительной площади гнейсы интенсивно изменены. Вокруг большинства жил гнейсы подверглись выщелачиванию и превращены в кавернозные массы черного кристаллического кварца, среди которых развиты прожилки, гнезда и друзы кристаллов карбонатов, барита, сульфидов. Промежутки между кристаллами и пустоты в породе заполнены черной или бурой массой смеси лимонита, гидроокислов Al и монтмориллонита. Порошковая масса этих минералов образуется на месте полевых шпатов и темноцветных минералов при окварцевании гнейсов. Этот процесс хорошо прослеживается вокруг карбонатитовых жил и затухает по мере удаления от них. Вероятно, он носит гидротермальный, низкотемпературный характер. При выветривании карбонатов и метасоматитов усиливается кавернозность и трещиноватость пород и также образуется рыхлая масса лимонита, монтмориллонита, галлуазита (на гнейсах) и минералов Mn. Разделить эпитермальные и гипергенные образования не представляется возможным ввиду их сходства, частого перемешивания на поверхности и отсутствия на этом участке достаточного количества вскрытых разрезов. В отдельных депрессиях нами обнаружены рыхлые массы несомненно гипергенного происхождения, покрывающие тела карбонатитов и местами перекрытые ледниковыми отложениями. Рыхлые отложения здесь содержат большое количество остаточных минералов: барита, местами кварца, реже магнетита. В них повсеместно широко распространены многочисленные кубовидные псевдоморфозы лимонита по пириту (размером от 1 мм до 3 см), но зона первичных сульфидов нигде не вскрыта. В низах коры, в дезинтегрированных баритовых карбонатитах обнаружены пленки и скопления сидерита, копиапита, ярозита и в единичных случаях мелантерита. Эти скопления обычно покрыты сверху плотной массой лимонита, которая и предохранила их от выветривания. В зоне дезинтеграции и низах рыхлых отложений (зона окисления и гидролиза) хорошо заметно накопление обломков

желтого прозрачного барита (размером до 5 см). Барит скапливается в виде отдельных горизонтальных гнезд и линз. Выше по разрезу рыхлые отложения черно-бурого цвета состоят из дисперсного лимонита, обогащенного черным сажистым пиролюзитом (вад). В них содержатся остаточные минералы, а глинистая фракция не обнаружена. В верхах этой зоны, как и в других массивах, появляются крупные (до 15 см) желваки и стяжения лимонита, реже — участки кавернозных масс его. В этих массах обнаружены землистые налеты и скопления стронцианита, барита (гипергенного?), лимонитизированного ярозита, дельвоксита и кристаллы пиролюзита. Обнаружено также присутствие редкоземельных охристых минералов, определить которые не удалось из-за постоянного загрязнения их лимонитом. Вероятно, присутствуют акцессорные монацит ( $n = 1,7-1,8$ ;  $n_g - n_p \approx 0,1$ ) и лантанит ( $n_g = 1,63$ ;  $n_p = 1,53$ ). Лантанит легко вскипает в HCl и исчезает. В остатке от растворения спектральным анализом обнаружено  $> 1\%$  P, Ce, La, Fe, Mn.

Верхи рыхлых отложений на участке Намо-вара неравномерно размыты. Даже зона массивного лимонита во многих местах уничтожена или сохранилась частично. Выше ее по разрезу располагается зона силицификации, сложная дисперсной массой монтмориллонита, содержащей примесь гидротетита, галлуазита, кварца и местами прожилки гипергенных минералов: кальцита, арагонита, кварца, халцедона, псиломелана и лимонита.

Незначительное содержание в коренных породах апатита (подолита) обусловило слабое развитие в коре фосфатов и низкое содержание  $P_2O_5$  ( $< 0,8\%$ ).

В Енисейском массиве карбонатитоподобные породы по составу близки к поздним карбонатитам. Они образуют штокверк и отдельные жилы среди щелочных пород, интенсивно метасоматически измененных в ореоле до нескольких сотен метров. Карбонатные породы развиваются по системам зон брекчирования, трубкам взрыва, эруптивным брекчиям, контактам разнородных пород и даек (Зверева, Писемский, 1969). В зонах развития карбонатных пород вмещающие породы перекристаллизованы и изменены. В них широко развита альбитизация и перекристаллизация полевых шпатов. Брекчированные участки превращены в полевошпат-карбонатные породы. Среди карбонатов преобладают доломит, анкерит и сидерит, широко развит флюорит; присутствуют также сульфиды (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, арсенипирит) и акцессорные минералы: ильменит, ильменорутил, стрюверит, паризит, торрианит, монацит, ксенотим. В массе флюорита встречается рассеянный полилитийнит (Хомяков, Семенов, 1971). Строение коренной карбонатной зоны невыдержанное. Широко развиты брекчиевые, прожилковые текстуры и отмечаются значительные различия в составе отдельных жил, в которых преобладают анкерит или сидерит или флюорит. Неравно-

номерное строение коренных пород и резкие различия в их составе обусловили резко неравномерное строение и состав развивающихся на них рыхлых отложений.

Енисейский массив — один из немногих массивов, на которых кора выветривания не только широко развита, но и хорошо сохранилась. Он специально изучался Г. В. Писемским (Зверева, Писемский, 1969), и особенности его выветривания представлены довольно полно. На карбонатных породах в этом массиве располагается депрессия, и мощность рыхлых отложений на них максимальна из всех прочих пород массива. Первичная трещиноватость и обилие легко разлагающихся карбонатов Mg и Fe привели к развитию здесь мощной коры. Карбонатные породы обохрены уже в зоне дезинтеграции и местами превращены в ячеистую массу лимонита. Сульфиды в них окислены и замещены лимонитом. В низах разреза рыхлые отложения иногда структурны, но эта структурность быстро теряется вверх по разрезу. Над зоной дезинтеграции располагается зона выщелачивания и окисления, в которой образуются остаточная рыхлая масса, а Ca, CO<sub>3</sub> и Mg почти полностью выносятся. В рыхлой массе высокое содержание лимонита, но, в связи с присутствием в коренных породах от 10 до 40% полевых шпатов, постоянно образуется также монтмориллонит. Возможно, некоторое количество дисперсного монтмориллонита сносилось и с окружающих полевых шпатовых пород. Г. В. Писемский отмечает также широкое распространение в рыхлой массе мелкозернистого остаточного альбита и присутствие остаточных акцессорных минералов. Выветриванию пород в нижней зоне способствует окисление первичных сульфидов и выделение при этом серно-кислых растворов.

В верхах лимонит-монтмориллонитовой зоны во многих местах, преимущественно в депрессиях, располагается выдержанный горизонт массивных и кавернозных масс лимонита. Эти массы в виде плоских караваяобразных желваков (длинной до 1 м), скоплений их или более протяженных линз прослеживаются на расстоянии до 2—3 м. Плохая обнаженность и слабое вскрытие этих участков не позволяют делать заключения о выдержанности этих образований и распространении их на площади. В отдельных депрессиях они располагаются на разных уровнях, вероятно, фиксируя горизонты древних застойных (болотных?) вод. Выше лимонитового горизонта располагается светлая (белая или желтая) рыхлая масса, в которой преобладает монтмориллонит или галлуазит, а содержание лимонита мало. В этой же зоне встречается и каолинит, но он часто проникает и в нижележащую охристую зону. Редкометалльные минералы при выветривании изменяются: паризит становится трещиноватым, покрывается порошковатыми налетами и исчезает. Ксенотим гидратируется, иногда замещаясь черчитом (Нонешникова, 1960).

Первичные карбонатные породы массива характеризуются малым содержанием  $P_2O_5$ , и это накладывает отпечаток на минералообразование при выветривании. Апатит в рыхлых отложениях отсутствует или встречается в ничтожных количествах. В коре из гипергенных фосфатов установлен лишь черчит, аксессуарный монацит редок и его происхождение не выяснено (вероятно, остаточный). Е. И. Семеновым (Семенов и др., 1960) в рыхлых отложениях обнаружен порошокватый гипергенный бастнезит. Г. В. Писемским обнаружен другой карбонат TR и Ca, по соотношению  $Ca : TR : CO_3 : F$  весьма близкий к ряду паризит — синхизит, но содержащий 22,62%  $Fe_2O_3$ ; 5%  $H_2O$  и другие примеси.

Состав коренных пород и, как следствие его, состав рыхлых масс в Енисейском массиве отличаются от обычных карбонатитовых образований. Малое содержание в них Sr, Ba и P приводит к формированию коры, несколько отличающейся от кор типичных поздних карбонатитов.

Близким к поздним карбонатитам по минеральному составу является жильное тело флюорит-карбонатного состава в Приазовье. Кора выветривания на нем не сохранилось, но оно дезинтегрировано на глубину свыше 15 м. В верхних зонах это тело нацело окварцевано и превращено в черный массивный агрегат мелкозернистого кварца, пигментированный окислами и гидроокислами Fe и Mn. Флюорит в нем также пронизан сетью прожилков и халцедона; в трещинах породы нами налюдовались почки и натёки радиально-лучистого барита. Первичные карбонаты выщелочены и превращены в порошокватые массы. Вместо первичного кристаллического аксессуарного паризита в них развит порошокватый аксессуарный бастнезит.

В зарубежных карбонатитовых массивах коры выветривания поздних карбонатитов нигде отдельно не изучались, и лишь в массивах Канганкунде, Нкумбва, Изока и жилах Каронге, где ранних карбонатитов нет, известно, что, выветривание развито по поздним карбонатитам. Рыхлые отложения здесь слабо изучены и представлены каолинит-охристой массой с высокими содержаниями Fe, Mn, TR, Sr, Ba и P. Аналогичные концентрации этих элементов известны в Мриме, Мбее и Чилве. В корах этих массивов описаны горсейксит, гоацит-флоренсит, стронцианит, лимонит, барит и остаточные минералы — магнетит, вермикулит. Мощность рыхлых отложений достигает 70 м и более (Мрима). Вероятно, и в этих корах присутствуют псиломелан, коронадит, пиролюзит, так как содержание Mn в них достигает 5—15%. В отличие от кор отечественных массивов, в Мриме, Канганкунде, Изоке и Нкумбве широко развиты минералы группы крандаллита-флоренсита и не описан гипергенный монацит.

На большинстве изученных отечественных массивов развиваются монтмориллонит и в меньших количествах — галлуазит. Лишь в Енисейском массиве и в некоторых массивах Африки

развит каолинит. Образование монтмориллонита свидетельствует об относительно влажных условиях и не слишком жарком климате, при котором они формировались. Образование каолинита указывает на более жаркий и сухой климат. Возможно, что каолиновые коры формировались в верхнемезозойское (верхнемеловое?) время, а монтмориллонитовые (и галлуазитовые) — в более позднее.

Сопоставляя характер выветривания ранних и поздних карбонатитов различных массивов, можно установить черты сходства и различия. Сходство обусловлено близким карбонатным составом основной массы породообразующих минералов. Различия обусловлены присутствием разных групп второстепенных и аксессуарных минералов, а также геохимическими особенностями первичных пород.

В ранних карбонатитах Са резко преобладает над Mg и Fe, и постоянно присутствуют в значительных количествах слюда, апатит и магнетит. В поздних карбонатитах Fe и Mg часто преобладают над Са или содержатся в равных количествах (в доломите — анкерите); количество  $P_2O_5$  в них невелико, но резко увеличено содержание TR, Sr, Ba, Mn и сульфидов. Различия в минеральном составе первичных пород порождают накопление при их выветривании различных групп остаточных минералов и различных элементов. В целом, на ранних карбонатитах развивается фосфатоносная кора, с аксессуарными минералами Nb, Ta, Zr. На поздних карбонатитах формируются фосфатные или малофосфатные коры с содержанием Sr, Ba, TR, Fe, Mn. Однако интенсивный переувлажнение кор или перемещение материала по склонам возвышенностей постоянно приводят к частичному переносу рыхлого материала или перемешиванию его на площади массива. При этом из выветривающихся окружающих силикатных пород сносится тонкодисперсный, преимущественно глинистый материал и коры, образующиеся на различных породах в значительной мере теряют свою минералого-геохимическую специфику. Перемешивается и материал, покрывающий поверхность карбонатитов разных типов. Изучение этого процесса и выявление первичных и перемешанных кор имеет большое значение при определении характера и специфики выветривания. Большое влияние этот процесс оказывает и на изменение объема пород при их выветривании. Количественное определение изменения этого объема возможно только для неперемещенных кор.

Определение изменения объема при выветривании карбонатитов непосредственно произвести не удается. Структурные коры, характерные для выветрелых зон многих силикатных пород, на карбонатитах развиваются редко, и иногда за них могут быть приняты ячеисто-кавернозные массы лимонита, иногда сохраняющие подобие прожилково-полосчатых структур. Появление этих структур скорее характерно для линейных зон лимонитизации, а не для площадной коры. В коренных карбонатитах директивные

текстуры и структуры также развиты далеко не всегда. Только в ранних кальцитовых карбонатах иногда отмечается полосчатость, но она преимущественно характерна для меланократовых участков, богатых силикатами, магнетитом и апатитом. В лейкократовых карбонатах большей части Нижнесаянского, Гулинского, Верхнесаянского и Ковдорского (Пилькома-Сельга и Воцу-вара) массивов полосчатость отсутствует на 70—90% площади карбонатитовых тел или подчеркивается присутствием редких ориентированных линз и полос, обогащенных темноцветными минералами. Значительно чаще проявляется полосчатость в линейных зонах расщепления карбонатитов (зоны рихтеритизации и неравномерно развитой доломитизации). Эта же полосчатость сохраняется в зонах анкеритизации ранних карбонатитов, но почти постоянно отсутствует в поздних карбонатах. Карбонатиты последнего типа обычно массивны; местами имеют друзовые, прожилковые, брекчиевые текстуры. Но эти породы в большинстве массивов на 70—90% сложены магнезиально-железистыми карбонатами, иногда со значительной примесью барита (Салланлатва) или кварца (Намо-вара). Оба последних минерала не образуют полосчатых зон. Содержание же первичных силикатов в этих породах незначительно (обычно менее 10%). Лишь в Салланлатве в краевых частях тела поздних карбонатитов содержится хлорит (вероятно, реликты хлоритизированных более высокотемпературных силикатов), образующий систему мелких линз и полос. В большинстве массивов поздние карбонатиты неполосчаты, минеральные агрегаты в них неориентированы, и развития структурных кор по ним установить не удается. Кроме того, основные породообразующие карбонаты поздних жил обычно близки к слабозелезистому доломиту или параанкериту ( $\text{FeO} - 4-9\%$ ) и лишь местами вместе с ними присутствуют анкерит, сидерит и брейнерит. Магнезит исключительно редок и встречен только в Ковдоре, в зоне карбонатизации пикритовых порфиритов. Таким образом, общее содержание в карбонатах минералов, способных продуцировать при выветривании устойчивые продукты (глинистые, гидроокисные и другие), весьма мало. Выветривание же основной массы карбонатов и вынос  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$ , наблюдаемый повсеместно, приводит к значительному сокращению объема пород. Количественную сторону этого процесса определить трудно. Выше неоднократно подчеркивались редкость и малое развитие структурных кор. Прибегнуть же к помощи «минерала-свидетеля» или «элемента-свидетеля» (Перельман, 1962) переходящих из коренных пород в кору без значительных изменений, для карбонатитов также затруднительно. Выше уже указано, что большинство кор зонально и в них выделяются 3—4 основные зоны. В нижней зоне почти все первичные минералы, кроме карбонатов и сульфидов, устойчивы, а в верхней — практически все они исчезают или замещаются.

Перемешивание материала кор; дифференциальная изменчивость в них минералов и исключительно широкий вынос основных компонентов не позволяют точно определить изменение объема карбонатитов при выветривании, а следовательно, и сопоставить количество вынесенных и привнесенных компонентов. Это можно сделать (и то с определенной долей вероятности) лишь для двух нижних зон коры, в которых на большинстве массивов устойчивы минералы: апатит, магнетит, пироксид, бадделит, циркон и слюды. Устойчивость этих минералов определяет и относительную инертность их основных компонентов:  $P_2O_5$ ;  $Nb_2O_5$ ;  $Ta_2O_5$ ;  $ZrO_2$ ;  $Fe_2O_3$  ( $FeO + Fe_2O_3$ ). Необходимо обязательное параллельное определение распространения в корях:  $P_2O_5$  и апатита;  $Nb_2O_5$ ,  $Ta_2O_5$  и отдельных разновидностей пироксидов;  $ZrO_2$  и бадделита или циркона. Во многих массивах, даже в пологих долинах и на их бортах нами наблюдалось локальное обогащение кор минералами, несвойственными перекрываемым коренным породам: кор на ранних карбонатитах — псевдоморфозами лимонита по пириту и баритом, а кор на поздних породах — апатитом, бадделитом, циркелитом, колумбитом и слюдой. Особенно распространены апатит, магнетит и слюды (вермикулит). Выше также указано на постоянное присутствие в корях монтмориллонита, скорее всего сносимого с окружающих силикатных пород.

При сравнении минерального состава карбонатитов и развивающихся на них рыхлых образований хорошо заметно, что при выветривании из карбонатитов всех типов выносятся Ca, Mg и  $CO_3$  (табл. 7 и 8). В рыхлых образованиях возрастает содержание  $Fe^3$ , Mn, Si, Al, P, в меньшей степени Ti, Sr, Ba, TR. В результате гидратации и гидролиза всех неустойчивых соединений в зоне гипергенеза в рыхлых образованиях постоянно высокое содержание воды, связанной в глинистых минералах, гидроокислах и водных кислородных солях (сульфатах, фосфатах), а частично, вероятно, и в виде поровой воды. Содержание поровой воды значительно. При длительном хранении рыхлой массы она высыхает и теряет от 5 до 20% своего веса.

При определении степени сокращения объема пород при выветривании по различным компонентам (минералам — апатиту и магнетиту или окислам —  $Nb_2O_5$ ,  $P_2O_5$ ) получены сходные данные. При расчете объемный вес рыхлых образований до уплотнения ( $P_1$ ) вычислялся по формуле  $P_1 = \frac{P_0 \times C_0}{C_1}$ , где  $P_0$  — объемный вес невыветрелого карбонатита;  $C_0$  — содержание в нем компонента, по которому ведется расчет;  $C_1$  — содержание того же компонента в рыхлой массе. Объемный вес дезинтегрированных пород не определялся. Вычисленный объемный вес рыхлой массы (до уплотнения) колеблется от 0,52 до 1,28 т/м<sup>3</sup>, уменьшаясь для лейкократовых кальцитовых карбонатитов, возрастая

Химический состав ранних карбонатитов и продуктов их выветривания  
(в вес. %)

Компоненты	Кольские массивы *						Сибирские массивы **					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,002	0,009	0,09	0,22	0,34	1,41	0,17	0,47	0,09	0,34	0,11	0,31
SiO <sub>2</sub> . . . . .	4,54	14,23	2,71	8,80	2,32	5,89	2,15	8,45	1,88	4,93	2,98	9,13
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,11	3,78	0,25	2,25	0,24	0,66	0,10	0,49	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,89	8,45	0,19	5,71	0,38	0,96	0,24	4,70	0,81	5,51	0,80	0,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,72	20,26	1,66	28,73	2,58	12,90	0,88	20,75	1,24	14,12	4,38	13,95
FeO . . . . .	2,10	—	1,83	—	—	—	0,90	—	4,35	—	—	—
MnO . . . . .	0,13	2,43	0,12	0,80	—	2,18	—	1,93	0,14	0,89	0,32	2,23
MgO . . . . .	1,26	0,19	0,31	0,12	0,23	0,10	0,30	0,09	—	—	1,58	0,72
CaO . . . . .	45,08	16,73	48,04	20,01	50,54	31,00	50,72	28,76	49,35	32,60	49,67	32,27
SrO . . . . .	0,56	1,80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
BaO . . . . .	0,19	—	—	—	—	—	0,09	0,38	0,12	0,51	—	—
(Na, K) <sub>2</sub> O . . . . .	0,34	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,25	0,59
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,57	12,89	0,39	16,70	0,42	11,84	0,18	12,38	0,34	10,95	0,40	7,75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	2,18	10,43	3,74	16,39	3,50	27,76	1,81	20,54	2,18	26,85	0,78	29,09
CO <sub>2</sub> . . . . .	34,81	3,35	40,12	2,15	38,81	1,79	42,09	0,88	38,76	2,11	37,73	3,52
Сумма . . . . .	99,462	99,449	99,45	98,88	99,30	99,49	99,67	99,67	99,26	98,81	100,00	100,00

\* Образования каждого из массивов охарактеризованы двумя анализами: четные номера—результаты анализов коренных пород, нечетные—рыхлых отложений.

\*\* В анализах 1—10—аналитик П. И. Ферштаттер; 11—12—по данным Е. А. Зверевой, Г. И. Писемского (1969).

Химический состав поздних и анкеритизированных  
(в вес.)

Компоненты	Намо-вара		Салланлатва				Саянский		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
TiO <sub>2</sub>	0,34	0,20	0,28	0,35	0,37	0,98	—	2,14	2,33
SiO <sub>2</sub>	15,90	38,68	0,77	1,79	2,03	1,57	0,13	21,96	6,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,73	5,18	2,13	2,50	3,89	4,18	0,32	6,88	4,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,12	8,57	2,08	10,39	28,09	42,39	1,43	18,35	31,12
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,27	0,57	0,24	0,42	1,12	0,31	0,34	0,78	0,94
FeO	3,18	—	3,39	—	—	1,21	8,76	—	2,13
MnO *	2,74	6,70	2,17	8,35	5,27	17,81	0,21	3,11	7,26
MgO	7,15	1,11	14,16	2,18	2,34	1,78	12,74	3,53	2,77
CaO	26,96	4,01	20,37	9,35	4,19	0,98	34,19	3,88	2,35
SrO	2,18	3,80	2,70	3,12	0,89	1,62	1,10	2,50	0,36
BaO	3,56	12,48	16,23	34,52	—	1,42	—	1,40	—
(Na, K) <sub>2</sub> O	—	0,21	0,23	—	—	—	0,13	—	—
H <sub>2</sub> O	0,92	6,50	0,70	6,37	9,87	15,25	0,12	19,02	22,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2,35	3,12	—	1,17	4,18	—	0,14	6,80	2,65
So <sub>3</sub>	—	6,05	8,00	16,93	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	30,58	3,08	26,65	2,18	1,65	—	40,37	0,28	1,24
	99,98	100,26	100,10	99,62	—	—	99,98	—	100,63

Анализы приведены по данным: 1—9, 18, 19—автора (аналитики П. И. и Г. В. Писемского (1969); 20, 21—Coetzee, Edwards, 1959; № 1, 3, 7, 10, ривания.

ных карбонатитов и продуктов их выветривания  
(%)

Сибирские								Верхнесаянский		Мрима	
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
—	—	—	—	0,35	0,30	2,50	0,30	0,17	0,94	0,76	1,3
1,00	7,06	1,28	3,16	7,82	3,66	10,80	10,64	0,42	26,36	10,14	2,0
0,30	4,00	1,78	1,90	3,73	4,77	18,02	2,65	0,33	13,97	4,46	12,8
4,09	22,86	5,40	37,22	7,85	31,71	15,72	63,97	—	22,46	12,00	36,6
—	—	—	—	5,52	6,60	4,44	0,42	—	—	0,50	1,6
6,62	—	8,69	—	11,67	0,43	—	0,28	10,88	—	—	2,8
1,23	3,88	1,90	2,49	5,10	0,42	28,18	0,38	1,04	2,53	3,40	11,0
13,61	2,12	13,43	1,50	1,34	0,04	2,57	0,11	12,75	11,13	6,27	—
31,83	27,20	27,88	22,96	18,76	23,08	—	3,44	28,17	11,65	30,30	0,5
—	—	—	—	1,40	1,93	4,06	0,42	1,16	0,85	1,31	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,39	12,3
0,30	2,10	0,40	0,10	1,04	1,12	1,78	1,18	—	2,59	—	0,2
—	8,40	0,20	10,33	1,65	5,56	7,98	11,11	0,24	8,28	—	9,3
0,78	17,76	0,89	13,89	14,33	7,38	1,52	5,66	—	—	2,50	0,8
—	—	—	—	4,20	—	—	—	—	—	2,98	6,4
40,64	4,28	38,02	5,95	17,70	11,70	2,60	—	40,43	—	23,95	—
100,40	99,66	99,87	99,50	102,46	98,70	100,17	100,56	95,59	100,76	101,94	97,6

Ферштаттер, А. Н. Петерсон и Н. Н. Короткова); 10—17—Е. А. Зверевой 12, 18, 20—коренные породы, прочие—рыхлые образования коры выветривания.

в анкеритизированных карбонатах и вновь уменьшаясь в поздних анкеритовых. Эти расчеты хорошо сопоставляются для нижней и средней зон разреза кор, но нарушаются в верхах разреза, давая большие расхождения. Последнее обстоятельство связано с переходом в подвижное состояние или рассеяние и вынос в верхах кор таких компонентов, как Nb, P, Fe<sup>3</sup>, и несомненный привнос Al и Si. Объемный вес первичных ранних карбонатов для лейкократовых разновидностей меняется в пределах 2,76—2,73 и принят равным 2,74. Объемный вес поздних карбонатов варьирует более широко — от 2,82 до 4,0, (для баритовых пород Салланлатвы). Для лейкократовых карбонатов он принят равным 2,86 (по Зверевой, Писемскому, 1969). Объемный вес условно принят по тем же данным. Колебания степени сокращения объема пород при выветривании составляют от 1,8 до 4,3. Методы подсчета этих величин имеют условный характер, особенно в поздних карбонатах. В этих породах часто отсутствуют устойчивые минералы или компоненты. Содержание Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в них или < 0,001% или вообще не улавливается. Содержание Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0,13% в анкеритовом карбонате одного из сибирских массивов (Зверева, Писемский, 1969) сомнительно. Нами ни разу не было обнаружено столь высокое содержание Nb при обычном отсутствии его минералов в этих породах. В анкеритизированных карбонатах содержание Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> местами превышает 0,2%. В поздних карбонатах обычно отсутствуют магнетит, апатит, слюда. Появление в рыхлых образованиях над ними в одном из массивов значительных количеств апатита (до 13,89% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — Зверева, Писемский, 1969) указывает на заражение рыхлых образований перемещенным апатитом из ранних карбонатов. Это заражение отмечено нами почти во всех пробах, взятых в пределах речной долины того же массива, причем зерна апатита сохраняют в них характерную призматическую форму, свойственному апатиту из ранних пород. Содержание здесь апатита составляет от 30 до 60% (по весу). Вероятно, именно такие образования и анализированы Е. А. Зверевой. Соответственно неверны должны быть и подсчеты баланса привноса — выноса компонентов в этом случае: привносятся не просто P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, а апатит, что обуславливает возрастание содержания также CaO (именно в этом случае особо важен параллельный минералогический контроль). В заключение следует признать, что далеко не всегда можно определить первичный объемный вес рыхлой массы (до уплотнения), развитой на карбонатах. Особенно затруднительно это для поздних пород, и, вероятно, вообще возможно лишь для низов кор, в которых существуют устойчивые «компоненты-свидетели»: пироксид, апатит, магнетит, слюды, барит или Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, ZrO<sub>2</sub>, Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Эти же минералы становятся в верхах кор неустойчивы, и перечисленные компоненты в значительной мере выносятся, нарушая балансовое равновесие и искажая характер базирующихся на них расчетов.

При расчете изменения минерального состава пород более легко улавливаются следующие закономерности (для низов кор).

1. Постоянно выносятся кальцит или его компонент ( $\text{CaCO}_3$ ) из карбонатных пород. Вынос  $\text{CaCO}_3$  составляет 80—95%.

2. Постоянно выносятся  $\text{MgCO}_3$ .

3. Силикаты гидратируются, гидролизуются.

4. Накапливаются минералы: апатит, магнетит, слюда, кварц, барит и аксессуарные пироксиды, бадделит, циркон, ильменит, циркелит).

Следует признать, что уменьшение объема при выветривании ранних карбонатов, вероятно, гораздо большее, так как в рыхлой массе на них количество кальцита не превышает 5%, а в коренных породах — не менее 80%. 90% присутствующего в рыхлой массе Ca связано в апатите. Следовательно, при выветривании вынесено не менее 70—75% объема породы, и в этом случае сокращение объема ее произойдет в 3—4 раза. При выветривании лейкократовых или анхимономинеральных кальцитовых карбонатов, подобных породам из мощных штоков Гулинского или Нижнесаянского массива с содержанием кальцита 85—90%, полный вынос такого количества вещества заставляет предполагать сокращение объема пород в 6—8 раз при понижении объемного веса в 2—3 раза. Цифры сокращения объема в 1,8—2,7 раза (Зверева, Писемский, 1969) при объемном весе охр около 1,8—1,9 т/м<sup>3</sup>, вероятно, справедливы лишь для карбонатов, содержащих < 70% кальцита. Для описанных этими авторами карбонатов с содержанием кальцита около 80% (судя по приводимому анализу — см. № 11 в табл. 9) и при выносе свыше 70% его оставшаяся масса (30% первоначального веса) при сохранении того же объема должна иметь объемный вес около 0,82 т/м<sup>3</sup> или при объемном весе 1,92 т/м<sup>3</sup> сократить объем в 2, 3 раза, что идеально совпадает с приведенными цифрами. Однако при этом из 2,74 т первичного карбоната при содержании около 2% апатита должно высвободиться около 55 кг этого минерала. Весовое содержание остаточного апатита (без привноса) в образующейся рыхлой массе (55 кг в 0,82 т) должно составлять около 6,7% и  $\text{P}_2\text{O}_5$  — менее 3%. В приведенном же этими авторами анализе содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  составляет 29,09%, или в пересчете на апатит свыше 60%. Несомненен или привнос апатита или  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Столь значительного новообразования гипергенного апатита в рассматриваемом массиве нигде не обнаружено или же это случай уникальный. Но наиболее вероятен механический перенос апатита, и в этом случае названные авторы анализировали перемещенную кору, к которой неприменимы построения баланса привнос—вынос при сравнении с коренным карбонатом. Аналогичное положение выше указано и для коры на поздних и анкеритизированных карбонатах, где по Е. А. Зверевой и Г. В. Писемскому (1969) уменьшение объема пород при выветривании составляет максимально 2,7 раза, а концентрация

апатита повышается в 6—9 раз. Указанные несоответствия в цифрах и обусловлены анализом не остаточных, но перемешанных, рыхлых масс. В неперемещенных корах, в которых минералогическим контролем нами не обнаружено присутствия перемещенных минералов, содержание  $P_2O_5$  на всех карбонатитах значительно ниже. Четкое определение характера рыхлой массы имеет большое значение при рассмотрении геохимии гипергенного процесса и поведения отдельных элементов.

Значительные различия отмечаются в минеральном и химическом составе рыхлых масс, образующихся на одних и тех же карбонатитах в разных массивах. Эти различия обусловлены прежде всего резкой разницей в качественном минеральном составе коренных пород. На наиболее чистых анкеритовых карбонатитах Верхнесаянского и местами Нижнесаянского массивов развивается относительно однородная охристо-лимонитовая масса с примесью глинистых и редкометалльных минералов. На поздних карбонатитах Саллаулатвинского массива, содержащих локальные концентрации барита, хлорита, сидерита и, вероятно родохрозита (или Mn-кальцита), развита кора чрезвычайно невыдержанного и неоднородного строения, местами обогащенного остаточными баритом, гидрохлоритом, или содержащая мощную зону массивной лимонитовой массы с примесью минералов Mn и Ba. Гораздо более однородное и сходное строение имеют коры, развитые на ранних карбонатитах. Площадные коры саянских и кольских массивов имеют много общего и аналогичны по качественному минеральному составу. Они преимущественно различаются по содержанию остаточных минералов: апатита, магнетита, слюды — и по количеству тонкодисперсной глинистой фазы.

При рассмотрении минерального и химического состава наиболее сохранившихся зональных кор, развивающихся на карбонатитах, четко заметно, что указанная выше (см. табл. 7—8) геохимическая зональность кор проявлена и в их минеральном составе. Над зоной дезинтеграции располагается зона выщелачивания кальцита (или  $CaCO_3$ ), сложенная на 70—90% остаточными минералами. Выше залегает лимонито-монтмориллонитовая зона и еще выше — зона общего выщелачивания и силификации — галлуазит-монтмориллонитовая. Нижняя зона наследует качественный минеральный состав коренных пород. Кверху возрастает роль новообразованных минералов. Более полно минералого-геохимическая зональность рассмотрена дальше, после описания минералов. Здесь укажем, что в отличие от силикатных кор коры выветривания карбонатитов являются типичным и характерным примером образований, в которых подвижность отдельных компонентов резко меняется по разрезу, и поэтому заключения о ней «в коре» неинформативны и следует указывать, в какой именно зоне коры они подвижны. Меняющаяся геохимическая специфика коры затрудняет ее изучение, но зато воз-

растает роль исследования хода минеральных превращений. Действительно, нельзя сделать заключение о поведении отдельных элементов без изучения поведения их минеральных фаз. Например, наиболее легко растворяем кальцит, и первым при выветривании карбонатитов выносятся Са. Но один из наиболее устойчивых минералов — апатит и Са из него выносятся (и то частично) лишь в верхах кор. Точно также легко выносятся доломит, но Mg из слюд и магнетита извлекается с исключительным трудом, а Mg, находящийся в составе хлоритов, серпентина, оливина и пироксена, в значительной части сохраняется на месте и выносятся лишь в верхах разреза кор.

Большое значение имеет степень сохранности коры и развитие в ней последующих процессов перераспределения вещества. Выше показано, что широко развитые просадочные и карстовые явления, а также перемещение рыхлых масс даже на пологих склонах приводят к смещению кор, перемешиванию их материала и появлению в них различных минералов. Коры на ранних карбонатитах обогащаются Fe и Mn, возможно, сносимыми с поздних пород, а коры на поздних карбонатитах часто обнаруживают значительное обогащение апатитом, вермикулитом, реже пылевидным магнетитом, несомненно привнесенным при размыве кор ранних пород. Однако наибольшее значение при перемещении материала играет перемыв кор. Анализ прибрежных озерных песков (Вуориярви, Лесная варака) показал, что в них 85—99% составляют кварцевые и полевошпат-кварцевые пески, имеющие региональное распространение и содержащие всего 1—10% тяжелой фракции. Иногда в ней локально повышено содержание алмандина, амфиболов и магнетита (Лесная и Озерная вараки — до 10—15% тяжелой фракции), сносимых и концентрирующихся при размыве крупных площадей метаморфических пород. Содержание в этих песках минералов, типоморфных для карбонатитов, ультраосновных и щелочных пород, невелико. Однако во всех этих участках обнаружено присутствие в тяжелой фракции шлиха перовскита, титаномagnetита, вермикулита, апатита, реже циркелита, пирохлора и бадделейта. Присутствие их свидетельствует о широком размыве рыхлых образований на карбонатитовых массивах и сносе их материала.

Поблизости от кольских массивов, на которых повсеместно широко развиты ледниковые и субледниковые образования, перемещение материала самим ледником и особенно постледниковыми потоками привело к перемещению огромных масс региональных песков, сносимых с полей метаморфических пород. Доля в них материала, сносимого с карбонатитовых массивов малой площади (до 50 км<sup>2</sup>), конечно, ничтожна. Более значительно содержание карбонатитовых минералов в аллювии древней речной сети, прорезавшей массивы. В Ковдоре, в Вуориярви, и в Салмагорском массиве мелкие русла древних ручьев, врезанных в коренные породы, содержат от 5 до 80% материала этих пород. В них обна-

ружены магнетит, апатит, вермикулит, измененные обломки шорломита, пироксена, серпентинизированного форстерита. Местами аллювиальные отложения имеют бурый цвет и в них широко развиты налеты, скопления и обволакивающие пленки лимонита, вероятно, заимствованного из карбонатитовых кор.

Долины ручьев, на массивах Ессей и Ыраас и отдельные древние долины Ковдора местами содержат галечно-валунный материал богатых магнетитом, интенсивно измененных коренных апатит-форстеритовых пород и обломки штаффелитизированных брекчий. В низах аллювия количество их достигает 20—40%, а мелкая фракция также представлена магнетитом, вермикулитом, апатитом и лимонитом.

Наиболее значительные масштабы перемыва коры отмечены в одном из сибирских массивов (Зверева, Писемский, 1969). В этом массиве широкая и весьма пологая в центре речная долина, вероятно, древнего происхождения, пересекает шток карбонатитов. На бортах долины нами установлено до трех последовательных террас, из которых две нижние располагаются непосредственно на карбонатитах. Мощная площадная кора выветривания, развитая на всем массиве, в пределах этих террас перемыта и местами перекрыта аллювием. Среди аллювиальных отложений резко преобладает материал, сносимый с окружающих массив полей метаморфических пород. Аллювий сложен песчанисто-илистым (заболоченные низкие участки пойм) или галечно-песчанистым материалом (русовые отложения) с обломками сланцев, кварца, песчаников, и конгломератов. Обломки коренных пород карбонатитового массива в современном русловом аллювии редки, хотя присутствие в нем магнетита, апатита и вермикулита отмечено нами во всех шлиховых пробах.

Аллювиальные отложения зональны. В целом они сложены перемежаемостью невыдержанных линзовидных прослоев материала различной крупности. Но во всех участках сверху вниз в аллювии возрастает содержание материала, заимствованного из карбонатитов. В низах появляются и обохренные обломки этих пород, а в тяжелой фракции шлиха из низов разреза аллювия преобладают типоморфные минералы карбонатитов: магнетит, вермикулит, апатит, обломки и стяжения лимонита. Появляются и характерные акцессорные минералы: пирохлор и псевдоморфозы колумбита по пирохлору. В низах аллювий местами перекрывает слабо перемытую рыхлую выветрелую массу, местами располагается на интенсивно обохренных скоплениях обломков дезинтегрированных карбонатитов. Перемыв коры в этом массиве имеет площадной характер. Мощность современного аллювия в нем мала (1—5 м), а в низах аллювиального разреза (древний аллювий?) содержание минералов карбонатитов и их обломков местами составляет свыше 50%. Естественно, что столь интенсивный перемыв коры и вынос из них основной массы ох-

ристо-глинистого материала приводит к резкому обогащению аллювия остаточными минералами коры. Среди них резко преобладает апатит, и содержание его в перемытой коре достигает 30—60% при содержании  $P_2O_5$  до 27%, но повышено содержание и акцессорных минералов. Выше указано, что при перемыве кор и удалении основной массы тонкодисперсного материала происходит значительная концентрация тяжелых остаточных минералов — титаномагнетита, магнетита, апатита, вермикулита и акцессорных — пирохлора, бадделеита.

При малых размерах массивов крупных месторождений железных руд не образуется, хотя в Палаборе обломочный магнетит вполне может добываться (Deans, 1966). Гораздо большее значение имеет концентрация в россыпях редкометаллических минералов. Именно такие обогащенные пирохлором и несомненно интенсивно перемытые коры известны в Араше и Тапире (Бразилия), Луеше, Сукулу и Букусу (Африка). Значительное обогащение бадделеитом рыхлых остаточных масс давно обнаружено в Палаборе и Покос де Калдас. В этих же и других массивах обнаружены крупнейшие концентрации апатита и других гипергенных фосфатов, в значительной мере связанные с перемывом кор и концентрацией апатита в оставшейся массе.

С процессом перемыва кор связано образование остаточных концентраций тяжелых минералов, без значительного переноса их, и россыпей. Россыпи известны преимущественно аллювиальные, хотя поблизости от многих кольских массивов широко развиты озера, в прибрежных отложениях которых обнаружены знаки типоморфных минералов. Озерные отложения остались неизученными. Аллювиальные россыпи обычно по масштабам невелики и располагаются непосредственно на карбонатитовых массивах или поблизости от них. Орел сноса минералов с карбонатитов невелик. При значительной хрупкости малых содержаний и размерах зерен акцессорных минералов и апатита эти зерна быстро переизмельчаются в процессе транспортировки. Россыпи известны только ближнего сноса.

Выше разобраны закономерности выветривания только наиболее распространенных пород. К сожалению, до настоящего времени не изучены процессы выветривания щелочных и карбонатных эффузивов. Интенсивность их гипергенного выветривания несомненно чрезвычайно значительна, но минералого-геохимическая специфика его неясна. Кроме указаний Е. В. Хейнриха (Heinrich, 1966) на вероятный размыв древнего щелочно-карбонатного вулкана поблизости от Лейцит Хилл, данных по этому вопросу нет. Особенности выветривания этих пород нами не излагаются.

Таким образом, для процесса выветривания карбонатитов характерны следующие основные закономерности.

1. В отличие от кор, развивающихся на силикатных породах, коры выветривания карбонатитов формируются со значительным

уменьшением объема и к ним неприменимы обычные методы расчета миграции компонентов.

2. Основными характерными процессами выветривания этих пород являются интенсивный вынос  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  и значительное накопление устойчивых остаточных минералов — апатита, магнетита, слюд, пирохлора, бадделеита, циркона, ниобцирконолита—цирकेлита, барита и кварца.

3. Относительная устойчивость остаточных минералов приводит к концентрации в коре выветривания P, Nb, Ta, Zr, Ba, частично Ti, U и Sr, TR.

4. Рыхлые массы, развивающиеся на всех карбонатитах, постоянно обогащены тонкодисперсным глинистым материалом. Образование его, вероятнее всего, обусловлено привнесением, хотя форма переноса его пока неясна. Постоянным и характерным процессом является ожелезнение кор и образование на карбонатитах всех типов, но особенно на поздних мощных железных шпаль охристо-массивного лимонита.

5. Характер выветривания карбонатитов во всех климатических зонах близок, но в тропических условиях ранние карбонатиты выветриваются слабее силикатных пород, а в зоне гумидного климата — сильнее. Поздние карбонатиты повсеместно выветриваются интенсивнее ранних.

6. При выветривании силикатных пород в зоне гипергенеза развиваются последовательно (снизу вверх) следующие процессы: дезинтеграция — выщелачивание и окисление — окисление и гидратация — гидролиз. В коре карбонатитов над зоной дезинтеграции развивается зона преимущественного выщелачивания, выше — преимущественного окисления и гидратации, затем — гидролиза и окисления и в верхах — преимущественной силификации. Интенсивное выщелачивание основной массы компонентов — Ca, Mg и  $\text{CO}_3$  — приводит к большому уменьшению объема (в 2—5 раз) и резкому обогащению рыхлой массы остаточными минералами. Это обогащение по концентрации (в 5—20 раз и более) значительно превышает концентрации в корах на силикатных породах, в которых сокращения объема при выветривании или не происходит, или он незначителен.

7. Коры выветривания карбонатитов среди прочих кор являются уникальными по содержаниям TR, Nb, Zr, Ba и P. При перемыве этих кор концентрации повышаются еще в 2—4 раза, но лишь в элювии и аллювиальных россыпях ближнего сноса.

## Глава III

### МИНЕРАЛОГИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Минеральный состав коры выветривания карбонатитов сложен и обладает специфическими чертами ряда пород. Своеобразный первичный карбонатный состав пород, наличие в них апатита, редкометальной минерализации и сульфидов сближает коры выветривания карбонатитов с гипергенными образованиями, развивающимися на известняках, фосфоритах и сульфидных месторождениях. Первоначальное обогащение редкими элементами сохраняется и в корах выветривания, и эти коры приобретают сложные специфические черты. Сопряжение в первичных карбонатитах специфических черт нескольких различных групп месторождений приводит к образованию в гипергенной обстановке многочисленных минералов различных классов. Минеральный состав коры меняется в зависимости от состава коренных пород. Среди минералов можно выделить две основные группы: остаточные и новообразованные. Однако ни одна из этих минеральных групп не является полностью устойчивой в гипергенной обстановке. Как остаточные минералы, так и новообразованные стабильно изменяются, превращаясь в другие минералы. К тому же понятие устойчивости минерала также условно. Обычно выделяются минералы, изменяющиеся в гипергенной обстановке и устойчивые. Однако каждый из минералов устойчив лишь в определенных условиях, и часто минералы, устойчивые в одной из зон коры, неустойчивы в другой. Кроме того, минералы изменяются и при изменении климатических условий, иногда при колебании грунтовых вод или при изменении солевого состава этих вод. При весьма длительной истории формирования кор (начиная с мезозойского или палеозойского возраста), при возможности многократного изменения внешних условий, меняется и состав последовательно образующихся минеральных ассоциаций. Устойчивость минералов имеет относительный характер. Из всех изученных нами минералов устойчивым при обычных условиях оказался один кварц. Однако и его зерна и кристаллы при длительном выветривании тускнеют и покрываются с поверхности тонкими трещинами, вероятно, также постепенно разрушаясь. Если нет заметных изменений минералов, подобных

кварцу, это часто является лишь следствием отсутствия непосредственного замещения другими минералами, а не абсолютной устойчивостью. Обычно слабо изменяются также колумбит, перовскит, титаномagnetит. Наиболее интенсивно изменяются сульфиды, особенно пирит и пирротин. По степени устойчивости в гипергенных условиях можно расположить минералы в последовательный ряд выветриваемости или устойчивости. Основные первичные минералы карбонатитов в этом ряду располагаются следующим образом (от наиболее устойчивого к наименее устойчивому): кварц—цикрон—бадделейт—анатаз—барит—титаномagnetит—апатит — колумбит — магнетит — пирохлор — монацит—бастнезит—паризит—кальцит — анкерит — сидерит — пирит—пирротин—бербанцит.

Основные силикатные минералы выветриваются в следующей последовательности (по мере уменьшения устойчивости); мусковит — флогопит — магнезиальный флогопит — железистый биотит—хлорит—пироксен — амфиболы — мелилит — канкринит — нефелин—форстерит. Эти ряды не имеют абсолютного значения, так как в зависимости от массивности или первичной катаклазированнойности пород и минеральных агрегатов относительная скорость их изменения меняется. Так, не все разновидности пирротина разлагаются одинаково. Наиболее трудно (труднее пирита) разлагаются кристаллы наиболее высокотемпературного призматического (Капустин, 1965) пирротина.

Наиболее легко окисляются крупные массы низкотемпературного пирротина. Точно так же — наиболее легко выветриваются мелкозернистые массы пирита, в то время как его отдельные кристаллы покрываются лишь пленками побежалости. Таких примеров можно привести много, и следует помнить также, что относительное положение минералов в ряду выветриваемости меняется при нахождении их в разных зонах коры или при нарушении нормальной последовательности зон. Кроме того, резко меняется скорость и последовательность выветривания минералов при изменении сосуществующих парагенезисов. Так, присутствие в породе легко окисляемых сульфидов приводит к ускорению растворения редкоземельных минералов, пирохлора, даже бадделейта и слюд. Развитие первичного (и гипергенного?) окварцевания, наоборот, цементирует породу и сохраняет от быстрого выветривания магнезиально-железистые карбонаты, минералы TR и Sr (Вуориярви, Петяйан-вара). Состав имеющихся парагенезисов влияет также на развитие новообразований при выветривании. Так, апатит обычно выветривается слабо, растворяясь или замещаясь штаффелитом. В выветрелых массах апатита, содержащих первичный пирротин (Ковдор), обнаружен ряд гипергенных фазов Fe, а апатит растворен.

При выветривании, наряду с минеральными превращениями, происходит интенсивная дезинтеграция кристаллов минералов и их диспергирование. При сравнении размеров зерен минералов

из коренных пород и рыхлой массы на них хорошо заметно быстрое уменьшение зерен минералов в рыхлой массе снизу вверх по разрезу коры. Только вермикулит относительно сохраняет размер частиц первичной слюды, а прочие минералы диспергируются уже в низах разреза. Распределение минералов по классам крупности в коре приведено выше в табл. 5 и 6.

Хотя во всех зонах могут присутствовать одни и те же минералы и лишь содержание их варьирует, в низах коры преобладают остаточные минералы, в средней части — лимонит и в верхах — глинистые минералы (последняя зона в большинстве участков срезана). В соответствии с этим в коре можно выделить зоны (снизу вверх): 1) остаточных минералов; 2) гидроокисную и 3) галлуазит-монтмориллонитовую. Распределение в них минералов и их парагенезисы различны.

Среди минералов коры выветривания карбонатитов преобладают апатит, гётит и гидрогётит, вермикулит, монтмориллонит. Спорадически встречаются барит, кварц, монацит, гидрохлориты, галлуазит, пирохлор, колумбит, бадделеит, циркон, ниобоцирконолит, магнетит и титаномagnetит, а также другие, более редкие минералы \*. В целом преобладают гидроокислы; менее распространены фосфаты и гидросиликаты (табл. 9). Распределение минералов по классам неравномерное, но известны минералы всех выделяемых минеральных классов: самородные элементы, галогениды, сульфиды, окислы и гидроокислы, кислородные соли и силикаты. Наиболее редко встречаются минералы трех первых классов.

В настоящей книге рассмотрены только минералы, характерные для коры выветривания: 1) остаточные, типоморфные для карбонатитов и имеющие важное значение; 2) новообразованные гипергенные и 3) остаточные, закономерно изменяющиеся при выветривании и продуцирующие серии последовательных гипергенных минералов. Из описания исключены многочисленные первичные минералы, карбонатитов, рассмотренные ранее (Капустин, 1964; 1971), относительно редкие или исчезающие при выветривании. Не рассматриваются первичные сульфиды, хотя и оказывающие значительное влияние на ход процесса выветривания, но исчезающие одним из первых, в самых низах коры выветривания. При описании остаточных минералов основное внимание уделено рассмотрению изменения их распространения, свойств и состава при выветривании, а те же особенности собственно первичных минералов приведены в таблицах.

При изучении минералов для подавляющего большинства их проведены рентгенографический, термический, спектральный, для многих — полный химический анализ и определения удельного

---

\* Все редкие и редкометалльные минералы Nb, Ta, TR, U, Th, Zr, рассматриваемые в настоящей книге, являются акцессорными.

Минералы коры выветривания карбонатитов

Минералы	Окислы и гидроокислы	Силикаты	Фосфаты	Карбонаты	Сульфаты	Прочие
Основные	Магнетит, гётит, гидрогётит, ленидокроцит, кварц	Гидрохлорит и вермикулит, монтмориллонит, нонтронит, галлуазит, каолинит	Апатит, штаффелит, крадаллит	Кальцит, арагонит	Барит	Флюорит
Второстепенные и акцессорные	Шпинель, маггемит, гематит, хромомагнетит, ильменит, анатаз, перовскит, пироклор, колумбит, баделейт, тенорит, куприт, глет, окислы TR, молибдит, пиролюзит, псиломелан, халцедон, бемит, гидраргиллит, коронадит, голландит, немалит, опал	Гидрохлорит, серпентин, керолит, серпофит, бейделлит, сапонит, нонтронит, иддингсит, палыгорскит	Монацит, голяцит, горсейскит, сванбергит, вавеллит, монацит, черчит, рабдофанит, вавианит, митридатит, штренигит, дельвоксит, торбернит	Стронцианит, доломит, смитсонит, перуссит, малахит, азурит, ураоталлит, прекингерит, лантанит, паризит, бастнезит	Мелантерит, целестин, англезит, ярозит, розенит, гипс, пизанит, сидеротил, кошиапит	Геаркутит, молибденит, галенит, марказит, халькозин, ковеллин, сера, золото, платина

веса. Для всех прозрачных минералов из различных массивов систематически определялись оптические свойства. Все указанные виды анализов выполнены в лабораториях ИМГРЭ. Рентгенографический анализ выполнен Р. А. Александровой и Н. Г. Пиневиц, химические анализы — А. В. Быковой, Г. В. Любмиловой, М. Е. Казаковой, М. В. Кухарчик, Л. Е. Новоросовой, Т. А. Капитоновой, Н. Г. Черешинской, З. Т. Катаевой, В. Н. Архангельской, П. И. Ферштаттер.

Кривые нагревания минералов получены Н. С. Гороховой; спектральный анализ и расфировки составов TR произведены Л. Г. Логиновой, некоторые — Р. Л. Баринским (рентгеноспектральным методом) и А. Н. Мануховой (хроматографическим способом). Оптические свойства минералов определены автором. Определения показателей преломления производились для каждого образца не менее трех раз в иммерсионных препаратах, с использованием цветного эффекта Лодочникова, при параллельном контроле показателей преломления жидкостей на рефрактометре. Здесь приведены кривые нагревания и результаты спектральных, рентгенографических и рентгеноспектральных анализов для каждого минерала при их однотипности. В случае получения различных результатов для одного минерала эти результаты приводятся все.

В изучении гипергенных образований существует специфика. Большая часть кор сложена рыхлыми образованиями, чрезвычайно дисперсными. Минералы в них находятся в теснейших прорастанях, и разделение их возможно в редких случаях: когда в размерах минеральных частиц существует значительная разница или когда один из минералов образует локальные более крупные или более плотные обособления. Не удается обычно отделить глинистые минералы от дисперсного гётита; выделить мелкий ( $< 0,1$  мм) вермикулит из глинистой массы и выделить порошковатые редкометалльные минералы. При наличии тонкодисперсных смесей даже диагностика минералов не всегда возможна, а выделение мономинеральных фракций в ряде случаев невозможно. Расчет дебаеграмм полиминеральных смесей для гидратированных минералов, обычно имеющих диффузные дебаеграммы, с широкими расплывчатыми линиями, мало достоверен. При наличии смеси всего двух минералов (гётита и монтмориллонита; псиломелана и пиролюзита; сапонита или серпентина и любого из глинистых минералов и т. д.) достоверна диагностика лишь преобладающего минерала при содержании его выше 40—50%. При содержании ниже 40% и без того диффузные линии не могут быть однозначно определены. Только вещества кубической сингонии или вещества, обладающие устойчивой, резко специфичной дебаеграммой и не гидратирующиеся в гипергенных условиях (кварц, флюорит, шпинеллиды, барит, фторкарбонаты TR, монацит, циркон), обычно определяются в смеси с глинистой фазой. Особенно затрудняет диагностику минералов в смесях

постоянное присутствие в гипергенных продуктах гётита. Гётит трудно обнаружить и при его дисперсности невозможно отделить. В то же время линии этого минерала обнаруживаются на дебаграммах большинства глинистых фаз, окрашенных в бурый цвет. Присутствие гётита фиксируется лишь под электронным микроскопом (так же, как и присутствие рассеянных мельчайших шестиугольных пластин гидрослюд). Более надежными методами диагностики дисперсных минералов в их смесях являются термический и электронно-микроскопический анализы. При взмучивании и последующем разделении на ряд последовательно осаждающихся фракций можно проследить более или менее полное разделение тонкодисперсных глинистых фракций и гидрослюдов, частичное отделение порошковатого апатита, крандаллита, монацита или барита. Наиболее полно отделяется магнетит, пылевидная примесь которого обнаружена нами во всех рыхлых образованиях на карбонатитах.

В связи со значительным загрязнением нами не производилось полных химических анализов глинистых минералов и гидросиликатов. Лишь в единичных случаях удалось отделить более чистые фракции гидрохлоритов, монтмориллонита, галлуазита, бейделлита. Более чистые и легко выделяемые фракции этих минералов изучены нами из силикатных кор. В этих корах некоторые из первичных силикатов превращаются в мономинеральные псевдоморфозы или же среди рыхлых образований встречаются мелкие линзы или мономинеральные скопления глинистых минералов. На эталонных образцах их и были определены основные константы минералов, а изучение смесей затем произведено на полученной эталонной основе.

Всего в коре выветривания карбонатитовых массивов обнаружено 98 минералов. Большая часть из них гипергенного происхождения. Ранее в этих образованиях было известно около 30 минералов (Зверева, Писемский, 1969; Афанасьев, 1959; 1963; Терновой и др., 1969). Некоторые из обнаруженных минералов редки (коронадит, розенит, голландит, митридатит, дельвоксит) и ранее отмечались в единичных месторождениях других групп — марганцевых, осадочно-железородных.

### Список минералов кор выветривания

#### I. Самородные элементы

- |         |           |            |
|---------|-----------|------------|
| 1. Сера | 2. Золото | 3. Платина |
|---------|-----------|------------|

#### II. Сульфиды

- |               |              |             |
|---------------|--------------|-------------|
| 4. Молибденит | 5. Галенит   | 6. Марказит |
| 7. Ковеллин   | 8. Халькозин |             |

#### III. Фториды и фторалюминаты

- |            |                |
|------------|----------------|
| 9. Флюорит | 10. Геарксутит |
|------------|----------------|

#### IV. Окислы и гидроокислы

- |                       |               |                   |
|-----------------------|---------------|-------------------|
| 11. Магнетит          | 12. Шпинель   | 13. Хромомagnetит |
| 14. Маггемит          | 15. Гематит   | 16. Ильменит      |
| 17. Брукит            | 18. Анатаз    | 19. Перовскит     |
| 20. Циркелит          | 21. Ферсмит   | 22. Пироклор      |
| 23. Колумбит          | 24. Торианит  | 25. Бадделеит     |
| 26. Тенорит           | 27. Куприт    | 28. Глет          |
| 29. Окислы TR         | 30. Молибдит  | 31. Пирролюзит    |
| 32. Кварц             | 33. Халцедон  | 34. Лепидокрокит  |
| 35. Гётит, гидрогётит | 36. Бёмит     | 37. Гидраргиллит  |
| 38. Псилоомелан       | 39. Коронадит | 40. Голландит     |
| 41. Немалит           | 42. Опал      |                   |

#### V. Карбонаты

- |                 |               |                 |
|-----------------|---------------|-----------------|
| 43. Кальцит     | 44. Доломит   | 45. Анкерит     |
| 46. Родохрозит  | 47. Бербанкит | 48. Арагонит    |
| 49. Стронцианит | 50. Смитсонит | 51. Церуссит    |
| 52. Малахит     | 53. Азурит    | 54. Ураноталлит |
| 55. Шрекингерит | 56. Лантанит  | 57. Паризит     |
| 58. Бастнезит   |               |                 |

#### VI. Фосфаты

- |                |                |                |
|----------------|----------------|----------------|
| 59. Апатит     | 60. Гояцит     | 61. Горсейксит |
| 62. Крандаллит | 63. Сванбергит | 64. Вавеллит   |
| 65. Монацит    | 66. Черчит     | 67. Рабдофанит |
| 68. Вивианит   | 69. Митридатит | 70. Штрэнгит   |
| 71. Дельвоксит | 72. Торбернит  |                |

#### VII. Сульфаты

- |                |              |               |
|----------------|--------------|---------------|
| 73. Барит      | 74. Целестин | 75. Англезит  |
| 76. Гипс       | 77. Яровит   | 78. Розенит   |
| 79. Мелантерит | 80. Пизанит  | 81. Сидеротил |
| 82. Кошианит   |              |               |

#### VIII. Силикаты

- |                           |                            |                            |
|---------------------------|----------------------------|----------------------------|
| 83. Серпентин             | 84. Выщелоченный серпентин | 85. Гидрослюды, вермикулит |
| 86. Гидрохлорит           | 87. Серпофит               | 88. Керолит                |
| 89. Бейделлит             | 90. Сапонит                | 91. Монтмориллонит         |
| 92. Галлуазит             | 93. Каолинит               | 94. Нонтронит              |
| 95. Никельистый нонтронит | 96. Никелевый силикат      | 97. Пальгорскит            |
| 98. Иддингсит             |                            |                            |

При описании минералов основное внимание обращено на их ассоциации и распределение; обычные свойства наиболее распространенных минералов не приводятся.

### 1. САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Минералы этого класса, типичные для зон окисления сульфидных месторождений, редки среди продуктов выветривания карбонатитов, в связи с отсутствием или незначительным содержанием в коренных породах минералов Cu, Pb и практическим отсутствием Ag, Au, Bi.

С е р а S гипергенного происхождения довольно часто присутствует среди продуктов окисления пирита и марказита и обнаружена в Вуориярви, Намо-варе, Себль-Явре и Нижнесаянском массивах. Сера тесно ассоциирует с мелантеритом и гипсом, образуя тонкие желтые порошковатые налеты на их кристаллах. Скопления сера не образует и, вероятно, быстро окисляется на поверхности, исчезая вместе с мелантеритом. Спектральным анализом в сере обнаружены следы Se, Pb, In, Zn. Свойства серы обычные, дебаграмма аналогична эталонной.

З о л о т о Au постоянно присутствует в виде примеси в первичном пирите поздних карбонатитов, но содержание его обычно не превышает 0,0001%. В гипергенных условиях при окислении пирита золото высвобождается, хотя в связи с незначительным первичным содержанием концентраций оно не образует. Следы золота постоянно отмечаются спектральным анализом в псевдоморфозах лимонита по пириту. Редкая точечная вкрапленность самородного золота встречается в псевдоморфозах из массивов Восточного Саяна. Мелкие (<0,01 мм) единичные выделения его имеют неправильную форму, весьма высокую отражательную способность. Золото желтого цвета, изотропно. Состав его не был изучен из-за невозможности выделения в чистом виде.

В рыхлых отложениях, развитых на пиритоносных породах одного из саянских массивов, обнаружены единичные тончайшие листочки золота, покрытые пленкой лимонита. Свойства золота обычные.

П л а т и н а Pt — характернейший первичный минерал нормальных ультрабазитов (габбро-перидотитовой формации) — в ультраосновных — щелочных массивах обычно отсутствует. В связи с этим платина обычно не встречается и в рыхлых отложениях на этих массивах. Единичные находки платины сделаны нами в озерных отложениях у северо-восточной окраины Лесной вараки и в аллювии долин рек, дренирующих территорию Гулинского массива. Во всех этих точках связь обнаруженной платины с карбонатитоносными массивами проблематична, хотя поблизости типичных платиноносных интрузивных формаций нет. Платина образует единичные мелкие (до 0,1 мм) уплощенные выделения неправильной формы серебристо-белого цвета. Спектральным анализом в ней обнаружены Pt, Os, Ir (>1%) и следы Fe, Cu, Ni, Mn, Pd, Co, Cr.

## 2. СУЛЬФИДЫ

Минералы этой группы чрезвычайно характерны для первичных карбонатитов (Капустин, 1965, 1971). В зоне гипергенеза сульфиды разлагаются и лишь ничтожная часть их сохраняется.

М о л и б д е н и т  $MoS_2$  встречен в анкеритовых карбонатитах многих массивов. В зоне гипергенеза он замещается ферримолибдитом, изредка сохраняясь в аллювии и рыхлых отло-

жениях в виде отдельных листочков, покрытых пленками лимонита.

**Галенит**  $PbS$  широко развит в анкеритовых карбонатах и лишь изредка сохраняется в аллювии, переносясь на небольшие (до 2 км) расстояния. Обычно замещен с периферии желтыми охристыми продуктами. Как и молибденит, галенит сохраняется лишь в условиях холодного горного или субполярного климата, а в выветрелых зонах африканских и южноамериканских массивов он отсутствует.

**Марказит**  $FeS_2$  иногда в виде мелких (до 1 мм) кристаллов и кристаллических корок развивается в массе и на поверхности слабо выветрелых выделений пирротина. Он встречается в Вуориярви, Себль-Явре и одном из саянских массивов, в дезинтегрированных карбонатах. Марказит обычно покрыт белыми порошковатыми массами мелантерита и быстро изменяется. Свойства минерала обычные; спектральным анализом в нем обнаружены Fe, Ni, Zn.

**Ковеллин**  $CuS$  в виде тонкого порошкового налета или пленок развивается на поверхности халькопирита (Ковдор). Минерал черный, темно-синий, свойства его обычные, дебаграмма аналогична эталонной.

**Халькозин**  $Cu_2S$  часто, но в ничтожных количествах встречается на поверхности халькопирита в карбонатах, лишь слабо затронутых выветриванием. Халькозин ассоциирует с ковеллином и штаффелитом. Свойства минерала обычные, дебаграмма аналогична эталонной. В халькозине из Ковдора спектральным анализом обнаружены Cu, Fe, Pd, Zn.

### 3. ФТОРИДЫ И ФТОРАЛЮМИНАТЫ

Минералы этого класса не характерны для коры выветривания типичных карбонатитов, так как в последних содержания фтора обычно невелики. Слюды и апатит из этих пород (содержащие F) относительно устойчивы в гипергенных условиях и разлагаются медленно. Значительные количества первичных фторидов встречаются лишь в жилах Фримонт Каунти (США — Heinrich, Quon, 1963), а скопления флюорита — в некоторых массивах Сибири.

**Флюорит**  $CaF_2$  в виде редких зерен и прожилков присутствует в первичных поздних карбонатах Вуориярви, Намовары, Канганкуде, Фена, Альне, но содержание его невелико. Лишь в Большетагнинском массиве, в массивах Енисейского края и Тувы флюорит образует мощные тела. В гипергенных условиях флюорит растворяется грунтовыми водами, превращаясь в рыхлые ячеистые массы или замещаясь халцедоном. В более редких случаях флюорит переотлагается. В Большетагнинском и Енисейском массивах нами обнаружены белые порошковатые налеты и кристаллические корки светло-фиолетового

флюорита на натечном лимоните. Округлые и линзовидные скопления порошкового светло-фиолетового флюорита (до  $2 \times 5 \times 1$  см) встречены также в массе галлуазита в Енисейском массиве. Флюорит этого типа ассоциирует с лимонитом, пиролюзитом и глинистыми минералами. Кристаллы его кубического облика, с округленными гранями и ребрами, окрашены неравномерно: ядро в них более темное, а периферия — светлая. В гипергенном флюорите обнаружены ничтожные следы Sr, Ba и TR, в то время как эндогенный флюорит содержит их до 1—3% (в сумме). Порошковатый флюорит постоянно загрязнен примесью галлуазита.

Г е а р к с у т и т  $\text{CaAl}(\text{F}, \text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$  редко встречается в коре выветривания карбонатитов и обнаружен лишь в Большетагинском массиве. Здесь линейная кора выветривания развита в мелких зонах перетирания вдоль контактов гематит-флюоритовых жил. В таких участках встречены скопления галлуазита, перетертого порошкового флюорита, кварца, халцедона и среди них — мелкие (до 1 см) стяжения плотного фарфоровидного геаркусутита. Геаркусутит белого цвета, скрытокристаллический, постоянно содержит примесь галлуазита и кварца. Свойства минерала обычные. Под микроскопом он агрегатно поляризует;  $n_g = 1,458$ ;  $n_p = 1,449$ . Дебаграмма геаркусутита аналогична эталонной. На поверхности стяжений геаркусутита встречены тонкие кристаллические корки белого флюорита.

#### 4. ОКИСЛЫ

Минералы этого класса занимают одно из ведущих мест по распространенности в коре выветривания карбонатитов. Большая часть из них — остаточные минералы первичных пород, устойчивые в гипергенных условиях, но весьма широко развиты и гипергенные водные окислы Fe, Mn, Al. К первичным остаточным минералам относится большинство безводных окислов.

#### Безводные окислы

Магнетит  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  — характерный первичный минерал ультрабазитов, магнетито-форстеритовых пород и ранних карбонатитов — присутствует во всех массивах в значительных количествах. В элювии и рыхлых продуктах, покрывающих ультрабазиты, магнетит составляет от 10 до 50%, особенно в больших количествах накапливаясь над участками коренных пород, обогащенных первичным магнетитом. Механическая и химическая устойчивость магнетита, а также его значительный удельный вес приводят к накоплению минерала в элювии, перемытых корях, русловом аллювии и озерных отложениях. В этих образованиях магнетит составляет 30—60% тяжелой фракции, а вокруг выходов пород в массивах Вуориярви (Тухта-вара) и Ковдор магнетит накапливается в количестве до 70%. В древних

слоистых русловых отложениях мелких ручьев (доледниковой гидрографической сети), перекрытых ледниковыми отложениями над телом магнетито-форстеритовых пород в Ковдоре, магнетит распределен резко неравномерно. В верхах аллювиальной толщи содержание его 15—25%, а в низах достигает 70%. В нижней части разреза здесь развита косая слоистость и присутствуют невыдержанные мелкие (мощностью 10 см) линзы, содержащие 70—80% магнетита, значительную примесь апатита и измененного форстерита. Мелковкрапленный магнетит в процессе перемыыва кор и транспортировки постепенно переизмельчается и довольно быстро рассеивается. При неровном рельефе и развитой сети оврагов и долин магнетит преимущественно сносится в них, аккумуляруясь вместе с апатитом и образуя перемещенные концентрации. Такие концентрации обнаружены нами в современных и древних депрессиях и руслах на массивах Восточного Саяна, в Вуориярви, Себль-Явре, Африканде и Ковдоре. Аналогичные скопления магнетита известны вокруг массивов Африки (Deans, 1966, Heinrich, 1966), в которых количество магнетита в первичных породах не столь велико (до 15—20%). В связи с относительной устойчивостью магнетита ореол его рассеяния вокруг отдельных массивов достигает 15 км.

В массивах, расположенных в высоких широтах, в зоне полярного климата, большая часть магнетита в современных отложениях не изменяется. Но уже в саянских массивах обломки и кристаллы магнетита частично трещиноваты, корродированы с периферии и окружены коркой мартита или бурого пористого агрегата лимонита, гематита, во внутренних частях которых часто обнаруживаются микропрожилки и отдельные выделения магнетита. Кристаллы и обломки магнетита из древних русловых и элювиальных отложений в Ковдоре Вуориярви и Себль-Явре иногда мартитизированы целиком, что указывает на значительную интенсивность и гораздо более теплый климат, существовавший ранее на Кольском полуострове.

В тропических условиях процесс изменения магнетита выражен значительно интенсивнее, и большая часть его превращается в мартит (с вероятной примесью магнетита). Несмотря на то что повсеместно преобладает мартитизация и разрушение магнетита, этот минерал частично регенерируется в гипергенных условиях. В каркасных пористых псевдоморфозах лимонита по сплошной массе сульфидов в Нижнесаянском массиве встречены тонкие (до 1 мм) прожилки зернистого магнетита, пересекающие лимонит, и редкая вкрапленность отдельных мелких (до 0,1 мм) кристаллов. Этот магнетит гипергенного происхождения значительно отличается от первичного.

Свойства магнетита обычные. Под микроскопом, в отраженном свете он серого цвета, с отражательной способностью более высокой, чем у сфалерита и ильменита; изотропен. Гипергенный магнетит имеет буроватый оттенок. Состав магнетита из рыхлых

отложений практически аналогичен его составу из корренных пород. В рыхлых отложениях на карбонатитах магнетит постоянно более магнезиальный и содержит до 3%  $TiO_2$ , а в выветрелых ультрабазитах он представлен титаномagnetитом до 14%  $TiO_2$ . В выветрелом и мартитизированном магнетите из древнего аллювия (Ковдор) и перемытой коры (Нижнесаянский массив) повышено содержание Al и понижено Ti по сравнению с первичным материалом (табл. 10).

Таблица 10

Химический состав магнетита, вес. %

Компоненты	Оливины		Пироксениты		Магнетитовые породы		Карбонатиты		
	Гулинский	Африканда		Вуориярви		Ковдор		Саянские	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$TiO_2$ . . .	8,42	7,31	10,40	8,79	0,74	1,24	1,04	0,92	3,06
$Al_2O_3$ . . .	1,76	1,40	1,85	1,64	3,15	2,02	1,89	1,69	2,00
$Fe_2O_3$ . . .	56,72	57,00	53,94	56,67	6,24	66,60	66,73	66,97	64,19
$V_2O_5$ . . .	0,16	0,04	0,08	0,07	0,09	0,05	0,09	0,12	0,11
$FeO$ . . . .	27,09	29,46	29,60	24,17	20,31	24,48	25,19	25,48	27,75
$MnO$ . . . .	0,98	0,70	0,60	0,88	0,96	0,81	0,92	1,14	0,99
$MgO$ . . . .	5,27	4,09	3,53	7,85	8,56	4,69	4,61	2,86	3,27
Прочие . . .	—	—	—	—	—	0,11	—	—	—
Сумма . . .	100,40	100,00	100,00	100,07	101,05	100,00	100,47	99,18	100,37

Примечание. Образцы из Вуориярви и саянских массивов—из элювия. Анализы 2, 3, 6 приведены по данным А. А. Кухаренко и др. (1965). Аналитики: 1, 4, 5, 8—Н. А. Короткова; 7, 9—М. В. Кухарчик, В. Н. Архангельская.

**Шпинель**  $(Mg, Fe)Al_2O_4$  в единичных мелких ( $<0,2$  мм) зерна неправильной формы встречается в рыхлых отложениях, развитых на магнетито-форстеритовых породах в Ковдоре и Вуориярви. Шпинель—остаточно-реликтового происхождения. В единичных зернах встречается и в озерных отложениях массива Вуориярви. Шпинель зеленого цвета, изотропна;  $n = 1,770$ ; прочие свойства ее обычные; дебаграмма аналогична эталонной.

**Хромомagnetит**  $Fe(Fe, Cr)_2O_4$  в виде редких, хорошо ограниченных октаэдрических кристаллов со слабо округленными ребрами встречается в аллювии и озерных отложениях массивов Лесная варака и Гулинский. Кристаллы его (0,5—1 мм) не изменены, черные, блестящие. Минерал магнетит слабее магнетита. Дебаграмма хромомagnetита близка к таковой для магнетита, с незначительным уменьшением размера элементарной ячейки  $a_0 = 8,3\text{Å}$  (вычислено по дебаграмме). Удельный вес минерала 4,90. Содержание  $Cr_2O_3$  7,65% (Лесная варака). Минерал реликтивно-остаточно происхождения. Хотя состав хромистых шпинел-

лидов из первичных ультрабазитов обоих массивов не изучен, вероятно, изменений состава хромагнетита не произошло при выветривании, так как минерал имеет свежий внешний облик.

Маггемит  $\text{FeFe}_2\text{O}_4$  — довольно редкий минерал, вероятно, часто развивается в гипергенных условиях в коре выветривания богатых железом пород (Лебедев, 1965; Юрк, Шнюков,

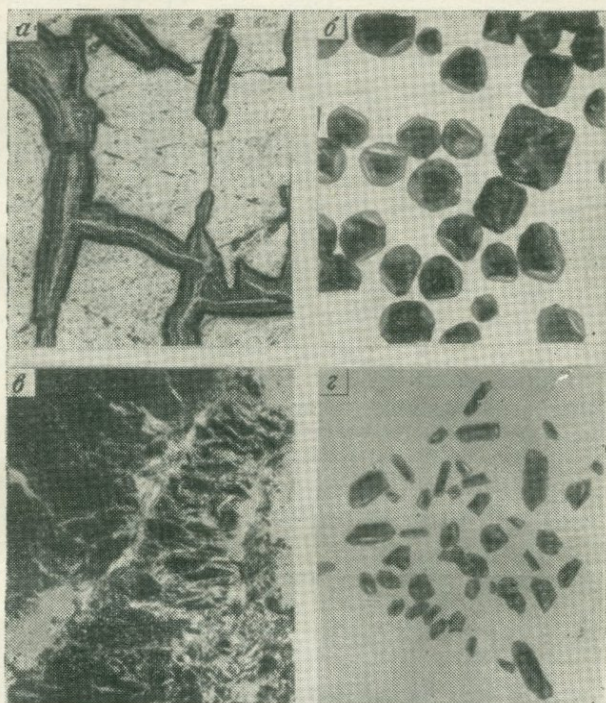


Рис. 9. Форма выделений некоторых минералов в коре выветривания.

*а* — тончайшие выделения маггемита (светлое) в центре микропрожилков лимонита в магнетите (светлое, основное поле); *б* и *г* — кристаллы ниобатов из аллювия (*б* — пирохлор, *г* — колумбит); *в* — периферическая зона разрушенного кристалла пирохлора. Нижнесаянский массив. *а* — полир. шлиф, николь  $1 \times 84$ ; *б* и *г*  $\times 12$ ; *в* — прозр. шлиф, николь  $1 \times 72$

1958; Овчинников, 1953; Павлов, 1957). Маггемит обнаружен нами в виде тонких (до 0,2 мм) самостоятельных прожилков в массе лимонита и в виде единичных округлых выделений во внутренних частях прожилков лимонита, пересекающих массивные выветрелые массы пирротина (массив Вуориярви, саянские и Салла-латва). Иногда маггемит встречается и во внутренних частях псевдоморфоз мартита по магнетиту из перемытой коры Нижнесаянского массива. Маггемит образует тончайшие ячеисто-прожилковые сростания с гётитом и гидрогётитом или пористым гематитом (рис. 9, *а*). Выделить маггемит в чистом виде не удалось ввиду

его теснейших сростаний с этими минералами. Дебаеграмма маггемита близка к дебаеграмме магнетита ( $a_0 = 8,3\text{\AA}$ ). В шлифах маггемит отличается от магнетита лишь при совместном сростании по более высокой отражательной способности; в отраженном свете маггемит голубовато-серый, изотропный. Спектральным анализом в образцах маггемита (загрязненного лимонитом) постоянно отмечается присутствие Al, Mn и Cr (0,1—1%). В ассоциирующих с маггемитом гематите и гётите примесь этих элементов обычно ниже (до 0,1%) и, возможно, они свойственны именно маггемиту (алюомаггемит?). Присутствие Al и Cr, вероятно, стабилизирует структуру маггемита (Лебедев, 1965), в результате чего он и кристаллизуется вместо гематита.

Гематит  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  широко развит в поздних карбонатитах, где он замещает карбонаты Fe и Mg в ассоциации с кальцитом, кварцем, флюоритом на поздних стадиях процесса (Капустин, 1971). В гипергенных условиях этот гематит из-за своей хрупкости сохраняется редко и лишь в элювиально-делювиальных отложениях. Мелкие (до 1 мм) редкие округленные пластины гематита встречены нами в рыхлых отложениях почти всех массивов. В элювии, развитом на гематит-флюоритовых породах Большетагнинского массива, черные пластины гематита расщеплены и обохрены с периферии. Содержание гематита в рыхлых отложениях на этом массиве быстро уменьшается по мере удаления от гематитсодержащих пород. Вверх по разрезу рыхлых отложений гематит также исчезает, сменяясь порошковой охристой массой лимонита и гематита (гипергенного). Гораздо более устойчивы и широко распространены псевдоморфозы по магнетиту (мартит), встречающиеся в гипергенной зоне всех массивов. В отложениях на кольских массивах мартитизация четко проявлена лишь в доледниковых образованиях, а в постледниковых она не развита. Более интенсивно мартитизация развита в зоне тропического климата. В рыхлых отложениях на массивах Луеш, Араша, Якупиранга, Мрима, Бингу мартит распространен весьма широко (Broughton а. о. 1950, Bethune, 1956).

Свойства гипергенного гематита обычные. Спектральным анализом в мартите постоянно отмечается примесь Mn, Mg, Al, Ba, Cu, но химические анализы (М. В. Кухарчик) показали понижение содержания в нем  $\text{TiO}_2$  (0,95%) и повышение содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (2,14%) в мартите против 2,17%  $\text{TiO}_2$  и 0,75%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в первичном магнетите из карбонатитов массива Вуориярви; 0,43%  $\text{TiO}_2$  в мартите из саянского массива при содержании 1,56% в первичном магнетите. Примесь Nb, Ta, Zr в мартите спектральным анализом не уловлена.

Ильменит  $\text{FeTiO}_3$  в рассматриваемых массивах встречается часто, но в незначительных количествах, концентрируясь преимущественно в амфиболизированных ранних карбонатитах (Капустин, 1971). В гипергенных условиях ильменит высвобождается, но концентраций не образует. Мелкие (<1 мм) округ-

ленные кристаллы ильменита встречены в рыхлых отложениях на карбонатитах Нижнесаянского, Песочного, Ковдорского и Вуориярвинского массивов, а также в озерных и аллювиальных отложениях поблизости от этих массивов. В современных отложениях кристаллы ильменита округлены или окатаны, а в доледниковых — покрыты плотными белыми пленками (Вуориярви) или желтыми порошковатыми налетами гипергенного анатаза (лейкоксен). В древней коре массива Вуориярви, перекрытой озерными отложениями, обнаружены пластины ильменита, почти нацело замещенные анатазом. Неизмененный ильменит обычно почти чисто железистый, содержит  $MnO$  3%,  $Nb_2O_5$  0,3—0,7% и  $Ta_2O_5$  0,005—0,01%. В лейкоксенизированном материале примесь  $Nb_2O_5$  повышается до 1,27% (Вуориярви) — 1,31% (Нижнесаянский) и  $Ta_2O_5$  до 0,04% (Вуориярви).

**Б р у к и т**  $TiO_2$  — характерный первичный минерал поздних карбонатитов (Капустин, 1971). В небольших количествах он местами встречается в рыхлых отложениях, развитых на этих породах или поблизости от них (Вуориярви, Намо-вара, Магнет-Ков), но площадного распространения не имеет. Единичные знаки брукита встречены и в озерных отложениях массива Вуориярви. В гипергенных условиях брукит устойчив. Редкие кристаллы его в россыпях лишь слабо округлены и часто имеют ровные блестящие грани. Брукит представлен черным арканзитом.

**А н а т а з**  $TiO_2$  в виде тетрагональных синих кристаллов широко распространен в первичных поздних карбонатитах и, высвобождаясь из них в гипергенных условиях, сохраняется в рыхлых отложениях. Но анатаз образуется и при выветривании минералов  $Ti$ . В доледниковых отложениях массивов Вуориярви, Ковдор и Себль-Явр часто встречаются серо-желтые псевдоморфозы плотного микрозернистого анатаза (лейкоксен) по перовскиту, реже — по ильмениту. В пористо-ячеистых массах лимонита, цементирующих скопления титаномагнетита (Вуориярви—Неске-вара), встречены скопления порошкового анатаза размером до  $1 \times 2 \times 1$  см. Пленки светло-серого плотного анатаза покрывают кристаллы перовскита в ультрабазитах Салмагорского, Вуориярвинского и Нижнесаянского массивов. Все изученные лейкоксеновидные продукты дали дебаеграммы анатаза.

Хотя анатаз устойчив при выветривании, в процессе перемыва рыхлых отложений он разрушается и постепенно исчезает. Свойства остаточного анатаза обычно не меняются при выветривании, но гипергенный анатаз по свойствам и составу отличается от первичного. Дебаеграмма порошкового анатаза диффузна; в нем повышено содержание  $Nb$ ,  $Ta$ , воды (табл. 11) и постоянно присутствует примесь  $Ca$ ,  $Al$ ,  $Si$ ,  $Mn$ ,  $Fe$ ,  $Sr$  (до 1% по данным спектрального анализа).

На кривой нагревания порошкового анатаза заметен небольшой эндотермический пик при 80—100°, вероятно, обусловленный выделением воды низкотемпературного характера.

Химический состав анатаза и замещаемого им перовскита, в вес. %

Компоненты	Анализ	Порошковый анатаз по перовскиту	Плотный анатаз	Первичный перовскит	Порошковый анатаз из лимонита
	Вуориярви	Салмагорский	Вуориярви	Вуориярви	Нижнесаянский
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . .	0,79	1,34	1,72	0,64	0,35
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . .	0,01	—	0,09	0,08	0,02
TiO <sub>2</sub> . . .	—	—	96,41	—	—
H <sub>3</sub> O . . . .	—	—	3,91	—	2,87

Аналитик М. В. Кухарчик; содержание воды определено при термическом анализе Н. С. Гороховой.

**Перовскит** (Ca, Sr, TR)(Ti, Nb)O<sub>3</sub> — типоморфный минерал ультрабазитов и ранних карбонатитов в стадии (Капустин, 1971). Он чрезвычайно широко распространен и в коре выветривания этих пород. Высокая твердость, механическая и химическая устойчивость предопределили его хорошую сохранность при выветривании. Перовскит встречен в элювии, аллювии и озерных отложениях всех кольских и многих сибирских массивов; он известен в коре выветривания Якупиранги, Палаборы, Магнет-Ков (Tuttle, Gittins, 1966), где ассоциирует с титаномagnetитом, вермикулитом и апатитом. Количественно перовскит повсеместно уступает титаномagnetиту.

В отечественных массивах, расположенных в холодной или умеренной климатических зонах, перовскит в рыхлых отложениях с поверхности часто замещается анатазом. В жарком тропическом климате этот процесс несомненно ускоряется, и значительная часть перовскита должна быть лейкоксенизирована. При перемыше кор выветривания относительно мягкий лейкоксен быстро уничтожается. Тем не менее перовскит является характерным минералом выветривания ультрабазитов, и наличие этого минерала может служить их поисковым признаком. Высокое содержание в перовските Nb указывает на первоначальную принадлежность его к карбонатитам, а обогащение TR — на принадлежность к ийолит-пегматитам (Кухарченко и др., 1965). Перовскит из ультрабазитов обычно октаэдрический, а из карбонатитов — кубический.

**Циркелит** (цирконолит) — Ca ZrTi<sub>2</sub>O<sub>7</sub>, присутствует в амфиболитизированных пироксенитах, а его ниобиевая разновидность — в рихтеритизированных ранних карбонатитах (Бородин и др., 1960; Капустин и др., 1972). В гипергенных условиях циркелит светлеет с периферии, часто замещаясь порошковатыми продуктами, но его ниобиевая разновидность гораздо более устойчива. Хотя ее содержание в коренных карбонатитах обычно нич-

тожно и лишь местами встречаются ее концентрации, кристаллы ниободирконолита широко распространены в рыхлых отложениях. В Vuoriaarvi ниободирконолит местами встречается в рыхлых отложениях не только на карбонатитах, но и на пироксенитах. Отдельные знаки его встречены и в озерных отложениях на западном склоне Неске-вары. Особенно устойчивы псевдокубические кристаллы этого минерала. Вместе с магнетитом, титаномagnetитом и перовскитом кристаллы этого типа обнаружены в современных рыхлых отложениях на удалении до 4 км (к юго-востоку) от массива Vuoriaarvi. Эти кристаллы слабо окатаны, ребра их округлены, но сами кристаллы совершенно свежие и не несут следов изменения.

Свойства и состав первичных минералов рассматриваемой группы варьируют. Выделяются разновидности минерала, обогащенные Th, U, TR и Nb (Булах и др., 1960; Бородин и др., 1960). В гипергенных условиях в древних породах ниобиевая разновидность меняется: постепенно осветляется, гидратируется, теряет Ca, удельный вес ее понижается до 3,93 (табл. 12). Форма кристаллов при этом не изменяется, и по ним развиваются исключительно тонкозернистые параморфозы, не дающие дифракционной рентгеновской картины. Химический состав полностью осветленного (светло-кремового) ниободирконолита (анализ в табл. 12) значительно отличается от состава первичного минерала большим содержанием Nb, Th, Zr и Ta и воды. В нем резко уменьшается количество Ca, щелочей. Состав TR в выветрелых образцах также меняется, и в минерале возрастает содержание Ce, La, Nd (табл. 13). При нагревании минерала вода удаляется при 90—100°, а при 710° минерал рекристаллизуется. На дебаграмме полученного вещества отмечены слабые линии циркона, сильные линии ильменита, бадделеита; иногда заметны линии пирохлора. Вода в выветрелом минерале, вероятно, заполняет пустоты в разрыхленном каркасе структуры. Измененный светлый циркелит более мягок и легче разрушается при перемыве. Грани его округляются, и он становится неотличимым от обычного лейкоксена. В этом виде он несомненно пропускается в шлихах, и диагностика его затруднительна.

Ферсмит  $\text{CaNb}_2\text{O}_6$  постоянно входит в состав псевдоморфоз по пирохлору, развивающихся во внешней зоне анкеритизации пирохлороносных ранних карбонатитов. В рыхлых отложениях и особенно в аллювии такие псевдоморфозы сохраняются наиболее хорошо. Они более устойчивы механически, чем первичный хрупкий пирохлор. Ферсмит образует микропрожилки в кристаллах пирохлора и оторочки игольчатых агрегатов вокруг них. Присутствие ферсмита в тесной ассоциации с колумбитом в таких оторочках — характерный признак анкеритизированных ранних карбонатитов. В гипергенных условиях ферсмит совершенно осветляется. По нему развивается тонкозернистый агрегат с очень высокими показателями преломления. Стадийность

## Химический состав и свойства циркелита

Компо- ненты	Ковдор						Вуориярви			
	черный		бурый		кремовый		черный			
	1		2		3		4		5	
	вес. %	атомн. кол-во	вес. %	атомн. кол-во	вес. %	атомн. кол-во	вес. %	атомн. кол-во	вес. %	атомн. кол-во
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	24,81	0,1851	22,70	0,1694	26,08	0,1946	24,40	0,1828	24,73	0,1850
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2,74	0,0120	2,15	0,0096	0,30	0,0013	1,24	0,0055	1,85	0,0083
TiO <sub>2</sub>	16,32	0,2004	19,95	0,2487	25,83	0,3228	16,00	0,2000	17,76	0,2220
ZrO <sub>2</sub>	28,86	0,2346	28,71	0,2334	30,67	0,2493	29,01	0,2358	28,90	0,2348
ThO <sub>2</sub>	2,51	0,0095	3,80	0,0143	1,26	0,0047	3,50	0,0136	2,05	0,0071
U <sub>3</sub> O <sub>8</sub> *	3,20	0,0113	4,62	0,0143	6,79	0,0241	—	—	0,61	0,0021
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,46	0,0432	4,86	0,0607	—	—	3,48	0,0435	3,32	0,0415
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,79	0,0169	1,74	0,0104	0,10	0,0005	2,84	0,0172	3,84	0,0232
FeO	2,02	0,0280	—	—	—	—	5,24	0,0727	5,33	0,0740
CaO	10,12	0,1807	8,30	0,1482	1,88	0,0335	10,00	0,1785	10,51	0,1876
(Na, K) <sub>2</sub> O	2,27	0,0732	—	—	—	—	1,26	0,0406	—	—
H <sub>2</sub> O	1,13	0,1255	3,04	0,3377	7,45	0,8277	2,88	0,3200	1,09	0,0351
Прочие	—	—	—	—	—	—	0,21	—	—	—
Сумма	100,23		99,87		100,36		100,06		99,99	
Анали- тик	А. В. Бы- кова				Г. В. Лю- бомилова		А. В. Быкова			
Уд. вес	4,32		4,30		3,94		4,60		4,47	

Формулы анализированных образцов:

1.  $(Ca_{0,84}Na_{0,34}Fe_{0,13}^{+2}RT_{0,07}U_{0,05}Th_{0,04})_{1,47}Zr_{1,09}(Ti_{0,93}Nb_{0,86}Ta_{0,01} \cdot Fe_{0,20}^{+3})_{2,00}O_{7,63}(OH)_{0,58}$
2.  $(Ca_{0,60}Th_{0,06}U_{0,06}TR_{0,04})_{0,76}Zr_{0,95}(Ti_{1,02}Nb_{0,69}Ta_{0,04}Fe_{0,25}^{+3})_{2,00}O_{6,32}(OH)_{1,38}$
3.  $(Ca_{0,13}Th_{0,02}U_{0,09}TR_{0,01})_{0,25}Zr_{0,96}(Ti_{1,24}Nb_{0,75}Ta_{0,01})_{2,00}O_{5,02}(OH)_{3,20}$
4.  $(Ca_{0,85}Th_{0,06}TR_{0,08})_{1,03}Zr_{1,18}(Ti_{1,00}Nb_{0,97}Ta_{0,03})_{2,00}O_{7,11}(OH)_{1,76}$
5.  $(Ca_{0,90}Th_{0,03}U_{0,22}TR_{0,11})_{1,26}Zr_{1,13}(Ti_{1,07}Nb_{0,89}Ta_{0,04})_{2,00}O_{7,73}(OH)_{0,12}$

\* В обр. 1, 4, 5 содержится UO<sub>2</sub>; в обр. 2, 3—U<sub>2</sub>O<sub>7</sub>.

изменения установить не удалось из-за невозможности выделения их в чистом виде. Спектральным анализом в них обнаружены Nb, Mn, Ta.

Пироклор  $(Na, Ca, U, Th, TR)_2(Nb, Ta, Ti)_2O_8$  (F, OH) — типоморфный аксессуарный минерал ранних карбонатитов, известный в подавляющем большинстве массивов. Состав его изменяется, и каждой из стадий карбонатитового процесса отвечает пироклор определенного состава (Гайдукова и др., 1962); Капустин, 1964, 1971). Постоянное наличие концентраций пироклора в первичных карбонатитах обуславливает обогащение им и рыхлых

Соотношение редкоземельных элементов в минералах ( $\sum TR_2O_3 = 100\%$ )

Минерал	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Y	Массив
Гаччетолит первичный	10	48	7	22	2	0,2	3	0,1	0,4	—	0,2	0,1	7	Вуориярви
» »	11	52	7	24	2	—	2	—	—	—	—	—	2	»
» »	9	47	7	21	3	0,1	2,4	0,1	0,8	0,1	0,4	0,1	9	Верхнесаянский
» выветрелый	19	50	6	20	2	—	3	—	—	—	—	—	—	»
» первичный	12	52	7	24	2	0,2	2,2	0,1	0,4	0,1	—	—	—	Нижнесаянский
» выветрелый	23	46	6	20	3	—	2	—	—	—	—	—	—	»
» первичный	11	47	6	20	3	0,2	2,4	0,1	0,8	0,1	0,3	0,1	7	Ковдор
» выветрелый	19	53	6	19	2	—	1	—	—	—	—	—	—	»
Пирохлор бурый первичный	15	57	6	17	5	—	—	—	—	—	—	—	—	Вуориярви
Пирохлор трещиноватый	16	59	6	16	3	—	—	—	—	—	—	—	—	»
» бурый первичный	19	62	4	13	2	—	—	—	—	—	—	—	—	Нижнесаянский
Пирохлор порошковатый	18	61	4	14	2	—	1	—	—	—	—	—	—	»
» из аллювия	14	56	6	18	3	0,1	1,5	—	0,4	—	—	—	—	»
Ниободирконолит первичный	4	31	9	23	7	0,7	4,5	0,5	4	—	0,9	0,4	15	Вуориярви
Ниободирконолит осветленный	9	46	8	26	5	0,2	2,6	0,1	0,8	0,2	0,2	0,1	2	»
Ниободирконолит первичный	5	35	10	30	6	1	3,2	0,8	2	0,2	0,4	0,4	7	Ковдор
Ниободирконолит светлый	11	49	8	25	5	—	2	—	—	—	—	—	—	»
Бадделейт из аллювия	19	50	6	24	1	—	1	—	—	—	—	—	—	»
» » »	16	46	7	21	2	0,2	2,2	0,1	0,8	—	0,2	0,1	4	Нижнесаянский

отложений на этих породах. При растворении основной массы карбонатов он накапливается, и содержание его достигает 5—10%. Известны крупные промышленные месторождения именно в корах (Араша, Тапира, Бингу, Мрима, Мбея), где пирохлор ассоциирует с другими остаточными минералами — апатитом, магнетитом, бадделейтом. При перемыве рыхлых отложений пирохлор первоначально накапливается, но затем из-за своей хрупкости измельчается и разрушается. Концентрации его возникают в тыловой зоне россыпей ближнего сноса, на удалении не свыше 2 км от коренного источника. Наиболее легко разрушаются метамиктный гатчеттолит и красно-бурый пирохлор, обогащенные Ta, Th, U. Кристаллический светло-бурый пирохлор из рихтерит-доломитовых зон и в элювии, и в россыпях сохраняется. Пирохлор претерпевает и химическое изменение. Кристаллы его осветляются, становятся непрозрачными, грани их искривляются, покрываясь трещинами и порошковатым налетом (см. рис. 9, з). Этот процесс интенсивно проявлен в древних саянских корах и доледниковых корах кольских массивов. В современных условиях химическое изменение пирохлора проявлено слабо, и кристаллы его в элювии покрыты лишь тонким порошковатым веществом. Максимально интенсивно изменение пирохлора в тропическом климате, где он нацело превращается в порошковатые параморфозы (Мрима — Coetzee, Edwards, 1959). Подобные параморфозы обнаружены нами в саянских массивах. Под микроскопом они имеют вид тонкозернистого изотропного агрегата, загрязненного лимонитом и монтмориллонитом.

В процессе выветривания из минерала выносятся Ca, Na, TR, Sr, F, Ti; резко возрастает содержание  $H_2O$  и происходит окисление поливалентных элементов. При значительных вариациях в составе первичного пирохлора сравнение пирохлора из различных участков или из перемытой и переотложенной коры не имеет смысла, так как первичные колебания могут значительно перекрывать пределы вторичных изменений. При сравнении первичных и выветрелых образцов пирохлора из одних и тех же участков (табл. 14) хорошо заметно накопление при выветривании в минерале Nb, Ta, Zr, Th и вынос Ca, Na, F. Состав некоторых образцов из Вуориярви, Верхнесаянского и Нижнесаянского массивов значительно отличается от состава первичного пирохлора, приближаясь к теоретическому составу  $(Nb, Ta)_2O_5 \cdot nH_2O$ . В конечном итоге (обр. 4 и 14 в табл. 14) автором была изучена стадийность процесса выветривания при наличии нескольких промежуточных по степени выветрелости образцов. В выветрелых образцах пирохлора отмечается (кроме постоянного накопления Nb и Ta) также первоначальное накопление U,  $Fe^{+3}$  и TR, в меньшей степени Th. Характерные отношения Ta/Nb, U/Th, Nb/Ti возрастают в продолжении всего процесса выветривания, но на последней стадии U также выносятся. Меняется иногда и состав TR с хорошо улавливаемым накопле-

нием La и выносом только Y, Yb, Gd, Sm, Pr, но и на последней стадии Ce и Nd (табл. 15). Параллельно выветриванию происходит окисление поливалентных элементов, и в выветрелых образцах минерала присутствуют только  $U^{+6}$ ,  $Fe^{+3}$  и  $Ce^{+4}$ ,  $Ce^{+3}$ ,  $U^{+4}$  и  $Fe^{+2}$  не фиксируются (наличие  $Ce^{+4}$  определено А. В. Быковой в ходе анализа минерала). Окисление U и Fe — основных хромофоров в пирохлоре, вероятно, обуславливает обесцвечивание минерала ( $U^{+6}$  и  $Fe^{+3}$  согласованно окрашивают минерал в желтый цвет). Постоянное окисление катионов в пирохлоре следует иметь в виду при расчете формулы его, пересчитывая  $U^{+6}$  на  $U^{+4}$ , хотя для Fe этот пересчет более сложен, поскольку в первичных образцах пирохлора постоянно присутствуют и  $Fe^{+2}$  и  $Fe^{+3}$ .

При выветривании пирохлора происходит интенсивная гидратация его. Содержание воды быстро увеличивается, достигая максимума в порошковатом продукте выветривания (до 17%). Параллельно возрастает амплитуда эндотермического (выделение воды, 90—120°) и экзотермического (рекристаллизация, 450—520°) пиков на кривой нагревания пирохлора (рис. 10, 8—13). Выветрелый порошковатый пирохлор после рекристаллизации дал дебаеграмму, содержащую кроме линий, свойственных самому пирохлору, ряд слабых линий, принадлежность которых установить не удалось. На трех дебаеграммах порошковатых продуктов выветривания, прокаленных до 600 и 650°, четко установлен ряд линий, характерных для синтетической  $Nb_2O_5$  (см. табл. 15). Линии пирохлора (еще более слабые) присутствуют только на одной из этих дебаеграмм (обр. 3 в табл. 15).

Таким образом, при выветривании пирохлор теряет катионы и постепенно превращается в соединение  $(Nb, Ta)_2O_5 \cdot nH_2O$ , весьма мягкое и легкое рассеивающееся при перемыве и дезинтеграции.

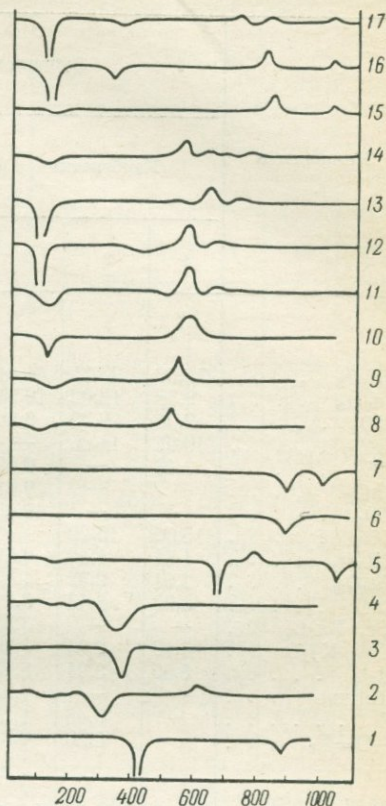


Рис. 10. Кривые нагревания минералов

1 — немалит; 2 — лепидокрокит, 3—4 — гётит и гидрого́тит, 5 — гидраргиллит, 6 — псиломелан, 7 — коронадит, 8 — пирохлор метамиктный, 9 — гатчетолит, 10 — выветрелый пирохлор, 11 — осветленный гатчетолит, 12 — порошок по гатчетолиту, 13 — порошок по пирохлору, 14 — обохренный колумбит, 15 — циркелит первичный, 16 — то же, кремовый, 17 — то же, светло-серый

Химический состав и  
в вес.

Компоненты	Вуориярви					Ковдорский		Ве	
	Карбонатит			Кора	Аллювий	Карбонатит	Элювий	Карбонатит	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	32,50	33,21	41,41	36,81	61,44	44,34	39,77	35,42	48,88
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	9,30	12,62	10,54	19,50	2,46	8,05	11,92	15,18	10,28
TiO <sub>2</sub> . . . . .	9,00	9,39	6,56	6,52	3,48	7,44	5,64	3,85	5,20
ZrO <sub>2</sub> . . . . .	10,95	11,05	—	—	0,10	6,09	3,21	3,36	Нет
SiO <sub>2</sub> . . . . .	2,46	—	0,67	—	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
ThO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	0,01	—	5,55	3,48	4,40	—	—
UO <sub>3</sub> . . . . .	—	—	19,66	16,09	—	6,75	10,67	—	—
UO <sub>2</sub> . . . . .	15,00	15,20	—	—	0,31	—	—	15,20	7,92
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,52	1,40	0,59	0,30	3,25	1,54	1,73	1,40	0,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,01	2,32	1,83	1,19	1,73	2,00	1,19	2,69	0,97
CaO . . . . .	8,99	8,43	5,69	3,23	13,95	10,74	8,22	9,35	13,47
(Sr, Ba)O . . . . .	—	—	3,35	—	—	—	—	0,88	—
(Na, K) <sub>2</sub> O . . . . .	3,10	2,84	0,20	0,47	4,54	3,91	1,07	1,05	3,83
H <sub>2</sub> O . . . . .	5,00	3,91	8,03	14,68	1,31	4,40	10,54	7,95	5,88
Прочие . . . . .	—	—	1,04	—	—	—	—	—	—
F . . . . .	—	0,48	1,21	—	3,11	1,41	—	2,89	3,46
—O=F <sub>2</sub> . . . . .	—	0,20	0,51	—	1,40	0,58	—	1,12	1,42
Сумма . . . . .	99,83	100,65	99,98	98,79	99,83	99,57	98,36	98,10	99,19
Аналитики . . . . .	А. В. Быкова	Е. А. Исаева	Г. В. Любомилова	М. Е. Казакова	Г. В. МП				
Уд. вес . . . . .	4,89	4,85	4,88	4,32	4,56	4,90	4,70	4,85	4,82
a <sub>0</sub> Å . . . . .	10,35	10,34	10,38	—	—	10,40	10,42	10,41	10,40
n . . . . .	1,99	2,05	2,00	1,9	—	2,05	2,0	2,05	2,0

Примечание. Анализы 1—2, 4—15 по данным автора; 3—А. С. Сергеев, 1961; измененного пироксера; 4. (Na<sub>0,07</sub>Ca<sub>0,27</sub>U<sub>0,26</sub>Fe<sub>0,07</sub>)<sub>0,67</sub>(Ti<sub>0,37</sub>Nb<sub>1,24</sub>Ta<sub>0,39</sub>)<sub>2</sub>O<sub>6</sub>·3,68H<sub>2</sub>O; 11. (Ca<sub>0,48</sub>Fe<sub>0,09</sub>U<sub>0,20</sub>)<sub>0,77</sub>(Ti<sub>0,36</sub>Ta<sub>0,55</sub>Nb<sub>1,12</sub>)<sub>2</sub>O<sub>6,11</sub>·4,09H<sub>2</sub>O; 14. (Ca<sub>0,24</sub>U<sub>0,18</sub>

## свойства пироксера,

%

рхнесаянский			Нижнесаянский			Сибирский				
Элювий			Карбонатит	Кора	Аллювий					
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
34,82	36,05	31,55	36,43	39,81	61,48	54,34	44,54	49,94	53,04	48,14
19,86	23,17	25,60	16,95	19,52	0,90	8,29	11,57	8,34	9,55	8,36
7,45	5,40	6,26	7,81	8,30	7,73	6,41	6,09	5,53	6,31	6,27
0,81	1,54	1,46	0,14	—	—	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01
0,92	—	—	—	—	1,50	1,47	2,32	1,95	2,20	2,01
0,48	0,70	—	2,57	0,80	3,51	0,04	0,03	—	—	—
4,66	10,53	16,32	1,80	8,41	0,18	11,27	16,31	12,51	10,17	12,90
10,04	—	—	13,76	—	0,16	—	—	—	—	—
—	—	1,00	2,19	—	3,85	0,003	0,003	0,005	0,005	—
1,06	1,11	1,49	1,82	4,58	2,30	2,25	2,20	2,93	1,69	5,00
11,00	4,94	1,77	10,43	3,35	11,80	10,09	6,89	7,72	6,27	8,89
0,65	—	0,95	0,78	—	—	—	—	—	—	—
2,08	—	0,82	—	—	2,76	1,09	0,18	0,37	0,38	0,36
2,87	13,98	11,35	2,64	12,46	0,88	—	—	—	—	—
2,46	2,56	—	0,12	4,10	0,75	1,87	6,89	8,69	8,54	6,24
1,63	—	2,38	4,45	—	2,64	1,30	1,08	0,87	0,44	0,43
0,68	—	1,00	1,82	—	1,11	—	—	—	—	—
100,11	99,98	99,95	100,07	99,33	99,33	98,44	98,11	98,87	98,60	98,61
Люболова	З. Т. Катаева	Г. В. Любомилова	А. В. Быкова							
4,52	4,51	4,38	4,89	4,4	4,62	4,51	4,28	4,10	4,32	3,84
—	—	—	—	—	5,49	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	2,11	—	—	—	—	—

16—20—Е. А. Зверева, Г. В. Писемский, 1969. Формулы анализированных образцов

Fe<sub>0,22</sub>)<sub>0,64</sub>(Ti<sub>0,44</sub>Nb<sub>1,20</sub>Ta<sub>0,36</sub>)<sub>2</sub>O<sub>5,89</sub>·2,79H<sub>2</sub>O.

Межплоскостные расстояния некоторых гипергенных минералов

(Nb, Ta) <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ·nH <sub>2</sub> O			Эталон Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		Тг <sub>2</sub> O <sub>3</sub>				Эталон La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Эталон La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		Тенорит		Эталон (тенорита)						
1		2		3		4		5		6		7		5		6		7		8		9	
I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)
2	5,6	1	6,1	1	5,8	30	5,70	4	5,0	5	5,1	50	5,049	1	2,520	1	2,518	50	2,518	3	2,56	49	2,530
1	4,8		—	1	5,0	20	5,06		—		—	10	4,678		—		—	50	2,481	10	2,51	100	2,523
	—	1	3,28	1	3,25	30	3,25		—		—	10	4,081		—		—	10	2,426	9	2,40	96	2,323
9	3,11	8	3,19	9	3,08	100	3,10		—		—	10	3,955	4	2,30	3	2,35	50	2,306	3	2,31	30	2,312
2	3,00	1	2,97	1	3,97	30	2,980	1	3,82	1	3,84	20	3,781	8	2,070	7	2,08	100	2,068		—	3	1,959
	—		—	1	2,81	10	2,782	10	3,70	10	3,72	100	3,703	7	2,04	8	2,033	100	2,039	3	1,889	25	1,866
10	2,47	9	2,51	10	2,45	100	2,505	10	3,57	10	3,50	100	3,571		—		—	10	1,986		—	2	1,778
1	2,23	1	2,34	1	2,21	20	2,252	10	3,44	10	3,44	100	3,455	9	1,905	9	1,897	100	1,901		—	8	1,714
1	2,11		—		—	5	2,018		—		—	20	3,390		—	1	1,863	10	1,850	1	1,601	14	1,581
8	1,987	7	1,984	7	1,958	100	1,992	3	3,19	4	3,21	50	3,322	1	1,820	1	1,815	20	1,811	2	1,511	20	1,505
1	1,780		—	1	1,782	30	1,785	1	3,15		—	10	3,216	1	1,782	1	1,779	20	1,773	1	1,412	15	1,410
1	1,562	1	1,570	1	1,556	20	1,571		—		—	10	2,054		—	3	1,751	50	1,740	2	1,380	19	1,375
1	1,546		—	1	1,547	10	1,552	9	2,82	8	2,82	100	2,814		—		—	20	1,728		—	7	1,304
1	1,528	1	1,530		—	10	1,532	9	2,75	9	2,77	100	2,747		—		—	10	1,706		—	6	1,265
								10	2,68	9	2,67	100	2,686	8	1,672	7	1,670	100	1,674	1	1,258	7	1,262
									—		—	1	2,607	1	1,608	1	1,605	10	1,610	1	1,699	5	1,697

Примечание. 1—порошок по пироклору, 2—по колумбиту, 3—по гачтетолиту (Нижнесаянский массив); 5-6—охра по бербанкиту (Вуориярви) и 6—по анкилиту (Салланлатва). Тенорит—из Ковдора. Обр. 1-3 и 5-6 прокалены при 500 и 350°. Излучение Ge. В этой и аналогичных таблицах рентгенограммы получены в лаборатории ИМГРЭ, камера РКД, аналитик Р. А. Александрова. Эталонные данные по ASTM Bulletin, 1971.

При этом четко заметно постепенное обогащение этого материала Ta, с уменьшением отношения Nb/Ta.

**К о л у м б и т**  $\text{FeNb}_2\text{O}_6$  — типоморфный акцессорный минерал зон анкеритизации ранних пирохлороносных карбонатов (Гайдукова и др., 1962), где он слагает псевдоморфозы по пирохлору. Колумбит в коренных породах по распространенности значительно уступает пирохлору, но обладает более высокой твердостью и механической устойчивостью, чем пирохлор, и менее хрупок.

Колумбит сохраняется в рыхлых отложениях на карбонатах и, обладая большими прочностью и удельным весом, постоянно накапливается при перемыве рыхлых образований в аллювиальных и озерных россыях (Алданский, Саянский и Вуориярвинский массивы). Колумбитизированный пирохлор представляет собой полные или частичные псевдоморфозы, обычно хорошо сохраняющие октаэдрический облик первичных кристаллов пирохлора. При неполной колумбитизации тонкая оторочка колумбита быстро обкальвается в процессе перемыва, измельчаясь вместе с центральным ядром пирохлора. Частичные псевдоморфозы, как это заметили Е. А. Зверева и Г. В. Писемский (1969), быстро уничтожаются при транспортировке их потоками. Гораздо более устойчивы полные псевдоморфозы. Ореол сноса нацело колумбитизированных кристаллов пирохлора с карбонатитовых массивов достигает 5 км, вытянут в сторону понижения рельефа, а отдельные знаки таких псевдоморфоз обнаружены на удалении до 10—12 км. Гораздо реже встречаются и в коренных породах, и в рыхлых отложениях самостоятельные кристаллы колумбита, характерной для этого минерала шестовато-пластинчатой формы. Они обнаружены только в элювии, хотя и на удалении от массива до 12 км в шлихах нами отмечены единичные редкие игольчатые кристаллы колумбита (см. рис. 9, з). Колумбитовые псевдоморфозы пронизаны микропрожилками лимонита и при извлечении рассыпаются на мелкие обломки, часто покрытые порошковатым налетом. Этот налет рентгеноаморфен и под микроскопом изотропен. При увеличении свыше 500 в нем заметно агрегатно полиризирующее вещество. После прокаливании при  $500^\circ$  этот материал дает дебаеграмму  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  (см. табл. 15). Возможно, при выветривании колумбита также образуется  $(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_5 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . По составу колумбит из аллювия аналогичен первичному минералу (табл. 16).

**Т о р и а н и т**  $\text{ThO}_2$  в виде единичных кубических кристаллов встреченных в рыхлых отложениях на ранних карбонатах Палаборы (Russel a. o., 1954), Ковдорского, Гулинского и одного из саянских массивов. Кристаллы его не изменены, черного цвета, ровные, блестящие, по свойствам и составу аналогичны первичному торияниту из коренных карбонатов (см. табл. 16). В древнем аллювии Ковдорского массива встречены единичные осветленные кристаллы ториянита с округленными ребрами. Характер

этого изменения установить не удалось из-за малого количества имевшегося материала.

**Бадделейт**  $ZrO_2$  — типоморфный акцессорный минерал апатито-магнетито-форстеритовых пород (фоскоритов) и ранних карбонатитов. Он весьма устойчив, хорошо сохраняется в гипергенных условиях и встречается в рыхлых отложениях на массивах Сибири, Кольского полуострова, Африки и Бразилии. Обладая высокой твердостью (6) и прочностью, бадделейт устойчив также и химически. Он накапливается в элювии и аллювии не только в северной, гумидной зоне, но и в аридных областях. Массивные желваки шестоватого или радиально-лучистого (фавас) бадделейта в Покос де Калдас образуют крупные скопления в рыхлых и аллювиальных отложениях. Бадделейтовые русловые и террасовые галечники являются здесь наиболее богатыми рудами. Ореолы сноса бадделейта (до 10, в единичных случаях — до 15 км) значительно превышают ореолы сноса прочих редкометалльных минералов карбонатитов. Бадделейт редок в других комплексах пород и может служить устойчивым поисковым критерием на карбонатиты. Свообразием морфологии его кристаллов и относительно легкая диагностика их делают бадделейт ценным минералом-индикатором при шлиховой съемке. Химических изменений бадделейта не обнаружено. Кристаллы его из рыхлых отложений свежие и несут слабую скульптуру растворения. Желваки фаваса иногда покрыты с поверхности порошокватыми налетами, но состав их не изучен. Свойства бадделейта и состав устойчивы. Он отвечает формуле  $ZrO_2$  с небольшой примесью Hf, TR, Nb, Th, Ca. Бадделейт добывается из рыхлых масс в Покос де Калдас и возможно попутное его извлечение в Палаборе, Сукулу, Букусу, Мбее (Deans, 1966).

**Тенорит**  $CuO$  образует тонкие порошокватые налеты на сплошных выделениях окисленного халькопирита в Ковдоре, Вуориярви в ассоциации с малахитом, купритом и лимонитом. Тенорит черный; дебаеграмма его аналогична эталонной (табл. 16), свойства обычные. Спектральным анализом в нем обнаружены Cu, Fe, Pb, Mn. Возможно, он распространен шире, чем это представляется сейчас, но трудно диагностируется, практически не отличаясь от сажистых и порошокватых марганцевых минералов.

**Куприт**  $Cu_2O$  встречается в тесной ассоциации с теноритом в виде мелких единичных красных выделений и микропрожилков в рыхлой массе разрушенного малахита в Ковдорском и Нижнесаянском массивах. Свойства минерала обычные, дебаеграмма аналогична эталонной. Спектральным анализом в куприте обнаружены Cu ( $>1\%$ ) и следы Fe, Zn, Pb, Mo.

**Глет**  $PbO$  обнаружен в единичном случае в виде порошокватого охристого налета на раздробленном тонкозернистом галените в Нижнесаянском массиве. Местами галенит нацело превращен в ячеисто-порошковатую массу церуссита, в пустотах которой встречен налет глета. Возможно, вместе с ним присутствуют

## Химический состав и свойства колумбита и торанита

Компоненты	Вуориярви		Нижнесаянский				Сибирский		Ковдор		Палабора	
	Колумбит						Торанит					
	вес. %	атомн. кол-во	вес. %	атомн. кол-во	вес. %	атомн. кол-во	вес. %	атомн. кол-во	вес. %	вес. %	вес. %	вес. %
	1		2		3		4	5 *	6	7 **	8 ***	
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	76,15	0,5683	76,99	0,5746	73,04	0,5450			0,04			
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	2,81	0,0126	2,85	0,0128	4,65	0,0209			—			
TiO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	1,90	0,2375			0,03			
ZrO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	—	1,00	0,0084	0,70		2,35	
ThO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	—	87,86	0,3329	92,44	94,85	93,65	59,90
UO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	—	8,97	0,0332	3,46	2,12	0,48	15,97
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	—	1,75	0,0107	1,55	1,66	0,48	4,60
FeO . . . . .	18,40	0,2555	17,56	0,2439	17,89	0,2484	—	—	—	—	—	—
MnO . . . . .	3,31	0,0466	1,42	0,0200	1,36	0,0191	—	—	—	—	—	—
CaO . . . . .	—	—	—	—	0,59	0,0089	—	—	1,35	—	2,80	—
Прочие . . . . .	—	—	—	—	0,39	0,0097	0,61	(PbO)	0,26	—	0,08	9,61(PbO)
Сумма . . . . .	100,67		98,82		99,78		100,38		99,83	98,63	99,84	90,08
Уд. вес . . . . .	5,54		5,56		5,54		8,8			8,90	8,89	
Аналитик А. Н. Манухова			Л. Е. Новороссова						А. В. Быкова	В. В. Фирюлина		

\* В. С. Гайдукова и др., 1962; \*\* Н. И. Краснова и др., 1967; \*\*\* S. A. Nijmstra, D. Groeneveld, 1954.

и другие окислы Pb, но выделить их в чистом виде не удалось. Вся масса пропитана лимонитом и окрашена в бурый цвет.

Глет оранжевого цвета, но почти постоянно загрязнен лимонитом и имеет бурую окраску. Дебаеграмма его аналогична эталонной, но диффузна и содержит небольшое число линий; свойства минерала обычные. Спектральным анализом в глете обнаружено присутствие Pb и Fe > 1%; Cu, Zn, Ca и Mn — 0,1—0,001%.

Окислы редких земель  $TR_2O_3$  оказались довольно распространенными в выветрелых поздних карбонатитах с бербанкитом. При выветривании бербанкит, анкилит и карбоцернаит постоянно приобретают красную окраску. Почти все образцы бербанкита в массиве Вуориярви, взятые из выветрелых анкеритовых жил, окрашены в красный цвет. Бербанкит обычно замутнен тончайшей красной пылью и пронизан сетью микропрожилков тонкокристаллического агрегата барита и карбонатов, также пегментированного красным пылевидным материалом. В пустотах, остающихся после растворения бербанкита, образуются кристаллы красного стронцианита, замутненного красной пылью. В красном стронцианите обнаружено содержание 3,50%  $TR_2O_3$ , а после растворения в HCl карбонатного агрегата, развивающегося по бербанкиту, остается мелкокристаллический барит и охристый осадок, содержащий 82—90%  $TR_2O_3$ . Наконец, в образцах выветрелого бербанкита нами были обнаружены пустоты, содержащие друзы и ячеистый каркас мелкокристаллического барита на стенках и красную охристую массу в пустотах. Эта масса порошковая, под микроскопом однородна, но обнаруживает исключительно мелкозернистое строение; оптически свойства ее определить не удалось.

Отдельные мельчайшие обособления непрозрачны или окрашены в густой красный цвет и имеют показатель преломления  $\gg 1,8$ . Дебаеграмма этого материала диффузна и насчитывает небольшое число размытых линий (см. табл. 15). По характеру она близка к гексагональной модификации  $La_2O_3$ . Химический состав (в %):  $TR_2O_3$  92,18;  $Fe_2O_3$  4,81;  $H_2O$  3,10, сумма 100,09% (аналитик Г. В. Любомилова). Анализированный материал представляет собой, вероятно, смесь 92%  $TR_2O_3$  и 8% лимонита, почти постоянно присутствующего в составе всех охристых масс. Установлено следующее соотношение редкоземельных элементов в минерале: 1.  $La_{5,0}Ce_{4,2}Pr_2Nd_5Sm_1$  (рентгеноспектральный анализ); 2.  $La_{5,4}Ce_{4,0}Pr_1Nd_5$  (спектральный анализ).

На кривой нагревания минерала не отмечено экстремальных эффектов. Вероятно, материал представляет собой природный окисел TR, отличный от церианита, со слабым преобладанием La над Ce. Гипергенный церианит в выветрелых карбонатитах нами обнаружен не был.

Молибдит  $MoO_3$  — постоянный и характерный продукт окисления молибденита. Молибдит обнаружен нами на поверхности выветрелых образцов анкеритовых карбонатитов в Нижне-

саянском массиве. Эти карбонатиты содержат мелкочешуйчатый молибденит, по которому и развивается молибдит вместе с более обычным ферримолибдитом. Молибдит образует порошокватые желтые налеты. Под микроскопом он агрегатно поляризуется, но явно анизотропен, с показателем преломления  $n > 1,8$ . Дебаеграмма молибдита аналогична эталонной и имеет диффузный

Таблица 17

Межплоскостные расстояния молибдита, ферримолибдита и лепидокрокита

Молибдит				Ферримолибдит				Лепидокрокит					
1		Эталон		2		Эталон		3		4		Эталон	
<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)	<i>I</i>	<i>d</i> (Å)
3	7,2	34	6,93			10	9,40	10	5,8	10	6,3	100	6,26
6	4,15	82	3,81	8	7,6	90	7,96	9	3,4	8	3,4	90	3,29
	—	61	3,463	2	6,4	25	6,46		—	1	2,82	10	2,79
10	3,35	100	3,260	4	5,9	60	5,82	8	2,51	7	2,54	80	2,47
2	3,11	19	3,006		—	10	5,03	2	2,30	1	2,41	20	2,36
3	2,64	35	2,655	3,5	4,7	50	4,57	1	2,01	1	2,10	20	2,09
	—	6	2,607	5	4,21	60	4,31	6	1,940	5	1,944	70	1,937
	—	12	2,527	10	3,96	100	4,07	2	1,854	1	1,852	80	1,848
	—	12	2,332	10	3,90	100	3,88	3	1,741	3	1,743	40	1,732
1	2,73	18	2,271	4	3,52	50	3,54	1	1,562		—	20	1,566
	—	9	2,131	5	3,49	70	3,47	1	1,540	1	1,533	20	1,535
	—	4	1,996		—	10	3,31		—		—	1	1,524
1,5	1,954	13	1,982	4	3,29	60	3,24	1	1,498		—	10	1,496
1	1,870	17	1,960	1	3,10	25	3,19		—		—	10	1,449
1	1,819	21	1,849	3	2,92	40	2,95	3	1,432	1	1,431	20	1,433
	—	11	1,821	4	2,79	70	2,86		—		—	10	1,418
2	1,740	5	1,756	1	2,84	25	2,83	1	1,392		—	10	1,389
	—	17	1,733	5	2,71	50	2,63	2	1,370	1	1,364	30	1,367
1	1,660	8	1,693	5	2,52	50	2,51	1	1,260	1	1,260	10	1,261
1,5	1,630	13	1,663	3	2,41	40	2,39	1	1,211		—	10	1,213
1,5	1,589	13	1,631	1	2,33	10	2,31	1	1,196	1	1,194	20	1,196
	—	16	1,597	1	2,25	25	2,24	1	1,189	1	1,190	20	1,189
1,5	1,568	6	1,587	4	2,20	50	2,20	2	1,092		—	20	1,100
	—	16	1,569	2	2,00	50	2,00	1	1,060		—	40	1,075
1	1,470	15	1,474	2	1,879	40	1,886	1	1,021		—		
	—	12	1,443	2,5	1,800	50	1,802	1	0,994		—		

1, 2, 3 — Нижнесаянский массив; 4 — Салланлатва.

характер (табл. 17). Спектральным анализом в молибдите обнаружено содержание  $Mo \gg 1\%$  и примесь  $Cu, Mg, Zn, Pb$ . По распространенности молибдит значительно уступает ферримолибдиту и встречается в участках породы, не содержащих пирита. При одновременном разрушении пирита во всех случаях образуется ферримолибдит.

**П и р о л о з и т**  $MnO_2$  — один из широко распространенных минералов зоны гипергенеза, характерен и для коры выветривания

карбонатитов. Постоянное присутствие Mn в эндогенных минералах (особенно карбонатах) карбонатитов обуславливает накопление  $MnO_2$  и среди экзогенных продуктов. В рыхлых отложениях на ранних карбонатитах, примесь Mn в которых невелика (менее 0,1%), содержание минералов его также незначительно. Но при выветривании поздних карбонатитов, обычно обогащенных Mn, концентрируются и его минералы (Мрима, Вигу, Тундулу, Мбея, Тапира, Салланлатва). Обогащение минералами Mn кор выветривания этих пород служит их поисковым признаком. Желваки пиролюзита в больших количествах встречаются и в Покос де Калдас. В саянских массивах встречены натечные почковидные массы пиролюзита с толщиной слоя до 2 см (рис. 11, а, б). В Салланлатве, Вуориярви, алданских и саянских массивах почки пиролюзита и псиломелана покрыты с поверхности друзами шестоватых кристаллов «полианита» до 1 см в длину, а в лимонитовой массе и трещинах выветрелых пород развиты сажистые и плотные налеты вада. Мелкие стяжения его встречены и в бокситах Чадобецкого поднятия.

Пирол ю з и т неравномерно распределен в разрезе кор. Максимальные концентрации его отмечены в лимонитовой средней или верхней зоне, в слоях и желваках сплошного лимонита (свыше 70% всего Mn в коре). Пирол ю з и т образует шестоватые и игольчатые кристаллы (полианит), налеты, почковидно-натечные массы и желваки слоистого или концентрически-зонального строения. Вместе с ним постоянно встречаются лимонит, псиломелан, фосфаты  $Fe^3$ , реже — коронадит, голландит и барит. Пирол ю з и т черного или стально-серого цвета; удельный вес почковидной разновидности 4,94—5,02 и кристаллической 5,00—5,11. Свойства его обычные. Под микроскопом в отраженном свете он белый, буроватый. Отражательная способность у кристаллов приближается к отражательной способности пирита, а у натечного агрегата — почти как у галенита. Минерал сильно анизотропен, с сильным двуотражением. Спектральным анализом в пиролюзите обнаружено (в вес. %): 0,58 Ni; 1,50 Ba; 0,81 Sr; (Верхнесаянский); 0,32 Sr; 0,11 Pb; 2,18 Ba; 0,09 La; 0,02 Y (Салланлатва). Постоянна примесь Fe (0,2—1%). При прокаливании пиролюзит испытывает ряд фазовых превращений, переходя в курнаковит (при 650—580°), затем — в  $\beta$  гаусманнит (при 980—1000°) и при 1200° — в кубическую  $\gamma$   $Mn_3O_4$  (Роде, 1954).

Образование пиролюзита, вероятно, наиболее интенсивно происходит в жарком климате. В отечественных массивах пиролюзит образует крупные массы только в древней коре выветривания. В современных рыхлых отложениях желваки его не образуются.

К в а р ц  $SiO_2$  постоянно присутствует в выветрелых карбонатитах. Окварцевание их отмечено в Мрима, Тундулу, Канганкунде, Чилве, Вуориярви, Гулинском и саянских массивах. Характер этого процесса (эндогенный или экзогенный) не всегда удается определить. Экзогенный кварц обычно образует мелкие

прожилки, конкреции и стяжения в выветрелых породах. Он бесцветен или аметистовидный, радиально-лучистый, тесно сростается с халцедоном и лимонитом. Свойства кварца обычные.

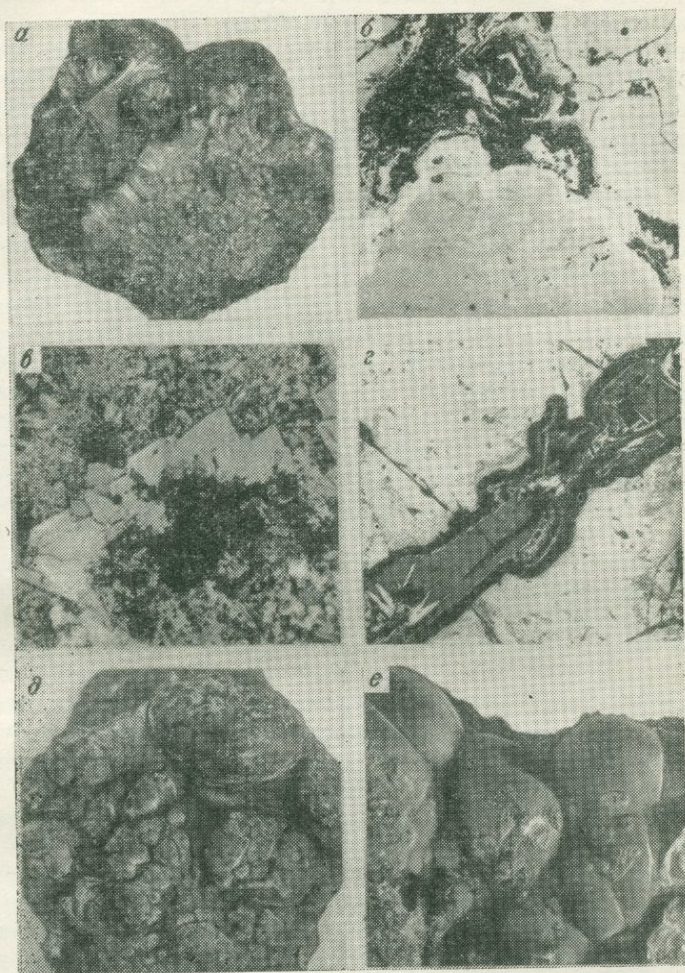


Рис. 11. Форма выделений гипергенных минералов.

*а* — натечная масса пирохлорита радиально-лучистого строения (Салланлатва); *б* — обрастание почек псиломелана (серое в центре) каймой пирохлорита (светлое) (Верхнесаянский); *в* — окварцованный анкеритовый карбонат с радиально-лучистой массой халцедона и кварца (Вуориярви); *г* — шестоватые кристаллы лепидокрокита в прожилках лимонита среди магнетита (светлое, основное поле) (Нижнесаянский); *д* — почковидно-натечный лимонит (Нижнесаянский); *е* — концентрически-слоистые почки псиломелана (Верхнесаянский). *а*, *д*, *е* — штUFFы,  $\times 4$ ; *б* и *г* — полир. шлифы, николь  $1 \times 24$  (*б*) и 120 (*г*), *в* — прозр. шлиф, николь  $\perp$ ,  $\times 24$ ,

Халцедон  $\text{SiO}_2$  — постоянный спутник кварца в зонах окремнения карбонатитов. Образует прожилки, стяжения и конкреции радиально-лучистого строения (см. рис. 11, *в*). Более

широко развит в фенитах (Намо-вара, Вуориярви). Прорастает и цементирует лимонит, остаточные карбонаты и барит.

Лепидокрокит  $\text{FeOOH}$  в небольших количествах часто встречается в массе лимонита, образуя агрегаты шестовато-пластинчатых кристаллов (см. рис. 11, з). Лепидокрокит красно-коричневого цвета, с сильными красными рефlekсами, алмазным блеском и совершенной спайностью. Дебаеграмма его (табл. 22) и свойства обычные. Спектральным анализом в минерале из Салланлатвы, Гулинского и саянских массивов постоянно обнаруживаются  $\text{Mn}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Mg}$  (0,1—1%);  $\text{Co}$ ,  $\text{Al}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{Ba}$  (0,01%). Термограмма минерала (см. рис. 10, з) имеет обычный характер и при  $350^\circ$  минерал разлагается, переходя в гематит.

Гётит и гидрогётит  $\text{Fe}(\text{OH})_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  — характерные минералы экзогенных процессов. Они исключительно широко распространены в корах выветривания всех пород. Минералы  $\text{Fe}^3$  резко накапливаются в средней или верхней части разреза кор (латеритные панцири), слагая пористо-ячеистый или массивный агрегат, имеющий вид линз, караваев или горизонта. Этот горизонт разделяет кору на 2 части: нижнюю — монмориллонит-нонтронитовую и верхнюю — монмориллонит-галлузитовую. Лимонитовые массы известны в Мрме, Араше, Покос де Калдас, Салланлатве, Нижнесаянском и Салланлатвинском массивах, и плотные лимонитовые массы перекрыты аллювием. Над поздними карбонатитами, имеющими неравномерное строение и часто обогащенными баритом (Салланлатва) и кварцем (Намо-вара, Тагнинский), не разлагающимися в гипергенных условиях, в состав гетит-гидрогетитовой зоны входят и эти остаточные минералы.

Гётит и гидрогётит тесно ассоциируют с пиролюзитом, кварцем, глинистыми минералами и образуют охристые, рыхлые ячеисто-кавернозные и натечные почковидные массы с радиально-лучистым или параллельно-шестоватым строением (см. рис. 11, д). Часто встречаются и жёды с натечным «лимонитом» или участки цементации рыхлых или разрушенных пород (особенно часто — в линейных зонах выветривания). Гётит и гидрогётит имеют обычные свойства и характер термической кривой (см. рис. 10, з—4). Спектральным анализом в них постоянно устанавливается примесь  $\text{Mn}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Mg}$ , и  $\text{Al}$  (0,1—1%). Характерна повышенная радиоактивность всех образцов лимонита и содержание в них  $\text{U}$  ( $\text{U}_3\text{O}_8$  0,004—0,08%); спектральным анализом иногда обнаруживаются и следы  $\text{Th}$ . Характерно для гётита-гидрогётита и содержание  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  (0,002—0,03%). Даже натечный почковидный лимонит из Вуориярви, Нижнесаянского и Верхнесаянского массивов, совершенно свободный от механических примесей, содержит соответственно (вес. %): 0,007  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  и 0,0002  $\text{Ta}_2\text{O}_5$ ; 0,011  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  и 0,001  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  и 0,004  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  (аналитики М. В. Кухарчик и М. Н. Петерсон). В натечном лимоните из Салланлатвы и Нижнесаянского массива TR следующего состава ( $\sum \text{TR}_2\text{O}_3 =$

=100%): 1.  $\text{La}_{18}\text{Ce}_{25}\text{Pr}_7\text{Nd}_{20}\text{Sm}_4\text{Eu}_1\text{Gd}_3\text{Tb}_1\text{Dy}_2\text{Er}_{0,3}\text{Yb}_{0,6}\text{Y}_{17}$ ; 2.  $\text{La}_{27}\text{Ce}_{28}\text{Pr}_6\text{Nd}_{22}\text{Sm}_2\text{Gd}_1\text{Y}_{14}$ . Состав TR в лимоните оказался значительно более иттриевым и менее церовым, чем в прочих минералах из коры выветривания карбонатитов, в которых сумма  $\text{Ce} + \text{La} + \text{Pr} + \text{Nd}$  составляет 85—95%, содержание Ce не опускается ниже 30% и La — ниже 20% (Капустин, 1966). Способ вхождения TR в состав лимонита неясен, но анализировался лимонит натечный, без следов механических примесей. После промывки тонкорастертого материала в 10%-ном HCl для удаления возможных растворимых примесей карбонатов и фосфатов TR в нем вновь обнаружено содержание 0,006 и 0,005%  $\text{TR}_2\text{O}_3$  (Салланлатва) с близким соотношением элементов  $\text{La}_{2,3}\text{Ce}_{30}\text{Pr}_7\text{Nd}_{18}\text{Sm}_1\text{Gd}_3\text{Y}_{18}$ . Вхождение Nb, U, TR, Mn в гётит частично обусловлено совместным соосаждением их при выделении железистого осадка, захватывающего и эти элементы.

Бёмит и гидраргиллит (гиббсит)  $\text{AlOOH}$  и  $\text{Al}(\text{OH})_3$  — основные минералы бокситов, в том числе и бокситов, развивающихся на щелочных массивах Покос де Кадлас, Магнет-Ков, Чадобец, островов Лос. В корях выветривания карбонатитов эти минералы ранее не отмечались, хотя в рыхлых массах на карбонатитах Африки и Бразилии содержание Al постоянно высокое. В низах разрезов рыхлых отложений Салланлатвы, Вуориярви, Салмагорского и саянских массивов отмечены высокие содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (до 17,32%), но только в Вуориярви и Нижнесаянском массиве удалось выделить мелкие стяжения обоих минералов. Они присутствуют и в верхах галлуазитовой массы Енисейского массива и в фосфатной массе Ессея и Ковдора. В Нижнесаянском массиве мелкие (до 5 мм) округлые стяжения бёмита и гиббсита встречены и в лимонитовой массе. Эти стяжения порошковатые, желтого или белого цвета, иногда в них заметны тончайшие пластинчатые кристаллы бёмита (0,001—0,01 мм) и частично сохраняется их радиально-лучистая ориентировка. Выделения обоих минералов мягкие и легко рассыпаются в порошок при высушивании. Оба минерала находятся в теснейшем срастании, и отделить их невозможно. Отличаются они лишь в иммерсионных препаратах. Вероятно, оба минерала распространены более широко, но диагностика их затруднительна. Гидраргиллит оптически двусный, положительный;  $n_g = 1,591$ ;  $n_m = 1,568$  и  $n_p = 1,567$ . Бёмит оптически двусный, положительный,  $n_g = 1,653$ ;  $n_m = 1,661$  и  $n_p = 1,646$ ;  $C : N_g = 0$ . В относительно чистом виде удалось выделить лишь гидраргиллит, дебаеграмма которого имеет диффузный характер и аналогична эталонной (табл. 18). На кривах нагревания минералов (см. рис. 10, 5) заметны характерные для гидраргиллита пики.

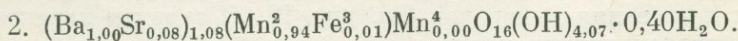
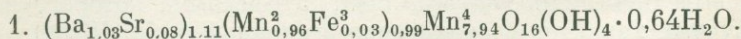
П с и л о м е л а н  $\text{Ba}_2\text{Mn}_5\text{O}_{10}2\text{H}_2\text{O}$  встречается в тесной ассоциации с пиролозитом, образует стяжения до 2 см в поперечнике и натечные агрегаты. Отдельные округлые почки псиломелана до 5 см в диаметре обнаружены на натечном пиролозите

## Межплоскостные расстояния гидраргиллита, коронадита и голландита\*

Гидраргиллит				Коронадит		Голландит		Коронадит		Голландит	
Саянский		Эталон		Салланлатва				Эталон			
I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)
10	4,9	100	4,82	5	3,5	2	3,4	60	3,466	50	3,468
5	4,4	40	4,34	10	3,2	10	3,1	100	3,104	100	3,100
3	4,2	20	4,30	3	2,4	3	2,3	40	2,400	40	2,405
2	3,4	10	3,35	3	2,2	3	2,1	40	2,205	30	2,208
	—	6	3,31	1	2,1	1	2,2	20	2,155	15	2,160
	—	8	3,17	1	2,00		—	10	2,001	10	2,000
	—	4	3,08		—		—	10	1,919	10	1,920
2	2,52	16	2,44	1	1,844	1	1,845	10	1,836	20	1,840
	—	4	2,42	1	1,740	1	1,741	10	1,742	10	1,743
3	2,35	20	2,37	1	1,701		—	10	1,691	10	1,695
	—	4	2,28	1,5	1,641	1	1,642	10	1,642	20	1,644
	—	6	2,23		—		—	10	1,591	10	1,592
1	2,12	8	2,15	3,5	1,544	3	1,541	50	1,542	50	1,545
2	1,963	10	1,98	1	1,432		—	10	1,432	10	1,430
1	1,951	2	1,95	1	1,402		—	10	1,400	10	1,401
1	1,899	8	1,90	1	1,373	1	1,378	20	1,374	20	1,375
2	1,788	10	1,79	1,5	1,353	1	1,354	20	1,356	20	1,360
1	1,735	10	1,74	1	1,235	1	1,237	10	1,237	10	1,235
1	1,672	10	1,67		—		—	10	1,218	10	1,215
1	1,652	4	1,65	1	1,148		—	10	1,148	10	1,152
	—	2	1,64		—	1	1,115	10	1,116	10	1,115
1	1,584	4	1,58		—		—				
	—	2	1,57		—		—				
1	1,546	2	1,55		—		—				
1	1,531				—		—				

\* Излучение Fe.

в Салланлатве. Псиломелан стального-серого цвета; дебаграмма его аналогична эталонной; прочие свойства обычные. Под микроскопом в отраженном свете псиломелан буровато-серый, анизотропен, весьма мелкозернистый; отражательная способность его ниже, чем у пиролюзита. Почки его обладают скорлуповатой слоистостью (см. рис. 11, e). Химический состав псиломелана стабилен и близок к теоретическому (табл. 19). Формулы анализированных образцов:



Спектральным анализом в псиломелане обнаружены Li, K, Na, Ti, V, Y, Yb.

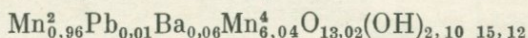
К о р о н а д и т  $\text{Mn}^2\text{PbMn}_6^4\text{O}_{14}$  — характерный минерал зоны окисления марганцевых месторождений, в коре выветривания

## Химический состав и свойства псиломелана и коронадита

Компоненты	Салланлатва		Саянский		Саксония		Индия	Салланлатва		Коронадо (США)	Марокко	Енисейский
	1		2		3	4	5	6		7	8	9
	вес. %	атомн. кол-во	вес. %	атомн. кол-во	вес. %	вес. %		атомн. кол-во		вес. %		
SiO <sub>2</sub> . . . . .	0,42				0,52	0,59	0,05	0,98			0,26	10,62
MnO <sub>2</sub> . . . . .	70,34	0,8085	71,50	0,8212	66,62	68,00	70,78	61,37	0,7054	60,68	59,60	21,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,20	0,0025	0,11	0,0014	0,15	0,30	0,21	0,08	0,0011	1,10	0,60	23,47
MnO . . . . .	6,94	0,0976	6,86	0,0968	7,09	10,70	7,63	7,70	0,1084	7,12	8,02	14,35
BaO . . . . .	16,14	0,1055	16,07	0,1050	17,46	15,73	15,08	1,45	0,0095	—	0,23	0,92
PbO . . . . .	—		—		—	—	—	25,86	0,1159	28,66	28,68	—
SrO . . . . .	0,80	0,0076	0,92	0,0088	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	4,33	0,4811	4,59	0,5100	4,38	3,82	3,30	2,23	0,2481	1,11	1,80	10,28
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	0,54	0,0488	0,09	0,0100	0,48	0,48	0,45	—	—	—	—	—
Прочие . . . . .	—		—		2,98	0,68	2,67	—	—	1,21	1,00	19,95
Сумма . . . . .	99,71		100,14		99,78	100,30	100,17	99,67		100,00	99,81	100,63
Аналитик . . . . .	А. В. Быкова							А. В. Быкова				А. И. Буханова
Уд. вес . . . . .	4,70		4,68		4,71	4,697	4,54	5,15		5,246	5,505	—

Примечание. Анализы № 3, 4, 7, 8—Дж. Д. Дэна и др., 1954; 9—Е. А. Зверева и Г. В. Писемский, 1969; 1—5, 9—псиломелан, 6—8—коронадит.

встречается редко. Он обнаружен только в Салланлатвинском массиве, где образует отдельные почки или слои в натечной массе пиролюзита и лимонита. Почки коронадита (до 1 см в поперечнике) слоисты, и в них чередуются слои мелкозернистого и шестоватого строения. Отдельные почки имеют радиально-лучистую структуру. Коронадит черного цвета, с заметной спайностью в двух направлениях вдоль удлинения кристаллов. Под микроскопом он серый, по отражательной способности близок к пиролюзиту; резко анизотропен, с прямым погасанием. Минерал тетрагональной сингонии ( $a_0 = 6,94$  и  $c_0 = 5,72 \text{ \AA}$ ). Удельный вес 5,15; дебаеграмма аналогична эталонной (см. табл. 20). Состав коронадита из Салланлатвинского массива (см. табл. 21) близок по составу коронадиту из Коронадо (Аризона, США) и Марокко (Бю-Тазилт). Формула анализированного образца:



отвечает теоретической формуле коронадита и подтверждает его чистоту. Содержание голландитовой молекулы в Салланлатвинском образце менее 10% (BaO — 1,45%). В коронадите постоянно присутствуют и (ОН)-группы, вероятно, замещающие часть кислорода. Спектральным анализом в минерале обнаружены Ti, V, Y, Sr, Cu, Mg. Кривая нагревания коронадита (см. рис. 10, 7) имеет ряд эндотермических пиков, обусловленных выделением воды (90—120°) и затем — распадом минерала (860 и 930°).

Г о л л а н д и т  $\text{Mn}^2\text{BaMn}_6^4\text{O}_{14}$  — характерный минерал метаморфизованных месторождений Mn — обнаружен в единичном случае в Салланлатве. Голландит макроскопически не отличим от коронадита и образует мелкие (до 5 мм) радиально-лучистые почки на кавернозной массе барита и лимонита, содержащей кристаллы пиролюзита. Голландит черный; под микроскопом в отраженном свете — белый, резко анизотропный, с отражательной способностью несколько меньшей, чем коронадит. Полного химического анализа минерала не произведено. Методом фотометрии пламени Л. И. Баум в нем установлено 16,44% BaO и 0,89% SrO. Спектральным анализом в голландите обнаружены Mn, Ba, Fe, Pb, Ca. Дебаеграмма голландита практически аналогична дебаеграмме коронадита (см. табл. 18). Голландит также тетрагональный:  $a_0 = 6,94$  и  $c_0 = 5,71 \text{ \AA}$ . И коронадит, и голландит возможно распространены в коре выветривания карбонатов гораздо шире, чем это представляется сейчас, но сходство их с натечными псиломеланом или пиролюзитом затрудняет их диагностику.

Н е м а л и т  $\text{Mg}(\text{OH})_2$  встречен в виде тонких прожилков (до 1 см) в трещинах серпентинизированных оливинитов Лесной вараки и Ковдора. Немалит образует в массе серпентина параллельно-волокнистый агрегат с ориентировкой волокон перпендикулярно плоскости трещин. Свойства немалита обычные. Он белого или желтоватого цвета, оптически двуосный, с очень малым 2V

(до 7°); положительный  $n_g = 1,579$ ;  $n_p = 1,563$ . Дебаеграмма немалита аналогична обычной дебаеграмме брусита. На кривой нагревания минерала четко фиксирован пик дегидратации (при 430° — см. рис. 10, 1).

О п а л  $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  обнаружен в виде плотных белых прожилков (до 1 см) и налетов в трещинах форстерито-магнетитовых пород Тухта-вары (Вуориярви), в серпентинитах Лесной вараки и в окварцованных фенитах Намо-вары. Опал белого цвета, с поверхности порошковатый, загрязнен лимонитом. Под микроскопом он бесцветен, изотропен,  $n = 1,460$ . На дебаеграммах опала иногда заметны 3—4 слабых линии кристобалита. Термограмма его обычная.

## 5. КАРБОНАТЫ

Карбонаты — основные породобразующие минералы карбонатитов. В зоне гипергенеза изменяются, интенсивно растворяются и уничтожаются. В рыхлых образованиях на карбонатитах и прочих породах, окружающих карбонатиты, карбонаты отмечаются постоянно, но содержание их понижается в десятки раз по сравнению с первичными породами. Карбонаты различного состава подвергаются различным изменениям: кальцит обычно выщелачивается, а железистые карбонаты окисляются.

К а л ь ц и т  $\text{CaCO}_3$  — основной породобразующий минерал ранних карбонатитов, в гипергенных условиях легко растворяется и выносится. Этот процесс особенно широко развит в умеренной климатической зоне при углекислом характере поверхностных вод. В тропической зоне кальцит более устойчив, о чем свидетельствует сохранность и возвышение в рельефе холмов ранних карбонатитов. Выветриваемые кальцитовые карбонатиты обычно ячеисты, кавернозны, и на их поверхности выступают кристаллы магнетита, силикатов, доломита и апатита, гораздо более устойчивых в гипергенной обстановке (рис. 12, а). Растворение кальцита особенно интенсивно происходит в участках дробления и перетирания, по которым развиваются линейные зоны выветривания или карстовые полости. Именно широкое растворение и вынос кальцита поверхностными водами приводят к значительному накоплению в корах выветривания карбонатитов остаточных редкометалльных минералов, содержание которых в первичной породе обычно невелико. В нижних зонах кор, в дезинтегрированных и обохренных карбонатитах массивов Вуориярви, Ковдор, Салланлатва и саянских довольно часто отмечается переотложение растворяемого кальцита, но в небольших масштабах. Выходящие на поверхность трещиноватые карбонатиты содержат редкие тонкие прожилки шестоватого, друзового или зернистого кальцита. Аналогичные прожилки широко развиты в силикатных породах и фенитах на удалении от карбонатитовых тел до 3—5 км; преимущественно в депрессиях и пониженных участках с обильными грунтовыми водами. Эти прожилки не имеют регионального

распространения в Восточном Саяне и на Кольском полуострове и исчезают по удалении от карбонатитов. Обычно налеты и прожилки гипергенного кальцита тонкие (до 2 см), но на западном склоне

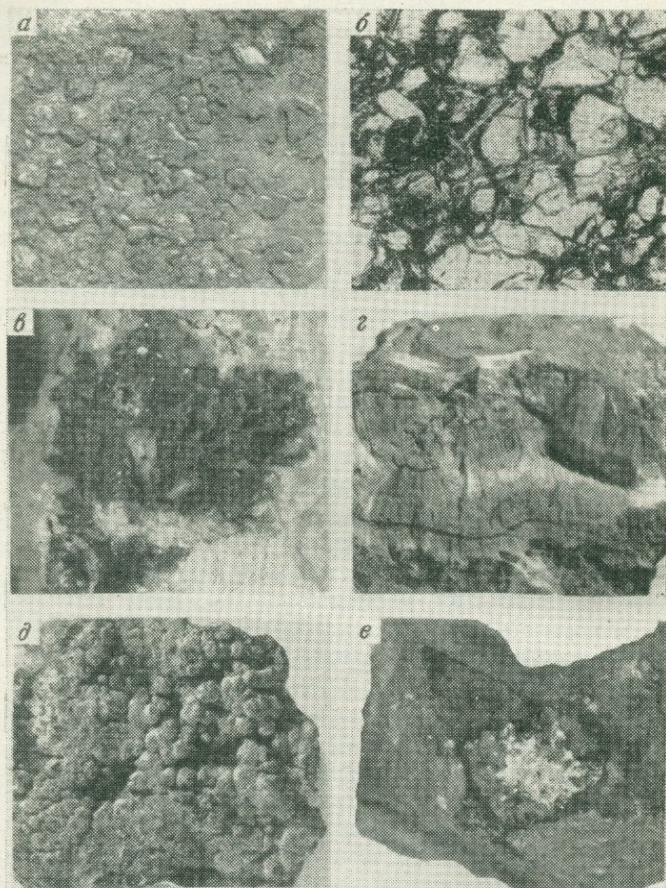


Рис. 12. Стрoение карбонатов

*a* — выветрелая поверхность доломитизированного раннего карбонатита с выступающими кристаллами и мелкозернистыми скоплениями доломита и апатита; *b* — берберит с микропрожилками вторичного агрегата с редкоземельной охрой; *в* — тонкозернистая масса барита, стронцианита, анкелита и редкоземельной охры, заместившая бербанкит (темное); *г* — радиально-лучистые прожилки арагонита в выветрелом фените; *д* — почковидные выделения стронцианита, *e* — налет тонкопластинчатого ураноталлита на выветрелом фените. *a* и *в-е* — штуп, натуральная величина; *b* — прозр. шлиф., николь  $1 \times 48$ . *a-в* — Вуориярви, *г* — Большетатагинский, *д* — Намо-вара, *e* — Нижнесаянский

Неске-вары в массиве Вуориярви обнаружены ритмично-полосчатые жилы кристаллического кальцита мощностью до 2,5 м. В них слои кальцита (1—2 см) чередуются с тонкими (1—2 мм) слоями

ферригаллуазита с примесью лимонита. Гипергенный кальцит слагает веерообразные искривленные агрегаты; в пустотах образуются игольчатые прозрачные кристаллы его. Свойства кальцита обычные; он практически свободен от примесей Mn, Sr, TR, содержание которых обычно  $< 0,02\%$ , в то время как в первичных карбонатах содержание Sr и TR составляет 0,2—0,7% (Капустин, 1974). Образование прожилков гипергенного кальцита происходило в коре выветривания изученных массивов в дочетвертичное время. На современной поверхности эти прожилки, также как и окружающие первичные породы, обохрены, а кристаллы кальцита в пустотах координированы с поверхности. Возможно, переотложение кальцита происходит в более глубоких горизонтах, в низах зоны выветривания, где высокоуглекислые воды сохраняют щелочной характер (Зверева, Писемский, 1969).

Д о л о м и т  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  в приповерхностных условиях в карбонатах также неустойчив и разлагается, хотя значительно медленнее, чем кальцит. На выветрелой поверхности карбонатов иногда заметны выступающие кристаллы и скопления доломита. В гипергенных условиях доломит в карбонатах почти не переотлагается. Редкие прожилки (до 5 см) порошковатого или плотного, скрытокристаллического желтого доломита отмечены в кальцитовых карбонатах Салланлатвы и саянских массивов. Небольшие скопления порошковатого доломита встречаются в тех же массивах в массе лимонита, замещающего анкеритосидеритовые поздние карбонаты. Свойства доломита выдержаны и отвечают безжелезистой разновидности. Химическим анализом в гипергенном доломите из Салланлатвы М. В. Кухарчик установлено содержание 0,41% FeO.

А н к е р и т  $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{CO}_3)_2$  типичен для поздних карбонатов всех массивов. В гипергенных условиях он легко разлагается в любых климатических зонах, и лишь скорость этого процесса увеличивается в более жарком и влажном климате. Анкерит — основной источник Fe в коре выветривания карбонатов, благодаря локальным концентрациям анкерита возникают локальные участки обогащения Fe рыхлых отложений. Смена кальцита анкеритом по площади карбонатитовых штоков вызывает резкое увеличение мощности рыхлых масс и содержания в них Fe. На более легко выветриваемых анкеритовых частях штоков Салланлатвинского, Нижнесаянского и Верхнесаянского массивов располагаются депрессии. Присутствие анкеритовых пород фиксируется и развитием над ними структурной массы лимонита, в которой хорошо различимы отдельные ячеистые псевдоморфозы по ромбэдрам карбоната.

Р о д о х р о з и т  $\text{MnCO}_3$  встречается в неизмененных поздних карбонатах (Нкумба, Канганкунде, Изока, Салланлатва). Выветривается он чрезвычайно легко и является (вместе с анкеритом и сидеритом, содержащими примесь Mn) основным источником Mn, столь широко накапливающегося в коре выветривания

карбонатитов. В гипергенных условиях родохрозит быстро окисляется, и в выветрелых карбонатитах иногда встречаются мелкие пустоты, заполненные порошковатым пиролюзитом.

**Б е р б а н к и т**  $\text{Na}_2(\text{Ca}, \text{Sr}, \text{Ba}, \text{TR})_4(\text{CO}_3)_5$  — характерный акцессорный минерал поздних карбонатитов — чрезвычайно легко изменяется при гидротермальном метаморфизме и выветривании. Сплошные или радиально-лучистые массы и столбчатые кристаллы его обычно превращены в псевдоморфный агрегат минералов Sr, Ba и TR. К этому типу образований, вероятно, относятся псевдоморфозы из карбонатитов Изоки, Нкумбвы и Канганкунде. В гипергенных условиях, выше уровня грунтовых вод, бербанкит повсеместно почти нацело изменен. Вокруг его скоплений и внутри них развита сеть прожилков порошкового агрегата стронцианита, барита и красных охристых окислов TR (см. рис. 12, б, в). Участки карбонатитов, содержащих бербанкит, постоянно кавернозны и покрыты налетами редкоземельной охры, барита и стронцианита (см. рис. 12, в), интенсивно окрашены в красный цвет, содержат значительную примесь TR в рыхлых продуктах выветривания. Состав первичного бербанкита из различных массивов меняется, и даже в одном массиве образцы бербанкита из различных жил различаются по составу (табл. 20). Изменяется содержание Ca, Ba, Sr и TR и меняются их соотношения. Наиболее легко изменяется в гипергенной обстановке мелкозернистый светлый бербанкит из кальцитовых жил (Вуориярви), а наиболее крупные кристаллы его из доломит-анкеритовых жил иногда и в приповерхностной зоне изменены лишь с периферии. Первым из бербанкита выносятся Na, и в пустотах, образующихся при выщелачивании бербанкита иногда встречается порошковатый налет соды. При выветривании бербанкит замутняется в непрозрачный агрегат.

**А р а г о н и т**  $\text{CaCO}_3$  гораздо реже встречается в выветрелых карбонатитах, чем кальцит, хотя тонкие скорлуповато-натечные и радиально-лучистые налеты его по трещинам пород неотличимы от налетов кальцита. Прожилки арагонита чаще встречаются среди ийолитов, нефелинсодержащих фенитов всех массивов и постоянно покрывают выветрелую поверхность бербанкита (Вуориярви). Налеты радиально-лучистого арагонита встречены в лимонитизированных участках анкеритовых поздних карбонатитов Салланлатвы, саянских массивов и на Чадобецком поднятии. В Большетагнинском массиве прожилки радиально-лучистого и шестоватого арагонита в окружающих сланцах достигают мощности 2—6 см (см. рис. 12, г). Арагонит чист; свойства его обычные; примесей почти не содержит.

**С т р о н ц и а н и т**  $\text{SrCO}_3$  — характерный минерал поздних карбонатитов. Он весьма широко развит и в выветрелых зонах и встречен в массивах Вуориярви, Салланлатве, Верхнесаянском, Ковдорском и на Намоваре. В выветрелых карбонатитах часто сохраняются обломки первичного крупнокристаллического стронцианита, покрытые порошковатым налетом гипергенного минерала.

## Химический состав и свойства бербанкита

Компоненты	Вуориярви						Нижнесаянский		Верхнесаянский		Озерный	Берпо Маунтинз
	1		2 **		3 **		4		5		6 ***	7 ****
	вес. %	атомное кол-во	вес. %	атомное кол-во	вес. %	атомное кол-во	вес. %	атомное кол-во	вес. %	атомное кол-во	вес. %	вес. %
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	20,57	0,1256	16,22	0,1024	15,12	0,0941	17,62	0,1782	15,36	0,0924	20,00	9,48
CaO . . . . .	11,84	0,2114	9,81	0,1841	10,86	0,2041	10,50	0,1875	12,89	0,2302	12,38	13,46
SrO . . . . .	10,30	0,0990	9,96	0,0991	12,86	0,1270	10,71	0,1029	15,76	0,1515	16,60	19,42
BaO . . . . .	10,40	0,0679	14,60	0,0987	11,62	0,0775	14,66	0,0958	6,64	0,0433	5,49	13,56
Na <sub>2</sub> O . . . . .	11,60	0,3741	12,19	0,4183	11,44	0,3790	12,04	0,3883	12,23	0,3945	11,62	9,69
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,12	0,0025	0,74	0,0166	0,99	0,0217	0,33	0,0070	0,13	0,0028	0,03	0,15
CO <sub>2</sub> . . . . .	31,96	0,7263	32,14	0,7785	34,30	0,8002	34,08	0,7745	32,40	0,7318	32,40	32,55
H <sub>2</sub> O . . . . .	—	—	2,60	0,2888	0,97	0,1077	—	—	—	—	0,02	0,18
Прочие . . . . .	3,03	(FeO)	0,16	(Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	2,07	—	0,11	(MgO)	4,19*	—	0,95	0,84
Сумма . . . . .	99,82	—	98,42	—	100,23	—	100,05	—	99,60	—	99,49	99,31
Аналитик . . . . .	А. В. Быкова		М. Е. Казакова		Т. А. Капитонова		А. В. Быкова					
Уд. вес. . . . .	3,52		3,58		3,54		3,54		3,54		3,59	
n <sub>o</sub> . . . . .	1,630		1,635		1,632		1,629		1,628		1,629	
n <sub>e</sub> . . . . .	1,620		1,623		1,620		1,619		1,618		1,617	

\* Примесь гематита; \*\* Л. С. Вородин и Ю. Л. Капустин, 1962; \*\*\* Т. Б. Здорик, 1966; \*\*\*\* W. T. Pesson, J. G. Kerr, 1953.

Порошковатые, скорлуповато-натечные, игольчатые и почковидные налеты и прожилки гипергенного стронцианита встречаются в пустотах и трещинах лимонитизированных карбонатитов. В окварцованных, кавернозных поздних карбонатитах Вуориярви и Намовары встречаются почки стронцианита (рис. 12, *д*). Он образует налеты на выветрелой поверхности анкерита, бербанкита, первичного стронцианита и карбонатитов, содержащих эти минералы. В глинисто-охристой массе из коры выветривания анкеритовых карбонатитов Нижнесаянского массива встречаются редкие сферические стяжения (радиально-лучистого строения) и порошковатые скопления (до 3 мм в диаметре) гипергенного стронцианита. Иногда он нарастает на натечной массе лимонита. В Салланлатве и Намоваре порошковатый и мелкоигольчатый гипергенный стронцианит образует налеты в трещинах пород. Свойства этого стронцианита обычные, и состав близок к чистому  $\text{SrCO}_3$ . Спектральным анализом в нем обнаружено 0,01% Mn, Fe и Ca; пламеннофотометрическим методом обнаружено 0,18—0,45% Ba. В красном стронцианите содержится 1,5% FeO и 0,44%  $\text{TR}_2\text{O}_3$ .

**С м и т с о н и т**  $\text{ZnCO}_3$  в виде тонких порошковатых налетов белого цвета встречен на поверхности трещин в агрегате сфалеритов в Вуориярви и Нижнесаянском массиве. Он непосредственно развивается по сфалериту в зоне окисления. Свойства смитсонита обычные; содержание ZnO — 54,18% (определено И. В. Разиной).

**Ц е р у с с и т**  $\text{PbCO}_3$  — обычный продукт окисления галенита. Встречен в Салланлатве, Вуориярви и саянских массивах в виде серого плотного агрегата, замещающего галенит. Свойства его обычные; спектральным анализом в нем установлено 0,01—0,001% Zn, Fe, Mn, Cu, Ba, Ag.

**М а л а х и т**  $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$  — минерал, характерный для зоны окисления медных месторождений; постоянно образуется в выветрелых карбонатитах, содержащих первичный халькопирит. Тончайшие пленки, порошковатые налеты и мелкие (до  $2 \times 3$  мм) плотные стяжения малахита постоянно встречаются в скоплениях окисленных сульфидов в Вуориярви, Африканде, Ковдоре и саянских массивах. Свойства малахита обычные.

**А з у р и т**  $\text{Cu}(\text{CO}_3)(\text{OH})$  редко встречается в коре выветривания карбонатитов и образует редкие тонкие налеты на окисленном халькопирите, иногда сопровождажая малахит. Свойства минерала обычные.

**У р а н о т а л л и т**  $\text{Ca}_2(\text{UO}_2)(\text{CO}_3)_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$  редок в карбонатитах и обнаружен в трещине выветрелого ксенолита фенита в раннем карбонатите одного из сибирских массивов. Минерал образует тонкий налет и скопления (см. рис. 12, *е*) на лимонитизированной породе вместе с натечным кальцитом. Агрегаты ураноталлита тонкочешуйчатые, зеленого цвета, мягкие (твердость 2,5). Минерал сильно радиоактивен, люминесцирует голубовато-зеленым светом; оптически двуосный, отрицательный,  $n_g = 1,538$ ;  $n_p = 1,496$  с аномальной синей интерференционной окраской

и прямым угасанием. Медленно вскипает в HCl. Дебаеграмма минерала аналогична эталонной (табл. 24). Полного химического анализа минерала не произведено из-за ничтожного количества материала. Спектральным анализом в нем обнаружено свыше 1% Ca, U и Mg, а также менее 0,01% Sr, Ba, Fe.

Таблица 24

Межплоскостные расстояния ураноталлита и шрекингерита \*

Ураноталлит				Шрекингерит			
Сибирь		Эталон		Сибирь		Эталон	
I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)
	—	8	8,542		—	5	14,50
10	7,20	10	6,620		—	1	8,30
10	5,28	10	5,306	5	7,31	10	7,20
6	4,43	7	4,468		—	1	5,62
2	4,00	4	4,011	1	5,38	1	5,45
10	3,31	10	3,387		—	1	5,32
10	3,02	10	3,080	3	4,80	6	4,81
2	2,80	3	2,821	1	4,24	1	4,26
3	2,45	5	2,537	1	4,18	1	4,18
	—	2	2,430		—	1	4,06
2	2,21	4	2,280		—	1	3,61
3	2,14	5	2,141	1	3,33	1	3,37
10	1,960	10	1,973		—	1	3,32
1	1,878	3	1,888	1	3,24	2	3,24
1	1,834	3	1,825	1	3,11	1	3,10
8	1,714	9	1,714	2	2,85	6	2,88
3	1,672	5	1,673	1	2,74	1	2,78
1	1,573	1	1,562	1	2,63	1	2,71
	—	1	1,528	1	2,48	1	2,40
1	1,490	1	1,484		—	1	2,30
1	1,458	1	1,461		—	1	2,12
1	1,374			1	2,00	3	2,05
1	1,352				—	1	1,80
1	1,323			1	1,645	3	1,79
1	1,288			1	1,627		

\* Излучение Fe.

Шрекингерит  $\text{Na}_2\text{Ca}_3(\text{UO}_2)(\text{CO}_3)_3(\text{SO}_4)(\text{OH})_9\text{H}_2\text{O}$  встречается в единичном случае в одном из сибирских массивов в виде мелких (0,02 мм) зеленых чешуек в кавернозной массе лимонита. Минерал оптически одноосный,  $n_g = 1,548$ ;  $n_m = 1,544$ ;  $n_p = 1,500$ ; заметна весьма совершенная спайность по (0001) с полисинтетическим двойникованием параллельно спайности. Дебаеграмма шрекингерита диффузна, со слабыми линиями (см. табл. 24). Минерал очень радиоактивен; в ультрафиолетовых лучах люминесцирует голубовато-зеленым светом. Спектральным анализом в минерале обнаружены Ca, U, Sr и Na (>1%); Ba, Mn, Mg, Fe — в следах. Шрекингерит и ураноталлит не замещают непосредственно

каких-либо минералов, образуясь, вероятно, при его фиксации из метеорных вод.

Лантанит  $\text{TR}_2(\text{CO}_3)_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$  в выветрелых карбонатитах Вуориярви образует тонкокристаллические налеты на измененном бербанките (Капустин, 1971). Стяжения лантанита радиально-лучистого строения, загрязнены пылевидным лимонитом и баритом. Дебаграмма лантанита аналогична эталонной, свойства его обычные (табл. 22). Лантанит образуется при выветривании редкоземельных минералов при отсутствии фосфора. Белые порошокватые редкоземельные карбонаты, легко вскипающие в  $\text{HCl}$ ,

Таблица 22

Химический состав и свойства фторкарбонатов TR и лантанита

Компоненты	Бастнезит						Паризит	Лантанит		
	Гипергенный		Первичный				Гипергенный			
	Нижнесаянский		Енисейский	Сибирский	Маунтин Пасс	Каронге	Нижнесаянский	Вуориярви		Бастнез
	вес. %	атомн. кол-во	вес. %						атомн. кол-во	вес. %
1	2	3	4	5	6	7	8			
$\text{TR}_2\text{O}_3$	73,75	0,4469	57,0	75,81	69,17	69,43	57,12	50,90	0,3328	54,55
$\text{ThO}_2$	—	—	2,8	—	—	0,62	—	—	—	—
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	—	—	8,3	—	—	2,74	—	—	—	—
$\text{CaO}$	0,28	0,0050	2,8	0,55	0,70	0,78	10,67	—	—	—
(Sr, Ba)	0,70	0,0067	—	—	2,20	0,04	2,31	—	—	—
$\text{H}_2\text{O}$	—	—	5,0	—	0,22	—	—	23,20	1,2889	23,40
$\text{CO}_2$	19,94	0,4531	13,7	18,92	18,31	14,62	25,84	22,44	0,5100	21,95
F	8,03	0,4226	6,8	8,90	6,88	6,26	6,11	—	—	—
Прочие	—	—	6,6	—	1,08	6,94	—	—	—	0,13
$-\text{O}=\text{F}_2$	3,37	—	2,8	3,74	2,90	2,63	2,51	—	—	—
Сумма	99,33		100,2	100,44	100,08	94,78	99,54	96,54		100,03
Аналитик	А. В. Быкова							В. Н. Архангельская		
Уд. вес	—		—	4,90	4,94	—	4,35	—		2,70
$n_g(n_e)$	1,78		1,76	1,825	1,821	—	1,674	1,613	1,613	1,613
$n_p(n_o)$	1,72		1,66	1,723	1,728	—	1,674	1,515		1,520

Примечание. Анализы приведены по данным: № 2—Е. И. Семенов и др., 1960; № 3—З. Т. Здорик, 1960; № 4—J. C. Olson а. о., 1954; № 5—Thoreau а. о. 1958; № 8—Дж. Д. Дэна и др., 1953.

Формулы анализированных образцов: 1.  $\text{TR}_{0,98}\text{Ca}_{0,01}\text{Sr}_{0,02}\text{CO}_3\text{F}_{0,94}\text{O}_{0,03}$ ; 6.  $\text{TR}_{2,02}\text{Ca}_{1,03}(\text{CO}_3)_3\text{F}_{1,92}\text{O}_{0,10}$ ; 7.  $\text{TR}_{1,98}(\text{CO}_3)_3 \cdot 780\text{H}_2\text{O}$ .

Состав TR в бастнезите (№ 1);  $\text{La}_{3,2}\text{Ce}_{4,8}\text{Pr}_4\text{Nd}_{1,5}\text{Sm}_1$ ; в паризите (№ 6) —  $-\text{La}_{3,2}\text{Ce}_{5,8}\text{Pr}_4\text{Nd}_{1,1}\text{Sm}_1$ ; и в лантаните (№ 7) —  $-\text{La}_{2,7}\text{Ce}_{5,3}\text{Pr}_5\text{Nd}_{1,1}\text{Sm}_1$ .

встречены в массе лимонита в Нижнесаянском и Верхнесаянском массивах, но четко диагностировать их не удалось. Состав TR в них церовый.

П а р и з и т  $\text{CaTR}_2(\text{CO}_3)_3\text{F}_2$  — характерный минерал поздних карбонатитов. Он установлен в массивах Сибири, Кольского полуострова и Африки. В гипергенных условиях паризит изменяется, но скорость и интенсивность изменения зависят от климатических условий. В красноцветных отложениях, развитых на паризитосодержащих массивах Африки (Канганкунде, Нкумба), паризит обычно отсутствует и преобладают минералы группы флоренсита или монацит. Паризит сохраняется в зоне дезинтеграции на приподнятых участках саянских карбонатитов и в низах разреза рыхлой элювиальной массы на них. В этой охристой массе содержатся хорошо сохранившиеся кристаллы паризита и их сростки, округленные с поверхности и покрытые тонким белым порошковатым налетом карбоната TR (лантанит?) и лимонита.

Выше по разрезу коры эти кристаллы становятся все более трещиноватыми и превращаются в рыхлую желтую массу землистого монацита (Чистов, 1956), обычно загрязненного лимонитом и глинистым веществом. В депрессиях, развитых на паризитоносных карбонатитах, уже в зоне дезинтеграции паризит обохрен и замещен монацитом. В рыхлых отложениях он не обнаружен. В редких случаях в дезинтегрированных карбонатитах отмечалось развитие вокруг скоплений паризита белого порошкового агрегата бастнезита. Обохранение и замещение паризита порошковатым бастнезитом отмечено и в Енисейском массиве. Здесь паризит иногда покрыт порошковатым налетом карбоната TR (легко вскипает в HCl и исчезает), с показателями преломления  $n < 1,65$  (лантанит?), в смеси с галлуазитом.

При перемыве рыхлых масс паризит редко сохраняется, и ореол его сноса не превышает 1 км (при относительно ровном рельефе). В процессе транспортировки хрупкие кристаллы паризита быстро измельчаются и исчезают. В аллювии они постоянно обохрены и трещиноваты. Свойства и дебаграмма паризита обычные и не меняются при переходе минерала в рыхлые отложения. Состав TR в нем также остается близким:

1.  $\text{La}_{35}\text{Ce}_{51}\text{Pr}_3\text{Nd}_{10}\text{Sm}_1$  (первичный)
2.  $\text{La}_{38}\text{Ce}_{48}\text{Pr}_4\text{Nd}_8\text{Sm}_1\text{Cd}_{1,5}\text{Dy}_{0,5}$  »
3.  $\text{La}_{40}\text{Ce}_{54}\text{Pr}_2\text{Nd}_4$  (выветрелый)
4.  $\text{La}_{39}\text{Ce}_{57}\text{Pr}_1\text{Nd}_4$  (выветрелый, Нижнесаянский массив)

При выветривании в паризите незначительно накапливаются La и Ce (возможно,  $\text{Ce}^3$  переходит в  $\text{Ce}^4$ , весьма инертный в гипергенных условиях). В порошковатых охрах, замещающих паризит, содержание Ce возрастает еще более, но только в низах коры, а в верхах ее появляются элементы иттриевой группы и состав TR

меняется:  $\text{La}_{32}\text{Ce}_{52}\text{Pr}_2\text{Nd}_5\text{Sm}_1\text{Gd}_{1,9}\text{Dy}_1\text{Yb}_{0,1}\text{Y}_5$ . Состав TR в образующемся по паразиту монаците также близок к первичному (см. ниже).

Бастнезит  $\text{CeCO}_3\text{F}$  довольно часто образует концентрации в поздних анкеритовых карбонатитах (Тундулу, Мрима, Канганкунде, Маунтин-Пасс). В гипергенной обстановке он более устойчив, чем паразит, и на начальных стадиях выветривания в небольших количествах непосредственно развивается по паразиту (Семенов и др., 1960). Гипергенный бастнезит встречается и в саянских массивах. Здесь белый порошокватый бастнезит образует псевдоморфозы по кристаллам паразита в низах разреза коры, развитой на возвышенных участках. Однако в верхах коры бастнезит разлагается, переходя в наиболее устойчивую форму TR-фосфатную (монацит и флоренсит). По распространенности бастнезит в коре выветривания значительно уступает этим минералам, но, возможно, распространен и шире, чем это сейчас представляется. Выделение и диагностика его чрезвычайно сложны: при порошокватом строении бастнезит по виду неотличим от прочих охристо-порошковатых продуктов и сильно загрязнен. При промывке рыхлых масс он легко измельчается и вымывается с глинистыми минералами. Только в участках, где встречены отдельные мономинеральные скопления или фарфоровидные (более плотные) стяжения бастнезита, он может быть диагностирован и изучен.

Гипергенный бастнезит образует порошокватые белые скопления (наиболее чистый) в выветрелых кавернозных карбонатитах или в ячеистой плотной массе лимонита. Бастнезит постоянно загрязнен примесью лимонита глинистых минералов или реликтов паразита. Дебаеграмма порошокватого бастнезита аналогична эталонной, отличаясь лишь слабой диффузностью. Оптические свойства бастнезита точно определить не удалось из-за его постоянной дисперсности и агрегатной поляризации. Для гипергенного бастнезита из саянских массивов и Вуориярви определено  $n_e = 1,77-1,78$  и  $n_o \sim 1,72$ , что почти точно отвечает эталонному бастнезиту. По составу этот бастнезит также обычен (см. табл. 22), отличается постоянным присутствием воды (2—5%) при нормальном содержании F и отсутствием Th. Е. И. Семеновым и др. (1960) из коры Енисейского массива описан гидробастнезит. Этот минерал содержит большое количество примесей (Al, Si,  $\text{Fe}^3$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ). Возможно, что содержание в нем воды обусловлено не вхождением ее в бастнезит, а присутствием примеси глинистых минералов (Al, Si) и лимонита в анализированном материале. Термограммы бастнезита обычные (рис. 13, 1—4).

Гипергенный бастнезит развит также по ортиту, встреченному в первичных поздних карбонатитах Ковдора и Алданского массива (Здорик и др., 1966; Капустин, 1971) и фенитизированных пегматитах Ковдора. Шестовато-пластинчатые кристаллы ортита с поверхности покрыты кавернозным бурым полупрозрачным агрегатом. Этот агрегат в ряде образцов дал дебаегрammu бастне-

зита, но более диффузного характера и с меньшим числом линий, чем обычный первичный минерал. В слабом растворе HCl этот агрегат легко вскипает. Выделение пузырьков прекращается через 5—7 мин, что свидетельствует о присутствии в материале легкорастворимого в HCl карбоната. Под микроскопом продукты изменения ортита представляют собой гетерогенную смесь, на

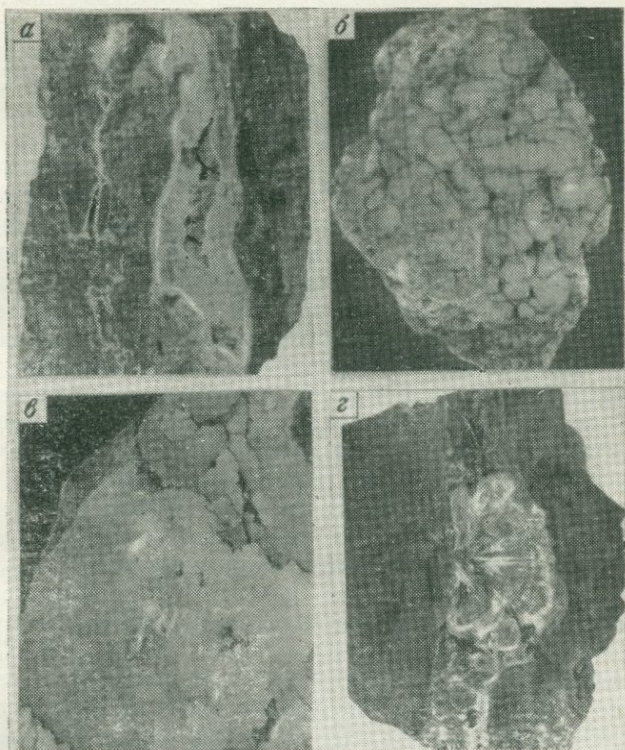


Рис. 13. Формы выделения фосфатов и барита

А — прожилки штаффелита (в выветрелой апатито-форстеритовой породе) с внешними зонами крадаллита (белое); Б — почковидные массы крадаллита; в — почковидный вавеллит на кавернозной лимонитовой массе; Г — радиально-лучистые почки гипергенного барита. Штуфы, натуральная величина, А, Б — Ковдор, В — Ессей, Г — Салланлатва

60—80% состоящую из красного прозрачного изотропного вещества ( $n = 1,650-1,590$ ), нерастворимого в HCl и пронизанного тонкими прожилками тонкокристаллического вещества с высоким двупреломлением. Это вещество при введении HCl вскипает и исчезает. Вероятно, оно и представляет собой бастнезит, дающий характерную дебаграмму, в то время как красное изотропное вещество рентгеноаморфно. Аналогичные продукты наблюдались

нами ранее в пегматитах Урала и Прибайкалья (они также часто давали диффузные дебаеграммы бастнезита) и, вероятно, были обычными гипергенными продуктами, развивающимися по ортиту. В апоортитовом агрегате содержится 28,50%  $TR_2O_3$  (аналитик М. В. Кухарчик) следующего состава:  $La_{24}Ce_{42}Nd_{10}Pr_5Sm_2Dy_1Gd_4Y_{12}$ .

На кривой нагревания этого вещества фиксируется ряд экстремальных пиков, но сложность термограмм затрудняет сопоставление их с термограммами других минералов. Дебаеграмму бастнезита дает и бурый плотный агрегат, замещающий чевкинит в фенитах (Ковдор).

## 6. ФОСФАТЫ

Апатит  $Ca_5(PO_4, CO_3)_3(F, Cl, OH, O)$  — типоморфный минерал ранних карбонатитов — хорошо сохраняется в гипергенных условиях и при длительном выветривании первичных пород в значительных количествах накапливается в рыхлых отложениях и россыпях ближнего сноса. На устойчивость апатита оказывают сильное влияние климатические условия и характер региональных вод. В зонах холодного и умеренного климата апатит сохраняется очень хорошо. Растворение и переотложение его отмечаются только в верхах кор, а в нижних зонах их кристаллы сохраняют чистоту и первичную кристаллическую огранку. В жарком тропическом климате апатит разлагается быстрее. Тем не менее и в этих условиях растворимость апатита значительно ниже, чем кальцита, анкерита, доломита, фтор-карбонатов TR, и апатит накапливается в коре выветривания. Скопления апатита отмечены во всех изученных массивах. В элювиальных, делювиальных, прибрежно-озерных и русловых отложениях на массивах Вуориярви, Ковдор, Салмагорский, Песочный, саянских, алданских и Маймечя-Котуйских (Браас, Ессей, Маган) апатит вместе с магнетитом составляет основу тяжелой фракции. Содержание его в рыхлых отложениях широко варьирует от 1 до 40%. Содержание апатита в тяжелой фракции гораздо более устойчиво и составляет 10—25%. Оно минимально на силикатных породах и максимально на карбонатитах. Скопления апатита фиксированы в рыхлых отложениях всех пород и даже фенитов на расстоянии от карбонатитов 2—5 км, но по мере удаления от карбонатитовых тел содержание апатита понижается. В древних (доледниковых) руслах мелких ручьев, вскрытых карьером в Ковдоре и некоторыми канавами в Вуориярви и Нижнесаянском массиве и местами непосредственно перекрытых мореной (Ковдор), аллювий исключительно обогащен апатитом. В разрезах аллювия (мощностью до 5 м) чередуются линзы и прослой (5—10 см), преимущественно обогащенные апатитом (до 70%) и магнетитом. В современных постледниковых отложениях озер Вуориярви и Ковдор, так же как и в русловом аллювии протекающих здесь рек, апатит концентрируется в зонах радиусом

до 5 км вокруг массивов. Однако содержание апатита в современных отложениях на кольских массивах невелико (<10%), так как основной объем их занимают пески, оставшиеся при размытии морен и флювиогляциальных отложений регионального характера.

На площади карбонатитовых массивов происходит интенсивное перераспределение апатита. Этот минерал обладает меньшим удельным весом, чем магнетит, и высокой устойчивостью, переносясь мелкими временными потоками. Апатит присутствует в рыхлых отложениях на всех породах, но при детальном изучении его четко устанавливается, что основным источником, из которого извлекается апатит, являются ранние карбонатиты. В наиболее изученном карбонатитовом массиве Сибири Е. А. Зверева производила подсчет баланса отдельных компонентов (Зверева, Писемский, 1969), при этом приводятся доказательства отсутствия перемещения коры, считающейся неперемытой. Однако в рыхлых отложениях на анкеритовых карбонатитах (практически не содержащих апатита) содержание  $P_2O_5$  оказалось равным 14—17%. Е. А. Зверева ставит под сомнение свои результаты. Однако, если посмотреть рыхлые отложения на анкеритовых карбонатитах под микроскопом (особенно после предварительной промывки), то оказывается, что в них содержится до 30—40% апатита в виде характерных призматических бесцветных зерен, типоморфных для ранних кальцитовых карбонатитов. Таким образом, перенос апатита в пределах массива весьма значителен. В россыпях кристаллы его округлены. Зерна апатита покрыты пленками лимонита.

В условиях тропического климата апатит также накапливается, и мощные коры выветривания массивов Сукулу, Букусу, Мрима, Бингу, Араша, Луеш, Тапира, Якупиранга концентрируют его в промышленных количествах. Однако приводимые высокие содержания  $P_2O_5$  (до 20% — Мрима, Coetzee, Edwards, 1959) не отвечают действительным содержаниям апатита: в коре выветривания этих массивов развиты вторичные фосфаты и других групп. Появление гипергенных фосфатов и уменьшение содержания апатита свидетельствуют о его разложении в ходе выветривания и переотложения фосфора. В изученных нами массивах апатит четко тяготеет к низам коры выветривания, а в верхах ее он часто исчезает (саянские массивы, Вуориярви), сменяясь глиноземистыми фосфатами. Иногда заметно переотложение апатита. Первичные зерна его становятся трещиноватыми, поверхность их неровная, кавернозная, с явными следами коррозии. В трещинах зерен и вокруг них развиваются прожилки и каемки тонковолокнистого, радиально-лучистого или скорлуповато-натечного снежно-белого или полупрозрачного апатита. В Ковдоре, Вуориярви и саянских массивах встречены участки трещиноватых пород (карбонатитов, пикритов, дамгьернитов и, особенно часто, апатитовых), в которых развиты системы микропрожилков почковидно-натечного или скорлуповатого штаффелита. В этих же массивах встречены

зоны «штаффелитовых брекчий», в которых обломки различных пород сцементированы перетертым материалом, кальцитом (Вуориярви), цеолитами и штаффелитом (Ковдор).

Некоторые из этих зон, вскрытые в Ковдоре карьером, имеют эндогенное происхождение. Штаффелит в них развивается на поздней гидротермальной стадии, преимущественно замещая первичный апатит. В части таких брекчий (Ковдор, Пилькома-Сельга и Воцу-вара) штаффелит развивается в приповерхностной зоне исчезая на глубине 30—40 м. В разрушенных и лимонитизированных на поверхности дайках и трубках пикритов и дамкърнитов в Ковдоре, Вуориярви и Верхнесаянском массиве тонкие прожилки почковидного штаффелита пронизывают породу, совершенно исчезая на глубине 10—15 м. На неровной поверхности богатых апатитом пород железорудного комплекса в Ковдоре в ряде мест содержались участки развития такого же почковидного штаффелита, нарастающего на лимонитизированной апатитовой массе. Штаффелит в образованиях последнего типа ассоциирует с лимонитом, лепидокрокитом, крандаллитом, вермикулитом и, вероятно, образуется в гипергенных условиях. Не исключено развитие гипергенного штаффелита и по эндогенному.

В верхней части одной из штаффелитовых зон в Ковдоре (Пилькома-Сельга) и в линейных зонах среди карбонатитов Нижнесаянского массива встречаются специфические массивные, серые плотные массы, чрезвычайно напоминающие по виду фосфорит. Неправильные выделения (подобные «журавчикам» в лессах) того же облика спорадически встречаются в глинистой массе в центре Нижнесаянского массива. Эти выделения сложены зернистым апатитом, сцементированным волокнистым штаффелитом, или спутанно-волокнистой (по короткостолбчатой) массой чистого штаффелита. Он часто содержит плотные стяжения монтмориллонита или желваки лимонита и имеет гипергенное происхождение.

Свойства и состав апатита в коре выветривания меняются. Первичный минерал обычно представлен нормальным фторапатитом, содержащим примесь SrO и  $\text{TR}_2\text{O}_3$  (0,3—1,5%). Зернистый апатит, сохранивший первичную форму в рыхлых отложениях, прозрачен и чист. Свойства и состав его сохраняются (табл. 23). Гипергенный штаффелит из верхов труб штаффелитовых брекчий, лимонитизированных даек пикритов и стяжений в рыхлой массе обладает постоянно близкими характеристиками и почти не содержит Sr, TR и Ba, но в нем присутствует  $\text{CO}_2$ . Содержание F в гипергенном штаффелите понижается и появляется вода (ОН). Термограммы его обычные (см. рис. 13, 5, 6).

Состав TR в первичном выветрелом апатите и штаффелите идентичен (резко церовый — табл. 24).

Понижение содержания и частое исчезновение апатита в верхах кор свидетельствует о его неустойчивости в конце процесса глубокого выветривания. В верхах штаффелитовых зон и в отдельных участках наиболее мощных рыхлых отложений в Нижнесаянском

## Химический состав и свойства апатита (в вес. %)

Компоненты	Первичный апатит						Штаффелит				Апатит		Штаффелит		
	Ийолиты		Магнетито-форстеритовые породы		Карбонатиты						(из аллювия)		Гипергенный		
	Ковдор		Вуориярви		Озерная варака		Саянский	Ковдор			Нижнесаянский				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,29	0,18	2,31	0,72	1,23	0,96	0,92	—	—	—	1,28	0,23	0,72	—	
CaO . . . . .	55,08	55,31	53,87	54,30	55,30	56,00	52,95	55,35	54,97	54,27	54,15	55,28	55,07	55,14	
SrO . . . . .	0,30	0,02	0,13	0,29	—	—	2,05	—	0,15	0,16	0,43	0,09	0,11	0,02	
BaO . . . . .	—	—	0,05	0,04	—	—	Нет	—	—	—	Нет	Нет	Нет	Нет	
H <sub>2</sub> O . . . . .	0,02	—	—	Нет	0,42	0,28	Нет	—	1,98	2,32	0,64	Нет	Нет	—	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	42,38	42,92	42,04	42,08	41,10	41,46	42,42	41,15	38,09	38,11	41,36	41,80	41,98	—	
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,56	—	—	Нет	—	—	Нет	3,61	3,10	3,50	0,54	0,96	0,42	0,87	
F . . . . .	1,76	1,63	1,70	2,19	0,95	0,90	2,07	0,34	3,06	2,30	1,38	1,43	1,50	0,98	
Cl . . . . .	0,06	—	—	0,14	0,09	0,08	Нет	0,13	0,02	0,02	0,30	0,27	Нет	0,25	
Прочие . . . . .	0,72	0,33	0,23	—	1,15	1,04	0,11	0,12	0,18	0,99	—	—	1,25	—	
—O=F <sub>2</sub> . . . . .	0,73	0,68	0,71	0,93	0,42	0,39	0,87	0,15	1,30	0,96	0,65	0,58	0,63	—	
Сумма	100,44	99,71	99,62	98,83	99,82	100,32	99,65	100,55	100,25	100,71	99,43	99,48	100,31	—	
Аналитик . . . . .	М. И. Волкова	Л. С. Бондаренко			Е. А. Исаева		А. В. Быкова	З. В. Васильева			Г. В. Любмилова		Т. А. Павлова	Л. И. Баум	
Уд. вес . . . . .	3,17	3,20	3,18	3,21	3,17	3,19	3,20	3,06	3,05—3,075			3,12	3,14	3,19	
n <sub>o</sub> . . . . .		1,644	1,643	1,642	1,638—1,640		1,640	1,622	1,616—1,628			1,640	1,636	1,641	1,638
n <sub>e</sub> . . . . .		1,637	1,636	1,636	1,634—1,637		1,636	1,618	1,612—1,623			1,635	1,635	1,636	1,634

Примечание. Анализы 1, 5, 6, 9, 10 — А. А. Кухаренко и др., 1965.



и Ессейском массивах вместе с штаффелитом присутствует крадаллит, в одном из украинских массивов — флоренсит, а в Салланлатве — сванбергит. В тропических массивах (Мрима, Изока, Мбея) обнаружены гояцит, флоренсит, горсейксит, часть из которых имеет гипергенное происхождение. В Ковдоре и Есее штаффелит образует тесные сростания или чередующиеся зоны с крадаллитом, но наиболее поверхностные зоны обычно сложены почковидным крадаллитом, а иногда отмечается и появление вавеллита. Вероятно, в верхах кор апатит подвергается растворению, и Са выносятся. В россыпях и аллювии зерна апатита изменений обычно не несут.

В карбонатитовых массивах апатит постоянно накапливается при выветривании. Кора выветривания любых карбонатитов обычно значительно обогащена апатитом и получение его вполне возможно при комплексной разработке кор (Ödman, 1952; Melcher, 1966; Reeve, Deans, 1954; Deans, 1966; Eckeremann, 1948).

**Г о я ц и т**  $\text{SrAl}_3\text{H}(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6$  редок в карбонатитах. Он встречается в поздних карбонатитах Вигу и Канганкунде (McKie, 1962), но здесь происхождение его возможно гидротермальное. Нами гипергенный гояцит обнаружен в виде скорлуповатонатечных слоистых выделений (толщиной до 2 мм) в трещинах выветрелого анкеритового карбонатита Нижнесаянского и Салланлатвинского массивов. Натёки и корки гояцита нарастают на мелких друзах амесовидного кварца, массе обохренного барита или на кавернозном лимоните. Гояцит постоянно загрязнен лимонитом и тончайшими дендритами окислов Mn. Иногда в его натечной массе образуются тонкие слои штаффелита и обохренного фосфата Fe, а также, вероятно, крадаллита (трудно отличимого от гояцита). Гояцит светло-зеленоватого или буроватого цвета. Гояцит присутствует вместе с крадаллитом и в выветрелой зоне богатых апатитом пород Ессейского массива. В натечно-слоистой массе фарфоровидного крадаллита здесь встречаются нами отдельные тонкие (до 0,5 мм) слои зеленоватого, порошковатого с поверхности материала. Состав гояцита детально не изучался из-за постоянной примеси других фосфатов и малого количества материала. Методом пламенной фотометрии в минерале из Салланлатвы обнаружено содержание 7,18% SrO и в минерале из Есее — 5,86% SrO. Анализированный материал содержал примесь крадаллита (аналитик Л. И. Баум).

Гояцит оптически одноосный, положительный. Свойства и состав его приведены в табл. 25. Спектральным анализом в нем постоянно обнаруживаются Sr, Ba, Ca, Al (>1%) и Mg, Fe, Mn, Ti, Y, La (следы).

**Г о р с е й к с и т**  $\text{BaAl}_3\text{H}(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6$  редок в карбонатитах. В значительных количествах он встречается в массиве Мрима (Coetzee, Edwards, 1959), где имеет гипергенное происхождение и образует желваки и скопления в латеритной, глинисто-охристой массе, развитой по поздним карбонатитам. Первичные карбонатиты

Мримы обогащены апатитом, баритом, стронцианитом и другими минералами Sr и Ba. Горсейксит предположительно определен А. А. Кухаренко (Кухаренко и др., 1965) в выветрелой зоне доломитовых карбонатитов Лесной варачи (по оптическим свойствам). Плотные желваки (до 3 см) обохренного с периферии вещества, богатого Ва, Р, Al и Fe, встречены нами в барит-лимонитовой гипергенной массе Саллаулатвинского массива, но они загрязнены лимонитом, порошковатым баритом, и выделить из них горсейксит не удалось. Горсейксит образует плотные фарфоровидные массы белого, желтого или серого цвета. Минерал одноосный, положительный и по свойствам близок к голяциту и крадаллиту, бариевым аналогом которых горсейксит является. Дебаграмма его также близка к дебаграммам этих минералов.

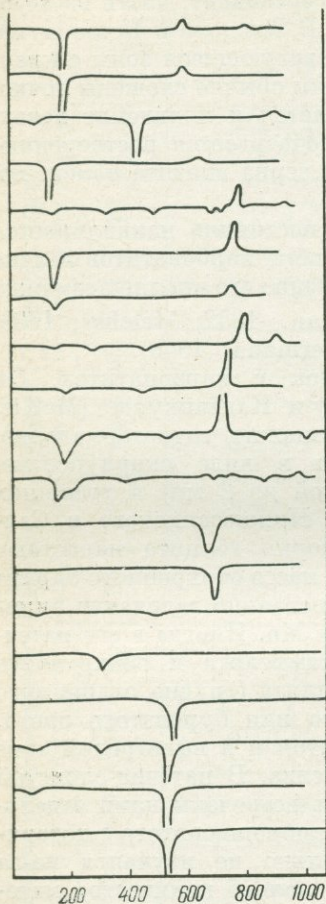


Рис. 14. Кривые нагревания минералов

1 — первичный баcтнезит (Каронге), 2 — порошковатый баcтнезит по паризиту (Нижнесаянский), 3 — порошковатый баcтнезит из каверн в лимоните (то же), 4 — гидробаcтнезит (по Семенову и др., 1960), 5 — штаффелит почковидный, 6 — штаффелит порошковатый, 7 — крадаллит (5—7 — Ковдор), 8 — крадаллит (Ессей), 9 — вивианит, 10 — слабо окисленный вивианит, 11 — керчинит, 12 — митридатит, 13 — штрэнгит, 14 — дельвоксит, 15 — дельвоксит с примесью гётита, 16 — гипс, 17 — ярозит, 18 — мелантерит, 19 — пизанит

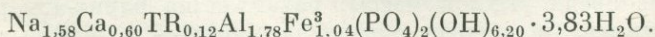
К р а н д а л л и т  $\text{CaAl}_3\text{H}(\text{PO}_4)_2 \cdot (\text{OH})_6$  встречен в корях выветривания многих карбонатитовых массивов СССР и является характерным для них минералом. Крадаллит обнаружен в верхах зоны «штаффелитовой брекчии» в Ковдоре (Кухаренко и др., 1965), где образует почковидно-натечные массы в тесной ассоциации с штаффелитом. Возможно, крадаллит и штаффелит имеют здесь эпитермальное происхождение. Прожилки крадаллита широко развиты в выветрелой массе штаффелита, реже — в трещиноватой и лимонитизированной массе зернистого первичного апатита и богатых апатитом выветрелых карбонатитов Ковдора. В значительно меньших количествах крадаллит присутствует в скоплениях зернистого апатита, сцементированного лимонитом, в локальных участках Нижнесаянского массива. Вероятно, шире он распространен в рыхлых отложениях, развитых на апатитовых породах Ессея, где (по отдельным штуфам и пробам) нами обнаружены многочислен-

ные скорлуповато-натечные и слоистые массы крадаллита, чередующиеся с слоями штаффелита. Близок к крадаллиту и «водный фосфат» из Енисейского массива (Зверева, Писемский, 1969). Во всех массивах крадаллит развит в выветрелых породах верхов коры выветривания. Он нарастает на лимонитизированных, обожренных породах, часто цементируя (вместе с штаффелитом) рыхлую выветрелую массу и образуя почки и натечные корки на ее поверхности и в пустотах (рис. 14, а, б). Прожилки в рыхлой массе часто имеют ритмичное строение, и в них чередуются слои штаффелита и крадаллита или же они зональны, и крадаллит в них тяготеет к наиболее поздним слоям (см. рис. 14, а), слагая внешние зоны почек и натечков. Крадаллит неравномерно распределен и в разрезах кор. Он не встречен в нижних зонах кор, где преобладает остаточный, иногда слабо переотложенный апатит. В средних зонах кор крадаллит редок и появляется в верхах, замещая штаффелит или нарастая на его выделениях. В верхах зон крадаллит может преобладать (некоторые штаффелитовые трубки Ковдора, Ессей), но он часто превращается в порошок, трудно диагностируется и легко пропускается. В Ковдоре и Есее на поверхности корок крадаллита, покрытых порошковатым налетом, обнаружены налеты микрозернистого гидраргиллита, а в Есее — также тонкие (0,01—0,2 мм) стекловидные пленки вавеллита.

Свойства и состав крадаллита из различных массивов близки (табл. 25), и он обычно почти свободен от примеси Sr, Ba и TR. В анализированных образцах несколько завышено содержание воды (гидратация) и слабо колеблется содержание Al, возможно, из-за развития вторичных минералов его. Формулы анализированных образцов близки к обычной формуле крадаллита:

2.  $(\text{Ca}_{0,94}\text{Sr}_{0,08}\text{Ba}_{0,03})_{1,05}\text{Al}_{3,88}\text{H}_{0,12}(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_{7,86} \cdot 0,85\text{H}_2\text{O}$ ;
2.  $(\text{Ca}_{0,94}\text{Sr}_{0,09}\text{Ba}_{0,02})_{1,55}\text{Al}_{2,96}\text{H}_{1,04}(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_{6,02} \cdot 4,61\text{H}_2\text{O}$ ;
3.  $(\text{Ca}_{0,90}\text{TR}_{0,05})_{0,95}(\text{Al}_{2,77}\text{Fe}_{0,11}^3)_{2,88}\text{H}_{1,41}(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_{6,00} \cdot 0,39\text{H}_2\text{O}$ ;
4.  $(\text{Ca}_{1,09}\text{Mg}_{0,01})_{1,10}\text{Al}_{2,78}\text{H}_{1,46}(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_{6,00} \cdot 0,70\text{H}_2\text{O}$ .

К крадаллиту, вероятно, близок и «водный фосфат» из Енисейского массива, отличающийся пониженным содержанием Ca, Al и P, но обогащенный Fe, Si и Na. Возможно, в нем присутствуют примеси гидрогётита, натроярозита или других минералов (определение  $\text{SO}_4^{2-}$  в нем не произведено). Соотношения компонентов в водном фосфате отличаются от соотношений их в чистом крадаллите



Спектральным анализом в изученных нами образцах крадаллита постоянно устанавливается примесь Mg, Ti, Be, Ga (0,01—0,0001%). Содержание в нем редких земель невелико; состав их цериевый (см. табл. 24), но и содержание иттриевых элементов увеличено

## Химический состав и свойства минералов группы крадаллита

Ком- поненты	Крадаллит						Гоя- цит	Гор- сей- ксит	Фос- фат
	Ковдорский		Саянский		Ессейский		Кан- ган- кунде *	Мри- ма **	Енисей- ский ***
	1		2		3		4	5	6
	вес. %	атомн. кол-во	вес. %	атомн. кол-во	вес. %	атомн. кол-во	вес. %		вес. %
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	2,48	—	1,98	—	14,1	—	2,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	39,73	0,7790	35,40	0,6210	35,80	0,6281	29,8	35,9	15,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,0012	1,97	0,0246	—	—	—	—	25,06
CaO	10,59	0,4891	11,32	0,2021	10,06	0,1786	0,9	—	4,88
SrO	1,70	0,0163	—	—	1,62	0,0158	10,9	1,9	0,78
BaO	0,92	0,0060	0,04	0,0003	0,38	0,0027	1,7	16,0	0,03
H <sub>2</sub> O	17,74	1,9711	16,66	1,8519	18,02	2,0022	14,5	16,6	17,80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	28,43	0,4004	31,93	0,4490	32,08	0,4518	24,1	28,1	21,00
F	—	—	—	—	—	—	1,2	—	0,45
Прочие	0,71	—	—	—	—	—	3,5	—	12,01
—O=F <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	0,5	—	0,19
Сумма	99,92	—	100,05	—	100,10	—	100,7	98,5	99,72

Аналитик А. В. Быкова

Уд. вес.	2,93	2,90	2,92	3,31	—	—
$n_e$	1,627	1,628	1,630	1,661	—	—
$n_o$	1,619	1,620	1,624	1,653	—	1,68
$a_0 \text{ \AA}$	6,9	—	—	6,971	—	—
$c_0 \text{ \AA}$	14,3	—	—	14,42	—	—

\* McKie, 1962.

\*\* Coetzee, Edwards, 1959;

\*\*\* Е. А. Зверева и Г. В. Писемский, 1966.

по сравнению с прочими минералами в коре. Кривые нагревания крадаллита имеют обычный характер (рис. 13, 7—8).

С ванбергит  $\text{SrAl}_3\text{H}(\text{PO}_4 \cdot \text{SO}_4)_2$  встречен в Салланлатвинском массиве (Капустин, 1971) в виде плотных фарфоровидных желваков среди рыхлой массы, развитой на барит-анкеритовых карбонатах. Сванбергит обычно развивается в коре выветривания фосфоритовых месторождений. В коре выветривания карбонатитов он также образуется позже крадаллита и штаффелита, нарастая на поверхности их почек и, возможно, замещая штаффелит. Сванбергит ассоциирует с лимонитом, пиролюзитом

и коронадитом и в отдельных образцах нарастает на почках псиломелана. Он образует неправильные желваки и наросты или отдельные стяжения в рыхлой массе. Сванбергит белого, серого или буроватого цвета, чрезвычайно тонкозернистого строения, неравномерно пигментирован тонкораспыленным лимонитом. Дебаеграмма его аналогична эталонной; по свойствам и составу он близок к обычному сванбергиту из месторождений Урала.

Минералы группы крадаллита типоморфны для кор выветривания карбонатитов, хотя ранее они были достоверно установлены лишь в Ковдоре. Эти минералы развиваются в условиях тропического и субтропического климата и присутствуют только в древних корах. Современное их образование вполне возможно в массивах Африки и Бразилии. В отечественных массивах в современных условиях выветривания минералы группы крадаллита также выветриваются, превращаясь в порошковатые продукты, вавеллит или гидроокислы Al.

Свойства и состав минералов этой группы близки. Они представляют собой единый изоструктурный тригональный ряд, в котором происходит замещение Ca—Ba—Sr и иногда  $PO_4—SO_4$ ; Al частично замещается  $Fe^{+3}$ . Дебаеграммы, оптический характер и показатели преломления этих минералов почти идентичны, и лишь у сванбергита и флоренсита повышаются показатели преломления. Удельный вес минералов повышается при возрастании содержания Ba.

Среди рассмотренных минералов в отечественных массивах наиболее распространен крадаллит. В массивах Африки и Бразилии в больших количествах описаны горсейксит и гоацит, а крадаллит не упоминается. Минералы этой группы образуются в верхах кор выветривания карбонатитов, при интенсивном растворении апатита и переотложении фосфора поверхностными водами. В свою очередь и крадаллит не является конечным продуктом выветривания. В Ковдоре, Ессее, Салланлатве и Нижнесаянском массивах крадаллит с поверхности обохривается или замещается вавеллитом и гидраргиллитом.

Вавеллит  $Al_3(PO_4)_2(OH)_3 \cdot 5H_2O$  до сих пор в карбонатитах не отмечался. Он типоморфен для кор выветривания алюмофосфатов, в меньшей степени — фосфоритов и образуется при их гидролизе. Вавеллит встречен нами в выветрелых зонах штаффелитовой брекчи в Ковдоре и апатитовых пород в Ессее. Распространение его установить не удалось, так как он образует тонкие пленки и налеты (рис. 14, б) на поверхности штаффелита, чаще — крадаллита и не образует самостоятельных выделений. Иногда пленки вавеллита чередуются с слоями крадаллита (Ковдор, Есей). Общее количество вавеллита незначительно. Вавеллит бесцветен или голубоватого цвета, полупрозрачен; под микроскопом выявляется его чрезвычайно мелкозернистое строение. Реже пленки его имеют параллельно-шестоватое строение. Дебаеграмма вавеллита диффузна из-за плохой сохранности образцов

и примеси крадаллита. По характеру она аналогична эталонной (табл. 26). Оптически вавеллит двусосный, положительный, с большим углом  $2V$ ,  $n_g = 1,555$ ;  $n_m = 1,538$ ;  $n_p = 1,527$ ;  $N_g = c$ . Спектральным анализом в вавеллите (с примесью крадаллита) обнаружены Al, P, Ca ( $>1\%$ ) и Sr Fe, Cu, Be (0,1—0,0001%). Химического анализа минерала из-за ничтожного количества вещества и загрязненности не произведено.

Таблица 26

Межплоскостные расстояния вавеллита и штрэнгита

Вавеллит						Штрэнгит					
Ковдор		Телекское месторождение *		Ковдор		Телекское месторождение		Ковдор		Эталон	
I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)
9,7	8,7	10	8,4	1	1,590	2	1,590	5	5,8	80	5,50
6	5,3	6	5,7	1	1,572	2	1,570	3	5,1	60	4,95
4	5,0	5	4,78	2	1,553	3	1,552	10	4,3	100	4,38
	—	2	4,34	2	1,530	3	1,535	3	3,8	60	3,98
3	4,0	3	4,01	2	1,516	2	1,516	2	3,70	40	3,72
	—	3	(3,37)	2	1,478	3	1,480		—	20	3,29
8	3,35	8	3,42	4	1,541	5	1,454	6	3,10	80	3,11
9	3,21	9	3,21	3	1,428	4	1,440	3	3,00	60	3,00
	—	4	(3,07)	2	1,401	3	1,395	3	2,91	60	2,95
2	2,99	3	2,93	3	1,340	3	1,342		—	10	2,69
6	2,80	5	2,79	1	1,312	2	1,317		—	10	2,63
8	2,61	7	2,58	1	1,305	1	1,304	4	2,52	80	2,54
2	2,45	2	2,45	1	1,294	1	1,295	2	2,42	40	2,445
	—	3	2,36	2	1,276	2	1,278		—	10	2,400
2	2,25	3	2,26	4	1,246	5	1,262		—	10	2,360
	—	3	(2,17)	2	1,244	2	1,244	1	2,70	10	2,273
6	2,12	7	2,10		—	2	1,228	2	2,20	40	2,180
2	2,00	3	2,04	2	1,200	3	1,198		—	10	2,134
5	1,96	6	1,962	4	1,172	6	1,180	2	2,09	40	2,101
2	1,880	3	1,885	4	1,157	5	1,157	1	2,06	10	2,035
	—	3	1,823	3	1,145	5	1,145	1	2,00	40	2,001
3	1,744	3	1,744		—	3	1,095	1	1,962	10	1,956
4	1,707	5	1,712	2	1,090	3	1,092		—	10	1,910
3	1,667	4	1,668	3	1,080	4	1,085	1	1,833	10	1,830
2	1,604	4	1,604		—	2	1,078		—		

Излучение Fe. \* Ю. Н. Занин и др., 1970.

Монацит  $\text{CePO}_4$ , ранее установленный во многих карбонатитовых массивах в качестве типоморфного минерала первичных ранних карбонатитов, оказался типоморфным акцессорным минералом и их коры выветривания. Он не образуется в корях на ранних карбонатитах, но постоянно встречается среди продуктов выветривания поздних карбонатитов, содержащих первичные акцессорные минералы TR: бастнезит, паризит, бербанкит, флоренсит, анкилит. Акцессорный монацит присутствует в рыхлых образованиях на некоторых кольских массивах. В выветре-

лых породах одного из сибирских массивов удалось проследить замещение первичных фторкарбонатов TR землистым монацитом. При тщательной промывке рыхлых образований иногда выделяются мелкие, округлые, плотные стяжения монацита (Чистов, 1965). В пустотах кавернозной лимонитовой массы также обнаружены порошковатые выделения монацита, но при промывке или раскалывании породы они уничтожаются нацело. Возможно, порошковатый гипергенный акцессорный монацит распространен в рыхлых образованиях на карбонатитах шире, чем это представляется сейчас, но выделение его затруднительно (в глинисто-охристой массе постоянно отмечаются TR и  $P_2O_5$  при отсутствии апатита).

Аналогичный гипергенный монацит встречен в выветрелой массе штаффелита в Ковдоре. Сходный по строению монацит описан и в Магнет-Кове (Rose, а. о., 1958). В пустотах кварцевой брекчии Каронге, на поверхности пластин бастнезита, обнаружен налет шестоватых, радиально-лучистых шелковистых кристаллов монацита.

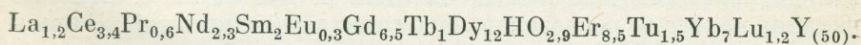
Стяжения монацита белого, желтого или (при загрязнении лимонитом) бурого цвета. Свойства минерала обычные; дебаграмма его постоянно аналогична эталонной. Оптически минерал двуосный, отрицательный;  $n_g = 1,846$ ;  $n_p = 1,80$ ;  $c: N_g = 4-5^\circ$ . Микрорекристаллический монацит из пустот в паразитсодержащих карбонатитах Нижнесаянского массива весьма чист. Состав его близок к теоретической формуле минерала  $CePO_4$  (табл. 27). Спектральным анализом в гипергенном монаците установлено соотношение элементов TR:

1.  $La_{32}Ce_{54}Pr_4Nd_9Sm_{0,8}Gd_{0,2}$  (Вуориярви)
2.  $La_{35}Ce_{51}Pr_3Nd_{10}Sm_1$  (Намо-вара)
3.  $La_{33}Ce_{53}Pr_3Nd_9Sm_{1,2}Gd_{0,4}Tb_{0,1}Dy_{0,2}Fr_{0,1}$  (Нижнесаянский)

Эти соотношения аналогичны таковым для эндогенного монацита:

1.  $La_{33}Ce_{55}Pr_3Nd_8Sm_1$  (Вуориярви)
2.  $La_{35}Ce_{57}Pr_2Nd_5Sm_1$  (Сибирь)

**Черчит**  $YPO_4 \cdot 2H_2O$  встречен в выветрелых карбонатитоподобных породах Енисейского массива (В. И. Нонешникова, 1960) в сплошной лимонитовой массе в виде отдельных зерен, радиально-лучистых агрегатов и мелких рыхлых выделений. Иногда он развивается по ксенотиму. Черчит белого или желтого цвета, обычно загрязнен лимонитом. Минерал оптически двуосный, отрицательный,  $n_g = 1,640-1,645$  и  $n_p = 1,603-1,606$ . Удельный вес его 3,0—3,5 (табл. 27); дебаграмма аналогична эталонной, состав отвечает формуле  $YPO_4 \cdot 2H_2O$ . Состав TR в черците:



## Химический состав и свойства монацита, черчита, рабдофанита

Ком- поненты	Монацит						Черчит		Рабдо- фанит
	Первичный				Гипергенный				
	Нижнесаян- ский		Вуориярви		Нижнесаян- ский		Сибир- ский *	Корну- олл **	Сибир- ский
	вес. %	атомн. кол-во	вес. %	атомн. кол-во	вес. %	атомн. кол-во	вес. %	вес. %	вес. %
SiO <sub>2</sub>	0,17		—		—		2,48	—	0,85
ThO <sub>2</sub>	0,07		0,02		0,01		—	—	0,85
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	68,92	0,4181	68,31	0,4140	69,79	0,4229	47,99	51,87	60,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—		—		—		0,49	—	1,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,44		—		0,50		0,89	—	2,60
CaO	0,09	0,0018	0,12	0,0021	0,04	0,0007	1,09	5,42	3,41
H <sub>2</sub> O	0,26	0,0278	—		—		15,69	14,93	10,56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	29,96	0,4220	30,02	0,4228	30,04	0,4231	31,35	28,48	19,50
С у м м а	99,91		98,47		99,78		99,98	100,70	99,93
Анали- тик	Г. Е. Чере- пшская		М. В. Ку- харчик		Л. Е. Но- воросова				
Уд. вес	5,28		5,31		—		3,24	3,14	
<i>n<sub>g</sub></i>	1,84		1,84		1,83		1,645	1,654	1,720
<i>n<sub>p</sub></i>	1,80		1,80		1,79		1,604	1,620	1,700

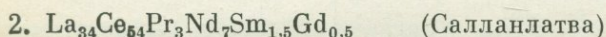
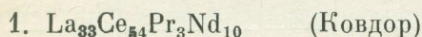
\* В. И. Нонешникова, 1960; \*\* Дж. Д. Дэна и др., 1954.

Черчит — единственный минерал (кроме реликтового ксенотима) в коре выветривания щелочных пород и карбонатитов. Распространен он крайне незначительно. Обохранение черчита с поверхности свидетельствует о его разложении в ходе дальнейшего выветривания. Значительная подвижность и растворимость иттриевых соединений не способствуют образованию в коре выветривания иттриевых минералов и накоплению самого элемента. Вероятно, весь Y, в небольших количествах содержащийся в редкоземельных минералах карбонатитов, рассеивается в гипергенной обстановке.

Р а б д о ф а н и т TRPO<sub>4</sub>·H<sub>2</sub>O для карбонатитов и их кор выветривания не характерен и встречается в выветрелых щелочных пегматитах и фенитах Ковдора и в зоне выветривания Енисейского массива (Семенов, 1959). В пегматитах рабдофанит обнаружен в виде порошкового налета на стенках пустот после выщелачивания какого-то редкоземельного силиката (чевкинита?). В фени-

тах рабдофанит образует порошковатый налет на разрушенных кристаллах циртолита. Единственная находка гипергенного рабдофанита сделана нами в выветрелых карбонатах Салланлатвы, где порошковатый рабдофанит покрывает тонким налетом окисленные и разрушенные кристаллы анкилита (Капустин, 1971). Содержание рабдофанита ничтожно, и по распространенности он уступает всем редкоземельным минералам, рассмотренным выше.

Рабдофанит белого или желтого цвета, оптически одноосный, положительный,  $n_e = 1,700$  и  $n_o = 1,665-1,668$ . Дебаеграмма его аналогична эталонным дебаеграммам рабдофанита и монацита (от которого она неотличима). Содержание в рабдофаните из Ковдора  $\text{TR}_2\text{O}_3$  62,81% и в рабдофаните из Салланлатвы — 59,79% (аналитики М. Е. Казакова и М. В. Кухарчик). Соотношение редкоземельных элементов (по данным спектрального анализа):



Спектральным анализом в минерале постоянно обнаруживаются Р, Се (>1%), Yb, Ca, Zr, Sr, Mn, Fe (0,1—0,001%).

В и в и а н и т  $\text{Fe}^{2+}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$  встречен в поздних карбонатах Ковдора и Вуориярви в качестве первичного, позднего гидротермального минерала. В небольших количествах вивианит присутствует и в коре выветривания карбонатитов. Мелкие (до 0,5 мм) шестоватые кристаллы и плотные скопления его встречены в Ковдоре и Нижнесаянском массиве, в верхах разреза образований, богатых апатитом. Кристаллы вивианита нарастают на поверхности выветрелой массы апатита, сцементированной лимонитом, реже — на стенках мелких пустот в кавернозной массе лимонита. Вивианит ассоциирует с лимонитом, штаффелитом, штрэнгитом и дельвокситом. Свойства минерала обычные (табл. 28). Дебаеграмма его аналогична эталонной. Кристаллы вивианита обычно темно-синего, почти черного цвета, плотная масса его также темно-синего цвета, пронизана прожилками лимонита. С периферии выделения вивианита окислены, бурого или красного цвета, темнеющего по мере окисления минерала. Параллельно окислению минерала меняются его свойства и состав. Первичный неокисленный вивианит бесцветен, желтовато-зеленоватый или светло-голубой. На начальной стадии окисления окраска минерала быстро темнеет до темно-синего. Вместе с изменением окраски усиливается плеохроизм вивианита до зеленовато-бурого по  $N_p$  и темно-синего по  $N_g$ . При дальнейшем окислении минерал становится бурым и плеохроитует также в желто-бурых тонах. Затем он осветляется до красно-желтого цвета. Плавное изменение свойства минерала происходит параллельно переходу  $\text{Fe}^{2+}$  в  $\text{Fe}^{3+}$ . При этом резко падает двупреломление и возрастают показатели преломления вивианита. Конечный член ряда (водный фосфат  $\text{Fe}^{3+}$  — см. табл. 28) изотропен, рентгеноаморфен,

Химический состав и свойства водных фосфатов железа в вес. %

Компоненты	Вивианит				Керчинит		Митридатит		Штренгит			Дельвоксит		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,41	4,27	18,63	32,89	32,90	42,34	37,21	36,69	42,09	41,42	43,40	37,09	34,20	36,62
FeO . . . . .	43,59	37,20	21,80	9,50	9,14	0,75	0,26	0,52	—	—	—	0,26	—	—
MnO . . . . .	0,88	—	Нер	1,99	—	Нер	—	0,53	Нер	—	—	0,13	—	—
MgO . . . . .	—	0,57	Нер	1,54	0,58	Нер	Нер	0,96	Нер	—	—	—	—	—
CaO . . . . .	Нер	0,85	Нер	0,49	—	—	14,51	16,05	—	0,83	—	0,08	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	26,04	13,18	14,55	—	—	4,02	9,40	8,82	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	—	14,37	13,02	25,04	26,50	—	5,98	4,26	20,56	19,11	18,89	46,55	49,76	46,81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	27,53	27,25	29,88	29,19	28,10	29,83	32,48	30,61	38,11	37,60	38,24	16,18	16,04	16,57
Прочие . . . . .	1,90	1,73	2,00	—	—	—	—	1,05	—	1,27	—	—	—	—
Сумма . . . . .	99,45	99,42	99,88	99,64	97,22	99,44	99,84	99,49	100,76	100,23	100,53	100,29	100,0	100,00
Аналитик . . . . .	А. В. Быкова				В. Н. Архангельская		А. В. Быкова		В. Н. Архангельская			А. В. Быкова		
Уд. вес . . . . .	2,69	2,69	2,60	2,65	2,56	2,52	—	—	2,84	—	2,87	2,68	—	2,79
n <sub>g</sub> . . . . .	1,640	—	1,694	—	1,706	1,715	1,738	1,741	1,745	—	1,745	1,718	—	1,726
n <sub>o</sub> . . . . .	1,580	—	1,670	—	1,700	1,702	1,735	1,737	—	—	1,708	—	—	—

Примечание. Анализы 3, 4, 8, 10, 11, 13, 14—Дж. Д. Дана и др., 1954. Минералы из массивов месторождений: 1, 3, 5, 6, 7, 9, 13—Ковдор; 9—Нижисаянский; 4—Керчь; 2—Моравия; 10—Португалия; 11—Бавария; 13, 14—Бельгия (Визе).

но обладает довольно устойчивым химическим составом. Формула его близка к  $\text{Fe}^3_4(\text{PO}_4)_3(\text{OH})_3\cdot 9\text{H}_2\text{O}$ . Ранее вивинит различных степеней окисления носил самостоятельные названия: керчинит,  $\alpha$ -керчинит,  $\beta$ -керчинит, оксикерчинит (и босфорит?) (Дэна и др., 1954; Чухров, 1956). Поскольку состав промежуточных полукисленных минералов нестабилен, давать им самостоятельные названия не рационально. Однако состав конечного продукта относительно выдержан и за ним можно сохранить специальное наименование, например керчинит. При окислении вивинита меняются отношения между  $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} : \text{PO}_4 : \text{H}_2\text{O}$  и появляется гидроксильная вода. Меняются и формула минерала и характер кривых нагревания (см. рис. 13, 9—14). В процессе окисления структура вивинита разрушается, вплоть до полной аморфизации минерала, при сохранении общего вида кристаллов. Этот процесс аналогичен метамиктизации танталониобатов, но в отличие от последней протекает без участия радиоактивного излучения. Метамиктизация вивинита связана с окислением  $\text{Fe}^{2+}$  в  $\text{Fe}^{3+}$ .

**Митридатит**  $\text{CaFe}^2_2(\text{PO}_4)_2\text{OH}\cdot n\text{H}_2\text{O}$  — весьма редкий минерал, который образуется при выветривании или диагенезе фосфористых железорудных месторождений (Керчь, СССР). Митридатит встречен нами в Ковдоре, в лимонитизированной массе апатита, содержавшего первичную вкрапленность пирротина. Пирротин окислен, а окружающий его апатит растворен и пронизан прожилками лимонита и фосфатов  $\text{Fe}^{3+}$ . Митридатит образует плотные и землистые скопления (до 2 см) в массе лимонита, в ассоциации с дельвокситом, вивинитом, гипергенным кальцитом. Митридатит грязно-зеленого или бурого цвета, мягкий (твердость 2,5), весьма тонкозернистый. Дебаеграмма его аналогична эталонным. Под микроскопом минерал чист, оптически одноосный, отрицательный, по составу близок к керченскому образцу (см. табл. 28). На кривой нагревания митридатита (см. рис. 13, 12) выделяются эндотермические пики при  $90-110^\circ$  и  $320-460^\circ$ , обусловленные выделением кристаллизационной и гидроксильной воды. Митридатит обычно быстро превращается в лимонит, выветриваясь и теряя  $\text{P}_2\text{O}_5$ .

**Штрэнгит**  $\text{Fe}^3\text{PO}_4\cdot 2\text{H}_2\text{O}$  — редкий фосфат, обычно присутствующий в зоне окисления фосфатно-железных месторождений, в коре выветривания карбонатитов редок и встречен нами в Ковдоре и Нижнесаянском массиве. Штрэнгит тесно ассоциирует с лимонитом, вивинитом, митридатитом и образует бесформенные желваки до 2 см. Минерал красно-бурого цвета, трудно отличим от лимонита и дельвоксита. Штрэнгит весьма хрупок, твердость его 3, излом раковистый, блеск жирный, спайности нет. Минерал рентгеноаморфен или дает слабую диффузную дебаеграмму, аналогичную эталонной (см. табл. 26). Оптически штрэнгит двуосный, положительный,  $2V = 22^\circ$ ; дисперсия  $r > v$  сильная. Часто минерал почти изотропен, показатель преломления его  $n = 1,730$  (ниже, чем  $n_g$  у кристаллических образцов). На

кривой нагревания штрэнгита выделяются два эндотермических пика (при 90 и 140°), обусловленные выделением воды. При 740° отмечен эндотермический пик рекристаллизации минерала (см. рис. 13, 13). В замутненных образцах минерала термическим анализом фиксирована примесь гидрогёгита. Спектральным анализом в штрэнгите обнаружена примесь Al, Mn, Mg, Ti. По свойствам и составу штрэнгит из Ковдора аналогичен минералу из пегматитов Баварии и Португалии (см. табл. 28). В коре выветривания штрэнгит быстро переходит в лимонит, замутняясь и твердеет.

Дельвоксит  $\text{Fe}^3_2\text{PO}_4(\text{OH})_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  — один из распространенных, но трудно диагностируемых фосфатов. Встречается он во многих железно-фосфатных месторождениях, но детально описан в единичных точках. Нами дельвоксит встречен в Ковдорском и Нижнесаянском массивах, среди продуктов разложения апатита, содержавшего включения и прожилки пирротина. В Ковдоре дельвоксит образует отдельные линзовидные и прожилковидные выделения (до 0,5 см мощностью) в лимоните. В Нижнесаянском массиве дельвоксит слагает округлые выделения (до 2 см) в рыхлой охристой массе над анкеритизированными ранними карбонатитами. Дельвоксит красно-бурого цвета, весьма хрупкий, с жирным блеском, раковистым изломом и низкой твердостью (3,5). Он рентгеноаморфен, изотропен, по свойствам и составу сходен с прочими фосфатами Fe (см. табл. 28). Проанализированный материал из Ковдора чист и отвечает обычной формуле дельвоксита. Спектральным анализом в минерале обнаружена примесь Mn, Mg, Ti, V. На кривой нагревания его постоянно выделяются глубокий эндотермический пик при 90—120° (выделение воды) и пик рекристаллизации при 720—740° (см. рис. 13, 14 и 15).

Торбернит  $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$  обнаружен в виде налета тончайших пластинчатых кристаллов в трещинах фенитов Нижнесаянского массива. Минерал нарастает на лимоните. Торбернит зеленого цвета, дебаеграмма его аналогична эталонной; оптически одноосный, отрицательный,  $n_o = 1,598$ ;  $n_e = 1,586$ . Сильно радиоактивен; свойства его обычные.

Ферримолибдит  $\text{FeMoO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$  образует тонкие порошковатые желтые налеты на молибдените в Нижнесаянском массиве. Свойства минерала обычные, дебаеграмма аналогична эталонной (см. табл. 17). Спектральным анализом в нем обнаружены Mo, Fe и следы Si, Zn, Pb, Mn, Co.

## 7. СУЛЬФАТЫ

Барит  $\text{BaSO}_4$  — характерный породообразующий минерал поздних карбонатитов, устойчив и в гипергенных условиях. Он постоянно накапливается в рыхлых образованиях на этих породах, лишь в небольшой степени обохриваясь и диспергируясь, реже — переотлагаясь. Барит редко встречается в рыхлых образованиях на массивах, где поздние карбонатиты занимают

малый объем (Вуориярви, Верхнесаянский, Тагнинский, Ковдор), но количество его резко возрастает над телами поздних анкеритовых карбонатитов (Салланлатва, Нижнесаянский, Намо-вара). В лимонитовых скоплениях Салланлатвы содержание барита местами превышает 30%, а в элювии Намо-вары — 20%. В Салланлатве нами обнаружен и переотложенный гипергенный барит, образующий почковидные радиально-лучистые накопления (см. рис. 13, 7). Аналогичное явление отмечено нами и в Петрово-Гнутовской флюоритовой жиле. Порошковатый барит выделяется и при гипергенном разложении бербанкита.

Свойства и состав барита не меняются при выветривании. Наиболее хорошо сохраняется крупнокристаллический минерал, а мелкозернистый — обохривается. Кристаллический гипергенный барит почти стерилен от примесей и содержит (в %) 66,71 BaO; 0,09 CaO и 0,11 SrO (Салланлатва); удельный вес его 4,54;  $n_g = 1,646$ ;  $n_p = 1,632$ . Прочие свойства его обычные. При перемыве кор остаточный барит накапливается вблизи от коренных источников вместе с желваками лимонита, пиролюзита, апатитом и магнетитом. Присутствие в рыхлых отложениях барита в ассоциации с прочими характерными минералами является поисковым признаком поздних карбонатитов. В тропическом климате барит изменяется более интенсивно, и при выносе из него Ba образуются минералы группы горсейксита.

**Ц е л е с т и н**  $S_2SO_4$  редок в коре выветривания карбонатитов и встречен в виде щеток мелких (1—2 мм) игольчатых кристаллов среди продуктов разложения бербанкита (Вуориярви). Целестин ассоциирует с арагонитом и порошковатым баритом, вероятно, образуясь при воздействии на бербанкит серноокислых растворов, выделяющихся при разрушении масс пирротина. Целестин бесцветен или розового цвета; дебаеграмма его аналогична эталонной; оптически он двуосный, положительный, показатели преломления  $n_g = 1,623$  и  $n_p = 1,614$ .

**А н г л е з и т**  $PbSO_4$  довольно часто образует тонкие кристаллические корки вокруг зерен галенита в Вуориярви, Салланлатве и Ковдоре. Однако большая часть англезита развивается на завершающих стадиях гидротермального процесса. Реже встречается порошковатый англезит гипергенного происхождения, ассоциирующий с лимонитом, малахитом, церусситом. Свойства англезита обычные, дебаеграмма аналогична эталонной; спектральным анализом в нем обнаружены Pb, Ba > 1% и Sr, Zn, Ca, Cu 0,01—0,001%.

**Г и п с**  $CaSO_4 \cdot 2H_2O$  распространен весьма широко в зоне окисления поздних карбонатитов и магнетито-форстеритовых пород, богатых сульфидами (Намо-вара, Тагнинский, Нижнесаянский), но встречается в незначительных количествах. Он встречен и среди продуктов разрушения бербанкита, заключенного в породе, содержащей до 30% пирротина. Гипс образует щетки мелких (1—2 мм) пластинчатых кристаллов в пустотах и трещинах

породы, тонкие почковидные налеты и радиально-лучистые агрегаты на поверхности выветрелых пород. Выходы меланократовых фенитов Турьего мыса, местами содержащих до 20% пирротина, почти мономинеральные скопления, и жилы его покрыты коркой кристаллического гипса толщиной до 3 см на площади до 2 м<sup>2</sup>. Гипс ассоциирует с лимонитом, малахитом, самородной серой и арагонитом, образуясь в процессе разложения сульфидов и карбонатов или фиксации иона SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> кальцием, постоянно содержащемся в грунтовых водах карбонатитовых массивов. Гипс бесцветен, белый, серый или желтый при загрязнении другими гипергенными минералами. Свойства его обычные. Оптически гипс двуосный, положительный,  $n_g = 1,530$ ;  $n_m = 1,521$ ;  $n_p = 1,518$ . Кривая нагревания гипса имеет обычный характер (см. рис. 13, 16). Спектральным анализом в минерале обнаружена примесь Sr, Y, Yb, Al, Mg и Fe (0,001%).

**Я р о з и т**  $KFe^{3+}_3(SO_4)_2(OH)_6$  — обычный минерал зоны окисления сульфидных месторождений. Он встречается нами во многих изученных массивах, но в ничтожных количествах и постоянно замещается лимонитом. В Салланлатве, Ковдоре и Вуориярви ярозит присутствует только в доледниковых рыхлых отложениях, перекрытых мореной. В современных участках выветривания ярозит отсутствует и лишь на Турьем мысе под массаами гипса обнаружен местами тонкий порошокватый налет ярозита. Редкие, мелкие (до 1,5 см) желваки плотного землистого ярозита, лимонитизированные с поверхности, встречены в рыхлой массе над карбонатитами Нижнесаянского массива.

Ярозит желтого или бурого цвета, свойства его обычные, дебаеграмма аналогична эталонной. Под микроскопом ярозит весьма мелкозернистый, агрегатно поляризует;  $n_g = 1,8$ ;  $n_p = 1,720$ . Методом пламенной фотометрии в ярозите обнаружено содержание 9,13% K<sub>2</sub>O и 0,38% Na<sub>2</sub>O. Спектральным анализом в нем обнаружено присутствие Fe и Mn (>1%); Mg, Ca, Ba, Al, Ti (0,1—0,001%). Кривая нагревания ярозита имеет обычный характер (см. рис. 13, 17).

Ярозит не встречается среди продуктов современного выветривания (за исключением Турьего мыса). Присутствие его крупных, но разрушенных и лимонитизированных с периферии выделений среди рыхлых отложений многих массивов указывает на образование его в предыдущий этап (на Кольском п-ве — в доледниковый). Ярозит не образуется в зоне современного холодного климата и обнаружен нами только в доледниковых образованиях.

**Р о з е н и т**  $FeSO_4 \cdot H_2O$  — редкий минерал, присутствующий в зоне окисления сульфидных руд, обнаружен в магнетитофорстеритовых породах Ковдора, Вуориярви и в фенитах Турьего мыса. Розенит образует почковидные массы и налеты в трещинах пород, богатых окисленным пирротином, или в пустотах пористой лимонитизированной массы его. Розенит, вероятно, распространен шире, но из-за легкой растворимости в воде, он сохраняется лишь

в участках породы, непосредственно не выходявших на поверхность (в Ковдоре и Вуориярви — во вновь вскрытых участках, на Турьем мысе — под массой гипса и в мелких пещерах).

Розенит белого цвета, под микроскопом чист и прозрачен, микрокристаллический, реже — шестовато-лучистый. Исключительная тонкозернистость его агрегатов не позволяет установить оптический характер минерала. Дебаграмма минерала аналогична эталонной дебаграмме розенита (табл. 29). Содержание  $H_2O$  в розените 2,11% (определено как потеря при прокаливании). Спектральным анализом в минерале обнаружена незначительная примесь ( $<0,01\%$ ) Mn, Mg, Al и Ca. Розенит, как и мелантерит, — сезонный минерал, быстро уничтожаемый дождями. Он образуется в зоне выше грунтовых вод, вероятно, в современное время.

Таблица 29

Межплоскостные расстояния розенита и сидеротила\*

Розенит						Сидеротил					
Ковдор		Эталон		Ковдор		Эталон		Салланлатва		Эталон	
I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)
2	6,82	10	6,950	2	1,795	10	1,794			5	10,30
1	5,97	10	5,888	1,5	1,750	20	1,751	15	5,9	50	5,73
5	5,73	60	5,738	2	1,718	20	1,721	7	5,4	60	5,57
10	4,48	100	4,450	1	1,626		—	1	5,1	20	5,07
6	3,97	70	4,000	1	1,601		—	10	4,9	100	4,89
2	3,60	20	3,608	1	1,576	10	1,581	1	4,6	10	4,56
5	3,39	50	3,413	1	1,519		—	1	4,3	10	4,35
6	3,27	60	3,281	1,5	1,504	20	1,508	2	3,96	30	3,90
3,5	3,21	40	3,211	1	1,486	10	1,486	8	3,84	80	3,73
4	2,95	50	2,961	2	1,453	20	1,460		—	20	3,44
2	2,76	20	2,760	1	1,394		—	1	3,29	10	3,29
3,5	2,56	40	2,612	1	1,368	10	1,371	3	3,19	40	3,21
1	2,47		—	1	1,310	5	1,310	1	3,10	20	3,07
4	2,42	30	2,418	3	1,285	20	1,285	3	2,85	40	2,93
1,5	2,36	20	2,360	1	1,269		—		—	20	2,88
1,5	2,26	20	2,261	1	1,257	10	1,257		—	20	2,76
1	2,04	10	2,009	1	1,241		—	2	2,70	30	2,72
3	1,965	20	1,980	1	1,203		—	3,5	2,66	40	2,68
1	1,937		—	1,5	1,140		—	1	2,60	5	2,528
1	1,891		—	1,5	1,093		—	1	2,56	10	2,573
2	1,860	10	1,860	2	1,050		—		—	5	2,528
2	1,816	20	1,822		—		—		—	5	2,499
								2	2,44	30	2,444

\* Излучение Fe.

Мелантерит  $Fe^2SO_4 \cdot 7H_2O$  — характернейший минерал зоны окисления сульфидных руд, образующийся постоянно, в условиях любого климата. Мелантерит встречен нами во многих случаях в виде налета мелких (до 2 мм) пластинчатых кристаллов

или порошка на массе разрушенного мелкозернистого пирита, реже — пирротина в Вуориярви, Ковдоре, саянских массивах и на Турьем мысе. Мелантерит — типичный сезонный минерал, образующийся в течение нескольких дней при условии сохранения его от осадков. Он появляется на отрицательных и нижних поверхностях глыб породы, в защищенных от дождя впадинах и пещерах.

Мелантерит бесцветен (кристаллы), светло-зеленого или белого цвета. Дебаеграмма его аналогична эталонной. Свойства мелантерита обычные. Он весьма легкорастворим в воде. Оптически минерал двусный, положительный,  $n_g = 1,491$ ;  $n_m = 1,481$ ;  $n_p = 1,473$ ;  $CN_g = 60^\circ$ , удлинение положительное;  $2V$  близко к  $90^\circ$ . Кривая нагревания минерала имеет обычный характер (см. рис. 13, 18 и 19). На ней выделяются два эндотермических пика, обусловленных выделением кристаллизационной воды ( $90-110^\circ$ ), распадом минерала ( $540^\circ$ ), и экзотермический пик окисления  $Fe^2$  при  $560^\circ$ . Спектральным анализом в мелантерите обнаружены  $Fe > 1\%$ ;  $Mg, Al, Ca, Cu < 0,01\%$ .

**П и з а н и т**  $(Fe^2, Cu)SO_4 \cdot 7H_2O$  — медистая разновидность мелантерита — обнаружена в Ковдоре в виде голубоватого налета на поверхности окисленной массы пирротина. Свойства минерала обычные. Оптически он двусный, положительный,  $n_g = 1,492$ ;  $n_m = 1,483$  и  $n_p = 1,474$ ; дебаеграмма идентична дебаеграмме мелантерита. Спектральным анализом в минерале обнаружены  $Fe, Cu, Mg > 1\%$ ;  $Al, Ca, Ni, Pb, Zn 0,1-0,001\%$ .

**С и д е р о т и л**  $Fe^2SO_4 \cdot 5H_2O$  обнаружен в единичном случае в Ковдоре, в пустоте ячеистой массы лимонита в виде зернистой желтой массы. Свойства минерала обычные. Оптически он двусный, отрицательный,  $n_g = 1,545$ ;  $n_p = 1,529$ ; дебаеграмма его аналогична эталонной (см. табл. 29). Спектральным анализом в нем обнаружены  $Fe$  и  $Cu > 1\%$  и следы  $Mg, Al, Sr, Ca, Zn, Ba$ .

## 8. СИЛИКАТЫ

В корях выветривания силикаты — глинистые минералы — являются ведущими. Содержание их уменьшается над карбонатами, но и здесь они преобладают. Кроме них присутствуют лишь серпентин, гидрослюда и другие остаточные минералы, глины же слагают основу кор.

**С е р п е н т и н**  $Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$  — характерный минерал дунитов, образующийся при их автотермической гидротермальной переработке. Серпентин широко развит в оливинитовых ядрах Ковдора, Лесной вараки, Гулинского массива, Шавы. Вопрос о генетической принадлежности серпентина до сих пор не решен. В Лесной вараке линейные жилы его мощностью до 30 м пересекают первичные оливиниты. В Ковдоре серпентиниты располагаются в зоне дезинтеграции и считаются часто гипергенными. Однако изучение гипербазитовых массивов Урала, Кавказа, Украины показало, что серпентин в них образуется на эпitherмаль-

ной стадии, в ходе аутометасоматической серпентинизации. В гипергенных условиях этот минерал обычно гораздо более устойчив, чем оливин, и постоянно присутствует в зонах дезинтеграции серпентинитов и в низах рыхлых отложений коры выветривания. Жилы серпентинитов в Лесной вараче обычно лишь слабо дезинтегрированы, и агрегат серпентина в них разрыхлен, но из новообразований присутствует лишь керолит — выщелоченный серпентин. Гораздо интенсивнее выветривание серпентина в Ковдоре, где его жилы разрыхлены и в верхах их встречены керолит, нонтронит, обычный монтмориллонит, галлуазит, серпофит и кальцит.

Первичный серпентин образует массивную мелкозернистую массу, в которой равномерно распределены отдельные червеобразные кристаллы «сунгулита» — шестоватой разновидности серпентина с весьма совершенной поперечной спайностью. Первичный серпентин в большинстве случаев под электронным микроскопом представлен игольчатыми агрегатами хризотила, реже присутствует шестовато-пластинчатый лизардит. Обнаруживаются и четкие пластинчатые агрегаты сунгулита. Вместе с этими первичными минералами присутствуют и гипергенные новообразованные — выщелоченный серпентин (керолит) и другие монмориллонитоиды. Первичный серпентин в коре встречается в виде обломков породы и отдельных кристаллов сунгулита, расщепленных по спайности. Обломки с периферии превращены в порошокатую массу, постоянно дающую характерную, но диффузную дебаеграмму серпентина. На кривых нагревания их проявляются и значительные низкотемпературные эндотермические эффекты. На кривой нагревания нормального первичного серпентина обычно выделяется глубокий эндотермический пик при  $700^{\circ}$ , обусловленный его дегидратацией (рис. 15, 1—7). Незначительный, иногда очень слабо проявленный пик отмечается и при  $160$ — $170^{\circ}$ . Порошковатые и рыхлые продукты выветривания серпентина имеют гораздо более слабые пики при  $600$ — $700^{\circ}$ , причем они смещаются в область пониженной температуры: вместо  $700^{\circ}$  всего  $630$ — $660^{\circ}$ . Возрастает амплитуда низкотемпературного пика, и он также смещается в сторону понижения температуры (до  $110^{\circ}$  — см. рис. 15). Тем не менее дебаеграммы этого материала сохраняют первичную серпентиновую картину. Попытки разделения материала на несколько фаз (отмучивание и центрифугирование) успеха не имели. Оптическое изучение минерала затруднено его исключительной мелкозернистостью и агрегатной поляризацией, но резко различающихся разнородных фаз не обнаружено. Встречены и антигорит, и лизардит.

По характеру кривых нагревания изученный минерал аналогичен  $\beta$ -керолиту (Гинзбург, Рукавишникова, 1951) и выщелоченному серпентину из массивов Побужья (Лебедев, 1965; Корин, 1952).

Первичный серпентин имеет обычные оптические свойства, и лишь показатели преломления его варьируют. Червеобразный кристаллический «сунгулит» имеет более высокие показатели

преломления ( $n_g = 1,548-1,552$  и  $n_p = 1,538-1,542$ ), чем фарфоровидный ( $n_g = 1,534-1,542$  и  $n_p = 1,526-1,532$ ). Выщелоченный серпентин оптически двусный, отрицательный или положительный;  $n_g = 1,556-1,560$  и  $n_p = 1,552-1,556$ ;  $n_g - n_p = 0,002-0,004$ ;  $C : N_g = 0-3^\circ(?)$ ; удлинение положительное (Whittaker, Zussman, 1956).

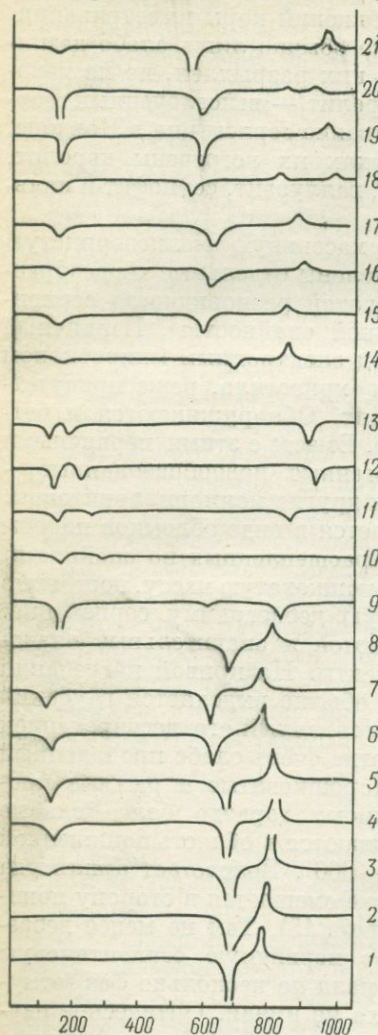


Рис. 15. Кривые нагревания силикатов

1 — серпентин первичный, 2—5 — сунгулит, 6—7 — выщелоченный серпентин, 8 — серпифит, 9 — сапонит, 10—11 — гидрофлогопит, 12—13 — вермикулит, 14 — гидрохлорит, 15 — бейделлит, 16—17 — монтмориллонит, 18 — нонтронит, 19—20 — галлаузит, 21 — каолинит. 1—3, 6, 8, 9—11 — Ковдор, 4, 5 — Лесная варака, прочие — обобщенные

Химического анализа выщелоченного серпентина из Ковдора не производилось. Аналогичный минерал из массива Кавказа, Урала и Побужья имеет промежуточный состав между нормальным серпентином и монтмориллонитами (Аллахвердиев, 1959; Рукавишникова, 1956; Лебедев, 1965). Определение номенклатурного положения этого минерала представляет значительные трудности. Возможно, что он представляет собой промежуточное образование между серпентином и монтмориллонитом. Минерал обычно характеризуется повышенным содержанием MgO (до 10—17%) и пониженным —  $Al_2O_3$  (3—5%) (табл. 30). Эволюция кривых нагревания выщелоченного серпентина показывает все больший сдвиг его измененных разновидностей в сторону монтмориллонита (см. рис. 15, 6, 7) по мере усиления их изменения. Возможно, однако, и появление при этом тончайших вrostков монтмориллонита, который в массе лизардита или измененного серпентина практически не диагностируем даже под электронным микроскопом из-за близкого характера частиц. В этой же массе нами обнаружен и брусит. Спектральным анализом в первичном и выщелоченном серпентине обнаружена постоянная примесь Ca, Sr, Be, Pb, Zn, Mn и Ni (0,1—0,001%) при высоком содержании Si, Al, Mg и Fe.

## Химический состав гипергенных силикатов в вес. %

11\*

Компоненты	Серпентин				Сапонит		Нонтронит		Монтморил- лонит		Галлуазит			Као- линит
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub> . . . . .	43,88	44,93	44,87	44,08	44,80	43,48	37,80	35,70	45,93	47,00	47,00	43,44	42,92	43,40
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,06	0,08	—	—	—	0,20	1,32	0,72	0,20	0,45	0,56	—	—	0,77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,03	1,54	0,48	0,21	3,58	3,43	5,39	23,60	34,82	34,00	32,68	37,50	38,69	39,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	0,85	0,32	0,51	0,20	8,19	7,20	34,17	10,00	1,07	1,23	1,69	0,10	1,11	1,38
FeO . . . . .	0,22	—	0,30	0,12	—	1,24	1,91	1,44	—	0,14	—	—	—	Сл.
MnO . . . . .	0,01	—	0,01	—	—	0,26	0,70	0,99	—	Сл.	Сл.	—	—	Сл.
MgO . . . . .	38,82	39,25	35,89	40,56	23,87	20,94	0,80	1,80	—	1,20	0,68	—	—	0,50
CaO . . . . .	0,02	0,79	0,97	—	0,70	2,12	—	4,00	—	1,00	0,93	0,02	—	0,61
(Na, K) <sub>2</sub> O . . . . .	—	0,28	0,58	—	1,19	3,67	0,35	0,61	0,21	0,45	—	—	—	0,29
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	13,04	13,31	12,97	13,89	9,25	8,71	15,71	14,20	14,08	14,72	10,45	13,08	12,80	11,8
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	2,97	—	3,03	0,97	8,01	7,45	1,81	6,68	3,34	0,60	5,95	6,68	5,20	1,09
Прочие . . . . .	—	—	—	—	—	—	—	1,09	—	0,20	—	—	—	0,92
Сумма . . . . .	100,90	100,50	99,61	100,03	99,59	101,34	99,96	100,83	99,65	100,69	99,94	100,82	100,72	100,04

Примечание. Анализы № 4, 5, 7, 9 приведены по данным автора (аналитики П. И. Ферштаттер и М. Н. Петерсон); 1—Н. Д. Со-  
 болев, 1947; 2—В. И. Терновой, 1969; 3—П. П. Токмаков, 1960; 6—А. П. Афанасьев, 1966; 8, 10—14—Е. А. Зверева и Г. В. Писем-  
 ский, 1969.

163

Гидрослюды и вермикулит — характернейшие гипергенные минералы коры выветривания всех слюдоносных пород. Не только на слюдяных месторождениях, но и на породах, содержащих менее 15% слюд, содержание в рыхлой массе значительно, и они постоянно образуют мелкие локальные концентрации в аллювии и озерных отложениях. В связи с относительной устойчивостью и легкой смываемостью слюд потоками ореолы сноса слюд значительно превышают ореолы сноса всех прочих минералов рассмотренных пород. Первичные породы карбонатитовых массивов постоянно содержат слюды, и их концентрации развиты на многих массивах. В целом выделяются 3 группы образований, значительно обогащенных слюдами: 1) ультрабазиты; 2) флогопитовые месторождения и 3) карбонатиты (включая магнетито-форстеритовые породы). В площадных корах выветривания на них содержание флогопита постоянно высоко. Наибольшие концентрации слюд известны в корах на ослюденелых породах. В пределах структурной коры распределение слюд полностью наследуется от коренных пород. В рыхлой элювиальной массе содержание слюд также не меняется. Но при перемыве коры и особенно при выносе лишь тонкой глинистой фракции возникают зоны обогащения слюдой. Выше разбирались особенности выветривания каждой из основных пород и при этом указывалось на развитие локальных концентраций слюд над оливинитами, пироксенитами, брекчиями пикритовых порфиритов (Ковдор, Vuoriaarvi, Салмагорский, Песочный, Африканда, Жидойский). Местами под слоем почвы в этих массивах располагаются незональные рыхлые массы, вероятно, слабо перемытые (мощностью от 10 см до 3 м), содержащие отдельные прослои, линзы и гнезда мелкочешуйчатой слюды. В элювии пластины слюд обычно сохраняют те же размеры, что и в коренных породах. В перемытых участках резко преобладает мелкопластинчатая слюда (1—10 мм в поперечнике).

При выветривании пород меняется состав содержащихся в них слюд. Первичные слюды в оливинитах обычно представлены весьма магнезиальным ( $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 2-7\%$ ), высокоглиноземистым флогопитом. Этот же состав характерен и для зеленого крупнокристаллического флогопита из Ковдорского флогопитового месторождения. В первичных пироксенитах преобладает черный, более железистый флогопит, образующий обычно неравномерную рассеянную вкрапленность, жилы и гнезда. Постоянное содержание 10—15% рассеянного флогопита свойственно большинству пироксенитовых массивов (Vuoriaarvi, Ковдор, Салмагорский Песочный, Африканда, Палабора, Айрон-Хилл). Размеры пластин этого флогопита варьируют от 1 см до 1 м в поперечнике (Taylor, 1955; Bassett, 1959).

Чрезвычайно широко развито ослюденение ультрабазитов вокруг жил щелочных пород и в сопровождающих их зонах щелочного метасоматоза. Сплошные слюдяные оторочки сопровождают почти все жилы ийолитов и тела мелилитовых пород.

Сами щелочные породы содержат незначительные концентрации слюды. В ийолитах содержится биотит, а в мелилитовых породах — высокомагнезиальный флогопит.

В карбонатитах обычно присутствует магнезиальный зеленый или светло-бурый флогопит или тетраферрифлогопит. Однако содержание его в мощных телах лейкократовых карбонатитов обычно невелико (до 20%, чаще — 5—15%). Значительные концентрации биотита возникают в участках дробления и сопутствующей карбонатизации щелочных пород. Но и в карбонатитах, и в зонах карбонатизации слюды мелкопластинчатые (0,1—10 мм; чаще — 0,1—0,5 мм), легко смываются и не образуют значительных концентраций.

На Кольском полуострове лишь в двух массивах — Ковдоре и Вуориярви — известны крупные концентрации слюды в коре выветривания. (Токмаков, 1961, 1962; Терновой, 1962; Римская-Корсакова, 1947). Ковдорское месторождение имеет значительные масштабы (Терновой и др., 1969). Оба указанных месторождения развиты над участками ослюденелых пород, с содержанием первичного флогопита обычно выше 20%.

Первичные слюды в зоне гипергенеза обычно интенсивно изменяются. Интенсивность и характер их изменения зависят от состава минерала. Наиболее быстро изменяются высокожелезистые слюды, наиболее медленно — магнезиально-глиноземистые. Высокоглиноземистый флогопит из карбонатитов Ковдора и Вуориярви ( $Al_2O_3$  свыше 18%) сохраняется лучше других слюд, а частное присутствие в шлихах почти неизменного мусковита — явление хорошо известное. Все слюды в зоне гипергенеза претерпевают интенсивную гидратацию (табл. 31). Из них выносятся также щелочи, а  $Fe^{2+}$  окисляется до  $Fe^{3+}$ . В железистых слюдах происходит выделение  $Fe^{3+}$  в виде гидроокислов между отдельными пластинчатыми налетами. Поэтому при перемыве или перемещении рыхлых образований лучше сохраняются магнезиальные слюды (имеющие к тому же и большую твердость), а железистые становятся более хрупкими, легко расщепляются и диспергируются.

Состав слюд в коре постепенно меняется снизу вверх. Первичные слюды в зонах выше уровня грунтовых вод превращаются в гидрослюды, а в верхах кор постоянно переходят в вермикулит — конечный продукт того же ряда. При дальнейшем изменении слюды, диспергируясь, превращаются в глинистые минералы. Вермикулит, характерный для верхов развитых кор на всех породах, представляет собой мелкочешуйчатый материал, мягкий, негибкий, часто содержащий тончайшие послойные вроски лимонита. Он сохраняет форму первичных пластин слюд, но содержит 15—23%  $H_2O$ , вероятно, послойно распределенной между кремнекислородными пакетами кристаллической решетки. При этом сохраняются Mg и Al (Уокер, 1955).

В зоне гипергенеза наиболее устойчивы листовые силикаты — глинистые и другие соединения и относительно близкие к ним

Химический состав слюд,  
в вес. %

Компоненты	Ковдор		Вуори- ярви	Афри- канда	Ков- дор	Нижнесаян- ский		Ковдор						
	Оливиниты		Пироксениты		Карбонатиты			Зона дезинтеграции и кора выветривания						
SiO <sub>2</sub> . . . . .	38,21	38,35	37,42	37,08	38,24	37,52	40,18	37,70	35,53	36,45	35,98	35,13	33,71	34,17
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,18	0,96	2,00	0,97	0,10	1,72	0,14	1,31	1,06	0,90	0,56	0,48	0,70	0,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16,77	14,60	15,02	17,19	16,20	11,22	7,82	15,52	17,55	14,30	13,84	15,77	15,27	12,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,62	2,42	3,39	2,59	2,81	2,82	7,90	2,72	3,84	4,44	7,13	5,4	5,75	5,84
FeO . . . . .	1,95	4,14	5,91	5,97	1,05	18,62	4,92	3,90	2,33	2,49	1,25	0,55	0,70	0,06
MgO . . . . .	29,02	24,20	22,67	22,10	25,44	14,74	25,80	22,98	20,96	23,65	21,67	19,90	21,50	25,62
CaO . . . . .	0,35	0,72	0,58	0,48	0,64	0,53	0,78	0,28	0,88	0,07	4,07	0,96	0,95	0,26
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1,35	0,50	2,38	0,61	0,57	0,22	0,51	0,44	0,28	0,15	0,15	0,12	0,12	—
K <sub>2</sub> O . . . . .	7,56	10,59	7,79	7,67	9,88	9,56	8,54	8,47	5,10	4,73	0,10	0,52	0,53	0,09
H <sub>2</sub> O . . . . .	2,31	2,96	2,66	4,74	2,80	2,09	3,17	4,09	4,60	13,01	17,07	21,02	21,10	20,91
F . . . . .	—	0,13	0,12	0,40	0,30	0,42	0,50	—	—	0,63	—	—	—	0,18
—O=F <sub>2</sub> . . . . .	—	0,06	0,06	0,17	0,13	0,17	0,21	—	—	0,25	—	—	—	0,07
Прочие . . . . .	0,73	0,47	0,10	0,10	0,02	0,30	—	1,46	0,06	0,52	0,11	0,05	0,08	0,06
Сумма . . . . .	100,05	99,98	99,98	99,73	97,92	99,59	100,05	98,87	100,03	101,11	101,93	99,90	100,41	100,03
<i>n<sub>g</sub></i> . . . . .	1,598	1,611	1,615	1,607	1,596	1,665	1,601	1,570	1,576	1,572	1,560	1,548—1,540		
<i>2V</i> ° . . . . .	4,5	4,5			8	10	7		8—10			10—20		
Аналитик . . . . .	О. А. Алек- сеева	Е. Н. Ло- мейко		В. М. Ковя- зна	Т. А. Капитонова			(по Терновому и др., 1969)						
	(по Кухаренко и др., 1965)													

кремнекислородные пакеты слюд также разрушаются медленно. Для гипергенных силикатов характерен Mg, и присутствие в слюдах бруситовых группировок  $Mg(OH_2)$ , вероятно, повышает устойчивость слюдяных пакетов.

Свойства и состав слюд (см. табл. 31) при гидратации закономерно меняются. Показатели преломления их понижаются и резко понижается двупреломление; угол  $2V$  возрастает (до  $15-20^\circ$  — Кухаренко и др., 1965). На кривых нагревания гидратация слюд проявляется весьма интенсивно. Кривые нагревания первичных слюд обычно не имеют термических эффектов до  $1000^\circ$ , разлагаясь при  $1100-1200^\circ$ . На кривых нагревания гидратированных разновидностей четко проявляется эндотермический эффект при  $100-200^\circ$ , что обусловлено выделением воды. Начало ее выделения приходится на  $80-100^\circ$  и постепенно прослеживается почти до  $170^\circ$  (см. рис. 15, 12, 13). Обнаруживаемые на кривых нагревания железистого вермикулита эндотермические эффекты при  $230-300^\circ$  обусловлены выделением более высокотемпературной воды или примесью гётита и для магнезиального вермикулита не столь характерны.

Качество вермикулита определяется его размерами пластин и объемной массой после обжига. Ковдорский и Vuoriajärvisкий вермикулит обладают очень высокой вспучиваемостью, и объемная масса их после обжига достигает  $130-160 \text{ кг/м}^3$  и по отдельным пробам — до  $109 \text{ кг/м}^3$ . Но вспучиваемость вермикулита различна и меняется для различных фракций даже в одной пробе или в одном крупном кристалле слюды. Гидратация слюд развивается неравномерно. Даже мелкие чешуйки вермикулита относительно однородны только в верхах разреза коры выветривания, а вниз по разрезу неоднородность их возрастает. Если не учитывать присутствия в гидратированных слюдах послонных вростков лимонита и окислов Mn, то в основном неоднородность создается неравномерным развитием гидратации. Крупные кристаллы флогопита из зоны дезинтеграции Ковдора и Vuoriajärvi обычно несколько вспучены, поверхность их толстых пачек неровная, и с периферии эти пачки расщеплены. Вдоль трещин темные слюды осветлены. Реже такое осветление равномерно развивается с периферии пластин слюд, и они приобретают четкую зональность. В коре широко развиты и тончайшие смешанно-слоистые сростания, и в пластинах вермикулита часто встречаются сохранившиеся отдельные тончайшие листы неизменного флогопита, совершенно прозрачные, гибкие, постоянно дающие четкие дебаграммы, неотличимые от дебаграмм первичного флогопита. Оптические свойства их также идентичны свойствам первичного материала. При попытке определения толщины этих листов, оказалось, что она значительно меньше  $1 \text{ мк}$ . Вполне возможно, что именно присутствие этих реликтов флогопита обуславливает частое получение хороших дебаграмм для образцов типичного вермикулита. Сохраняющиеся

в них листы неизменного минерала не обязательно имеют ту же площадь, что и включающая их пластина, часто значительно меньше и располагаются в центре или представляют собой отдельные секторные участки в кристалле.

Вермикулит, вероятно, образуется и на гипергенной и на эпitherмальной стадии. Появление вермикулита в корях выветривания практически всех слюдоносных пород указывает на его гипергенное происхождение. Однако интенсивная вермикулитизация флогопита отмечается вокруг жил анкеритовых карбонатитов Ковдора и Вуориярви, в приконтактных частях сунгулитовых жил Лесной варакы, в участках хлоритизации и альбитизации (Верхнесаянский массив). Большинство исследователей, изучавших Ковдорский массив (Афанасьев, 1966; Петров, Токмаков, 1963; Терновой и др., 1969), подчеркивает постоянное присутствие вермикулита в сунгулитизированной породе и непосредственное замещение вермикулита сунгулитом. Вопрос о генезисе сунгулита окончательно не решен, но можно предполагать, что вермикулит развивается в ходе последовательной двухстадийной гидратации первичного флогопита: в эпitherмальных и гипергенных условиях. В сунгулитизированном флогопите постоянно присутствуют реликты первичного флогопита, и окончательная, более полная гидратация их происходит в гипергенных условиях.

А. П. Афанасьев (1966) справедливо отметил резкое изменение соотношения  $K/Na$  в слюдах в процессе гидратации. Вывос  $K$  достигает 90—100% от его первоначального содержания, а вынос  $Na$  — 10—60%. Соотношение  $K/Na$  меняется от 9—20 в первичной слюде до 0,4—0,2 в вермикулите, что, возможно, объясняется избирательным выносом  $K$  и удерживанием  $Na$  слоистой решеткой слюды. Преимущественная сорбция  $Na$  характерна и для глинистых минералов (Гинзбург и др., 1964). Спектральным анализом обнаружено также присутствие в вермикулите  $Be$ ,  $Ga$  (0,0005—0,001%),  $Ba$  и  $Ni$  (0,3—1%).

Гидрохлорит  $Fe_2(Al, Fe^3)_2Si_4O_{11}(OH)_8$  широко распространен в корях выветривания силикатных пород (Гинзбург, 1953), однако его обнаружение, диагностика и особенно выделение в чистом виде чрезвычайно затруднительны. Гидрохлорит в виде чрезвычайно мелкозернистых, агрегатно поляризующих масс присутствует в корях выветривания пироксенитов Вуориярви, ийолитов и хлоритовых пород Салланлатвы, меланократовых щелочных пород Салмагорского, Себляврского, Нижнесаянского и Ковдорского массивов. Масса гидрохлорита постоянно загрязнена пылевидной вкрапленностью лимонита, вермикулита и в малой степени — монтмориллонита, сапонита и других минералов. Встречен хлорит и в сунгулитизированных оливинитах Ковдора (Афанасьев, 1959; 1966), в парагенезисе с выщелоченным серпентином — керолитом. Наибольшие скопления и сплошные массы гидрохлорита отмечены в Салланлатве, в низах разреза коры, непосредственно над первичными хлоритовыми породами. Распространение гидро-

хлорита здесь неравномерное, и он четко антагонизирует с лимонитом. В участках, на которых развиты массы лимонита, гидрохлорит отсутствует или встречается в виде редких тонких реликтов, пронизанных и округленных лимонитом. В коре выветривания пироксенитов и оливинитовых пород масса гидрохлорита обычно сильно загрязнена, имеет бурый цвет, и отдельные чешуйки хлорита под микроскопом при увеличениях до 700—800 раз также имеют бурый или буро-зеленоватый цвет и переполнены тончайшим пылевидным лимонитом. Гидрохлорит из Салланлатвы и коры выветривания меланократовых щелочных пород Нижнесаянского массива более чист и хорошо заметен его зеленый цвет. Вероятно, одновременно присутствует не один минерал, и даже в пробах объемом 1—2 мм<sup>3</sup> обнаруживаются скопления чешуек более темных и светлых, что должно быть связано с их различной железистостью. При более значительном увеличении (до 1400) заметно, что и отдельные пачки гидрохлорита имеют зональную окраску: центр их обычно более интенсивно окрашен, а периферическая зона более светлая, но содержит послойные вроски лимонита. Свойства гидрохлорита меняются параллельно изменению окраски. Минералы оптически двуосные, отрицательные, с прямым погасанием и положительным удлинением. Для более темных пластин  $n_g = 1,605-1,620$ ;  $n_p = 1,575-1,588$  и для более светлых —  $n_g = 1,575-1,580$ ;  $n_p = 1,565-1,570$ . У более крупных чешуек заметен плеохроизм в зеленых или буровато-зеленоватых тонах ( $N_g \gg N_m > N_p$ ).

Кривые нагревания наиболее чистых образцов гидрохлорита близки к таковым для хлорита (см. рис. 15, 14) и характеризуются наличием значительных эндотермического и экзотермического эффектов соответственно при 680—700° и 810—830°. У наиболее гидратированных разновидностей амплитуда этих пиков уменьшается. При гидратации также отмечается появление неглубокого широкого эндотермического пика при 120—135°, обусловленного выделением адсорбционной (межслоевой) воды. На кривых нагревания бурой мелкочешуйчатой массы гидрохлорита постоянно отмечается широкий эндотермический пик при 300°, характерный для гётита, и довольно часто (для Ковдора) — узкий глубокий пик при 140—150°, скорее всего обусловленный примесью сапонита (см. рис. 15). Дебаграммы гидрохлорита близки к дебаграммам хлорита и аналогичны дебаграммам гидрохлорита из кор выветривания гипербазитов Побужья (табл. 32). На большей части дебаграмм хорошо фиксируется примесь гётита (по визуальной оценке — до 30% вероятного содержания), реже — сапонита или серпентина. Под микроскопом наблюдалось разбухание гидрохлорита. Химический состав гидрохлорита специально не изучался. Многочисленными спектральными анализами в нем обнаружена примесь Ti, Ni, V, Mn (0,01—1%).

С е р п о ф и т  $Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$  — минерал довольно обычный для кор выветривания дунитов и серпентинитов Украины и Кавказа

## Межплоскостные расстояния гидрохлорита и сапонита

Гидрохлорит						Сапонит							
Ковдор		Салланлат-ва		Украина *		Ковдор		Вуориярви		Ковдор **		Хибинь **	
I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)
10	13,8	10	14	10	14,0	10	15,5	10	15,5			10	14,9
10	8,2	10	7,5	10	7,2		—	1	7,0			3	7,1
	—	2	6,0	3	5,1	2	5,2	3	5,1	2	4,86	3	4,98
5	4,8	7	4,5	8	4,7	9	4,6	8	4,7	10	4,48	5	4,57
10	3,5	10	3,6	10	3,59		—	5	4,2	6	4,09		—
1	2,92	2	2,82	2	2,86	5	3,68	4	3,70	6	3,62	2	3,75
	—	2	2,66	5	2,68		—		—	1	3,20	2	3,317
9	2,42	10	2,47	10	2,43	5	3,00	6	3,02		—	7	3,034
2	1,48	5	2,24	5	2,27	2	2,92	3	2,80	6	2,82	2	2,909
	—	1	2,04		—	4	2,71	4	2,62		—	7	2,639
1	1,980	1	1,945		—		—	1	2,51	6	2,58	3	2,539
1	1,800	1	1,758		—		—	1	2,42	6	2,46		—
4	1,540	7	1,573	9	1,534	3	2,32	4	2,30	6	2,37		—
	—	2	1,509	3	1,516		—		—	1	2,253	1	2,285
	—	1	1,483		—	1	2,150		—		—	1	2,166
1	1,402	1	1,395		—		—		—		—	2	1,899
5	1,331	7	1,335	9	1,331	2	1,695	4	1,680	3	1,612	4	1,732
	—		—	1	1,312		—		—		—	5	1,682
1	1,294	1	1,290	3	1,292	8	1,530	9	1,528	6	1,529	10	1,528
	—		—	1	1,271	2	1,502	1	1,504	9	1,506	1	1,497
1	1,218	1	1,217	1	1,219		—		—	1	1,434	3	1,454
	—	1	1,196	1	1,199		—		—		—	1	1,390
	—	1	1,174		—	4	1,310	3	1,315	3	1,298	6	1,315
	—	1	1,092		—	1	1,262	1	1,257	1	1,257	3	1,270

\* Ю. С. Лебедев, 1965.

\*\* А. П. Афанасьев, 1966.

(Лебедев, 1965; Сердюченко, 1953). Нами серпофит обнаружен в Ковдоре, в пределах участка сунгулитизированных оливинитов. Серпофит образует тонкие (до 1 см) прожилки в массе сунгулита и сунгулитизированных оливинитах, иногда располагающиеся с одного бока сунгулитового прожилка. Прожилки сложены плотным серпофитом, по виду и цвету совершенно не отличающимся от массивного фарфоровидного серпентина — сунгулита. Под микроскопом серпофит чист и прозрачен, изотропен;  $n = 1,556$ ; мелкозернистое строение его напоминает строение опала. Довольно часто, особенно в краевых частях прожилков, серпофит содержит тончайшую пылевидную вкрапленность порошкового кальцита. Порошок серпофита слабо вскипает в HCl; после 1—2 мин выделение пузырьков прекращается.

Кривые нагревания серпофита характерны и чрезвычайно близки к термограммам серпентина и сунгулита, к группе которых серпофит относится. На кривых нагревания серпофита (см. рис. 15, 8) фиксируется глубокий эндотермический пик при  $720^\circ$ , перехо-

дящий почти без перерыва в экзотермический пик при  $820^{\circ}$ . Эндотермический эффект обусловлен выделением воды; экзотермический — раскристаллизацией обезвоженного вещества. На кривых нагревания образцов, в которых под микроскопом обнаружена примесь кальцита, отчетливо выявляется небольшой эндотермический пик при  $905-915^{\circ}$ , отвечающий точке диссоциации кальцита и сопровождающийся потерей веса (вероятно, выделение  $\text{CO}_2$  3—8%, что отвечает 6—17% кальцита). Вполне возможно, что частное присутствие Са в серпофите (Сердюченко, 1953) связано с наличием микропримеси кальцита или других минералов Са. Следовало бы проверить образцы серпофита из различных месторождений в этом направлении. В Ковдорском чистом серпофите методом пламенной фотометрии обнаружено содержание 0,11% Са; 0,02% Sr и 0,04% Na. Спектральным анализом в нем обнаружено присутствие Ni, Ba, Zn, Mn (0,01—0,0001%).

Серпофит не обнаружен на поверхности, среди конечных продуктов выветривания. В отдельных трещиноватых образцах его наблюдались по трещинам тонкие налеты порошкового опала и, вероятно, брусита, определенного только по оптическим свойствам. Возможно, что на поверхности серпофит разлагается.

Сапонит  $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  постоянно присутствует в коре выветривания оливинитов Ковдора и Лесной варакы, пикритов и магнетито-форстеритовых пород Вуориярви и Ковдора. В небольших количествах он обнаружен на пироксенитах, оливинитах и мелилитовых породах Салмагорского массива. Сапонит образует системы тонких прожилков и налеты на стенках трещин в породах. Местами в Ковдоре он цементирует измененные зерна форстерита или пироксена, а в Вуориярви, вместе с монтмориллонитом, слагает основу рыхлой массы над пироксенитами (северовосточные склоны Нескевары и Тухта-вары). На пироксенитах (в глинистой тонкой фракции) постоянно преобладает монтмориллонит, и определить содержание сапонита затруднительно; но на оливинитах он довольно часто присутствует в чистом виде и легче поддается диагностике и изучению.

Сапонит входит в состав бурой массы вместе с монтмориллонитом и гётитом, реже образует самостоятельные выделения белого цвета, обычно содержащие реликты форстерита, магнетит, рассеянный тонкочешуйчатый вермикулит и серпентин. Под микроскопом мелкие выделения сапонита достаточно однородны, но он агрегатно поляризует, и различить форму его частиц не удастся. Показатели преломления его  $n_g = 1,540-1,544$  и  $n_p = 1,517-1,521$  (из коры оливинитов Ковдора). На пироксенитах сапонит, вероятно, более железистый и показатели преломления его выше:  $n_g = 1,556-1,560$  и  $n_p = 1,525-1,530$  (Вуориярви и Салмагорский). Этот сапонит иногда обладает слабым плеохроизмом в светло-зеленовато-буроватых тонах и несколько более крупный. Местами в агрегате заметны отдельные мелкие чешуйки его с прямым угасанием и положительным удлинением.

На кривых нагревания сапонита (см. рис. 15, 9) отмечается глубокий характерный эндотермический пик при  $140-160^{\circ}$  (выделение адсорбционной воды), небольшой пик при  $600-640^{\circ}$  (выделение конституционной воды) и пик при  $840-850^{\circ}$ , природа которого не выяснена (разрушение минерала?). Сапонит разбухает в воде и, как справедливо отмечено А. П. Афанасьевым (1966), он быстро поглощает иммерсионные жидкости, причем возрастает его показатель преломления (на  $0,002-0,005$ ).

Дебаеграммы сапонита из коры пикритов и пироксенитов Вуориярви менее диффузные, чем из оливинитов Ковдора (табл. 32), хотя также имеют широкие, размытые линии. По химическому составу сапонит из Ковдора близок к сапониту из гипербазитов Побужья (см. табл. 30) и характеризуется присутствием небольшой примеси щелочей (примесь вермикулита?). Под электронным микроскопом частицы сапонита не имеют характерных очертаний, хлопьевидны и иногда схожи с частицами бейделлита. Сапонит характерен для коры выветривания магнезиальных пород, но, вероятно, устойчив в низах коры. В верхах ее сапонит покрывается порошковатыми продуктами и обычно разрыхлен. Дебаеграммы его диффузны, а под микроскопом среди продуктов, развивающихся по сапониту, обнаружены аморфный опал, брусит и монтмориллонит. Спектральным анализом в сапоните часто обнаруживается примесь Mn, Ni, Be и Zn ( $0,01-0,0001\%$ ).

Бейделлит  $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$  постоянно присутствует в корках выветривания меланократовых пород, являясь характерным продуктом выветривания глиноземистых пироксенов авгитового состава, некоторых амфиболов, в меньших количествах — полевых шпатов и нефелина. Г. В. Писемский (Зверева, Писемский, 1969) отметил образование плотных псевдоморфоз светлого восковидного бейделлита по пироксену. Однако содержание бейделлита в корках незначительно. В изученных разрезах кор Ковдора, Вуориярви и сибирских массивов чистых и достаточно крупных выделений бейделлита не обнаружено. В низах кор он постоянно отсутствует и в заметных (диагностируемых) количествах появляется только в верхах разрезов. Обычно бейделлит бурого цвета, содержит рассеянную вкрапленность пылевидного гётита и переменное количество других примесей. Чистого бейделлита нам выделить не удалось. На кривых нагревания бейделлита выделяются характерные эндотермические эффекты при  $140-150^{\circ}$ ,  $200-220^{\circ}$ ,  $560-570^{\circ}$  и экзотермический эффект при  $920-940^{\circ}$  (см. рис. 15, 15). Эндоеффекты обусловлены выделением воды, экзоеффект обусловлен раскристаллизацией обезвоженного вещества. Часто отмечаются и эндотермические пики при  $300^{\circ}$ , вероятно, обусловленные дегидратацией присутствующего в бейделлите гётита.

В подавляющем большинстве случаев бейделлит образует тонкие смеси с гётитом и другими монтмориллонитоидами. Под микроскопом примесь гётита хорошо заметна, а от монтморилло-

нита и нонтронита бейделлит отличается показателями преломления. Оптически он двуосный, отрицательный;  $n_g = 1,550-1,554$  и  $n_p = 1,520-1,530$ . Под электронным микроскопом бейделлит чрезвычайно трудно диагностируется и образует бесформенные частицы с распылчатыми очертаниями. Тончайшее крипточешуйчатое строение бейделлита заметно лишь при значительных увеличениях (800—900), а обычно агрегатная поляризация и тонкозернистость не дают возможности определить форму его частиц. Количественная оценка распространения бейделлита в изученных корях затруднительна.

Монтмориллонит  $(Al, Fe^3)Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$  — наиболее характерный и широко распространенный глинистый минерал кор выветривания пироксенитов, щелочных пород и в меньшей степени — карбонатитов. Вместе с прочими монтмориллонитоидами и лимонитом составляет основу глинисто-охристой массы, развивающейся на этих породах в различных массивах и климатических зонах. В верхах хорошо развитых и сохранившихся кор монтмориллонит иногда количественно уступает бейделлиту, галлуазиту, реже — каолиниту. Но в средней и нижней частях разрезов монтмориллонит постоянно преобладает над этими минералами. Вместе с бейделлитом и гётитом монтмориллонит развивается по пироксенам и амфиболам, часто слагая плотные агрегатные псевдоморфозы по их кристаллам. Монтмориллонит, в смеси с нонтронитом, кальцитом и иногда — серпентином (Афанасьев, 1966) развит в коре выветривания мелилитовых пород Ковдорского и Салмагорского массивов. На пироксенитах Вуориярви, Африканды, Салмагорского, Себьяврского, Жидойского, Арбарастахского массивов, во всех участках, где сохранившиеся от размыва участки коры выветривания имеют мощность свыше 1—1,5 м, широко развит монтмориллонит. Вместе с гётитом он является основным продуктом разложения пироксена. На ийолитах и мельтейгитах всех перечисленных, а также саянских массивов, в маломощных рыхлых отложениях монтмориллонит постоянно составляет от 10 до 50%. Вероятно, он развивается не только по пироксену, но и по нефелину, а на поздних стадиях выветривания — и по вермикулиту, серпентину, сапониту, гидрохлориту (Loughnan, 1962; Ross, 1945; Бриндли, Робинсон, 1955). Тонкие прожилки и порошокватые налеты монтмориллонита на нефелине в ийолитуртитах и их пегматитах широко развиты в Вуориярви, Верхнесаянском и Нижнесаянском массивах, а также в Хибинах (Дорфман, 1960, 1962) и Ловозере (Семенов, 1959, 1960). Часто по нефелину развивается и галлуазит, особенно в мелких линейных зонах изменения лейкократовых ийолитуртитов. В меньших масштабах монтмориллонит развивается по полевым шпатам и апополевошпатовым гидрослюдам (Гинзбург, 1956, 1963<sub>2</sub>) при интенсивном развитии трещиноватости и инфильтрации метеорных вод. В корях на нефелиновых и щелочных сиенитах монтмориллонит также развит повсеместно. Особенно хорошо кора такого типа изучена

в одном из массивов Сибири (Зверева, Писемский, 1969), но и в Верхнесаянском массиве на нефелиновых сиенитах преобладает монтмориллонит. Образование его отмечено также в корах выветривания фенитов и гнейсов вокруг кольских и саянских массивов. В меньших количествах, но постоянно монтмориллонит присутствует в продуктах выветривания оливинитов Ковдора и Лесной варакы, часто развиваясь по гидрохлориту (Caillere, Nenin, 1949; Earley, 1956).

Характер развития, морфология выделений и количество образующегося монтмориллонита четко зависят от состава выветривающихся первичных минералов. Примесь монтмориллонита среди продуктов выветривания оливина обычно незначительна, он количественно уступает сапониту и лишь в верхах кор содержания его возрастает. При выветривании пироксенитов и пироксена в различных породах (так же, как и амфибола) монтмориллонит часто является основным минералом рыхлых масс, а в продуктах выветривания ийолитов и турьяитов он преобладает во всех изученных массивах. При развитии монтмориллонита по пироксену (и амфиболам) отмечена четкая закономерность. Пироксены всех типов замещаются агрегатом монтмориллонита, бейделлита и гётита. Реже на начальной стадии по ним развивается гидрохлорит. Железистые пироксены, близкие к эгирину, диопсид-эгирину и авгит-геденбергиту, замещаются бурыми железистыми агрегатами монтмориллонита и гётита. При увеличении содержания в пироксенах Al (авгитовой и жадеитовой молекул) и уменьшении содержания Fe глиноземистость образующегося монтмориллонита возрастает, появляется бейделлит, а примесь гётита уменьшается. Однако в Ковдоре развитие монтмориллонита (вместе с соконитом) наблюдалось и по диопсиду, содержание  $Al_2O_3$  в котором  $< 0,2\%$ . В современных выветрелых выходах пород монтмориллонит развивается непосредственно, минуя стадию гидрослюдистых образований, по нефелину и полевым шпатам. В участках мощной (свыше 1—2 м) и, вероятно, более древней коры по этим минералам развиваются гидрослюды, а монтмориллонит образует сплошные массы выше по разрезу.

Монтмориллонит обычно образует тончайшие дисперсные смеси с гётитом и монтмориллонитоидами — с галлуазитом и представлен порошковатыми охристыми массами, после высыхания рассыпающимся в порошок. Фракционное отмучивание и промывка этих масс во всех случаях приводят к выделению нескольких фракций монтмориллонита, в различной степени обогащенных гидрослюдистой и лимонитовой составляющей. Полностью освободиться от примеси этих минералов не удастся. Более плотные восковидные, жирные на ощупь скопления монтмориллонита возникают при замещении кристаллов пироксенов или полевых шпатов, но и они содержат примесь гётита, бейделлита, гидрохлорита или галлуазита. Окраска монтмориллонита (в чистом виде почти бесцветного) зависит прежде всего от содержания примесей.

Обычно он пигментирован лимонитом и окрашен в бурый цвет. Под микроскопом монтмориллонит агрегатно поляризуется; оптический характер его неуловим; показатели преломления его варьируют:  $n_g = 1,520-1,540$ ;  $n_p = 1,510-1,525$  и повышаются у наиболее темноокрашенных разновидностей, что, возможно, обусловлено увеличением содержания  $Fe^3$  (Гинзбург, 1961; Мак-Эван, 1955). Показатели преломления белого монтмориллонита из турьяитов Ковдора:  $n_g = 1,522$  и  $n_p = 1,511$ . Под электронным микроскопом прозрачные или полупрозрачные частицы монтмориллонита имеют неправильную, угловатую форму, с расплывчатыми контурами и диагностируются с трудом. Вместе с ними во всех случаях обнаруживаются непрозрачные иглы гётита и галлуазита.

Кривые нагревания монтмориллонита (см. рис. 15, 16 и 17) постоянно имеют сложный характер (Гримм, 1956; Цветков, Вальяшихина, 1956). На них отмечается от 3 до 5 эндотермических пиков (при  $140-200^\circ$ ;  $300-350$ ,  $560-600$ ,  $700-730$  и  $880-920^\circ$  и обычно экзотермический пик при  $930-1000^\circ$ ). Эндотермические пики при  $300-350^\circ$  неустойчивы и отсутствуют у наиболее чистых образцов (см. рис. 15, 16 и 17). Параллельное изучение большой серии образцов одновременно под электронным микроскопом, термически и оптически (с увеличениями  $840-1200$ ) показало возрастание амплитуды этих пиков у проб, наиболее обогащенных гётитом. Вероятно, появление этих пиков, характерных для гётита, обусловлено его примесью. Эндотермические пики при  $140-160$  и  $560-600^\circ$  типичны для всех монтмориллонитоидов и обусловлены соответственно выделением адсорбционной и конституционной воды. Непостоянен и эндозффект при  $700-730^\circ$ . Он часто отсутствует, но природу его определить не удалось. Экзотермический пик при  $880-920^\circ$  обусловлен кристаллизацией продуктов распада минерала.

Дебаграммы монтмориллонита диффузны (Браун, Мак-Эван, 1955) и часто обнаруживают присутствие гётита, гидрослюд, каолинита или флюорита (Большетагнинский и Енисейский массивы). В верхах кор монтмориллонит количественно уступает галлуазиту, образуя тонкие смеси с другими глинистыми минералами. Выделить его в чистом виде из верхов кор удастся редко.

Нонтронит  $Fe_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$  встречается постоянно в низах кор на пироксенитах, ранних карбонатитах и реже — ийолитах. Он встречен в выветрелых оливинитах и серпентинитах Ковдора и Лесной вараки, в хлоритовых породах Салланлатвы. Нонтронит — основной минерал нижней зоны кор на ранних карбонатитах и илстой фракции, переносимой мелкими временными водотоками на карбонатитах саянских и кольских массивов. Рыхлые массы, перекрывающие здесь ранние карбонатиты состоят из нонтронита (рис. 16, а, б), остаточных гидрослюд, рихтерита, апатита и магнетита. Набор этих же минералов характерен и для илстой фракции аллювия. Постоянна и примесь монтмориллонита (20—30%). Нонтронит образует порошковатые скопления с

ничтожной примесью гётита, окрашенные в бурый, реже — в зеленовато-бурый цвет. Нонтронит непосредственно развивается по катафориту, пироксенам, биотиту и пронизывает их кристаллы, образуя тончайшие смеси с ферримонтмориллонитом, гидrogётитом. Под

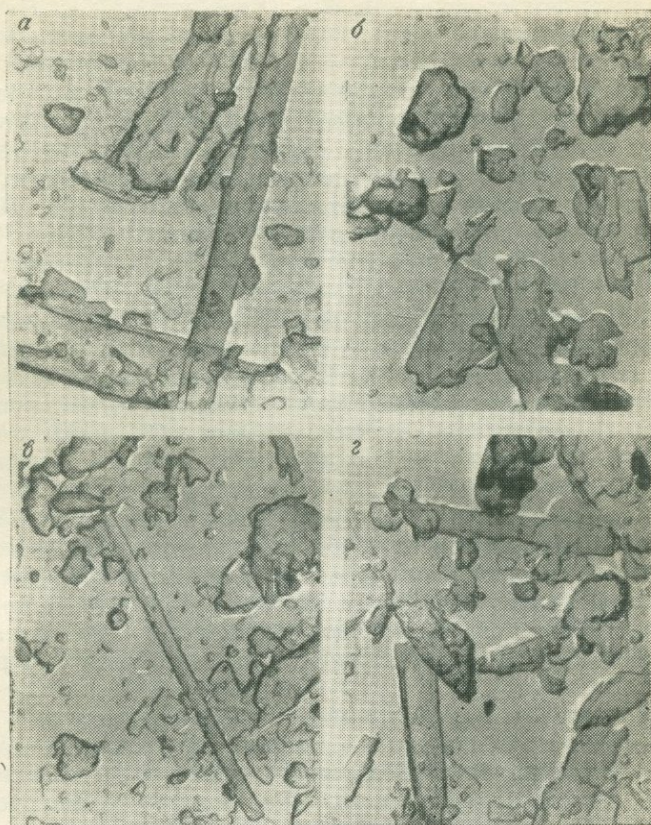


Рис. 16. Тонкая фракция (0,01 мм) из коры выветривания карбонатов (отмыты: апатит, магнетит, гидрослюда). Реплики. А и Б — из низов разреза коры (бесформенные «облачные» частицы — нонтронит, прямоугольные — рихтерит, В и Г — из верхов коры (бесформенные частицы — монтмориллонит, игольчато-трубчатые — галлуазит, более крупные прямоугольные — рихтерит). Нижнесаянский массив, 7500 $\times$  (А—В) и 20000 $\times$  (Г)

микроскопом нонтронит часто чист, бурый или зеленоватый, агрегатно поляризует;  $n_g = 1,540-1,550$  и  $n_p = 1,530-1,535$ . В волокнисто-пластинчатых агрегатах нонтронита из Салландатвы заметен слабый плеохроизм его. Дебаеграммы нонтронита диффузны и близки к обычным дебаеграммам монтмориллонита, но обычно с меньшим числом линий. Под электронным микроско-

пом нонтронит образует «облачные» бесформенные частицы (см. рис. 16, а, б), слабо отличаясь от прочих монтмориллонитов. На кривых нагревания нонтронита четко заметны лишь эндотермические пики при 150—160° и 480—490°, обусловленные выделением кристаллизационной и гидроксильной воды. Подавляющее большинство изученных образцов минерала не содержало примеси других глинистых минералов, кроме ферримонтмориллонита, и только от постоянной примеси рихтерита и гидрослюд очистит минерал не удавалось.

Спектральным анализом в нонтроните постоянно обнаруживаются Mn, Ti, V, Ni, Co, Mg (0,01—0,0001%). Редкая значительная примесь (0,05%) Nb, TR обычно обусловлена загрязнением минерала остаточными ниобатами или минералами TR, и при тщательном отмучивании в наиболее чистых тонких фракциях содержание их не превышает 0,01%. Состав нонтронита (см. табл. 30) обычен. В нем присутствуют примесь Al (или ферримонтмориллонита) и небольшое количество щелочей (примесь гидрослюды?). Свойства минерала обычные. Нонтронит — относительно неустойчивый минерал. Он представляет собой метастабильную фазу в низах коры и образуется при выветривании железистых силикатов или совместном накоплении Fe и Si в коре на ранних карбонатах. Выше по разрезу в коре нонтронит распадается и Fe<sup>3</sup> обособляется в виде массы лимонита. Выше лимонитового горизонта нонтронит не обнаружен. В низах массы ячеистого лимонита встречены мелкие скопления нонтронита, обогащенного гидрогётитом. Под электронным микроскопом в них обнаружены и нонтронит, и ферримонтмориллонит, и гётит, а иногда — примесь игольчатых кристаллов галлуазита (Енисейский массив). В верхах кор нонтронит сменяется монтмориллонитом и галлуазитом.

Никелистый нонтронит обнаружен в нескольких пробах из коры выветривания сунгулитизированных рудных оливинитов Ковдорского массива. Никелистый нонтронит здесь почти неотличим от обычного нонтронита и лишь иногда обладает более ярким и менее темным цветом. Этот минерал образует редкие тонкие (до 3 мм) линзовидные порошокватые скопления в рыхлой массе сунгулита и иногда налеты в трещинах разрушенного титаномагнетита. По характеру дебаеграмм, физическим и оптическим свойствам, а также по поведению при нагревании никелистый нонтронит совершенно аналогичен обычному нонтрониту. Однако химическим анализом А. Н. Ларюковой в нем обнаружено 2,18 и 2,44% NiO. Спектральным анализом установлена примесь Co, Cr, Ti, V и Mn (0,1—0,001%).

Г а л л у а з и т  $Al_4Si_4O_{10}(OH)_8 \cdot 4H_2O$  — характерный минерал кор выветривания лейкократовых пород. Постоянно присутствует и в гётит-монтмориллонитовой массе, развивающейся по меланократовым породам. Примесь галлуазита невелика в корах на пироксенитах и меланократовых щелочных породах и обнаруживается лишь в верхах хорошо сохранившихся кор. В нижней

и средней частях разреза кор галлуазит обычно не обнаруживается. Содержание галлуазита значительно возрастает в корах на лейкократовых щелочных породах (нефелиновых и щелочных сиенитах), в рыхлых образованиях на гнейсах, гранито-гнейсах и гранитах. Галлуазит обычно развивается по полевым шпатам и нефелину, часто вместе с галлуазитом, и выделить его в чистом виде удается редко. В верхах кор на щелочных породах и карбонатитах содержание галлуазита (чаще — ферригаллуазита) возрастает, и в хорошо сохранившихся корах можно выделить верхнюю, преимущественно галлуазитовую зону, располагающуюся непосредственно выше горизонта. Под этим горизонтом рыхлая бурая масса сложена смесью монтмориллонита, ферригаллуазита и гётита. Над лимонитовым горизонтом располагается белая (иногда голубоватая) масса пластичного галлуазита, дающего наиболее четкие и характерные реакции окрашивания (хризоидином в оранжевый и метиленовым голубым — в синий цвет). Под микроскопом галлуазит изотропен. Отдельные зерна и их скопления слабо агрегатно поляризуют, но нет уверенности, что это галлуазит. Показатель преломления минерала  $n = 1,540-1,548$ .

Под электронным микроскопом галлуазит представлен характерными непрозрачными трубчато-игльчатыми частицами, обычно более крупными, чем иглы гётита. На кривых нагревания галлуазита выделяются характерные эндоэффекты при  $150^\circ$ ,  $585-600^\circ$  и экзоэффект при  $950-1000^\circ$ . Эндоэффекты обусловлены выделением адсорбционной и гидроксильной воды; экзоэффект обусловлен рекристаллизацией продуктов прокаливания (см. рис. 15, 19 и 20).

Галлуазит в верхах хорошо сохранившихся кор сменяется каолинитом (Енисейский массив). Примесь каолинита довольно часто фиксируется и при термическом анализе по расширению эндотермического пика при  $580-600^\circ$  и сдвиганию его до  $530-545^\circ$ . Спектральным анализом в буром галлуазите и ферригаллуазите постоянно отмечается примесь Mg, Mn, Sr, Ca, Ti, V и иногда — Zr (0,01—0,001%). В белом галлуазите постоянно обнаруживается примесь Be (0,0001—0,002%).

Вместе с галлуазитом, возможно, присутствует и метагаллуазит, фиксированный Г. В. Писемским в одном из сибирских массивов (Зверева, Писемский, 1969).

**Каолинит**  $Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$  — характерный минерал древних мезозойских кор силикатных пород различного состава. Он широко развит на кислых и щелочных породах Африки, преимущественно лейкократового состава. В корах массивов умеренной зоны каолинит встречается реже и постоянно — в ничтожных количествах. Лишь на Украине известны площадные каолинитовые коры, а в более северных широтах каолинизация развита локально и каолиновых кор почти не сохранилось. В современных условиях образование каолинита в изученных массивах достоверно не установлено. Г. В. Писемский (Зверева, Писемский, 1969) от-

метил развитие каолинита в древних корах на Мариупольском и Енисейском массивах. Каолинит иногда обнаруживается в верхах рыхлых образований на некоторых сибирских массивах в отдельных локальных участках Намо-вары и Ессея. Однако содержание каолинита во всех изученных нами случаях ничтожно. Каолинит обычно отсутствует в корах развитых на меланократовых ультраосновных и щелочных породах и обнаружен в корах выветривания нефелиновых сиенитов, сиенитов, фенитов и гнейсов. Каолинит является одним из наиболее устойчивых минералов зоны гипергенеза. Он редко развивается непосредственно по первичным минералам коренных пород, но в верхах кор постоянно сменяет гидрослюда и монтмориллонит, развивающиеся по полевым шпатам, нефелину и цеолитам. Избирательное развитие каолинита по лейкократовым породам хорошо заметно на примере Енисейского массива, где каолин известен только в верхах кор на щелочных сиенитах, местами карбонатизированных. Точно так же и в массиве Мрима каолинит обнаружен в коре на фенитах и в коре над ксенолитом фенита, а в коре на карбонатитах преобладает охристая масса (Coetzee, Edwards, 1959).

Каолинит редко сохраняет чистоту и имеет белый цвет. Обычно он пигментирован примесями (особенно гётитом) в бурый цвет. Под микроскопом в массе каолинита можно заметить характерные мелкие червеобразные формы выделений. Минерал оптически двуосный, отрицательный,  $n_g = 1,564-1,570$ ;  $n_p = 1,559-1,568$ . Дебаеграмма каолинита (Франк-Каменецкий, 1958) постоянно имеет диффузный характер, но специфична и позволяет надежно определить минерал даже при содержании до 20% примесей (Браун Мак-Эван, 1955; Бриндли, 1955).

На кривых нагревания каолинита выделяются характерные экстремальные точки: эндотермический пик при  $595-600^\circ$ , обусловленный выделением конституционной воды, и экзотермический пик при  $950-1000^\circ$ , обусловленный рекристаллизацией продуктов распада минерала (см. рис. 15, 21). Спектральным анализом в каолините обнаружена примесь Be, Mn, Ba, V, Ga и Sc (0,01—0,0001%).

Иддингсит  $MgFe_2Si_4O_{10}(OH)_8$  в небольших количествах присутствует в контактовых частях сунгулитовых жил в Лесной вараче и Ковдоре; в измененных участках дунитов и меймечитов Гулинского массива. Иддингсит образует редкие чешуйчатые выделения в массе серпентина, выделить которые практически невозможно. Минерал оптически двуосный, положительный,  $n_g = 1,738-1,740$  и  $n_p = 1,693-1,702$ . Вероятно, он присутствует и в дезинтегрированных дунитах.

Палыгорскит  $Mg_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot 8H_2O$  в виде мелких (до 5 мм) волокнисто-листоватых выделений обнаружен в пустоте выщелачивания доломитизированной и серпентинизированной магнетито-форстеритовой породы в Ковдоре. Дебаеграммы его аналогичны эталонной. Свойства минерала обычные; оптически он двуосный, отрицательный,  $n_g = 1,544$  и  $n_p = 1,525$ .

Гидросиликат никеля. Обнаружен нами в Лесной вараче и в Ковдоре в ассоциации с никелистым нонтронитом, в рыхлых образованиях на рудных пироксенитах и оливинитах. Образует мелкие (до 3 мм) порошковатые зеленые выделения в нонтроните и массе вермикулита. Под микроскопом минерал зеленый, слабо агрегатно поляризует или изотропен,  $n=1,52-1,56$ . Постоянно прорастает серпентином или нонтронитом, отделить которые не удается. В двух образцах из Ковдора и Лесной варачи Л. Н. Ларюковой обнаружено 2,52% и 3,01% NiO. В специально очищенном и многократно отобранном материале из Ковдора установлено 4,80 и 4,96% NiO, но и этот материал содержал примесь нонтронита. Дебаеграмма минерала слабая, диффузная и содержит линии нонтронита. Ряд слабых линий не свойствен этому минералу, но идентифицировать их не удалось. Вероятно, минерал близок к гарниериту или ревдинскому. Спектральным анализом в нем обнаружены Mg, Ni, Fe, Al, Si >1% и следы Ti, Mn, V, Cr, Zn, Ca.

Наиболее широко минерал распространен в серпентинитах южной части Ковдора, где и нонтронит обогащен Ni. Вероятно, оба минерала образуются в гипергенных условиях при высвобождении Ni из первичных оливина и пироксена и переосаждения его поверхностными растворами.

#### НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

На поверхности земли все глубинные породы подвергаются выветриванию. Определяющими факторами выветривания являются: инфильтрация воды, высокий кислородный потенциал, воздействие солнечной энергии, присутствие в водах агрессивных агентов — кислот, щелочей, растворенных газов, активного органического вещества, а также — деятельность микроорганизмов и растительности. Чрезвычайно важны также состав и строение выветриваемых пород, их трещиноватость, величина зерен минералов, присутствие легко растворимых или выветривающихся соединений и особенно — сульфидов, продуцирующих при окислении активные сернокислые растворы. Выветривание слабо проявляется в зоне холодного и умеренного климата, резко усиливаясь в условиях жаркого и влажного тропического климата, обеспечивающего интенсивную циркуляцию высокоминерализованных поровых, трещинных растворов и значительный приток энергии. При подсчете изобарно-изотермических потенциалов реакций выветривания карбонатов, магнетита и пирита (Зверева, Писемский, 1969) видно, что теоретически возможно разложение их без притока энергии извне. Это положение справедливо для процесса окисления сульфидных руд и частично — поздних, но не ранних карбонатов, практически не содержащих сидерита и пирита (редко до 5% пирротина). Магнетит обычно устойчив даже в тропическом климате и образует элювиально-делювиальные россыпи (Пала-

бора, Якупиранга, Араша, Букусу, Сукулу) слабо мартитизированных кристаллов. Необходимость притока энергии извне для развития выветривания несомненна, хотя и уменьшается в условиях кислой среды. Преимущественное развитие древних и отсутствие или слабое развитие современных кор на всех массивах указывает на преимущественное формирование их в жарком и влажном климате и, следовательно, — на необходимость притока энергии.

В обычных сульфидных месторождениях процесс окисления сульфидов экзотермичен и происходит самопроизвольно, но и для этих месторождений процессы изменения резко интенсифицируются в зоне жаркого и влажного климата. Большинство отечественных массивов Сибири расположено в зоне вечной мерзлоты и современное криогенное выветривание там замедленно. Современные воды умеренной гумидной зоны имеют слабо кислый характер, определяемый содержанием в них гумидных кислот и углекислоты. Содержание углекислоты в воде обратно пропорционально температуре, и в связи с этим воды холодных зон более богаты  $\text{CO}_2$ , чем в тропиках. В то же время трещинно-поровые воды, особенно в химически активных породах (известняках, эвапоритах), могут иметь и слабощелочной характер. При прохождении вод через высокощелочные нефелиновые сиениты (Хибинский Ловозерский массивы) или скопления сульфидов воды приобретают резко щелочной или кислый характер. В коренных породах карбонатитовых массивов воды слабощелочные ( $pH - 7,2-7,4$ ), а в зоне выветривания — слабокислые ( $pH - 6,9-6,7$ ) со значительным покислением в сульфидоносных участках ( $pH$  до 5,4 — Зверева, Писемский, 1969). Вероятно, слабокислые метеорные воды нейтрализуются и слабо ощелачиваются над карбонатитами. Над щелочными породами  $pH$  вод достигает 7,5. В этих водах не происходит значительного переноса Al и Si. Малоподвижен в них и силикатный Mg, хотя доломит выщелачивается легко. Для переноса Si требуется более щелочная среда; для миграции Al — более щелочная или кислая ( $pH$  или  $>9$  или  $<4$ ). Для выщелачивания  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  наиболее благоприятна кислая углекислая среда, и основным агентом агрессии на карбонатиты являются кислые углекислые воды, обуславливающие интенсивное выщелачивание кальцита. Выше указано, что этот процесс интенсивнее в умеренной гумидной зоне, что вероятно, и обусловлено большей агрессивностью в этой зоне кислых углекислых вод.

Для силикатных кор основными процессами являются гидратация и окисление с последующим гидролизом. Этот процесс постоянно требует притока энергии извне, и поэтому максимальное выветривание силикатных пород происходит в тропиках, где карбонатиты выщелачиваются слабее. Выщелачивание карбонатов полностью завершается в низах кор, а в верхах их эти минералы отсутствуют или переотлагаются в ничтожных количествах. Для кор всех пород весьма важно окисление в минералах поливалентных

катионов: Fe, Mn, TR, U. В глубинных породах большая часть их присутствует в закисной форме, и при резком возрастании окислительного потенциала в приповерхностных условиях они переходят в окисную форму. В зоне гипергенеза гораздо легче разлагаются железистые минералы, а магnezиальные сохраняются лучше. В слюдах Fe<sup>2</sup> быстро окисляется, выделяется в виде лимонита, а Mg сохраняется. Легкая разрушаемость кристаллических решеток минералов при окислении содержащихся в них закисных форм поливалентных катионов ускоряет разрушение пород. В поверхностных условиях происходит также перестройка структур силикатов. В глубинных породах преобладают островные, цепочечные, ленточные и каркасные кремнекислородные постройки, а в приповерхностных — слоистые, с радикалом типа Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>, высоководные. В гипергенных условиях происходит вторичная дифференциация элементов и возникают новые характерные ассоциации. В разрезе кор ранних карбонатитов выделены три основные зоны. Над зоной дезинтеграции располагается первая недифференцированная монтмориллонит-нотронитовая зона (железисто-силикатная) с примесью остаточных минералов. Выше располагается вторая зона лимонита с новообразованными минералами Mn, P, Sr, TR, Pb и Ba. Разрез завершается третьей лейкократовой монтмориллонит-галлуазитовой зоной с небольшим содержанием Fe, P, Sr, Be и резким накоплением Al и Si. На поздних карбонатитах развиты сплошные массы лимонита — железные шляпы, сверху также перекрытые галлуазит-монтмориллонитовой зоной.

В разных участках коры различные катионы ведут себя неодинаково. В низах кор, переполненных остаточными минералами, Fe, Mn, Al и P тесно ассоциируют, и дифференциации их не заметно. В средней части коры на карбонатитах, а иногда и на меланократовых силикатных породах, обособляется лимонит, в массе которого содержатся минералы Mn, P, Ti при малом содержании Al. Скопления лимонита и мощные пласты латерита образуются в депрессиях, что обусловлено длительным сносом Fe<sup>3</sup> в них при длительной дифференциации коры в зоне застойных вод, без значительной миграции компонентов по горизонтали. Вероятно, в таком случае имело место переотложение Fe<sup>3</sup> гумусовыми водами болотного типа. Переотложение и концентрация Fe в этих условиях обычны и приводят к возникновению специфических болотных (лимонитовых) железных руд.

Содержание Al возрастает снизу вверх по разрезу коры. Процессы гидратации и гидролиза приводят к появлению в верхах кор светлых безжелезистых глин — галлуазита, монтмориллонита, реже — каолинита (на силикатных породах) и бейделлита, а также гидроокислов Al — гидраргиллита и бёмита. На апатитовых породах в верхах кор происходит смена апатита краендаллитом, а затем развитие вавеллита, реже — горсейкита, сванбергита, гоэцита. Преобладание Al над Ca, Fe и Mn в верхах кор — явление широко распространенное. Распределение в разрезах P и Mn

более простое. Содержание  $P_2O_5$  постоянно велико в корях на апатитовых породах, и по составу они близки к корам выветривания фосфоритов. До 99%  $P_2O_5$  в отечественных массивах связано с присутствием остаточного апатита, на ранних карбонатитах достигает 27%, а на поздних — не превышает 1—2% (в неперемытых корях). В разрезе рыхлых отложений  $P_2O_5$  распределяется неравномерно, уменьшаясь кверху вплоть до отсутствия в верхах кор (выше горизонта лимонита). Mn, тесно ассоциируя с Fe, образует концентрации в лимонитовом слое. Содержание  $MnO_2$  здесь достигает 15—25% (обычно 2—10%). Выше в коре минерала Mn отсутствуют, но ореол развития дендритов и налетов вада отмечен в фенитах вокруг многих массивов на расстоянии до 5 км.

Распределение редких элементов в рыхлых отложениях на силикатных породах относительно равномерное, и концентраций их не обнаружено. Постоянно повышено содержание Ti (до 2—5% в дисперсной массе), а также U, Th, Sr и TR в лимоните (до 0,1% U и 0,8%  $TR_2O_3$ ). В верхах кор — в лейкократовой глинистой массе — возрастает содержание Be (до 0,05%, обычно 0,002—0,008%, от 0,000 *n* в низах кор). В рыхлых отложениях на ультраосновных и щелочных породах встречены перовскит, титаномагнетит, сфен, апатит, флогопит, биотит, вермикулит и магнетит — устойчивые остаточные минералы.

В корях на карбонатитах поведение редких элементов специфично. В связи с исключительно интенсивным выносом основных породообразующих компонентов (Ca, Mg,  $CO_3$ ) в коре концентрируются остаточные минералы и инертные элементы. В низах кор на ранних карбонатитах накапливаются остаточные акцессорные минералы: колумбит, пирохлор, гатчеттолит, баделлит, циркон, циркелит, содержания которых превышают местами 1—5 и даже 10% (Покос да Калдас, Араша, Тапира). Ниобаты при выветривании устойчивы лишь в низах кор, но уже в средней зоне обохрены и превращаются в порошокватые продукты. В верхах кор они отсутствуют, и содержание Nb в глинистой массе обычно в 20—50 раз меньше, чем в низах, или вообще не улавливается. Вместе с Nb тесно ассоциирует Ta. Перенос Nb, Ta, а также Zr и Th поверхностными водами невелик и преимущественно осуществляется в виде взвеси (до  $n \cdot 10^{-4}$   $Nb_2O_5$  в воде — Зверева, Писемский, 1969). Это содержание несколько возрастает в виннокислых вытяжках, но не превышает  $n \cdot 10^{-4}$  —  $n \cdot 10^{-3}$ . В обычных бессульфатно-карбонатных метеорных водах содержание Nb, Ta, Zr, Th ничтожно и перенос их в ионной форме мал.

В корях обнаружена положительная корреляция содержаний P с TR, Ba и Sr (и Ca), что обусловлено прежде всего присутствием остаточного апатита в низах кор и присутствием гипергенных монацита, фосфатов Sr и Ba — в верхах. Соосаждение U и TR или сорбция их фосфатным материалом хорошо известны для осадочных фосфоритов и детритовых толщ. Характерна приуроченность к лимониту концентраций Mn, TR, Ti, U, Nb.

Широко известна повышенная радиоактивность масс лимонита, которая уменьшается для массивного натечного гётита и повышается в ячеистых, охристых дисперсных массах его.

Вероятно, выпадение в осадок значительных масс гидроокислов  $Fe^3$  обуславливает и попутный захват других элементов. Или же перенос  $Nb$ ,  $Ti$ ,  $Mn^{4+}$  частично осуществляется в форме гумусовых соединений, как и  $Fe^3$ .

На поздних карбонатитах развиваются высокожелезистые (с  $Mn$ ,  $TR$  и  $Ba$ ) малофосфатные коры. Миграция  $P$  в поверхностных и трещинных водах обуславливает образование гипергенных фосфатов  $Ca$ ,  $Sr$ ,  $Ba$ ,  $TR$ ,  $Al$ ,  $Fe$ . Среди них преобладают минералы группы крандаллита-гояцита, монацит, штаффелит и реже присутствует вавеллит. Рабдофанит, обычный в выветрелых пегматитах нефелиновых сиенитов (Семенов, 1959), нами не обнаружен. Не происходит на карбонатитах образования значительных масс гипергенного бастнезита, хотя он образуется в качестве промежуточного продукта по паразиту в низах коры. В изученных корях над всеми минералами  $TR$  резко преобладает аксессуарный монацит, в малых количествах (преимущественно в тропиках) развивается гояцит-горсейксит. В гумидной зоне  $TR$ ,  $Sr$  и  $Ba$  разделяются и образуют почти идеально чистый монацит, крандаллит и стронцианит. Не обнаружено в изученных объектах и церианита, а соединение  $TR_2O_3$  встречено лишь в дезинтегрированных массах бербанкита.

Таким образом, при выветривании карбонатитов происходит дифференциация элементов, с преимущественным выносом на конечных стадиях  $Nb$ ,  $Ta$ ,  $Zr$ ,  $U$ ,  $Th$  и частичным накоплением  $Ba$ ,  $Sr$  и  $TR$ . При этом меняются соотношения элементов. Из группы  $TR$  преимущественно накапливается  $La$ ,  $Ce$  сохраняется, но в верхах кор возрастает содержание  $Y$  (табл. 33).  $TR$  присутствуют в форме собственных минералов, в малой степени захватываясь глинистой фазой. Суммарное содержание  $TR$  в рыхлой массе 0,05—1%, но при фракционировании и отмучивании в наиболее легкой и дисперсной глинистой фазе содержание  $TR$  обычно  $< 0,08\%$ , но возрастает в тяжелых фракциях (до 2—3%). При выветривании накапливаются также  $Nb$ ,  $Ta$ ,  $Ti$ , причем соотношения их меняются. В низах кор в целом и в пирохлоре возрастает содержание  $Ta$  и падает содержание  $Ti$ . В верхах кор  $Nb$  и  $Ta$  отсутствуют и резко преобладает  $Ti$ . В средней части разреза уменьшается содержание  $Nb$  и  $Ta$ , а  $Ti$  накапливается в лимоните.

Чрезвычайно сложным оказалось установление ряда подвижности элементов в гипергенных условиях. Дифференциальная подвижность элементов наглядно иллюстрируется строением разреза кор с накоплением в низах  $Fe$ ,  $Mn$ ,  $TR$ ,  $P$ ,  $U$ ,  $Sr$ ,  $Nb$  и в верхах —  $Al$  и  $Si$ , и резкой концентрацией  $Fe$ ,  $Mn$  и  $P$  в отдельном горизонте. Намечается следующий ряд подвижности (от подвижных к инертным элементам):  $S$ ,  $C$ ,  $Ca$ ,  $Mg$ ,  $Na$ ,  $K$ ,  $U$ ,  $Th$ ,  $Sr$ ,  $Ba$ ,  $TR$ ,  $Ti$ ,  $Nb$ ,  $Ta$ ,  $Fe$ ,  $Mn$ ,  $Si$ ,  $Al$ . Наиболее активные мигранты —  $Si$ ,  $C$ ,

Соотношение редкоземельных элементов в коре выветривания карбонатитов ( $\text{TR}_2\text{O}_3 = 100\%$ )

Порода	$\text{TR}_2\text{O}_2$	La	Ce	Pz	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Y		Массив
Лимонитовая охра . . .	0,11	20	46	4	14	3	—	5	1,8	—	0,2	8	2	Верхнесаянский
Ячеистый лимонит . . .	0,03	20	41	4	13	—	—	4	1	—	—	17	3	
Рыхлая масса из низов коры . . . . .	0,38	20	44	5	14	2	0,2	3,3	0,8	—	—	8,7	2	»
Нонтронитовая фракция	0,11	28	48	5	15	—	—	—	—	—	—	6	1	Нижнесаянский
Кавернозная масса ли- монита . . . . .	0,25	32	44	5	16	3	—	—	—	—	—	—	2	»
Рыхлая масса над позд- ними карбонатитами (из верхов) . . . . .	0,90	30	46	4	12	1	0,3	2,2	1	—	0,2	4,3	3	»
То же (из низов) . . . .	—	27	52	5	14	—	—	2	—	—	—	—	1	»
Тонкая фракция из ал- лювия . . . . .	—	20	42	5	15	3	0,3	3,5	1,6	0,2	0,1	9,3	3	»
Штаффелитовая масса	0,08	20	53	6	17	3	1					—	3	Ковдор
Монтмориллонитовая масса . . . . .	0,43	32	47	5	15	1								Вуориярви
Монтмориллонит очи- щенный . . . . .	0,04	34	53	3	10									»
Лимонит массивный . .	0,33	34	41	3	9	2						11	1	Енисейский
Рыхлая масса из низов коры . . . . .	0,78	25	40	3	10		0,4	4	2,4		0,2	15		»
То же . . . . .	0,38	32	49	3	11							5		Большетагнинский
Лимонит натечный . .	0,07	40	48	5	9									Салланлатва

Анализы выполнены рентгеноспектральным (Р. Л. Баринским) и спектральным (Л. Г. Логинова) методами из осадков  $\text{TR}_2\text{O}_3$ , выделенных химическим путем.

Ca, Mg, Na, неактивные — Ki, Al, Fe, Mn. Однако этот ряд условен. При изучении эволюции минерального состава кор хорошо заметно резко различное поведение одних и тех же элементов в разных зонах кор. В низах их, в условиях слабощелочной среды, накапливаются Fe, Mn, TR, P. В верхах кор эти элементы выносятся, а преимущественно накапливается Al. Еще более сложное сравнение поведения элементов, находящихся в различных минеральных формах. Так, сульфиды — одни из самых легко разлагающихся минералов, и K из них мигрирует в первую очередь. Но барит устойчив в гипергенных условиях, и S из него практически не мигрирует. Ca, при растворении кальцита — активный мигрант. Но из устойчивого апатита Ca выносятся с большим трудом. Точно так же Fe в первую очередь выделяется из окисленных сульфидов и сидерита, но магнетит и ильменит (также пироксен) сохраняются даже в россыпях. На сульфидных рудах S — активный мигрант, а на баритовых — инертна. Даже щелочи иногда являются неактивными мигрантами, будучи связанными в альбите, пироксене, рихтерите и слюдах, разлагающихся относительно медленно. В то же время Na из карбонатных лав Олдоиньо Ленгаи, бербанкита, карбоцернаита выносятся весьма легко (как и в случае пары нефелина и альбита или эвдиалита и эгирина). Поэтому ряд подвижности элементов сильно зависит от их первоначальной минеральной формы и отражает скорее разлагаемость минералов, чем подвижность конкретного элемента. Более нагляден ряд выветриваемости (устойчивости) минералов, меняющийся лишь при изменении климатических условий. Этот ряд таков (по степени увеличения устойчивости): ньерерит, бербанкит, карбоцернаит, пирротин, пирит, кальцит, анкерит, доломит, паризит, бастнезит, стронцианит, оливин, нефелин, микроклин, биотит, пирохлор, цирколит, перовскит, колумбит, пироксен, флогопит, альбит, магнетит (железистый), монацит, апатит, рихтерит, титаномagnetит (магнезиальный), циркон, бадделейт. В различных климатических условиях отдельные минералы могут менять свои места. Влияет также на их поведение и присутствие специфических агрессивных компонентов или производящих их минералов (сульфиды, нефелин). Однако этот ряд дифференциальной устойчивости или выветриваемости минералов имеет гораздо большее значение и гораздо более постоянен, чем ряд подвижности элементов. Хотя в дальнейшем следовало бы такие ряды строить для каждой зоны кор.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аллахвердиев Ш. И. Керолиты в продуктах выветривания серпентинитов Малого Кавказа. — «Докл. АН Аз.ССР», т. 15, № 8, 1959, с. 812—815.

Атласов И. П. Тектоника Северо-Восточной части Сибирской платформы. — «Тр. НИИГА», т. 106, 1960, с. 3—169.

Афанасьев А. П. Некоторые данные по минералогии доледниковой коры выветривания в Ено-Ковдорском районе (Кольский п-ов). — «Изв. Карел. и Кольск. фил. АН СССР», вып. 4, 1959, с. 34—46.

Афанасьев А. П. Минералогия доледниковой коры выветривания Кольского полуострова и приуроченных к ней месторождений вермикулита. Л., «Наука», 1966, 170 с.

Афанасьев А. П., Ермолаев М. М. Минералогия древней коры выветривания на восточном склоне Балтийского щита. — «Изв. Карел. и Кольск. фил. АН СССР», т. 5, 1958, с. 23—37.

Бедерке Е. Развитие европейских рифтов. — В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970, с. 128—131.

Белькова Л. Н. Антигорит Лесной варачи. — В кн.: К минералогии постмагматических процессов. Изд-во ЛГУ, 1959, с. 48—54.

Бессолицын Е. П. Древние коры выветривания Иркутской области. М., Изд-во АН СССР (Кора выветривания, вып. 5), 1963, с. 315—325.

Белоусов В. В. О тектонике Анд. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», т. 38, вып. 2, 1963, с.

Бениофф Х. Движения по крупнейшим разломам. Дрейф континентов. М., «Мир», 1966, с. 75—104.

Билибина Т. В. и др. Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита (мезозой). Л., «Недра», 1967, 264 с.

Билибин Ю. А. Петрология Ыллымахского интрузива. М.—Л., Гостехиздат, 1947, 235 с.

Блондель Ф. Железорудные месторождения Французской Западной Африки. — В кн.: Железорудные месторождения мира, т. 1. М., изд-во иностр. лит., 1955, с. 28—45.

Боровиков П. П., Львова И. А. Типы месторождений вермикулита, их промышленное значение и направление дальнейших геологоразведочных работ. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых СССР, т. 6. М., изд-во АН СССР, 1962, с.

Бородин Л. С. Карбонатиты и нефелиновые сиениты (к общей петрологии массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов). — «Изв. АН СССР, сер. геол.», т. 8, 1963, с. 23—42.

Бородин Л. С. и др. Новые данные о цирконолите и его пнобиевой разности. — «Докл. АН СССР», т. 134, № 5, 1960, с. 1188—1191.

Браун Г., Мак-Эван Д. М. К. Дифракция рентгеновских лучей от беспорядочно переслоенных структур. — В кн.: Рентгеновские методы определения минералов глин. М., изд-во иностр. лит., 1955, с. 507—527.

Бриндли Г. В. Каолинитовые минералы. — В кн.: Рентгеновские методы определения минералов глин. М., изд-во иностр. лит., 1955, с. 70—163.

Бриндли Г. В., Робинсон К. Хлоритовые минералы. Там же, с. 284—344.

Брок Б. Б. Рифтовые долины кратона. Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970, с. 74—91.

Бугельский Ю. Ю. Гипергенная миграция рудных компонентов в различные климатических зонах. М., Изд-во АН СССР, 1949, 212 с.

Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. Маймеч-Котуйский комплекс формаций щелочных и ультраосновных пород. — В кн.: Петрография Восточной Сибири, т. 1, М., изд-во АН СССР, 1962, с. 28—173.

Вадимов Н. Т. Древние ультраосновные и основные породы Побужья. Геология СССР, т. 5, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 221—224.

Вайман И. И. Некоторые геолого-геофизические особенности Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Тектоника Сибирской платформы и смежных областей. Иркутск, Вост.-Сиб. книж. изд-во, 1971, с. 82—86.

Волотовская Н. А. Магматический комплекс ультраосновных, щелочных и карбонатитовых пород массива Vuoriaarvi. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», ч. 87, вып. 3, 1958, с. 290—303.

Гайдукова В. С. и др. Геологическое строение и минералогическо-геохимические особенности редкометалльных карбонатитов. — «Геология месторождений редких элементов», вып. 17, М., Госгеолтехиздат, 1962, 153 с.

Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М. Карбонатитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 87—109.

Гинзбург И. И. Геохимия и геология древней коры выветривания на Урале. — В кн.: Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала, ч. 2. М., изд-во АН СССР, 1947, с. 122—147.

Гинзбург И. И. Стадийное выветривание слюд и хлоритов. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. 2. М., изд-во АН СССР, 1953, с. 72—111.

Гинзбург И. И. Агрессия воды в связи с ее движением в камне. — «Кора выветривания», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 87—124.

Гинзбург И. И. Несколько замечаний о верхней зоне коры выветривания. — «Кора выветривания», вып. 5. М., изд-во АН СССР, 1963, с. 374—379.

Гинзбург И. И. Вопросы энергетики реакций процессов выветривания некоторых алюмосиликатов. М., изд-во АН СССР, 1963, 258 с.]

Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их про-

- явления и классификация. — «Кора выветривания», вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 71—101.
- Гинзбург И. И., Кац А. А. и др. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. М., изд-во АН СССР, 1946 (Тр. ГИН АН СССР, 80, № 1).
- Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд-во АН СССР, 1951, с. 370.
- Гинзбург И. И., Яницкий А. Л. Древняя кора выветривания на Малкинском змеевиковом массиве на Северном Кавказе. — «Кора выветривания», вып. 1. М., изд-во АН СССР, 1952, с. 7—22.
- Гримм Р. Е. Минералогия глин. М., изд-во иностр. лит., 1956, 454 с.
- Гуреев В. Ф., Зверева Е. А. Связь распределения ниобия в продуктах выветривания карбонатитов с их текстурными особенностями. — «Тр. ЦНИГРИ», вып. 55, 1963, с. 3—11.
- Дикси Ф. Великие Африканские разломы. М., изд-во иностр. лит., 1959, с. 95.
- Дорфман М. Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в пйолит-уртитах горы Юкспор Хибинского щелочного массива. М., изд-во АН СССР, 1962, 168 с.
- Дорфман М. Д. Линейная (трещинная) кора выветривания в нефелиновых сиенитах Хибинских тундр. — «Кора выветривания», вып. 3. М., изд-во АН СССР, 1960, с. 31—50.
- Дэли Р. А. Изверженные породы и глубины Земли. Изд-во ОНТИ НКТП, 1936, 628 с.
- Дэна Дж. Д. и др. Система минералогии, т. 1—4. М., изд-во иностр. лит., 1951—1954, 750 с.
- Дю-Тойт А. Л. Геология Южной Африки. М., изд-во иностр. лит., 1957, 142 с.
- Добровольский В. В. Перераспределение химических элементов при тропическом выветривании, формировании красноцветного комплекса кайнозой Восточной Африки. Тезисы докл. Геохимич. Конгресса. М., «Наука», 1971, с. 713—714.
- Егоров Л. С., Рудяченков В. М., Сурина Н. П. О структурно-геологическом положении ультраосновных щелочных пород в Маймеча-Котуйской провинции. — «Докл. АН СССР», т. 182, № 1, 1968, с. 48—52.
- Егоров Л. С., Сурина Н. П. Карбонатиты района интрузии Чангит на севере Сибирской платформы. — «Тр. НИИГА», т. 125, вып. 17, 1961, с. 160—178.
- Занин Ю. Н. и др. Алюмофосфатные минералы Телекского месторождения. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», ч. 99, вып. 6, 1970, с. 58—65.
- Зверева Е. А., Гуреев В. Ф. Геологическое строение и особенности формирования коры выветривания карбонатитового массива. — «Кора выветривания», вып. 6. М., изд-во АН СССР, 1963, с. 187—194.
- Зверева Е. А., Писемский Г. В. Кора выветривания на массивах ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. — «Геология месторождений редких элементов», вып. 34, 1969, с.

Здорик Т. Б. Бербанкит и продукты его изменения. — «Тр. минер. музея АН СССР», вып. 17, 1966, с. 60—75.

Здорик Т. Б., Рунов Б. Е. Новый массив щелочных пород и карбонатитов на востоке Алданского щита. — «Тр. Всес. аэрогеол. треста», вып. 7, 1961, с. 42—52.

Зискинд М. С., Терновой В. И. Месторождения вермикулита Кольского полуострова. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР, № 2. М., Гостоптехиздат, 1960, с.

Золотов А. Н. Основные черты геологического развития южной части Сибирской платформы в позднем докембрии и нижнем кембрии. — В кн.: Тектоника Сибирской платформы и смежных областей. Иркутск, Вост.-Сиб. книж. изд-во, 1971, с. 38—52.

Капустин Ю. Л. Акцессорная редкометалльная минералогия карбонатитов Кольского полуострова. — В кн.: Минералогия и генетические особенности щелочных массивов. М., «Наука», 1964, с. 135—193.

Капустин Ю. Л. Поздние карбонатиты с TR, Sr и Ba. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов, т. 3. Генетические типы месторождений редких элементов. М., «Наука», 1965, с. 235—243.

Капустин Ю. Л. Геохимия редкоземельных элементов в карбонатитах. — «Геохимия», 1966, № 11, с. 1311—1321.

Капустин Ю. Л. Минералогия карбонатитов. М. «Наука», 1971, с. 287.

Капустин Ю. Л. Кора выветривания карбонатитов. — В кн.: Тезисы докл. Геохим. Конгресса. М., «Наука», 1971, с. 726—728.

Кинг Ф. Б. Вопросы геотектоники Северной Америки. Изд-во МГУ, 1961, 76 с.

Корин И. З. Окремненные известняки в коре выветривания. — «Кора выветривания», вып. 1. М., изд-во АН СССР, 1952, с. 28—45.

Краснов И. И. и др. Тектоническая карта Сибирской платформы. М., изд-во АН СССР, 1966, с.

Краснова Н. И. и др. Торянит из флогопитоносных пород Ковдорского массива. — «Минералогия и геохимия», вып. 2, изд-во ЛГУ, 1967, с. 19—27.

Кравченко С. М., Власова Е. В. Щелочные породы Центрального Алдана. М., изд-во АН СССР, 1964 (Труды ИМГРЭ, вып. 8). 188 с.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964, с. 284.

Куковский Е. Г. Особенности минералообразования в коре выветривания основных и ультраосновных пород Украинского кристаллического массива. — «Докл. АН СССР», т. 139, № 1, 1961, с. 173—176.

Кухаренко А. А. Палеозойский комплекс ультраосновных и щелочных пород Кольского полуострова и связанные с ним редкометалльные месторождения. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», ч. 87, вып. 3, 1958, с. 304—314.

Кухаренко А. А. Основные проблемы геологии платформенных комплексов щелочно-ультраосновных пород. — «Уч. зап. Ленингр. гос. ин-та, серия геол. наук», № 312, вып. 13, 1962, с.

- Кухаренко А. А. Щелочной магматизм восточной части Балтийского щита. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», ч. 96, вып. 5, 1967, с. 547—566.
- Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. Л., «Недра», 1965, 748 с.
- Кухаренко А. А., Орлова М. П., Богдасаров Э. А. Щелочные габброиды Карелии. Изд-во ЛГУ, 1969, 184 с.
- Кухаренко А. А. и др. Металлогенические особенности щелочных формаций Восточной части Балтийского щита. (Тр. Лен. об-ва естествоиспытателей, т. LXXII, вып. 2). М., «Недра», 1971, с. 280.
- Лебедев В. И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Изд-во ЛГУ, 1957, с.
- Лебедев Ю. С. Минералогия и генезис коры выветривания гипербазитов Среднего Побужья. Киев, «Наукова думка», 1965, 128 с.
- Муратов М. В. Тектоническая карта Южной Америки, 1 : 25 000 000. Физико-географический атлас мира, лист 160. М., ГУГК, 1964, с.
- Лисицына Н. А. и др. Поведение химических элементов при тропическом выветривании основных пород. — Тезисы Геохим. Конгресса. М., «Наука», 1971, с. 711—712.
- Мак-Эван Д. М. Монтмориллонитовые минералы (монтмориллонитоиды). — В кн.: Рентгеновские методы определения минералов глин. М., изд-во иностр. лит., 1955, с. 177—247.
- Маршинцев В. И. Эксплозивные карбонатитовые брекчии Восточного склона Анабарской антеклизы. — В кн.: Геология, петрография, минер. магматических образований Сев.-Вост. части Сибирской платформы, М., «Наука», 1966, с. 129—169.
- Мельник Ю. М. Об образовании силикатов в условиях гипергенеза. — «Тезисы Геохим. Конгресса», М., «Наука», 1971, с. 700—701.
- Морр Г. Г. О возрасте ультраосновных и щелочных пород Севера Сибирской платформы. Информ. бюлл. НИИГА, вып. 8, 1958, с. 49—57.
- Никитин К. К. Принципы составления обзорной карты размещения и прогноза кор выветривания ультраосновных пород и связанных с ними месторождений полезных ископаемых. — «Кора выветривания», вып. 6. М., изд-во АН СССР, 1963, с. 258—271.
- Никитин К. К. и др. Геохимическая зональность коры выветривания. — «Тезисы докл. Геохим. Конгресса». М., «Наука», 1971, с. 709—710.
- Нонешникова В. И. Черчит из Красноярского края. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», ч. 89, вып. 2, 1960, с. 221—226.
- Овчинников Л. Н. О магемите. — «Тр. Горн.-геол. ин-та УФ АН СССР», вып. 20, 1953, с. 55—64.
- Опдайк Н. Д. Палеоклиматология и дрейф континентов. — В кн.: Дрейф континентов. М., «Мир», 1966, с. 159—182.
- Павлов Н. В. О магемите в магнетитовых рудах Кежемского месторождения. — «Тр. минер. Музея АН СССР», вып. 8, 1957, с. 77—84.
- Пальвелев В. Т. Устойчивость карбонатных пород по отношению к агрессивному воздействию вод (Кора выветривания, вып. 2). М., изд-во АН СССР, 1956, с. 72—93.

Перельман А. И. Миграционная способность химических элементов в коре выветривания. М., изд-во АН СССР (Кора выветривания, вып. 2). 1956, с. 35—71.

Перельман А. И. Геохимия гипергенных процессов, изд-во МГУ, 1962, 295 с.

Перельман А. И. Геохимия эпитгенетических процессов. М., «Недра», 1965, 331 с.

Петров В. П., Токмаков П. П. Генезис, состав и свойства вермикулита. — В кн.: Материалы совещания по проблемам исследований, добычи, обогащения, переработки и применения вермикулита и флогопита в народном хозяйстве. {Апатиты. Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1963, с. 65—88.

Писемский Г. В. Строение коры выветривания щелочных пород Приазовья. — «Тр. ЦНИГРИ», вып. 29, 1959, с. 108—144.

Писемский Г. В. Поведение редких элементов в подземных водах и почвах щелочного массива. — «Тр. ЦНИГРИ», вып. 37, 1960, с. 175—194.

Писемский Г. В., Зверева Е. А. Характер и строение коры выветривания на породах одного щелочного массива Восточной Сибири. — «Тр. ЦНИГРИ», вып. 48, 1962, с. 156—192.

Ремизов В. И. Термодинамическая характеристика геохимической эволюции глинистых минералов в корах выветривания. — «Тезисы докл. Геохим. Конгресса». М., «Наука», 1971, с. 698—701.

Римская-Корсакова О. М. Минералогия Енского железорудного месторождения. — В кн.: Проблемы Северо-Западной металлургии. Изд-во СОПС АН СССР, Л., 1947, с. 67—89.

Римская-Корсакова О. М., Васильева З. В., Травина М. Т. Новые данные о крадаллите. — «Минералогия и геохимия», вып. 3, изд-во ЛГУ, 1968, с. 5—14.

Ружицкий В. О. Трубка взрыва на Русской платформе. — «Докл. АН СССР», т. 152, № 2, 1963, с. 404—407.

Руб М. Г., Залищак Б. Л. Щелочные интрузивные породы Приморского края. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1964, № 10, с. 80—102.

Семенов Е. И. Минералы группы монтмориллонита в щелочных массивах. — «Тр. ИГЕМ АН СССР», вып. 2, 1959, с. 45—60.

Семенов Е. И. К геохимии и минералогии гипергенных и эпитермальных процессов в щелочных массивах и их пегматитах. — Докл. на XXI сессии МГК, пробл. 17. М., изд-во АН СССР, 1960, с. 156—161.

Семенов Е. И., Хомяков А. П., Быкова А. В. Гипергенный бастнезит в коре выветривания щелочного массива. — «Тр. минер. Музея АН СССР», вып. 2, 1960, с. 81—84.

Сердюченко Д. П. Химическая конституция слюд. — «Докл. АН СССР», т. 147, 1949, № 4, с. 65—68.

Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация. М., изд-во АН СССР, 1953, 340 с.

Сидоренко А. В. О доледниковой коре выветривания в северной части Балтийского щита. — «Докл. АН СССР», т. 106, 1956, № 1, с. 114—118.

Сидоренко А. В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. М., изд-во АН СССР, 1958, 107 с.

Сидоренко А. В. О доледниковом (дочетвертичном) континентальном этапе развития Кольского полуострова в Восточной части Балтийского щита. Докл. на XXI сессии Междунар. геол. конгр. Региональная геология. М., изд-во АН СССР, 1960, с. 72—80.

Соболев Н. Д. О сунгулите (кольските) с Кольского полуострова. — «Докл. АН СССР», т. 58, 1947, № 5, с. 653—657.

Таскин А. П., Абрамович Г. Я., Гундобин Г. М. Тектоническое строение Урикско-Ийского прогиба. — В кн.: Тектоника Сибирской платформы и смежных областей. Иркутск, Вост.-Сиб. книж. изд-во, 1971, с. 128—143.

Терновой В. И. К условиям образования слюд на Ковдорском флогопит-вермикулитовом месторождении. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР. М., Гостехиздат, 1962, с. 43—56.

Терновой В. И., Афанасьев Б. В., Сулимов Б. И. Геология и разведка Ковдорского вермикулитового и флогопитового месторождения. Л., «Недра», 1969, 276 с.

Токмаков П. П. Условия образования вермикулита в Ковдорском (Кольский полуостров) и Булдымском (Средний Урал) месторождениях. — «Тр. ИГЕМ АН СССР», вып. 46, 1960, с. 141—150.

Токмаков П. П. Ковдорское месторождение вермикулита и условия его образования: — «Тр. ИГЕМ АН СССР», вып. 48, 1961, с. 61—79.

Токмаков П. П. Формация флогопитово-вермикулитовых месторождений в комплексе ультраосновных—щелочных пород. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, вып. 6. М., изд-во АН СССР, 1962, с. 453—469.

Уокер Г. Ф. Вермикулит и некоторые свойственные ему минералы со смешанными слоями. — В кн.: Рентгеновские методы определения минералов глин. М., изд-во иностр. лит., 1955, с. 87—108.

Уэйл П. К. Кинетика растворения кальцита. — В кн.: Термодинамика геохимических процессов. М., изд-во иностр. лит., 1960, с.

Франк-Каменецкий В. А. Рентгенографический метод изучения глин. — В кн.: Исследование и использование глин. Львов, изд-во Львовского Гос. ун-та, 1958, с. 26—51.

Фролов А. А. Некоторые вопросы детального геолого-структурного изучения карбонатитов. — «Геология рудных месторождений», 1960, № 5, с. 57—69.

Фролов А. А., Багдасаров Ю. А. Большетагнинский массив ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. — «Советская геология», 1967, № 12, с. 80—93.

Фролов А. А., Волженкова А. Я., Нечаева Е. А. Малоэродированный массив ультраосновных щелочных пород и карбонатитов в Сибири. — «Геология рудных месторождений», 1969, № 1, с. 27—39.

Хайн В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., «Недра», 1971, 548 с.

Хомяков А. П., Семенов Е. И. Гидротермальные месторождения фторкарбонатов редких земель. М., «Наука», 1971, 135 с.

Цветков А. И., Вальяшихина Е. П. Материалы по термическому исследованию минералов, Ч. I—III. — «Тр. ИГЕМ АН СССР», вып. 2—4. 1954; 1956, 732 с.

Цибульчик В. М. Геохимия ниобия и тантала в корях выветривания Казахстана и Западной Сибири. — «Тезисы докл. Геохим. Конгр.», М., «Наука», 1971, с. 718—719.

Цырульникова Р. Я. и др. Глубинное строение восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., изд-во «Недра», 1967, с. 41—53.

Чистов Л. Б. Особенности редкоземельной минерализации руд коры выветривания карбонатитовых месторождений Восточной Сибири. — «Геология рудных месторождений», 1965, № 3, с. 75—81.

Чухров Ф. В., Ермилова Л. П. Новые данные о керчинитах. — В кн.: Вопросы геохимии и минералогии. М., изд-во АН СССР, 1956, с. 105—121.

Шварцев К. М. Геохимические условия современного латеритообразования на Либерийском щите. Там же, с. 715—716.

Шувалова В. З., Поршнева Г. И., Ланда Э. А. Карбонатитовый массив Ессей. — В кн.: Карбонатиты и щелочные породы Севера Сибири. Л., изд-во НИИГА, 1970, с. 49—55.

Шейнманн Ю. М. Некоторые геологические особенности ультраосновных и ультращелочных магматических образований на платформах. — «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», ч. 84, вып. 2, 1955, с. 143—158.

Шейнманн Ю. М. О положении и возрасте щелочных ультраосновных пород Сибирской платформы. — «Разведка и охрана недр». 1957, № 1, с. 12—18.

Шейнманн Ю. М. О связи щелочных магматических формаций с крупнейшими структурами материков. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 98—109.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. И., «Наука», 1969, 231 с.

Шейнманн Ю. М., Апельцын Ф. Р., Нечаев Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. М., Госгеолтехиздат, 1961, 189 с.

Щербина В. В. К геохимии зоны окисления рудных месторождений. — «Советская геология», 1955, № 43, с. 94—103.

Щербина В. В. Поведение некоторых редких и рассеянных элементов в зоне гипергенеза. — «Советская геология», 1962, № 6, с. 137—147.

Эпштейн Е. М. и др. О вертикальной зональности массивов ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов. Геология, минералогия и генезис карбонатитов. — «Геология м-ний редких элементов», вып. 35, 1972, с. 49—68.

Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф. Рудные минералы Криворожской железорудной полосы. Киев, «Наукова думка», 1958, с.

Яншин А. Л. (ред.) и др. Тектоника Евразии (объяснительная

записка к Тектонической карте Евразии, м-ба 1 : 5 000 000). М., «Наука», 1966, с.

A l v e s B. P. Distrito niobio—titanifero de Tapira. Brasil. Dept. Nac. Fomento Prod, Mineral. Bol., 103, 1960, pp. 78—94.

A S T M Bulletin (X—ray Diffraction Data Cards. Amer. Soc. Testing Mater). Philadelphia, 1954—1971.

B a i l e y D. K. Carbonatites of the Rufunsa Valley, Feira District. Nort. Rhodesia Geol. Surv. Bull., 5, 1960, pp. 1—121.

B a i l e y D. K. The Mid—Zambesi—Luangwa rift and related carbonatite activity. Geol. Mag., 98, 1961, pp. 277—284.

B e t h u n e d e P. Caracteres pétrographiques des carbonatites de la Lueshe (Kivu, Congo Belge). Soc. Geol. Belgique, 80, 1956, B 63—B 66.

B i s c h o f f G. Stratigraphie, Tektonis und Magmatismus des Parana—Beckens (Brasilien). Zeit. Deutsche geol. Gesell., 106, t. 2, 1956.

B a s s e t t W. A. Origin of the vermiculite deposit at Libby, Montana. Amer. Min., v. 44, № 3—4, 1959, pp. 26—39.

B o w e n N. L. Levas of the African rift valleys and their tectonic setting. Amer. J. Sci., 35, A, 1938, pp. 19—33.

B r a n c o W. Schwabens 125 Vulkan—Embrionen. E. Schweizerbart. Verlagshandl., 1894.

B r a u n s A., B r a u n s R. Ein Carbonatit aus dem Laacher Seegebiet. Cbl. Mineral., A (4), 1925, S. 97—101.

B r o c k B. B. On orogenic evolution, with special reference to Southern Africa. Trans. and Proc. Geol. Soc. South Africa, 62, 1959, pp. 102—119.

B r o u g h t o n H. J., C h a d w i c k L. C., D e a n s T. O Iron and titanium ores from the Bukusu Hill alkaline complex, Uganda. Colon. Geol. and Miner. Resources, 1, 1950, pp. 262—266.

C h r i s t m a n R. A. a. o. Geology and thorium deposits of the Wet Mountains, Colorado. U. S. Geol. Surv. bull., 1072, H, 1959.

C a i l l e r e S., H e n i n S. Experimental formation of chlorites from montmorillonite. Min. Mag., 28, 205, 1949.

C o e t z e e G. L., E d w a r d s C. B. The Mrima Hill Carbonatite, Coast Province, Kenya. Trans. and Proc. Geol. Soc. South Africa, 62, 1959, pp. 373—395.

E a r l e y J. W. a. o. A regularly interstratified montmorillonite—chlorite. Amer. Mine., v. 41, № 3—4, 1956, pp. 282—297.

D e a n s T. Carbonatite investigations in America. Colon. Geol. and Mineral. Resources, 5, 1955, pp. 336—339.

D e a n s T. Economic Mineralogy of African Carbonatites. Carbonatites. New York, 1966, 329—358.

D a v i e s K. A. The phosphate deposits of the Eastern Province, Uganda. Econ. Geol., 42, 1947, pp. 137—146.

D a w s o n J. B. Sodium carbonate lavas from Oldoinyo Lengai, Tanganyika. Nature, 195, 1962, pp. 1—75—1076.

D u B o i s C. G. B. a. o. Fresh natrocarbonatite lava from Oldoinyo Lengai. Nature, 197, 1962, pp. 445—446.

E c k e r m a n n H. von The alkaline district of Alno Island. Sver. Geol. undersökn., Ser. Ca, 36, 1948.

Erickson R. L., Blade L. V. Geochemistry and petrology of the alkalic igneous complex at Magnet Cove, Arkansas. U. S. Geol. Surv., Prof. paper, 425, 1963.

Fawley A. P., James T. C. A pyrochlore (columbium) carbonatite te Southern Tanganyika. Econ. Geol., 50, 1959, pp. 571—585.

Fick L. J., Van der Heyde C. Additional data on the geology of the Mbeya carbonatite. Econ. Geol., 54, 1959, pp. 842—872.

Garson M. S. The Tundulu carbonatite ring complex of Southern Nyasaland. Malawi Geol. Surv. Mem., 2, 1963.

Gold D. P. Minerals from the Oka complex, near Montreal, Quebec, Canada. Intern. Mineral. Assoc., India, 1964, pp. 13—14.

Grabert H. Zur Tectogenese Nordost—Brasilien. Z. Dtsch. Geol. Ges., 111, T. 3, 1960, S. 57—79.

Guimaraes D. Relatorio sobre a jazida de pirocloro de Barreiro, Araxà, Minas Gerais. Brasil. Div. Fomenro Prod. Mineral., Bol. 103, 1957.

Guimaraes D. Columbio am Barreiro, Araxà, M. G. Engenharia miner., metallurgia, 28 (168), 1958, pp. 343—344.

Guimaraes D. Fundamentos da petrologie e as rochas igneas do Brasil Div. Brasil. Fomento Prod. Mineral, Bol., 107, 1960.

Heinrich E. Wm. The geology of carbonatites. Chicago, 1966.

Heinrich E. Wm., Levinson A. A. Carbonatic niobium-rare earth deposits Ravalli County, Montana, Amer. Min., 46, 1961, pp. 1421—1447.

Heinrich E. Wm., Quon S. H. New type of deposit of aluminofluoride minerals, Fremont County, Colorado (abstr.). Geol. Soc. Amer., Spec. Paper., 73, 1963, p. 69.

Kun, de N. Die Niobkarbonatite von Africa. Neu. Jahrb. Miner. Monat., 1961 (6), 1961, pp. 124—135.

King B. C., Sutherland D. S. Alkaline rocks of Eastern and Southern Africa. Part II. Petrology. Sci. Progr., 48, 1960, pp. 504—524.

King Ph. B. The tectonics of Middle North America. Princeton, 1951.

Larsen E. S., Pardee J. T. The stock of alkaline rocks near Lybby, Montana. J. Sci. Geol., 37, 1929, pp. 97—112.

Maurice O. D. Geology of Oka Hills. Canad. Mining J., 83, 1956, p. 70—72.

McGrossan R. G., Glaister R. P. Geologic histiry of Western Canada. Alberta Soc. Petr. Geol., V Calgary, 1964.

McKie D. Goyazite and florensites from two African carbonatites. Min. Mag., 33, 1962, pp. 281—297.

Melcher G. C. The Carbonatites of Jacuoiranga, Sao Paulo, Brasil. Carbonatites. New York, 1966.

Joughnan F. C. Some consideration in the weathering of the silicate minerals. J. sedimentary petrol., 32, 2, 1962, pp. 74—87.

Ödman O. The Jacupiranga phosphate deposit. Sao Paulo, Brasil. Engenharia Miner., metallurgia, 21, № 124, 1952, p. 172.

Olson J. C. a. o. Rare—earth mineral deposits of the Mountain Pass District, San Bernardino County, California. U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 261, 1954.

Reeve W. H., Deans T. An occurrence of carbonatite in the Isoka District of Northern Rhodesia. *Colon. Geol. and Mineral. Resources*, 4, 1954, 271—281.

Rose H. J., Blade L. V., Ross M. Earthy monazite at Magnet Cove, Arkansas. *Amer. Min.*, 43, 1958, pp. 995—997.

Rowe R. W. Niobium (Columbium) deposits of Canada. *Geol. Surv. Canad. Econ. Geol.*, Ser. 18.

Russel H. D., Hiemstra S. A., Groeneveld D. The Mineralogy and petrology of the carbonatite at Loolekop, Eastern Transvaal. *Trans. and Proc. Geol. Soc. South Africa*, 57, 1954, pp. 197—208.

Ross C. S., Hendricks S. B. Minerals of the montmorillonite group. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 205—B, 1945.

Sloss L. L. Tectonic cycles of the north American Craton. *Symp. on Cycl. Sedimentation. Geol. Surv. Kansas Bull.*, 169, 1964.

Stille H. Die tektonische Entwicklung Americas als der Ostuhmrahmung des Pazifik. *Geotekton. Forsch.*, № 2, 1942, 55—73.

Stockwell C. H. Structural trends in Canadian shield. *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.*, № 7, 1965, pp. 76—90.

Strüver G. Contribution alla mineralogia del vulcani sabatini. *Neu. Jahrb. Mineral., Geol., Paleontol.*, 2, 1887, pp. 123—130.

Taylor R. The magnetite—vermiculite occurrences of Bukusu, Mbale district. *Uganda Geol. Surv. Pec.*, for 1953, 1955, pp. 59—64.

The Tectonics of the Canadian Shield. *Univ. Toronto Press*, 1962.

Thoreau J., Aderca B., Van Wambeke L. Le gisement de terres rares de la Karonge (Urundi). *Bull. Acab. roy. sci., Colon. Cl. Sci. natur. et med.*, 4, № 3, 1958.

Tuttle O. F., Gittins J. (edit.) Carbonatites. *New York*, 1966.

Velde D. Sur la caractéere alcalin des basaltes tertiaires et quaternaires de France. *C. r. Acad. sci.*, D, 264, № 9, 1967, 78—89.

Verwoerd W. J. The carbonatites of South African and South—West Africa. *South Africa Geol. Ann.*, 2, for 1963, *Handl.* № 6, 1966.

Verword W. J. Rare—earth minerals in the Souht African carbonatites. *South. Africa. Geol. Surv. Ann.*, 2, for 1963, 1963.

Wimmenauer W., von. Karbonatite im Kaisersthal. *Forsch. Mineral.*, 37, 1959, S. 67—69.

Wilson M. E. Precambrian of Canada. The geologic systems. *The Precambrian.*, v. 2, 1965.

Whittaker E. I. W., Zussman Y. The characterisation of serpentine minerals by X—ray diffraction. *Min. Mag.*, v. 31, № 233, 1956, 77—98.

Zambonini F. *Mineralogia Vesuviana. Napoli*, 1935.

## О Г Л А В Л Е Н И Ц Е

	Стр.
Введение . . . . .	3
<b>Глава I. Основные карбонатитовые провинции мира, их климатические и палеоклиматические условия и особенности развития процессов выветривания . . . . .</b>	<b>6</b>
Сибирская платформа и прилегающие районы . . . . .	8
Русская платформа и прилегающие районы Европы . . . . .	19
Африка . . . . .	26
Южная Америка . . . . .	35
Северная Америка . . . . .	40
<b>Глава II. Особенности развития и строения коры выветривания на породах разного состава . . . . .</b>	<b>49</b>
Карбонаты . . . . .	56
Ранние карбонаты . . . . .	64
Поздние карбонатиты . . . . .	70
<b>Глава III. Минералогия коры выветривания . . . . .</b>	<b>93</b>
1. Самородные элементы . . . . .	99
2. Сульфиды . . . . .	100
3. Фториды и фторалюминаты . . . . .	101
4. Окислы . . . . .	102
Безводные окислы . . . . .	102
5. Карбонаты . . . . .	129
6. Фосфаты . . . . .	139
7. Сульфаты . . . . .	156
8. Силикаты . . . . .	160
Некоторые закономерности формирования коры выветривания . . . . .	181
Список литературы . . . . .	187

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

М-ВО ГЕОЛ. СССР

*Ин-т минералогии, геохимии  
и кристаллохимии редких элементов*

**ЮРИЙ ЛЕОНИДОВИЧ КАПУСТИН**

**Минералогия  
коры выветривания карбонатитов**

Редактор издательства *Л. С. Цапина*  
Технический редактор *О. Ю. Трепенюк*  
Обложка художника *К. В. Голикова*  
Корректор *П. А. Денисова*

Сдано в набор 18/VI 1973 г.  
Подписано в печать 10/X 1973 г. Т-15100.  
Формат 60 × 90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага № 2.  
Печ. л. 12,50. Уч.-изд. л. 13,71.  
Тираж 1000 экз. Заказ № 357/11457—14.  
Цена 1 р. 37 к.

Издательство «Недра»,  
103633, Москва, К-12,  
Третьяковский проезд, 1/19.  
Ленинградская типография № 6  
«Союзполиграфпрома»  
при Государственном комитете  
Совета Министров СССР  
по делам издательств, полиграфии  
и книжной торговли.  
196006, г. Ленинград, Московский пр., 91.

---

## УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!

### В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА» ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ НОВЫЕ КНИГИ

**ЗЕВИН А. С., ЗАВЬЯЛОВА Л. Л.** Количественный рентгенографический фазовый анализ. 15 л. 94 коп.

Книга впервые обобщает материал по теории, методам и практике количественного рентгенографического фазового анализа горных пород, руд и продуктов их переработки. Описана применяемая аппаратура. Освещены методы внутреннего стандарта, дифракционно-абсорбционный, анализ с помощью уравнений связи, методы добавок и разбавления. Разобраны подготовка, этапы проведения и оценка погрешностей анализа. В качестве примеров практического применения рентгенографического фазового анализа даны количественное определение кварца в горных породах, а также количественный анализ рудных окислов, глин, силикатов и карбонатов.

Книга рассчитана на работников рентгенографических лабораторий, а также других специалистов, занимающихся изучением и переработкой минерального сырья.

**Химический анализ горных пород и минералов.** 20 л. 1 р. 15 к.

Книга является методическим руководством по химическому анализу горных пород и минералов. Описан анализ силикатных пород и минералов, карбонатов, фосфатов, фторидов и боратов с широким использованием современных химических и химико-физических методов. Включены рабочие прописи определения сопутствующих элементов. Все описанные в руководстве методы проверены в практической работе Химико-аналитической лаборатории ВСЕГЕИ.

Руководство предназначено для химиков-аналитиков, работающих в лабораториях геологического профиля.

*Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу или заказать через отдел «книга — почтой» магазинов:*

№ 17 — 199178. Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;

№ 59 — 127412. Москва, И-412, Коровинское шоссе, 20.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

---

1 р. 37 к.

1719

НЕДРА 1973