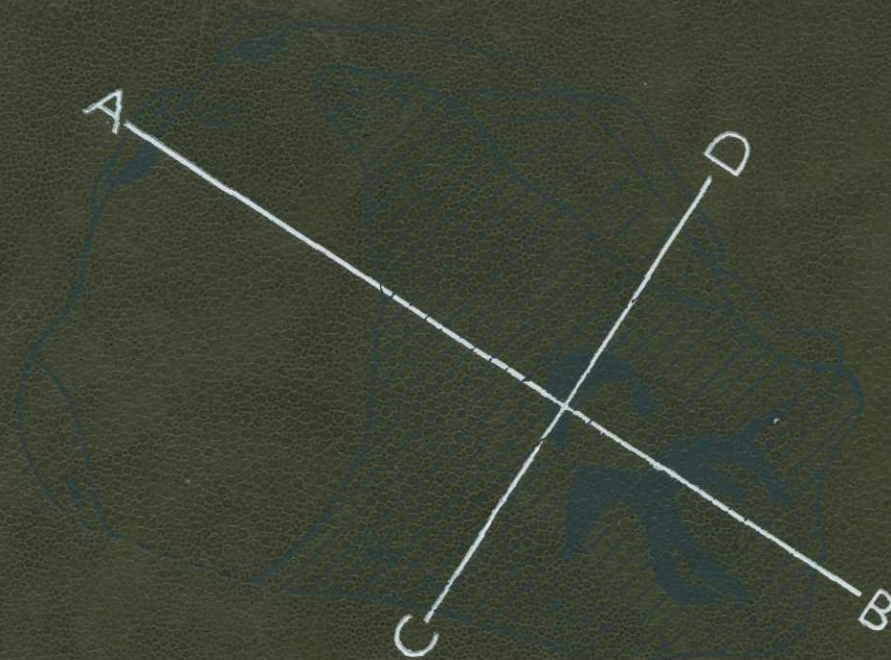


А. Дэйвис
Дж. Луис
К. Смит

КИМБЕРЛИТЫ И ЛАМПРОИТЫ ЗАПАДНОЙ АВСТРАЛИИ



Издательство «Мир»

КИМБЕРЛИТЫ И ЛАМПРОИТЫ ЗАПАДНОЙ АВСТРАЛИИ

И. П. ЛАМПРОИТЫ
THE KIMBERLITES AND LAMPROITES
OF WESTERN AUSTRALIA
AUSTRALIA

Author: I. P. Lamproites
Title: THE KIMBERLITES AND LAMPROITES OF WESTERN AUSTRALIA
Publisher: THE UNIVERSITY OF AUSTRALIA PRESS
Year: 1972
Pages: 112
Price: \$12.00

THE KIMBERLITES AND LAMPROITES OF WESTERN AUSTRALIA

by

*A. L. Jaques*¹, *J. D. Lewis*² and *C. B. Smith*³

1. Bureau of Mineral Resources, Canberra, A. C. T.
2. Geological Survey of Western Australia, Perth, W. A.
3. C. R. A. Exploration Pty. Ltd., Belmont, W. A.

Government Printing Office
Perth, 1986

А.Джейкс
Дж.Луис
К.Смит

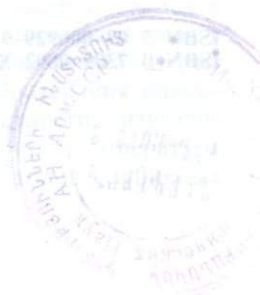
КИМБЕРЛИТЫ И ЛАМПРОИТЫ ЗАПАДНОЙ АВСТРАЛИИ

Перевод с английского
Е. Н. Горной, д-ра геол.-мин. наук **Ф. В. Каминского**
и канд. геол.-мин. наук **С. Ф. Соболева**
под редакцией
чл.-корр. АН СССР **Н. В. Соболева**

5139



Москва «Мир» 1989



ББК 26.303
Д40
УДК 552.2

Джейкс А., Луис Дж., Смит К.

Д40 Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии: Пер. с
англ.— М.: Мир, 1989.—430 с., ил.

ISBN 5-03-000929-9

В книге австралийских геологов приводятся результаты оригинальных минералогических, петрографических и геохимических исследований ультракалиевых алмазных пород Западной Австралии — лампроитов и найденных здесь же кимберлитов. Обобщается огромный фактический материал по геологии региона, внутреннему строению отдельных тел лампроитов и кимберлитов, их вещественному составу, геохимии изотопов и петрогенезису. Дается детальное описание лампроитовых трубок и в том числе трубки АК1, представляющей собой богатейшее в мире месторождение алмазов.

Для петрографов, минералогов и геохимиков, а также геологов и геофизиков, изучающих состав и строение земной коры и верхней мантии.

Д $\frac{1804020000-081}{041(01)-89}$ 83-89

ББК 26.303

Редакция литературы по геологии и геофизике

ISBN 5-03-000929-9 (русск.)
ISBN 0-7309-0802-X (англ.)

Copyright by Geological Survey of Western
Australia, 1986
Republished with the consent of the Western
Australia Minister for Minerals and Energy,
David Parker, and the Director, Geological
Survey of Western Australia, Phillip Playford
© перевод на русский язык, «Мир», 1989

Предисловие редактора перевода

В связи с проблемами мантийного магматизма внимание геологов давно привлекают ультракалиевые магнезиальные магматические породы, интерес к которым еще более усилился после обнаружения алмазов в лампроитах Западной Австралии. Выявление алмазов в породах, отличающихся по химическому составу от типичных кимберлитов, позволяет рассматривать такие породы наряду с кимберлитами в качестве наиболее глубоких проявлений мантийного магматизма. Кроме кимберлитов и лампроитов известны только единичные достоверные находки алмазов в породах типа щелочных пикритов [4]. Предлагаемый перевод на русский язык книги австралийских авторов ставит своей целью ознакомление советского читателя с детальной характеристикой лампроитов, кимберлитов и близких к ним пород Западной Австралии. Данные получены в результате целенаправленных систематических исследований, осуществленных за очень короткий промежуток времени после открытия алмазоносности лампроитов в 1976 г. Книга специально подготовлена и издана в Австралии к началу IV Международной конференции по кимберлитам в 1986 г.

Уже после появления в печати серии статей, содержащих характеристику австралийских лампроитов и предвещающих данную книгу, а также после опубликования самой книги были предприняты попытки обобщить имеющиеся материалы и уточнить положение лампроитов в систематике высокомагнезиальных калиевых пород [1, 9]. Показано, что в различных регионах земного шара можно выделить более 20 районов распространения

пород, близких по составу к лампроитам [9]. Породы такого типа описаны также на территории СССР [1, 2, 3].

Несмотря на ряд принципиальных различий между кимберлитами и лампроитами, сравнительные исследования этих пород выявили и определенные черты сходства, заключающиеся, в частности, в сходстве флюидного режима, парагенезиса ранней стадии кристаллизации и геохимических особенностей высококалиевых обогащенных флогопитом кимберлитов и оливинных лампроитов [6, 8, 12]. Авторы книги на основании петрохимических данных делают вывод о существенной роли H_2O и F и о низких концентрациях CO_2 в процессе образования лампроитов, однако в результате детального изучения магматических включений в оливинах, представляющих раннюю стадию кристаллизации лампроитовых магм, достоверно установлено [6, 12], что главным компонентом флюида была CO_2 . Это ставит под сомнение тезис о принципиальном различии флюидных режимов кимберлитов и лампроитов. Содержание H_2O во флюиде составляет менее 10%. Установлено присутствие азота [5].

Существенным дополнением к данным по минералогии и петрологии лампроитов, изложенным в книге, является установление ортопироксена в качестве одной из главных фаз парагенезиса оливина второй генерации как лампроитов, так и кимберлитов [6, 12]. Этот факт еще в большей степени подчеркивает черты сходства в условиях образования описываемых пород. В частности, изучение включений показало, что температура кристаллизации обоих типов глубоководных

расплавов не превышала 1200°C [12].

Значительно дополнена информация, касающаяся наиболее глубинной минерализации австралийских лампроитов. Установлено, что, несмотря на общее преобладание хромшпинелидов в концентратах лампроитов, практически во всех трубках и телах лампроитов установлены также пиропы с переменным содержанием хрома, в том числе и высокохромистые пиропы, полностью аналогичные по составу пиропам, образующим включения в алмазах кимберлитов [8, 11].

Особенно большой объем новых данных по сравнению с представленными в предлагаемой книге получен по характеристике алмазов из лампроитов, в частности из промышленного месторождения алмазов Аргайл. В результате изучения состава кристаллических включений более чем в 300 кристаллах алмазов, а также изучения изотопного состава углерода представительной коллекции алмазов [7, 10] установлено, что более 90% алмазов месторождения Аргайл кристал-

лизовалось в эклогитовом типе субстрата мантии, в породах, принципиально отличающихся по химическому составу от самих лампроитов. Менее типичным для алмазов месторождения Аргайл, но более характерным для алмазов поля Эллендейл является ультраосновной тип парагенезиса включений, так же как и эклогитовый, практически ничем (по составу минералов, включенных в алмазы) не отличающийся от соответствующего парагенезиса алмазов кимберлитов. Это подтверждается установлением в ряде алмазов включений высокохромистых пиропов, бедных кальцием [10].

Совершенно очевидно, что для дальнейшего рассмотрения проблем мантийного магматизма существенное значение имеет продолжение сравнительного изучения лампроитов и кимберлитов. Это тем более важно, что в отдельных районах, в частности в Бразилии, кимберлиты и лампроиты обнаружены непосредственно в одной трубке (Г. Мейер, устное сообщение).

Литература

1. Богатиков О. А., Махоткин И. Л., Кононова В. А. Лампроиты и их место в систематике высокомагнезиальных калиевых пород.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1985, № 12, с. 3–10.
2. Вишевский С. А., Долгов Ю. А., Соболев Н. В. Лампроиты Талахтахой диатремы на восточном склоне Анабарского щита.—Геология и геофизика, 1986, № 8, с. 17–27.
3. Владыкин Н. В. Первая находка лампроитов в СССР.—ДАН СССР, 1985, т. 280, № 3, с. 718–722.
4. Каминский Ф. В., Черная И. П., Черный А. В. Находки кристаллов алмаза в щелочных пикритах щелочно-ультраосновной формации.—Минералогический журнал, 1986, т. 8, № 2, с. 39–45.
5. Рябчиков И. Д., Соловова И. П., Соболев Н. В., Соболев А. В., Богатиков О. А., Алешин В. Г., Ващенко А. Н., Азот в лампроитовых магмах.—ДАН СССР, 1986, т. 288, № 4, с. 976–979.
6. Соболев А. В., Соболев Н. В., Смит К. Б., Кононова Н. Новые данные по петрологии оливиновых лампроитов Западной Австралии по результатам исследования магматических включений в оливинах.—ДАН СССР, 1985, т. 284, № 1, с. 196–201.
7. Соболев Н. В., Галимов Э. М., Ефимова Э. С., Смит К., Холл Э., Усова Л. В. Сравнительное изучение алмазов из месторождения Аргайл и аллювиальных отложений Кинг Джордж Ривер (Западная Австралия).—Геохимия, 1989.
8. Соболев Н. В., Харьков А. Д., Похиленко Н. П. Кимберлиты, лампроиты и проблема состава верхней мантии.—Геология и геофизика, 1987, № 7, с. 18–28.
9. Bergman S. C. Lamproites and other potassium-rich igneous rocks: a review of their occurrence, mineralogy and geochemistry.—In: Fitton J. G. and Upton B. G. (Eds), 1987, Alkaline igneous rocks. Geol. Soc. Spec. Publ., No. 30, pp. 103–190.
10. Jaques A. L., Hall A. E., Sheraton J. W.,

- Smith C. B., Sun S.-S., Drew R. M., Foudoulis C., Ellingsen K.* Composition of crystalline inclusions and C-isotopic composition of Argyle and Ellendale diamonds.—In: Kimberlites and related rocks, 1988, Vol. 2. Their mantle/crust setting, diamonds and diamond exploration, Blackwells (in press).
11. *Lucas H., Ramsay R., Hall A.E., Smith C.B., Sobolev N. V.* Carnets from Western Australian kimberlites and associated rocks.—In: Kimberlites and related rocks, 1988, Vol. 1: Their composition, occurrence, origin and emplacement, Blackwells (in press).
12. *Sobolev A. V., Sobolev N. V., Smith C. B., Dubessy J.* Fluid and melt compositions in lamproites and kimberlites based on the study of inclusions in olivine.—In: Kimberlites and related rocks, 1988, Vol. 1: Their composition, occurrence, origin and emplacement, Blackwells (in press).

Предисловие, гл. 1–4 и начало гл. 5 переведены Е. Н. Горной и С. Ф. Соболевым, конец гл. 5, гл. 6–8 — Ф. В. Каминским.

Н. Соболев

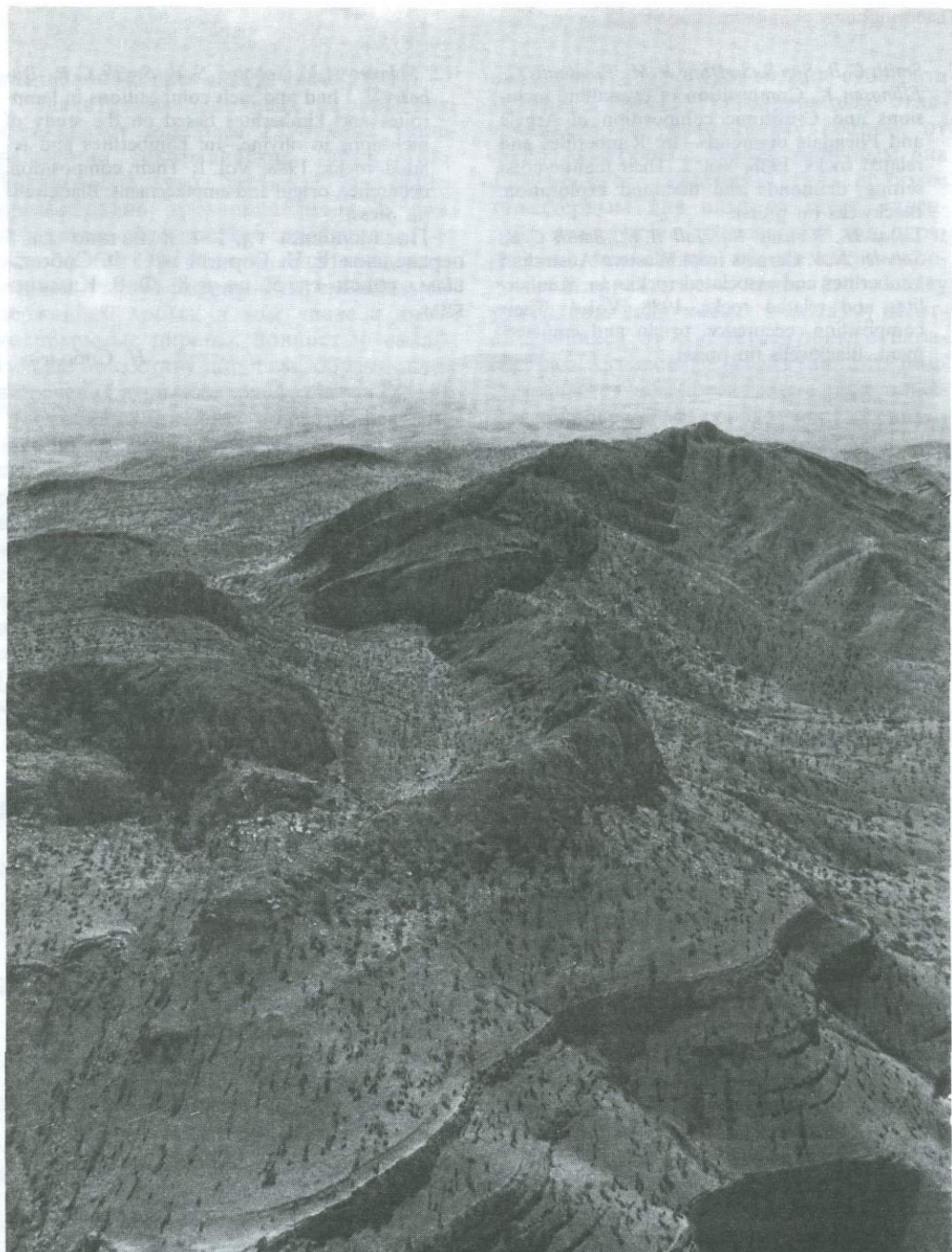


Рис. 1. Общий вид сверху на трубку Аргайл до начала разработок. Трубка расположена в узкой долине (центр фотографии). На востоке и юго-востоке виден хребет Резор-Ридж, сложенный песчаниками Хенсмен, несогласно перекрытыми хорошо расслоенной формацией Револювер-Крик. Главная вершина Ист-Ридж сложена песчаниками, алевролитами и сланцами формации Лисседелл, падающими на север под углами $30-40^\circ$ (фото CRAE).

Предисловие

Открытие алмазов в районе Кимберли, Западная Австралия, — вначале не имеющего большого промышленного значения месторождения Эллендейл в 1976 г., а затем богатой трубки Аргайл в 1979 г. — явилось успешным завершением обширной программы исследований, осуществленных рядом горнодобывающих компаний. Тот факт, что вмещающими породами являются ультракалиевые лампроиты, а не «классические» кимберлиты, изменило отношение к этим «петрологическим загадкам» не только в Австралии, но и во всем мире. Благодаря результатам проведенных исследований и интересу, который был ими вызван, Западная Австралия была удостоена чести стать местом проведения четвертой Международной конференции по кимберлитам в 1986 г.

Настоящий бюллетень призван прежде всего представить данные полевых и лабораторных исследований авторов, один из которых стал участником алмазопроисковой программы в Западной Австралии почти с первого дня ее осуществления. Сейчас известно около 150 тел лампроитов, кимберлитов и щелочных пикритов, и история разведочных работ на алмазы полностью документирована. Описаны все известные к настоящему моменту лампроитовые и кимберлитовые тела Западной Австралии и представлены

данные об их структурном окружении, положении, петрографии, минералогии и химизму. Поскольку современные исследования по петрогенезису лампроитов и их алмазосодержанию находятся на начальной стадии, эти вопросы освещены лишь кратко, а выводы носят предварительный характер. Таким образом, вторая цель бюллетеня — стимулирование исследований этих интересных и редких типов пород.

Данный важный бюллетень является первой публикацией Геологической службы, в которой приняли участие авторы, работающие в промышленности, в Бюро минеральных ресурсов и в самой Геологической службе, что еще раз подтверждает необходимость проведения совместных геологических работ представителями разных коллективов. Значительная часть основных данных получена горнодобывающими компаниями, которые мы благодарим за активную помощь. Без этого плодотворного сотрудничества настоящая публикация была бы невозможна. Остается надеяться, что такая практика станет частым явлением в будущем к выгоде горнодобывающей промышленности и народа Западной Австралии.

А. Ф. Трендалл
Директор Геологической службы

Введение

Краткое содержание. Впервые алмазы были обнаружены в Западной Австралии в Наллагайне, в районе Пилбары, в 1895 г.; их источник до сих пор не известен. В 1930-е годы были изучены первые лейцитовые лампроиты миоценового возраста в Западном Кимберли, а также выявлено их родство с кимберлитами. Поисковые работы на алмазы в Западном Кимберли начались в конце 60-х годов; в районе Маунт-Абботт были обнаружены пироповый гранат и пикроильменит, но алмазов не было найдено. Девять небольших алмазов было обнаружено в отложениях реки Леннард, но больше о каких-либо находках не сообщалось. В поиски алмазов были вовлечены многие компании, но наиболее удачливой в этом отношении оказалась компания Kalumburu/Ashton Joint Venture, в результате работ которой были открыты кимберлитовые дайки и трубки в Северном и Восточном Кимберли, алмазоносные оливиновые лампроиты в области Эллендейл в Западном Кимберли, а также богатая лампроитовая трубка Аргайл в Восточном Кимберли. Приводится полное описание разработки и оценки этих месторождений. Кроме того, в бассейне Карнарвон была открыта группа небольших силлов, даек и трубок щелочных пикритов со следами алмазов.

Алмазы в Западной Австралии впервые были обнаружены в 1895 г. [145], когда золотоискатели нашли несколько небольших камней около Наллагайна в районе Пилбары. Несмотря на многочисленные предположения относительно источников алмазов, серьезные поисковые работы на алмазы начались только в середине 60-х годов XX столетия. Поисковые работы в государственном масштабе, в которых принял участие ряд горнодобывающих компаний, в октябре 1979 г. завершились открытием компанией Ashton Joint Venture трубки Аргайл (AK1) в районе Восточного Кимберли. Это тело, содержащее 7 кар/т (метрических карат на тонну), по содержанию алмазов является одной из богатейших трубок в мире, хотя

90% добываемых в ней алмазов относятся к техническим.

Разработка аллювиального гравия, связанного с трубкой Аргайл, началась в январе 1983 г., и в течение первого года было добыто 6154639 кар алмазов на общую сумму 60 млн. долл. Они были извлечены из 1068052 т гравия; содержание алмазов составило 5,76 кар/т. Открытые разработки самой трубки начались в декабре 1985 г.; планируется довести годовую добычу до 25 млн. кар.

Итак, в Западной Австралии в течение всего 20 лет добыча алмазов – минералогической достопримечательности – превратилась в коммерческое предприятие, вносящее значительный вклад в государственный доход от разработки полезных

ископаемых. По объему производства месторождение Аргайл является крупнейшим в мире. Австралия стала крупнейшим производителем природных технических алмазов и заняла одно из ведущих мест среди производителей ювелирных алмазов.

Поиски выявили несколько дюжин алмазодержащих интрузий. Некоторые из них обнаруживают четкое родство с кимберлитами, но большинство связано с ранее известными лейцит-лампроитовыми телами. В настоящее время открыто более 100 подобных тел, включая трубки взрыва, некии, пластовые интрузии и дайки. Большинство этих интрузий находится в районе Кимберли на севере Западной Австралии, но небольшая группа интрузий с такими же характерными чертами была найдена на севере бассейна Карнарвон. До сих пор не обнаружен источник алмазов, обнаруженных в районе Наллагайн на юго-восточной окраине блока Пилбара.

Сходство лейцитовых лампроитов и кимберлитов впервые было отмечено Прайдером [355, 288] в работах, посвященных исследованию долины реки Фицрой, Западная Австралия. Недавно проведенные разведочные работы показали, что алмазодержащие обогащенные оливином породы этой серии, несмотря на очевидное сходство с кимберлитами, отличаются от настоящих кимберлитов. В Кот-д'Ивуар аллювиальные алмазные месторождения ассоциируются с дайками, сложенными флогопит-лейцитовыми лампроитами (фицроитами) [210], а алмазодержащая интрузия Прери-Крик в Арканзасе является частью лампроитового комплекса [309, 310]. В ряде работ по интрузиям Западной Австралии [7, 8, 195, 196, 323, 144, 163] признается, что лампроиты представляют собой новый класс алмазодержащих пород, связанных с классическими кимберлитами Южной Африки и СССР, но отличающихся от них по ряду признаков. В Западной Австралии распространен широкий ряд специфических пород — от основных, богатых лейцитом до ультраосновных, обогащенных оливи-

ном, и, таким образом, этот район может служить идеальным полигоном для изучения ультракалийевого вулканизма. Такая работа предусматривает геологическое описание конкретных тел лампроитов и других кимберлитовых интрузий Западной Австралии, описание по регионам их окружения, обзор их петрологии, минералогии и химизма.

По геохимии изотопов и датировкам возраста, которые выполнены в большинстве случаев другими авторами, приводятся лишь обзорные данные. Кратко описаны алмазы, встречающиеся как в трубках, так и в аллювиальных отложениях. Каждая из глав книги была написана одним из авторов, а затем отредактирована остальными авторами, и поэтому данная работа может считаться коллективным трудом.

Благодарности. Выпуск этой книги был бы невозможен, если бы мы не имели доступа к отчетам и не пользовались поддержкой сотрудников многих горнодобывающих компаний. В частности, приносим благодарность персоналу компаний CRA Exploration Pty Ltd. (должностным лицам Ashton Joint Venture), Argyle Diamond Mines Pty Ltd., В.Н.Р. Co Ltd., В.Р. Minerals, Gem Exploration and Minerals Ltd., Stockdale Exploration Ltd. Мы хотели бы поблагодарить за помощь в полевых работах, за советы и комментарии к различным частям рукописи У. Дж. Аткинсона, Г. Л. Боксера, К. Л. Гича, Г. П. Грегори, М. Дж. Ганна, Э. А. Хебига, Ф. Э. Хьюза, И. Д. Керра, А. Микинза и А. К. Мура. Особую благодарность приносим Г. Л. Боксеру за описание геологии трубки Аргайл. Благодарим д-ра Дж. Фергюсона, бывшего сотрудника Бюро минеральных ресурсов, за его поддержку на начальной стадии осуществления проекта.

Химические анализы выполнены Дж. Пайком, Т. Слезакком, У. Папшасом и Дж. Холдейном, сотрудниками Бюро минеральных ресурсов, и Н. Маршем и К. Доддом из Государственных химических лабораторий Западной Австралии.

Диаграммы и карты вычерчены Манд-

жит Кумар, Кэрл Лок и Френком Мартином из Горного департамента Западной Австралии.

Настоящая работа является плодом коллективного труда федеральных организаций и организаций штата. В ее подготовке принимали активное участие представители промышленности. Авторы приносят благодарность за поддержку директорам Геологической службы Западной Австралии и Бюро минеральных ресурсов, и особенно г-ну Дж. Коллиру, руководителю-директору CRAE, за разрешение К. Смиту участвовать в данной работе.

Преыдущие исследования

Широкомасштабные разведочные работы на алмазы в Западной Австралии начались в конце 60-х годов XX столетия, однако до этого помимо сообщения о находке алмазов в Наллагайне были опубликованы работы Прайдера [355, 288], в которых указывалось на сходство лампроитов Западного Кимберли с кимберлитами. Насколько известно авторам, до начала поисковых работ не было опубликовано никаких сообщений об алмазах Кимберли, хотя нельзя не отметить доклад Фр. Санца из миссии Калумбуру о том, что в 1906 г. ему был передан алмаз, найденный аборигеном в реке Драйсдейл (Г. П. Грегори, личное сообщение). Данные о том, что экспедиция Брокмана обнаружила в 1902 г. алмазы на севере Кимберли, остаются неподтвержденными.

Алловиальные алмазы Наллагайна. Впервые алмазы были обнаружены в 1895 г. в Наллагайне, Западная Австралия, во время поисковых работ на золото в отложениях, которые в настоящее время называются третичными конгломератами. Алмазы были извлечены из гравия, оставшегося в лотках после измельчения породы при промывке золота. В первом отчете Грума [145] сообщалось о 17 мелких алмазах, а в 1900 г. о еще 25 мелких алмазах, извлеченных из 230 т конгломерата, взятого из месторождения,

находящегося в 1,6 км к северу от городка. В последующие годы алмазы, включая камень весом 3,5 кар, найденный в 1915 г., были добыты золотоискателями. Эти ранние находки детально описаны Симпсоном [318], который также отмечает, что между 1901 и 1903 гг. таможенные протоколы зафиксировали вывоз «драгоценных камней» на сумму 2011 фунтов стерлингов. Поскольку в это время не было известно никаких других «драгоценных камней», предполагается, что вывезены были алмазы из Наллагайна.

До 1965 г. никаких разведочных работ на аллювиальные алмазы или на содержащие их породы в Наллагайне не проводилось. В 1965 г. д-р Дж. Джепп получил пособие Временного резервного фонда на разведку алмазов, и в 1967 г. он присоединился к компании CRA Exploration Pty Ltd. В 1970 г. работы были продолжены компанией Mining Advisers Pty Ltd.; пособие было окончательно исчерпано в 1971 г. На территории, превышающей 4000 км², были проведены массовое опробование и аэрогеологические исследования, в результате чего было найдено 200 мелких алмазов, самый крупный из которых имел вес 1,03 кар.

Геология района Наллагайн описана Картером [49]. По всей видимости, обнаруженные алмазы поступали из слоев Брукс-Хилл или же были найдены в гравии, образовавшемся из этих слоев. Слои Брукс-Хилл третичного возраста образуют вытянутую, покрытую лимонитовой коркой столовую гору, возвышающуюся на 45 м над дном долины и сложенную в различной степени ожелезненными аллювиальными песками, гравелитами и конгломератами [49]. Эти отложения, возможно, представляют собой древний аллювий палеорусли реки Наллагайн. Алмазодержащие гравийные отложения имеют незначительное распространение; концентрация здесь не настолько высока, чтобы обеспечить серьезную экономическую разработку. Более того, еще не найден источник алмазов. Продолжающаяся разведка аллювиальных месторождений золота, вероятно, поможет найти

еще несколько алмазов [188] и, возможно, приведет к открытию коренных алмазосодержащих пород. Текущие поисковые работы проводятся в региональном масштабе. Несколько компаний провели промывку гравия на большей части блока Пилбара. В результате работ, осуществленных компаниями ВНР к северу от Наллагайна, были выделены минералы-индикаторы, вероятно, поступавшие из протерозойских песчаников (М. Дж. Ганн, личное сообщение).

Ранние работы на лампроитах Фицрой. Лампроиты долины Фицрой и прилегающего к ней шельфа Леннард стали местом первых значительных находок алмазов в Западной Австралии, когда в 1976 г. было открыто поле Эллендейл. В этом районе находится большинство из описываемых в настоящей книге интрузий; он стал эталонным районом развития лампроитового магматизма. Значительное количество интрузий было известно уже давно.

Первым геологом, работавшим в описываемом районе еще в 1883 г., был Э. Т. Хардман. Его путь пролегал вверх по долине реки Фицрой, он побывал на холмах Маунт-Абботт, Маунт-Хардман и, возможно, Мачеллс-Пирамид. В отчете экспедиции [166] указано, что эти холмы сложены песчаниками, гравелитами, железными рудами, выветрелыми до образования сфероидальных и конкреционных текстур. Уверенности, что он посетил все холмы, нет, на расстоянии Хардман интрузивные лампроитовые неки мог принять за выходы железной руды. Например, он описал Мачеллс-Пирамид как «... любопытную пирамидальную массу красноватого песчаника, резко возвышающуюся над окружающей равниной. Обломочный материал образует вокруг нее пологий шлейф». Тем не менее Хардман оставил первое описание того, что в наше время называется лампроитовым телом:

«Маунт-Абботт – низкий изоклиналиный холм, слегка заостренный к вершине. Сложен тонкозернистыми серыми и бурыми песчаниками, местами очень твердыми, весьма массивными, обнаруживающими признаки тонкой слоистости, с

включениями, имеющими зеленый цвет. Слои падают на север под углом 30°. Породы, окружающие Маунт-Абботт, несут признаки значительных нарушений» [166].

Зеленый цвет песчаников, известный сейчас как характерный побочный признак лампроитовой интрузии, свидетельствует о присутствии меди, но Хардман пришел к заключению, что зеленый цвет обусловлен наличием «протосиликата железа».

Первое указание на присутствие лампроитов в районе Фицрой последовало после изучения образцов пород, собранных У. В. Фицджералдом, который пересек район Кимберли к северу и востоку от хребтов Нейпир и Оскар [113]. Один из образцов был описан Фаркуарсоном [100] как «слюдяной лейцитит», взятый из района «реки Леннард близ Маунт-Элиза». Он выразил неуверенность в уникальности образца, проводя аналогию между ним и сходными щелочными породами с острова Явы. В шлифе GSWA 64 605 порода представляет собой флогопит-лейцитовый лампроит, содержащий мелкие чешуйки флогопита длиной до 1 мм, вкрапленные в очень тонкозернистую богатую лейцитом основную массу, содержащую мелкие призматические кристаллы прайдерита. В образце присутствуют небольшие ксенолиты гранитов и сланцев. Эта порода аналогична многим другим лейцитовым лампроитам региона, а ксенолиты имеют такое же происхождение, как и ксенолиты в дайках и неках подвижной зоны Кинг-Леополд. Любопытно, однако, что указанное место нахождения расположено в 45 км к северо-востоку от ближайшего обнаженного лампроитового тела Маунт-Норт, но обнаружить его во время последующих геологоразведочных работ не удалось.

Лампроитовые интрузии в районе Нунканбах близ реки Фицрой были открыты вскоре после начала в регионе Кимберли разведочных работ на нефть. В 1922 г. Фаркуарсон [101] отметил присутствие слюдисто-лейцитовых лав, лейцитовых агломератов и туфов, а также тонко-

зернистых зеленых туфов во «Фринейс-Ойл-Файнд». Впоследствии на картах 1924 г. Уэйд [354] отметил следующие интрузии: Райс-Хилл, Мачелл-Пирамид, Фишери-Хилл, Нунканбах-Хилл, «П»-Хилл и Брутен-Хилл. В тексте сделана следующая сноска:

«Лампроиты и лейцитсодержащие лавы прорывают породы верхнего карбона и образуют цепь вулканических некков, иногда ассоциирующихся с небольшими локальными потоками. Т. Блатчфорд... полагает, что эти лавы имеют третичный возраст, так как они напоминают лавы этого же возраста, встречающиеся в Индии» [354].

В заметке Симпсона [315] отмечается, что впервые эти интрузии были открыты Блатчфордом и Толботом из Геологической службы и что Дж. Э. Уэллс описал похожие породы на Маунт-Норт. В том же сообщении Симпсон приводит анализ породы из Барджен-Хилл (известного сейчас как Джада-Хилл) и отмечает высокое содержание в ней титана и бария. В петрографическом описании было указано на присутствие небольших игл рутила, однако сейчас установлено, что этот минерал в действительности является прайдеритом. В образцах из Райс-Хилл был определен титансодержащий авгит с плеохроизмом от желтого до фиолетового, который, очевидно, представляет собой калиевый рихтерит. В окончательном отчете по перспективам на нефть в районе Кимберли Блатчфорд [27] к списку известных интрузий добавил Маунт-Гита, Маунт-Седрик, Маунт-Ибис и Джада-Хилл вместе с «холмом на расстоянии 1,6 км к югу от Парадайса» (этот холм пока не обнаружен). Отмечено также, что наличие спекания в глинистых сланцах и песчаниках, вмещающих породы, описанные как некки и вытянутые вулканические жерла, не является достаточным признаком того, что это поверхностные потоки.

Тщательное исследование лампроитовых интрузий началось с работ Уэйда и Прайдера [355]. В 1934–1935 гг. Уэйд, принимая участие в разведке на нефть,

обнаружил еще несколько интрузий в районе Нунканбах и нанес на схему 19 известных в то время тел. Минералогия, петрология и химический состав пород были изучены Прайдером. Номенклатура пород комплекса основывалась на местных названиях. Отмечалось, что магма богата «несочетающимися» (современное название – «некогерентные». – *Перев.*) элементами – К, Ti, Zr, P, Ba, Sr, V и F. Были установлены также признаки, характерные для кимберлитовой магмы, и предложена модель петрогенезиса, предусматривающая отделение оливина от слюдисто-перидотитового расплава. В ходе этого и более поздних исследований были открыты три новых минерала: вэйдит, $K_2ZrSi_2O_{12}$ [287], прайдерит, $(K, Ba)(Ti, Fe)_8O_{13}$ [267], и джеппейт, $(K, Ba)_2(Ti, Fe)_6O_{13}$ [292], а также богатый калием рихтерит [287] и батисит [289].

В 1960 г. Прайдер [288] представил детальные карты ряда интрузий, развив дальше свои идеи о происхождении лампроитовой магмы из слюдисто-перидотитового источника. Он пришел к следующему выводу: «Похоже, что они генетически связаны с ультраосновной магмой... возможно, тесно связаны с кимберлитами». В дополнение к этому представлены данные определения модельного Rb-Sr-возраста (144 ± 7 млн. лет), что позволило предположить юрский возраст интрузий. В дальнейшем определение возраста было выполнено Капланом и др. [206] для тела Маунт-Норт: Rb-Sr-возраст по изохроне 150 ± 4 млн. лет интерпретировался как возраст интрузии, а K-Ar-возраст 32–37 млн. лет рассматривался как возраст подъема окружающего пенеплена. Эти данные, однако, недостаточны, чтобы говорить о поднятии района Маунт-Норт в олигоцене. Уэллман [362] выполнил K-Ar-датировки возраста для трех лампроитовых тел, давшие 17–21 млн. лет (ранний миоцен), интерпретируемые как возраст их внедрения. Более поздние работы Джейкса и др. [197] определяют возраст в 17–24 млн. лет, подтверждая тем самым миоценовый возраст лампроитов Западного Кимберли.

Позднее, во время разведочных работ на нефть [288], дополнительно были обнаружены лампроиты Маунт-Перси близ Маунт-Норт и пластовая интрузия в скважине Неррима 1 к северу от реки Фицрой. Систематическое региональное картирование полевыми отрядами Бюро минеральных ресурсов и Геологической службы Западной Австралии позволило выявить новую группу лампроитов, внедрившихся в подвижную зону Леополд, включающую Олд-Леополд-Хилл [167], Маунт-Роуз, Мак-Кинрик-Хилл, Прери-Хилл-Ист и Биг-Спринг [85]. Было также описано жерло 81-й мили – лампроитовое тело близ Маунт-Норт [85].

Поисковые работы на алмазы в 1970-х годах. В Австралии поисковые работы на алмазы с использованием современного оборудования начались в юго-восточных штатах в 1960-х годах. Постановка работ обосновывалась находками алмазов в аллювиальных отложениях [233] и наличием диатрем основного и ультраосновного состава. Работы увенчались открытием кимберлитовых даек и небольших трубок в Южной Австралии, а также многочисленных паракимберлитовых трубок взрыва в других местах [331, 105], но не привели к находке экономически выгодных месторождений алмазов. Поисковые работы в Западной Австралии, начавшиеся в 1965 г., основывались на известных находках аллювиальных алмазов в Наллагайне, уже описанных выше. До начала работ новые площади в районе Кимберли не были известны.

Ранние этапы поисков алмазов в районе Кимберли. В 1967 г. консорциум трех небольших геологоразведочных компаний – Exoil N. L., Transoil N. L. и Petroleum N. L. – получил право на проведение работ в районе площадью 670 км², севернее окраины шельфа Леннард и в 100 км восточнее Дерби (TR 4665H). Образцы аллювия и лампроитовый материал из Маунт-Норт были проанализированы на алмазы и кимберлитовые минералы-индикаторы. Был также опробован ряд лампроитовых интрузий района Нунканбах и аллювий из русла реки

Фицрой к западу от Маунт-Абботт. В 1968 г. территория TR 4665H была покрыта с воздуха комплексной аэромагнитной и радиометрической съемками с общим объемом маршрутов 1700 км, однако ввиду отсутствия обнадеживающих результатов наземные работы не начинались. На этой стадии не было обнаружено ни алмазов, ни минералов-индикаторов, но в октябре 1969 г. в пробе аллювия общим весом 1 т из отложений реки Леннард вблизи Полис-Кемп-Пул был получен концентрат ильменита и 9 мелких зерен алмазов общим весом 1,65 кар. При последующих работах в 1970 г. из этой же местности исследовалось 15 проб по 1 т каждая, из которых удалось получить значительно больше ильменита, но алмазы не были найдены. Проблематичен источник происхождения 9 мелких алмазов, но следует отметить, что Полис-Кемп-Пул находится всего лишь в нескольких километрах от поля Эллендейл, известного своими алмазодержащими лампроитами. Аэромагнитная съемка, проведенная к югу от реки Леннард, выявила над телами лампроитов несколько аномалий, но они не были проверены. Полный отчет об этих исследованиях можно найти у Хейнса [172], который сделал следующий вывод: «...несмотря на все усилия ведущего южноафриканского специалиста по поискам алмазов, больше алмазов не обнаружено, как и минералов, обычно с ними ассоциирующихся. В свете сказанного можно предположить, что результаты исследования ранних образцов не представительны для мест, из которых они взяты».

Разведочные работы компании Stellar Minerals N. L. с 1968 по 1971 г. [199] проводились на известных лампроитовых телах района Нунканбах, а также на Маунт-Норт и Маунт-Перси на шельфе Леннард. Отбор валовых проб из лампроитов сочетался с опробованием почвы и отложений потоков, неглубоким бурением, наземной магнитной и радиометрической съемками. Геофизические работы были прерваны, как только выяснилось, что предыдущие исследования не дали

положительных результатов. Алмазы не были найдены, но в двух случаях были извлечены минералы-индикаторы кимберлитов. На начальном этапе исследований в шурфах на Систерс-Норт-Ист и Маунт-Абботт были обнаружены мелкие зерна пирропа, а в осадках потока у Маунт-Абботт – несколько зерен ильменита. Содержание MgO в ильмените достигало 5,5%, что позволяет говорить о его кимберлитовом происхождении. Частичный анализ пирропа из Маунт-Абботт показал, что он содержит 18,9% MgO, 4,2% CaO, 3,5% Cr_2O_3 и 6,7% FeO, что эквивалентно группе 9 хромовых пирропов, т. е. обычных кимберлитовых пирропов по Доусону и Стефенсу [77]. Это была первая находка минералов-индикаторов кимберлитов в Западной Австралии. Минералы были обнаружены в материале, который Джеши назвал выветрелой обогащенной оливинном туффитовой брекчией, аналогичной «желтой земле» (yellow ground) кимберлитов. В ходе последующих работ в пределах тела Маунт-Абботт были обнаружены еще пять участков с аналогичными туфами и туфобрекчиями, содержащими флогопит, пироп, пикроильменит и пикрохромит. Был проведен анализ валовых проб весом около 200 т из лампроитов Маунт-Абботт, но алмазы не были обнаружены, и компания Stellar прекратила поисковые работы. Впоследствии несколько алмазов было найдено в лампроитах Маунт-Абботт компанией Ashton Joint Venture.

В это же время разведка на алмазы в районе Кимберли велась и другими компаниями. Stockdale Prospecting Ltd., например, провела в Западном Кимберли опробование, но получила отрицательный результат. Большинство компаний направило свое внимание на лейцитовые лампроиты долины Фицрой, но некоторые компании расширили территорию исследований к северу, в пределы протерозойского бассейна Кимберли. В 1971 г. компания Selection Trust Ltd. в блоке Стерт к востоку от Холлс-Крик с площади 20 700 км² при промывке отобрала 119 проб весом около 13 кг вадая с круп-

ностью материала 2 мм. Было выявлено несколько хороших ловушек тяжелой фракции, но ни алмазов, ни минералов-индикаторов обнаружить не удалось. Почти все разведочные работы велись на естественных обнажениях; материалы исследований не публиковались. Тем не менее Лоренс [215] описал ход одного из таких исследований, выполненных Бюро минеральных и геологических исследований (BRGM).

Работы осуществлялись на территории около 100 000 км² к западу от Кимберли, начиная с долины Фицрой в сторону центральных и западных частей бассейна Кимберли. Проводилось изучение аллювия по следующей схеме; с каждого участка русла длиной 25 км со дна потоков отбирались валовые пробы гравия объемом от 2 до 20 м³. Плотность отбора образцов составляла 1 на 1000 км². Образцы отбирались вручную или при помощи кирки, причем в идеале отбор велся из трещин в подстилающих породах или из ям-ловушек. После доставки образцов на центральный промывочный пункт на отсасывочной машине, созданной BRGM, выделялись концентраты тяжелых минералов. Затем каждый концентрат исследовали на алмазы и на кимберлитовые минералы-индикаторы (МИ). Лоренс не публиковал результатов работ, однако в связи с отсутствием объявленных открытий или признаков последующих детальных работ можно полагать, что эти исследования, как и другие такого же типа на всей территории Кимберли, с точки зрения экономической целесообразности добычи были преимущественно безуспешными.

Деятельность компании Kalumburu Joint Venture. Самыми успешными поисками алмазов стали работы, проведенные компанией Kalumburu Joint Venture и ее приемницей – компанией Ashton Joint Venture. Этим консорциумом были сделаны два крупных открытия – месторождения Эллендейл и Аргайл. Ниже приводится детальное описание проведенных ими поисковых работ.

События начали разворачиваться в 1971 г., когда компания Tanganyika Hol-

dings Ltd. (ныне известная под названием Tanks) выбрала территорию для поисков алмазов и провела аэрогеологическую и аэрофотографическую съемки, а также полевые разведочные работы в районе Кимберли для опробования новых методов. Критерии выбора территории [8, 9] основывались на африканской модели, согласно которой промышленные месторождения алмазов в кимберлитах приурочены к кратонам, стабильным в течение по крайней мере 1500 млн. лет [58]. В Южной Африке, как и на Сибирской платформе (Якутия), прослеживается зональность [68, 70], когда алмазоносные кимберлиты окружены неалмазоносными кимберлитами и щелочными интрузиями, например оливиновыми мелилитами и карбонатитами, встречающимися в складчатых поясах, окружающих кратон. В Западной Австралии находятся три древнейших ядра, слагающих кратоны Йилгарн, Пилбара (с аллювиальными алмазами Наллагайн) и Кимберли. Компания Tanks подтвердила наличие кимберлитовых индикаторов — пироба и хромдиоксида в районе Маунт-Абботт и признала сходство лейцитовых лампроитов Западного Кимберли со щелочными породами или безрудными кимберлитами внешней зоны. Последняя окружает гипотетически алмазоносную область в пределах бассейна Кимберли, который представляет собой слегка деформированный платформенный чехол, перекрывающий участок шита столь же древнего (или даже древнее), как и окружающие его подвижные зоны.

При выборе участка учитывались многие факторы, в частности его пригодность для применения обычных методов поисков. В 1971 г. компания Tanks пришла к выводу, что блок Кимберли является основным геологическим объектом, особо подходящим для опробования гравийных аллювиальных отложений потоков. Этот быстрый метод экономически эффективен на стадии предварительных поисков в пределах хорошо дренированных областей. Было также решено включить в район поисков часть окружающую склад-

чатых поясов и шельфа Леннард, где имелась хорошо развитая речная сеть.

Для выполнения этой программы в 1972 г. была образована компания Kalumburu Joint Venture, объединяющая несколько компаний: Sibeka (бельгийская компания, занимающаяся алмазами в Африке), A. O. Australia Pty Ltd. (дочернее предприятие фирмы London Tin Corporation), Jennings Mining Ltd., Northern Mining NL и Tanks, каждая из которых внесла по 20% капитала; административные функции взяла на себя Tanks.

Предварительные поиски заключались в отборе 1000 проб гравия весом около 8 кг каждая, доставлявшихся вертолетом. Все они отбирались из опорных пунктов, располагавшихся с интервалом в 15 км вдоль основных русел. Территория отбора образцов охватывала весь блок Кимберли, т. е. около 200 000 км², ограниченных на юго-западе шельфом Леннард, на юге — 19° ю. ш., а на востоке — Большой северной автострадой. Блок Кимберли располагается в пределах подвижной зоны Холлс-Крик (рис. 2). Такое ограничение территории опробования определялось финансовыми затруднениями, возникшими в 1972 г. При этом месторождение Аргайл оказалось вне площади опробования, хотя оно находится всего в 15 км к востоку от шоссе!

Пробы были отправлены в Перт, где проводилась их обработка в тетрабромэтано для извлечения минералов тяжелой фракции, необходимых для дальнейших исследований. Первые пробы изучались вплоть до крупности зерен 0,2 мм, последующие, для ускорения процесса, — до 0,4 мм. Целью отбора проб было выявление признаков кимберлитовой провинции, для чего достаточно было бы извлечь хотя бы одно зерно минерала-индикатора кимберлитов (МИ). Это оправдало бы постановку дальнейших детальных работ в более обширном районе вокруг места взятия такой пробы.

Предварительные поиски выявили три возможные кимберлитовые провинции. На севере Кимберли алмазы и МИ были обнаружены в одной пробе из Птеропус-



Рис. 2. Взятие образцов аллювиальных гравийных отложений из ловушки в Северном Кимберли (фото CRAE).

Крик, последующие находки алмазов были сделаны в контрольных пробах из реки Кинг-Джордж. В Восточном Кимберли в пробе из реки Уилсон был обнаружен пикроильменит, а в Западном Кимберли в ручье около Маунт-Перси — пироп. Этот успех предопределил целесообразность детальной промывки аллювия, для того чтобы проследить путь МИ от их кимберлитового источника. В течение 1974 г. в Северном Кимберли был завершен отбор проб гравия весом 40 кг каждая с интервалом опробования 5 км. Этот же метод был применен и для района реки Уилсон, а в последующие годы он был распространен в качестве основного на весь район Кимберли.

Полевое просеивание образцов гравия до крупности 4 мм позволило сократить

вес проб, отправляемых на обработку в Перт, до 20 кг. До 1974 г. образцы подвергались минимальной обработке — разделению в тетрабромэтане, а затем изучению тяжелой фракции под бинокулярным микроскопом. В 1974 г., когда общий вес обрабатываемых за год проб приблизился к 30 т, возникла необходимость создать специальную лабораторию для обработки и анализа образцов. Принятая схема лаборатории (рис. 3) во многом обязана практическому опыту сотрудников австралийских промышленных предприятий, занимающихся переработкой прибрежных россыпей. Опыты, проведенные инженерной секцией Государственных химических лабораторий Западной Австралии, показали эффективность использования столика Вилфлея для получения концентратов

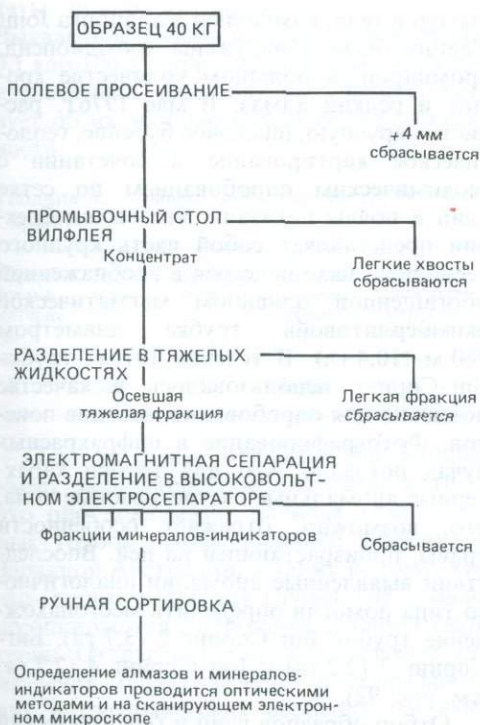


Рис. 3. Схема лабораторной обработки образцов гравия.

тяжелых минералов, в которых, без разделения образца на фракции по размеру, удерживались МИ. Концентрат со стола Вилфлея подвергается дальнейшему обогащению путем разделения в тетрабромэтано, электромагнитной сепарации и разделению в поле высокого напряжения на электросепараторе. Для получения тонкой фракции требуется ручная отборка, выполняемая высококвалифицированным лаборантом-минералогом.

Качественный контроль лабораторного процесса находится в руках научного персонала, который подтверждает идентификацию обнаруженных минералов. На этом уровне опыт проверяется данными оптической минералогии, рентгенографии, использованием сканирующего электронного микроскопа, снабженного дисперсионным энергетическим анализатором.

Успех алмазопроисловых программ, основанных на изучении минералов-индикаторов кимберлитов, зависит не только от качества полевых работ, но и от эффективности работы минералогической лаборатории. В последние годы в Австралии в компаниях, занимающихся поисками этого сырья, был учрежден ряд аналогичных лабораторий.

Детальное опробование аллювия в Северном Кимберли в 1974 и 1975 гг. позволило проследить путь алмазов и кимберлитового циркона назад, к точке отсечки (т. е. точке исчезновения МИ). В Птеропус-Крик было обнаружено большое количество хромита, редкие пиропы и пикроильменит. Некоторое количество хромита, присутствующего выше точки отсечки, указывает на наличие более чем одного кимберлитового источника. Затем по сетке 200 × 100 м вокруг точки отсечки был произведен отбор образцов суглинков, магнитометрические и радиометрические исследования поверхностных пород. Полевое изучение небольшой радиометрической аномалии, проведенное в 1976 г. близ точки исчезновения МИ в Птеропус-Крик, помогло обнаружить шебенчатое, частично латеритизированное обнажение пузырчатой песчанниковой брекчии, содержащей видимые хромит и циркон. Это была первая кимберлитовая трубка, найденная на плато Кимберли, и первая в Западной Австралии трубка, оказавшаяся алмазонасной, хотя из самой породы был извлечен только один алмаз, а трубка имеет площадь всего лишь 2 га. Название «Птеропус», принятое для трубки и ручья, является неофициальным. Оно происходит от латинского названия фруктовой летучей мыши или летучей лисицы *Pteropus scapulatus*, большие колонии которых обитают в зарослях пандовой пальмы, окаймляющих ручей.

Далее к северу от реки Кинг-Джордж работы по прослеживанию алмазов, пикроильменита и мелких пиропов-индикаторов выявили два участка, которые были опробованы геохимически по сетке со стороны квадрата 100 м. В первый день работы по программе были обнаружены

макрокристаллы пикроильменита диаметром несколько сантиметров, а на следующий день были найдены окремненные латеритизированные обнажения кимберлитового тела Скерринг. Трубка Скерринг, занимающая площадь 1,75 га, была открыта в сентябре 1976 г. Это была первая в Западной Австралии трубка со всеми признаками классического кимберлита. Она содержит большое количество пиропса, пикроильменита, хромдиопсида, мантийные включения, но не имеет ни одного минерала из серии, характерной для лампроитов, таких, например, как вэйдит, прайдерит и рихтерит. Однако из образцов кимберлита объемом 55 м³ ни одного алмаза извлечено не было.

Последующие работы в Северном Кимберли установили местонахождение ряда кимберлитовых даек и прожилков, например Хадфилдс, Уишиуоши, Джамп-ап и KGB2. Большинство из них характеризуется обилием индикаторных минералов – пикроильменита и пиропса, но наиболее выделяется тело KGB2, в котором обнаружен ниобий-хромовый рутил. Ни одна из этих даек алмазов не содержит.

В Восточном Кимберли следы пиропса и пикроильменита по реке Уилсон привели к дайкам Дак-Крик и Лайтнинг-Крик. Валовые пробы из этих даек не отбирались, но отсутствие алмазов в отложениях потоков и пробах глин заставляет предположить, что они неперспективны. В 1977 г. были также обнаружены Мауд-Крик и Девилс-Элбоу – слюдосодержащие кимберлитовые дайки классического типа. Из валовой пробы дайки Мауд-Крик, имеющей мощность 7 м, были извлечены четыре мелких алмаза, и она, таким образом, стала единственным классическим алмазоносным кимберлитом Западной Австралии.

Алмазоносные лампроиты Западного Кимберли. Деррик и Геллатли [85] предположили, что небольшое обнажение брекчий близ Биг-Спринг является частью скрытой вулканической структуры, аналогичной Маунт-Абботт. В образцах, взятых из почвы и речного аллювия вблизи

выходов тела, компанией Kalumburu Joint Venture были обнаружены хромдиопсид, хромпироп, в большом количестве хромит и редкий алмаз. В мае 1976 г. расчистки вручную, шнековое бурение, геологическое картирование в сочетании с геохимическим опробованием по сетке глин и почвы показали, что выход брекчий представляет собой часть крупного ксенолита, находящегося в необнаженной обогащенной оливином магматической «кимберлитовой» трубке диаметром 360 м (10,4 га). В течение 1976 г. трубка Биг-Спринг использовалась в качестве полигона для опробования методов поисков. Фотографирование в инфракрасных лучах показало, что для трубки характерны аномальные светло-розовые тона, что, возможно, отражает особенности травы, произрастающей на ней. Впоследствии выявленные аномалии аналогичного типа помогли определить местонахождение трубок Биг-Спринг 2 (3,7 га), Биг-Спринг 3 (2,2 га) и Биг-Спринг 4 (2,2 га) (см. рис. 92).

Отбор образцов глин и геохимический анализ почв показали, что почвы, перекрывающие трубки, характеризуются концентрацией хромита и других минералов-индикаторов, а также аномально высокими содержаниями Ni, Co и Cr [182]. Проведенные затем геохимические исследования почв на расстоянии 0,5 км к югу от трубок помогли обнаружить трубку Биг-Спринг 5 (1,1 га).

На Биг-Спринг 1 опробовались многочисленные геофизические методы. Хорошие результаты были получены при применении магнитной съемки и методов турам, менее успешным было использование радиометрии, гравиметрии и метода удельного электрического сопротивления; электрометоды с подвижным источником не дали положительных результатов [198].

Валовые пробы из трубок (1977–1982 гг.) содержат магматические и туфогенные породы, а также наносы и гравийные отложения прилегающих ручьев. Материал обрабатывался с помощью алмазного промывочного лотка и механи-

ческого сепаратора тяжелых сред; результаты обработки приведены в табл. 1. Выявленное содержание составило менее 0,1 кар/100 т при небольшом размере извлеченных алмазов, что свидетельствует об их экономической бесперспективности.

Таблица 1. Алмазы, добытые из трубки Биг-Спринг

Переработано материала, т	Добыто алмазов	Добыто карат	Средний размер камня, кар	Наибольший размер камня, кар
650	52	0,55	0,01	0,11

Тем не менее открытие Биг-Спринг имеет первостепенное значение, потому что оно доказывает наличие алмазоносных трубок промышленного значения в Западной Австралии, а также потому, что это — первая известная трубка, где алмазы ассоциируются с породами лампроитовой серии. Открытие послужило толчком для изучения геологических, петрографических и геохимических особенностей вмещающих алмазы ультраосновных пород. Первоначально породы этого типа были названы кимберлитами, хотя их свойства свидетельствовали о том, что они отличаются от классических кимберлитов Южной Африки и других районов Кимберли в Западной Австралии. В настоящее время ультраосновные лампроиты, согласно определению Джейкса и др. [196], известны под названием оливиновых лампроитов.

Изучение распределения пироба в ручье к северо-востоку от Маунт-Перси — этого первого признака наличия кимберлитовых пород в данном районе — позволило вскоре выявить шлихи с большим содержанием хромита и незначительными количествами пироба и алмазов, что привело к обнаружению обнажения в русле ручья близ хребта Оскар. В этом месте можно было провести ручное бурение и получить алмазы непосредственно из шурфов на дне ручья. Образцы глин из окружающей местности показали, что

алмазы и МИ поступали из сложной кольцевой структуры, хорошо видимой на аэрофотоснимках. Эта оливин-лампроитовая трубка Эллендейл 4 площадью 76 га стала в ноябре 1976 г. первой алмазоносной трубкой, открытой в поле Эллендейл.

В 1977 г. после успешного применения наземных геофизических исследований в Биг-Спринг на площади более 3500 км² территории шельфа Леннард была осуществлена аэромагнитная и аэрорадиометрическая съемки [198]. Ширина захвата с самолета составляла 250 м, полеты проходили на высоте 80 м. Палеозойские песчаники, глинистые сланцы и известняки шельфа Леннард дали достаточно спокойный и устойчивый магнитный фон, на котором лампроиты Биг-Спринг и Эллендейл 4 выделялись заметной дипольярностью. Съемка выявила ряд аналогичных дипольярных аномалий, и для юридической защиты этих открытий была немедленно подана заявка на временно зарезервированную территорию общей площадью около 900 км². Часть этой контурной аэромагнитной карты показана на рис. 4.

Аэромагнитные аномалии исследовались по программе наземной магнитометрии, геологического картирования, шнекового и вращательного бурения, изучения содержания тяжелых минералов в глинах и геохимического анализа образцов почв. В пределах одной из аномалий, ныне известной как Эллендейл 9, геолог Фрэнк Хьюз прямо в ручье в аллювии нашел алмаз весом 1,75 кар. К концу 1977 г. небольшие количества материала из четырех аномалий, определенных в качестве типичных для крупных трубок, были обработаны на сепараторе тяжелых сред и из трех проб были извлечены алмазы.

Остановимся теперь на обзоре другого аспекта поисковых работ на алмазы, а именно на их стоимости и на структуре проводящих работы компаний. Годовые затраты Kalumburu Joint Venture фактически удваивались каждый год (рис. 5) и в 1974 и 1975 гг. составили 1,1 млн. долл.

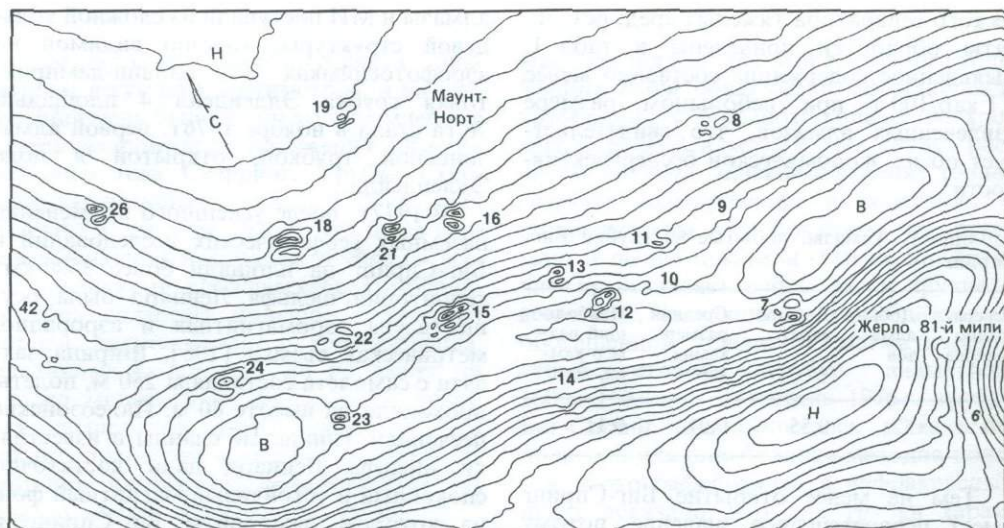


Рис. 4. Аэромагнитные аномалии района Эллендейл [181].

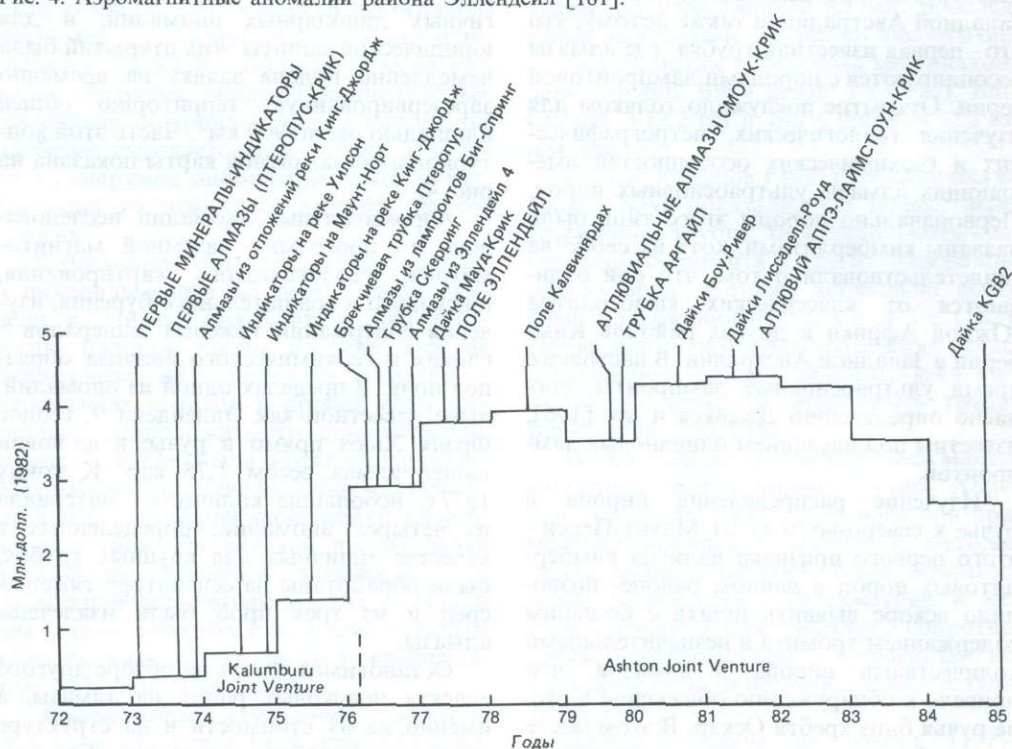


Рис. 5. Годовые затраты на поиски, проведенные компаниями Kalumburu и Ashton Joint Venture в 1972–1985 гг., выраженные в долларах США (1982 г.), и последовательность значительных открытий.

Хотя и были получены обнадеживающие результаты, уровень затрат стал неприемлемым для Joint Venture, которая приняла решение найти дополнительного партнера, чтобы обеспечить финансирование и расширить поисковые работы. В феврале 1976 г. CRA Exploration присоединилась к Venture, к этому времени переименованной в Ashton Joint Venture (AJV), с условием установить уровень постоянного финансирования в размере 1,6 млн. долл., с тем чтобы получить 35% прибыли. Как основной держатель акций CRA Exploration с 1 января 1977 г. взяла на себя организацию и осуществление проекта. Столь значительные изменения заставили фирмы Sibeka и Jennings Mining Ltd. продать свою долю. Слияние компаний Tanks с АО (Australia) Pty Ltd. привело к образованию Ashton Mining Group. Компания Northern Mining NL была продана тресту Western Australian Diamond Trust. В настоящее время Ashton Joint Venture имеет следующую структуру: CRA Exploration – 56,8%, Ashton Mining – 38,2%, Western Australian Diamond Trust – 5%.

До конца 1977 г. Kalumburu/Ashton Joint Venture могла проводить поиски без широкого освещения работ в прессе, и районы поисков алмазов в Кимберли фактически принадлежали только ей. Однако в марте 1978 г. CRA Exploration выпустила первое ежеквартальное сообщение о деятельности Ashton Joint Venture, в котором объявила об открытии «...перспективных тел, содержащих кимберлитоподобный материал... Многие из этих предполагаемых месторождений, возможно, представляют собой трубки, а предварительные анализы указывают на то, что некоторые из них алмазоносны». Известие о находке вызвало настоящий ажиотаж, посыпались заявки, и скоро район Кимберли был буквально наводнен деятельными, конкурирующими малыми и крупными геологоразведочными компаниями. В районе Эллендейл территория, зарезервированная Ashton Joint Venture, была вскоре окружена участками конкурентов: каждое известное тело лейцитовых лампроитов на шельфе Леннард и

троге Фицрой было застолблено. Хитрые предприниматели под видом минеральной заявки застолбили даже водный источник, который не входил в заявленную территорию Эллендейл. Вскоре компания Seltrust в пределах своей заявленной территории обнаружила два скрытых лампроитовых тела. Другие застолбили телеграфную линию и скотогонную тропу, пересекающую район Эллендейл, но к югу от лампроитовых интрузий. Приблизительно в это же время были опубликованы [255] результаты предварительных исследований минералов-индикаторов из Западной Австралии, внедрены новые методики поисков [221], как, например, снимки Лэнсат. Они успешно применяются для выявления структур, но в поисках кимберлитовых и лампроитовых тел в Западной Австралии себя не оправдали.

Ряд крупных компаний разработал программы поисков еще до объявления об открытии в районе Эллендейл. Например, такие компании, как Stockdale, а также ВНР обратились в 1977 г. за разрешением на аренду площади в резервации аборигенов Форрест-Ривер на севере Кимберли, но им было отказано из-за протеста аборигенов. Тем не менее в 1978 г. и в начале 1979 г. поисковые работы начались на западе Кимберли, где на территории трога Фицрой и шельфа Леннард был выполнен большой объем аэромагнитных работ.

Фирма Амах исследовала многие из известных тел лампроитов и идентифицировала несколько аномалий [127], разбуренных компанией Seltrust по совместному проекту. В восточной части шельфа Леннард компанией Амах с партнером была обнаружена трубка Хупер-Вест. В поисках лампроитовых трубок и погребенных галечников русел бывших рек компания Seltrust на свой страх и риск провела аэромагнитную съемку территории в 1200 км² вдоль реки Леннард к северу от района Эллендейл. Ни минералов-индикаторов, ни алмазов найти не удалось, но в долине Фицрой Seltrust все-таки открыла лампроитовые трубки Камаротечиа-Крик и Спилерс-Боур, а

также лампроиты Уотер-Резерв в поле Эллендейл.

Галечники реки Фицрой привлекли внимание компании ВНР, которая осуществила промывку нескольких тысяч тонн террасовых отложений, расположенных вниз по течению от лампроитового поля Нунканбах, однако результаты были отрицательными. Аналогичные работы, проведенные на реках Меда и Мей, а также в нижнем течении реки Леннард, положительных результатов не дали. Предполагая, что лампроиты имеют более древний возраст, чем это принято считать в настоящее время, компания Carpentaria Exploration исследовала многие выходы конгломератов третичного возраста долины Фицрой, но данных, достаточных для развертывания широкомасштабных поисковых работ, не было получено.

Одной из немногих поисковых программ изучения новых территорий стала программа, выполненная компанией Stockdale Prospecting Ltd. в районе Дьюк-Доум, к югу от реки Фицрой, где в сильно деформированных пермских породах были выявлены многочисленные ловушки тяжелых минералов [234]. Отбор проб гравия, начатый в 1978 г., сопровождался аэрофотосъемкой и аэромагнитной съемкой, наземным магнитным картированием аномалий. Из отдельных образцов были извлечены гранаты и единственный алмаз весом 0,0015 мкар. Последующие работы позволили предположить, что это зерно, видимо, было вынесено из пермских тиллитов, залегающих севернее. Данные исследований позволили также предположить, что лампроитовое тело, отмеченное Кроу и Таунером [64] к юго-востоку от Маунт-Такфилд на листе карты Нунканбах, не существует.

Главным открытием описываемого периода является обнаружение компанией Ashton Joint Venture группы скрытых лампроитовых тел Калвинярдах и Лейманс-Боур. Трубка Калвинярдах площадью 128 га является крупнейшим из вновь найденных в Западном Кимберли лампроитовых тел. Однако во всех вновь

открытых интрузиях присутствуют только следы алмазов; размер обнаруженных зерен не превышал 1 мм. Во время разведки уже известных тел лейцитовых лампроитов Seltrust извлекла алмаз из тела Маунт-Ибис, а Ashton Joint Venture показала, что лампроиты Маунт-Абботт содержат незначительное количество мелких зерен алмазов. Другие открытые лампроитовые тела, вероятнее всего, пустые.

Активные поисковые работы в Западном Кимберли с 1977 г. не привели к открытию в трубках или аллювии крупных алмазных месторождений, но в ходе работ было обнаружено большое количество обычно небольших по размеру лампроитовых тел, скрытых под почвой или аллювием. Некоторые из них характеризуются присутствием следов алмазов. Краткие данные о лампроитовых телах района приведены в табл. 2.

К концу 1978 г. в ходе работ в пределах поля Эллендейл были обнаружены 32 лампроитовые трубки, 17 из которых представлены лейцитосодержащими лампроитами, 12 — оливиновыми лампроитами, а 3 — породами смешанного типа или переходными между этими двумя типами пород [318]. Таким образом, количество известных лампроитовых тел в поле Эллендейл достигло 46. Для оценки этих трубок AJV открыла центральную промывочную станцию, оснащенную молотковой дробилкой, грохотом, сепаратором тяжелых сред с циклоном мощностью 20 т/ч, работающим с материалом крупностью от 13 до 0,8 мм. Концентраты с сепаратора тяжелых сред поступали на сортировку, где осуществлялось разделение на электромагнитном сепараторе, при необходимости проводилось додрабливание в шаровой мельнице, а затем фракции поступали на ручную выборку алмазов. Станция была введена в строй в августе 1978 г. и проработала до середины 1980 г. К этому времени было переработано 181 067 т породы и извлечено около 15 300 кар алмазов.

Детальное описание оценочных разведочных работ на поле Эллендейл приве-

Таблица 2. Новые лампроитовые тела, обнаруженные в провинции Западный Кимберли в 1977–1982 гг. (исключая поле Эллендейл)

	Размер, га	Тип лампроитов	Находки алмазов
1. Восточное поле шельфа Леннард			
Биг-Спринг 1	10,4	Оливиновые	Есть
2	2,2	»	Нет
3	3,7	»	»
4	1,1	»	Есть
5	2,2	»	»
Биг-Спринг-Вест	Очень большой	Лейцитовые	Нет
Каджапут-Крик	< 1	»	»
Брукинг-Крик	< 1	»	»
Джи-Джи-Боур	?	?	»
Хупер-Вест	2	Лейцитовые	»
Брукинг-Годж	0,1	»	»
Дж. К. Ярд	1,8	»	»
Дж. К. Ярд-Ист	1,6	»	»
Дж. К. Ярд-Саут-Ист	0,3	»	»
Стоуни-Крик	1	»	»
Олд-Леополд-Вест	?	»	»
2. Поле Калвинярдах			
Калвинярдах	128	Оливиновые	Есть
Лейманс-Боур-Ист	103	»	»
Лейманс-Боур-Вест	12,16	Лейцитовые	»
Хенсонс-Боур	8,6	»	Нет
Метгерс-Боур 1	2,5	»	Есть
3	2,5	»	»
6	2,0	»	»
Меррилис-Боур	0,8	?	»
Биллис-Боур-Вест	1,6	Лейцитовые	»
Биллис-Боур-Ист	0,3	?	Нет
Фишерс-Дам	0,5	?	»
3. Поле Нуиканбах			
Скважина 19-1	3,7	?	»
19-2	0,8	Оливиновые	»
20-2	3,4	?	Есть
33	28,8	Лейцитовые	»
Маунт-Седрик-Норт	0,3	»	Нет
Маунт-Седрик-Саут	1,8	»	»
Маунт-Норин	6,3	»	Есть
Мамилу-Вест	Очень большой	»	Нет
Хоус-Хилл-Вест	« »	»	»
Кальеда	2	»	»
ВНРМ 2	3,3	»	»
4. Другие области			
Спилерс-Боур	2,5	»	»
Камаротечиа-Крик	3,5	»	Есть
Гамхоул	12,1	»	Нет

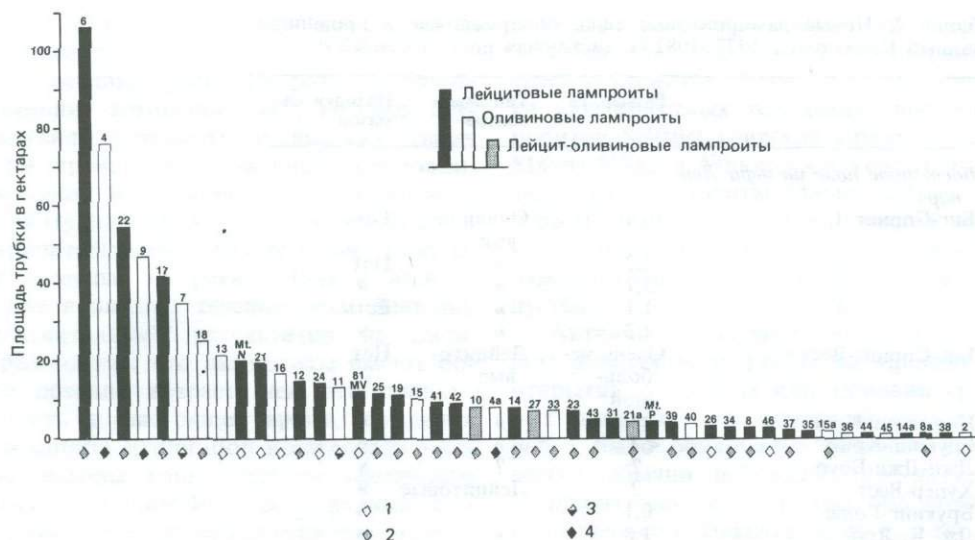


Рис. 6. Распределение по размеру и содержание алмазов в трубках поля Эллендейл (с изменениями по работе [8]). 46 диаметров общей площадью 661 га, из них 255 га занимают туфы, 406 га – магматические породы. Цифры над колонками – номера диаметров. MtN – Маунт-Норт, 81MV – жерло 81-й мили, MTP – Маунт-Перси. Содержание алмазов: 1 – алмазы отсутствуют, 2 – следы алмазов, 3 – ≈ 1 кар/100 т, 4 – > 5 кар/100 т.

дено в работе Аткинсона и др. [9]. Каждое лампроитовое тело подвергалось изучению по программе, предусматривающей до шести последовательных этапов:

1. *Начальное геологическое исследование* включало картирование, геофизические работы, разведочное пневматическое вращательное бурение по сетке 100 м. На основании полученных данных определялись границы лампроитовых тел и типы слагающих их пород. Проведенные исследования в сочетании с результатами колонкового бурения позволили определить, что в большинстве случаев лампроиты выполняли неглубокие жерла, заполненные базальтовыми туфовыми сериями, перекрытыми магматическими лампроитами, которые поступали из центрального узкого питающего канала (рис. 69 и 82). Валовое опробование показало, что обычно туфы имеют более высокую степень алмазоносности.

2. *Проходка разведочных шурфов с целью определения присутствия или от-*

сутствия алмазов. В зависимости от размера тел и типа пород отбиралось от 2 до 7 проб либо с помощью экскаватора CAT245, либо путем бурения скважин диаметром 1 м. Добытая порода доставлялась для переработки на центральную промывочную станцию. Вес пробы составлял 200 т. Три четверти опробованных лампроитов поля Эллендейл содержат алмазы (рис. 6). Обогащенные оливином лампроиты оказались наиболее алмазоносными. В случае обнаружения алмазов приступали к третьему этапу программы.

3. *Валовая проба, детализирующая алмазоносность.* Для определения степени алмазоносности закладывались шурфы по сетке из расчета 1 проба на 2 га. Четыре лампроитовых тела – Эллендейл 4, 7, 9 и 11 – характеризовались содержанием 1 кар/100 т и выше, что обеспечило целесообразность проведения дальнейших работ. На трубках Эллендейл 9 отбирались крупные валовые пробы, достигавшие нескольких тысяч кубических метров. В процессе их обработки было получено

Таблица 3. Результаты оценки жерл Эллендейл 4, 7, 9 и 11

Жерло и тип пород	Площадь, га	Добыто алмазов, кар	Крупнейший камень, кар	Средний размер, кар	Стоимость в 1980 г., ам. долл./кар	Содержание, кар/100 т
Эллендейл 4						
Магматические лампроиты	58	—	—	0,10	—	0,5
Туфы с повышенным содержанием алмазов	18	—	—	0,10	—	14
Итого	76	6600	6,15	—	67	—
Эллендейл 7						
Туфы с повышенным содержанием алмазов	24	—	—	—	—	1
Итого	36	48	2,66	0,16	—	< 1
Эллендейл 9						
Магматические лампроиты	26	—	—	0,20	—	—
Туфы с повышенным содержанием алмазов	20	—	—	0,21	—	5
Итого	46	6100	6,47	—	96	—
Эллендейл 11						
Туфы с повышенным содержанием алмазов	4	—	—	—	—	1
Итого	13	53	6,23	0,09	—	< 1

выше 5000 мкар алмазов, что было вполне достаточным для определения их качества. Камни поля Эллендейл в большинстве случаев имеют форму додекаэдра великолепной кристаллической структуры [163]. Преобладающий цвет — «капский желтый», содержание ювелирных камней — 60%, плоских камней очень мало. Оценочные данные приведены в табл. 3.

4. *Пневматическое колонковое и алмазное бурение.* Для изучения геометрии жерла и геологического строения глубинных частей было пробурено 302 скважины, которыми суммарно пройдено 22 764 м. Скважины бурились на четырех самых перспективных лампроитовых трубках. По результатам бурения на ЭВМ были рассчитаны объемы туфов и магматических лампроитов.

5. *Бурение большим диаметром.* Определение содержания алмазов до глубины 200 м устанавливалось по валовым пробам, вынутым из скважин с диаметром бурения 1 м, из буренных колонковым

буровым станком Wirth, оборудованным копром с обратной циркуляцией и с использованием зубчатых твердосплавных коронок. Скважины до 30 м глубиной проходились с помощью колонкового бура Williams компании Hughes Tool. В туфах скважины бурились на расстоянии 50–100 м, образцы керна длиной около 25 м направлялись на обработку. При опробовании из жерл Эллендейл 4, 9 и 11 были извлечены и обработаны на центральной промывочной станции образцы керна общим объемом 5695 м³.

6. *Предварительное изучение пригодности.* Тела Эллендейл 4 и 9 характеризуются алмазностью, местами приближающейся к промышленному уровню. Предварительное исследование возможности их практического использования показало, что магматические лампроиты характеризуются такой низкой алмазностью, что их можно рассматривать только как пустую породу. Большие мощности верхних перекрывающих толщ магматических пород снижают экономичес-

кую рентабельность разработки открытым способом залегающих под этим покровом туфов. Из-за ограниченности выходов на поверхность туфов с повышенной концентрацией разработка их в настоящее время считается нерентабельной, но если цены на алмазы поднимутся, разработки могут начаться. В табл. 3 приводятся некоторые детали проведенной оценки.

Алмазное месторождение Аргайл. В конце 1970 г., несмотря на то что все внимание было сосредоточено на Западном Кимберли, компания AJV повсеместно продолжала рекогносцировочные работы. Был проведен отбор проб вдоль русел потоков в части Восточного Кимберли, расположенной к востоку от Большой северной автострады. Эта дорога с 1972 г., когда финансовые трудности заставили исключить восточную территорию из программы первого планового отбора проб, являлась условной границей. Для быстрой разведки аллювия AJV установила интервал взятия проб в 5 км, и три обычные пробы гравия по 40 кг каждая были отобраны вдоль ручья Смоук-Крик к западу от озера Аргайл. 28 августа 1979 г. из первой же пробы лаборатория в Перте извлекла 2 алмаза, а в течение двух последующих дней из двух других проб были извлечены соответственно 4 и 5 алмазов [9]. В течение сентября, по мере продвижения опробования вверх по течению от места первых находок, количество обнаруженных алмазов возрастало, и вскоре было признано, что гравийные отложения Верхнего Смоук-Крик и Нижнего Смоук-Крик представляют собой алмазное месторождение, которое, возможно, будет разрабатываться.

В отложениях Смоук-Крик вместе с алмазами встречаются хромит, но алмазы сами сформировали четкий шлейф, который через 20 км вверх по течению привел к трубке Аргайл (AK1), имеющую площадь 50 га; открыта она была 2 октября 1979 г. В месте открытия туфовые лампроиты образуют значительные выходы в русле потока и по боргам долины.

Водотоки, дренирующие южную око-

нечность трубки Аргайл, текут на юг и восток и поступают в Лаймстоун-Крик, где во время детального опробования в следующем году были обнаружены промышленные запасы алмазоносного аллювия.

История развития алмазного месторождения Аргайл описана Микинзом [238] и Аткинсом и др. [9]. Аллювий Верхнего Смоук-Крик и Лаймстоун-Крик был опробован через 200 м отдельными канавами, и пробы по 11 м³ каждая отбирались через определенный интервал и обрабатывались на сепараторе твердых сред (в начале работ пробы промывались в алмазном лотке). В отложениях Нижнего Смоук-Крик была проведена только разведочная оценка: канавы задавались на расстоянии 2 км. Имеются данные, что отложения Верхнего Смоук-Крик по алмазоносности заметно беднее, чем отложения Нижнего Смоук-Крик и Лаймстоун-Крик. Запасы алмазоносного аллювия (до начала разработок) приведены в табл. 4. Дополнительные ограниченные запасы обломочного материала из осей трубки Аргайл учитывались вместе с запасами аллювия.

Разработка аллювия началась в январе 1983 г., и ее с производительностью 4000 т/сут планируется продолжать до начала разработки трубки Аргайл. В табл. 5 приводятся данные по добыче для первых трех лет.

Оценка запасов трубки Аргайл осуществлялась при помощи разнообразных вскрышных методов, включая проходку шурфов и бурение:

1. *Шурфование через 100 м в центре.* Картирование шурфов, выходов на поверхность и изучение керна (см. ниже) позволили выделить в трубке три основные разновидности пород: 1) ранний «песчаный» туф с высокой степенью алмазоносности (в среднем 5 кар/т), 2) поздний «непесчаный» туф с низкой степенью алмазоносности (< 1 кар/т), развитый в северной части трубки, и 3) тонкие лампроитовые дайки позднего этапа. Первоначально объем шурфов в среднем составлял 16 м³ (38 т), что достаточно для

Таблица 4. Оценка запасов алмазосодержащих гравийных аллювиальных отложений в трубке Аргайл до начала горных разработок

Местонахождение	Категория	Тоннаж, т	Концентрация, кар/т	Общие запасы, кар
Верхний Смоук-Крик	Прогнозная	580 000	4,6	2 668 000
Лаймстоун-Крик	Подтвержденная	1 700 000	3,6	6 120 000
»	Прогнозная	330 000	3,0	990 000

Таблица 5. Добыча алмазов из аллювия в районе Аргайл

	1983 г.	1984 г.	1985 г. ^а
Руды переработано, т	1 068 052	1 473 714	1 087 799
Алмазов добыто, кар	6 200 227	5 689 546	4 685 970
Извлекаемое содержание, кар/т	5,81	3,86	4,31

^а Добыча за период январь–сентябрь 1985 г.

расчета степени алмазоносности на поверхности. Для получения более надежных данных об изменении алмазоносности, извлечения больших товарных партий алмазов с целью их оценки и проведения технологических испытаний руд объем проб был увеличен до 200–600 м³.

2. *Алмазное бурение.* Геометрия трубки и геологическое строение ее глубоких частей выяснялись с помощью алмазного бурения. Бурение 182 скважин, располагавшихся в линии на расстоянии 50–100 м, позволило получить 30 463 пог. м керна, учтенного при расчетах имеющихся запасов руд.

3. *Колонковое бурение большего диаметра (КББД).* В южной оконечности трубки в высококачественных рудах было пробурено 97 скважин КББД общим объемом 9282 м, предназначенных для определения степени алмазоносности на глубине. Керн диаметром 200 мм разделялся на отрезки длиной по 20 м каждый и весом 1,5 т для последующего дробления и обработки на сепараторе тяжелых сред.

4. *Проходка шахт.* Для проверки сортности руд было пройдено шесть шахт сечением 2,0·2,4 м и глубиной от 43 до 64 м, что позволило также получить данные по обогатимости пород и определить вариации качества алмазов с глубиной. В ходе оценочных работ к концу 1982 г. из 62 842 т породы было извлечено 408 391 кар алмазов.

5. *Оценка запасов сырья.* Расчеты проводились с помощью геостатистических методов. Использовался общий расчет обратных расстояний и отдельно полигональный метод для сравнительной оценки. Величины запасов приведены в табл. 6.

Таблица 6. Рудные запасы трубки Аргайл (АК1)

Категория	Тоннаж, млн. т	Содержание, кар/т	Запасы алмазов, млн. кар
Доказанная	61	6,8	414,8
Прогнозная	14	6,1	85,4



Рис. 7. Алмазный рудник Аргайл в период завершения строительных работ, август 1985 г. Месторождение находится на заднем плане. Ср. вид на Райс-Ридж и Вест-Ридж (фото на фронтиспise). Ист-Ридж – на переднем плане (фото CRAE).

Эти результаты приводятся к расчетному уровню 200 м (100–200 м ниже поверхности). Дополнительные запасы для будущих разработок имеются в северной части трубки в горизонтах ниже этого уровня. Разработка трубки Аргайл началась в декабре 1985 г. (рис. 7). Производительность составляет 3 млн. т/год с ожидаемым выходом около $25 \cdot 10^6$ кар. Это составляет примерно 50%-ный прирост к уровню существовавшей мировой добычи природных алмазов. Все работы на месторождении Аргайл проводятся компанией Argyle Diamond Mines Joint Venture, единственным владельцем всех совместных компаний, зарегистрированных на 1 ноября 1982 г. Эта компания несет ответственность за развитие, разработку и управление в интересах компании Joint Venture по добыче алмазов в районах разрешенных разработок Аргайл и Эллендейл.

Разведочные работы в Кимберли после

открытия трубки Аргайл. Приблизительно в то время, когда было открыто поле Эллендейл, началось осуществление многих крупных разведочных программ, а после открытия месторождения Аргайл значительно увеличились ассигнования на эти программы. Ко всему, как это уже было после объявления об открытии трубок поля Эллендейл, вспыхнула «алмазная лихорадка», и вся территория вокруг района, принадлежащего компании AJV, была застолблена или временно заявлена. Особо стоит упомянуть расположенные вокруг месторождения Аргайл заявки компаний Stockdale Prospecting, Monarch Petroleum, Samantha Exploration, Afro West и Gem Exploration. Заявки на драгировочные работы в нижнем течении реки Орд-Ривер были сделаны компаниями Gem Exploration и Carpentaria Exploration P/L.

Наибольшего успеха, позволившего доказать наличие алмазов, добились ком-

Таблица 7. Алмазы, добытые компанией Gem Exploration and Minerals Ltd. из реки Орд-Ривер

Участок	Расстояние по реке от АК1, км	Переработано материала, т	Добыто алмазов	Общий вес, кар	Средний размер камня, кар	Содержание, кар/100 т
Орд-Дам-Уолл	80	1000	16	1,556	0,097	0,155
Баттонс-Гэп	150	150	25	0,802	0,032	0,534

пании Gem Exploration и Minerals Ltd., которые провели исследование аллювия на нескольких участках реки Орд-Ривер ниже озера Аргайл. Полученные алмазы по внешнему виду напоминают камни трубки Аргайл и, похоже, были вынесены рекой из этой трубки на расстояние около 150 км. Степень алмазности аллювия реки Орд-Ривер слишком низка, чтобы иметь промышленное значение, что видно из табл. 7.

Gem Exploration также получила право на проведение опробования в нижнем течении ручья Лаймстоун-Крик выше его слияния с системой реки Орд-Ривер (озеро Аргайл), примерно в 20 км ниже трубки Аргайл. Этот район был исследован совместно с компанией Freeport of Australia Inc.; объединенная компания получила название Bou River Joint Venture. Первоначальная разведка в 1983 г. выявила четыре гравийные террасы, аналогичные тем, которые были найдены Микинзом [238] на Нижнем Смоук-Крик. В обнаруженных террасах алмазность отложений и крупность алмазов снижаются от более древних верхних террас к современным русловым россыпям (табл. 8).

Самый крупный алмаз, найденный во время разведки, весил 5 мкар и по качест-

ву относился к техническим. Недавно компаньоны объявили, что минимальные запасы в отдельных участках галечников оцениваются в 5 млн. т с содержанием 0,67 кар/т; такие участки приурочены к крупным объемам алмазосных галечников с более низкой продуктивностью. Первоначальная оценка товарного качества алмазов составила 19 долл. США за 1 кар при выходе ювелирного класса до 30%. Хотя продуктивность здесь значительно ниже, чем в россыпях, разрабатываемых компанией Argyle Diamond Mines Joint Venture, товарное качество камней значительно выше. Оценочные работы на месторождении продолжаются; с 1985 г. работает полупромышленная установка мощностью 300 т породы в сутки.

Несмотря на интенсивные поиски после открытия трубки Аргайл, в Восточном Кимберли было выявлено мало тел кимберлитовых или лампроитовых пород. В 1980 г. компанией AJV в результате прослеживания МИ, обнаруженных в пробах из речных потоков, было найдено 25-километровое тело лампроитовых даек Боу. Наиболее важным индикатором являлся андрадит, но достаточно часто встречались хромит, хромдиоксид, хромовый пирроп [8]. Дайки достигают 7 м

Таблица 8. Анализы, добытые компанией Bou River Joint Venture из Лаймстоун-Крик

Гравийные террасы	Количество образцов	Общий вес переработанного материала, т	Добыто алмазов	Средний размер камня, кар	Содержание, кар/100 т
T1	4	350	684	0,280	56,02
T2	3	300	728	0,146	35,60
T3	5	500	212	0,138	5,86
T4	10	1000	659	0,076	5,03
Недифференцированные	2	200	88	0,140	7,80

мощности, и часто на поверхности их можно проследить по рядам деревьев. К сожалению, алмазы в этих дайках не обнаружены.

В конце 1980 г. AJV обнаружила дайку Лиссаделл-Роуд, находящуюся приблизительно в 10 км к юго-западу от трубки Аргайл. Сама дайка состоит из прерывистых маленьких даек и жилок. Она алмазоносна, но в столь незначительной степени, что не имеет какого-либо промышленного значения.

В районе Кимберли все еще продолжают активные разведочные работы, проводимые разными компаниями. Выдаются лицензии на разведку в центральной части района Кимберли; большая доля усилий направлена на поиски первичного источника россыпных алмазов реки Кинг-Джордж в Северном Кимберли. Трубка Птеропус-Крик была повторно исследована компанией ВНР, для чего на полупромышленной установке было переработано 40 т материала. При этом обнаружили большое количество хромита, циркона, но алмазов найдено не было. Значительно успешней оказалась разведка на ручье Касурина-Крик, расположенном к востоку от реки Кинг-Джордж, где валовая проба гравия в 10 т содержала 50 мелких алмазов. Этот результат подтвердился анализом проб, взятых выше по течению (М. Дж. Ганн, личное сообщение).

Разведка южной части района Кимберли. Успех компании AJV воодушевил компанию CRA Exploration на проведение такого же рода разведки алмазов. В 1978 г. рекогносцировочный отбор проб по руслам потоков вдоль края бассейна Карнарвон, близ западной оконечности блока Пилбара, около постов Вандаги и Миддалия, расположенных в 140 км к северо-востоку от Карнарвона, выявил наличие хромового пирропа, хромдиоксида и хромита. Аэромагнитные исследования прилегающих районов позволили обнаружить ряд дискретных дипольных аномалий, аналогичных аномалиям, связанным с лампроитами поля Эллендейл. Бурением было обнаружено 16 диатрем и

силлов кимберлитового типа. Компания Stockdale Prospecting Ltd. обнаружила еще 5 подобных тел в провинции Вандаги. Из этих тел 12 представляют собой небольшие туфовые трубки в основном размером менее 3 га, хотя имеются геофизические данные, свидетельствующие о наличии трубки площадью до 14 га. Из установленных трубок четыре несогласно перекрыты породами мелового возраста мощностью 158 м. Силлы сложены порфиридовидными перидотитами с большим количеством кристаллов диоксида в основной массе. Петрографически и геохимически эти породы отличаются как от кимберлитов, так и от лампроитов. Разведка показала, что они не содержат алмазов [8].

Открытия, сделанные в ходе разведочных работ на севере Западной Австралии, стимулировали ряд компаний на проведение поисковых разведочных работ по всей территории штата. Были выполнены большие программы разведочных работ на алмазы, однако все они проводились на «открытых площадях», и по соображениям охраны собственности результаты остаются закрытыми.

В крупных районах штата, в частности в блоке Пилбара, в провинции Гаскойн и на севере блока Йилгарн, были опробованы галечники и глины. В известной степени работами были охвачены также восточная и южная части блока Йилгарн; в надежде найти МИ проведено изучение основных русловых стоков той части южного бассейна Оффисер, которая расположена в пределах блока Йилгарн. По неофициальным данным, небольшое количество некоторых минералов-индикаторов обнаружено в значительном числе изучавшихся участков. Найдено также небольшое количество мелких алмазов, но коренные породы не обнаружены.

Выполняя разведочную программу отбора образцов глин на юго-восточной окраине блока Йилгарн, компания Stockdale Prospecting Ltd. близ хребта Фрейзер-Рейндж нашла низкомагнетизальный ильменит [204]. Последующее детальное изучение позволило в этой области и к

юго-востоку от Норсмана установить развитие «паракимберлитовых» даек [66].

В результате проведенных в последние 20 лет исследований удалось определить границы четырех провинций, в которых концентрируются алмазные интрузии лампроитового и кимберлитового состава. Эти провинции и их геологическое окружение детально описываются в последующих главах.

Номенклатура

При описании любой группы пород или тел для их идентификации необходима определенная классификационная система. В настоящей работе мы взяли за основу как географический, так и петрографический принцип.

Провинция. Понятие «магматическая провинция» применяется для описания групп интрузий одинакового состава, связанных во времени и пространстве.

Хорошо известными примерами могут служить Римская вулканическая провинция или третичная магматическая провинция Шотландии. В настоящей работе большее значение придается географическому аспекту термина «провинция» — используются названия различных районов, где известны внедрения лампроитовых или кимберлитовых тел. В общем интрузии в любой данной провинции имеют одинаковый возраст и связаны единством происхождения, однако в провинции Восточной Кимберли требование единства возраста может и не соблюдаться.

Поле. Этот термин часто используется для определения географического подразделения внутри провинции. Так, в пределах провинции Западный Кимберли имеются области концентрации лампроитовых интрузий в Эллендейле, Калвинярдахе и Нунканбахе, каждую из которых называют полем. Хотя каждое из полей несколько отличается по возрасту и составу интрузий, это не влияет на использование термина. Изолированные интрузии, удаленные от любого выделенного поля, отнесены к провинции.

Классификация пород. Большое разнообразие структур и минерального состава

кимберлитовых и ультракалиевых пород в целом привело к появлению многочисленных определений, классификаций и названий пород, многие из которых не выходят за рамки определенного местонахождения. Что касается кимберлитов, то с того времени, когда этот термин был впервые использован Луисом [218], предлагалось множество определений, номенклатура подверглась значительному пересмотру [67, 69, 122, 56, 319, 243, 70, 53, 57, 324]. Как указывал Смит [322], исторически сложившийся упор на значимость алмазности и ассоциаций макрокристов сменился акцентированием важности природы основной массы. В данной работе мы приняли определение Клемента [57] и следовали классификации Скиннера и Клемента [319]. Полное определение Клемента и др. [57] гласит:

«Кимберлит — это богатая летучими калиевая ультраосновная магматическая порода, встречающаяся в виде небольших вулканических трубок, даек и силлов. Имеет ярко выраженную неравномернозернистую структуру благодаря наличию макрокристов в мелкозернистой основной массе. Основная масса содержит в качестве главных первичных фенокристов и/или составляющих основной массы оливин и варьирующие количества следующих минералов: флогопита, карбоната (обычно кальцита), серпентина, клинопироксена (как правило, диопсида), монтицеллита, апатита, шпинели, перовскита и ильменита. Макрокристы представлены ксеноморфными, вынесенными из мантии железомagneйвыми минералами, такими, как оливин, флогопит, пикроильменит, хромшпинель, магниевый гранат, клинопироксен (хромдиопсид) и ортопироксен (обычно энстатит). По сравнению с другими макрокристами оливин присутствует в изобилии, наличие же всех других минералов не обязательно. Макрокристы и относительно рано сформировавшиеся минералы основной массы обычно изменены в ходе вторичных процессов, главным образом серпентинизации и карбонатизации. Кимберлит обычно содержит включения ультраосновных пород, вынесенных из верхней мантии. В различных количествах могут присутствовать также ксенолиты корового происхождения и ксенокристы. Кимберлит в качестве редкого минерала может также содержать алмаз».

Классификация кимберлитов, принятая Скиннером и Клементом [319], основана на слагающих породе первичных минералах. Оливин повсеместно встречается в кимберлитах, но его обилие в породе имеет для классификации ограниченную ценность, так как невозможно с точностью определить соотношение оливиновых ксенокристов и оливина, который образовался непосредственно из магмы. Ниже приведена минералогическая классификация кимберлитов, предложенная Скиннером и Клементом [319]:

«...кроме оливина в качестве основного первичного составляющего минерала кимберлита может присутствовать любой из пяти следующих минералов: диопсид, монтичеллит, флогопит, кальцит и серпентин. Соответственно мы предлагаем выделить пять основных разновидностей кимберлита в зависимости от того, какой из этих пяти минералов преобладает по объему... Дальнейшее подразделение проводится в соответствии с тем, какой минерал или минералы из названных или любых других присутствуют в количестве, достаточном для того, чтобы характеризоваться как аксессуарные или модифицирующие. Мы считаем, было бы полезным в название породы вводить названия таких примесных минералов, которые присутствуют в количестве 2/3 или более от объема преобладающего минерала... в дополнение к пяти вышеперечисленным минералам в составе кимберлита какой-либо другой минерал может встречаться в качестве основного. В этом случае также может быть применен предложенный нами принцип подразделения».

В случае когда материал позволял провести четкую классификацию, мы следовали схеме Скиннера и Клемента [319], но в большинстве случаев кимберлитовые дайки Западной Австралии сильно изменены и первичная минералогия их нарушена. Идентификация базируется на определении их происхождения и химических характеристик минералов тяжелой фракции, и породы в этом случае лучше всего называть кимберлитами.

Местные названия особенно характерны для лампроитов, лампрофиров и других ультракалийевых пород [307, 146]. Прайдер, описывая лампроиты Западного

Кимберли, принял классификацию, основывающуюся на признаке наличия или отсутствия одного или более типичных сосуществующих минералов [355, 288]. Использовались следующие названия:

Фицроит – флогопит-лейцитовый лампроит.

Седрисит – диопсид-лейцитовый лампроит.

Вайомингит – флогопит-диопсид-лейцитовый лампроит.

Мамилит – магнофорит (калиевый рихтерит)-лейцитовый лампроит.

Волжидит – флогопит-диопсид-магнофорит-лейцитовый лампроит.

Было отмечено, что каждая из пород может содержать оливин (обычно измененный до нонтронита) и что в качестве аксессуарного минерала постоянно присутствует прайдерит. Необходимо отметить, что эта классификация не отражает доли каждого из присутствующих минералов. Так, например, при наличии нескольких чешуек флогопита порода вместо седрисита может быть названа вайомингитом, даже если обе породы являются частью одного и того же тела. В результате породы, очень сходные по химическому составу, могут иметь разные названия в зависимости от степени раскristаллизации. Дополнительные трудности состоят в том, что по классификации Прайдера оливин вообще в расчет не принимается, хотя его доля в породах, по всем другим параметрам идентичных, может изменяться от 0 до 15%. С открытием в поле Эллендейл богатых оливином и бедных лейцитом, а то и вообще безлейцитовых пород было признано, что при определении названия породы необходимо принимать во внимание оливин.

До открытия оливиновых лампроитов в районе Эллендейл удовлетворительного определения лампроитов как самостоятельной группы пород не существовало. Этот термин был предложен Ниггли и использован Трегером [341] для обозначения богатых калием и магнием лампрофиров Испании, Вайоминга и Антарктиды. Прайдер [355] использовал это название для описания богатых лейцитом

пород Западного Кимберли. Следуя определению, предложенному Клементом и др. [56], Джейкс и др. [196] дали определение лампроита, которое используется в данной работе:

«Лампроит определяется как богатая калием и магнием лампрофировая порода вулканического или гипабиссального происхождения, принадлежащая к классу ультракалиевых пород. Минералы, обычно присутствующие в качестве главных составляющих, представлены одним или несколькими из следующих: оливин, клинопироксен (обычно диопсид), флогопит (обычно титансодержащий), лейцит, амфибол (чаще калиевый рихтерит), ортопироксен, санидин и стекло. Аксессуарная фаза может включать прайдерит, апатит, нефелин, шпинель, перовскит, вэйдит и ильменит. Возможно присутствие также ксенолитов и ксенокристов (включая оливин, пироксен, гранат и шпинель) верхнемантийного происхождения, а также алмаза в качестве редкого аксессуория. Лампроит может иметь основной или ультраосновной состав и характеризуется высоким отношением K_2O/Na_2O (> 3) и большими содержаниями Rb, Sr, Ba, Ti, Zr, Nb, Pb, Th, U и легких элементов группы редких земель».

Аналогичное определение было дано Скотт-Смитом и Скиннером [309], которые рассматривали лейцит (или стекло с точки зрения его потенциальной кристаллизации в лейцит) как исходный минерал, хотя это положение не было отражено в их последующей статье [311].

Согласно вышеприведенному определению, было выделено много минералогических аналогов кимберлита, но список минералов, потенциально важных для классификации, значительно шире и включает лейцит, санидин, нефелин и амфибол, т.е. минералы, которые не обнаружены в кимберлитах в качестве первичной фазы. Показательно также обогащение титаном такого минерала, как флогопит, и присутствие редких минералов, таких, как вэйдит и прайдерит.

Давая названия породам, мы следовали классификации Клемента [57], которая была приведена выше, и предположили, что лампроитовая серия, так же как и кимберлиты, может быть подразделена и названа в соответствии с при-

сутствующими первичными минералами (включая оливин). При этом названия минералов употребляются в качестве прилагательных и располагаются в порядке возрастания их содержания [196]. Дополнительные минералы, названия которых используются для обозначения разновидностей по преобладающей фазе, должны присутствовать в количестве не менее 2/3 от главной фазы. Слово «стекло» не должно использоваться в названии породы, но в особых случаях порода может быть названа стекловатой или богатой стеклом. В случае необходимости точно определить породу система позволяет использовать сложные названия, например оливин-диопсид-флогопит-лейцитовый лампроит, так как такое длинное название информативно. Более того, присутствие еще одной аксессуарной фазы не требует изменения названия породы.

Пирокластические породы. Для пирокластических пород мы использовали номенклатуру и классификацию, рекомендованные подкомиссией МСГН по систематике пирокластических пород [308], которая была принята повсеместно. Мы следовали терминологии Фишера и Шминке [110] в определении типов пирокластов (ювенильные, аксессуарные, случайные) и полимодальных пирокластических пород. Эту описательную классификацию мы предпочли генетической-структурной классификации, предложенной для кимберлитов Клементом и Скиннером [54, 55], Мак-Каллумом и др. [228] и Клементом [53], так как, хотя кимберлиты и лампроиты Западной Австралии можно отнести к кратерным, диатремовым или гипабиссальным фациям [8], многие породы трубок Западного Кимберли, которые на основании лишь петрографических исследований должны быть отнесены к гипабиссальной фации [70], имеют совсем иной характер и часто перекрывают пирокластические толщи вулканического кратера. Многие западноавстралийские породы относятся к кратерной фации и могут быть описаны в рамках стандартной терминологии пирокластических пород.

Структурное положение кимберлитовых и лампроитовых провинций Западной Австралии

Краткое содержание. Описана эволюция структур, в частности кратонизация Западно-Австралийского щита и Северо-Австралийского кратона. К этим же структурам отнесены кимберлитовые и лампроитовые провинции. Кимберлитовые дайки и трубки провинции Северный Кимберли (≈ 800 млн.лет) прорывают слабо смятый в складки чехол бассейна Кимберли и, вероятно, связаны с окраинным прогибом блока Кимберли в сторону бассейна Бонапарт. В провинции Восточный Кимберли кимберлитовые и лампрофировые дайки (≈ 800 млн.лет) и лампроитовая трубка Аргайл (≈ 1150 млн.лет) приурочены к основным разломам подвижной зоны Холлс-Крик, которая была кратонизирована приблизительно 1800 млн. лет назад. В провинции Западный Кимберли лейцитовые и оливиновые лампроиты миоценового (≈ 20 млн.лет) возраста приурочены к протерозойской подвижной зоне Кинг-Леополд (кратонизирована 1800 млн. лет назад) и трогу Фицрой (девон-юра). Основание трога Фицрой, возможно, является продолжением подвижной зоны Кинг-Леополд, и лампроиты могут быть связаны с основными разломами фундамента, которые были активными в ранней юре, или с движением Австралийского континента над «горячей точкой». Диатремы Вандаги приурочены к главному рифтовому разлому и горстовому блоку фундамента фанерозойского бассейна Карнарвон. Возраст диатрем Вандаги совпадает с временем раскола континентов (160 млн. лет).

Основное структурное положение кимберлитовых и лампроитовых интрузий в Западной Австралии определяется нахождением их в пределах реннепротерозойских подвижных зон, располагающихся по границе архейских ядер, несмотря на то что эти зоны могут быть покрыты фанерозойским осадочным чехлом. Пояса были кратонизированы, но оставались областями развития трещин и разломов. Крупные сдвиги, оставшиеся активными в течение длительного периода, сформировали основные каналы подъема кимберлитовой и лампроитовой магм.

В Западной Австралии поисковыми работами на алмазы выявлено четыре главных ареала развития кимберлитовых и лампроитовых интрузий, которые встречаются в различных структурных зо-

нах (рис. 8). Провинция Северный Кимберли расположена в слабоскладчатых породах протерозойского чехла блока Кимберли. Провинция Восточный Кимберли связана с подвижной зоной Холлс-

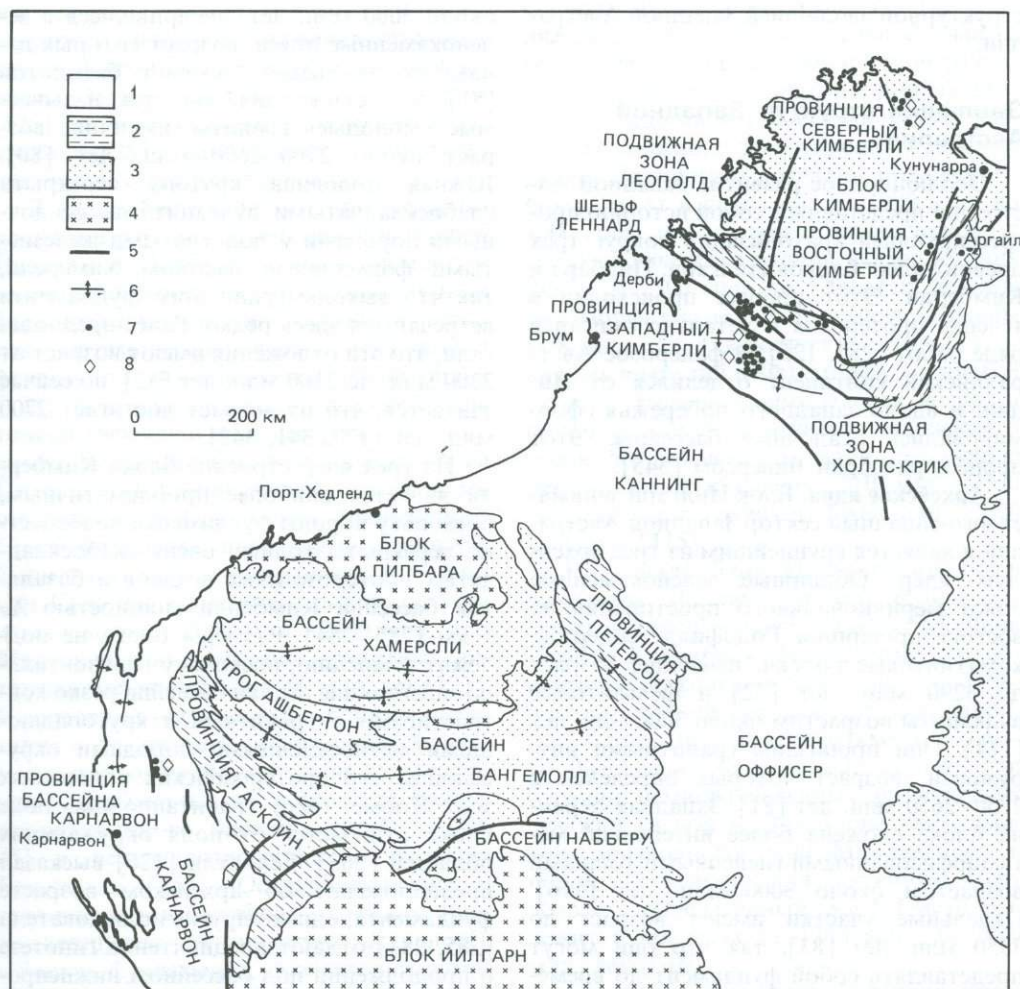


Рис. 8. Основные тектонические единицы Западной Австралии и размещение кимберлитовых и лампроитовых провинций. 1 — фанерозойские бассейны; 2 — протерозойские складчатые пояса; 3 — протерозойские бассейны; 4 — архейские кратоны; 5 — разломы; 6 — оси складок; 7 — интрузии лампроитов и кимберлитов; 8 — местонахождения алмазов.

Крик, находящейся на восточной окраине кратона. Провинция Западный Кимберли ассоциируется с шельфовой зоной и глубоким грабеном, образовавшимся между юго-западной окраиной блока Кимберли и прилегающим к нему бассейном Каннынг, хотя некоторые лампроиты внедряются также в подвижную зону Леопольд, граничащую с блоком. Щелочные пикритовые трубки и силлы провинции Вандага

приурочены к главному рифтовому разлому и горсту в пределах фанерозойского бассейна Карнарвон. Возраст интрузий разнообразен: от примерно 1150 млн. лет для трубки Аргайл в Восточном Кимберли до примерно 20 млн. лет, определенных для лейцитовых лампроитов провинции Западный Кимберли. В последующих главах разнообразие возраста и структурного положения будет увязано со

структурной эволюцией Западной Австралии.

Эволюция структур Западной Австралии

Эволюционное развитие Западной Австралии представляет собой историю прогрессирующей кратонизации вокруг трех древних ядер: блоков Йилгарн, Пилбара и Кимберли. Этот процесс происходил в течение протерозоя и детально описан в ряде работ [283, 125]. В фанерозое Австралийский континент отделился от Индии, и вдоль западного побережья сформировались осадочные бассейны. Этот процесс разобран Виверсом [345].

Архейские ядра. Блок Йилгарн занимает юго-западный сектор Западной Австралии и является крупнейшим из трех архейских ядер. Обширные зеленокаменные пояса меридионального простирания на востоке провинции Голдфилдс содержат коматитовые потоки, имеющие возраст до 3290 млн. лет [52] и фельзитовые вулканиты возрастом около 3000 млн. лет [114]. Они пронизаны гранитными интрузиями, возраст которых определен в 2750–2650 млн. лет [81]. Западная окраина блока сложена более интенсивно метаморфизованными гнейсовыми толщами возрастом около 3000 млн. лет [116]. Отдельные участки имеют возраст до 3350 млн. лет [83], так что они могут представлять собой фундамент до времени заложения зеленокаменных поясов [125]. Наиболее поздним значительным событием в пределах блока явилось формирование широко распространенных на востоке провинции Голдфилдс небольших штоков щелочных гранитов возрастом около 2500 млн. лет [220], а также образование многочисленных даек основного состава возрастом около 2400 млн. лет [344]. После этих событий кратон оставался стабильным.

Блок Пилбара представляет собой архейский кратон меньших размеров, расположенный к северу от блока Йилгарн (рис. 8). В его пределах размещаются крупные гранитные батолиты возрастом

около 3000 млн. лет, внедрившиеся в зеленокаменные пояса, возраст которых немалого превышает возраст батолитов [81], и посттектонические, так называемые «молодые» граниты, имеющие возраст около 2700–2600 млн. лет [80]. Южная половина кратона перекрыта слабоскладчатыми вулканитами, осадочными породами и полосчатыми железистыми формациями бассейна Хамерсли, так что выходы гранитного фундамента встречаются здесь редко. Ранее предполагали, что эти отложения имеют возраст от 2300 млн. до 2100 млн. лет [82], но сейчас считается, что их возраст достигает 2700 млн. лет [177, 341, 342].

Из трех ядер строение блока Кимберли является наиболее проблематичным, поскольку породы фундамента повсеместно перекрыты толщей очень слабоскладчатых протерозойских осадков и базальтов бассейна Кимберли мощностью до 5 км [285, 284]. Размеры блока не подлежат сомнению, поскольку горизонтально залегающие осадки бассейна резко контрастируют с гранитами и крутопадающими метаосадочными породами окружающих его протерозойских подвижных зон. Кроме того, гравитационное поле блока отличается от поля окружающих областей [363]. Геллатли [126] высказал предположение об архейском возрасте фундамента, однако другие исследователи [285, 284] отдают предпочтение гипотезе о продолжении под бассейном нижнепротерозойской группы Холлс-Крик, обнажающейся в прилегающих подвижных зонах. По мнению Ханкока и Ратленда [165], маломощная кора архейского возраста изначально могла подстилать мобильную зону, блок Стерт к востоку от нее, а также область бассейна Кимберли. Какова бы ни была его изначальная природа, блок, подстилающий бассейн Кимберли, оставался стабильным по крайней мере с раннего протерозоя, поскольку возраст комплекса Холлс-Крик составляет 2150 млн. лет [273].

Протерозойские подвижные пояса и прогрессирующая кратонизация. Структурное развитие Западной Австралии в протеро-

зойское время охватывает возникновение подвижных поясов на окраинах архейских ядер и формирование двух больших кратонов – Западно-Австралийского [125] на юге и Северо-Австралийского кратона [283], занимающего значительную часть северной Австралии.

Западно-Австралийский щит сформировался в результате объединения блоков Йилгарн и Пилбара крупной орогенной зоной Каприкорн, в которой происходили формирование геосинклинальных осадков, метаморфизм, переработка пород фундамента и внедрение гранитоидов [125]. Возможно, бассейн образовался на тонкой гнейсовой коре северного продолжения Западной гнейсовой области блока Йилгарн. Тектоническими движениями остатки этого фундамента, прорванного более молодыми интрузиями гранитов, были выведены на поверхность в провинции Гаскойн, в которой древние породы имеют возраст 2000 млн. – 2400 млн. лет. Многочисленные секущие гранитные интрузии имеют возраст 1600 млн. лет [177]. К востоку от провинции Гаскойн седиментация с позднейшей деформацией фундамента продолжалась в течение всего периода осадконакопления в пределах нижнепротерозойского бассейна Набберу [44, 45] и верхнепротерозойского бассейна Бангемолл [257]. Осадконакопление и складчатость в бассейнах отражают продолжавшуюся тектоническую активность в блоках фундамента, окончательная стабильность которых была достигнута только около 1000 млн. лет назад.

Одновременно с развитием орогена Каприкорн на юго-восточной окраине блока Йилгарн формировалась складчатая провинция Олбани – Фрейзер [87]. Этот подвижный пояс, имеющий длину более 1100 км и ширину до 200 км, сложен сильно деформированными орто- и парагнейсами, метаморфизованными в интервале от амфиболитовой до гранулитовой фации. Он включает комплекс Фрейзер с крупными разорванными пластами расчлененных габбро [258] и широкую зону посттектонических гранитных интрузий. Граничная область между провинцией

Олбани – Фрейзер и блоком Йилгарн является скорее зоной интенсивной пластической деформации, нежели зоной разлома [258]. Восточная окраина подвижного пояса представляет собой обычный разлом, возможно, с левосторонним сдвигом [125]. Датировки возраста подвижного пояса лежат в диапазоне от 1800 млн. до 1600 млн. лет для раннетектонического и метаморфического этапов формирования [335], от 1300 млн. до 1200 млн. лет для метаморфизма высокой ступени и равны 1100 млн. лет для посттектонических гранитных интрузий и метаморфизма низкой ступени. Недавние определения возраста пород западной оконечности подвижного пояса Sm-Nd-методом дали следующие результаты: для гнейсов – 2010 млн. – 2170 млн. лет, для гранитов – 1810 млн. – 2020 млн. лет [115].

На западе блок Йилгарн ограничен разломом Дарлинг, и его фундамент скрыт мощной толщей осадков бассейнов Перт и Карнарвон. На поверхности обнажается несколько относительно небольших протерозойских выходов, как, например, блоки Лиувин и Нортгемптон, однако фундамент был вскрыт только при бурении немногочисленных разведочных скважин на нефть. Для блока Нортгемптон, эрозионного окна Маллингара и пород фундамента под бассейном Перт возраст, определенный Sm-Nd-методом, лежит в пределах от 1780 млн. до 2010 млн. лет [116].

Сведения о провинции Патерсон, представляющей собой протерозойскую подвижную зону, огибающую восточную и северную окраины блока Пилбара, ограничиваются данными геологического обзора, сделанного Чином и др. [51, 50]. Орто- и парагнейсы со сложной геологической историей и гранитные интрузии различного возраста формировались скорее всего по традиционной схеме, установленной для центральноавстралийского блока Масгрейв [283]. Датировки возраста метаморфического комплекса отсутствуют, однако возраст 614 млн. лет гранитов Маунт-Крофтон на востоке и аналогичный возраст гранитов, скрытых

осадками окраины бассейна Каннинг [340], позволяют предполагать, что подвижный пояс был активен в течение длительного времени.

Северо-Австралийский кратон [283] занимает обширную территорию к северу от блока Масгрейв в Центральной Австралии и к западу от орогенной зоны Маунт-Айза в Квинсленде. В Западной Австралии кратон включает блок Кимберли и прилегающие подвижные зоны Кинг-Леополд и Холлс-Крик, а также скрытый под молодыми породами блок Стерт на востоке и фундамент части бассейна Каннинг на юге.

Подвижная зона Холлс-Крик представляет собой узкий, ограниченный разломами пояс раннепротерозойских осадков, метаморфических пород и гранитов, имеющий длину около 400 км и ширину около 100 км, простирающийся в северо-северо-восточном направлении вдоль окраины бассейна Кимберли. Самые древние обнаженные породы относятся к группе Холлс-Крик [89], мощной геосинклинальной толще, имеющей возраст 2150 млн. лет [273]. Их метаморфизованные эквиваленты – метаморфические породы Тикалара вместе с интрузиями долеритов, габбро, ультрабазитов и синтетектонических гранитов образуют комплекс ранний Ламбу [131], имеющий возраст 1920 млн. лет. К комплексу Ламбу относятся также посттектонические вулканиты Уайтуотер и граниты Боу-Хилл, формировавшиеся между 1815 млн. и 1834 млн. лет назад [31]. Ханкок и Ратленд [165] предполагают наличие ранней тектонической фазы растяжения, во время которой толща Холлс-Крик наложилась на истонченную архейскую кору. Затем последовали фазы поднятия и сжатия между 1920 млн. и 1830 млн. лет назад, когда подвижный пояс окончательно кратонизировался и принял современную форму. Сжатие было направлено с северо-запада и привело к левостороннему сдвигу в пограничных разломах Холлс-Крик и Гленвейл и формированию серии ступенчатых разломов северо-восточного направления внутри пояса. Фаза сжатия сопровождалась

также ограниченной субдукцией литосферы под окраину блока Кимберли [165].

Явная линейность подвижной зоны обусловлена разломом Холлс-Крик, крупной геоструктурой, которая, возможно, уже существовала в архейском фундаменте и определяла седиментацию на ранней стадии развития зоны [165]. Этот разлом и связанные с ним параллельные разломы оставались активными в течение всего оставшегося протерозоя. Группа Карр-Бойд, например, сформировалась в результате повторяющихся циклов морских трансгрессий и регрессий, связанных с опусканием и поднятием узкой полосы между Холлс-Крик и разломами Данхем – Гленхилл – Айвенго [285]. Возраст этих осадков варьирует от 1158 млн. лет для алевролитов Голден-Гейт до 891 млн. лет для самой верхней формации Пинкомб [31]. Ряд разломов продолжал оставаться активным в течение всего палеозоя во время накопления осадков в северной части подвижной зоны бассейна Бонапарт.

Подвижная зона Кинг-Леополд на юго-западной окраине блока Кимберли очень похожа на подвижную зону Холлс-Крик. Зона содержит метаморфизованные осадки, аналогичные толще Холлс-Крик и пронизанные интрузиями синтетектонических габбро и гранитов, несогласно перекрытые вулканитами Уайтуотер. Посттектонические граниты, в основном граниты Леннард, прорывают более древние породы. Возраст этой части комплекса Ламбу такой же, как и подвижной зоны Холлс-Крик. Обе вышеназванные подвижные зоны сходятся в районе Холлс-Крик, а ряд крупных разломов подвижной зоны Холлс-Крик продолжается в пределы подвижной зоны Кинг-Леополд, особенно разлом Гринвейл, который через разлом Литтл-Гоулд соединяется с крупным разломом сдвиговой зоны Сенди-Крик западного подвижного пояса. Большая часть подвижной зоны Холлс-Крик, однако, не представлена в обнажениях подвижной зоны Кинг-Леополд, хотя, возможно, она существует, скрытая под осадками трога Фицрой и северного бассейна

Каннинг. Эта область отличается повышенным уровнем силы тяжести; аномалия совпадает с гранитами Боу в зоне Холлс-Крик, но развернута в сторону трога Фицрой на западе. Граниты Леннард, напротив, находятся в области с низким уровнем гравитации. В целом обнаженные части подвижной зоны Кинг-Леополд аналогичны самой западной части зоны Холлс-Крик [165].

На основании геометрического и возрастного сходства этих двух подвижных зон Ханкок и Ратленд [165] высказали предположение, что они сформировались в результате процессов растяжения и сжатия, вызванных давлением блока Кимберли в направлении с севера на запад. Эта схема имеет существенный недостаток — отсутствие каких-либо признаков крупного разлома с правосторонним смещением в подвижной зоне Кинг-Леополд, в то время как единственный крупный разлом — сдвиг Седди-Крик характеризуется небольшим левосторонним смещением. Принимая во внимание, что значительная часть зоны покрыта более молодыми осадками северного бассейна Каннинг, можно предположить, что правосторонние разломы трога Фицрой поздне триасового — раннеюрского возраста [120] свидетельствуют о поздней реактивизации старого правостороннего разлома фундамента. В то же время, по мнению Пламба и Гемутса [285], которые отметили преобладание левосторонних разломов и срывов по простиранию подвижной зоны Холлс-Крик, где общее смещение по одноименному разлому составляет 110 км, и преимущественное развитие опрокинутых складок в подвижной зоне Кинг-Леополд, где рассчитанное смещение равно 80 км [329], блок Кимберли переместился к юго-юго-западу, параллельно разлому Холлс-Крик. Однако они указывают, что возраст интенсивного складкообразования составляет около 600 млн. лет и, возможно, ранее имел место метаморфизм возрастом 1550 млн. лет [23]. Ни одно из этих значений возраста не коррелируется с основными перемещениями разлома Холлс-Крик.

Бассейн Кимберли приблизительно совпадает с областью подстилающего блока Кимберли и сложен серией аллювиальных и морских осадков мощностью до 5 км. В средней части разреза залегают мощная толща толеитовых базальтов Карсон. Пластовые интрузии Харт-Долерит мощностью до 1800 м подстилают весь бассейн и внедряются во все осадочные образования [285]. Нижний предел возраста бассейна (около 1830 млн. лет) фиксируется по возрасту посттектонических гранитов подвижной зоны Холлс-Крик, а верхний предел (1750 млн. лет) — по возрасту интрузий Харт-Долерит [31]. Центральная часть бассейна деформирована слабо, но в узкой зоне, прилегающей к подвижной зоне, складчатость заметно интенсивнее.

Фанерозойское рифтообразование западной континентальной окраины. В ряде статей [347–350] западная окраина Австралийского континентального шельфа описывается как полностью развитая, зрелая рифтовая система, аналогичная более молодому и менее развитому Восточно-Африканскому рифту.

Рифтообразование на северо-западной окраине континента, прилегающей к блоку Кимберли, возможно, началось в карбоне и предшествовало разделению континентов [359], хотя Виверс и др. [350] считают, что этот район был открытым морем. Далее на юг от современного побережья Пилбара формировалась сводовая рифтовая система северо-восточного простирания, перекрытая осадками бассейна Карнарвон. Эта система окончательно разделилась 160 млн. лет назад [349]. Юго-восточное продолжение рифта в раннемеловое время (около 125 млн. лет назад) отделило Большую Индию от Австралии в районе бассейна Перт и южной части бассейна Карнарвон [350, 349]. Всю эту рифтовую систему Виверс и Коттерилл [348] по размерам и геометрической соотношенности частей сравнивают с Восточно-Африканским рифтом.

В этой системе трог Фицрой представляет собой «неудавшийся» рифт, простирющийся в восточно-юго-восточном

направлении от точки тройного сочленения на северном плече основной рифтовой системы. Трог, однако, имеет значительную дотриасовую историю. Основной период погружения вдоль крайних разломов Фентон и Пиннакл приходится на девонское время [339, 120]. Осадки ордовикского – юрского возраста отложились в желобе, где их мощность, составляя в среднем 8 км, на юго-востоке возрастает до 18 км. Крайние разломы реактивизировались в позднем триасе – ранней юре, когда произошел сильный правосторонний срыв по их простиранию, вызвавший формирование серии складок широтного направления [326]. Сами разломы представляют собой крупные структуры. Так, в разломе Фентон местами амплитуда вертикального смещения достигает 4 км. Разломы сохраняли активность в течение значительного времени и по характеру смещения были очень разнообразны – от нормальных до опрокинутых срывов. Возможно, они соотносятся со структурами кристаллического фундамента, которые, вероятно, имеют более значительное простирание, чем подвижная зона Кинг-Леополд.

Начиная от тройной точки на основном рифте, расположенной приблизительно на 22° ю.ш., простирается другой рифт. Он развивался как южное ответвление основного бассейна Карнарвон и называется суббассейном Мерлинлейх. Суббассейн обрамлен с запада разломом Вандаги и заполнен мощным клином осадков преимущественно пермского возраста. Этот разлом является также восточной окраиной узкого погребенного горста в породах фундамента – хребта Вандаги-Янри, который вместе с хребтом Анджана отделяет крайний суббассейн от основного бассейна на западе.

Кимберлитовые и лампроитовые провинции

Провинция Северный Кимберли. Имеющиеся данные о структурах, вмещающих кимберлитовые дайки и трубки Северного Кимберли, недостаточны, так как послед-

ние прорывают горизонтально залегающие осадочные и вулканические породы нижнепротерозойской группы Кимберли, а любые структуры, определяющие положение трубок, находятся в погребенном фундаменте. Отдельные дайки и трубки имеют северо-восточную ориентировку, параллельную подвижной зоне Холлс-Крик, т. е. подчиняются преобладающему структурному тренду района Кимберли. В то же время в целом дайки образуют группу северо-западного простирания, параллельного северному побережью района Кимберли.

Возраст даек примерно 800 млн. лет [276]. Они относятся ко времени, для которого в бассейне Кимберли или окружающих его подвижных зонах значительная тектоническая активность неизвестна. Возраст вмещающих осадочных и вулканических пород оценивается приблизительно в 1800 млн. лет; самое молодое складкообразование имело место около 1500 млн. лет назад [285], хотя интенсивная деформация алевролитов Элги и вулканитов Карсон в районе Ямпи на юго-западной окраине блока Кимберли датирована 630 млн. лет [23]. Возможно, что данный пример кимберлитового магматизма соотносится со структурами, ответственными за развитие бассейна Бонапарт; интрузии расположены на окраине блока Кимберли вблизи прогиба, простирание которого на северо-запад и отделяющего кратон от бассейна. Непосредственно вблизи побережья Северного Кимберли находится суббассейн Петреграбен или недоразвитый рифт северо-западного простирания, аналогичный грабену Фицрой на юго-западной окраине блока Кимберли. В настоящее время геология дальней прибрежной полосы бассейна Бонапарт изучена слабо, а на побережье развиты только силурийские и девонские породы. Таким образом, любые соотношения между развитием этого бассейна и кимберлитовым магматизмом должны определяться длительно существовавшими стабильными структурами фундамента.

Провинция Восточный Кимберли. Ким-

берлитовые и лампроитовые интрузии в провинции Восточный Кимберли тесно связаны с главными разломами подвижной зоны Холлс-Крик; трубка Аргайл—с разломами Гленхилл и Холлс-Крик, дайки Боу-Хилл—с разломом Боу-Хилл и небольшие кимберлитовые дайки Мауд-Крик и Девилс-Элбоу—с разломом Гринвейл. Тем не менее из лампроитовых интрузий только трубка Аргайл может быть прямо скоррелирована с тектонической активностью. Трубка Аргайл прорывает группу Карр-Бойд, которая залегает в нижней части зоны погружения между разломами Холлс-Крик и Гленхилл. Трубка внедрилась вдоль зоны расщепления разлома Гленхилл и находится всего в нескольких километрах от разлома Холлс-Крик. Алевриты Голден-Гейт близ основания группы Карр-Бойд датируются 1158 ± 123 млн. лет [31]. Аналогичный возраст имеют лампроиты, внедрившиеся между 1045 млн. и 1253 млн. лет (см. гл. 4, табл. 20). Таким образом, тектоническая активность, обусловившая формирование отложений группы Карр-Бойд, одновременна внедрению лампроитов.

Дайки Боу-Хилл образуют эшелонированную свиту даек между разломом Боу-Хилл и меньшим безымянным разломом северо-северо-восточного простирания (рис. 39). Возраст даек составляет приблизительно 800 млн. лет (табл. 9), но основное движение по разлому Боу-Хилл происходило в заключительную фазу кратонизации подвижной зоны около 1800 млн. лет назад. Однако небольшой разлом, расположенный севернее, смещает кембрийские вулканы плато Антрим; это позволяет предположить, что незначительная тектоническая активность продолжалась вплоть до палеозоя.

Кимберлитовые дайки на западе еще не датированы, но по аналогии с Северным Кимберли и близлежащими дайками Боу-Хилл можно считать, что их возраст составляет 800 млн. лет. Дайки пространственно ассоциируются с краевыми складками разреза бассейна Кимберли и разломом Гринвейл, который является за-

падной границей подвижной зоны Холлс-Крик.

Провинция Западный Кимберли. Лампроиты провинции Западный Кимберли—это однородная группа интрузий, встречающихся в различном структурном окружении: от протерозойской подвижной зоны Кинг-Леополд до палеозойского трога Фицрой. Их возраст определен как раннемиоценовый (20–25 млн. лет), но район был преимущественно стабильным уже с юры. Несколько интрузий в северной части района (Маунт-Роуз, Мак-Кинрик-Хилл) пространственно связаны со сдвигом Сенди-Крик, основным раннепротерозойским нарушением. Многие лампроиты, внедряющиеся в породы протерозоя, приурочены к разломам, простирающимся параллельно северной окраине трога Фицрой. Тела Эллендейл 4 и 38, Камаротечиа-Крик, Спилерс-Боур и Оскар связаны с разломом Оскар, проходящим вдоль юго-западного склона хребта Оскар; тела Эллендейл 17, 39 и 46, возможно, ассоциируются со скрытым разломом, простирающимся вдоль хребта Нейпир—линеамента, протягивающегося на восток и включающего трубки Биг-Спринг и, возможно, Хупер-Вест. Основная часть поля Эллендейл приурочена к опущенному разломному блоку, который находится на северо-западном продолжении разлома Оскар. Этот разлом не заходит в сам район, но очертания допалеозойского фундамента (рис. 54) предполагают наличие других крупных разломов в фундаменте. Поле Калвинярдах тесно примыкает к системе разломов Пиннакл—Харвей северной окраины трога Фицрой, однако для поля Нунканбах очевидная связь с разломами, картируемыми на поверхности, не проявляется.

Хотя, судя по распределению лампроитов, можно говорить о существовании связи с древними разломами фундамента, заложенными, возможно, в протерозое, многие интрузии вытянуты в широтном направлении параллельно осям мелких складок палеозойских осадочных пород. Смит [326] оспаривает факт развития этих складок как ответ на право-

сторонние срывы и скольжение в зоне пограничных разломов трога Фицрой в течение позднего триаса – ранней юры; к тому же лампроиты для своего внедрения в осадочный чехол использовали ослабленные зоны широтного простираания [8].

Характерная особенность провинции Западный Кимберли – концентрация большинства интрузий в пределах сравнительно ограниченных территорий (поля Эллендейл, Калвиниярдах и Нунканбах), сменяющих друг друга в меридиональном направлении. Более того, установлено, что с юга на север увеличивается возраст интрузий [193]. Отсюда можно сделать вывод, что наилучшим объяснением такого распределения является движение Австралийского континента к северу поверх «горячей точки» со скоростью 3,7 см/год [323].

Провинция Вандаги. Приуроченность щелочных пикритовых силлов и диатрем провинции Вандаги к разлому Вандаги очевидна, поскольку все они находятся лишь в нескольких километрах к востоку от разлома. Разлом, возможно, начал формироваться в позднем карбоне (300 млн. лет), и смещения продолжались до раннего мела (140 млн. лет) [178]. Возраст пикритов составляет 160 ± 10 млн. лет [8], что совпадает с возрастом раскола континентальной окраины [347] и наибольшего движения в зоне разлома. Таким образом, пикриты приурочены к главному разлому, который захватывает кристаллический фундамент и, весьма возможно, связан с более древними структурами в пределах фундамента.

Обсуждение

Современные теории генезиса алмазов предполагают, что этот минерал образуется на глубине 100–150 км в деплетированной мантии, т.е. в части мантии с низкой летучестью кислорода, после того как от нее отделились базальтовая и/или коматинитовая магмы и остался тугоплавкий остаток [39]. По этим причинам нельзя утверждать, что в раннем архее во время активного вулканизма существова-

ли приемлемые условия для дегазации мантии, конвективного перемешивания вещества и предполагающегося наличия высокого теплового потока. Тем не менее эти процессы привели к развитию значительной по мощности литосферы и истощенной тугоплавкой субкратоновой мантии. Так, алмазы Южной Африки по данным Sm-Nd-метода имеют возраст, равный 3200 млн. – 3300 млн. лет, хотя они были вынесены кимберлитами только 90 млн. лет назад [296]. Геологические данные по Южной Африке и СССР также свидетельствуют в пользу этой теории: алмазоносные кимберлиты явно приурочены к древним кратонизированным областям, стабильным по крайней мере в течение 1500 млн. лет, в то время как окружающие подвижные зоны содержат интрузии неалмазоносных кимберлитов, карбонатитов и щелочных вулканитов [58, 68, 70].

В Западной Австралии кратонизация и развитие литосферы в архейских ядрах блоков Йилгарн и Пилбара должны были обеспечить подходящие условия для образования алмазов и кимберлитовых интрузий. В то же время, несмотря на находки нескольких мелких алмазов неизвестного происхождения, кимберлиты в блоке Йилгарн пока не обнаружены. Единственными щелочными породами являются позднеархейские сиениты на востоке провинции Голдфилдс [220], карбонатиты, датированные 2020 млн. лет [60, 136], и несколько небольших даек альнеитов или мелилититов на восточной окраине близ подвижной зоны Олбани-Фрейзер [66]. В блоке Пилбара щелочные интрузии неизвестны, а источник алмазов в Наллагайне предстоит еще открыть.

В регионе Кимберли архейский фундамент блока Кимберли не обнажен, однако многочисленные выходы толеитовых базальтов, слагающих вулканиты Карсон и пластовую интрузию Харт-Долерит, свидетельствуют о том, что в раннем протерозое должны были существовать условия, благоприятные для формирования обедненной мантии, т.е. той среды, которая необходима для образования алма-

зов. Лейцитовые лампрофиры, встречающиеся в окружающих подвижных поясах, можно рассматривать как эквиваленты неалмазоносных кимберлитов и щелочных интрузивов, окружающих кратон Трансвааль в Южной Африке и представляющих собой первый признак при поисковых работах на исследуемой территории (см. гл. 1). Несколько небольших кимберлитовых даек и трубок и единичные алмазы были найдены в Северном Кимберли, но основные открытия были сделаны в окружающих подвижных зонах в районах Аргайл и Эллендейл, где были обнаружены доселе неизвестные алмазоносные лампроиты.

Подвижные зоны Холлс-Крик и Кинг-Леополд были активными в раннем протерозое, между 2150 млн. и 1800 млн. лет назад и при последующей кратонизации образовали часть Северо-Австралийского кратона [283]. В ходе кратонизации произошло определенное развитие литосферы, хотя Ханкок и Ратленд [165] предполагают, что оно было незначительным. Последующее наращивание плиты, возможно, увеличило мощность коры и привело к еще большему оскенению мантии. Изучение мантийных оседлителей из трубок Аргайл и поля Эллендейл доказало реальность существования тугоплавкой гарцбургитовой и лерцолитовой мантии, в которой могли присутствовать эклогиты и частично гранулиты (см. гл. 8). На следующем за кратонизацией этапе мобильные зоны проявляли себя как жесткие тектонические единицы, для которых были возможны только хрупкие деформации и расколы. Незначительные складки и сбросы возникли в результате разломообразования, в частности сбросо-сдвигов в главных разломах, но термальный метаморфизм и пластические деформации около 1800 млн. лет назад отсутствовали. Разломы служили зонами разрядки основных напряжений, действовавших в Северо-Западной Австралии вплоть до юры.

Нет ничего удивительного в том, что упомянутые ослабленные зоны были использованы во время внедрения кимберлитов и лампроитов как в Восточном, так и в Западном Кимберли.

Фундамент под бассейнами Перт и Карнарвон очень плохо изучен, но ясно, что он был кратонизирован в протерозое. С этого времени он оставался центром структурной активности, продолжавшейся в фанерозое, и наметил место рифта и раскола Гондваны. Опять-таки основной рифтовый разлом, возможно отражавший древнюю структуру фундамента, являлся местом сосредоточения щелочных пикритовых диатрем Вандаги.

Классическими вмещающими структурами кимберлитов в Африке и СССР традиционно считались центральные части архейских кратонов. Однако связь кимберлитовых интрузий со структурами кристаллического фундамента в общем неясна, так как в обоих районах кимберлиты в большинстве случаев внедряются в осадочный чехол платформы, а, как известно, в осадочном чехле проявляются только крупнейшие структуры фундамента. Тем не менее наложение кимберлитов на структуры фундамента широко проявлено в некоторых районах, например в Лесото, где такая приуроченность трубок и даек поразительна. В Западной Австралии соотношения видны более ясно, так как, за исключением Северного Кимберли, большая часть фундамента обнажена. Основные структуры являются обрамлением окраин архейских ядер в пределах раннепротерозойских подвижных поясов, впоследствии кратонизированных, которые, однако, все еще подвергались периодическим хрупким деформациям и связанным с ними важнейшим сбросо-сдвиговым движением, активным в течение длительного периода, что создавало условия для глубинного кимберлитового и лампроитового магматизма.

Провинция Северный Кимберли

Краткое содержание. Провинция Северный Кимберли известна своими четырьмя небольшими кимберлитовыми дайками и двумя трубками, хотя вероятно присутствие и других даек. Эти очень тонкие, менее 1 м мощностью дайки полностью изменены, и для них характерно присутствие на поверхности сильно варьирующих количеств минералов-индикаторов, в основном пикроильменита. Возраст даек равен приблизительно 800 млн. лет. Трубка Скерринг представляет собой раздвиг длиной 450 м и шириной 75 м дайки, имеющей длину не менее 3,5 км. Она сложена массивными измененными порфиоровыми кимберлитами, содержащими большое количество макрокристов пикроильменита, граната и хромдиопсида. Кроме того, присутствует второй тип кимберлитов, насыщенных ксенолитами вмещающих глин. Брекчиевая трубка Птеропус занимает площадь около 2 га и содержит брекчию вмещающих песчаников с мелкими дайками и прожилками кимберлитового материала. Алмазы были обнаружены при промывке многих образцов гравия, а из одной дайки и из трубки Птеропус были получены только единичные камни. В данной главе рассматривается состав минералов тяжелой фракции трубки Скерринг, таких, как пикроильменит, гранат, хромит и клинопироксен.

В провинции Северный Кимберли известны шесть небольших тел кимберлитов — две трубки и четыре дайки, расположенные в междуречье Беркли и Драйсдейл, прилегающем к заливу Бонапарт (рис. 9). Они были открыты компанией Kalumburu Joint Venture в 1974–1976 гг. и оказались первыми среди известных в Западной Австралии пород с ярко выраженными кимберлитовыми свойствами. В ходе широких изыскательских работ, проводимых на этой территории несколькими горными компаниями, в гравии реки Кинг-Джордж и других рек и ручьев на севере Кимберли было найдено значительное количество мелких алмазов и минералов-индикаторов. Источник большин-

ства алмазов неизвестен, хотя весьма вероятно, что какие-то небольшие дайки и трубки остаются неоткрытыми. Среди шести кимберлитовых тел, описанных в провинции Северный Кимберли, известны только две трубки и, вероятно, одна дайка, в которых содержатся редкие алмазы.

Среднегодовое количество осадков в этом районе Северного Кимберли составляет около 900 мм. Здесь, в области тропической лесной саванны, хорошо развиваются *Eucalyptus tetradonta*–*E. miniata* [22]. *E. tectifera*–*E. grandifolia* произрастают на обнажениях вулканитов Карсон. Во время сезона дождей высокая трава (*Sorghum* sp.) образует густой покров.

Область труднодоступна. Дорога, ко-

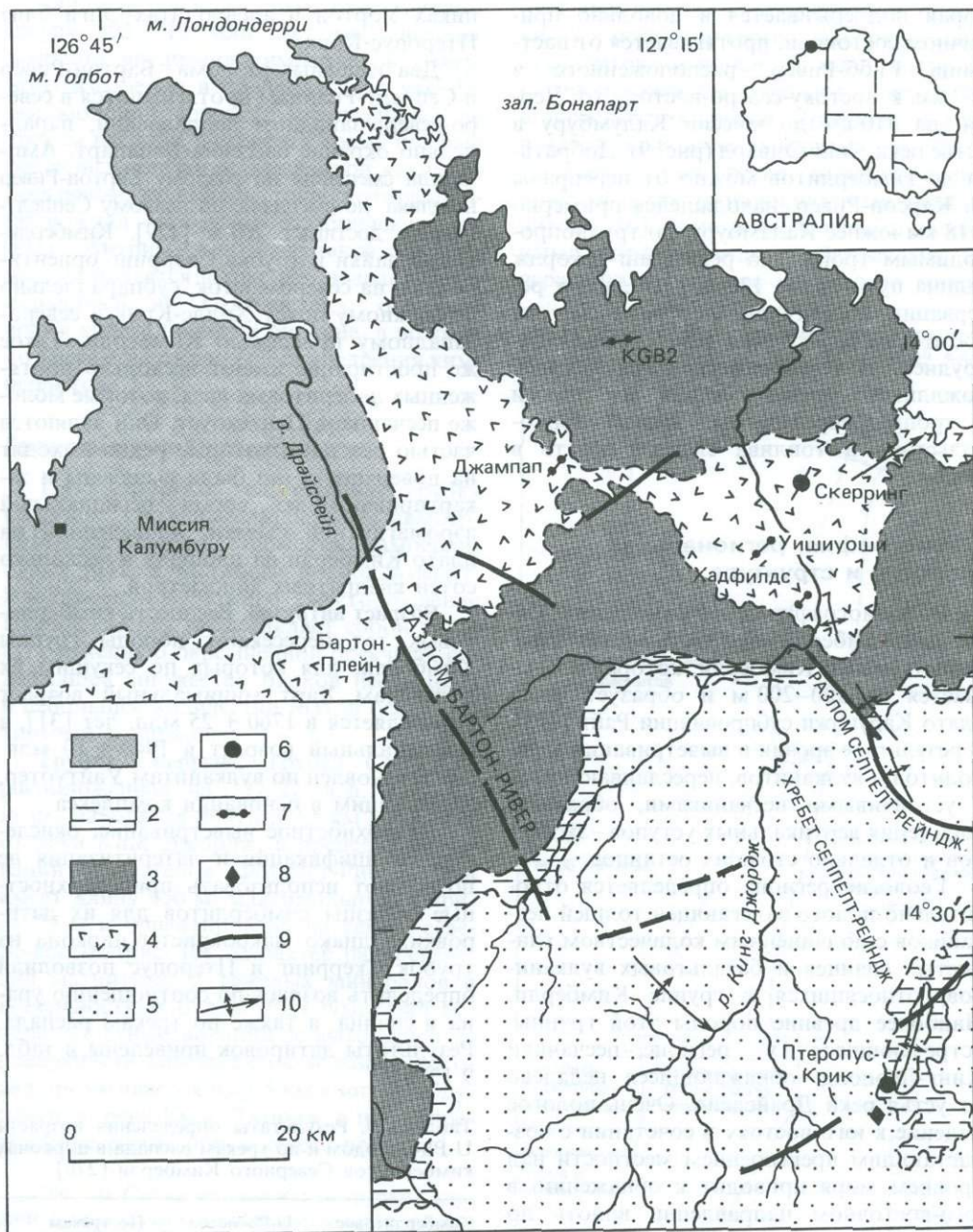


Рис. 9. Размещение кимберлитов в провинции Северный Кимберли. 1-5 - протерозой, группа Кимберли: 1 - песчаники Пентекост, 2 - алевролиты Элги, 3 - песчаники Уортон, 4 - вулканиды Карсон, 5 - песчаники Кинг-Леополд, 6 - трубки, 7 - дайки, 8 - алмазы в кимберлитах, 9 - разломы, 10 - антиклиналь.

торая поддерживается в довольно приличном состоянии, протягивается от пастбища Гибб-Ривер, расположенного в 367 км к востоку-северо-востоку от Дэрби, на 310 км до миссии Калумбуру в устье реки Кинг-Эдвард (рис. 9). Добраться до кимберлитов можно от переправы на Карсон-Ривер, находящейся примерно в 18 км южнее Калумбуру, по труднопроходимым тропам до реки Кинг-Джордж (длина пути около 120 км). Подход к резервации аборигенов Форрест-Ривер на восточном берегу реки Кинг-Джордж затруднен. В течение нескольких месяцев дождливого летнего сезона все дороги и тропы непроходимы. Запасы продовольствия и топлива следует делать в Дэрби.

Физиография, региональная геология и структура

В физиографическом отношении Северный Кимберли – это часть сильно изрезанного плато Кимберли, которая возвышается на 100–200 м и образует часть плато Карунджи субпровинции Райт [373]. В результате эрозии и выветривания алевролитов и вулканитов, переслаивающихся с устойчивыми песчаниками, образовалась серия вертикальных уступов – эскарпов и отдельно стоящих останцов.

Геология региона определяется относительно полого залегающей толщей песчаников с подчиненным количеством глинистых сланцев и базальтовых вулканитов, относящихся к группе Кимберли. Наиболее древние породы этой группы, встречающиеся в регионе, – песчаники Кинг-Леополд, обнажающиеся недалеко от устья реки Драйсдейл. Очень пологое падение к юго-востоку в сочетании с возрастающим превышением местности над уровнем моря приводит к обнажению в юго-восточном направлении вплоть до Коллисон-Рейндж последовательно все более молодых стратиграфических подразделений (рис. 9). Небольшие куполообразные структуры представляют собой окна в покрове вулканитов Карсон в нижнем течении реки Кинг-Джордж, в песча-

никах Уортон и алевролитах Элги близ Птеропус-Крик.

Два заметных разлома – Бартон-Ривер и Сепелт-Рейндж – протягиваются в северо-северо-западном направлении, параллельно окраине бассейна Бонапарт. Амплитуда смещения по разлому Бартон-Ривер невелика, но смещение по разлому Сепелт-Рейндж достигает 200 м [129]. Кимберлитовые дайки и трубка Скерринг ориентированы на северо-восток, субпараллельно подвижному поясу Холлс-Крик и северо-западному побережью Кимберли. Такое же простирание имеют несколько протяженных долеритовых даек, которые моложе песчаников Пентекоуст. Они являются частью роя даек, которые редко выходят на поверхность, но были выявлены и зартированы во время региональной аэромагнитной съемки, проведенной на плато Кимберли на площади в несколько сотен квадратных километров.

Возраст интрузий. Все шесть кимберлитовых тел пересекают породы группы Кимберли, для которых по секущим их долеритам Харт минимальный возраст определяется в 1760 ± 25 млн. лет [31], а максимальный возраст в 1940 ± 10 млн. лет установлен по вулканитам Уайтуотер, залегающим в основании комплекса.

Поверхностное выветривание, окисление, силицификация и латеритизация не позволяют использовать приповерхностные образцы кимберлитов для их датировки. Однако макрокристы циркона из трубок Скерринг и Птеропус позволили определить возраст по соотношению урана и свинца, а также по трекам распада. Результаты датировок приведены в табл. 9 [276].

Таблица 9. Результаты определения возраста U-Pb-методом и по трекам распада в цирконах кимберлитов Северного Кимберли [276]

Кимберлитовое тело	U-Pb-метод	По трекам распада
Птеропус-Крик	804 ± 5 млн. лет	510 ± 30 млн. лет
Скерринг	800 ± 7 млн. лет	Нет данных

Пиджон и Смит [276] рассматривают цифру 802 ± 10 млн. лет как значение возраста внедрения кимберлитов Северного Кимберли и предполагают, что более молодой возраст, определенный по трекам распада, фиксирует время поздней перекристаллизации, вызванной каким-то прогревом, подобным тому, который сопровождал экструзию кембрийских лав плато Антрим. Альтернативное объяснение заключается в том, что возраст, установленный по U-Pb-методу, отражает время кристаллизации циркона, а возраст по трекам деления – время внедрения кимберлитов.

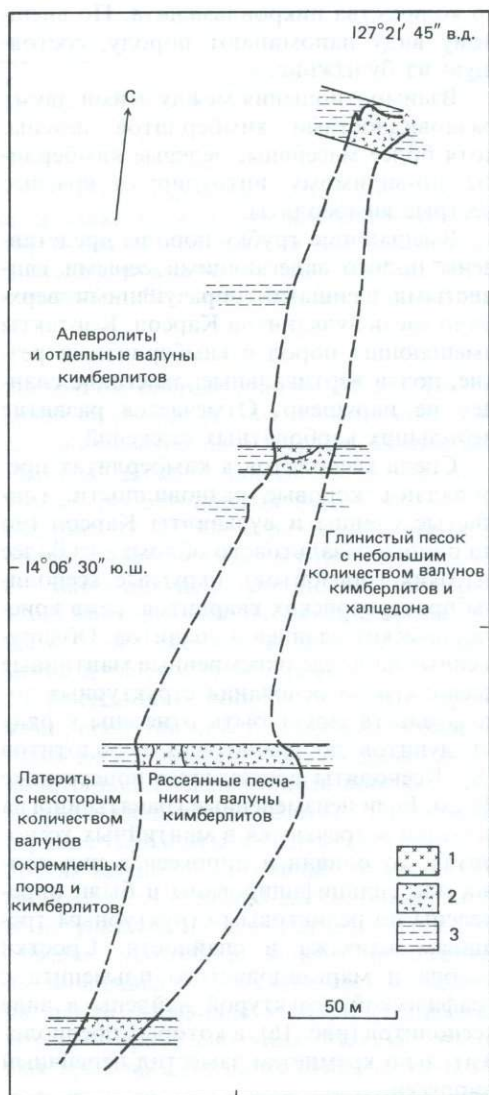
Геология кимберлитов

Пять северных тел, включая трубку Скерринг, сложены слюдистыми кимберлитами и содержат множество кимберлитовых МИ, в частности пикроильменит. Изолированное южное месторождение Птеропус-Крик представляет собой трубку, сложенную окремненной брекчией, содержащей множество блоков песчаников и небольшое количество МИ, в основном хромита и циркона.

Трубка Скерринг. Трубка Скерринг, расположенная на $127^{\circ}22'$ в.д. и $14^{\circ}07'$ ю.ш., находится почти в 3,5 км к востоку от реки Кинг-Джордж, в пределах резервации аборигенов Форрест-Ривер. Она имеет длину 450 м, максимальную ширину 75 м и ориентирована на северо-северо-восток (рис. 10). Характер распределения магнитных и тяжелых минералов в поверхностных отложениях позволяет говорить о существовании не выходящей на поверхность кимберлитовой дайки, которая протягивается на 3,5 км к юго-западу, почти до реки Кинг-Джордж, и на неопределенное расстояние к северо-востоку.

Рис. 10. Схематическая карта трубки Скерринг и геологическое описание валовых образцов из канав (с изменениями по работе [256]). 1 – массивные порфиоровые кимберлиты с мегакристами пикроильменита и др.; 2 – красные пятнистые кимберлиты с многочисленными включениями сланцев и песчаников; 3 – алевролиты и сланцы.

Окремненные кимберлитовые обломки, а также множество макрокристов и ксенолитов как корового, так и мантийного происхождения усеивают поверхность в окрестностях трубки. Проходка шурфов и канав позволила выяснить, что трубка сложена двумя резко отличающимися друг от друга разновидностями кимберлитов [256]. Во-первых, зелеными массивными порфиоровыми кимберлитами, содержащими большое количество макро-



кристов граната, пикроильменита, коричневой слюды и хромдиоксида, а также немного хромита, циркона и крупных зерен рутила. Присутствуют ксенолиты глины, песчаников, реже вулканитов Карсон, слюдистых сланцев и полосчатых гранитов. Обнаружены также окремненные мантийные ксенолиты. Во-вторых, красными пестрыми кимберлитами, состоящими из ксенолитов красной вмещающей глины, незначительного количества округлых ксенолитов песчаников и большого количества пикроильменита. По внешнему виду напоминают породу, состоящую из булыжников.

Взаимоотношения между этими двумя разновидностями кимберлитов неясны, хотя более массивные зеленые кимберлиты, по-видимому, интродуцируют красные пестрые кимберлиты.

Вмещающие трубку породы представлены полого залегающими серыми глинистыми сланцами, образующими верхнюю часть вулканитов Карсон. Контакты вмещающих пород с кимберлитами резкие, почти вертикальные; залегание сланцев не нарушено. Отмечается развитие небольших карбонатных стяжений.

Среди ксенолитов в кимберлитах преобладают коровые разновидности: глинистые сланцы и вулканиты Карсон (но ни одного базальтового обломка из более высоких горизонтов), округлые ксенолиты протерозойских кварцитов, реже кристаллических сланцев и гранитов. Обнаруженные на почве окремненные мантийные ксенолиты на основании структурных доказательств могут быть отнесены к ряду от дунитов до гранатовых перидотитов [8]. Ксенолиты достигают в поперечнике 28 см. Если неизмененные гранаты иногда все-таки встречаются в мантийных ксенолитах, то оливин и пироксен в них полностью силицифицированы и были определены по реликтовым структурным трещинам кливажа и спайности. Сроки кварца и марганцовистого ильменита с графической структурой найдены в виде ксенолитов (рис. 16), в которых предположительно кремнезем заместил первичный пироксен.

Петрографически слагающие трубку массивные зеленые кимберлиты состоят из множества крупных округлых псевдоморфоз талька по оливину, находящихся в микропорфировой основной массе, переполненной гипидиоморфными и идио-морфными кристаллами оливина, обычно имеющими диаметр 0,2 мм и замещенными тальком, мелкими чешуйками флогопита, пластинками талька, серпентином, хлоритом, карбонатами, марганцовым ильменитом, рутилом и подчиненным количеством зерен шпинели размером менее 10 мкм.

Таблица 10. Анализы массивных кимберлитов из трубки Скерринг

Главные компоненты, % по массе		Второстепенные компоненты, млн ⁻¹	
SiO ₂	54,3	Cr	1600
TiO ₂	2,9	Co	75
Al ₂ O ₃	2,2	Ni	835
FeO ^a	9,53	Sr	260
MgO	19,3	Zr	340
CaO	1,8	Nb	120
K ₂ O	0,15	Ba	430
Na ₂ O	0,40		
P ₂ O ₅	0,39		
	0,49		
Сумма	91,46		

^a Общее железо, пересчитанное на FeO. Анализ выполнен в Аналитической лаборатории Перта методом РФА; Co и Ni определялись методом атомной адсорбции.

Химический анализ кимберлитов Скерринг приведен в табл. 10. Материал для исследования взят из наиболее свежих разновидностей выветрелой породы с глубины всего 3 м от поверхности. Силицификация проявилась в высоком содержании оксида кремния. Большие количества MgO, Cr, Ni, Nb, Sr и Zr хорошо согласуются с кимберлитовой природой породы, но значительная степень изменения и выщелачивания затрудняет использование анализов для точной идентификации породы как кимберлитов, а не лампроитов.

С целью отличить кимберлит от лампроита Скотт-Смит и Скиннер [309] использовали отношение Nb/Zr – элементов,



Рис. 11. Диаграмма зависимости содержаний Nb и Zr с нанесенными точками составов кимберлитов и лампроитов Западной Австралии, а также полями составов кимберлитов и лампроитов [309, 73]. 1 – кимберлиты группы II [73]; 2 – лейцитовые лампроиты; 3 – оливиновые лампроиты; 4 – другие породы (2–4 – по [196, 81], неопубликованные данные CRAE по АК1). АК1 – Аргайл, Н – Хадфилдс, SK – Скерринг, W – Уишиуоши, BH – Боу-Хилл, MC – Мауд-Крик, LR – Лиссаделл-Роуд, EL – Эллендейл.

содержания которых относительно устойчивы к выщелачиванию. График распределения величин на диаграмме Nb–Zr для ряда кимберлитовых и лампроитовых пород Западной Австралии вместе с ареалами пород кимберлитов первого и второго типов и лейцитовых лампроитов [309, 73] показан на рис. 11. На этой диаграмме состав породы из трубки Скерринг лежит в пределах перекрытия ареалов кимберлитов первого и второго типов и роет точек составов оливиновых лампроитов.

Дайка Уишиуоши. Дайка названа по довольно беспокойному, непостоянному и заболоченному соседнему ручью, который выносит минералы-индикаторы, позволившие открыть дайку. Однако точное положение дайки оказалось трудно определить даже в канавах, пройденных вкрест залегания шлейфа распространения минералов-индикаторов, обнаруженных в поверхностных пробах суглинков. Присутствие больших количеств МИ в пробах суглинков при обработке их на ситах показало, что дайка простирается в северо-

восточном направлении на 2,5 км. Тем не менее подтвердить, что это действительно сильно выветрелая и измененная кимберлитовая дайка, удалось только в двух близко расположенных неглубоких канавах (рис. 12, [274]). В разрезах канав видно, что дайка залегает вертикально и имеет максимальную мощность примерно 1 м. Порода сильно изменена и превращена в белые, желтые и зеленые глины с магнетитовыми стяжениями.

Вмещающие породы, вскрытые канавами, представлены базальтами, измененными до коричневой глины. Однако далее на юго-запад вмещающими породами являются глинистые сланцы, слагающие верхние горизонты вулканитов Карсон. В других канавах, заложенных по предполагаемому простиранию дайки, обнаружить ее не удалось, и было высказано предположение, что она, возможно, представлена волосяными прожилками, похожими на дайки Хадфилдс и KGB2, описание которых приведено ниже. Никаких валовых проб на алмазы из дайки не отбиралось из-за ее небольших размеров и, сле-



Рис. 12. Схематическая геологическая карта дайки Уишиуоши [274]. 1 — кимберлиты; 2 — вулканиты Карсон.

довательно, незначительной экономической значимости.

Элементы-примеси, присутствующие в породах этой выветрелой дайки (табл. 11), не позволяют с уверенностью отнести ее к кимберлитам, но геохимически она отличается от вмещающих базальтов. Анализы мало информативны в отношении как Nb, так и Zr; на рис. 11 состав располагается вне полей кимберлитов и оливиновых лампроитов. Однако обнаружение в некоторых образцах измененных пород пикроильменита и граната, присутствие алмазов в пробе суглинка, взятой непосредственно сверху в канаве, а также находки некоторого количества кристаллов алмазов в протекающем рядом ручье Уиши-

Таблица 11. Содержание редких элементов в дайках Хадфилдс и Уишиуоши

	Хадфилдс, млн ⁻¹	Уишиуоши, млн ⁻¹
Cr	1500	580
Co	75	35
Ni	515	140
Sr	250	150
Zr	400	200
Nb	160	9
Ba	2800	340

Анализ выполнен в аналитической лаборатории Перта методом РФА; Co и Ni определялись методом атомной адсорбции.

уоши-Крик позволяют предположить, что дайка, возможно, алмазоносна.

Дайка Хадфилдс. Эта дайка обозначена на поверхности россылью кимберлитовых МИ, главным образом пикроильменита. Она была вскрыта бульдозером. Дайка представляет собой ряд тонких, пересекающихся и ветвящихся прожилков переменной мощности, достигающей 14 см, но в среднем имеющих мощность 2–3 см [274]. Прожилки простираются в северо-восточном направлении и приурочены к зоне шириной 1,5 м, залегающей в глинистых сланцах вулканической толщи (рис. 13).

В неглубоких канавах, вырытых бульдозером, кимберлиты чередуются с мягкими шоколадного цвета глинами, содержащими видимые невооруженным глазом минералы-индикаторы, главным образом пикроильменит, а также отдельные глыбы белых твердых окремненных кимберлитов. Очень маленький размер даек не позволяет провести валовой отбор проб, и поэтому неизвестно, являются ли кимберлиты алмазоносными.

Изучение геохимии элементов-примесей из дайки Хадфилдс (табл. 11) показало, что присутствующие в кимберлитах элементы характерны для ультраосновной ассоциации (515 млн⁻¹ Ni, 1500 млн⁻¹ Cr); кроме того, отмечается высокое содержание некогерентных элементов (160 млн⁻¹ Nb, 400 млн⁻¹ Zr, 2800 млн⁻¹ Ba). На графике распределения Nb–Zr (рис. 11) состав пород дайки располагает-

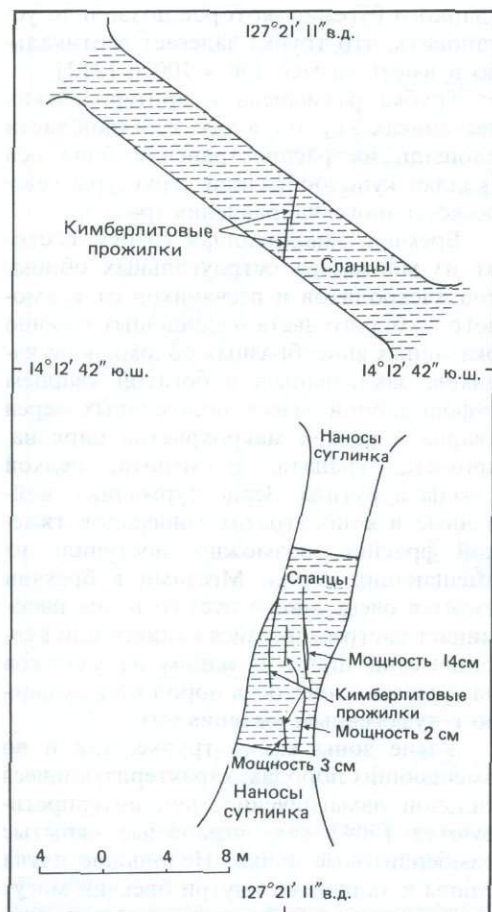


Рис. 13. Схематическая геологическая карта дайки Хадфилдс [274].

ся вблизи области перекрытия полей кимберлитов и оливиновых лампроитов и близ поля кимберлитов трубки Скерринг.

Судя по тому, что свежие кимберлитовые минералы-индикаторы в изобилии встречаются в образцах глин, отобранных вдоль линий залетов при аэрофотосъемке, можно предположить, что вблизи располагаются и другие кимберлитовые дайки. Подобные примеры описаны в районах взлетной полосы Гибунг и Дирнс-Галли [274]. Канавы, пройденные близ взлетной полосы Гибунг, не обнаружили дайки, но было высказано предположение, что здесь также развиты волосяные кимберлитовые

прожилки, аналогичные описанным в дайке Хадфилдс или еще тоньше.

Дайка KGB2. Срез, сделанный бульдозером на выветрелой поверхности латеритизированных кимберлитов, на которой были обнаружены пикроильменит и выветрелые (латеритизированные) кимберлитовые обломки, обнажил жилку ожелезненных слюдястых кимберлитов мощностью несколько сантиметров, имеющую северо-восточное простирание. Она не прослеживалась за пределами исследуемого района. Вмещающие породы представлены глинистыми сланцами, переслаивающимися с песчаниками Уортон.

Дайка была подсечена двумя наклонными (под углом 60°) скважинами алмазного бурения и двумя скважинами ударного бурения на глубине 26 и 42 м. Почти во всех пересечениях мощность дайки составляла несколько сантиметров. Однако в скважине ДН2 действительная мощность кимберлитов оказалась равной 0,25 м, а скважина ударного бурения РН2 выявила зону кимберлитовых обломков, смешанных с обломками песчаников, шириной более 2,5 м. Даже на глубине 43 м кимберлиты были представлены сильно измененной разновидностью типа «желтой земли»; при этом поднятый керн быстро превратился в порошок. Дайка слишком тонка для отбора валовой пробы, и ее алмазность не определена.

Результаты химического анализа керового материала (табл. 12) указывают на сильное выщелачивание многих наиболее подвижных элементов (например, К, Ni, Co, Mg). С другой стороны, породы дайки, похоже, значительно обогащены малоподвижными элементами, такими, как Ва (1,8%), Sr (1,3%) и Nb (2300 млн⁻¹). В больших количествах присутствуют редкоземельные элементы, например Се (1850 млн⁻¹) и Nd (990 млн⁻¹).

Дайка Джамп-ап. Название дайка получила из-за сходства с уступом (jump up) в песчаниках Уортон, который пришлось преодолеть при переходе от реки Драйсдейл к реке Кинг-Джордж. Положение дайки определяется по концентрациям пикроильменита и пироба в поверхност-

Таблица 12. Анализы дайки KGB2

Главные компоненты, % по массе	Малые элементы, млн ⁻¹	Редкоземельные элементы, млн ⁻¹	
SiO ₂	42,3	Ni 30	La 1500
TiO ₂	12,0	Cr 2 500	Ce 1850
Al ₂ O ₃	19,5	Rb 15	Pr 264
Fe ₂ O ₃	1,0	Sr 13 000	Nd 900
FeO	0,15	Y 170	Sm 104
MnO	0,01	Zr 1 050	Eu 23
MgO	0,03	Nb 2 300	Gd 60
CaO	1,1	Ba 18 000	Dy 27
K ₂ O	0,06	Ta 150	Ho 38
Na ₂ O	0,02	Th 450	Er 7
CO ₂	0,55	U 20	Yb 7
P ₂ O ₅	7,35	Sc 26	
SO ₃	0,16		
	8,90		
п.п.п.	5,00		
Сумма	98,13		

Анализ выполнен в аналитической лаборатории Перта методом РФА и химическими методами; Со и Ni определялись методом атомной адсорбции, РЗЭ — методом индуцированной связанной плазмы (ИСП).

ных глинах, прослеживаемых на аэрофотоснимках [320]. Район концентрации МИ выражен на поверхности линией эвкалиптовых деревьев. Неглубокая вскрыша бульдозером не установила наличия явного тела кимберлитов, залегающих в базальтах Карсон. Возможно, дайка сложена волосовидными прожилками кимберлитов и похожа на дайку Хадфилдс.

Брекчиевая трубка Птеропус. Небольшой низкий холм диаметром около 100 м, покрытый песчанистыми наносами и отдельными глыбами брекчированной породы, расположенный в излучине ручья Птеропус-Крик, отмечает местонахождение трубки площадью приблизительно 2 га (14°38'00" ю. ш., 127°27'45" в. д.) [256]. На юго-западном склоне холма имеется небольшое обнажение выветрелой кремнистой брекчии — единственный выход на поверхность брекчиевой трубки. Общий план трубки (рис. 14) был определен с помощью гравиметрической съемки, выявившей дискретную отрицательную аномалию в 0,6 мгалл на площади 190 × 60 м, ориентированную в широтном направлении. Это подтвердилось результатами

ударного бурения, которое позволило установить, что трубка залегает вертикально и имеет размер 190 × 100 м [312].

Трубка размещена в протерозойских песчаниках Уортон, в юго-западной части площади их распространения близ оси складки куполообразной структуры северо-восточного направления (рис. 9).

Брекчия, заполняющая трубку, состоит из множества остроугольных обломков алевролитов и песчаников от кремового до бурого цвета и единичных хорошо окатанных яйцеобразных обломков песчаников, заключенных в богатой кварцем туфоподобной массе обломочных зерен кварца и редких макрокристов циркона, хромита, граната, ильменита, редкой слюды и рутила. Зерна турмалина, найденные в концентратах минералов тяжелой фракции, возможно, поступили из вмещающих пород. Местами в брекчии имеется очень много пустот, и она напоминает растрескавшийся клинкер или вулканический шлак. В одном из участков намечается слоистость пород и их сходство с туфогенным материалом.

Узкие зоны как в трубке, так и во вмещающих породах, характеризующиеся сильной намагниченностью, интерпретируются [304] как возможные скрытые кимберлитовые дайки. Небольшие пятна глины и халцедона внутри брекчии могут представлять собой выветрелый магматический кимберлит.

В ходе детального отбора образцов гравия в Птеропус-Крик близ трубки было найдено 16 мелких алмазов весом 0,792 кар [256]. Размер ни одного из них не превышал 3 мм, а большинство имело диаметр менее 1 мм. Из раздробленной брекчии был извлечен только один обломок алмаза неправильной формы диаметром 0,16 мм [112].

Распределение минералов-индикаторов в отложениях ручья Птеропус-Крик и его притоков позволяет высказать предположение о существовании других кимберлитовых тел в пределах этого района, возможно, имеющих вид маломощных даек.

Петрографическое изучение показало, что брекчия затронута значительными из-

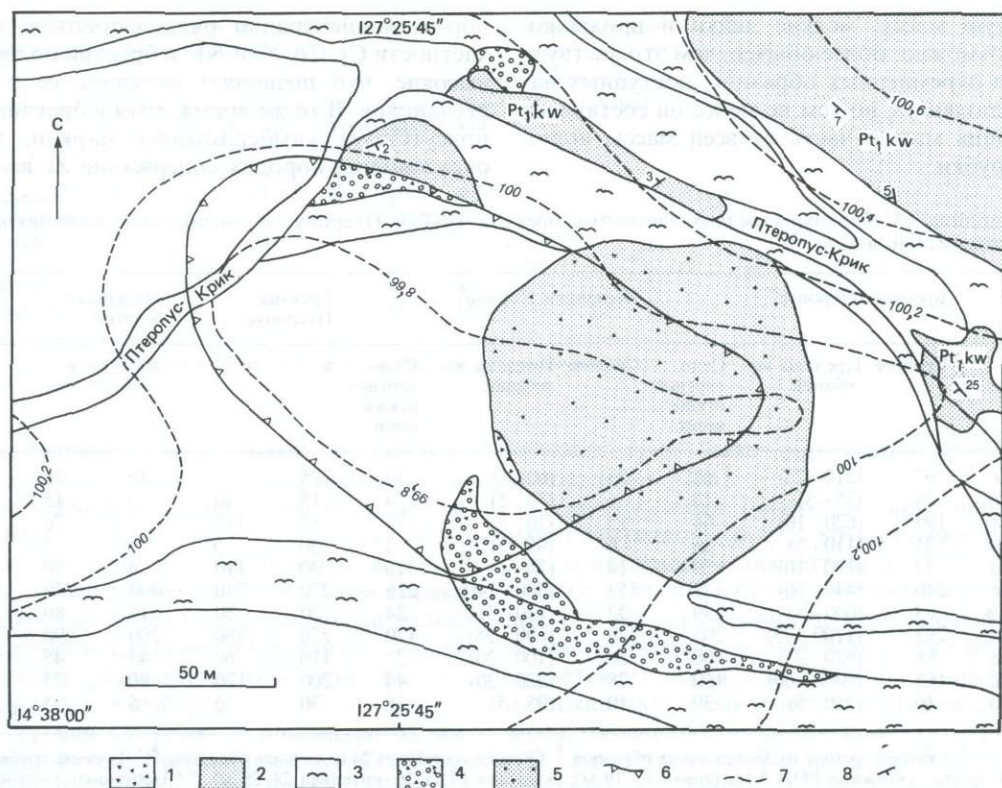


Рис. 14. Геология и изолинии гравитационной съемки поверхности брекчиевой трубки Птеропус [256, 312]. 1—силицифицированные вулканические брекчии; 2—нижнепротерозойские песчаники Уортон; 3—аллювий; 4—аллювиальный гравий и песчаники потоков с редкими обломками брекчий; 5—коллювий с валунами песчаников и брекчий; 6—контуры трубки, установленные бурением; 7—изолинии гравиметрической съемки; 8—падение слоистости.

менениями и окремнением. В шлифах обнаружены обломки песчаников, алевролитов и кремнистых сланцев размером до 8 мм; часто в связующей массе присутствуют окатанные зерна или угловатые обломки кварца. Редко встречающиеся силицифицированные оливин и пироксен приурочены к трещинам отдельности и кливажа. Глинистая связующая масса этих так называемых «песчаных» туфов часто сильно ожелезнена. Там, где она присутствует в больших количествах, она состоит из полосчатых субмикроскопических выделений каолина, заполняющего пустоты в породах. В одном таком образце каолин вмещает большой обломок час-

тично лейкоксенизированного пикроильменита диаметром до 1 мм. Это позволяет предположить, что глина имеет кимберлитовое происхождение. Глинистые прожилки в брекчии содержат множество крупных каолиновых листочков размером до 0,5 мм, возможно, представляющих собой псевдоморфозы по первичному слюдистому минералу. В некоторых образцах могут наблюдаться слоистость и небольшие аккреционные лапилли, но в общем можно утверждать, что породы трубки представляют собой слоистые туфы и агломераты, богатые инородным материалом. Кимберлитовый материал, включая макрокристы, туфовую связую-

щую массу, мелкие дайки и прожилки, возможно, более обычны, чем это явствует из окремненных образцов, доступных наблюдению, но тем не менее он составляет лишь малую часть от всей массы пород трубки.

пород, концентрации ряда элементов, в частности Cr, Co, Ni и Nb, в брекчии более высокие, что позволяет отделить ее от песчаников. В то же время, хотя в брекчии присутствует кимберлитовый циркон, в окружающих породах содержание Zr вы-

Таблица 13. Геохимия редких элементов брекчии трубки Птеропус и вмещающих песчаников (содержание в млн^{-1})

	Брекчия Птеропус ^а			Песчаники Уортон ^б			Брекчия Птеропус		Песчаники Уортон	
	Среднее	Пределы колебаний	Стандартное отклонение	Среднее	Пределы колебаний	Стандартное отклонение	в	г	д	е
Cr	97	(210–25)	68	25	(60–5)	19	275	75	40	10
Co	28	(75–5)	18	6	(20–5)	4	15	40	5	15
Ni	199	(620–10)	66	15	(70–5)	14	85	335	15	70
Cu	21	(110–5)	26	6	(45–5)	2	30	5	5	5
Zn	52	(170–10)	39	14	(70–5)	15	30	110	5	70
Zr	246	(440–50)	73	353	(930–140)	226	270	210	400	220
Nb	83	(600–5)	99	22	(130–3)	24	120	50	15	80
Ba	293	(1100–95)	205	249	(690–95)	170	570	180	200	690
La	88	(620–25)	100	36	(100–20)	21	110	60	45	45
Ce	164	(1000–60)	160	78	(220–30)	44	200	120	80	75
Pb	19	(220–5)	39	10	(95–5)	18	30	5	5	5

^а Образец состоит из 33 отдельных образцов. ^б Образец состоит из 24 отдельных образцов. ^{в, г} Брекчия трубки Птеропус, скважина PDH 5 (интервал 18–19 м); скважина PDH 26 (интервал 28–29 м). ^{д, е} Песчаники Уортон, скважина PDH 18 (интервал 4–4,6 м), скважина PDH 3 (интервал 13–14 м) [312].

Керн из 30 скважин ударного бурения анализировался на 11 редких элементах. Результаты и отдельные анализы приведены в табл. 13 [312]. Относительно низкие содержания элементов в брекчии и широкий диапазон изменения содержаний значительного числа элементов показательны для существенного и разнообразного растворения кимберлитового материала во вмещающих песчаниках. Максимальные содержания таких элементов, как Nb (600 млн^{-1}), La (620 млн^{-1}) и Ce (1000 млн^{-1}), можно объяснить тем, что магма имела скорее лампроитовый, чем кимберлитовый состав, хотя эти экстремальные значения получены для разных образцов. Песчаники Уортон характеризуются более узким диапазоном концентраций большинства элементов. Несмотря на существование широкой полосы перекрытия между анализами брекчии и вмещающих

ше (353 млн^{-1}), чем в брекчии (246 млн^{-1}). Не считая отдельных высоких значений, в целом содержание Ba в обеих породах почти одинаково.

Минералогия

В провинции Северный Кимберли во время поисковых работ на алмазы из каждой известной кимберлитовой дайки и трубки были получены концентраты минералов тяжелой фракции. Состав этих концентратов приведен в табл. 14.

Поверхностное выветривание, окремнение и латеритизация привели к разрушению многих минералов тяжелой фракции, в результате чего их определение затруднено, кроме тех случаев, когда горные работы или бурение позволили получить относительно свежие породы. В климатических условиях Северного Кимбер-

Таблица 14. Наличие минералов в концентратах из кимберлитов провинции Северный Кимберли

Кимберлитовые тела	Пироп	Пикроильменит	Клинопироксен	Ортопироксен	Шпинель	Циркон	Рутил	Алмаз
Скерринг	Б	Б	Н	—	Р	Р	—	—
Уишиуоши	Н	Б	—	—	Н	—	—	О
Халфилдс	Б	Б	—	—	Р	Р	—	—
KGB2	—	Б	—	—	Н	—	Б	—
Джамп-ап	—	Б	—	—	—	—	—	—
Птеропус	Р	Р	—	—	Н	Н	—	О

Б—большое количество, Н—небольшое количество, Р—редко встречается, О—один камень.

ли наиболее устойчивыми минералами оказались шпинель, рутил, циркон и затем ильменит. Гранат заметно менее устойчив к процессам выветривания, а пироксены разрушаются быстрее всего. В настоящее время большой объем горных и буровых работ был осуществлен только на трубках Скерринг и Птеропус, которые изучены лучше других кимберлитовых тел Северного Кимберли.

Трубка Скерринг. В концентратах минералов тяжелой фракции из кимберлитов Скерринг преобладают пикроильменит и гранат, присутствующие приблизительно в равных количествах; в меньших количествах встречаются диопсид, хромит, циркон и рутил. Заметно отсутствие ортопироксена. Алмазов в валовых пробах обнаружено не было, хотя на сепараторе

тяжелых сред было обработано 55 м³ кимберлитов [256].

Пикроильменит. Богатый магнием ильменит встречается в виде крупных округлых макрокристов диаметром до 9 см, а также в виде графических сростков с кварцем [8]. При дроблении первоначальный облик макрокристов пикроильменита изменяется от зерен с гладкой блестящей поверхностью и раковистым изломом до зерен, обладающих мозаичной структурой. Представительные анализы пикроильменита приведены в табл. 15. В минерале обычно присутствует 8–10% MgO и менее 10% Fe₂O₃. Краевые зоны выделяются незначительным увеличением содержания FeO и MnO (в сумме до 0,5%). На рис. 15 показано распределение составов ильменита на графике MgTiO₃–FeTiO₃–

Таблица 15. Представительные анализы ильменита из трубки Скерринг, % по массе

	Макрокристы						ИК-нодуль	
	н. ч.	н. ч.	н. ч.	н. ч.	н. ч.	н. ч.	0,25	0,35
SiO ₂	н. ч.	н. ч.	н. ч.	н. ч.	н. ч.	н. ч.	0,25	0,35
TiO ₂	52,97	51,22	51,55	50,26	49,26	47,18	53,59	50,99
Al ₂ O ₃	0,70	0,64	0,64	0,70	н. ч.	н. ч.	0,83	0,62
V ₂ O ₃	н. ч.	0,35	0,30	н. ч.	0,41	н. ч.	н. ч.	н. ч.
Cr ₂ O ₃	0,25	0,16	0,27	0,26	0,15	0,31	0,33	0,32
Fe ₂ O ₃	6,89	9,45	7,96	9,91	11,90	16,54	5,23	2,51
FeO	28,40	28,07	30,15	30,22	30,55	31,12	28,49	39,60
MnO	н. ч.	н. ч.	н. ч.	0,24	н. ч.	н. ч.	0,17	4,34
MgO	10,80	10,10	9,10	8,40	7,72	5,80	11,12	1,28
Сумма	100,01	99,99	99,97	99,99	99,99	99,95	100,01	100,01

Все Fe определялось как FeO и пересчитывалось на Fe₂O₃ и FeO по стехиометрии минерала. Предел чувствительности 0,1–0,2% по массе. н. ч.—ниже предела чувствительности. ИК-нодуль—ильменит-кварцевое графическое прорастание в нодулах.

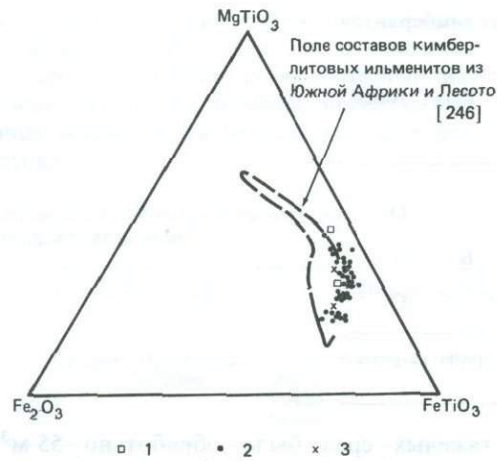


Рис. 15. Диаграмма $MgTiO_3-FeTiO_3-Fe_2O_3$ с точками составов макрокристов ильменита из кимберлитов провинций Северный и Восточный Кимберли. 1—ильменит из трубки Птеропус-Крик; 2—ильменит из трубки Скерринг; 3—ильменит из трубки Мауд-Крик.

Fe_2O_3 ; они ложатся на край поля составов ильменита из кимберлитов по Митчеллу [246].

Ильменит из образцов со структурами графического прорастания с кварцем характеризуется более высокими содержаниями FeO и MnO (MnO до 4,34%) (табл. 15). По внешнему виду эти сростки (рис. 16) напоминают ильменит-кварцевые включения, описанные в Южной Африке и других местах [40, 148]. По всей видимости, в этих образцах кварц замещает клинопироксен.

Гранат. Разнообразие составов гранатов, встречающихся в концентратах минералов тяжелой фракции из трубки Скерринг, показано на диаграмме $MgO-FeO-CaO$ (рис. 17), где приведены также поля для кластерных групп гранатов по Доусону и Стефенсу [77]. Зерна гранатов достигают размера 2 см и более. Представительные анализы приведены в табл. 16.

Почти половина всех гранатов представляет собой низкохромовые пиропы (группа 9) [77], около четверти—красные или красновато-оранжевые титановые пиропы (группа 1); иногда встречаются

Таблица 16. Представительные анализы

SiO_2	41,98	43,32	41,35
TiO_2	н. ч.	0,88	0,41
Al_2O_3	14,84	21,92	13,25
Cr_2O_3	12,00	1,67	12,86
FeO	5,73	6,41	6,16
MnO	0,42	0,15	0,44
MgO	20,99	21,16	19,96
CaO	4,24	4,47	5,56
Сумма	100,20	99,98	99,99
Mg^a	86,7	85,5	85,2
Ca^b	0,112	0,115	0,146
Mg^b	0,770	0,757	0,728
Fe^b	0,118	0,129	0,126
Группа	10?	1	11

^a $Mg = 100 Mg / (Mg + Fe)$. ^b $Ca = Ca / (Mg +$

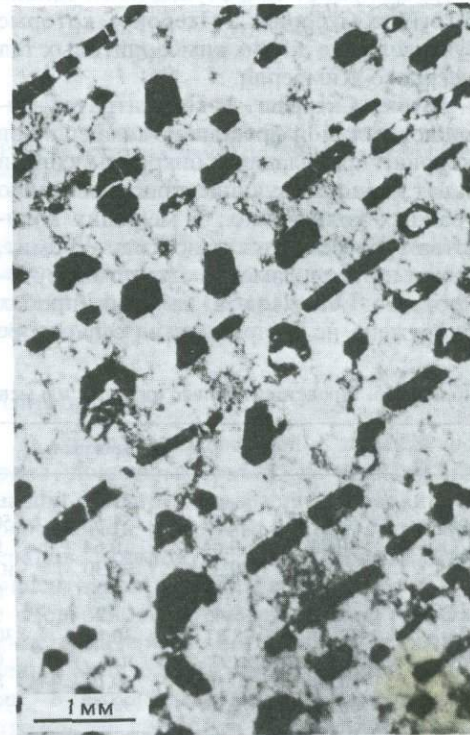


Рис. 16. Ильменит-кварцевые графические сростки, трубка Скерринг (фото CRAE).

макрокристов граната из трубки Скерринг

% по массе									
42,74	42,62	42,02	42,16	42,17	41,50	41,90	40,67	40,12	
0,93	0,13	н. ч.	0,87	н. ч.	0,17	0,45	0,62	0,22	
22,13	22,10	18,81	20,33	22,86	23,35	22,60	22,35	22,96	
1,65	3,08	6,64	3,25	2,33	0,22	0,14	0,16	0,14	
6,73	7,27	7,00	7,65	8,11	8,51	12,70	12,86	16,97	
0,33	0,34	0,48	0,33	0,42	0,15	0,49	0,31	0,49	
20,89	19,40	18,37	20,00	19,59	12,72	17,23	11,43	11,62	
4,59	5,08	6,68	5,00	4,52	13,38	4,48	11,29	7,42	
99,99	100,02	100,00	99,57	100,00	100,00	99,99	99,69	99,94	
84,7	82,6	82,4	82,4	81,1	72,7	70,07	61,3	55,0	
Отношение									
0,188	0,135	0,177	0,129	0,119	0,355	0,117	0,303	0,201	
0,747	0,715	0,678	0,717	0,715	0,469	0,625	0,427	0,439	
0,135	0,166	0,145	0,154	0,166	0,176	0,258	0,270	0,360	
2	9	9	1	9	6	3	4	3	

$Ca + Fe)$, $Mg = Mg / (Mg + Ca + Fe)$, $Fe = Fe / (Mg + Ca + Fe)$. н. ч. — ниже предела чувствительности.

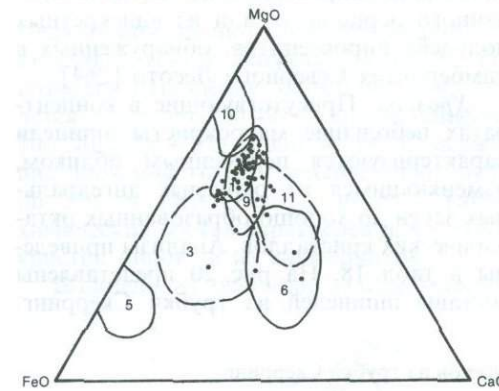


Рис. 17. Диаграмма $MgO-FeO-CaO$ с точками составов макрокристов граната из трубки Скерринг. Поля кластерных групп даны по Доусону и Стефенсу [77].

представители групп 2, 3, 6 и 11. Гранаты эглогитового происхождения и гранаты, возможно, корового происхождения не характерны для пород трубки Скерринг.

Низкокальциевые хромовые пиропы, относящиеся к группе 10 по Доусону и Стефенсу [77], в трубке Скерринг не обнаружены. Однако нанесение на график, построенный в координатах $CaO-Cr_2O_3$ (рис. 18), составов всех проанализирован-



Рис. 18. Диаграмма $CaO-Cr_2O_3$ с точками составов макрокристов граната из трубки Скерринг. Заштриховано поле гранатов из перидотитов [328]. Сплошной линией ограничено поле составов высококальциевых гранатов из перидотитов Финш [313], штриховой линией—поле составов гранатов из перидотитовых включений в алмазах [147]. Диагональная линия 85% отделяет поле низкокальциевых гранатов (G10) от поля обогащенных кальцием гранатов (G9), лежащего на богатой Ca стороне от линии. 85% гранатовых включений в алмазах располагаются выше или слева от двух линий, отмеченных 85% [147].

ных гранатов из этой трубки (85 образцов) показало, что пять гранатов попадают в выделенную Герни [147] группу G10 высокохромистых низкокальциевых гра-

натов, к которой относятся также хромистые пиропы из алмазных включений и алмазоносных кимберлитов Южной Африки.

Герни [147] показал, что в Южной Африке гранаты группы G10 приурочены к трубкам, расположенным в давно стабилизировавшихся Родезийском и Каап-Ваальском кратонах. Таким образом, гранаты группы G10 из трубки Скерринг позволяют предположить, что под Северным Кимберли залегает древний фундамент кратона. Отсутствие алмазов в трубке Скерринг свидетельствует о том, что мнение Герни, рассматривающего наличие гранатов G10 как индикатор на алмазы, верно далеко не во всех случаях, особенно за пределами Южной Африки.

Клинопироксен. Преобладает клинопироксен, образующий короткостолбчатые или удлиненные кристаллы от ярко-зеленого до серо-зеленого цвета. По составу почти всегда это субкальциевый диопсид (группа 1 по Стефенсу и Доусону) [330], у которого отношение $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ равно 0,31–0,35 (рис. 19), отношение $100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ обычно достигает 87–90, содержание TiO_2 составляет 0,32%, а среднее содержание Cr_2O_3 равно 0,59%. Представительные анализы приведены в табл. 17. Эта основная группа субкальциевых диоп-

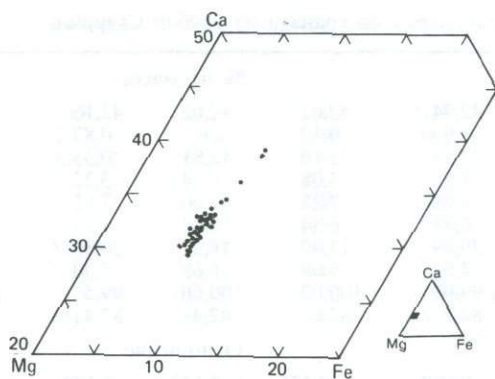


Рис. 19. Диаграмма Ca–Mg–Fe с точками составов пироксенов из трубки Скерринг.

сидов по химическим свойствам аналогична клинопироксенам из «катаклазированной лерцолита» или из «дискретных нодулей» пироксенитов, обнаруженных в кимберлитах Северного Лесото [264].

Хромит. Присутствующие в концентратах небольшие макрокристы шпинели характеризуются переменным обликом, изменяющимся от округлых ангдральных зерен до хорошо образованных октаэдрических кристаллов. Анализы приведены в табл. 18. На рис. 20 представлены составы шпинелей из трубки Скерринг.

Таблица 17. Представительные анализы клинопироксенов из трубки Скерринг

	% по массе					
SiO_2	55,41	55,26	55,35	55,06	55,09	
TiO_2	0,16	0,13	0,27	0,20	0,35	
Al_2O_3	1,92	1,96	1,84	2,26	1,99	
Cr_2O_3	0,87	0,76	0,44	0,47	0,40	
FeO	4,83	4,90	5,11	5,16	5,50	
MgO	21,10	20,54	19,92	19,68	18,89	
CaO	14,33	15,55	16,06	15,99	16,80	
Na_2O	1,00	0,91	0,91	1,07	0,97	
Сумма	99,62	100,01	99,90	98,89	99,99	
Mg^a	88,6	88,2	87,4	87,2	86,0	
	Отношение					
Ca^b	0,302	0,324	0,336	0,337	0,335	
Mg^b	0,619	0,596	0,580	0,578	0,555	
Fe^b	0,079	0,080	0,084	0,085	0,091	

^a $\text{Mg} = 100 \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$. ^b $\text{Ca} = \text{Ca}/(\text{Mg} + \text{Ca} + \text{Fe})$, $\text{Mg} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Ca} + \text{Fe})$, $\text{Fe} = \text{Fe}/(\text{Mg} + \text{Ca} + \text{Fe})$. MnO ниже предела чувствительности (<0,2% по массе).

Таблица 18. Представительные анализы макрокристов шпинели из трубки Скерринг

		% по массе					
SiO ₂	0,61	0,62	0,60	0,17	0,32	0,42	0,26
TiO ₂	0,21	0,20	0,21	3,23	н. ч.	3,06	3,40
Al ₂ O ₃	29,09	24,48	23,07	20,11	14,63	10,80	8,55
V ₂ O ₃	н. ч.	0,20	0,14	н. ч.	0,16	0,30	н. ч.
Cr ₂ O ₃	34,30	39,21	40,89	38,74	53,05	51,91	55,71
Fe ₂ O ₃	6,25	6,17	5,88	6,75	4,08	2,62	1,03
FeO	13,99	14,12	14,75	16,61	14,37	18,03	19,95
NiO	н. ч.	0,24	н. ч.	0,35	н. ч.	0,32	н. ч.
MnO	0,25	н. ч.	0,34	н. ч.	н. ч.	0,34	н. ч.
MgO	15,21	14,67	14,04	13,81	13,30	11,95	11,00
Сумма	99,91	99,91	99,92	99,77	99,91	99,75	99,90
		Отношение					
Mg ^a	0,660	0,649	0,629	0,597	0,623	0,541	0,496
Cr/R ³⁺⁶	0,411	0,481	0,505	0,515	0,674	0,736	0,802
Fe ³⁺ /R ³⁺⁶	0,071	0,072	0,069	0,085	0,049	0,035	0,014

^a Все Fe определялось как FeO и пересчитывалось на Fe₂O₃ и FeO по стехиометрии минерала. Предел чувствительности 0,1–0,2% по массе. н. ч.—ниже предела чувствительности. ^aMg = Mg/(Mg + Fe²⁺). ⁶R³⁺ = Cr + Al + Fe³⁺.

Судя по положению точек, шпинели представляют собой магнезиохромиты, для которых отношение Cr/(Ca + Al) колеблется в пределах 0,49–0,76, а отношение 100 Mg/(Mg + Fe) равно 54–66. Содержание диоксида титана изменяется от нуля до 3%, а Fe₂O₃—от 1 до 6%. Такой химический состав характерен для макрокристов шпинели из кимберлитов.

Шпинель из основной массы массив-

ных зеленых кимберлитов по составу изменяется от титанистого хромита до хромистого титанового магнетита (табл. 19, рис. 20 и 21). Эта особенность состава отличает данную шпинель от шпинели, которая, по мнению Митчелла [249], характерна для кимберлитов (рис. 21), что позволяет предположить, что слюдястая ультраосновная порода трубки Скерринг может быть скорее классифицирована как

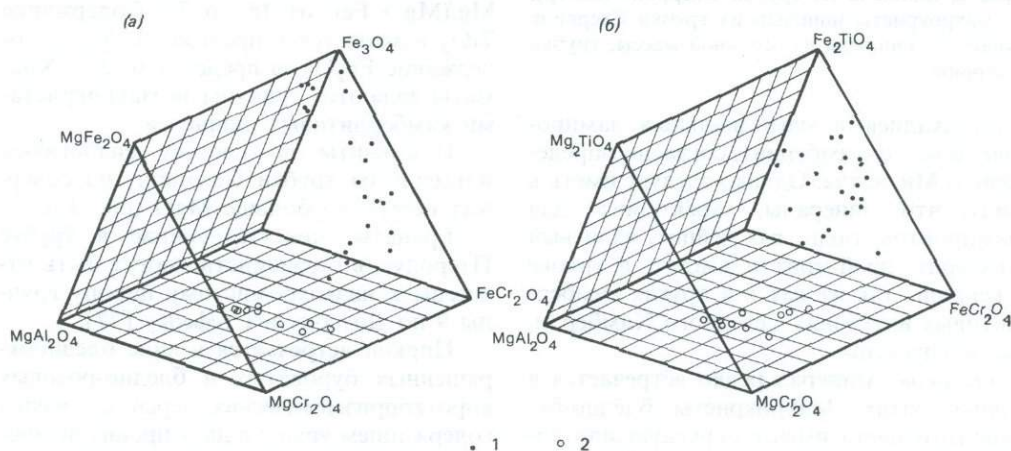


Рис. 20. Диаграмма составов шпинелей (в виде призмы) с точками составов шпинелей из трубки Скерринг. а—шпинель из основной массы; б—шпинель из макрокристов (центральная часть).

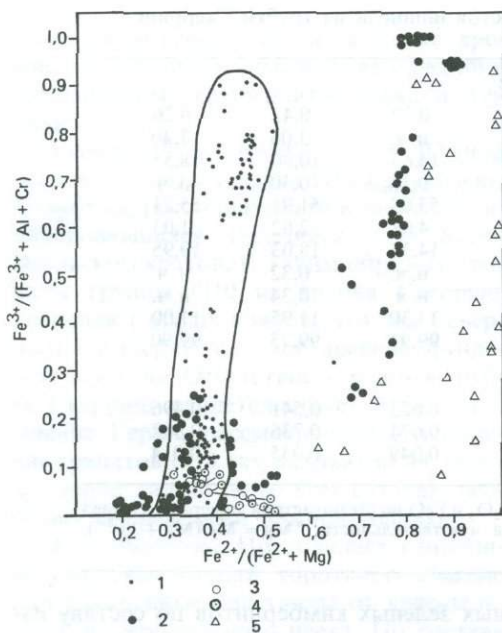


Рис. 21. Диаграмма зависимости отношений $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al + Cr)$ и $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ для окисленных фаз шпинелей из трубки Скерринг. 1—шпинель из основной массы кимберлитов (Джос, Пьюиук, Хатциум, Уисслтон); 2—шпинель из основной массы лампроитов (Пайлот-Бьютт, Прери-Крих, Джамилла, Хиллс-Поунд) (1 и 2—по Митчеллу); 3—макрокристы шпинели из трубки Скерринг (центр); 4—макрокристы шпинели из трубки Скерринг (край); 5—шпинель из основной массы, трубка Скерринг.

ультракалиевый магнезиальный лампрофир, а не как кимберлит, согласно определению Митчелла. Однако следует иметь в виду, что минералы, характерные для лампроитов, такие, как лейцит, калиевый рихтерит, прайдерит и вэйдит, в трубке Скерринг, так же как и в других кимберлитовых интрузиях Северного Кимберли, не обнаружены.

Циркон. Минерал редко встречается в концентратах. Макрокристы бледно-буроватого цвета имеют округлую или короткопризматическую форму. Содержание урана в цирконах составляет 5 млн^{-1} [276], что соответствует самым низким значениям, зарегистрированным для цир-

кона кимберлитов.

Дайки Уиниуоши, Хадфилдс и Джамп-ап. Концентраты минералов тяжелой фракции из этих тел в общем аналогичны концентратам из трубки Скерринг. В них преобладает пикроильменит. Менее распространены хромовый и титанистый пиропы, которые по составу сходны с гранатами трубки Скерринг (см. табл. 16). Отсутствие пироксена объясняется тем, что концентраты в большинстве случаев получены из поверхностных глин и сильно выветрелых пород. Возможно, пироксен присутствовал, но был разрушен в результате выветривания.

Дайка KGB2. В концентратах этой дайки преобладают рутил и ильменит, которые присутствуют в виде крупных сростков или округлых зерен. В меньших количествах встречается шпинель. Гранаты не обнаружены. Состав ильменита и хромита аналогичен составу этих минералов в трубках Скерринг и Птеропус. Рутил характеризуется более низкими содержаниями Nb и Cr.

Брекчиевая трубка Птеропус. В концентратах трубки Птеропус главная роль принадлежит хромиту, характеризующемуся широким диапазоном химического состава: отношение $Cr/(Cr + Al)$ колеблется от 0,37 до 0,97, а отношение $100 \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ —от 16 до 71. Содержание TiO_2 изменяется в пределах 1–5%, а содержание Fe_2O_3 —в пределах 0,12%. Хромиты являются типичными макрокристами кимберлитовых шпинелей.

Ильмениты по составу аналогичны ильменитам трубки Скерринг, но содержат несколько больше MgO (рис. 15).

Гранаты, присутствующие в трубке Птеропус, в большинстве могут быть отнесены к низкохромистому пиропу группы 9 по Доусону и Стефенсу [77].

Циркон встречается в виде бледноокрашенных буроватых и бледно-розовых короткопризматических зерен с низким содержанием урана; в двух проанализированных зернах содержание урана равно 9,5 и 16,1 млн^{-1} соответственно. Отношение циркон/хромит в буровом материале (кернах) составляет 1:5 [312].

Таблица 19. Представительные анализы оксидных минералов из основной массы кимберлитов трубки Скерринг

	1	2	3	4	5	6	7	8
	% по массе							
SiO ₂	0,06	н. ч.	н. ч.	0,05	0,08	н. ч.	н. ч.	0,04
TiO ₂	10,23	9,95	9,54	9,97	11,32	3,08	4,26	53,00
Al ₂ O ₃	5,49	10,18	6,79	4,93	4,92	6,07	2,24	н. ч.
V ₂ O ₃	0,24	0,35	0,15	0,18	0,14	н. ч.	0,33	н. ч.
Cr ₂ O ₃	38,55	33,65	31,72	32,73	29,64	5,34	2,15	0,08
FeO ^a	34,22	35,51	41,95	42,84	46,70	75,85	80,62	26,00
MnO	0,83	1,25	2,12	2,25	4,40	0,53	0,53	11,16
NiO	0,14	н. ч.	н. ч.	0,18	0,17	н. ч.	н. ч.	н. ч.
MgO	9,92	8,15	6,23	5,67	0,75	2,92	3,40	0,05
CaO	0,03	н. ч.	н. ч.	0,03	0,02	н. ч.	н. ч.	0,04
ZnO	—	н. ч.	н. ч.	—	—	0,75	0,60	—
Сумма	99,71	99,08	98,50	98,83	98,13	94,54	94,13	100,36
Fe ₂ O ₃ ^a	9,02	7,52	13,60	13,64	10,80	51,88	57,29	
FeO ^a	26,10	28,75	29,72	30,57	36,98	29,17	29,07	
Сумма	100,61	99,84	99,87	100,20	99,20	99,74	99,87	
	Отношение							
Mg ^b	0,404	0,336	0,272	0,248	0,035	0,151	0,173	
Cr/R ³⁺ⁿ	0,697	0,601	0,579	0,617	0,627	0,084	0,036	
Fe ³⁺ /R ³⁺ⁿ	0,155	0,128	0,236	0,245	0,217	0,774	0,909	

^a Все Fe определялось как FeO и пересчитывалось на Fe₂O₃ и FeO по стехиометрии минерала. ^bMg = Mg/(Mg + Fe²⁺). ⁿR³⁺ = Cr + Al + Fe³⁺. Предел чувствительности 0,1–0,2% по массе. н. ч. — ниже предела чувствительности. 1, 3, 4, 5 — титансодержащий хромит; 2 — титансодержащий глиноземистый хромит; 6, 7 — титансодержащий хроммагнетит; 8 — марганцевый ильменит.

Провинция Восточный Кимберли

Краткое содержание. Провинция Восточный Кимберли занимает часть подвижной зоны Холлс-Крик. Здесь обнаружены кимберлитовые и лампроитовые тела по меньшей мере двух возрастов. Все интрузии тесно связаны с важнейшими разломами в подвижной зоне. Лампроитовая трубка Аргаил имеет возраст 1048 млн.–1153 млн. лет и внедрена близ подвижной зоны Холлс-Крик в осадочные породы группы Карр-Бойд. Дайки Боу-Хилл лампроитового типа датируются примерно 800 млн. лет и связаны с разломом Боу-Хилл, хотя многочисленные дайки слюдистых кимберлитов, сходные с дайками провинции Северный Кимберли и имеющие, скорее всего, такой же возраст (~800 млн. лет), приурочены к разлому Гринвейл.

Богатая алмазами трубка Аргаил характеризуется удлиненной формой, длиной 2 км и шириной от 150 до 500 м. Она была внедрена в песчаники, алевролиты и сланцы группы Карр-Бойд. На северном конце трубка имеет шарообразный раздув; остальная часть – крутопогружающееся дайкообразное тело, пересеченное несколькими разломами. Тело трубки выполнено толщей нарушенных пирокластических пород с подчиненными дайками оливин-флогопитовых лампроитов. В трубке присутствуют два типа пирокластов: «песчаные» туфы, содержащие обильные кварцевые зерна, поступившие из вмещающих пород, а также ювенильный лампроитовый пепел и лапилли, и «непесчаные» туфы, почти полностью состоящие из лампроитового материала. Оба типа пирокластических пород достаточно полно описаны. Предложена модель последовательности извержений, сходная с моделью образования мааровых вулканов, т. е. с моделью, которая объясняет характер извержения взаимодействием между поднимающейся магмой и грунтовыми водами. «Песчаные» туфы чаще всего хорошо расслоены; предполагается, что это является результатом воздействия базисной волны извержений, в то время как «непесчаные» туфы, возможно, формировались в результате внедрения магмы в кратерное озеро.

Характерные породы трубки Аргаил – оливиновые лампроиты; иногда присутствует подчиненный лейцит, хотя последующие изменения разрушили большую часть первичных минералов. Представлены анализы флогопита и шпинели, приводится описание первичных и вторичных минералов. Описаны ксенокристы, а также редко встречающиеся в «непесчаных» туфах мантийные ксенолиты, представленные гарцбургитами. Хими-

ческий состав пород осложнен присутствием большого количества кварца, поступавшего из вмещающих пород. Тем не менее установлено, что магма была ультракалийевой, богатой MgO, и по составу сходна с оливиновыми лампроитами Западного Кимберли.

Дайки Лиссаделл-Роуд невелики, полностью изменены и силицифицированы. Они высокоалмазоносны и, вероятно, связаны с трубкой Аргайл общностью происхождения.

Дайки Боу-Хилл представляют собой свиту слюдистых ультраосновных лампрофировых даек, внедренных кулисообразно в граниты Боу-Ривер и образующих зону, имеющую по простиранию длину 19 км. Присутствуют два основных типа пород: оливин-флогопитовые лампрофиры, по виду напоминающие слюдистые кимберлиты, и гранат-флогопитовые пегматиты, образующие жилы в дайках. Гранаты в пегматитах весьма характерны и состоят из темных красно-коричневых ядер меланита и бесцветных каемок андрадита. По химическому и минеральному составам породы даек, особенно содержащих обогащенный цирконием гранат, сопоставимы с альпéитами и имеют сходство с карбонатитами.

Кимберлитовые дайки западной части провинции слюдистые, маломощные (обычно < 1,5 м). Для них характерно наличие пикроильменита и макрокристов пироба; некоторые из них алмазоносны. Приводится описание дайки Мауд-Крик и Девилс-Элбоу; представлен химический состав минералов из макрокристов.

Всего в Восточном Кимберли выявлено девять тел, сложенных кимберлитами, лампроитами и родственными им породами (рис. 22). Самое крупное тело представлено трубкой Аргайл (АК1), имеющей площадь 50 га. Она характеризуется высокой алмазоносностью и вместе с ассоциирующимися с ней аллювиальными отложениями является единственным промышленным месторождением алмазов в Австралии [8, 9, 10].

Провинция Восточный Кимберли занимает часть подвижной зоны Холлс-Крик и восточный край плато Кимберли. Местонахождения на плато приурочены к хребту Дьюрак, который образует складчато-глыбовую окраину бассейна Кимберли, непосредственно к западу от системы разломов Гринвейл, маркирующей западную границу подвижной зоны Холлс-Крик. В районе хребта Дьюрак расположены четыре кимберлитовые дайки — Мауд-Крик, Дак-Крик, Блекфеллоу-Крик

и Девис-Элбоу. Трубка Аргайл, дайки Сигуллс и Лиссаделл-Роуд сложены лампроитами, которые внедрились в подвижную зону в непосредственной близости от ее восточной окраины, а дайка Боу-Хилл, которая сложена слюдистыми андрадитсодержащими «лампрофирами», внедрилась близ центральной части подвижной зоны. Настоящих кимберлитов в пределах этой подвижной зоны обнаружено не было.

Из упомянутых тел шесть либо обнажены на поверхности, либо вскрыты при шурфовке или бурении в процессе поисковых работ на алмазы. Местонахождение остальных трех даек установлено в результате детального опробования суглинков и изучения минералов тяжелой фракции, а также геофизических исследований, но ни одна из них не была выявлена при шурфовке. Распределение кимберлитовых минералов-индикаторов в осадках потоков указывает на существование в пределах хребта Дьюрак многих других прояв-

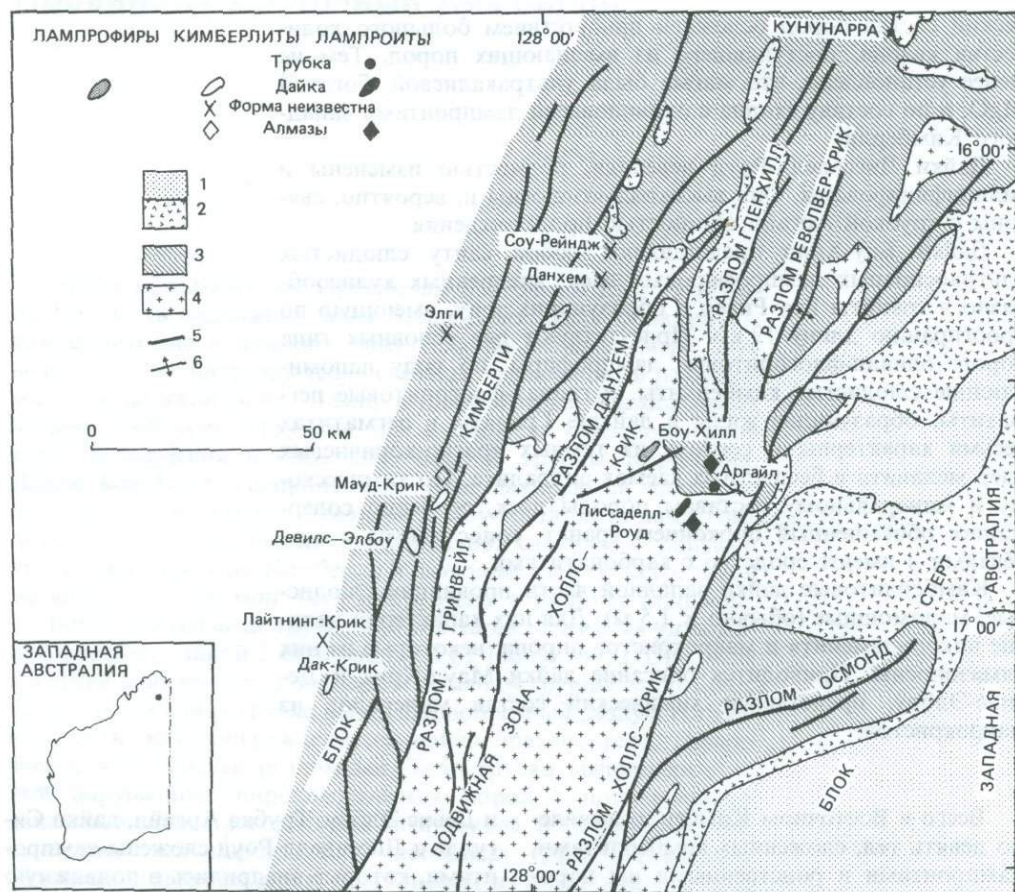


Рис. 22. Расположение кимберлитовых и лампроитовых тел в провинции Западный Кимберли. 1-2—палеозой: 1—осадочные породы, 2—вулканиты. 3-4—протерозой: 3—неметаморфизованные осадочные породы, 4—граниты и метаморфические породы комплекса Ламбу. 5—разломы; 6—антиклиналь.

лений кимберлитов или родственных им пород, хотя точное местонахождение их еще неизвестно.

В физико-географическом отношении область неоднородна. Здесь наблюдается весьма тесная связь между рельефом местности и слагающими ее породами [282]. На западе хребет Дьорак и предгорья плато Кимберли отделяют собственно плато Кимберли от области сильно пересеченного рельефа, образованного грядами и кузстами северо-западного направления, сложенными устойчивыми к выветриванию песчаниками. Гря-

ды и кузсты на 200-300 м возвышаются над узкими долинами, прорезанными в менее устойчивых осадочных породах и долеритовых силлах. На востоке топографически сходный район хребтов Карр-Бойд и Раггед сложен осадочными породами, рассеченными узкими долинами и ущельями с перепадом высот до 450 м. В центральной части подвижной зоны район Боу-Ривер-Хиллс имеет относительно спокойный рельеф, что обусловлено развитием здесь гранитов комплекса Ламбу.

Для области характерен климат тро-

пических саванн с ежегодным количеством осадков от 500 до 750 мм. Муссонные дожди в основном приходятся на короткий летний влажный сезон в декабре–марте. Тощая каменистая почва большей части области покрыта травой «спинифекс»; отдельно стоят низкорослые эвкалипты. На более мощных аллювиальных почвах произрастают многолетние травы и отдельные крупные экземпляры баобабов. Более густой древостой приурочен к долинам рек, а в некоторых оврагах растут панданусы и другие пальмы.

Подъезд возможен по Большой северной автостраде, которая пересекает область в меридиональном направлении. Проселочные дороги разного качества позволяют достичь многих участков, но чтобы попасть в район хребта Дьюрак, приходится совершать длинные объезды в связи с частой необходимостью пересекать горные кряжи, а большая часть плато Кимберли и хребта Карр-Бойд для автотранспорта вообще недоступна. В течение влажного сезона все подъездные пути непроходимы; многие размытые в этот период участки дорог не ремонтируются. Большая часть поисковых работ в регионе осуществлялась с помощью вертолетов. Добраться до трубки Аргайл можно по дороге, начинающейся от Большой северной автострады, но посещение месторождения и его окрестностей ограничено и должно быть оговорено заранее.

Региональная геология и структура

Кимберлитовый и лампроитовый вулканизм в Восточном Кимберли связан с подвижной зоной Холлс-Крик, представляющей собой пояс деформированных докембрийских метаморфических, изверженных и осадочных пород, частично перекрытых более молодым платформенным чехлом палеозойских осадков и вулканитов. Протяженность зоны 400 км; она простирается на северо-северо-восток. Подвижная зона отделяет древний кратон от блоков Стерт и Кимберли, имеет около 60 км в ширину и ограничена двумя крупными разломами: разломом Холлс-Крик

на востоке и разломом Гринвейл на западе. Подробное описание региональной геологии приведено в объяснительных записках к геологическим картам масштаба 1 : 250 000 [282, 88], а также в ряде статей [89, 131].

Наиболее древними породами подвижной зоны являются породы группы Холлс-Крик, представленные граувакками, аспидными и кристаллическими сланцами и подчиненным количеством базальтовых потоков, вероятно, нижнепротерозойского возраста (~ 2200 млн. лет [273]). Они были метаморфизованы приблизительно 1929 ± 30 млн. лет назад, что привело к образованию метаморфитов Тикалара, и прорваны до- или синтетектоническими гранитами и габбро. Последовавшие затем поднятие и эрозия завершились формированием вулканитов Уайтгоутер, которые 1834 ± 32 млн. лет назад были прорваны посттектоническими гранитами, в основном гранитным батолитом Боу-Ривер длиной 300 км и шириной 30 км, который занимает большую часть центральной области подвижной зоны. Дальнейшее поднятие и эрозия завершились в конце раннего протерозоя накоплением в подвижной зоне формации Револювер-Крик, а западнее, на блоке Кимберли, ее латерального эквивалента [89]. Менее интенсивные тектонические подвижки и осадконакопление продолжались в позднем протерозое, когда на востоке, на большей части блока Стерт и подвижной зоны, шло формирование пород группы Карр-Бойд и складкообразование, сменившиеся повсеместным отложением нижнекембрийских–девонских вулканитов и осадков.

В пределах провинции Восточный Кимберли восточная треть подвижной зоны Холлс-Крик представляет собой пояс шириной 20 км, сложенный метаморфитами Тикалара, пронизанными мелкими линзами до- и синтетектонических гранодиоритов Мейбл-Даунс и габбро Мак-Интош. Остальная территория подвижной зоны сложена гранитами Боу-Ривер, содержащими крупные ксенолиты габбро Мак-Интош и вытянутые, ограниченные

разломами блоки вулканитов Уайтуотер и порфиоров Кастлерагх-Хилл. Все нижние комплексы на севере области несогласно перекрыты смятыми в складки и раздробленными осадками формации Революер-Крик и группы Карр-Бойд.

Западнее разлома Гринвейл осадочные породы группы Кимберли, перекрывающие блок Кимберли, представлены полого залегающими или лишь слабо деформированными толщами. Однако на границе блока преобладающие расщепляющие разломы, связанные с разломом Гринвейл, приподымают в виде клина крутопадающие осадки группы Спивах, а в районе Спивах-Велли формируют большую купольную структуру [282].

Структура и эволюция подвижной зоны Холлс-Крик связываются Ханкоком и Ратлендом [165] с последовательным расширением и сжатием, происходившими в протерозое. Эти авторы предположили, что разломы Холлс-Крик и Гринвейл являются главными геосвами литосферы, которые в раннем протерозое предопределили простираание современной подвижной зоны. Бассейн был заполнен осадками, поступающими с устойчивого островно-континентального блока Кимберли. Во время последовавшей конвергенции между блоками Кимберли и Стерт осадки были деформированы, метаморфизованы и инъецированы син- и посттектоническими гранитами. В процессе конвергенции основное давление было направлено вдоль линии, проходившей на несколько градусов западнее направления на север, вследствие чего по основным краевым разломам происходил интенсивный левосторонний сдвиг. В пределах подвижной зоны наблюдается несколько кулисообразных сдвигов, таких, как разлом Боу-Ривер. Кроме того, имела также место ограниченная субдукция тонкого литосферного основания под блок Кимберли (А-субдукция).

Местоположение кимберлитовых и лампроитовых интрузий в значительной мере зависит от структуры подвижной зоны Холлс-Крик, в частности от разломов. Кимберлитовые дайки в хребте Дью-

рак, на восточной окраине блока Кимберли, приурочены к зоне расщепляющих разломов, связанных с разломом Гринвейл. Поскольку этот разлом на глубине погружается под блок Кимберли [165], то дайки, вероятно, непосредственно ассоциируются с главным западным краевым разломом подвижной зоны. На востоке трубка Аргайл расположена примерно в 6 км западнее разлома Холлс-Крик. Основные левосторонние смещения по краевому разлому вызвали значительные складчато-разрывные нарушения в районе трубки Аргайл на южной оконечности хребта Матсу-Рейндж. Трубка Аргайл расположена также близ разлома Гленхилл, скрытого под палеозойским чехлом. Дайки Боу-Хилл неявно связаны с разломом Боу-Ривер – сдвиговой зоной шириной до 100 м, которая протягивается через подвижную зону в восток-северо-восточном направлении. Дайки образуют небольшой рой, простираание которого смещается к северу, начиная от разлома Боу-Ривер, и который почти соединяется с разломом северо-северо-восточного направления, параллельным простираанию подвижной зоны (рис. 39).

Возраст интрузий. При исследовании кимберлитовых даек в западной части района из-за невозможности отобрать подходящий материал радиометрические данные не были получены. В обнажениях и приповерхностных пробах породы сильно выветрелы; сильно изменен и керновый материал. Шесть тел являются богатыми слюдой кимберлитовыми дайками, напоминающими дайки Северного Кимберли; как и последние, они прорывают протерозойские породы группы Кимберли. Можно предположить, что эти дайки также имеют позднепротерозойский возраст (~ 800 млн. лет) (см. гл. 3).

Как и трубка Аргайл, дайки Лиссаделл-Роуд имеют лампроитовый состав и почти такой же возраст. Трубка Аргайл интрузирует верхнепротерозойские породы группы Карр-Бойд, включая формацию Лиссаделл, возраст которой, равный приблизительно 1100 млн. лет, определен на основании датировки перекрывающей

ее формации Гленхилл (1057 ± 80 млн. лет) и подстилающего силла Голден-Гейт (1158 ± 23 млн. лет) [31].

Трубка Аргайл датирована с помощью Rb-Sr-метода (валовые пробы), а модельные возрасты определены при изучении слюд Rb-Sr- и K-Ar-методами [276]. Результаты приведены в табл. 20. Разброс лежит в пределах от 1253 млн. до 1048 млн. лет. Эти результаты показывают, что время внедрения лампроитов близко к времени отложения протерозойских вмещающих пород. Такой вывод согласуется с геологическими данными [37], свидетельствующими о том, что трубка Аргайл была внедрена в неконсолидированные осадки.

Таблица 20. Rb-Sr- и K-Ar-возрасты пород трубки Аргайл [276]

Метод	Исследуемый материал	Возраст
Rb-Sr (валовая проба породы)	Лампроитовые туфы с множеством обломков вмещающих пород	1100 ± 300 млн.лет
Rb-Sr (валовая проба породы)	Магматические лампроиты	1045 ± 160 млн.лет
Rb-Sr (модельный возраст)	Слюда	1048 млн.лет для $R = 0,710$ 1231 млн.лет для $R = 0,705$
K-Ar	Слюда	1253 ± 26 млн.лет

Лампрофировые слюдистые дайки Боу-Хилл секут граниты Боу-Ривер, имеющие возраст 1834 ± 32 млн. лет [31]. Слюды из даек датированы с помощью Rb-Sr- и K-Ar-методов [276]. Результаты, приведенные в табл. 21, показывают широкий разброс, однако наиболее приемлемым кажется возраст 800 млн. лет. Направиваются два вывода. Во-первых, в Восточном Кимберли имели место по крайней мере два периода интрузивной деятельности, и в этом отношении она отличается от других провинций Западной Австралии. Во-вторых, возраст даек Боу-Хилл, равный примерно 800 млн. лет,

Таблица 21. Rb-Sr- и K-Ar-возрасты пород даек Боу-Хилл [276]

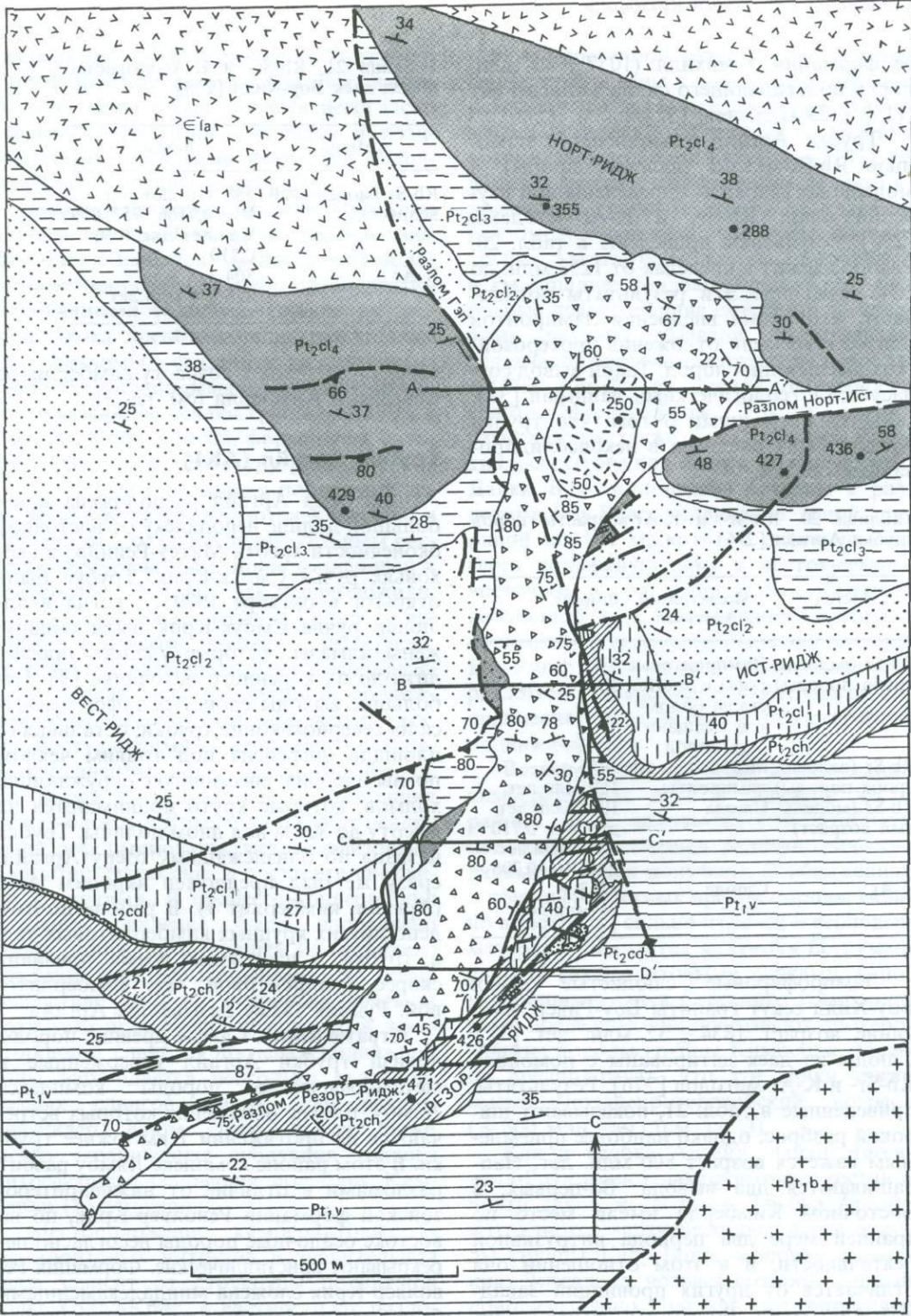
Метод	Возраст
Rb-Sr (модельный возраст)	568 млн.лет для $R = 0,7166$ 752-819 млн.лет для $R = 0,710$
K-Ar	804 ± 5 млн. - 826 ± 4 млн.лет

вероятно, близок к возрасту кимберлитов Северного Кимберли (см. гл. 3).

Трубка Аргайл (AK1)

Диатрема Аргайл расположена в небольшой долине неподалеку от восточной оконечности хребта Матсу-Рейндж, в верховьях ручья Смоук-Крик. Трубка была открыта в октябре 1979 г., когда в аллювии ручья Смоук-Крик были обнаружены алмазы, которые удалось проследить до их коренного источника [9]. Небольшие выходы слоистых туфов имеются на северном конце трубки; остальная ее площадь погребена под тонким чехлом почвы и щебня, снесенного с окружающих холмов, которые круто поднимаются на высоту до 300 м над дном долины. Трубка названа по близлежащему озеру Аргайл; сразу же был предложен акроним АК1 (Аргайл, кимберлит 1). В районе не найдено других крупных кимберлитовых тел, а трубка в настоящее время признана скорее лампроитовой, чем кимберлитовой. Рудник также называется Аргайл.

Стратиграфия. Самые древние породы вблизи трубки Аргайл — изверженные и метаморфические породы комплекса Ламбу, плохие обнажения которых встречаются на протяжении 1 км южнее трубки. В этом районе комплекс Лямбу разбит разломами в отличие от нижнепротерозойской формации Ревоolver-Крик, но на востоке осадочные породы несогласно перекрывают кристаллические. Формация Ревоolver-Крик сложена миндалекаменными базальтами, перекрытыми чередующейся последовательностью песчаников, алевро-



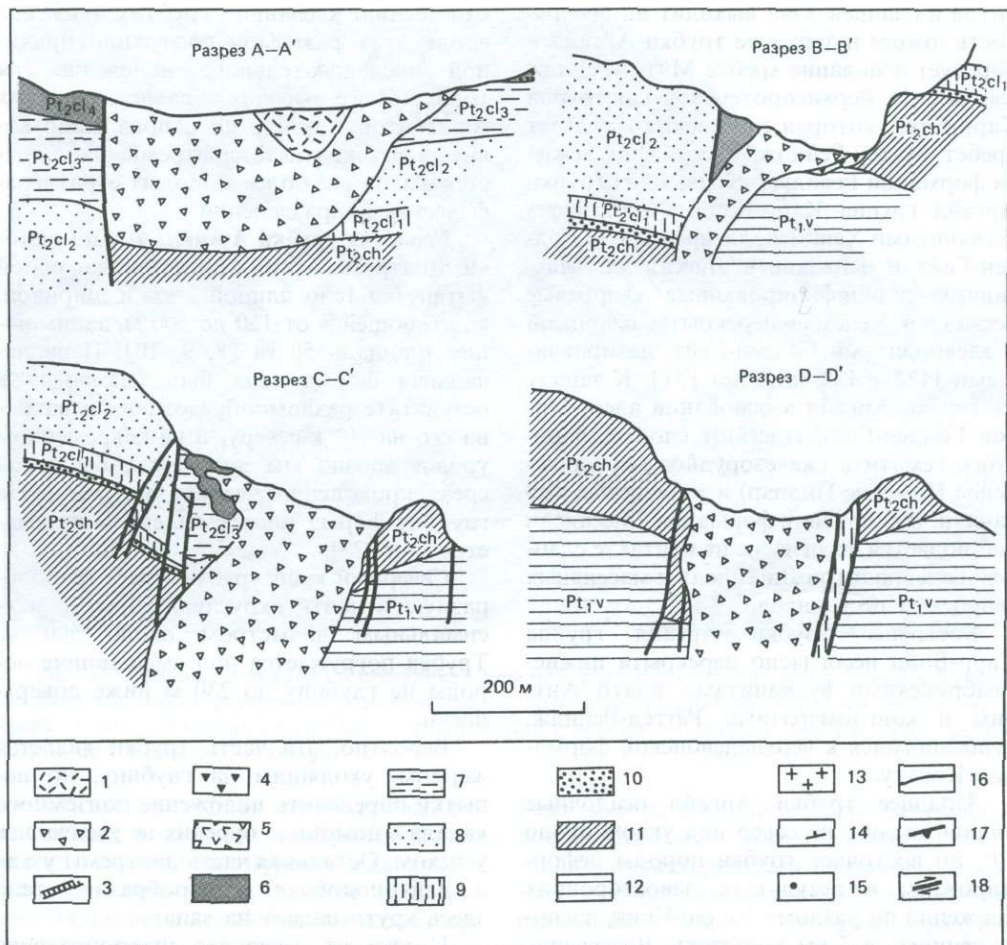


Рис. 23. Геологическая карта и разрезы трубки Аргайл. 1—«непесчаные» туфы: моногенетичные вулканокластические и автокластические оливиновые лампроиты; 2—«песчаные» туфы: полигенетичные лампроитовые лапиллиево-пепловые и грубые пепловые туфы; 3—дайки оливин-флогопитовых лампроитов и «песчаных» туфов; 4—контактные и разломные брекчии; 5—кембрийские вулканы плато Антрим—базальты с подчиненными песчаниками, конгломератами и сланцами. *Средний протерозой* (6—11). Формация Лиссаделл (6—9): 6—кварцевые песчаники, 7—тонкослоистые песчаники, алевролиты и сланцы, 8—кварцевые песчаники, 9—тонкослоистые песчаники, алевролиты и сланцы; 10—алевролиты Голден-Гейт: гематитовые песчаники, железистые и глинистые сланцы; 11—песчаники Хенсмен: массивные кварцевые песчаники. *Нижний протерозой* (12—13): 12—формация Револювер-Крик: песчаники, алевролиты и сланцы, 13—комплекс Ламбу: граниты, гранодиориты, габбро и метаморфические породы. 14—угол падения слоев; 15—отметки высот; 16—геологические границы; 17—разломы и угол падения плоскости разлома; 18—разломы и направление движения. Геология и разрезы даны (с упрощением) по материалам картирования 1982 г. Ж. Л. Боксера (CRAE).

литов и сланцев. Она выходит на поверхность южнее и западнее трубки Аргайл и образует основание хребта Матсу-Рейндж (см. рис. 1). Верхнепротерозойская группа Карр-Бойд, которая собственно и слагает хребт Матсу-Рейндж, несогласно лежит на формации Ревоolver-Крик. Близ трубки Аргайл группа Карр-Бойд представлена песчаниками Хенсмен, алевролитами Голден-Гейт и формацией Лиссаделл. Массивные силицифицированные кварцевые песчаники Хенсмен перекрыты сланцами и алевролитами Голден-Гейт, датированными 1184 ± 123 млн. лет [31]. К западу от трубки Аргайл в основании алевролитов Голден-Гейт залегают слой песчанитостого гематита (железородное месторождение Помпейс-Пиллар) и железистые песчаники. В основании формации Лиссаделл наблюдается несогласие на контакте сланцев и алевролитов Лиссаделл и массивных кварцевых песчаников.

Восточнее трубки Аргайл группа Карр-Бойд несогласно перекрыта нижнекембрийскими вулканитами плато Антрим и конгломератами Раггед-Рейндж, относящимися к верхнедевонской формации Кокату.

Западнее трубки Аргайл осадочные толщии падают на север под углом около 30° , но восточнее трубки породы деформированы в результате левосторонних движений по разлому Холлс-Крик, расположенному в 5 км к востоку. Волочение, вызванное этими движениями, деформировало породы восточного края хребта Матсу-Рейндж, что привело к изоклинальному складкообразованию в породах группы Карр-Бойд и опрокинутому залеганию пород формации Ревоolver-Крик. Эта деформация считается додевонской, поскольку конгломераты Раггед-Рейндж несогласно перекрывают все более ранние формации.

Диатрема Аргайл была вытянута во время этой деформации в результате левостороннего сдвига вдоль разломов Гэп и Резор-Ридж (рис. 23). Вдоль юго-западной границы диатремы вмещающие породы смещены вниз при складкообразовании и по разломам, субпараллельным по

отношению к границе трубки. Движение вдоль этих разломов послужило причиной последовательного наложения на трубку более высоких стратиграфических горизонтов, так что по направлению вовнутрь от контакта диатремы наблюдается выход все более молодых стратиграфических подразделений.

Геология трубки Аргайл. *Форма трубки.* Диатрема Аргайл представляет собой вытянутое тело длиной 2 км и шириной, колеблющейся от 150 до 500 м, занимающее площадь 50 га [8, 9, 10]. Первоначальная форма тела была изменена в результате разломообразования и наклона его на 30° к северу, и на современном уровне эрозии мы видим как бы косой срез, проходящий через диатрему. На глубине форма диатремы вновь изменяется (рис. 23).

Северный край трубки имеет шарообразную и почти округлую форму с максимальным диаметром около 500 м. Трубка погружается под вмещающие породы на глубину до 230 м ниже поверхности.

Вероятно, эта часть трубки является жерлом, уходящим на глубину, но попытки определить положение подземного канала с помощью бурения не увенчались успехом. Остальная часть диатремы узкая и дайкоподобная; клинообразное тело здесь круто падает на запад.

К югу от северного шарообразного блока трубка суживается до 150 м и прослеживается на расстояние 500 м, затем поворачивает на юго-юго-восток и при ширине до 200 м протягивается еще на 750 м к южному окончанию главного тела трубки. В самом узком месте тело падает под углом около 50° на запад, но в южном секторе в пределах разрабатываемого участка восточный контакт погружается под углом 75° на запад, в то время как падение западной «висячей стенки» колеблется от 60° к западу на севере до почти вертикального у южного конца. На юге, в районе хребта Резор-Ридж (рис. 23), тело представляет собой небольшую дайку, похожую на «хвост», длиной до 400 м и шириной 30 м. Эта линза, почти пол-

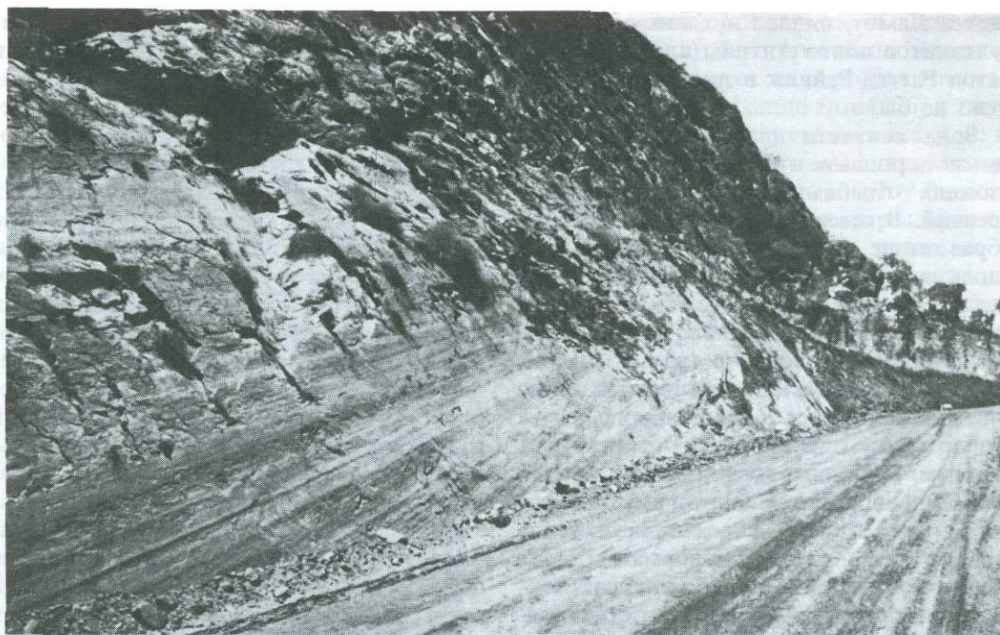


Рис. 24. Зеркало скольжения в песчаниках Хенсмен, восточная стенка трубки Аргайл. Разлом Гэп является левосторонним взбросо-сдвигом, по которому северная часть трубки сместилась к северу. В этой точке плоскость смещения падает под углом 60° на запад, а борозды скольжения падают под углом 15° на север.

ностью изолированная до диатремы, известна под названием Сазерн-Экстеншн (южного окончания). Бурение в центральной и южной частях трубки и в Сазерн-Экстеншн до глубины 300 м подтвердило, что трубка вскрыта на глубине по всему простираению.

Современная форма трубки обусловлена разломообразованием, происшедшим после внедрения по двум основным нарушениям – разломам Гэп и Резор-Ридж, которые располагаются под углом около 80° (рис. 23). Юго-восточное сжатие блока Вест-Ридж дало толчок левостороннему смещению по разлому Гэп и правостороннему движению по разлому Резор-Ридж. Наиболее заметным является правостороннее смещение на 250 м по разлому Резор-Ридж, которое почти отделило Сазерн-Экстеншн от основного тела трубки. Большая часть северного края смята в складки, причем плоскость разлома падает почти вертикально к северу.

Разлом Гэп, имеющий почти вертикальное падение, выполаживающееся до 60° к западу, характеризуется развитием видимых горизонтальных зеркал скольжения в песчаниках Хенсмен, которые образуют западный край Ист-Ридж (рис. 24). Разлом легко прослеживается севернее диатремы и пересекает трубку между северным округлым раздувом и южной дайкой; он характеризуется левосторонним смещением порядка 200 м. До сбросообразования трубка Аргайл была обычным дайкоподобным телом с быстро выклинивающимся «хвостом» на ее южном конце и широким раздувом в северной части.

Контакты трубки Аргайл. На современном эрозионном срезе трубка Аргайл контактирует с литологически разнообразными породами формации Револювер-Крик и группы Карр-Бойд. Присутствие в пределах диатремы ксенолитов гранитных и габброидных пород указывает на то, что трубка прорвала породы ком-

плекса Ламбу, однако никаких обломков вулканитов плато Антрим или конгломератов Раггед-Рейндж в диатреме обнаружено не было.

Зона контакта диатремы с вмещающими породами в большинстве случаев сложена глыбами первичных краевых брекчий. В северной части, где разрывообразование было менее интенсивным, вдоль внешней границы диатремы может быть установлен четкий контакт брекчий. Эти брекчии, очень часто сложные и разнообразные, состоят из обломков брекчированных и/или деформированных вмещающих пород, погруженных в связующую массу, представленную богатыми кварцем лапиллиево-пепловыми туфами (рис. 29). Характер обломков вмещающих пород указывает на изменяющиеся условия — от стадии хрупкой деформации через пластическую деформацию до редких текстур, типичных для почти полностью расплавленных песчаников. Это разнообразие природы контактовой брекчии, вероятно, отражает происходившие в диатреме разнообразные вулканические процессы, различную глубину формирования брекчии и особенности вмещающих пород.

Туффизитовые дайки. Узкие дайки, обычно менее 1 м мощностью, сложенные лапиллиево-пепловыми туфами, имеющими состав железистых кварцитов, секут вмещающие породы близ края диатремы. Эти туффизитовые дайки по структуре связывающей массы сходны с контактовой брекчией и, видимо, имеют такой же возраст. Самая крупная дайка Сигуллс расположена примерно в 1 км к западу от трубки Аргайл. Дайка протягивается на северо-северо-восток, имеет длину 370 м и мощность около 20 м.

Литология диатрем. Диатрема Аргайл состоит из тектонизированных и нарушенных толщ различных пирокластических пород и подчиненных даек, сложенных оливиновыми лампроитами [8]. Пирокласты делятся на две основные группы — «песчаные» туфы (полигенетичные кварцевые туфы) и «непесчаные» туфы (моногенетичные, не содержащие кварца).

«Песчаные» туфы преобладают; «непесчаные» туфы распространены в основном в северной и центральной частях диатремы [9]. Пирокластические породы представлены главным образом лапиллиево-пепловыми туфами и грубозернистыми пепловыми туфами, в меньших количествах присутствуют тонкозернистые пепловые туфы и редкие пирокластические брекчии.

«Песчаные» туфы. Так называемые «песчаные» туфы состоят из ювенильных лампроитов и случайных обломков, находящихся в связующей массе перекристаллизованного лампроитового пепла и пеплообразных кварцевых зерен, захваченных из вмещающих песчаников [8]. Ювенильные обломки изменяются от светлоокрашенных, неправильной формы, стекловатых, обычно пузырчатых до темноокрашенных глыб плотных микрокристаллических порфировых пород. Цвет связующей массы меняется от темно- до светло-серого, что отражает соотношение в ней лампроитового пепла и кварца, а также интенсивность вторичных изменений: самые светлые тона указывают на последовательно усиливающееся изменение тонкодисперсного анатаза, превращающегося в лейкоксен. Пробы из поверхностных обнажений имеют типичную красновато-бурую окраску, связанную с высоким содержанием гематита. «Песчаные» туфы — преимущественно массивные или слабослоистые за счет течения вулканического материала, и это в сочетании с разломообразованием и, возможно, разрывами диатремы, происходившими во время или сразу же после взрыва, затрудняет определение соотношений пород на глубине.

Слой в комплексе «песчаных» туфов по своему характеру изменяется от массивных до тонких с плоскопараллельным переслаиванием и в общем эквивалентны массивным фациям по Уолетцу и Шеридану [372]. Мощность расслоенных пачек достигает 1 м. В разрезах пород с плоскопараллельным переслаиванием мощность отдельных прослоев не превышает 10 см и обычно в среднем равна 1 см (рис. 25, 28, а). В северном и центральном участках пачки с плоскопараллельным пересла-

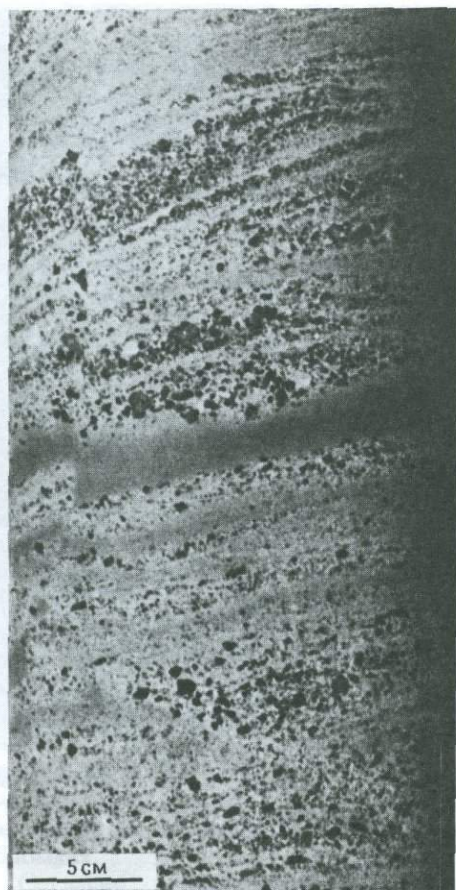


Рис. 25. Керн слоистого «песчаного» туфа. Видно быстрое изменение мощности слоев лапиллиево-пепловых туфов и небольшой сдвиг, нарушающий слоистость (фото CRAE).

иванием переходят в косослоистые и обычно линзовидные горизонты. Слои сложены плохо сортированным материалом, но иногда в некоторых хорошо расслоенных пачках наблюдается нормальная и обратная градационная слоистость. Расслоенные толщи и ассоциирующиеся с ними участки с косой слоистостью, падающей под острым углом ($\pm 10^\circ$), сходны с отложениями базисной волны, в частности с отложениями, образующими вал вокруг мааров [110].

Присутствие в некоторых местах оползневых структур, а также текстур

обезвоживания указывает на наличие воды (рис. 28,а). Текстуры обезвоживания в туфах развиваются по породам, относящимся по классификации Лоу [226] к типу 1 (смесь неконсолидированных осадков) и типу 2 (внедренные неконсолидированные осадки). Текстуры типа 4 по Лоу (консолидация) представлены в переслаивающихся с туфами песчаниках, развитых в северной части трубки Аргайл. В отдельных горизонтах встречаются аккреционные лапилли размером до 1 см, образующие слои мощностью до 20 см. Для большинства лапиллий сферичность не характерна; уплощенные формы указывают на уплотнение. В некоторых случаях присутствует карбонат, слагающий серповидные каемки, сформировавшиеся в тени давления при уплотнении первоначально сфероидальных лапиллий (рис. 28,б 29,з).

К кварцевым зернам добавляются случайные обломки пород, образуя широко распространенную, но подчиненную составляющую «песчаных» туфов. Обломки включают протерозойские песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, в меньшем количестве основные изверженные и гранитоидные породы, привнесенные с комплекса Ламбу, а также редкие серпентинизированные мантийные перидотиты.

«Непесчаные» туфы. Так называемые «непесчаные» туфы представляют собой комплекс изменяющихся от массивных до слабо-расслоенных моногенетических вулканокластических пород, включающих весь ряд гиалотуфов и гиалокластитов до автобрекчий лампроитовых потоков. Они отличаются степенью пузырчатости; при этом максимальную пузырчатость обнаруживают гиалотуфы. Гиалокластические обломки в основном характеризуются более плоскими внешними поверхностями [180] по сравнению с обломками гиалотуфов, но тесная связь между этими двумя типами обломков не позволяет провести разграничение на количественной основе. Какие-либо свидетельства перемещения гиалокластитов практически отсутствуют; местами они подстилаются автобрекчированными и/или магматическими лампроитами. Ок-

раска «непесчаных» туфов изменяется от коричневой до темной зеленовато-черной. Цвет в значительной степени зависит от продолжительности изменений. Распределение величины первичных обломков и их размеры почти такие же, как в «песчаных» туфах, но в последних обломков больше, обычно $> 30\%$. Связующая масса «непесчаных» туфов, как правило, темная и мутная, но местами можно различить реликтовые угловатые обломки. «Непесчаные» туфы секут толщу «песчаных» туфов и, вероятно, представляют собой более позднюю вулканическую фазу. Ксенолиты вмещающих пород в «непесчаных» туфах встречаются чрезвычайно редко, но были найдены ксенолиты перидотитов [8], причем некоторые из них содержали алмазы [163].

Оливин-(флогопитовые) лампроитовые дайки и потоки оливиновых лампроитов. Оливин-(флогопитовые) лампроитовые дайки поздней стадии прорывают «песчаные» туфы (рис. 26); в некоторых участках они прорывают стенку кратера и образуют потоки (см. ниже). Обычно дайки имеют мощность меньше 1 м и небольшую протяженность; некоторые из них образуют эшелонированные свиты. Дайки сложены породой, состоящей из фенокристов и макрокристов оливина (замещенного тальком), находящихся в слюдяной (флогопитовой) основной массе, содержащей измененный оливин второй генерации, непрозрачные оксиды и карбонаты. Разнообразные контакты даек указывают на то, что процессы внедрения происходили в течение длительного времени и что интрузия даек была синхронна времени формирования «песчаных» туфов и посттуфовых отложений. В дайках наблюдаются три типа контактов: дайки с зонами закалки, которые подтверждают посттуфовый возраст интрузии, дайки, которые не обнаруживают контактовых эффектов, и дайки, имеющие автобрекчированные контакты и внедрившиеся в неконсолидированные и/или водонасыщенные туфы. Присутствие лавовых потоков установлено с меньшей определенностью, но такие особен-



Рис. 26. Дайка оливин-флогопитовых лампроитов, интрузирующая «песчаные» туфы. Вскрыта в западной стенке трубки (см. также рис. 31).

ности, как наличие нижней зоны закалки в сочетании с верхней автобрекчированной зоной, сопутствующие им миндалины, выполненные карбонатами и скелетными кристаллами хромита, указывают на то, что в рассматриваемой толще, вероятно, присутствуют потоки оливиновых лампроитов. Тем не менее определить наличие потоков в обнажении — очень трудная задача из-за процессов выветривания и окисления; так же трудно выявить потоки в керновом материале, так как это связано с установлением вышеперечисленных признаков.

Изверженные породы. Изучение различных типов пирокластических пород, взаимоотношений между ними и присутствующими в трубке дайковыми породами привело к разработке следующей мо-

дели последовательности извержения трубки Аргайл. Модель похожа на ту, которая была предложена рядом авторов [222, 223, 225] для формирования мааров, связанных с щелочным базальтовым/кимберлитовым вулканизмом. Характерной особенностью модели является упор в ней на роль почвенной или атмосферной воды во время взрыва, в частности на важность взаимодействия магмы с грунтовыми водами в кратере и в его окружении. Многие обычно описываемые черты строения трубки Аргайл однозначно свидетельствуют в пользу гидровулканического или фреатомагматического ее происхождения [110, 224, 225, 316]. К таким чертам относятся следующие: сравнительно хорошая расслоенность многих пачек «песчаных» туфов, небольшой размер обломков, плохая степень их сортировки, содержание обломков вмещающих пород, стекловатая природа ювенильных лапиллей, низкая степень пузырчатости на поверхности пирокластов, угловатость пирокластов, а также наличие характерных признаков обезвоживания, ударных впадин, отложенных базисной волны, аккреционных лапиллей, предполагаемых грязевых потоков на склоне вулкана и обычное включение случайных обломков в ювенильных обломках.

Согласно рассматриваемой модели, оливиновая лампроитовая магма, находившаяся под высоким давлением, препятствовавшим распаду твердых растворов и удерживавшим растворенные под высоким парциальным давлением летучие компоненты (CO_2 , H_2O), при подъеме к поверхности и уменьшении давления начала пузыриться. Магма продолжала подниматься в кору через породы фундамента, представленного комплексом Ламбу, возможно, вдоль уже существовавшего разлома или зоны разломов, до несогласия, разделявшего кристаллические породы фундамента и менее компетентные перекрывающие осадочные породы формации Револювер-Крик, где возникло гидравлическое растрескивание песчаниковых толщ. Растрескивание могло быть вызвано грунтовыми водами, содержащимися

в песчаниках, и/или водами, циркулировавшими в зоне разломов, которые при соприкосновении с магмой начали энергично испаряться, вызывая небольшие взрывы пара и усиливая тем самым степень растрескивания песчаников. Воздействие магматических и атмосферных вод повысило давление воды и вызвало небольшие выбросы пара, которыми завершился процесс дробления перекрывающих трубку вмещающих пород; эти взрывы определили основную конусообразную форму диатремы. Во время стадии взрывов до выброса в атмосферу в трещины вдоль ослабленных плоскостей и в зоны трещин во вмещающих породах были интродуцированы туффзитовые дайки.

Трубка заметно выступила в рельефе после того, как были снесены более молодые по сравнению с формацией Револювер-Крик породы Карр-Бойд. Последние оказались менее компетентными, обладали более высокой пористостью и, вероятно, содержали водоносные горизонты. Непосредственное соприкосновение магмы и воды в пределах зоны трещиноватых вмещающих песчаников, пронизанных туффзитовыми дайками, закончилось [224, 316, 372, 110] эксплозивным извержением вулкана, что привело к постепенному увеличению размеров исполнившегося котла вследствие разрушения зоны трещиноватости. Подводящий канал был, видимо, относительно небольшим, особенно в центральной части зоны трещиноватости. Вероятно, под вытянутой частью диатремы могут присутствовать три подводящих канала. Вскрытие жерла вулкана увеличило зону взаимодействия магмы с водой, что привело к повышенной взрывной активности и выбросу пирокластов, формировавшихся в основном как отложения базисной волны.

Продолжающееся извержение изменило соотношение случайных и ювенильных обломков: количество случайных обломков кварца и кварцитов, поступающих из трещиноватых вмещающих пород, постепенно уменьшалось, тогда как количество обломков ювенильных пирокластов увеличивалось. Разнообразие морфологии

и степени пузырчатости ювенильных обломков позволяет сделать вывод, что процесс завершился в результате изменения физического состояния магмы, т.е. таких ее характеристик, как температура, стадия кристаллизации, вязкость, а также частично в результате изменения объема остывающих и жидких составляющих [371]. Образование хорошо расслоенных комплексов свидетельствует о завершении извержений базисной волны, сформировавших «кольцо» слоистых пирокластов. Последующие извержения завершились выбросом обломков трещиноватых пород и проседанием пирокластических толщ, в результате чего в приконтактных зонах диатремы сохранились останцы трещиноватых пород (в настоящее время это контактовая брекчия). Присутствие большого количества воды приводило к периодическим извержениям, которые способствовали гомогенизации ранее расслоенных толщ путем перемешивания пирокластов в жерле. Это подтверждается повсеместным распространением родственных пирокластических обломков, в основном тонких пепловых туфов. Массивные толщи предположительно были образованы в результате перемещения масс, возможно грязевых потоков, стекавших с нижних крутых склонов внутренних стенок кратера.

На поздней стадии взрывной деятельности произошло перемежающееся внедрение оливин(-флогопитовых) лампроитовых даек в пирокластическую толщу. Некоторые дайки проникали достаточно высоко и достигали насыщенных водой пирокластов, что привело к образованию автобрекчий. К концу вулканической деятельности магма попала в кратерное озеро, в результате чего образовались обломки с ограниченной пузырчатостью. Выброшенные в атмосферу вулканическими взрывами, они сформировали «непесчаные» туфы, а в тех местах, где фрагментация была ограниченной, образовались «бескорневые» потоки лавы. За счет эрозии пирокластов сформировалось туфовое «кольцо» и произошло накопление эпикластических осадков в кратере. После-

дующие сбросообразование, наклон блоков и эрозия окончательно сформировали современную форму диатремы.

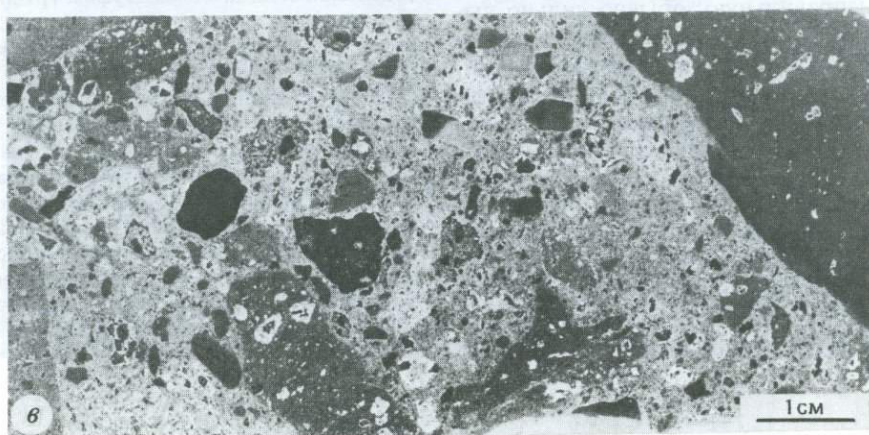
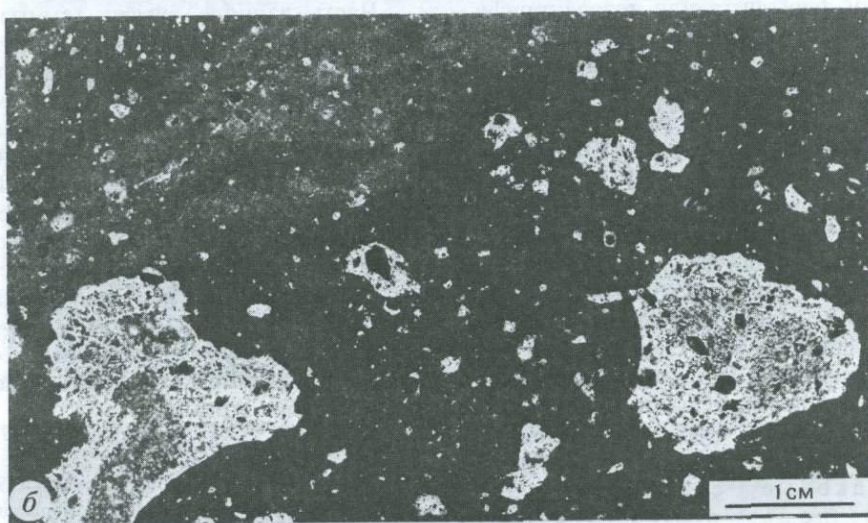
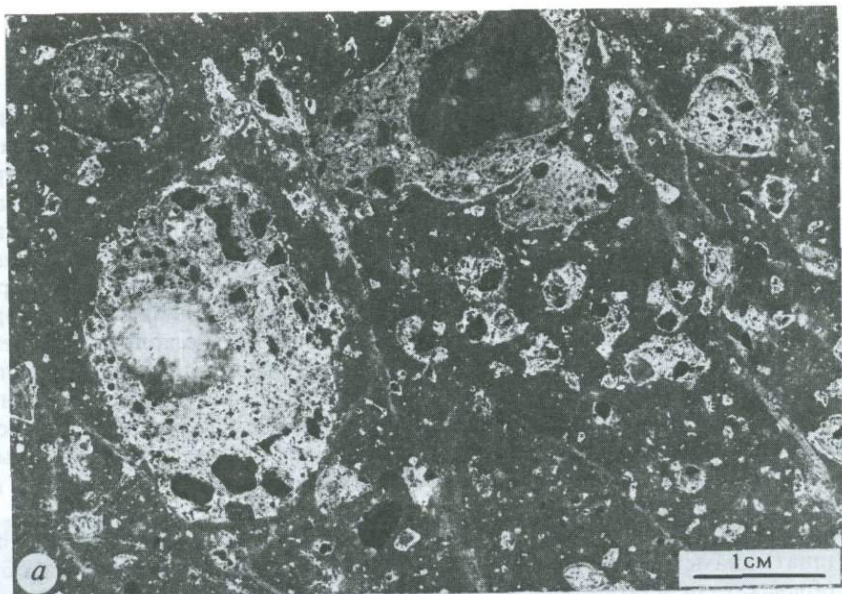
Петрография. «Песчаные» туфы. Лапиллиево-пепловые туфы и пеплово-лапиллиевые туфы являются полигенетичными и полимодальными вулканическими кластическими породами, содержащими разнообразные, но в основном незначительные по объему (менее 35%) лититовые лапилли (> 2 мм в поперечнике). Шмид [308] установил, что связующая масса состоит из лампроитового пепла и обломочных зерен кварца (рис. 27, 28).

Лититовые фрагменты представляют собой главным образом ювенильные лапилли и крупный пепел очень тонкозернистых кристаллических до криптокристаллических первичных стекловатых оливиновых лампроитов.

Ювенильные обломки подразделяются на несколько структурных типов.

Плотные стекловатые обломки с полуугловатыми до почти округлых краями характеризуются глыбово-изометричной формой, отсутствием пузырчатости или очень незначительным ее раз-

Рис. 27. Полированные образцы бурового керна из туфов трубки Аргайл. *а* – лапилли с ядрами в массивных лапиллиево-пепловых туфах. Ядра сложены перекристаллизованными гранитоидами и оталькованными макрокристаллами оливина. Видны угловатые плотные лампроитовые включения в крупных лапиллях, измененные оливиновые фенокристы в более мелких лапиллях. Участки связующей массы и края лапиллей освещены за счет образования лейкоксена. Скважина DDH143, глубина 75,5 м (BMR 83211039); *б* – очень слабо слоистые до массивных лапиллиево-пепловые туфы с небольшим количеством частично лейкоксенизированной связующей массы, состоящей из зерен кварца и лампроитового пепла. В пирокластах заметны темные измененные макрокристы оливина. Скважина DDH 113, глубина 196,5 м (BMR 83211036); *в* – грубые лапиллиево-пепловые туфы/агломераты с обломками вмещающих пород и слабо пузырчатыми ювенильными обломками в пепловой связующей массе. Скважина DDH 17, глубина 250,2 м (BMR 83211009).



витиём. Они состоят из оливина (ныне это тальк ± карбонат), представленного ксеноморфными размерами до 5 мм макрокристами и гораздо более мелкими идиоморфными микрокристами второй генерации, находящимися в первично стекловатой, основной массе, содержащей аксессуарный идиоморфный хромит. В некоторых обломках оливиновые зерна обрамлены каймой перистого флогопита или тетраферрифлогопита.

Плотные порфиновые обломки имеют сходную форму со стекловатыми обломками, но основная масса их более раскристаллизованна и содержит мелкие гипидиоморфные и идиоморфные псевдоморфозы по лейциту (сейчас это калиевый полевой шпат) диаметром до 40 мкм. Во многих обломках присутствуют тонкие чешуйки флогопита или тетраферрифлогопита вместе с аксессуарными идиоморфными зернами хромита и призмами апатита.

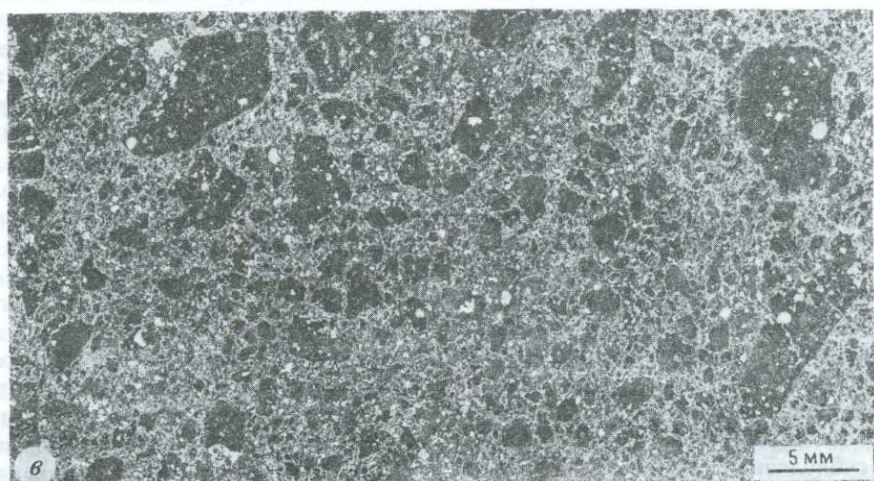
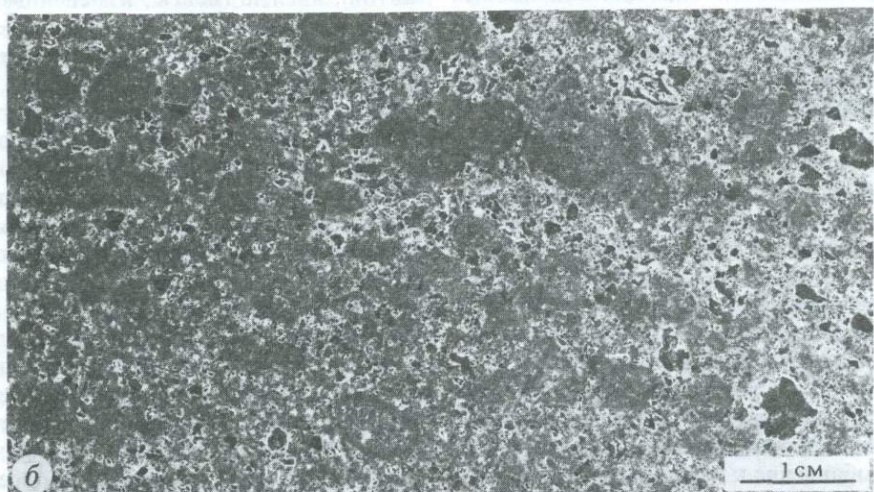
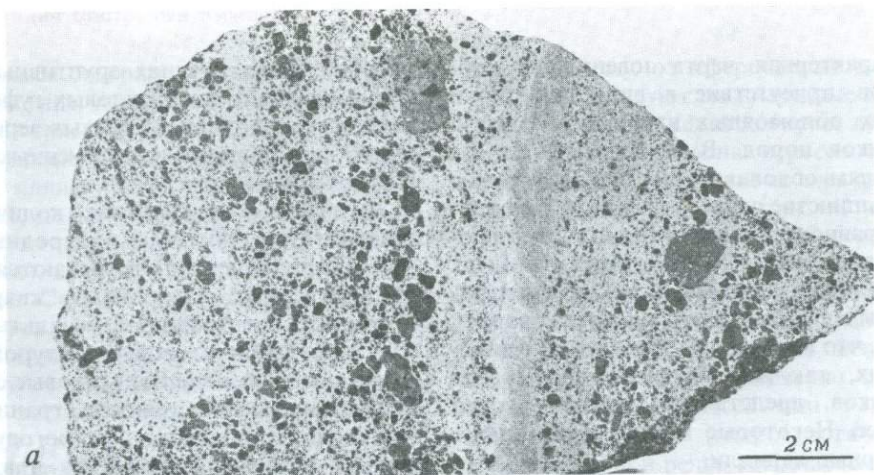
Пузырчатые стекловатые обломки имеют в основном глыбово-изометричную форму с полугловатыми до слегка фестончатыми краями и содержат от незначительного до среднего количества сферических – полусферических пустот, заполненных в настоящее время кальцитом или, реже, калиевым полевым шпатом. Единственными кристаллическими первичными фазами являются редкие ксеноморфные макрокристы и идиоморфные микрофенокристы измененного оливина и скелетные зерна хромита.

Шлаковые стекловатые обломки (пемза и фьямме) имеют очень неправильную, обычно сильно вытянутую форму и угловато-фестончатые края. Постоянно присутствующие газовые пузырьки изменяются от округлых до вытянутых и обычно уплощены или деформированы. Обломки состоят целиком из стекла или содержат только редкие ксеноморфные макрокристы и идиоморфные микрофенокристы оталькованного оливина и аксессуарные скелетные зерна хромита, погруженные в стекловатую до криптокристаллической основную массу обычно эвтакситовой текстуры.

Лапилли обволакивания и сложные лапилли – это главным образом стекловатые лапилли (скорее плотные, нежели пузырьчатые), центральная часть или ядро которых образованы обломками кварца, а также родственных или чужеродных пород (рис. 27, а). Реже ядра лапиллей сложены макрокристами оталькованного оливина. Некоторые лапилли содержат несколько включений. Во многих случаях присутствуют включения различных типов (т.е. родственные или чужеродные), но иногда встречаются включения одного типа. Описаны также сложные лапилли, состоящие из небольших ювенильных лампроитовых лапиллей, включенных в плотные лампроиты. Возможно, что такие лапилли образовались в присутствии воды [223].

Часть лапиллей имеет темные окисленные оболочки, а во многих пузырьчатых пирокластах пузырьки обычно окружены темными окисленными каемками. Согласно Хейкену [175], окисленные оболочки являются характерной чертой пирокластов магматических извержений. Тем не менее возможно, что богатые оксидами (преимущественно анатазом) каемки просто отражают, по крайней мере частично, относительные различия в пузырьчатости обломков и связующей массы, по-разному реагировавших на воздействие флюидов, обусловивших вторичные изменения пород трубки Аргайл.

Рис. 28. Полированные образец и буровой керн туфов из трубки Аргайл. *а* – переслаивание тонкозернистых пепловых туфов, грубозернистых пепловых туфов и лапиллиево-пепловых туфов со следами возможного обезвоживания (светлый участок). Карьер BS 132 (BMR 83211005); *б* – лапиллиево-пепловые туфы с аккреционными лапиллями, состоящими из тонкого пепла и обломков ювенильных лампроитов пепловой размерности. Заметна слабо выраженная слоистость (BMR 83211072); *в* – измененный палагонитовый туф с массивными до слабо пузырьчатыми стекловатыми обломками (пустоты выполнены кальцитом) в бурой связующей массе, развившейся по палагонитовому туфу. Скважина DDH 31, глубина 140,3 м (BMR 83211016).



Характерная черта ювенильных обломков — присутствие в виде включений мелких обломочных кварцевых зерен и обломков пород. В противоположность лапиллям обволакивания эти включения, в большинстве случаев кварц, распределены неравномерно и обычно имеют корродированные края. В некоторых лапиллях включения кварцевых зерен сконцентрированы в каемках, что позволяет говорить о том, что аккреция на ювенильных пирокластах, так же как включение в них обломков, представляла собой важный процесс. Некоторые из них напоминают панцирные лапилли.

Все ювенильные обломки оливиновых лампроитов изменены. Макрокристы и микрофенокристы оливина превращены либо в ассоциацию тальк ± карбонаты ± ± сульфиды, либо в серпентин. Лейцит замещен калиевым полевым шпатом, а стекло основной массы представлено в настоящее время мутными прорастаниями слюды, серпентина и смектита. Распространенными вторичными фазами являются сфен и анатаз, содержащие неправильные зерна Mn-ильменита, небольшие включения сульфидов, тальк, серпентин, смектит и небольшие неправильные участки карбоната, который обычно выполняет пустоты или образует округлые спаритовые пятна в основной массе.

В добавление к ювенильным обломкам во многих (если не в большинстве) лапиллевых пепловых туфах присутствуют лапилли, образованные порфиоровыми слюдистыми оливиновыми лампроитами и тонкозернистыми пепловыми туфами. Аутигенные магматические лампроитовые обломки несколько грубее, чем ювенильные, и обычно содержат типичные для основной массы чешуйки флогопита и призмы апатита длиной до 200 мкм, а также псевдоморфозы по лейциту. В самых грубозернистых разностях в основной массе присутствуют пятна калиевого полевого шпата. Многие обломки петрографически похожи на породы оливинфлогопитовых лампроитовых даек и указывают на вовлечение ранее образовавшихся субвулканических пород в форми-

рование более поздних эруптивных фаз. Обломки лититовых пепловых туфов состоят в основном из кварцевых зерен пепловой размерности и переменных объемов лампроитового пепла.

В туфах в переменных количествах присутствуют обломки чужеродных пород. Среди включений встречаются туфовые песчаники, алевролиты, кварцевые песчаники, ортокварциты, базальты и базальты с вариолитовой структурой, глинистые сланцы, кварц-биотитовые сланцы и гнейсы, среднезернистые гранитоиды (от тоналитов, содержащих роговую обманку, до розовых гранитов и адамеллитов), кислые гнейсы, измененные долериты и габбро. Кристаллические породы, видимо, были вынесены из комплекса Ламбу и различных гранитоидных интрузий, а осадочные породы, вероятно, из местных вмещающих пород формации Револювер-Крик и группы Карр-Бойд.

Нередко присутствуют также кристаллы, в частности макрокристы оталькованного оливина размером до 5 мм, однако их меньше, чем обломков пород. Описаны редкие красно-коричневый биотит (обычно деформированный), циркон и алмазы.

Связующая масса состоит из пепловых частиц оливиновых лампроитов, серпентинизированного или оталькованного оливина и большого количества (обычно от 30 до 50%) зерен кварца. Наиболее крупные зерна кварца окатаны илз хорошо окатаны; в тех же местах, где зерна кварца раздроблены и их форма приближается к угловатой, пепловые зерна также имеют остроугольную форму. Многие кварцевые зерна обладают волнистым погасанием и структурой перекристаллизации, а некоторые являются сагениновыми; большая часть имеет метаморфическое происхождение. Эти кварцевые зерна весьма похожи на зерна кварца из вмещающих пород группы Карр-Бойд, однако у них отсутствуют аутигенные оболочки, столь характерные для кварцевых зерен из ортокварцитов упомянутой формации. Этот факт указывает на то, что внедрение трубки Аргайл происходило до литификации этих осадков. Кроме зерен кварца связую-

щая масса содержит также тонкие пепловые частицы измененного лампроитового стекла, тальк, флогопит, зерна хромита, игольчатый апатит, вторичные анатаз, сфен, иллит, монтмориллонит, кальцит, хлорит, доломит, сульфиды (включая пирит, пентландит, халькопирит, сфалерит, галенит), калиевый полевой шпат и редко циркон. Светлая окраска связующей массы туфов обусловлена превращением тонкорассеянного анатаза в лейкоксен.

Грубозернистые пепловые туфы наиболее распространены в комплексе «песчаных» туфов. Это полигенетичная вулканогенно-обломочная порода, сложенная преимущественно лампроитовым пеплом и обломками кварца с подчиненным количеством (обычно 3–15%) лампроитовых лапиллей. Такой же пирокластический материал характерен для грубозернистых пепловых туфов, например лапиллиевых туфов, но в целом количество обломков кварца здесь выше. Грубозернистые пепловые туфы обычно полимодальны и постепенно через умеренно сортированные переходят в хорошо сортированные типы, которые, как правило, обнаруживают слоистость. Пемзовидные пирокласты в этих породах встречаются редко. Это указывает на некоторую их переработку и сортировку. Связующая масса в таких туфах состоит из тонкого пепла.

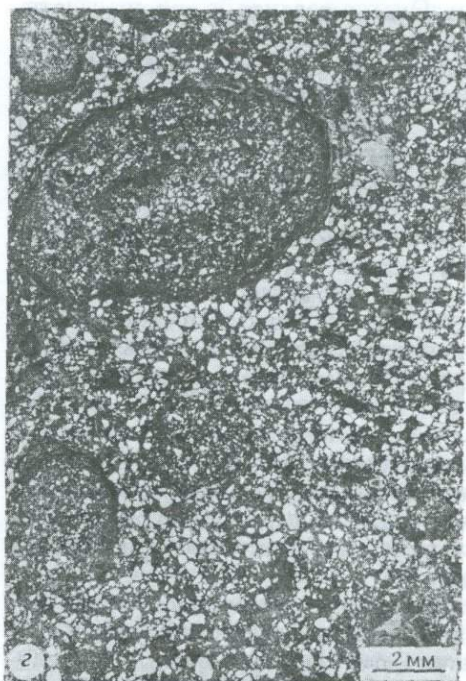
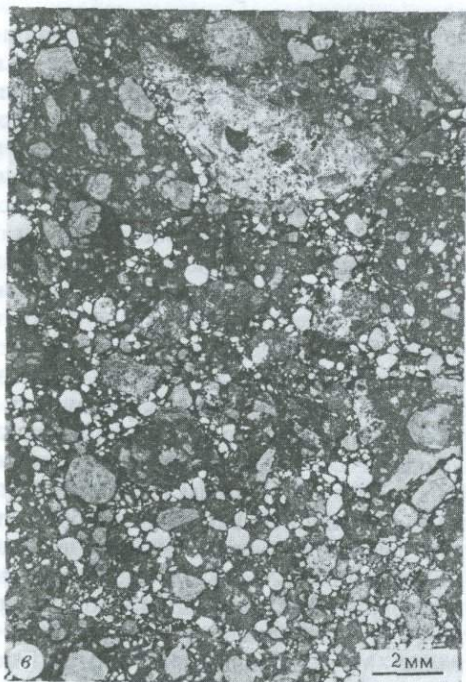
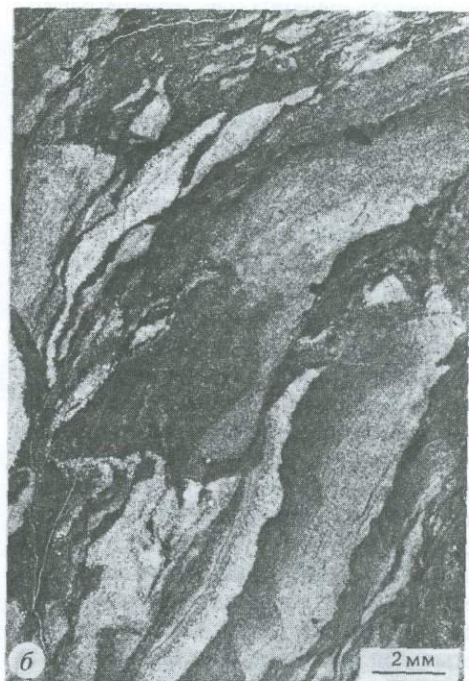
Тонкие пепловые туфы представляют собой тонкозернистые разности более обычных грубозернистых пепловых туфов. В шлифах видно, что они сложены обильными некрупными угловатыми и остроугольными кварцевыми зернами и тонким сильно измененным лампроитовым пеплом, представленным глинистыми минералами, тальком, хлоритом и/или серпентином. В слоистых горизонтах четко наблюдаются переходы к грубозернистым пепловым и пеплово-лапиллиевым туфам.

Аккреционные лапиллиевые туфы состоят из пепловых туфов со значительным количеством кварцевых зерен, погруженных в связующую массу тонкого пепла. Лапилли, достигающие в диаметре 1 см,

имеют форму от сферической до яйцевидной и образуют маломощные прослои (рис. 28). Удлинение некоторых лапиллей возникло одновременно с расслоением и предполагает уплотнение за счет давления вышележащих пирокластов. Отдельные лапилли имеют ядро из грубозернистого пепла, окаймленное очень тонким пеплом. Ширина каемки, которая ясно различима на поверхности среза, может достигать 1 мм (рис. 29). Образование аккреционных лапиллей обычно связано с извержениями типа Суртсей или с фреатоматматическими (гидрокластическими) извержениями и редко встречается в связи с магматическими извержениями [356, 110].

«Неспесчаные» туфы представляют собой моногенетичные вулканогенно-обломочные и автокластические породы в отличие от полигенетичных «песчаных» туфов. Дополнительными отличительными чертами этой свиты являются более высокое, чем в «песчаных» туфах, содержание лапиллиевых обломков и широкое распространение обломков стекла.

Пузырчатые стекловатые лапиллиевые туфы (гиалотуфы) представляют собой полимодальные моногенетичные лапиллиевые туфы, состоящие почти на 30–45% из слабопузырчатых угловатых до слабоугловатых лапиллей, погруженных в связующую массу лампроитового пепла (рис. 31, а). Литифицированный кластический материал состоит главным образом из ювенильных лапиллей, имеющих обычно 3–4 мм, но иногда до 10 мм в поперечнике. Они представлены стекловатыми до микрокристаллических оливиновыми лампроитами с редкими сферическими пустотами, заполненными сейчас кальцитом, доломитом или калиевым полевым шпатом. Оливиновые лампроиты сложены макрокристаллами оливина размером до 3 мм и более, мелкими идиоморфными фенокристаллами и микрокристаллами оливина второй генерации, который изменен в серпентин и тальк. Мутная, коричневого цвета, первично стекловатая до криптокристаллической слюдястая связующая масса со-



держит акцессорный хромит, тонкие чешуи флогопита, а в более полно раскристаллизованных разностях присутствуют мелкие псевдоморфозы по лейциту. Родственные лититовые обломки встречаются в подчиненном количестве и состоят в основном из плотных стекловатых оливинных лампроитов, а также из кристаллических порфирированных оливин-флогопитовых лампроитов, туффитовых алевролитов и тонких пепловых туфов. Порфирированные оливин-флогопитовые лампроиты характеризуются основной массой, сложенной флогопитом, тетраферрифлогопитом, апатитом и хромитом. Чужеродные лититовые обломки встречаются редко и представлены оталькованными кварцевыми песчаниками, туффитовыми алевролитами, тонкими пепловыми туфами и очень редко серпентинизированными гранатовыми лерцолитами (шпинелевыми симплектитами; см. рис. 32). Связующая масса состоит из обломков стекла пепловой размерности (сейчас серпентинизированного), имеющего состав лампроита, и оталькованного оливина, а также хромита, смектита, серпентина, карбоната, сфена и в некоторых случаях зерен кварца, захваченных из вмещающих пород. Несколько образцов содержат весьма незначительное количество циркона.

Рис. 29. Микрофотографии, на которых виден контакт брекчий и туфов из трубки Аргайл. *а* — контакт брекчии, состоящей из разрушенного алевролита и округлых обломков тонкозернистых песчаников с глинистой связующей массой в интерстициях. Скважина DDH 143, глубина 204,8 м (GSA 71704); *б* — нарушенные и брекчированные краевые сланцы и алевролиты. Скважина DDH 141, глубина 100,5 м (GSA 71707); *в* — лапиллиево-пепловые туфы. Лапилли оливинных лампроитов с сильно измененными макрокристами оливина в связующей массе, состоящей из кварцевых зерен и окисленной глины в интерстициях. Скважина DDH 106, глубина 202,8 м (GSA 71733B); *г* — аккреционные лапилли, состоящие из мелких обломков кварца и глины (измененный тонкий лампроитовый пепел) в «песчаной» пепловой связующей массе. Скважина AC6, глубина 88,7 м (GSA 71724).

Гиалокластиты — это моногенетичные полимодальные вулканогенно-обломочные породы, состоящие в основном из обломков стекла. В ряде разрезов они подстилаются либо автобрекчированными, либо магматическими лампроитами. Гиалокластиты состоят на 30–50% из слабопузырчатых до плотных остроугольных пирамидальных до угловатых прямоугольных стекловатых ювенильных обломков вулканического стекла, которые находятся в связующей массе, образованной обломками стекла и серпентинизированными или оталькованными зернами оливина. Ювенильные обломки состоят из ксеноморфных, обычно бухтообразно корродированных макрокристов оливина диаметром до 3 мм и мелких идиоморфных микрофенокристов измененного оливина (сейчас в основном представленных серпентином с тонкими тальковыми каемками) второй генерации, которые находятся в коричневатой, обычно серпентинизированной первично стекловатой основной массе, содержащей очень мелкие зерна (< 20 мкм) акцессорного хромита. Большинство кристаллов оливина второй генерации и некоторые зерна хромита характеризуются скелетными формами, образовавшимися в результате закалки во время извержения. Связующая масса состоит из остроугольных пирамидальных обломков серпентинизированных первично стекловатых оливинных лампроитов, обломков серпентинизированного оливина, зерен хромита, часто встречающегося вторичного серпентина, смектита, кальцита, доломита, сфена, рутила, анатаза, ильменита с высоким содержанием Mn, сульфидов и в ряде случаев прайдерита.

Палагонитовые гиалокластиты характеризуются наличием коричневых плотных или слабопузырчатых осколков, находящихся в бледной желто-коричневой связующей массе с большим количеством серпентинизированного палагонитового стекла (рис. 28, *в*). Края обломков и каемки вокруг редких лустр отмечены темными окисленными каемками, сложенными в основном очень мелкими зернами сфена.

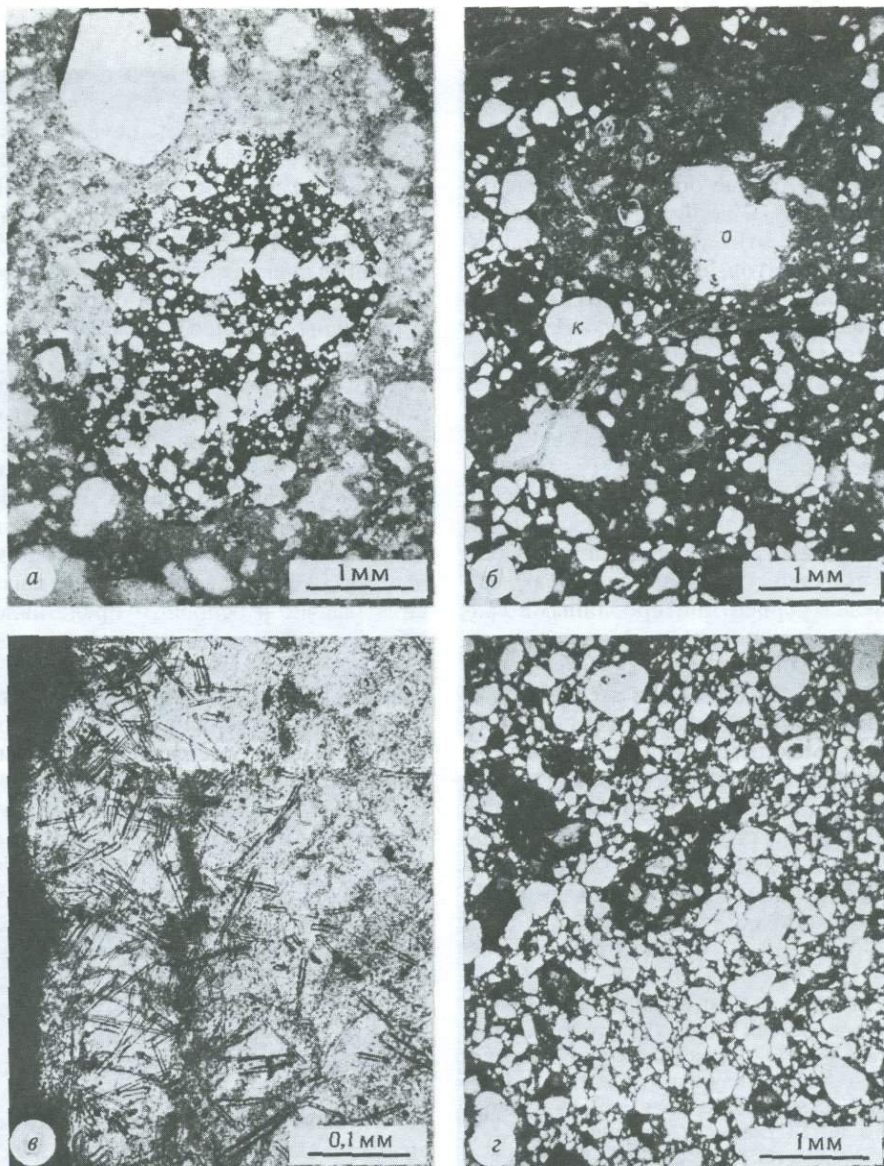


Рис. 30. Микрофотографии туфов из трубки Аргайл. *а* – темная окисленная пемзовая лапилля из порфировых оливиновых лампроитов в грубом лапиллиево-пепловом туфе. Скважина DDH 59, глубина 140,3 м (BMR 83211027); *б* – ювенильная порфировая до слабо пузырчатой лапилля с макрокристаллами измененного оливина (о) в обогащенной кварцевыми зернами (к) связующей массе. Лапиллиево-пепловые туфы. Скважина DDH 59, глубина 126,5 м (BMR 83211026); *в* – вторичный арфведсонитовый игольчатый амфибол в бывшем оливиновом макрокристе (превращенном в тальк) в слабо слоистых лапиллиево-пепловых туфах. Скважина DDH 59, глубина 117,2 м (BMR 83211025); *г* – темные окисленные пористые стекловатые ювенильные обломки в (лапиллиево-)пепловых туфах. В лапиллях заметны измененные оливиновые кристаллы; связующая масса сложена в основном округлыми до почти округлых зернами кварца. Скважина DDH 17, глубина 246,5 м (BMR 83211008).

Низкая степень пузырчатости в сочетании со стекловатой природой, пирамидальная форма обломков, возможное наличие первичного палагонита, тесная ассоциация с магматическими или автобрекчированными лампроитами – все это позволяет предположить, что процесс формирования этих пород происходил в основном путем фрагментации, обусловленной быстрым охлаждением лампроитовой магмы, вероятнее всего водой. Некоторые гялокласты обнаруживают наиболее низкую степень пузырчатости.

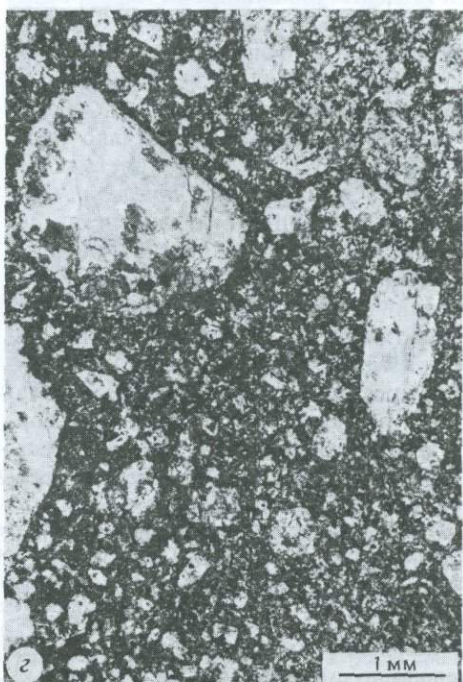
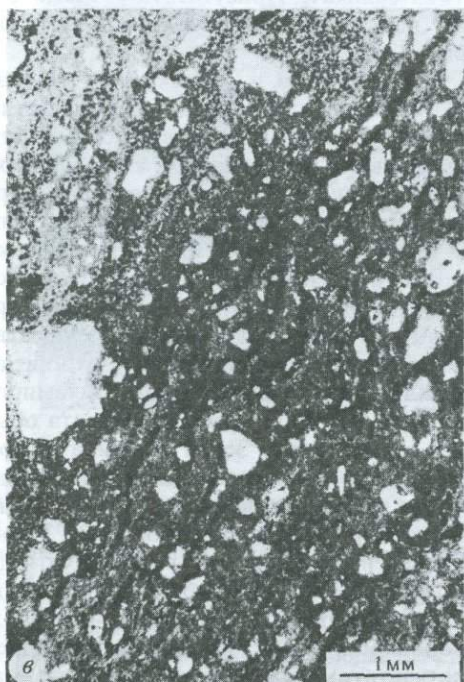
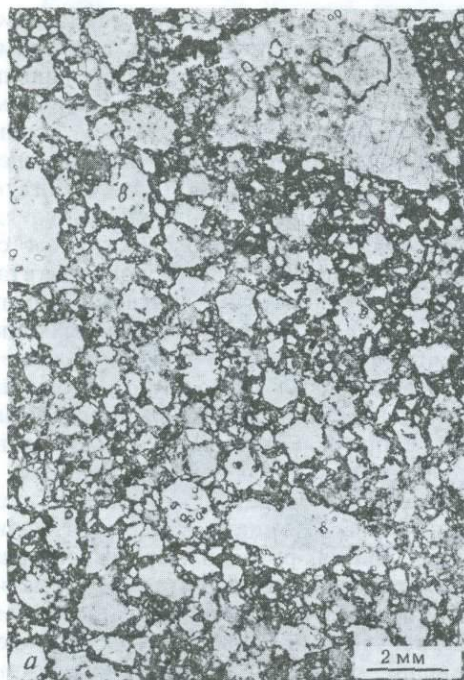
Автокластические брекчи на 50% состоят из угловатых прямоугольных обломков плотных магматических, преимущественно стекловатых или микросталлических порфирированных оливиновых лампроитов, погруженных в связующую массу сходного состава (рис. 31, б). Провести четкую границу между обломками и связующей массой можно лишь на основании очень незначительной разницы в степени их кристалличности. Обломки представлены оливиновыми лампроитами, состоящими из корродированных макрокристов оливина размером до 5 мм и идиоморфных микрофенокристов измененного оливина, находящихся в основной массе, которая первоначально была либо стекловатой до криптокристаллической, либо микросталлической. Стекловатая или криптокристаллическая основная масса обычно содержит слюду и аксессуарный хромит, тогда как микросталлическая основная масса состоит из часто встречающихся небольших чешуй тетраферрифлогопита, призм апатита размером до 60 мкм, псевдоморфоз по лейциту размером до 80 мкм, аксессуарного хромита, вторичного анатаза, сфена, Mn-ильменита, рутила, прайдерита, серпентина, талька, смектита и карбоната.

Все «непесчаные» туфы испытали низкотемпературные изменения. Оливин полностью замещен серпентином или тальком ± карбонат, лейцит замещен калиевым полевым шпатом, первичное стекло изменено до смектита, серпентина, талька и карбоната.

Оливин(-флогопитовые) лампроитовые

дайки характеризуются либо массивными, либо автобрекчированными текстурами. Они сложены макрокристами оливина (обычно со структурами, указывающими на резорбцию границ кристаллов) и идиоморфными микрофенокристами измененного оливина в основной массе, богатой плеохроирующим (от оранжевого до красного) тетраферрифлогопитом и содержащей призмы аксессуарного апатита и зерна титанистого магнезиохромита (рис. 31, з). В более грубозернистых типах в интерстициях между зернами калиевого полевого шпата располагаются чешуйки слюды, достигающие 0,2 мм в поперечнике. Вторичные минералы представлены серпентином, тальком, карбонатом и сложной ассоциацией титансодержащих минералов. Из них наиболее типичны сфен, анатаз, рутил и марганецсодержащий ильменит, но могут присутствовать и другие фазы, включающие прайдерит, минерал, сходный с прайдеритом (Fe-содержащий калиевый титанат) и сложный Ti-Zr-силикат. Присутствуют также следы пентландита, халькопирита и сфалерита.

Минералогия. *Силикатные фазы.* Оливин. В лампроитах трубки Аргайл на основании формы псевдоморфоз четко выделяются две генерации оливина. Зерна первой генерации представлены макрокристами оливина размером обычно 2–3 мм, но иногда 5 мм. Эти зерна, как правило, ксеноморфны и характеризуются резорбированными и изрезанными краями, что позволяет говорить о существовании реакционных взаимоотношений между оливином и вмещающей лампроитовой магмой. Включения хромита обычно отсутствуют. Зерна оливина второй генерации имеют в поперечнике менее 1 мм, форма выделений обычно от гипидиоморфной до идиоморфной. Границы зерен резорбированы слабо, хотя для стекловатых лампроитов характерны скелетные формы, в частности кристаллы воронкообразной формы, являющиеся результатом быстрого охлаждения магмы. Мелкие включения хромовой шпинели имеют размер до 20 мкм, но в боль-



большинстве случаев присутствуют зерна размером менее 10 мкм.

Преобладающим продуктом изменения оливина в трубке Аргайл является тальк; он встречается в виде очень тонкозернистых агрегатов, как правило вместе с карбонатами. Во многих породах псевдоморфозы по оливину, кроме тонкозернистых агрегатов белого талька, содержат зеленовато-желтые плеохроирующие чешуи хлорита. В некоторых гиалокластитах и гиалотуфах оливин превращен в желтовато-зеленый серпентин, образующий прорастания с септехлоритом.

Флогопит, обычно характеризующийся обратной схемой плеохроизма (Np-оранжево-красный > Nm = Ng-бледно-оранжевый/желтый), широко распространен в оливин-флогопитовых лампроитовых дайках, в которых он образует дискретные чешуйки и пойкилитовые вроски размером до 0,8 мм (в среднем 0,5 мм и менее). Наиболее крупные выделения зональны: бледно-оранжевые ядра

окружены красновато-коричневыми, богатыми железом каемками. В большинстве ювенильных обломков «песчаных» туфов, а также в тонкозернистых ювенильных обломках «непесчаных» туфов слюда встречается редко и представлена микрокристаллическими чешуйками в основной массе, обычно окруженными псевдоморфозами по макрокристам и микрофенокристам оливина. Выделения этих слюд слишком малы для исследования их микрозондовым анализом.

Анализ с помощью электронного микрозонда показал, что слюды из трубки Аргайл содержат много титана и мало алюминия, что характерно для слюд из лампроитов. Большинство слюд характеризуется низким содержанием хрома (< 0,2% Cr₂O₃) и некоторым обогащением железом (9–14% FeO) с отношением 100 Mg/(Mg + Fe), равным 80 или меньше (табл. 22). Тем не менее они богаче желе-

Таблица 22. Представительные анализы слюды из лампроитов трубки Аргайл (% по массе)

	1	2	3	4
SiO ₂	39,61	39,76	39,78	37,25
TiO ₂	6,32	6,25	6,34	5,38
Al ₂ O ₃	5,93	5,28	5,68	5,05
Cr ₂ O ₃	0,01	0,03	н. ч.	0,05
FeO	10,01	10,24	9,56	14,14
MnO	0,08	0,07	0,02	0,12
NiO	0,07	0,07	0,07	0,09
MgO	21,43	21,13	21,38	19,80
CaO	0,03	0,04	0,04	0,05
BaO	0,46	0,33	0,44	0,30
Na ₂ O	0,03	0,03	0,03	0,11
K ₂ O	10,25	9,76	9,83	9,70
F	1,43	1,30	0,56	0,24
Cl	0,00	0,03	0,02	0,01
Сумма	95,66	94,31	93,74	92,29
-O ≡	0,60	0,56	0,24	0,10
F, Cl				
Сумма	95,06	93,75	93,50	92,19
Mg ^a	79,2	78,6	79,9	71,4

Все Fe определялось как FeO. н. ч. – ниже предела чувствительности (< 0,02%). ^aMg = 100/(Mg + Fe). 1 – центральная часть микрофенокриста с перламутровым плеохроизмом; 2 – слюда с оранжево-красным плеохроизмом из основной массы, 83211040, оливин-флогопитовые лампроиты из дайки; 3 – перламутрово-коричневая центральная часть; 4 – оранжевая кайма зерна, 83211033, оливин-флогопитовые лампроиты из дайки.

Рис. 31. Микрофотографии «непесчаных» туфов и оливиновых лампроитов из даек, трубки Аргайл. а – пузырчатые стекловатые лапильевые туфы (гиалотуфы), состоящие из слабо пузырчатых плотных лапиллей, образовавшихся за счет стекла, и лапиллей, имеющих состав оливиновых лампроитов, в пепловой связующей массе из мелких осколков лампроитового стекла. Многие из лапиллей и пустоты окаймлены темным лейкоксеном. Скважина DDH 31, глубина 130,3 м (GSWA 71728A); б – автокластическая брекчия, состоящая из темных окисленных амёбоподобных лапиллей, образовавшихся за счет стекла состава оливиновых лампроитов, в связующей массе тонкокристаллических измененных оливиновых лампроитов. Скважина DDH 43, глубина 117 м (GSWA 71715); в – дайка или линза оливиновых лампроитов из Сазерн-Экстеншн (южного окончания) трубки Аргайл. Макрокристы серпентинизированного оливина и тальковые микрофенокристы в слабо полосчатой основной массе, образовавшейся за счет стекла (GSWA 71716B); г – оливин-флогопитовые лампроиты из дайки (рис. 26), содержащие измененный оталькованный оливин в обогащенной флогопитом основной массе с подчиненным кальцитом и вторичными рудными минералами (GSWA 71747).

зом, чем большинство слюд из оливиновых лампроитов Западного Кимберли [196]. Слюды из трубки Аргайл имеют низкое содержание натрия и бария и переменное, от низкого до умеренного, содержание фтора (преимущественно $< 0,2\%$ Na_2O до $0,6\%$ BaO и 2% F), чем напоминают наиболее распространенные слюды Западного Кимберли. Слюды трубки Аргайл, как правило, отличаются дефицитом катионов в позиции X. Это, возможно, отражает разрушение слюд под воздействием изменений на последней стадии формирования пород и/или выветривания.

Лейцит. Встречается в виде тонкозернистых (обычно $< 0,01$ мм) псевдоморфоз как в основной массе большинства плотных микропорфировых обломков, так и в основной массе многих ювенильных лампроитовых обломков «песчаных» туфов. Псевдоморфозы лейцита менее обычны в стекловатых ювенильных обломках «непесчаных» туфов и полностью отсутствуют в более грубозернистых оливин(-флогопитовых) лампроитовых дайках, хотя в некоторых из них в раскристаллизованной основной массе встречается калиевый полевой шпат. Отсутствие реликтового свежего лейцита в трубке Аргайл вполне закономерно, поскольку лейцит сразу же подвергается изменению и редко сохраняется в породах древнее третичного возраста. В трубке Аргайл лейцит обычно изменен, замещаясь очень тонкозернистым калиевым полевым шпатом, агрегатами взаимопрастающих зерен калиевого полевого шпата и слюды основной массы, вторичным тальком или смектитом.

Калиевый полевой шпат (ортоклаз), вероятно, в качестве первичной фазы присутствует преимущественно в основной массе грубозернистых оливин-флогопитовых лампроитовых даек, где он выполняет интерстиции. В его составе мало натрия и бария и немного железа.

Хромшпинель встречается в основной массе всех изученных лампроитов трубки Аргайл обычно в виде идиоморфных до гипидиоморфных зерен размером до

60 мкм, но в среднем менее 20 мкм. В более стекловатых лампроитах, в частности гиалокластитах, шпинель образует скелетные формы, являющиеся результатом быстрого охлаждения стекла. В грубозернистых лампроитах хромшпинель может быть окружена каемками сфена или Mn-ильменита.

Среди шпинелей трубки Аргайл преобладает титанистый магнезиохромит (ТМХ), содержащий около 3–4% TiO_2 и 50–60% Cr_2O_3 (табл. 23). Большинство зерен ТМХ имеет низкое содержание алюминия ($< 10\%$, обычно 3–7% Al_2O_3) при высоком отношении $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$, достигающем 0,80–0,90. ТМХ характеризуется переменными содержаниями железа и магния (16–30% Fe в виде FeO , 5–15% MgO) и отношением $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$, достигающим 0,70. Титано-глиноземистый магнезиохромит (ТГМХ) с содержанием Al_2O_3 до 14% встречается в виде отдельных зерен в основной массе и в качестве включений в измененных оливинах из некоторых наиболее основных оливиновых лампроитов, присутствующих в «непесчаных» туфах. По сравнению с ТМХ зерна ТГМХ богаче магнием, беднее железом (до 16% MgO , менее 15% FeO) и характеризуются отношением $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ в пределах 0,50–0,72. Содержание титана в зернах ТГМХ несколько ниже, чем в ТМХ, а содержание Si выше (0,1–0,2% SiO_2). Зерна ТГМХ обычно окружены каемками более бедного алюминия, более богатого железом ТМХ. Титанистые хромиты (ТХ) встречаются в основной массе в виде гипидиоморфных зерен, а в некоторых породах – в виде узких каемок на зернах ТМХ. Зерна ТХ богаты хромом ($> 50\%$ Cr_2O_3), очень бедны алюминием и магнием ($< 3\%$ Al_2O_3 , $< 5\%$ MgO) и характеризуются высоким содержанием железа ($> 30\%$ Fe в виде FeO). В большинстве зерен ТХ отношение $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ колеблется от 0,80 до 0,90, а отношение $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ обычно меньше 0,1. Титанистые хромиты богаче титаном (до 5% TiO_2) и Mn (до 4% MnO), чем ТМАХ или ТМХ. Таким образом, эволюционный тренд изменения

Таблица 23. Представительные анализы шпинели из основной массы пород трубки Аргайл

	1	2	3	4	5
	% по массе				
SiO ₂	0,12	0,15	0,05	н. ч.	0,06
TiO ₂	2,84	2,80	3,48	3,13	3,18
Al ₂ O ₃	12,57	8,23	3,98	4,16	3,60
Cr ₂ O ₃	52,93	57,23	55,73	60,49	57,51
V ₂ O ₅	0,10	0,07	0,03	0,04	0,04
FeO ^a	15,26	16,64	27,81	21,12	27,95
MnO	0,20	0,22	1,26	0,36	0,72
NiO	0,13	0,10	0,13	0,10	0,05
MgO	15,86	14,73	6,17	11,14	6,98
CaO	0,03	0,03	0,12	0,04	0,02
Сумма	100,04	100,20	98,76	100,58	100,11
Fe ₂ O ₃ ^a	3,32	3,71	3,60	3,20	4,12
FeO ^b	12,28	13,30	24,57	18,24	24,25
Сумма	100,37	100,57	99,12	100,90	100,53
	Отношение				
Mg ^c	0,649	0,612	0,284	0,484	0,308
Mg ^d	0,699	0,666	0,312	0,523	0,342
Cr/R ^{3+r}	0,708	0,784	0,857	0,868	0,862
Al/R ^{3+r}	0,250	0,168	0,091	0,089	0,080
Fe ³⁺ /R ^{3+r}	0,042	0,048	0,052	0,043	0,058

н. ч. — ниже предела чувствительности (< 0,02%). ^aВсе Fe определялось как FeO и пересчитывалось на Fe₂O₃ и FeO по стехиометрии минерала. ^bMg = Mg/(Mg + Fe) как FeO. ^cMg = Mg/(Mg + Fe²⁺). ^dR³⁺ = Cr + Al + Fe³⁺. 1 — титано-магнезиальный глиноземистый хромит, центральная часть; 2 — титано-магнезиальный хромит каймы; 3 — титано-магнезиальный хромит, зерна, извлеченные из основной массы, 83211017, «непесчаные» туфы; 4 — титано-магнезиальный хромит, включение в фенокристе оливина; 5 — титано-магнезиальный хромит из основной массы, 83211033, оливин-флогопитовые лампроиты из дайки.

составов шпинелей трубки Аргайл заключается в уменьшении содержаний Al и Mg и увеличении содержаний Cr и Fe²⁺, сопровождающихся повышением содержания Fe²⁺, Ti и Fe³⁺. Тенденция изменения составов в направлении к титаномагнетиту или хромовой ульвошпинели обозначена значительно слабее, чем в шпинелях из лампроитов Западного Кимберли (см. гл. 5).

Акцессорные фазы. Сфен широко распространен в основной массе почти всех пород трубки Аргайл в виде гипидиоморфных до ксеноморфных зернистых агрегатов размером до 100 мкм, но отдельные зерна значительно мельче. Сфен обычно встречается в «непесчаных» туфах. Для него характерны низкие содержания Al, Fe и Na при изменяющихся

количествах Sr, P3Э и Nb. Сфен редко присутствует в кимберлитах и лампроитах, которые, как правило, содержат перовскит, хотя было опубликовано сообщение [70] о наличии сфена в кимберлитах Якутии (СССР). Необычное поведение сфена в трубке Аргайл указывает на его вторичное происхождение, вероятно, в результате изменения перовскита.

Анализ и рутил. Анализ широко распространен во всех минеральных фазах трубки Аргайл. Он встречается в виде отдельных зерен размером до 60 мкм и более крупных агрегатов зерен, обычно в ассоциации с Mn-ильменитом. Рутил присутствует реже. Он обнаружен в ядрах раздробленных сростков с Mn-ильменитом, прайдеритом и цирконом. Минералы содержат переменное количество ниобия

(до 2% Nb_2O_5) и небольшое количество железа. Развитие анатаза в кимберлитах было описано как результат изменения ильменита [70], однако распространение анатаза в лампроитах трубки Аргайл считается следствием изменения богатой титаном основной массы, в частности стекла. В некоторых туфах трубки Аргайл анатаз замещен лейкоксеном.

Мп-ильменит. Ильменит, содержащий до 7% MnO , во многих «непесчаных» туфах и лампроитовых дайках образует раздробленные неправильные ксеноморфные зерна до 200 мкм в поперечнике и обычно ассоциируется с карбонатом и сфеном. Микронзондовый анализ показывает, что ильменит беден Mg (1% MgO или меньше) и содержит в подчиненных количествах ниобий (0,5% Nb_2O_5). Богатый Мп ильменит встречается также в некоторых лампроитах Западного Кимберли (см. гл. 5), в трубке Скерринг (см. гл. 3) и описан в кимберлитах, где он присутствует в виде вторичных каемок вокруг мегакристов ильменита и в основной массе [161, 28, 376, 1].

Прайдерит. Прайдерит и подобные прайдериту минералы — Cr , Fe , Ba - и Nb , Fe , K -титанаты — встречаются в виде небольших (до 150 мкм, обычно до 60 мкм) призматических столбчатых и игольчатых кристаллов в основной массе некоторых гиалокластитов и гиалотуфов. Эти фазы тесно связаны с рутилом, анатазом, сфеном, Мп-ильменитом и карбонатом и также, видимо, имеют вторичное происхождение. Кроме этих фаз в оливин(-флогопитовых) лампроитовых дайках были обнаружены редкие мелкие зерна циркона и недиагностируемого Zr , Ti , Fe -силиката [8].

Сульфиды. Вкрапленные зерна сульфидов присутствуют в большинстве лампроитов трубки Аргайл. Сульфиды никеля, меди, железа, пентландит и пирротин встречаются вместе с тальком в псевдоморфозах по оливину и вместе с другими сульфидами, включая халькопирит, пирит, сфалерит и галенит, в основной массе [8].

Ксенокристы, полученные из концен-

тратов минералов тяжелой фракции трубки Аргайл, включают магнезиохромит, альмандин, случайный хромдиопсид и ортопироксен, а также очень редкие зерна пирропа [8]. Содержание алмазов колеблется от 6,8 кар/т в богатой южной части трубки до менее чем 1 кар/т в северной части [9]. Пикроильменит отсутствует.

Шпинель. Хромшпинель — наиболее распространенная ксенокристаллическая фаза в породах трубки Аргайл. Шпинели изменяются по составу от магнезиально-глиноземистого хромита до магнезиохромита. Ксенокристы шпинели отличаются от шпинели основной массы большим размером, неправильной формой и обычно магнезиальным, бедным титаном ($< 1\% TiO_2$) составом [8]. Ксенокристы шпинели из трубки Аргайл в основном похожи на ксенокристы шпинели из лампроитов Восточного Кимберли, но они не достигают состава магнезиально-глиноземисто-хромового плеонаста, описанного из включений и концентратов из нескольких трубок поля Эллендейл (см. гл. 5).

Гранаты являются титановыми и хромовыми пирропами, принадлежащими к группам 1 и 9 по классификации Стефенса и Доусона [77]. Их представительные анализы приведены в работе Аткинсона и др. [8]. Хромовые пирропы являются кальциевыми и содержат до 6% Cr_2O_3 и CaO . Они сходны с ксенокристами хромовых пирропов из лампроитов Западного Кимберли ([8, 196]; см. гл. 5). Титановые пирропы содержат умеренное количество хрома (до 2% Cr_2O_3) и обычно беднее железом, чем гранаты группы 1 по классификации Стефенса и Доусона [77].

Пироксены. Хромдиопсиды и энстатиты могут быть отнесены к группе 5 и 1 соответственно по классификации пироксенов Стефенса и Доусона [328]. Хромдиопсиды обогащены Mg , очень бедны Al (обычно $< 1\% Al_2O_3$) и Na ($< 1\% Na_2O$) и характеризуется высоким отношением $Ca/(Ca + Mg)$. Таким образом, они похожи на ксенокристы хромдиопсидов из лампроитов Западного Кимберли, которые, как считают, были вынесены при относительно низкой тем-

пературе из перидотитов, попадающих на диаграмме составов [196] в поле гранатовых или гранат-шпинелевых лерцолитов (см. гл. 5). Энстатиты также характеризуются очень высоким содержанием магния и очень низким содержанием алюминия, что свидетельствует о их поступлении из деплетированного перидотита. Такое очень низкое содержание алюминия в энстатите, если он находится в равновесии с гранатом, указывает на происхождение из нижних горизонтов верхней мантии, вероятно в пределах поля устойчивости алмаза.

Ксенолиты. Округлые до уплощенных перидотитовые ксенолиты, достигающие 10 см в поперечнике, редко встречаются в «непесчаных» туфах [8]. Большинство из них сильно изменены до талька и серпентина, однако реликты первичных фаз обычно сохраняются, так что могут быть определены первичные структуры. Включения характеризуются тремя заметными концентрическими зонами. Черная тонкозернистая внешняя зона шириной от 3 до 10 мм состоит из лизардита и талька и образует оболочку вокруг желтовато-зеленой зоны, в которой сохранилась первичная грубозернистая структура, но состав первичных минералов изменен. Эта зона сложена лизардитом, желто-зеленым монтмориллонитом и тальком. Она окружает темноокрашенное ядро, где сохраняется первичная грубозернистая структура и реликты первичного оливина, пироксена, а также красновато-бурые неправильные псевдоморфозы по гранату и в некоторых случаях хромшпинель.

Перидотиты являются преимущественно грубозернистыми (по терминологии Харта [168]). Границы зерен обычно криволинейны, некоторые зерна, в частности псевдоморфозы по гранату, имеют сильно извилистые бухтообразные границы. Псевдоморфозы по гранатам из включений трубки Аргайл отличаются более неправильной формой, чем округлые формы, обычно присутствующие в грубозернистых гранатовых перидотитах из других местонахождений. Этот факт в сочетании с полным исчезновением грана-

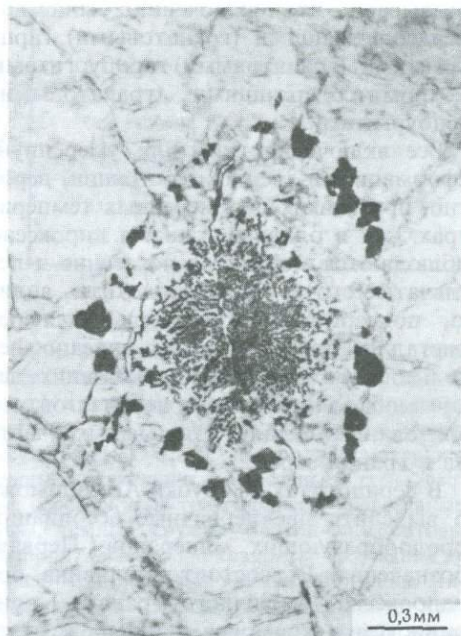


Рис. 32. Шпинель-пироксеновая псевдоморфоза по гранату в перидотитовом включении из «непесчаных» туфов, трубка Аргайл (фото CRAE).

та, одновременным появлением радиально-лучистых и закалочных фаз шпинели и пироксена позволяет говорить об инконгруэнтном? плавлении граната с последующей закалкой стекла, высокоглиноземистой шпинели и пироксенов (рис. 32).

Включения сложены зернами оливина (обычно диаметром 2–8 мм), пироксена (в основном энстатита, диаметром до 6 мм) и более мелкими зернами хромдиоксида и псевдоморфоз по гранату, имеющими, как правило, 1–4 мм в диаметре. В некоторых включениях встречаются отдельные ксеноморфные зерна магнезиохромита размером до 0,5 мм (0,1–0,3 мм). Хотя все исследованные включения содержат псевдоморфозы и симплектитовые прорастания, замещающие гранат, ни в одном из них не был обнаружен первичный гранат; все гранаты подверглись субсолидусной реакции замещения Al-Cr-шпинелью и высокоглиноземистым пироксеном. Модальный анализ

показывает, что включения были диопсидсодержащими (гранатовыми) гарцбургитами, (гранатовыми) гарцбургитами и хромитсодержащими (гранатовыми) гарцбургитами.

Все включения испытали умеренную деформацию в твердом состоянии, вероятно, при низких до умеренных температурах; как в оливине, так и в пироксене наблюдаются мозаичное погасание и петельчатые структуры. Перидотиты, видимо, подверглись незначительной перекристаллизации, поскольку описано несколько небольших, не испытавших деформации полигональных необластов, локализованных вдоль петельчатых участков и границ зерен.

В перидотитах из трубки Аргайл можно выделить две первичные ассоциации порообразующих минералов. Первая, обозначенная P1, состоит из оливина, ортопироксена, первичного граната ± клинопироксен ± хромовая шпинель и соответствует равновесной ассоциации фации гранатовых лерцолитов. Вторая ассоциация P2 характерна для псевдоморфоз по гранату и включает Al-ортопироксен ± Al-клинопироксен ± Cr-Al-шпинель. Она интерпретируется как продукт распада граната в условиях фации шпинелевых лерцолитов.

На эти две первичные ассоциации наложено несколько ассоциаций вторичных минералов, которые либо образуют жилы, либо вызывают проникающие изменения. Первая из вторичных ассоциаций, обозначенная S1, ассоциируется с изменением гранатовых псевдоморфоз. Кальцит, серпентин, флогопит и калиевый полевой шпат были определены оптически, а иллит – рентгеноструктурным анализом. С измененным гранатом обычно ассоциируются тонкие (преимущественно < 50 мкм) прожилки красно-коричневой слюды с обратной схемой плеохроизма, которые секут пироксены P1 в тех участках, где они развиваются в трещинах кливажа. Вторая ассоциация S2 состоит из серпентина ± магнетит + кальцит + смектит. На самых поздних стадиях изменения перидотитов эта ассоциация

слагает тонкие прожилки шириной от 0,05 до 0,2 мм. В большинстве случаев прожилки выполнены серпентином, который содержит тонкозернистый или «пылевидный» магнетит и редкие Ni, Fe-сульфиды. Во многих прожилках присутствуют пустоты, выполненные кальцитом, которые обычно ориентированы поперек прожилков. Кальцитовые выполнения окружены серпентином (и магнетитом), а желтовато-зеленый слабо плеохроирующий смектит частично замещает оливин. В сильно измененных перидотитах наблюдаются проникающие структуры, в которых оливин и пироксен замещены серпентином ± магнетит ± тальк. Третья наложенная ассоциация S3 представлена прожилками шириной до 2 мм (в основном менее 0,2 мм), выполненными тонкими (< 40 мкм, обычно < 20 мкм) чешуйками флогопита с обратной схемой плеохроизма (< 30 мкм), мелкими (< 30 мкм) идиоморфными зернами красновато-бурого хромита и редкого богатого Mn ильменита. Эти изменения явно связаны с воздействием на включения лампроитовой вмещающей магмы: слюды, шпинели и ильмениты имеют сходные составы с соответствующими минералами из лампроитов трубки Аргайл, а в ряде случаев включения секутся богатыми слюдой прожилками вмещающего лампроита.

Некоторые включения содержат алмазы, причем в достаточно большом количестве – несколько карат на тонну [163]. Химизм минералов из включений и условиях их равновесия всесторонне обсуждаются в работе [271].

Геохимия. Главные элементы. Геохимия пород трубки Аргайл осложнена сильными наложенными изменениями и присутствием случайных включений в пирокластических породах, в частности в «песчаных» туфах. Воздействие включений инородных лититовых обломков, в том числе кварца, привнесенного из вмещающих пород, четко видно из рис. 32, где показано изменение содержания SiO₂ в зависимости от содержания MgO. «Песчаные» туфы значительно богаче SiO₂ и беднее MgO, что является следствием

смешивания обломков вмещающих кварцитов с лампроитами. Ассимиляция кварцевых обломков обусловила увеличение содержания SiO_2 , которое сопровождалось уменьшением содержания всех остальных главных элементов, хотя соотношения элементов в основном не изменились. Однако включение обломков вмещающих глинистых сланцев, например формации Револювер-Крик, сопровождалось изменением соотношений некоторых элементов (в частности, $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$). Воздействие выветривания и поверхностного окисления на образцы из трубки Аргайл хорошо прослеживается на геохимических вариационных диаграммах по смещению точек составов двух образцов в сторону обогащенных Fe составов (рис. 33–35). Эти образцы, которые содержат много гематита и вторичного кремнезема, характеризуются сильным выщелачиванием магния, щелочных и щелочноземельных элементов. Если не учитывать сильно окисленные образцы, то видно, что отношение $100 \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{общее Fe в виде FeO})$ сколько-нибудь значительно не изменялось при изменении пород в противоположность отношению $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, изменение которого подтверждает эффект сильного выщелачивания K из поверхностных образцов вне зависимости от степени их окисленности. Отношение $100 \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{общее Fe в виде FeO})$ для всех пород, за исключением окисленных пород из трубки Аргайл, выше 70 и обычно колеблется между 75 и 85. Такие высокие значения отношения соответствуют обилию как макрокристов, так и фенокристов/микрофенокристов оливина и предполагают, что оливины были сильно магнезиальными (вероятно, Fo_{90} или выше).

Ультракалиевая природа пород трубки Аргайл подтверждается высоким отношением $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (обычно выше 25) в породах, измененных в позднюю стадию (рис. 34). Поверхностные образцы, особенно окисленные, характеризуются низким значением этого отношения. Образцы, захваченные наиболее поздними изменениями, отличаются также высоким

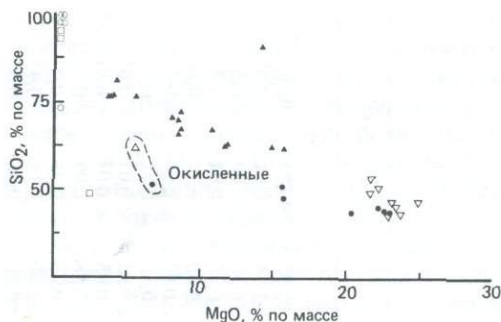


Рис. 33. Изменение количества SiO_2 (% по массе) в зависимости от количества MgO (% по массе) в лампроитах и вмещающих породах трубки Аргайл. Данные нанесены с учетом отсутствия H_2O^- и CO_2 в исходном материале. Темные треугольники – «песчаные» туфы, светлые перевернутые треугольники – «непесчаные» туфы, темные кружки – оливин-флогопитовые лампроитовые дайки, квадраты – формация Револювер-Крик, светлые кружки – формация Лисаделл, ромбы – песчаники Голден-Гейт и Хенсмен. Тренд составов «песчаных» туфов, кроме магматических составляющих, представленных дайковыми породами и моногенетичными «непесчаными» туфами, определяется примесью кварцевых зерен, поступавших из вмещающих кварцитов.

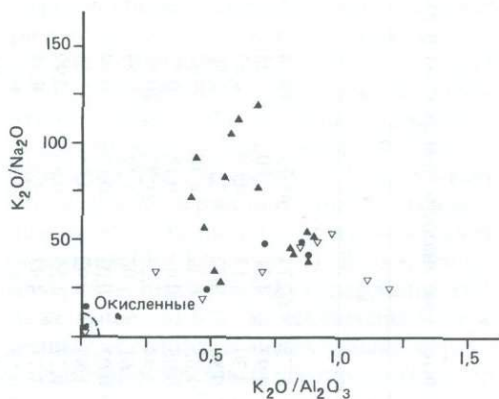


Рис. 34. Распределение точек составов лампроитов трубки Аргайл на диаграмме $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$. Обозначения см. рис. 33. Видны колебания значений в «песчаных» туфах и очень низкие отношения в окисленных и выщелоченных поверхностных образцах.

Таблица 24. Представительные анализы лампронитов и вмещающих пород трубки Аргайл (АК1)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	% по массе												
SiO ₂	62,28	78,75	60,74	41,73	38,44	49,86	40,85	48,44	94,84	98,85	72,33	99,24	98,63
TiO ₂	2,06	0,92	4,21	2,80	3,23	3,04	3,70	0,78	0,19	0,06	1,44	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	5,67	4,30	8,13	4,08	4,83	6,96	4,55	20,86	1,49	0,63	16,36	0,40	0,66
Fe ₂ O ₃	1,65	0,80	9,72	2,85	2,50	1,77	2,29	12,67	2,01	< 0,01	0,73	0,04	0,03
FeO	3,36	1,85	0,39	4,90	5,97	5,60	6,93	0,56	0,09	0,11	0,68	0,11	0,10
MnO	0,06	0,08	0,05	0,18	0,22	0,08	0,10	0,05	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
MgO	11,57	3,94	5,23	21,75	20,51	15,39	18,98	2,43	0,06	0,02	0,36	0,01	0,03
CaO	3,40	2,61	1,96	5,22	7,37	3,99	7,54	0,20	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01	< 0,01
Na ₂ O	0,09	0,02	0,01	0,19	0,04	0,12	0,09	0,05	0,01	< 0,01	0,05	< 0,01	< 0,01
K ₂ O	4,90	1,85	0,02	4,85	1,35	5,86	2,18	8,47	0,26	0,09	3,18	0,09	0,21
P ₂ O ₅	0,69	0,27	1,56	0,94	0,99	1,02	1,20	0,12	0,02	0,02	0,05	0,01	< 0,01
H ₂ O ⁺	2,47	1,71	4,93	3,59	4,35	4,85	4,78	3,97	0,27	0,23	2,91	0,16	0,43
H ₂ O ⁻	0,18	0,58	1,92	0,24	0,91	—	0,54	0,90	0,03	0,08	0,20	0,06	0,05
CO ₂	1,39	7,45	0,08	5,23	7,81	—	4,76	0,25	0,47	0,12	1,29	0,08	0,01
п. п. п	0,74	0,31	0,87	1,05	1,15	1,04	1,19	0,34	0,03	0,02	0,25	0,02	0,01
Сумма	100,51	100,44	99,82	99,60	99,67	99,58	99,68	100,09	99,77	100,23	99,83	100,23	100,17
	млн ⁻¹												
Ba	1654	402	75	1579	222	2368	1011	508	27	28	233	41	35
Li	54	17	79	68	116	52	69	6	5	1	22	2	2
Rb	130	39	2	288	137	208	230	290	10	4	140	3	6
Sr	553	143	464	1041	643	755	1220	38	8	24	66	4	4
Pb	18	16	19	19	405	27	233	26	6	5	9	3	4
Th	12	9	21	18	20	17	20	21	2	1	23	2	1
U	3	3	5,5	4	4	4	4,5	5	1,5	0,5	5,5	1	1
Zr	594	321	1215	590	695	888	762	149	62	43	433	26	28
Nb	135	56	301	194	234	217	273	15	3	< 2	23	< 2	< 2
Y	20	14	30	20	24	23	22	22	8	5	49	2	2
La	70	43	118	123	127	104	150	78	47	43	60	12	8
Ce	164	89	277	249	270	239	305	161	107	103	135	20	9
Nd	55	30	91	82	80	83	89	52	24	23	47	8	4
Sc	10	7	19	12	15	13	15	21	3	< 2	22	> 2	> 2
V	69	49	84	114	140	114	143	150	46	5	174	> 2	2
Cr	695	252	838	1316	1833	1097	1682	156	14	9	102	7	7
Ni	560	154	994	969	1090	517	952	42	4	1	11	5	1
Cu	32	14	54	35	54	27	54		9	2	91		

Zn	42	32	179	40	110	199	115	66	2	1	25	2	1
Sn	2	4	6	2	5	3	2	3	< 2	4	5	< 2	3
Mo	< 3	3	< 3	3	3	< 3	< 3	5	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3
Ca	8	8	15	4	9	13	10	29	2	1	22	1	1
As	7,5	2	6,5	0,5	24	10	< 0,5	3	1	0,5	5	< 0,5	< 0,5
F	2200	1600	3700	3200	5400	2900	4100	1800	< 300	< 300	500	< 300	< 300

1 - «песчаный» туф, лапилливо-тепловые туфы DDH 108/154,5 м, BMR 88211032; 2 - «песчаный» туф, лапилливо-тепловые туфы, DDH 17/135,5 м, BMR 8321106; 3 - «непесчаный» туф, сильно окисленные пирокласты оливиновых лампроитов, обнажение на южном конце трубки, BMR 33211062; 4 - «непесчаный» туф, авторекрированные флогопит-оливиновые лампроиты, DDH 153/85,5 м, BMR 82211049; 5 - «непесчаный» туф, стекловатые лапилливые туфы, DDH 17/300 м, BMR 83211010; 6 - флогопит-оливиновый лампроит из дайки, DDH 31/188 м, BMR 83211018; 7 - оливин-флогопитовый лампроит из дайки, DDH 106/160 м, BMR 83211037; 8 - сланец формации Револвер-Крик, контактная зона, DDH 56/250,1 м, BMR 83211023; 9 - кварцит из формации Револвер-Крик, DDH 56/180, BMR 83211024; 10 - ортокварцит из формации Лиссаделл, DDH GT 2/92,5 м, BMR 83211056; 11 - сланец из формации Лиссаделл, DDH GT 2/137 м, BMR 83211057; 12 - ортокварцит из песчаников Голден-Гейт, DDH GT 2/157,2 м, BMR 83211058; 13 - ортокварцит из кварцитов Хенсмен, DDH GT 2/180,7 м, BMR 83211059

значением отношения K_2O/Al_2O_3 , колеблющимся обычно от 0,75 до 1, а некоторые образцы - преобладанием калия (рис. 34). Выветрелые и окисленные образцы имеют низкие отношения K_2O/Al_2O_3 и K_2O/Na_2O , а для «песчаных» туфов отношение K_2O/Na_2O достигает очень высоких значений.

Химические различия показаны на диаграммах соотношений оксидов и коэффициента $100 Mg/(Mg + \text{общее Fe в виде FeO})$ (рис. 35). На диаграммах приведены точки составов вмещающих пород в непосредственной близости от трубки, так как большинство различий для «песчаных» туфов обусловлено простым смешиванием лампроитов с обломками кварца и вмещающими кварцитами. Это демонстрируется сходством отношений $100 Mg/(Mg + \text{общее Fe в виде FeO})$ для «песчаных» туфов, «непесчаных» туфов и оливин-флогопитовых лампроитов даек. За исключением окисленных образцов, взятых с поверхности, содержание кремнезема в «непесчаных» туфах и оливин-флогопитовых лампроитах даек находится в пределах 35-55%, а отношение $100 Mg/(Mg + \text{общее Fe в виде FeO})$ обычно лежит в пределах 76-86. «Непесчаные» туфы наиболее магнезиальны и характеризуются наименьшими колебаниями отношения $100 Mg/(Mg + \text{общее Fe в виде FeO})$ по сравнению с другими породами. «Непесчаные» туфы и оливин-флогопитовые лампроиты даек имеют высокое содержание TiO_2 (обычно 3-4%), соответствующее содержанию этого оксида в лампроитах из любого другого местонахождения [196] (см. гл. 5). В окисленных поверхностных образцах содержание TiO_2 даже выше, до 6%. За исключением окисленных образцов, в «непесчаных» туфах и оливин-флогопитовых лампроитах содержание Al_2O_3 обычно низкое (от 3,8 до 7%); в «песчаных» туфах оно может достигать 8%. Более высокое содержание Al_2O_3 в «песчаных» туфах может быть обусловлено примесью различных объемов глинистых сланцев из формаций Револвер-Крик и Лиссаделл. Большая часть пород трубки Аргайл содержит менее

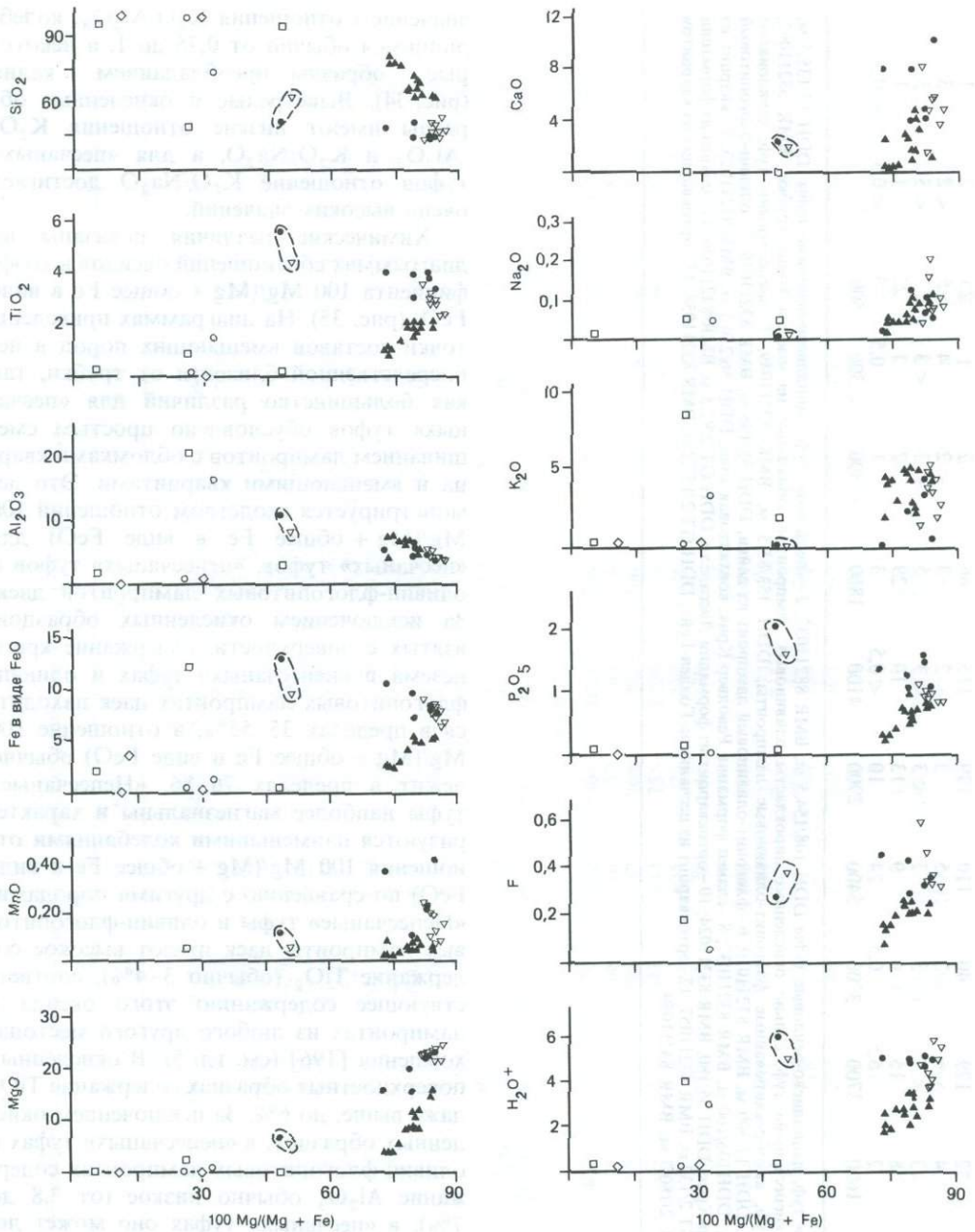


Рис. 35. Вариации содержаний главных элементов в зависимости от величины отношения $100 \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{общее Fe в виде FeO})$ в лампроитах и вмещающих породах трубки Аргайл. Из пересчитанных анализов исключены H_2O^- и CO_2 . Обозначения см. рис. 33.

10% Fe в виде FeO; при этом содержание железа в «непесчаных» туфах и оливин-флогопитовых лампроитах даек увеличивается при уменьшении отношения $100 \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{общее Fe в виде FeO})$, в то время как в «песчаных» туфах наблюдается уменьшение количества Fe за счет разбавления SiO_2 (рис. 35). Содержание CaO в породах трубки Аргайл колеблется в широких пределах, что обусловлено различной степенью развития в породах карбоната. Наименее карбонатизированные образцы характеризуются низким содержанием CaO (4%), близким к содержанию в оливиновых лампроитах Восточного Кимберли [196] (см. гл. 5). Породы трубки Аргайл отличаются очень низким содержанием Na_2O (0,2% или менее), что, видимо, отражает как особенности бедного Na их первичного состава, так и воздействие процессов выноса щелочей во время вторичных изменений. Из окисленных образцов натрий почти полностью выщелочен. Содержание калия колеблется от исключительно низких значений в выщелоченных поверхностных образцах до высоких значений (4–6%), характерных для лампроитов (рис. 34). В противоположность этому окисленные породы обогащены фосфором по сравнению с «непесчаными» туфами и оливин-флогопитовыми лампроитами даек, которые характеризуются относительно высоким содержанием фосфора (1–1,5% P_2O_5). Содержание фтора и H_2O^+ высокие и достигают 0,6 и 6% соответственно.

Рассеянные элементы. Вариации содержаний рассеянных элементов в породах трубки Аргайл показаны на диаграммах зависимости их содержаний от величины отношения $100 \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{общее Fe в виде FeO})$ (рис. 35). Содержание Ba колеблется от очень низких значений в окисленных и выщелоченных поверхностных образцах до очень высоких значений (до 3000 млн^{-1}) в некоторых дайках (рис. 36).

Содержание Rb и Sr колеблется от относительно высоких значений в «непесчаных» туфах и оливин-флогопитовых лампроитах даек ($300\text{--}400 \text{ млн}^{-1}$ Rb,

$750\text{--}1250 \text{ млн}^{-1}$ Sr) до более низких значений в «песчаных» туфах и выщелоченных и окисленных поверхностных образцах. Отношение Rb/Sr изменяется от средних значений (0,2–0,35) до более высоких, в частности в «песчаных» туфах, и более низких в выщелоченных и окисленных поверхностных образцах. Сходные по содержанию Rb и Sr и отношению Rb/Sr с породами Восточного Кимберли, лампроиты трубки Аргайл намного беднее Ba [196] (см. гл. 5).

Содержание свинца обычно равно $20\text{--}30 \text{ млн}^{-1}$ или ниже, но кое-где очень высокое содержание Pb отражает присутствие галенита и других сульфидов. Содержание тория и урана обычно ниже, чем в лампроитах Восточного Кимберли [196] (см. гл. 5). Весьма важно, что содержание урана в окисленных образцах выше, чем в обычных образцах, несмотря на то что U^{VI} хорошо растворим при высоком pH и легко выщелачивается.

Содержания циркония и ниобия высокие и колеблется в «непесчаных» туфах и оливин-флогопитовых лампроитах даек от 650 до 900 млн^{-1} для Zr и от 150 до 300 млн^{-1} для Nb. Содержания Zr и Nb в окисленных образцах несколько выше, чем в остальных породах (рис. 36). Отношение Zr/Nb лежит обычно в пределах 3–4 для «непесчаных» туфов и оливин-флогопитовых лампроитов даек; в «песчаных» туфах оно достигает 9.

Породы трубки Аргайл характеризуются относительно высоким распространением легких редкоземельных элементов (ЛРЗЭ), что подтверждается высокими содержаниями La ($90\text{--}150 \text{ млн}^{-1}$) и Ce ($200\text{--}300 \text{ млн}^{-1}$) в образцах «непесчаных» туфов и оливин-флогопитовых лампроитов даек. Низкая концентрация иттрия ($20\text{--}30 \text{ млн}^{-1}$) указывает на то, что лампроиты трубки Аргайл значительно обогащены легкими РЗЭ по отношению к тяжелым РЗЭ. В то же время в лампроитах трубки Аргайл содержание ЛРЗЭ несколько ниже, чем в лампроитах Западного Кимберли, в которых содержание ЛРЗЭ в $500\text{--}2000$ раз превышает их содержание в хондритах [196].

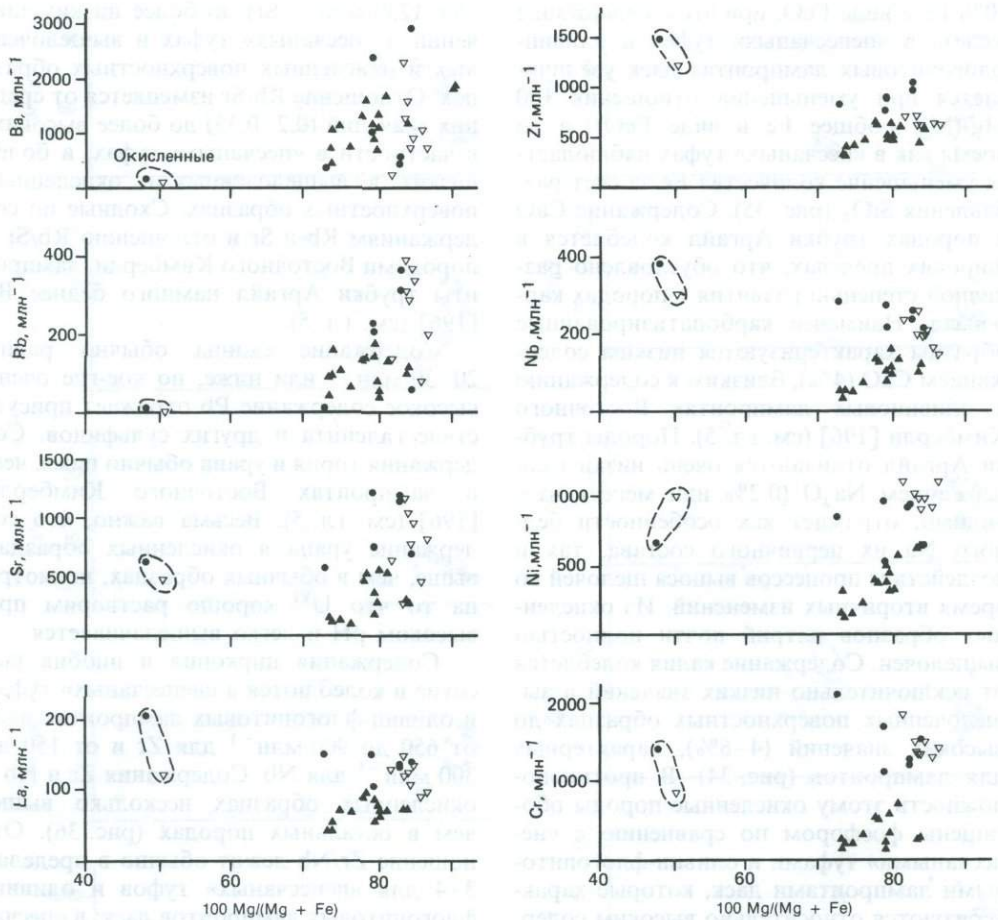


Рис. 36. Вариации содержаний редких элементов в зависимости от величины отношения $100 \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{общее Fe})$ в лампроитах и вмещающих породах трубки Аргайл. Обозначения см. рис. 33.

«Непесчаные» туфы и оливин-флогопитовые лампроиты даек имеют сходные содержания Ni и Cr (в среднем $800\text{--}1100 \text{ млн}^{-1}$ Ni и $1100\text{--}1180 \text{ млн}^{-1}$ Cr) в соответствии с высоким значением отношения $100 \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{общее Fe})$ в виде FeO). «Песчаные» туфы обеднены Ni и Cr (рис. 36). Содержание ванадия составляет $50\text{--}150 \text{ млн}^{-1}$, а концентрация Sc колеблется от 5 млн^{-1} в «песчаных» туфах до 25 млн^{-1} в окисленных образцах.

Общее сходство измененных на поздней стадии «непесчаных» туфов и оливин-флогопитовых лампроитов даек доказы-

вается значительным перекрытием полей распределения точек их составов на вариационных диаграммах. Сходство подчеркивают также диаграммы отношений «некогерентных» элементов, например $\text{Zr}/\text{Nb} - \text{Ti}/\text{Zr}$ (рис. 37). На всех изученных диаграммах поле точек «песчаных» туфов полностью или частично перекрывает поля точек составов «непесчаных» туфов и оливин-флогопитовых лампроитов даек. Это со всей определенностью подтверждает, что все три комплекса являются комагматичными и что незначительные геохимические различия между ними от-

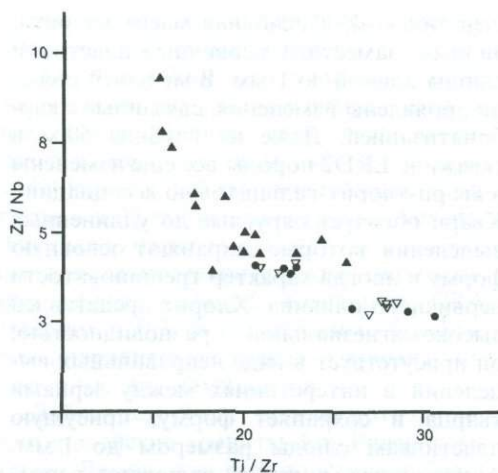


Рис. 37. Диаграмма зависимости отношения Zr/Nb от отношения Ti/Zr для лампроитов трубки Аргайл показывает широкие вариации в «песчаных» туфах (темные треугольники), перекрывающие значения для «непесчаных» туфов (перевернутые светлые треугольники) и оливин-флогопитовых лампроитовых даек (темные кружки).

ражают различную степень кристаллизации и, возможно, влияние последующих изменений.

Лампроиты и лампрофировые дайки

Дайки Лиссаделл-Роуд (рис. 38) образуют эшелонированную кулисообразную серию небольших прослоев и даек, протягивающихся на 2,5 км в северо-восточном направлении к трубке Аргайл и прорывающих граниты Боу-Ривер комплекса Ламбу. Отдельные дайки по мощности изменяются от нескольких миллиметров до 1 м, а их обнажения в исследованных узких долинах указывают, что они обычно ориентированы на $S3\ 300-320^\circ$ в отличие от восток-северо-восточного направления всех других даек. Каждую небольшую дайку с трудом можно проследить более чем на 10 м до ее выклинивания. Сложные текстурные взаимоотношения обусловлены тем, что дайки размещались по трещинам давления, связанным со сме-

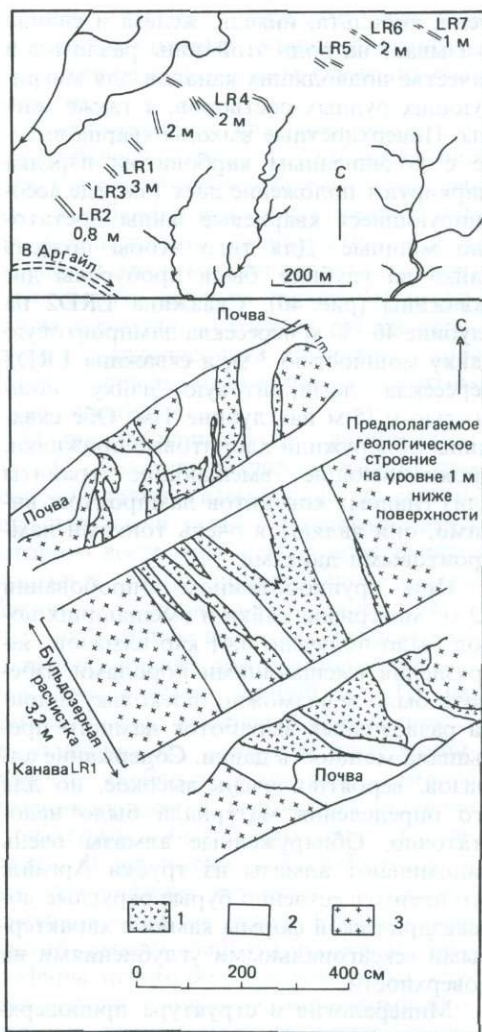


Рис. 38. Схематическая геологическая карта и разрезы дайки Лиссаделл-Роуд [305]. 1 — средне- до мелкозернистых богатые слюдой и карбонатом лампроиты; 2 — массивный белый сильно трещиноватый кварц; 3 — граниты Боу-Ривер, сложенные агрегатами угловатых зерен кварца с выщелоченным полевым шпатом.

щением вдоль общего тренда даек Лиссаделл.

К дайкам Лиссаделл-Роуд приурочены кварцевые жилы, которые секут дайки и простираются в том же направлении. Хорошо заметная вкрапленность сульфидов

меди, кобальта, никеля, железа и свинца указывает на роль этой зоны разломов в качестве подводящих каналов для мигрирующих рудных растворов, а также магмы. Поверхностные выходы кварца вместе с подчиненным карбонатом изредка маркируют положение даек там, где ассоциирующиеся кварцевые жилы достаточно мощные. Для того чтобы подсечь дайки на глубине, были пробурены две скважины (рис. 40). Скважина LRD2 на глубине 46–50 м пересекла лампроитовую дайку мощностью 3 м, а скважина LRD5 пересекла лампроитовую дайку мощностью 0,75 м на глубине 1 м. Обе скважины обнаружили хлоритовые прожилки, пронизывающие вмещающие граниты близ главных контактов лампроитов; видимо, они являются очень тонкими лампроитовыми дайками.

При крупнообъемном опробовании 42 м³ материала дайки и вмещающих пород было получено 6,41 кар алмазов. Загрязнения вмещающими породами избежать было невозможно, поскольку ширина разведочных выработок намного превышала мощность дайки. Содержание алмазов, вероятно, очень высокое, но для его определения материала было недостаточно. Обнаруженные алмазы очень напоминают алмазы из трубки Аргайл: это преимущественно бурые округлые додекаэдрической формы камни с характерными гексагональными углублениями на поверхности.

Минералогия и структура приповерхностного материала из разведочных канав сильно нарушены процессами окремнения и карбонатизации. Тем не менее некоторые поверхностные образцы сохранили реликтовую структуру: в них можно различить крупные макрокристы первичного оливина размером до 6 мм и более мелкие зерна оливина основной массы размером до 1 мм, полностью замещенные кварцем, в зеленой хлоритовой основной массе с выделениями лейкоксена (вероятно, замещающего перовскит), подчиненным сфеном, вторичными оксидами железа и аксессуарным апатитом. В менее силифицированных образцах оливин заме-

щен тальком, а основная масса хлорита, видимо, заместила первичные пластинки слюды длиной до 1 мм. В меньшей степени проявлены изменения, связанные с карбонатизацией. Даже на глубине 50 м в скважине LRD2 породы все еще изменены в кварц-хлорит-кальцитовую ассоциацию. Кварц образует округлые до удлиненных выделения, которые сохраняют основную форму и иногда характер трещиноватости первичного оливина. Хлорит представлен высокомагнезиальной разновидностью; он присутствует в виде неправильных выделений в интерстициях между зернами кварца и сохраняет форму, присущую пластинкам слюды размером до 1 мм. Аксессуары минералы включают короткие оранжево-желтые призмы рутила, ассоциирующиеся с лейкоксеном, следы сфена, апатита и хромшпинели, а также рассеянные мелкие зерна кобальтина, халькопирита, пирита и галенита.

Химический анализ материала из керн-скважины LRD2 приведен в табл. 28. Многие из наиболее подвижных соединений, таких, как K₂O и Na₂O, сильно выщелочены и отражают высокую степень изменения. Тем не менее высокие содержания Cr, Ni и Co находятся в соответствии с ультраосновным составом породы, а родство с кимберлитами определяется достаточно высокими содержаниями Nb, Zr, Sr, La.

Дайки Лиссаделл-Роуд настолько изменены, что невозможно определить их настоящий характер. Как бы то ни было, химический анализ указывает на щелочную ультраосновную породу, точки состава которой на диаграмме Nb–Zr (см. рис. 11) располагаются в области составов оливиновых лампроитов. Петрографические данные предполагают, что первоначально порода состояла преимущественно из слюды и оливина. Единственными обнаруженными кимберлитовыми индикаторами были хромит и алмаз-ассоциация, типичная для оливиновых лампроитов. Морфологическое сходство алмазов с камнями из трубки Аргайл, географическая близость и простирание дайки в направлении трубки свидетельствуют

о том, что эта дайка, вероятно, связана с лампроитами трубки Аргайл.

Дайки Боу-Хилл представляют собой свиту слюдистых ультраосновных – основных лампрофировых даек, расположенных в точке с координатами 128°13' в.д., 16°43' ю.ш., в 120 км юго-западнее Каннурра и в 22 км западнее трубки Аргайл. Они были открыты в 1980 г. после того, как в ходе предварительного опробования, осуществленного компанией CRA Exploration P/L, были найдены обломочный андрадитовый гранат и хромит, характерные для лампроитов.

Дайки Боу-Хилл прорывают раннепротерозойские граниты Боу-Ривер комплекса Ламбу, который подстилает большую часть подвижной зоны Холлс-Крик. Определение возраста флогопита Rb-Sr- и K-Ar-методами дало время внедрения даек 815 млн. лет [276]. Восемь отдельных даек, изменяющихся по мощности от нескольких сантиметров до 13 м и имеющих до 2 км в длину, размещены кулисообразно и протягиваются на 19 км от О'Доннелл-Брук, примерно в 7 км юго-западнее Боу-Хилл (рис. 39). Дайки простираются на СВ 30° субпараллельно основным структурам, таким, как разломы Данхем и Холлс-Крик, которые ограничивают тектоническое ядро подвижной зоны Холлс-Крик. Тесная структурная связь прослеживается даже в образцах, где хорошо видно, что тонкие дайки шириной 1–3 см выполняют трещины растяжения и отдельности. Вследствие глубокого выветривания даек и вмещающих пород, а также из-за наличия аллювиального чехла коренные обнажения встречаются редко.

Дайки окружены фенитовой зоной шириной до 1 м, содержащей бледно-зеленый хлорит (пеннин) и плеохроирующий голубовато-зеленый амфибол (Mg-арфведсонит) как в виде прожилков, так и в виде проникающего изменения. В шлифах видно, что фенокристы светло-розового полевого шпата в гранитах на контакте с дайками изменяются до серицита.

Петрография. В дайках присутствуют три основных типа пород: мелкозернистые ультраосновные породы, сложенные

главным образом вторичными минералами, ультраосновные оливин-флогопитовые лампрофиры и гранат-флогопитовые пегматиты.

Тонкозернистые ультраосновные породы обычно встречаются по периферии даек, где они образуют зеленые «закаленные» зальбанды, и в самых мелких дайках, где первичные силикаты полностью замещены зеленым хлоритом (пеннином) и голубовато-зеленым щелочным амфиболом переменного состава – от рихтерита до Mg-арфведсонита. Реликтовая хромовая шпинель окаймлена магнетитом и/или гематитом.

Оливин-флогопитовые лампрофиры (рис. 41, а) состоят из широко распространенного оливина (измененного до серпентина или смеси тальк + магнетит), зерна которого достигают 4 мм в поперечнике, пластинок слабо плеохроичной слюды (бледные зеленовато-бронзового цвета ядра, окруженные каемками красно-бурого тетраферрифлогопита с обратной схемой плеохроизма) длиной до 1,5 мм, призматических выделений клинопироксена, подчиненных количеств интерстициального карбоната, апатита, темного красно-коричневого перовскита, шпинели и рихтерита, обычно замещающего пироксен. В некоторых оливин-флогопитовых лампрофирах встречается также интерстициальный меланит, обычно окаймленный темным эпидотом и сфеном. Лампрофиры переходят, а в некоторых случаях пересекаются сегрегационными прожилками мощностью несколько миллиметров. Эти прожилки содержат много шестоватого кальцита, грубопризматического диопсида с каемками зеленого плеохроирующего эгирин-авгита длиной до 2 мм, бледноокрашенного щелочного амфибола, интерстициального клиноцоизита и апатита.

Гранат-флогопитовые пегматиты, местами полосчатые, встречаются как на периферии, так и во внутренних частях даек. Бурение на одной из даек показало, что гранат-флогопитовые пегматиты полностью слагают ее центральную часть и составляют почти половину общего объе-

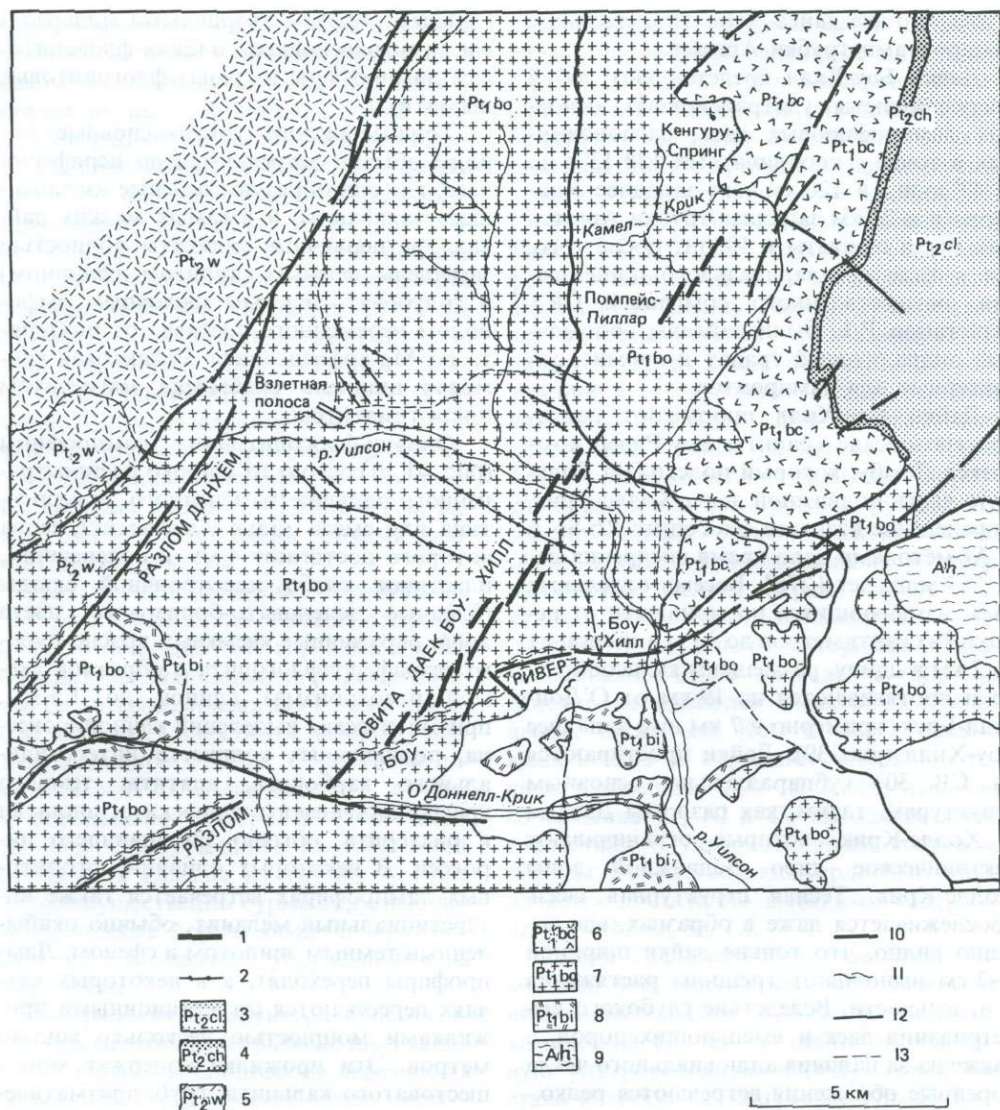


Рис. 39. Геологическая карта района развития даек Боу-Хилл. 1—рой даек Боу-Хилл; 2—долеритовые дайки. Группа Карр-Бойд (3–4): 3—формация Лиссаделл, 4—песчаники Хенсмен. 5—белые гидратированные вулканы. Комплекс Ламбу (6–8): 6—порфиры Кастверагх-Хилл, 7—граниты Боу-Ривер, 8—габбро Мак-Интош, 9—группа Холле-Крик; 10—разломы; 11—зоны смятия; 12—дороги; 13—автомобильный след.

ма дайки (рис. 40). Гранат-флогопитовые пегматиты состоят из большого количества крупных отдельных пластин флогопита размером до 4 мм, агрегатов слюды размером до 7,5 мм, а также крупных (до

1 см) ксеноморфных до пойкилитовых, с неправильными краями зерен граната. Гранаты, которые обычно содержат включения слюды и апатита, характеризуются видимой невооруженным глазом

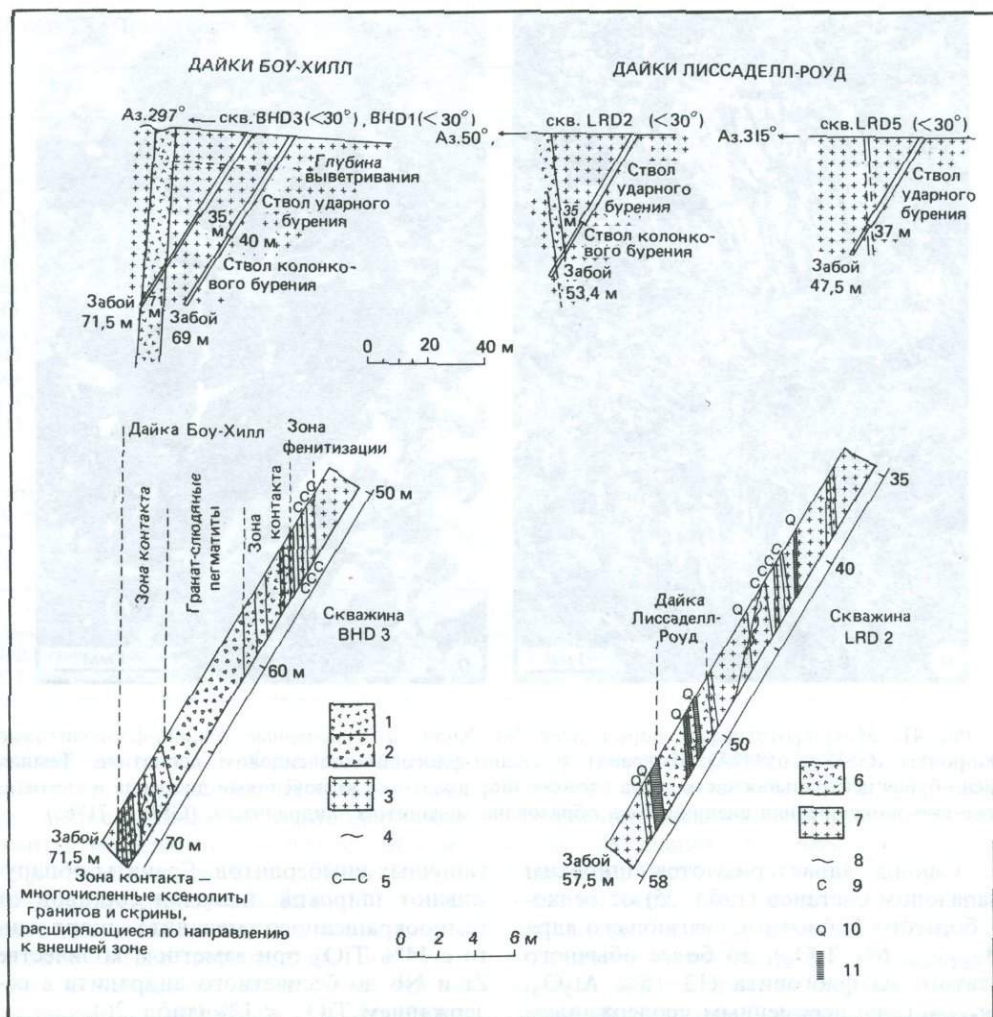


Рис. 40. Детальные разрезы даек Боу-Хилл и Лиссаделл-Роуд [107]. Дайки Боу-Хилл (1-2): 1-оливин-флогопитовые лампроиты, 2-гранат-слюдяные пегматиты, 3-порфировые граниты Боу-Ривер; 4-зона смятия; 5-гранит-амфиболовые жилы и прожилки в зоне фенитизации; 6-лампроиты (измененные) из дайки Лиссаделл-Роуд; 7-порфировые граниты Боу-Ривер; 8-зона смятия; 9-хлорит-амфиболовые прожилки; 10-кварцевые жилы и прожилки; 11-кварцевые жилы.

концентрической зональностью: темные красно-коричневые меланитовые ядра окружены бледно-золотистыми до бесцветных каемками андрадита (рис. 41, б). Эти минералы погружены в раскристаллизованную основную массу, которая состоит из клинопироксена (диопсида) и призм апатита размером до 1 мм (в ради-

ально-лучистых прорастаниях карбоната, клиноциозита и шпинели) и большого количества сноповидных сростков рихтерита; в более измененных образцах присутствует калиевый полевой шпат.

Оливин обычно изменен; микрозондовый анализ подтверждает, что он содержит большое количество Mg ($Fe_{0,92-0,92,8}$) и

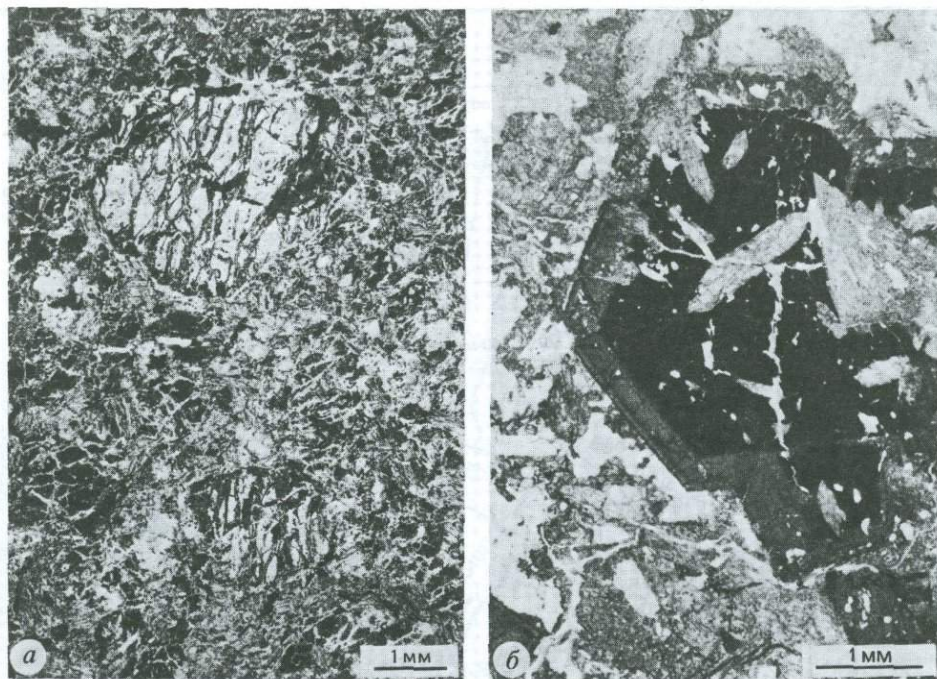


Рис. 41. Микрофотографии пород даек Боу-Хилл. *а* – измененные оливин-флогопитовые лампроиты (GSWA 65999A); *б* – гранат в гранат-флогопит-диопсидовом пегматите. Темная красно-бурая центральная часть зерна сложена шорломитом с включениями диопсида и апатита, более светлоокрашенная внешняя зона образована меланитом – андрадитом. (GSWA 71765).

Ni. Слюды характеризуются широким диапазоном составов (табл. 25) от редкого, богатого Ti биотита, слагающего ядра (Mg_{62-66} , 6% TiO_2), до более обычного богатого Al флогопита ($13-15\% Al_2O_3$, Mg_{89-76}) с переменным содержанием TiO_2 (0,2–3,6%). Тетраферрифлогопитовые каемки имеют низкие содержания Ti и Al. Пироксены изменяются от бедных Na и Al микрофенокристов диопсида до эгирин-авгита с содержанием до 6% Na_2O при общих для всех низких содержаниях Al и Cr (табл. 26). Амфиболы представлены бесцветным рихтеритом, содержащим значительное количество K_2O (до 1,6%). Шпинели (табл. 27) изменяются от титансодержащего хромита с 55% Cr_2O_3 до титансодержащего магнетита с содержанием TiO_2 до 10%. Все они бедны магнием, содержат менее 9% MgO и отличаются от шпинелей из основной массы

типичных кимберлитов. Гранаты обнаруживают широкий диапазон составов от темноокрашенного меланита – шорломита с 14% TiO_2 при заметном количестве Zr и Nb до бесцветного андрадита с содержанием $TiO_2 < 1\%$ (табл. 26).

Макрокристы минералов, выделенные из концентратов, включают хромовую шпинель (магнезиально-глиноземистый хромит), хромовый пироп и хромдиопсид. При крупнообъемном опробовании алмазы не были обнаружены.

Породы даек Боу-Хилл петрографически и минералогически отличаются от кимберлитов и лампроитов. В частности, меланит обнаружен в щелочных изверженных породах, но богатые цирконом гранаты, видимо, приурочены к карбонатитовому парагенезису [79]. По составу слюд и шпинелей, присутствию меланита и андрадита, натриевых амфиболов и эпи-

Таблица 25. Представительные анализы слюды из пород дайки Боу-Хилл

	1	2	3	4	5	6
	% по массе					
SiO ₂	34,78	37,92	38,36	37,97	37,92	39,28
TiO ₂	6,13	1,62	0,28	1,82	1,97	0,07
Al ₂ O ₃	13,78	12,02	5,36	13,83	13,93	13,16
Cr ₂ O ₃	0,33	0,04	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.
FeO	14,97	7,20	11,23	9,06	8,37	9,54
MnO	0,14	0,07	0,12	0,12	0,07	0,12
NiO	н.ч.	0,11	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.
MgO	13,78	23,35	24,93	21,47	22,09	22,08
CaO	0,07	0,12	0,11	0,05	0,02	0,00
BaO	0,70	0,47	0,11	0,90	1,13	1,02
Na ₂ O	0,40	0,46	0,44	0,42	0,27	0,24
K ₂ O	9,70	9,70	9,14	9,36	9,74	9,66
F	0,50	1,29	1,02	1,14	0,79	1,06
Cl	0,05	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00
Сумма	95,32	94,39	91,12	96,16	96,29	96,23
- O ≡ F, Cl	0,22	0,55	0,44	0,48	0,33	0,45
Сумма	95,10	93,84	90,68	95,68	95,96	95,78
Mg ^a	62,1	85,3	79,8	80,9	82,5	80,5

^a Mg = 100 Mg/(Mg + Fe), н.ч. — ниже предела чувствительности (0,02% для CaO, 0,04% для NiO). 1 — зерно биотита; 2 — флогопит, центральная часть фенокрита; 3 — флогопит, кайма фенокрита, оливин-флогопитовые лампрофиры, BMR 82311078; 4 — флогопит, включение в гранате; 5 — флогопит, центральная часть зерна; 6 — зеленый флогопит, каемка, гранат-слюдяной пегматит, BMR 83211027.

дота породы даек Боу-Хилл больше всего напоминают альнётиты. Похожие, хотя более недосыщенные мелилитсодержащие альнётиты встречаются в Альнёт, Швеция [353], Иль-Биззарде, Канада [134, 247], и Мак-Келлар-Харборе, Канада [277]. Видимое отсутствие мелилита и наличие в основной массе пород даек Боу-Хилл диопсида указывают на то, что они не настолько недосыщены, как альнётиты. Тем не менее выщепленные особенности свидетельствуют об их родстве с карбонатитами.

Химизм. Представительные анализы пород даек Боу-Хилл приведены в табл. 28. Это ультраосновные интрузивные породы (37–44% SiO₂, 15–22% MgO), колеблющиеся по составу от оливин-флогопитовых лампрофиров, содержащих почти нормальное количество нормативного нефелина и щелочей, до гранат-слюдистых пегматитов, бедных Mg, богатых Ca (< 10% MgO, > 20% CaO), насыщенных или несколько пересыщенных кремнеземом. Во всех этих породах отмечаются

высокая концентрация K₂O (1,5–6%) и высокое отношение K₂O/Na₂O (5–20). Содержание оксида кальция возрастает от очень небольших значений (< 10%) в оливин-флогопитовых лампрофитах до очень высоких в богатых карбонатом гранат-слюдистых пегматитах (до 32%); это отражается в присутствии нормативного ларнита при расчетах по нормам CIPW. Оливин-флогопитовые лампрофиры имеют умеренно высокое содержание Ni и Cr (600–1300 г/т). Для пород даек Боу-Хилл характерны низкие до умеренных содержания некогерентных элементов, таких, как Ba, Rb, Ti, Nb и F (табл. 28). В оливин-флогопитовых лампрофитах содержание Zr выше, чем в гранат-слюдистых пегматитах, что обусловлено кристаллизацией богатого цирконием граната.

Породы даек Боу-Хилл обогащены легкими РЗЭ (содержания ЛРЗЭ в них в 300–750 раз превышают содержания в хрондритах) и очень бедны Sc и тяжелыми РЗЭ. Один образец гранат-слюди-

Таблица 26. Представительные анализы пироксенов (1–3), амфиболов (4), клиноцоизита (5), апатита (6), перовскита (7) и граната (8–10) из пород даек Боу-Хилл

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	% по массе									
SiO ₂	53,06	53,36	51,88	56,69	38,62	0,99	н.ч.	28,89	33,01	35,49
TiO ₂	0,53	0,45	1,25	1,00	0,05	н.ч.	49,81	13,82	5,11	0,64
Al ₂ O ₃	0,68	0,47	0,77	0,20	28,60	н.ч.	0,08	0,90	1,42	3,39
Cr ₂ O ₃	0,40	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.	0,04	н.ч.	н.ч.	н.ч.
Fe ₂ O ₃	2,89	4,26	14,54	—	6,41	0,16	—	18,48	26,37	26,16
FeO ^a	2,86	3,73	2,79	2,48	—	—	2,23	2,66	—	—
MnO	0,13	0,22	0,36	0,05	н.ч.	н.ч.	н.ч.	0,42	0,33	0,07
NiO	0,09	0,07	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.
MgO	14,50	13,35	7,40	22,92	0,10	н.ч.	н.ч.	0,79	0,51	0,23
CaO	24,50	23,31	15,87	6,90	23,21	51,62	32,56	32,36	33,45	34,42
Na ₂ O	0,73	1,32	5,56	6,08	0,07	0,16	1,67	0,27	0,10	н.ч.
K ₂ O	0,00	0,02	0,00	2,43	0,00	0,03	—	н.ч.	н.ч.	н.ч.
P ₂ O ₅	0,03	0,04	н.ч.	н.ч.	0,05	39,45	—	—	—	—
Nb ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	4,11	1,00	0,28	н.ч.
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—	н.ч.	0,83	0,07	н.ч.
Сумма	100,40	100,56	100,45	98,78	97,11	92,41	90,58	100,42	100,65	100,40
Mg ^b	82,6	75,9	45,4	94,3	—	—	—	6,81	9,59	1,71

н.ч. – ниже предела чувствительности (< 0,02%). ^a Все Fe определялось как FeO и пересчитывалось на Fe₂O₃ и FeO по стехиометрии минералов. ^b Mg = 100 Mg(Mg + Fe). 1 – крупнозернистый диопсид; 2 – удлиненные кристаллы диопсида; 3 – авгит с плеохроизмом в зеленых тонах из внешней каймы, оливин-флогопитовый лампрофир, BMR 83211078; 7 – темный красно-коричневый перовскит, оливин-флогопитовый лампрофир, BMR 83211073; 8 – темный красно-коричневый хромит, центральная часть; 9 – тусклый рыжевато-коричневый меланит из внешней каймы; 10 – бесцветный андрадит из внешней каймы, гранат-слодяной пегматит, BMR 83211077

Таблица 27. Представительные анализы шпинелей из основной массы пород даек Боу-Хилл

	1	2	3	4		1	2	3	4
	% по массе								
TiO ₂	3,28	3,47	9,82	7,38	MgO	8,58	2,26	1,50	0,63
Al ₂ O ₃	1,49	1,38	3,22	0,29	CaO	н.ч.	0,13	н.ч.	н.ч.
V ₂ O ₃	0,13	н.ч.	н.ч.	0,15	Сумма	100,90	100,85	99,84	99,85
Cr ₂ O ₃	54,94	32,16	2,99	0,41	Mg ⁶	0,412	0,120	0,068	0,030
Fe ₂ O ₃ ^a	10,20	29,82	43,90	54,04	Cr/R ^{3+в}	0,821	0,514	0,060	0,008
FeO	21,80	29,42	36,90	35,75	Fe ³⁺ /R ^{3+в}	0,145	0,454	0,843	0,984
MnO	0,48	2,22	1,51	1,19					

^a Все Fe определялось как FeO и пересчитывалось на Fe₂O₃ и FeO по стехиометрии минерала.
⁶ Mg = Mg/(Mg + Fe²⁺). ^в R³⁺ = (Cr + Al + Fe³⁺). н.ч. – ниже предела чувствительности. Предел чувствительности по ЕДС (метод рентгеновской флюоресценции (РФА) с применением энергодисперсионного спектрометра. – Ред.) – 0,06–0,10%. 1,2 – титансодержащие хромиты; 3 – титан-хромовый магнетит; 4 – титансодержащий магнетит, оливин-флогопитовый лампрофир, BMR 83211073

Таблица 28. Анализы пород лампроитовых и кимберлитовых даек Восточного Кимберли

	1	2	3	4	5
	% по массе				
SiO ₂	44,8	34,9	37,4	40,3	23,1
TiO ₂	2,85	2,06	2,30	1,59	4,1
Al ₂ O ₃	4,65	6,80	10,70	8,74	3,2
Fe ₂ O ₃	0,34	—	—	—	—
FeO	4,45	10,30 ^a	10,84 ^a	6,65 ^a	9,7 ^a
MnO	0,45	0,38	0,31	0,18	—
MgO	7,6	9,49	15,8	19,4	9,0
CaO	16,3	24,5	13,4	9,79	23,4
BaO	—	0,22	0,60	0,49	0,04
K ₂ O	<0,01	2,81	4,89	6,24	0,15
Na ₂ O	0,02	0,29	0,39	0,95	—
P ₂ O ₅	0,91	2,47	0,64	0,34	0,66
SO ₄ ⁺	0,16	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	3,60	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,15	—	—	—	—
CO ₂	13,2	—	—	—	—
Сухой остаток	—	4,71	1,85	4,69	—
п. п. п.	0,44	0,53	0,40	0,35	0,32
Сумма	99,92	99,46	99,52	99,71	(73,67)
	млн ⁻¹				
Cr	1050	36	462	561	570
Co	105	53	74	66	75
Ni	850	68	179	668	460
Rb	—	—	—	—	5
Sr	210	905	309	410	780
Y	—	34	22	15	—
Zr	690	17	75	164	340
Nb	210	373	417	216	220
Ba	40	1980	5350	4400	350
La	120	1100	617	197	—
Ce	—	1300	715	277	—
Nd	—	458	245	113	—
Sm	—	57	41	17	—
Eu	—	10	6	2	—
Yb	—	<2	<2	<2	—
Sc	—	17	29	29	—

^a Все Fe определялось как FeO. 1 – дайка Лиссаделл-Роуд, CRA 958119; 2,3,4 – дайка Боу-Хилл, CRA 958106, 958107, 958108; 5 – дайка Мауд-Крик, CRA MACK. Лаборатория Перта. Методы определения: Co и Ni – атомная адсорбция, РЗЭ – ИСП, Na₂O, SO₃, FeO и CO₂ – химические методы, остальные – РФА.

стых пегматитов содержит необычайно много ЛРЗЭ ($La = 1100 \text{ млн}^{-1}$).

Лампрофиры Боу-Хилл характеризуются многими химическими свойствами, присущими альпегитам и кимберлитам, но они недосыщены кремнеземом. Их считают слюдястыми лампрофирами карбонатитового типа. Сходство в возрасте (от 815 млн. до 854 млн. лет) [276] и в изотопном составе Nd и Sr [332] указывает, что породы Боу-Хилл могут быть связаны с карбонатитами Камминс-Рейндж, которые расположены в 350 км к югу, на пересечении подвижных зон Кинг-Леополд и Холлс-Крик.

Кимберлитовые дайки

Дайка Мауд-Крик [321], имеющая мощность 1,5 м, располагается в точке с координатами $127^{\circ} 46'$ в. д., $16^{\circ} 45'$ ю. ш. Дайка занимает небольшую заполненную глиной впадину между скальными выходами протерозойских долеритов Харт. Долериты образуют силл мощностью около 500 м, который внедрился в алевролиты Луман группы Спивах близ ее контакта с перекрывающими песчаниками Кинг-Леополд группы Кимберли. Кимберлитовая дайка простирается на северо-северо-восток и была вскрыта бульдозером вдоль простираения на протяжении 22 м (рис. 42). Однако линейная структура на аэрофотоснимках, ассоциирующаяся с дайкой, простирается на 2 км, а наличие кимберлитовых минералов-индикаторов в пробах из осадков дренирующих потоков указывает, что дайка связана с этим линеamentом по всей его длине.

Во вскрытых бульдозером разведочных выработках дайка имеет резкие контакты с долеритами и падает на запад под углами от 70° до 90° . Кимберлиты подверглись сильному выветриванию и приобрели бледный зеленовато-желтый цвет; они сильно карбонатизированы. Ксенолиты составляют приблизительно 2% объема породы и представлены в основном угловатыми обломками долеритов до 30 см в поперечнике, хотя был найден один округлый разрушенный ксенолит крупно-



Рис. 42. Схематическая геологическая карта дайки Мауд-Крик [320]. 1 — кимберлиты; 2 — долериты.

зернистых гранитов. Центральная зона дайки сложена многочисленными округлыми измененными ксенолитами дунитов размером от 0,5 до 2 см; отмечены редкие включения зеленой хлоритизированной слюды размером до 1,5 см.

В ходе разведочных работ на дайке Мауд-Крик был получен один алмаз весом 0,05 кар, который был извлечен при обработке материала крупностью 0,8 мм из пробы весом 4,6 т. Пять микрокристаллов алмаза были получены при обработке 80 кг кимберлитов с крупностью зерен до 0,15 мм.

Распределение кимберлитовых минералов-индикаторов в русловом гравии ручья Мауд-Крик позволяет говорить о присутствии еще восьми или более кимберлитовых тел [107]; однако ни одно из них еще не установлено.

Петрография. Кимберлиты из краевой зоны имеют порфиристую структуру и сложены гипидиоморфными до округлых серпентинизированными зернами оливина размером от 0,5 до 4 мм. Псевдоморфозы по оливину часто окружены зернами титаномагнетита, содержащего небольшую примесь хрома (рис. 44, 45). В некоторых образцах обычны неровные пластинки светло-коричневого до бесцветного флогопита размером до 1,5 мм, частично замещенного бледно-зеленым хлоритом. Слюда включает небольшие зерна шпинели и мутные пятна лейкоксена. Основная масса содержит много вторичного кальцита и акцессорного апатита, сфен, перовскит и ксенотим.

Образцы из центральной зоны сильно карбонатизированы и состоят из небольших округлых серпентинизированных ультраосновных включений диаметром 0,5–2 см и, реже, из округлых зерен пикроильменита размером до 1 см. Основная масса сложена карбонатом, хлоритом, слюдой, зернами хромита и вторичной шпинелью (рис. 43). Присутствуют также редкие макрокристы пироба и хромдиоксида. Во включениях распознаваемых реликтовых структур не сохранилось, и обычно они сложены серпентином, в котором развиты жилковатые выделения вторичного магнетита. Многие из включений окаймлены хлоритом и узкой зоной волокнистого кальцита. Менее измененные участки основной массы сохранили структуру, близкую к структуре кимберлитов периферийной зоны. Порода в це-



Рис. 43. Микрофотография кимберлитов Мауд-Крик с округлыми серпентинизированными дунитовыми нодулями в основной массе, сложенной карбонатом, серпентином, хлоритом и вторичной шпинелью (GSWA 65992).

лом пронизана поздними кальцитовыми прожилками шириной около 0,2 мм.

Минералогия и химизм. В дайке Мауд-Крик не было обнаружено ни одного макрокристалла шпинели. Результаты химических анализов шпинелей из основной массы, которые граничат с псевдоморфозами по оливину, приведены в табл. 29 и изображены на диаграммах рис. 44 и 45. Нанесенные данные показывают некоторый разброс точек составов, но свидетельствуют об общем изменении от хромита к титаномагнетиту. Однако в середине диаграммы существует композиционный разрыв. На рис. 45 видно, что составы шпинелей из-за высоких значений отношения $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ выходят за область

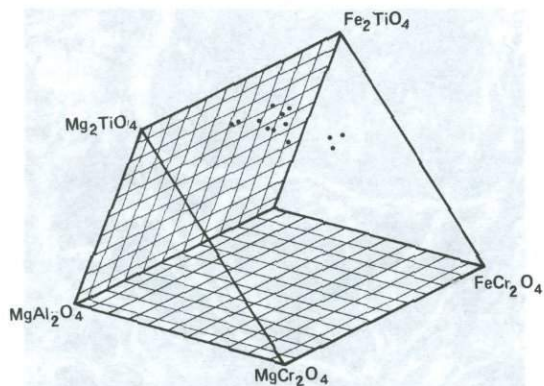


Рис. 44. Объемная диаграмма составов шпинели (содержащей Ti, Al, Cr и Fe²⁺) из основной массы кимберлитов дайки Мауд-Крик.

составов кимберлитовых шпинелей, определенную Митчеллом [249].

На диаграмме MgTiO₃-FeTiO₃-Fe₂O₃ точки составов макрокристов ильменита (рис. 46) располагаются в пределах составов кимберлитового поля, выделенного Митчеллом [246]. Точки составов

клинопироксенов, нанесенные на диаграмму Ca-Mg-Fe (рис. 47), распределяются таким образом, что некоторые из клинопироксенов могут быть отнесены к субкальциевым, как и клинопироксены из кимберлитов трубки Скерринг в Северном Кимберли. Они напоминают пироксены катаклазированных лерцолитовых включений из кимберлитов Лесото [264]. В то же время составы некоторых клинопироксенов располагаются близ поля составов клинопироксенов лерцолитовых включений из кимберлитов Лесото.

Гранаты (табл. 30, рис. 48) представлены пиропами с переменными содержаниями Ti и Cr. Типы гранатов колеблются от групп 1 и 2 до групп 9, 10 и 11 по Доусону и Стефенсу [77]. Распределение точек на диаграмме CaO-Cr₂O₃ (рис. 49) показывает, что в то время как большинство составов гранатов располагается в пределах поля составов гранатов нормальных лерцолитов, встречается также небольшое количество гранатов типа G 10 с пониженным содержанием кальция [147].

Таблица 29. Представительные анализы ильменитов и шпинелей из даек Мауд-Крик,

	Ильменит						
	1	2	3	4	5	6	7
	% по массе						
SiO ₂	н. ч.	н. ч.	н. ч.	н. ч.	0,02	0,01	0,03
TiO ₂	49,88	49,06	53,00	51,22	50,46	44,77	44,77
Al ₂ O ₃	0,34	0,67	0,72	н. ч.	0,32	н. ч.	н. ч.
V ₂ O ₃	н. ч.	0,32	н. ч.	0,43	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,31	0,61	0,48	0,42	0,99	3,20	0,71
Fe ₂ O ₃	11,57	11,70	8,77	9,30	9,23	17,09	17,61
FeO ^a	29,22	29,45	23,60	29,11	30,14	29,16	30,51
MnO	0,16	0,19	н. ч.	н. ч.	0,26	0,23	0,24
MgO	8,68	8,12	13,43	9,51	8,37	6,19	5,37
CaO	н. ч.	н. ч.	0,09	н. ч.	н. ч.	н. ч.	н. ч.
Сумма	100,16	100,12	100,09	99,99	99,78	100,64	99,24
Mg ^a	34,6	32,9	50,3	36,8	33,1	27,5	23,9
	Отношение						
Cr/R ^{3+r}							
Fe ³⁺ /R ^{3+r}							

н. ч. — ниже предела чувствительности. ^aВсе Fe определялось как FeO и пересчитывалось на Fe₂O₃ и FeO по стехиометрии минерала. ^bВключая 0,66% ZnO. ^cMg = 100Mg/(Mg + Fe). ^dR^{3+r} = Cr + Al + Fe³⁺. 1, 2 — макрокрист ильменита, Мауд-Крик; 3, 4 — макрокрист ильменита, Дак-Крик; 5, 6 — макрокрист ильменита, Девилс-Элбоу 3; 8–11 — макрокрист хромита, Девилс-Элбоу 3; 12–15 —

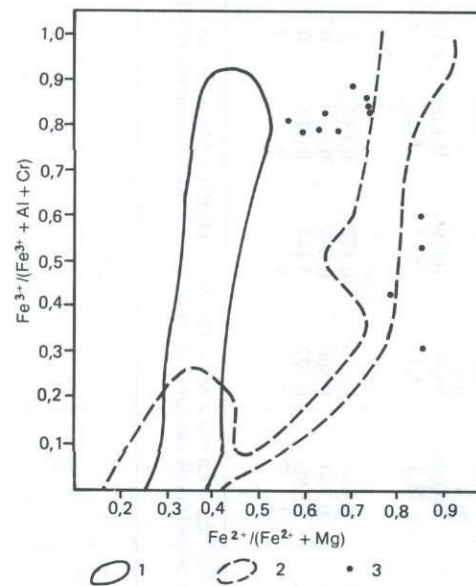


Рис. 45. Зависимость отношений Fe³⁺/(Fe³⁺ + Al + Cr) и Fe²⁺/(Fe²⁺ + Mg) для окисленных шпинелей из основной массы пород дайки Мауд-Крик. 1 — шпинели из основной массы кимберлитов (Джос, Пьюиук, Хатциум, Уисслтон); 2 — шпинели из основной массы лампроитов (Пайлот-Бьютт, Прери-Крик, Джамилла, Хиллс-Поунд); 3 — шпинели из основной массы дайки Мауд-Крик (1–3 — по Митчеллу).

кое, а содержания SiO₂ (около 23,1%) и MgO (только 9%) являются низкими для кимберлитовых пород. Щелочи были почти полностью вынесены. Характер распределения рассеянных элементов показывает, что наряду с высокими концентрациями Cr, Ni и Co в породе присутствуют в количествах, типичных для кимберлитов, такие элементы, как Nb, Sr, Ba и Zr. На диаграмме Nb-Zr (см. рис. 11) состав пород Мауд-Крик располагается ближе к полю кимберлитов, чем к полю лампроитов.

Петрографическое изучение показывает, что породы дайки Мауд-Крик яв-

Очень сильная карбонатизация пород дайки отражена в анализах табл. 28. Содержание оксида кальция (23,4%) высоко Дак-Крик и Девилс-Элбоу 3

	Хромит				Шпинель				
	8	9	10	11	12	13	14	15	
	% по массе								
н. ч.	0,03	0,04	0,10	н. ч.	н. ч.	н. ч.	н. ч.	н. ч.	
0,01	1,28	1,61	1,91	13,44	12,40	18,18	10,27	10,27	
24,59	10,67	3,49	5,58	7,01	3,90	7,17	12,26	12,26	
45,66	49,95	61,59	55,91	н. ч.	н. ч.	0,27	н. ч.	н. ч.	
0,65	8,66	5,28	5,08	40,48	41,75	12,67	33,73	33,73	
13,94	17,60	15,05	20,19	27,45	26,32	40,31	35,97	35,97	
0,52	0,59	0,69	0,65	1,07	1,34	2,21	0,93	0,93	
13,90	10,73	11,89	8,71	10,55	8,66	4,21	3,59	3,59	
н. ч.	0,01	н. ч.	н. ч.	н. ч.	0,30	н. ч.	0,30	0,30	
99,28	99,53	99,64	98,13	100,00	100,00 ^b	100,00	100,00	100,00	
64,1	52,8	58,5	43,9	40,7	37,0	15,7	15,1	15,1	
0,550	0,674	0,855	0,810	—	0,093	0,395	0,056	0,056	
0,008	0,111	0,070	0,070	0,787	0,792	0,321	0,602	0,602	

шпинель из основной массы, Мауд-Крик. Анализы 1–4, 12–15 сделаны на ЕДС (аналитик А. Бинн, CRAE), анализы 12–15 приведены к 100%, анализы 5–11 сделаны на СВД (метод РФА с применением спектрометра с волновой дисперсией. — Ред.) и взяты из работы [24].

Таблица 30. Типичные анализы диопсида и граната из даек Мауд-Крик и Девилс-Элбоу 3

Диопсид	Гранат											
	Мауд-Крик				Мауд-Крик				Дэвилс-Элбоу 3			
	1	2	3	4	1	2	3	4	5	6	7	8
	% по массе											
SiO ₂	54,23	53,81	56,11	55,91	41,93	42,25	41,06	41,94	41,07	41,89	41,25	43,43
TiO ₂	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.	0,21	н.ч.	0,74	0,95	0,11	0,01	0,03
Al ₂ O ₃	3,60	2,79	1,21	1,42	17,49	20,88	17,51	21,67	21,30	17,63	16,96	21,82
Cr ₂ O ₃	1,42	1,22	1,48	1,02	8,40	3,85	8,16	0,92	0,85	7,38	8,32	2,05
FeO ^a	1,40	1,60	2,88	3,58	5,78	6,12	7,13	10,05	11,52	6,97	7,08	7,75
MnO	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.	0,32	0,26	0,16	0,32	0,34	0,47	0,48	0,35
MgO	15,74	16,93	20,53	20,65	22,27	21,69	19,45	20,19	19,48	19,62	18,73	20,34
CaO	22,27	23,13	16,49	16,39	3,80	4,73	6,52	4,17	4,48	6,87	7,26	5,38
Na ₂ O	1,22	0,52	1,07	1,05	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.	н.ч.	—	—	—
Сумма	99,88	100,00	99,77	100,02	99,99	99,99	99,99	100,00	99,99	100,95	101,09	101,16
Mg ^b	95,2	95,0	92,7	91,1	87,3	86,3	92,9	78,2	75,1	83,4	82,5	82,4
	Отношение											
Ca ^b	0,492	0,483	0,348	0,342	0,097	0,119	0,167	0,104	0,110	0,172	0,187	0,135
Mg ^b	0,484	0,491	0,604	0,600	0,788	0,760	0,691	0,700	0,668	0,684	0,671	0,712
Fe ^b	0,024	0,026	0,048	0,058	0,115	0,120	0,142	0,196	0,222	0,144	0,142	0,152
Кластерные группы	—	—	—	—	10	9	9	1	2	9	9	9

н.ч. – ниже предела чувствительности. ^aВсе Fe определялось как FeO. ^bMg = 100 Mg/(Mg + Fe). ^cCa = Ca/(Ca + Mg + Fe), Mg = Mg/(Ca + Mg + Fe), Fe = Fe/(Ca + Mg + Fe). Анализы пород из дайки Мауд-Крик сделаны на ЕДС (аналитик А. Бинн, CRAE), три анализа пород из дайки Дэвилс-Элбоу 3 анализировались на СВД [124]. Кластерные группы по работе [77].

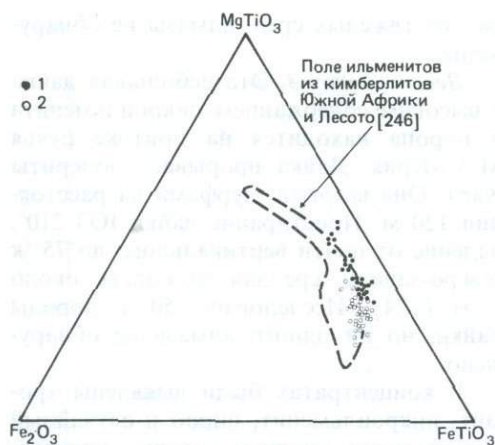


Рис. 46. Распределение на диаграмме $MgTiO_3-FeTiO_3-Fe_2O_3$ составов макрокристов ильменита из кимберлитов даек Мауд-Крик и Дак-Крик. 1—ильменит из дайки Дак-Крик; 2—ильменит из дайки Мауд-Крик.

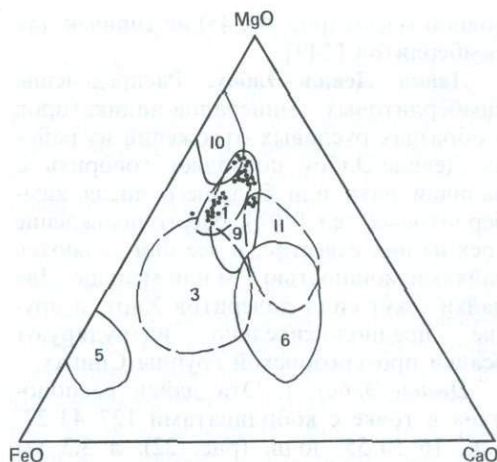


Рис. 48. Диаграмма $MgO-FeO-CaO$ для гранатов из дайки Мауд-Крик и поля кластерных групп, по Доусону и Стефенсу [77].

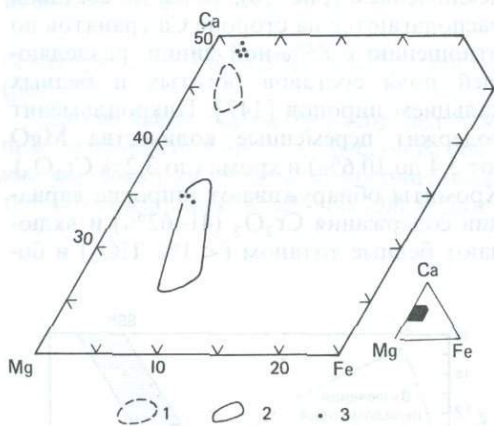


Рис. 47. Диаграмма $Ca-Mg-Fe$ для макрокристов клинопироксена из дайки Мауд-Крик. 1—поле клинопироксенов из грубозернистых ультраосновных нодулей из кимберлитов Лесото [263]; 2—поле клинопироксенов из рассланцованных нодулей из кимберлитов Лесото [263]; 3—клинопироксены из дайки Мауд-Крик.

ляются слюдистыми перидотитами, содержащими много макрокристов пикроильменита и пироба, ксенолиты дунитов и следы алмаза. В этом отношении они

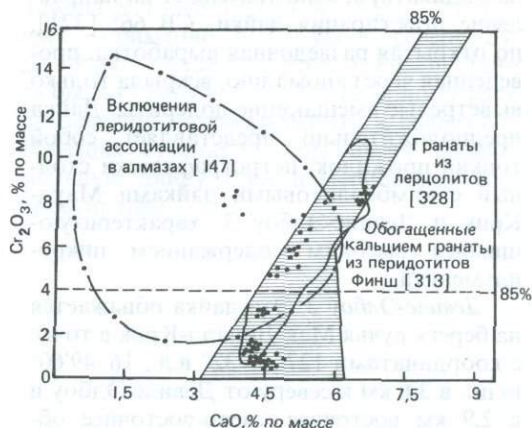


Рис. 49. Диаграмма $CaO-Cr_2O_3$ для гранатов из дайки Мауд-Крик. Обозначения полей см. рис. 18.

напоминают кимберлиты; никаких характерных для лампроитов минеральных ассоциаций (т.е. лейцита, калиевого рихтерита, прайдерита и т.д.) не было обнаружено. Распределение точек на диаграмме $Nb-Zr$ (рис. 11) наводит на мысль, что эта порода ближе к кимберлитам, чем к лампроитам, хотя состав шпинелей ос-

новой массы (рис. 44, 45) не типичен для кимберлитов [249].

Дайки Девилс-Элбоу. Распределение кимберлитовых минералов-индикаторов в образцах русловых отложений из района Девилс-Элбоу позволяет говорить о наличии пяти или большего числа кимберлитовых тел [107]. Местонахождение трех из них известно, и все они являются дайками мощностью 1 м или меньше. Две дайки секут силл долеритов Харт, а другие предположительно интродуцируют осадки протерозойской группы Спивах.

Девилс-Элбоу 1. Эта дайка расположена в точке с координатами $127^{\circ} 43' 27''$ в.д., $16^{\circ} 50' 55''$ ю.ш. (рис. 22), в 3,3 км западнее Девилс-Элбоу и в 2 км юго-западнее фюзеляжа из блестящей нержавеющей стали разбившегося вертолета «Сикамор», который является наиболее заметным ориентиром. Распределение в почве пикроильменита, этого минерала-индикатора, ясно указывает на направление простирания дайки — СВ 66° [321], но открытая разведочная выработка, проведенная через аномалию, вскрыла только выветрелые вмещающие долериты. Дайка предположительно представляет собой тонкий прожилок, петрографически сходный с кимберлитовыми дайками Мауд-Крик и Девилс-Элбоу 3, характеризующимися высоким содержанием пикроильменита.

Девилс-Элбоу 2. Эта дайка обнажается на берегу ручья Мак-Доналд-Крик в точке с координатами $127^{\circ} 45' 32''$ в.д., $16^{\circ} 49' 60''$ ю.ш., в 3,6 км к северу от Девилс-Элбоу и в 2,9 км восточнее-северо-восточнее обломков вертолета «Сикамор» [107]. Дайка имеет мощность 1 м и на выходах подверглась сильному выветриванию. Пикроильменит, обычно широко распространенный в остальных дайках района Девилс-Элбоу-Мауд-Крик, для этой дайки не характерен, но в ней широко представлен грубозернистый андрацит, похожий на гранат, обнаруженный в дайке Боу-Хилл. Порода по своему типу представляет собой, вероятно, слюдястый перидотит, родственный лампрофиру. В пробе весом 1,1 т, обработанной на сепараторе тяжелых сред, алмазы не обнаружены.

раторе тяжелых сред, алмазы не обнаружены.

Девилс-Элбоу 3. Эта небольшая дайка с высоким содержанием пикроильменита и пиропы находится на притоке ручья Мауд-Крик. Дайка прорывает долериты Харт. Она вскрыта шурфами на расстоянии 120 м. Простирание дайки ЮЗ 210° , падение от почти вертикального до 75° к северо-западу, средняя мощность около 1 м [124]. Исследовано 50 т породы дайки, но ни одного алмаза не обнаружено.

В концентратах были выявлены хромит, пикроильменит, пироп и случайный хромдиопсид, анализы которых приведены в табл. 29 и 30. Пиропы относятся к группе 9 по классификации Доусона и Стефенса [77] и отличаются широкими колебаниями в содержании Cr_2O_3 . Большинство гранатов характеризуется высоким содержанием CaO и, за редким исключением (рис. 50), точки их составов располагаются на стороне Ca гранатов по отношению к 85%-ной линии, разделяющей поля составов богатых и бедных кальцием пиропов [147]. Пикроильменит содержит переменные количества MgO (от 5,4 до 10,6%) и хрома (до 3,2% Cr_2O_3). Хромиты обнаруживают широкие вариации содержания Cr_2O_3 (41–62%) и включают бедные титаном ($< 1\% \text{TiO}_2$) и бо-

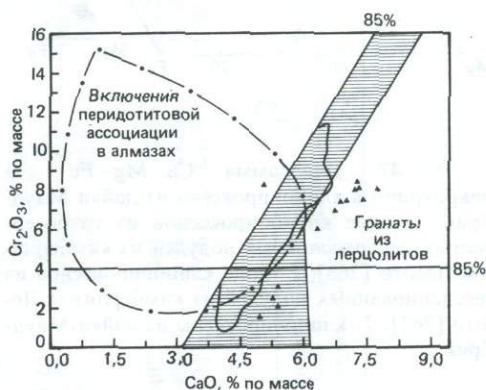


Рис. 50. Диаграмма $\text{CaO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$ для гранатов дайки Девилс-Элбоу 3. Обозначения полей см. рис. 18.

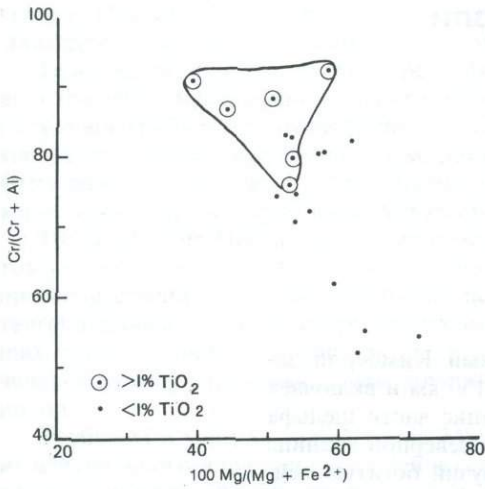


Рис. 51. Зависимость отношений $100 \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ и $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ для хромитов из дайки Девилс-Элбоу 3.

гадые титаном (до 4,3% TiO_2) разности (рис. 51).

Другие дайки. Характер распределения пикроильменита и пиропа в русловом грави указывает на наличие кимберлитовых тел, возможно даек, в районах Элги, Дан-

хем, Соу-Рейндс [108, 109, 321] и в 25 км к северо-востоку от фермы Бедфорд-Даунс [133, 132] (рис. 22). Близ фермы Бедфорд-Даунс две, видимо кимберлитовые, дайки петрографически близки к дайке Мауд-Крик, хотя они не выходят на поверхность и не вскрыты шурфами.

Дайка Дак-Крик. Судя по распределению кимберлитовых минералов-индикаторов в суглинистых образцах, дайка простирается в меридиональном направлении почти на 1 км. Она располагается в точке с координатами $126^\circ 33' 15''$ в.д., $17^\circ 7' 8''$ ю.ш. и прорывает вулканиты Уайт-Уотер. Кимберлиты содержат много пикроильменита, Тi-пироп и Сг-пироп. Анализы макрокристов пикроильменита приведены в табл. 29, а на рис. 46 видно, что по химическому составу он близок к пикроильмениту образцов из Южной Африки.

Дайка Блекфеллоу-Крик. Дайка расположена в точке $127^\circ 34' 58''$ в.д., $17^\circ 0' 40''$ ю.ш., примерно в 12 км к северу от Дак-Крик и западнее Уилсон-Ривер. Дайка была обнаружена по характерному распределению пикроильменита и граната в образцах суглинков. Она имеет максимальную длину 1 км и меридиональное простирание.

Провинция Западный Кимберли

Краткое содержание. Провинция Западный Кимберли занимает территорию протяженностью около 150 км и включает подвижную зону Кинг-Леополд и прилегающие части шельфа Леннард и трога Фицрой, расположенных на северной границе бассейна Каннинг. Известны более ста интрузий богатых лейцитом и оливином лампроитов, которые группируются в двух крупных (Эллендейл и Нунканбах) и двух меньших (Восточное поле шельфа Леннард и поле Калвинярдах) полях. Интрузии имеют миоценовый возраст (18–23 млн. лет) и характеризуются постепенно нарастающим омолаживанием с севера на юг. Вероятно, это объясняется тем, что Австралийский континент двигался на север над мантийной «горячей точкой» со скоростью около 30 мм/год. Большинство тел представлены относительно некрупными диаметрами, в которых ранняя стадия извержения сопровождалась подъемом магмы и образованием лавового озера или лавового «пузыря» в открытом жерле либо лавовой пробки или некка в канале вулкана. Обычны также отдельные дайки и силлы. Бурение многих тел показало, что раздувы в жерле следуют за узким каналом, расположенным в нескольких сотнях метров ниже современной поверхности, так что в жерле образуется тело, имеющее форму «бокала для шампанского». Крупные жерла заполнены слоистыми пирокластическими породами, сформировавшимися в результате фреатомагматической деятельности и накопления тонкозернистых пирокластов – продуктов базисной волны. Эта модель похожа на модель маарового вулканизма, но отличается тем, что здесь происходит взаимодействие магмы с грунтовыми водами в водонасыщенных осадках, а не с поверхностными водами.

Поле Эллендейл, расположенное на западной границе бассейна Каннинг, содержит 48 лампроитовых жерл на территории длиной 40 км и шириной 15 км. Они внедрялись в нарушенный фундамент подстилающей подвижной зоны Кинг-Леополд, который перекрыт относительно маломощной толщей палеозойских осадочных пород. На формирование лампроитовых интрузий, возможно, оказал влияние близлежащий разлом Оскар, который был активен с протерозоя до юры. Небольшое количество лампроитов, видимо, непосредственно связано с этим разломом и разломом, расположенным вдоль основания

хребта Нейпир. Более крупные лампроитовые жерла поля Эллендейл описаны подробно, а более мелкие — лишь кратко.

Тело Маунт-Норт слагает в рельефе выступающий холм высотой 90 м. Здесь имеются центральное магматическое ядро, сложенное грубыми флогопит-лейцитовыми лампроитами, тонкие силлы оливин-лейцитовых лампроитов и четко слоистых «песчаных» лапиллиевых туфов. Эрозия обнажила центральное ядро, для которого характерна четкая столбчатая отдельность.

Трубка Маунт-Перси состоит из небольшого тела лампроитов и лампроитовых лапиллиевых туфов. Жерло заполнено преимущественно брекчированными песчаниками. Развитие тангенциальных даек брекчированных песчаников во вмещающих породах свидетельствует о том, что размер жерла увеличился за счет сползания в него крупных блоков вмещающих пород.

Трубка 81-й мили похожа на тело Маунт-Норт. Она состоит из центрального ядра флогопит-лейцитовых лампроитов и ряда концентрических силлов, прорывающих слоистые пирокласты. Туфы хорошо обнажены и характеризуются разнообразными текстурами, указывающими на их происхождение под влиянием базисной волны. Породы тела 81-й мили отличаются от других лампроитов довольно высокими содержаниями легких РЗЭ и чрезвычайно высоким содержанием Rb (> 7000 млн⁻¹).

Тело Эллендейл 4 представляет собой необнаженное жерло площадью 76 га, образовавшееся в результате слияния нескольких соседних более мелких жерл. Интенсивное бурение вскрыло группу подводящих каналов, имеющих форму «бокала для шампанского» и заполненных различными тонкозернистыми слоистыми пирокластами. Центральное магматическое ядро, близкое по форме к «бокалу», состоит из оливиновых лампроитов, которые, вероятно, образовали лавовое озеро в открытом жерле. Тип пород определяется легко. Они содержат много макрокристов оливина с волнистым погасанием и другими структурами, свидетельствующими о деформации в твердом состоянии, и микрофенокристы оливина, погруженные в мелкозернистую основную массу из диопсида, флогопита и шпинели. В медленнее остывавшей центральной части присутствует также пойкилитовый флогопит, интерстициальный калиевый рихтерит и небольшое количество измененного лейцита. Пирокластические отложения содержат алмазы в среднем в количестве около 14 кар/100 т, однако содержание алмазов в магматическом ядре составляет только около 0,5 кар/100 т.

Тело Эллендейл 4 представляет собой типичную погребенную трубку оливиновых лампроитов, в которых содержание алмазов превышает 1 кар/100 т. В эту группу входят трубки Эллендейл 7, 9 и 11. В общем более крупные и более богатые MgO тела характеризуются более высоким содержанием алмазов, однако в богатых лейцитом трубках были обнаружены лишь единичные камни.

Тело Эллендейл 7 отличается тем, что оливиновые лампроиты прорывают более раннюю трубку лейцитовых лам-

проитов, и оба типа обломков присутствуют в пирокластических отложениях. Выявленные различия в соотношениях изотопов предполагают комагматическую связь между этими двумя типами пород.

Восточное поле шельфа Леннард состоит из разобщенной группы нечков лейцитовых лампроитов, которые прорывают граниты Леннард, и ряда трубок, включая оливиновые лампроиты трубки Биг-Спринг, прорывающие девонские известняки шельфа Леннард. Интрузии, вероятно, контролируются тектоническими структурами и связаны с основными разломами кристаллического фундамента. Трубка Биг-Спринг занимает площадь 10 га. Она оказалась местом первых находок алмазов в трубке оливиновых лампроитов.

Лампроитовые интрузии поля Калвинярдах, вероятно, структурно связаны с основными северными пограничными разломами трога Фицрой. Два крупных и пять мелких погребенных тел лампроитов внедрились на территории менее 50 км². Трубка Калвинярдах имеет площадь 124 га; это самая крупная из известных в Западной Австралии после Волжиди-Хиллс. При бурении выявлена «бокалоподобная» форма жерла, почти целиком заполненного пирокластическим материалом, за исключением небольшого нечка и силла оливин-лейцитовых лампроитов. Трубка содержит мощный центральный клин переработанных илистых туфов, переслаивающихся с маломощными горизонтами лигнина — результат отложения осадков в кратерном озере. С подобными переработанными туфами близости от трубки Лейманс-Боур-Ист связано единственное прямое доказательство наличия постэруптивных кратерных озер в лампроитовых вулканах. Все трубки области Калвинярдах содержат редкие алмазы.

Лампроиты поля Нунканбах расположены в центральной части трога Фицрой и интродуцируют породы пермского — триасового возраста в основном на южном крыле синклинали Кванбун. Интрузии, вероятно, связаны с разломами в палеозойском фундаменте, который нигде не обнажен. Все интрузии, за исключением Маунт-Абботт, обогащены лейцитом. Небольшое количество алмазов было найдено в породах Маунт-Абботт и в нескольких необнаженных телах лампроитов.

Маунт-Абботт представляет собой крупное (~90 га), слабо обнаженное жерло, выполненное грубой песчаниковой брекчией с угловатыми глыбами размером > 1 м, «песчаными» туфами, состоящими из кварцевых зерен и небольшого количества обломков лампроитов, и лампроитовыми лапиллиевыми туфами. Вершина холма сложена крупным блоком относительно ненарушенных песчаников. Лампроиты богаты оливином и не содержат минералов, типичных для лампроитов. В валовых пробах выявлено несколько алмазов и большое количество минералов-индикаторов.

Тело Мачеллс-Пирамид представляет собой заметный ориентир в рельефе и состоит из «шипа» ксенолитсодержащих диопсид-лейцитовых лампроитов, которые прорывают одно-

родную неслоистую толщу пирокластов. Подобный «шип» сваренных агломератовых лампроитов слагает вершину холма «П»-Хилл.

Маунт-Седрик – это комбинированное жерло. Главный холм состоит из центрального штока оливин-лейцитовых лампроитов, залегающих на грубозернистых туфах и брекчиях. Второй интрузивный центр – коническая дайка мелкозернистых оливин-лейцитовых лампроитов – окружает центральные интрузии диопсид-рихтерит-лейцитовых лампроитов и богатых оливин-лампроитов. Последняя интрузия содержит многочисленны макрокристы оливина с волнистым погасанием и вместе с подобными породами Маунт-Ибис и Систерс-Саут-Вест образует четко выраженный класс высокомагнезиальных лейцитовых лампроитов с содержанием MgO от 14 до 19%.

Волжиди-Хиллс – самое крупное лампроитовое тело в Западном Кимберли, имеющее диаметр около 3 км. Большая часть территории подстилается плохо обнаженными грубозернистыми измененными лампроитами, и лишь вдоль контакта наблюдается узкая краевая зона брекчированных вмещающих пород. В центральной части тела в пегматоидных жилах и шлирах присутствуют такие редкие минералы, как прайдерит, джеппеит, вэйдит, щербаковит и калиевый рихтерит.

В провинции Западный Кимберли было также обнаружено несколько изолированных лампроитовых тел. Наиболее интересные из них – Райс-Хилл, представляющее собой силл мощностью 45 м, сложенный грубозернистыми флогопит-лейцитовыми лампроитами, и Оскар – небольшая дайка оливин-лейцитовых лампроитов, содержащих неизмененную стекловатую основную массу.

Для большинства минералов, содержащихся в лампроитах, приводятся результаты анализов и вариационные диаграммы. Оливин как в виде макрокристов, так и в виде микрофенокристов имеет состав $Mg_{92-92,5}$ и отличается высоким содержанием Ni и низкими содержаниями Cr, Ti и Al. В макрокристах часто заметна обратная краевая зональность. Фенокристы флогопита нередко имеют сильно окрашенные каемки, богатые Ti и Fe; слюда основной массы обычно представлена тетраферрифлогопитом. Для слюд характерны высокие содержания TiO_2 (1–12%) и F (до 7%). Сильно плеохроичный амфибол – титанистый калиевый рихтерит – характеризуется высоким отношением $Mg/(Mg + Fe)$; содержание TiO_2 колеблется в пределах 2–7%, а суммарное содержание щелочей ($Na_2O + K_2O$) превышает 8%. К другим минералам относятся диопсид, лейцит, хромит, апатит, титанаты и Ti-Zr-силикаты. Приводятся краткие сведения о ксенокристах минералов тяжелой фракции; описан минеральный состав редко встречающихся мантийных ксенолитов.

В химическом отношении лампроиты Западного Кимберли характеризуются высокими содержаниями K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , ZrO_2 , BaO и очень низким содержанием Na_2O . Наблюдается непрерывная серия от ультраосновного перидотитового состава

ва (оливиновый лампроит) до основного состава (лейцитовый лампроит). Так как в породах отмечаются очень большие колебания в содержании MgO (от <5 до 29%), то вариационные диаграммы для основных и редких элементов, основывающиеся на 470 анализах, были построены по отношению к MgO. Лампроиты, характеризующиеся высокими содержаниями легких редкоземельных элементов и некогерентных элементов (Ba, Rb, Sr, P, Zr, Nb), имеют также высокое первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и низкое отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Распределение трубок и формы внедрения

К провинции Западный Кимберли приурочены все лампроитовые тела, открытые в Западной Австралии в ранний период поисковых работ, и первое существенное проявление алмазности в Эллендейле. На территории протяженностью 150 км известны более 100 отдельных лампроитовых интрузий. Провинция располагается вдоль юго-западной границы блока Кимберли, включая участки подвижной зоны Кинг-Леополд, шельфа Леннард и большую часть трюга Фицрой. Интрузии распределены неравномерно, образуя два крупных скопления – поля Эллендейл и Нунканбах, а также несколько более мелких групп.

Самой высокой концентрацией лампроитовых интрузий в пределах провинции Западный Кимберли характеризуется поле Эллендейл, где известно 48 тел, интродуцированных в девонские и пермские отложения шельфа Леннард. Все тела, кроме трех, внедрялись вдоль приповерхностной зоны растяжения гребня северо-западного направления, образующего ядро хребта Оскар. Остальные располагаются северо-восточнее, вдоль подножия хребта Нейпир. Большинство тел скрыто под эоловыми песками мощностью до нескольких метров. Обнаружены они геофизическими методами (см. гл. 1), после чего была проведена разведка на алмазы с помощью бурения и проходки канав. В поле Эллендейл находятся такие хорошо известные интрузии, как Маунт-Норт и жерло 81-й мили, но наибольшего внимания заслуживают несколько не обна-

жающихся на поверхности лишенных лейцита или бедных этим минералом тел оливиновых лампроитов, в частности Эллендейл 9 и Эллендейл 4¹, в которых обнаружено значительное содержание алмазов. Они являются первыми из открытых важнейших коренных алмазоносных пород в Западной Австралии.

Поле Нунканбах располагается в пределах трюга Фицрой, в центральной и южной частях синклинали Кванбун. Из 24 известных здесь интрузий 16 хорошо обнажены и включают большую часть классических примеров по Уэйду и Прайдеру [355] и Прайдеру [288]. Тело Маунт-Абботт длительное время безуспешно разрабатывалось на алмазы [199], однако впоследствии в этой и в ряде других интрузий поля Нунканбах были обнаружены алмазы, правда в небольшом количестве [34]. Трубка Волжиди-Хиллс, также находящаяся в пределах поля Нунканбах, является самым крупным лампроитовым телом из всех известных в Западной Австралии: ее диаметр равен 3 км, и в ней содержится ряд редких

¹ Нумерация тел дается в соответствии с перечнем компании CRAE P/L, в котором С № 1 по № 46 обозначены геофизические аномалии. Однако не все аномалии связаны с лампроитовыми телами, поэтому окончательная нумерация еще не проведена. В то же время доказано, что количество аномалий может не соответствовать количеству тел. Поскольку большинство тел не вскрыто, удобнее всего использовать систему CRAE, хотя хорошо разведанные и легкодоступные тела уже имели собственные наименования. Так, например, тело Эллендейл 5 – это жерло 81-й мили.

минералов, таких, как вэйдит, прайдерит, джеппеит и «нунканбахит» (щербаковит).

Небольшое скопление лампроитовых интрузий обнаружено близ северной границы синклинали Кванбун; вероятно, оно связано с разломом Пиннакл, самым крупным в системе разломов, приуроченных к северной границе трога Фицрой. В поле Калвинярдах имеется семь интрузий, расположенных вблизи фермы Калвинярдах, и до пяти или более небольших интрузий, тесно связанных с системой разломов. Только одна интрузия — Хенсонс-Боур — частично обнажена, хотя поле включает два самых крупных из известных тел — Калвинярдах (128 га) и Лейманс-Боур-Ист (103 га).

Другие скопления лампроитовых тел обнаружены в Биг-Спринг на северной границе шельфа Леннард и близ фермы Олд-Леополд, где они интродуцируют граниты подвижной зоны Леополд. В Биг-Спринг наблюдается плотная группа из пяти лампроитовых тел, в которых впервые в провинции Западный Кимберли были обнаружены алмазы. Восточная группа не столь компактна, но расположена симметрично по отношению к шельфу Леннард и подвижной зоне Леополд. Четыре лампроитовых тела, прорывающие граниты комплекса Ламбу, включая Олд-Леополд-Хилл и Прери-Хилл-Ист, обнажены, остальные четыре, которые интродуцируют девонские осадочные породы, на поверхность не выходят.

На территории провинции находится также ряд изолированных лампроитовых интрузий. Наиболее удаленными являются Брутен на юге и Маунт-Роуз на севере. Они не обнаруживают очевидных связей с любой из уже упоминавшихся групп, но четыре отдельных тела — от Камаротечиа-Крик до Оскара — располагаются вдоль линии, параллельной хребту Оскар, и, вероятно, приурочены к скрытому разлому. Точно так же тело Райс-Хилл изолировано от соседних полей Калвинярдах и Нунканбах, а тела Кальеда и Систерс («Сестры») могут быть исключены из поля Нунканбах.

Формы внедрения. Лампроитовые тела Западного Кимберли характеризуются разнообразной формой. Это могут быть дайки, силлы, некки и диатремы. Однако большинство интрузий имеет сложное строение и представляет собой сочетание тел по крайней мере двух форм. Вопреки мнению Прайдера [288] здесь отсутствуют свидетельства выхода лав на поверхность, хотя магма, вероятно, заполняла открытые жерла многих диатрем, образуя лавовые озера или «пузыри».

На последней стадии формировались небольшие дайки. Так, например, в Мачеллс-Пирамид ряд маломощных (до 1–3 м) даек радиально расходятся от центрального жерла. Единственные хорошо обнаженные тела, где преобладают дайки, — это Оскар (рис. 137) и Олд-Леополд-Хилл (рис. 97). В обоих случаях лампроитовая магма заполнила, видимо, трещины растяжения; свидетельства эксплозивной деятельности здесь отсутствуют.

Для многих диатрем характерно развитие небольших силлов. Так, они образуют главную часть центрального комплекса 81-й мили. Тем не менее известны только три силла, которые не связаны с жерлами извержения: в Райс-Хилл, Элендейл 2 и Неррима. Хорошо обнаженный силл Райс-Хилл имеет мощность около 4 м и залегает согласно в слегка наклоненной слоистой песчанниковой толще (рис. 133).

Подавляющее большинство лампроитовых тел в Западном Кимберли в той или иной степени ассоциируется с эксплозивной вулканической деятельностью, продукты которой сейчас представлены разнообразными туфами и брекчиями. В некоторых некках пирокластические породы могут присутствовать в незначительных количествах: тело состоит преимущественно из центрального ядра, сложенного гипабиссальными лампроитами. С другой стороны, существуют диатремы, в которых гипабиссальные породы встречаются редко или полностью отсутствуют и тела состоят почти целиком из туфов и брекчий. Наиболее же обычная для всей

провинции ситуация – это совместное нахождение диатремы и гипабиссальных пород в одном и том же теле.

Самый яркий пример обнаженной вулканической пробки представляет собой тело Брутен (рис. 135), в котором небольшой лампроитовый шток диаметром 50 м полностью обнажен и на 10 м возвышается над коническим пьедесталом вмещающих осадочных пород, перекрытых делювием. Цилиндрическая форма тела хорошо прослеживается по радиальным и тангенциальным трещинам отдельности на вершине обнажения, а также по горизонтальной и столбчатой отдельности по бокам тела. Шток занимает «пузырь» – локальное расширение на одном конце короткой, выполненной брекчией дайки. По периферии шток окаймлен узкой (< 1 м) прерывистой зоной брекчий. В качестве противоположного примера можно привести гораздо более крупный шток Мачеллс-Пирамид (рис. 107), который окружен туфовой или брекчиевой зоной шириной 30 м.

Определенное количество необнаженных лампроитовых тел, в частности в поле Эллендейл, представляют собой выполненные пирокластами диатремы, текстуры которых были выявлены при бурении на алмазы. Однако наилучшим примером такого обнаженного тела считается Уайт-Рокс (рис. 131) в поле Нунканбах, где гипабиссальные интрузии последней стадии формирования занимают только небольшую часть жерла, а остальная часть заполнена преимущественно лампроитовыми лапиллиевыми туфами, которые местами имеют хорошую слоистость. Маунт-Абботт (рис. 105) представляет собой четко выраженную диатрему, в которой основным типом обнаженных пород является очень грубая валунная брекчия вмещающих пород, нарушенная и пронизанная прожилками «песчаных», лампроитовых и лапиллиевых туфов.

Лампроитовые интрузии Западного Кимберли чаще всего свидетельствуют о развитии ранней взрывной фазы, во время которой сформировались туфы и

брекчии, после чего последовал этап спокойного внедрения центрального гипабиссального штока или комплекса силлов и штоков. В наиболее обнаженных телах можно видеть, что пирокластические отложения не имеют заметной расслоенности и хаотически заполняют жерло. Тем не менее пирокласты Маунт-Седрик, Маунт-Ибис и частично жерла 81-й мили хорошо расслоены, а данные бурения и шурфования многих тел в поле Эллендейл позволяют предположить, что образование слоистых туфов является скорее нормой, нежели исключением. Центральным гипабиссальным ядром интрузии может оказаться простой шток, такой, как в Нунканбах-Хилл, или комплекс штоков, как в Маунт-Седрик. В жерле 81-й мили ранний силловый комплекс, внедрившийся в слоистые туфы, в свою очередь интродуцирован более поздним центральным штоком.

Приповерхностную форму большинства лампроитовых тел определить трудно. Некоторые небольшие неки представляют собой простые трубки с контактами, близкими к вертикальным, в то время как ряд более крупных вулканических трубок характеризуется резким сужением с глубиной. Данные разведочного бурения нескольких трубок в пределах полей Эллендейл и Калвинярдах свидетельствуют об одинаковом характере изменения формы жерл, которые быстро сужаются с глубиной, превращаясь в очень узкие тела уже на глубине нескольких сотен метров [8]. Таким образом, общая форма трубок напоминает «бокал для шампанского». По данным бурения, центральное магматическое ядро имеет сходную форму: узкое тело с уменьшением глубины постепенно расширяется и приобретает форму, видимую на современной поверхности. В ряде интрузий скважины прошли магматические породы и достигли подстилающих туфов. Большинство тел более или менее изолировано друг от друга, и их образование, видимо, связано с некоторой ослабленной зоной в подстилающем фундаменте. Однако расположение жерл на одной линии

и их близость к другим жерлам позволяют предположить, что дайкоподобный источник находился на небольшой глубине.

Вполне возможно, что большинство более крупных лампроитовых тел приспосабливается к такой форме «бокала». Этим они значительно отличаются от тел «морковкообразной» формы, предложенной [171] для кимберлитовых трубок в Южной Африке, где границы трубки падают наклонно вовнутрь под углом 80° и более и диатрема достигает больших глубин. Дальнейшие различия наблюдаются в близости диатремы и пород гипабиссальных фаций лампроитовых жерл, а также в слоистой природе большинства лампроитовых пирокластических отложений. Согласно модели кимберлитовой трубки, диатрема выполнена одной или несколькими «столбами» хаотического туфа и брекчии, а гипабиссальные фации, питающие дайки и силлы, встречаются только на большой глубине, близ места, из которого трубка начинает расширяться. Для лампроитовых трубок обычна ситуация, при которой магматические породы прорывают пирокласты и занимают в жерле более высокий уровень. Считается, что туфы в кимберлитовой трубке редко бывают слоистыми, за исключением тех участков, где они были смыты обратно в трубку с внешнего туфового кольца [171, 70]. Однако в лампроитовых трубках Западного Кимберли обычно хорошо развита расслоенность, которая, как это было подтверждено бурением, продолжается во всей пачке пирокластических пород. Некоторые слои могли сформироваться в результате перетолжения в воде, но в большинстве случаев расслоенность связана с вулканическими процессами, сходными с процессами, приводящими к образованию пирокластических отложений базисной волны. Такие отложения, часто тонкослоистые и косослоистые, формируются при вулканических взрывах, характерных для мааров [111, 110].

Мааровый вулканизм — это фреатомагматическая эксплозивная деятель-

ность, которая является результатом взаимодействия поднимающейся магмы с грунтовыми водами [222, 223]. Продукты такого вулканизма включают пепловый дождь и пирокласты базисной волны, состоящие из ювенильных и вмещающих пород. Увеличение жерла сопровождается сползанием вовнутрь материала вмещающих пород по кольцевым разломам и проседанием с сохранением слоистых туфовых отложений. Классическими примерами таких диатрем, заполненных пирокластами, считаются диатремы массива Эйфель в ФРГ, Центрального массива во Франции [222] и побережья Файф в Шотландии [121]. В Шотландии известны случаи проседания по крайней мере на 500 м. Сходство слоистых туфов в маарах и в ряде лампроитовых тел Западного Кимберли очевидно, однако в лампроитах туфы размещаются в жерлах типа «бокала для шампанского» и не обнаруживают признаков сколько-нибудь значительного проседания по кольцевым разломам. Сходная форма предположена [174] для верхних частей диатрем в Монтане, где, как считалось, форма жерла была обусловлена пологопадающими разломами, сместившими блоки вмещающих пород и ранних туфов в жерло. На глубине эти разломы постепенно переходят в кольцевые, но в Западном Кимберли, вероятнее всего, разломообразование не достигло стадии сползания.

Роль грунтовых вод в образовании лампроитовых туфов точно не известна. В отличие от европейских мааров, которые в основном сконцентрированы в долинах с плодородной почвой и поверхностными водами [222, 225], лампроитовые тела Западного Кимберли зачастую расположены на возвышенностях, которые были, весьма возможно, просто подняты в раннетретичное время. Наиболее яркие примеры слоистых туфов можно найти в поле Эллендейл, где лампроиты прорывают водонесные горизонты, например песчаники группы Грант и известняки формации Нейпир. В поле Нунканбах лампроиты внедрились в мелкозернистые

плотные песчаники, алевролиты и аргиллиты; слоистые туфы здесь менее развиты. Исключение составляют лампроитовое тело Маунт-Абботт, которое прорывает грубозернистые песчаники, и тела Маунт-Ибис и «П»-Хилл, которые находятся поблизости от реки Фицрой.

О сходстве между мааровым вулканизмом и лампроитовой интрузией свидетельствует тесная связь пирокластов с гипабиссальными интрузиями. Если приток воды во взрывающийся маар прекращается, то прекращаются и фреатомагматические взрывы, и магма может внедриться в туфы в виде neckов, даек или силлов [222]. Как отмечалось ранее, это — обычная ситуация, характерная для лампроитовых интрузий, которые в этом отношении отличаются от классической схемы формирования кимберлитовых трубок.

Ни один кимберлитовый или лампроитовый вулкан не наблюдали во время извержения, однако моделью лампроитового вулканизма могут служить маары Укинрек на Аляске, образовавшиеся в апреле 1977 г. [209]. Два небольших маара диаметром около 170 и 300 м сформировались в течение 10 дней фреатомагматической деятельности. Облака пара и пепла достигали высоты около 6 км, и на краях кратера отложилась толща туфов и лапиллей мощностью до 30 м. Глубина самого крупного кратера достигала 70 м. После нескольких дней активности образовалось лавовое озеро, застывшее в форме купола высотой 40 м. В Западном Кимберли лампроитовый вулканизм, возможно, начинался с фазы фреатомагматического взрыва. Поскольку лампроитовая магма была, видимо, более насыщена летучими компонентами, чем базальтовая магма, дающая начало большинству мааров, вода, вызывающая эксплозивное извержение, вероятно, поступала как из ювенильных магматических источников, так и за счет грунтовых вод. В процессе активности жерло расширялось частично вследствие отслаивания вмещающих пород, но в основном за счет проседания вовнутрь крупных блоков вмещающих

пород вдоль пологопадающих разрывов. Эти блоки песчаников были дезинтегрированы, и смешение их с туфами привело к образованию богатых кварцем туфов и лапиллиевых туфов в нижних частях пирокластической толщи лампроитовых трубок. Продолжающееся извержение обломочного ювенильного материала дало богатые лампроитовыми обломками лапиллиевые туфы в верхней части толщи. Прекращение поступления грунтовых вод, или, что более вероятно, изоляция жерла от грунтовых вод мощной толщей туфов, а также дегазация магматической колонны привели к завершающей стадии, развившейся в спокойной интрузии лампроитовой магмы. В некоторых трубках силлы и пробки магматического материала прорывали или смешали пирокласты, но похоже, что в ряде случаев магма достигала поверхности и образовывала лавовое озеро в кратере вулкана. Трудно составить временную шкалу этой деятельности. Небольшие маары Укинрек образовались за 10 дней, и вполне возможно, что внедрение некоторых более мелких лампроитовых тел с очень простой геологией едва ли занимало большее время. За исключением редких случаев, когда происходило разрастание смежных интрузий, только несколько наиболее крупных лампроитовых тел имеет сложное геологическое строение, которое предполагает несколько фаз активности. Таким образом, вполне вероятно, что в отдельных телах вулканическая активность длилась не более нескольких недель, а образование таких крупных интрузий, как Маунт-Абботт или Волжиди-Хиллс, заняло несколько месяцев. Однако в каждом отдельном лампроитовом поле и во всем Западном Кимберли вулканическая деятельность продолжалась значительное время; этот вопрос обсуждается ниже.

Общей чертой вулканизма маарового типа является образование в кратере лавового озера на заключительном этапе вулканической активности. В Западном Кимберли все старые туфовые «кольца» или открытые кратеры, которые сформировались

ровались в результате лампроитового вулканизма, были уничтожены эрозией, и ни одного кратерного озера не сохранилось. Тем не менее в трубке Калвинярдах мощный слой переработанных алевритовых туфов с прослоями лигнита перекрывает значительную часть трубки, и, возможно, он представляет те осадки, которые отложились в бывшем кратерном озере.

Возраст интрузии

Лампроиты Западного Кимберли имеют раннемиоценовый возраст. Последние K-Ag- и Rb-Sr-датировки [197] подтвердили раннемиоценовый возраст, полученный Уэллманом [362]. Ранее Уэллман оспаривал юрский возраст, предположенный на основании ограниченных Pb-Sr-определений [288, 206], и представил результаты определения конкордантных K-Ag-возрастов, лежащих в пределах от 17 млн. до 20 млн. лет. Последующее изучение флогопита и диопсида, выделенных из 13 лейцитовых лампроитовых интрузий, позволило определить их возраст по K-Ag-методу; возраст по Rb-Sr-отношениям определялся по парам флогопит-валовая проба, взятых из трубок Маунт-Перси, 81-й мили, Эллендейл 9 и Волжиди-Хиллс [197]. За исключением результатов по трубке Волжиди-Хиллс, Rb-Sr- и K-Ag-датировки находятся в разумном соответствии и подтверждают надежность оценки возраста интрузий по K-Ag-методу. Возраст интрузии Волжиди-Хиллс по плохо определяемой изохроне, полученный по минералам, выделенным из нескольких валовых проб, и парам флогопит-валовая проба, оказался моложе возрастов, полученных K-Ag-методом. Rb-Sr-возрасты для пород Волжиди-Хиллс считаются недостоверными с точки зрения вариаций в отношениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в интрузии и постмагматических изменений пород.

K-Ag-возрасты, по данным разных авторов [362, 197], находятся в прекрасном соответствии и определяют возраст в 20–22 млн. лет для трубок поля Эллен-

дейл на севере и в 18–20 млн. лет для трубок поля Нунканбах на юге (рис. 52), что позволяет предположить миграцию во времени вулканической активности в южном направлении. Исключением является трубка Волжиди-Хиллс, для которой был получен явно более молодой возраст – 17,5 млн. лет [197]. Этот явно аномальный возраст может быть обусловлен изотопным сдвигом в процессе медленного остывания интрузии или влиянием поздних вторичных изменений.

Миоценовый вулканизм в Западном Кимберли не совпадает ни с одним из известных тектонических событий в районе Кимберли или в бассейне Каннинг, хотя Форман и Уэлс [120] отмечали проявление диастрофизма, наклона и разломообразования в прибрежной полосе в районе Роули-Шоалс. Это никак не соответствует главной фазе деформаций и метаморфизма на Тиморе, которые связаны со столкновением двигавшегося на север Австралийского континента и внутренней дуги Банда, имевшим место в позднем кайнозое, менее 15 млн. лет назад [25].

Смещение вулканической активности во времени к югу аналогично смещению вулканизма, сопровождающего «горячие точки». Направление и видимая скорость движения Австралийского континента (Эллендейл–Нунканбах, 33 мм/год) сопоставимы с соответствующими параметрами, предложенными Уэллманом и Мак-Дугаллом [364, 365] для объяснения особенностей третичного вулканизма в восточной Австралии. Эти авторы предположили, что движение Австралии на север происходило над горячей точкой или точками со скоростью приблизительно 66 ± 5 мм/год. Такие скорости хорошо сопоставимы со скоростью спрединга (50 мм/год), который происходил вдоль Антарктического хребта в Южном океане в миоцене [361, 46, 333]. С другой стороны, Сатерленд [333] связывает кайнозойский вулканизм в восточной Австралии с движением Австралийского континента на север через области первичного спрединга в Коралловом море.

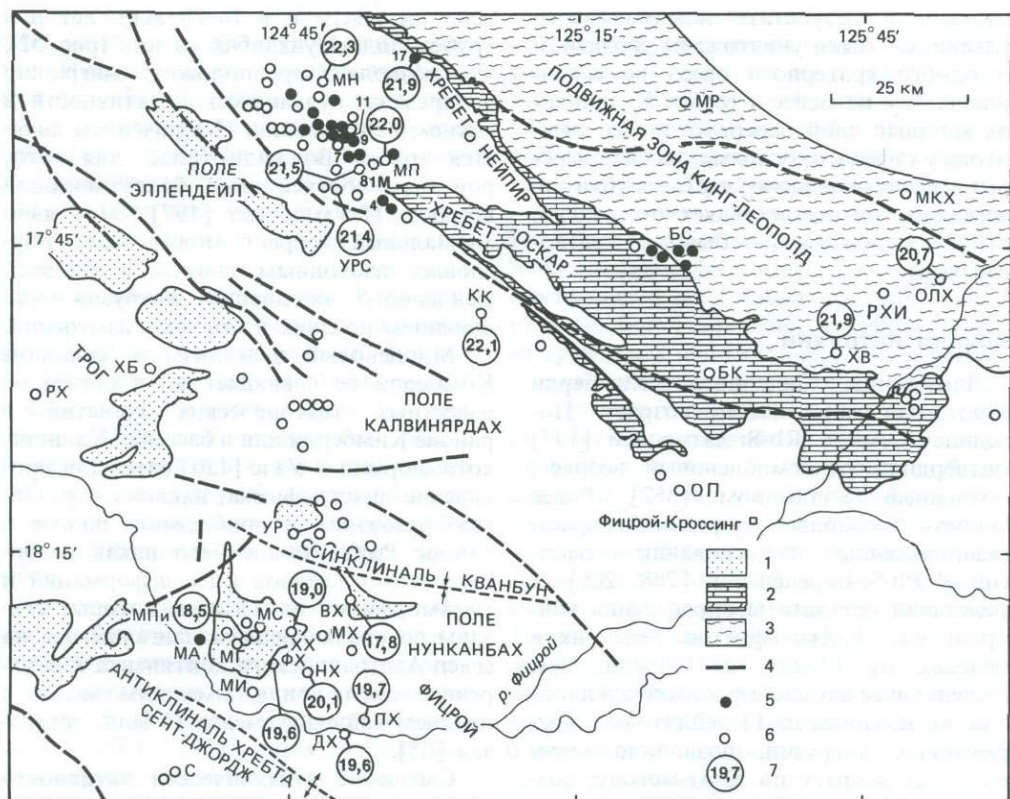


Рис. 52. Распределение лампроитов в провинции Западный Кимберли. Выделены поля Эллендейл, Калвиньярдах, Нунканбах и указан К-Аг-возраст. Главные лампроитовые тела (с севера на юг): МН—Маунт-Норт; МР—Маунт-Роуз; 4—Эллендейл 4; 7—Эллендейл 7; 9—Эллендейл 9; 11—Эллендейл 11; 17—Эллендейл 17; МП—Маунт-Перси; 81М—81-й мили; УРС—Уотер-Резерв-Силл «А»; КК—Камаротечиа-Крик; МКХ—Мак-Кирик-Хилл; БС—Биг-Спринг; ОЛХ—Олд-Леополд-Хилл; ПХИ—Прери-Хилл-Ист; ХВ—Хупер-Вест; БК—Брукинг-Крик; РХ—Райс-Хилл; ХБ—Хенсонс-Боур; ОП—Оскар-Плаг; УР—Уайт-Рок; ВХ—Волжиди-Хиллс; МС—Маунт-Седрик; ХХ—Хоуэс-Хилл; МХ—Мамилу-Хилл; МА—Маунт-Абботт; МГ—Маунт-Гита; МПп—Мачеллс-Пирамид; ФХ—Фишери-Хилл; НХ—Нунканбах-Хилл; МИ—Маунт-Ибис; ПХ—«П»-Хилл; ДХ—Джада-Хилл; С—Систерс («Сестры»). 1—пермские и триасовые осадочные породы; 2—девонские рифовые комплексы; 3—протерозой блока Кимберли; 4—разломы; 5—оливиновые лампроиты; 6—лейцитовые лампроиты; 7—изотопный возраст (модифицировано по Джейксу и др. [197]).

Совершенно иной подход предлагается на основании данных по палеомагнетизму. Херли [187] изучил лампроитовое ядро трубки Эллендейл 38 и метаморфизованные девонские известняки на расстоянии нескольких метров от контакта. Обе серии образцов показали обратную полярность и рассчитанную палеошироту $37,3^\circ$ ю.ш., которая была

сопоставлена с современной широтой 18° ю.ш. Палеомагнитный полюс должен был находиться рядом с полюсом, установленным Эмблтоном по «лучшей оценке для 25 млн. лет» [97]; тем самым подтверждался третичный возраст лампроитов. Рассчитанная скорость дрейфа Австралийского континента в северном направлении $\sim 20^\circ$ по широте за ~ 22 млн.

лет, или почти 100 мм/год, — довольно высока, но она имеет тот же порядок, что и скорость, предложенная Уэллманом и Мак-Дугаллом [364, 365].

И наконец, локальным, но тем не менее важным фактором, контролирующим распределение интрузий, является структурный фактор, а именно разломы запад-северо-западного простирания по границе с трогом Фиэрой, меридиональные тектонические трещины в блоке Кимберли и широтные кулисообразные разломы и складки в трого Фиэрой.

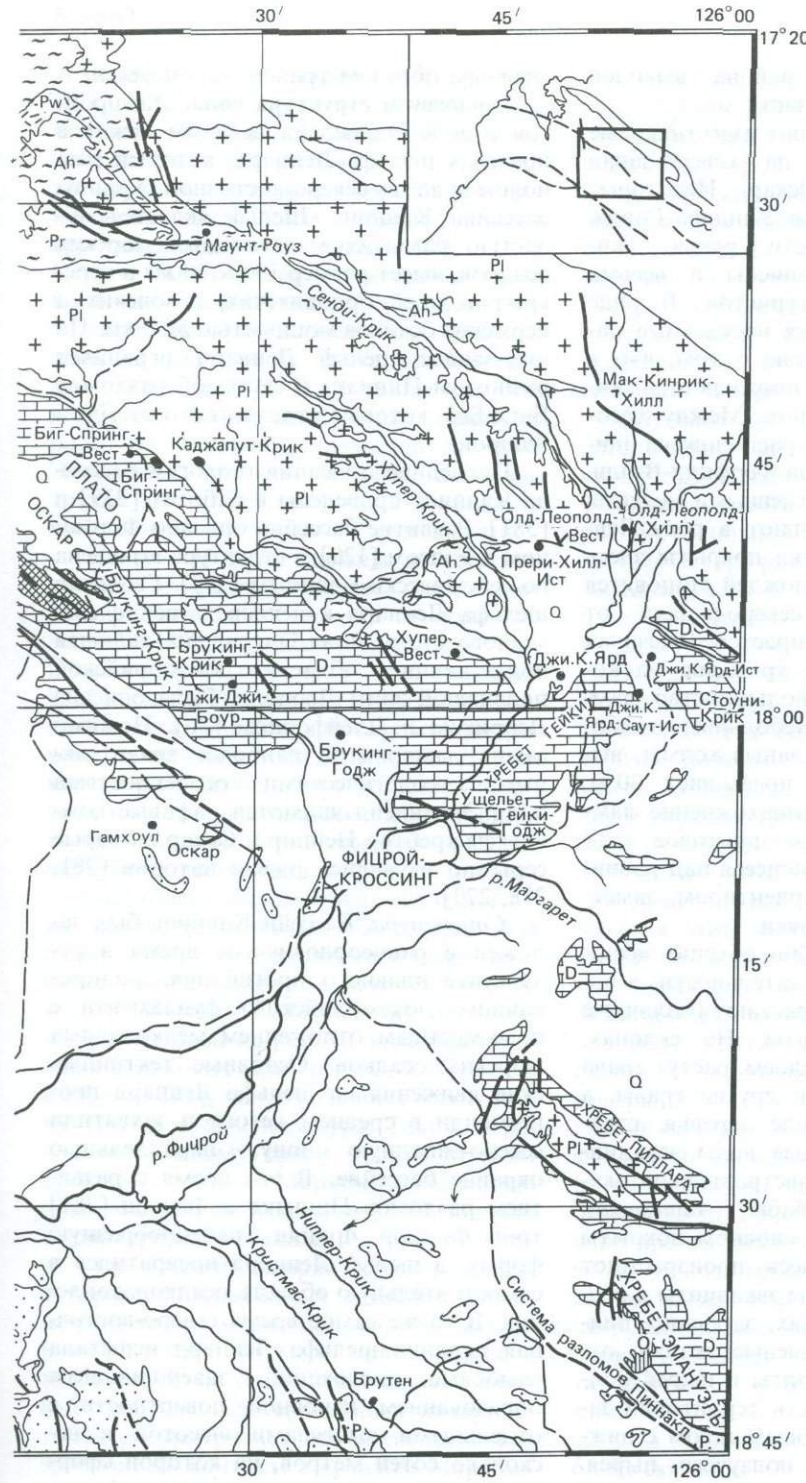
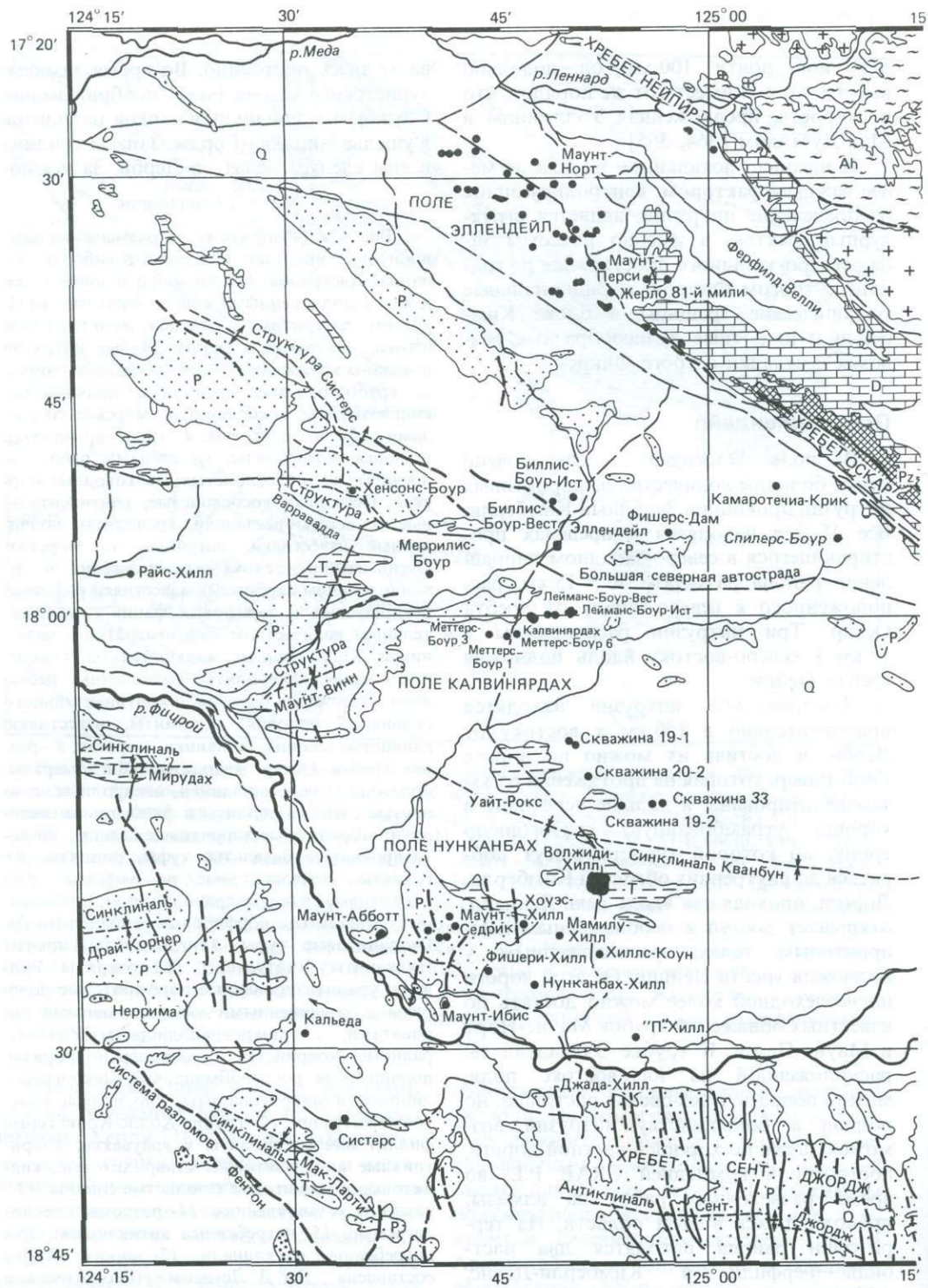
Поле Эллендейл

В поле Эллендейл сосредоточено самое большое количество лампроитовых интрузий провинции Западный Кимберли. Все 45 тел находятся в пределах простирания в северо-западном направлении района размером 40 × 15 км, расположенного к северо-западу от хребта Оскар. Три интрузии расположены в 15 км к северо-востоку вдоль подножия хребта Нейпир.

Лампроитовые интрузии находятся приблизительно в 150 км к востоку от Дерби, и достичь их можно по дороге Гибб-Ривер, которая на протяжении 65 км заасфальтирована, а дальше переходит в хорошо утрамбованную скотогонную тропу, по которой туристы могут добраться до внутренних областей Кимберли. Дорога, проходящая вдоль реки Леннард, открывает доступ к необнаженным лампроитовым телам, расположенным у подножия хребта Нейпир. От этой дороги по вездеходной колее можно доехать до известных обнажений трубок Маунт-Норт и Маунт-Перси. К трубке Эллендейл 38, расположенной на юго-востоке поля, можно попасть через овечьи пастбища, но подход к большинству интрузий возможен также по хорошей частной дороге, построенной компанией CRAE P.L. во время разведочных работ на алмазы, проводившихся в этой области. На территории района находятся два пастбища — Ферфилд и Кимберли-Даунс. Арендаторы пастбища Ферфилд прожи-

вают здесь постоянно. Во время зимнего туристского сезона (май — ноябрь) лесник Службы национальных парков находится в ущелье Уиндяна-Гордж. Запасы топлива и еды следует делать в Дерби. За исклю-

Рис. 52а. Обзорная карта размещения лампроитовых интрузий Западного Кимберли, Западная Австралия. 1 — аллювий и эоловые пески и илы с подчиненными конгломератами, калькритом, латеритом; 2 — миоцен: лампроитовые штоки, диатремы и силлы. Малые интрузии показаны кружками; 3 — юра: песчаники, тонкодо-грубозернистые; аргиллиты, подчиненные конгломераты; косослоистые, морские со следами ряби до дельтовых; 4 — триас: аргиллиты, песчаные алевролиты, со следами ряби, плосчатые до тонкослоистых; мелководные морские. Песчаники косослоистые, континентальные; 5 — пермь: песчаники, аргиллиты, подчиненные известняки; лагунные до морских. Очень немного ледниковых отложений; 6 — девон (с нижним карбоном): известняки рифовые, предрифовых и зарифовых фаций с незначительным количеством конгломератов и песчаников. Калькарениты, кальцирудиты, глинистые сланцы, алевролиты, подчиненные песчаники — отложения бассейна и континентального склона; 7 — ордовик: доломиты, известняки, глинистые сланцы, песчаники, морские; 8 — разрез хребта Оскар: кварциты, конгломераты, полевошпатовые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, филлиты и филлитовые песчаники; подчиненные хлоритовые сланцы, эпидотизированные базальты, туфы, риолиты; 9 — граниты: лейкократовые до мезократовых, биотитовые граниты; гранодиориты, подчиненные тоналиты; порфиоровые микрограниты. Риодацитовые туфы; конгломераты, аркозы (вулканы Уайтуотер); 10 — долериты Вудвард: уралитизированные порфиритовые долериты с подчиненными ультраосновными дериватами; 11 — микрогранодиориты Риченда: равномернозернистые микрогранодиориты, подчиненные роговообманковые микрогранодиориты и микротоналиты. Риолитовые пластовые интрузии; 12 — группа Холлс-Крик: серые филлитовые алевролиты и граувакки; хлоритовидные андалузитовые, ставролитовые, кианитовые и гранатовые слюдяные сланцы; 13 — разломы установленные; 14 — разломы предполагаемые; 15 — погребенные антиклинали; 16 — погребенные синклинали; 17 — дороги. Карта составлена Дж.Д. Леуисом (Геологическая служба Западной Австралии).



- | | | |
|------------|----|-----------|
| Кайнозой | 1 | Q |
| | 2 | + |
| Мезозой | 3 | ••••• |
| | 4 | — — — — — |
| Палеозой | 5 | P |
| | 6 | D |
| | 7 | O |
| | 8 | Pz |
| Протерозой | 9 | +P+ |
| | 10 | Pw |
| | 11 | +P+ |
| Архей | 12 | Ah |
| | 13 | — — — — — |
| | 14 | — — — — — |
| | 15 | — — — — — |
| | 16 | — — — — — |
| | 17 | — — — — — |

чением окрестностей района выходов известняков воды в области мало.

В рельефе преобладают известняковые утесы вытянувшихся на северо-запад хребтов Нейпир и Оскар. Некоторые места, например ущелье Уиндьяна-Гордж (рис. 55) и окрестности ручья Таннел-Крик, очень живописны и весьма привлекательны для туристов. В ряде долин и теснин имеются наскальные рисунки, свидетельствующие о том, что в прежние времена здесь проживало значительное число аборигенов. Между хребтами Нейпир и Оскар расположена широкая и плоская равнина Ферфилд-Вэлли, эродированная многочисленными мелкими ручьями, которые впадают в реку Леннард. Отдельные участки покрыты здесь черноземом и в сезон дождей становятся непроходимыми. К северо-западу от хребта Оскар простирается песчаная область с невысокими кряжами, на которой располагается большинство лампроитовых интрузий. Небольшие столбовобразные и низкие песчаные холмы, высота которых редко превышает 30 м, часто маркируют местонахождение лампроитовых трубок. Лампроитовое тело Маунт-Норт, возвышающееся над равниной на 90 м, служит ориентиром, заметным почти с любой точки.

Известняковые гребни обычно закарстованы и лишены растительности; в оврагах и ущельях произрастают различные кустарники и эвкалипты. На склонах, покрытых почвенным слоем, растут трава «спинифекс» (*Triodia*) и другие травы, а также отдельно стоящие деревья, главным образом различные виды эвкалиптов, некоторые виды австралийской акации (*Acacia*) и баобабы (*Adamsonia*). Участки чернозема в основном покрыты пыреем ползучим; здесь произрастают также отдельно стоящие эвкалипты и редкие акации. На участках, заросших пинданом, растут вечнозеленые акации, отдельно стоящие эвкалипты и пырей ползучий, но большая часть территории занята редким эвкалиптовым лесом с нижним ярусом густого ползучего пырея. Более сухие песчаные почвы покрыты

главным образом травой «спинифекс».

Геология и структура поля. Лампроитовое поле Эллендейл целиком лежит в пределах шельфа Леннард, который расположен вдоль северо-восточной окраины бассейна Каннинг. Шельф является областью развития мелководных морских осадков, имеет размер 150 × 60 км и перекрыт толщей ордовикских, девонских и пермских осадков мощностью до 3 км. На юго-западе шельф Леннард ограничен разломом Пиннакл и системой разломов Бигл-Бей, которые отделяют его от трога Фицрой.

Последние описания геологии бассейна Каннинг приведены в работах [339] и [381]. Развитие бассейна описано Форманом и Уэлсом [120], а структура выявлена по сейсмическим данным [293]. Геология шельфа Леннард и непосредственно связанного с ним поля Эллендейл, включая прилегающие области докембрийской подвижной зоны Леополд, была описана Дерриком и Плейфордом [86]. Помимо самих лампроитов наиболее значительными геологическими особенностями поля Эллендейл являются рифовые комплексы хребтов Нейпир и Оскар, которые серьезно изучались рядом авторов [281, 278, 279].

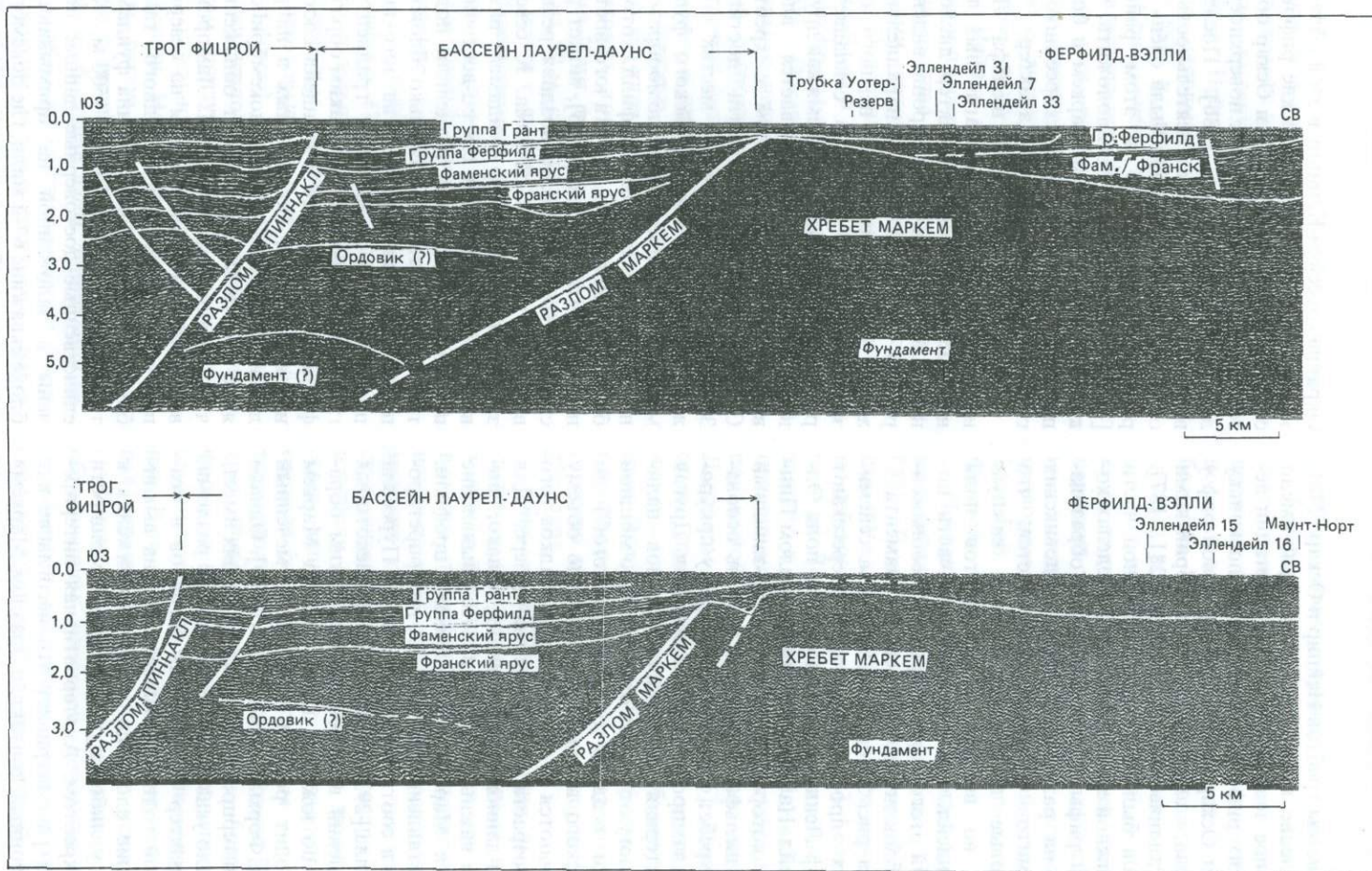
Структура. Бассейн Каннинг был заложен в раннеордовикское время в результате плавного прогибания эродированного докембрийского фундамента с повсеместным отложением мелководных морских осадков. Основные тектонические движения на шельфе Леннард происходили в среднем девоне и захватили северо-западную зону, параллельную окраине бассейна. В это время с развитием разломов Пиннакл и Фентон [381] трог Фицрой принял грабенообразную форму, а шельф Леннард превратился в самостоятельную область осадконакопления. В то же самое время северо-восточная окраина шельфа Леннард испытала глыбовые дислокации, завершившиеся образованием неровной поверхности с отдельными выступами высотой в несколько сотен метров, на которой сформировались позднедевонские рифовые

комплексы хребтов Нейпир и Оскар [278]. Выявление глыбовых дислокаций имело большое значение для интерпретации девонских рифовых комплексов, поскольку хребет Оскар возник как береговой риф у острова, сложенного докембрийскими кристаллическими сланцами [281, 187]. Остров был отделен от основной части подвижной зоны Леополд, в пределах которой рифы хребта Эмануэль образовались на разломном блоке ордовикских доломитов [278]. Представляется, что глыбовые дислокации играли важную роль во внедрении лампроитов поля Эллендейл, так как основная часть интрузий этого поля прорывает необнаженный блок докембрийского фундамента.

На рис. 53 представлены два сейсмических профиля, которые пересекают шельф Леннард поблизости от поля Эллендейл. На профилях виден разлом Пиннакл, который маркирует юго-западный край шельфа Леннард, и гребень основания, хребет Маркем, к которому приурочены лампроиты поля Эллендейл. Другая характерная особенность разрезов — наличие к югу от гребня относительно мощной толщи осадков от ордовикского(?) до пермского возраста, которые по объему отличаются от маломощных осадков того же возраста, развитых на севере. Для целей данного исследования, однако, наиболее важным представляется выявление хребта Маркем. Сейсмические профили, представленные на рис. 53, интерпретированы в соответствии со схемой Пурселла и Полла [293], за исключением некоторых изменений в номенклатуре. Таким образом, по южному крылу хребта Маркем проходит разлом Маркем, отмеченный ранее Форманом и Уэлсом [120]. Однако в неинтерпретированных профилях имеется мало указаний на присутствие разлома, а характер отраженных сигналов в осадочной толще указывает либо на выклинивание слоев по мере приближения к хребту, либо на уменьшение их мощности над хребтом. Альтернативная интерпретация рассматривает это несогласие как эрозионный контакт, а «разлом Маркем» как верхнедевонскую поверхность суши.

Окраина бассейна Каннинг в этой области эродирована [337], и девонские рифовые структуры хребтов Нейпир и Оскар образовались на эродированных поверхностях докембрийских пород [186]. Последевонская тектоническая деятельность в области шельфа Леннард была очень ограниченной, особенно в этом районе [281]. Это позволяет предположить, что контакт между хребтом Маркем и более поздними осадками имеет скорее литологический, чем разломный характер.

Изучение фундамента шельфа Леннард базируется на аэромагнитных данных [232]. Глыбовый характер дислокаций вблизи хребта Оскар хорошо виден на рис. 54. Основным разлом, параллельный хребту Оскар, расположен немного юго-западнее него и частично совпадает с разломом Пиннакл, в то время как другой важный разлом протягивается вдоль всего хребта. Здесь, рядом с хребтом Оскар, глубина фундамента достигает 3000 м, хотя в некоторых местах обнажаются породы докембрийского фундамента. Поверхностное разломообразование в породах группы Ферфилд, которая была отложена вдоль фронта юго-восточной части хребта Оскар [86], может рассматриваться как более поздняя реактивизация этой части разлома. К северозападу от хребта Оскар фундамент разорван тремя разломами северо-восточного простирания, которые разделили поднятие фундамента на несколько блоков с плавно погружающимися на юго-запад поверхностями и низкими градиентами глубин на северо-востоке. Таким образом, фундамент в области Эллендейл состоит из ряда блоков, наклоненных в направлении окраины бассейна, и докембрийское ядро хребта Оскар образует обнаженную часть одного такого блока. Лампроитовые интрузии локализованы на северном погружающемся склоне одного такого блока. Считается, что глубина фундамента достигает здесь 1000–1500 м, хотя единственные достоверные данные получены в заложной на примыкающем блоке скважине 67-й мили, где докембрийские породы были вскрыты на глубине



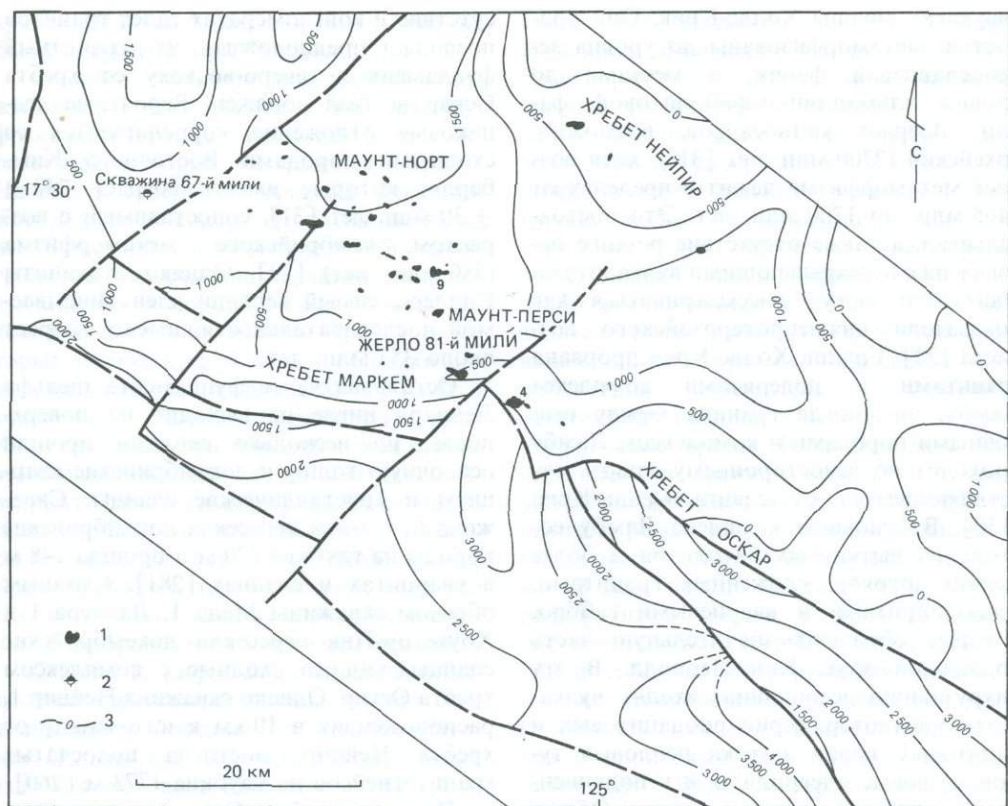


Рис. 54. Глубина магнитного фундамента для части шельфа Леннард. 1—лампроитовые интрузии поля Эллендейл; 2—скважина на воду; 3—изолинии глубин ниже уровня моря (проведены через 500 м) ([232], с изменениями).

770 м ниже современной поверхности [120].

Глыбовые дислокации этой части шельфа Леннард и прямолинейность выходов девонского рифа по окраине подвижной зоны Кинг-Леополд позволяют предположить наличие крупного разлома фундамента, расположенного вдоль подножия хребта Нейпир. Такой разлом не был выявлен ни Мак-Лином [232], ни другими исследователями, работавшими в этой части окраины бассейна. Вероятно, здесь существует моноклиальная струк-

тура или же имеется несколько параллельных, незначительных по размерам разломов. Правда, в такой же мере подобная неоднозначность в выделении разлома может оказаться результатом недостатка данных по глубоким зонам складчатого пояса.

Геология. Геологическое строение докембрийского фундамента поблизости от поля Эллендейл было описано как кратко [86], так и более детально [130], так же как и разрезы хребта Оскар [84].

Основная область развития докембрийских пород расположена к северу и востоку от хребта Нейпир и образует часть подвижной зоны Кинг-Леополд. Самые древние породы—сильно складчатые филлитовые алевролиты, песчаники и

Рис. 53. Сейсмические профили через шельф Леннард. Верхний профиль ED 81-10 (1981) выполнен компанией IEDC, нижний профиль C-3 (1970)—компанией WAPET.

граувакки группы Холлс-Крик. Они полностью метаморфизованы до уровня зеленосланцевой фации, а местами до уровня альмандин-амфиболитовой фации. Возраст метасадков, возможно, архейский (2700 млн. лет [31]), хотя возраст метаморфизма лежит в пределах от 1465 млн. до 1700 млн. лет. Это обстоятельство, а также отсутствие резкого несогласия с перекрывающимися вулканитами Уайтуотер могут рассматриваться как показатели нижнепротерозойского возраста [23]. Группа Холлс-Крик прорвана гранитами и долеритами комплекса Ламбу, но иногда граница между осадочными породами и комплексом Ламбу проходит по левостороннему сдвигу, отвечающему от сдвига Сенди-Крик [130]. В основном комплекс Ламбу состоит из вытянутых батолитов и более мелких штоков, сложенных гранитами, гранодиоритами и кварцевыми габбро, которые образуют значительную часть подвижной зоны Кинг-Леополд. В эту интрузивную ассоциацию входят вулканиты Уайтуотер, серии риодацитовых и дацитовых туфов, потоки пепловых туфов, туфовые алевролиты и в подчиненном количестве песчаные осадки. Общая мощность вулканитов может достигать 12 км. Сейчас они встречаются в виде пологопадающих пластовых тел, расположенных в узких погруженных поясах рядом с гранитными плутонами [86]. Возраст вулканитов Уайтуотер [23] равен 1940 ± 110 млн. лет, а гранитов, прорывающих вулканиты, — 1880 ± 160 млн. лет.

Обнаженная часть блока хребта Оскар сложена смятыми в изоклинальные складки и сильно нарушенными разломами докембрийскими метасадками. Преобладают кварциты, но присутствуют также несколько типов конгломератов и филлитов и в небольших количествах известняки и вулканиты. Породы падают на юго-восток, и в том же направлении происходит увеличение мощности, которая в общем составляет около 11,5 км. Степень метаморфизма ниже уровня зеленосланцевой фации [84]. Возраст осадков, вероятно, позднепротерозойский, но от-

сутствие в конгломератах галек гранитов позволяет предположить, что гранитный фундамент к северо-востоку от хребта Оскар не был обнажен. Вероятные ледниковые отложения коррелируются со сходными породами Восточного Кимберли, которые имеют возраст 740 ± 30 млн. лет [31], сопоставимый с возрастом кембрийского метаморфизма (580 млн. лет) [23]. Однако вулканиты Спилерс, самый верхний член описываемой последовательности, имеют возраст около 357 млн. лет.

Остальная часть фундамента шельфа Леннард нигде не выходит на поверхность, но несколько скважин прошли осадочную толщу и докембрийские кварциты и кристаллические сланцы. Скважина 61-й мили пересекла докембрийские породы на глубине 770 м и прошла 148 м в кварцитах и сланцах [281]. Сходным образом скважины Меда 1, Лангура 1 и Хоукстон-Пик пересекли докембрийские сланцы, видимо сходные с комплексом хребта Оскар. Однако скважина Нейпир 1, расположенная в 10 км к юго-западу от хребта Нейпир, достигла полосчатых гранитогнейсов на глубине 1773 м [260].

Породы хребта Оскар и основание шельфа Леннард в основном моложе пород подвижной зоны Кинг-Леополд и отличаются от них литологически. Весьма вероятно, что кварциты, глинистые сланцы, филлиты и подчиненные вулканиты отлагались в позднедокембрийское время в узком бассейне и позднее, в раннем палеозое, были смяты в складки и разбиты разломами в зоне между блоком Кимберли и кристаллическим фундаментом современного бассейна Каннинг.

Наиболее древними обнаженными фанерозойскими осадками в области Эллендейл, перекрывающими породы фундамента, являются девонские рифовые комплексы хребтов Нейпир и Оскар. На юго-востоке, у подножия хребта Эмануэль, обнажаются ордовикские известняки, доломиты, глинистые сланцы и песчаники мощностью до 1 км [281]. Сейсмические разрезы [293] позволили выявить ордовикские отложения к юго-западу от

хребта Маркем (рис. 53), хотя они не были встречены при бурении.

Самыми древними девонскими отложениями, относящимися к живетскому-франскому ярусам, являются конгломераты Бен, которые обнаружены в хребте Нейпир к северу от усадьбы Ферфилд. Конгломераты содержат окатанные валуны, булыжники и гальку докембрийских гранитов, кварцитов, сланцев, кислых вулканических пород, погруженных в аркозовую связующую массу [281]. В некоторых местах присутствуют обломки пород, относящихся к группе Холлс-Крик и комплексу Ламбу подвижной зоны Кинг-Леополд. Эти породы, с некоторым взаимопроникновением на контакте, перекрыты фаменскими рифовыми комплексами хребта Нейпир. Контакт между конгломератами Бен и группой Холлс-Крик, вероятно, тектонический; если это так, то можно говорить о возобновлении разломообразования в верхнем девоне.

Девонские рифовые комплексы образуют положительные формы рельефа. Эти поднятия разбросаны по всей территории Эллендейл; описаны утесы чистых известняков, возвышающиеся на 90 м над уровнем равнины. Рифы в среднем и позднем девоне росли вдоль береговой линии подвижной зоны Кинг-Леополд, где впоследствии образовался хребет Нейпир, и вокруг выступа докембрийских пород, где сформировался хребет Оскар. В целом комплекс рифовых известняков простирается почти на 350 км и имеет ширину 50 м. Он может рассматриваться как палеозойский аналог Большого Барьерного рифа [278]. Типичный рифовый комплекс состоит из фаций платформенного типа, фаций материкового склона, переходящих в фации бассейна, а на окраине платформы окраинно-рифовых субфаций — подлинного берегового рифа [280]. На территории Эллендейл эти черты хорошо видны в классическом разрезе ущелья Уиндяна-Гордж, где река Леннард прорезает хребет Нейпир (рис. 55).

В развитии рифов можно выделить два цикла: цикл Пиллара (от живет-

ского до франского времени) и цикл Нуллара (фаменский возраст) [279]. Платформенные осадки цикла Пиллара состоят из умеренно слоистых известняков, обычно залегающих почти горизонтально и содержащих большое количество органических остатков, преимущественно строматопоронидей и кораллов [59]. Франские платформы представляли собой в основном отмели со слабо расчлененным рельефом, и в результате роста рифов, построенных первоначально из строматопоронидей и цианобактерий (сине-зеленые водоросли), сформировались выступы только в позднефранское время. Цикл Пиллара завершился на границе франского и фаменского времени, когда в результате быстрой регрессии платформы поднялись выше уровня моря. Последующее погружение дало начало циклу Нуллара. Рост рифов был бурным, с преобладанием построек цианобактерий и строматолитов; платформы сложены преимущественно хорошо слоистыми отложениями тонкокристаллического калькаренита и оолитов с прослоями песчаников и алевролитов [280]. Фации материкового склона обоих циклов представлены формацией Нейпир. Она состоит из известняков, переслаивающихся с известняковыми песчаниками, конгломератами и метабрекчиями, которые рассматриваются как делювий, снесенный с растущих рифов. Обычно слоистость близ рифов падает под углом 35°, но быстро выволаживается в сторону бассейна [86].

В области Эллендейл в хребтах Нейпир и Оскар наблюдаются оба цикла рифообразования. В хребте Нейпир в ущелье Уиндяна-Гордж описан типичный разрез известняков Уиндяна (рис. 55), представляющих собой субфацию рифовой окраины цикла Нуллара. Известняки перекрывают и проникают в породы формации Нейпир, в более древние рифовые фации цикла Пиллара и в платформенные толщи. В районе хребта Оскар, согласно данным последнего картирования [187], платформенные франские фации центральной области — известняки Пиллара —



Рис. 55. Общий вид ущелья Уиндяна-Гордж – классический уступ края платформы. Слева видны погружающиеся фации континентального склона (формация Нейпир), справа – пологопадающие фации береговых рифов (известняки Пиллара) (фото П. Э. Плейфорда).

окружены одновозрастными рифами, а на севере, в Мороун-Клиффс, и на юго-западном склоне хребта сменяются фаменскими известняками Уиндяна. Северо-западный выступ хребта Оскар сложен известняками Нуллара, представленными платформенными фациями фаменского яруса. обнажения формации Нейпир обнаружены в обеих областях и подстилают всю долину Ферфилд.

Рифообразование прекратилось к концу фаменского времени, вероятно, в результате обмеления бассейна осадконакопления или увеличившегося притока терригенных осадков [281]. Завершающими были осадки группы Ферфилд [90], которые согласно отлагались на осадках межрифовых бассейнов и состояли из тонкослоистых известняков, глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Максимальная мощность группы в юго-восточной части области осадконакопления

составляет почти 900 м, но в области Эллендейл сохранилась только самая нижняя формация Гамхоул мощностью, вероятно, менее 150 м [90]. Тонкослоистые известняки с подчиненными горизонтами глинистых песчаников обнажены на большой территории севернее Маунт-Перси и, возможно, подстилают значительную часть долины Ферфилд. На территории Эллендейл породы группы Ферфилд относятся к самому позднему фамену, но в других местах возраст группы протягивается до нижнего карбона.

Крупная морская регрессия, последовавшая за отложением группы Ферфилд, в свою очередь, после периода эрозии, занявшего большую часть каменноугольного времени, сменилась отложением группы Грант позднекаменноугольного – нижнепермского возраста. Из пород группы Грант в области Эллендейл присутствует только самая верхняя толща – фор-

мация Кэрولين. Она состоит из тонко- до грубозернистых полевошпатовых песчаников, часто косослоистых, и подчиненных конгломератов. Песчаники в основном мягкие и рыхлые, за исключением тех, которые выходят на поверхность в виде отдельных столообразных вершин и затвердели из-за поверхностной силицификации. В области Эллендейл контактовый метаморфизм, обусловленный лампроитовыми интрузиями, проявляется в небольших округлых холмах, сложенных спекшимися кварцитами. Они окружают несколько трубок, в частности Эллендейл 4, 6 и 16. Несогласный контакт группы Грант виден при сопоставлении выходов в районе Маунт-Перси, где песчаники лежат на известняках Пиллара и Нуллара, и в непосредственной близости от хребта Оскар, где пермские песчаники перекры-

вают известняки Пиллара и Нуллара. Прекрасное обнажение песчаников, заполнивших девонский карст, обнаружено рядом с дорогой между жерлом 81-й мили и телом Эллендейл 4 (рис. 56). Выходы пород группы Грант простираются на север до Маунт-Норт-Крик и реки Леннард, и большинство лампроитовых тел поля Эллендейл расположено в породах этой группы. Максимальная мощность группы Грант превышает 2900 м в центральной части бассейна Каннинг, но в этой части шельфа Леннард, по данным скважины 67-й мили, мощность группы составляет только 305 м.

Осадконакопление продолжалось в течение всего пермского времени и сопровождалось отложением песчаников, алевролитов, глинистых сланцев и подчиненных известняков формаций Нунканбах и



Рис. 56. Отпрепарированный карст в девонской формации Нуллара, выполненный пермскими песчаниками группы Грант. Останцы песчаников заполняют впадины между столбами известняков; пологозалегающие песчаники видны на заднем плане.

Лайверинга, которые обнажены к юго-западу от области Эллендейл. Тем не менее самыми молодыми породами, которые интродуцируются лампроитами, являются породы группы Грант; исключение, вероятно, составляют некоторые третичные латериты.

Лампроитовые интрузии. Распределение лампроитовых интрузий в поле Эллендейл, возможно, происходило под влиянием ряда факторов, обусловленных структурой фундамента. Поле можно разделить на две части: основная группа интрузий располагается к северо-западу от хребта Оскар, параллельно ему, а вторая группа, состоящая из трех интрузий, размещается вдоль подножия хребта Нейпир. Для такого распределения нет никаких других очевидных причин, кроме основного разлома фундамента, которым определяется юго-западный фас хребта Оскар и который вызвал растягивающие напряжения в смежном блоке, включающем поднятие Маркем (рис. 54). Интрузии, расположенные вдоль подножия хребта Нейпир, могли бы быть размещены по разлому, ограничивающему шельф Леннард, хотя ни один такой разлом не был выявлен во время аэромагнитных съемок [232].

Большинство интрузий расположено в пределах двух блоков фундамента, которые были сформированы в основном на блоке хребта Маркем северо-восточными поперечными сбросами, перпендикулярными простиранию хребта Оскар. Некоторые лампроитовые тела лежат на этих поперечных сбросах или вблизи них, но тем не менее интрузии в основном не связаны непосредственно с известными разрывными нарушениями.

Возможно, самой замечательной особенностью лампроитов Эллендейл является расположение наиболее крупных тел в широтном направлении и сходная ориентировка групп более мелких интрузий. Эллендейл 9 и 4 представляют собой сложные тела, образованные путем срастания двух или более отдельных жерл, а Эллендейл 22 и 15 являются сложными вытянутыми телами, состоящими, воз-

можно, из единичных жерл. Самое заметное линейное расположение отмечено у Эллендейл 41, 42, 43 и 25; существует также несколько других широтных линий расположения тел. На линии проседания с азимутом 120° располагаются трубки Эллендейл 6 и 13.

Широтное расположение тел параллельно преобладающему простиранию структур фанерозойских пород прилегающего трога Фицрой. Линейность была интерпретирована [326, 293] как результат правостороннего сдвига в среднеюрское время. Это направление параллельно также простиранию погребенного хребта Маркем в докембрийском фундаменте под лампроитами. Сдвиг, видимо, повлиял на развитие разломов в фундаменте, но более вероятно, что широтное простирание является унаследованной чертой фундамента, интродуцированного лампроитами.

Размер лампроитовых тел поля Эллендейл на уровне поверхности колеблется от 106 га для тела Эллендейл 6 до 0,4 га для трубки Эллендейл 38. Распределение размеров тел в пределах этого диапазона обнаруживает логарифмическую зависимость, причем $2/3$ тел имеют площадь менее 10 га (см. рис. 6). Небольшая концентрация интрузий наблюдается в центральной части поля между Эллендейл 9 и 22, но не существует, однако, модели распределения лампроитов ни по размеру, ни по размещению. Подавляющее большинство лампроитовых тел никак себя не проявляет на поверхности, за исключением, может быть, каеок спекшихся вмещающих песчаников. Тем не менее несколько тел, таких, как Маунт-Норт и жерло 81-й мили, хорошо обнажены, хотя не существует никакой видимой разницы ни в типе пород, ни в форме интрузий, которая могла бы объяснить эти различия.

Как уже упоминалось ранее, лампроиты поля Эллендейл имеют миоценовый возраст (20–22 млн. лет), и все тела, кроме Эллендейл 38 и трех интрузий, расположенных вдоль подножия хребта Нейпир, прорывают нижнепермские пес-

чаники группы Грант. Не опубликовано никаких данных геоморфологических исследований по Западному Кимберли, поэтому трудно дать оценку уровню, до которого лампроиты были разрушены в процессе эрозии. Форма некоторых жерл в виде резко сужающегося книзу «бокала для шампанского», как подтвердило бурение, предполагает, что эрозия была незначительной. С другой стороны, размеры обнаженных частей трубок Маунт-Норт и Маунт-Перси указывают, что глубина эрозии в их окрестностях достигла как минимум 90 м. Спекшиеся песчаники вокруг ряда трубок (Эллендейл 6 и 7) возвышаются на 20–30 м над окружающей равниной. Наличие в районе нескольких плосковершинных столовых холмов, возможно, указывает на первичную поверхность выравнивания. Так, столовые возвышенности, соседние с Эллендейл 31 и 19, поднимаются на 20–25 м над равниной, и их поверхность явно должна была быть латеритизирована, хотя никаких следов латеритов не сохранилось. Гальки латеритов обнаружены в виде включений в пирокластах тел Эллендейл 26, 81-й мили и, реже, в других трубках. Вероятно, они связаны с существовавшими ранее латеритами, когда-то покрывавшими поверхность, реликты которой сейчас представлены вершинами столовых возвышенностей. Возраст этой поверхности не известен, но можно предположить, что в пределах Северной территории [173] самая низкая латеритизированная поверхность Уэйв-Хилл имеет миоцен-плиоценовый возраст и что она может продолжаться на территорию Северного Кимберли. Если эта поверхность коррелируется с той, что обнаружена в области Эллендейл в Западном Кимберли, то можно считать, что лампроиты интродировали латеритизированную поверхность на высоте не более 30 м или около того над современной поверхностью суши. Все данные говорят в пользу того, что продолжающаяся эрозия долин реки Леннард и Ферфилд понизила современный уровень поверхности земли здесь больше, чем в районе гребня на юге, и этим объясня-

ется более сильная эрозия Маунт-Норт и Маунт-Перси.

Ниже будут подробно описаны все обнаженные лампроитовые тела, а также ряд наиболее крупных погребенных тел, по которым имеются данные разведочных работ. Для остальных тел приводятся краткие данные и петрографические описания.

Маунт-Норт (рис. 57) является крупным ориентиром для всей области Эллендейл, особенно если смотреть на нее с северных и западных отрогов хребта Нейпир. Обрывистые утесы лампроитов со столбчатой отдельностью возвышаются над делювиальным склоном на высоту до 90 м. Холм характеризуется четкой расслоенностью: два слоя столбчатых лампроитов перекрывают лампроитовые пирокласты, переслоенные тонкими лампроитовыми силлами. Пермские песчаники группы Грант, в которые были внедрены лампроиты, обнажены только на юго-западном склоне холма, у его основания. В целом интрузия Маунт-Норт имеет овальную форму (500 × 300 м) и вытянута в широтном направлении.

Вмещающие породы, представленные песчаниками группы Грант, хорошо обнажены на юго-западной границе Маунт-Норт. Это хорошо слоистые среднезернистые песчаники, содержащие кослоистые пачки мощностью 30–40 см. Залегание слоев почти горизонтальное и нарушается только в непосредственной близости от жерла. Однако ненарушенные песчаники окаймляются более мелкими выходами брекчированных песчаников, содержащих угловатые обломки (размером до 30 см, но в основном 5–10 см), плотно упакованные в песчанистую связующую массу. Эти брекчии содержат неотчетливые обломки лампроитов и, возможно, образовались на начальной стадии эксплозивной деятельности жерла. Грубая видимая расслоенность указывает на падение брекчий под углом 45° вовнутрь. Небольшие выходы подобных песчаников обнаружены на северном склоне холма, но в них содержатся только отдельные валуны.

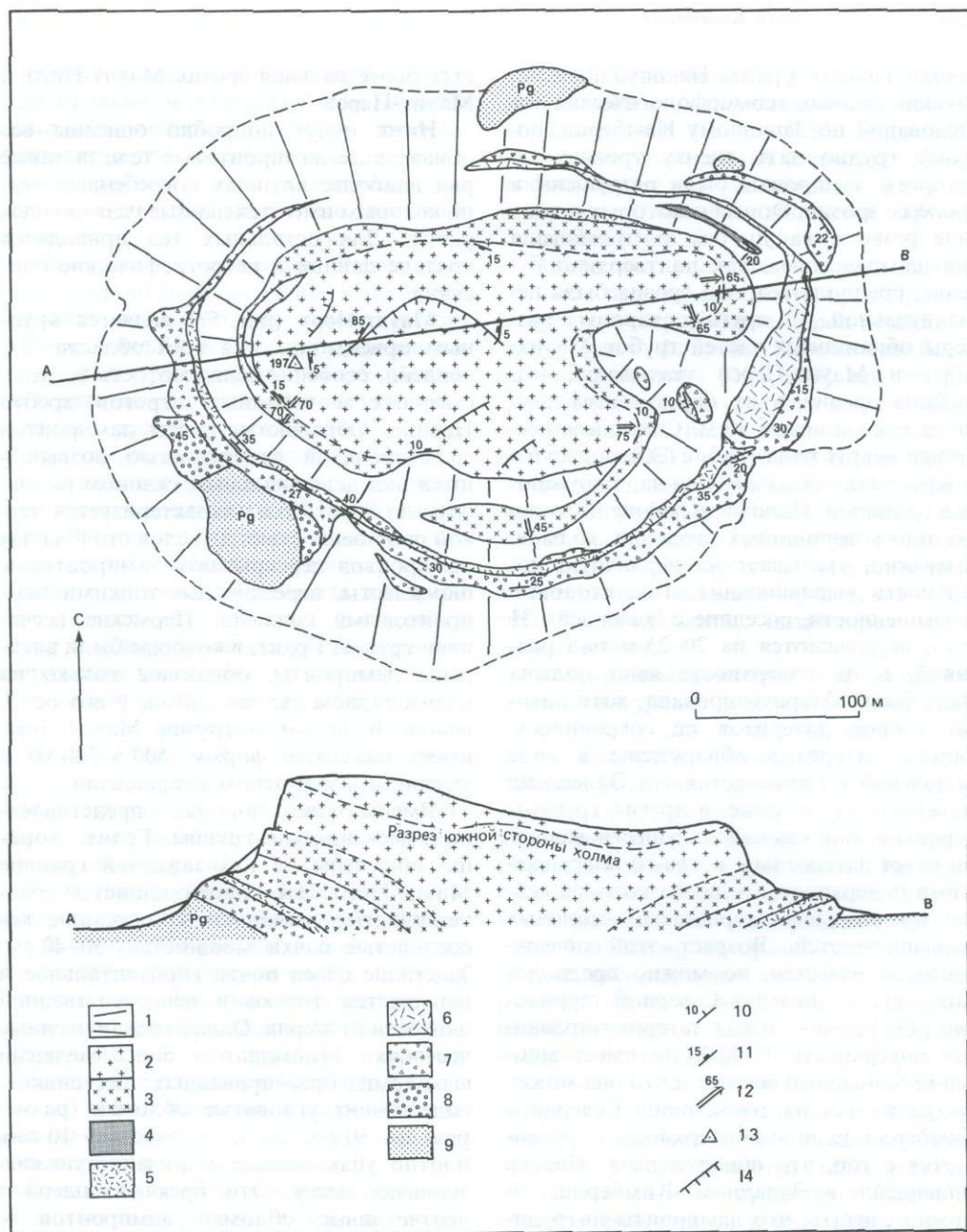


Рис. 57. Геологическая карта трубки Маунт-Норт. 1—осыпи; 2—оливин-диопсид-рихтерит-флогопит-лейцитовые лампроиты; 3—(оливин)—диопсид-флогопит-лейцитовые лампроиты; 4—оливин-рихтерит-лейцитовые лампроиты; 5—оливин-лейцитовые лампроиты; 6—флогопит-лейцитовые лампроиты; 7—лампроитовые лапиллиевые туфы; 8—брекчированные песчаники; 9—пермские песчаники (формация Грант); 10—падение слоистости и интрузивных контактов; 11—трещины отдельности; 12—столбчатая отдельность; 13—тригонометрический пункт (высота в метрах); 14—разломные уступы.

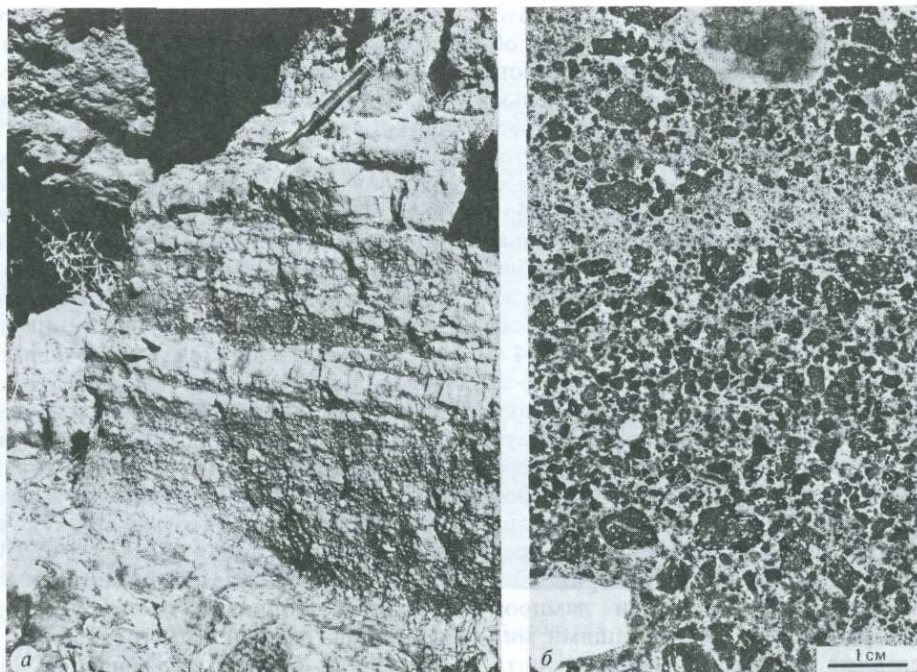


Рис. 58. Слоистые «песчаные» лапиллиевые туфы в восточной части Маунт-Норт. *а* – чередующиеся слои светлоокрашенных богатых кварцем и темных бедных кварцем «песчаных» лапиллиевых туфов с обломками вмещающих пород размером до 10 см. Видна прерывистость некоторых слоев; *б* – полированный срез этих туфов, на котором видны слоистость, ювенильные лапилли, обломки кварца и зерна кварца в интерстициях (BMR 83210319).

Самыми ранними продуктами вулканической деятельности лампроитовой трубки Маунт-Норт были пирокластические породы; они погребены под делювиальными отложениями – выветрелыми лапиллиевыми туфами и валунами из столчатых лампроитов. Наиболее типичные обнажения лапиллиевых туфов располагаются в тех местах, где туфы сохранились под силлами мелкозернистых лампроитов, особенно в южной и восточной частях жерла. Пирокласты характеризуются хорошей слоистостью, обусловленной чередованием тонких туфов, лапиллиевых туфов и туфобрекчий, в которых содержатся обломки лампроитов, песчаников и, реже, глинистых сланцев, присутствующих в разрезе в различных пропорциях. Среди выходов туфов на восточном склоне холма (рис. 58) име-

ются прекрасные обнажения мелкозернистых полосчатых туфов, характеризующихся слабо развитой косою слоистостью. Эти туфы переслаиваются с лапиллиевыми туфами, содержащими обломки песчаников размером до 5 см. Вся толща падает под углом 15° по направлению к центру жерла. На юго-восточном склоне холма в большом овраге на протяжении 30 м обнажается метровый слой туфобрекчий, содержащей множество угловатых обломков песчаников размером до 45 см. Однако в большинстве случаев обнажаются лапиллиевые туфы, содержащие в основном обломки размером менее 1 см и редко более 5 см. Слоистые породы, как правило, закрыты мелкой щебенкой, но там, где можно замерить падение слоистости, видно, что она направлена к центру жерла под углом 30° .

Обнажения пирокластов находятся под серией тонких силлов, которые образуют заметный маркирующий горизонт вокруг большей части холма. Несколько небольших выходов лапиллиевых туфов располагаются над силлами, и считается, что пирокласты подстилают наиболее глубокие слои делювия, который образовался ниже верхнего слоя грубозернистых лампроитов. Общая мощность обнаженных пирокластических пород, вероятно, местами достигает 50 м. Мощность силлов колеблется от 1 до 4 м. Возможно, они отсутствуют в северо-западном секторе горы, повсеместно занимая приблизительно одинаковое стратиграфическое положение, хотя в северо-восточном секторе два тонких линзообразных силла обнаружены выше толщи туфов. Породы, слагающие силлы, представлены в основном мелкозернистыми серыми оливин-лейцитовыми лампроитами, в ряде случаев содержащими многочисленные мелкие чешуйки флогопита.

Первоначально эти силлы были описаны как потоки [288], переслаивающиеся с туфами. Однако существование потоков маловероятно: на восточном склоне холма в разрезе утеса высотой 10 м можно видеть, как тонкие прожилки лампроитов мощностью 10–30 см, такие же, как и перекрывающий силл, секут слой туфов и, реже, тонкие лампроитовые прожилки. На западном склоне Маунт-Норт верхняя поверхность силла достаточно хорошо обнажена, и видно, что она состоит из сетки переплетающихся жил каждая мощностью до 60 см, обволакивающих линзовидные участки пирокластов, включая лапиллиевые туфы, и две крупные глыбы песчаников размером 40 см. В этом обнажении видно, что основная часть силла мощностью 2 м местами имеет пузырчатую структуру и характеризуется грубой столбчатой отдельностью с диаметром столбов 10–20 см. Здесь наблюдается нечеткая расслоенность, обусловленная расположением пузырьков параллельно падению силла под углом 35° по направлению к центру холма. Во всех обнажениях силл содержит ксенолиты песчаников и

глинистых сланцев, иногда составляющие до 5% объема породы. Хотя силл закартирован как единое тело, весьма вероятно, судя по достаточному разнообразию пород, что он состоит из нескольких интрузий. Западный и южный выходы образованы серыми, часто шлаковидными породами со столбчатой отдельностью; восточные выходы представлены выветрелыми охристо-коричневыми плотными породами, не обладающими столбчатостью. В глубоком овраге на юго-восточном склоне холма восточная часть силла залегает гипсометрически на 2 м выше, чем силл на западной стороне, но между ними не существует видимой связи.

Наиболее впечатляющими выходами в районе Маунт-Норт являются утесы со столбчатой отдельностью в двух верхних «потоках» [288] (рис. 59, 60). Верхний ряд со столбами диаметром 1–2 м достигает мощности около 30 м, в то время как нижний ряд со столбами диаметром 30–60 см имеет мощность около 18 м. Покрытый делювием выступ разделяет выходы этих рядов столбов почти по всей окружности холма. На восточной стороне столбчатая отдельность в нижнем ряду развита слабо, а нижняя часть выхода покрыта валунной осыпью. Однако на юго-западной стороне холма выходы силла не прерываются, и видно, что два силла являются частями одного и того же тела. Между этими двумя столбчатыми телами нет ни шлакового материала, ни интрузивной границы, что могло бы указывать на последовательные потоки или силлы. Наоборот, несколько небольших столбов нижнего горизонта на высоте 1 м или около того сливаются и образуют крупные столбы верхнего яруса. В полевых условиях типы пород каждого комплекса различить трудно, за исключением того, что верхний комплекс имеет несколько более грубую зернистость. Оба силла сложены грубозернистыми зелеными породами, содержащими большое количество флогопита. Два ряда столбчатой отдельности кажутся застывшим феноменом; более мелкие нижние столбы являются следствием относительно быст-



Рис. 59. Вид на Маунт-Норт с севера; видна столбчатая отдельность центрального некка (фото Дж. Деррика, ВМР).

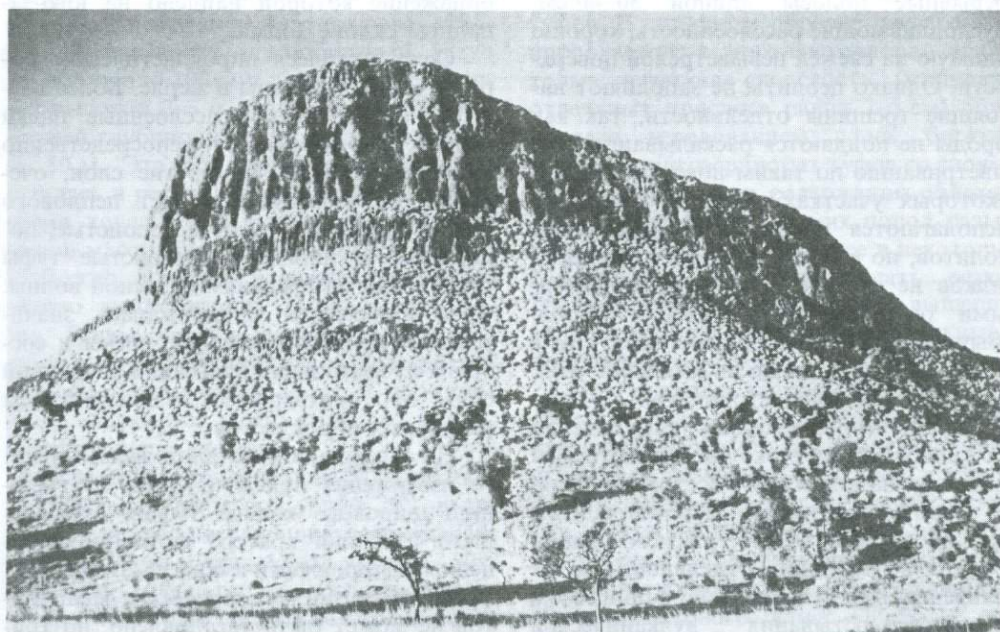


Рис. 60. Вид на Маунт-Норт с запада. Видны верхний и нижний ярусы столбчатой отдельности центрального некка, а также нижний силл под ними, в нижней части склона, заросшей травой «спинифекс» (фото Дж. Деррика, ВМР).

рого остывания магмы, вступившей в контакт с холодными и, возможно, насыщенными водой туфами, в то время как более крупные верхние столбы свидетельствуют о более медленном остывании внутренних частей магматической массы. Нижняя поверхность этой массы на контакте с туфами нигде не обнажается, а верхняя поверхность была эродирована. Возможно, что верхний лампроитовый комплекс Маунт-Норт образовывал часть крупного лавового пузыря, который заполнял жерло вулкана. Столбчатая отдельность обих рядов круто падает в сторону от холма, указывая на падение вовнутрь под углом 30° основания магматической массы.

Следующей характерной чертой, особенно в верхней части массива, является система тесно расположенных пологих трещин отдельности или плоскостей кливажа, покрытых халцедоном и/или цеолитами. Трещины имеют ширину 1–3 мм и располагаются на расстоянии 1–5 см друг от друга. При этом возникают непрерывные полосы длиной 30–40 см, обуславливающие расслоенность, хорошо видимую на свежей невыветрелой поверхности. Однако цеолиты не заполняют настоящие трещины отдельности, так как породы не поддаются раскалыванию или выветриванию по таким поверхностям. В некоторых участках чешуйки флогопита располагаются параллельно прожилкам цеолитов, но в основном положение прожилков не связано с другими характерными особенностями строения пород. Обычно прожилки наклонены вовнутрь, к центру жерла, но чаще на меньший угол, чем угол наклона столбчатой отдельности. На вершине холма углы падения прожилков могут резко увеличиваться, и прожилки на коротком расстоянии меняют свою ориентировку. Происхождение этих прожилков неясно, но несомненно, что это не трещины отдельности, и их появление, вероятно, связано с процессом позднего остывания вулканической массы.

Вулканическая толща. Тело Маунт-Норт — типичное среди многочисленных

диатрем поля Эллендейл, которые называют на начальную эксплозивную фазу извержения, за которой последовало «спокойное» внедрение магматического ядра. Однако в отличие от других диатрем трубка Маунт-Норт была эродирована, и в процессе эрозии основная часть пирокластического материала была удалена, и обнажилось центральное ядро.

Слоистость лапиллиевых туфов указывает на то, что стенки жерла наклонены внутрь под углом 30° , и это позволяет говорить о быстром сужении тела до относительно небольшого подводящего канала уже на небольшой глубине. Хотя туфы, ныне заполняющие жерло, содержат обломки вмещающих пород, на начальной эксплозивной стадии извержения большой объем осадочных пород был раздроблен и вынесен из жерла. Необнаженные базальные пирокласты, возможно, содержат большее количество чужеродного материала, однако единственным остатком начальной стадии извержения является песчаниковая брекчия, обнажение которой найдено на юго-западном склоне холма.

Сохранившиеся пирокластические породы были отложены в жерле. Более грубые и менее четко расслоенные пачки могли сформироваться непосредственно на стенках жерла, но другие слои, очевидно, образовались за счет пеплового дождя. Тем не менее четко слоистые, полосчатые и иногда косослоистые туфы родственны отложениям базисной волны. Фаза извержения продолжалась значительное, но неопределенное время и состояла из нескольких пульсаций различной силы, что подтверждается присутствием различных пирокластов.

На завершающей стадии эксплозивного извержения вулкан состоял из внешнего широкого кольца туфов, окружавшего глубокий кратер, частично заполненный пирокластическим материалом. Время интрузии магматических лампроитов не может быть установлено, но тонкие слои, прорывающие туфовые слои, возможно, представляют самый ранний магматический импульс. Завершающая

магматическая фаза представлена грубо-зернистыми столбчатыми лампроитами, которые заполняли жерло, формируя лавовое озеро или большой вулканический раздув. Развитие столбчатой отдельности предполагает, что заполненное пирокластикой жерло было относительно холодным, когда формировалось лавовое озеро, а крупная столбчатость указывает на более низкую скорость остывания внутренних частей массы.

Эрозия, продолжающаяся начиная с миоцена, уничтожила все непосредственные свидетельства конечной формы вулкана Маунт-Норт. Поверхность земли была эродирована по крайней мере на 90 м, было разрушено первичное туфовое кольцо и удалена большая часть пирокластического материала, который заполнял жерло, почти в три раза превышавшее площадь современного выхода.

Современная поверхность тела Маунт-Норт, вероятно, отвечает верхнему ярусу пород с крупностолбчатой отдельностью и связана со стадией проседания после внедрения. На вершине холма имеется несколько небольших вертикальных уступов. В частности, дугообразный уступ длиной около 100 м и вертикальной стенкой высотой 2–3 м поднимается над депрессией глубиной около 6 м и диаметром до 80 м. Эта впадина, вероятно, образовалась в результате оттока магмы в то время, когда центральные части вулканической массы все еще были жидкими, что, возможно, привело к частичному обрушению вышележащих затвердевших пород. Таким образом, уступ представляет собой небольшой разлом, развившийся в спокойно остывавшей массе и, по-видимому, маркирует место главного подводящего канала вулкана.

Основной склон вершины Маунт-Норт наклонен на восток под углом 20°, но на восточной стороне меньший по размерам блок наклонен к западу под углом ~ 30°. В нижней точке, где оба склона пересекаются, наблюдается сильная трещиноватость; небольшой ручей, текущий на юго-восток, прорезал здесь овраг с обрывистыми бортами. Прайдер [288] предложил

рассматривать это место как второй центр проседания, а также как место второго питающего канала лавового озера. Как показано в предыдущем примере, здесь эти особенности относятся к занимающим центральное положение грубо-зернистым лампроитам и не отражаются в подстилающих пирокластах. Таким образом, не исключено, что тело Маунт-Норт состоит из двух жерл, которые слились на самой поздней стадии. Однако, принимая во внимание правильную овальную форму жерла, можно считать, что первичное жерло было продолговатое, возможно дайкообразное, а на поздней стадии раздулось в одном или двух местах.

Петрография. Пирокласты. Несмотря на присутствие нескольких слоев очень крупнозернистого материала, преобладающим типом пород являются мелкозернистые лапиллиевые туфы, состоящие в основном из разрозненных кварцевых зерен, мелких ювенильных лититовых обломков вмещающих пород, заключенных в связующую массу рыхлых туфов. В типичном образце расслоенных пирокластов с юго-восточного склона холма нечеткая слоистость (мощность отдельных прослоев равна 2–5 см) обусловлена чередованием слоев богатых кварцем мелкозернистых туфов со слоями лапиллиевых туфов, содержащих обломки лампроитов и вмещающих пород размером до 1–2 см. Тем не менее в некоторых обнажениях можно наблюдать резкие границы между слоями, хотя в вышеописанном образце границы неправильные и постепенные.

Обогащенные кварцем туфовые слои состоят почти на 70% из кварцевых зерен, имеющих форму от окатанных до полуугловатых, размером ~ 0,2 мм и почти на 20% из несколько более крупных округлых ювенильных обломков лампроитов, погруженных в рыхлую связующую массу из глинистых минералов, образовавшихся из лампроитового пепла. Наиболее распространенные лапиллиевые туфы состоят на 30–50% из плохо сортированных угловатых или округлых кварцевых зерен,

на 40–60% из измененных стекловатых и пузырчатых лампроитовых лапиллей размером до 10 мм и редких ксеногенных обломков кварцитов в измененной, обогащенной глиной пепловой связующей массе. Стекловатые лампроиты иногда содержат немного кварцевых зерен или обломков раскристаллизованных лампроитов, в которых присутствуют микрофенокристи флогопита, лейцита и оливина. Сходные порфиоровые плотные лампроиты встречаются также в виде лапиллей. Обнаружено несколько сферических конкреционных лапиллей, имеющих размер 1–6 мм и состоящих из обломков кварца, спементированных глинистыми минералами, которые, возможно, первоначально представляли собой стекловатый лампроитовый пепел. В одной из таких лапиллей присутствует несколько зерен турмалина и циркона. В редких случаях количество кварцевых зерен в породе уменьшается настолько, что она переходит в лампроитовый лапиллиевый туф. В слоях более грубозернистых лапиллиевых туфов, где обломки лампроитов часто имеют размер > 10 мм, все еще содержится до 30% окатанных зерен кварца, но, кроме того, в ней присутствует значительное количество лапиллей вмещающих пород. Преобладают угловатые до полуугловатых обломки мелкозернистых песчаников и алевролитов, но наиболее примечательными являются немногочисленные нодулы железняка размером до 20 мм, которые, вероятно, были привнесены из латеритов, некогда покрывавших жерло. Не было обнаружено ни одного обломка подстилающих девонских известняков, но найдено несколько обломков тонкозернистой кремнистой породы со следами ископаемых раковин, которая, возможно, представляет собой окремненный известняк. Один такой обломок размером 30 мм похож на стагмалит в мелкозернистых туфах.

Остальные пирокласты, описанные в Маунт-Норт, отличаются от вышеописанных лишь незначительно. Образец с северного склона холма Маунт-Норт не содержит обломков ювенильного лампрои-

тового стекла, но в дополнение к кварцевым зернам он почти на 50% состоит из обломков ювенильных мелкозернистых оливин-лейцитовых лампроитов. В образце с южного склона холма отмечаются признаки того, что обломки лампроитов были выброшены в пластичном состоянии. Лапиллиевые туфы состоят из зерен кварца и угловатых лапиллей ювенильного лампроитового стекла размером 5 мм, подчиненного количества лапиллей пузырчатых лампроитов, оливин-лейцитовых лампроитов, аккреционных лапиллей и обломков вмещающих пород. Кроме того, встречаются редкие лапилли необычного типа: в одном случае – это амёбовидная масса пузырчатого лампроитового стекла, в другом – пемзовидная стекловатая масса, которая, вероятно, была окатана еще в пластичном состоянии и поэтому содержит включения богатого кварцем туфа, который вытеснил пузырьки из стекла.

Комплекс нижних силлов. Эти силлы, каждый мощностью около 2–3 м, образуют почти замкнутый пояс в нижней части Маунт-Норт (рис. 60). На основании петрографических данных и относительного стратиграфического положения силлов в толще пирокластов можно выделить по крайней мере три силла.

Самый крупный и самый низкий по своему стратиграфическому положению силл окружает южную и западную части холма. Он сложен очень тонкозернистой, серой до черной, часто пузырчатой, а вблизи контактов пемзовидной и брекчированной породой. В нем часто встречаются небольшие ксенолиты песчаников; в шлифах описаны также два небольших ксенолита плагиоклазсодержащей изверженной породы, возможно относящейся к комплексу фундамента. Породы Маунт-Норт представляют собой оливин-лейцитовые лампроиты и обычно содержат многочисленные гипидиоморфные микрофенокристи оливина размером до 1 мм. Оливин, как правило, замещен волокнистыми зелеными агрегатами вольфрамита и других глинистых минералов, хотя в одном образце содержится несколько

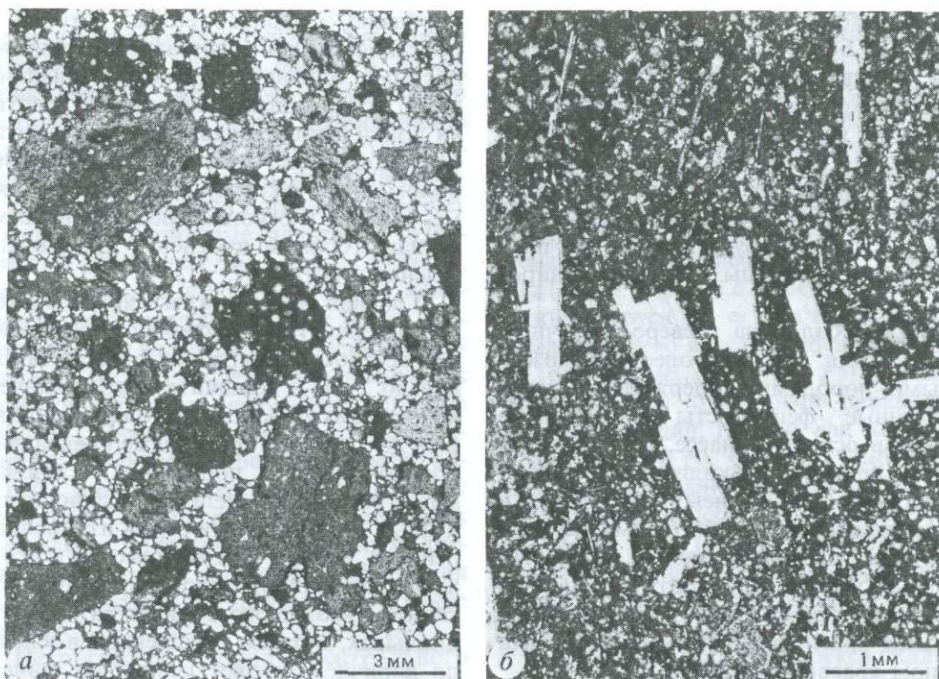


Рис. 61. Микрофотографии туфов и лампроитов из Маунт-Норт. *а* – «песчаный» лапиллиевый туф, юго-восточная часть трубки Маунт-Норт. Слабопористые плотные лапилли, образовавшиеся из стекловатого лампроита, редкие лапилли лейцитового лампроита и аккреционные лапилли в богатой кварцем туфовой связующей массе (GSWA 71807); *б* – диопсид-флогопит-лейцитовый лампроит, верхний ярус центрального некка Маунт-Норт. Заметны вытянутые чешуйки флогопита и иголки диопсида, расположенные в тонкозернистой связующей массе, состоящей из лейцита и интерстициального калиевого рихтерита (GSWA 71412).

мелких свежих зерен оливина. Основная масса изменяется от тонкозернистой до микрокристаллической и состоит главным образом из мелких идиоморфных кристаллов измененного лейцита и мельчайших призм прайдерита, заключенных либо в пойкилитовые призматические кристаллы бесцветного калиевого рихтерита, либо в мутные бурые интерстициальные глинистые минералы. В некоторых участках интерстициальный материал включает мелкие неправильной формы чешуйки флогопита, а в отдельных образцах встречаются микрофенокристи флогопита. Приконтактные фации силла представлены темной пузырчатой автобрекчированной криптокристаллической породой, в которой едва заметны мельчайшие кристаллы лейцита. Она образует

обломки и фьямме, включенные в материал сходного состава.

Восточный силл, имеющий почти такую же мощность и окружающий северную и восточную части холма, внедрен в толщу туфов на 3 м выше, чем западный силл. Он сложен светло-коричневой тонкозернистой породой, которая, как видно в шлифах, состоит из микрофенокристов измененного оливина диаметром обычно менее 0,5 мм, находящихся в основной массе, сложенной мельчайшими идиоморфными зернами измененного лейцита, мелкими чешуйками флогопита и акцессорным прайдеритом. Порода отличается от породы западного силла наличием флогопита и отсутствием калиевого рихтерита. Тонкие прожилки лампроитов, ассоциирующиеся с этим силлом на вос-

точном склоне холма, характеризуются несколько более крупными размерами зерен; оливиновые фенокристы здесь силицифицированы, а чешуйки флогопита достигают в длину 1 мм. В основной массе можно различить также небольшое количество апатита и следы диопсида. Контакты этих жил с туфами нарушены, плохо различимы и указывают, что прожилки были внедрены в неконсолидированные туфы.

Тонкий силл на северо-восточном склоне холма сложен более крупнозернистыми породами, содержащими многочисленными фенокристы измененного оливина в основной массе, состоящей из мутного лейцита, пойкилитового, сильно плеохроирующего калиевого рихтерита и интерстициального темного замутненного материала. Несколько мелких интерстициальных чешуек флогопита интенсивно окрашены и обнаруживают зональность с темными красно-коричневыми богатыми титаном краевыми зонами.

Центральное ядро. Петрографические различия между породами, образующими верхний и нижний ярусы столбчатой отдельности в пределах центрального ядра Маунт-Норт, незначительны, однако некоторые различия все же можно увидеть даже в штуфах. Обе породы плотные, среднезернистые, бледно-зеленые, с заметными фенокристами флогопита, вытянутыми в полосы. На поверхностях трещин, параллельных линейности, флогопит образует розетки размером до 5 мм. В породах было отмечено несколько измененных ксенолитов осадочных пород, а также ксенолитов лампроитов, образовавшихся на ранней стадии, размером до 10 см. Ксенолиты чаще встречаются у основания тела. Контакт между центральным штоком и подстилающими туфами перекрыт делювием, но в основании утесов на юго-западном склоне находится выход контактовой закаленной зоны, сложенной более темной мелкозернистой породой; мощность зоны достигает по крайней мере 1 м.

Под микроскопом видно, что породы контактовой закаленной зоны сходны с

породами западного силла, который ее подстилает. Они представлены мелкозернистыми оливин-лейцитовыми лампроитами, содержащими небольшие пластинки пойкилитового калиевого рихтерита в основной массе. Местами порода имеет обломочную текстуру и состоит из фьямме, капелек и осколков родственного материала. Оливин изменен и превращен в зеленый нонтронит.

Главная масса нижнего яруса сложена среднезернистой порфировой породой с множеством фенокристов флогопита длиной до 2 мм и незначительным количеством мелких фенокристов оливина размером до 1 мм, который также превращен в бледно-зеленый нонтронит. Основная масса состоит из мелких, обычно замутненных идиоморфных зерен измененного лейцита, мелких призматических и игольчатых кристаллов диопсида, чешуек флогопита и большого количества интерстициальных, мутных, окрашенных в зеленый до коричневого цвет глинистых минералов. Второстепенные и акцессорные минералы включают расположенные в интерстициях призматические выделения калиевого рихтерита, игольчатый апатит, много мелких призм прайдерита. В некоторых образцах было отмечено несколько очень мелких призм вэйдита. Фенокристы флогопита обычно слабо окрашены, имеют сдвойникованную центральную часть, которая сильно плеохроирует от почти бесцветных до бледных красно-коричневых тонов и окружена узкой оболочкой из более темной, менее плеохроичной слюды с более высокими содержаниями титана и железа. Эта оболочка обычно включает много мелких кристаллов прайдерита и небольшое количество кристаллов лейцита. Флогопит основной массы чаще всего окрашен в темный красно-коричневый цвет. В большинстве образцов микрокристы оливина замещены псевдоморфозами глинистых минералов, которые обычно составляют менее 5% породы. Первоначально кристаллы оливина имели идиоморфную или гипидиоморфную форму и часто встречались в виде небольших агрегатов.

Породы верхнего яруса Маунт-Норт очень похожи по минеральному составу и структуре на породы нижнего яруса. Единственное серьезное отличие — это постоянное присутствие и относительно более высокое содержание интерстициального калиевого рихтерита, который обычно составляет 10–15% породы и образует крупные пойкилитовые пластины, включающие прайдерит и лейцит. Оливин, представленный псевдоморфозами нонтронита, распределен в породе более равномерно, но является подчиненным минералом. Во всех исследованных образцах были обнаружены мельчайшие призмы вэйдита. Трещины отдельности, выполненные цеолитом, хорошо видны в образцах; под микроскопом они выглядят как серии субпараллельных сетчатых прожилков, сложенных бесцветным чистым цеолитом. Подобные образования иногда образуют пятна в основной массе породы.

Петрография пород центрального штока Маунт-Норт подтверждает вывод о том, что породы верхнего и нижнего ярусов образуют единую массу. Незначительные наблюдающиеся различия могли быть обусловлены различной скоростью остывания.

Химизм. Лампроиты Маунт-Норт обладают всеми отличительными химическими свойствами, характерными для лампроитов Западного Кимберли, такими, как очень высокое отношение K_2O/Na_2O (обычно > 10) и превышение молекулярного количества K_2O над молекулярным количеством Al_2O_3 . По сравнению со свитой лампроитов в целом колебания составов пород Маунт-Норт ограничены пределами, показанными в табл. 31.

Породы центрального штока имеют весьма однородный состав, характеризующийся сравнительно низким содержанием SiO_2 (обычно 45–44% в пересчете на безводный остаток), Al_2O_3 (5–7%) и K_2O (5–8%) при умеренном содержании MgO (10–12%). Этот состав близок к среднему составу лампроитов Западного Кимберли. Верхний ярус представлен породами, характеризующимися небольшим отлич-

ием в составе, за исключением незначительного уменьшения содержания MgO в породах центральной части по отношению к содержанию MgO в верхней части и в подножии. Более значительные колебания состава наблюдаются в породах нижнего яруса, включающих типы, несколько обедненные MgO (8% MgO , 47–48% SiO_2). Породы центрального штока также обнаруживают колебания отношения 100 $Mg/(Mg + Fe)$ от ≈ 67 в бедных Mg частях нижнего яруса до ≈ 76 в образцах с вершины верхнего яруса столбчатости. Однако отношение $Mg/(Mg + Fe)$ совсем не коррелируется с другими параметрами дифференциации, такими, как содержание K_2O , а также Ni , Cr и Zr . Характерной чертой пород центрального штока является высокое содержание в них TiO_2 и Ba (6,4–7,8% TiO_2 , 13 000–26 000 млн⁻¹ Ba), и эта геохимическая особенность позволяет отличать породы центрального штока от пород нижнего силла.

Породы нижнего комплекса силлов по сравнению с породами центрального штока характеризуются более высокими содержаниями SiO_2 и фельдических компонентов (49–55% SiO_2 , 6–9% Al_2O_3 , 8–11% K_2O). Пересчет анализов по нормам CIPW дает более высокое содержание нормативного ортоклаза и обычно нормативного кварца по сравнению с лампроитами центрального штока. Кроме богатого оливином силла на северо-востоке, который содержит $\approx 11\%$ MgO , породы силлов в основном имеют более низкое содержание MgO (6,5–8%), чем породы центрального штока. Содержания Ni и Cr , однако, очень близки, в то время как содержания Ti и Ba в породах силла значительно ниже, чем в породах центрального штока (5–8% TiO_2 , 3600–5000 млн⁻¹ Ba).

Лампроиты Маунт-Норт как группа в целом характеризуются высокими концентрациями Sr , Pb , Zr , Y , Ti , Nb и легких РЗЭ по сравнению с лампроитовым комплексом Западного Кимберли. Крайне высокая степень фракционирования пород Маунт-Норт подтверждается необычно высоким содержанием в них легких РЗЭ (в

Таблица 31. Типичные анализы лампроитов из тела Маунт-Норт

	1	2	3	4	5
	% по массе				
SiO ₂	48,17	42,84	44,59	44,68	49,00
TiO ₂	6,42	7,53	8,13	6,84	5,85
Al ₂ O ₃	8,22	5,45	6,17	5,78	6,20
Fe ₂ O ₃	5,60	6,34	6,35	5,43	4,60
FeO	0,92	1,44	1,87	1,56	1,89
MnO	0,04	0,09	0,10	0,08	0,07
MgO	7,80	11,24	10,36	11,50	11,20
CaO	2,75	3,98	4,15	4,05	3,47
Na ₂ O	0,18	0,46	0,64	0,72	0,83
K ₂ O	11,23	7,37	8,91	6,53	7,73
P ₂ O ₅	2,37	2,02	1,98	1,37	1,74
H ₂ O ⁺	2,33	3,80	2,46	4,01	1,97
H ₂ O ⁻	1,53	2,99	1,16	3,00	2,22
CO ₂	0,24	0,43	0,28	0,41	0,14
п. п. п.	1,86	3,24	2,77	3,68	2,02
Сумма	99,66	99,22	99,92	99,64	98,93
	млн ⁻¹				
Ba	4124	17084	11273	22076	7149
Li	9	9	11	9	11
Rb	711	653	694	666	342
Sr	1999	1996	1722	1897	1640
Pb	95	93	101	77	48
Th	57	74	102	55	35
U	5,5	11	11	7	2
Zr	2340	2472	2611	2102	1926
Nb	244	299	308	254	151
Y	37	38	38	33	15
La	489	486	716	336	385
Ce	967	1045	1734	719	718
Nd	326	471	695	377	—
Sc	15	16	18	12	21
V	158	225	242	178	162
Cr	630	546	665	521	406
Co	—	—	—	—	35
Ni	538	280	356	443	857
Cu	35	63	67	58	66
Zn	84	97	104	85	85
Sn	11	16	18	9	13
Ga	22	16	18	13	14
S	—	—	—	—	570
F	5000	3500	3900	3900	5250
Cl	—	—	—	—	105

1 – тонкозернистый оливин-флогопит-лейцитовый лампроит, нижний силл, BMR 82210320; 2 – оливин-флогопит-лейцитовый лампроит, ярус 1, BMR 82210326; 3 – оливин-содержащий диоксид-рихтерит-флогопит-лейцитовый лампроит, основание яруса 2, BMR 83210323; 4 – оливинсодержащий флогопит-рихтерит-лейцитовый лампроит, верх яруса 2, BMR 83210321; 5 – флогопит-оливин-рихтерит-лейцитовый лампроит, силл из северо-восточного угла, ответвление к центру, GSWA 71803.

1500–2400 раз выше содержаний в кондритах) и очень высоким отношением Rb/Sr (0,2–0,4).

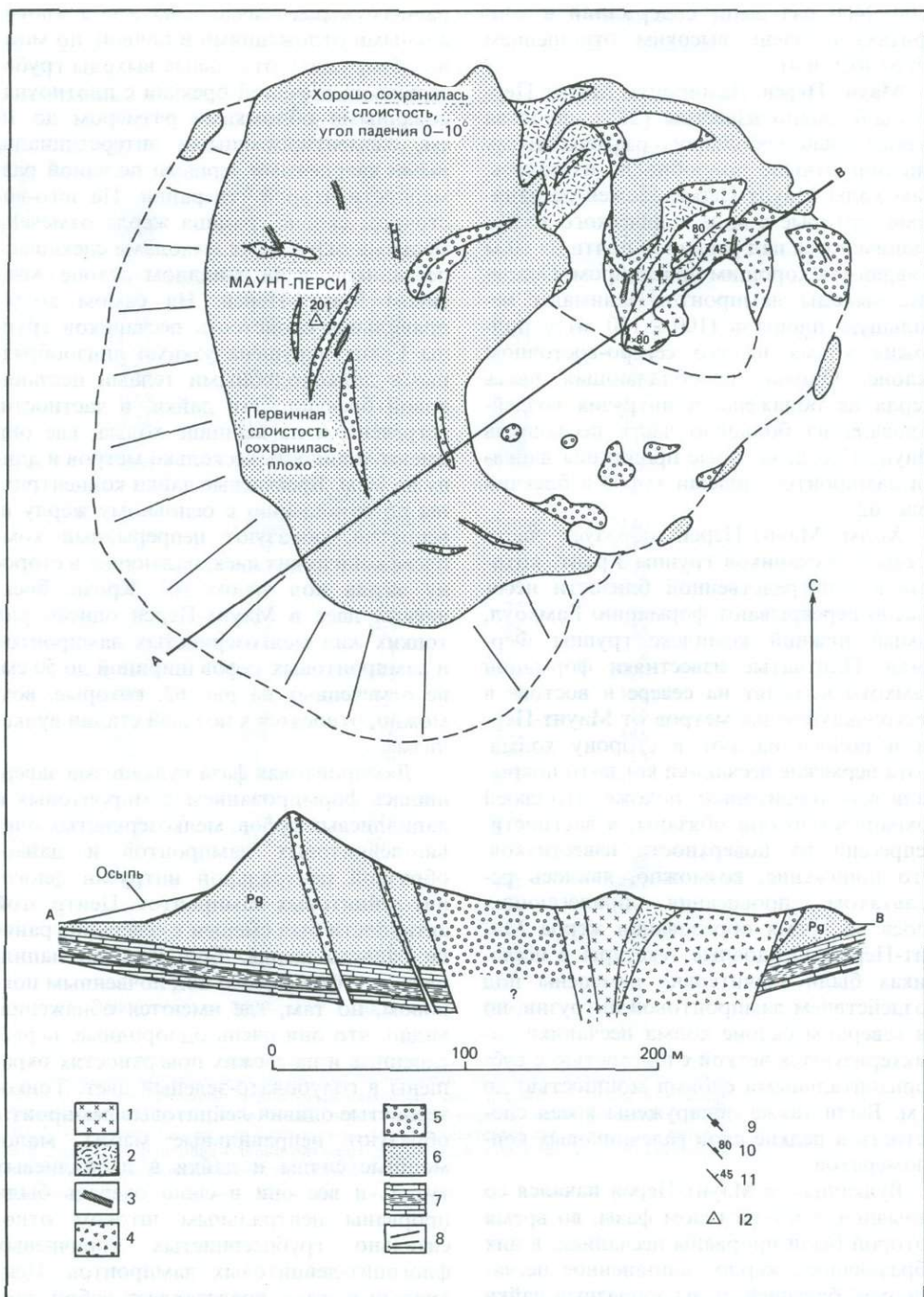
Маунт-Перси. Лампроиты Маунт-Перси были давно известны [288], но из-за относительно небольшого размера интрузии они раньше подробно не изучались. Сам холм Маунт-Перси сложен песчаниками, которые в виде конического холма поднимаются над равниной почти на 60 м и являются хорошим ориентиром. Основные выходы лампроитов занимают небольшую площадь (100 × 150 м) у подножия холма на его северо-восточном склоне. Однако преобладающая часть жерла не обнажена, а интрузия воздействовала на большую часть песчаников Маунт-Перси, которые пронизаны дайками лампроитов, зонами туфов и брекчий (рис. 62).

Холм Маунт-Перси образует часть останца песчаников группы Грант, которые в непосредственной близости несогласно перекрывают формацию Гамхоул, самый нижний комплекс группы Ферфилд. Плитчатые известняки формации Гамхоул выходят на севере и востоке в нескольких сотнях метров от Маунт-Перси и полого падают в сторону холма. Хотя пермские песчаники когда-то покрывали всю территорию, похоже, что своей сохранностью они обязаны, в частности, депрессии на поверхности известняков. Это понижение, возможно, явилось результатом провисания прилегающих слоев во время образования жерла Маунт-Перси. Осадочные текстуры в песчаниках были значительно изменены под воздействием лампроитовой интрузии, но на северном склоне холма песчаники характеризуются четкой слоистостью с субгоризонтальными слоями мощностью до 1 м. Были также обнаружены косая слоистость и редкие слои галечниковых конгломератов.

Вулканизм в Маунт-Перси начался со взрывной, богатой газом фазы, во время которой были прорваны песчаники; в них образовалось жерло, заполненное песчанниковой брекчией, и дугообразные дайки сходного состава. Большая часть этого

раннего жерла сейчас скрыта под элювиальными отложениями и почвой, но можно обнаружить отдельные выходы грубозернистой песчаной брекчии с плотноупакованными обломками размером до 10 см, сцементированными интерстициальными кварцевыми зернами песчаной размерности второй генерации. На юго-восточном склоне граница жерла отмечена мелкими округлыми выходами спекшихся песчаников, а на западном склоне – массивом Маунт-Перси. На самом холме правильная слоистость песчаников группы Грант нарушена узкими линзообразными дайкоподобными телами песчанниковой брекчии. Эти дайки, в частности, встречены и на вершине холма, где они имеют мощность несколько метров и длину до 80 м. Брекчиевые дайки концентричны по отношению к основному жерлу и, вероятно, образуют непрерывный комплекс конических даек, падающих в сторону жерла под углом 80°. Кроме брекчиевых даек в Маунт-Перси описан ряд тонких жил мелкозернистых лампроитов и лампроитовых туфов шириной до 50 см, не отмеченных на рис. 62, которые, возможно, относятся к поздней стадии вулканизма.

Лампроитовая фаза вулканизма завершилась формированием лампроитовых и лапиллиевых туфов, мелкозернистых оливин-лейцитовых лампроитов и дайкообразной центральной интрузии флогопит-лейцитовых лампроитов. Центр этой активности был смещен к северной границе раннего жерла. Большинство лапиллиевых туфов скрыто под почвенным покровом, но там, где имеются обнажения, видно, что они очень однородные, нерасслоенные и на свежих поверхностях окрашены в голубовато-зеленый цвет. Тонкозернистые оливин-лейцитовые лампроиты образуют неправильные массы, мало мощные силлы и дайки в лапиллиевых туфах, и все они в свою очередь были прорваны центральным штоком относительно грубозернистых коричневых флогопит-лейцитовых лампроитов. Центральный шток представляет собой дайкообразное тело длиной около 100 м и



шириной 10 м, простирающееся на северо-восток. На юго-западной стороне шток имеет луковичеобразное расширение около 20 м в диаметре. Трещины отдельности вдоль контактов оконтуривают тело, границы которого резко падают внутрь под углом 80–90°.

На северной стороне к основному жерлу примыкает область, сложенная песчанниковой брекчией и интрузиями мелкозернистых оливин-лейцитовых лампроитов. Контур выходов маркируется грядами спекшихся песчаников, окаймленными узкой полосой (шириной до 1 м) брекчированных песчаников. Большие площади песчанниковых брекчий представляют собой небольшие жерла или крупные брекчиевые дайки, родственные дайкам Маунт-Перси; они прорваны интрузиями мелкозернистых лампроитов, между которыми сохранились узкие полосы брекчий.

Примерно в 300 м к северо-западу от Маунт-Перси расположен низкий холм высотой около 20 м, сложенный песчаниками группы Грант и имеющий форму овального амфитеатра шириной 150 м, открытого на восток. Возможно, здесь существует погребенное лампроитовое жерло, занимающее центральную депрессию. Однако никаких лампроитовых жил или контактово-метаморфизованных песчаников здесь не обнаружено. Многочисленные находки свидетельствуют о том, что ранее эта порода использовалась аборигенами для изготовления простейших каменных орудий.

Вулканизм. Общая схема вулканизма в Маунт-Перси подобна вулканизму Маунт-Норт: начальная эксплозивная фаза сопровождалась последовательными интрузиями мелкозернистых магматических лампроитов и центрального штока более грубозернистых лампроитов. Однако в де-

талях эта картина характеризуется значительными отличиями от схемы вулканизма в Маунт-Норт и во многих сходных интрузиях; в частности, это касается формы жерла и эксцентричности последующих вулканических событий.

Начальная фаза взрыва привела к образованию песчанниковой брекчии и даек из того же материала во вмещающих породах. Сила взрывной активности, однако, была недостаточной, чтобы удалить из жерла вулканический материал. В отличие от Маунт-Норт, в жерле которого сохранилось немного такого материала, жерло Маунт-Перси оставалось в значительной мере заполненным брекчированными песчаниками. Брекчии и лампроитовые пирокласты последующей вулканической фазы представлены неслоистыми хаотическими толщами, заполняющими жерло. Края жерла круто падают внутрь под углом 80°. И хотя тело Маунт-Перси эродировано до несколько более низкого уровня по сравнению с телом Маунт-Норт, нет никаких доказательств, подтверждающих воронкообразное расширение жерла, поскольку оно было эродировано до уровня «корневой зоны» (разница в эрозионном уровне составляет только около 60 м). Если жерло Маунт-Перси действительно достигло поверхности и имело крутопадающие стенки и морковкообразную форму, похожую на модель кимберлитового вулканизма [171], то форма «конической дайки», характерная для тел брекчированных песчаников, возможно, подтверждает формирование расширяющегося жерла, более типичного для лампроитового вулканизма. Дайки песчанниковых брекчий представляют ослабленные зоны, расположенные концентрически по отношению к жерлу. В течение активной фазы вулканизма они приоткрывались, предоставляя выход газам,

Рис. 62. Геологическая карта трубки Маунт-Перси. 1 – диопсид-флогопит-лейцитовые лампроиты; 2 – оливин-лейцитовые лампроиты; 3 – дайки оливин-лейцитовых лампроитов; 4 – лампроитовые лапиллиевые туфы; 5 – брекчия песчаников и «песчаные» туфы; 6 – пермские песчаники (формация Грант); 7 – девонские тонкослоистые известняки (формация Ферфилд); 8 – осыпи; 9 – вертикальные трещины отдельности; 10 – наклонные трещины отдельности; 11 – падение интрузивных контактов; 12 – тригонометрический знак (высота в метрах).

и способствовали перемещению в жерло крупных блоков вмещающих пород. Что касается обломков известняков или кристаллических пород фундамента, найденных в брекчиях, то можно предположить, что эти незначительные по объему массы были вынесены через дайки, которые должны были быть связаны с основным жерлом на небольшой глубине. Если бы вулканическая активность большой интенсивности продолжалась еще некоторое время, то сползшие блоки откололись бы от стенок жерла и были бы вынесены из него вулканическими газами, что обусловило бы образование типичной формы жерла. В Маунт-Перси процесс прекратился на промежуточной стадии; песчанниковые брекчиевые дайки явились эквивалентом кольцевых разломов, ассоциирующихся с маарами [222, 223], и разломов в верхних частях диатрем, описанных в Монтане [174].

Возможно, что в конце начальной стадии активности Маунт-Перси был период затишья, так как лампроитовые пирокласты и интрузии заняли площадь, расположенную эксцентрично по отношению к жерлу, заполненному песчанниковой брекчией. Это вторичное жерло, вероятно, было проложено через свежие песчаники и образовало северный комплекс, а занятая часть первичного жерла определила местоположение лампроитовых лапиллиевых туфов и центрального лампроитового штока. Возможно, с этой фазой активности связаны тонкие прожилки лампроитов во вмещающих породах, так как они обнаружены в основном в северной части массива Маунт-Перси. Основная масса туфов представлена среднезернистыми лампроитовыми лапиллиевыми туфами с очень незначительной примесью вмещающих пород. В этих туфах отсутствует слоистость, и они хаотически заполняют жерло. На северной стороне центрального штока имеется небольшой выход лапиллиевых туфов, ассоциирующихся с мелкозернистыми лампроитами. Завершающей фазой активности была интрузия дайкообразного центрального штока, с которой связано образование в кратере вторично-

го жерла небольшого лавового озера.

Петрография. Пирокласты. Брекчии, богатые обломками песчаников, часто можно принять за обычные зрелые песчаники, но на выветрелых поверхностях их брекчиевая природа выявляется со всей очевидностью. Угловатые обломки песчаников размером до 10 см находятся в рыхлой связующей массе из окатанных кварцевых зерен. Обломки могут быть определены только благодаря присутствию вторичных кварцевых оболочек, образующих первичный цемент песчаников. За счет истирания обломков повышается содержание кварца в связующей массе, и брекчированные песчаники переходят в туфобрекчии и туфы, сложенные ксеногенными обломками и кварцевыми зернами с небольшим количеством глинистых минералов и редких псевдоморфно замещенных зерен оливина, поступавших из лампроитовой магмы. Во многих мелкозернистых туфах кварцевые зерна раздроблены и имеют вид осколков, а в некоторых присутствуют аккреционные лапилли размером до 3 мм, состоящие из мелких кварцевых зерен и глинистых минералов. В некоторых богатых кварцем туфах из северного комплекса и в ряде небольших даек, прорывающих тело Маунт-Перси, обычно присутствуют ксеногенные обломки лампроитового стекла; в фьямме мелкозернистых оливин-лейцитовых лампроитов часто встречается много кварцевых зерен. Богатые песчаниками брекчии и туфы обычно содержат окатанные зерна турмалина, а некоторые — редкие зерна циркона.

Лампроитовые лапиллиевые туфы изменяются от почти свободного от кварца материала до материала, содержащего 25% ксеногенных зерен кварца. Лампроитовый материал состоит из угловатых родственных и ювенильных обломков размером 5–20 мм в связующей массе, которая помимо кварцевых зерен, редких обломков кварцитов и сланцевых лапиллей содержит много частиц лампроитов пепловой размерности. Наиболее типичные обломки лампроитов — это плотные мелкозернистые порфировые оливин-лей-

цитовые лампроиты, которые содержат нонтронитовые псевдоморфозы по идиоморфным микрокристам оливина в связующей массе, состоящей из мелких идиоморфных зерен лейцита и бурого раскристаллизованного стекла с тонкими призмами прайдерита. Присутствуют также редкие ксеноморфные макрокристы измененного оливина размером до 2 мм. Другие типы генетически близких лампроитов, встреченных в некоторых образцах, содержат микрофенокристы флогопита или основную массу, состоящую из пойкилитовых выделений калиевого рихтерита. В одном образце из северного комплекса присутствуют почти в равных соотношениях мелкие ювенильные обломки мелкозернистых спекшихся туфов и ювенильные обломки, а также осколки пемзового лампроитового стекла.

В некоторых пирокластах кроме угловатых обломков раскристаллизованных лампроитов присутствуют мелкие лапилли и неправильной формы пузырьки лампроитов, которые, очевидно, были включены в туфы еще в пластичном состоянии. Количество такого материала может возрастать, и тогда лапиллиевые туфы состоят из обломков лампроитов в связующей массе сходного магматического лампроита. Порода напоминает автобрекчию, но, возможно, образовалась при внедрении магмы в более ранние туфы. Полосчатые туфы заключительной фазы встречаются в пределах небольшого участка, прилегающего к центральному штоку. В шлифах видно, что они состоят из вытянутых фьямме мелкозернистых оливин-лейцитовых лампроитов, переслоенных и смешанных с зернами кварца и обломками зерен брекчированных вмещающих пород.

Интрузивные лампроиты. Мелкозернистые лампроитовые интрузивные породы в штуфах обычно имеют серозеленую окраску и содержат идиоморфные микрофенокристы измененного оливина в основной массе из очень мелких идиоморфных и скелетных зерен измененного лейцита, погруженных в коричневые мутные «глинистые минералы». Зерна

лейцита диаметром 10–20 мкм часто образуют крестообразные сростки или имеют форму «снежных хлопьев»: из центрального ядра в четырех или восьми направлениях растут кристаллы лейцита, которые обычно не имеют полностью развитых кристаллографических форм. В большинстве образцов присутствуют очень мелкие игольчатые призмы прайдерита, аксессуарный апатит и призматический диопсид; один образец содержит в основной массе неясный пойкилитовый проросток калиевого рихтерита. Оливин обычно замещен зеленым нонтронитом, а в некоторых образцах – вторичным кварцем. Приконтактные зоны интрузий часто содержат небольшие ксенолиты туфов с высоким содержанием кварца. Туфы пузырьчатые, в их связующей массе нередко присутствуют мелкие чешуйки флогопита. В целом порода сходна с породой, слагающей обломки в лампроитовых туфах.

Породы более мелких даек, прорывающих лапиллиевые туфы и вмещающие породы Маунт-Перси, отличаются наличием мелких чешуек флогопита в основной массе; в одном образце были обнаружены мелкие идиоморфные кристаллы барита.

Породы центрального штока характеризуются присутствием большого количества фенокристов флогопита длиной обычно около 1 мм, но иногда до 4 мм. Фенокристы сильно вытянуты и располагаются параллельно хорошо видимой полосчатости потока. Флогопит образует сильно плеохроичные полисинтетические двойники в не очень интенсивно окрашенных оболочках или каемках, в которых кроме редких первично оливинных микрофенокристов другие включения отсутствуют. Кроме флогопита встречается немного мелких измененных оливинных фенокристов длиной до 1 мм вместе с большим количеством мелких кристаллов лейцита размером до 0,5 мм, которые находятся в основной массе, состоящей главным образом из бурых мутных продуктов изменения стекла с примесью небольших игольчатых кристаллов диопси-

да, мелких интерстициальных чешуек красно-коричневого флогопита, незначительных количеств апатита и редких зерен прайдерита и перовскита.

Химизм. Лампроиты Маунт-Перси (табл. 32) по своим химическим характеристикам близки к лампроитам Маунт-Норт. Содержания кремнезема и MgO в флогопит-лейцитовых лампроитах в центре тела достигают ~ 46 и ~ 10% соответственно, а в оливин-лейцитовых лампроитах на границе жерла – ~ 60 и ≤ 5% (анализы пересчитаны на безводный состав). Но высокое содержание SiO₂ и низкое содержание MgO в оливинсодержащих лампроитах можно объяснить только выщелачиванием Mg и силицификацией измененного оливина, поскольку содержание MgO в этих породах слабо коррелируется с наблюдаемым модалным содержанием оливиновых псевдоморфоз и измеренным содержанием Ni, достигающим 700 млн⁻¹. Другие главные элементы обнаруживают меньшие вариации: содержание TiO₂ колеблется в пределах от 5 до 6,8% K₂O – от 8 до 10,8%, Al₂O₃ – от 5,8 до 9,2%.

Эти породы характеризуются значительными колебаниями содержаний щелочных и щелочноземельных элементов, особенно Ba, Rb и Sr. Максимальное содержание Ba и Rb (обычно 10 000–20 000 млн⁻¹ Ba и 500–600 млн⁻¹ Rb) наблюдается в богатых флогопитом лампроитах центрального штока, хотя в образце оливин-лейцитовых лампроитов с вершины Маунт-Перси обнаружена необычайно высокая концентрация Rb – 2042 млн⁻¹. Богатые флогопитом лампроиты по сравнению с бедными флогопитом оливин-лейцитовыми лампроитами обогащены также «некогерентными» элементами, и это несмотря на то, что отмеченные две группы пород мало отличаются по величине отношения Mg/(Mg + Fe) и содержанию Ni и Cr; богатые флогопитом лампроиты обычно имеют более высокое отношение Mg/(Mg + Fe), но несколько более низкое содержание Ni. Все породы Маунт-Перси значительно обогащены легкими РЗЭ (La в 860–1600 больше, чем в

Таблица 32. Типичные анализы лампроитов Маунт-Перси

	1	2	3
	% по массе		
SiO ₂	45,60	51,20	52,40
TiO ₂	6,65	5,31	5,54
Al ₂ O ₃	6,60	8,20	8,50
Fe ₂ O ₃	7,40	5,30	5,10
FeO	0,77	1,33	1,04
MnO	0,11	0,08	0,05
MgO	10,30	6,00	6,69
CaO	3,87	2,99	2,32
Na ₂ O	0,38	0,69	0,43
K ₂ O	9,83	9,95	10,80
P ₂ O ₅	2,07	1,71	1,41
H ₂ O ⁺	2,58	2,12	2,20
H ₂ O ⁻	0,95	1,84	1,34
CO ₂	0,08	0,27	0,05
п. п. п.	3,60	2,59	1,63
Сумма	100,79	99,58	99,50
	млн ⁻¹		
Ba	21 947	15 461	5716
Li	10	11	8
Rb	649	259	318
Sr	1875	996	1254
Pb	80	58	75
Th	59	27	28
U	1	1	2
Zr	1831	1467	1633
Nb	276	116	129
Y	29	19	18
La	520	386	435
Ce	610	570	749
Sc	23	18	17
V	124	178	278
Cr	419	320	283
Co	44	34	37
Ni	156	342	522
Cu	90	38	46
Zn	101	66	74
Sn	—	17	10
Ga	10	14	19
S	40	1020	360
F	4697	3010	3600
Cl	87	53	80

1 – флогопит-лейцитовый лампроит, центральная часть жерла, GSWA 71403; 2 – оливин-лейцитовый лампроитовый туф, небольшое обособление в центре жерла, GSWA 71399; 3 – оливин-лейцитовый лампроит, дайка в туфах близ центра жерла, GSWA 71838.

хондритах) и обеднены тяжелыми РЗЭ.

Жерло 81-й мили – одна из первых лампроитовых интрузий, открытых в 1960 г., после того, как возобновился интерес к

этим породам [85]. Хотя площадь выхода жерла сравнительно невелика по сравнению с Маунт-Норт и многими лампроитами поля Нунканбах, оно является идеальным телом для изучения лампроитового вулканизма. Тело названо по почтовой конторе, расположенной на 81-й миле телеграфной линии; в настоящее время оно стало доступнее, так как располагается рядом с новой дорогой, проложенной к нескольким алмазным разведочным объектам в поле Эллендейл.

Основной выход представляет собой силловый комплекс, который образует почти кольцевой гребень диаметром около 200 м и шириной 15 м, открытый к юго-востоку. Центральная депрессия занята штоком богатых флогопитом лампроитов (рис. 63, 64). Выходы пирокластов окружают центральный комплекс, но более половины площади жерла покрыто тонким слоем (до 5 м) песка и почвы. Общее очертание трубки было определено с помощью неглубокого бурения, проведенного компанией CRAE. Трубка занимает почти прямоугольную площадь размером 450 × 300 м, вытянутую в северо-западном направлении.

Вмещающие породы жерла 81-й мили не обнажены, но бурение и присутствие ксенолитов песчаников в пирокластах позволяют отнести их к песчаникам группы Грант. На площади жерла развита мощная толща туфов и лампроитовых лапиллиевых туфов, частично обнаженных под силлами мелкозернистых лампроитов и между ними. В западной части жерла пирокласты представлены бледноокрашенными, грубослоистыми (слои по 15–30 см), обогащенными кварцем лапиллиевыми туфами, в которых в небольших количествах встречаются более крупные почти круглые гальки и обломки песчаников размером до 20 см. В более восточных обнажениях пирокласты гораздо тоньше расслоены и более разнообразны. Они изменяются от светлых мелкозернистых полосчатых кварцевых туфов с очень незначительным количеством лампроитового компонента до среднезернистых богатых лампроитовым компонентом лапил-

лиевых туфов, в которых мощность слоев колеблется в пределах 5–15 см. Присутствуют также более крупные гальки кварцитов и гораздо реже лампроитов с различными вулканическими текстурами, которые будут рассмотрены ниже.

По направлению к жерлу лапиллиевые туфы становятся немного темнее, количество кварца в них уменьшается, и они кажутся более массивными и плотными. Туфы образуют гребень высотой 2–3 м, пересекающий восточные обнажения. Эта особенность, в частности, маркирует действительное отличие, заключающееся в том, что центральные лапиллиевые туфы относительно обогащены лампроитовым материалом; однако при детальном рассмотрении становится ясно, что хорошо развитая слоистость этих туфов сходна со слоистостью нижних туфов. Основное различие заключается в том, что центральная часть туфовой пачки была незначительно метаморфизована силлами интрузивных лампроитов, сейчас эродированных; кроме того, в них присутствует большое количество мелких прожилков и линз почти таких же лампроитов.

На северо-востоке холм сложен силловым комплексом с тонкими линзами пирокластических пород, располагающимися между силлами. Между двумя нижними силлами находится слой слоистых лапиллиевых туфов мощностью до 1,5 м, сходных с породами основного тела пирокластов. Это среднезернистые лапиллиевые туфы, содержащие мелкие обломки лампроитов в богатой кварцем связующей массе; в них хорошо развита слоистость, причем мощность слоев достигает 5 см. Другой слой пирокластических пород расположен между двумя верхними силлами. Он, как правило, гораздо тоньше, но очень четко различается (рис. 65). Почти по всей длине мощность слоя составляет всего 30–50 см. Он сложен угловатыми обломками песчаников и глинистых песчаников размером 2–5 см и незначительным количеством более крупных обломков размером до 20 см, помещенных в связующую массу из округлых кварцевых зерен и богатых флогопи-

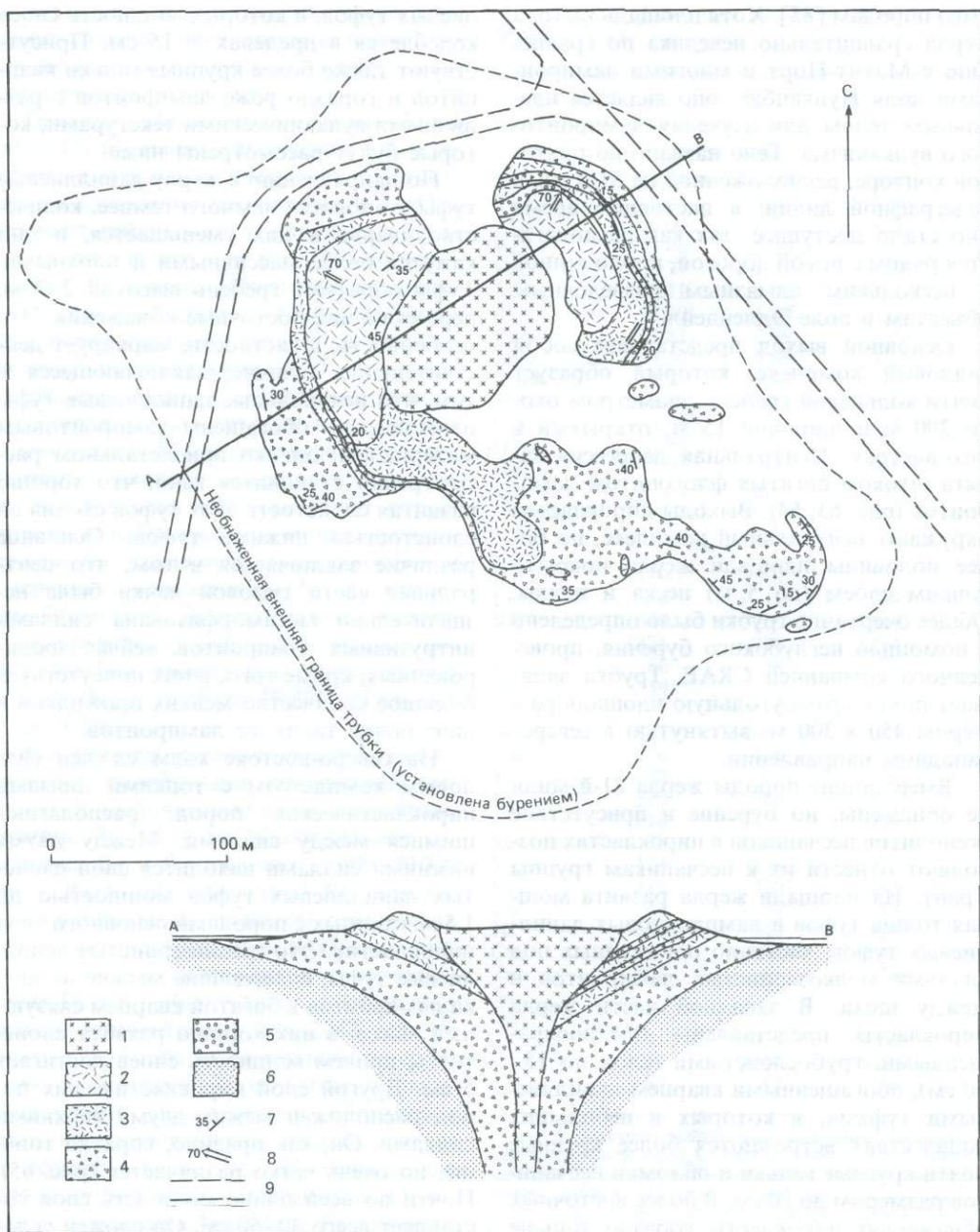


Рис. 63. Геологическая карта жерла 81-й мили. 1—грубозернистые флогопит-лейцитовые лампроиты; 2—рихтерит-флогопит-лейцитовые лампроиты; 3—флогопит-лейцитовые лампроиты; 4—тонкослоистые среднезернистые лампроитовые туфы и лапиллиевые туфы; 5—брекчия грубозернистых туфов; 6—пермские песчаники (формация Грант); 7—падение слоистости и интрузивных контактов; 8—столбчатая отдельность; 9—дороги.



Рис. 64. Жерло 81-й мили, общий вид с юго-запада. Окружающий вал образован лампроитовыми силлами, а центральная депрессия занята нечком, сложенным флогопит-лейцитовыми лампроитами (фото Дж. Деррика, BMR).



Рис. 65. Небольшой скрин туфобрекчии между верхним и средним силлами на северном холме жерла 81-й мили.

том ювенильных лампроитовых лапиллей. На северном склоне перекрывающий силл был сильно эродирован; здесь он присутствует в виде участка, покрытого крупными обломками песчаников. Оба горизонта пирокластов являются частью основной туфовой пачки, хотя здесь отсутствуют обнажения пород, похожих на грубую брекчию лапиллиевых туфов.

Что касается морфологии жерла 81-й мили, то оно образовано двумя небольшими холмами, каждый из которых состоит из нескольких силлов мелкозернистых серо-коричневых лампроитов. На северо-восточном холме можно выделить три силла, которые разделены тонкими пачками пирокластических пород. На западном холме туфовые пачки развиты меньше. Хотя здесь также присутствуют три силла, только самый верхний силл может быть наверняка соотнесен с самым верхним силлом северо-восточного холма. То, что тела являются скорее силлами, чем потоками, как это считали ранее [85], подтверждается их резкими границами с туфами и падением тел внутрь трубки.

На северо-восточном холме самый нижний силл имеет мощность около 2–3 м. Он сложен очень тонкозернистыми плотными выветрелыми лампроитами серого цвета, частично скрытыми под почвенным слоем и щебенкой. Порода может быть определена по ряду признаков. В частности, на поверхностях сколов видно, что центральная часть является свежей, стеклоподобной, имеет черный цвет, а базальные порции представлены розово-коричневыми автобрекчированными разновидностями, смешанными с туфами. Нижние части склонов западного холма покрыты осыпью, силл здесь с уверенностью не прослеживается. На южном склоне холма имеются небольшие обнажения маломощного (1,5 м) силла, который может быть продолжением нижнего силла.

Средний силл, обнажающийся на северо-восточном склоне холма, имеет мощность около 3 м и по внешнему виду похож на нижний силл. Там, где он обна-

жен, границы силла, иногда с пропластками пирокластов, падают к центру жерла под углом 15–25°. В обнажениях на западном холме этот силл, по-видимому, отсутствует, но к юго-востоку от холма располагается большая площадь выходов плохо обнаженного лампроитового тела, которое отделено от нижнего силла тонким туфовым прослоем и, возможно, является частью среднего силла.

Верхний, хорошо различимый силл венчает северо-восточный и западный холмы. Он сложен мелкозернистыми серо-коричневыми выветрелыми лампроитами, местами со столбчатой отдельностью. Мощность силла на западном холме достигает 10 м. На северо-восточном холме верхний силл отделен от среднего силла прослоем брекчий лапиллиевых туфов, а на западном холме он, похоже, непосредственно лежит на среднем силле. Столбчатая отдельность с диаметром столбов до 20 см падает наружу под углом 70°; в целом силл падает внутрь под углом около 20°. На западном холме обнаженные верхушки столбов отдельности указывают, что углы падения верхней поверхности силла по направлению к центру жерла увеличиваются до 35–45°. На северо-восточном холме в бульдозерных расчистках, оставшихся после разведочных работ на алмазы, видно, что угол падения силла по направлению к центру также увеличивается. Здесь прослой туфов, отделяющих верхний силл от пород центрального ядра, вероятно, имеет очень небольшую мощность, если он вообще существует.

Порода, внешне похожая на ту, что образует силловый комплекс, встречается в виде мелких линз, жил и даек в центральных частях выхода пирокластов, которые, без сомнения, связаны с силлами на глубине.

Центральное ядро жерла 81-й мили сложено среднезернистой коричневой породой, содержащей четко различимые вытянутые фенокристы флогопита размером до 5 мм. Некк имеет округлую форму, достигает около 120 м в диаметре и занимает центральную депрессию, которая

частично окружена гребнями, сложенными породами силлового комплекса. Естественное обнажение, частично покрытое почвенным слоем, представлено валунами и рассеянными мелкими выходами, однако расчистки вскрыли несколько значительных выходов туфов.

Вулканизм. Последовательность фаз вулканической активности в жерле 81-й мили такая же, как и в трубке Маунт-Норт. В начальную эксплозивную фазу было образовано заполненное пирокластическим материалом жерло. Затем пирокластические породы были пронизаны силлами, и в финальную фазу в жерло внедрился центральный магматический штوك. Хотя центральный шток в поперечном разрезе (рис. 63) выглядит как лавовое озеро, не известно, так ли это было в первичном вулкане. Однако по сравнению с Маунт-Норт в жерле 81-й мили отношения магматических и пирокластических пород значительно ниже. Поздняя эрозия существенно изменила рельеф местности: в Маунт-Норт центральный шток слагает весь холм, а жерло 81-й мили занимает депрессию.

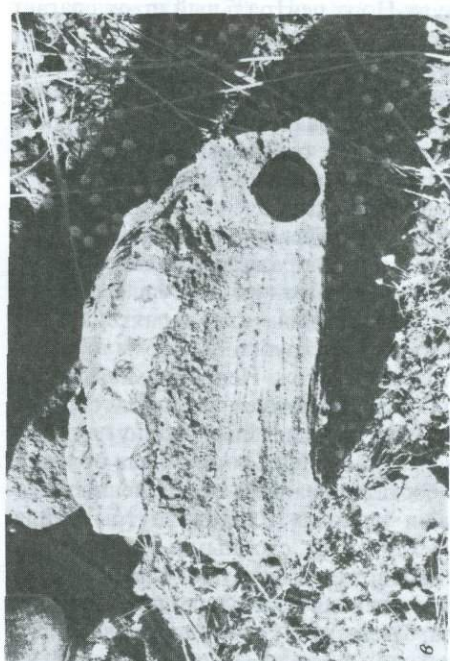
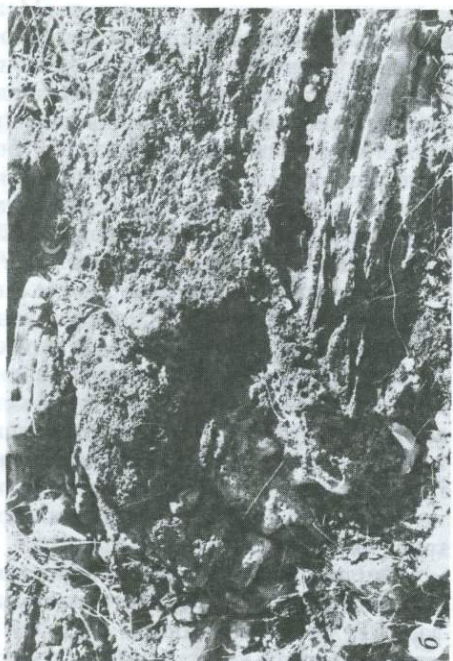
В начальную эксплозивную фазу вулканизма образовался большой кратер, который сейчас в основном заполнен хорошо расслоенными лапиллиевыми туфами. Небольшие углы падения слоев, обычно менее 30° в краевых участках, и отсутствие свидетельств развития кольцевых разломов указывают на быстрое сужение жерла с глубиной, что характерно для формирования трубки в форме «бокала для шампанского». Неправильная форма жерла может явиться результатом возникновения параллельных вытянутых жерл, но, возможно, такая форма была обусловлена соскальзыванием ограниченных трещинами крупных блоков внутрь жерла, т. е. механизмом, сходным с тем, который был предложен для трубки Маунт-Перси. Прямолинейная юго-западная граница жерла, очевидно, контролировалась трещиной.

В некоторых участках пирокласты хорошо обнажены и обнаруживают прекрасные примеры псевдоосадочных текстур,

связанных с типом вулканизма. Мелкозернистые полосчатые, богатые кварцем туфовые слои обладают слабонаклонной косою слоистостью, которая обусловлена механизмом типа базисной волны (рис. 66, в), а присутствующие в туфах более крупные округлые гальки размером до 20 см в поперечнике являются стагмалитами, которые нарушают слоистость туфов (рис. 66, а). Обычны мелкомасштабные признаки оползания, в том числе перекрестная слоистость, что связано с отложением туфов на крутопадающих поверхностях и последующим их уплотнением (рис. 66, з). В одном месте в мелкозернистых туфах имеется впадина шириной 1 м и глубиной 30 м, заполненная грубозернистыми лапиллиевыми туфами и перекрытая хорошо слоистыми туфами (рис. 66, б).

Наилучшие обнажения пирокластов расположены параллельно границам жерла, хотя слои обнажаются лишь на расстоянии нескольких сантиметров вниз по падению. Тем не менее правильная форма слоев, их латеральная непрерывность и характер падения указывают на то, что внутренняя структура обусловлена скорее вулканическими процессами, чем более поздней переработкой водой или ветром. Разнообразные слоистые текстуры в грубообломочных прослоях связаны с пепловым дождем, а в более мелкозернистых прослоях — с базисной волной. Эти текстуры похожи на текстуры, описанные рядом авторов для отложений некоторых мааровых вулканов [111] и для вулканов Исландии [219].

Силловый комплекс и центральное ядро слегка смещены к северо-востоку от геометрического центра и, возможно, указывают на местоположение первоначального подводящего канала. Силлы — самая ранняя магматическая фаза — были внедрены в туфовый «столб», который был значительно больше современного жерла. Если судить по спекшимся песчаникам, окружающим тело Эллендейл 6, то с жерла 81-й мили эрозией было смыто как минимум 30 м отложений. Туфовый «столб» подымался вверх и формировал



вулканический конус или туфовое кольцо. Два нижних мелкозернистых силла были, возможно, разновозрастными и внедрились в относительно холодный туфовый «столб». Однако грубая столбчатая отдельность верхнего силла свидетельствует о более низкой скорости остывания. Это могло быть вызвано нагреванием туфового «столба» при внедрении во время завершающей магматической фазы центрального, богатого флогопитом штока.

Петрография. Пирокластические породы. В жерле 81-й мили пирокласты по составу варьируют от туфов до лапиллиевых туфов и состоят в основном из смеси в разных соотношениях и различных по размеру зерен кварца и обломков лампроитов. Хотя в обнажениях встречаются крупные блоки песчаников, в шлифах более мелкие ксенолиты отмечаются очень редко. Наиболее заметными ксеногенными лапиллями являются латеритовые гальки.

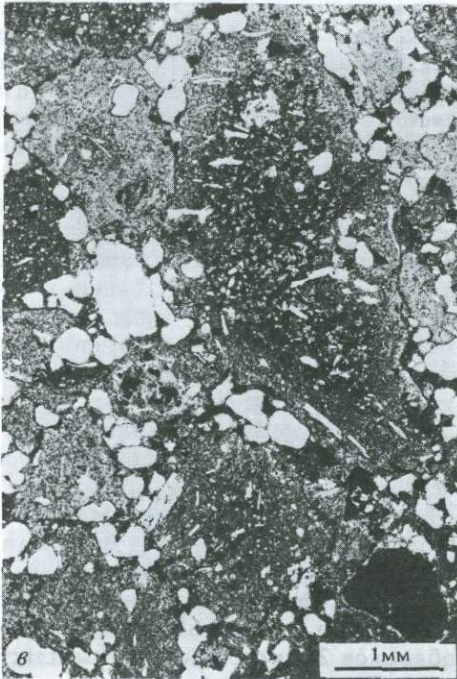
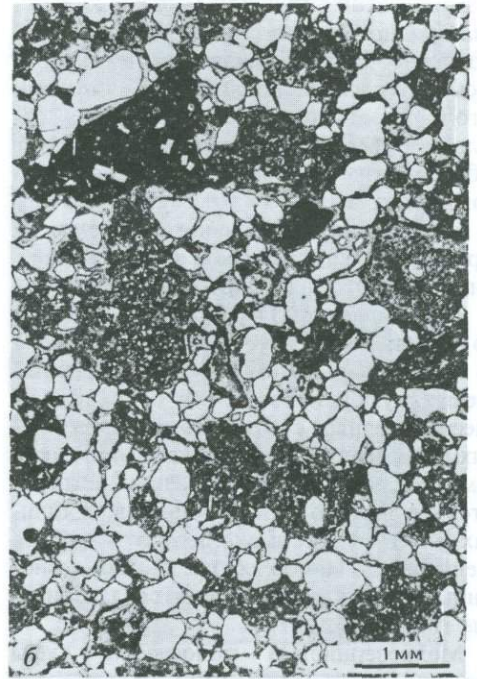
Мелкозернистые полосчатые туфы иногда обогащены кварцем и содержат в среднем около 70% округлых и деформированных зерен кварца размером до 0,5 мм. Остальная часть представлена обломками лампроитов пепловой размерности, чешуйками флогопита и интерстициальной очень тонкой лампроитовой пылью (рис. 67, а). Отдельные тонкие прослои имеют толщину 0,5–2 мм и состоят либо из преобладающих зерен кварца с примесью очень небольшого количества лампроитового пепла и чешуек флогопита, либо преимущественно из лампроитового обломочного материала. Границы между прослоями меняются от резких до постепенных. Существует четкая граница

Рис. 66. Текстуры пирокластических отложений жерла 81-й мили. а – изгибание слоистости вокруг лампроитового стагмалита; б – радиальный канал шириной около 1 м, секущий тонкослоистый «песчаный» туф, выполнен грубым лапиллиевым туфом и перекрыт более «песчаным» туфом. Возможно, это результат оползания в жерле; в – косослоистые тонкозернистые богатые кварцем туфы; г – незначительное оползание и смятие хорошо слоистых тонкозернистых туфов.

с подстилающими более грубозернистыми лапиллиевыми туфами. В некоторых богатых кварцем слоях наблюдается градиционная слоистость: более крупные округлые зерна располагаются в основании прослоев, а более мелкие деформированные зерна – в кровле.

Самыми типичными породами являются лапиллиевые туфы, состоящие почти на 30% из округлых кварцевых зерен размером до 1,5 мм, редких округлых обломков глинистых песчаников и латеритов размером до 5 мм и значительного количества обломков ювенильных лампроитов размером 3–6 мм (рис. 67, б, в). Кварцевые зерна захвачены из вмещающих песчаников, они менее раздроблены, чем зерна полосчатых туфов. Редкие зерна турмалина и циркона имеют такое же происхождение. Лампроитовые лапилли характеризуются однородным составом, и в них наблюдаются вариации только в степени раскристаллизованности. Это мелкозернистые флогопит-лейцитовые лампроиты, содержащие мелкие листочки флогопита длиной 0,1–0,5 мм в основной массе, насыщенной мельчайшими идиоморфными и скелетными кристаллами лейцита. Структура основной массы изменяется от стекловатой до криптокристаллической и иногда пузырчатой. Обломки лампроитов имеют разную форму – от угловатых до почти округлых, но преобладают зерна неправильной формы; по-видимому, небольшие лапилли попали в туфы в пластичном состоянии. Некоторые лапилли содержат зерна кварца. Сохранность сложных форм служит еще одним подтверждением того, что слоистые туфы скорее произошли за счет пепловых дождей или же являются продуктом базисной волны, чем представляют собой переработанные озерные отложения.

Толща ксеногенных пирокластов состоит преимущественно из мелких галек латерита, обломков алевролитов и единичных окатанных обломков известняков, содержащих окаменелости; длина таких обломков 20 мм, они окружены пластинками барита. Ксенолиты глинистых сланцев и известняков поступили, возможно,



из подстилающей группы Ферфилд, а латеритовые гальки — из раннетретичных отложений, перекрывающих песчаники группы Грант.

Грубая туфобрекчия, образующая прослой между двумя верхними силлами на северо-восточном холме, определяется только по присутствию множества ксеногенных пирокластических обломков кварцитов и глинистых сланцев размером до 5 см; кроме них в породе присутствуют латеритовые гальки, лампроитовые лапилли и округлые зерна кварца.

Лапиллиевые туфы близ центрального жерла бедны кварцем; их связующая масса содержит большое количество лампроитовых осколков. Присутствие некоторого количества крупных ксеноморфных кристаллов оливина размером до 3 мм, псевдоморфно замещенного нонтронитом, предполагает, что более поздние туфы являются более магнезиальными, чем ранние продукты вулканической деятельности. Метаморфизующее воздействие силлов и центрального штока выразилось в перекристаллизации зерен кварца и превращении их в мелкозернистую мозаику.

Силловый комплекс. Два самых нижних силла петрографически весьма сходны: оба сложены очень мелкозернистыми флогопит-лейцитовыми лампроитами, содержащими мелкие чешуйки флогопита длиной до 0,5 мм в замутненной связующей массе, переполненной очень

Рис. 67. Микрофотографии туфов и лампроитов из жерла 81-й мили. *а* — тонкослоистый тонкозернистый богатый кварцем туф, перекрывающий лапиллиевый туф; из слоистых пирокластов, обнажающихся на юго-восточном склоне жерла (GSWA 76107B); *б* — «песчаный» лапиллиевый туф из того же участка (GSWA 71829); *в* — лапиллиевый туф с «песчаной» связующей массой; заметно большое количество микрофенокристов флогопита в обогащенных лейцитом лампроитовых лапиллях. Туфы располагаются между двумя нижними силлами на северной стороне жерла (GSWA 71815); *г* — флогопит-лейцитовый лампроит, центральный нект. Фенокристы флогопита окружают измененный «губчатый» лейцит с обильными зернами плеонаста; измененная основная масса обогащена лейцитом (GSWA 71812).

мелкими идиоморфными и скелетными кристаллами измененного лейцита. В связующей массе имеются также мельчайшие призмы прайдерита, а в некоторых образцах отмечена начальная кристаллизация флогопита и калиевого рихтерита. Флогопит образует вытянутые в виде полос скопления. В большинстве образцов присутствует некоторое количество округлых зерен кварца, захваченных из туфов.

В основании самого нижнего силла зона мощностью 20–30 см автобрекчирована. Породы силла здесь смешаны с подстилающими туфами, что подтверждается наличием структур, характерных для грубых лапиллиевых туфов. Зерна кварца и гальки латерита были захвачены поступавшей магмой, для которой характерно также присутствие мелких идиоморфных зерен измененного оливина, вероятно накопивавшегося за счет дифференциации в основании потока магмы.

Верхний силл со столбчатой отдельностью петрографически сходен с нижним силлом, за исключением развития здесь в основной массе пойкилитовых призматических кристаллов калиевого рихтерита длиной до 1 мм. Кроме того, обычно присутствует незначительное количество мелких идиоморфных псевдоморфоз по оливину.

Центральное ядро. Наиболее своеобразной чертой этой интрузии является наличие многочисленных крупных чешуек флогопита длиной 2–3 мм, вытянутых по направлению потока и часто образующих агрегаты до 8 мм в поперечнике (рис. 67, *г*). Относительно светлый флогопит сдвойникован и имеет очень узкую темную каемку, обогащенную титаном и железом. В небольшом количестве присутствуют измененные фенокристы оливина размером до 2 мм и небольшие лейсты апатита. Тонкозернистая измененная замутненная основная масса состоит из зеленоватых глинистых минералов; в ней можно различить измененный лейцит, пойкилитовый калиевый рихтерит, мелкие призмы диопсида и прайдерит. Небольшая линза сходной породы встречена в южной части жерла и отличается лишь

тем, что флогопитовые чешуйки имеют широкие окрашенные каймы, а сам флогопит включает мелкие призмы праидерита.

Химизм. Лапроиты жерла 81-й мили обладают узким диапазоном вариаций состава (47–54% SiO₂, 6,3–11% MgO, 6–10% K₂O). Все они пересыщены SiO₂, содержат много нормативного ортоклаза

(> 30%) и имеют высокое содержание TiO₂ (5,4–8,1%). Представительные анализы приводятся в табл. 33.

Наиболее богатыми Mg породами жерла 81-й мили являются среднезернистые флогопит-лейцитовые лампроиты из центра жерла. Они содержат 10–11% MgO и имеют более высокие отношения Mg/(Mg + Fe) (~ 0,75) и содержания Ni и

Таблица 33. Типичные анализы лампроитов жерла 81-й мили

	1	2	3	4	5
	% по массе				
SiO ₂	53,20	49,62	53,50	52,40	49,50
TiO ₂	5,87	5,86	5,72	5,65	7,36
Al ₂ O ₃	7,10	6,83	7,00	6,50	5,70
Fe ₂ O ₃	5,10	4,76	4,20	4,80	6,10
FeO	0,61	0,49	1,27	0,88	1,29
MnO	0,06	0,03	0,07	0,06	0,13
MgO	7,11	7,85	7,39	7,88	11,00
CaO	2,36	2,70	2,61	2,38	2,68
Na ₂ O	0,10	1,01	0,70	0,49	0,28
K ₂ O	9,74	6,03	10,00	10,40	8,48
P ₂ O ₅	1,83	1,34	1,37	1,25	1,44
H ₂ O ⁺	2,43	4,96	1,56	1,87	2,69
H ₂ O ⁻	1,84	4,74	0,89	1,28	0,86
CO ₂	0,06	0,42	0,08	0,05	0,11
п. п. п.	2,04	3,04	2,51	2,79	2,16
Сумма	99,45	99,68	98,87	98,68	99,68
	млн ⁻¹				
Ba	8002	9568	12 059	15 264	7970
Li	6	6	8	5	7
Rb	404	7470	315	341	550
Sr	1625	2560	1930	1861	1600
Pb	85	101	68	78	100
Th	33	53	77	32	30
U	2	5,5	2	3	4
Zr	1939	1653	1865	1784	1800
Nb	138	194	135	132	300
Y	34	—	19	19	40
La	488	419	441	473	600
Ce	767	851	789	769	950
Nd	—	332	—	—	—
Sc	18	11	17	15	25
V	236	205	160	153	520
Cr	199	357	234	201	300
Co	24	—	32	39	50
Ni	325	272	249	285	380
Cu	60	44	83	42	70
Zn	90	91	108	73	94
Sn	14	9	16	9	10
Ga	21	29	19	18	14
S	60	—	980	340	200
F	5390	3800	4960	4660	5300
Cl	58	—	79	78	—

1—флогопит-лейцитовый лампроит, ответвление в туфах восточной части жерла, GSWA 71828; 2—флогопит-лейцитовый лампроит, нижний силл, BMR 83210305; 3—флогопит-лейцитовый лампроит, средний силл, GSWA 71818; 4—флогопит-лейцитовый лампроит; 5—среднезернистый флогопит-лейцитовый лампроит, центральная часть жерловой пробки, GSWA 30493.

Сг, чем другие лампроиты этого жерла. Лампроиты центрального штока характеризуются также более высокими содержаниями TiO_2 , Zr, Nb, Pb, Sr и La по сравнению с другими интрузивными фазами описываемого тела, что указывает на очень сильное их обогащение некогерентными элементами.

Силлы имеют такой же состав, но в них по сравнению с лампроитами центрального штока ниже содержание MgO и выше содержания SiO_2 и K_2O (табл. 33). Нижний силл выделяется очень высокой концентрацией Rb (8600 и 7500 млн⁻¹), обнаруженной в двух образцах.

Во всех лампроитах жерла 81-й мили содержания Sr, Pb, Th, U, Zr, Nb и легких РЗЭ значительно выше, чем в большинстве лейцитовых лампроитов Западного Кимберли. Содержания F, Ta, Hf также приблизительно в 1,5 раза выше, чем в среднем в лейцитовых лампроитах Западного Кимберли, и очень близки к содержаниям в породах Маунт-Перси.

Эллендейл 2 — это группа маломощных необнаженных силлов, которые интродуцируют известняки и аргиллиты группы Ферфилд и расположены в 3 км к востоку-северо-востоку от Маунт-Перси. Силлы были обнаружены с помощью аэромагнитной съемки, последующей наземной протонной магнитной съемки и бурения на аэромагнитной аномалии [181].

Обнаженность в районе слабая. Полого залегающие плитчатые известняки с фауной образуют небольшие выходы в слое чернозема или калькрета мощностью до 3 м. По данным бурения, известняки ассоциируются с зелеными и серыми аргиллитами с горизонтами, богатыми ископаемой фауной (рис. 68).

Контуры общей магнитной интенсивности указывают на наличие двух хорошо определенных дипольных аномалий с максимальными отклонениями 60 и 110 нТл от уровня общего фона в $50\ 195 \pm 5$ нТл. Центры дипольных аномалий располагаются над двумя основными необнаженными силлами. Меньший силл, на который неожиданно натолкнулись во время

бурения, имел слабо различимый магнитный эффект.

Из двух основных силлов флогопит-оливиновых лампроитов, имеющих мощность приблизительно 8 и 5 м, более крупный, восточный, протягивается в широтном направлении и падает на север под углом 10° , в то время как западный силл протягивается в восток-северо-восточном направлении и падает на север под углом около 15° . На разрезах, приведенных на рис. 68, мощность каждого силла везде одинакова. Однако в канаве, вскрывшей западный силл, видно, что мощность тела меняется: в раздувах она достигает 5 м, а в пережимах уменьшается до 20 см. Силл прорывает и нарушает аргиллиты группы Ферфилд. В силле имеются прослойки аргиллитов мощностью несколько сантиметров и длиной несколько метров. При бурении участка между двумя главными силлами было вскрыто несколько тонких силлов сходных лампроитов мощностью до 2 м.

Породы представляют собой флогопит-оливиновые лампроиты, отличающиеся от ранее описанных полным отсутствием лейцита. Оливин составляет около 20–30% породы и встречается в двух генерациях: в виде ксеноморфных или гипидиоморфных макрокристов размером от 2 до 6 мм и мелких идиоморфных микрофенокристов длиной < 1 мм. Обычно макрокристы имеют округлую форму или корродированы, образуя неправильные формы, а один свежий макрокрист характеризуется волнистым погасанием. Кроме небольших реликтовых зерен оливина присутствуют псевдоморфозы талька, карбонатов или глинистых минералов по оливину. Флогопит образует мелкие неправильные пойкилитовые чешуйки размером до 1 мм с многочисленными включениями основной массы. Как правило, он имеет равномерный оранжево-коричневый цвет, но некоторые чешуйки окружены более темными каемками. Основная масса вся изменена, и только акцессорные минералы могут быть четко определены. Здесь присутствуют мелкие зерна зеленоватого перовскита, иголки апатита и

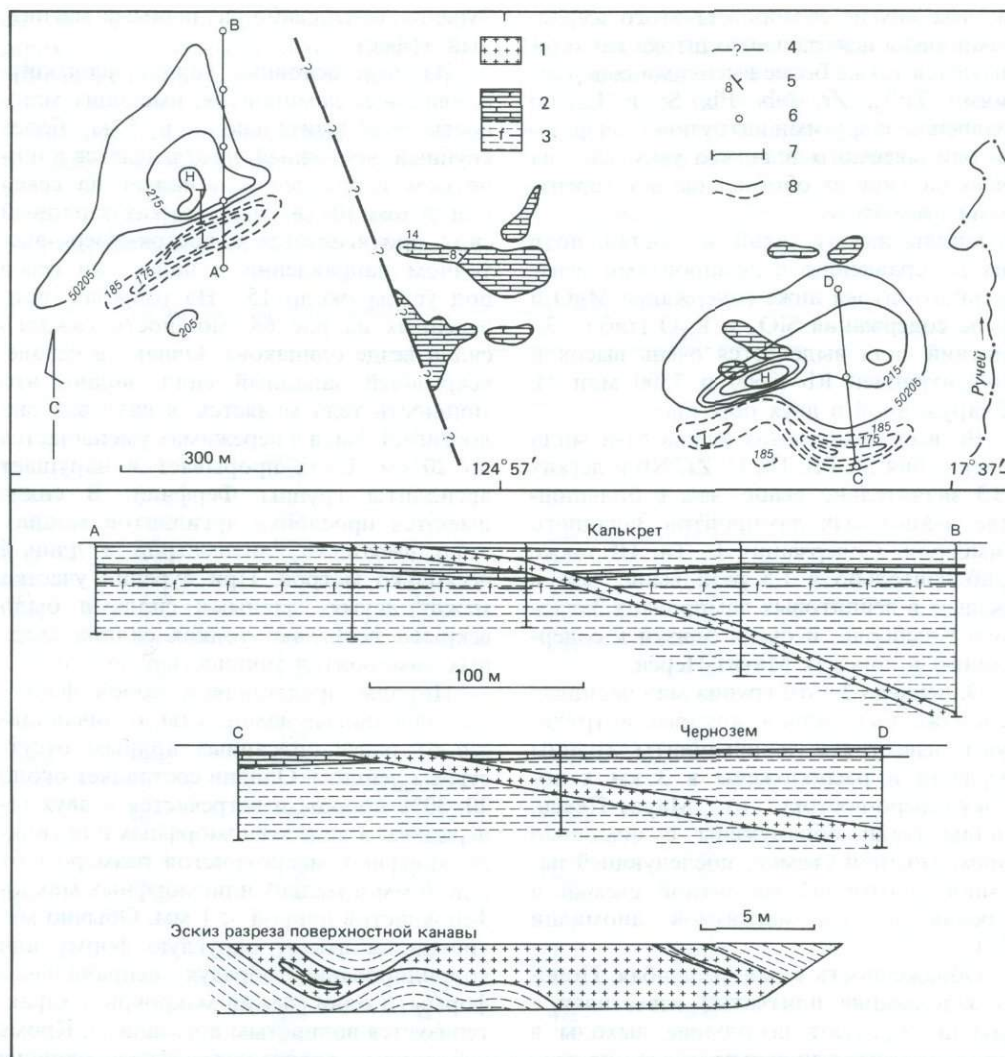


Рис. 68. Геологическая карта и магнитометрия трубки Эллендейл. 1 – флогопит-оливиновые лампроиты; 2–3 – группа Ферфилд: 2 – известняки, 3 – алевролиты с горизонтом, содержащим фауну, 4 – разлом; 5 – падение; 6 – скважины; 7 – каналы; 8 – изолинии магнитной интенсивности (интервал 10 нТл). Геология – по Смигу, магнитометрия – по Хьюзу.

небольшие количества хромита и вэйдита. Основная масса представляет собой темно-коричневый мутный измененный материал, но сохранившаяся реликтовая структура позволяет предположить, что ранее она состояла из очень мелких лейст диоксида, включенных в стекло. Большинство образцов содержит неправильные участки

карбонатного или цеолитового материала, а в некоторых встречаются пустоты, заполненные карбонатом, и редкие прожилки карбоната. Источник карбоната не мог быть магматическим; скорее всего, им являлись вмещающие известняки группы Ферфилд.

По химическому составу породы зани-

мают промежуточное положение между лейцитовыми и оливиновыми лампроитами Эллендейл 4 и 9. В табл. 34 приведены анализы образцов из четырех маломощных силлов, которые показывают, что в оливиновых лампроитах количество MgO невелико — 17–18%, в то время как содержания CaO и K₂O относительно высокие. Высокое содержание CaO в большой степени связано с уровнем карбонатизации образцов, что находит подтверждение в присутствии Со₂. Хотя количество K₂O достигает 4,5%, лейцит в породах отсутствует.

Эллендейл 4. Трубка Эллендейл 4 площадью 76 га является одним из крупнейших лампроитовых тел в поле Эллендейл и, вероятно, наиболее сложным по строению. Она была открыта в ноябре 1976 г. в результате шлихового опробования и оказалась первой погребенной трубкой, обнаруженной компанией Ashton Joint Venture в этой области. Эллендейл 4 — самая богатая алмазоносная трубка в поле Эллендейл, и поэтому здесь проводились интенсивные буровые работы и другие исследования, хотя обнаруженные запасы не гарантируют разработку в настоящее время. Трубка расположена на северо-западном окончании хребта Оскар; близ нее кончается дорога, построенная компанией Ashton Joint Venture и ответвляющаяся от дороги на пастбище Гибб-Ривер.

На современном уровне эрозии трубка в значительной своей части интродуцирует пермские песчаники группы Грант, однако небольшая часть трубки на северо-востоке прорывает девонские известняки Нуллара, представляющие собой платформенные фации фаменского рифового цикла, которые слагают большую часть хребта Оскар. Бурение показало, что близ южной границы трубки максимальная мощность пермских осадков, перекрывающих известняки и известковые аргиллиты, составляет около 75 м. В непосредственной близости от трубки известняки имеют пологое залегание и обнажены плохо, но вокруг южной оконечности трубки пермские песчаники образуют хорошо обнаженный гребень высотой до 10 м.

Таблица 34. Типичные анализы лампроитов трубки Эллендейл 2

	1	2	3	4
	% по массе			
SiO ₂	42,50	37,10	37,40	39,60
TiO ₂	4,63	4,60	4,79	4,59
Al ₂ O ₃	4,30	4,40	4,70	4,20
Fe ₂ O ₃	5,50	6,40	6,50	5,60
FeO	2,79	2,94	2,79	2,69
MnO	0,13	0,14	0,14	0,16
MgO	17,70	15,80	16,30	17,70
CaO	4,60	7,25	6,21	5,65
Na ₂ O	0,88	0,63	0,86	0,96
K ₂ O	4,34	3,35	3,47	4,11
P ₂ O ₅	1,44	2,10	1,87	1,21
H ₂ O ⁺	5,65	4,89	5,16	5,71
H ₂ O ⁻	3,15	5,35	5,24	3,34
CO ₂	0,28	2,56	1,68	1,41
п. п. п.	1,82	1,88	1,99	2,11
Сумма	99,71	99,29	99,10	99,04
	млн ⁻¹			
Ba	4906	5306	6239	7676
Li	60	41	55	61
Rb	538	362	358	471
Sr	1613	1975	1874	1659
Pb	80	75	77	80
Th	98	59	61	66
U	4	< 1	1	2
Zr	1371	1648	1618	1550
Nb	259	207	211	229
Y	29	26	24	21
La	511	623	616	618
Ce	669	1186	1137	1131
Sc	27	29	32	25
V	56	50	56	30
Cr	952	695	633	698
Co	58	51	51	61
Ni	600	627	632	706
Cu	56	53	60	53
Zn	96	81	75	80
Sn	—	15	13	5
Mo	3	< 1	2	< 1
Ga	4	6	6	7
S	300	260	160	490
F	6072	4900	5500	4660
Cl	60	86	80	60

1 — оливин-флогопитовый лампроит, керн скважины 2AC8, глубина 24 м, GSWA 71440; 2 — карбонатизированный оливин-флогопитовый лампроит, керн скважины 2AC3, глубина 22 м, GSWA 71436; 3 — оливин-флогопитовый лампроит, керн скважины 2AC4, глубина 26 м, GSWA 71437B; 4 — лейцит(?)-оливин-флогопитовый лампроит, скважина 2AC9, глубина 22–25 м, GSWA 71442.

Рядом с трубкой песчаники отвердели и несут следы спекания; слоистые текстуры нарушены и разорваны, и при выветривании образуются округлые формы. Экзоконтактовое термальное воздействие трубки редко прослеживается больше чем на 50 м от контакта, и в большей части обнажений песчаников видны хорошая слоистость и пологое залегание. Небольшие округлые выходы отвердевших песчаников, обнаруженные вокруг северной границы трубки, частично брекчированы и испытали вторичную цементацию.

Магматические и пирокластические породы трубки Эллендейл 4 целиком погребены под покровом песков и элювия мощностью до 5 м. Обычно в разрезе слой красного песка мощностью 1–2 м лежит на толще зеленоватой элювиальной глины переменной мощности, образовавшейся за счет подстилающих лампроитов. В некоторых разрезах глина перекрыта горизонтом калькрета. Нижеследующее описание геологии трубки основано главным образом на данных бурения и описании образцов, взятых из центрального штока при проходке разведочных шурфов [272, 322].

В плане трубка представляет собой сложное тело, напоминающее по форме цифру 8 (рис. 69). Большая восточная «часть» характеризуется неправильными очертаниями и имеет диаметр около 85 м, в то время как западная часть имеет размеры 650 × 400 м. Обе части соединены узкой перемычкой шириной 150 м. Такая форма является результатом разрастания двух основных эруптивных центров, но, как будет показано ниже, каждая часть характеризуется своей сложной структурой. Площадь выхода трубки на поверхность занята в основном центральным магматическим штоком оливиновых лампроитов, а распространение пирокластических пород ограничено относительно небольшими по размерам краевыми зонами. Бурение, однако, показало, что на многих участках уже на небольшой глубине магматический материал перекрывает лапиллиевые туфы, и, таким образом, в целом около 50% жерла заполнено пиро-

кластами. Детально форма трубки будет описана ниже, но уже здесь можно отметить, что она резко сужается книзу, переходя на глубине около 300 м в несколько узких каналов [8].

Пирокластические породы разнообразны как по размеру обломков, так и по содержанию лампроитов. Они изменяются от богатых кварцем туфов через бледно-зеленые туфовые «песчаники» с низким содержанием обломков лампроитов до темных лампроитовых лапиллиевых туфов с небольшой примесью вмещающих пород или без них. Грубая расслоенность туфов, особенно близ стенок трубки, выявляется по данным бурения и показана на разрезах рис. 69. В разведочном шурфе, пройденном близ южной границы восточной части трубки, были вскрыты хорошо слоистые лапиллиевые туфы, падающие под углом около 35° в сторону центра жерла (рис. 70). Слоистость имеет «шаг» 10 см, и хотя из-за уплотнения происходили незначительные смещения, нет оснований допускать крупное оползание. Пирокласты, вероятно, являются отложениями базисной волны и содержат несколько крупных стагмалитов песчаников размером до 10 см. В шурфе было также обнаружено крупное, диаметром до 30 см, включение мантийного материала, превращенного в результате выветривания в желтую глину.

В других разбуренных трубках и в обнажениях пирокластических пород трубок 81-й мили и Маунт-Норт лапиллиевые туфы в общем изменяются от кварцевых и лапиллиевых туфов со значительным количеством ксеногенных компонентов в основании толщи до очень моногенетичных лампроитовых лапиллиевых туфов, почти не содержащих обломков вмещающих пород, в верхних горизонтах пирокластической пачки. В Эллендейл 4 несколько разновидностей пирокластических пород часто переслаиваются, что предполагает более сложную вулканическую историю, чем просто постепенный вынос из подземного канала обломков вмещающих пород. Кварцевые туфы, первичный продукт разрушения вмещающих

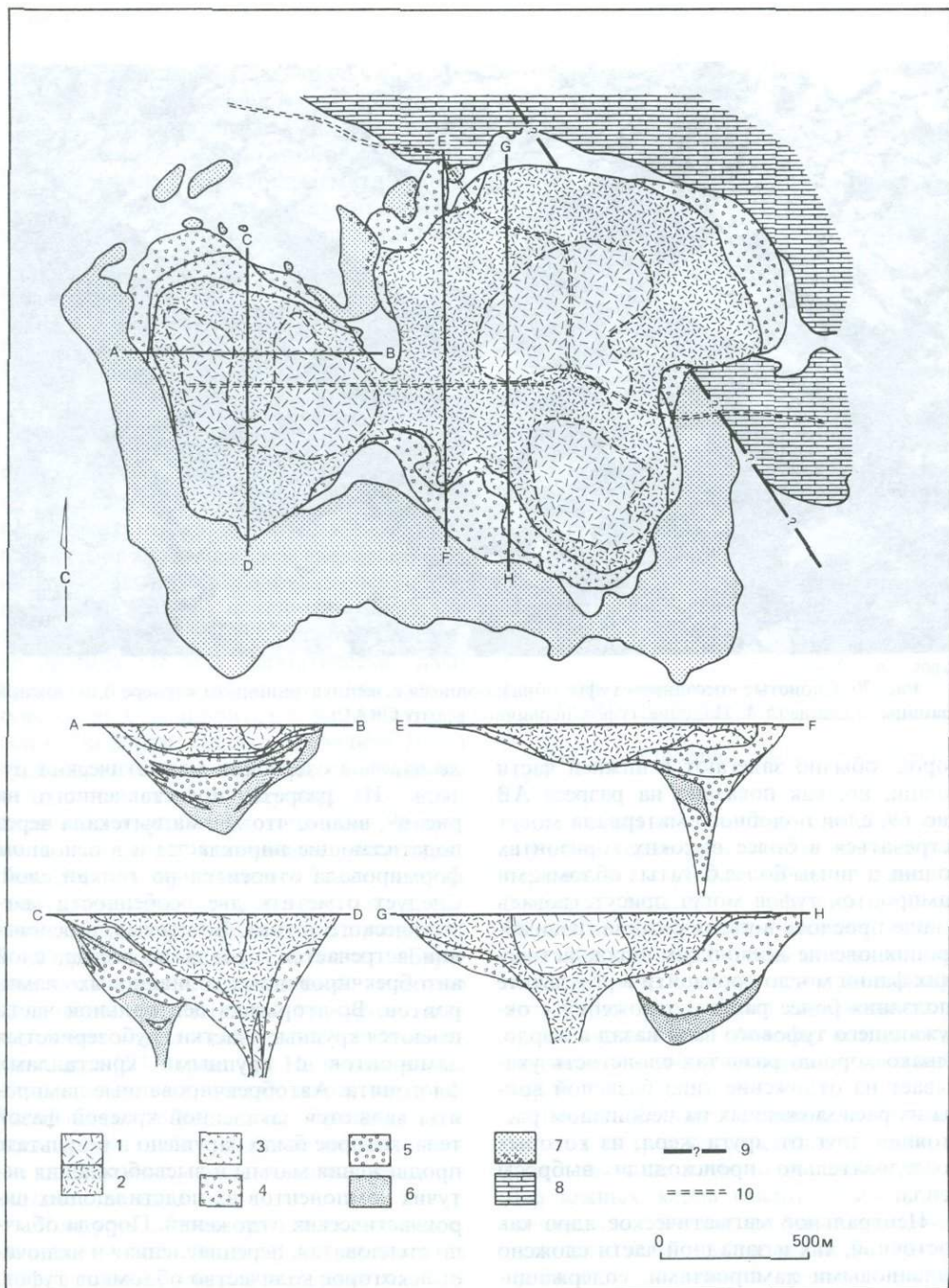


Рис. 69. Геологическая карта тела Эллендейл 4. 1 – флогопит-оливиновые лампроиты; 2 – оливиновые лампроиты; 3 – автобрекчированные оливиновые лампроиты; 4 – оливин-лампроитовые лапиллиевые туфы; 5 – «песчаные» лапиллиевые туфы и туфобрекчии; 6 – «песчаные» туфы (только на разрезах); 7 – пермские песчаники группы Грант, брекчированные близ стенок трубки; 8 – девонские известняки и алевролиты Нуллара; 9 – предполагаемый разлом; 10 – дорога [272].



Рис. 70. Слоистые «песчаные» туфы, обнажающиеся в эксплуатационном карьере близ южной границы Эллендейл 4. Падение туфов первичное (фото CRAE).

пород, обычно залегают в нижней части толщи, но, как показано на разрезе АВ рис. 69, слои подобного материала могут встречаться в более высоких горизонтах толщи, а линзы более богатых обломками лампроитов туфов могут присутствовать в виде прослоев в низах разреза. Взаимопроникновение нескольких пирокластических фаций могло произойти в результате сползания более ранних отложений с окружающего туфового вала назад в жерло, однако хорошо развитая слоистость указывает на отложение типа базисной волны из расположенных на небольшом расстоянии друг от друга жерл, из которых последовательно происходили выбросы пепла.

Центральное магматическое ядро как восточной, так и западной части сложено оливиновыми лампроитами, содержащими крупные макрокристы оливина размером до 1 см. Магматический материал, возможно, был выброшен по крайней мере из двух узких подземных каналов и, по-видимому, образовал в открытом жер-

ле лавовое озеро или магматический пузырь. Из разреза, представленного на рис. 69, видно, что магма вытекала через подстилающие пирокласты и в основном формировала относительно тонкий слой. Следует отметить две особенности магматического штока. Во-первых, в основании встречается, правда не всегда, слой автобрекчированных оливиновых лампроитов. Во-вторых, в центральной части имеются крупные участки грубозернистых лампроитов с крупными кристаллами флогопита. Автобрекчированные лампроиты являются закаленной краевой фазой тела, которое было нарушено в результате продвижения магмы и высвобождения летучих компонентов их подстилающих пирокластических отложений. Порода обычно стекловатая, переплавленная и включает некоторое количество обломков туфов. Сходные брекчированные базальные слои мощностью до 1 м обнаружены во многих лампроитовых интрузиях, но в Эллендейл 4 автобрекчированные зоны мощностью до 50 см были зарегистрированы только в

некоторых скважинах. Центральные зоны, сложенные грубозернистыми флогопитоливиновыми лампроитами, возможно, образовались в результате более медленного остывания в центре магматического тела. Области богатых флогопитом лампроитов — это бескорневые зоны, опускающиеся до глубины 130 м. Флогопит присутствует во всех типах оливиновых лампроитов в виде интерстициальных чешуек, но только в более грубозернистых разновидностях он виден в штуфах.

Скважины, пройденные в пирокластических отложениях, пересекали несколько тонких слоев оливиновых лампроитов. Формирование этих силлов, вероятно, тесно связано с внедрением главного лампроитового штока. Известен только один пример более поздней, чем главный шток, интрузии, которая внедрялась из шейки подземного канала, питающего западную часть жерла (разрез CD, рис. 69). Скважина прошла 318 м в магматических лампроитах, главным образом в однородных оливиновых лампроитах с флогопитом в основной массе. Однако последние 100 м были пройдены в породах, существенно отличающихся по своему характеру и содержащих крупные флогопитовые чешуйки и скопления оливиновых макрокристов. Это тело представляет более поздний импульс магмы, остывшей под значительным чехлом более ранних лампроитов.

Структура трубки и вулканизм. Бурение позволило с достаточной степенью достоверности составить контурные карты стенок жерла и основания магматического ядра [272] (рис. 71). На картах видна сложная система мелких жерл, которые, увеличиваясь в размерах, образовали современную трубку, а также меньшее число подводных каналов, питавших магматическое ядро.

Контурные стенок трубки показывают, во-первых, что Эллендейл 4 состоит из двух главных центров извержения. Восточная и западная части трубки оконтурены до глубины 300–350 м, но узкая перемычка, соединяющая их, простирается на глубину не более 60 м. Западная часть состоит из трех жерл, расположенных

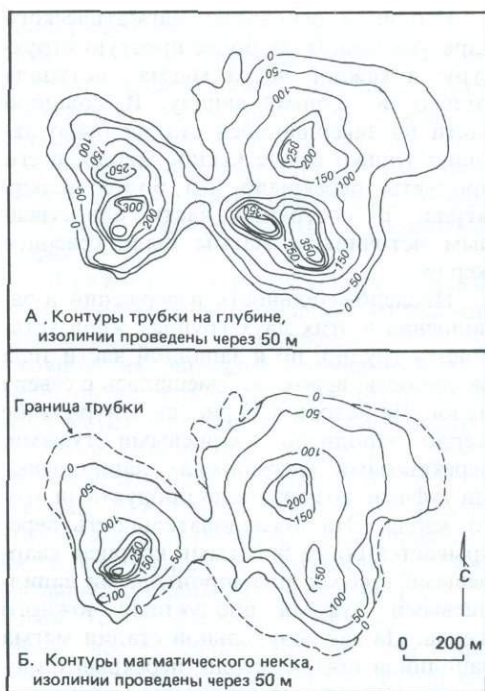


Рис. 71. Строение трубки Эллендейл 4 [272].

меридионально вдоль оси тела. Два более крупных жерла прослежены при помощи бурения до глубины 300 м и одно небольшое жерло — до глубины 250 м. Общая конфигурация комплекса, в котором контуры жерл сливаются на глубине менее 150 м и образуют единую овальную структуру, предполагает синхронность их вулканической активности, которая завершилась образованием западного жерла.

Восточная часть Эллендейл 4 также состоит из трех жерл, каждое из которых может быть оконтурено на глубине 350 м. Два южных жерла имеют очень крутые стенки; они начали разрастаться выше отметки 250 м и образовали вытянутый гребень вдоль южной границы трубки. Более крупное северное жерло сильно расширяется и обуславливает форму северной части трубки. Три жерла восточной части сливаются лишь на глубине около 75 м.

Изолинии основания магматического ядра указывают на более простую структуру: в каждой части магма поступала только по одному каналу. В западной части на завершающей стадии было активно только самое южное жерло, и его продукты перекрыли два более мелких жерла. В восточной части единственным источником магмы было северное жерло.

Последовательность извержений и заполнения в этих двух группах жерл установить трудно, но в западной части тела активность, вероятно, смещалась с севера на юг. На разрезе CD рис. 69 центральное жерло заполнено кварцевыми туфами, перекрытыми «песчаными» лапиллиевыми туфами, возможными продуктами этого жерла. Эта последовательность перекрывается более богатыми кварцем кварцевыми туфами и лампроитовыми лапиллиевыми туфами — продуктами южного жерла. На заключительной стадии магма заполнила южное жерло, перекрыв пирокласты. Очертания основания магматического тела указывают на то, что северные жерла были уничтожены как геоморфологические единицы до завершения извержения.

В восточной части два южных жерла почти целиком заполнены пирокластами: мощной толщей кварцевых туфов, «песчаными» лапиллиевыми туфами и лампроитовыми лапиллиевыми туфами. На разрезе EF рис. 69 видны мощные линзы кварцевых туфов, перекрывающих «песчаные» лапиллиевые туфы в западном жерле. Туфы в этом жерле фактически представляют собой отчетливый туфобрекчиевый комплекс с высоким содержанием крупных валунов песчаников размером до 20 см. Линзы мелкозернистых кварцевых туфов являются, возможно, ранним продуктом извержения соседнего жерла, сползшим в кратер после главной фазы извержения западного жерла. Перекрывающие лампроитовые лапиллиевые туфы также представляют собой продукт соседнего жерла, заполнивший первичный кратер. Магматическая активность в этом жерле была незначительной: скважины,

заложенные чуть восточнее гребня, пересекли несколько тонких силлов оливиновых лампроитов на уровнях, до которых не могла подняться магма из северного жерла. Юго-западное жерло, не показанное на разрезах, заполнялось пирокластами сходным образом, хотя одна скважина в жерле все-таки пересекла пробку оливиновых лампроитов, непосредственно перекрытую автобрекчированными лампроитами и оливиновыми лампроитами из северного жерла.

Главным магматическим центром восточной части было северное жерло, продукты деятельности которого распространились и заполнили два более ранних жерла. Лампроитовые лапиллиевые туфы из этого жерла, вероятно, заполнили большинство более ранних кратеров. Рис. 71 позволяет предположить, что поднимавшаяся магма заполняла небольшие оставшиеся впадины. Не было обнаружено никаких значительных различий между магматическими продуктами двух основных жерл и никаких следов слияния двух частей тела близ соединяющей их перемычки. Вполне возможно, что два жерла были активны в одно и то же время и что магма, изливаясь из них, образовала одно большое лавовое озеро.

Алмазы. Применившиеся методы оценки содержания алмазов в теле Эллендейл 4 были описаны в гл. 1. Алмазность на большей части перспективной площади, над гребнем у южной границы восточной части тела составляет в среднем 14 кар/100 т (табл. 3), колеблясь от 3,1 до 24,5 кар/100 т [322]. Такие же колебания отмечены в образцах из глубоких скважин. Они связаны с типом пирокластических отложений, из которых были взяты пробы. В лампроитовых лапиллиевых туфах с незначительной примесью вмещающих пород или не содержащих такого материала алмазность колеблется от 3 до 30 кар/100 т, но «песчаные» лапиллиевые туфы из-за разубоживания редко содержат больше 4 кар/100 т, а кварцевые туфы редко содержат больше 1 кар/100 т. Пирокластические породы западной части тела имеют примерно такой

же уровень алмазности, который зависит от типа туфов.

Магматический материал из центрального ядра очень беден алмазами. Алмазность колеблется от 0 до примерно 1,5 кар/100 т и в среднем составляет 0,5 кар/100 т. Содержание алмазов в автобрекчированных краевых лампроитах неизвестно. В этой закаленной краевой зоне центрального магматического штока алмазность может составлять 21,8 кар/100 т [322]. Такое значение лежит между содержаниями в лампроитовых лапиллиевых туфах и в породах магматического штока.

Петрография. Кварцевые туфы. Первым продуктом вулканизма были туфы, состоящие в основном из раздробленных вмещающих пород с очень незначительной примесью лампроитового материала. Обычно туфы сложены округлыми или деформированными кварцевыми зернами, поступавшими из песчаников группы Грант, и рыхлой связующей массой из глинистых минералов. В некоторых образцах присутствуют мелкие аккреционные лапилли из угловатых обломков кварца и глинистых минералов, первоначально представлявших собой вулканический пепел. В других образцах встречаются лапилли, сложенные оливинными лампроитами, алевролитами и измененными кристаллами оливина. После того как алевролиты и аргиллиты были включены в туфы, последние подверглись метасоматическим изменениям и пластической деформации с образованием «жгутов» в тонкозернистой хлорит-кварцевой породе. В одном таком образце заметными акцессориями являются обломки граната, циркона и рутила.

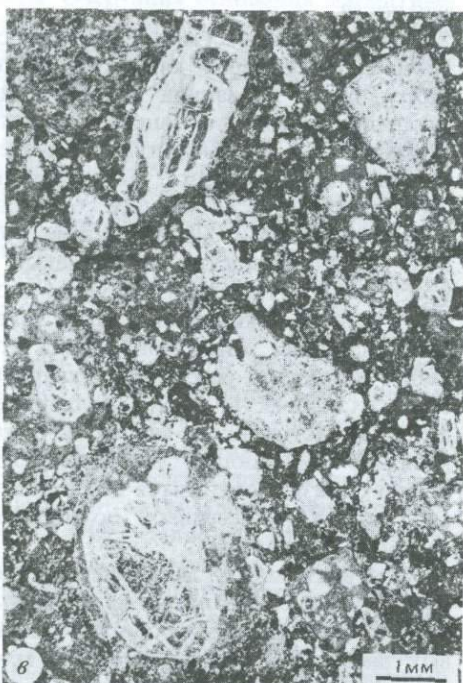
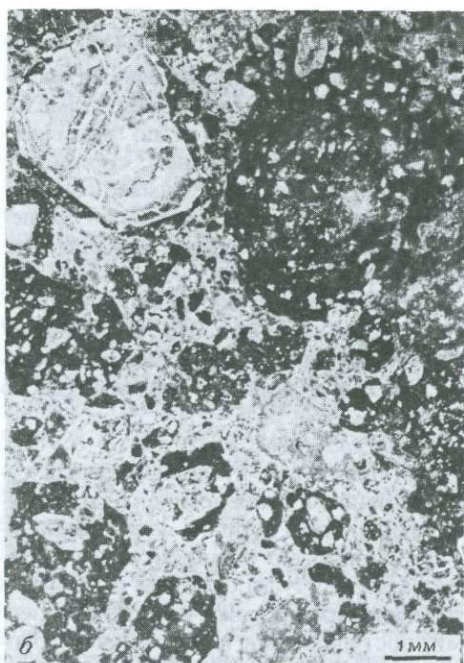
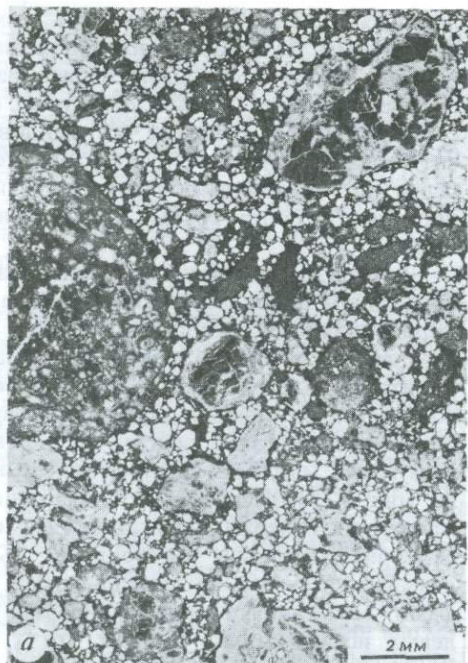
Туфы, занимающие промежуточное положение между кварцевыми и лапиллиевыми туфами, встречаются редко. Однако в ряде образцов кварцевые зерна составляют менее 50% породы, а остальной объем приходится на пепловые частицы оливинных лампроитов или девитрифицированного лампроитового стекла и интерстициальную лампроитовую пыль. Иногда порода содержит 20–30% мелких

лапиллей оливинных лампроитов размером 2–3 мм, но преобладающими компонентами являются кварцевые зерна и лампроитовый пепел (рис. 72,а). Туфы, состоящие почти целиком из пепловых частиц лампроитовых пирокластов, очень редки, но их можно обнаружить в виде прослоев в более грубых лапиллиевых туфах.

Лапиллиевые туфы. Преобладающим типом пирокластических отложений жерла являются лапиллиевые туфы, состоящие из лапиллей оливинных лампроитов размером до 1 см, небольшого количества случайных лапиллей алевролитов и глинистых сланцев и туфовой связующей массы из лампроитового пепла (рис. 72,б). Некоторые более ранние отложения, содержащие в связующей массе зерна кварца и микроклина, были названы «песчаными» лапиллиевыми туфами. Такое определение удобно для полевых исследований, так как эти туфы легко распознаются по шероховатой поверхности.

Помимо присутствия в туфовой связующей массе зерен кварца и редкого рассеянного турмалина единственным различием между «песчаными» и «непесчаными» лапиллиевыми туфами является большая стекловатость пирокластов в «песчаных» туфах и меньшее содержание в них оливинных макрокристов, обычных для большинства лапиллиевых туфов. Стекловатые лапилли часто включают некоторое количество зерен кварца. Хотя наиболее характерно присутствие лишь немногих рассеянных кварцевых зерен, их количество может увеличиваться до 20%. Источником кварца, вероятно, являлись вмещающие песчаники, но в одном образце содержится немного зерен микроклина, вынесенных, по-видимому, из пород фундамента.

Основная масса лапиллиевых туфов представлена лититовыми лапиллиевыми туфами, содержащими обломки оливинных лампроитов размером от < 1 мм до 1 см и отдельные макрокристы оливина размером до 6 мм. Угловатые до округлых ксеногенные обломки глинистых



сланцев размером до 1 см встречаются редко или вообще отсутствуют. Туфовая связующая масса состоит из пепловых обломков лампроитов, кристаллов измененного оливина и редкого флогопита в бесструктурной массе глинистых минералов и других продуктов изменения лампроитового пепла. Большая часть лапиллиевых туфов сложена пепловой связующей массой, в которой присутствует около 50% лапиллей размером > 2 мм, но некоторые разновидности состоят из кластитовых обломков, а туфовый материал занимает интерстиции между лапиллями.

Для пирокластов оливиновых лампроитов характерно присутствие двух генераций оливина: ксеноморфных макрокристов размером до 6 мм и мелких идиоморфных фенокристов размером менее 1 мм, развитых в основной массе. Связующая масса представляет собой агрегат тонкозернистых глинистых минералов, содержащий мельчайшие зерна перовскита и аксессуарного хромита. Некоторые обломки пузырчатые, и основная масса, очевидно, представляет собой измененное девитрифицированное стекло, в котором не встречаются зерна перовскита. По оливину развиваются псевдоморфозы талька и, реже, карбоната. Более крупные макрокристы оливина часто присутствуют в виде отдельных кристаллов, окруженных

тонкой оболочкой стекловатого лампроита. Иногда обломки угловатые, но в большинстве случаев имеют неправильную форму или заливообразные и волнистые очертания. Видимо, в момент выброса они были пластичными. В некоторых образцах пирокластов заметны, концентрические текстуры, которые, вероятно, обусловлены скручиванием во время полета.

Отличительным признаком лапиллиевых туфов является небольшое количество лапиллей, в которых присутствует флогопит. Чаще флогопит встречается в лапиллях из оливиновых лампроитов в виде отдельных чешуй длиной до 1 мм с окружающими резорбированными краями. Однако некоторые лапилли переполнены мелкими фенокристами флогопита, рассеянного в тонкозернистой коричневой связующей массе из глинистых минералов, содержащей немного небольших фенокристов оливина. Подобные оливин-флогопитовые лампроиты не встречаются в силах или более крупных телах; пойкилитовый флогопит центральной интрузии кристаллизовался на завершающей стадии, а не на стадии образования фенокристов. В туфовой связующей массе присутствует также некоторое количество крупных чешуй флогопита с резорбированными краями.

Из 25 шлифов лапиллиевых туфов в трех обнаружены небольшие ксенолиты мантийного происхождения; каждый такой ксенолит включен в лапиллю оливиновых лампроитов. Одно включение размером 5 мм полностью изменено с образованием глинистых минералов и распознается только по реликтовым структурам; исключение составляет червеобразный красно-коричневый пикрохромит. В другом обломке размером 2 мм сохранился кристалл ортопироксена. Самое крупное включение диаметром 6 мм имеет метасоматически измененную краевую зону, окружающую ядро, состоящее из ортопироксена, червеобразного хромита и диоксида, в свою очередь его как бы «обволакивает» тонкая оболочка оливинового лампроита (рис. 72, з). Это включение похоже на свежий гарцбургит, содержа-

Рис. 72. Микрофотографии туфов трубки Эллендейл 4. *а* – «песчаный» лапиллиевый туф; обращают на себя внимание аккреционные лапилли и ядра в лапиллях, а также макрокристы измененного оливина, скважина 4AC147, глубина 226 м (GSWA 76009E); *б* – оливиновый лампроитовый лапиллиевый туф; интересны концентрическая структура в крупных лапиллях и измененная пепловая связующая масса, скважина 4AC162, глубина 165 м (GSWA 71468); *в* – оливиновый лампроитовый лапиллиевый туф; видны включения вторичного везувиана, находящегося в измененной связующей массе, скважина 4AC 185, глубина 119 м (GSWA 71482); *г* – небольшой мантийный ксенолит в лампроитовых лапиллиевых туфах. Из неизмененных минералов присутствуют пикроильменит (темный) и ортопироксен, в подчиненном количестве – хромдиопсид, скважина 4AC162, глубина 137 м (GSWA 71468H).

ший диопсид и хромит [196]. В туфовой связующей массе были отмечены редкие ксенокристы красно-коричневого хромита, часто окруженные непрозрачной измененной, обогащенной железом каемкой ортопироксена, и единичное зерно диопсида. Присутствуют также макрокристы оливина с червеобразными включениями хромита. Эти включения, вероятно, представляют собой ксенолиты переменного состава — от содержащего диопсид гарцбургита до лерцолита; они похожи на ксенолит 80210127, который был найден в породах магматической фазы трубки Эллендейл 7.

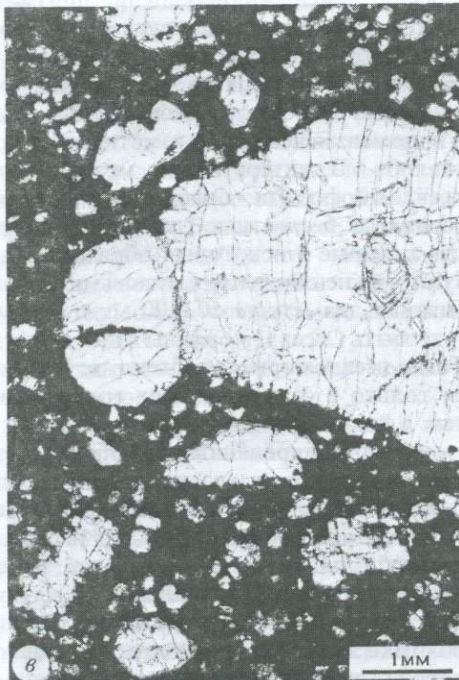
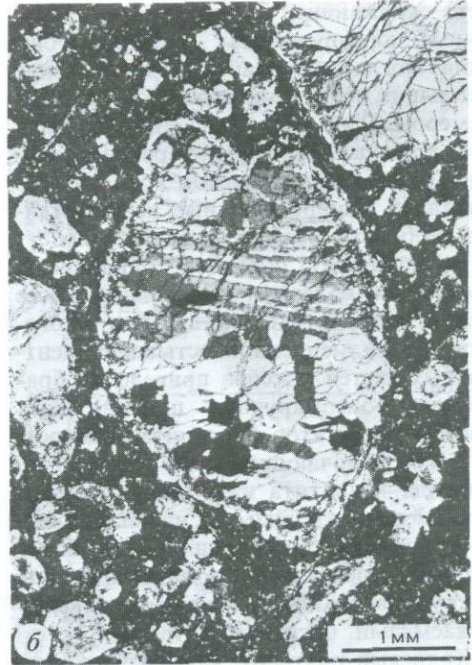
Туфовая связующая масса лапиллиевых туфов состоит из родственного лапилляма пеплового и пылевидного материала. В большинстве образцов тонкая пепловая фракция полностью изменена и превращена в глинистые минералы, иногда с карбонатными прожилками или частично замещенные карбонатом. Некоторые образцы содержат в связующей массе везувиан, который может также замещать отдельные обломки туфа (рис. 72, в). Минерал бесцветный, но характеризуется аномальным двупреломлением от цвета хаки до красно-коричневого и цвета яркой берлинской лазури. Минерал оптически положительный, что предполагает высокое содержание ОН [78].

Центральное магматическое ядро. Магматические породы, которые занимают большую часть выхода на поверхность трубки Эллендейл 4, представлены оливиновыми лампроитами (рис. 73, в). Различия в характере охлаждения привели к различиям в размере зерен, структур и минерального состава, особенно в отношении присутствия или отсутствия флогопита и калиевого рихтерита. Однако, как бы то ни было, породы образуют единый петрографический комплекс. Для лампроитов характерно наличие двух генераций оливина (макрокристов и мелких фенокристов основной массы), пойкилитового флогопита основной массы и тонкозернистой связующей массы, состоящей из глинистых минералов и содержащей мельчайшие идиоморфные вы-

деления перовскита и хромита.

Оливин составляет от 30 до 40% объема лампроитов. Макрокристы и фенокристы основной массы присутствуют в почти равных количествах. Фенокристы основной массы длиной до 0,5 мм обычно идиоморфные или гипидиоморфные, сильно изменены и превращены в тальк. Макрокристы оливина достигают размера 1 см, имеют округлую или неправильную форму; для них характерны волнистое погасание, деформационное двойникование и наличие кинкбандов (рис. 73, а), что указывает на деформацию в твердом состоянии в мантийной области формирования магмы. Волнистое погасание характерно для всех неперекристаллизованных макрокристов: с увеличением напряжения образуются кинкбанды и деформационные двойники, обычно имеющие вид системы неправильных пластинок или, реже, двух перекрывающихся систем (рис. 73, а). В результате синектонической перекристаллизации образовались небольшие ненапряженные необласти размером 20–30 мкм, которые присутствуют в виде межзерновой «мозаики»,

Рис. 73. Микрофотографии оливиновых лампроитов из трубки Эллендейл 4. а — полосы излома (кинкбанды) в макрокристе оливина; видны две системы полос излома (николи скрещены), скважина 4АС191, глубина 244 м (GSWA 71478J); б — макрокристалл оливина с участками полигонизации и деформационного двойникования. Половина макрокристалла перекристаллизована с образованием небольших необластов, а на остальной части видна тонкая двойниковая полосчатость. Макрокристалл обладает волнистым погасанием (николи скрещены), скважина 4АС191, глубина 304 м (GSWA 71478М); в — оливиновый лампроит; резорбированные по краям макрокристы оливина и микрофенокристы оливина, находящиеся в основной массе, состоящей из диопсида и большого количества флогопита. Крупный макрокристалл включает округлые зерна хромдиопсида, скважина 4АС112, глубина 165 м (GSWA 71469D); г — автобрекчированный оливиновый лампроит из зоны контакта; измененный макрокристалл оливина в брекчированной первично стекловатой основной массе, скважина 4АС228, глубина 128 м (GSWA 71486С).



часто окружающую более крупные напряженные порфиорокlastы. Перекристаллизация могла обусловить возникновение небольших зернистых агрегатов оливина размером 2–3 мм. Первичная закалка [241] привела к частичной перекристаллизации многих макрокристов, которые превратились в полигональные ненапряженные необласты размером до 300 мкм.

Большинство образцов оливиновых лампроитов содержит в основной массе мелкие пойкилититовые чешуйки флогопита. Более медленное остывание центральных частей массива привело к образованию более крупных пойкилитовых пластин и агрегатов флогопита размером до 2 мм, включающих зерна перовскита, диопсида и апатита из основной массы. Более мелкие чешуйки, как правило, бледно окрашены и слабо зональны, но более крупные выделения флогопита зональны и окружены темными красно-коричневыми каемками, богатыми титаном.

Калиевый рихтерит, как и крупнокристаллический флогопит, обнаружен только в более грубозернистых центральных частях штока, где он образует мелкие интерстициальные зерна или диффузные пойкилитовые выделения размером до 1 мм, обычно ассоциирующиеся с флогопитом.

Основная масса породы сложена в основном глинистыми минералами, в которых постоянно присутствуют мельчайшие зерна перовскита и более редкие идиоморфные зерна хромита. Многие образцы содержат поддающиеся распознаванию диопсид, апатит и вэйдит. Зерна перовскита идиоморфны, имеют желто-зеленый цвет, их размер колеблется от 3 до 100 мкм в более грубых разновидностях из центральных частей штока. Более крупные зерна очень часто имеют аномальное двупреломление. Характерные для краевых частей штока мельчайшие лейсты диопсида длиной около 10 мкм в более медленно остывавших центральных частях превратились в хорошо различимые призмы, достигающие иногда длины до 0,5 мм. Редкие небольшие призмы апатита и вэйдит обнаружены во многих об-

разцах, в частности в более грубозернистых разновидностях пород с калиевым рихтеритом–флогопитом. Некоторые более поздние породы кроме мелких идиоморфных зерен хромита размером до 50 мкм содержат непрозрачные интерстициальные зерна поздней стадии, которые могут быть ильменитом. В нескольких образцах присутствуют редкие призматические зерна прайдерита, минерала, характерного обычно только для лейцитсодержащих лампроитов. Почти во всех образцах оливиновых лампроитов лейцит не встречен ни в виде фенокристов, ни в виде кристаллитов в основной массе. В большинстве образцов глинистые минералы связующей массы образуют тонкозернистую коричневую бесструктурную массу, которая образовалась, возможно, за счет стекловатого или микрокристаллического вещества, близкого по составу к флогопиту. В более грубозернистой связующей массе центральных частей тела коричневые глинистые минералы псевдоморфно замещают небольшие призматические кристаллы неопределимого минерала. Этот минерал явно не является ни диопсидом, ни апатитом, так как оба минерала встречаются в связующей массе в виде неизмененных призматических кристаллов. В интерстициях между этими псевдоморфозами присутствуют тонкозернистые бесцветные глинистые минералы, которые в некоторых образцах образуют четкие округлые или восьмигранные «пятна» диаметром 50–100 мкм; это могут быть псевдоморфозы по лейциту. Такие псевдоморфозы обычно встречаются только в самых поздних грубозернистых оливиновых лампроитах.

Автобрекчированный базальный горизонт оливиновых лампроитов хорошо различим и в керне, и в шлифах. Чаще всего он представлен грубыми переплавленными лапиллиевыми туфами, не содержащими интерстициального туфового материала. Однако в каждом образце обломки породы одинаковые, и в целом порода является оливиновым лампроитом с оливиновыми макрокристами и фенокристами основной массы, находящи-

мися в девитрифицированной, стекловидной, а местами пузырьчатой связующей массе. Переплавленный характер, смятые текстуры течения, полное отсутствие интерстициальной туфовой связующей массы — все это позволяет четко отличать эти породы от лапиллиевых туфов (рис. 73,з).

Химизм. Магматическими породами Эллендейл 4 являются оливиновые лампроиты, содержащие 22–28% MgO и 35–42% SiO₂; представительные анализы лампроитов приведены в табл. 35. Все породы имеют низкие содержания Al₂O₃ (18–4%) и CaO (2,5–6%), очень низкое содержание Na₂O (< 1%, обычно ≤ 0,5%) и высокие содержания TiO₂ и K₂O (2,2–4% TiO₂ и 1,8–5% K₂O). Содержания Ni и Cr высокие, обычно 800–1400 млн⁻¹. За исключением образцов с очень высоким модальным содержанием ксенокристов оливина, во всех образцах для оливина и гиперстена отмечаются нормативные содержания. Кроме Ba, для которого характерен широкий диапазон содержаний (4000–13 000 млн⁻¹), содержания редких элементов лежат в пределах, характерных для оливиновых лампроитов Западного Кимберли, т.е. 900–1600 млн⁻¹ Zr, 100–210 млн⁻¹ Nb и 360–590 млн⁻¹ La.

Магматические оливиновые лампроиты из трубки-сателлита беднее MgO; его содержание обычно составляет 20–25%. Они также имеют более низкое содержание Ni (800–1000 млн⁻¹), чем оливиновые лампроиты основной трубки (рис. 74). Многие образцы, в которых, по данным анализов, количества CaO и CO₂ гораздо выше средних, содержат большое количество вторичного кальцита.

Магматические породы западной и восточной частей трубки Эллендейл 4 имеют сходный химический состав, что подтверждается перекрытием полей их составов (рис. 74, 75). Магматические породы трубки-сателлита перекрывают бедные Mg составы основной трубки как по главным, так и по редким элементам (рис. 74), а также по отношениям некогерентных элементов (рис. 75), что позволяет говорить о комагматичности обеих частей трубки и трубки-сателлита. Однако преде-

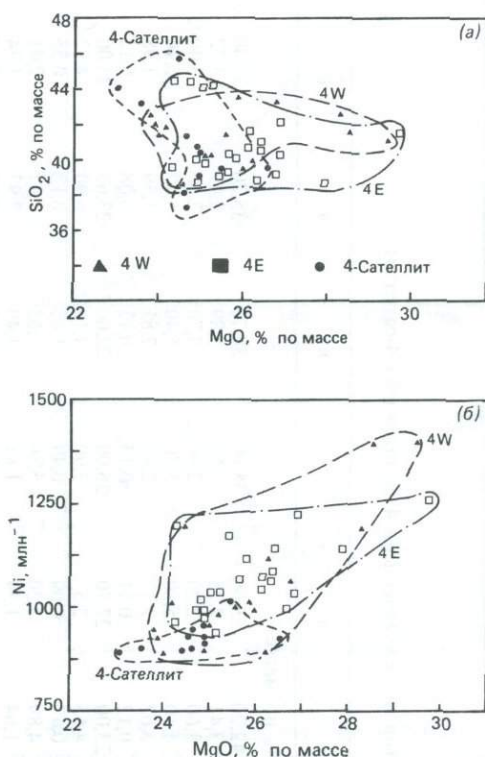


Рис. 74. Зависимость содержания SiO₂ и Ni от содержания MgO в оливиновых лампроитах тел Эллендейл 4 и Эллендейл 4-сателлит. Поля точек 4W и 4E отвечают породам западной и восточной частей главного тела.

лы отношений некогерентных элементов и небольшие различия в изотопных составах Sr и Nd [229] можно объяснить тем, что последовательно внедрявшиеся магмы характеризовались некоторыми различиями в редких элементах и изотопных составах.

Магматические породы трубки Эллендейл 4 по составу сходны с другими оливиновыми лампроитами поля Эллендейл, но отличаются более широким распространением высокомагнезиальных оливиновых лампроитов, содержащих многочисленные макрокристы оливина. Похожие оливиновые лампроиты с высоким содержанием MgO обнаружены только в трубках Эллендейл 9, 11 и 7, которые являются единственными телами, где содержание

Таблица 35. Представительные анализы лампроитов и пирокластов из тел Эллендейл 4 и Эллендейл 4-сателлит

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	% по массе									
SiO ₂	39,10	45,00	38,80	37,70	42,20	38,60	38,00	38,70	35,20	37,40
TiO ₂	2,31	3,20	2,22	3,81	3,41	2,25	3,54	3,89	2,49	3,72
Al ₂ O ₃	2,30	4,00	2,00	3,20	3,60	2,20	2,90	3,70	2,00	3,40
Fe ₂ O ₃	4,90	4,40	5,10	6,10	4,10	5,30	5,70	5,40	5,40	6,10
FeO	2,16	2,44	1,92	2,16	3,62	2,17	2,45	2,81	1,59	1,98
MnO	0,12	0,14	0,10	0,12	0,12	0,11	0,13	0,12	0,08	0,12
MgO	27,80	16,00	27,80	24,60	23,00	27,70	25,00	22,00	23,60	23,00
CaO	2,46	4,91	2,71	3,84	4,55	2,6	3,90	4,16	6,90	4,92
Na ₂ O	0,05	0,30	0,08	0,43	0,47	0,09	0,49	1,05	0,12	0,35
K ₂ O	2,10	6,56	2,17	5,69	4,89	3,20	5,26	3,63	1,37	2,41
P ₂ O ₅	1,56	2,71	1,70	1,66	1,64	1,34	1,81	1,49	2,93	1,34
H ₂ O ⁺	10,00	4,34	8,94	6,61	3,18	8,57	6,21	5,13	7,25	7,57
H ₂ O ⁻	3,93	3,06	4,82	1,32	2,35	3,30	1,97	4,05	5,47	4,40
CO ₂	0,30	0,63	0,22	0,27	0,46	0,46	0,23	0,39	3,20	0,40
п.п.п.	1,48	3,04	1,63	2,26	2,59	1,60	2,11	2,89	1,76	1,91
Сумма	100,57	100,73	100,21	99,77	100,18	99,49	99,70	99,41	99,36	99,02
	млн ⁻¹									
Ba	6000	17020	6853	8071	11986	6446	7317	16187	6576	5354
Li	4	9	7	9	11	7	10	8	8	9
Rb	300	400	291	554	383	333	607	392	187	378
Sr	850	1700	987	1491	1455	1093	1430	1271	1083	1530
Pb	40	80	35	58	53	44	59	42	56	58
Th	35	60	45	64	52	49	62	43	57	63
U	<2	10	2	1	1	3	2	4	6	1
Zr	800	1200	926	1470	1244	845	1378	1163	1269	1430
Nb	150	150	110	181	166	104	175	159	137	189
Y	18	27	11	17	16	11	14	13	16	21
La	300	450	293	512	449	359	471	393	409	425
Ce	480	700	493	926	783	609	888	622	740	821
Sc	20	20	17	26	22	16	25	21	18	24
V	32	287	77	122	205	39	47	83	43	60
Cr	800	450	833	1214	1076	795	1149	859	804	1121
Co	85	60	70	75	73	83	74	71	65	68

Ni	1500	640	1257	1068	967	1396	1117	931	925	954
Cu	40	45	40	52	65	40	48	50	35	59
Zn	68	72	61	75	74	66	71	66	50	66
Sn	4	4	20	9	11	5	12	5	8	17
Ga	2	2	3	4	4	2	5	3	2	5
S	200	400	230	80	150	60	140	380	1000	1110
F	1617	5453	2170	5720	5530	2100	5180	4300	3550	5450
Cl	—	—	122	142	105	125	113	256	127	117

1 – оливин-лампроитовый лапильный туф («песчаный» туф); 2 – оливин-лампроитовый лапильный туф (песчаный) туф; 3 – стеклоподобный оливиновый лампроит 4E, скважина 4AC11, глубина 45 м, GSWA 71498; 4 – флогопит-оливиновый лампроит, 4E, скважина 4AC209, глубина 85 м, GSWA 71467B; 5 – оливиновый лампроит, 4E, скважина 4AC162, глубина 145 м, GSWA 714681; 6 – оливиновый лампроит, 4W, скважина 4AC189, глубина 143 м, GSWA 71479; 7 – (флогопит)-оливиновый лампроит, 4W, скважина 4AC137, глубина 57 м, GSWA 71466B; 8 – (диоксид)-флогопит-оливиновый лампроит, 4W, скважина 4AC191, глубина 310 м, GSWA 71478; 9 – оливин-лампроитовый лапильный туф, Эллендейл 4-сателлит, скважина 4AC212, глубина 117 м, GSWA 71491F; 10 – флогопит-оливиновый лампроит, Эллендейл 4-сателлит, скважина 4AC206, глубина 94 м, GSWA, 71492A.

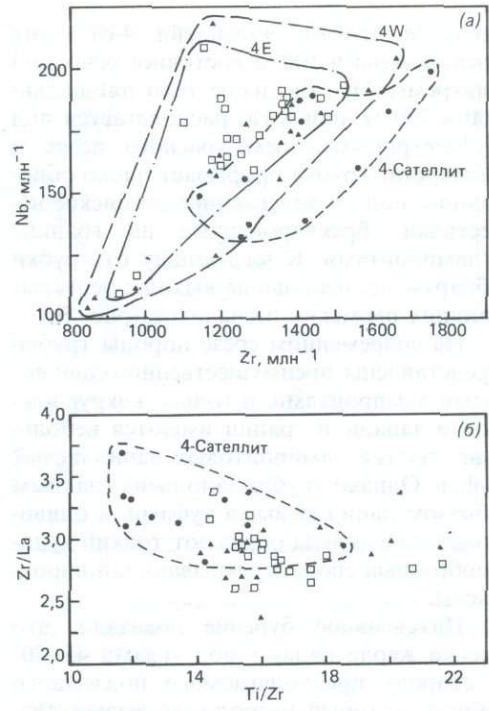


Рис. 75. Зависимость содержаний Nb–Zr и отношений Zr/La – Ti/Zr в оливиновых лампроитах тел Эллендейл 4 и Эллендейл 4-сателлит.

алмазов превышает 1 кар/100 т. Хотя следы алмазов встречаются во многих поздних лейцитовых лампроитах поля Эллендейл, значительные концентрации алмазов приурочены к трубкам, в которых присутствуют ультраосновные магматические породы, напоминающие кимберлиты.

Оливиновые лампроитовые туфы Эллендейл 4 изменяются по составу от богатых магнием (25–28% MgO) разновидностей с большим количеством макрокристаллов оливина до бедных магнием составов (обычно 12–20% MgO) в туфах, обедненных кристаллами оливина. «Песчаные» лапильные туфы содержат очень мало магния (< 10% MgO) и обогащены кремнеземом (75% SiO₂), что свидетельствует о присутствии модалного кварца, поступавшего из вмещающих пород.

Эллендейл 4, трубка-сателлит. Не-

большая трубка Эллендейл 4-сателлит расположена в 100 м восточнее основной диагреды. Это овальное тело площадью 500×250 м, или 8 га, располагается под 2–3-метровым слоем красного песка и калькрета. Трубка прорывает плохо обнаженные полого залегающие девонские известняки, брекчированные на границе с лампроитами. К юго-западу от трубки обнаружены небольшие выходы перекрывающих пермских песчанников (рис. 76).

На современном срезе породы трубки представлены преимущественно оливинowymi лампроитами, и только вокруг южной и западной границ имеются небольшие участки лампроитовых лапиллиевых туфов. Однако трубка заполнена главным образом лапиллиевыми туфами, а оливиновые лампроиты образуют тонкий куполообразный свод, перекрывающий пирокласты.

Интенсивное бурение показало, что стенки жерла падают под углами $45\text{--}70^\circ$ в сторону предполагаемого подземного канала, который расположен эксцентрично, ближе к северо-восточному краю жерла. Канал изображен на разрезе рис. 76 схематично, поскольку оливиновые лампроиты не были оконтурены на глубине ниже 50 м. Данные бурения показывают, что оливиновые лампроиты образуют пластовую интрузию, имеющую повсеместно, за исключением приконтактных участков, мощность 50 м. Пласт первоначально мог представлять собой сидл, лишенный корней в результате позднейшей эрозии, но более вероятно, что он формировался как лавовое озеро в открытом жерле. В некоторых образцах базальные лампроиты автобрекчированы.

Пирокластические отложения представлены в основном лапиллиевыми туфами с небольшой примесью обломков вмещающих пород или без них, но на участках с пологом падением стенок жерла часто встречаются линзы кварцевых туфов.

Трубка-сателлит Эллендейл 4 относится к той же группе жерл, к которой относится более крупное жерло Эллендейл 4, и, вероятно, была активной в то же самое

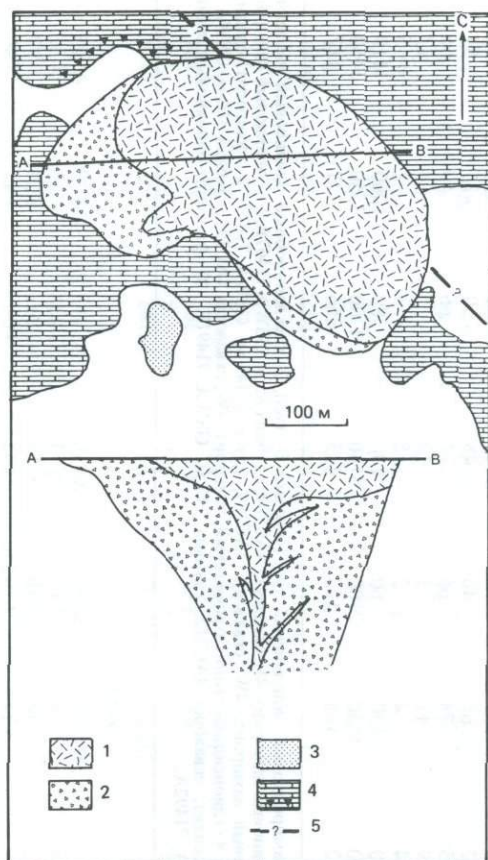


Рис. 76. Геологическая карта трубки Эллендейл 4-сателлит. 1—оливиновые лампроиты; 2—оливин-лампроитовые лапиллиевые туфы; 3—пермские песчанники группы Грант; 4—девонские известняки Нуллара, брекчированные близ стенок трубки; 5—предполагаемый разлом [272].

время. Объем сателлитного жерла такой же, как и объем других жерл, кроме крупнейшего жерла Эллендейл 4. Модель, объясняющая причину формирования такой группы жерл в целом, отсутствует, хотя их общее широтное расположение отражает, видимо, структуру фундамента.

Разведка трубки на алмазы не была столь интенсивной, как расположенной рядом трубки Эллендейл 4, но шесть крупнообъемных проб пирокластов, взятых с поверхности, общим весом 1888 т дали 126,3 кар алмазов при концентрации

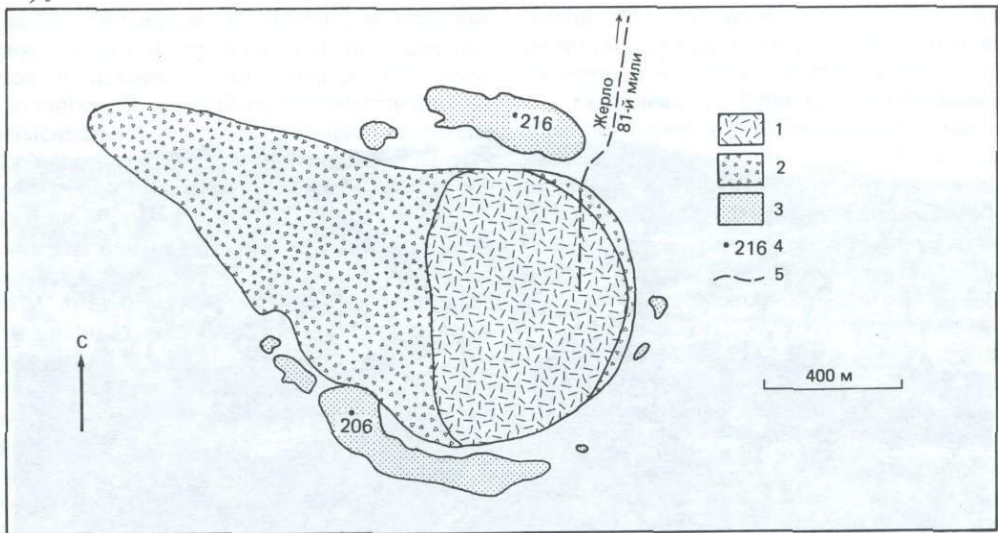


Рис. 77. Геологическая карта тела Эллендейл 6. 1—флогопит-оливин-лейцитовые лампроиты; 2—«песчаные» лапиллиевые туфы и лампроитовые лапиллиевые туфы; 3—пермские песчаники группы Грант; 4—высотные отметки (в метрах); 5—дорога [272].

6,69 кар/100 т. В отдельных пробах алмазонасность колебалась от 5,1 до 11,6 кар/100 т, а в семи меньших по объему пробах, полученных из скважины Уирт, пробуренной до 212 м, алмазонасность изменялась от 5,3 до 13,6 кар/100 т. Пробы из магматических пород дали несколько алмазов, и средняя алмазонасность составила 0,1 кар/100 т [322].

Из просмотра ограниченного числа шлифов следует, что лапиллиевые туфы трубки-сателлита очень напоминают лампроитовые лапиллиевые туфы трубки Эллендейл 4. Лапилли размером до 1 см состоят из оливиновых лампроитов, а связующая масса — из частиц того же материала пепловой размерности. Ксеногенный материал встречается очень редко; в шлифах отмечено только несколько обломков карбоната. В породе присутствуют макрокристы оливина, но никаких мантийных ксенолитов или минералов мантийного происхождения обнаружено не было. Большинство лапиллиевых туфов было полностью изменено в результате развития вторичного барита и замещения связующей массы карбонатом.

Оливиновые лампроиты, которые занимают почти всю площадь выхода трубки, похожи на большую часть лампроитов центрального штока Эллендейл 4, хотя свежий оливин встречается здесь редко. И макрокристы, и фенокристы оливина из основной массы находятся в тонкозернистой связующей массе вторичных глинистых минералов, которая содержит мелкие пойкилитовые чешуйки флогопита, зерна перовскита и хромита. В некоторых образцах диопсид присутствует в мельчайших призмах; основная масса сильно карбонатизирована. Образец из центральной части лампроитов содержит небольшое количество пойкилитового калиевого рихтерита.

Несколько реликтовых макрокристов оливина обладают волнистым погасанием, но не содержат ни деформационных, ни полигональных двойников. Образец из силла, залегающего в туфах, содержит много свежих макрокристов оливина, которые не имеют волнистого погасания или других черт, свойственных макрокристам оливина из трубки Эллендейл 4.

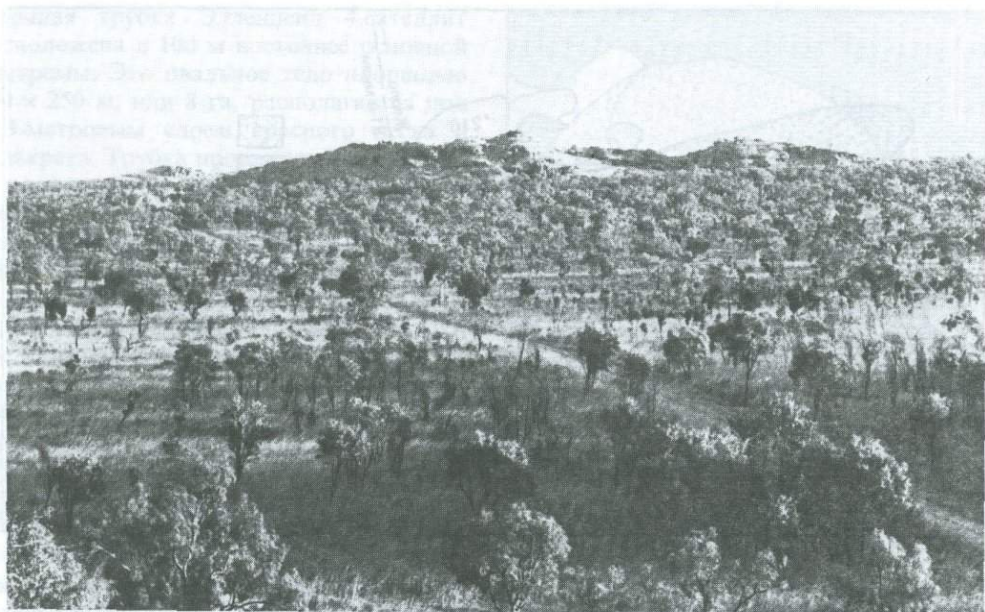


Рис. 78. Песчаники группы Грант, образующие гребень вокруг восточной оконечности трубки Эллендейл 6, вид с жерла 81-й мили.

Химический состав магматических пород трубки-сетеллита и их связь со сходными породами главного тела Эллендейл 4 были описаны выше.

Эллендейл 6. Это крупное лампроитовое тело (106 га) в поле Эллендейл расположено в 1 км к югу от жерла 81-й мили. Сами лампроиты погребены под золовыми песками мощностью до 18 м. Вокруг жерла выходят песчаники группы Грант, которые образуют выступающий в рельефе гребень, поднимающийся над песками на 40 м (рис. 78). Песчаники характеризуются хорошей слоистостью и пологим залеганием; слои падают под углами $3-10^\circ$. Уплотнение и нарушение песчаников, вызванные внедрением тела, распространяются лишь на несколько метров от контакта.

Основное тело лампроитов — это пробка флогопит-оливин-лейцитовых лампроитов диаметром приблизительно 850 м, которая занимает восточную часть жерла (рис. 77). Вдоль восточной границы некка располагаются небольшие выходы

лапиллиевых туфов, но основная площадь пирокластических пород образует широкий язык, протягивающийся на 1100 м на северо-запад. На западном продолжении этого языка туфы образуют относительно тонкий слой, перекрывающий песчаники. Основное жерло занято лампроитовой пробкой, но, возможно, здесь имеются более мелкие жерла или трещины, заполненные туфами, которые дали начало западному языку туфов.

Из-за мощного чехла песков опробование на алмазы производилось с помощью шнекового бурения станками «Уильямс». Из 21 пробы общим весом 1063 т было получено 11 алмазов весом 0,61 кар; самый крупный из них весил 0,20 кар. Алмазы были обнаружены и в пирокластах, и в выветрелых лампроитах [272].

Пирокластические породы — стекловатые лапиллиевые туфы — содержат угловатые обломки стекловатых лампроитов и вмещающих пород размером до 1 см, различное количество округлых зерен

кварца размером до 0,5 мм и рыхлую связующую массу из глинистых минералов и лампроитового пепла. Обломки лампроитов состоят преимущественно из измененного девитрифицированного стекла с полосчатостью течения, иногда пузырьчатого и часто содержащего зерна кварца. В породе различимы микролиты лейцита и мелкие псевдоморфозы по кристаллам оливина. В небольшом количестве присутствуют обломки раскристаллизованных лампроитов, обычно в виде тонкозернистых флогопит-лейцитовых лампроитов, содержащих иголки аксессуарного прайдерита. Лапилли ксеногенных вмещающих пород в пирокластах составляют незначительную часть; наиболее обычны глинистые сланцы и филлиты, но присутствуют также алевролиты и мелкозернистые песчаники. Зерна кварца снесены с окружающими трубку пород группы Грант и в туфах могут составлять до 30% объема породы. Зерна либо окатанные, либо угловатые и трещиноватые, часто со следами резорбции лампроитовой магмой.

Центральная лампроитовая пробка сложена мелкозернистыми порфиоровыми флогопит-оливин-лейцитовыми лампроитами. Наибольшие фенокристы идиоморфного оливина длиной 0,2–0,5 мм, измененного в тальк или нонтронит, составляют до 15% породы и располагаются в основной массе, состоящей из зерен измененного лейцита диаметром < 0,1 мм, лейст диоксида размером до 1 мм и большого количества мелких чешуек флогопита. Интерстициальный материал представлен в основном темно-коричневыми глинистыми минералами и включает распространенные в этих породах пойкилитовые выделения калиевого рихтерита, зерна прайдерита и аксессуарный апатит. Центральные части штока более грубозернистые; в основной массе здесь преобладают оливинные фенокристы длиной до 1,5 мм и темно-розовый плеохроичный калиевый рихтерит. Кроме интерстициальных чешуек пойкилитового флогопита все образцы содержат небольшое количество крупных, длиной 2 мм, корро-

дированных фенокристов, которые почти целиком окружены зоной с большим количеством игольчатого прайдерита.

Эллендейл 7. Крупное необнаженное лампроитовое жерло Эллендейл 7 расположено в центре поля Эллендейл, в 3 км южнее обогатительной фабрики компании CRA, и пересекается основной дорогой, ведущей к телу Эллендейл 4. Вдоль южной и западной границ жерло окружено гребнями спекшихся песчаников, поднимающимися на 30 м над песчаной равниной. Песчаники относятся к группе Грант пермского возраста; за исключением участков, непосредственно примыкающих к жерлу, они имеют почти горизонтальное залегание. В основании обнажений песчаники косослоистые, но в основном породы представляют собой массивные аркозовые песчаники.

Эллендейл 7 – это овальное жерло площадью приблизительно 900 × 600 м, 34,7 га, вытянутое в широтном направлении (рис. 79). Оно погребено под 10-метровой толщей рыхлых выветрелых красных песчаников, перекрывающих тонкий горизонт латеритов. Поисковое бурение позволило оконтурить большое центральное ядро оливинных лампроитов, внедренное в мощную широкластическую толщу, которая заполнила почти все жерло. Большой участок выхода оливинных лампроитов, расположенный у восточного края жерла, возможно, свидетельствует о существовании второго, меньшего жерла.

Трубка отличается двумя характерными особенностями: присутствием относительно большого количества мантийных ксенолитов и тесной ассоциацией лейцит-содержащих лампроитов и высокомагнетических оливинных лампроитов. Отложения пирокластов, в частности в западной части жерла, содержат слои грубого агломерата с вулканическими обломками диаметром 25 см и больше. При проходке канав были обнаружены округлые измененные мантийные ксенолиты диаметром более 10 см и яйцевидные включения размером 30 × 20 см. К сожалению, ксенолиты полностью изменены и превращены в

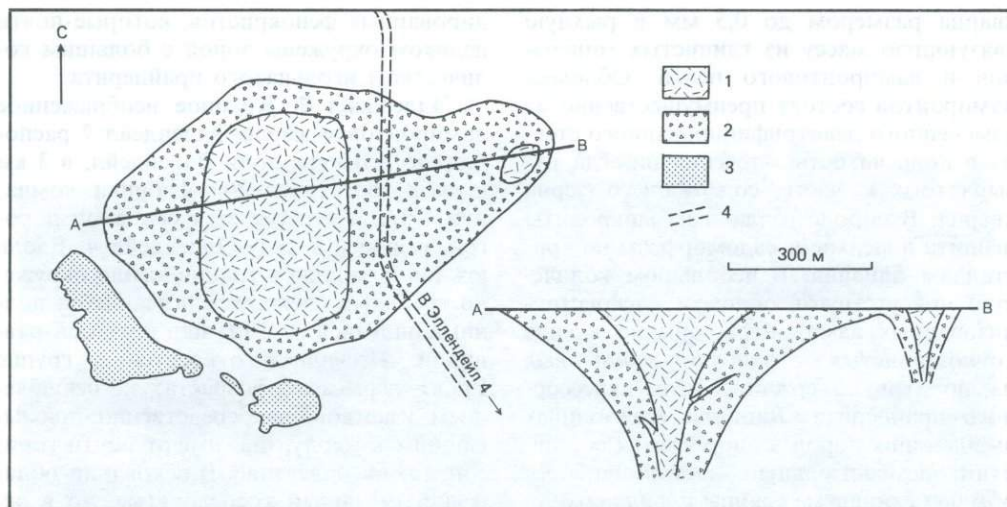


Рис. 79. Геологическая карта тела Эллендейл 7. 1—оливиновые лампроиты; 2—лапиллиевые туфы, туфобрекчи, агломераты и обогащенные кварцем туфы; 3—пермские песчаники группы Грант; 4—гравийная дорога. ([272], с изменениями).

агрегат желтых глинистых минералов, в которых, однако, сохранились не совсем четкие первичные структуры и небольшое количество реликтовых зерен хромита и хромдиопсида.

Пирокласты изменяются от грубообломочных агломератов до разнообразных лапиллиевых туфов и базальных слоев кварцевых туфов. Во всех разновидностях, кроме туфов с большим содержанием кварца, присутствуют обломки лейцитовых лампроитов вместе с преобладающими обломками оливиновых лампроитов. Блоки агломератов размером до 25 см и более сложены лейцитовыми лампроитами, песчаниками и долеритами; они погружены в связующую массу из мелких лапиллей оливиновых лампроитов и лампроитовых туфов. Очевидно, что здесь оливин-лампроитовая магма проникла в ранее существовавшую массу лейцитовых лампроитов, но последовательность вулканических событий и взаимоотношения между двумя магмами еще не установлены. Так как промежуточные породы отсутствуют, то существует вероятность того, что оливин-лампроитовый расплав воспользовался тем же подводя-

щим каналом, что и более ранняя лейцит-лампроитовая магма.

Несколько глубоких скважин, пробуренных в теле трубки, предоставили незначительную информацию о приповерхностной форме центрального оливин-лампроитового штока. Имеющиеся данные позволяют считать, что тело по форме близко к оливиновым лампроитам трубки Эллендейл 4 и является обширным пластобразным телом магматических лампроитов, перекрывающим пирокласты и питавшимся из узкого центрального канала. При бурении было вскрыто несколько тонких силлов, секущих туфы.

Эллендейл 7 была одной из четырех трубок, обстоятельно опробованных на алмазы компанией Ashton Joint Venture (см. гл. 1). Начальное опробование при проходе небольших канав дало содержание до 4 кар/100 т, но последующие валовые пробы и пробы из глубоких шнековых скважин в среднем дали содержание немногим больше 1 кар/100 т. 23 пробы весом 1957 т, взятые из канав и скважин, дали 198 алмазов весом 19,76 кар, в то время как четыре пробы весом 2573 т дали 172 камня весом 28,09 кар. Три валовые

пробы пирокластического материала содержали в среднем 1,25 кар/100 т, а в пробе выветрелых оливиновых лампроитов содержалось только 0,48 кар/100 т.

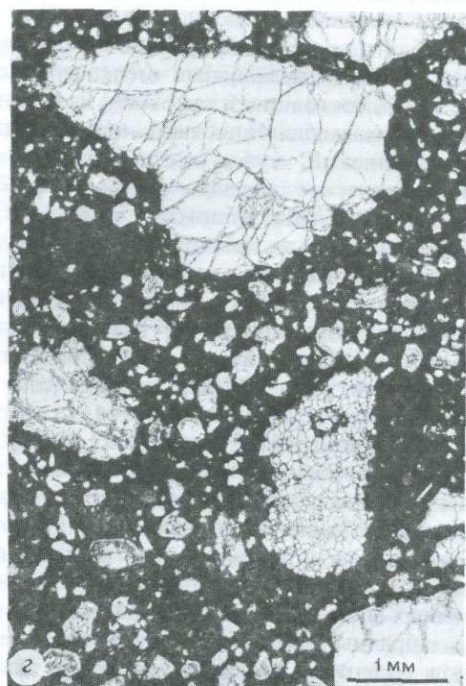
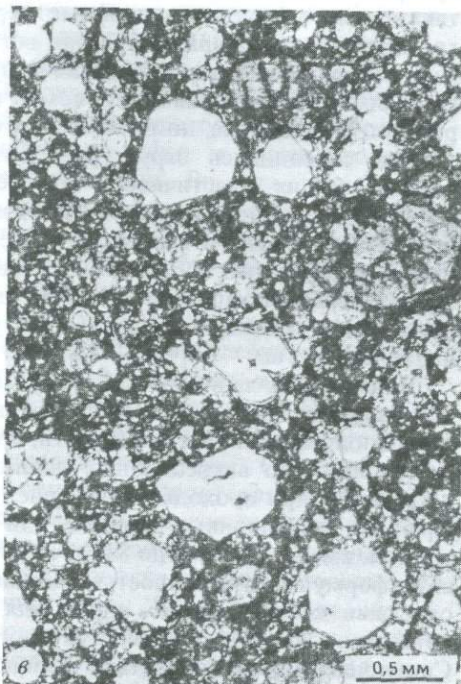
Петрография. Пирокласты. Разнообразие петрографических видов пород можно видеть на примере кварцевых туфов. Некоторые типы почти полностью состоят из кварцевых зерен и содержат весьма незначительные количества интерстициального желтовато-зеленого хлоритового материала и рудных зерен. Кварц образует мелкозернистую мозаику, но реликтовая структура указывает, что кварц имел вид округлых и угловатых зерен диаметром около 0,2 мм, каждое из которых было окружено тонкой оболочкой хлоритового материала. В ряде образцов содержится лишь 50% ксеногенного материала, представленного в основном округлыми зернами кварца размером до 0,5 мм, более мелкими угловатыми зернами кварца и акцессорным турмалином. Связующая масса состоит из очень тонкозернистой каолиновой глины с плохо сохранившейся обломочной структурой. Оба типа представляют собой продукты раннего вулканизма — мелкозернистые туфы, состоящие в основном из раздробленных вмещающих песчаников.

Лапиллиевые туфы — преобладающие пирокластические породы — содержат угловатые и округлые обломки диаметром до 3 см оливиновых лампроитов и лейцитовых лампроитов, а также значительно более редкие обломки метадолеритов, кристаллических сланцев и известняков (рис. 80, а). Средний размер обломков около 5 мм. Они сцементированы связующей массой, которую поставляли сами лапиллиевые туфы и которая состоит главным образом из глинистых минералов с лампроитовым пеплом, кристаллов измененного оливина, а также случайных зерен граната, ортопироксена, клинопироксена и хромита, захваченных из родственных мантийных ксенолитов. Некоторые образцы «песчаных» лапиллиевых туфов содержат в связующей массе до 10% ксеногенных округлых зерен кварца (рис. 80, б). В этих образцах, взятых с

западной окраины жерла из низов вулканической толщи, выявлено очень высокое содержание пирокластов лейцитовых лампроитов, а оливиновые лампроиты представлены частицами пепловой размерности. «Песчаные» лапиллиевые туфы содержат также пирокласты известняков с фауной и хорошие образцы минералов из мантийных ксенолитов, включая крупные округлые гранат-флогопитовые сростки размером 3 мм с хорошо развитой келифитовой каймой (рис. 80, а).

Значительно чаще лапиллиевые туфы не содержат ксеногенных зерен кварца, а пирокласты лейцитовых лампроитов подчинены пирокластам оливиновых лампроитов. Оливиновые лампроиты весьма близки к оливиновым лампроитам центрального ядра. Они содержат крупные неправильной формы до округлых макрокристы измененного оливина размером до 6 мм, а также много небольших идиоморфных зерен оливина, находящихся в очень тонкозернистой стекловатой или пузырьчатой основной массе. Присутствуют также мельчайшие идиоморфные зерна хромита, а в некоторых образцах встречаются зерна перовскита и мелкие чешуйки флогопита. Как правило, обломки пирокластов угловатые, но в некоторых обломках сохранились структуры, указывающие на их пластичность во время выброса. Связующая масса обычно изменена и превращена в глинистые минералы, а в некоторых образцах замещена тонкозернистым карбонатом; часто наблюдается плохо сохранившаяся структура пепловых частиц.

В некоторых лапиллиевых туфах можно обнаружить небольшие изолированные аккреционные лапилли; в частности, большое количество аккреционных лапилл встречается при проходке канав (рис. 81). Крупные аккреционные лапилли, или автолиты, имеют диаметр до 8 мм, сферическую форму и почти полностью замещены окислами железа; видимо, ядром для некоторых из них служили обломки пород. Связующая масса полностью силицифицирована, но по реликтовым структурам видно, что она состояла из мельчайших



сферических аккреций диаметром менее 0,1 мм и небольших пирокластов лампроитов.

Глыбовый агломерат содержит обломки как родственных, так и чужеродных пирокластических пород, но к какой именно группе относятся лейцитовые лампроиты, не ясно. Присутствуют также мантийные ксенолиты, измененные в агрегат желтого глинистого минерала, возможно гидроталькита. Хотя и наблюдается некоторая силицификация, достаточно хорошо сохранилась грубозернистая мозаичная структура, видимо, первичного оливина. Реликтовые минералы представлены только небольшим количеством зерен клинопироксена и червеобразными выделениями хромита. Хромит обычно является темноокрашенным пикрохромитом и встречается в виде выделений, имеющих вид четких «отпечатков пальцев» шириной 2–3 мм, содержащих вроски диоксида. Первоначально ксенолит представлял собой, видимо, перцолитовый гарцбургит или диоксид-хромитсодержащий гарцбургит, похожий на тот, о котором сообщали Джейкс с соавторами [196].

Среди пирокластов лейцитовых лампроитов существуют две четко различимые разновидности: мелкозернистые порфиновые флогопит-лейцитовые лампрои-

Рис. 80. Микрофотографии туфов и лампроитов из трубки Эллендейл 7. *а* – «песчаный» лапиллиевый туф; обломки мелкозернистого лейцитового лампроита и амфиболита и ювенильные лапилли оливинового лампроита в связующей массе, состоящей из кварцевых зерен и лампроитового пепла. Виден ксенокристалл граната, окруженный каймой флогопита и кианита, скважина 7AC18, глубина 165 м (GSWA 71449F); *б* – лампроитовый лапиллиевый туф, содержащий случайные обломки лейцитового лампроита, скважина 7AC11, глубина 119 м (GSWA 65828C); *в* – оливин-диоксид-лейцитовый лампроит с микрофенокристами неизменного лейцита. Грубая валунная брекчия, скважина 7AC18, глубина 147 м (GSWA 71449C); *г* – оливинный лампроит, содержащий макрокристы оливина и тонкозернистые агрегаты дунита, скважина 7AC17, глубина 80 м (GSWA 71448C).

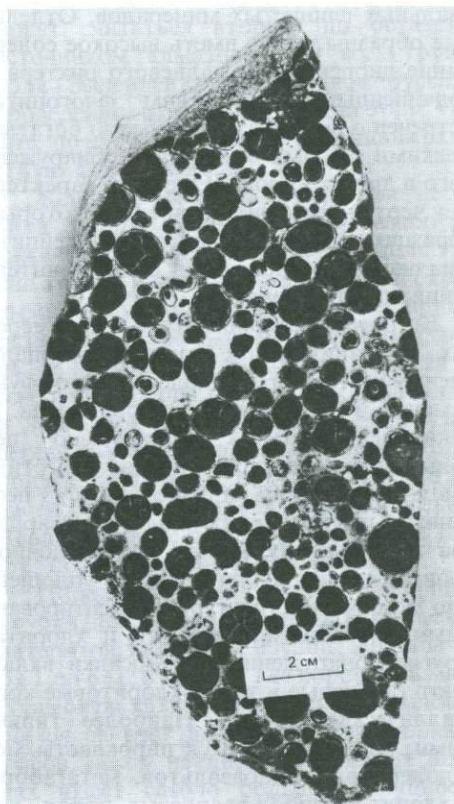


Рис. 81. Ожелезненный и силицифицированный лапиллиевый туф, Эллендейл 7.

ты и более грубозернистые порфиновые оливин-рихтерит-лейцитовые лампроиты (рис. 80, *в*). Разновидность с высоким содержанием флогопита содержит фенокристы флогопита длиной до 3 мм в тонкозернистой богатой лейцитом связующей массе, содержащей также небольшое количество калиевого рихтерита, плеохроирующего от розового до лимонно-желтого цвета, прайдерит и большое количество мелких призм апатита. Более грубообломочные породы характеризуются наличием множества небольших фенокристов оливина и лейцита диаметром 1 мм в основной массе, состоящей из небольших идиоморфных зерен лейцита, пойкилитовых выделений калиевого рихтерита, некоторого количества лейст диоксида, прайдерита и рыхлых интерсти-

циальных глинистых минералов. Отдельные образцы могут иметь высокое содержание диопсида или калиевого рихтера с подчиненным количеством флогопита. Встречен один образец, особенно богатый мелкими зернами вэйдита, не обнаруженного в других пробах. Еще одна характерная черта — это присутствие в некоторых образцах свежих фенокристов лейцита (анализы 2, 3, табл. 60) и свежего интерстициального стекла.

Ксеногенные пирокласты в агломератах и лапиллиевых туфах поступали преимущественно из додевонского фундамента, а не из боковых пород жерла. В лапиллиевых туфах обнаружено небольшое количество обломков известняков и зерна кварца, привнесенные из песчаников группы Грант. Обломки кварцитов в агломерате имеют метаосадочное происхождение; кварц образует уплотненную мозаичную структуру с ориентированными прожилками серицита и хлорита. Другие обнаруженные метаосадки включают тальковые и кварц-хлоритовые кристаллические сланцы. Наиболее типичными, однако, являются пирокласты метадолеритов, метабазальтов, метагаббро и хлорит-амфибол-кварцевых пород, которые, вероятно, происходят за счет метаморфизованного основного туфа. Описанные породы характерны только для трубки Эллендейл 7 и в других трубках не обнаружены.

Магматическое ядро. Оливиновые лампроиты ядра похожи на породы штока трубки Эллендейл 4. В них присутствует большое количество макрокристов оливина обычно размером от 2–3 до 8 мм, который в основной массе образует мелкие идиоморфные фенокристы длиной до 1 мм. Макрокристы, как правило, характеризуются волнистым погасанием и зарождающимся деформационным двойникованием. Многие зерна обнаруживают частичную полигональность и имеют резорбированные границы (рис. 80, в). В некоторых образцах присутствуют мелкозернистые агрегаты оливина, которые, по-видимому, являются небольшими дунитовыми ксенолитами. Основная масса

сложена тонкозернистыми глинистыми минералами и содержит мелкие пойкилитовые чешуйки флогопита, значительное количество игольчатого диопсида, зерна перовскита и идиоморфный акцессорный хромит.

Химизм. В Эллендейл 7 присутствуют два типа лампроитов, значительно отличающихся по составу (табл. 36). Оливиновые лампроиты имеют высокое содержание MgO (24–28%), низкие содержания TiO₂ (2,5–3%) и K₂O (~4%), по сравнению с лейцитовыми лампроитами, в которых содержание MgO намного ниже (10% или менее), а содержания TiO₂ (5–7%) и K₂O (5–8%) выше. Столь же заметные различия существуют и в распространении редких элементов: в оливиновых лампроитах содержание Ni колеблется от 1000 до 1500 млн⁻¹, Zr — от 500 до 600 млн⁻¹, в то время как в лейцитовых лампроитах содержание Ni равно 300–400 млн⁻¹, а Zr — 1200–2000 млн⁻¹. Гораздо важнее, однако, различия в соотношениях некогерентных элементов и изотопном составе: отношение Zr/La, например, меньше 3 (2,6–3) в оливиновых лампроитах и больше 4 в лейцитовых лампроитах. Отношение Zr/Hf почти одинаково в обоих типах пород (≈40), но отношения La/Yb значительно различаются — 160 в оливиновых лампроитах по сравнению с 250 в лейцитовых лампроитах [192]. Заметные различия существуют в отношениях Rb/Sr (0,35 и соответственно 1,17), ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0,71037 по сравнению с 0,71677), ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (0,51142 по сравнению с 0,51103) и в изотопном составе Pb [229, 259]. Эти данные, по-видимому, не позволяют говорить о комагматичности оливиновых и лейцитовых лампроитов трубки Эллендейл 7.

Эллендейл 9 — большое сложное погрешенное тело оливиновых лампроитов и пирокластических пород, которое расположено в центре поля Эллендейл, в 1 км на северо-запад от обогащательной фабрики компании CRA. Трубка, площадь выхода которой на поверхность составляет 46,9 га, состоит из неправильной западной части овальной формы размером

Таблица 36. Типичные анализы лампроитов Эллендейл 7

	1	2
	% по массе	
SiO ₂	41,52	49,26
TiO ₂	2,68	5,41
Al ₂ O ₃	3,54	7,27
Fe ₂ O ₃	4,57	5,47
FeO	3,90	1,02
MnO	0,13	0,10
MgO	26,90	8,29
CaO	4,38	2,56
Na ₂ O	0,36	0,45
K ₂ O	4,10	7,74
P ₂ O ₅	0,62	0,64
H ₂ O ⁺	4,13	5,29
H ₂ O ⁻	1,60	2,97
CO ₂	0,19	0,30
п.п.п	1,97	4,47
Сумма	100,59	101,24
	млн ⁻¹	
Ba	10 093	31 447
Li	6	6
Rb	386	1459
Sr	959	1075
Pb	20	50
Th	18	14
U	< 1	1
Zr	564	1238
Nb	118	123
Y	16	19
La	185	308
Ce	261	368
Sc	18	18
V	46	139
Cr	1250	316
Co	81	42
Ni	1500	390
Cu	55	145
Zn	90	88
Sn	6	12
Mo	1	3
Ga	5	18
S	120	800
F	1950	3200
Cl	50	70

1—оливиновый лампроит, керн скважин 7AC17, глубина 128 м, GSWA 71448F; 2—оливин-рихтерит-лейцитовый лампроит, керн скважины 7AC18, глубина 107 м, GSWA 71449A.

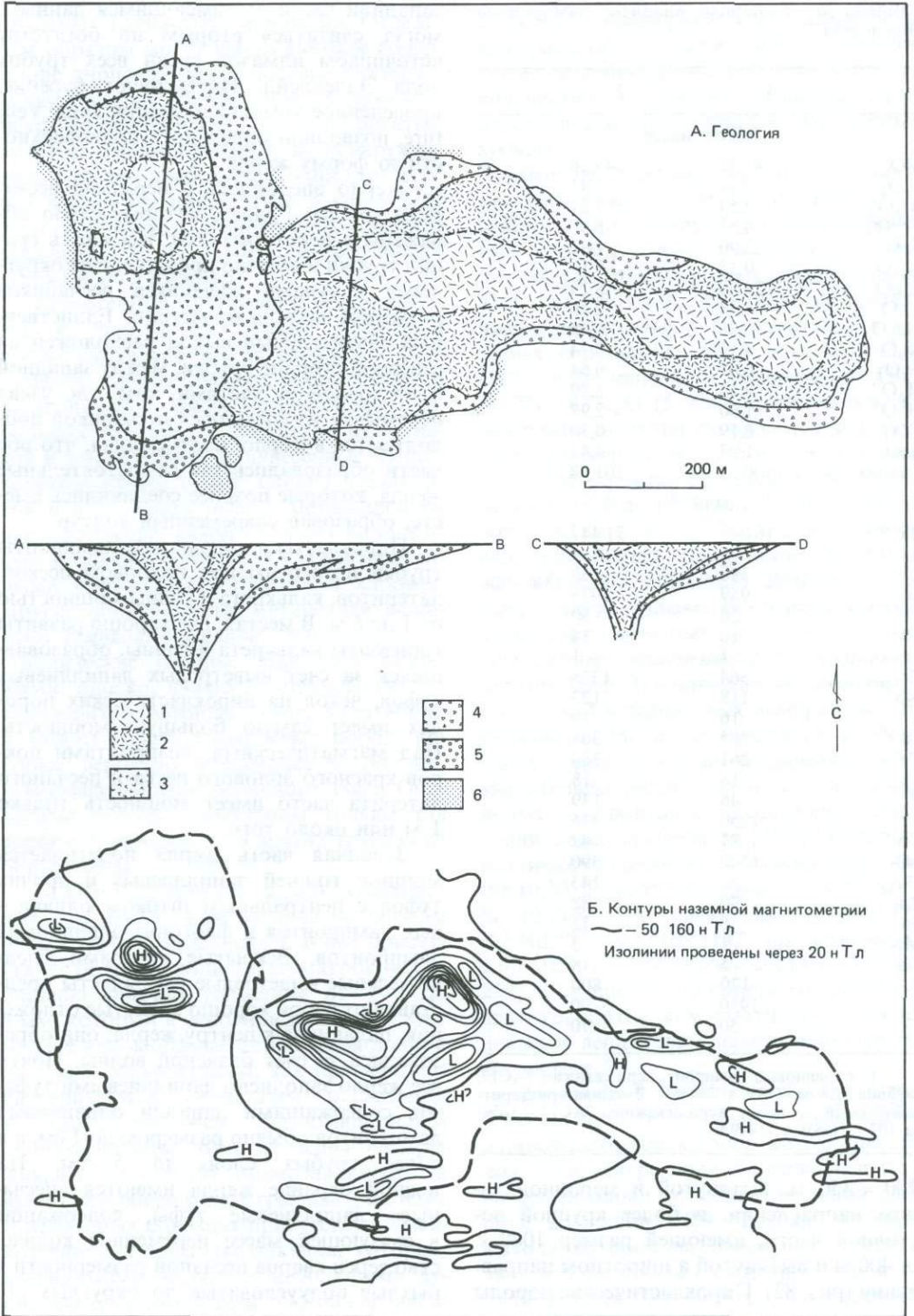
700 × 350 м, вытянутой в меридиональном направлении, и более крупной восточной части, имеющей размер 1000 × 400 м и вытянутой в широтном направлении (рис. 82). Пирокластические породы

западной части, по имеющимся данным, могут считаться вторым по богатству источником алмазов среди всех трубок поля Эллендейл. Интенсивное бурение, проведенное компанией Ashton Joint Venture, позволило определить приповерхностную форму жерла.

Жерло внедрилось в пермские песчаники группы Гранат, которые слабо обнажены в некоторых участках вдоль границ трубки и обычно представлены округлыми валунами спекшихся песчаников размером несколько метров. Единственный значительный выход расположен на северной стороне трубки, между западной и восточной ее частями, там, где узкая перемычка из спекшихся песчаников продолжается в жерло, подтверждая, что обе части образовались как самостоятельные жерла, которые позднее соединились вместе, образовав современный контур.

Пирокласты и оливиновые лампроиты трубки погребены под покровом песков, латеритов, калькрета и глины мощностью от 1 до 6 м. В местах, где хорошо развиты горизонты калькрета и глины, образовавшихся за счет выветрелых лапиллиевых туфов, чехол на пирокластических породах имеет самую большую мощность. Над магматическими лампроитами покров красного золотого песка и песчаного латерита часто имеет мощность только 1 м или около того.

Западная часть жерла подстилается мощной толщей лапиллиевых и прочих туфов с центральным штоком оливиновых лампроитов и флогопит-оливиновых лампроитов. Вскрытые канавами бледно-зеленые выветрелые пирокласты представляют собой хорошо слоистые отложения, падающие к центру жерла; они образовались за счет базисной волны. Почти все жерло заполнено лапиллиевыми туфами, содержащими лапилли оливиновых лампроитов обычно размером до 1 см, а в более грубых слоях—до 5 см. На южной окраине жерла имеются «песчаные» лапиллиевые туфы, содержащие в связующей массе переменное количество зерен кварца песчаной размерности и рыхлые полуугловатые до округлых об-



ломки кварцитов размером до 10 см. В «песчаных» лапиллиевых туфах имеются слои мелкозернистых богатых кварцем туфов, близких к типам, развитым в основании толщии пирокластов.

Шток оливиновых лампроитов западной части имеют на поверхности диаметр около 300 м и располагается эксцентрично в северной части жерла. Данные бурения показывают, что его тело быстро сужается с глубиной, превращаясь в канал диаметром менее 50 м [272]. Почти все ядро состоит из мелкозернистых оливиновых лампроитов с заметными макрокристами оливина, но в центральной части тела, где охлаждение шло медленнее, образовались более грубозернистые флогопит-оливиновые лампроиты. Закаленная краевая фаза лампроитов имеет стекловатый и часто автобрекчированный облик и напоминает краевые зоны магматического ядра трубки Эллендейл 4.

Восточная часть Эллендейл 9 имеет в длину почти 1000 м и характеризуется очень неправильной формой — ширина ее колеблется от 500 м до «шейки» шириной всего 150 м. На поверхности эта часть тела представлена в основном оливиновыми лампроитами, но центральная зона состоит из более грубых флогопит-оливиновых лампроитов, которые выполняют жерло. Пирокластические породы, похожие на породы западной части, встречаются только в прерывистых узких зонах вокруг границ жерла, хотя бурение показало, что магматические лампроиты часто образуют только тонкий чехол на пирокластах.

Структура и вулканизм. Интенсивное глубокое бурение, особенно в восточной части жерла, позволило определить положение стенок жерла и основание магматического ядра на глубину до 200 м [272].

Рис. 82. Геологическая карта и карта наземной магнитометрии трубки Эллендейл 9. 1 — флогопит-оливиновые лампроиты; 2 — оливиновые лампроиты; 3 — автобрекчированные оливиновые лампроиты; 4 — оливин-лампроитовые лапиллиевые туфы; 5 — «песчаные» лапиллиевые туфы; 6 — пермские песчаники группы Грант [272].

Западная часть, видимо, имеет довольно простое строение: здесь имеется одно главное жерло, расположенное под областью развития флогопит-оливиновых лампроитов в центральном ядре, которое служило подводным каналом как для пирокластических, так и для магматических пород жерла (рис. 82,а, разрез АВ). При более детальном изучении оказалось, что жерло имеет более сложное строение. Изгиб западной границы жерла обусловлен крупным блоком вмещающих пород, который «внедрился» в жерло и образовал приповерхностный вертикальный уступ высотой 40 м. Если использовать механизм разрастания жерла, предложенный ранее для Маунт-Перси, то можно считать, что изгиб границы жерла вызван блоком вмещающих пород, который не смог оторваться и соскользнуть в жерло. В нескольких сотнях метров к северу от изгиба имеется небольшая апофиза, протягивающаяся в западном направлении от жерла. Эта апофиза может представлять собой небольшое жерло-сателлит или дайкообразный покров лампроитов, протягивающийся от главного подводного канала. Данные бурения позволяют предположить существование жерла-сателлита, в то время как данные наземной магнитометрии (рис. 82,б) указывают на продолговатую форму тела.

В восточной части тела бурение было менее интенсивным, чем в западной части, и поэтому интерпретация ее строения затруднена. В общем эта часть трубки заполнена оливиновыми лампроитами, а пирокласты слагают лишь небольшую часть тела (рис. 82,а, разрез CD). К востоку от узкой перемычки восточная часть тела занимает неглубокий желоб глубиной 50 м, в то время к западу от перемычки бурение выявило обширную область глубиной по крайней мере 120 м. По-видимому, оливин-лампроитовая магма извергалась из жерла вблизи линии разреза СР на рис. 82,а и, вытекая, заполнила жерло. Однако единичное жерло вряд ли могло сформировать тело такой формы, какую имеет восточная часть. На начальной стадии вулканизм почти навер-

няка был связан с трещиной или несколькими трещинами, и только завершающая магматическая фаза, вероятно, была приурочена к одному жерлу. Изолинии магнитной индукции (рис. 82,б) позволяют выделить на западе восточной части несколько крупных магнитных аномалий, что, возможно, указывает на положение главной трещины, проходившей вдоль северной границы жерла, а также на кулисообразно расположенную трещину на юго-западе, к которым мог быть приурочен центр извержения западной части тела. Обе трещины простираются на северо-запад под углом 300° . Альтернативная интерпретация заключается в том, что один линеамент мог включать обе трещины, по которым происходило извержение на востоке с расширением и образованием окончательного подводящего канала восточной части тела, и жерло западной части. В течение большого отрезка вулканической истории обе части тела формировали отдельные жерла, а разделяющий их меридиональный приповерхностный хребет простирается на глубину менее 40 м ниже современной поверхности.

Последовательность вулканической деятельности во многом похожа на события в трубке Эллендейл 4, но она менее сложная. Взрывной вулканизм из центрального жерла на западе и из трещины на востоке привел к образованию жерл и отложению мощной толщи пирокластических пород. Самыми ранними отложениями были туфы с высоким содержанием кварца, являющегося продуктом разрушения вмещающих пород. За ним последовало отложение все более и более богатых обломками лампроитов «песчаных» лапиллиевых туфов и лампроитовых лапиллиевых туфов. Пирокласты обычно имеют хорошо выраженную слоистость базисной волны, но в отличие от Эллендейл 4 здесь отсутствует переслаивание туфов разных типов и нет признаков того, что жерла взрывались последовательно. Вулканическая взрывная деятельность, вероятно, происходила одновременно в обеих частях тела, хотя активность в трещине

вскоре сосредоточилась в жерле, расположенном в ее западном конце. Завершающим вулканическим событием стал подъем оливин-лампроитовой магмы и образование двух отдельных лавовых озер; восточное жерло заполнило также жерло бывшей трещины.

Алмазы. Методы разведки и оценки содержания алмазов в трубке Эллендейл 9 были описаны в гл. 1. Основные работы проводились в пределах большой области развития пирокластов в западной части тела, где в образцах из канав и шнековых скважин среднее содержание достигало 5,3 кар/100 т (табл. 3). В породах западной части тела содержание колеблется от 3,03 до 8,04 кар/100 т. Более низкое содержание наблюдается в «песчаных» лапиллиевых туфах [272], хотя имеются и исключения.

Глубокие шнековые скважины не дали таких обнадеживающих результатов, как в трубке Эллендейл 4. Небольшие камни и несколько крупных камней обусловили аномально высокое содержание в отдельных пробах богатых кварцем туфов и магматических лампроитов.

Магматические лампроиты западной части тела по сравнению со сходными оливиновыми лампроитами тела Эллендейл 4 относительно богаты алмазами. Среднее содержание составляет 2,1 кар/100 т, в главном теле лампроитов — 2,3 кар/100 т и в центральной зоне с высоким содержанием флогопита — 1,0 кар/100 т [322]. Из краевых автобрекчированных оливиновых лампроитов была обработана только одна проба, в которой содержание алмазов было почти такое же, как и в главном теле лампроитов.

Восточная часть тела Эллендейл 9 не изучалась так детально, как западная. Лапиллиевые туфы этой части содержат от 3,0 до 8,1 кар/100 т, что близко к содержанию в породах западной части. Магматические лампроиты содержат 0,4–0,9 кар/100 т (в среднем 0,6 кар/100 т), что значительно ниже, чем в лампроитах западной части. Возможно, это отражает меньшую степень алмазоносности магмы или, что более вероятно, более высокую

степень разорбции алмазов в больших по объему и медленнее остывавших массах.

Петрография. Пирокласты. Богатые кварцем туфы, располагающиеся в основании разреза пирокластических пород, изменяются от почти чистых «песчаников» до туфов с содержанием около 50% кварцевых зерен, поступавших из вмещающих пород. В одном образце плохо сортированные, но хорошо окатанные кварцевые зерна диаметром до 1,5 мм скреплены карбонатом и вторичным кварцем. Присутствие ксеногенных зерен пелитовой размерности измененных витрокластических оливиновых лампроитов свидетельствует о пирокластическом происхождении пород. Туфы тонкослоистые и включают маломощные прослои очень тонкозернистых раздробленных зерен кварца. Эти богатые кварцем туфы постепенно переходят кверху в смешанные кварц-лампроитовые туфы, а затем в «песчаные» лапиллиевые туфы (рис. 83,а). Пирокласты сложены в основном мелкозернистыми лапиллиевыми туфами, в которых содержатся ювенильные лапилли оливиновых лампроитов размером до 6 мм, составляющие по меньшей мере 50% породы. Остальной объем приходится на долю родственных лампроитовых лапиллей, ксеногенных обломков сланцев, лампроитовых и кварцевых зерен пепловой размерности и интерстициальные глинистые минералы (рис. 83,б). Количество кварцевых зерен может достигать 30%, но в «песчаных» лапиллиевых туфах их содержание обычно не превышает 10%. Зерна угловатые до окатанных и часто несут следы растворения лампроитовой магмы. Все ювенильные лапилли изменены и состоят из стеклоподобного и часто пузырчатого оливинового лампроита и имеют округлую или амёбообразную форму. Макрокристы оливина размером до 4 мм, а также микрофенокристы размером до 0,2 мм замещены тальком, глиной или карбонатом и находятся в коричневом или зеленом раскристаллизованном пузырчатом стекле. Пузырьки заполнены карбонатом или глинистыми минералами. Некоторые лапилли имеют уп-

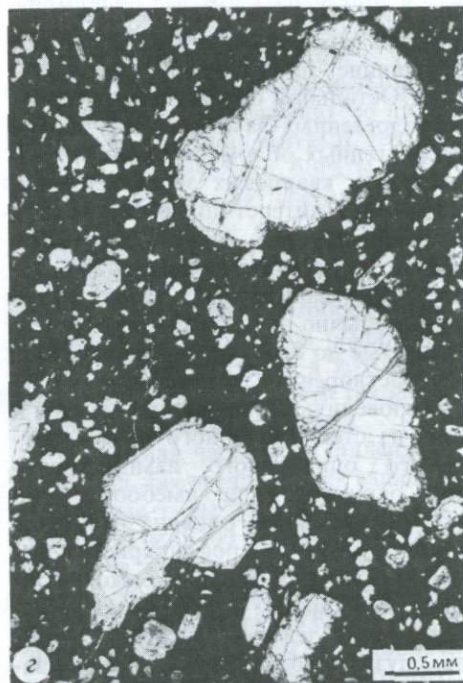
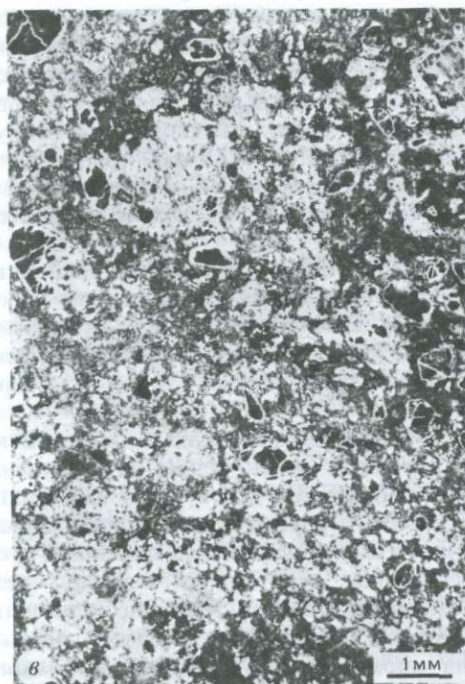
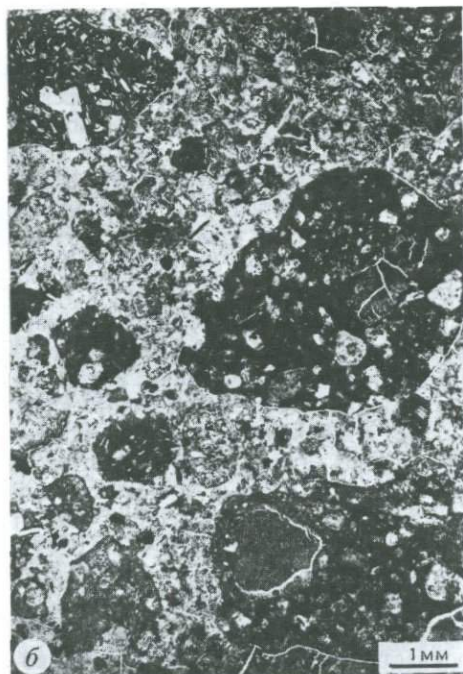
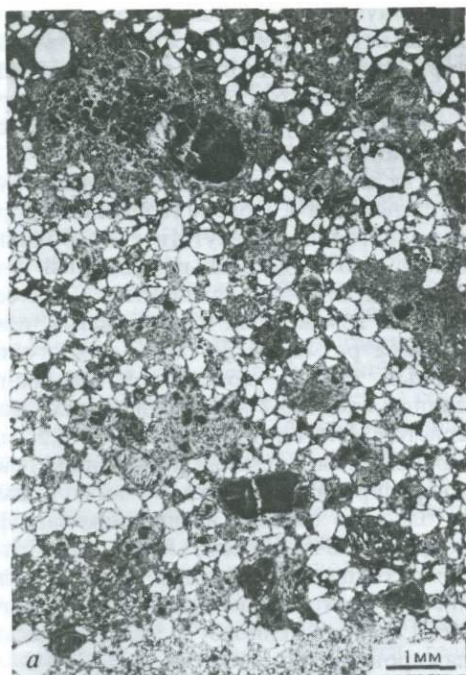
лошенную форму и характеризуются полосчатостью; в них можно видеть текстуры течения. Иногда лапилли образованы отдельными оливиновыми макрокристами, окруженными тонкой оболочкой магматического материала.

Так же как в лапиллиевых туфах трубки Эллендейл 4, в рассматриваемых породах постоянно присутствует небольшое количество родственных лапиллей оливин-флогопитовых лампроитов. Они состоят из измененных идиоморфных зерен оливина размером до 0,4 мм, многочисленных мелких кристаллов флогопита длиной около 0,2 мм и отдельных фенокристов флогопита длиной до 1,5 мм, находящихся в темном измененном девитрифицированном стекле. Флогопит имеет бледную окраску и сдвойникован; фенокристы очень часто характеризуются почти бесцветной внешней зоной в отличие от пойкилитовых выделений флогопита, обнаруженного в магматических лампроитах.

Кроме кварцевых зерен в лапиллиевых туфах присутствует немного ксеногенного материала. Почти во всех шлифах обнаружено небольшое количество мелких обломков глинистых сланцев, возможно поступивших из подстилающих пород группы Ферфилд. В образцах присутствуют ксенолиты известняков, кварцитов, гранитов и сланцев, а также куски ископаемой древесины.

В лапиллиевых туфах в большинстве случаев связующая масса состоит из обломков лампроитов пепловой размерности, интерстициальной глины, а в «песчаных» лапиллиевых туфах — из зерен кварца.

Материал, вынесенный из мантии, встречается очень редко. При бурении был обнаружен всего один небольшой ксенолит лерцолитов, а в шлифах описан один измененный обломок ксенолита, содержащий реликтовый клинопироксен. Минералы тяжелой фракции, полученные в местах обнаружения алмазов, содержали хромит, кианит, корунд, небольшое количество пироба и редкий хромдиопсид [272].



Магматические лампроиты. Магматические штоки трубки Эллендейл 9 сложены оливинowymi лампроитами, петрографически сходными с оливинowymi лампроитами трубок Эллендейл 4 и 7, но отличающимися характером развития флогопита и макрокристов оливина. В теле Эллендейл 9 наблюдается также незначительное различие между лампроитами восточной и западной частей, видимо, связанное с историей их охлаждения.

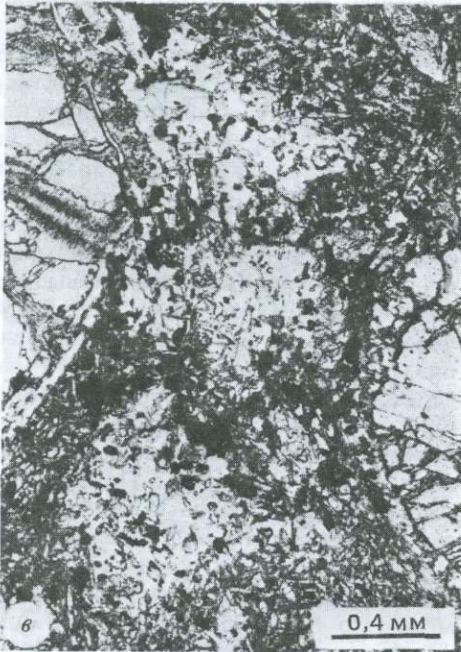
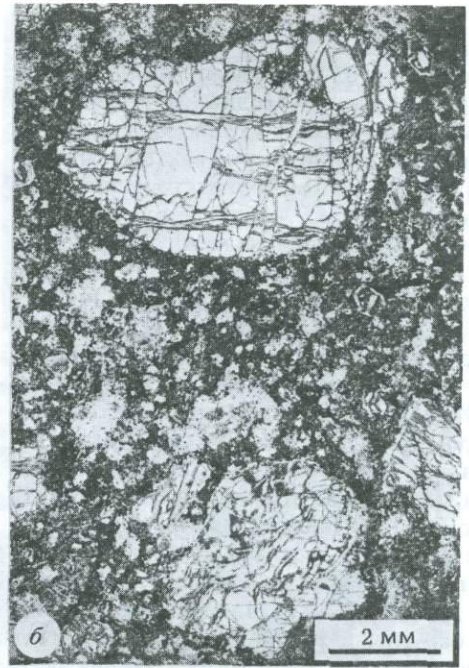
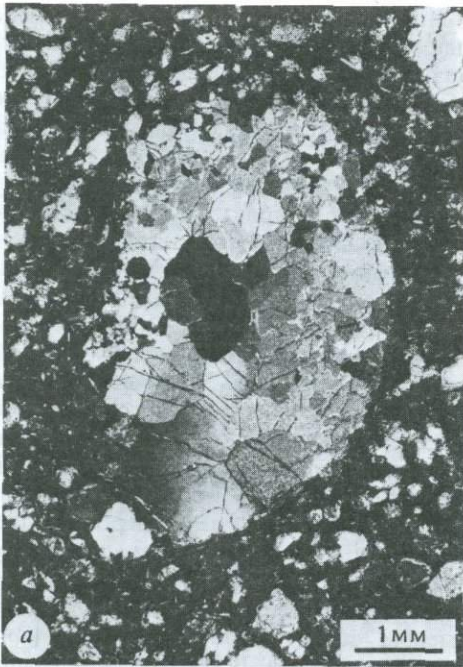
Ядро западной части сложено преимущественно мелкозернистыми оливинowymi лампроитами, которые содержат до 40% оливина в виде макрокристов размером до 5 мм и идиоморфных микрофенокристов размером до 0,4 мм. Основная масса очень тонкозернистая и богата флогопитом; она содержит мелкие призмы диопсида, зерна перовскита и хромита. Макрокристы оливина обычно имеют диаметр 2–3 мм; они гипидиоморфные до округлых с резорбированными краями (рис. 83, *з*). Большая часть оливина псевдоморфно замещена серпентином, тальком или, реже, карбонатом; неизменные зерна характеризуются волнистым погасением и частичной полигональностью (рис. 84, *а*). В отличие от макрокристов

Рис. 83. Микрофотографии туфов и лампроитов из трубки Эллендейл 9. *а* – богатый кварцем лапиллиево-пепловый туф. Лапилли состоят из мелкозернистого оливинowego лампроита с макрокристами измененного оливина в связующей массе из зерен кварца и лампроитового пепла, скважина 9AC30, глубина 120 м (GSWA 71465G); *б* – лампроитовый лапиллиевый туф; лапилли оливинowego лампроита в связующей массе измененного лампроитового пепла. Выделяются маленькие лапилли, содержащие флогопит, скважина 9AC60, глубина 126 м (GSWA 76008E); *в* – приконтактная автобрекчия оливинowego лампроита; макрокристы измененного оливина в брекчированной первично стекловатой основной массе, скважина 9AC29, глубина 127 м (GSWA 71464D); *г* – оливиновый лампроит; макрокристы оливина, замещенного по краям и трещинам серпентином, и измененные микрофенокристы оливина в тонкозернистой диопсид-флогопитовой основной массе, скважина 9AC27, глубина 67 м (GSWA 71464C).

оливина из трубки Эллендейл 4 здесь наблюдается только слабое развитие структур кинкбанда, деформационного двойникования и грануляции. Редкие обломки дунитов, присутствующие в лампроитах, состоят из мозаики напряженных зерен оливина.

Микрофенокристы оливина из основной массы обычно представлены псевдоморфозами талька или глинистых минералов, однако встречаются редкие реликты свежего оливина. Основная масса очень тонкозернистая до стекловатой и содержит большое количество мелких чешуек красно-коричневого флогопита размером до 30 мкм, мелкие иглы диопсида длиной до 30 мкм, а также глинистые минералы в интерстициях. Присутствует много мельчайших зерен перовскита размером обычно менее 5 мкм (до 50 мкм) и рассеянные идиоморфные зерна хромита. Очень редко встречаются вйдит с размером зерен около 20 мкм и тонкие призмы апатита. В некоторых образцах в основной массе содержится небольшое количество калиевого рихтерита, который обычно интенсивно окрашен и часто приурочен к небольшим неизвестного происхождения участкам породы, лишенным флогопита. Такие образцы кроме перовскита содержат также немного прайдерита.

В центральных, более медленно остывавших частях штока флогопит становится широко распространенным минералом и образует крупные пойкилитовые пластины размером до 1,5 мм (рис. 84, *б, в*). Они включают многочисленные мелкие призмы диопсида размером до 100 мкм и зерна перовскита размером до 50 мкм. Флогопит интенсивно окрашен и характеризуется развитием красно-коричневой каемки, богатой титаном. Почти бесцветный слабо плеохроичный калиевый рихтерит встречается в более дифференцированных разностях, где он образует неправильные пойкилитовые пластины размером до 1 мм. Макрокристы и микрофенокристы оливина частично или полностью псевдоморфно замещены серпентином или глиной и присутствуют в количествах, характерных для обычных оливи-



новых лампроитов. Связующая масса флогопит-оливиновых лампроитов содержит обильный диопсид и перовскит в массе бурых глинистых минералов, хромит с магнезиально-хромистыми ядрами, обычно окруженными богатыми титаном каемками, вторичный магнетит, гематит и акцессорные вэйдит и апатит. Глинистые минералы часто образуют псевдоморфозы по неопределяемому призматическому минералу. В ряде образцов содержатся округлые пятна бесцветного глинистого минерала или цеолита (гармота) размером до 100 мкм, которые, вероятно, представляют первичный лейцит (рис. 84, з). В некоторых более грубозернистых породах западной части тела присутствуют ильменит и сульфиды.

Автобрекчированная краевая фаза оливиновых лампроитов не так хорошо развита, как в трубке Эллендейл 4. В одних образцах породы представлены пузырьчатой разновидностью, в которой обломки мелкозернистых оливиновых лампроитов содержатся в связующей массе пузырьчатых оливиновых лампроитов, а в других образцах обломки лампроитов целиком переплавлены (рис. 83, з). Поверхностный образец, в котором макрокристы и микрофенокристы измененного оливина заключены в пузырьчатую микрокристал-

Рис. 84. Микрофотографии оливиновых лампроитов трубки Эллендейл 9. а – макрокристал частично перекристаллизованного оливина. Небольшие недеформированные необласти с участками первичного деформированного макрокристалла. Видны многочисленные иголки диопсида в основной массе (николи скрещены), скважина 9AC110, глубина 56 м (GSWA 71475B); б – флогопит-оливиновый лампроит, содержащий макрокристы оливина и большое количество пойкилитового флогопита (GSWA 65885A); в – деталь шлифа б; видны неправильный пойкилитовый флогопит, призматический диопсид в основной массе и небольшое количество интерстициального калиевого рихтерита (небольшие светлые пятна в основной массе) (GSWA 65885A); з – измененный лейцит (округлый), призмы диопсида и зерна перовскита (темные), включенные в флогопит. Флогопит-оливиновый лампроит, скважина 9AC110, глубина 56 м (GSWA 71475B).

лическую основную массу, относится к небрекчированной краевой фазе. Пустоты составляют около 30% породы, изменяются от сферических до яйцевидных, имеют диаметр от 0,1 до 3 мм и заполнены кальцитом, баритом, глинистыми минералами и вторичным кварцем.

Оливиновые лампроиты в восточной части тела отличаются только присутствием свежих микрофенокристов оливина. Макрокристы и микрофенокристы оливина составляют около 40% породы и сходны с оливинами западной части. Основная масса очень тонкозернистая, содержит много мельчайших флогопитовых чешуек и призм диопсида размером до 20 мкм, много зерен перовскита размером < 5 мкм, акцессорный хромит и интерстициальные глинистые минералы. В породах не обнаружено ни калиевого рихтерита, ни прайдерита.

Флогопит-оливиновые лампроиты восточной части тела характеризуются более слабым развитием флогопита и калиевого рихтерита, более значительными количествами диопсида и лейцита по сравнению с родственными породами западной части. Флогопит образует неправильные пойкилитовые чешуйки размером до 1 мм и лишен правильных кристаллографических очертаний, характерных для флогопита из других тел. Он имеет сравнительно темный цвет и темную красно-коричневую кайму. Более мелкие чешуйки флогопита иногда обрамляют фенокристы оливина. Двойникованные лейсты диопсида длиной около 0,25 мм широко распространены в основной массе и иногда замещены бесцветным калиевым рихтеритом. Интерстициальные пойкилитовые пластинки калиевого рихтерита, как правило, отсутствуют. Оливин, перовскит и хромит похожи на уже описанные минералы из основного тела породы; в связующей массе встречается много интерстициальной коричневой глины. Как и в других образцах медленно остывавших оливиновых лампроитов, наблюдаются мелкие, прозрачные или мутные округлые пятна гармота, калиевого полевого шпата и/или глинистых

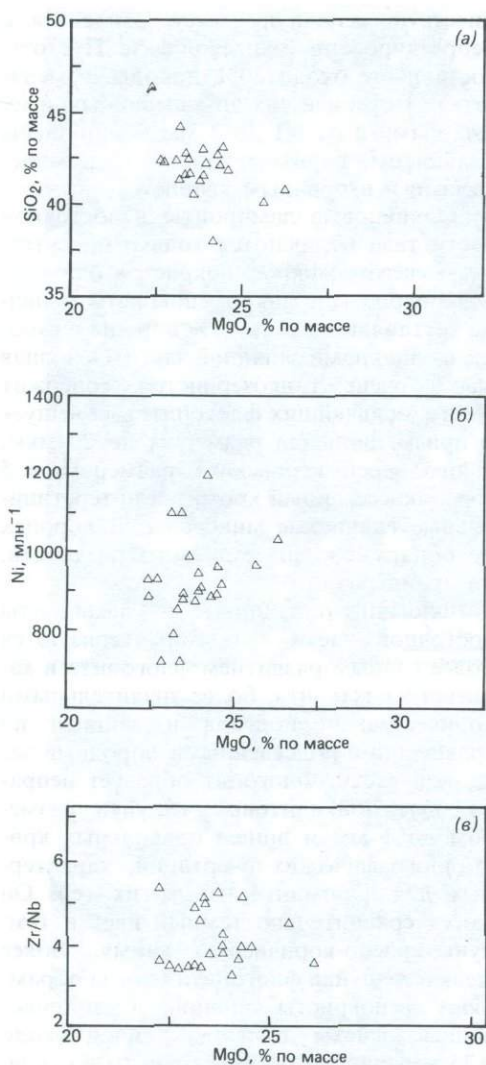


Рис. 85. Зависимость содержаний SiO_2 и Ni, а также отношения Zr/Nb от содержания MgO в оливиновых лампроитах Эллендейл 9.

минералов диаметром до 50 мкм, которые рассматриваются как продукты, развивавшиеся по первичному лейциту основной массы. В одном образце светлые участки целиком сложены калиевым полевым шпатом, что подтверждает предположение о присутствии в некоторых оливиновых лампроитах трубки Эллендейл 9 первичного лейцита.

Химизм. Анализы магматических оливиновых лампроитов из трубки Эллендейл 9 свидетельствуют о колебаниях в содержании MgO от почти 22 до 30% и SiO_2 от 38 до 48% (рис. 85; табл. 37). Все породы характеризуются высокими содержаниями K_2O (3,5–5%), TiO_2 (2,5–3,6%) и низкими содержаниями Al_2O_3 (3–4,6%) и CaO (5–6%) при значительных содержаниях Ni и Cr (700–1200 и 750–1750 млн⁻¹ соответственно), типичных для оливиновых лампроитов поля Эллендейл [196]. Наиболее магнезиальные породы — это оливиновые лампроиты из западной части трубки, в которых присутствует более 25% MgO. Эти породы характеризуются высоким содержанием нормативного оливина (> 40%), что отражает высокое содержание макрокристов оливина. Ассоциирующиеся пирокласты характеризуются самой высокой алмазонностью. Менее богатые MgO оливиновые лампроиты, нормативные в отношении оливина и гиперстена, как и оливиновые лампроиты Западного Кимберли, отличаются более высоким содержанием нормативных фельзических минералов. В некоторых из них присутствует рассчитанный по нормам CIPW нормативный лейцит, однако модальный (первичный) лейцит приурочен только к наиболее бедным магнием оливиновым лампроитам. Если исключить факт отсутствия пород с высоким содержанием MgO, то оливиновые лампроиты восточной части по составу родственны лампроитам западной части трубки.

Отмечаются большие вариации в содержании Ba (6000–30 000 млн⁻¹) и менее значительные в содержании Th (20–97 млн⁻¹). Распределение других элементов характеризуется меньшим разбросом значений. Например, содержания Rb, Zr и La колеблются в пределах 460–740, 620–1010 и 300–450 млн⁻¹ соответственно и обнаруживают обратную зависимость от содержания MgO. Однако отношения редких элементов, такие, как Ti/Zr, Zr/Nb, La/Yb и Zr/Hf, одинаковы и не зависят от содержания MgO (рис. 85) или концентраций этих элементов. Это свидетельствует о том, что восточная и западная части

Таблица 37. Типичные анализы лампроитов Эллендейл 9

	1	2	3	4	5	6
	% по массе					
SiO ₂	36,81	40,43	40,60	40,00	44,10	39,90
TiO ₂	3,83	3,31	3,06	3,19	3,20	3,48
Al ₂ O ₃	4,01	4,48	4,50	4,20	3,50	3,90
Fe ₂ O ₃	5,38	4,22	4,40	4,70	4,50	5,20
FeO	4,00	4,42	4,08	3,82	3,09	3,02
MnO	0,14	0,14	0,14	0,14	0,12	0,13
MgO	23,40	21,60	22,60	22,70	21,30	22,10
CaO	5,80	5,67	5,31	5,16	3,74	5,15
Na ₂ O	0,47	0,60	0,74	0,31	0,93	0,58
K ₂ O	4,74	4,95	3,70	3,16	6,51	4,12
P ₂ O ₅	2,85	1,60	1,41	1,62	1,13	1,66
H ₂ O ⁺	6,00	3,98	4,09	5,79	3,09	4,97
H ₂ O ⁻	1,12	1,11	1,75	2,62	2,54	3,08
CO ₂	0,15	0,27	0,16	0,14	0,28	0,69
п.п.п	2,76	4,29	3,77	2,54	2,12	2,54
Сумма	100,96	100,97	100,31	100,09	100,15	100,52
	млн ⁻¹					
Ba	13 465	27 674	23 990	12 825	9416	12 286
Li	8	8	10	14	9	10
Rb	751	500	500	447	494	526
Sr	1341	1284	1075	1124	943	1359
Pb	20	50	42	48	51	50
Th	58	68	51	57	72	68
U	< 1	4	1	3	2	3
Zr	723	807	777	843	902	958
Nb	224	232	197	199	169	188
Y	19	19	14	16	19	17
La	372	366	396	400	427	437
Ce	742	591	556	680	767	763
Sc	23	22	17	22	20	21
V	40	49	84	97	195	68
Cr	1084	888	874	916	816	855
Co	83	77	66	66	64	64
Ni	1200	930	899	909	888	881
Cu	65	70	60	57	50	52
Zn	84	92	71	72	66	72
Sn	—	8	24	11	14	3
Ga	7	5	2	5	6	4
S	100	80	80	320	70	120
F	6450	5400	5990	5480	5130	5930
Cl	110	110	131	163	97	99

1 — рихтерит-флогопит-оливиновый лампроит, скважина 9AC86, глубина 39 м, GSWA 71456A; 2 — флогопит-оливиновый лампроит, скважина 9AC52, глубина 91 м, GSWA 71474B; 3 — диопсид-флогопит — оливиновый лампроит 9E, скважина 9AC78, глубина 37 м, GSWA 71458; 4 — оливиновый лампроит, 9E, скважина 9AC113, глубина 42 м, GSWA 71460; 5 — оливиновый лампроит, 9W, скважина 9AC29, глубина 67 м, GSWA 71464C; 6 — оливиновый лампроит, 9W, скважина 9AC30, глубина 85 м, GSWA 71465D.

трубки в весьма значительной степени комагматичны, хотя существуют незначительные различия в отношении Rb/Sr и первичном отношении ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr [197].

Эллендейл 11 — трубка почти округлой

формы диаметром 400 м и площадью 13,1 га. Она расположена в 0,5 км к северу от обогащательной фабрики CRAE и приблизительно в 1 км к западу от трубки Эллендейл 9. В краевых фациях трубки,

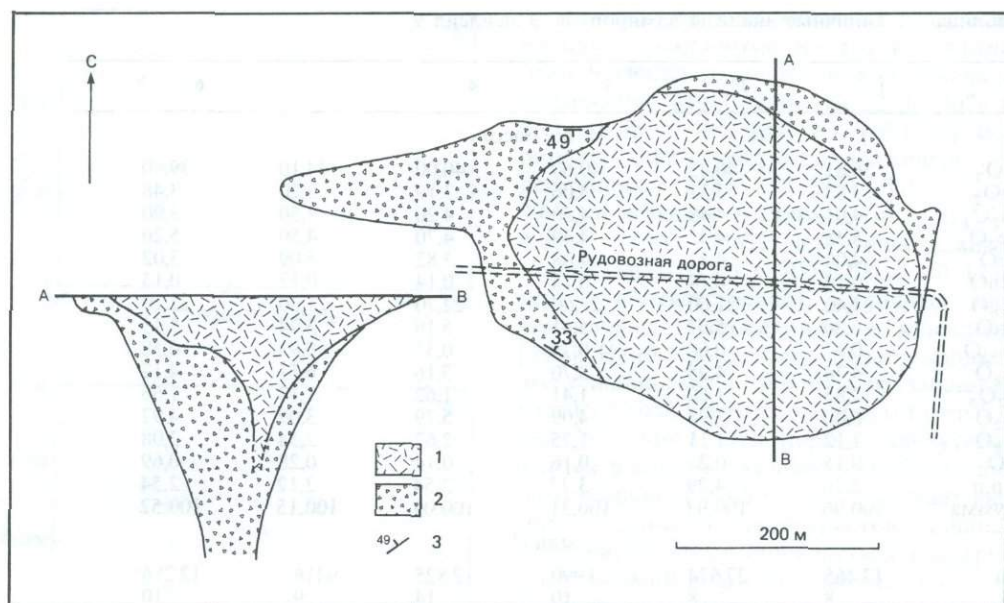


Рис. 86. Геологическая карта трубки Эллендейл 11. 1—оливиновые лампроиты; 2—лампроитовые лапиллиевые туфы; 3—падение стенок жерла [272].

сложенных пирокластами, обнаружены значительные количества алмазов, вследствие чего трубка была детально изучена и опробована с помощью бурения.

Трубка (рис. 86) внедрилась в пермские песчаники группы Грант, которые слабо обнажены в некоторых участках по периферии трубки обычно в виде округлых валунов спекшихся песчаников. Данные бурения показывают, что песчаники редко имеют мощность более 50 м, а вокруг восточной части трубки их мощность не превышает 20 м. Песчаники подстилаются аргиллитами и известняками позднедевонской группы Ферфилд, ксенолиты которых включены в пирокластические отложения трубки.

Коренные породы трубки Эллендейл 11 нигде не выходят на поверхность, но на ее восточном фланге в тонком почвенном горизонте встречаются небольшие гальки и валуны свежих оливиновых лампроитов. Мощность повсеместно распространенного покрова красных песков и глин редко превышает 2 м.

Поверхность трубки в большей своей

части представлена оливиновыми лампроитами. Пирокластические породы слагают только узкие краевые зоны на севере и востоке, а также узкий язык, простирающийся на 200 м к западу от трубки (рис. 86). Однако бурение показало, что оливиновые лампроиты образуют над заполненным пирокластами жерлом «нашлепку» мощностью менее 50 м. Пирокласты представлены главным образом лампроитовыми лапиллиевыми туфами, содержащими лапилли оливиновых лампроитов размером до 1,5 см в поперечнике, погруженные в туфообразную связующую массу, или «песчаными» лапиллиевыми туфами с высоким содержанием зерен песка из разрушенных боковых пород. Глубоко в жерле пирокласты содержат крупные чужеродные обломки алевритов, известняков и кварцитов и напоминают туфобрекчии. Около стенок жерла обнаружены брекчии, состоящие из угловатых обломков алевритов и небольшого количества интерстициального лампроитового материала, а также мелкозернистые богатые кварцем туфы.

В общем пирокласты представляют собой достаточно хорошо расслоенные отложения базисной волны, изменяющиеся снизу вверх от «песчаных» лапиллиевых туфов до лампроитовых лапиллиевых туфов. Однако наблюдается и некоторое переслаивание этих пирокластов, и внутри лампроитовых лапиллиевых туфов встречаются линзы «песчаных» лапиллиевых туфов и богатых кварцем туфов.

Тело оливиновых лампроитов этого жерла по форме сходно с телом трубки-сателлита Эллендейл 4. Это тонкий силлоподобный пласт мощностью до 50 м, питавшийся от узкого подводящего канала. Скважины подсекли несколько маломощных лампроитовых пластов, внедрившихся в пирокластические породы, но точное местоположение канала не установлено, и разрез, приведенный на рис. 86, является схематичным. Нет фактов, свидетельствующих о существовании внутри тела центральной зоны, богатой флогопитом.

Ниже глубины приблизительно 75 м жерло имеет очень крутые стенки и «морковкообразную» форму; здесь его диаметр достигает, по-видимому, примерно 150 м. Выше 75 м трубка прогрессивно расширяется, и в некоторых краевых участках на современном эрозионном уровне стенки жерла падают под углом лишь 20° или менее. По-видимому, вначале жерло представляло собой узкую трещину, о чем свидетельствует вытянутый язык пирокластических пород, простирающийся к западу от основного жерла. Такая трещина могла быть связана с субвулканической системой, возможно подстилающей трубку Эллендейл 9. Однако вулканическая активность вскоре сосредоточилась на восточном конце трещины, и это определило современную форму жерла. Вулканическая активность носила преимущественно взрывной характер, что обусловило образование мощной толщи пирокластических отложений. На завершающей стадии магматизма поднялась оливиновая лампроитовая магма и в пределах жерла сформировала небольшое лавовое озеро.

Алмазы. На центральной обогатительной фабрике было переработано в целом более 4600 т горных пород из поверхностных канав и глубоких шнековых скважин, из которых было извлечено 52,96 кар алмазов при среднем содержании 1,13 кар/100 т [272]. Пять проб пирокластов весом 150 т каждая, отобранных на начальной стадии разведочных работ, содержали по 1,99 кар/100 т, а четыре валовые пробы общим весом 3108 т содержали только 1,03 кар/100 т. Разница, возможно, объясняется более высоким уровнем алмазоносности во взятых с поверхности меньших по весу пробах. Опробование глубокими шнековыми скважинами подтвердило значительную изменчивость степени алмазоносности и показало также низкие содержания в валовых пробах с более глубоких горизонтов. Содержание алмазов в двух пробах из выветрелых оливиновых лампроитов составило только 0,56 кар/100 т.

Петрография. Пирокласты. Не считая краевых брекчий, образцы которых не изучались, пирокласты изменяются от богатых кварцем туфов через «песчаные» лапиллиевые туфы до лампроитовых лапиллиевых туфов с низким содержанием или полным отсутствием ксеногенных компонентов. Образец богатых кварцем туфов, переслаивающихся с «песчаными» лапиллиевыми туфами, содержит около 45% угловатых зерен кварца, зерна акцессорного турмалина размером 0,2 мм и 15% измененного лампроитового пепла с частицами такого же размера, погруженных в связующую массу глинистых минералов.

Лапиллиевые туфы, как «песчаные», так и «непесчаные», состоят из лапиллей оливиновых лампроитов размером до 15 мм и туфовой связующей массы. «Песчаные» лапиллиевые туфы содержат до 30% окатанных до угловатых зерен кварца вместе с лампроитовыми обломками пепловой размерности и глиной, образовавшейся за счет тонкого лампроитового пепла. Доля ювенильных обломков варьирует от 30 до 50%, хотя в нескольких образцах обломки пирокластов име-

ют размер менее 2 мм и порода переходит в грубый туф. Во всех образцах лампроитовая составляющая связующей массы значительно изменена; в некоторых случаях развивается вторичный карбонат, а в одном образце присутствует везувиан. Форма лапиллей оливинных лампроитов изменяется от округлой до амёбовидной; обычно лапилли пузырчатые (рис. 87, *a*). Реже относительно свежие лапилли содержат измененные макрокристы оливина размером до 4 мм, микрофенокристы свежего оливина размером до 0,5 мм в пузырчатой девитрифицированной основной массе с многочисленными пустотами диаметром 20–100 мкм, заполненными тальком, а также зерна перовскита и хромита размером до 50 мкм. Крупные миндалины диаметром до 1 мм выполнены тальком и цеолитом. Обычно лапилли значительно изменены, и как оливин, так и основная масса замещены агрегатом темных глинистых минералов. Некоторые лапилли содержат мелкие изолированные чешуйки флогопита. Редко встречаются чужеродные лапилли глинистых сланцев, кварцитов и кварц-слюдистых сланцев.

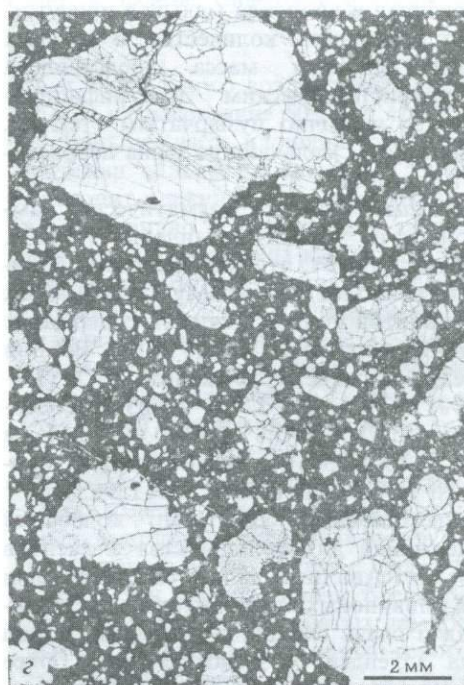
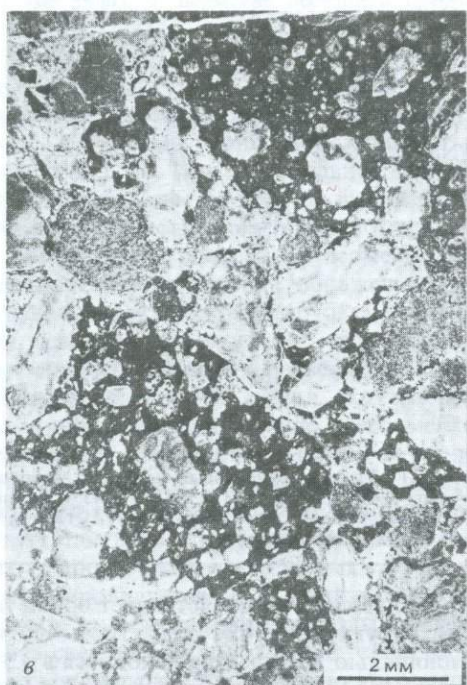
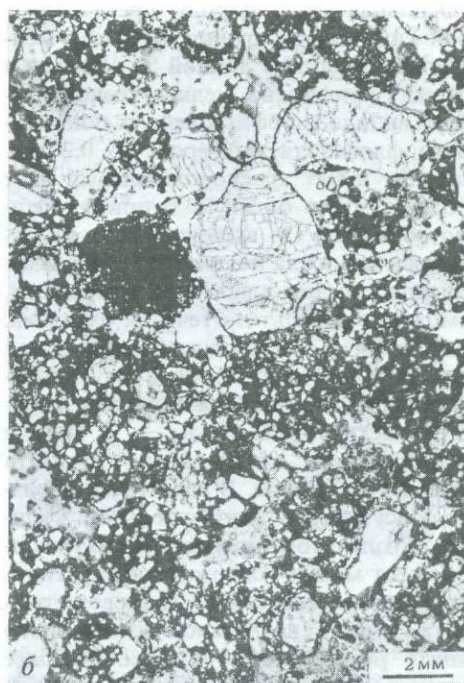
Лампроитовые лапиллиевые туфы почти полностью состоят из оливинных лампроитов, присутствующих либо в виде лапиллей размером до 1,5 см, либо в виде обломков пепловой размерности в связующей массе. Лапилли аналогичны лапиллям из «песчаных» лапиллиевых туфов и в значительной степени замещены тальком и глинистыми минералами (рис. 87, *b, в*). Большинство лапиллей представлено плотными кристаллическими лампроитами, но некоторая их часть сложена пористым стеклом. Некоторые слои состоят полностью из лапиллей и осколков пемзо-

видных лампроитов. Инородные пирокласты представлены главным образом мелкими обломками глинистых сланцев, но в некоторых образцах встречаются также известняки с фауной. Туфовая связующая масса, состоящая из лампроитового пепла, часто изменена до глины, и все пирокластические структуры разрушены.

Флогопит-оливиновые лампроиты. За исключением краевых зон, магматическое ядро трубки Эллендейл 11 сложено однородными флогопит-оливиновыми лампроитами, содержащими множество неизмененных макро- и микрокристов оливина и мелкие пойкилитовые пластинки флогопита в мелкозернистой богатой диоксидом связующей массе, в которой в большом количестве присутствуют зерна перовскита и хромита и акцессорный апатит.

Трубка Эллендейл 11 – самая богатая оливинном среди лампроитовых трубок Западного Кимберли. Около 45% породы составляют оливинные макрокристы размером до 1 см и идиоморфные до гипидиоморфных микрофенокристы размером до 0,4 мм. Макрокристы в большинстве случаев имеют размер 2–4 мм, округлую до гипидиоморфной форму и частично резорбированные края. В них проявляются волнистое погасание, зарождающееся двойникование, грануляция и частичная полигонизация. Некоторые макрокристы в действительности являются микроксенолитами перидотитов. Они состоят из нескольких кристаллов оливина с перекрывающимися краями, каждый из которых имеет волнистое погасание. Иногда кристаллы оливина включают округлые кристаллы клинопироксена (рис. 87, *г*).

Рис. 87. Микрофотографии туфов и оливинных лампроитов из трубки Эллендейл 11. *a* – «песчаный» лапиллиевый туф, содержащий макрокристы измененного оливина и темные окисленные амёбовидные лапилли из стекловатого оливинного лампроита в связующей массе из зерен кварца и лампроитового пепла, скважина 11AC13, глубина 90 м (GSWA 71451G); *b* – лампроитовый лапиллиевый туф с обильными макрокристами измененного оливина, скважина 11AC15, глубина 61 м (GSWA 71453E); *в* – лампроитовый лапиллиевый туф, скважина 11AC16, глубина 249 м (GSWA 71454I); *г* – оливинный лампроит; макрокристы и микрофенокристы оливина в мелкозернистой основной массе из диоксида и большого количества флогопита. Обращает внимание развитие небольших агрегатов оливина и округлые включения кристаллов хромдиоксида в большом макрокристе, скважина 11AC26, глубина 24 м (GSWA 71455A).



Основная масса породы представляет собой спутанно-волокнистую массу мелких призм диопсида длиной 50–100 мкм и содержит множество мелких ксеноморфных до гипидиоморфных чешуек пойкилитового флогопита размером до 0,2 мм. Флогопит имеет красно-коричневый цвет и более темную богатую титаном внешнюю оболочку. Он включает много мелких зерен диопсида и перовскита. Призмы диопсида обычно слабо ориентированы, возможно в результате течения расплава, и находятся в рыхлой интерстициальной связующей массе, состоящей из глинистых минералов с многочисленными зернами перовскита диаметром 5–30 мкм и идиоморфными кристаллами хромита размером до 50 мкм. В некоторых образцах присутствует незначительное количество игольчатого прайдерита, а связующая масса может содержать интерстициальные зерна бесцветного калиевого рихтерита и/или, возможно, измененного лейцита размером до 30 мкм. В более быстро остывавших участках тела зерна флогопита и диопсида мельче и присутствуют в меньшем количестве. В краевых зонах основная масса представлена микрокристаллическим девитрифицированным, частично пузырчатым стеклом, содержащим мельчайшие зерна перовскита и хромита.

Химизм. Анализы магматических лампроитов из трубки Эллендейл 11 (табл. 38) показывают, что они являются одними из наиболее богатых MgO оливиновых лампроитов поля Эллендейл: содержание MgO колеблется от 24,2 до 28,0%. Все они имеют высокие содержания K₂O (2,0–4,0%) и TiO₂ (2,4–2,7%) и низкие содержания Al₂O₃ (3,3–3,8%), CaO (4,5–5,6%) и SiO₂ (39,9–42,5%), а также содержат много Ni и Cr (960–1157 и 989–1396 млн⁻¹ соответственно). Диапазон колебаний содержаний для большинства элементов невелик. Анализы являются типичными для оливиновых лампроитов поля Эллендейл и очень сходны с анализами пород тела Эллендейл 4, за исключением более низкого содержания K₂O и более высокого содержания SiO₂.

Таблица 38. Типичные анализы лампроитов Эллендейл 11

	1	2
	% по массе	
SiO ₂	41,45	42,50
TiO ₂	2,71	2,39
Al ₂ O ₃	3,37	3,50
Fe ₂ O ₃	4,27	4,70
FeO	4,32	3,54
MnO	0,13	0,12
MgO	28,00	25,70
CaO	4,79	4,77
Na ₂ O	0,34	0,53
K ₂ O	2,24	2,21
P ₂ O ₅	1,33	1,35
H ₂ O ⁺	4,32	3,46
H ₂ O ⁻	1,05	2,09
CO ₂	0,12	0,22
п.п.п	2,12	2,36
Сумма	100,56	99,44
	млн ⁻¹	
Ba	9080	12 200
Li	8	8
Rb	483	454
Sr	1538	933
Pb	20	37
Th	61	46
U	8	2
Zr	700	645
Nb	206	173
Y	12	11
La	303	312
Ce	574	521
Nd	—	—
Sc	21	20
V	93	81
Cr	1182	1 089
Co	89	85
Ni	1200	1 110
Cu	70	51
Zn	68	63
Sn	2	5
Ga	4	3
S	150	120
F	4200	4 540
Cl	40	76

1 — флогопит-оливиновый лампроит, керн скважины 11AC26, глубина 24 м, GSWA 714551; 2 — оливиновый лампроит, керн скважины 11AC12, глубина 13 м, GSWA 71450A.

Эллендейл 16 представляет собой почти округлую трубку диаметром 450 м и площадью 16,9 га. Она находится в 3,5 км на юго-юго-запад от трубки Маунт-Норт, близ основной дороги, пересекающей по-

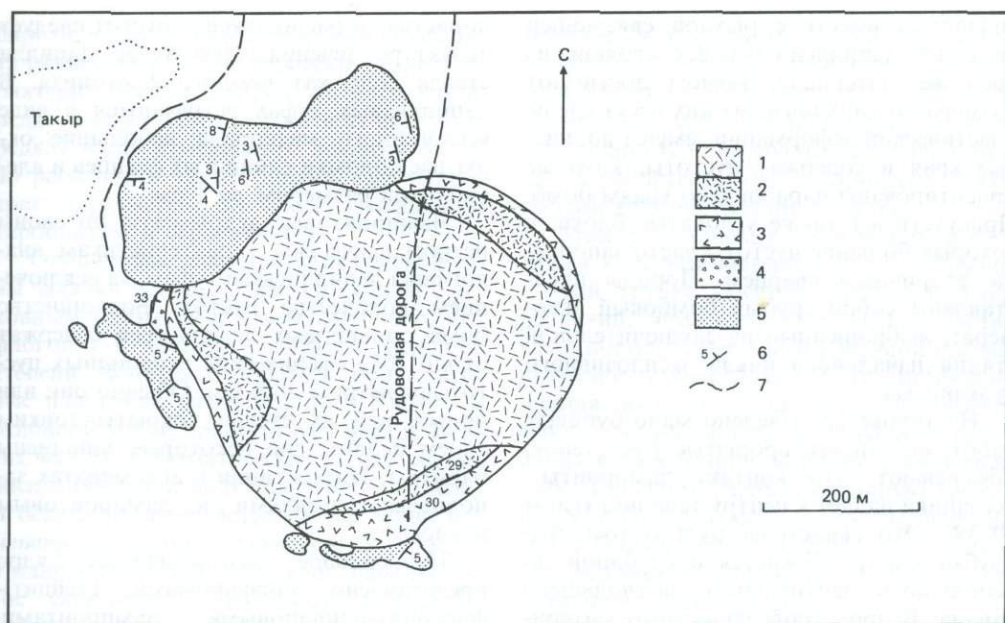


Рис. 88. Геологическая карта трубки Эллендейл 16. 1 – лейцит-флогопит-оливиновые лампроиты; 2 – лейцитовые лампроиты; 3 – агломерат лейцитовых лампроитов; 4 – лампроитовые лапиллиевые туфы; 5 – пермские песчаники группы Грант; 6 – падение слоистости и стенок жерла; 7 – дороги [272].

ле Эллендейл (рис. 88). Лампроиты и пирокластические породы трубки скрыты под песчаными наносами мощностью около 3,5 м. Над центральной частью трубки наблюдается хорошо выраженный горизонт известнякового конгломерата.

Лампроиты внедрены в пермские песчаники группы Грант, обнаженные во многих местах по краям трубки, особенно на северной стороне, где они слагают хорошо выраженный в рельефе холм, возвышающийся на 30 м над окружающей равниной. Песчаники чаще всего мелкозернистые и хорошо слоистые; с удалением от границ трубки залегание их становится горизонтальным, и они приобретают плитчатое строение. Местами в слоях крупного гравия и галечных конгломератов проявляется косая слоистость. Близ стенок трубки осадочные породы подверглись спеканию и уплотнению, слоистость здесь нарушена. Это особенно ярко выражено на севере, где влияние динамическо-

го и термального воздействия прослеживается на расстоянии 50 м от трубки.

Большая часть площади трубки занята грубыми сильно измененными (лейцит)-флогопит-оливиновыми лампроитами. В канавах видно, что породы в значительной степени замещены карбонатом, в котором присутствуют чешуйки флогопита размером до 5 мм. По краям главного тела наблюдается прерывистая зона мелкозернистых оливиновых лампроитов оливково-зеленого цвета, которая является зоной закалки центрального тела.

На современном эрозионном срезе пирокластические породы представлены слабо: имеется лишь одна небольшая площадь выходов лапиллиевых туфов в северо-западной части трубки. Однако существуют три краевые линзы брекчированных пузырчатых стекловатых лампроитовых агломератов от светло-серого до светло-коричневого цвета, в которых крупные округлые бомбы лампроитов

сплавлены вместе с рыхлой связующей массой из лапиллей и пепла, состоящих из того же материала. Бомбы достигают размера 50 см, многие из них несут следы пластической деформации, имеют волнистые края и содержат пустоты, которые ориентированы параллельно краям бомб. Присутствуют также угловатые блоки, в которых большие пустоты часто заполнены вторичным кварцем. Породы представляют собой грубый бомбовый агломерат, выброшенный на заключительной стадии начального цикла взрывного вулканизма.

На трубке произведено мало буровых работ, но каналы, прорытые у ее стенок, показывают, что контакт лампроиты-песчаники падает к центру тела под углом 30–39°. Это свидетельствует о том, что трубка быстро сужается с глубиной до небольшого центрального подводющего канала. В пробе поверхностного материала весом 717 кг, взятой из пяти каналов, алмазы не были обнаружены.

Петрография. Лапиллиевые туфы и агломераты представляют собой, по существу, разнозернистые типы одной и той же породы. Они содержат ювенильные лапилли или бомбы одних и тех же измененных тонкозернистых пузырчатых лейцит-оливиновых лампроитов. В лапиллиевых туфах ювенильные лампроитовые обломки обычно имеют размер от 4 мм до 5 см, округлую до амёбовидной форму и расположены в связующей массе, состоящей из более мелких лапиллей и пепловидных осколков лампроитов. Лампроиты содержат редкие макрокристы оливина размером до 4 мм и множество идиоморфных микрофенокристов оливина размером до 0,3 мм. Кристаллы оливина изменены до талька и окислов железа или замещены кварцем или баритом. Они расположены в основной массе, состоящей из глинистых минералов, большого количества мелких идиоморфных зерен измененного лейцита, мельчайших чешуек флогопита и зерен перовскита (все < 5 мкм в поперечнике). В основной массе имеются небольшие пустоты неправильной формы. Лапилли стекла часто сильно

пористые, и расположение пустот следует структуре течения. Некоторые лапилли стекла содержат немного флогопита. В лапиллиевых туфах встречаются в виде ксеногенного материала небольшие округлые обломки глинистых сланцев и алевролитов размером до 1 см.

Лампроитовые агломераты по своим петрографическим характеристикам аналогичны лапиллиевым туфам, за исключением количества пустот. Большинство бомб оливиновых лампроитов содержат около 30% сферических и овоидных пустот диаметром до 6 мм. Обычно они или полые, или их стенки покрыты тонким слоем цеолита, но некоторые заполнены баритом. Интерстиции в агломератах заполнены лапиллями и лампроитовым пеплом.

Центральное магматическое ядро представлено порфиоровыми (лейцит)-флогопит-оливиновыми лампроитами, содержащими множество микрофенокристов оливина и рассеянных макрокристов оливина размером до 3 мм, замещенного тальком, и пойкилитовые чешуйки флогопита размером до 0,7 мм. Флогопит образует пойкилитовые пластинки гипидноморфной до ксеноморфной формы, включающие зерна диопсида, перовскита, апатита и измененного лейцита. Слюда слабо окрашена и преохроирует от желтого до розового цвета; при этом краевая зона имеет несколько более темную окраску. Основная масса породы представлена преимущественно бледно-коричневым хлоритовым материалом, который псевдоморфно замещает неопределимый призматический минерал. Кроме того, в ней имеется множество призм диопсида длиной до 100 мкм, интерстициальный розовый калиевый рихтерит, а также идиоморфные зерна измененного лейцита, перовскита, хромита и аксессуарных вэйдита и апатита размером до 30 мкм.

Карбонатизированные образцы из центральной части тела представляют собой сходную, но более грубозернистую разновидность флогопит-оливиновых лампроитов. Большая часть породы замещена карбонатом и узкими прожилками

барита, но сохранились чешуйки флогопита размером до 3 мм, перовскит, калиевый рихтерит, апатит, вторичный магнетит и, редко, вэйдит. Иногда флогопит включает редкие зерна измененного лейцитита. Можно распознать также оливинные макрокристы размером до 4 мм, замещенные карбонатом и серпентином.

Оливиновые лампроиты из краевой зоны закалки петрографически сходны с основным телом, за исключением того, что флогопит и диопсид развиты в меньшей степени. Флогопит образует пойкилитовые пластинки размером до 0,2 мм, а в основной массе присутствует в виде мелких чешуек. Призматические выделения диопсида обычно имеют длину менее 50 мкм. В основной массе встречаются зерна измененного лейцитита размером 30 мкм, а в одном образце обнаружено расплывчатое скопление измененного пористого лейцитита размером 3 мм. Кроме перовскита породы краевой зоны содержат также немного прайдерита.

Химизм. Результаты химического анализа бомб из лейцит-оливин-лампроитовых агломератов (табл. 39) показывают, что породы характеризуются низким содержанием MgO (6,3–9,7%) и высокими содержаниями K₂O (5,9–6,5%), TiO₂ (5,2–5,9%) и Al₂O₃ (6,5–7,2%). Концентрация рассеянных элементов является промежуточной между концентрациями в лейцитовых и оливиновых лампроитах, в частности Ni (~ 550 млн⁻¹) и Cr (540 и 799 млн⁻¹), хотя содержание V очень высокое (321 и 503 млн⁻¹).

(Лейцит)-флогопит-оливиновые лампроиты центрального штока содержат, как и предполагалось по петрографическим данным, больше магния, чем агломераты. Содержание MgO (15,6%) такое же, как в оливиновых лампроитах трубки Эллендейл 2, а содержание K₂O (2,6%) вдвое меньше, чем в ассоциирующихся агломератах. TiO₂ и Al₂O₃ (4,4 и 4,8% соответственно) присутствуют в количествах, промежуточных между их содержаниями в лейцитовых и оливиновых лампроитах. Содержание Ni и Cr (737 и 796 млн⁻¹) только в краевой зоне выше, чем в агло-

мератах, а V (87 млн⁻¹) присутствует в значительно меньшем количестве. Анализы 4 и 5 табл. 39 относятся к центральной части тела. Анализ 4 иллюстрирует концентрацию K₂O на поздней стадии, а анализ 5 свидетельствует о процессе почти полной карбонатазации породы.

Между составом ранней магмы и составом конечной магматической интрузии в этой трубке имеется гораздо больше различий, чем, например, между составами пород начальной и конечной стадий интрузии трубки Маунт-Норт. Дифференциация, включая осаждение оливиновых макрокристов, могла бы объяснить колебания в содержании MgO, но рассеянные элементы дают очень запутанную картину: Ni и Cr указывают на то, что породы могут быть комагматичными, а разницу в содержаниях V в этих двух типах пород объяснить очень трудно.

Эллендейл 23—одно из четырех недавно обнаруженных лампроитовых тел, открытых во время поисковых работ в пределах поля Эллендейл; другими телами являются Эллендейл 31, 37 и 38. Выход, однако, представляет собой лишь небольшой, усыпанный валунами выступ площадью 20 × 10 м и высотой менее 1 м. Обнаженные крупнозернистые лампроиты являются частью ядра площадью 180 × 100 м, расположенного в жерле диаметром около 300 м. Жерло скрыто под толщей коллювиальных песков мощностью 1–4 м. Небольшие обнажения спекшихся песчаников встречаются вблизи северо-восточной границы штока; на окружающей площади обнаружены редкие обнажения ожелезненных песчаников группы Грант.

Разведочная канава показала, что большая часть жерла выполнена мелкозернистыми туфогенными лампроитами, содержащими прожилки и дайки сходных, но не туфогенных пород. Туфогенные лампроиты содержат мелкие угловатые обломки лампроитов нескольких типов и в подчиненном количестве полигональные и перекристаллизованные зерна кварца. Наиболее распространенным компонентом являются амёбовидные лапилли тон-

Таблица 39. Типичные анализы лампроитов Эллендейл 16

	1	2	3	4	5
	% по массе				
SiO ₂	44,60	46,30	40,80	42,22	17,30
TiO ₂	5,94	5,23	4,36	4,92	1,99
Al ₂ O ₃	7,20	6,50	4,80	5,61	2,50
Fe ₂ O ₃	10,60	7,80	7,80	7,61	4,80
FeO	0,77	0,27	1,00	1,35	0,22
MnO	0,09	0,07	0,09	0,10	0,20
MgO	6,28	9,69	15,60	13,49	19,00
CaO	3,41	4,25	4,94	5,54	17,30
Na ₂ O	0,21	0,29	0,40	0,62	0,21
K ₂ O	6,55	5,86	2,62	4,37	1,18
P ₂ O ₅	2,47	1,57	1,45	1,67	0,63
H ₂ O ⁺	3,39	3,08	6,12	4,35	3,45
H ₂ O ⁻	4,42	5,09	8,11	3,76	3,59
CO ₂	0,06	0,04	0,05	0,15	25,80
п.п.п.	2,58	2,14	1,65	4,03	1,69
Сумма	98,57	98,18	99,79	99,79	99,86
	млн ⁻¹				
Ba	9954	9048	3551	24 572	8688
Li	15	10	13	10	6
Rb	373	261	570	527	208
Sr	1296	1140	1350	1833	1342
Pb	63	38	54	84	60
Th	72	53	57	83	32
U	2	2	1	10	< 1
Zr	1914	1129	1344	1525	486
Nb	283	180	208	309	94
Y	29	17	15	37	12
La	648	335	470	419	266
Ce	1173	600	830	760	379
Sc	45	25	26	17	12
V	321	503	87	158	33
Cr	799	540	796	830	277
Co	37	23	56	—	35
Ni	578	540	737	606	360
Cu	74	59	75	54	65
Zn	91	82	95	86	54
Sn	9	6	8	< 2	—
Ga	10	7	8	12	2
S	620	1610	30	—	600
F	7300	5430	6670	5400	3300
Cl	81	64	81	—	530

1,2 – лейцит-оливиновый лампроит, агломератовая бомба, северо-западный край трубки, GSWA 71857B, 71859; 3 – лейцит-флогопит-оливиновый лампроит, северо-западная краевая часть центрального магматического ствола, GSWA 76015A; 4 – флогопит-лейцит-оливиновый лампроит, центр трубки, BMR 83210316; 5 – карбонатизированный лампроит, центр трубки, GSWA 71860C.

козернистых флогопит-лейцитовых лампроитов размером до 2 см. Лапилли обычно имеют неправильную форму и изъеденные края. Связующая масса представлена стекловатой разновидностью той же магмы, но содержит очень

мелкие чешуйки флогопита и скелетные зерна лейцита. Большая часть основной массы значительно изменена и представлена тонкозернистым голубовато-зеленым хлоритовым материалом. Тонкозернистые лампроитовые жилы состоят из

многочисленных мелких, вытянутых по направлению потока флогопитовых чешушек длиной менее 1 мм в основной массе тесно упакованных мельчайших идиоморфных зерен лейцита и игл прайдерита. Несколько небольших сферических пустот диаметром до 1 мм заполнены вторичным кварцем и обрамлены тангенциально направленными к их поверхности чешуйками флогопита.

Центральное ядро представляет собой шток грубозернистых флогопит-диопсид-лейцитовых лампроитов с калиевым рихтеритом и содержит небольшие количества измененного оливина, прайдерит, акцессорный джеппеит, апатит и редкие зерна вэйдита. Диопсид встречается в двух генерациях. Основная масса диопсида представлена идиоморфными призматическими фенокритами длиной до 4 мм, которые часто сдвойнированы и зональны по краям. Более поздняя генерация представлена игольчатыми призмами длиной до 2 мм. Флогопит также встречается в двух генерациях: в виде корродированных фенокритов длиной до 3 мм и в виде многочисленных пойкилитовых пластинок и агрегатов размером около 1 мм в основной массе. Фенокриты флогопита часто имеют реакционную кайму, содержащую мелкие иголки прайдерита. Их присутствие ослабляет интенсивность окраски краевых зон флогопита из основной массы, и он плеохроирует в более бледных тонах. Лейцит образует серию выделений от крупных кристаллов размером 2 мм до мелких идиоморфных зерен, рассеянных в основной массе. Он полностью замещен мозаичным калиевым полевым шпатом. Кроме незначительного количества темно-коричневых промежуточных продуктов изменения имеются крупные пластины пойкилитового калиевого рихтерита, плеохроирующего от бледно-красного до бледного желтовато-зеленого цвета и по границам зерен измененного в зеленый амфибол. Из второстепенных минералов обычно присутствуют псевдоморфозы по оливину размером до 2 мм и иголки прайдерита длиной около 1 мм. Основная масса со-

Таблица 40. Типичные анализы лампроитов Эллендейл 23, 31 и 38

	1	2	3	4
% по массе				
SiO ₂	49,84	55,00	52,00	51,60
TiO ₂	5,62	5,67	5,38	6,86
Al ₂ O ₃	7,76	7,30	7,60	6,80
Fe ₂ O ₃	5,55	4,80	5,00	5,60
FeO	2,36	0,70	1,26	1,40
MnO	0,08	0,03	0,05	0,07
MgO	7,84	6,04	7,89	9,37
CaO	4,74	2,51	2,52	2,93
Na ₂ O	0,79	0,35	0,58	0,35
K ₂ O	8,67	8,53	9,28	9,15
P ₂ O ₅ ⁺	0,89	1,24	1,02	0,70
H ₂ O ⁺	2,32	3,01	2,49	2,51
H ₂ O ⁻	0,87	2,22	2,05	1,06
CO ₂	0,44	0,10	0,10	0,07
п.п.п	2,96	2,28	1,79	2,22
Сумма	100,73	99,78	99,01	100,69
млн ⁻¹				
Ba	18 069	11 485	8325	11 968
Li	11	8	9	10
Rb	331	1 060	238	398
Sr	1 398	1 538	1084	1 078
Pb	40	67	56	40
Th	31	24	17	26
U	2	2	1	1
Zr	1 287	1 371	1 280	1 491
Nb	154	94	93	136
Y	21	14	16	21
La	285	304	323	324
Ce	491	463	463	386
Sc	20	14	17	18
V	179	176	221	143
Cr	302	173	341	663
Co	45	35	46	40
Ni	240	258	609	228
Cu	120	84	89	86
Zn	104	84	96	78
Sn	13	10	14	—
Mo	2	9	< 1	4
Ga	13	17	18	13
S	1 050	1 340	360	80
F	4 000	3 600	3 240	3 450
Cl	160	56	79	136

1 - рихтерит-флогопит-диопсид-лейцитовый лампроит, магматическое ядро, Эллендейл 23, GSWA 65912; 2 - (флогопит)-лейцитовый лампроит, обособление в главном жерле, Эллендейл 31, GSWA 71847; 3 - оливин-лейцитовый лампроит, центральное ядро, Эллендейл 31, GSWA 71849; 4 - диопсид-флогопит-лейцитовый лампроит, магматическое ядро, Эллендейл 38, GSWA 71417.

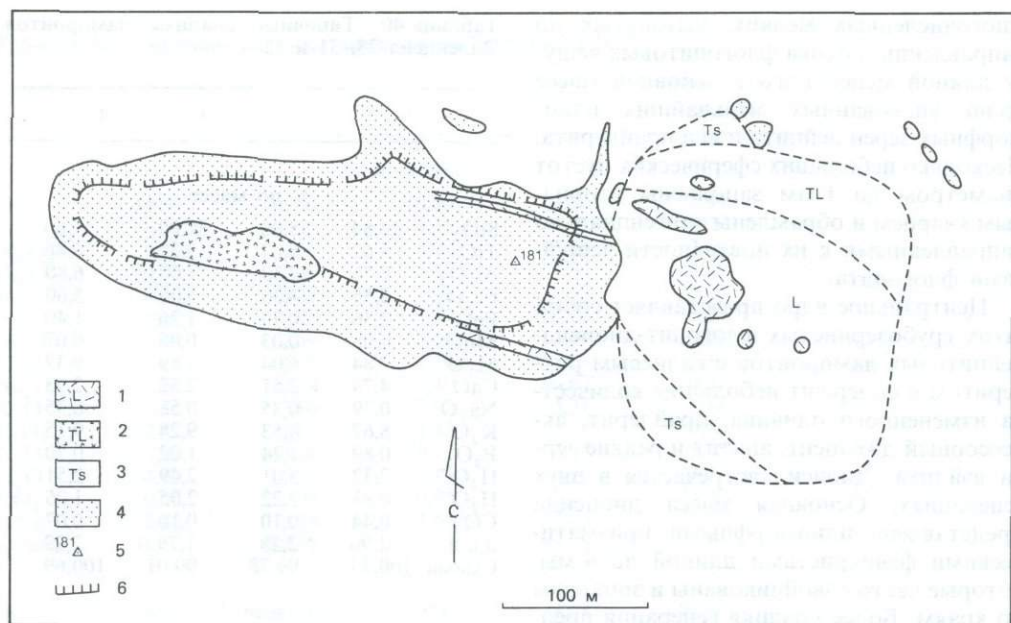


Рис. 89. Геологическая карта тела Эллендейл 31. 1—оливин-лейцитовые лампроиты; 2—оливин-лейцит-лампроитовые лапиллиевые туфы; 3—«песчаные» туфы и лапиллиевые туфы (не обнажены); 4—песчаники группы Грант; 5—отметки высот (в метрах); 6—линии обрывов. Геология—по Онли и Смит [272].

держит также множество непрозрачных игл и мелкие призмы, возможно, джеппейта. Анализ породы штока приведен в табл. 40.

Эллендейл 31. Это лампроитовое тело занимает небольшую трубку диаметром около 200 м и находится у восточного края выступающего в рельефе песчаникового плато, возвышающегося на 25 м над окружающей равниной (рис. 89). Главное тело трубки плохо обнажено; его очертания установлены при бурении. Выход представляет собой несколько крупных лампроитовых валунов высотой менее 1 м и окружающих их отдельных обломков. Однако на южной стороне песчаникового плато имеется хорошо обнаженное линзообразное тело длиной около 100 м, состоящее из смеси лампроитов и туфов, а на восточной стороне плато выходят две тонкие лампроитовые дайки.

Вмещающими породами являются песчаники группы Грант. Это средне- до

грубозернистых, иногда косослоистые песчаники, хотя в основном слои залегают горизонтально. Только в непосредственной близости от лампроитовых интрузий залегание слоев нарушено. Песчаники, вмещающие основную трубку, подверглись спеканию на расстоянии нескольких метров от контакта. Сама трубка состоит из центрального ядра, представленного среднезернистыми оливин-флогопит-лейцитовыми лампроитами с дугообразными краевыми зонами лампроитовых лапиллиевых туфов и туфов, богатых кварцем. Западная линза и дайки сложены оливин-лейцитовыми лампроитами, обычно содержащими некоторое количество туфов.

Форма трубки на глубине неизвестна; присутствие богатых кварцем туфов предполагает, что сейчас трубка видна на относительно высоком уровне среза. Песчаниковое плато указывает на эрозию минимум на 25 м, а слабое спекание вмещаю-

щих песчаников предполагает быстрое сужение трубки с глубиной. Линза туфов на западе имеет четкие вертикальные границы.

Богатые кварцем туфы состоят главным образом из разрушенных песчаников, редких лапиллей мелкозернистых лампроитов и песчаников и рыхлой связующей массы из глинистого материала лампроитового происхождения. Около половины кварцевых зерен — это нетрещиноватые округлые зерна величиной 0,5–1 мм; остальные представляют собой угловатые обломки размером менее 0,1 мм. Некоторые мелкие обломки вместе с лампроитовым материалом образуют аккреционные лапилли размером до 10 мм. Такие туфы найдены только в линзах, окружающих жерло; источником 90% компонентов туфов являются вмещающие песчаники.

Лампроитовые лапиллиевые туфы состоят из лапиллей ювенильных лампроитов величиной до 8 мм, находящихся в связующей массе из туфового лампроитового пепла, зерен кварца и незначительного количества чешуек флогопита длиной до 3 мм. Лампроитовые лапилли состоят преимущественно из оливин-диопсид-флогопит-лейцитовых лампроитов, аналогичных лампроитам центрального ядра жерла, но присутствуют также лапилли оливин-лейцитовых лампроитов и некоторое количество ранее сформировавшихся богатых кварцем туфов.

Пирокласты интродуцированы жилами и небольшими дайками тонкозернистых рихтерит-оливин-лейцитовых лампроитов. Калиевый рихтерит встречается в виде мелких призм в основной массе вместе с многочисленными зернами прайдерита. Более крупнозернистая разновидность этой породы с идиоморфными лейцитовыми псевдоморфозами диаметром до 0,5 мм содержит около 20% псевдоморфоз по оливину и непрозрачный минерал, возможно джеппейт.

Центральное ядро этой трубки сложено оливин-флогопит-лейцитовыми лампроитами, в которых в темно-коричневом девитрифицированном стекле находятся мелкие фенокристы измененного

оливина, флогопит, измененный лейцит и очень мелкие призмы диопсида. В основной массе присутствуют также скопления желто-зеленых зерен акцессорного перовскита. По оливину развиты зеленый нонтронит и, реже, барит, а лейцит замещается калиевым полевым шпатом. Кроме того, присутствуют небольшие ксенолиты метасоматически измененных глинистых сланцев и неправильные агрегаты диопсидовых призм размером до 2 мм. Эти агрегаты могут представлять собой ксенолиты метасоматически переработанных известняков.

Западная линза состоит из тонкозернистых флогопит-лейцитовых лампроитов, внедрившихся в богатый кварцем туф. Кварц во всех породах присутствует в виде округлых ксенокристов, а также в виде включений и слойков, захваченных туфом при продвижении магмы. Собственно магматическая порода состоит из мелких микрофенокристов корродированного флогопита длиной до 0,5 мм, редких псевдоморфоз по оливину и многочисленных мелких измененных скелетных зерен лейцита в темном девитрифицированном стекле основной массы. Здесь встречаются также жилы тонкозернистых оливин-лейцитовых лампроитов.

Анализы оливин-флогопит-лейцитовых лампроитов из центральной части и оливин-лейцитовых лампроитов из жилы в западной линзе приведены в табл. 40.

Эллендейл 37. Маленькое жерло Эллендейл 37 находится на северо-западной окраине поля Эллендейл, приблизительно в 5 км к северо-западу от трубки Эллендейл 23. Выход представлен поверхностными наносами и валунами оплавленных лапиллиевых туфов, занимающими площадь диаметром приблизительно 50 м. Большая часть жерла, скрытого под двухметровой толщей песка, имеет овальные очертания (200 × 125 м, площадь 1,8 га). Оно заполнено пирокластами и небольшим лампроитовым нечком.

Поверхностные образцы туфов сильно окремнены и с трудом поддаются определению. Один слоистый образец содержит небольшие округлые обломки лам-

проитов диаметром до 2 мм, зерна кварца и интерстициальный окремненный материал. В некоторых обломках, преобразованных сейчас в темно-зеленый хлоритовый материал, можно распознать флогопит, редкие зерна оливина и лейцита. Другая часть этого же образца состоит в основном из сферических аккреционных лапиллей диаметром до 3 мм. Они содержат зерна кварца и тонкую лампроитовую пыль. Интерстициальный материал сильно окремнен.

Спекшиеся лапиллиевые туфы содержат мелкие обломки пузырчатого лампроитового стекла размером до 3 мм и немного обломков глинистых сланцев; в связующей массе присутствуют крупные амёбовидные лапилли оливин-лейцитовых лампроитов. Небольшие скелетные фенокристы оливина размером до 0,3 мм, замещенные оранжевым и зеленым хлоритовым материалом, находятся в основной массе из мелких зерен измененного

лейцита, глины и игл прайдерита.

Из 89 т выветрелых пород, обработанных на центральной обогатительной фабрике, не было извлечено ни одного алмаза.

Эллендейл 38 является маленькой интрузией диаметром около 70 м. Она расположена на юго-западном склоне хребта Оскар, приблизительно в 5 км к юго-востоку от трубки Эллендейл 4. Это единственное обнаженное лампроитовое тело в поле Эллендейл, которое на современном эрозионном уровне прорывает девонские рифовые комплексы. Интрузия занимает небольшую нишу в известняковых скалах, которые в этом месте имеют высоту 20–25 м (рис. 90).

Дно этого естественного амфитеатра сложено меланжем из ремобилизованных карбонатных жил, прожилков лампроитов и блоков известняков. Овальный неск грубозернистых лампроитов размером 40 × 20 м прорывает северную часть жер-

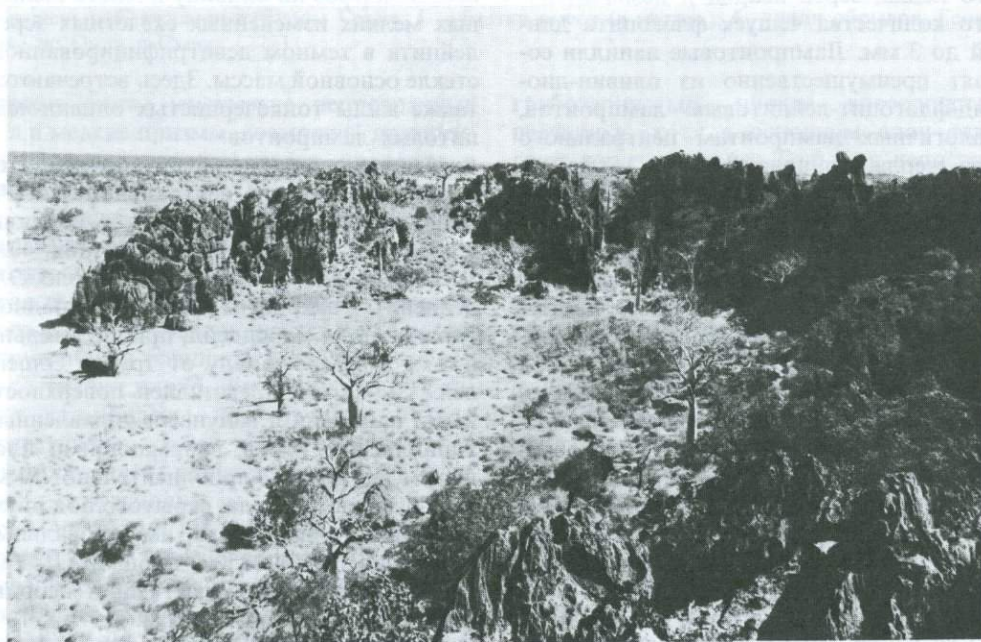


Рис. 90. Вид на трубку Эллендейл 38 с востока. Лампроитовое жерло окружено известняковыми обрывами девонской формации Нейпир. Лампроитовый штот слагает заросший травой «спенифлекс» холм справа у подножия обрывов.

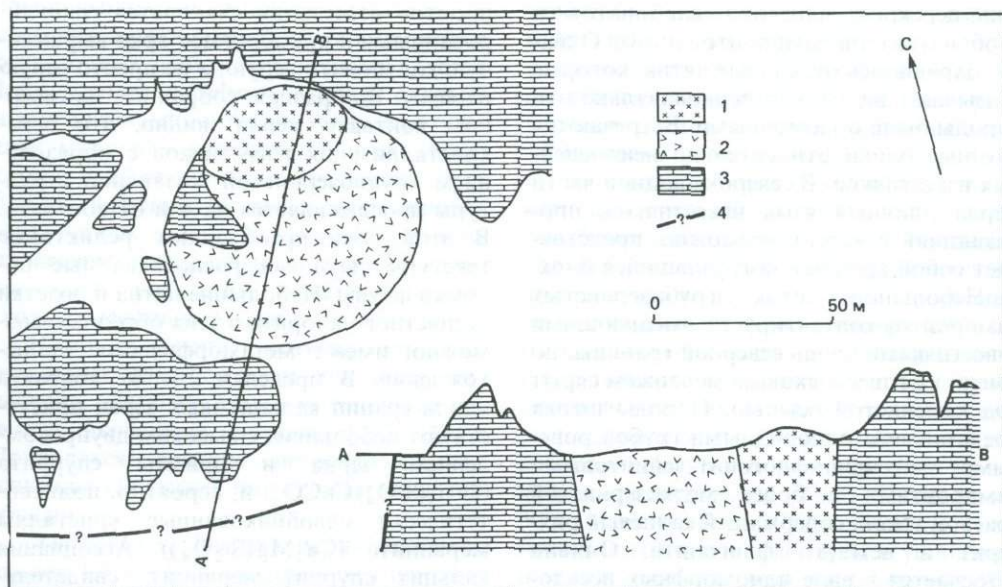


Рис. 91. Геологическая карта тела Эллендейл 38. 1 – оливин-флогопит-лейцитовые лампроиты; 2 – смесь известняков и лампроитов; 3 – девонские рифовые известняки; 4 – предполагаемый разлом.

ла и образует небольшой покрытый травой холм высотой около 5 м (рис. 91).

Вмещающими породами тела Эллендейл 38 являются грубослоистые серые калькарениты формации Нейпир – краевые отложения склона рифа фаменских известняков. Слои падают под углами до 35° к юго-западу. Эрозия по многочисленным трещинам привела к формированию карстового рельефа. Линия скал, которая пересекает риф и фации окраины склона фаменского рифового комплекса, а на юго-западе – более ранний франский комплекс, вероятно, соответствует расположению разлома Оскар. Возможно, лампроиты внедрились вдоль этой ослабленной линии.

Основной материал, заполняющий жерло, представляет собой выветрелую карбонатную породу от кремового до светло-коричневого цвета, обычно с мелкими видимыми чешуйками флогопита. Порода по внешнему виду не кажется обломочной; она содержит большое количество жил лампроитового материала, которые имеют неправильную форму и

мощность несколько сантиметров, а также более широкие зоны смешанного карбонатно-лампроитового состава. В шлифах порода представляет собой тонкозернистую мозаику из зерен кальцита, содержащую рассеянные чешуйки флогопита и идиоморфные зерна диопсида. В породе имеются также жилы очень тонкозернистого карбоната, содержащего большое количество флогопита, диопсида и многочисленные мелкие обломки прайдерита. Лампроиты из сильно карбонатизированных жил с размытыми границами сходны с лампроитами центрального некка, но в отличие от них сильно изменены. Флогопит, диопсид и незначительные количества прайдерита и апатита остаются свежими. Можно также обнаружить псевдоморфозы по оливину и лейциту. Иногда листочки флогопита расщеплены из-за развития кальцита по плоскостям отдельности. Это способствовало образованию небольших шаровидных кальцит-флогопитовых агрегатов размером до 6 мм. Повсеместно в породе развиты вторичные текстуры. Они возникли

при перекристаллизации карбонатов и карбонатизации лампроитов *in situ*. Однако сохранились отдельные пятна, которые указывают на то, что первоначально эти породы были обломочными. Встречаются крупные блоки относительно неизмененных известняков. В северо-западной части жерла длинный язык известняков, проникающий в жерло, возможно, представляет собой крупный погрузившийся блок.

Небольшой шток грубозернистых лампроитов контактирует с вмещающими известняками вдоль северной границы, но контакт с известняковым меланжем скрыт под каменистой осыпью. Породы штока представлены однородными грубозернистыми оливин-флогопит-лейцитовыми лампроитами с более мелкозернистой краевой зоной, содержащей калиевый рихтерит и немного флогопита. Оливин встречается в виде идиоморфных псевдоморфоз зеленого нонтронита размером до 2 мм, но чаще в виде агрегатов более мелких кристаллов. Наиболее характерным минералом является свежий флогопит в виде сдвойникованных кристаллов длиной до 3 мм. В краевой зоне некоторые кристаллы флогопита корродированы, частично резорбированы и пронизаны мелкими иглами прайдерита. Лейцит присутствует в двух генерациях: в виде крупных измененных фенокритов размером до 2 мм и в виде небольших идиоморфных зерен в основной массе. Диопсид образует мелкие призм и игольчатые кристаллы, обычно присутствующие в основной массе, так же как и мелкие чешуйки темной красно-коричневой слюды. Аксессуарный калиевый рихтерит встречается повсеместно, но в краевых зонах образует крупные пойкилитовые пластины размером до 1 мм. Последние включают много мелких псевдоморфоз по лейциту. Около 30% породы составляет основная масса, состоящая из зеленоватых глинистых минералов с примесью прайдерита и аксессуарного апатита. Анализы пород приведены в табл. 40.

Контактный метаморфизм вмещающих известняков хорошо заметен, так как на расстоянии нескольких метров от лам-

проитов известняки становятся гранулированными и приобретают ярко выраженную голубовато-серую, а не просто серую окраску. В образцах, собранных на северном контакте жерла, видно, что перекристаллизация известняков с образованием крупнозернистой мозаичной структуры прослеживается на 4 м от контакта. В этой зоне преобладают реликтовые текстуры, включая распознаваемые обломки фауны. Небольшие пятна и розетки бесцветного хлорита в этих образцах, возможно, имеют метаморфическое происхождение. В пределах 2 м от контакта вдоль границ кальцитовых зерен присутствуют небольшие, с высоким двупреломлением зерна и призмы спуррита ($2\text{Ca}_2(\text{SiO}_4)\text{CaCO}_3$) и, вероятно, полисинтетически сдвойникованные кристаллы мервинита ($\text{Ca}_3\text{Mg}(\text{Si}_2\text{O}_8)$). Ассоциация кальцит-спуррит-мервинит свидетельствует о высокой температуре и очень низком давлении при ее формировании. Данные Уолтера [357] предполагают, что сосуществование мервинита и кальцита указывает на температуры 820°C и более и давление CO_2 ниже 5 МПа. Это значение температуры вмещающих пород при внедрении лампроитов даже выше, чем температура, предположенная Николлом [262] на основании данных по обесцвечиванию конодонт во вмещающих породах лампроитов Брукинг-Крик, и согласуется с температурой магмы около 1200°C, что близко к точке инконгруэнтного плавления лейцита.

Другие лампроитовые интрузии. Кроме вышеописанных тел в поле Эллендейл имеется еще 29 лампроитовых интрузий. Все они не обнажаются на поверхности, большинство из них небольшие, хотя Эллендейл 22 является третьим по величине лампроитовым телом в этом районе и имеет площадь 54,6 га. Трубки первоначально были выявлены по аэромагнитным аномалиям (см. рис. 4), и наличие лампроитов было подтверждено неглубоким роторным пневмобурением. Большинство из них было опробовано на алмазы, и из валовых проб было извлечено несколько мелких камней, но ни одна из

лампроитовых интрузий не оказалась достаточно алмазоносной для продолжения разведочных работ компаниями Ashton Joint Venture и Seltrust Mining, открывшими два лампроитовых тела. В результате мало что известно об этих телах, кроме приблизительных очертаний трубок и петрографии выветрелых приповерхностных пород. Хотя в этом районе проведены тщательные поисковые работы, здесь, возможно, имеется еще несколько небольших даек и силлов.

Ниже приведены краткие описания остальных лампроитовых тел поля Эллендейл. Данные взяты в основном из неопубликованных отчетов [272, 322]. Приводятся краткие петрографические описания тех пород, по которым имеются образцы.

Эллендейл 8. Два небольших тела площадью 1,4 и 1,8 га, находящихся приблизительно в 100 м друг от друга, были выявлены при проходке буровых скважин, вскрывших песчаный покров мощностью 5 м. Более крупное тело представляет собой шток флогопит-оливин-лейцитовых лампроитов, меньшее тело – лампроитовый шток, внедрившийся в «песчаные» лапиллиевые туфы, содержащие лапилли измененного стекла и богатые флогопитом лапилли с большим количеством кварцевых зерен в глинистой связующей массе. Лампроиты имеют порфировую структуру и содержат небольшие фенокристы оливина длиной до 0,5 мм, местами неизмененного, и редкие макрокристы измененного оливина размером до 2 мм наряду с деформированными фенокристами темного красновато-коричневого флогопита длиной до 1 мм, обрамленными иглами прайдерита. Все они погружены в основную массу из мелких призм диопсида, обильного измененного лейцита, флогопита и мелких игл прайдерита.

Валовая проба пирокластов и выветрелых лампроитов весом 242 т дала 0,83 кар алмазов.

Эллендейл 10 представляет собой овальное тело площадью 330 × 290 м (8,3 га), скрытое под 6–10-метровым покровом золотых песков и песчаных ла-

теритов. Центральное ядро оливин-флогопит-лейцитовых лампроитов внедрено в лапиллиевые туфы. Широкие красные зоны центрального ядра пузырчатые, брекчированные и не содержат флогопита.

Во время разведочных работ три пробы из канавы общим весом 474 т и пять керновых проб общим весом 187 т были обработаны на центральной обогатительной фабрике и из них было извлечено 29 алмазов весом 1,17 кар. 13 микроскопических камней (размером меньше 0,8 мм) были извлечены после обработки плавиковой кислотой из двух керновых проб пирокластических и магматических пород. Пирокласты включают богатые кварцем туфы, в которых округлые зерна кварца размером до 1 мм составляют 30% породы. Еще 30% составляют небольшие трещиноватые зерна и уплощенные аккреционные лапилли кварцевых обломков, погруженные в глинистую связующую массу. Остальная часть породы состоит из лампроитового пепла, отдельных лампроитовых лапиллей и интерстициальной глины. Лампроиты сильно изменены и представляют собой богатые оливином стекловатые лампроиты с мелкими флогопитовыми фенокристами.

Лапиллиевые туфы содержат множество ювенильных обломков богатых оливином лампроитов размером до 1 см в связующей массе лампроитового пепла. Порода сильно изменена с образованием глинистых минералов, однако можно распознать оливиновые макрокристы размером до 8 мм и микрофенокристы размером до 0,25 мм в пузырчатой основной массе, которая, возможно, содержала много мелких кристаллов лейцита.

Магматические породы центрального ядра содержат макрокристы оливина размером до 3 мм и микрофенокристы оливина размером до 0,5 мм, частично измененные до талька и глины, и пойкилитовые чешуйки флогопита длиной до 0,7 мм. Основная масса состоит из мелких призм диопсида, плотно упакованных зерен измененного лейцита диаметром около 50 мкм и желтого интерстициального глинистого минерала, возможно образо-

вавшегося по стеклу. Менее распространенными минералами основной массы являются перовскит, прайдерит, хромит и калиевый рихтерит. Более тонкозернистый образец из краевой зоны содержит множество неизмененных микрофенокristов и редких измененных макрофенокristов оливина и небольшие идиоморфные зерна лейцита; флогопит присутствует только в виде мелких чешуек в основной массе.

Эллендейл 12 представляет собой жерло неправильной формы с максимальными размерами 500 × 400 м (13,5 га), скрытое под 3–5-метровым покровом золотых песков. Жерло заполнено штоком среднезернистых флогопит-рихтерит-оливин-лейцитовых лампроитов, краевые зоны которого представлены тонкозернистыми пузырчатыми и брекчированными лампроитами.

Выветрелый лампроитовый материал общим весом 513 т был опробован на алмазы; было обнаружено 16 камней весом 0,66 кар.

Породы главного штока богаты оливином, который образует ксеноморфные макрокристы размером до 4 мм и идиоморфные микрофенокристы размером 0,2–0,4 мм. Оливин в макрокристах изменен в серпентин с тальковой краевой зоной; более мелкие зерна оливина замещены тальком. В большом количестве присутствуют пойкилитовые пластинки флогопита размером до 1 мм и разрушенные призмы калиевого рихтерита размером до 1,5 мм, причем и те и другие включают множество измененных лейцитовых зерен. Основная масса состоит из измененных идиоморфных зерен лейцита размером до 100 мкм, прайдерита, джеппеита, местами диопсида, перовскита, апатита, аксессуарного вэйдита и интерстициальной глины. Прайдерит образует призматические кристаллы и неправильные интерстициальные массы размером до 0,2 мм; некоторые из них покрыты оболочкой непрозрачного джеппеита. Вэйдит встречается редко и образует крупные призматические кристаллы длиной до 0,25 мм.

Краевые фации представлены оливин-(лейцитовыми) лампроитами. Мелкие измененные кристаллы оливина размером до 0,2 мм и редкие измененные макрокристы оливина погружены в глинистую основную массу, содержащую мельчайшие иглы прайдерита. Основная масса представляет собой измененное стекло, и высокое содержание K_2O (9,6%) указывает на то, что эта порода является потенциально лейцитоносной. В некоторых образцах основная масса содержит множество мельчайших зерен (< 5 мкм) измененного лейцита и мелкие чешуйки флогопита. Порода обычно рыхлая, пористая, содержит редкие ксенолиты глинистых сланцев и алевролитов, местами брекчирована и пронизана прожилками барита.

Эллендейл 13 представляет собой крупное (21,4 га) дайкообразное тело длиной 1200 м при максимальной ширине 250 м, вытянутое в запад-северо-западном направлении и скрытое под толщей песчаных наносов мощностью 4–12 м. Жерло сформировалось, возможно, в результате трещинного извержения, и на современном эрозионном уровне в центральной части заполнено флогопит-оливин-лейцитовыми лампроитами, а на концах сложено богатыми оливином туфами и лапиллиевыми туфами.

Содержание алмазов в породах Эллендейл 13 выше среднего их содержания в лейцитосодержащих породах. Четыре пробы из разведочных канав и пять меньших проб, взятых из керна колонкового бурения, общим весом 790 т содержали 88 алмазов весом 2,65 кар. Из керновых проб лейцитовых лампроитов весом 50 кг после их обработки в HF было извлечено еще 24 микроскопических кристалла алмазов. Концентраты минералов тяжелой фракции из этой трубы содержали незначительные количества хромита, пирона, хромдиопсида, корунда и кианита.

Пирокластические отложения в зависимости от количества присутствующих в них лапиллей изменяются от пепловых туфов до лапиллиевых лампроитовых туфов. Пирокласты моногенетичны, и боль-

шая часть породы состоит из угловатых пепловых обломков диаметром 0,2–0,5 мм. Они изменены до глины и находятся в рыхлой интерстициальной глинистой связующей массе. Большая часть пеплового материала представляет собой измененные обломки оливина. Некоторые лапилли состоят из измененных макрокристов оливина размером до 4 мм, часто покрытых тонкой пленкой магматического стекла. Большинство лапиллей имеют амёбовидную форму, размер до 6 мм и состоят из сильно измененных богатых оливином лампроитов, содержащих как макрокристы, так и многочисленные микрофенокристы оливина, погруженные в бывшую когда-то стеклом пузырчатую основную массу. В связующей массе присутствуют немногочисленные мелкие чешуйки флогопита и редкие ксеногенные зерна турмалина.

Центральное магматическое ядро богато оливином (~30%), который встречается в виде макрокристов размером до 3 мм и измененных микрофенокристов размером до 0,5 мм. Присутствует много пойкилитовых пластинок флогопита длиной до 1 мм, которые включают зерна перовскита и диопсида. Довольно многочисленные размытые пятна калиевого рихтерита до 1,5 мм в поперечнике находятся в основной массе, состоящей из желтых глинистых минералов, представляющих собой, вероятно, псевдоморфозы по диопсиду, множества мелких зерен перовскита (<30 мкм), прайдерита (до 100 мкм) и редкого хромита (<50 мкм).

Лейцитсодержащие лампроиты состоят из макрокристов измененного оливина размером до 3 мм и обильной, частично измененной оливиновой основной массы, составляющей примерно 20% породы. Повсеместно встречаются мелкие деформированные чешуйки пойкилитового флогопита, включающие диопсидовые лейсты, и некоторое количество лейцитовых идиоморфных зерен. Основная масса содержит множество лейст измененного лейцита (30–50 мкм), лейсты диопсида (до 150 мкм), призматические зерна прайдерита и мельчайшие интерстициальные

иглочки прайдерита. Некоторые крупные кристаллы лейцита имеют неизменное ядро, а редкие небольшие скопления скелетных зерен измененного лейцита содержат множество серо-зеленых зерен плеонаста.

Лейцитсодержащие лампроиты образуют широкую полосу на восточной окраине центральных оливиновых лампроитов и небольшой шток у западного конца интрузии. Для этих двух типов пород химические анализы отсутствуют, но с петрографической точки зрения лейцитовые лампроиты не являются закаленной краевой фацией центральной массы. Флогопит-оливиновые лампроиты более богаты оливином, чем лейцитовые лампроиты, и эти два типа пород могли возникнуть за счет осаждения макрокристов оливина. Лейцитовые лампроиты связаны с первым импульсом магмы; за ними вскоре последовала более богатая оливином вторая порция магмы.

Элендейл 14 является небольшим овальным телом (400 × 250 м, 7,7 га), вытянутым в широтном направлении и скрытым под 2–3-метровым слоем песка. Центральное ядро диопсид-оливин-лейцитовых лампроитов прорывает лапиллиевые туфы и автобрекчированные мелкозернистые флогопит-лейцитовые лампроиты. Приблизительно в 100 м к западу от жерла находится небольшой шток-сателлит диопсид-оливин-лейцитовых лампроитов диаметром около 90 м.

Две пробы выветрелых лампроитов и пирокластов из канав общим весом 337 т были обработаны для выяснения их алмазоносности. Концентраты минералов тяжелой фракции содержали в изобилии хромит и один маленький алмаз весом 0,02 кар.

Лапиллиевые туфы содержат главным образом угловатые лапилли плотных или пористых флогопит-лейцитовых лампроитов. В меньшем количестве присутствуют стекловатые амёбовидные и пузырчатые флогопитсодержащие лапилли и небольшие обломки глинистых сланцев. Рыхлая туфовая связующая масса состоит из лампроитового пепла и небольшого ко-

личества округлых кварцевых зерен размером до 0,3 мм. Лапилли обычно имеют размер до 6 мм. Как плотные, так и пузырчатые разновидности скорее всего являются ювенильными. Измененный лейцит в плотных лапиллях обычно имеет размер < 20 мкм, хотя скелетные кристаллы могут достигать 50 мкм в поперечнике. Присутствуют также редкие ксенолиты флогопит-оливин-лейцитовых лампроитов.

Мелкозернистые пузырчатые флогопит-лейцитовые лампроиты с беспорядочно рассеянными ксенокристаллами кварца представляют собой автобрекчированные образования. Вторичный кварц заполняет полости и пузырьки. Если не считать пузырьков, то лампроиты аналогичны плотным лапиллям из пирокластических отложений.

Центральное магматическое ядро представлено порфировыми диопсид-оливин-лейцитовыми лампроитами. Мелкие идиоморфные фенокристы оливина размером 0,2–0,3 мм, псевдоморфно замещенные тальком, составляют около 20% породы. Основная масса состоит из зерен измененного лейцита (130–150 мкм), многочисленных игольчатых призм диопсида (до 0,4 мм), красно-коричневого флогопита (до 150 мкм), призматического и интерстициального прайдерита, редких зерен апатита и обильного интерстициального стекла. Стекло обычно девитрифицировано и изменено в агрегат коричневой глины. В некоторых образцах сохранились измененные дендритовые кристаллиты, а в одном присутствует свежее стекло.

Эллендейл 15 является дайкообразным телом, протягивающимся на 1000 м с востока на запад при мощности 50–100 м (10,0 га) с расширением центральной его части до 250 м. Лампроиты скрыты под 4–7-метровой толщей песка. Пирокласты развиты в восточной части жерла и вокруг центрального раздува, и большая часть жерла занята дайкой флогопит-оливин-лейцитовых лампроитов длиной 800 м и мощностью 50 м. Небольшое заполненное пирокластами жерло площадью 1,5 га

находится на расстоянии около 150 м от западного окончания главного жерла.

Обработка четырех проб из канав и двух проб из керна буровых скважин общим весом 683 т позволила извлечь 21 алмаз весом 0,33 кар. Концентраты минералов тяжелой фракции содержали хромит, пироп, хромдиопсид и магнетит.

Как и Эллендейл 13, это лампроитовое тело возникло в результате трещинного извержения; магматические лампроиты пассивно заполнили открытое вытянутое жерло.

Пирокластические породы представлены тонкозернистыми лапиллиевыми туфами с ювенильными обломками размером 2–3 мм, реже до 6 мм измененных стекловатых пузырчатых флогопитсодержащих оливиновых лампроитов и округлыми обломками глинистых сланцев и алевролитов. Связующая масса состоит из лампроитового пепла и интерстициальной глины. Лампроиты содержат замещенные баритом макрокристы оливина размером до 3 мм и множество микрофенокристов.

Ядро лампроитового тела сложено породой с высоким содержанием (~ 30%) оливина. Оливин образует идиоморфные фенокристы, ксеноморфные макрокристы до 3 мм в поперечнике и многочисленные микрофенокристы размером до 0,4 мм; все они замещены тальком. Один образец содержит мелкие неизменные кристаллы оливина размером до 0,2 мм. Флогопит встречается в виде мелких чешуек в основной массе или в виде пойкилитовых пластинок размером до 0,3 мм. Основная масса состоит из глинистых минералов, в которых можно распознать большое количество измененного лейцита, перовскит, апатит и незначительное количество диопсида. Образцы из краевой зоны автобрекчированы и содержат измененный оливин в очень тонкозернистой глинистой связующей массе, которая местами характеризуется сильной пористостью.

Эллендейл 17 – большое (41,8 га) неправильной формы жерло, расположенное на покрытой черномземом равнине у подножия хребта Нейпир. Это – крупнейшее те-

ло в группе из трех лампроитовых тел, находящихся в стороне от основной площади поля Эллендейл. Лампроиты интродуцируют аргиллиты и известняки позднедевонского – раннекаменноугольного возраста, относящиеся к группе Ферфилд, и скрыты под 3-метровым слоем чернозема и 2–3-метровым слоем калькрета и сильно карбонатизированных лампроитов.

Основная часть жерла имеет диаметр около 550 м, но широкий язык лампроитов протягивается на 600 м к западу от северо-западной границы жерла, а меньший язык простирается на 250 м к западу от его южной границы. На современном эрозионном уровне жерло занято грубозернистыми флогопит-оливиновыми лампроитами, которые местами имеют широкую краевую зону более мелкозернистых оливиновых лампроитов. Близ северной окраины жерла лампроитами захвачен крупный блок известняков диаметром около 10 м, по-видимому сползший в жерло.

Было обработано шесть проб выветрелых лампроитов общим весом 1006 т, и из них было извлечено шесть мелких камней весом 0,91 кар. Концентрат минералов тяжелой фракции содержал хромит и хромдиопсид. После обработки в HF трех проб, полученных из зерна, было извлечено семь мелких алмазов, причем самый крупный имел диаметр 0,6 мм. Две другие пробы не содержали алмазов.

Типичные лампроиты из разведочных канав сильно изменены и пронизаны прожилками карбоната и иногда барита. В результате постепенного замещения породы калькретом сохранились только флогопит в сростках с карбонатом, перовскит и очертания бывших макрокристов оливина. В более хорошо сохранившихся образцах лампроиты содержат много оливина (20–25%) в виде округлых макрокристов размером до 6 мм и измененных идиоморфных микрофенокристов размером около 0,5 мм. Макрокристы обычно замещены карбонатом или серпентином, но в сохранившихся в некоторых образцах неизмененных реликтовых зернах наблюдается волнистое по-

гасание. Присутствуют три фазы пойкилитовых минералов: флогопит, диопсид и калиевый рихтерит. Флогопит в виде хорошо сформированных пластинок длиной до 2 мм не зонален, двойникован, бледно окрашен (плеохроирует в розовато-желтых тонах) и содержит во включениях только зерна перовскита и апатита. Диопсид и калиевый рихтерит образуют крупные пойкилитовые зерна размером до 4 мм, которые включают до 60% минералов основной массы. Диопсид присутствует в виде крупных призматических кристаллов, но пойкилитовый калиевый рихтерит ксеноморфен и в некоторых образцах встречается в виде мелких интерстициальных зерен. Наличие пойкилитового диопсида отличает эти лампроиты от всех других лампроитов поля Эллендейл. Основная масса состоит из глинистых минералов, реже хлорита или нонтроита, и пилотакситовых участков нераспознаваемого призматического минерала с гексагональным сечением призм. Этот минерал в виде включений находится как в диопсиде, так и в калиевом рихтерите. В основной массе присутствуют также большое количество перовскита (< 50 мкм), хромит, апатит, вэйдит и редкие зерна прайдерита. Вэйдит встречается в виде изометричных призм длиной 0,25 мм и небольших пойкилитовых масс.

Петрографически разновидности пород отличаются отсутствием либо диопсида, либо калиевого рихтерита, либо обоих этих минералов. Краевая фация закалки представлена оливиновыми лампроитами, аналогичными породам основного тела, за исключением того, что они содержат в тонкозернистой основной массе только мелкие чешуйки флогопита и большое количество интерстициального калиевого рихтерита. В исследованных образцах лейцит не обнаружен.

Эллендейл 18 представляет собой почти округлую трубку диаметром 550 м (25,7 га), скрытую под 6-метровым слоем золотых песков. Около трубки мощность песчаников группы Грант очень мала, и в ряде буровых скважин вблизи жерла вскрыты известковые аргиллиты группы

Ферфилд, что указывает на возможное местное воздымание слоев или куполообразование вокруг жерла. На современном эрозионном уровне трубка заполнена главным образом «песчаными» лапиллиевыми туфами, которые содержат небольшое количество крупных блоков алевролитов, песчаников, кварцитов, известняков и кварц-биотитовых кристаллических сланцев вместе с редкими мелкими измененными перидотитовыми включениями до 3 см в поперечнике. В центральной части жерла имеется небольшой участок «непесчаных» лапиллиевых туфов, интродуцированных оливиновыми лампроитами. Эти туфы маркируют положение конечного жерла.

Пирокласты характеризуются постоянным содержанием алмазов. Так, в нескольких пробах, отобранных на начальной стадии поисковых работ, содержание алмазов достигало 1 кар/100 т, и поэтому трубка была детально опробована. В результате из 15 проб общим весом 1769 т было получено 68 алмазов весом 3,48 кар при среднем содержании алмазов только 0,25 кар/100 т. Еще 11 микроскопических камней было извлечено из пяти проб керна, обработанных HF. Концентрат минералов тяжелой фракции из этой трубки содержит большое количество пироба, хромит и редко хромдиопсид. Трубка характеризуется самой высокой концентрацией пироба по сравнению со всеми другими диатремами поля Эллендейл.

«Песчаные» лапиллиевые туфы содержат измененные ювенильные лапилли пузырчатых стекловатых оливиновых лампроитов размером до 1 см и туфовую связующую массу, состоящую из округлых кварцевых зерен (10–30%), лампроитового пепла и интерстициальной глины. Лапилли богаты оливином, макрокристы и микрофенокристы которого замещены тальком и окислами железа. Пористая, первично стекловатая, а сейчас глинистая основная масса включает редкие мелкие флогопитовые чешуйки. Один обломок содержит небольшое измененное перидотитовое включение размером 6 мм.

Оливиновые лампроиты центрального

ядра содержат около 25% оливина частично в виде измененных макрокристов (< 2 мм), замещенных тальком и глиной, а частично в виде свежих микрофенокристов (< 0,4 мм). Многочисленные мелкие пойкилитовые чешуйки флогопита (< 0,5 мм) часто обрастают кристаллы оливина. Основная масса состоит из недиагностируемого мелкозернистого агрегата желто-коричневых глинистых минералов, содержащих множество зерен перовскита (< 20 мкм), мелкие интерстициальные пластинки калиевого рихтерита и мелкие зерна хромита.

Эллендейл 19 является небольшим овальным жерлом (425 × 350 м, 11,3 га), скрытым под 3–5-метровой толщей золотых песков и глин. Жерло расположено в песчаниках группы Грант, которые обнажаются в двух небольших столовых плато к юго-западу и северо-западу от трубки. Жерло заполнено в основном разнообразными пирокластическими породами, включая богатые кварцем туфы и «песчаные» лапиллиевые туфы, пронизанные прожилками стекловатых лампроитов. Небольшое центральное ядро неправильной формы представлено бедными лейцитом оливиновыми лампроитами.

Содержание алмазов в этой трубке низкое. Были обработаны четыре пробы из канав общим весом 518 т. Из концентрата минералов тяжелой фракции извлечены 0,12 кар алмазов и незначительные количества хромита, кианита и ставролита. Два микроскопических алмаза были обнаружены в пробе из керна после ее обработки HF.

Богатые кварцем туфы содержат около 60% округлых до угловатых кварцевых зерен и немного небольших обломков глинистых сланцев, находящихся в связующей массе из измененного лампроитового пепла, мелких флогопитовых чешуек и интерстициальной глины. В лапиллиевых туфах преобладают ювенильные пузырчатые стекловатые лапилли размером до 5 мм. Они состоят из почти свежего изотропного бесцветного стекла, в котором имеется множество мелких пузырьков диаметром 5–150 мкм. Пузырь-

ки часто вытянуты в направлении структур потока. Лапилли содержат немного измененного оливина, иногда флогопит в виде микрофенокристов или мелких чешуек (< 10 мкм). Туфовая связующая масса состоит из различных количеств зерен кварца, лампроитового пепла и чешуек флогопита. В некоторых образцах ксеногенные кварцевые зерна отсутствуют, и туфы в большей степени являются обломочными.

Лампроитовые жилы в пирокластических породах состоят из измененных девитрифицированных пузырчатых оливинных лампроитов, сходных с ювенильным материалом туфов, однако имеется несколько жил, в которых присутствует множество мелких идиоморфных зерен лейцита размером < 5 мкм.

Магматическое ядро сложено породой с умеренным содержанием оливина ($\sim 15\%$), представленного макрокристаллами размером до 4 мм и многочисленными микрофенокристаллами, замещенными тальком. Небольшие фенокристы флогопита размером до 0,8 мм встречаются редко; многие зерна корродированы по краям или искривлены. Основная масса сложена в основном коричневым глинистым минералом, который образует псевдоморфозы по первичному неопределяемому пирокластическому минералу. В ней также встречается слабо измененный лейцит (< 100 мкм) и мелкие интерстициальные зерна флогопита. Из второстепенных минералов присутствуют прайдерит, калиевый рихтерит, апатит, аксессуарные диопсид и вэйдит.

Проанализированные образцы из жилы оливин-лейцитовых лампроитов в пирокластах и лампроитов из центрального магматического ядра четко различаются по своим химическим особенностям. В центральном ядре содержание MgO почти в два раза выше (16,9% по сравнению с 8,9%), а содержание K_2O уменьшается до $1/3$ (3,4% по сравнению с 8,5%). Это аналогично различиям, отмеченным ранее для лампроитов трубки Эллендейл 16, и является результатом осаждения макрокристов оливина, которые присутствуют в

породах ядра, но отсутствуют в ранних пирокластах.

Эллендейл 21 состоит из двух жерл: большого жерла диаметром около 500 м (19,3 га) и меньшего жерла диаметром 200 м (4,0 га), расположенного в 200 м к северо-востоку от первого. Оба жерла заполнены пирокластическими породами и содержат небольшие центральные тела богатых оливином лампроитов.

При разведке на алмазы из 920 т пирокластов и выветрелых магматических пород было извлечено два небольших камня весом 0,2 кар. В концентрате минералов тяжелой фракции присутствуют хромит и хромдиопсид.

Пирокласты большого жерла представляют собой хорошо слоистые лапиллиевые туфы и богатые кварцем туфы. Угловатые до полуокруглых ювенильные лампроитовые лапилли имеют размер до 6 мм и состоят из измененного пузырчатого стекла, содержащего мелкие зерна измененного оливина. Родственные лапилли, содержащие небольшие фенокристы флогопита, небольшие аккреционные лапилли и ксеногенные обломки сланцев и известняков, встречаются редко. Туфовая связующая масса состоит из зерен кварца и лампроитового пепла, причем ее доля изменяется от приблизительно 10% в обломочных лапиллиевых туфах до 50% в более обычных «песчаных» туфах.

Жилы в пирокластах сложены тонкозернистыми порфиристыми флогопит-лейцитовыми лампроитами, которые содержат слабо окрашенные незональные фенокристы флогопита размером до 1 мм в основной массе, изобилующей зернами измененного лейцита (< 50 мкм) и мелкими иглами прайдерита.

Центральное магматическое ядро образовано флогопит-оливин-лейцитовыми лампроитами, которые содержат в изобилии (15%) мелкие измененные фенокристы оливина ($< 0,5$ мм) и флогопит (до 1,5 мм). Основная масса состоит из зеленого глинистого минерала, содержащего множество мелких измененных идиоморфных зерен лейцита, следы прайдерита, диопсид и флогопит.

Туфы из меньшего жерла представлены плохо сохранившимися лапиллиевыми туфами, в которых измененные богатые оливином лапилли размером до 5 мм включены в связующую массу, содержащую около 20% измененных макрокристов и микрофенокристов оливина. Флогопит присутствует в виде мелких пойкитовых пластинок или чешуек в основной массе. Основная масса содержит большое количество зерен измененного лейцита, угловатые зерна диоксида, перовскит и прайдерит, а также интерстициальную глину.

Эллендейл 22 представляет собой большое (54,6 га) сложное лампроитовое жерло длиной 1700 м и шириной до 500 м, вытянутое в меридиональном направлении и скрытое под 2–3-метровым слоем красного эолового песка. Трубка интродуцирует песчаники группы Грант, но вокруг ее стенок встречаются линзы слюдистых аргиллитов из подстилающей группы Ферфилд; в аргиллитах слоистость часто нарушена. Эти факты указывают на то, что этапу вулканизма в районе жерла могло предшествовать образование купола. В жерле находится несколько «плавающих» блоков аргиллитов и песчаников размером до 120 м; эти породы брекчированы и пронизаны прожилками карбоната.

Пирокластические отложения занимают около 30% площади жерла и состоят из мощных слоев богатых кварцем туфов и «песчаных» лапиллиевых туфов, в которых местами до 10% объема приходится на крупные округлые обломки слюдистых аргиллитов. Остальную часть жерла занимают магматические лампроиты, представленные в основном массивными слюдистыми бедными лейцитом оливиновыми лампроитами, содержащими хорошо видимые макрокристы измененного оливина. Краевая закалочная фация характеризуется отсутствием слюды; порода местами пузырчатая и брекчированная.

Для выяснения алмазности было обработано семь валовых проб общим весом 948 т, взятых из выветрелых лам-

проитов и пирокластических пород, из которых было извлечено шесть алмазов весом 0,23 кар.

Обогащенные кварцем пирокласты приурочены к обоим концам вытянутого жерла. Богатые кварцем туфы состоят из хорошо сортированных угловатых обломков кварца (60%), лампроитового пепла, мелких флогопитовых чешуек и интерстициальной глины. Большая часть пирокластов представлена «песчаными» лапиллиевыми туфами, содержащими около 30% ювенильных стекловатых лампроитовых лапиллей размером до 6 мм, и большим количеством ксеногенных лапиллей, сложенных глинистыми сланцами и алевролитами в туфовой связующей массе, состоящей из лампроитового пепла, кварцевых зерен, редкого микроклина и интерстициальной глины. Измененные стекловатые лапилли лампроитов содержат обильные мелкие кристаллы оливина. Обломки лампроитов иногда слагают ядра аккреционных лапиллей, краевая зона которых состоит из кварцевых обломков и глины, образовавшейся, видимо, из пепла.

Магматические лампроиты представлены мелкозернистыми порфирированными оливин-(флогопит)-(лейцитовыми) лампроитами. Макрокристы оливина имеют сильно резорбированные края. Мелкие идиоморфные микрофенокристы оливина, составляющие около 20% породы, в большинстве случаев замещены тальком. Основная масса представляет собой тонкозернистый агрегат мелких кристаллов флогопита, лейцита и диоксида, редких зерен перовскита, интерстициального калиевого рихтерита и аксессуарных хромита, прайдерита и вэйдита. В некоторых образцах чешуйки флогопита достигают размера 0,2 мм, но обычно их размер не превышает 30 мкм; зерна перовскита имеют размер < 10 мкм. Образцы из краевых участков очень тонкозернистые и состоят из измененного оливина, рассеянного в связующей массе мелких флогопитовых чешуек, глинистых минералов, аксессуарного хромита и прайдерита. Некоторые образцы пород краевой фации

автобрекчированные, пузырчатые и содержат обломки глинистых сланцев и лампроитов из пирокластических пород.

Эллендейл 24 представляет собой погребенное овальное жерло размером 500 × 350 м (14,2 га), занятое в основном нечком массивных порфириновых флогопит-оливин-лейцит-рихтеритовых лампроитов, внедрившихся в лапиллиевые туфы. Лампроиты прорывают аргиллиты и алевролиты группы Ферфилд, частично перекрытые тонким слоем пермских песчаников.

Для выяснения алмазности были обработаны четыре пробы выветрелых поверхностных пород общим весом 850 т, из которых извлекли шесть камней весом 0,21 кар. В концентрате минералов тяжелой фракции в незначительном количестве присутствовал хромит.

Лапиллиевые туфы содержат ювенильные лапилли измененных пузырчатых стекловатых лампроитов размером до 3 мм и немного ксеногенных лапиллей глинистых сланцев, алевролитов и латеритов в связующей массе из лампроитового пепла, содержащей редкие зерна флогопита и микроклина. Магматические лампроиты содержат идиоморфные фенокристы оливина длиной 1 мм, замещенного тальком и нонтронитом, мелкие пластинки флогопита, включающие редкие зерна лейцита, и значительное количество крупных призматических пластинок пойкилитового калиевого рихтерита размером до 3 мм. Последние включают лейцит, аксессуарные минералы и редкие зерна флогопита. Основная масса чаще всего представлена темно-коричневыми глинистыми минералами с большим количеством мелких (< 100 мкм) зерен лейцита, измененного до цеолита, мелкими чешуйками флогопита, призмами диоксида, прайдеритом, перовскитом и апатитом. Наиболее интересной чертой этих лампроитов является присутствие пластинок сильно плеохроирующего (от розового до желтого) калиевого рихтерита, составляющего до 25% породы.

Эллендейл 25 – небольшое жерло почковидной формы (500 × 300 м, 11,2 га) –

скрыто под 7-метровым слоем песка и глины. Краевая зона трубки, закартированная по материалам бурения как «серые слюдястые аргиллиты», возможно, представляет собой крупнообломочную брекчию, образовавшуюся за счет подстилающих пород группы Ферфилд; местами она перекрывает пермские песчаники, вмещающие жерло. Неправильной формы центральная часть сложена туфами и лапиллиевыми туфами, содержащими измененные ювенильные стекловатые и пузырчатые лапилли лампроитов размером до 3 мм, большое количество обломков железистых алевролитов и латеритов в связующей массе, состоящей из лампроитового пепла, кварцевых зерен, флогопита и интерстициальной глины с неправильными пятнами вторичного барита. Один обломок лампроитов, содержащий мелкие измененные зерна лейцита, позволяет предположить, что магма была богата калием.

Туфы относительно богаты алмазами. Пять небольших проб из керна шнекового бурения весом 156 т содержали 10 алмазов весом 0,79 кар, а три пробы из бурового шлама после обработки HF дали 11 микроскопических алмазных зерен размером до 0,5 мм.

Эллендейл 26 – очень маленькое овальное жерло (250 × 150 м, 2,9 га), скрытое под 4-метровой толщей красного песка. Жерло заполнено лапиллиевыми туфами и очень небольшим нечком оливин-лейцитовых лампроитов.

Это тело сложено твердыми цементированными кварцем пирокластами и поэтому не исследовалось на алмазы.

Туфы краевых частей содержат большие ювенильные лапилли стекловатых лампроитов, рассеянные обломки алевролитов и богатые кварцем аккреционные лапилли, размещенные в рыхлой связующей массе из лампроитового пепла, округлых кварцевых зерен и мелких чешуек флогопита. Лампроиты содержат большое количество микрофенокристов флогопита, а в центральных девитрифицированных участках отдельных лапиллей присутствуют мельчайшие скелетные кри-

сталлы лейцита. Большую часть лапиллиевых туфов составляют оплавленные обломки; туфового связующего материала в них очень мало. Пузырчатые лапилли имеют амёбовидную форму размером до 10 мм и содержат редкие идиоморфные зерна лейцита и мелкие фенокристы флогопита в измененной когда-то стекловатой связующей массе. Чужеродный материал представлен обломками алевролитов и латеритов. Полости в туфах заполнены вторичным кварцем.

Лампроитовый нект сложен содержащими стекло оливин-лейцитовыми лампроитами, аналогичными с петрографической точки зрения породами дайки Оскар поля Нунканбах (см. ниже). Идиоморфные микрофенокристы оливина размером до 0,8 мм, замещенного тальком, находятся в основной массе из мутного лейцита (до 150 мкм) и большого количества бледно-желтого интерстициального стекла. Присутствуют многочисленные игольчатые призмь прайдерита размером до 0,3 мм, а также более мелкие кристаллы флогопита, диопсид и аксессуарный апатит.

Эллендейл 27 — почти прямоугольное в плане (350 × 225 м, 6,9 Га) жерло, покрытое слоем глины и эолового песка мощностью до 8 м. «Песчаные» лапиллиевые туфы прорваны силлами и жилами мелкозернистых оливин-лейцитовых лампроитов, но большая часть жерла занята нектком, сложенным обогащенными оливин-лейцитовыми лампроитами.

Из четырех проб выветрелых лампроитов и пирокластов общим весом 600 т после обработки было извлечено семь алмазов весом 0,41 кар. В концентрате минералов тяжелой фракции присутствуют отдельные кристаллы хромита и хромдиопсида.

Туфы состоят из пепла и округлых обломков размером 0,5–3 мм измененного лампроитового стекла, которое содержит множество уплощенных и вытянутых в полосы пузырьков и редкие мелкие чешуйки флогопита. Округлые зерна кварца и редкие обломки латерита составляют остальную часть породы. В некоторых

образцах отмечается частичное замещение карбонатом. Силлы лампроитов, прорывающие пирокласты, содержат множество мелких (до 0,2 мм) измененных зерен оливина и редкие зерна прайдерита. Вероятно, неизменная основная масса была богата лейцитом.

Центральный нект флогопит-оливин-лейцитовых лампроитов содержит около 25% измененного оливина, образующего с заливообразными краями макрокристы размером до 5 мм и микрофенокристы размером до 1 мм. Они находятся в основной массе измененного лейцита, мелких флогопитовых чешуек, рассеянного диопсида и перовскита (< 100 мкм), аксессуарного апатита, интерстициального калиевого рихтерита и большого количества темно-коричневой интерстициальной глины. В отдельных образцах ксенокристы флогопита образуют корродированные чешуйки размером до 2 мм. Анализы лампроитов из жил в пирокластах и частично карбонатизированных лампроитов из центрального штока показывают, что здесь, как и в трубке Эллендейл 16, имеются значительные химические различия между ранней и поздней магмами: содержание MgO увеличивается от 7,5 до 13,1%, а содержание K₂O уменьшается от 6,8 до 3,8%.

Эллендейл 33 — небольшое (6,8 га) жерло неправильной формы, заполненное в основном лапиллиевыми туфами с высоким содержанием кварца. Пирокластические породы располагаются в песчаниках группы Грант и перекрыты слоем песка и глины мощностью 10–20 м.

Пять проб из выветрелых пород общим весом 415 т содержали 13 мелких алмазов весом 0,93 кар, а концентрат минералов тяжелой фракции состоял преимущественно из пироба и хромита.

Пирокласты включают слоистые богатые кварцем туфы и лапиллиевые туфы, содержащие ювенильные лапилли стекловатых лампроитов и родственные обломки оливин-лейцитовых лампроитов размером до 6 мм.

Ксеногенные обломки представлены глинистыми сланцами, алевролитами,

кварцитами и многочисленными аккреционными богатыми кварцем лапиллями. Туфовая связующая масса включает лампроитовый пепел, округлые кварцевые зерна, микролин, интерстициальную глину. Было обнаружено всего одно небольшое зерно граната с келифитовой каемкой. Одна буровая скважина пересекла измененные флогопит-оливин-лейцитовые лампроиты, содержащие многочисленные мелкие зерна оливина, флогопит и лейцит в основной массе, акцессорный прайдерит и большое количество интерстициальной глины.

Эллендейл 34 – очень маленькое вытянутой формы жерло (300 × 100 м, 2,6 га), скрытое под метровым слоем песчаной почвы. Несколько небольших округлой формы выходов закаленных и брекчированных пермских песчаников маркируют северную границу жерла. Последнее заполнено «песчаными» лапиллиевыми туфами и небольшим нечком, сложенным очень тонкозернистыми флогопит-лейцитовыми лампроитами.

Валовая проба пирокластического материала весом 160 т содержала 0,33 кар алмазов.

Пирокластические породы почти на 50% состоят из округлых лапиллей размером до 8 мм, находящихся в связующей массе из окатанных зерен кварца и лампроитового пепла. Ювенильные лапилли представлены измененными пузырьчатыми стекловатыми лампроитами, которые содержат мелкие фенокристы флогопита и крошечные зерна лейцита в основной массе. Родственные лапилли, обычно более грубозернистые и плотные, сложены флогопит-оливин-лейцитовыми лампроитами. Они содержат пойкилитовый флогопит и в основной массе – калиевый рихтерит. Чужеродные лапилли представлены алевролитами и известняками, а аккреционные лапилли состоят из мелких кварцевых обломков и глинистых минералов. Небольшой нечок лампроитов, обнаруженный при бурении, сложен тонкозернистой ассоциацией лейцита, глинистыми минералами, прайдеритом, микрофенокритами флогопита и, редко, измененным оли-

вином. Возможно, порода представляет собой массивную разновидность ювенильных лампроитов, встречающихся в пирокластах, но содержит небольшое количество кварцевых зерен и ксенолиты более грубых лампроитов.

Эллендейл 35 – очень маленькое жерло площадью всего 1,5 га, расположенное в 600 м к востоку от трубки Эллендейл 12. Толща пирокластов лампроитового состава была вскрыта пятью буровыми скважинами под 6-метровым слоем песчаных наносов. Было решено, что это тело слишком мало для взятия проб на алмазы, поэтому образцы не отбирались.

Эллендейл 36 дает сильную магнитную аномалию, но лампроиты, перекрытые 5 м наносов, были пройдены только одной скважиной. Это тело, возможно, является дайкой богатых оливином лампроитов. Образцы отсутствуют, так как опробования на алмазы не проводилось.

Эллендейл 39 расположено у подножия Сайкад-Хилл – выступающей в рельефе конической известняковой скалы в хребте Нейпир. Лампроитовое жерло (440 × 100 м, 4,0 га) вытянуто в широтном направлении и прорывает плитчатые известняки передового рифа формации Нейпир. Здесь было пройдено лишь несколько скважин для выяснения наличия пирокластов и лейцитовых лампроитов.

После обработки небольшой валовой пробы общим весом 192 т из керна колонковых скважин было получено 0,88 кар алмазов.

Пирокласты представляют собой обломочные лапиллиевые туфы, состоящие из ювенильных лапиллей лампроитов размером 2–8 мм, незначительного числа ксеногенных лапиллей сланцев и латеритов, находящихся в рыхлой связующей массе замутненной глины, содержащей незначительное количество кварцевых зерен. Стекловатые и пузырьчатые измененные обломки лампроитов содержат некоторое количество измененных микрофенокристов оливина и флогопита и большое количество мелких зерен измененного лейцита.

В жерле присутствует несколько раз-

новидностей магматических лейцитовых лампроитов, которые, возможно, слагают пластовые залежи в толще пирокластов. Тонкозернистые оливин-лейцитовые лампроиты содержат мелкие измененные микрофенокристы оливина размером до 1 мм, рассеянные в основной массе из измененного лейцита (< 50 мкм), рыхлого флогопита, игольчатого прайдерита и интерстициального зеленого хлорита. Более грубозернистая порфировая разновидность содержит измененные фенокристы оливина и лейцита размером до 0,8 мм в основной массе из мелких зерен лейцита, флогопита, прайдерита и обильной интерстициальной глины. Встречаются небольшие участки волокнистого лейцита, содержащего зерна плеонаста. Наиболее высокомагнезиальные лампроиты представлены диопсид-флогопит-оливин-лейцитовыми лампроитами, содержащими редкие идиоморфные, замещенные тальком макрокристы оливина размером до 3 мм и множество микрофенокристов неизмененного оливина и флогопита. Все они погружены в основную массу из мелких измененных зерен лейцита (< 50 мкм), ориентированного по направлению потока, игольчатого диопсида (< 150 мкм), рассеянного прайдерита, апатита и интерстициальной глины.

Эллендейл 40 — небольшое овальное жерло (340 × 130 м, 3,2 га), вытянутое в широтном направлении и скрытое под 3–5-метровым слоем песка и песчано-глинистого материала. Жерло заполнено пирокластами, содержащими только небольшие пласти и жилы оливин-лейцитовых лампроитов. Трубка прорывает песчанники группы Грант, обнажающиеся в ряде участков близ ее стенок.

Для выяснения алмазности были обработаны две валовые пробы общим весом 610 т, но алмазов не было обнаружено. Один небольшой алмаз диаметром 0,2 мм был извлечен из бурового материала при обработке HF.

Пирокластические отложения представлены однородными «песчаными» лапиллиевыми туфами, в которых преобладают оплавленные ювенильные лапилли

оливиновых лампроитов размером до 100 мм. Встречаются также редкие обломки сланцев и алевролитов и богатые кварцем аккреционные лапилли, находящиеся в туфовой связующей массе, содержащей многочисленные округлые кварцевые зерна. Лампроиты однородны во всех образцах и состоят из множества измененных микрофенокристов оливина и небольшого количества мелких чешуек флогопита в коричневой или зеленой измененной основной массе. Последняя варьирует от пузырчатой стекловатой до массивной криптокристаллической и содержит мельчайшие зерна измененного лейцита и флогопита. Жила магматических лампроитов, пройденная буровой скважиной, сложена аналогичным материалом и содержит значительное количество лейцита и флогопита, а также акцессорный прайдерит.

Эллендейл 41 находится на северо-западной окраине поля Эллендейл и является наиболее крупным телом в группе из трех небольших трубок, расположенных на одной широтной линии. Трубка имеет овальную форму, площадь около 400 × 300 м (9,3 га) и скрыта под приблизительно 5-метровым слоем песка и глины. Жерло содержит небольшое магматическое ядро оливин-лейцитовых лампроитов, прорывающих лапиллиевые туфы.

После обработки трех взятых из канав проб пирокластов и выветрелой магматической породы (общий вес 440 т) было извлечено 0,11 кар алмазов.

Имеются две разновидности пирокластов: ранние «песчаные» лапиллиевые туфы и более поздние спекшиеся лапиллиевые туфы. Ранние туфы содержат измененные стекловатые ювенильные обломки размером до 8 мм, имеющие округлую или фасолеобразную форму, редкие чешуйки флогопита и измененный оливин. В связующей массе присутствуют округлые корродированные зерна кварца и измененный лампроитовый пепел. Встречаются также редкие ксеногенные лапилли аргиллитов и латеритов. Спекшиеся лапиллиевые туфы состоят из уплощен-

ных лапиллей и богатого оливином лампроитового пепла, редких мелких обломков алевролитов и латеритов. Лампроиты содержат измененные макро- и микрофенокристы оливина в измененной стекловатой или микрокристаллической богатой лейцитом основной массе. Породы из центрального ядра также богаты оливином и содержат макрокристы (до 6 мм) и идиоморфные микрофенокристы (до 1 мм) оливина, повсеместно измененного до талька, немного чешуек флогопита (до 1 мм), находящихся в микрокристаллической основной массе измененного лейцита, призмы калиевого рихтерита, акцессорный прайдерит и обильный интерстициальный глинистый материал.

Эллендейл 42 – небольшое овальное жерло (500 × 250 м, 8,7 га), находящееся на расстоянии около 600 м к востоку от трубки Эллендейл 41. Трубка заполнена пирокластами и имеет небольшое центральное магматическое ядро диаметром около 100 м. Две взятые из канав пробы выветрелого туфа весом 324 т после обработки дали 0,35 кар алмазов.

Пирокласты представляют собой спекшиеся лапиллиевые туфы, содержащие лапилли измененных стекловатых пузырчатых лампроитов размером до 3 мм, редкие рассеянные округлые обломки алевролитов и сланцев, погруженные в рыхлую туфовую связывающую массу. Лампроиты содержат флогопитовые фенокристы длиной до 1 мм и слабо измененный оливин в основной массе коричневой глины, образованной за счет измененного стекла. Некоторые родственные лапилли содержат много флогопита. Большинство образцов пронизано прожилками барита и вторичного кварца.

Магматические породы представлены оливин-флогопит-лейцитовыми лампроитами и содержат множество мелких зерен оливина (< 2 мм), измененного до талька, и основную массу, состоящую из измененного лейцита, флогопита, акцессорного прайдерита и значительного количества интерстициальной глины.

Эллендейл 43. Это небольшое (4,6 га), сложенное пирокластами жерло находит-

ся приблизительно в 200 м к востоку от трубки Эллендейл 42. Образцы пород отсутствуют; из валовой пробы весом 212 т алмазов не было извлечено.

Эллендейл 44 представляет собой небольшое скрытое тело площадью менее 1 га и находится в северо-западной части поля Эллендейл. Это тело дает сильную магнитную аномалию, но пересечено лишь одной буровой скважиной. Образцы пород не отбирались, отбор проб на алмазы не проводился.

Эллендейл 45. Это маленькое тело, расположенное в 2 км к западу от трубки Эллендейл 7, занимает площадь менее 1 га. Было проведено выборочное бурение, но пробы на алмазы не отбирались. Образцов не имеется.

Эллендейл 46 расположено у подножия хребта Нейпир, в 4 км к юго-востоку от трубки Эллендейл 17. Это дайкообразное тело оливин-флогопит-лейцитовых лампроитов (290 м в длину и приблизительно 50 м в ширину), вытянутое с севера на юг и скрытое под почти 12-метровым слоем песка и чернозема. Высокий уровень грунтовых вод в этом районе (на глубине около 10 м) помешал извлечению шнековым бурением валовых проб для исследования на алмазы.

Лампроиты содержат множество фенокристов флогопита и оливина длиной до 1 мм в богатой глиной основной массе с многочисленными мелкими идиоморфными зернами измененного лейцита (< 50 мкм), призмами диопсида (< 100 мкм), чешуйками флогопита, акцессорными апатитом и прайдеритом. Оливин превращен в тальк. Фенокристы флогопита и диопсид основной массы ориентированы строго по направлению движения потока.

Трубка Уотер-Резерв – небольшая по площади трубка, которая не изучалась по первоначальной программе «Эллендейл темперери ризервс» компании Ashton Joint Venture, ставившей задачу исследовать магнитные аномалии, открытые в районе между Маунт-Норт и Маунт-Перси. Трубка была заявлена компаниями Naoma Gold NL и Northwest Mining;

совместными усилиями вместе с компанией Seltrust Mining были обнаружены два лампроитовых тела – трубка и тонкий силл.

Трубка Уотер-Резерв находится на юго-западной окраине поля Эллендейл, в 1,4 км к северу от старой телеграфной линии. Это ромбовидное тело (375 × 230 м, 3,2 га) скрыто под 3-метровым слоем золотых песков и обломков латерита. Большая часть трубки заполнена штоком тонкозернистых лейцитовых лампроитов, а краевые зоны сложены лампроитовыми лапиллиевыми туфами. Трубка прорывает песчаники пермской группы Грант. Данные бурения указывают, что краевые зоны трубки наклонены внутрь под углом около 70–80°.

Проба разрушенных лампроитов и лапиллиевых туфов общим объемом 229 м³, взятая из трех канав, была обработана на алмазы, но безрезультатно [141].

Пирокласты представлены тонкозернистыми лапиллиевыми туфами, содержащими обломки оливин-лейцитовых лампроитов, глинистых сланцев и алевролитов размером до 5 мм и рыхлую связующую массу, состоящую из обломков лампроитов пепловой размерности и глинистых минералов. Лампроиты стекловатые и содержат микрофенокристы измененного оливина, скелетные выделения измененного лейцита, четкие иглы прайдерита. Некоторые обломки содержат также чешуйки флогопита длиной до 0,5 мм. По-видимому, в лапиллиевые туфы внедрялась оливин-лампроитовая магма, за счет которой, в частности, образовалась связующая масса лапиллей. В лампроитах присутствуют псевдоморфозы по ксеноморфным макрокристам оливина (до 3 мм в поперечнике), а также мелкие оливинные микрофенокристы в богатой флогопитом основной массе с хромитом и лейкоксенизированным перовскитом.

Магматическое ядро трубки представлено мелкозернистыми оливин-лейцитовыми лампроитами. Множество мелких (до 0,5 мм) зерен оливина, замещенных тальком, находится в богатой лейцитом

основной массе, содержащей мельчайшие лейсты диопсида, флогопит и обильный прайдерит.

Силл А. Тонкая пластовая интрузия лампроитов мощностью несколько метров подстигает участок диаметром 375 м, находящийся на расстоянии около 600 м на восток-юго-восток от трубки Уотер-Резерв. Породы представляют собой оливин-флогопитовые лампроиты, содержащие макрокристы оливина размером до 6 мм, замещенные серпентином и вторичным кремнеземом. Многочисленные микрофенокристы оливина изменены аналогичным образом, а флогопитовые чешуйки длиной до 2 мм частично корродированы. Основная масса представляет собой нераспознаваемый агрегат темных землистых глинистых минералов с мелкими чешуйками флогопита и редкими аксессуарными хромитом, прайдеритом и перовскитом. Эта порода аналогична породе из некоторых образцов, взятых из пластовой интрузии Эллендейл 2, которая также содержит много флогопита.

Небольшая валовая проба объемом 5 м³, исследованная на алмазы, дала отрицательный результат [142].

Восточное поле шельфа Леннард

Поле Эллендейл приурочено к относительно небольшой площади в пределах долины Ферфилд и вокруг нее. На северо-востоке поле ограничено хребтом Нейпир, а на юго-западе – хребтом Маркем, подповерхностным продолжением хребта Оскар. Эти структуры юго-восточного простирания продолжают параллельно окраине бассейна Кимберли в обширную область к северу от поселка Фицрой-Кроссинг, в пределах которой находится 15 разбросанных и, как правило, небольших лампроитовых интрузий. Эти интрузии объединяются под названием Восточного поля шельфа Леннард.

От Большой северной автострады до описываемой области можно добраться по неровным гравийным и грунтовым

дорогам. Биг-Спринг находится вблизи часто используемой туристической тропы, которая проходит вдоль хребта Нейпир, пересекает юго-восточное окончание хребта Оскар и выходит к основной автостраде западнее Фицрой-Кроссинг. От фермы Биг-Спринг хорошая дорога ведет на восток, проходя близ трубок Прери-Хилл-Ист и Олд-Леополд. До маленьких необнаженных тел лампроитов к югу от реки Фицрой в районе Дж. К. Ярд можно добраться по грунтовой дороге, но ряд интрузий, включая Маунт-Роуз и Брукинг-Крик, почти недосыгаемы. В течение влажного летнего сезона дороги непроходимы, доступ в некоторые области зависит от состояния переправ через ручьи, поддерживаемых местным скотоводческим населением. Запасы продовольствия и топлива можно пополнить в поселке Фицрой-Кроссинг, а воду можно легко добыть из многочисленных скважин. Кроме маленького населенного пункта Фицрой-Кроссинг в районе имеется три скотоводческих стана – Фоссил-Даунс, Брукинг-Спринг и Леополд-Даунс (Биг-Спринг).

Рельеф района очень изменчив: открытая аллювиальная равнина реки Фицрой и ее главных притоков сменяется обрывистыми склонами Хупер-Хиллс и протерозойского ядра хребта Оскар. На юго-восточной окраине района девонские рифовые комплексы слагают гряду скал высотой до 60 м. Река Фицрой и ручей Брукинг-Крик прорезают в известняках глубокие живописные ущелья. В пределах участков, сложенных гранитами, распространены «бараньи лбы» и низкие округлые холмы, но в общем такие участки характеризуются типичным валунным рельефом. Относительные превышения редко достигают 100 м.

Растительность представлена луговыми травами с отдельно стоящими эвкалиптами. На черноземных равнинах плато Оскар преобладает пырей ползучий, но повсеместно встречается спинафлекс и другие травы. Эвкалипты и австралийская акация покрывают склоны хребта Оскар и Хупер-Хиллс, сложенные метаосадочны-

ми породами. Вдоль водотоков обычно наблюдаются густые заросли эвкалиптов.

Геология и структура. Региональная геология Восточного поля шельфа Леннард аналогична вышеописанной для района Эллендейл. Основные сведения можно почерпнуть из работ по региональной геологии [86], девонским рифовым комплексам [278, 279] и комплексу Ламбу [130].

Строго говоря, шельф Леннард охватывает только территорию девонского рифового комплекса. Около половины лампроитовых тел внедрилось в эти известняки, но только вблизи северо-восточной границы они располагаются близ обнажений подстилающего комплекса Ламбу. Остальные лампроитовые тела находятся в пределах площади развития гранитных пород протерозойского возраста. Тем не менее для удобства будем использовать название Восточное поле шельфа Леннард.

Расположение многих лампроитовых тел в пределах этого поля, судя по всему, контролируется тектоническими структурами. Было отмечено, что в поле Эллендейл кроме основной группы интрузий имеется изолированная группа из трех лампроитовых трубок, внедрившихся вдоль линии, параллельной подножию хребта Нейпир. Их формирование, возможно, связано с погребенным разломом, который отмечает границу подвижной зоны Леополд. К этому линеamentу, если его продолжить на юго-восток, приурочены интрузии Биг-Спринг, Биг-Спринг-Вест, Каджапут-Крик, Хупер и, возможно, Дж. К. Ярд. Прямых доказательств существования разлома в этом районе нет, но различия между гранитами комплекса Ламбу и, возможно, более молодыми метаосадками хребта Оскар свидетельствуют о резком изменении геологии вкост этого линеamentа.

Главным структурным элементом этой части подвижной зоны Леополд является левосторонний сдвиг Сенди-Крик – поперечная зона разлома, в значительной степени скрытая ручьем Сенди-Крик [130]. Основной сдвиг вблизи

ручья Сенди-Крик характеризуется левосторонним смещением амплитудой до 10 км. К северо-западу и юго-востоку от этого участка зона разлома разветвляется: здесь ее сопровождают дополнительные правосторонние разломы. Тело лампроитов Маунт-Роуз находится вблизи зоны сдвига, где к северо-западу она раздваивается. Сходным образом, лампроитовое тело Мак-Кинрик-Хилл расположено на пересечении юго-восточной ветви зоны сдвига и сопряженного разлома северного простирания. Олд-Леополд-Хилл находится вблизи южной ветви зоны сдвига, а Прери-Хилл-Ист – на разломе, который может быть сопряжен с зоной сдвига Сенди-Крик. Все эти примеры показывают, что крупные разломы фундамента контролировали внедрение лампроитовой магмы. Это, видимо, справедливо для всей провинции Западного Кимберли, где фундамент скрыт под мощным чехлом фанерозойских осадков.

Биг-Спринг. Лампроиты Биг-Спринг впервые были описаны Дерриком и Геллатли [85] как «... низкая насыпь рыхлой валунной брекчии площадью приблизительно 8×5 м». Последующая разведка и бурение показали, что существует еще пять скрытых тел лампроитов – четыре трубки, имеющие на поверхности площадь от 10,4 до 1,0 га, и пластовая интрузия или дайка, площадь которой составляет по крайней мере 1,0 га (рис. 92) [156]. Для поисковых работ на алмазы в Западной Австралии трубки Биг-Спринг имеют определенное историческое значение, потому что в 1976 г. они стали первыми в Западной Австралии трубками, в которых были выявлены алмазосодержащие породы. В них же были отобраны первые образцы оливковых лампроитов. Валовые пробы из трубок, однако, дали содержание лишь 0,1 кар/100 т, а самый крупный камень, обнаруженный здесь, весил только 0,1105 кар [156].

Лампроитовые трубки внедрены по краю современного выхода девонского известняка Пиллара, где они несогласно перекрывают гранодиориты Мак-Шеррис – часть протерозойского комплекса

Ламбу. Гранодиориты средне- до крупнозернистых, умеренно расслоенные, от серого до розового цвета пронизаны дайками и линзами долеритов неправильной формы. Эти породы являются источником большинства ксенолитов в лампроитовых трубках данной местности.

Несогласно на гранодиоритах залегают полого падающие известняки Пиллара франского возраста. Известняки умеренно обнажены на невысоком водоразделе к юго-востоку от наиболее крупной трубки. Это тонкослоистые плитчатые известняки, переслаивающиеся с песчаниками, грубозернистыми песчаниками и редкими прослоями галечных конгломератов. Обнажающиеся вблизи несогласия базальные осадочные породы представлены крупнозернистыми песчаниками с тонкими прослоями известняков. Известняки Пиллара практически не деформированы и падают на юго-запад под углами $10-15^\circ$.

Четыре трубки лампроитов диаметром от 375 до ~ 100 м расположены вдоль линии, протянувшейся почти в широтном направлении. Две трубки соединяются в обнажении, и вся группа прослеживается на расстоянии всего около 1000 м. Очевидно, что становление трубок контролировалось скрытой глубинной линейной структурой, возможно разломом. Пятая неправильной формы лампроитовая интрузия находится в 400 м к югу и представляет собой дайку или силлоподобное тело, видимо связанное с трубками. Нижеприведенное описание основано на ряде работ [182, 183, 153, 156].

Две из этих трубок, Биг-Спринг 3 и Биг-Спринг 4, целиком заняты неками оливковых лампроитов, скрытых под метровым слоем песчаной почвы или калькрета. Порода, вскрытая в канавах, представляет собой оливково-зеленые выветрелые лампроиты, содержащие крупные псевдоморфозы по оливину, прожилки карбоната и редкие ксенолиты гранитов и песчаников из вмещающих пород.

Каждая из двух трубок, Биг-Спринг 1 и Биг-Спринг 2, содержит небольшое ко-

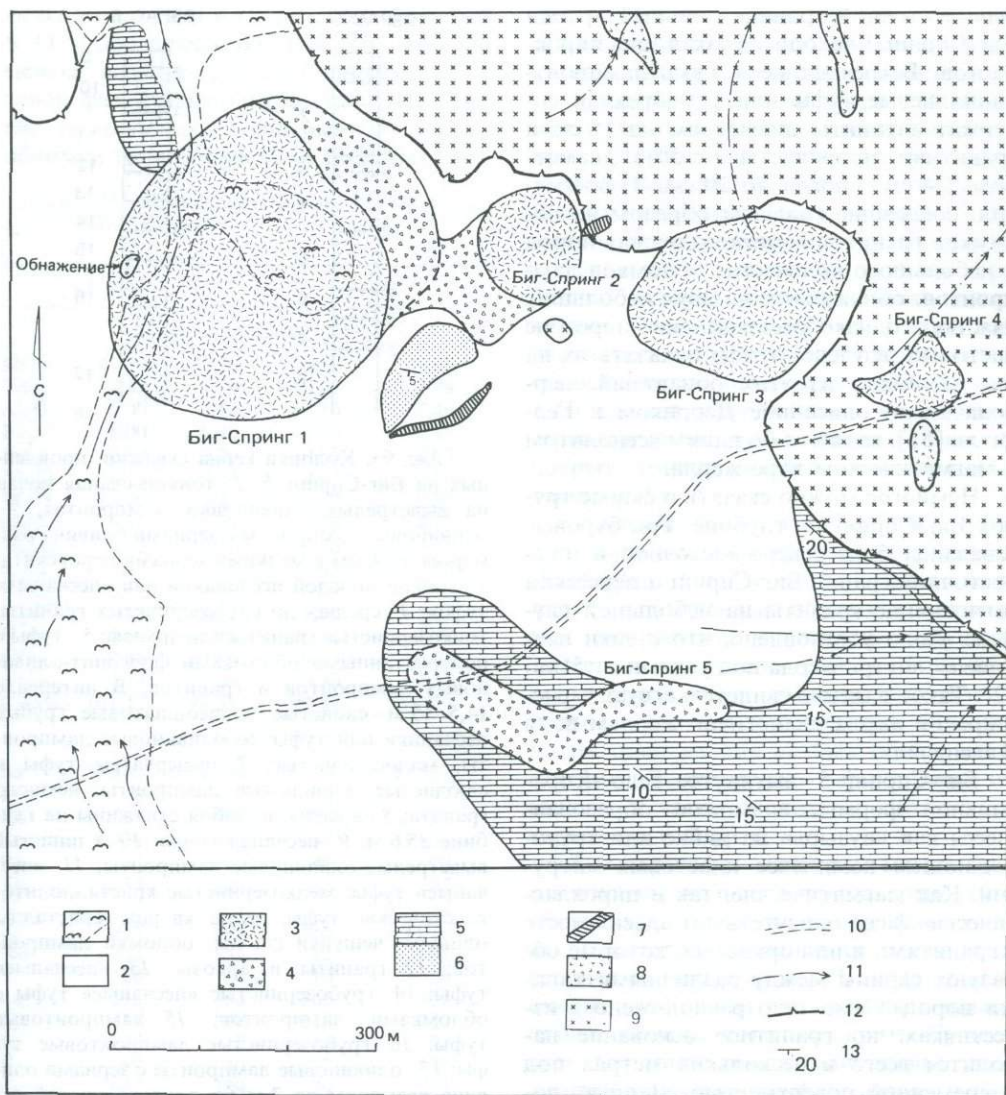


Рис. 92. Геологическая карта лампроитов Биг-Спринг. 1 – аллювий; 2 – коллювий; 3, 4 – третичные породы (не обнажены); 3 – оливиновые лампроиты, флогопит-оливиновые лампроиты, 4 – лампроитовые лапиллиевые туфы и туфобрекчии, 5 – девонские известняки Пиллара – плитчатые известняки с прослоями песка и гравия; 7–9 – комплекс Ламбу (протерозой): 7 – кварцевые гряды, 8 – дайки долеритов, 9 – гранодиориты Мак-Шерри. 10 – проселочная дорога; 11 – ручьи; 12 – несогласие; 13 – падение слоистости ([182], с изменениями).

личество туфов в краевой зоне и центральный шток, сложенный оливиновыми лампроитами. В меньшей трубке туфовая брекчия содержит кроме лапиллей флогопит-оливиновых лампроитов обломки

вмещающих пород размером до 40 см, на долю которых приходится около 25% объема породы. Преимущественно это граниты, реже песчаники, известняки или пирокласты других лампроитов. На се-

веро-восточной границе большей трубки Биг-Спринг 1 находится узкая зона пирокластов. Встречающиеся здесь лампроит-лапиллиевые туфы или туфобрекчии содержат аволиты диаметром до 15 см и гранитные пирокласты (< 5%) диаметром 2–4 см, иногда до 20 см. Туфобрекчии, состоящие главным образом из обломков гранитов и метаосадочных пород и небольшого количества обломков лампроитов, обнажаются на двух небольших участках, однако распределение пород не настолько изучено, чтобы показать их на рис. 92. Одно из этих обнажений, первоначально описанное Дерриком и Геллатли [85], является большим ксенолитом в магматическом ядре жерла.

Немного можно сказать о форме трубок Биг-Спринг на глубине. Три буровые скважины близ северо-восточной и юго-восточной границ Биг-Спринг 1 пересекли вмещающие граниты на небольшой глубине; было установлено, что стенки наклонены внутрь жерла под углами от 51 до 62°. Такое падение свидетельствует о расширении жерла аналогично жерлам поля Эллендейл.

Биг-Спринг 5 – вытянутое тело неправильной формы, возможно образовавшееся как «пузырь» на дайке или крутопадающем комплексе пластовых интрузий. Как магматические, так и пирокластические фазы присутствуют здесь вместе с гранитами и/или аркозами, которые образуют скрины между различными типами пород. Само тело расположено в известняках, но гранитное основание находится всего в нескольких метрах под современной поверхностью. Данные, полученные при бурении скважин в различных участках тела, свидетельствуют о сложности строения трубки Биг-Спринг 5 (рис 93).

Петрография. Пирокласты. Два небольших выхода различных типов туфов и брекчий значительно изменены поверхностным окремнением. Повсеместно туфы включают обломки зерен микроклина размером до 2 мм и пятна хлорита, развивающегося по биотиту, находящимся в связующей массе из вторичного

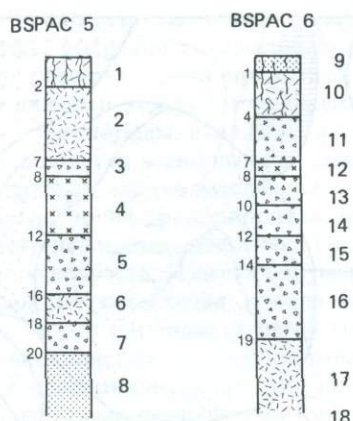


Рис. 93. Колонки керна скважин, пройденных на Биг-Спринг 5. 1 – тонкопесчаная почва на выветрелых оливиновых лампроитах; 2 – оливиновые лампроиты с зернами оливина размером до 4 мм и мелкими зернами перовскита; 3 – тонкий прослой песчаников или «песчаных» туфов; 4 – средне- до грубозернистые граниты, тонкозернистые граниты или аркозы; 5 – туфы с полуокатанными обломками флогопит-оливиновых лампроитов и гранитов. В интервале 14,5–15 м – слоистые полевошпатовые грубые песчаники или туфы; 6 – оливиновые лампроиты, малослюдистые; 7 – пузырьчатые туфы и слюдястые оливиновые лампроиты, немного граната; 8 – аркозы до забоя скважины на глубине 35,6 м; 9 – песчаная почва; 10 – глинистые выветрелые оливиновые лампроиты; 11 – «песчаные» туфы: мелкозернистые кристаллолитокластические туфы, зерна кварца, кристаллы оливина, чешуйки слюды, обломки лампроитов; 12 – граниты и аркозы; 13 – «песчаные» туфы; 14 – грубозернистые «песчаные» туфы с обломками лампроитов; 15 – лампроитовые туфы; 16 – грубозернистые лампроитовые туфы; 17 – оливиновые лампроиты с зернами оливина размером до 3 мм в тонкозернистой основной массе с перовскитом; 18 – забой скважины на глубине 24 м [156].

кварца и рыхлого карбоната. Структуры указывают на то, что часть кварца образовала псевдоморфозы по плагиоклазу. Эти туфы представляют собой дезинтегрированные граниты, лишенные очевидного лампроитового компонента. Очень тонкозернистая разновидность, в которой обломки кварца и микроклина размером менее 0,1 мм находятся в связующей

массе из хлорита и кварца, содержит 14% K₂O и обогащена Ba, F и Rb. Эти элементы, возможно, были привнесены газовой фазой лампроитов (табл. 41). Другие разновидности содержат угловатые обломки тонкозернистых глинистых слан-

Таблица 41. Представительные анализы лампроитов Биг-Спринг

	1	2	3	4
	% по массе			
SiO ₂	40,40	30,20	60,50	49,00
TiO ₂	4,12	3,79	0,62	3,79
Al ₂ O ₃	6,00	4,10	15,10	7,40
Fe ₂ O ₃	8,00	6,90	2,30	6,40
FeO	0,90	0,26	0,85	0,87
MnO	0,11	0,14	0,01	0,06
MgO	15,20	9,45	1,27	9,03
CaO	6,31	15,70	1,76	4,33
Na ₂ O	0,82	0,21	0,10	0,55
K ₂ O	3,99	2,68	14,05	6,60
P ₂ O ₅	0,67	0,39	0,09	1,52
H ₂ O ⁺	5,63	5,12	1,10	5,07
H ₂ O ⁻	4,50	5,06	0,31	3,97
CO ₂	0,38	10,60	0,43	0,08
п.п.п.	4,14	5,28	0,98	2,54
Сумма	101,17	99,88	99,47	101,21
	млн ⁻¹			
Ba	27968	29504	6113	11523
Li	8	7	4	13
Rb	507	409	424	192
Sr	1334	967	82	1601
Pb	40	40	40	90
Th	33	21	18	52
U	2	1	1	4
Zr	938	849	186	1079
Nb	203	152	13	167
Y	20	26	16	28
La	392	356	165	552
Ce	417	340	115	783
Sc	23	18	15	21
V	59	40	97	170
Cr	622	389	79	523
Ni	540	410	26	500
Cu	85	65	30	80
Zn	74	70	68	73
Ga	6	4	13	13
S	100	4600	140	1000
F	5260	3300	1086	3540
Cl	120	110	149	440

1 – рихтерит-оливиновый лампроит, лапиллиевый туф, Биг-Спринг 3, GSWA 71388; 2 – карбонатизированный флогопит-оливиновый лампроит, Биг-Спринг 1, GSWA 71386; 3 – мелкозернистая обогащенная кварцем туфовая жила, Биг-Спринг 1, GSWA 71385; 4 – оливин-лейцитовый лампроит, Биг-Спринг-Вест, GSWA 71382.

цев и обломки гранитов, но только в одном образце были обнаружены обломки возможных измененных лампроитов.

Туфы из трубки Биг-Спринг 5 содержат и лампроитовый, и гранитный материал. Лампроиты представлены тонкозернистыми оливиновыми лампроитами с псевдоморфозами талька по оливинолу. Это макрокристы размером до 4 мм и микрофенокристы длиной около 1 мм. Гранитный материал состоит из микроклина, кварца, измененных обломков зерен плагиоклаза и мелких ксенолитов гранитов. Один крупный обломок диаметром около 2 см сложен микроклином, биотитом и серицитизированным плагиоклазом и покрыт тонкой оболочкой оливиновых лампроитов.

Лампроитовые лапиллиевые туфы, широко развитые в краевых зонах трубок Биг-Спринг 1 и 2, состоят в основном из плотно упакованных обломков оливиновых лампроитов в рыхлой связующей массе лампроитового пепла. При проходке канав были найдены автолиты и редкие ксеногенные гранитные обломки, но ни один из них не был обнаружен в шлифах. Лапиллиевые туфы сильно изменены и часто пронизаны прожилками карбоната и барита.

Лампроиты центрального ядра изучены только в приповерхностных образцах. Это сильно измененные породы, в которых сохранилось очень мало первичных минералов. Породы сильно изменены и пронизаны многочисленными прожилками карбоната и барита. Существует два типа пород – оливиновые лампроиты с рассеянным флогопитом и бедная оливином разновидность, в которой флогопит преобладает. Обычная разновидность содержит две генерации оливина. Обе они псевдоморфно замещены тальком, карбонатом, хлоритом или баритом и находятся в тонкозернистой хлоритовой связующей массе, в которой единственные сохранившиеся первичные минералы представлены рельефными идиоморфными зернами желто-зеленого перовскита и мелкими интерстициальными чешуйками флогопита. В отдельных

образцах в основной массе присутствуют также небольшие призмы бесцветного калиевого рихтерита. Оливин составляет около 30% породы; идиоморфные фенокристы этого минерала достигают размера 1 мм, а макрокристы – 8 мм. Обычно макрокристы имеют округлую форму, но в некоторых из них наблюдаются зубчатые очертания, вероятно, вызванные очень быстрой кристаллизацией во время подъема магмы. Иногда образцы бедны оливином, особенно фазой макрокристов, составляющих только 0–15% породы. Тем не менее эта разновидность содержит в основной массе множество пойкилитовых чешуек флогопита размером до 1 мм. Взаимоотношения описанных разновидностей не ясны.

Химизм. По химизму лампроиты Биг-Спринг (табл. 41) являются промежуточными между лейцитовыми лампроитами Восточного поля шельфа Леннард и богатыми MgO оливиновыми лампроитами поля Эллендейл. Самое близкое сходство отмечается с лампроитами Эллендейл 2, хотя породы Биг-Спринг богаче Al_2O_3 (6%) и CaO (6,3%) и несколько беднее TiO_2 . Одинаково и содержание рассеянных элементов, кроме Zr и легких РЗЭ, которые в лампроитах Биг-Спринг присутствуют в несколько меньших количествах. О степени изменения свидетельствует высокое содержание Ва (3,13% ВаО).

Биг-Спринг-Вест. Небольшое обнажение лейцитовых лампроитов расположено на расстоянии около 3 км западнее трубок Биг-Спринг. Тело дает сильную магнитную аномалию [184], но выход состоит только из тонких лампроитовых жил мощностью до 15 см, пронизывающих зеленые пятнистые песчаники, развитые в известняках Пиллара. Жилы обнаружены в пределах небольшой площади – около 30 м^2 , а основное лампроитовое тело может быть скрыто коллювием; возможно, оно вообще не выходило на поверхность.

Породы представляют собой ксенокристсодержащие оливин-лейцитовые лампроиты. Угловатые ксенокристы разме-

ром до 3 мм представлены микроклином и кварцем. Они составляют около 10% породы и, возможно, вынесены из гранитов основания. Присутствует также несколько небольших ксенолитов гранитов и алевролитов. Мелкие идиоморфные зерна оливина (< 1 мм), замещенного тальком, составляют около 15% породы, остальное – мутное, темное девитрифицированное стекло, в котором содержатся многочисленные мелкие идиоморфные зерна лейцита, редкие иглы прайдерита и немного мелких чешуек флогопита. Некоторые жилы имеют четкую фрагментарную структуру и содержат пузырчатые лампроитовые обломки и связующую массу, частично замещенную карбонатом, реже баритом. Химический анализ оливин-лейцитовых лампроитов из жилы, относительно свободной от ксеногенного материала, приведен в табл. 41. По химизму эта порода аналогична другим лейцитовым лампроитам Восточного поля шельфа Леннард (табл. 42).

Каджапут-Крик. Три небольших нека лейцитовых лампроитов, обнажаются на расстоянии около 4 км к востоку от трубок Биг-Спринг. Лампроиты интродуцируют гранодиориты Мак-Шеррис и обуславливают сильную магнитную аномалию [184].

Эти интрузии не картировались, но имеющиеся образцы представляют собой диопсид-флогопит-оливин-лейцитовые лампроиты. Один образец содержит около 15% мелких фенокристов оливина (замещенного тальком и нонтронитом) и игольчатые, вытянутые по потоку зерна диопсида длиной до 2 мм, погруженные в связующую массу, состоящую из мелких измененных кристаллов лейцита, чешуек флогопита и интерстициальной массы хлоритового состава. Крупные пойкилитовые пластины прайдерита и призмы апатита являются основными аксессуарными минералами. Вторая разновидность менее богата оливином, но содержит множество вытянутых чешуек флогопита длиной до 2 мм.

Маунт-Роуз. Некк Маунт-Роуз – самый отдаленный и самый труднодоступный из

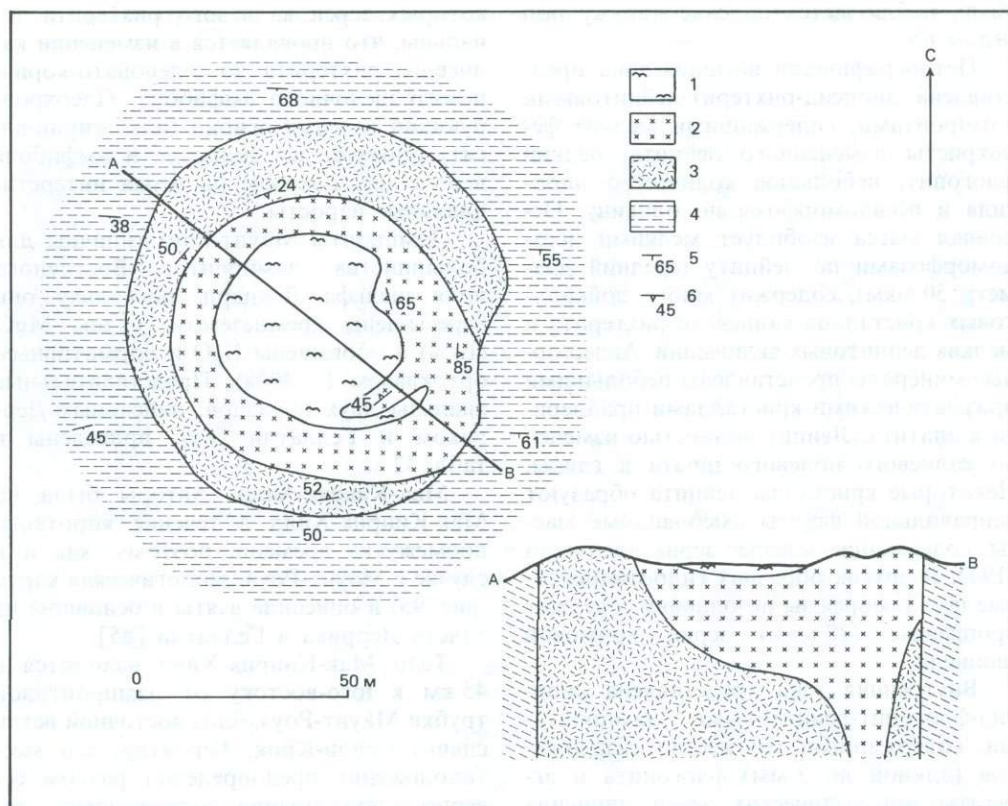


Рис. 94. Геологическая карта трубки Маунт-Роуз. 1 – чернозем; 2 – диопсид-флогопит-лейцитовые лампроиты; 3 – диопсид-рихтерит-лейцитовые лампроиты; 4 – филлиты; 5 – слоистость; 6 – полосчатость течения [85].

всех лампроитовых тел Восточного поля шельфа Леннард. Там удалось побывать одному из авторов этой книги, а именно Смиуту. Геологическая карта (рис. 94) и описание взяты, с разрешения авторов, из отчета Деррика и Геллатли [85].

Лампроиты Маунт-Роуз прорывают метаосадки группы Холлс-Крик и находятся в 3 км к юго-востоку от горы Маунт-Роуз. Некк расположен на расстоянии 1 км к северу от крупного ответвления сдвига Сенди-Крик – поперечного разлома, по которому произошло левостороннее смещение долеритов Вудвард на 5 км. Филлиты группы Холлс-Крик достаточно хорошо обнажены и падают под углами от 40 до 70° к югу. На контактах с лампроитами отмечается только незна-

чительный метаморфизм филлитов без каких-либо их деформаций.

Диаметр почти округлого лампроитового некка, выходящего на поверхность, равен 80 м. Он состоит из внешней зоны хрупких выветрелых серо-зеленых диопсид-рихтерит-лейцитовых лампроитов и эксцентрично расположенной внутренней зоны, сложенной диопсид-флогопит-лейцитовыми лампроитами с отчетливыми фенокристами флогопита и диопсида длиной до 3 мм. Центральная часть некка скрыта под слоем флогопитсодержащего чернозема и обломков лампроитов.

Расслоенность течения некка обычно падает к центру под углами 50–65°, но у восточной границы, ближе к вертикальному контакту с окружающими филли-

тами, наблюдается падение наружу под углом 85° .

Петрографически внешняя зона представлена диопсид-рихтерит-лейцитовыми лампроитами, содержащими мелкие фенокристы измененного лейцита, редкий флогопит, небольшое количество диопсида и псевдоморфозы по оливину. Основная масса изобилует мелкими псевдоморфозами по лейциту (средний диаметр 50 мкм), содержит много пойкилитовых кристаллов калиевого рихтерита и мелких лейцитовых включений. Акцессорные минералы представлены небольшими призматическими кристаллами прайдерита и апатита. Лейцит полностью изменен до калиевого полевого шпата и глины. Некоторые кристаллы лейцита образуют неправильной формы амёбовидные массы, содержащие зеленые зерна плеонаста [194]. В других образцах гидроталькитовые псевдоморфозы по оливину содержат крошечные (20 мкм) зерна хромовой шпинели.

Внутренняя зона представлена диопсид-флогопит-лейцитовыми лампроитами, содержащими множество фенокристов (длиной до 3 мм) флогопита и агрегаты призматических зерен диопсида (размером до 6 мм). Флогопит зональный, по краям имеет красно-коричневую окраску и часто сильно корродирован. В некоторых образцах внутренние зоны флогопита содержат много мельчайших кристаллов лейцита. Фенокристы диопсида менее многочисленны, они изменяются от коротких призм длиной до 2 мм до вытянутых призм длиной 4 мм. Лейцит, полностью замещенный калиевым полевым шпатом и глиной, изменяется от ярко выраженных идиоморфных зерен диаметром 1,5 мм до мелких зерен в основной массе. Основная масса представляет собой криптокристаллический агрегат зеленовато-желтого хлорита, содержащего мелкие кристаллы диопсида и чешуйки флогопита, и крупных пластинок пойкилитового калиевого рихтерита. Последний включает много мелких кристаллов лейцита вместе с призмами прайдерита, апатит и, реже, вэйдит. Края не-

которых зерен калиевого рихтерита зональны, что проявляется в изменении калиевого рихтерита до зеленовато-коричневого щелочного амфибола. Плеохроирующий зеленый эгирин (или эгирин-авгит) образует на диопсиде и амфиболе небольшие, похожие на перья интерстициальные наросты.

Лампроиты Маунт-Роуз типичны для большинства лампроитов Восточного поля шельфа Леннард, поскольку они пересыщены кремнеземом, бедны MgO (10%) и обогащены K_2O и нормативным ортоклазом (> 40%). Представительные анализы двух образцов, описанных Дерриком и Геллатли [85], приведены в табл. 42.

Мак-Кинрик-Хилл. Авторы были на Мак-Кинрик-Хилл в течение короткого промежутка времени, поэтому, как и в случае с Маунт-Роуз, геологическая карта (рис. 95) и описание взяты в основном из отчета Деррика и Геллатли [85].

Тело Мак-Кинрик-Хилл находится в 45 км к юго-востоку от лампроитовой трубки Маунт-Роуз, близ восточной ветви сдвига Сенди-Крик. Вероятно, его местоположение предопределил разлом северного простирания, сопряженный с зоной сдвига. Лампроиты внедрились в потоки риодацитов и туфы протерозойских вулканитов Уайтуотер, язык которых разделяет два массива гранитов Леннард также протерозойского возраста. Полосчатость вулканической толщи круто падает на юг.

Лампроитовый некк имеет почти овальную форму и площадь около 55×33 м; он вытянут на северо-восток и занимает большую часть покрытого спинафксом холма высотой около 20 м (рис. 96). Примерно в 15 м к северо-востоку от главного тела находится небольшая линза выветрелых лампроитов мощностью несколько метров. Лампроиты главного тела массивные, мелкозернистые и содержат множество небольших ксенолитов метаморфизованных кислых вулканитов и гранита, резе-красной яшмы. Трещины отдельности, расположенные через 10 см–1 м, очерчивают вытянутые блюдцеоб-

Таблица 42. Представительные анализы лампроитов восточной части шельфа Леннард

	1	2	3	4	5	6	7	8
	% по массе							
SiO ₂	50,47	55,06	52,11	52,60	51,70	49,10	51,67	47,72
TiO ₂	5,67	5,78	5,90	6,14	5,42	6,82	4,17	6,67
Al ₂ O ₃	7,38	6,90	8,96	7,60	7,90	8,60	8,92	8,81
Fe ₂ O ₃	5,72	6,12	5,11	5,70	4,70	6,90	2,88	8,25
FeO	1,62	1,32	1,17	1,47	2,37	1,23	3,19	0,32
MnO	0,09	0,08	0,05	0,09	0,08	0,10	0,08	0,06
MgO	9,12	6,85	5,78	6,95	8,82	5,90	9,09	5,53
CaO	4,15	3,33	1,98	3,88	3,30	3,13	3,73	2,00
Na ₂ O	0,44	0,47	0,08	1,00	0,88	0,19	0,27	0,06
K ₂ O	8,80	8,37	11,67	9,36	8,78	8,92	8,40	9,66
P ₂ O ₅	0,75	0,96	1,51	0,91	0,69	1,38	0,93	1,49
H ₂ O ⁺	2,64	1,54	1,83	1,10	2,17	2,68	2,67	3,62
H ₂ O ⁻	0,41	0,59	0,91	0,44	1,65	1,53	1,98	2,95
CO ₂	0,75	0,22	0,21	0,15	0,01	0,08	0,24	0,23
п.п.п.	2,05	1,90	1,84	2,71	1,92	2,85	1,43	1,86
Сум- ма	100,06	99,49	99,11	100,10	100,39	99,41	99,65	99,23
	млн ⁻¹							
Ba	11 253	9660	8565	16 710	10 089	16 411	7158	7222
Li	10	10	13	7	25	22	5	5
Rb	341	328	245	338	219	287	512	446
Sr	777	835	1416	1196	924	1040	1038	1120
Pb	37	31	57	40	26	52	33	78
Th	27	27	23	16	18	27	17	64
U	3	4	1	<1	<1	1	1	5
Zr	1225	1233	1147	1250	989	1192	927	1618
Nb	166	181	117	122	108	150	81	227
Y	15	16	19	18	13	19	7	36
La	245	212	317	295	269	351	172	637
Ce	355	325	450	303	290	400	266	1028
Nd	—	—	—	—	—	—	—	420
Sc	—	—	—	21	20	27	—	—
V	204	240	614	148	160	315	153	303
Cr	490	408	266	255	445	449	220	635
Co	33	32	—	30	38	47	—	—
Ni	235	181	241	143	749	318	337	475
Cu	70	70	36	88	98	94	38	56
Zn	78	76	87	89	70	94	61	87
Sn	6	7	7	—	8	13	9	16
Mo	—	—	4	3	1	<1	5	6
Ga	13	14	24	12	15	14	14	22
As	2	4	2	—	<1	1	1	2
S	—	—	—	780	930	2960	—	—
F	3900	4600	3700	4036	2920	3920	1900	2200
Cl	—	—	—	227	<20	20	300	—

1—флогопит-лейцитовый лампроит, внутренняя зона, Маунт-Роуз, BMR 67160338 [85]; 2—диопсид-флогопит-лейцитовый лампроит, Маунт-Роуз, BMR 69161334; 3—пузырчатый флогопит-лейцитовый лампроит, Мак-Кинрик-Хилл, BMR 80210069; 4—флогопит-рихтерит-диопсид-лейцитовый лампроит, главное жерло, Олд-Леополд-Хилл, GSWA 71371; 5—диопсид-оливин-лейцитовый лампроит, сателлит кольцевой дайки, Прери-Хилл-Ист, GSWA 71887A; 6—диопсид-оливин-лейцитовый лампроит, главное жерло, Прери-Хилл-Ист; 7—оливин-лейцитовый лампроит, Брукинг-Крик, BMR 80210125; 8—оливин-флогопит-лейцитовый лампроит, Хупер-Вест, BMR 80210083.

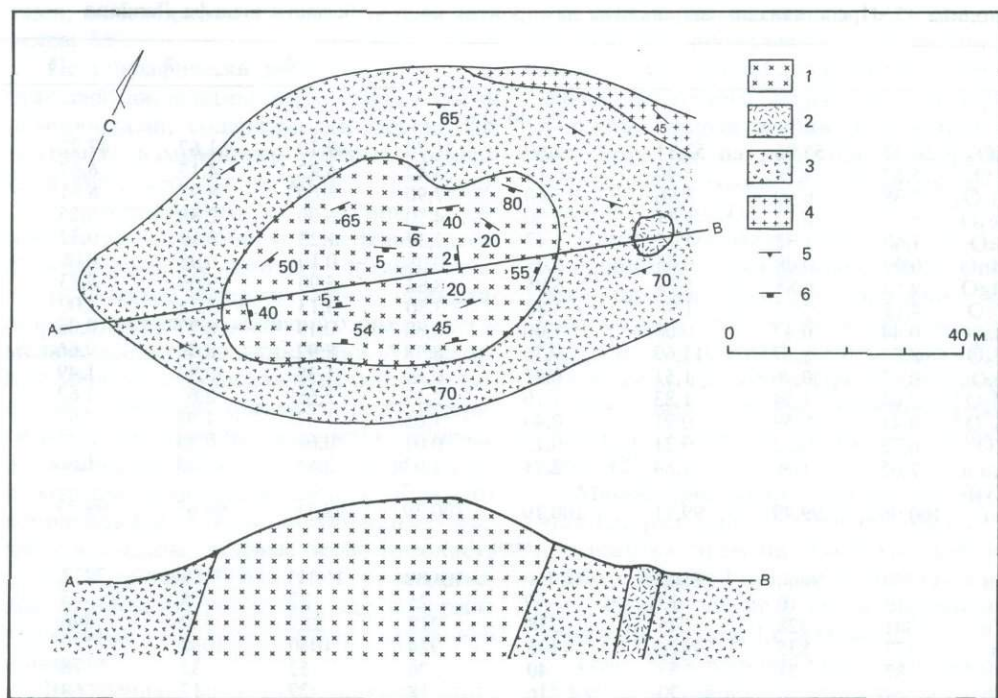


Рис. 95. Геологическая карта трубки Мак-Кинрик-Хилл. 1 – оливин-рихтерит-лейцитовые лампроиты; 2 – флогопит-лейцитовые лампроиты; 3, 4 – комплекс Ламбу: 3 – кислые вулканиты, 4 – граниты; 5 – полосчатость; 6 – падение и простирание трещин отдельности [85].

разные структуры, которые залегают под углом 80° близ стенок трубки; в центре трубки они располагаются почти горизонтально. Стенки многих трещин покрыты цеолитами. Эти особенности позволяют предположить, что лампроитовая трубка круто падает к юго-западу.

Петрографически главное тело представлено однородными тонкозернистыми оливин-рихтерит-лейцитовыми лампроитами, содержащими 10–20% ксенолитов и ксенокристов, вынесенных из вмещающих пород. Микрофенокристы (обычно $< 0,2$ мм, но иногда до 1 мм) измененного оливина многочисленны и полностью замещены тальком. Имеются также редкие мелкие корродированные чешуйки флогопита длиной до 0,5 мм. Связующая мелкозернистая масса состоит из мельчайших призм калиевого рихтерита и чешуек хлорита, содержащих множество мелких кристаллов измененного лейцита и кро-

шечные иглы прайдерита.

Среди ксенокристов преобладает микроклин, реже встречается кварц; ксенокристы сильно корродированы и окружены каемкой хлорита. Ксенолиты обычно имеют размер 2 см и представлены порфировыми риодацитами, которые содержат фенокристы плагиоклаза и микроклина, редкие гранитные ксенолиты такого же размера в тонкозернистой связующей массе.

Лампроиты Мак-Кинрик-Хилл изменяются по составу от разностей, сходных с лампроитами Маунт-Роуз (это касается SiO_2 , MgO и K_2O), до пород, содержащих больше SiO_2 и K_2O и меньше Mg (8,8–5,8% MgO , 8,0–11,7% K_2O). Два проанализированных образца (табл. 42) обнаруживают явное различие в содержаниях Sr (2027 и 1416 млн $^{-1}$) и Ba (1600 и 8000 млн $^{-1}$). Содержание рассеянных элементов почти такое же высокое или даже несколько

выше, чем в лампроитах трубки Маунт-Роуз.

Олд-Леополд-Хилл. Эта интрузия находится в 15,7 км к юго-востоку от трубки Мак-Кинрик-Хилл и в 3 км к северу от заброшенной фермы Олд-Леополд, по которой и названа интрузия. Добраться до нее можно по основной восточной грунтовой дороге от усадьбы Биг-Спринг.

Лампроиты прорывают граниты Леннард, представляющие собой лейкократовые, местами порфиновые крупнозернистые граниты, пронизанные жилами аплитов и кварца. Граниты слагают низкие округлые холмы, почти лишенные растительности, между которыми располагаются покрытые травой равнины. На фоне розовых гранитных обнажений возвышенность Олд-Леополд-Хилл, поднимающаяся на 30 м над гранитным обнажением, выделяется своим темным цветом и конической формой (рис. 97,98).

Хармс [167] описал Олд-Леополд-Хилл как дайку лейцитовых лампроитов, в то время как Деррик и Геллатли [85] считали это тело штоком. В плане интрузия

представляет собой неправильной формы дайкоподобное, вытянутое с востока на запад тело длиной около 150 м и шириной до 25 м. На его западном конце параллельно северной границе главного тела протягивается алофиза мощностью несколько метров. Почти на всем протяжении контакт интрузии резкий и ярко выраженный, но на западе он скрыт осыпью. На востоке интрузия сужается и выклинивается под почвенным покровом. Северный и южный контакты имеют неправильную форму и изменчивое падение: от 70° к северу до 70° к югу. Лампроиты здесь закалены и становятся более тонкозернистыми. На холме с западного конца тела наблюдается грубая субгоризонтальная столбчатая отдельность, а полосчатость течения падает под углами $70-80^\circ$ к центру тела. Все это указывает на то, что лампроиты представляют собой по существу вертикальное дайкоподобное тело.

Кроме узкой закаленной краевой зоны шириной несколько метров, лампроиты однородны. В штуфах видны крупные

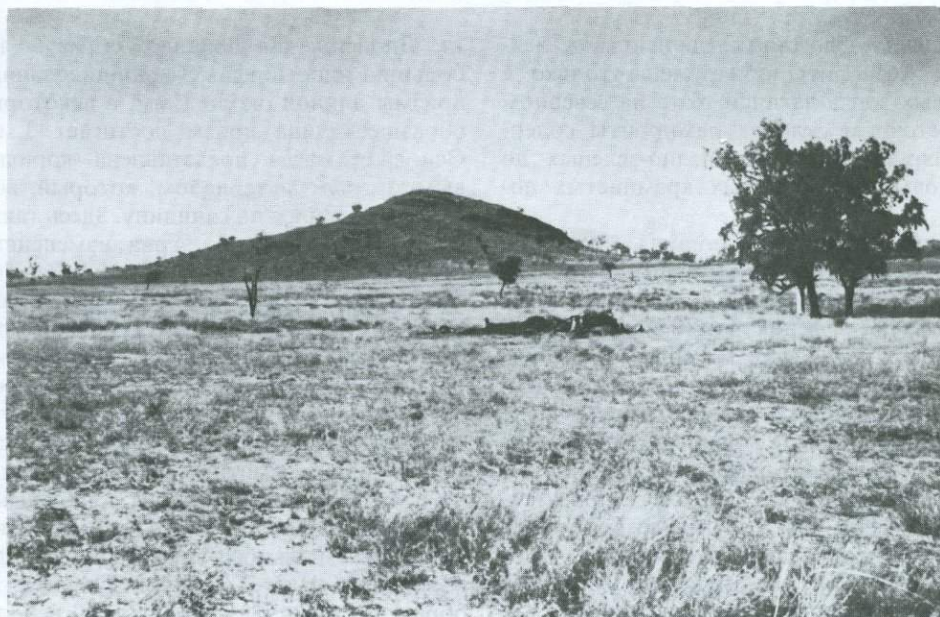


Рис. 96. Вид на Мак-Кинрик-Хилл с юга (фото Дж. Деррика, BMR).

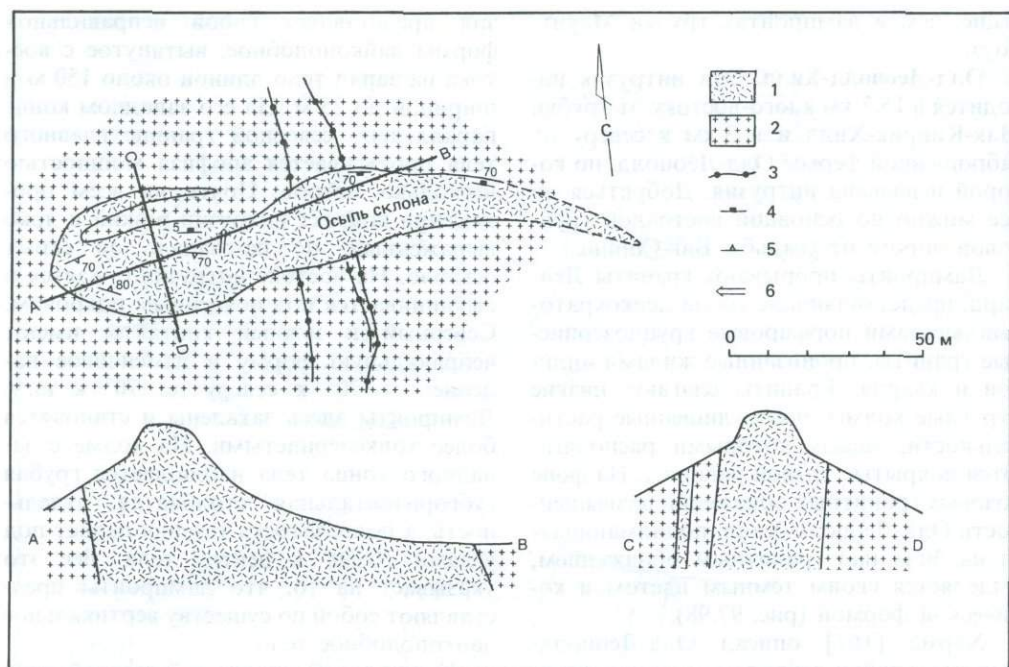


Рис. 97. Геологическая карта тела Олд-Леополд-Хилл. 1 – рихтерит-диопсид-флогопит-лейцитовые лампроиты; 2 – граниты; 3 – кварцевые жилы; 4 – трещины отдельности; 5 – полосчатость течения; 6 – столбчатая отдельность.

выделения флогопита, диопсида и лейцита. Ксенолиты обнаружены только в краевых зонах закалки, хотя на северном и восточном склонах лампроиты содержат крупные массы бледно-зеленых до кремневых опаловидных кремнистых пород.

Петрографически породы являются порфиоровыми рихтерит-флогопит-лейцитовыми лампроитами. Наиболее легко распознаются фенокристы лейцита размером до 3 мм. Более крупные кристаллы часто имеют сложные формы роста. Лейцит также широко распространен в виде мелких кристаллов в основной массе, где, как и в фенокристах, он изменен в калиевый полевой шпат. Флогопит присутствует в умеренном количестве в виде чешуек размером до 3 мм, которые часто нарастают на фенокристах лейцита. Обычно флогопит образует пластинчатые двойники и нередко окружен реакционной каемкой, содержащей призмы прайдерита.

Диопсид, как правило, образует небольшие идиоморфные сдвойникованные призмы длиной около 1 мм; в некоторых образцах длина призм достигает 3 мм. Основная масса представлена коричневым мутным материалом, который, возможно, развился по санидину. Здесь также присутствуют мелкие зерна измененных лейцита и диопсида, интерстициальный флогопит и множество небольших призм прайдерита. Встречаются также аксессуарный апатит и редкий вэйдит. Однако характерно присутствие большого количества пойкилитового, сильно плеохроирующего калиевого рихтерита, встречающегося в виде призматических зерен длиной до 1 мм. Калиевый рихтерит зональный и имеет зеленовато-желтую каемку калиевого магнезиального арфведсонита. Плеохроичные зеленый эгирин и эгирин-авгит образуют перистые наросты на небольших укороченных призмах рихтерита и диопсида.

Образцы закаленных краевых пород в центральной части дайки представлены мелкозернистыми флогопит-оливин-лейцитовыми лампроитами с ксенокристами микроклина и небольшими ксенолитами. В породах главного тела присутствуют ксенокристы флогопита, лейцит и диопсид. Фенокристы флогопита немного сильнее вытянуты и менее сложно сдвойникованы. Оливиновые микрофенокристы длиной 0,3–1 мм, измененные до зеленоватого талька, составляют около 10% породы. Основная масса представлена коричневой мутной массой, содержащей много мелких измененных идиоморфных зерен лейцита, интерстициальный флогопит и мелкие призмы калиевого рихтерита. В реакционных зонах вокруг некоторых ксенолитов и ксенокристов флогопит находится в подчиненном количестве; здесь развит калиевый рихтерит, а также редкие пятна пойкилитового бесцветного рихтерита. Еще одна характерная черта описываемой породы – присутствие аксессуарных перовскита и прай-

дерита. Оба этих минерала отсутствуют в реакционных зонах вокруг ксенолитов.

Взаимоотношение между этими двумя типами пород не ясно. Мелкозернистые породы нельзя безоговорочно считать закаленной разновидностью главной массы, поскольку контакты интрузии не видны. Возможно, магма поступала в ходе двух импульсов: на ранней стадии – в виде оливинсодержащей разновидности, а на поздней стадии – в виде богатой лейцитом магмы.

Лампроиты Олд-Леополд имеют однородный состав. Они пересыщены кремнеземом и бедны MgO, как и лампроиты Маунт-Роуз (табл. 42). Анализ образцов, описанных Дерриком и Геллатли [85], показывает аномально высокое (55–59%) содержание SiO₂, являющееся следствием развития вторичного кварца и халцедона. Содержание никеля и хрома в лампроитах Олд-Леополд (< 100 млн⁻¹ Ni и < 30 млн⁻¹ Cr) по сравнению с большинством других лейцитовых лампроитов очень низкие.

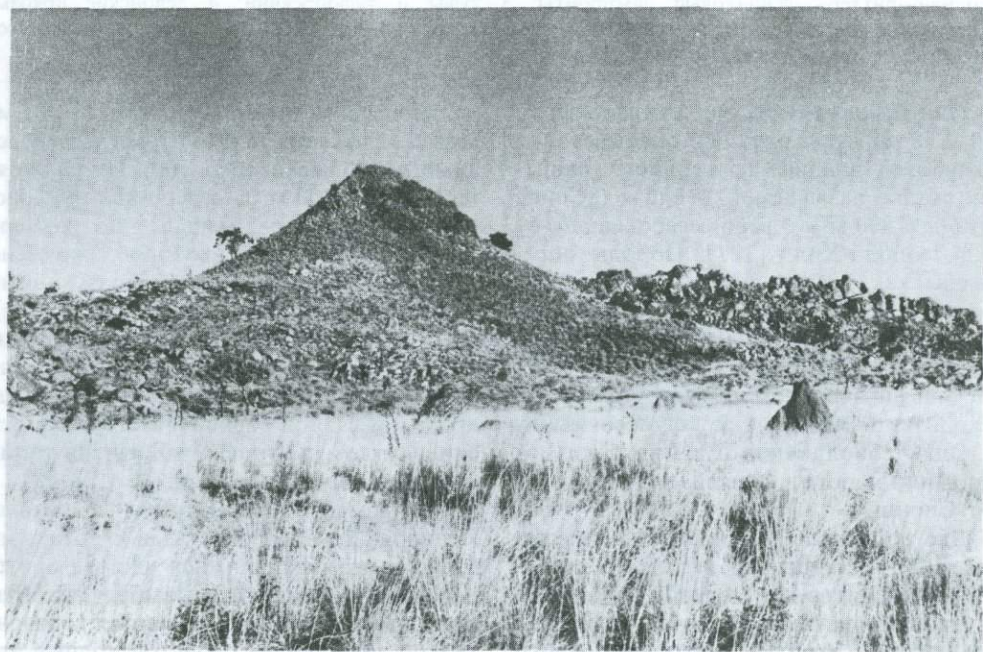


Рис. 98. Вид на Олд-Леополд-Хилл с востока. Лампроиты образуют небольшой холм темных пород, окруженных сильно трещиноватыми розовыми гранитами.

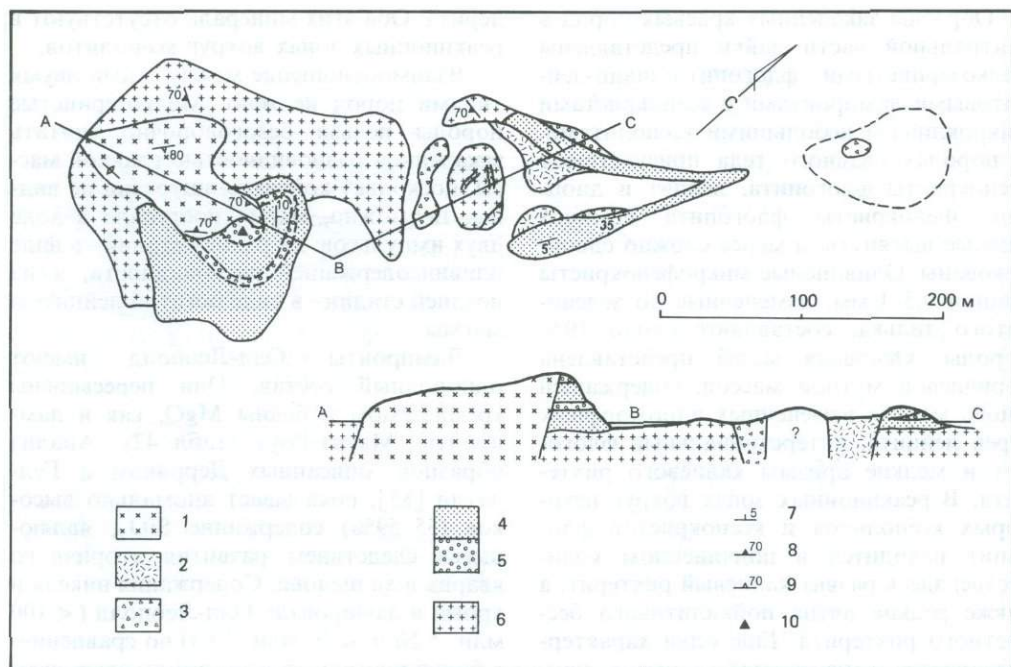


Рис. 99. Геологическая карта Прери-Хилл-Ист. 1—оливин-диопсид-лейцитовые лампроиты; 2—оливин-рихтерит-лейцитовые лампроиты; 3—туфы и туфобрекчии; 4—девонские аркозы; 5—девонские конгломераты; 6—граниты Леннард (комплексе Ламбу); 7—слоистость; 8—разнейсованность; 9—полосчатость течения; 10—вершина.

Олд-Леополд-Вест. Небольшая (около 250 × 50 м) трубка [127] обнажается в неглубокой впадине на вершине гранитной скалы, называемой Вейлбэк («Спина кита»), в 800 м к северо-северо-западу от Олд-Леополд-Хилл [127]. Породы определены как лейцитовые лампроиты; какие-либо другие данные отсутствуют.

Прери-Хилл-Ист. Лампроитовый нект Прери-Хилл-Ист открыт в 1966 г. и впервые описан Дерриком и Геллатли [85]. Он находится в 10,6 км к западу-юго-западу от Олд-Леополд-Хилл и в 1 км к югу от основной дороги, идущей на восток от Биг-Спринг.

Две небольшие лампроитовые интрузии и один маленький выход брекчированных гранитов или аркозов, связанных с вулканизмом, располагаются в пределах невысокого хребта северо-восточного простирания (рис. 99). Главный лампроитовый штوك занимает понижение в цент-

ральной части небольшого (высота 15 м) холма, сложенного гранитами и девонскими песчаниками (рис. 100). На расстоянии около 100 м к северо-востоку располагается второе, меньшее по размеру лампроитовое тело, которое окружено спекшимися песчаниками, образующими на хребте небольшое поднятие (рис. 101). С учетом брекчиевой зоны лампроиты протягиваются на расстояние около 500 м. Лампроиты располагаются на открытой песчаной равнине, густо заросшей спинафлексом, и только вблизи интрузий имеются коренные выходы.

Фундамент здесь сложен гранитами Леннард—крупнозернистыми розовыми гранитами, являющимися частью протерозойского комплекса Ламбу. Эти граниты несогласно перекрываются горизонтально залегающей слоистой толщей аркозов, гравийных и галечных конгломератов девонского возраста. При сравне-

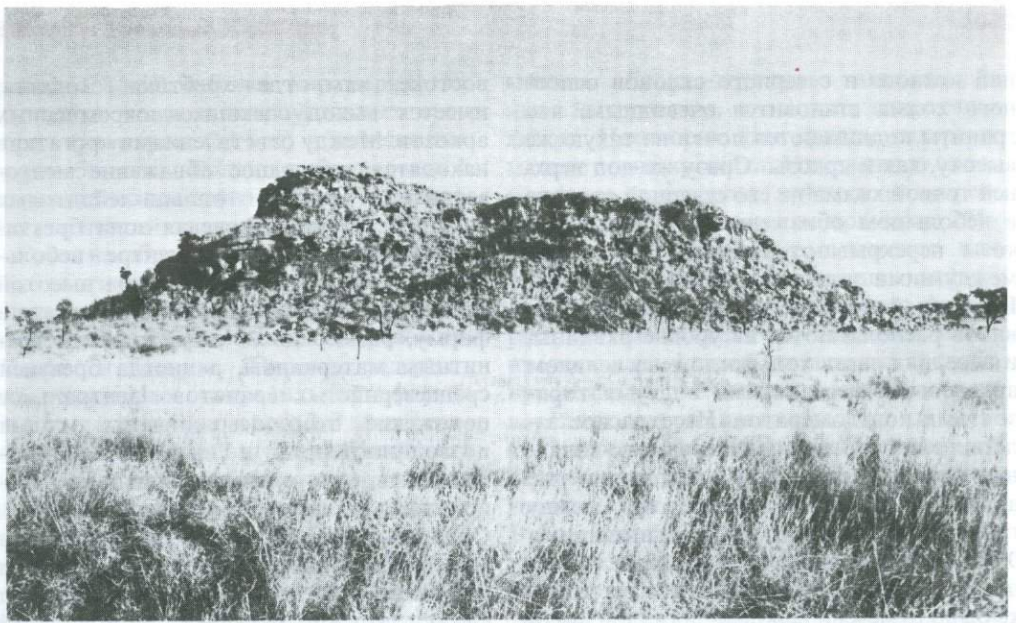


Рис. 100. Вид на Прери-Хилл-Ист с северо-запада. Главный лампроитовый шток с востока окружен горизонтально залегающими девонскими аркозами и конгломератами, а с запада — протерозойскими гранитами Леннард.

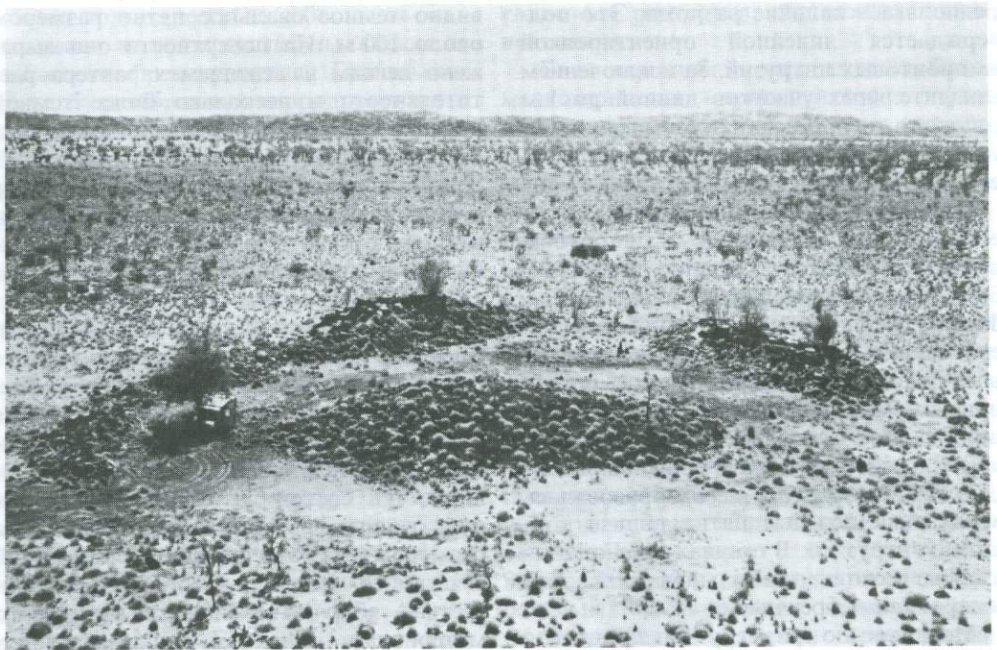


Рис. 101. Вид с главного штока на спутничное жерло Прери-Хилл-Ист. Внешняя кайма состоит из спекшихся и брекчированных песчаников и гранитов, центральный холм сложен валунами брекчированного гранита с жилами лампроита, а лампроит занимает депрессию (фото Дж. Деррика, BMR).

нии южного и северного склонов основного холма становится очевидным, что граниты поднимаются почти на такую же высоту, как и аркозы. Сразу же под верхней точкой холма на его северной стороне в небольшом обнажении видно, что аркозы перекрывают граниты, и контакт между ними залегает почти вертикально. На южной стороне холма выходы гранитов располагаются на уровне равнины, и передняя часть холма сложена целиком аркозовыми песчаниками с двумя горизонтами конгломератов. Несогласное залегание можно наблюдать на юго-западном склоне холма, где мелкозернистые аркозы выполняют промежутки между гранитными валунами, достигающими 0,5 м в поперечнике. Возможно, что в девонское время несогласие на этом участке было отмечено небольшой скалой высотой 10–15 м, которая задержала гранитные валуны. Совпадение этой морфологической особенности с местом возникновения более поздней интрузии лампроитов предполагает наличие разлома. Это подтверждается линейной ориентировкой лампроитовых интрузий. За исключением незначительных участков длиной до 1 м или около того, песчаники близ границы с интрузиями не были нарушены при внедрении лампроитов.

Главный лампроитовый шток имеет неправильную, вытянутую в широтном направлении форму; длина его достигает 130 м при максимальной ширине 75 м. Шток сложен темной крупнозернистой серо-зеленой породой с явными полосчатыми текстурами течения магмы, параллельными границам тела. Единственное наблюдаемое проявление метаморфизма — это легкое спекание и ороговикование осадков, в результате чего образовались характерные зеленые пятна вблизи контакта с интрузией. В осадках наблюдаются также несколько небольших прожилков лампроитов и брекчии.

Меньшая по размеру лампроитовая интрузия ограничена двумя низкими хребтиками горизонтально залегающих аркозов и базальных конгломератов, расположенными в форме рогатки. На северо-

востоке, там, где хребтики сходятся, имеется выход спекшихся окремненных аркозов. Между ответвлениями «рогатки» находятся небольшое обнажение мелкозернистых серых оливин-лейцитовых лампроитов, узкая краевая зона брекчированных гранитов и в центре — небольшой, покрытый валунами холм высотой около 3 м. Валунуны имеют полуугловатую форму, размер до 30 см и сложены гранитным материалом, а иногда брекчией среднезернистых гранитов. Центральное положение этого «гранитного» холма позволило Деррику и Геллатли [85] предположить, что оливин-лейцитовые лампроиты являются кольцевой дайкой. Однако между валунами располагается много небольших жил лампроитов, и возможно, что первоначально холм был сложен грубой брекчией, заполнившей жерло, через которое происходило внедрение магмы.

Примерно в 200 м к северо-востоку от выходов лампроитов на аэрофотоснимке видно темное овальное пятно размером около 100 м. На поверхности оно выражено легким изменением характера растительности и несколько более темной почвой, состоящей большей частью из разрушенных гранитов или аркозов. С одной стороны имеется несколько очень небольших обнажений темной брекчированной породы с зелеными пятнами, типичными для лампроитового метасоматоза.

Петрография. Туфы и брекчии. Брекчии, найденные на северо-востоке лампроитового тела и в слепой трубке, образовались за счет гранитов; они не содержат обломков лампроитов и лампроитового материала. Одна из разновидностей состоит из угловатых до полуокатанных зерен микроклина и кварца размером 1–2 мм, рыхлой серицитовой связующей массы и небольшого количества яблочно-зеленого хлоритового материала, типичного для измененных лампроитов. Другая разновидность отличается полосчатостью. Полосчатость обусловлена чередованием полос, сложенных обломками гранитогнейсов (раз-

мером до 8 мм), и более тонкозернистых полос, состоящих из остроугольных зерен кварца (размером 0,1 мм) и окисленных чешуек биотита. Большая часть рыхлой связующей массы этого образца представлена пятнистой зеленой массой.

Один из образцов представляет собой туф, частично ассимилированный лампроитовой магмой. Он состоит примерно на 50% из корродированных зерен микроклина и кварца. Порода содержит многочисленные неправильной формы опаловые жемды размером 2–3 мм. В связующей массе из девитрифицированного стекла присутствуют множество микролитов микроклина, зеленый хлорит, зеленый амфибол, рутил и скопления пылевидных непрозрачных зерен. Единственным доказательством наличия лампроитового материала является присутствие значительного количества рутила, возможно образовавшегося за счет титана, вынесенного из лампроитовой магмы.

Образец гранита, отобранный в центральном холме, несет на себе следы значительного вторичного переплавления и возможного брекчирования. Гранит содержит бухтообразные корродированные зерна микроклина и участки мозаичного кварца, разделенные переплавленным материалом. Расплавленный материал раскристаллизовался с образованием микролитов и перистых масс полевого шпата, небольшого количества зеленого хлоритового материала и микролитов акцессорного амфибола.

Брекчиевые прожилки главного холма часто имеют ярко-зеленый цвет и сходны с мелкозернистыми туфами, описанными выше. Один из образцов содержал значительное количество циркона, обособленного в виде узкой полосы.

Образец брекчии над слепой трубкой аналогичен уже описанному более грубым туфобрекчиям, за исключением того, что он содержит свежий биотит.

Лампроиты. Главный лампроитовой штук сложен крупнозернистыми порфиоровыми оливин-диопсид-лейцитовыми лампроитами. Идиоморфные оливиновые фенокристы длиной 1–2 мм за-

мещены бледно-зеленым талькоподобным материалом, возможно гидроталькином. Некоторые фенокристы содержат мелкие зерна хромита. Измененные идиоморфные кристаллы лейцита размером около 1 мм, составляющие примерно 30% породы, и свежие призматические или игольчатые кристаллы диопсида длиной до 3 мм представляют генерацию фенокристов. Вмещающая их основная масса представлена темной коричневатой слабо просвечивающей массой хлоритовых минералов, содержащих определяемые мелкие идиоморфные кристаллы измененного лейцита, чешуйки флогопита и множество мелких кристаллов прайдерита и апатита. В некоторых образцах присутствуют также изолированные корродированные зерна флогопита размером до 2 мм, которые обычно окружены реакционной каймой из лейцита и прайдеритовых игл. Плеохроичные зеленые перистые агрегаты призматических зерен эгирина образуют каемки вокруг кристаллов диопсида и калиевого рихтерита, слагающих основную массу.

Близ вершины холма имеется более мелкозернистая приконтактовая фаза оливин-лейцитовых лампроитов, лишенных диопсида и флогопита, но содержащих значительное количество игольчатого апатита и призматический прайдерит. Породы были частично окварцованы; в них присутствует вторичный барит. Тонкий прожилок лампроитов в аркозах на юго-восточном склоне холма представлен пузырьчатыми оливин-лейцитовыми лампроитами, которые содержат лейцит и мелкие листочки флогопита в основной массе.

Лампроиты северо-восточного тела представлены мелко- до среднезернистыми рихтерит-оливин-лейцитовыми лампроитами. Присутствуют многочисленные микрофенокристы измененного оливина; остальная часть породы сложена измененными идиоморфными кристаллами лейцита размером до 0,5 мм. Рыхлая основная масса содержит обильный интерстициальный игольчатый калиевый рихтерит, акцессорный апатит и большое

количество непрозрачных зерен, в частности темного прайдерита и джеппеита. В некоторых образцах встречается немного игольчатого диопсида.

Маломощная лампроитовая жила, залегающая в гранитах центрального холма, представлена среднезернистыми оливин-диопсид-лейцитовыми лампроитами, очень похожими на лампроиты главного некка, за исключением одной особенности – присутствия в основной массе больших количеств калиевого рихтерита.

Химизм. Лампроиты Прери-Хилл изменяются от бедных магнием (4–7% MgO) и богатых кремнеземом составов главного штока до более богатых магнием (8–12% MgO, $750 \text{ млн}^{-1} \text{ Ni}$) составов в трубке-сателлите или в кольцевой дайке (табл. 42). Более богатые магнием оливинсодержащие лампроиты имеют несколько меньшее содержание SiO_2 , K_2O и TiO_2 и обычно содержат меньше неогерентных элементов. Содержания Ba, Rb, Sr и U колеблются в значительных пределах, что, видимо, в значительной степени отражает большую подвижность этих элементов под влиянием интенсивных процессов выветривания, затронувших породы Прери-Хилл.

Брукинг-Крик. Д-р Плейфорд из Геологической службы Западной Австралии, изучая карбонатные осадки этого района в 1972 г., первым заметил лампроитовое тело Брукинг-Крик. Трубка находится в 4 км к юго-востоку от взлетной полосы Леополд-Даунс. Единственное опубликованное описание этой интрузии принадлежит Николлу [262], который изучал изменение цвета конодонтов из метаморфического ореола вмещающих известняков, но не сами лампроиты.

На схематической карте Николла [262] изображены три небольших округлых выхода лампроитов; самый крупный из них имеет диаметр только 15 м. Лампроиты прорывают полого падающие известняки формации Нейпир. Обнажения представляют собой низкие холмы, сложенные лампроитовыми валунами. В пределах зоны шириной 1 м

известняки близ контакта испытали закалку и преобрили темно-серый или черный цвет. Порфиновые оливин-лейцитовые лампроиты имеют на свежих сколах черный цвет и, по существу, не изменены.

В шлифе видно, что порода состоит из микрофенокристов свежего оливина и лейцита размером до 1 мм, находящихся в криптокристаллической основной массе. Оливиновые кристаллы изменяются от идиоморфных до гипидиоморфных призм, включая скелетные типы, а также образуют агрегаты, похожие на шишки хмеля. Многие кристаллы содержат включения мелких зерен хромита. Несколько крупных неправильной формы ксенокристов оливина (некоторые из них имеют диаметр до 2 мм) проявляют волнистое погасание. Лейцитовые фенокристы полисинтетически сдвойникованы; амёбовидные агрегаты лейцита часто содержат крупные зерна зеленого плеонаста [194]. Основная масса не изменена и насыщена мельчайшими идиоморфными зернами лейцита, такими же мелкими призмами диопсида и прайдерита, редкими зернами ильменита, рыхлым интерстициальным девитрифицированным стеклом и редкими чешуйками флогопита. Небольшие сферические пустоты заполнены зеленым хлоритовым материалом. Анализ этой породы приведен в табл. 42.

Известняки в пределах 1 м от контакта с лампроитами метаморфизованы. Изучение обесцвечивания конодонтов [262] показало, что известняки на контакте были нагреты до температуры, превышающей 600°C . Известняки на контакте содержат спуррит, мервинит, железистый периклаз, перовскит, геленит, а также кальцит. Эти минералы свидетельствуют о метаморфизме при очень низком давлении и высокой температуре, вероятно достигавшей 820°C , что подтверждается сосуществованием мервинита и кальцита [357]. Такая температура аналогична температурам, установленным для вмещающих пород трубки Эллендейл 38, и указывает на то, что температура магмы достигала примерно 1200°C .

Джи-Джи-Боур. Это лампроитовое тело,

открытое Геллатли [127], находится в закарстованных девонских известняках Пиллара, в 2,5 км к юго-юго-востоку от лампроитовой трубки Брукинг-Хилл. Тело имеет длину около 350 м и ширину около 100 м и вытянуто в северо-северо-восточном направлении. Трубка хорошо обнажена и заполнена лейцитовыми лампроитовыми туфами. Приблизительно в 300 м к востоку от трубки располагается дайка лейцитовых лампроитов длиной 400 м. Она заполняет трещину, имеющую восток-юго-восточное простирание [142]. Добраться до этой области чрезвычайно трудно, и никто из авторов здесь не смог побывать, поэтому более обширная информация и образцы отсутствуют.

Необнаженные лампроитовые тела. Ряд необнаженных лампроитовых тел был обнаружен при поисково-разведочных работах на алмазы, которые проводились горнодобывающими компаниями. Все эти тела имеют небольшой размер и сложены лейцитовыми лампроитовыми туфами и интрузивными породами, наименее перспективными на алмазы. Весьма вероятно, что существует ряд других лампроитовых тел, поскольку выявлено много аэромагнитных аномалий, которые, однако, не проверялись. Ниже приводится описание интрузий с той степенью детальности, которая возможна на настоящий момент.

Хупер-Вест. Небольшая неправильной формы диатрема, впервые описанная Геллатли [128], находится в 14,5 км к юго-западу от Прери-Хилл-Ист. С геологической точки зрения она занимает положение, аналогичное трубкам Биг-Спринг, и расположена близ несогласия между девонскими известняками и протерозойскими гранитами Леннард. Обнажения вмещающих пород редки, а сама диатрема скрыта под несколькими метрами почвенного слоя.

Лампроитовое тело имеет площадь около 2 га, длину около 250 м и вытянуто в широтном направлении. Жерло заполнено туфобрекчией, содержащей остроугольные обломки лампроитов размером до 5 см и округлые гранитные ксенолиты

размером до 10 см. Восточный конец тела расширяется, достигает ширины около 120 м и включает небольшой шток оливин-флогопит-лейцитовых лампроитов. Порода содержит фенокристы флогопита длиной до 7 мм, по которым был определен возраст, равный 21,9 млн. лет [197].

Туфобрекчия кроме измененных гранитных ксенолитов содержит разнообразные лампроитовые включения и обломки ранее сформировавшихся мелкозернистых туфов, погруженные в рыхлую связующую массу из лампроитового пепла и обломков микроклина и биотита. Весь комплекс пород в целом пересечен разветвленными жилами кальцита. Обломки мелкозернистых туфов остроугольные и состоят из мелких обломков микроклина, кварца и биотита, находящихся в глинистой связующей массе, образовавшейся из лампроитов. Более крупные ювенильные лампроитовые лапилли имеют заливообразные границы; это свидетельствует о том, что при образовании туфов они были пластичными. Лапилли сложены мелкозернистыми оливин-диопсид-лейцитовыми лампроитами. В одном случае мутная связующая масса содержит небольшие чешуйки флогопита, призмы прайдерита и несколько частично лейкокенизированных зерен перовскита. В другой пузырчатой породе связующая масса представлена девитрифицированным стеклом с множеством мелких перовскитовых зерен. Оливин в обоих образцах замещен тальком. Более измененная порода содержит много оливина, мало лейцита и крупные зерна перовскита.

Небольшой шток на восточном конце трубки сложен мелкозернистыми оливин-флогопит-лейцитовыми лампроитами и содержит рыхлые небольшие ксенолиты измененных мелкозернистых осадков и гранитоидов вместе с родственными обломками более тонкозернистых лампроитов. Рыхлые измененные макрокристы размером до 3 мм и меньшие (до 1 мм) фенокристы оливина, замещенные нонтронитом и/или гидроталькитом, вместе с идиоморфными до округлых с заливообразными краями макрокристами флого-

пита заключены в мутную основную массу, состоящую из многочисленных измененных идиоморфных зерен лейцита, призм прайдерита и интерстициальной зеленовато-коричневой глины. Флогопитовые чешуйки обычно имеют бледную окраску, слабо плеохроичны, не содержат включений; некоторые чешуйки изогнуты, что указывает на деформацию в твердом состоянии.

Оливин-флогопит-лейцитовые лампроиты Хупер-Вест сходны с некоторыми бедными магнием и богатыми флогопитом лампроитами поля Эллендейл, а именно Маунт-Норт, Маунт-Перси и жерла 81-й мили по их сравнительно низкому содержанию SiO_2 , умеренному до высокого содержанию K_2O , высокому содержанию TiO_2 и Ni (табл. 42). Лампроиты Хупер-Вест отличаются необыкновенно высоким содержанием некогерентных элементов Rb, Pb, Th, Zr, Nb и легких редкоземельных элементов, что характерно для богатых флогопитом лампроитов поля Эллендейл.

Брукинг-Годж. Небольшое лампроитовое тело находится в 17 км к северу от поселка Фицрой-Кроссинг и в 5 км к востоку от входа в ущелье Брукинг [32]. Тело имеет площадь приблизительно 0,1 га (50×25 м) и скрыто под 1,5–6 м почвы и калькрета. Лампроиты интродуцируют известняки девонской формации Нейпир.

Дж.К. Ярд. Наземной магнитометрической съемкой было обнаружено три небольших лампроитовых тела, которые располагаются к югу от реки Фицрой, приблизительно в 15 км к югу от Олд-Леополд-Хилл. Разведочные работы на этих погребенных телах описаны Боксером [33]. Тело Дж. К. Ярд имеет площадь 1,8 га и находится в 2,5 км к юго-западу от Дж.К. Ярда. Тело Дж.К. Ярд-Ист площадью 1,6 га располагается в 2,8 км к юго-востоку от Блю-Буш-Ярда. Тело Дж.К. Ярд-Саут-Ист площадью 0,3 га находится в 5,6 км к юго-юго-востоку от Блю-Буш-Ярда. Интрузии скрыты под 3–6 м песка, глины и частично аллювиальных отложений реки Фицрой. Геологически они расположены близ несогласия

между девонскими известняками и алевролитами и подстилающими гранитами и гранитогнейсами комплекса Ламбу. Эти тела, таким образом, образуют часть той же самой группы, что и лампроиты Биг-Спринг и Хупер-Вест.

Трубка Дж.К. Ярд находится в девонских известняках и, по данным бурения, содержит лампроитовые туфы и гипабиссальные породы. Аналогичная трубка Дж.К. Ярд-Саут-Ист размещается, однако, в гранитах и гранитогнейсах. Дж.К. Ярд-Саут-Ист является небольшим лампроитовым штоком, прорывающим граниты. Образцы для исследования отсутствуют, однако сообщалось [157], что после обработки бурового материала НФ алмазы не были обнаружены.

Стоуни-Крик. Это небольшое, частично обнаженное лампроитовое тело находится в точке $125^\circ 58'$ в.д., $17^\circ 59'$ ю.ш., приблизительно в 30 км к северо-востоку от ущелья Гейки. Интрузия состоит из круглого некка диаметром около 110 м и меньшего тела-сателлита, расположенного к северо-западу от главного некка. Последний сложен мелкозернистыми флогопит-лейцитовыми лампроитами, а сателлит – более крупнозернистыми диопсид-лейцитовыми лампроитами.

Некк прорывает песчаники и конгломераты (девонские или ?пермские), обнажающиеся вдоль западного края главного тела. Магнитометрическая съемка выявила под лампроитами магнитную аномалию в 161 нТл.

Поле Калвинярдах

В нескольких километрах от скотоводческой фермы Калвинярдах имеются два крупных и пять небольших скрытых лампроитовых тел. Эта небольшая группа интрузий образует ядро поля Калвинярдах и охватывает территорию менее 50 км² (рис. 102). Несколько лежащих в стороне лампроитовых тел, включая Хенсонс-Боур на западе и Фишерс-Дам на востоке, рассматриваются как часть этого поля, отличающегося от поля Эллендейл на севере и поля Нунканбах на юге.

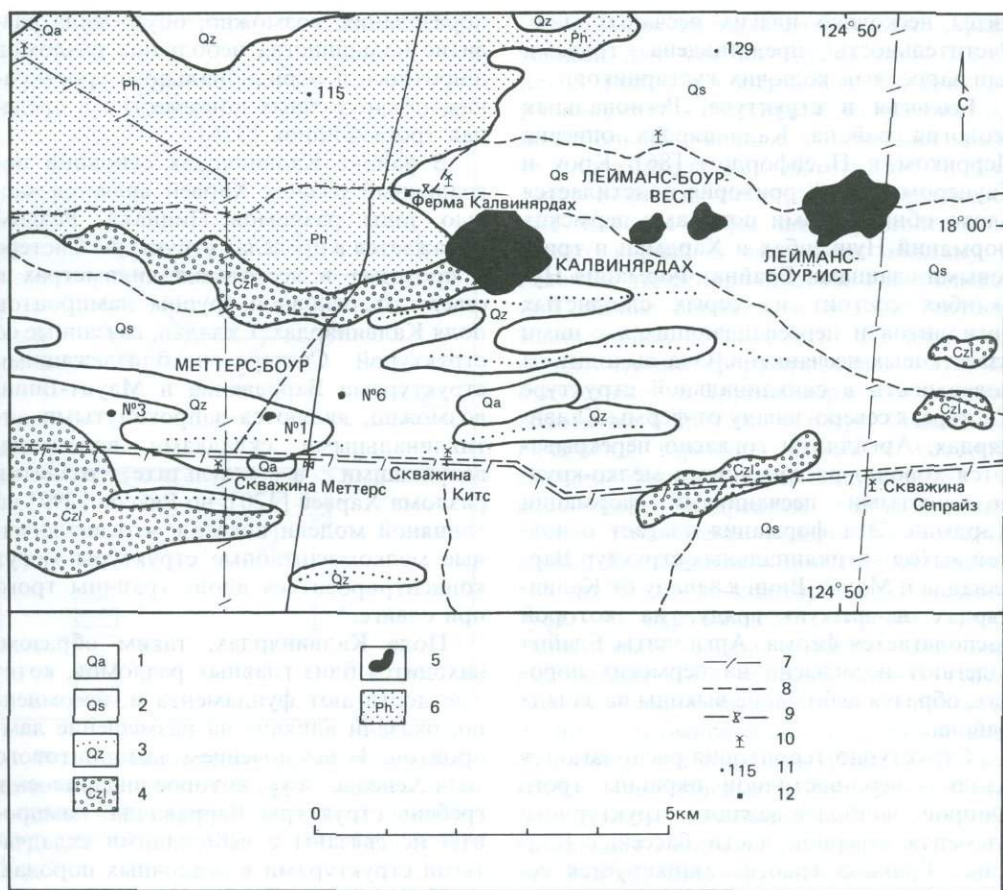


Рис. 102. Геологическая карта района Калвинярдах. 1—аллювий; 2—аллювиальные и эоловые пески и алевриты; 3—красные эоловые пески, дюны; 4—пизолитовые и массивные латериты; 5—лампроитовые жерла (не обнажены); 6—верхнепермские песчаники и алевролиты формации Хардман; 7—изгороди; 8—проселочная дорога; 9—профилированная дорога с загонem для скота; 10—скважины на воду; 11—высоты; 12—ферма.

Лампроиты поля Калвинярдах располагаются вдоль северной окраины трога Фидрой—ограниченного разломами грабена и главной тектонической структуры северной части бассейна Каннинг. Их местонахождение, возможно, определяется основными разломами фундамента.

Все лампроитовые поля Калвинярдах были обнаружены компанией Ashton Joint Venture после уточнения расположения на поверхности выявленных воздушной разведкой магнитных аномалий, обнаруженных во время региональной съемки, пос-

ледовавшей за открытием поля Эллендейл.

Территория легкодоступна, так как ее пересекает Большая северная автострада и в районе имеется много хороших дорог. Однако из всех лампроитовых тел этого поля обнажено только одно—Хенсонс-Бур, да и то здесь имеются лишь незначительные выходы выветрелых туфов и маломощных туфитовых жил.

Рельеф района сглажен: это широкие открытые песчаные равнины, разделенные низкими грядами. В южной части нахо-

дится несколько низких песчаных дюн. Растительность представлена травами или зарослями колючих кустарников.

Геология и структура. Региональная геология района Калвинярдах описана Дерриком и Плейфордом [86], Кроу и Таунером [64]. Территория подстилается плохо обнаженными породами пермских формаций Нунканбах и Хардман и триасовыми сланцами Блайна. Формация Нунканбах состоит из серых слюдястых аргиллитов и переслаивающихся с ними известковых песчаников. Она выходит на поверхность в синклиальной структуре Систерс, к северо-западу от фермы Калвинярдах. Аргиллиты согласно перекрываются хорошо расслоенными мелко-крупнозернистыми песчаниками формации Хардман. Эта формация слагает основной выход антиклинальных структур Варравадда и Маунт-Вини к западу от Калвинярдах и низкую гряды, на которой располагается ферма. Аргиллиты Блайна залегают несогласно на пермских породах, образуя небольшие выходы на западе района.

Структурно территория располагается вдоль северо-восточной окраины трога Фицрой – наиболее важного структурного элемента северной части бассейна Каннинг. Граница грабена маркируется серией последовательно перекрывающих друг друга разломов юго-восточного простирания, каждый из которых падает на юго-запад. Осадочная толща на прилегающем шельфе Леннард имеет мощность до 2 км, но в пределах трога на кристаллическом докембрийском фундаменте залегают по крайней мере 8 км осадков, имеющих возраст от ордовика до юры. Трог заложился в среднем девоне как структура растяжения; ограничивающие его разломы продолжали развиваться одновременно с осадконакоплением вплоть до раннепермского времени. В триасовое и раннеюрское время тектоническая деятельность возобновилась, возросла активность разломов под действием сжимающего правостороннего сдвига, возможно вызванного распадом Гондваны [348]. Эта последняя фаза разломо-

образования, возможно, обусловила развитие большинства небольших разломов широтного и меридионального простирания, обнаруженных повсеместно в пределах трога Фицрой [326].

В районе Калвинярдах основной пограничный разлом Харвей является частью зоны разломов Пиннакл. Разлом обнажается в пределах структуры Систерс и проходит в нескольких километрах к северу от основной группы лампроитов поля Калвинярдах. Складки, связанные со структурой Систерс и близлежащими структурами Варравадда и Маунт-Вини, возможно, являются запрокинутыми антиклинальными складками волочения, возникшими в результате развития разлома Харвей [120], но Риксон [299] на глиняной модели показал, что аналогичные мелкомасштабные структуры могут концентрироваться вдоль границы трога при сдвиге.

Поле Калвинярдах, таким образом, находится близ главных разломов, которые достигают фундамента и, несомненно, оказали влияние на размещение лампроитов. За исключением лампроитового тела Хенсонс-Боур, которое внедрилось в гребень структуры Варравадда, лампроиты не связаны с небольшими складчатыми структурами в осадочных породах.

Калвинярдах. Трубка Калвинярдах является самой большой после Волжиди-Хиллс из известных трубок в провинции Западный Кимберли. Она имеет слегка овальную форму; ее площадь достигает 124 га, а максимальные размеры приблизительно 1,5 км с востока на запад и 1,2 км с севера на юг (рис. 103). Трубка находится менее чем в 1 км к юго-востоку от фермы Калвинярдах и скрыта под 3–9-метровым слоем песка и латерита.

Геология жерла Калвинярдах базируется на данных небольшого числа буровых скважин, достигших глубины 292 м, и анализах валовых проб на алмазы [154, 158, 34, 35]. Трубка отличается тем, что она почти целиком заполнена пирокластами; здесь известны только небольшие интрузии магматических гипабиссальных лампроитов. Туфовая серия

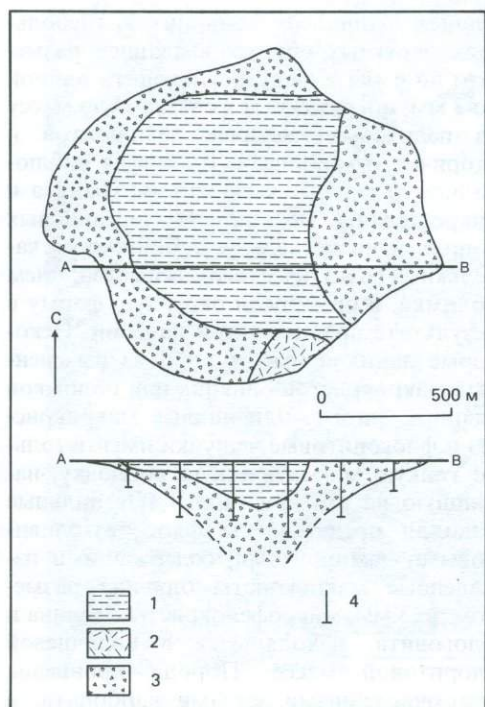


Рис. 103. Геологическая карта трубки Калвиньярдах. 1—переотложенные озерные туфы; 2—оливин-лейцитовые лампроиты; 3—лампроитовые лапиллиевые туфы; 4—буровые скважины [34].

включает «песчаные» туфы, т.е. туфы и лапиллиевые туфы, богатые ксеногенными лититовыми обломками, захваченными из разрушенных пород стенок жерла, и оливиновые лампроитовые туфы, часто автолитовые. Они пронизаны тонкими лампроитовыми пластовыми телами и небольшим лампроитовым штоком, расположенным на юго-восточной границе трубки. Пирокласты перекрыты мощной толщей аргиллитов или переработанных илистых туфов, которые занимают большую часть поверхности жерла. Тонкие прослойки лигнита в илистых туфах содержат растительные остатки, относимые к среднему миоцену—раннему плиоцену [8]. Переработанные туфы и осадки в центре жерла достигают мощности 150 м.

Очертания жерла, судя по результатам

бурения, аналогичны очертаниям, характерным для многих трубок поля Эллэндейл: широкая поверхностная структура резко сужается с глубиной до сравнительно небольшого канала, что придает трубке вид «бокала для шампанского». Бурение показало также, что мелкозернистые илистые туфы или аргиллиты не имеют корней и заполняют впадину в главном типе пирокластических отложений. Таким образом, в породах трубки Калвиньярдах сохранились признаки еще одной стадии формирования, которые отсутствуют в других жерлах, а именно осаджение в кратерном озере. Следом за начальной взрывной фазой, с которой связано формирование пирокластов, и спокойным внедрением магматических лампроитов (менее важная особенность жерла Калвиньярдах) последовала дальнейшая фаза, в ходе которой разложенные туфы из окружающего туфового вала были смыты назад в жерло, где они образовали слой переработанных туфовых отложений на дне озера. Горизонты лигнита сформировались при разложении озерной растительности. Прослой более грубых лапиллиевых туфов могли быть результатом возобновившейся вулканической деятельности, но более вероятно, что они представляют собой менее разрушенные туфы, сползшие в кратер с туфового вала. Сам же туфовый вал был разрушен в ходе более поздней эрозии. Кратерное озеро, образованное в жерле вскоре после прекращения вулканической активности, и форма озерного слоя должны были значительно измениться вследствие уплотнения при отложении переработанных туфов; возможно, что небольшой шток лампроитов на юго-восточной стороне жерла первоначально представлял собой лавовый «пузырь» в жерле.

Из-за своих размеров трубка Калвиньярдах была детально изучена на алмазы, однако 30 валовых проб общим весом приблизительно 1330 т после обработки на фабрике дали всего один алмаз (0,015 кар). После обработки в HF 21 пробы из керна скважин пневматического бурения (каждая весом около 25 кг) были извле-

чены еще 48 микроалмазов; только три пробы оказались пустыми. Еще четыре микроалмаза были получены из шлама скважин ударно-пневматического бурения [158]. Все алмазы были приурочены к грубым туфам; переработанные туфовые озерные отложения не анализировались.

Петрография. В жерле Калвинярдах присутствуют самые разнообразные туфы: от мелкозернистых туфов, богатых ксеногенным каменным материалом и напоминающих алевролиты, до оливин-лампроитовых туфов, содержащих отдельные ксеногенные обломки пород из стенок жерла.

Наиболее мелкозернистые туфы представляют собой преобразованные вмещающие породы и состоят в основном из алевролитов без очевидных ювенильных компонентов. Порода в ручных образцах имеет обычно ярко-зеленый цвет и обнаруживает явное брекчирование и дробление. Под микроскопом видно, что порода содержит большое количество желтовато-зеленого хлоритового материала, кварц и мелкие чешуйки мусковита. Аналогичные мелкозернистые туфы, которые, однако, характеризуются глинистой связующей массой, заместившей лампроиты, переслаиваются с лампроитовыми лапиллиевыми туфами в пределах всего жерла.

Переработанные озерные туфы, которые занимают центральную часть жерла, представляют собой однородную породу кремового цвета, состоящую из небольшой доли кварцевых и микроклиновых зерен, находящихся в мелкозернистой связующей массе хлорита, глинистых минералов и карбоната. Только несколько мелких чешуек флогопита имеют лампроитовое происхождение. Плохо сохранившаяся реликтовая обломочная структура позволяет идентифицировать несколько лампроитовых обломков и псевдоморфоз по оливину.

Пирокласты, заполняющие жерло, представлены в основном карбонатизированными флогопит-оливиновыми лапиллиевыми туфами (рис. 104), которые состоят из округлых ювенильных и родст-

венных лапиллей лампроитов, небольших округлых обломков сланцев размером до 6 мм и чешуек флогопита длиной до 3 мм, погруженных в связующую массу из пелитовых частичек лампроитов и вторичного карбоната. В шлифах наблюдались отдельные ксенокристы граната и пикрохромита. Большинство ювенильных лапиллей представляют собой скорее капельки магматического вещества, чем обломки, и приобрели округлую форму в результате вращения при падении. Некоторые лапилли имеют ядро из измененных макрокристов оливина или обломков сланцев; многие оливиновые макрокристы и флогопитовые чешуйки имеют только тонкую магматическую оболочку, напишную на эти кристаллы. Ювенильные лапилли представлены флогопит-оливиновыми лампроитами, содержащими измененные макрокристы оливина размером до 3 мм, микрофенокристы оливина и флогопита, находящиеся в коричневой хлоритовой массе. Порода пронизана многочисленными жилами карбоната, а оливин замещен карбонатом или тальком. Некоторые туфы содержат также небольшое количество ксеногенных лититовых обломков, преимущественно вынесенных из вмещающих пород.

Образцы из маленького лампроитового штока отсутствуют, но буровые скважины и каналы вскрыли ряд жил и пластовых интрузий лейцитовых лампроитов, внедрившихся в туфовую толщу. Они, по-видимому, сходны с породами штока. Обнаружены две разновидности лампроитов: диопсид-рихтерит-оливин-лейцитовые лампроиты и мелкозернистые оливин-лейцитовые лампроиты (рис. 104). Обе разновидности содержат большое количество мелких идиоморфных кристаллов оливина, замещенного тальком. В более грубозернистой разновидности присутствуют кристаллы лейцита размером до 1,5 мм (во многих из них имеются свежие лейцитовые ядра), небольшие призмы диопсида и пойкилитовые зерна калиевого рихтерита размером до 1 мм. Калиевый рихтерит очень сильно плеохроирует от оранжевого до пурпурно-кра-

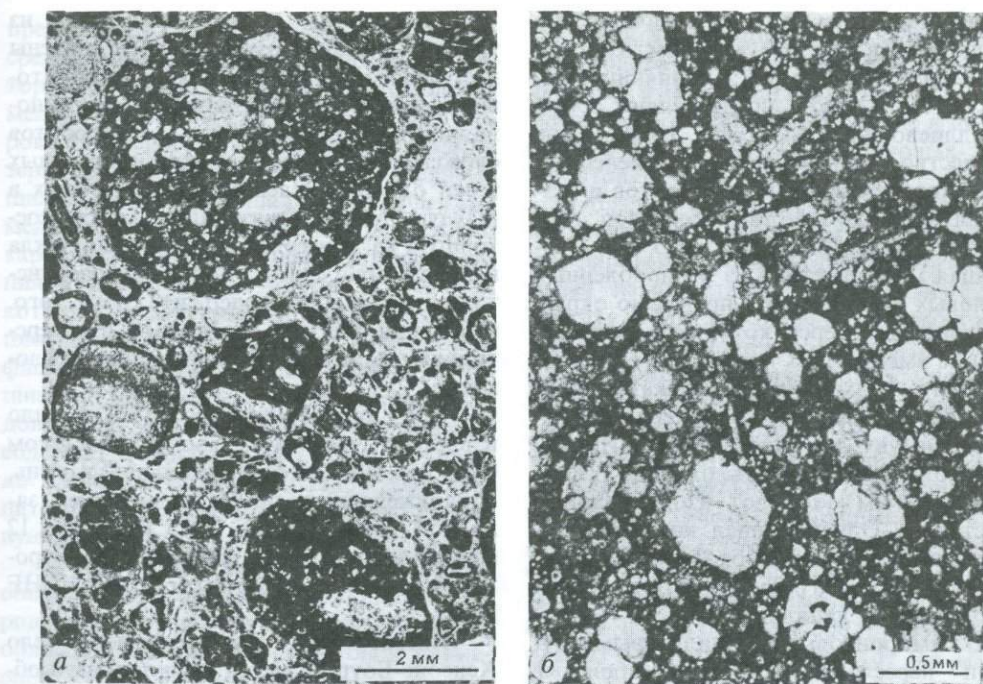


Рис. 104. Микрофотографии лампроитов Калвиньярдах. *а*—лапиллиевый туф, содержащий сферические лапилли флогопит-оливинового лампроита, находящиеся в измененной пепловой связующей массе (GSWA 76075); *б*—диопсид-лейцитовый лампроит с незначительным количеством основной массы, состоящей из калиевого рихтерита и мелких темных призм прайдерита (GSWA 76076A).

сного. Стекловатая связующая масса содержит много прайдерита. Свежее стекло имеет яблочно-зеленый цвет. Более мелкозернистая разновидность лампроитов содержит многочисленные мелкие идиоморфные кристаллы лейцита, находящиеся в связующей массе, состоящей из мельчайших призм диопсида, большого количества зерен прайдерита, редкого флогопита и зеленого перистого хлорита, развившегося по девитрифицированному стеклу.

Лейманс-Боур-Ист. Жерло Лейманс-Боур-Ист лежит в 6 км к востоку от населенного пункта Калвиньярдах (рис. 102). Трубка имеет неправильную форму, площадь ее равна 103 га, размер 1300 × 1000 м. Жерло скрыто под слоем песка, глины и латеритовых отложений мощностью до 26 м. Трубка Лейманс-Боур-

Ист очень похожа на диатрему Калвиньярдах и состоит из мощной толщи оливиновых лампроитовых туфов, перекрытых алевритистыми туфами мощностью до 77 м, которые, возможно, имеют озерное происхождение. Шток магматических лампроитов не обнаружен; все жерло заполнено пирокластами.

Бурение до максимальной глубины 224 м помогло установить геометрию трубки: она имеет форму «бокала для шампанского», как и жерло Калвиньярдах.

Согласно опубликованным данным [36], 15 валовых проб общим весом 592 т содержали 4 алмаза весом 0,075 кар. Самый крупный камень имел вес 0,045 кар. После обработки HF буровых проб было получено еще 79 микроалмазов. Были исследованы пробы илистых туфов из отложений кратерного озера; содержа-

ние в них алмазов почти не отличалось от содержания в главном туфовом теле.

Петрография. Туфы, заполняющие большую часть жерла, представляют собой лапиллиево-пепловые туфы, содержащие множество полуугловатых измененных обломков оливиновых лампроитов и незначительное количество обломков глинистых сланцев размером до 5 мм. Связующая масса состоит из раздробленных пепловых лампроитов с примесью округлых кварцевых зерен, которые были вынесены из вмещающих пород, и вторичного карбоната. Лампроиты содержат микрокристы оливина, погруженные в недеформируемую основную массу. Иногда измененные макрокристы оливина размером до 3 мм образуют изолированные кристаллы. Одна крупная композиционная лапилля размером около 6 мм представляет собой агрегат из более мелких аккреционных лапиллий.

С лампроитовыми лапиллиевыми туфами переслаиваются мелкозернистые туфы с более высоким содержанием остроугольных кварцевых зерен; некоторые из них благодаря развитию нонтронита окрашены в ярко-зеленый цвет.

Переработанные илестые туфы, занимающие центральную часть жерла, аналогичны туфам, обнаруженным в жерле трубки Калвинярдах. В глинистой связующей массе с плохо сохранившейся реликтовой обломочной структурой можно определить очень мелкие зерна кварца и микроклина.

Лейманс-Боур-Вест. Эти два небольших заполненных пирокластами жерла имеют площадь 12 и 16 га соответственно. Они завершают группу линейно расположенных жерл, протягивающуюся в широтном направлении от фермы Калвинярдах (рис. 102). Лампроитовые туфы скрыты под наносами песка мощностью 7–10 м. Образцы туфов отсутствуют, но, поскольку эти два жерла тесно связаны с трубками Калвинярдах и Лейманс-Боур-Ист и, похоже, приурочены к той же самой широтной структуре, резонно предположить, что все эти туфы петрографически очень сходны.

Единственные доступные образцы из трубки Лейманс-Боур-Вест представлены несколькими обломками зерна лейцитовых лампроитов. Мелкозернистая разновидность оливин-лейцитовых лампроитов сложена множеством мелких измененных зерен оливина и лейцита, помещенных в рыхлую темную связующую массу, состоящую из девитрифицированного стекла и призм праидерита. Более грубозернистая разновидность содержит, кроме того, небольшие призмы диопсида, а в интратциях – калиевый рихтерит и, реже, флогопит.

Из 13 проб общим весом 372 т было извлечено 5 мелких алмазов общим весом 0,045 кар, причем самый большой камень, обнаруженный в пробе из меньшей западной трубки, весил 0,025 кар. Еще 12 микроалмазов были извлечены из бурового материала после его обработки HF [158].

Хенсонс-Боур. Лампроитовое тело Хенсонс-Боур является единственным обнаженным жерлом поля Калвинярдах. Его площадь составляет приблизительно 8,6 га (400 × 325 м), но на площади около 20 м² обнажено только несколько осыпей лампроитовых лапиллиевых туфов, пронизанных жилами мелкозернистых туффизитов. Жерло расположено на гребне низкого кряжа на расстоянии около 1 км к югу от Большой северной автострады. Этот кряж отмечает также гребень антиклинальной структуры Варравадда, хотя эта связь кажется чисто случайной.

Лампроиты прорывают тонкозернистые алевролиты формации Хардман, которые на некотором расстоянии от жерла приобретают яблочно-зеленый цвет. Внутри трубки ранее образовавшиеся лампроитовые лапиллиевые туфы интродуцированы штоком богатых оливином лейцитовых лампроитов диаметром около 300 м. К сожалению, образцы из центрального штока отсутствуют, но лапиллиевые туфы были извлечены во время разведочных работ, хотя алмазы в них не были обнаружены [35].

Как образцы из небольшого обнажения, так и образцы из разведочных канав

представляют собой однородные мелко-среднезернистые лапиллиевые туфы, которые содержат небольшое количество мелких обломков глинистых сланцев пирокластического происхождения, а также зерна кварца и микроклина из вмещающих пород. Связующая масса содержит мелкие обломки лампроитов и частично карбонатизирована. Лампроитовые лапилли достигают размеров 10 мм. Некоторые родственные лапилли состоят из плотных мелкозернистых порфиновых флогопит-лейцитовых лампроитов; большинство из них имеют неправильную до дольчатой форму, слабо пузырчатые и содержат фенокристы флогопита длиной до 2 мм и измененные микролиты лейцита, погруженные в стекловатую основную массу.

Туффизитовые жилы, наблюдаемые в обнажениях, сложены мелкозернистой породой, состоящей из однородной смеси обломков лампроитов пелитовой размерности, кварцевых зерен, чешуек флогопита размером до 0,5 мм, небольшого количества более крупных лапиллей лампроитов и глинистых сланцев, а также отдельных псевдоморфно измененных оливиновых зерен размером до 3 мм.

Второстепенные лампроитовые интрузии. Кроме крупных лампроитовых жил в пределах поля Калвинягдах известен ряд меньших по размеру тел, которые не обнажаются на земной поверхности и имеют площадь менее 2,5 га. Все они были исследованы на микроалмазы [34, 35].

Меттерс-Боур. При проверке разведочным бурением шести аэромагнитных аномалий в районе Меттерс-Боур оказалось, что три из них обусловлены небольшими лампроитовыми телами. Лампроитовые трубки располагаются приблизительно в широтном направлении, параллельно линеamentу интрузий Калвинягдах, на расстоянии 3,5 км к юго-западу от него. Ниже приводится краткое описание этих лампроитов.

Меттерс-Боур 1. Площадь 2,5 га, расположено в 1 км к северо-северо-западу от Меттерс-Боур. Погребено под слоем

песчаной почвы мощностью 2 м и слоем оолитового латерита мощностью 1,5 м. Бурение и проходка канав показали, что здесь имеются пирокластические и интрузивные разновидности лейцитовых лампроитов.

Образцы пирокластов отсутствуют. Интрузивные лампроиты представлены порфировыми оливин-диопсид-лейцитовыми лампроитами. Измененные фенокристы лейцита и оливина размером до 2 мм и небольшие призмы свежего диопсида погружены в связующую массу из мельчайших идиоморфных зерен лейцита, игольчатого прайдерита и интерстициального девитрифицированного стекла. Встречаются мельчайшие октаэдрические кристаллы хромита. Крупные губчатые лейцитовые скопления содержат зерна серо-зеленой шпинели (плеонаста?).

Для извлечения алмазов было обработано на СТС около 500 т материала, однако алмазов диаметром от 0,8 мм и более не было получено. Обработка HF двух проб бурового керна весом по 25 кг каждая показала, что тело богато микроалмазами. Было извлечено 37 микроалмазов, но диаметр ни одного из них не превышал 0,2 мм.

Меттерс-Боур 3. Площадь 2,5 га, находится в 1,9 км к востоку от Меттерс-Боур. Погребено под 3–6-метровым слоем золотого песка, латерита и глины. По данным бурения, жерло содержит лейцит-лампроитовые лапиллиевые туфы. Из двух проб было извлечено 13 микроалмазов диаметром менее 0,2 мм.

Меттерс-Боур 6. Площадь 2,0 га, находится в 1,3 км к востоку-северо-востоку от Меттерс-Боур. Скрыто под 2-метровым слоем латерита. Из пробы весом 50 кг, взятой из небольшого штока флогопит-лейцитовых лампроитов, при обработке HF было извлечено 2 микроалмаза.

Меррилис-Боур. Это небольшое лампроитовое тело площадью 0,8 га скрыто под 8–11-метровым слоем песка. Оно находится в 1 км к юго-востоку от скважины Меррилис-Боур. Из бурового шлама было извлечено 2 микроалмаза [155].

Биллис-Боур. Два небольших погребенных лампроитовых тела находятся близ разлома, который является частью системы разломов Пиннакл.

Биллис-Боур-Вест. Площадь 1,6 га, расположено в 3 км к северо-северо-западу от Биллис-Боур. Одна проба весом 25 кг содержала единственный микроалмаз диаметром 0,10 мм. Шурф глубиной 5 м позволил обнаружить лампроитовые пирокласты.

Приповерхностные образцы пирокластов сильно силицифицированы. Под микроскопом видна реликтовая обломочная структура. Более свежие образцы представлены лапиллиевыми туфами, содержащими ксенолиты глинистых сланцев, находящиеся в карбонатизированной связующей массе, состоящей из тонкого лампроитового пепла с примесью небольшого количества зерен кварца. Некоторые родственные лампроитовые лапилли размером до 8 мм представлены мелкозернистыми порфировыми флогопит-лейцитовыми лампроитами, которые содержат чешуйки флогопита размером до 3 мм в темной связующей массе, насыщенной мелкими измененными скелетными кристаллами лейцита. Однако большая часть лампроитового материала, образующего неправильной формы лапилли из вулканического стекла, так же как фенокристы флогопита, имеет ювенильную природу. Иногда лапилли включают обломки более ранних лампроитов.

Ядро жерла сложено мелкозернистыми флогопит-лейцитовыми лампроитами, сходными с лампроитами, образующими обломки в лапиллиевых туфах, за исключением того, что фенокристы флогопита имеют более темный цвет. Порода содержит небольшое количество ксенокристов кварца и микроклина, а также мелкие ксенолиты глинистых сланцев. Развитие неправильной формы выделений хлорита позволяет предположить, что порода подвергалась автобрекчированию.

Биллис-Боур-Ист. Пробуренная здесь единственная скважина прошла лейцит-лампроитовые лапиллиевые туфы,

слагающие небольшое тело площадью около 0,3 га, расположенное в 4 км к северу от Биллис-Боур. Микроалмазы не обнаружены.

Фишерс-Дам. Это маленькое, выполненное пирокластами жерло площадью 0,5 га расположено в 7,2 км к северо-востоку от поселка Фишерс-Дам. Микроалмазы не обнаружены.

Поле Нунканбах

Поле Нунканбах занимает большую площадь в центральной части трога Фицрой и является классическим местоположением лампроитовых интрузий. Хотя здесь трубки не столь многочисленны, как в поле Эллендейл, множество интрузий обнажено и доступно для исследования. Обнажено 17 интрузий, и, за исключением одной небольшой дайки, все они были описаны ранее [355, 288]. Поисковыми работами в 70-х годах было обнаружено еще 12 погребенных трубок. Поле Нунканбах объединяет разнообразные интрузии — от крупной брекчиевой трубки Маунт-Абботт и «вулканического кряжа» Мачеллс-Пирамид до отдельных даек Маунт-Седрик-Норт и крупного плутонообразного тела Волжиди-Хиллс. В породах трубки Маунт-Абботт впервые в Западной Австралии был обнаружен хромовый пироп [199]; кроме того, ряд трубок являются алмазонасными, хотя и не в промышленных масштабах.

Рельеф местности в общем равнинный, за исключением небольших остроконечных возвышенностей, образованных лампроитовыми некками, и нескольких низких столовых гор, сложенных пермскими песчаниками. Обширные территории на юге и востоке заняты аллювиальной равниной реки Фицрой, лежащей приблизительно на высоте 60 м над уровнем моря. Центральную часть занимают широкий кряж высотой 80–100 м и столовая возвышенность, сложенная песчаниками Маунт-Хардман и поднимающаяся на 132 м. Северо-восточная часть района полого поднимается до отметки 140 м и представляет собой поле дюн, которые вытя-

нуты в широтном направлении и достигают высоты 8 м.

Растительность на большей части представляющей интерес территории травянистая – это спинафлекс и вечнозеленые травы. На дюнах произрастает в основном спинафлекс; встречаются также изолированные крупные эвкалипты и баобабы. Травянистая растительность сменяется низким кустарником, а вдоль водотоков, в данном случае вдоль реки Фицрой, развиты густые заросли эвкалипта и бумажного дерева. Добраться в эти районы несложно. От Большой северной автомагистрали на юг через фермы Калвинярдах, Нунканбах и вдоль северного берега реки Фицрой идут достаточно удобные и содержащиеся в хорошем состоянии гравийные дороги. До большинства лампроитовых тел можно добраться по грунтовым дорогам и просто по местности без дороги любым колесным транспортом. При отсутствии переправ через ручьи к некоторым интрузиям, расположенным на аллювиальной равнине Фицрой, можно добраться только пешком. Эти сведения относятся только к сухому периоду, с мая по октябрь; во время летнего влажного сезона многие дороги непроходимы, а переправы смыты. Запасы еды и питья можно пополнить в поселках Дерби или Фицрой-Кроссинг; питьевую воду можно брать из множества пробуренных колодцев.

Большая часть поля Нунканбах занята пастбищами, принадлежащими общине аборигенов Янгнгора. Несколько лампроитовых интрузий находится на священной территории общины, и поэтому желательно, чтобы посетители извещали старейшин о своем намерении осмотреть лампроиты. Община запрещает привозить алкоголь на стоянки.

Геология и структура. Поле Нунканбах находится в центральной части трога Фицрой, приблизительно в 30 км к югу от поля Калвинярдах. Основной район развития лампроитовых интрузий располагается в пределах синклинали Кванбун, которая подстилается пермскими и триасовыми породами. Несколько лампроит-

товых тел обнаружено к югу от реки Фицрой в пермских породах антиклинали хребта Сент-Джордж. Региональная геология описана Кроу и Таунером [64], а структура грабена – Смитом [324], Форманом и Уэлсом [120].

Подстилающие породы района повсеместно обнажены плохо, за исключением нескольких столовых гор, таких, как Маунт-Хардман, или участков, расположенных вблизи лампроитовых нектвов, как, например, Маунт-Абботт или Фишер-Хилл. Обычно обнажения представлены рыхлыми гравийными отложениями на разрушенной ветром поверхности, хотя на аэрофотоснимках многих районов с маломощным почвенным покровом видны основные стратиграфические и структурные особенности. Главный район развития лампроитовых интрузий подстилается верхнепермскими породами группы Лайверинга, относящимися в основном к трем подразделениям формации Хардман. Они представлены регрессивными морскими и лагунными осадками: песчаниками, алевролитами, аргиллитами, в меньшей степени известковыми алевролитами и известняками. Некоторые песчаники косослоистые. Хорошие обнажения самой нижней части этого разреза (аргиллиты и мелкозернистые песчаники хребта Киркби-Рейндж) обнаружены на северном берегу реки Фицрой, к северу от трубки Маунт-Ибис. Перекрывающие песчаники Хикс-Рейндж хорошо обнажены на Маунт-Норин и особенно на Маунт-Абботт, где они прорваны лампроитовой интрузией. Тонкослоистые песчаники пачки Черрабун хорошо обнажены на Маунт-Хардман, на севере и востоке Маунт-Седрик. Кроме тех случаев, когда залегание вмещающих пород нарушено внедрением лампроитовых интрузий, слои полого падают под углом 15° и менее на север или восток, в сторону оси синклинали Кванбун.

Центральная часть синклинали подстилается сланцами Блайна раннетриасового возраста, которые перекрывают, возможно с незначительным угловым несогласием [63], пермскую формацию Хард-

ман. Породы представлены тонкослоистыми аргиллитами, песчаными аргиллитами и в меньшей степени песчаниками. Они плохо обнажены и часто латеритизированы. Небольшие обнажения латеритизированных сланцев можно видеть в дорожных выемках к северу от лампроитового тела Волжиди-Хиллс, а обнажения песчаников — близ лампроитовой трубки Уайт-Рокс.

Несколько лампроитовых тел, обнажающихся на аллювиальной равнине реки Фицрой и к югу от реки, ассоциируются с наибольшими обнажениями ниже- и среднепермских аргиллитов, глинистых сланцев, алевролитов и песчаников, относящихся к формациям Лайтджек и Нунканбах.

Структурно поле Нунканбах находится в центральной и южной частях трога Фицрой, и лампроиты интрузируют толщу осадков мощностью до 8 км, возраст которой протягивается от ордовика до триаса. В отличие от системы разломов Пиннакл, образующей северо-восточную границу трога, где ряд параллельных разломов постепенно падает в сторону трога, зона разломов Фентон на этом участке юго-западной границы трога, примыкающей к району Нунканбах, представляет собой единственный нормальный сброс, опущенное крыло которого погрузилось на северо-восток приблизительно на 4 км [64]. Этот сброс не оказал прямого влияния на размещение лампроитовых тел, но поздне триасовый — раннеюрский правосторонний сдвиг вызвал рост широтных и меридиональных структур [326], которые могли контролировать внедрение лампроитов.

Основными структурами этой части трога Фицрой являются антиклиналь хребта Сент-Джордж и синклиналь Кванбун. Обе структуры имеют восток-юго-восточное простирание и были сформированы в результате правостороннего сдвига в системе разломов Фентон. Структуры третьего порядка представлены небольшими меридиональными разломами. Эти разломы особенно хорошо видны в хребте Сент-Джордж, где сбросы,

длина которых по простиранию достигает 20 км, расположены на расстоянии 1–2 км друг от друга, а амплитуда смещения по ним превышает 200 м. Аналогичная серия разломов обнаружена на южном крыле синклинали Кванбун, в пределах основного района проявления лампроитового вулканизма. То, что здесь закартировано меньше разломов, является скорее результатом их плохой обнаженности, а не их отсутствия.

Лампроитовые интрузии сконцентрированы на южном крыле синклинали Кванбун, но такое же их количество рассеяно в пределах всей синклинали. Крупнейшее тело Волжиди-Хиллс внедрилось в осевую зону синклинали; ряд интрузий, включая Уайт-Рокс, находится к северу от оси. Сходным образом несколько лампроитовых тел внедрилось к югу от синклинали Кванбун, а интрузии Систерс лежат, возможно, на продолжении антиклинали хребта Сент-Джордж. Поэтому едва ли лампроитовые интрузии связаны с главными поверхностными структурами в пределах трога Фицрой. Несколько лампроитовых тел; в частности Маунт-Ибис и Фишери-Хилл, лежит на (или вблизи) меридиональных разломах, однако большая часть закартированных разломов не связана с лампроитами; большинство лампроитовых тел не находится на известных разломах. В большинстве случаев эти разломы оказывали только местное влияние на размещение некоторых лампроитов.

Лампроитовый вулканизм поля Нунканбах, скорее всего, связан со структурами фундамента, которые не выходят на поверхность. Складчатость в осадочном чехле является результатом незначительной тектонической активности и сдвигов по краевым разломам в поздне триасовое — раннеюрское время — так называемых фицройских смещений по Форману и Уэлсу [120]. Кроу и Таунер [63], однако, предполагают, что район антиклинали хребта Сент-Джордж был активным до этого времени. Например, нижепермские песчаники Пул имеют большую мощность в осевой части антиклинали, чем на

ее флангах к югу и северу, в то время как подстилающая толща Уай-Уорри имеет в осевой части наименьшую мощность. Это заставляет предположить, что фундамент трога Фидрой не является простым блоком, а состоит из ряда ограниченных разломами блоков или чешуй, погружавшихся независимо друг от друга. Поэтому складчатость во время фидройских движений могла контролироваться ранее существовавшими структурами фундамента и осадочной толщи. С равным основанием можно предположить, что размещение лампроитовых интрузий определялось теми же разломами фундамента, и они только случайно сосредоточились на южном крыле синклинали Кванбун.

Маунт-Абботт представляет собой низкий округлый, покрытый колочим кустарником холм, возвышающийся на 45 м над равниной. Холм, как шапкой, покрыт хорошо слоистыми песчаниками, а на значительной площади к востоку от вершины холма имеются хорошие обнажения валунной песчаниковой брекчии с блоками, обычно имеющими размер 1 м или более. Признаки нарушения и уплотнения, обусловленные погребенным лампроитовым телом, впервые отмеченные Хардманом [166], позволили Прайдеру [288] описать Маунт-Абботт как скрытое вулканическое жерло. Склоны холма покрыты, как правило, песком, почвой и незначительным количеством калькрета, и единственным свидетельством существования лампроитового тела является зеленая окраска некоторых участков песчаников.

Уэйд [355] предположил, что в некоторых узких промоинах между выходами песчаниковой брекчии могут присутствовать изверженные породы, однако первым, кто обнаружил выветрелые лампроитовые пирокласты под покровом почвы и извлек хромовый пироп из породы и поверхностного гравия, был Джепп [199]. Детальное картирование и бурение, проведенные компанией CRA Exploration в 1978 г., выявили грубо округлое тело размером около 1200 × × 1300 м, которое на площади около

90 га подстилается туфами или песчаниковой брекчией (рис. 105) [34].

Вершина Маунт-Абботт представляет собой четко выраженную «шапку», сложенную песчаниками. Она достигает 400 м в поперечнике и ограничена небольшим уступом высотой около 10 м. Песчаники обладают хорошей слоистостью, слегка уплотнены и при выветривании образуют сглаженные округлые формы. В отличие от них те же пермские песчаники, образующие плохие обнажения вне трубки, при выветривании крошатся и распадаются на тонкие плитки. Слои песчаников «шапки» падают под небольшим углом, но вокруг границ блока слоистость нарушается, и углы падения слоев возрастают до 60°. Степень брекчирования пород «шапки» незначительна; было отмечено несколько тонких прожилков туфов.

Близ северной границы трубки, особенно на северо-восточном ее склоне, имеются крупные округлые выходы сильно отвердевших песчаников. Слоистость здесь нарушена, и порода частично брекчирована, но в общем эти песчаники сходны с песчаниками вершины холма.

На больших участках Маунт-Абботт, в особенности в районе хребтика к востоку от вершины, обнажается очень грубая брекчия песчаников, состоящая из крупных блоков песчаников в сильно песчаной связующей массе. Угловатые блоки достигают 1 м и более в поперечнике, но единственным свидетельством воздействия на породы лампроитов является обычно зеленая окраска связующей массы. Эта «мегабрекчия» представляет собой наиболее характерную особенность вулканической трубки Маунт-Абботт.

Уэйд первым высказал предположение о наличии лампроитовых туфов, однако Прайдер [288] их не обнаружил. Хотя их и трудно найти, теперь известно, что они подстилают большую часть Маунт-Абботт. И северный, и южный склоны холма глубоко прорезаны небольшими потоками, и в этих промоинах, а также у подножия уступа на северной стороне «шапки» песчаников имеются хорошие

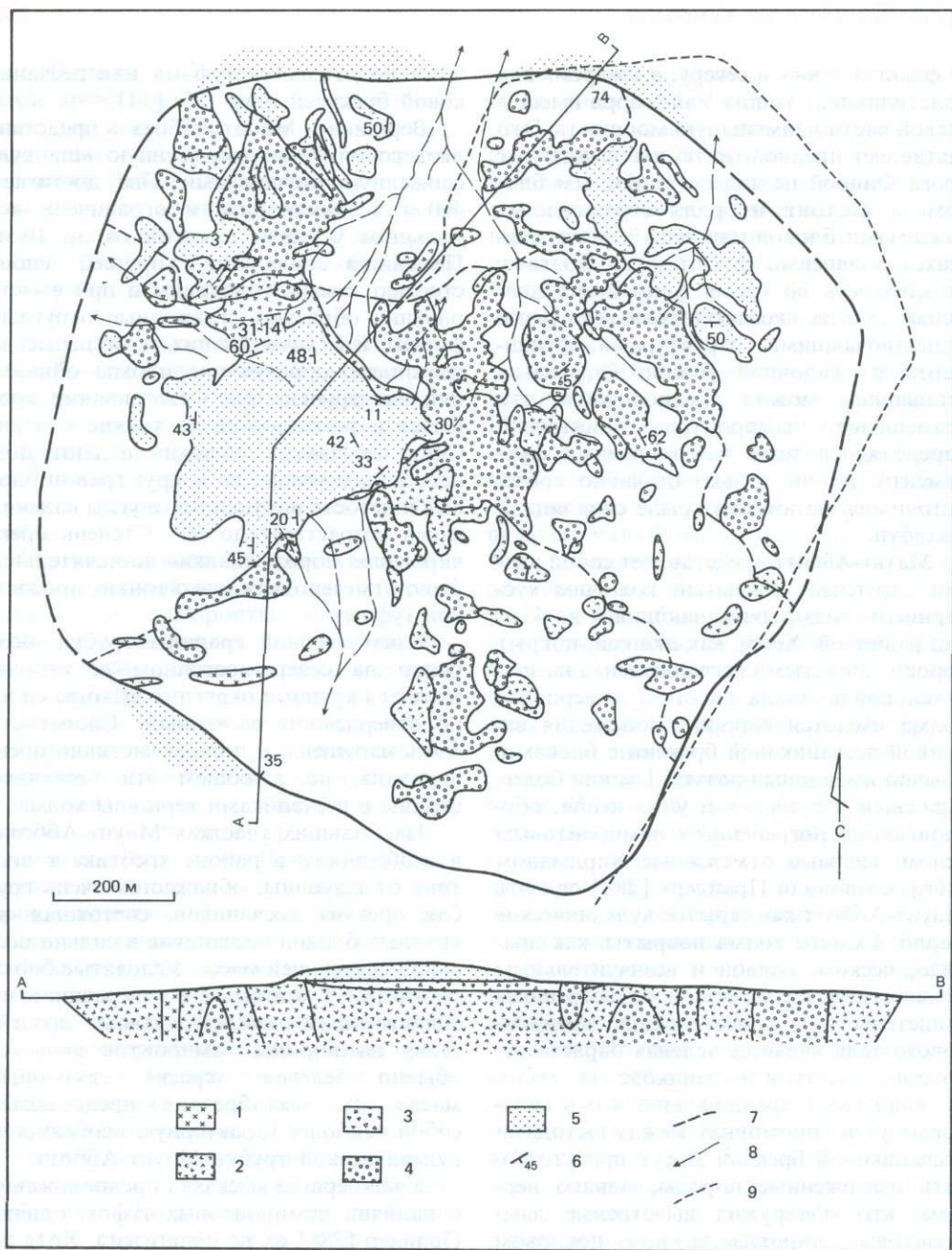


Рис. 105. Геологическая карта трубки Маунт-Абботт. 1—оливиновые лампроиты; 2—оливин-лампроитовые туфы; 3—богатые кварцем туфы; 4—брекчия песчаников; 5—пермская формация Хардман: песчаники, алевролиты и грубые песчаники с подчиненными известняками; 6—падение слоистости и стенок трубки; 7—приблизительные границы главных типов туфов; 8—направление потоков; 9—проселочные дороги. Границы трубки установлены по геофизическим данным и данным бурения [32].

обнажения этих пород. Кроме того, тщательное исследование почв помогло выявить небольшое количество как бы «флотированного» пирокластического материала, на основании находок которого составлена большая часть карты на рис. 105. Существует два типа туфов: очень богатые кварцем «песчаные» туфы, часто бледноокрашенные и похожие по внешнему виду на песчаники, и темно-зеленые обогащенные лампроитовым материалом лапиллиевые туфы, которые имеют четко выраженную обломочную структуру. «Песчаные» туфы легко распознаются как туфы благодаря наличию небольшого количества лампроитовых обломков.

«Песчаные» туфы занимают широкую зону, простирающуюся с востока на запад через центральную часть диатремы. В обнажениях «песчаных» туфов к северу и югу от песчаников вершины видна грубая слоистость, причем слои падают под песчаники под углом около 15° , как будто песчаники «плавают» на слое «песчаных» туфов. К этой зоне приурочены также наиболее заметные обнажения песчаниковой мегабрекчии и меньшие участки лампроитовых туфов.

Северная и южная части жерла содержат плохо обнаженные лампроитовые лапиллиевые туфы, подчиненное количество песчаниковой мегабрекчии и немного «песчаных» туфов.

На Маунт-Абботт не обнаружено магматического ядра, и единственной пирокластической породой, найденной здесь, является дайкообразная масса измененных оливинных лампроитов близ юго-западной границы трубки. На поверхности она не обнажается и выявлена только с помощью скважин. Трубка по существу полностью заполнена пирокластами. Это проявляется в отсутствии сильной магнитной аномалии, которую можно было бы ожидать над магматическим ядром. Вместо этого наблюдается сложная картина небольших широтных максимумов и минимумов [34].

Трубка Маунт-Абботт интенсивно исследовалась на алмазы начиная с работ

компании Stellar Minerals в 1968–1971 гг. Из приблизительно 200 т материала, включая поверхностный гравий и туфы из канав, компания извлекла минералы-индикаторы, но алмазы не нашла [199]. Между 1978 и 1980 гг. компания CRA Exploration обработала 9 валовых проб лампроитовых и «песчаных» туфов общим весом 560 т и извлекла 3 мелких алмаза весом 0,04 кар. Кроме того, 2 алмаза общим весом 0,015 кар были извлечены из пробы гравия и 19 микроалмазов из 8 проб, обработанных HF [34].

Вулканизм. По характеру вулканизма Маунт-Абботт значительно отличается от всех других интрузий провинции Западный Кимберли. Повсеместно в начальную эксплозивную фазу определялась форма жерла; оно освобождалось от большей части первичного материала и заполнялось богатыми лампроитовым компонентом пирокластами, содержащими большее или меньшее количество остаточного обломочного материала стенок. Эта фаза взрыва обычно предшествовала спокойному подъему магмы, которая формировала в толще туфов силы или лавовое озеро в жерле. В результате образовались внешняя концентрическая зона пирокластов и центральное магматическое ядро. Такое строение сохраняется даже в случае перекрытия одного жерла другим.

В трубке Маунт-Абботт большие объемы вмещающих пород остались в жерле, и туфы состоят в основном из разрушенных песчаников. Вершина холма может представлять собой крупный блок, сползший в жерло после начальной фазы взрыва, но он стратиграфически эквивалентен вмещающим породам и не мог сползти на большую глубину. Сходным образом, наличие больших участков песчаниковой мегабрекчии указывает на то, что жерло не было очищено в начальную фазу. Распределение лампроитовых туфов на северной и южной сторонах жерла позволяет предположить, что здесь слились воедино два смежных жерла, а песчаники «шапки» остались в качестве неполной перегородки, но в общем жерло

имеет округлые очертания, и песчаниковая мегабрекчия распространена повсеместно.

В противоположность другим лампроитовым жерлам в Западном Кимберли вулканическая деятельность в Маунт-Абботт, по-видимому, была менее активной, но более продолжительной. В начальную, наиболее сильную фазу могло только произойти дробление пород в жерле и формирование песчаниковой мегабрекчии. После нее осталась современная привершинная область в виде относительно ненарушенного блока, но эта фаза не была достаточно интенсивной, чтобы вынести обломочный материал из жерла. На этой стадии количество магмы было весьма незначительным, и только вулканические газы, которые проникали по каналам в мегабрекчии, обусловили при истирании блоков песчаников образование богатых кварцем туфов. Эти туфы теперь располагаются вокруг пород, слагающих вершину холма, и многочисленных небольших каналов в песчаниковой мегабрекчии. Если бы активность не развивалась далее, описание трубки Маунт-Абботт Прайдером [288] как скрытого вулканического жерла было бы верным. Однако продолжавшаяся деятельность газов и поднятие лампроитовой магмы привели к образованию небольших жерл лампроитовых туфов и к концентрации вулканической деятельности в определенных участках к северу и югу от жерла. Определить, были ли эти несколько туфовых зон активными одновременно или последовательно, не удалось, но если кратеры «песчаных» туфов образовались в северных и южных частях жерл, они были или разрушены в ходе последующей вулканической активности, или преобразованы в результате дополнительных выбросов лампроитовых пирокластов.

Кроме песчаниковой мегабрекчии пирокласты Маунт-Абботт повсеместно являются мелкозернистыми. Общая картина рисуется следующим образом: вулканическая активность, преимущественно газовая, с вовлечением магмы только на

поздних этапах, имела место в течение длительного периода времени и проявлялась через множество небольших жерл. Эта активность не носила взрывного характера, как в других жерлах. Здесь отсутствуют выполняющие жерло слоистые отложения базисной волны, хотя наличие аккреционных лапиллей во многих туфах указывает на субэральную активность. Если исключить истирание пород, сила вулканической деятельности была недостаточной для выноса из жерла брекчированных вмещающих пород.

Петрография. Богатые кварцем «песчаные» туфы довольно разнообразны, но в общем это мелкозернистая порода, содержащая по меньшей мере от 50 до 80% мелких угловатых зерен кварца и микроклина размером около 0,1 мм, а также немного акцессорного турмалина в желтоватой, богатой глиной связующей массе. Породы имеют вид пирокластических образований благодаря присутствию незначительного количества обломков стекловатых лампроитов и более крупных агрегатов ожелезненных кварцевых зерен, представляющих, возможно, обломки более ранних туфов. В шлифах отмечены чешуйки мусковита, мелкие лапилли метасоматически измененных сланцев, а очень тонкозернистый образец содержит многочисленные сферические аккреционные лапилли размером до 6 мм.

Некоторые разновидности «песчаных» туфов несколько более грубозернисты, содержат больше лампроитового материала, часто имеют темно-зеленый цвет. Одна такая разновидность туфов кроме кварца и микроклина содержит много темно-зеленых зерен хлорита и частично измененные коричневые чешуйки биотита. Акцессорные минералы помимо незначительного количества турмалина и редких зерен рутила включают чешуйки флогопита и многочисленные мелкие зерна граната и циркона. Некоторые зерна циркона хорошо окатаны и зональны, в то время как другие кристаллы незональны и идиоморфны. В аналогичных типах пород найдены крупные округлые зерна рутила и рассеянные зерна пикро-

хромита. Изучение минералов тяжелой фракции, полученной из 100 кг бурового материала, показало, что кроме вышеуказанных минералов присутствуют барит, арфведсонит, пять зерен хромдиопсида, около 13 000 зерен хромита (все это во фракции + 0,4 мм) [185]. Из обнаруженных 650 зерен граната 150 представлены оранжевыми и фиолетовыми пиропами; некоторые из них имеют эллипсоидальную форму с изрытой поверхностью и похожи на гранаты из кимберлитов. Количественный рентгеноспектральный микроанализ подтвердил, что это были соответственно низкохромовые и высокохромовые пиropy, типичные мегакристы и мантийные включения, присутствующие в кимберлитах. Прайдерит, калиевый рихтерит и другие минералы, типичные для лейцитовых лампроитов, в концентратах минералов тяжелой фракции и в шлифах не были обнаружены.

«Желтая земля» [199] представлена глинистой массой цвета «буйволовой кожи», в которой отчетливо сохранилась мелкозернистая обломочная структура. Под микроскопом наблюдаются реликтовые структуры мелкозернистых оливин-лампроитовых лапиллей с редкими небольшими пирокластами глинистых сланцев. В одном образце присутствовало немного мелких октаэдрических кристаллов пикрохромита. В других образцах лампроитовые лапиллиевые туфы сильно карбонатизированы, но сохранили структуру, сходную со структурой туфов из трубки Калвинярдах. Туфы содержат небольшие сферические ювенильные лапилли размером до 4 мм и немногочисленные ксенолиты глинистых сланцев в туфовой связующей массе, содержащей чужеродные зерна кварца и микроклина.

Маунт-Норин представляет собой небольшую, покрытую спинифексом столовую гору высотой около 15 м, сложенную хорошо слоистыми песчаниками Хикс-Рейндж, аналогичными песчаникам, описанным близ Маунт-Абботт. Песчаники полого (5° или менее) падают к северо-востоку. У подножия небольшого

обрыва на южном склоне столовой горы имеется хорошо выраженная, видимая на фотоснимках концентрическая структура диаметром около 350 м, представляющая собой маломощную глиняную корку, которая перекрывает лампроитовую трубку. Трубка впервые была изучена компанией CRA Exploration. Вначале была обнаружена магнитная аномалия, а затем буровыми работами и проходкой канав была установлена овальная форма тела (размер 350 × 275 м, 6,3 га) [34].

Трубка заполнена преимущественно пирокластами, которые пронизаны жилами и дайками лейцитовых лампроитов. Обнажается только грубая песчаниковая брекчия, которая состоит из блоков размером до 30 см и слагает краевые части трубки у подножия столовой горы, сложенной песчаниками. В нескольких метрах от контакта также обнаружены узкие брекчированные зоны, имеющие типичную зеленую окраску. Углы падения границ трубки, судя по измерениям в канавах, составляют 75–87°, что указывает на «морковкообразную» форму трубки.

Приповерхностные образцы пирокластов из разведочных канав сильно карбонатизированы, однако сохранившиеся структуры и минералы позволяют определить их основные характеристики. Породы в основном представлены лапиллиевыми туфами, которые обычно содержат лампроитовые пирокласты размером до 10 мм, редкие округлые ксенолиты глинистых сланцев, алевролитов и кристаллических сланцев, а также множество кварцевых зерен во вторичной карбонатной связующей массе. Лампроитовые обломки состоят из рихтерит-диопсид-лейцитовых лампроитов с аксессуарным прайдеритом и иногда стекловатой связующей массой. В некоторых образцах туфов сохранилась реликтовая структура сферических капелек лампроита, возможно оливин-лейцитового лампроита. Минералы тяжелой фракции из лапиллиевых туфов, входящие в состав связующей массы, представлены большим количеством барита, флогопитом, диопсидом, волокнистым пироксеном, калиевым рих-

теритом, прайдеритом, перовскитом и хромитом.

Лампроитовые жилы, секущие туфы, сложены оливин-лейцитовыми и флогопит-лейцитовыми лампроитами. Богатая оливином разновидность содержит рассеянные измененные макрокристы оливина размером до 3 мм и множество микрофенокристов оливина размером до 0,5 мм; как те, так и другие замещены тальком и баритом. Основная масса стекловатая и помимо измененного лейцита содержит немного прайдерита, диопсида и интерстициального флогопита. Вторая разновидность содержит рыхлые корродированные чешуйки флогопита размером до 2 мм, погруженные в мелкозернистую массу измененного лейцита, а также интерстициального калиевого рихтерита и прайдерита.

После обработки восьми валовых

проб туфового материала общим весом около 450 т был извлечен один алмаз весом 0,24 кар. Кроме того, 34 мелких алмаза (самый крупный имел диаметр 0,35 мм) были извлечены из трех проб суглинка, а еще два алмаза – из 25 кг бурового шлама [34]. Такие результаты, хотя они и не свидетельствуют о промышленном содержании, ясно показывают, что богатые лейцитом лампроиты трубки Маунт-Норин алмазоносны.

Маунт-Гита – это заросший спнифексом холм высотой около 30 м, расположенный в 500 м к западу от Мачеллс-Пирамид и в 1,7 км к юго-востоку от Маунт-Норин. Трубка Маунт-Гита представляет собой небольшое овальное жерло размером около 75 × 100 м, которое на своем южном конце срезано разломами (рис. 106).

Жерло прорывает песчаники форма-

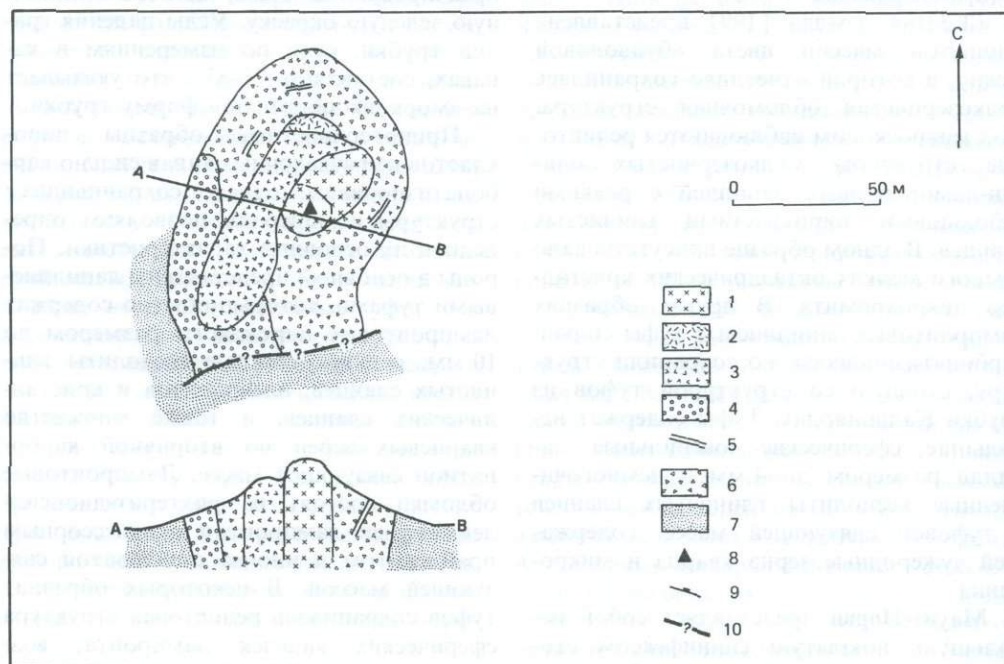


Рис. 106. Геологическая карта Маунт-Гита. 1 – оливин-лейцит-диопсидовые лампроиты; 2 – лейцитовые лампроиты; 3 – лейцит-диопсидовые лампроиты с ксенолитами; 4 – грубые туфовые брекчи; 5 – лейцит-диопсидовые лампроитовые дайки и силлы; 6 – лампроитовые лапиллиевые туфы; 7 – позднепермские песчаники формации Хардман; 8 – вершина холма; 9 – трещины отдельности; 10 – предполагаемый разлом.

ции Хардман, которые обнажены на южной и западной границах тела. Песчаники хорошо слоисты и умеренно уплотнены. Вдоль южной границы жерла песчаники нарушены разломами, по которым они граничат с туфами и брекчиями жерла.

Жерло большей частью заполнено туфами и брекчиями, в основном имеющими состав лампроитовых лапиллиевых туфов, но в южной и западной частях жерло заполнено очень грубой брекчией, состоящей из глыб вмещающих песчаников с очень небольшой долей интерстициального лампроитового материала. Лампроитовые лапиллиевые туфы скрыты под каменной осыпью, но, похоже, они слоисты и падают по направлению к центру жерла. Туфовая толща прорвана тонкими силлами лейцитовых лампроитов мощностью до 1 м.

Центральный гребень Маунт-Гита сложен грубой брекчией, которая сцементирована лампроитом. На южном склоне гребень образован хаотической толщей песчаных блоков площадью до 3 м² и толщиной до 0,5 м, промежутки между которыми заполнены мелкозернистыми лампроитами. К северу размер блоков уменьшается, и вся толща переходит в лампроиты, содержащие множество ксенолитов осадочных пород размером до 50 см и меньшие по размеру родственные лампроитовые ксенолиты. Возможно, лампроитовая магма внедрялась в туфовую толщу без смещения наиболее крупных блоков песчаных. Крупные блоки на южной оконечности гребня мало отличаются от окружающей брекчии, за исключением того, что последняя содержит лампроитовый цемент. В брекчии были найдены [288] блоки известняков, содержащих ископаемые остатки и превратившихся в коллофановые породы.

Вершина холма сложена небольшим округлым штоком диаметром около 15 м, состоящим из мелкозернистых оливин-лейцит-диопсидовых лампроитов, которые содержат многочисленные ксенолиты осадочных пород и лампроитов размером до 10 см. К северу от штока и в нескольких метрах ниже вершины имеется

плоский выход мелкозернистых голубовато-серых лампроитов, которые петрографически сходны с лампроитами центрального штока, но содержат мало ксенолитов. Близко расположенные плоскости сдвига или отдельности падают под углом 20° к центру жерла, а грубая столбчатая отдельность падает под углом 70°, что заставляет предположить, что тело с этой отдельностью представляет собой силл, который отчленился от центрального лампроита.

Лапиллиевые туфы состоят из небольших ювенильных лапиллей стекловатых оливин-лейцитовых лампроитов размером до 1 см и редких ксенолитов глинистых сланцев, находящихся в связующей массе измельченного лампроитового пепла и небольшого количества угловатых зерен кварца и микроклина. Лампроиты обычно пузырчатые и содержат редкие фенокристы флогопита и измененного лейцита. Оливин, в настоящее время замещенный бледно-зеленым хлоритовым материалом, образует идиоморфные кристаллы размером <0,5 мм и редкие ксеноморфные макрокристы размером до 4 мм.

Породы силлов, прорывающих туфовую толщу, обычно сходны со слагающими центральный шток диопсид-лейцитовыми лампроитами. Однако одно крупное силлоподобное тело сложено мелкозернистыми лейцитовыми лампроитами, в которых редкие микрофенокристы оливина и диопсида, а также множество прайдеритовых и диопсидовых лейст погружены в тонкозернистую богатую лейцитом связующую массу.

Центральный шток и ряд силлов сложены характерными мелкозернистыми диопсид-лейцитовыми лампроитами, в которых выделяются небольшие уплотненные призмы диопсида основной массы обычно длиной около 0,1 мм. В большом количестве присутствуют мелкие фенокристы измененного оливина, сложно сдвойникованные кристаллы свежего лейцита, призмы диопсида (до 1,5 мм) и редкие чешуйки флогопита (до 1 мм). Кроме диопсида основная масса

содержит измененный лейцит, большое количество мелких флогопитовых чешуек, зерна прайдерита и желтое интерстициальное девитрифицированное стекло. В одном образце присутствуют гломеро-

порфиновые массы размером до 3 мм, сложенные мелкими зернами лейцита, в интерстициях между которыми встречаются редкий диопсид и флогопит. В большинстве образцов обнаружены неболь-

Таблица 43. Представительные анализы лампроитов из тел Мачеллс-Пирамид (1–5) и Маунт-Гига (6)

	1	2	3	4	5	6
	% по массе					
SiO ₂	48,40	52,91	46,85	51,45	49,00	49,14
TiO ₂	5,14	4,94	6,81	5,43	5,25	5,35
Al ₂ O ₃	8,03	7,66	9,30	6,98	6,76	7,51
Fe ₂ O ₃	6,37	5,70	8,42	5,17	5,24	6,40
FeO	0,85	1,17	1,25	1,56	1,20	1,02
MnO	0,07	0,10	0,10	0,10	0,06	0,10
MgO	8,65	7,14	4,80	9,19	10,07	7,78
CaO	6,99	6,37	2,60	4,38	4,00	6,26
Na ₂ O	0,36	0,61	0,25	0,47	0,27	0,50
K ₂ O	7,78	8,21	10,58	9,36	7,33	8,51
P ₂ O ₅	1,15	1,20	1,60	0,61	1,01	1,17
H ₂ O ⁺	2,58	1,98	2,49	1,80	3,28	2,26
H ₂ O ⁻	1,34	0,48	1,05	0,95	3,77	1,10
CO ₂	0,20	1,15	0,71	1,00	0,55	0,92
п.п.п.	1,96	1,24	2,44	1,39	1,63	1,84
Сумма	99,87	100,86	99,25	99,84	99,42	99,86
	млн ⁻¹					
Ba	11 516	5245	14 445	6084	7542	9401
Li	10	8	10	7	11	8
Rb	316	293	271	182	135	525
Sr	1139	1130	914	1104	1184	1192
Pb	40	35	45	34	44	35
Th	31	26	35	23	21	28
U	3	1	4	<1	3,5	1
Zr	1167	1026	1301	1102	1240	1066
Nb	148	130	167	102	134	134
Y	20	19	30	18	21	17
La	201	174	311	229	218	214
Ce	261	225	410	461	390	291
Nd	—	107	223	141	159	157
Sc	—	12	18	10	11	11
V	109	125	255	198	163	214
Cr	291	258	375	440	436	280
Ni	158	160	121	512	496	246
Cu	58	46	38	44	50	58
Zn	80	67	69	73	79	77
Sn	4	12	14	17	19	12
Ga	14	12	16	14	21	15
As	2	1	6	2	4,5	2
F	2700	2800	3900	1800	3100	3500

1 – диопсид-лейцитовый лампроит, центр Мачеллс-Пирамид, BMR 67165018; 2 – диопсид-флогопит-лейцитовый лампроит, восточный край Мачеллс-Пирамид, BMR 81210157; 3 – оливинсодержащая лейцит-лампроитовая дайка, западный край Мачеллс-Пирамид, BMR 81210155; 4 – диопсид-лейцитовый лампроит, дайка из северной окраины Мачеллс-Пирамид, BMR 81210156; 5 – пузырчатый оливин-диопсид-лейцитовый лампроит, дайка в северной части Мачеллс-Пирамид, BMR 83210270; 6 – диопсид-лейцитовый лампроит с родственным диопсид-лейцитовым ксенолитом, восточный фланг Мачеллс-Пирамид, BMR 81210154.

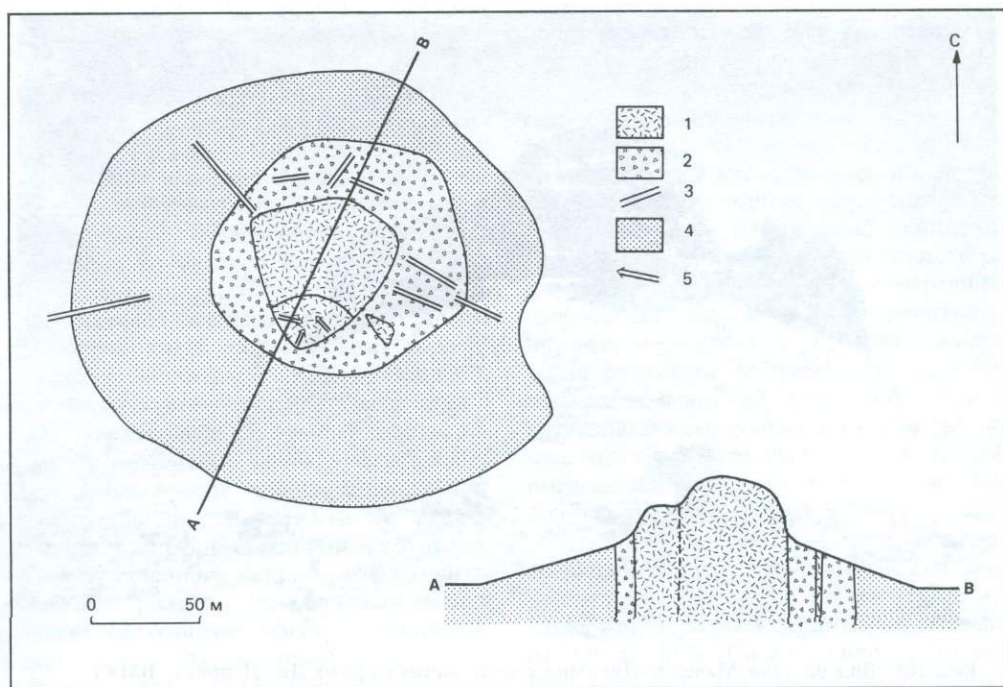


Рис. 107. Геологическая карта трубки Мачеллс-Пирамид. 1 – оливин-диопсид-лейцитовые лампроиты; 2 – лампроитовые и лапиллиевые туфы; 3 – оливин-диопсид-лейцитовые лампроитовые дайки; 4 – позднеремские песчаники формации Хардман; 5 – столбчатая отдельность.

шие ксенолиты песчаников, глинистых сланцев и лампроитовых туфов.

Химические анализы диопсид-лейцитовых лампроитов из трубки Маунт-Гита (табл. 43) сходны с анализами, представленными Уэйдом и Прайдером [355]. За исключением более высоких содержаний CaO и CO₂, обусловленных наличием вторичного кальцита, состав лампроитов Маунт-Гита очень близок к среднему составу лейцитовых лампроитов Западного Кимберли. Лампроиты Маунт-Гита очень сходны с лампроитами трубки Мачеллс-Пирамид по содержанию главных и рассеянных элементов, но немного отличаются по величинам отношений рассеянных элементов.

Мачеллс-Пирамид. Трубка Мачеллс-Пирамид, хотя и не самая большая, является самой интересной из всех лампроитовых интрузий поля Нунканбах. Она образует видимую издалека характерную

форму рельефа. Вершина представляет собой вертикальную лампроитовую колонну диаметром около 60 м, поднимающуюся на высоту 30 м над коническим цоколем из осадочных пород и туфов; таким образом, общее превышение холма над равниной достигает 50 м (рис. 107 и 108).

Лампроиты прорывают горизонтально залегающие тонкослоистые песчаники формации Хардман, которые на покрытом спинифексом коническом основании холма обнажены плохо. Сами лампроиты образуют грубо треугольный в плане нект, имеющий около 60 м в поперечнике, и представлены оливин-диопсид-лейцитовыми лампроитами, которые внедрились в неслоистые пирокластические породы, заполняющие почти круглое жерло диаметром 120 м. Пирокласты и окружающие осадочные породы прорваны рядом лампроитовых даек, но силлы не обна-



Рис. 108. Вид на тело Мачеллс-Пирамид с юго-востока (фото Дж. Деррика, BMR).

ружены. Возможно, что в отличие от соседней трубки Маунт-Гита лампроиты здесь заполняют жерло с почти вертикальными стенками.

Краевые части лампроитового некка содержат многочисленные ксенолиты осадочных пород и обломки ранее образовавшихся лампроитов. В отдельных участках эта порода пузырчатая, и пустоты иногда содержат барит. Размеры ксенолитов, как правило, не превышают нескольких сантиметров, но достигают и полуметра. Замечено, что количество ксенолитов уменьшается по направлению к центру тела, что позволяет предположить, что они были захвачены из окружающих пирокластических пород, хотя на существующем уровне эрозии доля осадочного материала во вмещающих породах невелика.

В южном углу штока хорошо развита столбчатая отдельность; при этом столбы погружаются под углом менее 5° по направлению к центру массива. Столбы располагаются радиально вокруг образования, которое, возможно, является от-

дельной, меньшей по размеру интрузией той же самой магмы. Этот второй шток образует четкий выступ на поперечном разрезе холма (рис. 108); здесь породы содержат небольшое количество ксенолитов. Столбчатая отдельность отсутствует или плохо развита. Еще один маленький шток, сложенный тем же материалом, имеет всего несколько метров в поперечнике и интрузирует туфы к юго-востоку от основного некка.

Ряд небольших даек оливин-диопсид-лейцитовых лампроитов прорывает туфы и окружающие осадочные породы. Дайки залегают почти вертикально, и мощность их изменяется от 0,5 до 3 м. В основном азимут простираения даек 280° , однако известны радиальные дайки, а на северной стороне некка имеются две, возможно тангенциальные, дайки. Самая крупная дайка, находящаяся на восточной стороне массива, местами обладает пузырчатой текстурой. Пузырьки имеют удлиненную форму и погружаются под углом около 70° по направлению к центральному некку. Магма, заполнившая

дайковую трещину, видимо, перемещалась вверх и в стороны от некка до или во время его образования. Доказательство того, что дайки секут центральный некк, нет, хотя его и пересекают трещины отделимости, параллельные дайкам.

Пирокластические породы представлены среднезернистыми лампроитовыми лапиллиевыми туфами, которые содержат небольшое количество пирокластических обломков глинистых сланцев. Ювенильные лампроитовые лапилли представлены мелкозернистыми оливин-лейцит-диопсидовыми лампроитами, аналогичными породе центрального некка. Представлена и более грубозернистая разновидность породы, содержащая тесно упакованные идиоморфные зерна лейцита и небольшие фенокристы диопсида, а также редкие обломки с порфиробластами флогопита. Тесно упакованные лапилли и ксенолиты достигают размера 1 см и заключены в рыхлую связующую массу из лампроитового пепла. Мелкозернистые богатые кварцем туфы, образующие линзы или дайкоподобные тела, состоят из чужеродных зерен кварца и полевого шпата; доля лампроитового компонента в них невелика.

Породы даек обычно представлены мелкозернистыми оливин-диопсид-лейцитовыми лампроитами, которые содержат измененные фенокристы оливина размером до 2 мм и иголки диопсида длиной до 1 мм. В некоторых зернах оливина содержатся включения мелких идиоморфных зерен хромита. Основная масса стекловатая и содержит небольшие измененные зерна лейцита, чешуйки флогопита и аксессуарный прайдерит. В породе одной дайки на юго-восточной стороне отсутствует флогопит, а диопсид обрастает зональным плеохроичным калиевым рихтеритом. Некоторые из даек содержат вторичный барит; дайковые породы часто пузырчатые.

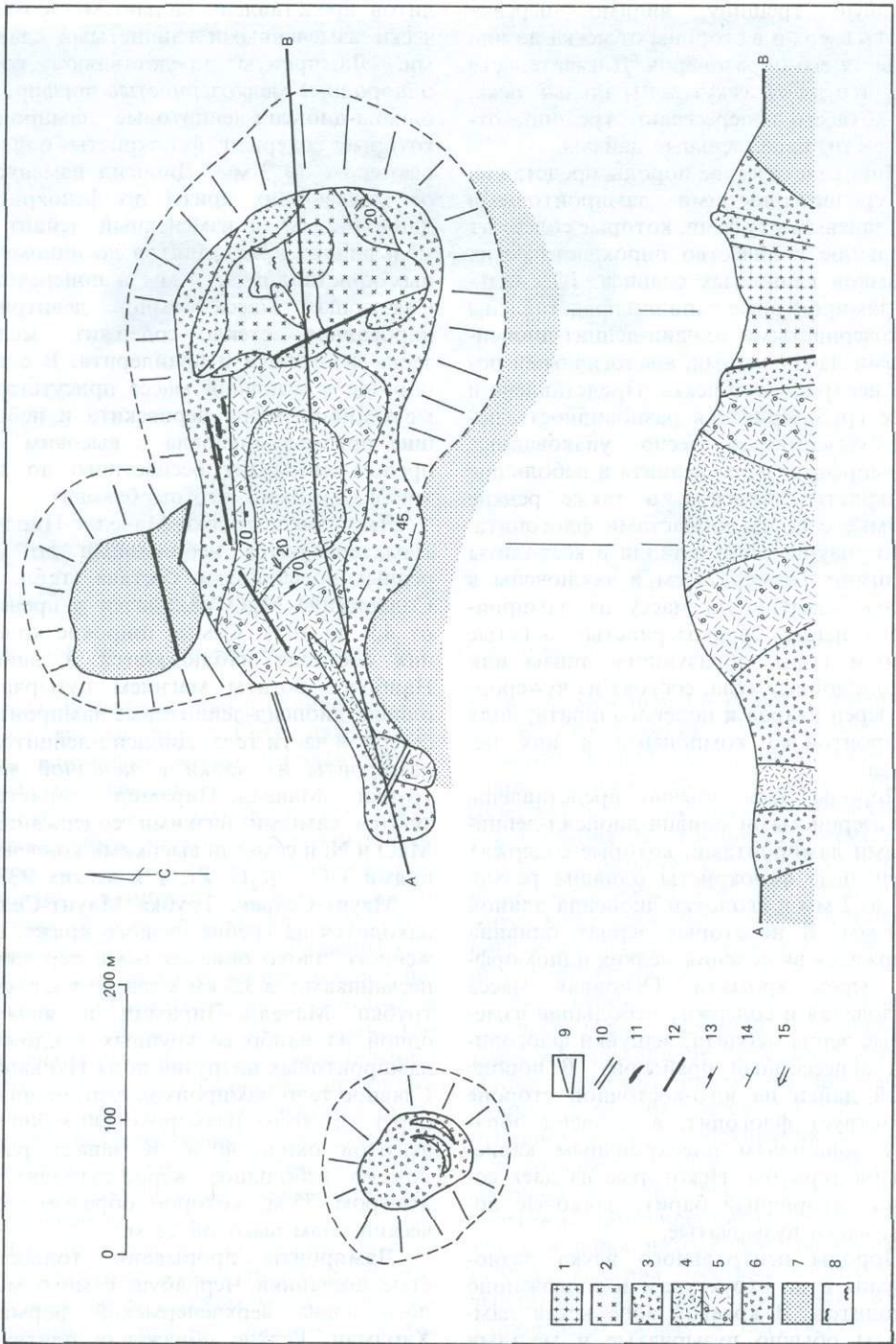
Породы центрального некка разнообразны и по структурам и содержанию ксенолитов. В краевой зоне некка лампроиты обычно пузырчатые и местами автобрекчированные. Большинство ксено-

литов представлено сильно метасоматически измененными глинистыми сланцами. Лампроиты представляют собой однородные мелкозернистые порфириновые оливин-диопсид-лейцитовые лампроиты, которые содержат фенокристы оливина размером до 3 мм. Диопсид изменяется от мельчайших призм до фенокристов длиной 2 мм, а измененный лейцит — от мельчайших кристаллитов до идиоморфных кристаллов до 1 мм в поперечнике. Связующая масса — темное девитрифицированное стекло — содержит мелкие зерна флогопита и прайдерита. В одном образце в основной массе присутствуют мельчайшие зерна перовскита и небольшие призмы минерала с высоким дву-преломлением (от бесцветного до желтого); возможно, это щербаковит.

Лампроиты трубки Мачеллс-Пирамид характеризуются небольшими до умеренных колебаниями состава (табл. 43). Содержание MgO находится в пределах от 4,9 до 10%. Самые широкие колебания составов наблюдаются в дайках. Наиболее богаты магнием пузырчатые оливин-диопсид-лейцитовые лампроиты в северной части тела. Диопсид-лейцитовые лампроиты из дайки в западной части трубки Мачеллс-Пирамид характеризуются самыми низкими содержаниями MgO и Ni и самыми высокими концентрациями TiO₂, K₂O, Zr, Y и легких РЗЭ.

Маунт-Седрик. Трубка Маунт-Седрик находится на гребне низкого кряжа, сложенного плохо обнаженными пермскими песчаниками, в 3,5 км к северо-востоку от трубки Мачеллс-Пирамид и является одной из наиболее крупных и сложных лампроитовых интрузий поля Нунканбах. Главное тело лампроитов слагает низкий округлый холм размером 400 × 200 м и высотой около 40 м. К западу расположено небольшое жерло-сателлит диаметром 75 м, которое образует конический холм высотой 25 м.

Лампроиты прорывают тонкослоистые песчаники Черрабун, самого молодого члена верхнепермской формации Хардман. Редкие обнажения плитчатых песчаников располагаются вдоль южной



границы лампроитовой трубки. На северо-западном фланге холма располагается небольшое столовое плато, сложенное более массивными горизонтально залегающими слоистыми песчаниками. Узкое ущелье между песчаниками и лампроитами указывает на существование здесь сброса (рис. 109).

В трубке Маунт-Седрик имеется два интрузивных центра: более ранний западный центр, который охватывает вершину холма и занимает около 60% площади, и более молодой восточный центр, с которым связано образование кратероподобной эрозивной впадины диаметром около 100 м и глубиной около 25 м (рис. 111). Кроме того, от западного края массива к юго-западу, по направлению к небольшому жерлу-сателлиту, на расстоянии примерно 150 м протягивается узкий язык туфов и лампроитов. В 200 м далее к западу находится более крупное жерло-сателлит.

Самая ранняя вулканическая деятельность сформировала пирокласты, которые хорошо обнажены на северном и южном склонах холма, но скрыты под зарослями спенифкса и осыпями на восточном конце жерла. Пирокласты представлены главным образом хорошо слоистыми лапиллиевыми туфами, падающими под углом около 45° к центру жерла. Нижняя пачка, обнажающаяся на северном склоне под небольшой столовой возвышенностью, сложенной песчаниками, представляет собой слоистую грубую туфобрекчию, состоящую из обломков алевролитов и глинистых сланцев размером до 20 см. Выше небольшого

Рис. 109. Геологическая карта трубки Маунт-Седрик. 1—диопсид-оливин-лейцитовые лампроиты; 2—оливин-диопсид-рихтерит-лейцитовые лампроиты; 3—оливин-лейцитовые лампроиты с ксенолитами; 4—лейцитовые лампроиты; 5—лейцитовые лампроиты с ксенолитами; 6—лампроитовые лапиллиевые туфы и туфобрекчию; 7—позднепермские песчаники формации Хардман; 8—чернозем; 9—осыпи; 10—дайки лампроитов; 11—кварцевые гребни; 12—разломы; 13—трещины отдельности; 14—слоистость; 15—столбчатая отдельность.

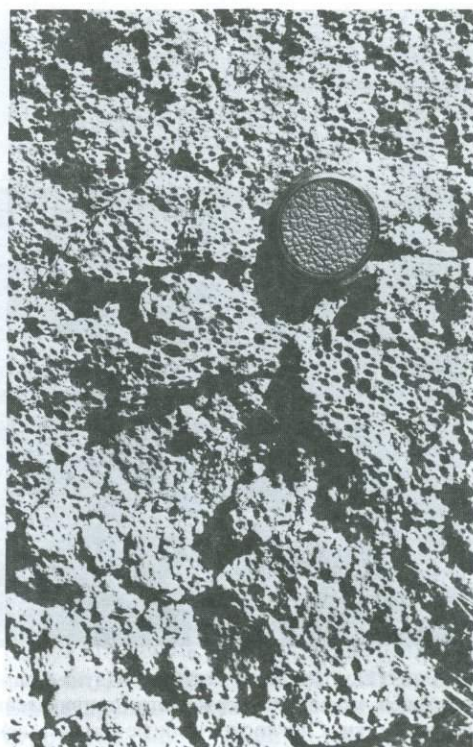


Рис. 110. Брекчия пузырчатых лампроитов в основании пирокластического разреза, трубка Маунт-Седрик.

разлома, отмеченного в этом районе, пирокласты представлены лапиллиевыми туфами. С этим разломом связано несколько вытянутых кварцевых гряд, имеющих ярко выраженную сферолитовую текстуру. Грубая туфобрекчия аналогичного типа, содержащая крупные ксенолиты алевролитов, но не обнаруживающая признаков расслоения, заполняет небольшое жерло-сателлит на юго-западе Маунт-Седрик. На южном склоне основание разреза представлено грубой пирокластической брекчией, которая содержит блоки пористых лампроитов размером до 0,5 м (рис. 110).

Пирокластические породы интродуцированы массивными мелкозернистыми лейцитовыми лампроитами, которые также слагают магматическое ядро центра I. Нижняя часть интрузии содержит мно-

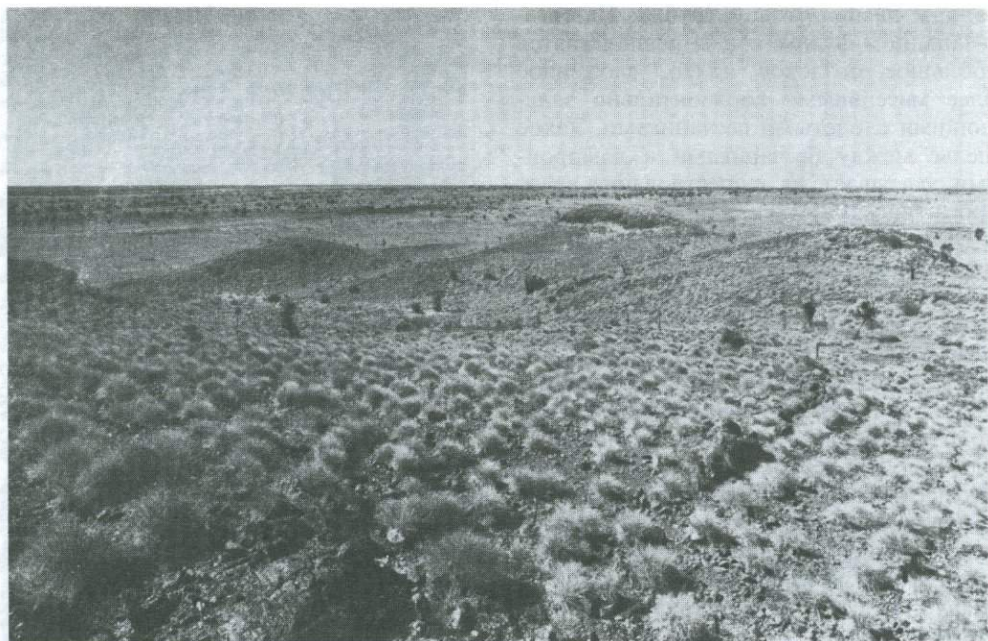


Рис. 111. Центр II трубки Маунт-Седрик, вид с вершины. Небольшой холм является интрузией ксенолитсодержащего оливин-лейцитового лампроита и образует неполную коническую дайку. Светлоокрашенные пятна в центральной депрессии сложены магнетитом, образовавшимся за счет выветривания богатого оливином лейцитового лампроита.

жество небольших ксенолитов, но по направлению к вершине холма они становятся малочисленными и совсем исчезают. Местами переход от ксенолитсодержащих лампроитов к однородным имеет резкий характер и отмечается незначительным уступом в рельефе. К западу от вершины развита столбчатая отдельность, отмечающая контактовую зону и падающая под углом 20° наружу. Трещины отдельности в подстилающих ксенолитовых лампроитах падают внутрь, что совпадает с падением контакта изверженных пород под углом 70° . На востоке контакт, возможно, имеет постепенный характер. Породы, за исключением содержания ксенолитов, не отличаются друг от друга, и возможно, что здесь имело место два импульса внедрения одной и той же магмы, причем во время первого извержения были вынесены ксенолиты из вмещающих пород.

Центр II, расположенный в восточной

части холма, не испытал воздействия последующих извержений пирокластов. Самая ранняя интрузия представлена ксенолитсодержащими оливин-лейцитовыми лампроитами, которые слагают ряд небольших холмов, окружающих кратероподобную депрессию (рис. 111). Столбчатая отдельность, хорошо развитая в одном из тел, падает внутрь под углом 70° . Западная часть центра II нарушена разломом, который падает к центру под углом около 70° . Таким образом, интрузии ксенолитсодержащих лампроитов образуют несимметричный конический пласт.

Большая часть центральной депрессии центра II заполнена мелкозернистыми оливин-диопсид-рихтерит-лейцитовыми лампроитами. Форма этого тела неправильная, что, возможно, определяется окружающими его ксенолитсодержащими лампроитовыми интрузиями. В краевых фациях лампроиты местами

сильно пузырчатые. Пустоты имеют уплощенную форму и вытянуты по направлению течения потока; некоторые из них выполнены баритом или цеолитом. Небольшая линза туфов в лампроитах, возможно, представляет собой крупный захваченный блок, а не позднее жерло. Близ восточной стороны депрессии расположен небольшой, покрытый щебнем купол диаметром около 40 м и высотой несколько метров. Он хорошо выражен благодаря присутствию ксенолитов и вкраплений вторичного магнезита. Под слоем щебня находятся среднезернистые черные диопсид-оливин-лейцитовые лампроиты, на поверхности которых имеются углубления размером до 5 мм, возникшие за счет выветривания оливина. Это тело является завершающей интрузией центра II.

Относительный возраст небольших жерл-сателлитов на юго-западном склоне холма неизвестен, однако дайка пузырчатых флогопит-лейцитовых лампроитов мощностью 10 м, которая протягивается от небольшого штока аналогичной по составу породы, сечет неск центра I. Кроме дайки к этому жерлу относятся также туфобрекчия, лапиллиевые туфы и небольшой шток ксенолитовых лейцитовых лампроитов. Ряд небольших флогопит-лейцитовых даек, не показанных на рис. 109, сечет пирокласты и большинство вулканических пачек центра I, однако в центре II они не обнаружены.

Небольшое жерло в 500 м к западу-юго-западу от Маунт-Седрик имеет диаметр 75 м и состоит преимущественно из лампроитовых лапиллиевых туфов, содержащих небольшое количество маломощных силлов флогопит-лейцитовых лампроитов. Конический холм окружен делювиальной осыпью, и хотя обнажения между ним и юго-западной оконечностью Маунт-Седрик отсутствуют, имеется мало сомнений в том, что это отдельное маленькое жерло.

Вулканизм. В общих чертах последовательность вулканических событий на Маунт-Седрик аналогична таковым на других жерлах: начальная взрывная пи-

рокластическая фаза, за которой следовало внедрение магматических пород. Падение слоев нижних пирокластов указывает на то, что в ходе эксплозивной фазы открылось жерло, быстро сужающееся с глубиной. Хорошо развитая слоистость сама по себе предполагает отложение пирокластов за счет базисной волны. Магматическая фаза трубки Маунт-Седрик, однако, является более сложной. Она обусловила образование четырех эруптивных центров, из которых два главных центра, видимо, образуют единое жерло.

Возможно, жерла располагаются вдоль сложной системы трещин. Два главных жерла, центры I и II, лежат на линии широтного направления; в этом направлении вытянут и центр I. Следовательно, эти жерла почти наверняка приурочены к одной трещине. Небольшое жерло-сателлит на юго-западной стороне холма и мощная дайка, протягивающаяся от него к центру I, указывают на трещину, которая имеет азимут 240°. Более крупное жерло-сателлит находится строго на запад и опять же позволяет предположить, что его формирование связано с двумя параллельными трещинами широтного простирания и секущей поперечной трещиной. Эти трещины существуют в мезозойских породах, но они могут быть связаны со сходно ориентированными трещинами фундамента.

Центры I и II не представляют собой двух смежных жерл, которые соединились, или последовательных жерл, возникших вдоль одной и той же трещины. В отличие от тел Эллендейл 9 и Биг-Спринг 1 и 2, где жерла слились, а отдельные пирокластические отложения можно отнести к каждому определенному жерлу, на Маунт-Седрик нет таких туфовых отложений, которые были бы определенно связаны с центром II. Первичное жерло имело вытянутую форму и, возможно, развилось из дайки, залегавшей на небольшой глубине. Лампроиты центра I завершили первую фазу активности. Спустя некоторое время интрузивная деятельность возобновилась на восточной

оконечности первичного жерла, где были внедрены лампроиты центра II. В районе магматического ядра центра I, возможно, образовалось лавовое озеро или «пузырь» в открытом жерле, но этого не происходило с лампроитами центра II. Ксенолитовые лампроиты «конического пласта» внедрились в породы ядра центра I, так же как и более ранние пирокласты, и эти породы, видимо, сохранились в виде «шапки» над более поздними интрузиями. Незначительное разломообразование в породах центра I, возможно, связано с внедрением более поздней интрузии, которая остывала достаточно быстро, чтобы проявилась хрупкая деформация.

Петрография. Пирокластические породы. Большая часть пирокластических пород представлена лапиллиевыми туфами. Лампроитовые лапилли достигают размера 1 см, так же как и ксенолиты глинистых сланцев и алевролитов, на долю которых приходится около 10% объема породы. В туфах преобладают обломки; они содержат очень мало связующей массы, состоящей из лампроитового пепла, глинистых минералов и редких зерен кварца. Ювенильные лампроитовые лапилли обычно состоят из мелкозернистых оливин-лейцитовых лампроитов, иногда пузырчатых, содержащих редкие макрокристы оливина размером до 2 мм. Родственные лапилли представлены грубыми разностями оливин-лейцитовых лампроитов и небольшим количеством обломков флогопит-лейцитовых лампроитов, содержащих фенокристы флогопита размером до 1,5 мм. Пемзовые лампроиты из базальной брекчии на южном склоне холма состоят из плотно упакованных мелких идиоморфных зерен лейцита, мелких измененных зерен оливина и аксессуарного прайдерита, находящихся в девитрифицированном стекле. Следует отметить, что пустоты в этой породе не заполнены.

Небольшое жерло, находящееся западнее, выполнено лапиллиевыми туфами, которые содержат редкие ксенолиты глинистых сланцев, погруженные в рыхлую связующую массу из вторичного кварца и

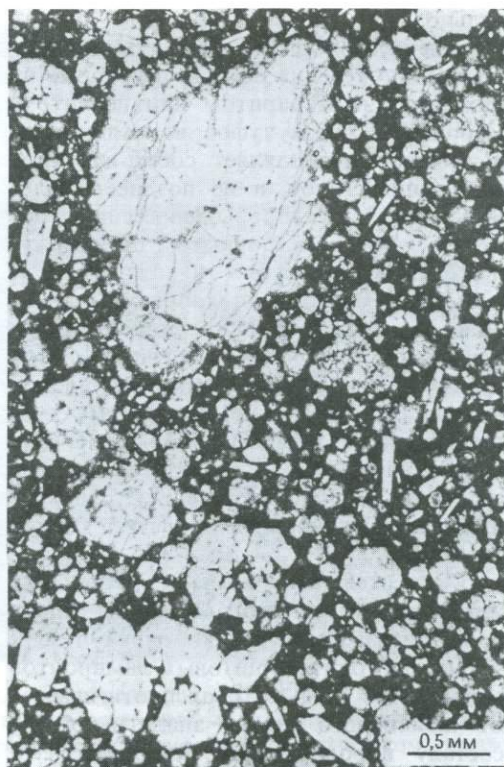


Рис. 112. Микрофотография диопсид-оливин-лейцитовых лампроитов, центр II трубки Маунт-Седрик. Видны макрокристы оливина, микрофенокристы измененного лейцита и призматический диопсид (GSWA 71312).

барита. Лампроитовые лапилли состоят из флогопит-лейцитовых лампроитов, которые содержат много чешуек флогопита размером до 2 мм в девитрифицированном стекле основной массы, переполненном мелкими зернами лейцита. Тонкие силлы, интрузирующие массив, сложены такими же породами, но пустоты в них иногда заполнены кварцем или баритом.

Центр I. Внешняя зона магматического ядра в центре I представлена очень тонкозернистыми лейцитовыми лампроитами, которые содержат небольшое количество крупных ксеноморфных зерен оливина размером до 2 мм и многочисленные оливиновые зерна в основной массе размером менее 0,1 мм. Оливин

замещен зеленым нонтронитом или бесцветными глинистыми минералами. Основная масса представлена девитрифицированным стеклом, содержащим мельчайшие иглы прайдерита и множество зерен измененного лейцита размером до 0,1 мм. Большое количество ксенолитов метасоматически измененных сланцев до 6 мм в поперечнике и редкие ксенолиты алевролитов составляют около 10% породы. Центральная, не содержащая ксенолитов зона центра I представлена аналогичными лейцитовыми лампроитами, однако по направлению к центру массива несколько возрастает размер зерен. Здесь порода содержит мелкие призмы диопсида и в интерстициях немного калиевого рихтерита.

Кварцевые гряды на северной стороне центра I имеют характерные выветрелые поверхности, что объясняется присутствием множества больших сферических углублений диаметром до 5 мм. В шлифах видно, что порода состоит из взаимопроникающих сферолитов кварца и кальцита. Ямки образовались в результате выветривания карбоната.

Дайки, секущие основные крупные структуры центра I, представлены мелкозернистыми флогопит-лейцитовыми лампроитами. Пузырчатые разности часто обнаруживают вертикальное удлинение пустот и чешуек флогопита, что обусловлено движением потока.

Центр II. Оливин-лейцитовые лампроиты с ксенолитами из центра II в общем сходны с ксенолитсодержащими породами центра I. Это мелкозернистые лейцитовые лампроиты, которые содержат две генерации оливина и основную массу, состоящую из девитрифицированного стекла, богатого лейцитом и прайдеритом. Оливин, однако, здесь распространен шире; кроме того, имеются редкие фенокристы флогопита размером до 2 мм. Присутствуют ксенолиты метасоматически измененных глинистых сланцев, но более характерны небольшие фьямме лампроитового стекла и родственные ксенолиты флогопит-лейцитовых лампроитов. Редко встречаются зерна

кварца и микроклина, а также ксенолиты гранитов.

Внутри кольца ксенолитовых лампроитов имеется большая масса мелкозернистых оливин-диопсид-рихтерит-лейцитовых лампроитов. Порода состоит из небольших зерен измененного лейцита размером до 0,5 мм, небольших (<1 мм) идиоморфных и реже ксеноморфных макрокристов оливина (до 4 мм), большого количества лейст диопсида размером до 1 мм и интерстициального калиевого рихтерита. Рыхлая связующая масса представлена измененными до глины минералами и содержит аксессуарный прайдерит и редкие зерна флогопита. Лейсты диопсида имеют четко выраженную ориентировку в направлении течения потока, не заметную макроскопически.

Небольшое центральное ядро центра II сложено богатой оливином породой, которая содержит многочисленные ксеноморфные до корродированных макрокристы оливина (до 4 мм в поперечнике) с волнистым погасанием. Эти макрокристы нередко частично перекристаллизованы в мозаику оливиновых зерен. У многих зерен наблюдаются узкие зоны обрастания, отмеченные мелкими включениями. Фенокристы идиоморфного оливина достигают размера 2 мм, но обычно меньше 0,5 мм, слегка корродированы и окружены флогопитом. Зерна измененного лейцита достигают размера 2 мм, а диопсид образует множество мелких призм и игольчатых кристаллов размером до 1 мм. Основная масса обычно очень тонкозернистая, состоит из темных глинистых минералов, возможно девитрифицированного стекла, и мельчайших зерен перовскита. Там, где основная масса была изначально в большей степени раскристаллизована, мелкие призмы прайдерита замещают перовскит. Небольшие идиоморфные зерна хромита обычно встречаются в виде включений в оливине. Маломощная дайка этой породы, залегающая в окружающих лампроитах, обнаруживает ориентировку течения, наблюдающуюся у кристаллов оливина и диопсида, и содержит крупные

Таблица 44. Представительные анализы лампроитов Маунт-Седрик

	1	2	3	4	5	6
	% по массе					
SiO ₂	50,33	48,68	49,44	50,20	50,30	50,00
TiO ₂	6,33	4,64	5,73	6,86	6,71	7,16
Al ₂ O ₃	8,00	6,44	7,05	8,10	8,90	9,50
Fe ₂ O ₃	5,70	3,85	5,02	6,10	7,10	6,80
FeO	1,58	2,02	1,26	0,86	0,76	0,75
MnO	0,12	0,10	0,07	0,05	0,08	0,05
MgO	7,74	16,19	9,97	7,29	6,18	5,24
CaO	2,88	3,28	3,40	2,32	1,83	2,51
Na ₂ O ₃	0,52	0,74	0,71	0,13	0,12	0,06
K ₂ O ₃	10,25	7,26	8,66	10,68	11,61	10,82
P ₂ O ₅	1,01	0,48	0,56	1,19	1,49	1,93
H ₂ O ⁺	2,54	3,57	2,90	3,09	2,51	2,64
H ₂ O ⁻	1,29	1,00	1,94	2,03	1,20	1,20
CO ₂	0,22	0,23	0,26	0,10	0,09	0,15
п.п.п.	1,30	1,37	2,34	1,44	1,45	1,69
Сумма	100,08	99,85	99,31	100,44	100,33	100,50
	млн ⁻¹					
Ba	4461	6148	14094	5534	5871	7699
Li	6	10	10	7	14	12
Rb	228	143	177	267	262	273
Sr	1111	954	1174	1285	1099	731
Pb	60	39	51	58	73	83
Th	16	18	23	24	23	21
U	1	3	3	1	1	2
Zr	1270	1042	1263	1199	1167	1206
Nh	131	107	141	119	124	136
Y	23	17	19	15	22	34
La	371	197	246	331	348	434
Ce	469	357	449	430	507	528
Nb	—	137	221	—	—	—
Sc	20	10	11	23	23	22
V	186	143	171	231	375	282
Cr	366	677	468	360	224	276
Co	36	—	—	38	33	23
Ni	381	528	417	628	227	190
Cu	92	52	66	104	76	71
Zn	82	62	67	77	86	85
Sn	16	13	18	17	8	85
Mo	< 1	3	3	< 1	< 1	< 1
Ga	18	20	18	18	24	25
As	< 1	2	3	< 1	3	7
S	380	—	—	100	470	820
F	2620	1700	2100	2550	2620	3700
Cl	40	—	—	20	20	40

1 — (диоксид)-рихтерит-лейцитовый лампроит, центральное жерло, центр I, GSWA 71868A; 2 — диоксид-оливин-лейцитовый лампроит, центральная зона, центр II, BMR 83210275; 3 — диоксид-оливин-лейцитовый лампроит, внутренняя зона, центр II, северная сторона, BMR 83210277; 4 — (диоксид)-оливин-лейцитовый лампроит, внутренняя зона, центр II, южная сторона, GSWA 71870D; 5 — пузырчатый флогопит-лейцитовый лампроит, дайка в западном конце холма, GSWA 71874B; 6 — флогопит-лейцитовый лампроит, сателлитное жерло, силл в туфах, Маунт-Седрик, GSWA 71875C.

скопления (до 6 мм) губчатого лейцита, погруженные в кристаллическую основную массу, состоящую из большого количества зерен прайдерита и интерстициального калиевого рихтерита. В выветрелых образцах этой породы оливин замещен бледно-зеленым слюдистым минералом, определенным как гидроталькит [291].

Химизм. По химическому составу лампроиты трубки Маунт-Седрик изменяются от сравнительно богатых MgO (до 16% MgO, <50% SiO₂), богатых оливином лампроитов центрального ядра центра II до чрезвычайно бедных MgO, богатых SiO₂ (<10%, обычно 6–8% MgO, >50% SiO₂) лампроитов, которые соответствуют седриситам Уэйда и Прайдера [355, 288]. Представительные анализы приведены в табл. 44. Все породы насыщены и даже пересыщены кремнеземом. Наиболее богатые MgO лампроиты содержат значительное количество (>10%) нормативного оливина; обычно бедные MgO типы содержат нормативный кварц, много нормативного ортоклаза (>40%) и много модального лейцита. Наиболее бедные Mg породы (всего 5% MgO) представлены флогопит-лейцитовыми лампроитами силлов и даек. Содержания TiO₂ и K₂O сравнительно широко варьируют (4–7,2% TiO₂, 6,3–11,6% K₂O). Содержания Ni и Cr низки в бедных Mg лампроитах (<500 млн⁻¹), как это характерно для лейцитовых лампроитов поля Нунканбах, но достигают умеренных значений в наиболее богатых оливином породах (600 млн⁻¹ Ni, 750 млн⁻¹ Cr). Общей чертой всех пород трубки Маунт-Седрик, кроме флогопитсодержащих, является сравнительно низкое содержание Rb и низкое отношение Rb/Sr (обычно 150–260 млн⁻¹ Rb; ~0,2 Rb/Sr). В флогопитсодержащих лампроитах содержание Rb и отношение Rb/Sr приближаются к соответствующим значениям для пород Западного Кимберли в целом. Содержания других рассеянных элементов либо попадают в пределы содержаний, установленных для лейцитовых лампроитов, либо, как в случае более богатых MgO

составов, почти достигают содержаний, характерных для оливиновых лампроитов. Более богатые MgO лампроиты трубки Маунт-Седрик сходны с диопсид-оливин-лейцитовыми лампроитами трубок Маунт-Ибис и Систерс-Саут-Вест, богатые лейцитом лампроиты которых являются типичными лейцитовыми лампроитами поля Нунканбах.

Маунт-Седрик-Норт. Это лампроитовое тело, находящееся приблизительно в 2 км к западу от Маунт-Седрик, имеет дайкообразную форму. Наибольшее обнажение имеет длину 150 м, ширину 25 м и протягивается на СВ 60°. Меньший выход этой же дайки расположен в 300 м к западу-юго-западу. Дайка, возможно, занимает часть трещины длиной по меньшей мере 450 м. Основная масса пород представлена среднезернистыми оливин-лейцитовыми лампроитами, которые содержат небольшое количество диопсида, калиевого рихтерита и прайдерита. Присутствуют также случайные макрокристы измененного оливина [34]. Порода меньшего выхода описана как флогопит-лейцитовые лампроиты [248].

Маунт-Ибис. Трубка Маунт-Ибис находится на аллювиальной равнине реки Фицрой, в восточной оконечности низкого выхода тонкослоистых песчаников формации Лайтджек, самого древнего члена верхнепермской группы Лайверинга. Тело Маунт-Ибис четко выделяется в рельефе и представляет собой массив с крутыми склонами, который сложен лампроитовой туфобрекчией. Он подымается от конусообразного делювиального склона на высоту около 30 м над окружающей аллювиальной равниной и черноземной степью. К северу и западу в ряде небольших холмов высотой до 15 м обнажаются туфы и лампроиты. Туфы интродуцируют полого залегающие песчаники, которые в пределах нескольких метров от жерла обожжены и нарушены.

Жерло Маунт-Ибис имеет грубо округлую форму, размер 375 × 330 м, но большая часть лампроитов скрыта под слоем чернозема. Небольшой подъем на юго-востоке отмечает край жерла, а раз-

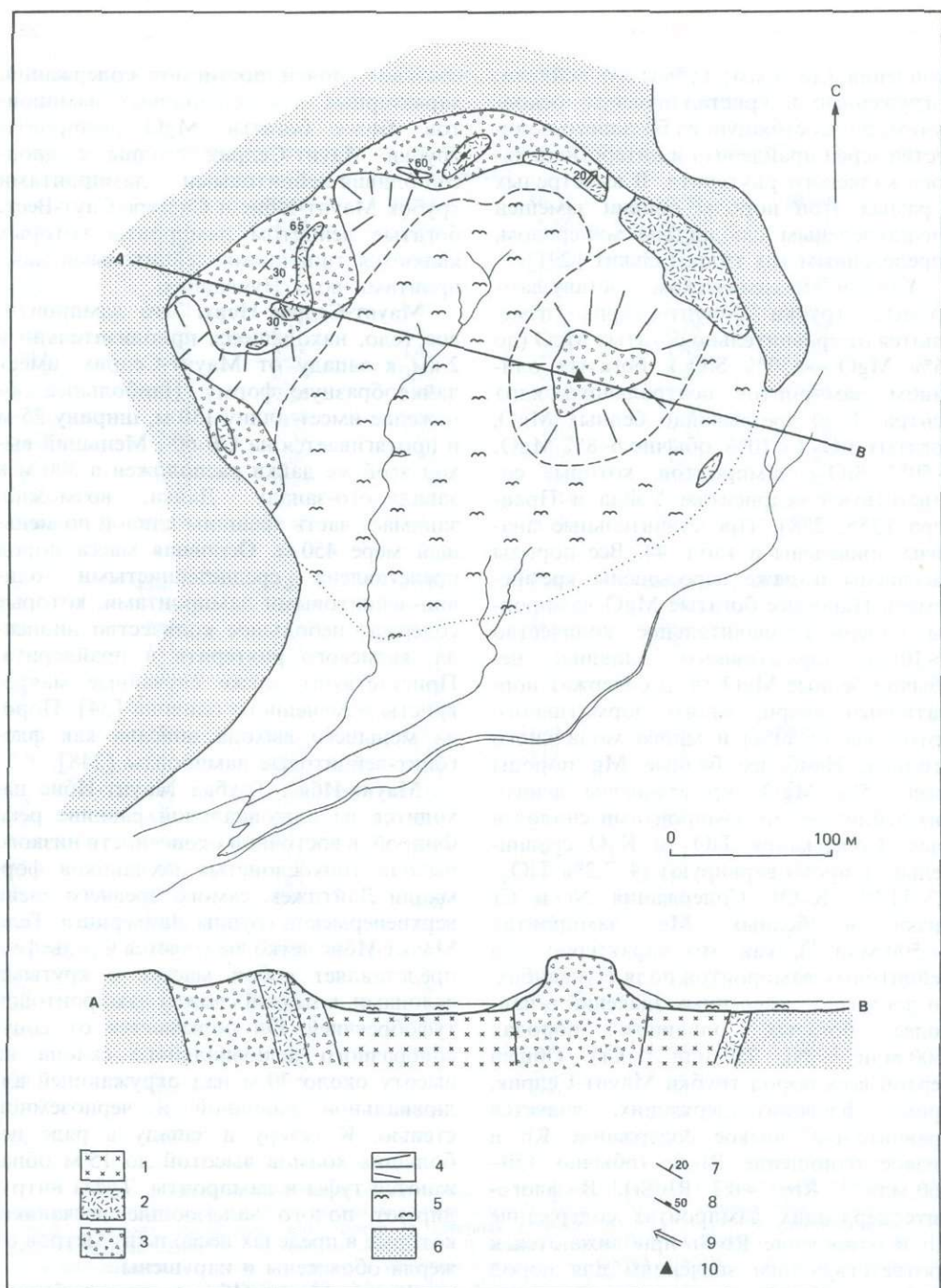


Рис. 113. Геологическая карта трубки Маунт-Ибис. 1—диопсид-оливин-лейцитовые лампроиты; 2—(оливин)-лейцитовые лампроиты; 3—лампроитовые лапиллиевые туфы; 4—осыпи; 5—чернозем; 6—пермские песчаники и алевролиты формации Лайтджек; 7—слоистость; 8—трещины отдельности; 9—столбчатая отдельность; 10—вершина холма.

ведочное бурение подтвердило наличие контакта на юге, где он скрыт под слоем чернозема мощностью до 1 м [141]. На северной и западной сторонах стенки жерла падают под углом около 70°.

Самыми ранними отложениями, обнаженными на этом участке, являются лапиллиевые туфы, образующие невысокие холмы к западу от центрального тела вулканических пород. Туфы мелкозернистые, содержат рассеянные ксенолиты вмещающих пород размером до 10 см. Выход по большей части скрыт под осыпью, однако прослеживается падение слоев под углом 30° к центру жерла. Бурение показало, что туфы приурочены к серповидному участку современного обнажения. Лапиллиевые туфы и туфобрекчии центральной части трубки Маунт-Ибис не имеют очевидной слоистости, но в других отношениях сходны с туфами ее окраинных частей, за исключением того, что ксенолиты осадочных пород в них крупнее, до 15 см, и более многочисленны. Туфобрекчии не содержат обломков интрузивных оливин-лейцитовых лампроитов ядра, как можно было бы ожидать, если бы они образовались на поздней стадии взрывной активности. Возможно, они представляют собой остатки первичного материала заполнения жерла.

Пирокласты окраинных зон трубки прорваны небольшими неправильной формы пластовыми интрузиями очень тонкозернистых темных лейцитовых лампроитов. В ряде участков развита грубая столбчатая отдельность, причем небольшие столбы диаметром 15 см падают под углом 60–70° к центру жерла.

Бурение показало, что черноземные почвы подстилаются богатыми оливином лейцитовыми лампроитами, которые сходны с лампроитами завершающей интрузии центра II трубки Маунт-Седрик. Диоксид-оливин-лейцитовые лампроиты образуют округлое тело диаметром около 250 м, которое почти окружает центральный массив пирокластических пород. Разведочные каналы показали, что вокруг южной границы массива имеется узкая

зона лапиллиевых туфов, сходных с обнажающимися туфами, и более широкая зона мелкозернистых лампроитов. Эта ассоциация пород является закаленной краевой фазой основного массива, отличающейся от небольших обнаженных лампроитовых силлов.

Трубка Маунт-Ибис опробовалась на алмазы. Было обработано 200 т выветрелых пород, взятых из шести разведочных канав в центральном магматическом ядре. Были извлечены пироп и пикрохромит, но алмазы отсутствовали. При растворении в HF бурового шлама был выделен один небольшой алмаз [139, 141].

Петрография. Пирокласты с западной границы жерла представлены мелкозернистыми лапиллиевыми туфами, содержащими угловатые до полуокруглых лапилли стекла, обломки ювенильных лампроитов, глинистых сланцев и метасоматически измененных алевролитов размером до 1 см, погруженные в туфообразную связующую массу, состоящую из лампроитового пепла и редких ксеногенных зерен кварца, микроклина и плагиоклаза. Ювенильные пирокласты представляют собой оливин-лейцитовые лампроиты, которые, как обычно, пузырчатые и стекловатые и в которых видны только мелкие измененные зерна оливина размером менее 0,2 мм. Существенно пирокластическими могут быть более раскристаллизованные разновидности, в которых присутствуют в большом количестве мельчайшие зерна измененного лейцита. Как в лапиллях, так и в связующей массе встречается небольшое количество флогопита. Пирокласты из центральной части трубки Маунт-Ибис представлены в основном лапиллиевыми туфами, очень сходными по составу с туфами западной части. Лапилли плотно упакованы; они частично спекшиеся, но рыхлая туфовая связующая масса содержит обломки кварца, микроклина и плагиоклаза. Ксенолиты глинистых сланцев, алевролитов, реже гранитов встречаются повсеместно; в туфобрекчиях они достигают 15 см в поперечнике.

Лампроитовые пластовые интрузии, внедрившиеся в лапиллиевые туфы, имеют состав, сходный с составом лампроитовых обломков в туфах. Это оливин-лейцитовые лампроиты, содержащие зерна измененного оливина размером до 0,2 мм в очень тонкозернистой основной массе с большим количеством мельчайших зерен измененного лейцита и акцессорным прайдеритом. Основная масса содержит также незначительное количество интерстициального флогопита и в некоторых образцах калиевый рихтерит. Повсеместно присутствуют небольшие ксенолиты глинистых сланцев, встречаются ксенокристы кварца, микроклина и плагиоклаза. Порода в различной степени автобрекчирована.

Погребенная центральная интрузия сложена мелкозернистыми псевдопорфировыми диопсид-оливин-лейцитовыми лампроитами, относительно свежие образцы которых можно получить из разведочных канав (рис. 114). Часто встречаются ксеноморфные до округлых макрокристы оливина размером до 4 мм; основная масса содержит большое количество мелких идиоморфных кристаллов оливина размером до 0,3 мм. Кроме железненных краевых зон и плоскостей кливажа, многие крупные зерна оливина не изменены и обычно обнаруживают волнистое погасание и полигонизацию. Оливин основной массы обычно сильно железнен. Идиоморфный лейцит, размер зерен которого колеблется от мельчайших до 0,3 мм, изменяется в мутный цеолитовый материал. Он является наиболее распространенным минералом. Также распространен диопсид. В основной массе он образует мельчайшие призмы и более крупные игольчатые кристаллы длиной до 0,5 мм. Интерстициальный материал представлен коричневыми субмикроскопическими глинистыми минералами, которые, по-видимому, развивались по стеклу и составляют 15% породы. Здесь присутствуют акцессорные идиоморфные кристаллы перовскита и хромита. Зерна перовскита имеют зеленовато-желтый цвет, достигают 0,1 мм в поперечнике и

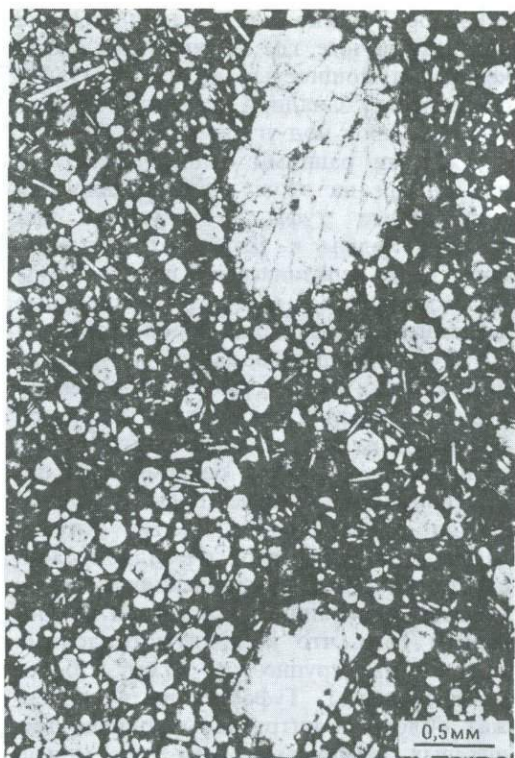


Рис. 114. Микрофотография диопсид-оливин-лейцитовых лампроитов из трубки Маунт-Ибис. Видны макрокристы оливина и многочисленные зерна диопсида и лейцита в основной массе. Ср. с рис. 112 (GSWA 76043A).

обладают аномальным двупреломлением. Прайдерит присутствует только в виде редких мельчайших зерен, часто окаймляющих перовскит.

Другие образцы из центральной интрузии содержат оливин, который замещен тальком, и могут содержать скорее прайдерит, чем перовскит. В некоторых образцах кристаллы диопсида и редкого флогопита в основной массе ориентированы в направлении потока магмы. Закаленная краевая фаза содержит калиевый рихтерит и относительно большое количество флогопита в основной массе.

Химизм. Химические анализы (табл. 45) туфов и брекчий, слагающих трубку Маунт-Ибис, показывают, что их

Таблица 45. Представительные анализы лампроитов Маунт-Ибис

	1	2	3
	% по массе		
SiO ₂	51,69	42,43	50,47
TiO ₂	4,27	5,77	4,85
Al ₂ O ₃	8,31	4,44	7,11
Fe ₂ O ₃	5,09	4,94	4,18
FeO	2,03	2,37	2,45
MnO	0,08	0,11	0,09
MgO	6,04	19,04	10,47
CaO	3,77	4,06	2,43
Na ₂ O	0,70	0,63	0,68
K ₂ O	10,79	5,11	8,98
P ₂ O ₅	2,20	0,80	0,84
H ₂ O ⁺	1,70	4,93	2,54
H ₂ O ⁻	0,75	2,32	1,88
CO ₂	0,40	0,70	0,38
п.п.п.	2,04	1,25	1,14
Сумма	99,86	98,90	98,49
	млн ⁻¹		
Ba	12 147	4009	4020
Li	12	5	24
Rb	286	300	236
Sr	2 692	1150	1374
Pb	53	22	50
Th	29	22	28
U	3	2	2
Zr	885	1215	1092
Nb	92	130	114
Y	26	12	25
La	256	161	279
Ce	372	293	422
Nd	—	97	172
Sc	—	9	11
V	248	140	186
Cr	194	1033	275
Ni	223	673	265
Cu	23	54	43
Zn	54	61	91
Sn	7	19	9
Mo	4	—	—
Ga	12	7	17
As	3	2	2
F	—	1700	1600

1—диопсид-лейцитовый лампроит, туфобрекчия, центральное жерло, BMR 80210093; 2—диопсид-оливин-лейцитовый лампроит, глубина 60 м, скважина M1, глубина 100 м, юг, BMR 81210169; 3—оливин-диопсид-лейцитовый лампроит, глубина 38–44 м, скважина M101, юг, BMR 81210171 С.

составы отвечают составу лейцитовых лампроитов, типичных для поля Нунканбах. Они содержат 6–8% MgO, 50–53% SiO₂ и 9–11% K₂O. Оливин-диопсид-лейцитовые лампроиты намного богаче MgO

(до 19%) и беднее SiO₂ (<45%) и K₂O (5–10%) и сходны с богатыми оливином лампроитами центра П трубки Маунт-Седрик. Эти породы также являются переходными к более бедным магнием оливиновым лампроитам поля Эллендейл. Что касается содержания редких элементов и отношений их содержания, то они ближе к лейцитовым лампроитам. Например, содержания Ni и Sr меньше 750 млн⁻¹, а отношение Zr/Nb составляет ~10, что ближе к лейцитовым лампроитам, чем к оливиновым лампроитам, в которых Zr/Nb равно ~4.

Фишери-Хилл. Трубка Фишери-Хилл расположена в 7,6 км к юго-юго-востоку от Маунт-Седрик и образована другой-образной грядой лампроитовых брекчий и туфов, возвышающейся на 30 м над равниной (рис. 116). Лампроитовый кратер прорывает горизонтально залегающие песчаники Хикс-Рейндж формации Хардман, которые хорошо обнажены на западном и южном склонах холма и не нарушены на расстоянии нескольких метров от кратера. На северном склоне интрузии в пределах 20-метровой контактовой зоны наблюдаются трещиноватость и сбросы в переслаивающихся алевролитах и сланцах, падающих под углом 10° к северу.

Кратер имеет диаметр около 150 м и состоит из внешнего неполного кольца-вала пирокластических пород, который окружает плохо обнаженный центральный магматический шток (рис. 115). Южная часть флогопит-лейцитовых лампроитовых туфов сложена породами от туфов и лапиллиевых туфов до автобрекчий лампроитов. Пирокласты содержат множество небольших ксенолитов осадочных пород и (особенно наименее туфовые разности) секутся небольшими дайками и силлами лампроитов, которые часто имеют пузырчатую текстуру.

В северной части центральной интрузии большую площадь занимают лампроитовые лапиллиевые туфы, имеющие массивную текстуру, с четкой радиальной системой трещиноватости близ южной границы. Контакт этого комплекса с цент-

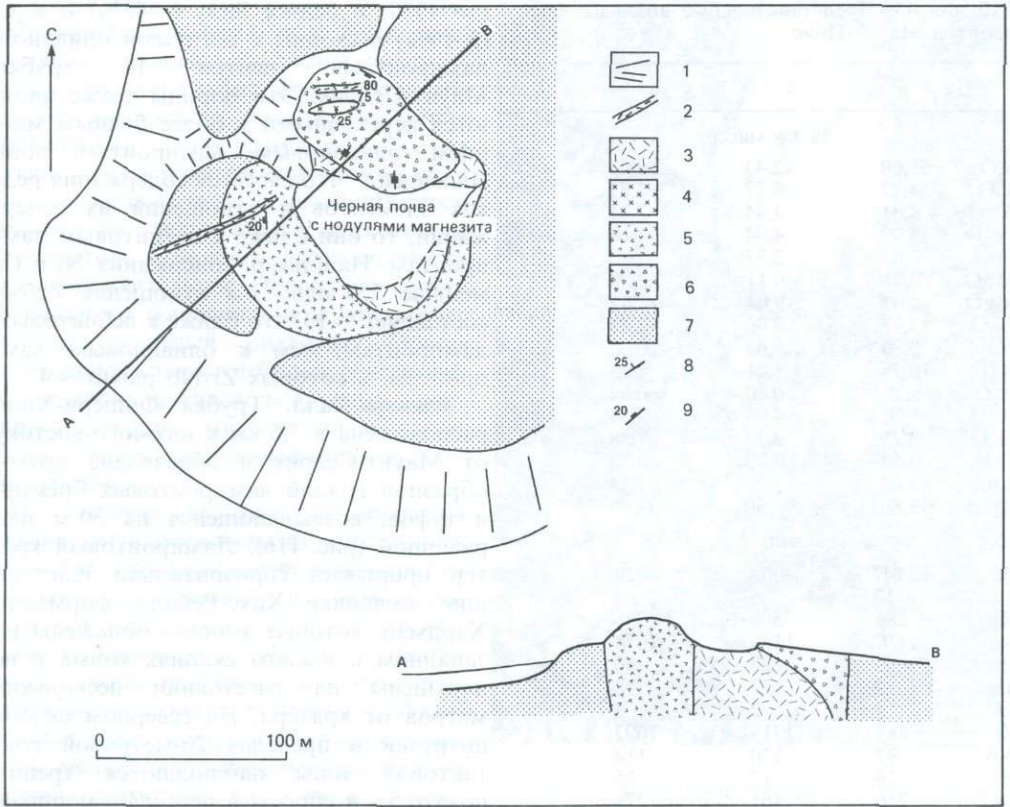


Рис. 115. Геологическая карта Фишери-Хилл. 1—делювий; 2—дайки флогопит-лейцитовых лампроитов; 3—оливин-диопсид-лейцитовые лампроиты; 4—оливин-лейцитовые лампроиты; 5—спекшиеся лапиллиевые туфы лампроитов; 6—туфы и лапиллиевые туфы флогопит-лейцитовых лампроитов; 7—верхнепермские песчаники и алевролиты (формация Хардман); 8—падение интрузивного контакта; 9—ориентировка трещиноватости.

ральным магматическим ядром выражен небольшим вертикальным уступом высотой около 3 м с грубой вертикальной столбчатой отдельностью. Породы ядра погружаются под туфы под небольшим углом.

Большая часть центрального магматического ядра перекрыта почвенным слоем, содержащим значительное количество нодулей вторичного магнезита диаметром до 10 см. Ядро занимает депрессию, в которой имеются небольшие выходы мелкозернистых оливин-диопсид-лейцитовых лампроитов; эти полосы, вероятно, соответствуют закалочным краевым фациям главной массы пород. В других районах

магнезитовые нодули связаны с выветриванием богатых оливином лампроитов, например близ Маунт-Седрик и Маунт-Абботт, и считаются признаком наличия под почвой богатых оливином тел. Представляется вероятным, что ядро Фишери-Хилл также сложено богатыми оливином лампроитами.

Для большинства участков отсутствуют данные о характере контакта между магматическим ядром и пирокластической толщей, однако в северной части, где туфы частично перекрывают центральное тело, лампроиты полого погружаются под туфы. Радиальная трещиноватость и грубая столбчатая отдельность в пиро-

кластических породах, скорее всего, связаны с внедрением пород ядра, которые поднялись только до современного уровня и, вероятно, не достигли открытого канала.

Пирокластические породы пересечены рядом небольших даек и силлов. Трехметровая дайка в юго-западной части тела и более мелкие дайки в северной части кратера сложены флогопит-лейцитовыми лампроитами, аналогичными лампроитам лапиллей в туфах. Эти дайки, вероятно, внедрились вскоре после образования туфов. Небольшой силл оливин-лейцитовых лампроитов, внедрившийся в «северные туфы», падает под углом 25° к северу и, вероятно, связан с магматическим ядром.

Петрографически «северные туфы» являются мелкозернистыми лапиллиевыми туфами лампроитов, которые содержат лишь очень небольшое количество обломков, представленным главным образом глинистыми сланцами и зернами кварца и

микроклина. Угловатые лапилли флогопит-лейцитовых лампроитов диаметром до 5 мм сцементированы массой более мелких обломков лампроитов, в меньшем количестве — зернами флогопита, кварца, микроклина и редкими псевдоморфозами по оливину диаметром до 3 мм. Некоторые более крупные, более округлые лапилли лампроитов имеют интрузивные контакты; иные из них пузырчатые, пемзовые. Лампроитовые туфы, слагающие главную гряду в южной части кратера, представляют собой лапиллиевые туфы сходного состава. Лапилли расположены близко друг к другу, обычно спаяны, и порода производит впечатление автобрекчии флогопит-лейцитовых лампроитов, содержащей некоторое количество ксенолитов.

Флогопитсодержащие лампроиты даек — однородные мелкозернистые породы, сложенные микрофенокристами флогопита (сильно расщепленного и корродированного) и измененных оливина и лей-

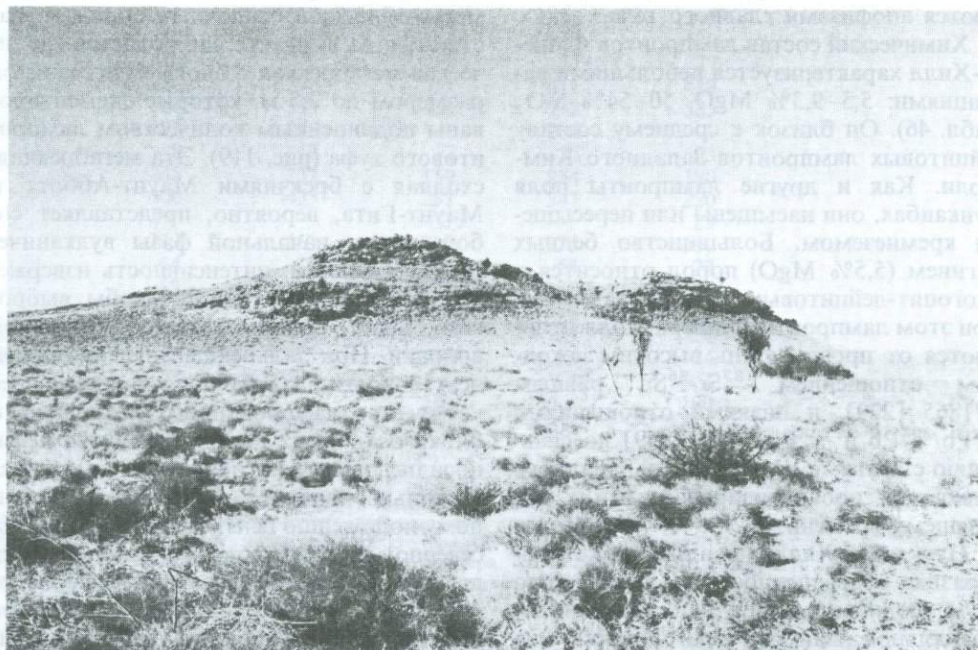


Рис. 116. Вид Фишери-Хилл с юга. Выходы горизонтально залегающих песчаников вокруг основания холма и спекшихся лапиллиевых туфов, слагающих вершину.

цита. Они рассеяны в очень тонкозернистой основной массе, состоящей из кристаллов лейцита и флогопита и акцессорного прайдерита, интерстицием между которыми заполнены глинистым материалом.

Образцы из периферических частей центрального ядра представлены мелкозернистыми оливин-диопсид-лейцитовыми лампроитами. Значительное количество микрофенокристов измененного оливина и игольчатого диопсида заключены в основную массу, состоящую из кристаллов раннего лейцита, калиевого рихтерита, глинистых минералов и акцессорного прайдерита. Присутствуют также редкие корродированные микрофенокристы флогопита.

Небольшой силл среди «северных туфов», а также несколько мелких невыдержанных даек в «южных туфах» петрографически сходны с центральным ядром. В дайках пластинки диопсида характеризуются четкой ориентировкой течения. Эти небольшие интрузии, вероятно, являются апофизами главного тела.

Химический состав лампроитов Фишери-Хилл характеризуется небольшими вариациями: 5,5–9,3% MgO, 50–54% SiO₂ (табл. 46). Он близок к среднему составу лейцитовых лампроитов Западного Кимберли. Как и другие лампроиты поля Нунканбах, они насыщены или пересыщены кремнеземом. Большинство бедных магнием (5,5% MgO) пород относится к флогопит-лейцитовым лампроитам даек. При этом лампроиты Фишери-Хилл отличаются от прочих очень высоким исходным отношением ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, равным 0,71865 [229], и низкими отношениями ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb [259] по сравнению с другими лампроитами Западного Кимберли, проанализированными к настоящему времени.

Нунканбах-Хилл – небольшая конусообразная возвышенность высотой около 30 м, поднимающаяся над плоской аллювиальной равниной реки Фицрой. Она расположена в 6 км к востоку-юго-востоку от Фишери-Хилл и прорывает горизонтально залегающие тонкослоистые

песчаники Киркби-Рейндж формации Хардман. К западу от кратера песчаники обнажены слабо, но на восточном фланге осадки образуют основание холма и хорошо обнажены на высоту до 15 м. За исключением пятнистой зеленой окраски эти породы не имеют контактовых изменений на расстоянии нескольких метров от кратера, хотя точно положение границы на восточном фланге определить трудно.

Главный кратер имеет почти овальные очертания и размер 150 × 100 м. Собственно холм, имеющий форму полумесяца, сложен пирокластическим материалом, который прорван почти округлым магматическим штоком, занимающим депрессию к западу от вершины (рис. 117). Пирокластические породы весьма изменчивы и массивны; обычно они представлены мелкозернистыми лапиллиевыми туфами с небольшим количеством обломков размером до 10 см и более и редкими осадочными пирокластами. К востоку от вершины холма доля и размеры обломков осадочных пород возрастают, и на контакте наблюдается хаотическая мегабрекчия с блоками песчаников размером до 2,5 м, которые сцементированы подчиненным количеством лампроитового туфа (рис. 119). Эта мегабрекчия, сходная с брекчиями Маунт-Абботт и Маунт-Гита, вероятно, представляет собой реликт начальной фазы вулканической активности; интенсивность извержения была недостаточной, чтобы выбросить такие блоки из крутой кратерной воронки. При дальнейшей вулканической деятельности в кратер поступало большее количество лампроитового материала, и блоки осадочных пород дробились и выносились. Центр активности переместился несколько западнее, ближе к современному положению центрального штока. На северной стороне кратера наблюдаются две линзы лапиллиевых туфов, пересекающие шток. На южной стороне кратера имеется небольшая линза флогопит-лейцитовых лампроитов, которые по составу аналогичны лампроитам лапиллей в туфах. Здесь же находится маломощная дай-

Таблица 46. Представительные анализы лампроитов Фишери-Хилл

	1	2	3	4	5
% по массе					
SiO ₂	49,95	50,80	51,10	53,90	50,10
TiO ₂	6,45	6,65	5,89	6,23	7,02
Al ₂ O ₃	7,12	7,40	8,60	7,90	8,90
Fe ₂ O ₃	4,66	4,83	4,80	5,90	6,60
FeO	1,54	1,43	1,71	0,71	0,71
MnO	0,09	0,08	0,08	0,07	0,06
MgO	9,27	8,48	7,77	5,54	6,62
CaO	3,24	3,35	2,56	1,81	1,88
Na ₂ O	0,68	0,88	0,64	0,38	0,22
K ₂ O	9,00	9,26	10,70	10,47	11,45
P ₂ O ₅	0,72	0,62	0,62	1,41	1,45
H ₂ O ⁺	4,16	1,97	1,98	1,90	2,33
H ₂ O ⁻	0,79	1,76	0,53	0,91	1,10
CO ₂	0,23	0,24	0,53	0,47	0,09
п.п.п.	2,36	2,31	2,11	1,95	1,59
Сумма	100,26	100,06	99,62	99,55	100,12
млн ⁻¹					
Ba	14 027	12 763	11 723	8530	6351
Li	12	17	8	8	10
Rb	268	275	284	380	381
Sr	1420	1420	1393	1530	1337
Pb	43	55	71	90	73
Th	20	23	21	28	22
U	1	3	1	3,5	2
Zr	1214	1399	1030	1493	1217
Nh	110	147	114	177	139
Y	15	21	18	27	27
La	286	296	351	411	419
Ce	560	539	459	778	585
Nb	175	258	—	284	—
Sc	8	12	17	15	23
V	245	232	159	234	180
Cr	400	433	231	347	220
Co	—	—	31	—	29
Ni	349	453	318	275	300
Cu	64	78	94	54	72
Zn	68	77	101	85	86
Sn	16	24	17	16	13
Mo	—	3	<1	<3	<1
Ga	13	18	19	34	24
As	2	3	1	3,5	<1
S	—	—	540	—	190
F	2100	2500	3020	3500	3680
Cl	—	—	70	—	20

1—диопсид-лейцитовый лампроит, западная часть кратера, BMR 8120152; 2—оливин-диопсид-лейцитовый лампроит, западная часть кратера, BMR 8321080; 3—флогопит-лейцитовый лампроит, дайка в центре кратера, GSWA 71877; 4—флогопит-лейцитовый лампроит, дайка на западном контакте кратера, BMR 83210284; 5—(флогопит)-оливин-лейцитовый лампроит, дайка на северной стороне, GSWA 71880.

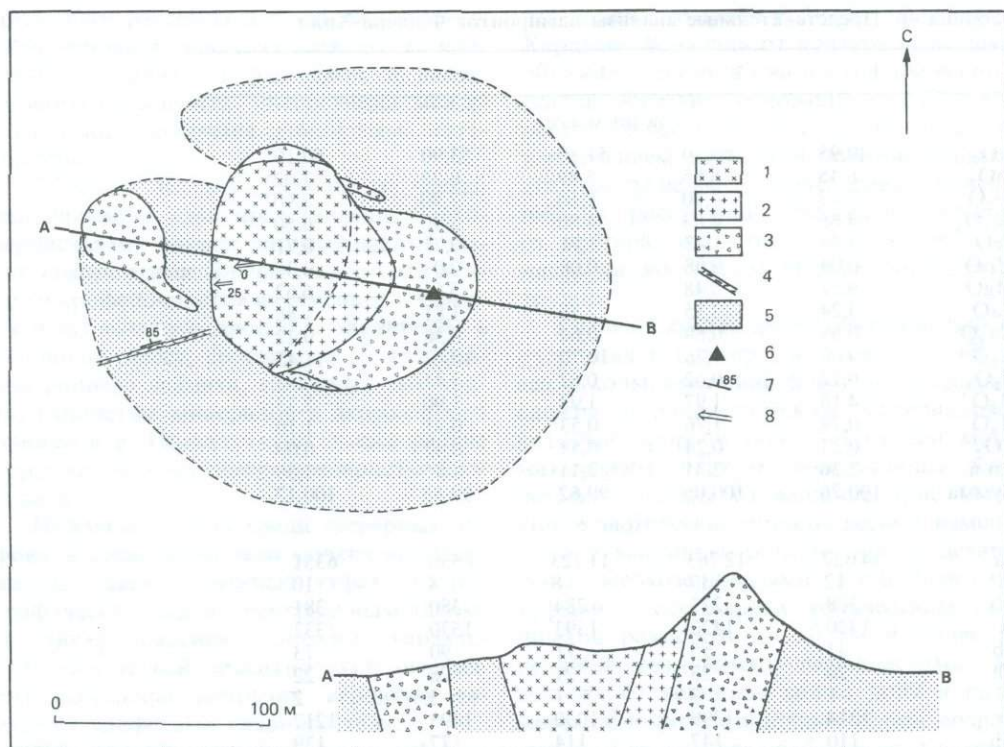


Рис. 117. Геологическая карта Нунканбах-Хилл. 1 – оливин-диопсид-лейцитовые лампроиты; 2 – оливин-диопсид-рихтерит-лейцитовые лампроиты; 3 – флогопит-лейцитовые лампроиты (лапиллиевые туфы и туфобрекчии); 4 – дайки флогопит-лейцитовых лампроитов; 5 – верхнепермские песчаники (формация Хардман); 6 – вершина холма; 7 – падение интрузивного контакта; 8 – столбчатая отдельность.

ка, образование которой, вероятно, относится к начальной фазе активности вулкана. Мощность дайки 60 см, залегание почти вертикальное. Она не соединяется с центральным ядром и не сечет его. В слагающих ее лампроитах присутствуют вытянутые чешуйки флогопита и пустоты.

В нескольких метрах к западу от главного кратера имеется плохо обнаженный сателлитный кратер, сложенный лампроитовыми лапиллиевыми туфами. Туфы перекрыты тонким почвенным слоем и щебенкой песчаников; их взаимоотношения с породами главного кратера неясны.

Центральный магматический штوك прорывает пирокластическую толщу восточного и северного флангов и повсе-

местно контактирует с осадочными породами. Сам контакт нигде не наблюдается, но ориентировка мелких кристаллов диопсида в восточной части близка к вертикальной, а столбчатая отдельность близ западного контакта имеет угол падения от 65 до 90°. Главная часть ядра сложена плотными темными оливин-диопсид-лейцитовыми лампроитами. На его восточном фланге имеется мощная линза несколько более светлых и мелкозернистых сильно трещиноватых пород, которые содержат калиевый рихтерит. Эти два типа лампроитов образуют единое тело, и граница между ними постепенная.

Пирокластические породы, слагающие вершину холма, представлены мелко- и среднезернистыми лапиллиевыми туфа-



Рис. 118. Вид Нунканбах-Хилл с юга. Холм сложен хаотическими неслоистыми лапиллиевыми туфами и грубообломочными брекчиями. Горизонтально залегающие пермские песчаники обнажаются в нижней части склона.



Рис. 119. Брекчия, состоящая из блоков песчаника размером до 2,5 м и цементирующего их небольшого количества лампритового туфа; восточный склон Нунканбах-Хилл.

ми, содержащими угловатые обломки лампроитов, глинистых сланцев и алевролитов диаметром до 1,5 см. Ювенильные обломки – пористые мелкозернистые флогопит-лейцитовые лампроиты, в которых фенокристы флогопита длиной до 1 мм расщеплены и погружены в мутную массу глинистых минералов, смешанных с кристаллами раннего лейцита. Довольно редко присутствуют частицы лампроитового пепла размером меньше 1 мм; иной основной массы не встречается. Осадки были неконсолидированными, и в настоящее время обломки сцементированы вторичным кремнистым материалом.

Главная часть центрального штока сложена оливин-диопсид-лейцитовыми лампроитами, которые содержат значительное количество микрофенокристов оливина (по которому развился нонтронит) размером до 1 мм и лейцита диаметром 0,1–1 мм. Многочисленные мелкие призмы диопсида и акцессорный прайдерит погружены в темную, мутную, измененную основную массу. Породы восточной краевой зоны штока аналогичны породам главной его части, за исключением широкого развития в них пойкилитовых зерен калиевого рихтерита. Призмы диопсида, которых в этих породах больше и которые несколько крупнее, имеют четкую линейную ориентировку течения. В основной массе присутствует небольшое количество флогопита.

Флогопит-лейцитовые лампроиты дайки петрографически аналогичны лампроитовым обломкам в туфах: ориентированные вытянутые чешуйки флогопита длиной до 1,5 мм заключены в основную массу, богатую лейцитом и содержащую также зерна флогопита и игольчатые кристаллы прайдерита. Поры выполнены вторичными цеолитами и глинистыми минералами. В небольшой линзе близ южного контакта дайки фенокристы окружены темной каймой; флогопит и пойкилитовый калиевый рихтерит выделяются на фоне основной массы.

Различные петрографические типы лампроитов Нунканбах-Хилл, как и Фишер-Хилл, характеризуются небольшо-

ми различиями химического состава. Такой состав типичен для лейцитовых лампроитов поля Нунканбах (табл. 47).

Хоуэс-Хилл представляет собой небольшую округлый, поросшей травой «спинифекс» холм диаметром около 150 м

Таблица 47. Представительные анализы лампроитов Нунканбах

	1	2
	% по массе	
SiO ₂	50,75	50,60
TiO ₂	5,68	6,18
Al ₂ O ₃	7,59	7,95
Fe ₂ O ₃	4,82	5,73
FeO	1,34	1,23
MnO	0,07	0,07
MgO	9,18	7,09
CaO	3,70	4,00
Na ₂ O	0,92	0,61
K ₂ O	8,69	9,67
P ₂ O ₅	0,53	0,65
H ₂ O ⁺	2,44	1,89
H ₂ O ⁻	1,70	1,38
CO ₂	0,22	0,13
п. п. п.	1,66	2,05
Сумма	99,29	99,23
	млн ⁻¹	
Ba	8167	11 190
Li	11	10
Rb	243	203
Sr	1254	1190
Pb	39	44
Th	22	23
U	2	2
Zr	1235	1311
Nb	118	134
Y	19	21
La	228	242
Ce	419	437
Nd	182	218
Sc	12	14
V	178	188
Cr	461	506
Ni	354	443
Cu	70	75
Zn	64	63
Sn	20	24
Mo	< 3	3
Ga	16	21
As	2,5	2,5
F	1900	2300

1 – амигдалоидный диопсид-лейцитовый лампроит, юго-западный фланг, BMR 83210265; 2 – оливин-диопсид-лейцитовый лампроит, северо-восточная часть центрального штока, BMR 83210266.

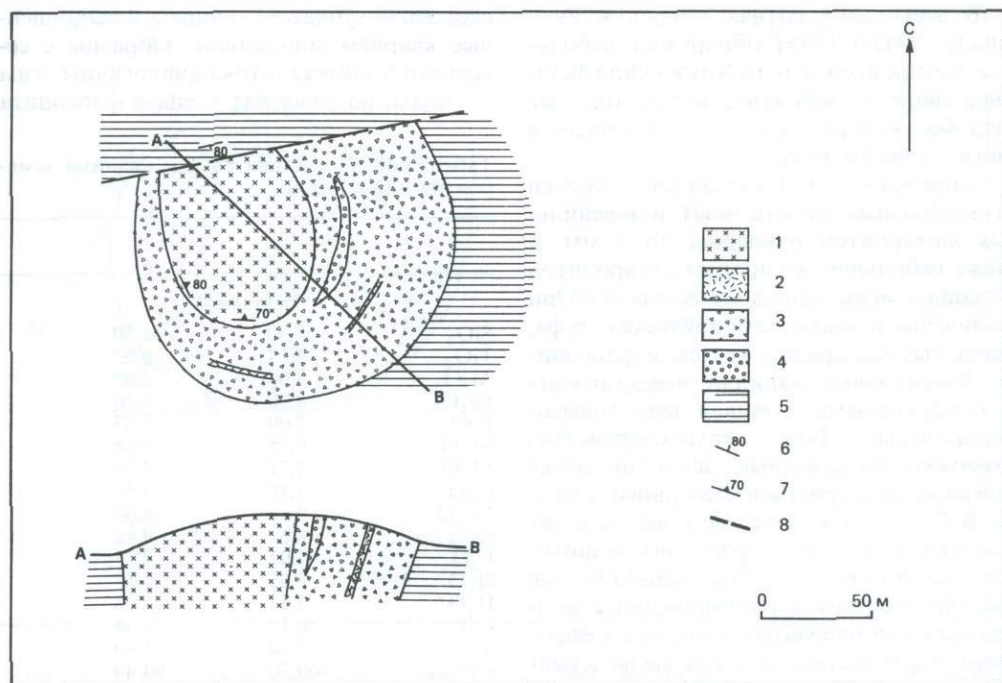


Рис. 120. Схематическая геологическая карта Хоуэс-Хилл. 1—флогопит-диопсидовые лампроиты; 2—диопсид-лейцитовые лампроиты; 3—лапиллиевые туфы лампроитов; 4—туфобрекчии; 5—верхнепермские алевролиты и песчаники (формация Хардман); 6—ориентировка слоистости; 7—ориентировка структур течения; 8—разлом.

и высотой 10 м. Он расположен в 7 км к востоку от Маунт-Седрик, на северном склоне невысокой гряды, сложенной алевролитами и песчаниками Черрабун.

Лампроитовый кратер имеет полукруглую форму; его северная часть ограничена разломом. Лампроиты—пирокластическая толща и центральный шток, сложенный флогопит-диопсид-лейцитовыми лампроитами, контактируют с нарушенными закаленными кливажированными алевролитами и песчаниками, которые падают к югу под углом около 80°. В редких обнажениях к югу и востоку от Хоуэс-Хилл аналогичные трещиноватые алевролиты залегают горизонтально.

Лампроитовые туфы, в большинстве случаев мелкозернистые и массивные, образуют выход в форме полумесяца вокруг центрального магматического штока. Тонкие прослои диопсид-лейцитовых

лампроитов мощностью около 1 м внедрены в них параллельно контакту со штоком и, по-видимому, круто наклонены в его сторону. К востоку от штока туфы включают также мощную вертикальную пластину брекчированных алевролитов, имеющую длину около 40 м при мощности до 5 м. Эта пластина является останком брекчированных вмещающих пород, сохранившимся внутри кратера.

Лампроитовый шток имеет диаметр около 75 м и расположен в кратере эксцентрически. Он сложен темными среднезернистыми флогопит-диопсид-лейцитовыми лампроитами. Северная часть штока срезана нарушением, но близ южного контакта редкие пустоты и трещиноватость ориентированы под углом 70–80° по направлению к внутренней части штока, указывая на соответствующий контакт интрузивного тела с туфами.

В нескольких сотнях метров к юго-западу Джепп [199] обнаружил небольшое лампроитовое тело Хоуэс-Хилл-Вест, внедрившееся, вероятно, вдоль того же разлома, который подходит к северной части главного тела.

Лапиллиевые туфы содержат обломки разнообразных родственных и ювенильных лампроитов размером до 2 мм, а также небольшие ксенолиты алевролитов и сланцев, испытавших метасоматоз. Они заключены в массе лампроитового туфа, глинистых минералов, кварца и флогопита. Ювенильные лапилли представлены мелкозернистыми оливин-лейцитовыми лампроитами. Более крупнозернистые, возможно родственные, лапилли также содержат фенокристи измененного лейцита. В большом количестве присутствуют обломки родственных флогопит-лейцитовых лампроитов. Грубые ксенолитовые брекчии содержат деформированные, подвергшиеся метасоматозу обломки алевролитов, погруженные в очень мелкозернистую кремнистую массу. Наличие в ней лампроитового компонента проявляется в присутствии нонтронитовых псевдоморфоз по мелким зернам оливина в основной массе.

Лапиллиевые туфы были внедрены вдоль слоев среднезернистых диопсид-лейцитовых лампроитов, которые содержат зерна измененного лейцита размером до 0,5 мм и игольчатые кристаллы диопсида длиной до 1 мм, ориентированные согласно течению. Диопсид частично замещен бесцветным, слабо плеохроирующим калиевым рихтеритом и зеленой хлоритовой массой, которая содержит розовый калиевый рихтерит, а также прайдерит и флогопит.

Главная часть магматического ядра сложена среднезернистыми оливин-диопсид-лейцитовыми лампроитами; указанные минералы представлены фенокритами размером до 1 мм. В темной глинистой основной массе присутствуют небольшие кристаллы измененного лейцита, прайдерит и, редко, крупные пойкилитовые пластины калиевого рихтерита. Породы содержат также крупные (до 5 мм)

скопления губчатого лейцита и выполненные кварцем миндалины. Образцы с северного контакта штока аналогичны этим породам, но содержат меньше флогопита

Таблица 48. Представительные анализы лампроитов Хоуэс-Хилл

	1	2
	% по массе	
SiO ₂	52,30	51,50
TiO ₂	5,14	6,53
Al ₂ O ₃	8,90	7,90
Fe ₂ O ₃	4,90	5,20
FeO	2,00	1,63
MnO	0,05	0,08
MgO	7,21	7,28
CaO	1,88	3,57
Na ₂ O	0,22	0,65
K ₂ O	8,87	9,42
P ₂ O ₅	1,07	0,85
H ₂ O ⁺	3,07	1,87
H ₂ O ⁻	2,53	1,03
CO ₂	0,12	0,04
п. п. п.	2,04	1,94
Сумма	100,30	99,49
	млн ⁻¹	
Ba	10 193	9832
Li	29	11
Rb	224	237
Sr	1269	1190
Pb	70	42
Th	18	19
U	< 1	1
Zr	1030	1029
Nb	103	91
Y	19	16
La	381	298
Ce	420	308
Sc	19	16
V	191	164
Cr	292	255
Co	20	32
Ni	700	280
Cu	100	95
Zn	85	80
Sn	—	15
Ga	19	16
As	2	< 1
S	300	930
F	3000	3160
Cl	310	< 20

1 — рихтерит-лейцитовый лампроит, силл в туфах, GSWA 71885; 2 — диопсид-рихтерит-оливин-флогопит-лейцитовый лампроит, центр штока, GSWA 71882A.

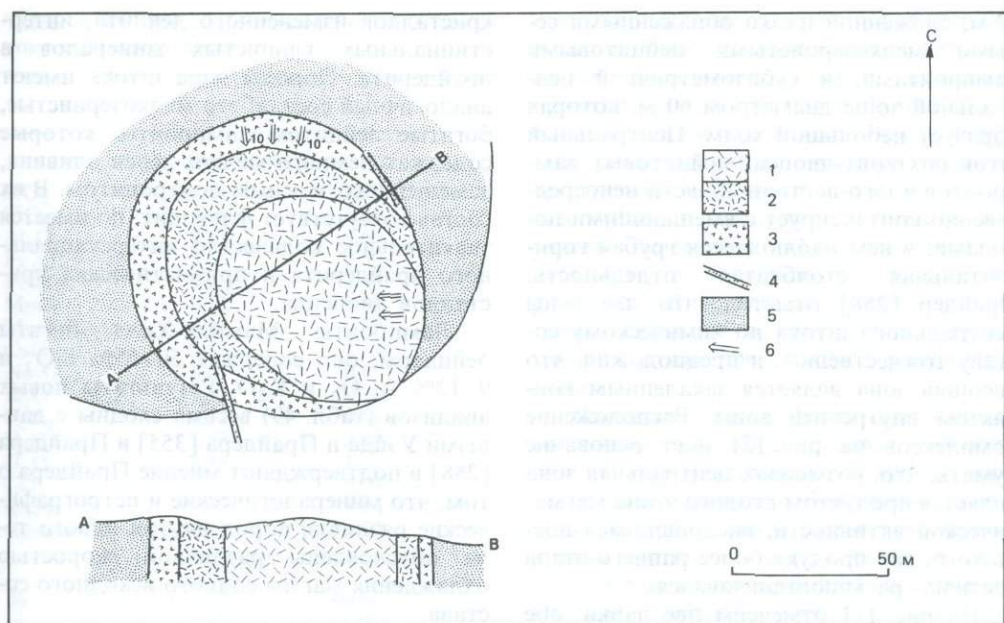


Рис. 121. Геологическая карта Мамилу-Хилл. 1 – рихтерит-диопсид-лейцитовые лампроиты; 2 – лейцитовые лампроиты; 3 – брекчии ксенолитовых флогопит-лейцитовых лампроитов; 4 – дайка флогопит-лейцитовых лампроитов; 5 – верхнепермские песчаники (формация Хардман); 6 – столбчатая отдельность.

и больше пойкилитового калиевого рихтерита.

У лампроитов Хоуэс-Хилл отмечают лишь небольшие вариации химического состава; их состав близок к среднему составу лейцитовых лампроитов Западного Кимберли, за исключением несколько меньших содержаний CaO и Rb, а также более низкого отношения Rb/Sr. Представительные анализы пород приведены в табл. 48.

Мамилу-Хилл – невысокий округлый холм, расположенный в 8 км к юго-западу от Волжиди-Хиллс. Он сложен тонкослоистыми песчаниками Черрабун формации Хардман. Лампроиты не образуют в рельефе какой-либо заметной формы; их местоположение фиксирует лишь небольшая возвышенность на южном склоне холма. Это – небольшое тело диаметром около 90 м, состоящее из концентрических зон лампроитовых брекчий и магматических лампроитов, имеющих форму полу-

месяца (рис. 121). Внедрение лампроитов слабо воздействовало на вмещающие их песчаники, которые сохранили горизонтальное залегание и остались ненарушенными на расстоянии нескольких метров от контакта.

Внешняя зона трубки сложена флогопит-лейцитовыми лампроитами, которые содержат многочисленные небольшие ксенолиты осадочных пород. В некоторых местах породы брекчированы и разрушены, иногда пористы. Вдоль северного контакта в них наблюдается нечеткая столбчатая отдельность, падающая под углом 10° к центру тела. В других местах отмечается плотная радиальная трещиноватость. Эти данные свидетельствуют о том, что лампроиты Мамилу-Хилл образуют субвертикальное трубообразное тело, как это предполагал еще Прайдер [288].

Центральный магматический шток состоит из краевой зоны мощностью до

12 м, сложенной плохо обнаженными серыми мелкозернистыми лейцитовыми лампроитами, и субизометричной центральной зоны диаметром 60 м, которая образует небольшой холм. Центральный шток рихтерит-диопсид-лейцитовых лампроитов в юго-восточной части непосредственно контактирует с вмещающими породами; в нем наблюдается грубая горизонтальная столбчатая отдельность. Прайдер [288] отметил, что две зоны центрального штока по химическому составу тождественны, и предположил, что внешняя зона является закаленным контактом внутренней зоны. Расположение комплексов на рис. 121 дает основание думать, что, возможно, центральная зона является продуктом второго этапа магматической активности, внедрившимся после того, как продукт более раннего этапа частично раскристаллизовался.

На рис. 121 отмечены две дайки; обе сложены коричневыми землистыми мелкозернистыми флогопит-лейцитовыми лампроитами; флогопит строго ориентирован вдоль вертикальной плоскости течения.

Джепп [199] отметил наличие на соседнем (с юго-запада) холме небольшого, диаметром несколько метров, кратера лампроитовых туфов.

Внешняя пирокластическая зона Мамилу-Хилл состоит из богатых ксенолитами лапиллиевых туфов. Ксенолиты размером до 1 см сложены алевролитами, сланцами, галькой латеритов и редкими зернами кварца и микроклина. Ювенильные лапилли представлены флогопит-лейцитовыми лампроитами, которые состоят из корродированных пластинок флогопита размером до 1,5 мм и коричневой стекловатой девитрифицированной основной массы, содержащей небольшие зерна измененного лейцита.

Внешняя зона центрального магматического штока сложена мелкозернистыми оливин-лейцитовыми лампроитами. Небольшие кристаллы измененного оливина размером до 0,3 мм и редкие корродированные пластинки флогопита погружены в основную массу, состоящую из мелких

кристаллов измененного лейцита, интерстициальных глинистых минералов и прайдерита. Породы ядра штока имеют аналогичный состав: это мелкозернистые, богатые лейцитом лампроиты, которые содержат немного мелких зерен оливина, замещенного зеленым нонтронитом. В их составе отсутствует флогопит, но имеется значительное количество интерстициального прайдерита и призматических кристаллов диопсида.

Лампроиты Мамилу-Хилл богаты лейцитом; они содержат 50–55% SiO_2 и 9–12% Al_2O_3 и K_2O . Результаты новых анализов (табл. 49) весьма сходны с данными Уэйда и Прайдера [355] и Прайдера [288] и подтверждают мнение Прайдера о том, что минералогические и петрографические различия пород внутри одного тела обусловлены различной скоростью охлаждения магмы единого исходного состава.

Хиллс-Коун расположен в 1 км к востоку от Мейборо-Боур, на главной дороге, идущей к северу от усадьбы Нунканбах. Это два небольших холма конической формы диаметром по 100 м и высотой около 10 м, каждый из которых имеет центральную депрессию, указывающую на наличие вулканического кратера. «Кратеры» являются, однако, эрозионными формами в центральных интрузиях двух небольших вулканических конусов. В целом Хиллс-Коун представляет собой трубку неправильной формы размером 225 × 130 м, которая выполнена туфами и имеет дайкоподобную алофизу, отходящую к северу (рис. 122).

Трубка прорывает горизонтально залегающие кливажированные песчаники формации Хардман, которые слабо обнажены близ западной границы тела. Песчаники не нарушены, за исключением нескольких метров эндоконтактной зоны.

Трубка, выполненная главным образом лампроитовыми лапиллиевыми туфами, более или менее обнажена близ холмов; в других местах она фиксируется только по небольшим валунным выходам выветрелых пород. На южном фланге западного холма как будто видны следы

Таблица 49. Представительные анализы лампроитов Мамилу-Хилл

	1	2
	% по массе	
SiO ₂	53,61	53,90
TiO ₂	5,66	5,26
Al ₂ O ₃	9,85	9,60
Fe ₂ O ₃	5,66	5,90
FeO	1,22	1,48
MnO	0,11	0,08
MgO	4,99	4,79
CaO	2,13	2,34
Na ₂ O	0,67	0,61
K ₂ O	11,22	10,30
P ₂ O ₅	0,72	0,81
H ₂ O ⁺	1,53	2,00
H ₂ O ⁻	0,48	1,12
CO ₂	0,30	0,09
п. п. п.	1,93	1,64
Сумма	100,08	99,92
	млн ⁻¹	
Ba	10 105	6652
Li	6	10
Rb	322	252
Sr	1033	1085
Pb	71	80
Th	25	17
U	3	< 1
Zr	1215	1014
Nb	129	106
Y	18	17
La	409	342
Ce	552	479
Sc	—	17
V	282	185
Cr	296	267
Co	30	35
Ni	263	450
Cu	51	85
Zn	77	93
Sn	4	—
Ga	23	23
As	1	1
S	—	100
F	3200	3430
Cl	—	160

1 — диоксид-лейцитовый лампроит, центр штока, BMR 79211048; 2 — рихтерит-лейцитовый лампроит, внутренняя часть ядра, GSWA 71310.

слоистости с падением слоев к центру тела, но в других участках пирокластические породы представляют собой беспорядочное заполнение крутопадаю-

щего жерла. Разнообразие туфов выражается в наличии на восточном холме спекшихся лапиллиевых туфов, лишенных примеси темного латеритного материала, присутствующего в главной части туфов. Эта разновидность, вероятно, является продуктом заключительной фазы внедрения туфов; в пределах слагаемого ими участка имеется четкая столбчатая отдельность с падением от центра под углом 20°. В других местах лапиллиевые туфы переходят в туфобрекчии, содержащие угловатые блоки вмещающих пород.

Пирокластическая толща прорвана несколькими дайками и силами флогопит-лейцитовых лампроитов, которые, вероятно, представляют собой интрузии поздней стадии. Главная магматическая интрузия восточного жерла является сложным телом мелкозернистых лампроитов, которое частично образует кольцевую дайку, а частично протягивается к востоку в виде дайкообразного тела. Направление столбчатой отдельности указывает на погружение контактов тела внутрь комплекса под углом 70°; выходы тела на поверхность образуют кольцо «кратера» восточного жерла.

Западное жерло сложено зональным штоком лампроитов диаметром около 50 м. Внешняя зона мелкозернистых пород, имеющая ширину около 10 м, образует невысокое кольцо, окружающее центральную депрессию, которая сложена более крупнозернистыми выветрелыми лампроитами. Между этими двумя типами пород отсутствуют признаки интрузивного контакта; породы кольца, вероятно, являются закалочной краевой фацией штока. Столбчатая отдельность контактовых пород направлена внутрь жерла под углом 70°, тогда как в центральной части штока она направлена наружу под углом 80°. Ориентированные пустоты в различных частях тела имеют угол падения от вертикального до 60° внутрь тела.

К северу от западного жерла имеется небольшой, плохо обнаженный участок, сложенный грубозернистыми диоксид-лейцитовыми лампроитами. Возможно,

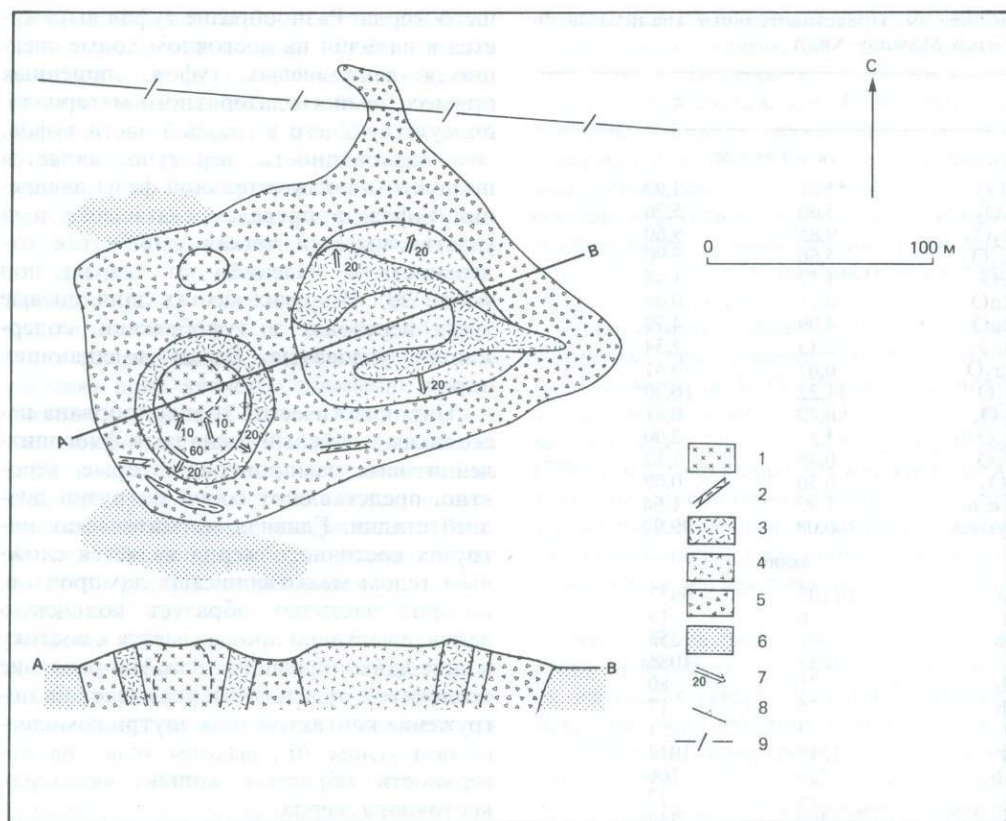


Рис. 122. Геологическая карта Хиллс-Коун. 1—оливин-рихтерит-диопсидовые лампроиты; 2—дайка флогопит-лейцитовых лампроитов; 3—диопсид-лейцитовые лампроиты; 4—спекшиеся лапиллиевые туфы лампроитов; 5—лапиллиевые туфы лампроитов; 6—верхнепермские песчаники (формация Хардман); 7—столбчатая отдельность; 8—ориентировка течения; 9—ограда.

это небольшой штوك диаметром около 20 м.

Хиллс-Коун в целом представляет собой единое жерло, выполненное пирокластическим материалом, с двумя главными центрами магматической деятельности. Главная часть пирокластических пород одинакова в пределах всего тела, а поздние фазы, включая неправильное тело лампроитов, проявились только в восточной части. Западное тело, вероятно более молодое, сложено лампроитовым штком. Обрамление двух центров, видимо, отражает форму подводящего канала, вытянутого в северо-восточном направлении.

Петрографически главный пирокластический комплекс представлен среднезернистыми лапиллиевыми туфами, содержащими угловатые обломки лампроитов и ксенолиты латеритов, алевролитов и сланцев размером до 15 мм. Ювенильные лапилли лампроитов сильно пузырчатые и содержат редкие фенокристы оливина и флогопита в девитрифицированной стекловатой основной массе, в которой присутствует значительное количество небольших зерен измененного лейцитита. Их цементирует лампроитовый пепел, который полностью превращен в глинистую массу, и вторичный кремнезем, содержащий редкие зерна кварца. «Центральные

туфы» восточного жерла – это мелкозернистые лапиллиевые туфы, содержащие обломки размером до 4 мм. Лампроитовые обломки представлены стекловатыми лейцитовыми лампроитами, аналогичными содержащимися в главной части туфов, но имеющими в своем составе меньше оливина и флогопита. Ксеногенный материал в этих туфах представлен обломками сланцев и зернами кварца и микроклина. Цементирующая масса почти полностью превращена в глинистые минералы бледно-зеленого или бледно-коричневого цвета, но содержит также множество мелких кристаллов измененного лейцита (некоторые из них имеют оболочку из лампроитового стекла) и значительное количество вторичного кремнезема. Спекшиеся лапиллиевые туфы у основания западного холма характеризуются аналогичным составом, но содержит вытянутые лапилли длиной до 4 см.

Магматическая интрузия восточного холма сложена мелкозернистыми диопсид-оливин-лейцитовыми лампроитами, содержащими значительное количество микрофенокристов измененного оливина размером до 1 мм и раннего лейцита размером до 0,7 мм в основной массе из небольших зерен измененного лейцита, игольчатых кристаллов диопсида и акцессорного прайдерита с интерстициальными глинистыми минералами и мелкими пластинками флогопита. В дайкообразном продолжении этого тела оливина и диопсида меньше, но присутствует немного пойкилитового калиевого рихтерита, который образует призматические зерна длиной до 1 мм. В этих породах имеются также крупные (до 3 мм) губчатые скопления измененного лейцита и мельчайшие серо-зеленые зерна плеонаста.

Наиболее существенным различием между породами центральной и периферической частей штока западного холма является размер зерен, особенно диопсида и калиевого рихтерита. Центральная часть сложена оливин-диопсид-рихтерит-лейцитовыми лампроитами. В них размер фенокристов оливина достигает 1 мм; они

часто образуют гломеропорфировые сростания и замещаются нонтронитом и кварцем. Диопсид присутствует в виде многочисленных призматических кристаллов длиной до 3 мм, а также небольших игольчатых кристаллов в основной массе. Главная часть породы состоит из измененного лейцита, который наблюдается в виде небольших кристаллов (0,2–0,4 мм) или губчатых масс размером до 3 мм. В интерстициях описаны темные глинистые минералы, значительное количество розового калиевого рихтерита и акцессорный прайдерит. В периферической зоне диопсид представлен только мелкими игольчатыми призмами, калиевый рихтерит бесцветен и часто обрастает диопсид. *Дополнительное отличие – небольшое содержание мелких чешуек флогопита в основной массе.*

Несмотря на отсутствие калиевого рихтерита, породы небольшого штока, расположенного к северу от западного холма, сходны по внешнему виду с породами центральной части главного штока, особенно по наличию гломеропорфировых сростков оливина и призматического диопсида. Однако основная масса этих пород имеет коричневый цвет и представлена мутным девитрифицированным стеклом с многочисленными мелкими призмами прайдерита и пластинками флогопита.

Лампроиты Хиллс-Коун по химическому составу весьма однообразны, как и остальные лейцитовые лампроиты поля Нунканбах. Представительные анализы (табл. 50) указывают лишь на слабые различия в составах пород западного и восточного холмов.

«П»-Хилл – наиболее доступное из лампроитовых тел поля Нунканбах – расположено рядом с дорогой вдоль реки Фицрой, в 9 км к востоку от усадьбы Нунканбах, на аллювиальной равнине реки Фицрой. Оно образует четко выраженный двойной пик: небольшая вершина, сложенная лампроитовой брекчией, резко воздымается над широким коническим холмом на высоту примерно 35 м, а более низкий округлый холм темных лам-

Таблица 50. Представительные анализы лампроитов Хиллс-Коун

	1	2	3
% по массе			
SiO ₂	51,90	52,20	51,70
TiO ₂	5,16	5,92	6,11
Al ₂ O ₃	9,40	8,40	8,80
Fe ₂ O ₃	5,70	5,90	5,80
FeO	1,23	1,26	1,84
MnO	0,07	0,07	0,09
MgO	5,86	6,63	5,92
CaO	2,96	2,67	3,32
Na ₂ O	0,20	0,36	0,74
K ₂ O	10,50	9,70	9,27
P ₂ O ₅	1,99	0,97	0,79
H ₂ O ⁺	2,50	2,21	1,87
H ₂ O ⁻	0,94	1,63	1,11
CO ₂	0,21	0,18	0,06
п. п. п.	1,65	2,12	2,16
Сумма	100,27	100,22	99,49
млн ⁻¹			
Ba	7265	11 666	12 363
Li	8	11	7
Rb	277	305	313
Sr	1229	1086	1057
Pb	90	60	60
Th	23	17	16
U	2	< 1	< 1
Zr	1108	1103	1129
Nb	112	98	94
Y	23	16	20
La	418	337	317
Ce	548	403	394
Sc	16	17	19
V	203	186	169
Cr	267	246	226
Co	35	30	35
Ni	320	540	370
Cu	85	110	120
Zn	79	84	79
Mo	< 1	1	1
Ga	23	18	15
As	< 1	2	< 1
S	300	500	400
F	3360	3200	3160
Cl	140	160	140

1 – лейцитовый лампроит дайки, восточный холм, GSWA 71325; 2 – оливин-диопсид-лейцитовый лампроит, центр восточного холма, 71326; 3 – рихтерит-оливин-диопсид-лейцитовый лампроит, центр западного холма, GSWA 71327.

проитов подымается на высоту нескольких метров к юго-востоку (рис. 124). Лампроиты прорывают нижнепалеозойские осадочные породы формации Нунканбах,

которые обнажены в нескольких участках у основания холма. Породы залегают горизонтально и представлены тонкопесчанистыми песчаниками и алевритами, часто с налетами окислов железа.

Вулканическое жерло имеет вытянутую в восток-северо-восточном направлении овальную форму и размер 125 × 75 м; оно выполнено главным образом мелкозернистыми лапиллиевыми туфами лампроитов. Туфы обнажены плохо, но, вероятно, они являются неслоистыми хаотическими осадками кратерной фации. Небольшая туфовая дайка мощностью 3 м прослежена на 50 м к восток-северо-востоку от главного тела; затем она прерывается аллювиальными отложениями.

Вершина холма сложена лампроитовыми агломератами, внедренными в лапиллиевые туфы. Лампроитовая часть пород отличается бледно-зеленой окраской с пятнами бледно-коричневого материала. Она имеет вид спекшихся лапиллиевых туфов или автолитовых лампроитов, но местами чаще наблюдается пирокластика, содержащая включения пузырчатых лампроитов. Более важен ксеногенный компонент пород. Ксенолиты пятнисто-зеленых алевролитов весьма широко распространены в верхней части тела, а на северо-восточном склоне холма присутствуют крупные блоки (до 1–2 м) этих пород. Это тело, вероятно, образовалось либо в процессе затухания вулканической активности, либо в результате кратковременного возобновления активности перед внедрением лампроитового штока. По-видимому, оно занимает некий первичного вулкана. В описываемом теле наблюдается крупная столбчатая отдельность, ориентированная под углом менее 10° к северо-востоку. Оно пересечено рядом тонких (до 15 см) невыдержанных туффзитовых жил (особенно близ вершины холма), которые, вероятно, связаны с заключительной стадией дегазации магмы.

Главная лампроитовая интрузия представлена зональным штоком диаметром около 50 м. Западная половина штока сложена грубозернистыми, богатыми ка-

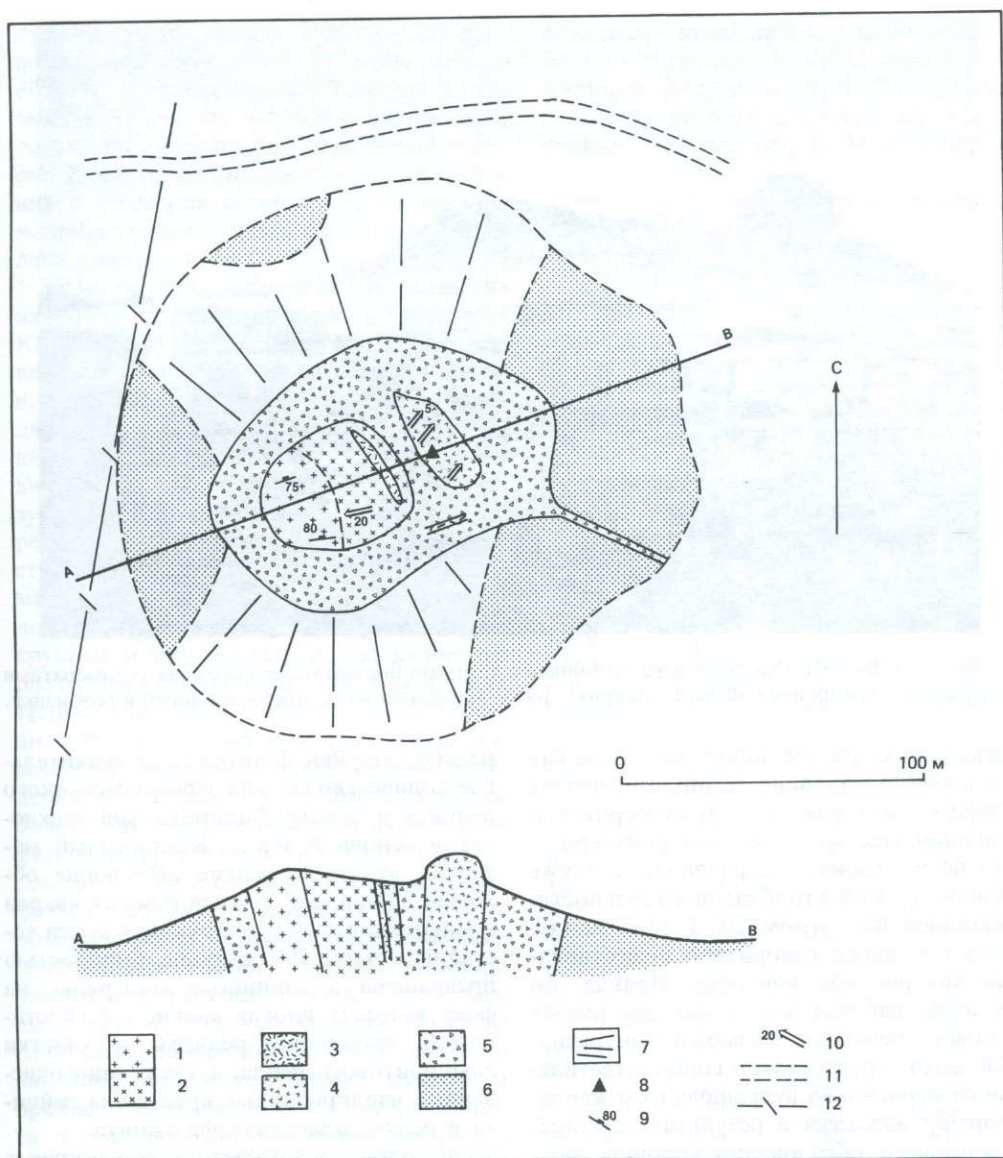


Рис. 123. Геологическая карта «П»-Хилл. 1 – флогопит-оливин-рихтерит-диопсид-лейцитовые лампроиты; 2 – (флогопит)-оливин-диопсид-лейцитовые лампроиты; 3 – диопсид-лейцитовые лампроиты; 4 – спекшиеся агломераты лампроитов; 5 – лапиллиевые туфы лампроитов; 6 – нижнепермские песчаники (формация Нунканбах); 7 – дельвий; 8 – вершина холма; 9 – ориентировка трещиноватости; 10 – столбчатая отдельность; 11 – дорога; 12 – ограда.

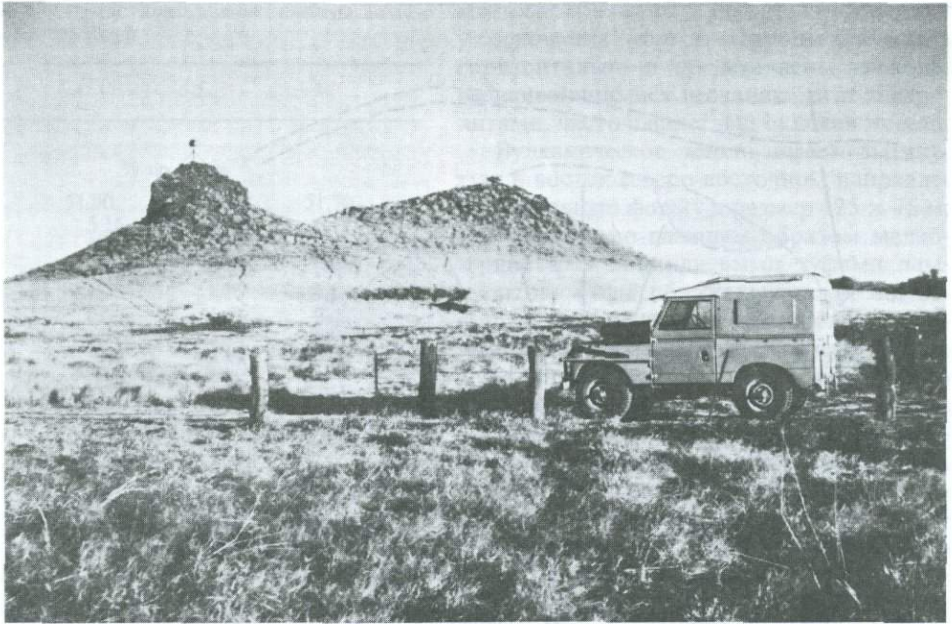


Рис. 124. Вид «П»-Хилл с севера. «Шишка» с крутыми бортами слева сложена агломератами интрузивных лампроитов. Фото Г. Деррика, Бюро минеральных ресурсов, геологии и геофизики.

лиевым рихтеритом породами, тогда как в восточной половине лампроиты имеют порфиновую структуру с мелкозернистой основной массой и лишены роихтерита. Эти петрографические различия, а также наличие грубой столбчатой отдельности, падающей под углом 20° к юго-западу, дают основание говорить о существовании внутри тела контакта. Правда, он нигде не наблюдался, а породы имеют взаимные переходы. Возможно, интрузивный шток представляет собой ответвление от первичного вулканического жерла, сформировавшееся в результате предшествовавшего образования колонны лампроитовых агломератов; вероятно, шток медленно охлаждался под туфовой толщей.

Петрографически главная толща пирокластических отложений является мелкозернистыми цементированными лапиллиевыми туфами. Лапилли, обычно имеющие размер 2–5 мм (но иногда достигающие 1 см), представлены лейцитовыми лампроитами, которые содержат

редкие чешуйки флогопита и значительное количество мелких зерен измененного лейцита в девитрифицированной стекловатой основной массе. Ксеногенный материал включает редкие небольшие обломки глинистых сланцев и зерна кварца и микроклина. Цементирующая масса составляет около 50% породы и полностью превращена в глинистые минералы, на фоне которых иногда можно диагностировать небольшие реликты и участки лампроитового пепла, а также многочисленные изолированные кристаллы лейцита и редкие пластинки флогопита.

«Столб» агломератов интрузивных лампроитов на первый взгляд может быть принят за содержащую редкие чешуйки флогопита лейцит-лампроитовую породу с крупными ксенолитами сланцев, песчаников, алевролитов, латеритов и ксенокристами кварца и микроклина. Более детальное изучение показывает наличие у лампроитов пирокластической текстуры с лапиллями и цементирующей массой. Постгенетическое спекание пород – как

лапиллей, так и связующей массы — привело к возникновению их монолитного облика. Первоначальные лапилли отличаются теперь от зеленоватого цемента только по своей бледно-коричневой окраске. Если же не учитывать степени спекания и размеров ксенолитов, то породы «столба» весьма близки к вмещающим их лапиллиевым туфам.

«Центральные лампроиты» — одни из наиболее крупнозернистых в Западном Кимберли. Фенокристы измененного лейцита обычно имеют размер около 1 мм, но могут достигать и 3 мм. Длина призм диопсида — до 4 мм, а весьма распространенных псевдоморфоз нонтронита по оливину — 1 мм, причем последние часто образуют гломеропорфировые сростки. Изредка встречаются корродированные пластинки флогопита. В основной массе помимо многочисленных мелких кристаллов лейцита и диопсида присутствуют крупные пойкилитовые массы калиевого рихтерита размером до 3 мм и скопления темных глинистых минералов с интерстициальными пластинками флогопита. Акцессорные минералы представлены прайдеритом, апатитом и вэйдитом. Участки более тонкозернистых пород имеют порфировую структуру; зерна лейцита размером до 1,5 мм и более мелкие псевдоморфозы по оливину составляют около 30% объема породы. Основная масса содержит значительное количество кристаллов диопсида и флогопита длиной до 1 мм, но, с другой стороны, состоит также из глинистых минералов, включающих подчиненное количество зерен лейцита и прайдерита. Наличие фенокристов лейцита и оливина дает основание предполагать связь этих пород с крупнозернистой частью штока; однако эти два типа пород отличаются друг от друга.

Отдельные типы пород трубки «П»-Хилл мало различаются химически. Все они, как и большинство лампроитов поля Нунканбах, имеют высокие содержания SiO_2 (50–55%) и K_2O (9–11%) и низкое содержание MgO (5–8%). Крупнозернистые рихтеритсодержащие лампроиты западной части штока отличаются от

остальных низкими содержаниями MgO , Ni , Cr и несколько более высокими содержаниями SiO_2 и Al_2O_3 (табл. 51), но в целом их петрографические особенности являются скорее результатом различной

Таблица 51. Представительные анализы лампроитов «П»-Хилл

	1	2	3
	% по массе		
SiO_2	53,47	52,13	52,42
TiO_2	6,43	5,60	6,36
Al_2O_3	8,27	8,13	8,04
Fe_2O_3	5,52	5,11	5,43
FeO	1,56	1,66	1,46
MnO	0,09	0,10	0,09
MgO	5,38	7,00	6,63
CaO	2,95	3,50	3,48
Na_2O	0,68	1,07	0,73
K_2O	10,36	9,79	10,29
P_2O_5	0,66	0,39	0,55
H_3O^+	1,09	1,56	1,98
H_3O^-	0,62	0,82	0,79
CO_2	0,16	0,81	0,28
п. п. п.	1,81	1,62	1,87
Сумма	99,05	99,29	100,40
	млн^{-1}		
Ba	9509	8758	9622
Li	7	8	10
Rb	236	192	248
Sr	1166	1119	1191
Pb	38	32	44
Th	23	20	23
U	2	2	2
Zr	1107	1007	1300
Nb	100	95	132
Y	17	16	22
La	235	197	241
Ce	332	291	446
Nd	174	146	210
Sc	11	12	15
V	165	154	213
Cr	317	265	396
Ni	179	380	342
Cu	69	69	86
Zn	100	69	86
Sn	25	12	21
Ca	14	12	21
As	2	2	2,5
F	3000	2000	2600

1 — флогопит-диопсид-рихтерит-лейцитовый лампроит, юго-западный фланг западного штока, BMR 81210145; 2 — оливин-диопсид-лейцитовый лампроит, восточный контакт западного штока, BMR 81210147; 3 — диопсид-рихтерит-лейцитовый лампроит, вершина западного штока, BMR 83210259.

скорости остывания магмы, чем различий в исходном составе.

Джада-Хилл. Это небольшое лампроитовое тело расположено на пойменной равнине к югу от реки Фицрой, в 7 км к юго-западу от усадьбы Нунканбах, недалеко от дороги, ведущей на юг, к хребту Сент-Джордж. Ранее этот холм был известен под названиями Даджа-Хилл [355, 288] и Бардзар-Хилл [317].

Лампроиты образуют небольшую округлую возвышенность диаметром 100 м и высотой 15 м на берегу большого залива реки (рис. 125, 126). Центр холма эродирован, и в настоящее время на его месте расположено понижение, открывающееся к югу; дно депрессии покрыто черноземом. Небольшой ручей, омывающий холм с востока и севера, почти превращает Джада-Хилл в остров, что затрудняет установление взаимоотношений лампроитов с вмещающими породами формации Нунканбах.

Джада-Хилл—сложное тело; оно состоит из лапиллиевых туфов лампроитов, которые прорваны серией полукольцевых лампроитовых пластов и эксцентрическим штоком крупнозернистых лампроитов. Пирокластические породы занимают северный и восточный секторы холма. Они однообразны; это средне- и мелкозернистые, очень слабо стратифицированные лапиллиевые туфы. На северном склоне туфы прорываются мощным слоем ксенолитсодержащих флогопит-лейцитовых лампроитов, которые слагают также гребень холма. Эти породы аналогичны ксенолитсодержащим интрузиям в других телах, например в трубке «П»-Хилл, и содержат многочисленные обломки вмещающих пород размером до 3 см. У восточного края гребня ксенолиты крупнее и многочисленнее, размер некоторых блоков достигает 1 м. Пласт погружается к югу под углом 45–60°, что устанавливается по ориентировке хорошо развитой

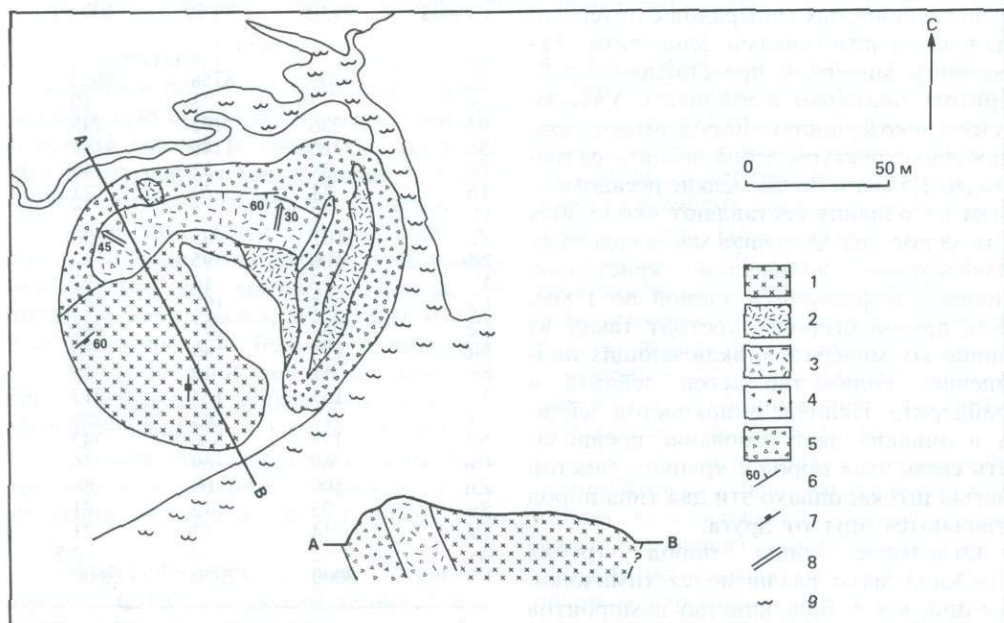


Рис. 125. Геологическая карта Джада-Хилл. 1—диопсид-флогопит-лейцитовые лампроиты; 2—флогопит-лейцитовые лампроиты; 3—ксенолитовые флогопит-лейцитовые лампроиты; 4—туфобрекчии; 5—лапиллиевые туфы флогопит-лейцитовых лампроитов; 6—падение интрузивного контакта; 7—ориентировка трещиноватости; 8—столбчатая отдельность; 9—залив.



Рис. 126. Вид Джада-Хилл с запада.

столбчатой отдельности (рис. 127) и по обнаружению интрузивного контакта на северном склоне. Восточный фланг пласта срезается небольшой вертикальной интрузивной линзой крупнозернистой туфобрекчии, в которой содержатся блоки песчаников и сланцев диаметром до 1 м, сцементированные подчиненным количеством лампроитового материала.

В восточном секторе лапиллиевые туфы прорываются двумя крутопадающими пластами флогопит-лейцитовых лампроитов, в которых выделяются листочки слюды, ориентированные согласно течению потока. Небольшая линза, сложенная аналогичными породами, находится близ северо-западного контакта тела.

Лампроитовый шток является круглым телом диаметром около 60 м, восточная часть которого перекрыта осадками, выполняющими центральную промону Джада-Хилл. Шток сложен диопсид-флогопит-лейцитовыми лампроитами, в которых отмечаются лишь небольшие вариации состава; так, в центральной

части штока породы несколько более крупнозернистые. Вдоль западной границы штока, которая образует небольшой уступ высотой несколько метров, наблюдается отчетливая трещиноватость с падением трещин под углом 60° к юго-востоку. Направление трещиноватости параллельно ориентировке пласта ксенолит-содержащих лампроитов, но значение этого факта не совсем ясно. На гребне холма в лампроитах также имеется сильная вертикальная трещиноватость меридионального простирания.

Пирокластические породы представлены спекшимися лапиллиевыми туфами флогопит-лейцитовых лампроитов, которые содержат значительное количество небольших обломков сланцев и алевролитов. Подчиненная цементирующая масса лампроитового пепла включает немного ксенокристов кварца и микроклина, но настолько плотно спеклась, что породы утратили туфовую структуру. Лапилли имеют диаметр до 10 мм и содержат микрофенокристы флогопита размером



Рис. 127. Столбчатая отдельность в пласте ксенолитсодержащих лейцитовых лампроитов на вершине Джада-Хилл.

до 1 мм, а также еще более мелкие микрофенокристы лейцита и оливина, заключенные в основную массу девитрифицированного стекла с включениями мелких зерен измененного лейцита. Оливин замещен нонтронитом и кварцем. Интрузивный пласт ксенолитовых лампроитов петрографически очень сходен с лапиллиевыми туфами, за исключением того, что ксенолитов вмещающих пород здесь больше и среди них помимо глинистых сланцев и алевролитов присутствуют также песчаники. Породы могут быть полностью спекшимися. Они относятся к заключительной фазе образования туфов аналогично таким же породам, слагающим вершину холма «П»-Хилл.

Пласты флогопит-лейцитовых лампроитов, которые прорывают туфы, содержат очень мало оливина, но в них имеются чешуйки флогопита длиной до 2 мм. Эти вкрапленики погружены в массу измененного лейцита и интерстициальных глинистых минералов, флогопита и волокнистого прайдерита. Тело на во-

сточном склоне центральной промоины также содержит редкий интерстициальный калиевый рихтерит и немного диопсида; оно может являться краевой заключочной фазией пород главного штока.

Лампроитовый шток довольно однороден. Слагающие его порфиновые диопсид-флогопит-лейцитовые лампроиты содержат варьирующее количество интерстициального калиевого рихтерита. В основной массе, обогащенной лейцитом, присутствуют небольшие фенокристы флогопита, призматического диопсида и оливина размером до 2 мм. Лишь немногие кристаллы измененного лейцита достигают размера 2 мм, обычно они меньше 1 мм. Оливин замещен нонтронитом и кварцем; он встречается также в гломеропорфировых сростках с диопсидом. Фенокристы бледноокрашенного флогопита корродированы и окаймлены иголочками прайдерита; мелкие пластинки интерстициального флогопита окрашены более интенсивно. Интерстициальный материал представлен главным образом

коричневыми глинистыми минералами, флогопитом, игольчатым диопсидом и аксессуарным прайдеритом. Интерстициальный калиевый рихтерит присутствует во всех образцах, но лишь близ северной границы он образует крупные пойкилитовые массы и становится главным минералом. Повсюду он представлен небольшими интерстициальными призмами или каемками вокруг иголок диопсида.

Лампроиты Джада-Хилл имеют постоянные содержания MgO (5,8–7,4%), SiO₂ (51–55%) и K₂O (10–11,4%). Флогопит-лейцитовые лампроиты из пластов на восточном склоне холма характеризуются пониженным содержанием TiO₂, но более высоким содержанием Sr (1700–1850 млн⁻¹); в особенности они обогащены легкими РЗЭ: La в них в 1600 раз больше, чем в хондритах. Эти цифры контрастируют с 6,5–7% TiO₂, 1000–1450 млн⁻¹ Sr и тысячекратной обогащенностью легкими РЗЭ по отношению к хондритам, как это характерно для главного штока. Тем не менее содержания TiO₂ и Zr и отношение Zr/La в породах штока значительно выше, чем в породах даек и пластов (табл. 52).

Систере («Сестры»). Эти два небольших лампроитовых тела расположены южнее реки Фицрой, близ главной дороги, к юго-востоку от усадьбы Неррима и в 17 км к запад-юго-западу от заброшенной усадьбы Кальеда. В ранних публикациях эти тела назывались Кальеда-Хиллс [355, 288], но это название в действительности относится к группе невысоких песчаниковых холмов в 20 км к востоку.

Лампроиты образуют два небольших холма, возвышающихся на 10–15 м над плоской аллювиальной песчаной равниной реки Фицрой. Несмотря на их малые размеры, на ровном пространстве они являются хорошими ориентирами. Конусы находятся в 1,6 км друг от друга. Они внедрены вдоль разлома восток-северо-восточного направления; наиболее крупный из них (северо-восточный) сам вытянут в этом направлении. Поисковыми работами фирмы Stellar Minerals в зоне разлома между этими конусами были обнаружены небольшие выходы лампроито-

Таблица 52. Представительные анализы лампроитов Джада-Хилл

	1	2	3
	% по массе		
SiO ₂	51,47	51,01	53,96
TiO ₂	7,73	7,71	5,67
Al ₂ O ₃	7,92	8,11	8,30
Fe ₂ O ₃	5,70	5,55	5,42
FeO	0,81	0,90	1,06
MnO	0,06	0,06	0,06
MgO	6,07	5,81	6,24
CaO	3,06	2,95	1,94
Na ₂ O	0,29	0,25	0,43
K ₂ O	10,41	10,85	11,42
P ₂ O ₅	0,58	0,57	1,18
H ₂ O ⁺	2,07	2,33	1,85
H ₂ O ⁻	1,39	1,46	0,86
CO ₂	0,68	0,21	0,20
п. п. п.	2,13	2,48	1,97
Сумма	100,37	100,25	100,56
	млн ⁻¹		
Ba	11 233	14 678	8678
Li	15	15	14
Rb	374	351	308
Sr	1369	1238	1712
Pb	51	49	95
Th	21	21	27
U	3	2,5	4
Zr	1591	1595	1354
Nb	148	146	177
Y	21	20	31
La	250	266	436
Ce	459	489	764
Nd	239	283	268
Sc	14	13	13
V	162	163	296
Cr	367	366	475
Ni	304	316	339
Cu	78	75	62
Zn	70	66	87
Sn	25	23	10
Mo	3	3	< 3
Ca	17	24	28
As	2,5	3,5	1,5
F	2800	2400	3000

1 – флогопит-диоксид-лейцитовый лампроит, юго-западная граница, BMR 83210340; 2 – флогопит-диоксид-лейцитовый лампроит, центральный шток, BMR 83210341; 3 – флогопит-лейцитовый лампроит, восточная граница (дайка), BMR 83210342.

вых туфов и брекчий [199]. Выходы коренных пород на песчаной равнине весьма редки, но вдоль северного контакта северо-восточного тела имеются обнажения крупнозернистых песчаников и тонко-

слоистых кливажированных песчаников и сланцев, которые, возможно, относятся к формации Нунканбах. Близ контакта с телом они слабо деформированы.

Систерс-Саут-Вест (юго-западная «Сестра»). Лампроиты образуют небольшой округлый холм диаметром 110 м и высотой около 10 м (рис. 128). Хорошо обнажено только центральное ядро, сложенное спекшимися лапиллиевыми туфами. Однако многочисленные бульдозерные каналы – результат поисков алмазов – удалили почвенный слой и вскрыли контактовые зоны.

На южной стороне холма обнажаются слоистые среднезернистые туфы и лапиллиевые туфы лампроитов; близ северо-восточного контакта имеется зона пирокластической брекчии, которая содержит валуны пятнисто-зеленых песчаников диаметром до 3 м, блоки глинистых сланцев размером до 0,5 м и редкий лампроитовый материал. Северо-западная граница тела занята удлинённой интрузией серых мелкозернистых лампроитов и линзой темно-зеленых до серых оливин-лейцитовых лампроитов. На выветрелых поверхностях последних хорошо видны две генерации оливина: измененные макрокристы размером до 5 мм и более мелкие идиоморфные кристаллы.

Туфы, брекчии и магматические интрузии образуют вытянутые тела, окружающие центральное ядро бледно-серых спекшихся лапиллиевых туфов. В них хорошо видна структура течения, которая направлена вертикально или под крутым углом внутрь тела, параллельно контактам цилиндрического штока. Возможно, образование ядра явилось результатом заключительной фазы взрывной деятельности, когда выделение газов значительно уменьшилось. Вытянутые массы лампроитов, образовавшиеся после центрального ядра, внедрились в окружающие его туфы. Альтернативная интерпретация, в соответствии с которой центральное ядро является результатом возобновления взрывной активности, менее вероятна, так как породы центрального ядра не содержат ксенолитов магматических

пород и в них отсутствуют следы брекчирования.

Лапиллиевые туфы лампроитов имеют мелкозернистую структуру. Они содержат амёбовидные и угловатые лапилли стекловатых измененных лейцитовых лампроитов размером до 5 мм, а также редкие небольшие ксенолиты сланцев и песчаников, заключенные в лампроитовых обломках и пепле, с многочисленными угловатыми зернами кварца и микроклина, происходящими из вмещающих пород. Слои очень тонкозернистых туфов полностью состоят из лампроитового пепла и осадочного детритуса; при спекании они образуют однородную породу.

Связующая масса очень крупнозернистой вулканической брекчии на северном склоне холма представлена сильно ожелезненным «песчаным» туфом, содержащим сферические аккреционные лапилли диаметром до 2 мм лампроитового материала и кварцевых зерен; основная масса в них представлена лампроитовым пеплом. Процессы изменения затушевали первичный минеральный состав пород, и сейчас в них присутствует много вторичного барита, однако структуры сохранились хорошо.

Центральное ядро сложено спекшимися лапиллиевыми туфами лейцитовых лампроитов, сходными по составу со слоистыми лапиллиевыми туфами. Породы имеют обломочный характер и включают небольшие обломки кварца и микроклина, а также редкие ксенолиты глинистых сланцев и алевролитов. Лишь изредка сохраняется первичная пирокластическая структура. Размер лапиллей достигает 3 см; присутствует множество более мелких (пепловых) обломков.

Лейцитовые лампроиты интрузий очень мелкозернистые, флюидально-полосчатые и состоят из мельчайших зерен измененного лейцита в глинистой основной массе, развитой по девитрифицированному стеклу. В одном образце в основной массе были встречены небольшие зерна калиевого рихтерита. Все образцы содержат немного обломков кварца и мик-

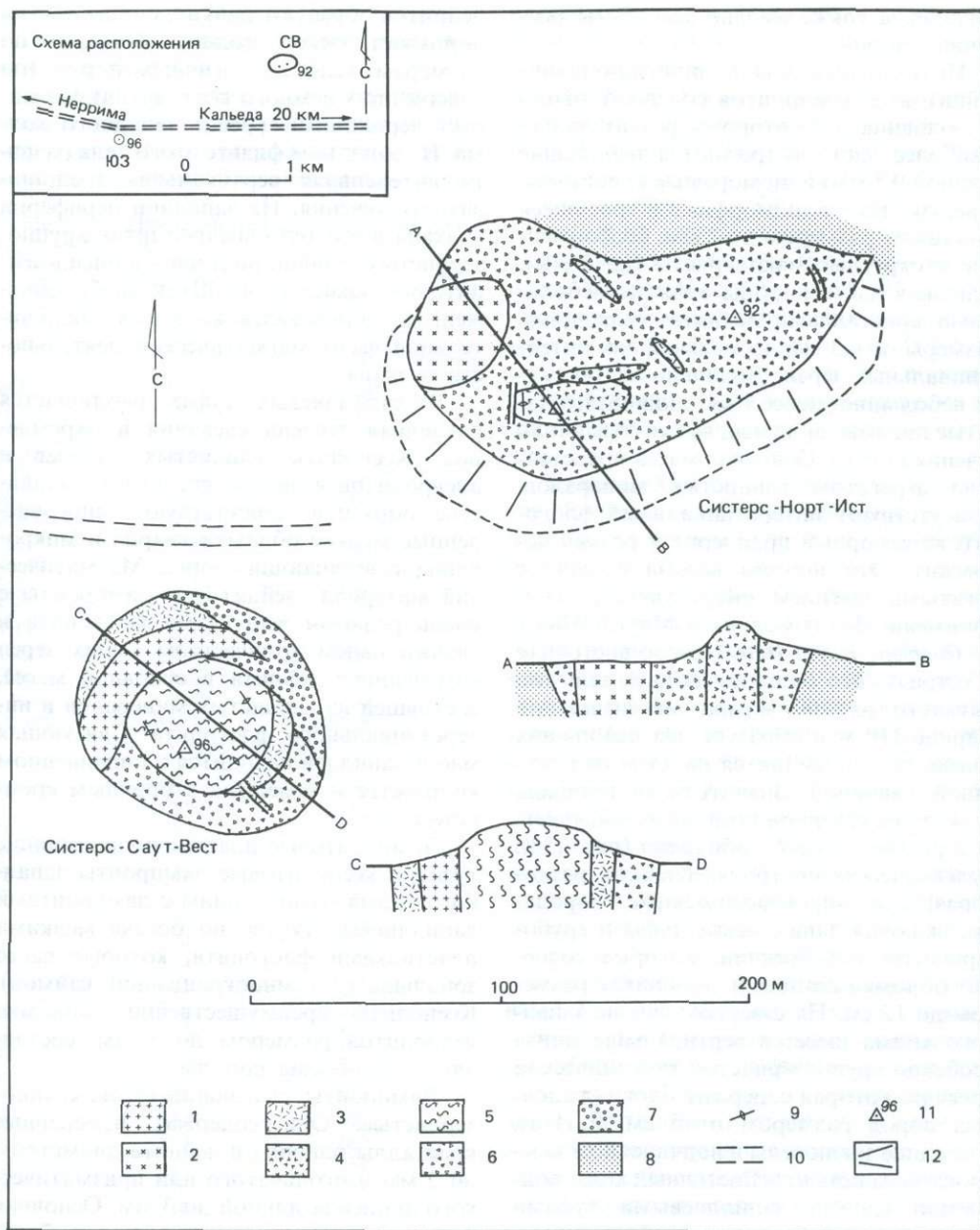


Рис. 128. Геологическая карта тела Систерс. 1—диопсид-оливин-лейцитовые лампроиты; 2—оливин-рихтерит-диопсид-лейцитовые лампроиты; 3—лейцитовые лампроиты; 4—ксенолитсодержащие лейцитовые лампроиты; 5—спекшиеся лапиллиевые туфы лейцитовых лампроитов; 6—лапиллиевые туфы лейцитовых лампроитов; 7—туфобрекчии; 8—верхнепермские песчаники (формация Хардман); 9—вертикальная трещиноватость течения; 10—шоссе; 11—высота вершин в метрах; 12—делювий.

роклина, а также мелкие ксенолиты осадочных пород.

Интрузивный пласт диопсид-оливин-лейцитовых лампроитов содержит около 2% оливина, по которому развит тальк. Наиболее часто встречаются небольшие (длиной 0,5 мм) идиоморфные кристаллы, нередко также идиоморфные и сросшиеся кристаллы размером до 2 мм, бесформенные и округлые макрокристы (до 5 мм). Основная часть породы сложена небольшими кристаллами лейцита, имеющими размеры от 0,3 мм до мельчайших интерстициальных зерен. Довольно часты также небольшие (менее 1 мм длиной) игольчатые призмы диопсида, вытянутые вдоль течения потока. Основная масса представлена агрегатом глинистых минералов. Присутствуют интерстициальный флогопит, аксессуарный прайдерит и редкий перовскит. Эти породы весьма сходны с богатыми магнием интрузивными лампроитами Маунт-Седрик и Маунт-Ибис.

Систерс-Норт-Ист (северо-восточная «Сестра»). Это большее из двух тел: оно вытянуто на 200 м при максимальной ширине 110 м и образует два небольших холма, возвышающихся на 15 м над песчаной равниной. Значительная площадь вулкана на северной стороне не выделяется в рельефе и слабо обнажена (рис. 128). Вулканическая постройка сложена разнообразными пирокластическими породами, включая лапиллиевые туфы и грубозернистые туфобрекчии, которые содержат обломки сланцев и песчаников размером до 15 см. На северном склоне западного холма имеется вертикальная линза особенно крупнозернистой вулканической брекчии, которая содержит блоки осадочных пород размером от 5 см до 1 м; последние заключены в подчиненном лампроитовом цементе. Восточный холм полностью сложен лапиллиевыми туфами лампроитов и пересечен серией маломощных невыдержанных лампроитовых жил. Туфы как будто не слоисты, за исключением северного фланга вулкана, где наблюдаются следы погружения их под небольшим углом к центру тела.

Небольшие интрузии мелкозернистых

лейцитов образуют дайки и силлы внутри пирокластической толщи. Бóльшее по размерам тело аналогичных пород (но содержащих немного ксенолитов) формирует вершинный гребень западного холма. На западном фланге этого тела развита интенсивная вертикальная трещиноватость течения. На западной периферии вулкана в его тело внедрен шток крупнозернистых оливин-рихтерит-диопсид-лейцитовых лампроитов. Шток слабо обнажен; он образовался во время заключительной фазы магматической деятельности вулкана.

В лапиллиевых туфах наблюдается различная степень спекания и окремнения. Ксенолиты глинистых сланцев и алевролитов в них редки, но в большинстве образцов присутствуют многочисленные мелкие обломки кварца и микроклина из вмещающих пород. Магматический материал – лейцитовые лампроиты с очень редкими чешуйками флогопита и значительным количеством мелких зерен измененного лейцита в основной массе, состоящей из глинистых минералов и интерстициального флогопита. Связующая масса лапиллей находится в подчиненном количестве и замещена вторичным кремнеземом.

Лампроитовые пласты, прорывающие туфы, и ксенолитовые лампроиты западного холма очень сходны с лампроитами лапиллиевых туфов, но богаче мелкими пластинками флогопита, которые часто зональны (с темноокрашенной каймой). Ксенолиты – преимущественно обломки левролитов размером до 1 мм – составляют 5% объема породы.

Лампроиты, слагающие шток, крупнозернистые. Они содержат измененные кристаллы оливина и лейцита диаметром до 2 мм и игольчатого или призматического диопсида длиной до 3 мм. Основная масса содержит многочисленные более мелкие зерна лейцита и кристаллы диопсида, значительное количество игольчатого калиевого рихтерита, аксессуарные флогопит и прайдерит и интерстициальные глинистые минералы. Оливина не так много, как в оливин-лейцитовых лам-

проитах в окрестностях юго-западной «Сестры», и этот минерал не встречается в виде макрокристов.

Породы двух «Сестер» существенно различаются по своему химическому составу (табл. 53). Северо-восточное тело сложено главным образом бедными маг-

Таблица 53. Представительные анализы лампроитов Систерс

	1	2
	% по массе	
SiO ₂	48,18	50,24
TiO ₂	5,27	6,13
Al ₂ O ₃	6,65	8,36
Fe ₂ O ₃	6,11	5,17
FeO	0,86	1,04
MnO	0,07	0,07
MgO	11,65	7,47
CaO	3,12	3,67
Na ₂ O	0,43	0,80
K ₂ O	7,45	9,96
P ₂ O ₅	1,04	0,96
H ₂ O ⁺	3,58	2,05
H ₂ O ⁻	3,60	1,23
CO ₂	0,27	0,30
п. п. п.	1,86	2,63
Сумма	100,14	100,08
	млн ⁻¹	
Ba	9001	15 896
Li	21	12
Rb	252	296
Sr	1398	1466
Pb	56	50
Th	25	27
U	3	4
Zr	1234	1346
Nb	164	168
Y	25	21
La	233	259
Ce	365	479
Nd	176	267
Sc	11	14
V	167	229
Cr	772	308
Ni	519	267
Cu	49	74
Zn	78	69
Sn	16	16
Mo	< 3	3
Ga	15	17
As	2,5	1,5

1 — диопсид-оливин-лейцитовый лампроит, южная часть Систерс-Саут-Вест, BMR 83210336; 2 — рихтерит-диопсид-лейцитовый лампроит, юго-западная часть Систерс-Норт-Ист, BMR 83210345.

нием (меньше 8% MgO), обогащенными кремнеземом (больше 50% SiO₂) лейцитовыми лампроитами, содержащими 10% и более K₂O. Эти породы очень сходны с остальными лейцитовыми лампроитами поля Нунканбах. Породы юго-западной «Сестры» содержат до 13% MgO и относительно обеднены SiO₂ (40–50%), что сближает их с существенно оливиновыми лампроитами из центра II Маунт-Седрик и из Маунт-Ибис (см. табл. 44 и 45). Сходные высокие отношения микроэлементов, например, Rb/Sr, Sr/La, Zr/Nb и др., дают основание полагать, что породы обоих вулканов были комагматичными и образовались в результате дифференциации.

Волжиди-Хиллс. Лампроитовый массив Волжиди-Хиллс — крупнейший в Западном Кимберли. Он образует почти округлое тело диаметром около 3 км (рис. 129), сложенное главным образом зелеными среднезернистыми магматическими лампроитами. Массив плохо обнажен; наиболее выдающаяся в рельефе его часть приходится на северный и северо-восточный контакты, где брекчированные и окремненные вмещающие породы образуют кольцеобразный холм, который поднимается на 20 м над окружающей равниной. В центре массива, близ пересекающей его дороги от фермы Нунканбах, зеленые средне- и крупнозернистые, массивные сильно трещиноватые лампроиты, содержащие карбонатные прожилки, образуют небольшой холм с очень пологими склонами. Еще один небольшой холм, сложенный серыми и коричневыми лампроитами, обогащенными амфиболом, расположен прямо к востоку от центрального холма. В стороне от этих холмов в центре массива изолированные небольшие выходы мелкозернистых оливиновых лампроитов и лампроитовых брекчий образуют краевую фазию пород. Повсеместно обнажения прерываются погребенными срезами, и большая часть массива перекрыта маломощным поверхностным элювиальным слоем, содержащим значительное количество обломочного материала нижележащих лампроитов.

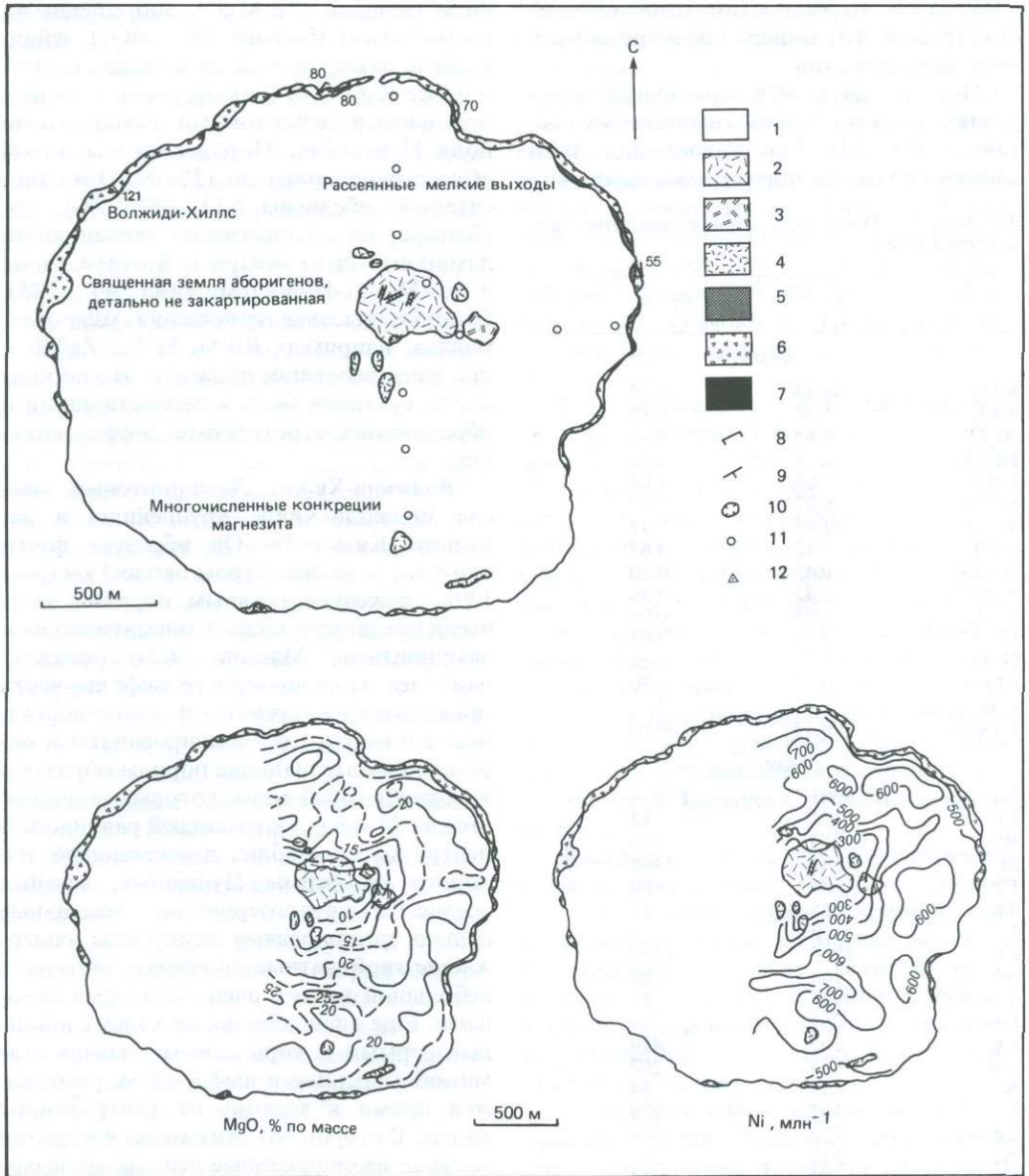


Рис. 129. Геологическая карта Волжиди-Хиллс и изолинии содержаний MgO и Ni в лампрофитах. 1—аллювиальные и элювиальные отложения с обломками магнезита и кальцикрета; 2—зеленые средне- и крупнозернистые диопсид-рихтерит-санидиновые лампроиты с дайками пегматоидных лампроитов; 3—коричневые флогопит-диопсид-рихтерит-санидиновые лампроиты; 4—зеленые среднезернистые рихтерит-флогопит-диопсид-оливин-лейцитовые лампроиты; 5—порфиновые оливин-лейцитовые лампроиты; 6—брекчии (внешняя зона брекчированных осадочных пород, внутренняя зона лампроитовых брекчий и туфобрекчий); 7—триасовые сланцы Блайна (сланцы, слюдяные алевролиты); 8—ориентировка кливажа; 9—ориентировка напластования; 10—карьерные выработки; 11—места отбора валовых проб на алмазы; 12—высота вершин в метрах.

В западной половине, особенно в юго-западной трети массива, на поверхности разбросаны угловатые обломки магнетита размером до 25 см. Их поверхности очень неправильные, на многих видна текстура типа «цветной капусты» или «корки хлеба». У южного края массива, сразу к востоку от дороги, брекчированные лампроиты и вмещающие их песчаники перекрыты тонким слоем кальцикрета. И магnezит, и кальцикрет несомненно образовались в результате выветривания лампроитов [288]. По данным бурения, зона выветривания на массиве достигает мощности 40 м.

Лампроиты Волжиди-Хиллс прорывают горизонтально залегающие темно-серые и коричневые аргиллиты и сланцы и более бледно-окрашенные песчаники и алевролиты триасовой толщи сланцев Блайна. Во многих местах на контакте массива присутствует невыдержанная зона брекчий, обычно имеющая мощность 10–30 м, но на западе достигающая мощности 125 м. В ее пределах вмещающие сланцы, аргиллиты, песчаники перевернуты и окремнены. Размеры обломков пород в этой зоне достигают нескольких метров. Местами в зону контакта внедрены бледные серо-коричневые брекчии мелкозернистых оливиновых лампроитов. Слоистость и кливаж в осадочных породах на контакте с массивом направлены либо к нему, либо от него под крутыми углами, и эти крутопадающие слои образуют отчетливую границу на северной и северо-западной окраинах массива (рис. 129). Внешняя зона (преобладающие брекчированные вмещающие породы и подчиненные интрузии брекчированных лампроитов) переходит к центру в мелкозернистые оливиновые лампроиты, которые могут быть брекчированы или содержать спорадические угловатые включения вмещающих пород. Местами магматические лампроиты подстилают (или, возможно, интродуцируют) туфобрекчию. Мелкозернистые порфиновые лампроиты встречены только на контактах массива. Они содержат фенокристы и макрокристы измененного оливина в тонко- и очень тон-

козернистой основной массе. Эти породы переходят к центру массива в зеленые среднезернистые магматические лампроиты, которые содержат чешуйки флогопита размером 2–3 мм, а также измененный оливин, диопсид, калиевый рихтерит и призмы прайдерита; последняя разновидность слагает основную часть массива. Лампроиты, образующие ядро тела, представлены средне- и крупнозернистыми разновидностями, которые пересечены многочисленными прожилками кальцита, образующими своеобразную «сетку». Крупнозернистые разности переходят (или секутся?) в пегматоидные жилы мощностью до 1 м, которые содержат крупные (длиной до нескольких сантиметров) кристаллы диопсида, флогопита, апатита, калиевого рихтерита, измененного санидина, прайдерита, вэйдита, джеппеита и щербаковита.

Форма массива Волжиди-Хиллс не ясна. По ориентировке столбчатой отчетности в его центре Прайдер [288] предположил, что это, скорее, горизонтально залегающая пластовая интрузия типа лакколита, чем вертикальное тело с кругопадающими контактами. Однако контакты между вмещающими породами и массивом по большей части крутые, а неглубокое (роторное) бурение в восточной части тела выявило по крайней мере в двух местах наличие тонкого слоя мелкозернистых магматических оливиновых лампроитов, которые перекрывают или внедряются в горизонтально залегающие алевролиты и сланцы. Повсеместно проходка скважин заканчивалась в лампроитах; глубина скважин (максимум до 60 м) оказалась недостаточной для определения формы тела. Смена типов пород внутри массива происходит постепенно: наиболее крупнозернистые и наиболее дифференцированные разности приурочены к его центру. В сочетании с геохимической зональностью (см. ниже) это указывает на то, что Волжиди-Хиллс является зональной интрузией магматических лампроитов, кристаллизация которых происходила от контактов к центру.

Контактные изменения в осадочных

породах вокруг интрузии Волжиди-Хилл выражены слабо и сводятся к термической закалке глинистых сланцев и алевролитов; подчиненное значение имеет хлоритизация, развития на отдельных участках. Кроме того, в некоторых обогащенных слюдой породах наблюдается (в небольшой степени) разрастание чешуек биотита и калиевого полевого шпата, что, вероятно, также связано с внедрением лампроитов.

Петрография. Мелкозернистые порфировые оливин-лейцитовые лампроиты. Мелкозернистые порфировые оливиновые лампроиты, найденные на контакте массива, содержат небольшое количество (2–5%) макрокристов раннего оливина размером до 3 мм, большинство из которых, судя по степени их разорбции, являются ксенокристами. Более распрост-

ранены идиоморфные фенокристы оливина второй генерации и микрофенокристы этого минерала (полностью замещенные серпентином и/или тальком) размером 100–600 мкм, которые ассоциируются с призмами диопсида. Все они заключены в измененную микрозернистую основную массу, содержащую зерна перовскита и хромита, листочки плеохроирующего флогопита (желтого и бледно-оранжевого в ядре, с темно-оранжевой и красной оболочкой; некоторые зерна имеют обратную схему плеохроизма), призмы апатита, взъдита, редкий плеохроирующий калиевый рихтерит и измененный лейцит (превращенный в желтовато-зеленый селадонит).

Зеленые среднезернистые рихтерит-флогопит-диопсид-оливин-лейцитовые лампроиты. Эти породы (рис. 130) слагают большую часть

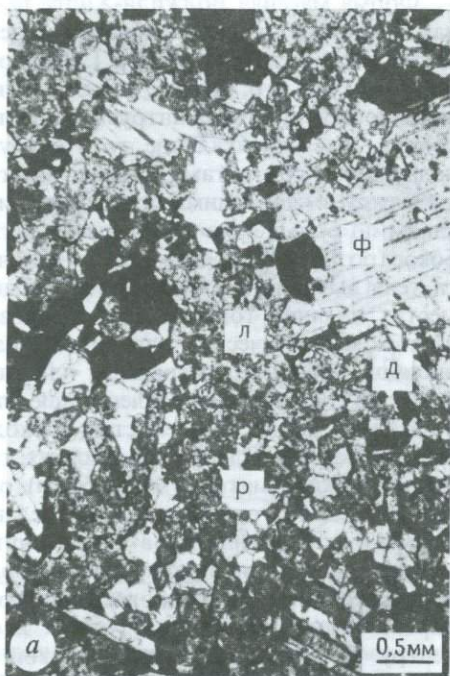


Рис. 130. Микрофотографии лампроитов Волжиди-Хилл. *а* – среднезернистый рихтерит (р)-диопсид(д)-флогопит(ф)-лейцитовый (л) лампроит со значительным количеством прайдерита (темный). Лейцит изменен. Шлиф BMR 81210184; *б* – джепепит (черный), замещающий прайдерит (темный) в пегматоидном лампроите. Бесцветные призматические кристаллы – апатит. Шлиф GSWA 71310.

массива. Они состоят из редких макрокристов оливина (замещенного тальком и серпентином) размером до 3 мм, ассоциирующихся с меньшими по размерам идиоморфными кристаллами оливина второй генерации (также замещенного либо селадонитом, либо зеленым нонтронитом), призмами диопсида, зернами перовскита и хромита, призмами апатита, вэйдитом, прайдеритом и идиоморфными кристаллами измененного раннего лейцита (замещенного калиевым полевым шпатом или желто-зеленым селадонитом). Частично они включены в пойкилитовые зерна флогопита (желтого и оранжевого), которые обычно имеют резорбированные очертания и плеохроируют от лимонно-желтого до розового. Эти лампроиты связаны постепенными переходами с более или менее магнезиальными разновидностями в результате вариаций содержания оливина, особенно его макрокристов.

Серо-коричневые флогопит-диопсид-рихтерит-санидиновые лампроиты. Эти лампроиты характеризуются большей степенью фракционирования по сравнению с шире распространенными зелеными среднезернистыми разновидностями. Они состоят из идиоморфных призм диопсида, крупных зерен перовскита, призм вэйдита и апатита, пойкилитовых пластинок флогопита, санидина и особенно часто калиевого рихтерита; в интерстициях присутствует щербаковит. Для этих пород весьма обычным является присутствие продуктов вторичных изменений, включая красно-коричневые окислы железа и мутно-коричневые глины, развивающиеся по полевому шпату.

Зеленые диопсид-рихтерит-санидиновые лампроиты. Зеленые карбонатизированные лампроиты, образующие центральное ядро массива, содержат крупные призмы диопсида, апатита и вэйдита, полисинтетически сдвойникованные зерна перовскита, прайдерит, джеппейт, измененный лейцит. Эти минералы полностью или частично включены в пойкилитовые зерна калиевого рихтерита, санидина и, реже, флогопита. Основная масса сложена зеленоватым агрегатом смек-

тита-селадонита с вторичным карбонатом и калиевым полевым шпатом.

Пегматоидные лампроиты. Жилы и небольшие дайки пегматоидных лампроитов, которые прорывают ядро массива, обычно изменены; в обнажениях они сильно выветрелы и окрашены. Наиболее интересные из них включают сростки крупных призм джеппейта, реликтовый щербаковит и калиевый рихтерит. Кроме этих первичных минералов, замещенных глиной, кремнеземом, калиевым полевым шпатом и гётитом, имеются ранние выделения вэйдита, апатита, прайдерита и санидина.

Химизм. В результате геохимического опробования керна скважин, пробуренных в восточной части массива Волжиди-Хиллс по 100-метровой сетке, выявилась определенная зональность содержаний в породах главных и малых элементов, которая совпадает с размещением петрографических разновидностей пород. Эта концентрическая зональность хорошо видна на примере вариаций содержаний MgO и Ni (рис. 129): самые бедные MgO и Ni породы приурочены к центру массива. На картах изолиний видно также внешнее кольцо средних и высоких содержаний MgO (16–18%) и Ni (500–600 млн⁻¹). Оно совпадает с зоной развития мелкозернистых оливиновых лампроитов, которые к центру тела переходят в более богатые MgO (18–22%) и Ni (600–700 млн⁻¹) среднезернистые рихтерит-диопсид-флогопит-оливин-лейцитовые лампроиты. Последние постепенно переходят к центру в крупнозернистые, богатые амфиболом и санидином лампроиты центральной части массива. Они содержат меньше 10% MgO и меньше 100 млн⁻¹ Ni и Sr. Наиболее богатые Mg и Ni породы приурочены к малопротяженным зонам на юге центральной и юго-западной частей массива, где лампроиты содержат до 27% MgO и больше 700 млн⁻¹ Ni (рис. 129). Вариации содержаний Mg и Ni прямо коррелируются с содержанием в породах оливина, особенно его макрокристов. Sr аналогично Ni распространяется зонально, тогда как распределение некогерент-

ных элементов (как главных, так и малых) обнаруживает обратную закономерность: TiO_2 , K_2O , Zr, легкие РЗЭ и Ва образуют максимальные концентрации в центре массива. Пегматоидные лампроиты особенно обогащены Ti, Zr и Nb (до 12% TiO_2 , 600 млн⁻¹Zr, 300 млн⁻¹Nb). Они также характеризуются самыми высокими концентрациями легких РЗЭ по сравнению со всеми лампроитами Волжиди-Хиллс, что дает основание считать, что концентрация легких РЗЭ связана с образованием остаточного расплава и кристаллизацией из него перовскита и/или апатита. Детальное изучение петрологии и геохимии лампроитов Волжиди-Хиллс выполняется в настоящее время Джейксом с сотрудниками, и результаты его скоро будут опубликованы. Представительные анализы лампроитов Волжиди-Хиллс приведены в табл. 54.

Уайт-Рокс («Белые камни»). Тело лампроитов Уайт-Рокс – самое северное в поле Нунканбах; оно расположено в 16 км к северо-западу от Волжиди-Хиллс и в 2,5 км к западу от главной дороги к усадьбе Нунканбах. Вулкан находится в нескольких километрах к северу от оси синклинали Кванбун, в поле развития сланцев Блайна триасового возраста. Его название связано с узкой грядой выветших нарушений песчаников в нескольких метрах высотой, которая образует восточную границу тела и хорошо заметна на местности.

Сланцы Блайна состоят главным образом из тонкослоистых крепких аргиллитов и песчаных аргиллитов с подчиненным количеством песчаников. В обнажении Уайт-Рокс на поверхность выходят мелкозернистые мелководные песчаники (имеющие местами косую слоистость и волноприбойные знаки), которые переслаиваются с более грубозернистыми песчаниками. Вдоль восточной границы вулкана слои песчаников имеют нарушенное залегание; от вертикального до 60° в сторону вулкана, а вдоль северного контакта слои падают к вулкану под углами 25–60° (рис. 131). В обоих участках обнажения этих обожженных песчаников невелики –

до 15 м шириной. С северной стороны в зоне контакта находится зона брекчированных песчаников мощностью до 1 м. Осадочные породы круто падают к центру вулкана, но признаки их перевернутого залегания отсутствуют. Возможно, эти породы обрушились в кратер либо в ходе извержения, либо в результате постэруптивного уплотнения пирокластов.

На поверхности жерло вулкана имеет форму груши длиной около 300 м и максимальной шириной 230 м. Оно выполнено главным образом лапиллиевыми туфами лампроитов. В местах, где отсутствуют обнажения вмещающих пород, граница лампроитов легко фиксируется по изменению цвета почвы и присутствию валунов песчаников. У южного края вулкана пирокластические породы образуют невысокий холм, но вся северная часть их выходов перекрыта почвенным слоем. По обломочным выходам фиксируется слоистость пирокластической толщи, а в ряде небольших обнажений у северного и западного контактов устанавливается ее падение под углами 45–60° к центру. Лампроитовые туфы часто песчанистые, в них присутствуют зерна кварца из вмещающих пород. В туфах на вершине холма и у южного контакта отсутствуют как слоистость, так и примесь ксеногенного материала. Возможно, значительное количество материала вмещающих пород фиксирует положение вулканического жерла в последнюю стадию извержения.

Туфы прорваны рядом маломощных даек и силлов флогопит-лейцитовых лампроитов, часто пузырчатых. Как правило, их мощность не превышает 1 м. Вдоль северного контакта вулкана имеются линзы аналогичного материала мощностью несколько метров.

Продукты интрузивной магматической фазы на Уайт-Рокс плохо обнажены. Здесь нет центрального штока, но в узкой южной части тела имеется то, что может быть названо «кактолитом» [21]; последний сложен мелкозернистыми лейцитовыми лампроитами. Серия силлов, радиальных даек и неправильных жил прорывает туфы на участке диаметром около 100 м.

Таблица 54. Представительные анализы лампроитов Волжиди-Хилл

	1	2	3	4	5	6	7	8
	% по массе							
SiO ₂	44,89	44,31	40,23	33,40	48,50	36,11	59,55	47,32
TiO ₂	4,00	4,36	4,15	9,14	5,24	5,27	11,97	5,49
Al ₂ O ₃	6,13	5,13	5,74	3,80	6,10	4,72	0,41	5,54
Fe ₂ O ₃	6,17	5,26	6,63	7,10	7,30	5,94	9,41	6,98
FeO	0,57	1,81	1,10	0,68	1,76	0,51	1,51	1,52
MnO	0,10	0,10	0,11	0,06	0,11	0,08	0,14	0,13
MgO	13,88	19,90	17,29	6,98	9,77	7,64	4,45	11,08
CaO	3,64	2,23	3,89	13,30	5,52	15,73	2,45	5,78
Na ₂ O	0,44	0,36	0,38	0,37	0,98	0,32	0,42	0,73
K ₂ O	5,79	3,72	7,78	6,44	8,28	7,40	4,28	8,73
P ₂ O ₅	0,27	0,11	2,44	1,79	1,03	1,18	0,53	1,25
H ₂ O ⁺	5,12	6,74	1,42	2,89	1,73	1,91	1,00	1,80
H ₂ O ⁻	2,36	4,02	0,58	1,33	0,57	0,33	0,34	0,29
CO ₂	1,03	—	5,74	10,00	0,15	10,41	1,51	0,48
п. п. п.	4,42	1,35	2,50	2,70	3,28	2,22	2,17	3,26
Сум- ма	99,35	99,40	99,98	99,98	100,32	99,77	100,14	100,38
	млн ⁻¹							
Ba	32 132	5390	15 312	18 176	19 754	12 767	7304	19 640
Li	5	7	5	8	6	3	13	6
Rb	543	417	582	324	395	447	470	452
Sr	812	867	1223	1743	1600	1839	1080	1614
Pb	9	28	25	30	50	10	110	39
Th	37	28	23	<5	21	14	14	25
U	2	4	2	<1	<1	2	6	3
Zr	1057	1167	1598	676	1928	2462	6011	2320
Nb	105	153	107	87	135	96	294	143
Y	7	20	9	8	19	10	31	18
La	441	138	148	79	283	79	120	154
Ce	649	250	177	—	277	123	194	259
Nd	231	116	123	—	—	36	68	82
Sc	8	10	14	21	24	17	43	15
V	116	96	103	65	50	39	262	124
Cr	836	851	—	7	213	34	67	413
Ni	439	819	518	100	290	66	50	281
Cu	34	43	48	160	130	85	213	86
Zn	65	66	77	62	100	61	75	89
Sn	<2	12	10	—	—	20	60	20
Ga	11	10	11	8	12	12	<2	9
S	—	—	—	600	400	—	—	—
F	2400	1500	3200	3500	5660	1800	2400	4600
Cl	—	—	—	270	260	—	—	170

1 — порфиновый диоксид-флогопит-оливин-лейцитовый лампроит, восточный контакт, BMR 81210201; 2 — флогопит-лейцит-оливиновый лампроит, север внутренней части массива, BMR 84210349; 3 — флогопит-оливин-лейцитовый лампроит, восток внутренней части массива, BMR 81210203; 4 — карбонат-прайдерит-джеппент-щербаквит-вэйдит-рихтеритовый лампроит, центральное ядро, GSWA 71301; 5 — рихтерит-диоксид-лейцитовый лампроит, центральное ядро, GSWA 71302; 6 — карбонат-перовскит-вэйдит-прайдерит-джеппент-рихтеритовый лампроит, центральное ядро, BMR 81210195; 7 — измененный пегматоидный щербаквит-вэйдит-прайдерит-джеппентовый лампроит, жила из центрального ядра, BMR 81210196; 8 — коричневый флогопит-диоксид-рихтерит-лейцитовый лампроит, обнажение на восточном холме в центре массива, BMR 81210197A.

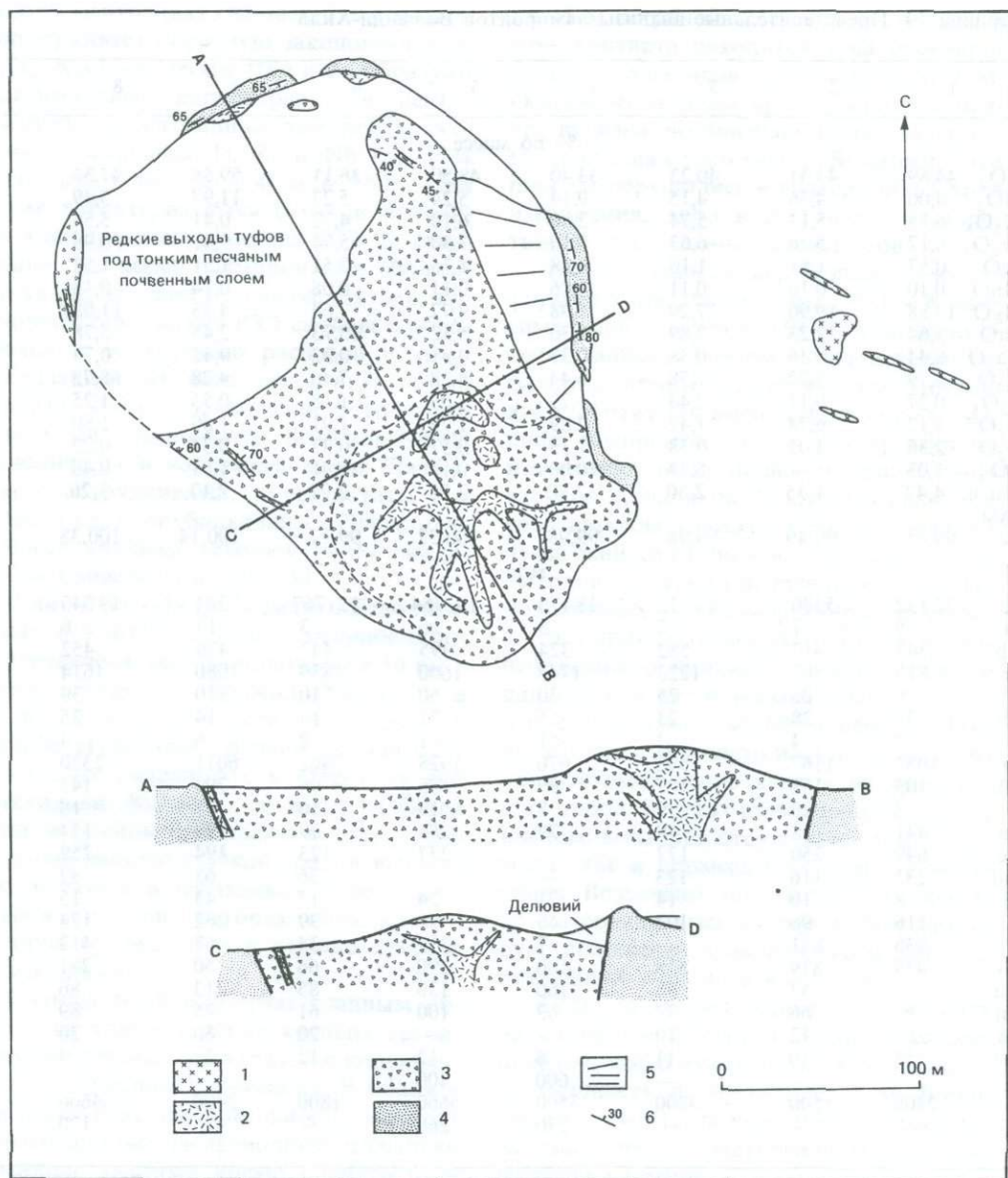


Рис. 131. Геологическая карта Уйт-Рок. 1 – диопсид-лейцитовые лампроиты; 2 – лейцитовые лампроиты с дайками флогопит-лейцитовых лампроитов; 3 – туфы и лапиллиевые туфы лейцитовых лампроитов; 4 – нижнетриасовые песчаники (сланцы Блайна); 5 – делювий; 6 – ориентировка слоистости и интрузивных контактов.

Возможно, они являются частью единого тела, которое, вероятно, имеет трубообразный характер. Это — результат проникновения в туфу магмы, поднимающейся с южной стороны вулкана. Соотношение древнего вулкана и современного тела неизвестно, но его необычная форма, видимо, обусловлена внедрением магмы в неконсолидированную вулканическую толщу.

В нескольких сотнях метров к востоку от главного вулкана располагается небольшой холмик диаметром 30 м и высотой 2 м, сложенный крупнозернистыми диопсид-лейцитовыми лампроитами. С этим небольшим штоком ассоциируется ряд даек, сложенных таким же материалом, имеющим мощность до 2 м и протяженность до 40 м и вытянутых в западсеверо-западном направлении.

Стратиграфически более ранние пирокласты, плохо обнаженные в северной части вулкана, представлены мелкозернистыми сцементированными «песчаными» лапиллиевыми туфами, которые содержат обломки ювенильных лампроитов диаметром до 1 см и более мелкие обломки сланцев в основной массе, состоящей из лампроитовых обломков и пепла, имеющего в своем составе значительное количество округлых зерен кварца из вмещающих пород. Пирокласты представлены девитрифицированными стекловатыми лейцитовыми лампроитами; местами в них присутствуют флогопит или небольшие зерна оливина. В южной части вулкана в лапиллиевых туфах встречается обломочный материал, но имеется также небольшое количество вулканического пепла в качестве цемента; в последнем присутствуют глинистые минералы и редкие зерна кварца. Лампроиты представлены лейцитовыми разностями, стекловатыми и пузырчатыми, и содержат редкие зерна флогопита.

В пирокластическую толщу внедрены маломощные дайки и пластовые тела. Они сложены однообразными мелкозернистыми измененными флогопит-лейцитовыми лампроитами. Чешуйки флогопита (до 2 мм) и небольшие кристаллы

оливина погружены в основную массу, состоящую из мелких зерен лейцита, интерстициальных глинистых минералов, редко калиевого рихтерита и иголок прайдерита. В пузырчатых лампроитах наблюдается четкая ориентировка чешуек флогопита вдоль направления течения потока.

«Кактолит» в южной части вулкана сложен мелкозернистыми оливин-лейцитовыми лампроитами, которые содержат мелкие ксенолиты метасоматически измененных сланцев и аргиллитов размером до 15 мм. В основной массе, состоящей из глинистых минералов с примесью мельчайших зерен лейцита, присутствует значительное количество мелких зерен оливина и лейцита диаметром около 0,3 мм. По направлению к центру вулкана в основной массе наблюдается развитие мелких пластинок диопсида, калиевого рихтерита, акцессорного прайдерита. Оливин в различной степени замещен нонтронитом или тальком, иногда баритом. Мелкие интрузии к востоку от главного тела сложены несколько более крупнозернистой разновидностью «кактолитового» материала; она содержит много мелких призм диопсида и розовый интерстициальный калиевый рихтерит в основной массе.

Лампроиты Уайт-Рокс характеризуются низким содержанием MgO (менее 8%) и высокими содержаниями SiO₂ (более 50%) и K₂O (8,7–12%). Все разновидности пересыщены кремнеземом и имеют высокое содержание нормативного ортоклаза (40–50%). Представительные анализы (табл. 55) показывают, что пирокластический и магматический материалы имеют почти одинаковый состав, за исключением небольших различий. Помимо того что лампроиты Уайт-Рокс являются одними из наиболее калиевых в Западном Кимберли (благодаря большому количеству лейцита), они характеризуются также высокими концентрациями Sr (до 1700 млн⁻¹) и легких РЗЭ (коэффициент нормализации по хондриту 1600). Еще одна особенность — низкая магнезиальность пород и низкие содержания Ni и Sr

Таблица 55. Представительные анализы лампроитов Уайт-Рокс

	1	2	3	4
	% по массе			
SiO ₂	52,17	51,30	51,00	50,53
TiO ₂	4,75	5,05	6,09	6,35
Al ₂ O ₃	8,64	8,00	8,54	8,91
Fe ₂ O ₃	3,84	5,90	5,60	6,52
FeO	1,90	0,66	1,05	0,64
MnO	0,09	0,07	0,08	0,09
MgO	7,73	6,65	5,74	5,14
CaO	2,92	2,97	2,24	1,62
Na ₂ O	0,52	0,60	0,50	0,32
K ₂ O	10,73	8,73	11,76	12,05
P ₂ O ₅	1,31	0,65	1,27	1,03
H ₂ O ⁺	2,10	3,45	1,62	2,20
H ₂ O ⁻	0,53	1,90	0,79	0,68
CO ₂	0,81	0,11	0,20	0,42
п. п. п.	0,81	3,86	2,83	2,96
Сумма	99,85	99,90	99,31	99,46
	млн ⁻¹			
Ba	11 419	22 102	16 244	18 290
Li	10	12	8	6
Rb	272	168	293	278
Sr	1501	1417	1734	811
Pb	52	60	94	101
Th	14	18	29	30
U	2	<1	3	3
Zr	932	969	1446	1427
Nb	99	104	181	194
Y	18	18	31	32
La	219	421	450	496
Ce	298	417	801	856
Nd	—	—	344	363
Sc	—	17	14	15
V	164	188	288	271
Cr	198	253	345	340
Co	—	30	—	—
Ni	289	490	116	233
Cu	42	100	67	62
Zn	64	81	108	94
Sn	11	—	6	8
Mo	3	<1	4	4
Ga	13	16	34	35
As	2	1	4	4
S	—	2600	—	—
F	—	2940	3600	3400
Cl	—	290	—	—

1—лапиллиевый туф лейцитовых лампроитов, юго-западный фланг, BMR 80210097; 2—оливин-лейцитовый лампроит, южная часть центра тела, GSWA 71361; 3—флогопит-лейцитовый лампроит, северный фланг, BMR 83210246; 4—флогопит-лейцитовый лампроит, западный фланг, BMR 83210249.

при относительно высоких содержаниях таких элементов, как Zr, Pb, Y и V (табл. 55, анализы 3 и 4). Это дает основание полагать, что столь фельзитические (лейцитовые) составы магм являются главным образом результатом фракционной кристаллизации из более мафических расплавов.

Малые тела лампроитов. Следующие 10 лампроитовых тел были выявлены горными компаниями в процессе поисково-разведочных работ. Большинство из них не выходит на поверхность, и все (за исключением тела, вскрытого скважиной 33) невелики по размерам. Об этих телах мало что известно; имеются лишь краткие информационные сообщения Боксера и Хебига [34] и Хебига [158], а по трубке Кальеда-Грегори [141]. Шесть из этих тел расположены в северо-восточной части поля Нунканбах на площади, покрытой донами, три находятся внутри главной группы лампроитов, прорывающих породы группы Лайверинга на южном крыле синклинали Кванбун, и одно перекрыто аллювиальными отложениями на левом берегу реки Физрой.

Скважина 19/1. Две небольшие лампроитовые трубки общей площадью 3,7 га расположены приблизительно в 7 км к северо-северо-западу от скважины 19. Более крупное тело размером 200 × 50 м вытянуто в запад-северо-западном направлении, меньшее, диаметром 70 м, находится в 200 м от первого. Разведочное бурение показало присутствие в обоих телах пирокластических пород и ядер, сложенных лейцитовыми лампроитами. В валовой пробе объемом 13,5 м³ алмазов не было обнаружено.

Скважина 19/2. Небольшой овальной формы лампроитовый вулкан размером 100 × 70 м (0,8 га) расположен в 3,5 км к юго-востоку от скважины 19. Тело сложено автолитовыми лапиллиевыми туфами с отчетливо выраженными субсферическими автолитами оливиновых и флогопит-оливиновых лампроитов диаметром 1–10 мм, а также с округлыми обломками глинистых сланцев и аргиллитов, погруженных в мелкозернистую глинистую

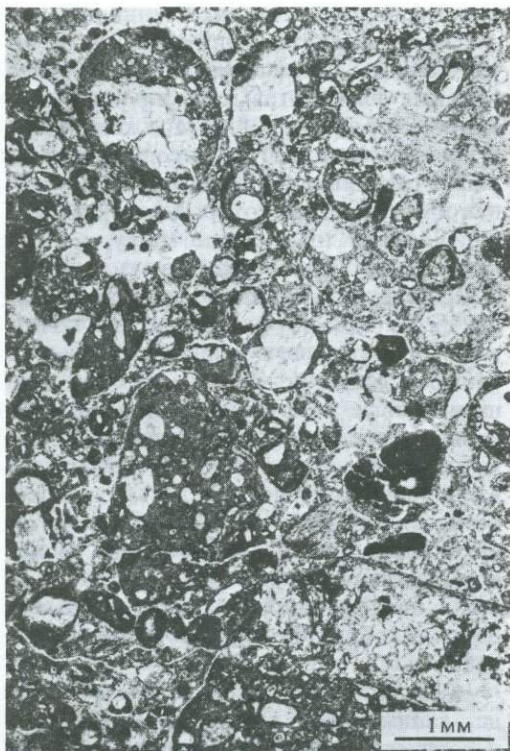


Рис. 132. Микрофотография лапиллиевого туфа из скважины 19/2, содержащего сфероидальные лапилли флогопит-оливинового лампроита и округлые зерна хромита. Шлиф GSWA 65937B.

массу, которая пронизана прожилками вторичного карбоната (рис. 132). Автолиты содержат неправильные или округлые макрокристы измененного оливина размером 1-4 мм и микрофенокристы идиоморфного оливина размером до 0,5 мм в тонкозернистой бледно-коричневой глинистой массе. В некоторых автолитах присутствуют фенокристы флогопита длиной до 2 мм. Оливин и флогопит встречаются обычно и в ядрах автолитов, окруженных тонкой магматической оболочкой. Характерной особенностью некоторых автолитов является наличие контактовой зоны, в которой мелкие листочки флогопита ориентированы тангенциально. В некоторых случаях листочки флогопита образуют внешнюю оболочку

автолитов, которая может и не содержать флогопита. В туфах присутствуют округлые рудные зерна диаметром до 1 мм, которые, возможно, являются хромитом. В одном образце было встречено чистое коричневое зерно пикрхромита, окруженное вторичным непрозрачным железистым хромитом.

В валовой пробе объемом 15 м³ и двух пробах, обработанных HF (из обломков керна), алмазов не обнаружено.

Скважина 20. Лампроитовое тело, вскрытое этой скважиной, расположено в 2 км к северо-северо-западу от скважины 19. Оно является округлым вулканом диаметром 200 м и к западу переходит в дайкоподобное окончание длиной также около 200 м. Вулкан погребен под 8-10-метровой толщей песков. По данным бурения, он сложен как лапиллиевыми туфами, так и лейцитовыми лампроитами (в ядре), но образцы этих пород в настоящее время отсутствуют.

В валовой пробе объемом 15 м³ не было обнаружено ни одного алмаза, но при обработке бурового шлама HF был найден один небольшой алмаз размером 0,15 мм.

Скважина 33. В 1 км к юго-западу от скважины 33 расположены два крупных лампроитовых вулкана площадью 28 и 8 га соответственно. Более крупное тело имеет овальную форму и размер 800 × 550 м; меньшее, находящееся в 500 м к западу, достигает около 350 м в диаметре. По данным бурения, вулканы выполнены пирокластическими породами с небольшим количеством лампроитовых жил и пластовых интрузий. Несколько обломков керна представлено мелкозернистыми, обогащенными кварцем туфами и мелкозернистыми лапиллиевыми туфами лампроитов, которые содержат обломки богатых флогопитом лампроитов с девитрифицированным стеклом.

Валовое опробование (общая масса 235 т) не обнаружило алмазов; три мелких кристалла (самый крупный диаметром 1,2 мм) были найдены при обработке HF трех проб бурового шлама.

Мамилу-Вест. Хебиг [158] сообщил о

небольшой лампроитовой трубке площадью менее 1 га, открытой в 1982 г. в результате заверки аэромагнитной аномалии в 1 км к юго-юго-западу от Хоуэс-Хилл. Другое очень небольшое лампроитовое тело в том же районе было отмечено ранее Джеппом [199]; оно расположено в 400 м к югу от Хоуэс-Хилл. Ни то, ни другое авторами не изучалось.

Маунт-Седрик-Саут. Небольшая трубка расположена между горой Маунт-Седрик и Мачеллс-Пирамид. Это вулкан почти округлой формы диаметром 150 м и площадью 1,8 га. Он выполнен пирокластическими породами, прорванными небольшим, частично выходящим на поверхность центральным лампроитовым ядром. Пирокластические породы представлены среднезернистыми туфобрекчиями, на 30% состоящими из обломков флогопит-лейцитовых лампроитов диаметром более 10 см, а также обломками темно-зеленых сланцев, которые находятся в мелкозернистой туфовой массе. Магматические породы ядра – крупнозернистые диопсид-рихтерит-оливин-лейцитовые лампроиты с редкими макрокристаллами оливина размером до 3 мм, замещенного гальком и окислами железа. Основная часть породы состоит из раннего лейцита и фенокристов оливина размером около 0,25 мм, призматического и игольчатого диопсида, довольно многочисленных зерен пойкилитового калиевого рихтерита и мелких призм прайдерита в зеленоватой интерстициальной хлоритовой основной массе. Трубка опробована валовым способом на алмазы, но последних не найдено.

В 150 м к северо-западу от главного вулкана расположен небольшой слепой шток лампроитов площадью 0,3 га [253].

ВНРМ-2. В 1985 г. был открыт небольшой вулканический кратер, выполненный пирокластическими породами. Это овальное тело размером около 300 × 150 м и площадью 3,3 га, ориентированное в широтном направлении и расположенное в 1 км к югу от Маунт-Седрик.

Два небольших выхода пирокластичес-

ких пород представлены лапиллиевыми туфами лампроитов. Они содержат тесно сближенные сферические лапилли ювенильных флогопитовых лампроитов диаметром 0,5–4 мм, небольшое количество угловатых лапиллей лейцитовых лампроитов и округлые обломки глинистых сланцев и аргиллитов, которые заключены в подчиненную измененную массу, состоящую из вторичного кремнезема, цеолита и карбоната. Ювенильные лапилли сложены фенокристаллами флогопита, заключенными в коричневую глинистую массу с многочисленными зернами раннего лейцита. Многие из крупных лапиллей имеют концентрически-зональное строение, при котором чешуйки флогопита ориентированы тангенциально; это дает основание полагать, что во время извержения магма находилась в жидком состоянии. Более крупные листочки флогопита (до 1 мм), а также призмы диопсида, встреченные в одном из образцов, образуют ядра лапиллей.

Кальеда. Лампроитовая трубка Кальеда, занимающая площадь около 2 га, находится в пойме реки Фицрой, в 2,5 км к югу от колодца Квонга. Буровыми скважинами вскрыт небольшой шток мелкозернистых лейцитовых лампроитов, содержащих немного ксенолитов глинистых сланцев. Шток образует поднятие в рельефе коренных пород высотой 1–2 м. Из него было отобрано и обогащено 60 т материала, но ни алмазов, ни минералов-спутников обнаружено не было [141].

Следует отметить, что это не та интрузия, которую под названием Кальеда-Хиллс описали Уэйд и Прайдер [355] и Прайдер [288]. Та интрузия сейчас называется Систерс («Сестры») (см. выше). Описываемая интрузия названа Кальеда по пастбищу, на территории которого она обнаружена.

Изолированные массивы в долине реки Фицрой

Помимо лампроитовых тел, образующих определенные скопления или поля, известно небольшое число массивов, рас-

сеянных в долине реки Фицрой. Например, тело Брутен, несмотря на петрографическое сходство слагающих его пород с лампроитами поля Нунканбах, удалено на 65 км от ближайших лампроитовых трубок. Три массива были обнаружены в борту долины реки Фицрой; Райс-Хилл, Неррима и Брутен; четыре тела прорывают отложения бассейна Лаурел-Даунс, узким языком вытягиваясь между шельфом Леннард и прогибом Фицрой. Последние четыре, включая хорошо обнаженную дайку Оскар, приурочены к 50-километровой зоне, параллельной ограничительному сбросом хребту Оскар. Возможно, что на глубине они контролируются единым нарушением или системой нарушений.

Райс-Хилл. Холм Райс-Хилл расположен в 14 км к восток-северо-востоку от Камбаллина и приблизительно в 29 км к запад-юго-западу от лампроитов Хенсонс-Боур – ближайшего тела в поле Калвиниярдах. Этот холм, почти полностью сложенный лампроитовым силлом, возвышается на 45 м над окружающей местностью и является заметным ориентиром. К северу от Райс-Хилл лежит болото Эрскэйн, к югу – старые рисовые плантации, относящиеся к ирригационной системе Камбаллин; путь к нему проходит по насыпи от мстечка Уиллумбах, расположенного в 5 км к западу.

Тело лампроитов Райс-Хилл названо по листу геологической карты масштаба 1:100 000. В прежних работах оно фигурировало как Муламен-Хилл, но поскольку имеется еще один Муламен-Хилл несколько южнее, то тело Муламен-Хилл-Норт было решено назвать Райс-Хилл.

Лампроиты Райс-Хилл образуют хорошо обнаженное тело диаметром около 700 м, вытянутое в виде небольшой гряды к северо-западу приблизительно на 800 м (рис. 133). Главная часть тела сложена зелеными среднезернистыми лампроитами, которые содержат значительное количество флогопита. Это – силл мощностью около 45 м, который погружается под углами 10–14° к северо-западу, что фиксируется по четкой трещиноватости

пород. Ряд небольших понижений внутри массива обусловлен эрозией вдоль этой пологой системы трещин, которые частично выполнены прожилками кальцита.

Силл выедрен в пермские песчаники группы Лайверинга, которые более или менее хорошо обнажены южнее и западнее, где они согласно подстилают силл. В основании силла близ проходящей здесь дороги имеются небольшой выход серых мелкозернистых лампроитов и полосы туфового материала мощностью несколько метров. Это, возможно, закалочная фация силла, но в других местах такие породы не наблюдаются. Несколько южнее основание силла фиксируется более характерными зелеными лампроитами, которые, однако, содержат многочисленные валуны песчаников диаметром до 1 м.

Верхний контакт силла нигде не обнажен, хотя присутствие обломков песчаников севернее холма указывает на близость кровли. Бурение подтвердило это и показало, что северо-западная часть тела сложена породами, аналогичными лампроитам главной части силла [139].

Туфовый материал в основании силла представлен мелкозернистыми туфами, содержащими угловатые обломки кварца и микроклина, листочки мусковита, коричневого флогопита и значительное количество зеленого хлоритового материала. Мелкозернистые лампроиты, ассоциирующиеся с туфами, полностью изменены и содержат небольшие фенокристы раннего оливина и значительное количество листочков слюды в основной массе, состоящей из мелких кристаллов раннего лейцита, иголочек диоксида, прайдерита, акцессорного апатита и интерстициальных глинистых минералов.

Главные породы силла – средне- и крупнозернистые рихтерит-флогопит-лейцитовые лампроиты, которые содержат довольно много пойкилитовых фенокристов флогопита размером до 2 мм, включающих многочисленные мелкие зерна лейцита и маленькие призмы диоксида. Флогопит сильно плеохроирует; он имеет оранжево-желтое ядро и темную красно-коричневую оболочку. Фенокристы

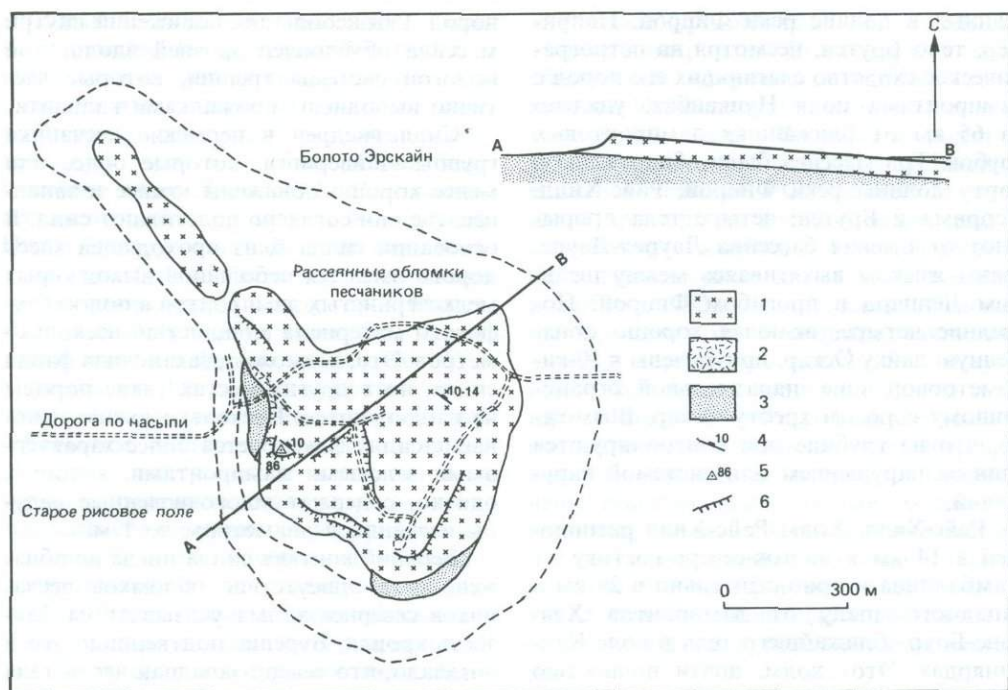


Рис. 133. Геологическая карта Райс-Хилл. 1 – крупнозернистые рихтерит-флогопит-лейцитовые лампроиты; 2 – мелкозернистые рихтерит-флогопит-лейцитовые лампроиты с туфопесчаниками; 3 – верхнепермские песчаники (формация Лайверинга); 4 – ориентировка трещиноватости; 5 – высота вершины в метрах; 6 – уступы.

оливина длиной 1–2 мм замещены тальком. Они отмечены во многих образцах. Основная масса пород состоит из измененного лейцита, небольших призм диоксида и прайдерита длиной до 1 мм; все они погружены в зеленый нонтронит или включены в крупные (до 3 мм) неправильной формы пойкилитовые пластины сильно плеохроирующего (от розово-желтого до зеленого) калиевого рихтерита. Нонтронитовая масса развивалась, вероятно, по девитрифицированному стеклу. Среди аксессуарных минералов – небольшие призмы зеленого эгирина или эгирин-авгита (некоторые из них частично замещены диоксидом), апатит и спорадически встречающиеся зерна вэйдита. Мелкозернистые породы из близкой к кровле части силла представлены оливин-рихтерит-лейцитовыми лампроитами с желто-зеленой основной массой девитрифицированного

стекла. Породы северной дайки по составу аналогичны породам главной части силла, но содержат больше калиевого рихтерита и меньше флогопита.

Все лампроитовые породы Райс-Хилл химически мало различаются между собой и характеризуются высокими содержаниями SiO_2 (48,53%), TiO_2 (5,8–7,1%), K_2O (8,4–10,8%) и низким содержанием MgO (4,8–9,2%). Их представительные анализы даны в табл. 56. Наиболее обедненные MgO породы – мелкозернистые флогопит-лейцитовые лампроиты на южном контакте тела; они также обладают самыми высокими концентрациями TiO_2 , Zr, Nb, Sr и легких РЗЭ. Имеющиеся данные указывают на небольшие вариации состава пород в зависимости от их статиграфического положения: верхняя часть силла менее магнезиальна.

Брутен – самое изолированное лампро-

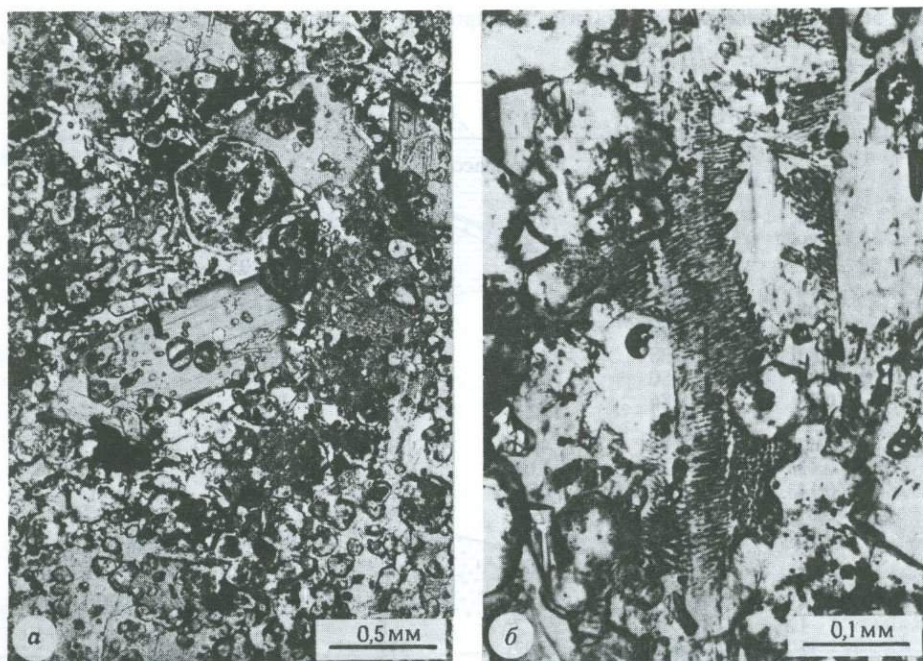


Рис. 134. Микрофотографии лампроитовых пород Райс-Хилл. *а* – флогопит-рихтерит-лейцитовый лампроит. Характерны темные титанистые оболочки у флогопита и фенокристы измененного лейцита (шлиф GSWA 76050); *б* – рихтерит-диопсид-флогопит-лейцитовый лампроит. Характерна перистая структура калиевого рихтерита; лейцит превращен в калиевый полевой шпат. Шлиф BMR 83210290.

итовое тело в провинции Западный Кимберли. Оно расположено на северном борту Кристмас-Крик, приблизительно в 65 км к юго-востоку от дайки Оскар. Подъезд почти до самого тела, за исключением нескольких километров, хороший – по главной дороге до усадьбы Черрабун; но сами лампроиты скрыты в густых зарослях, которые покрывают днище оврага, и поэтому на последних километрах пути ориентировка затруднена.

Главное тело Брутен – небольшой, близкий к овальному шток диаметром около 30 м. Он образует обнажение высотой около 10 м над конусообразным уступом, сложенным слабо закаленными сланцами и алевролитами пермской формации Нунканбах. На восточном склоне холма имеется дайка лапиллиевых туфов мощностью 5 м, вытянутая приблизительно на

40 м и заканчивающаяся небольшим холмом (рис. 135).

Вмещающие глинистые сланцы и алевролиты тонкослоистые, кливажированные и имеют субгоризонтальное залегание. Контакт между осадочными породами и лампроитами обычно закрыт наносами; однако на северо-восточном фланге штока обнажается узкая зона грубых туфобрекчий или брекчированных алевролитов мощностью до 1 м, содержащая обломки диаметром до 30 см. С брекчией контактирует 2–3-метровая зона серых мелкозернистых лампроитов, которые содержат небольшое количество ксенолитов и образуют зону закалки главного штока. Эта зона может быть прослежена вокруг главного штока и переходит в восточную туфовую дайку. Центральный шток сложен зеленовато-черными средне- и крупнозернистыми лейцитовыми лампроита-

Таблица 56. Представительные анализы лампроитов из изолированных тел в долине Фицрой

	1	2	3	4	5	6
	% по массе					
SiO ₂	50,56	53,06	48,17	52,23	56,30	51,60
TiO ₂	6,44	6,28	6,04	5,76	6,89	4,90
Al ₂ O ₃	7,89	8,41	7,83	8,64	8,70	8,10
Fe ₂ O ₃	5,22	4,89	5,88	5,17	5,40	5,10
FeO	1,80	1,38	1,34	0,98	0,97	1,51
MnO	0,08	0,08	0,11	0,08	0,04	0,07
MgO	8,42	6,44	8,53	6,28	4,96	7,07
CaO	3,83	3,38	3,79	3,55	0,91	3,09
Na ₂ O	0,95	0,80	0,49	0,61	0,16	0,32
K ₂ O	10,08	9,86	8,38	10,72	10,00	7,80
P ₂ O ₅	0,37	0,53	0,37	1,00	0,89	1,13
H ₂ O ⁺	1,43	1,72	4,46	1,81	1,85	4,80
H ₂ O ⁻	0,43	1,38	1,66	0,83	1,42	2,80
CO ₂	0,14	0,16	0,97	0,16	0,05	0,10
п. п. п.	2,31	1,99	2,20	1,93	2,02	2,19
Сумма	99,95	100,36	100,22	99,75	100,52	100,58
	млн ⁻¹					
Ba	13 245	10 271	12 179	10 346	8777	12 933
Li	12	9	7	8	10	8
Rb	330	318	393	372	297	1123
Sr	1382	1379	2111	1235	702	960
Pb	55	57	49	50	49	48
Th	25	24	25	20	16	<5
U	3	3	1	3	<1	<1
Zr	1264	1268	1218	1297	1123	946
Nb	140	127	107	118	91	90
Y	24	28	20	20	20	<5
La	277	290	301	241	265	258
Ce	501	525	566	445	348	274
Nd	245	241	186	210	—	—
Sc	14	12	10	13	22	19
V	200	182	206	161	201	170
Cr	422	389	385	392	266	365
Ni	372	348	359	340	240	304
Cu	70	100	69	74	104	92
Zn	76	116	76	81	87	78
Sn	20	22	19	20	11	11
Ga	18	25	12	24	18	16
S	—	—	—	—	1320	320
F	2300	2500	1200	2200	2820	2160

1 — диоксид-рихтерит-флогопит-лейцитовый лампроит, Райс-Хилл, северный контакт, BMR 83210290; 2 — диоксид-флогопит-рихтерит-лейцитовый лампроит, Райс-Хилл, западная часть, BMR 83210291; 3 — флогопит-рихтерит-лейцитовый лампроит, Райс-Хилл, центральная гряда, BMR 81210230A; 4 — флогопит-рихтерит-лейцитовый лампроит, Райс-Хилл, центральная гряда, BMR 83210288; 5 — диоксид-флогопит-лейцитовый лампроит, Брутен, главный шток, GSWA 71894; 6 — стекловатый оливин-лейцитовый лампроит, центральная дайка Оскар, GSWA 71893B.

ми, в которых выделяются фенокристы флогопита.

Туфовая дайка разнообразна по составу, но большая ее часть сложена крупнозернистыми лапиллиевыми туфами, со-

держащими обломки размером 1–3 см. Недалеко от штока лапиллиевые туфы, включающие многочисленные обломки осадочных пород, прорваны мелкозернистыми лейцитовыми лампроитами, но в

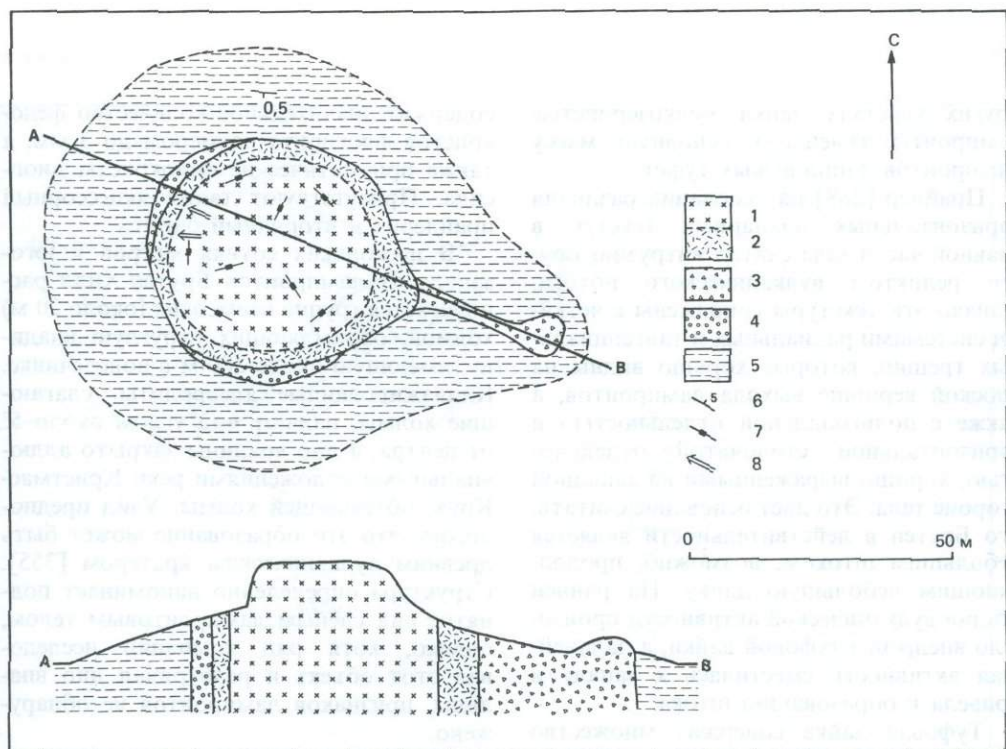


Рис. 135. Геологическая карта тела Бруген. 1—флогопит-лейцитовые лампроиты; 2—оливин-лейцитовые лампроиты; 3—лампроитовые туфы и туфобрекчии; 4—туфобрекчии; 5—нижнепермские алевролиты и сланцы (формация Нунканбах); 6—напластование пород; 7—ориентировка вертикальной трещиноватости; 8—столбчатая отдельность.

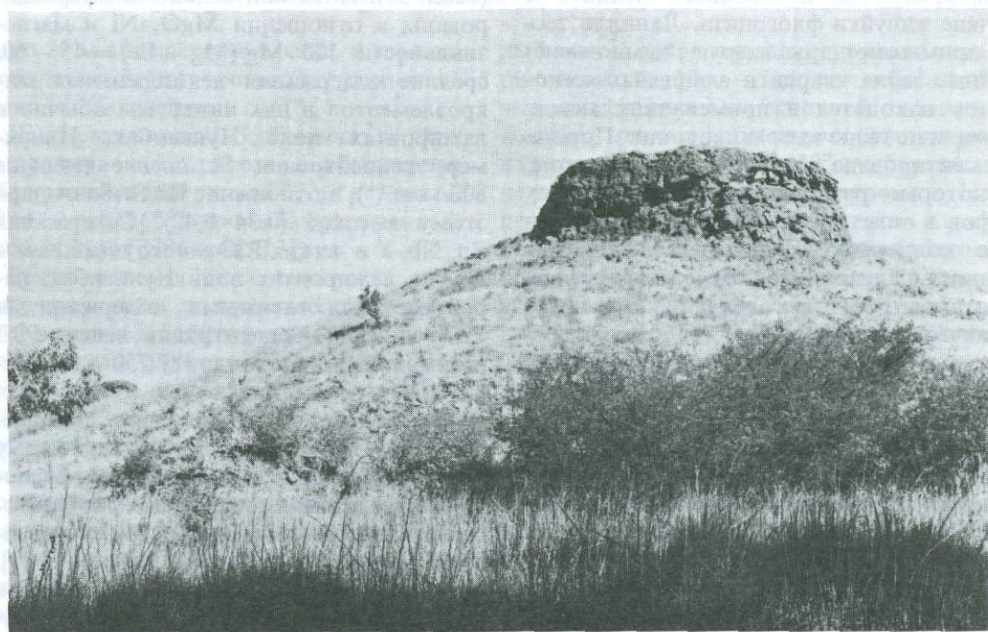


Рис. 136. Вид тела Бруген с северо-запада. На западном склоне видна грубая горизонтальная столбчатая отдельность.

других участках дайки мелкозернистые лампроиты замещают основную массу лампроитов лапиллиевых туфов.

Прайдер [288] на основании различия горизонтальных планарных текстур в главной части тела считал интрузию Брутен реликтом вулканического потока. Однако эти текстуры сопряжены с четкими системами радиальных и тангенциальных трещин, которые хорошо видны на плоской вершине выхода лампроитов, а также с полигональной отдельностью и горизонтальной столбчатой отдельностью, хорошо выраженными на западной стороне тела. Это дает основание считать, что Брутен в действительности является небольшим штоком, возможно, продолжающим небольшую дайку. На ранней стадии вулканической активности произошло внедрение туфовой дайки, а дальнейшая активность сместилась к западу и привела к образованию штока.

Туфовая дайка содержит множество несцементированных лапиллей стекловатых лейцитовых лампроитов размером до 2 см. В коричневом полосчатом девитрифицированном стекле содержатся небольшие кристаллы измененного лейцита и редкие чешуйки флогопита. Лапилли тесно примыкают друг к другу; немногочисленные зерна кварца и сланцевых ксенолитов находятся в промежутках между ними или включены в лапилли. Порода сцементирована вторичным кремнеземом. Некоторые разновидности лапиллиевых туфов в теле дайки содержат значительное количество ксенолитов глинистых сланцев и алевролитов. Грубая брекчия на контакте трубки вместе со значительным количеством лапиллей и стекловатых лейцитовых лампроитов содержит большее или меньшее количество ксенолитов осадочных пород.

Закалочная контактовая зона лампроитового штока по составу аналогична лампроитам лапиллей, но в ней присутствует небольшое количество мелких фенокристов измененного оливина, корродированного флогопита и слабожелезистой глинистой основной массы. Ей аналогична центральная часть штока, но она

содержит значительное количество фенокристов флогопита размером до 3 мм, а также призматические фенокристы диопсида. Присутствуют также аксессуарный прайдерит и вторичный барит.

В нескольких сотнях метров к юго-западу от лампроитов Брутен-Хилл располагается группа невысоких (около 20 м) холмов, обрамляющих округлую впадину, имеющую около 500 м в поперечнике. Кливажированные алевролиты, слагающие холмы, падают под углом около 5° от центра, а дно впадины закрыто аллювиальными отложениями реки Кристмас-Крик, обтекающей холмы. Уэйд предположил, что это образование может быть древним вулканическим кратером [355]. Структура определенно напоминает поднятие над слепым лампроитовым телом, однако, хотя ряд компаний исследовал этот объект и разбуривал дно впадины, признаков лампроитов не обнаружено.

Химические анализы лампроитов Брутен показывают, что эти породы обогащены кремнеземом, но обеднены MgO и Ni по сравнению с другими лампроитами (табл. 56). Хотя они сильно дифференцированы в отношении MgO, Ni и магнезиальности $100 \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}) = 45 - 60$, средние содержания некогерентных микроэлементов в них ниже, чем обычно в лампроитах поля Нунканбах. Например, концентрации Sr низкие (меньше 800 млн^{-1}), а отношение Rb/Sr благодаря этому высокое (0,34–0,42). Содержания Zn, Nb, Y и легких РЗЭ много ниже, чем в других лампроитах поля Нунканбах, наряду с сопоставимыми содержаниями TiO₂ и MgO. Концентрации легких РЗЭ (нормализация по хондриту 750–850) также сравнительно низкие.

Оскар. Это название было дано небольшому штоку лампроитов, имеющему несколько метров в диаметре и расположенному близ Большой северной автостреды, в 10 км к западу от Фицрой-Кроссинга. Он был открыт Уэйдом [355], который установил, что шток лампроитов прорывает песчаники. Небольшой конусообразный холм песчаников высотой

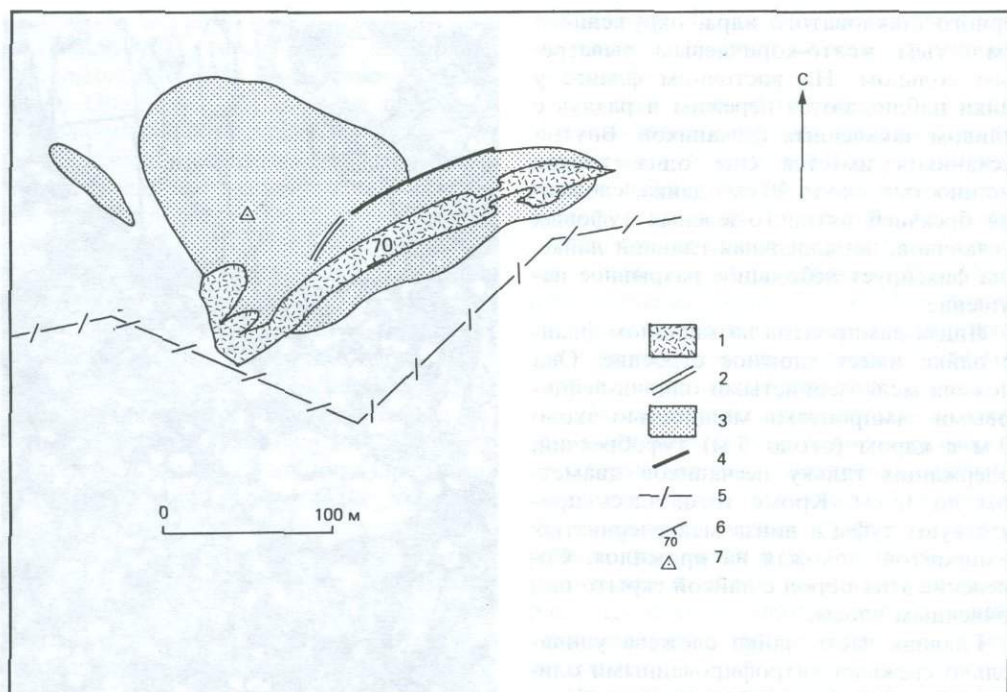


Рис. 137. Геологическая карта тела Оскар. 1—диопсид-оливин-лейцитовые лампроиты; 2—дайка туфовых песчаников; 3—нижнепермские песчаники (формация Кэролин); 4—разлом; 5—ограда; 6—падение контакта дайки; 7—вершина.

около 20 м виден с автострады, и хорошо проходима дорога позволяет подъехать близко к обнажению.

Наиболее важной особенностью этих лампроитов является плохо обнаженная дайка мощностью около 15 м и длиной 200 м (азимут 60°), прорывающая южный склон холма [290] (рис. 137).

Вмещающие породы—массивные слоистые песчаники раннепермской формации Кэролин, залегающие почти горизонтально (угол падения меньше 10°). Их выход имеет в плане треугольную форму и, видимо, с юга и запада ограничен нарушениями. В южной части в непосредственной близости от дайки песчаники обожжены и закалены. На южном контакте дайки встречен узкий, шириной несколько метров, выход таких же пород. Дайка, падающая к северу под углом 70° , вероятно, внедрена по зоне разлома. С западной стороны холма имеется аналогич-

ный выход: узкая линейная промоина шириной около 10 м отделяет небольшой выход песчаников от основной площади. Похоже, что эта промоина соответствует нарушению с азимутом 330° , но бурением не удалось выявить здесь лампроитов. На пересечении этих двух линейных элементов и расположен небольшой выход лампроитов, обнаруженный Уэйдом. Это тело находится близ понижения в рельефе диаметром около 100 м. Еще большие размеры имеет дешифрирующаяся здесь фотоаномалия, которая могла бы отвечать крупному лампроитовому телу, но и в этом случае бурение не вскрыло лампроитов вне известного выхода.

Главная лампроитовая дайка на своем западном фланге не обнажена, но в ее центральной и восточной частях имеются небольшие выходы мелкозернистых, сильно трещиноватых лампроитов. На изломе отчетливо видно наличие у пород

черного стекловатого ядра, окруженного землистым желто-коричневым выветрелым кольцом. На восточном фланге у дайки наблюдаются пережим и раздув с заливом закаленных песчаников. Внутри песчаников имеется еще одна тонкая (мощностью около 30 см) дайка, сложенная брекчией пятнисто-зеленых туфовых песчаников, параллельная главной дайке. Она фиксирует небольшое разрывное нарушение.

Линза лампроитов на западном фланге дайки имеет сложное строение. Она сложена мелкозернистыми оливин-лейцитовыми лампроитами мощностью около 10 м с ядром (около 5 м) туфобрекчий, содержащих гальку песчаников диаметром до 15 см. Кроме того, здесь присутствуют туфы и линза мелкозернистых лампроитов, похожая на прожилок. Сочленение этих пород с дайкой скрыто под почвенным слоем.

Главная часть дайки сложена удивительно свежими витрофицированными оливин-лейцитовыми лампроитами (рис. 138). Небольшие фенокристы призматического оливина длиной до 1 мм, игольчатый скелетный оливин длиной до 3 мм, фенокристы свежего лейцита длиной до 0,7 мм и значительное количество более мелких зерен лейцита основной массы погружены в светло-коричневое свежее вулканическое стекло. Стекло включает также довольно много мелких чешуек флогопита и игольчатые призмы прайдерита и диоксида. Восточная часть дайки помимо того, что отделена от основной части пережимом, вероятно, является более ранней частью интрузии, отличной от первой. Ее слагают измененные оливин-лейцитовые лампроиты, которые содержат меньше оливина, больше лейцита, а в основной массе — мелкие пластинки калиевого рихтерита. Первичный стекловатый интерстициальный материал сейчас превращен в хлорит.

Небольшой шток на западном фланге дайки аналогичен по составу восточному флангу дайки и сложен измененными оливин-лейцитовыми лампроитами, которые содержат варьирующие количества фло-

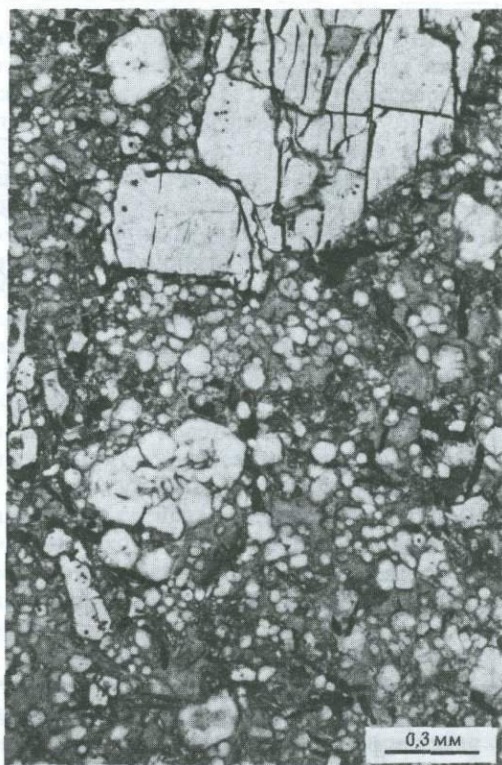


Рис. 138. Микрофотография витрофицированного оливин-лейцитового лампроита из дайки Оскар. Прайдерит образует небольшие темные призмы. Основная масса — неизмененное стекло. Шлиф GSWA 71347.

гопита в основной массе и игольчатого диоксида.

Жильные породы, слагающие небольшую линзу близ западного окончания дайки, представляют собой флюидально-полосчатые оливин-рихтерит-лейцитовые лампроиты. Полосчатость обусловлена обогащенностью основной массы то флогопитом, то зеленым хлоритовым материалом; оба типа содержат значительное количество мелких призматических кристаллов калиевого рихтерита. Порода пузырчатая и содержит переменное количество ксеногенных зерен кварца и микроклина.

У лампроитов Оскар отмечаются лишь небольшие вариации химического

состава (5–7,4% MgO, 4,9–6,3% TiO₂). Все разновидности содержат нормативный кварц и 45–50% нормативного ортоклаза. Прайдер [290] обратил внимание на наличие свежего стекла в лампроитах Оскар и выполнил несколько его анализов. Согласно его данным, стекло весьма обогащено SiO₂ и TiO₂ при невысоком содержании K₂O. Выполненные нами анализы стекла из аналогичных образцов подтвердили очень высокое содержание TiO₂ (около 10%), но дали значительно меньше SiO₂ (около 55%) и много больше K₂O (10–13%), чем у Прайдера [290]. Возможная причина расхождения результатов анализов – улетучивание K₂O в рентгеновском пучке в анализе Прайдера.

Особенностью лампроитов Оскар является чрезвычайно высокое содержание Pb в некоторых образцах. Мак-Каллох и др. [229] приводят значение 3400 млн⁻¹ Pb в стекловатых лейцитовых лампроитах; в остальных разновидностях лампроитов концентрация этого элемента около 2000 млн⁻¹.

Слепые тела лампроитов. *Неррима.* Прайдер [288] сообщил о том, что скважина Неррима 1, пробуренная компанией Associated Freney Oil Field N/L примерно в 10 км к северу от усадьбы Неррима, пересекла четыре силла лампроитов. Самый крупный из них, встреченный на глубине 68 м, имеет мощность 18 м. Он сложен среднезернистыми флогопит-диопсид-рихтерит-лейцитовыми лампроитами (волжидитами по Прайдеру).

Несмотря на интенсивные поиски в последние годы, других лампроитов на этой территории не было встречено. Следует предположить, что эти силлы, которые прорывают породы формации Нунканбах, не имеют выходов на поверхность. Лампроитовые силлы были также подсечены нефтеразведочной скважиной недалеко от трубки «П»-Хилл, но там они явно связаны с телом «П»-Хилл.

Гамхоул. Небольшое тело (площадью менее 1 га), сложенное лампроитовыми пирокластическими породами, было подсечено двумя буровыми скважинами в 3,5 км к северо-западу от лампроитовой

дайки Оскар. Шлам был проанализирован на алмазы, получен отрицательный результат [36].

Спилерс-Боур. Небольшой штук диопсид-оливин-лейцитовых лампроитов, перекрытый 4–5-метровой толщей золотых песков, находится в 4,3 км к восток-юго-востоку от Спилерс-Боур. Бурением определена овальная форма тела, имеющего размер приблизительно 225 × 125 м при площади около 2,5 га. Оно полностью сложено интрузивными лампроитами и не содержит пирокластического материала, прорывает пермские алевролиты. Лампроиты мелкозернистые и содержат микрофенокristы оливина размером до 0,6 мм (которые замещены тальком) в основной массе, состоящей из измененного лейцита, мелких призм диопсида, редкого флогопита и игольчатого прайдерита и апатита; интерстициальный материал представлен массой темных глинистых минералов. Иногда встречаются зерна хромита.

Из пяти скважин было получено 50 т выветрелых лампроитов для валового опробования, однако алмазов в них не обнаружено [139].

Камаротечиа-Крик. Это небольшой лампроитовый вулкан площадью около 3,5 га, расположенный в 17 км к северо-западу от лампроитов Спилерс-Боур. Породы внедрены в пермские кварциты и известковистые песчаники, которые выходят в небольших обнажениях к югу от вулкана. Лампроиты перекрыты 2–3-метровой толщей золотых песков и 1–2-метровой толщей обломочных оолитовых латеритов [141].

Форма вулкана неправильная, его максимальный размер 325 × 200 м. Южные две трети тела заняты штоком порфировых флогопит-лейцитовых лампроитов, остальная часть – слоистыми лапиллиевыми туфами. Слои туфов падают под углом 24° к центру вулкана: по-видимому, с глубиной вулканическая воронка быстро сужается.

Туфы представлены однообразными мелкозернистыми «песчаными» лапиллиевыми туфами, которые содержат лапилли

стекловатых лампроитов размером до 1 см и редкие пемзовидные блоки ксенолитов осадочных пород размером до 10 см. Доля лапиллей в породе варьирует, но обычно составляет около 50%; остальная часть состоит из редких небольших ксенолитов сланцев и спорадических натечных образований; довольно обычны округлые зерна кварца, лампроитовый пепел и интерстициальный глинистый материал. Лапилли сложены девитрифицированным пузырчатым стеклом и содержат мельчайшие кристаллы измененного лейцита, микрофенокристы измененного оливина и чешуйки флогопита длиной до 2 мм.

В составе магматического ядра присутствуют две разновидности лампроитов, вероятно, отвечающие двум фазам внедрения. Первая представлена оливин-флогопит-лейцитовыми лампроитами, содержащими измененный оливин (до 1 мм) и флогопит (длиной до 3 мм) в мелкозернистой основной массе, которая переполнена мелкими кристаллами измененного лейцита, флогопита и зернами прайдерита. Некоторые образцы полностью состоят из пузырчатых обломков таких лампроитов и могут являться эндоконтактной фацией автобрекчий. Второй тип пород – мелкозернистые оливин-диопсид-рихтерит-лейцитовые лампроиты. Фенокристы частично неизмененного оливина (длиной до 2 мм) погружены в основную массу, состоящую из многочисленных соприкасающихся зерен лейцита и интерстициальных призм диопсида, пойкилитового калиевого рихтерита, игольчатого прайдерита, подчиненного флогопита и девитрифицированного стекла. По составу эти породы варьируют от оливин-лейцитовых до оливин-рихтерит-лейцитовых лампроитов.

Из трех канав были отобраны валовые пробы лампроитов и пирокластических пород общим объемом 279 м³. При обогащении алмазы в них обнаружены не были. В тяжелой фракции присутствуют барит, хромит, диопсид, перовскит, прайдерит (минералы лампроитов), а также андалузит, корунд и альмандин, предпо-

ложительно происходящие из ксенолитов фундамента. В 17-килограммовой пробе флогопит-лейцитовых лампроитов, обработанной HF, было обнаружено шесть мелких алмазов; самый крупный из них весил 3 мг [139].

Состав минералов

Оливин. Во многих лампроитах Западного Кимберли оливин (или – в измененных и выветрелых породах – псевдоморфозы по оливину) присутствует в виде ксенокристов, ранних фенокристов и микрофенокристов. Свежий оливин встречается в образцах из обнажений лампроитов Эллендейл 11, Маунт-Седрик, Оскар-Плаг, Систерс-Саут-Вест и Брукинг-Крик, а также в керне скважин на многих трубках оливиновых лампроитов поля Эллендейл. Во многих телах оливин полностью изменен, обычно замещаясь либо серпентином или тальком (как во многих трубках оливиновых лампроитов поля Эллендейл), либо коричневатозеленым нонтронитом (как во многих телах лейцитовых лампроитов) [291]. Оливин в массиве Волжиди-Хиллс полностью замещен бледно-зеленым селадонитом.

В оливиновых лампроитах поля Эллендейл присутствуют две генерации оливина, как и в некоторых оливинсодержащих лейцитовых лампроитах. Более крупнозернистая генерация представлена либо неправильными, либо округлыми зернами диаметром до 4 мм, которые обычно обнаруживают (судя по погасанию) следы катаклазирования и/или петельчатую структуру. Они имеют, как правило, изрезанные границы со следами резорбции. Процесс резорбции особенно характерен для наиболее дифференцированных оливинсодержащих лейцитовых лампроитов, в которых резорбированные зерна магнетиальных оливинов являются явными ксенокристами. Многие из самых крупных зерен оливина, несомненно, образовались при дезинтеграции богатых оливином перидотитов; довольно часто в трубках Эллендейл встречаются обломки дунитов и реже гарибургитов размером до 10 см,

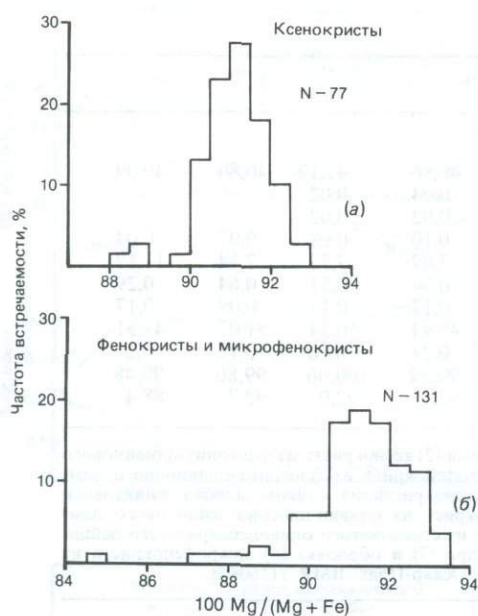


Рис. 139. Вариационная диаграмма составов ксенокристов, фенокристов и микрофенокристов оливина в лампроитах Западного Кимберли.

которые в большей своей части сложены агрегатом рекристаллизованного оливина с типичной мозаичной структурой с размером зерен до 10 мм.

Зерна оливина второй генерации имеют меньшие размеры (менее 1 мм, обычно менее 0,4 мм) и идиоморфные очертания; в стекловатых породах наблюдаются скелетные кристаллы или «воронки» оливина с включениями стекла. Оливины второй генерации, образующие фенокристы, микрофенокристы или зерна основной массы, не обнаруживают твердофазных деформаций и в отличие от ксенокристов обычно содержат мельчайшие (менее 20 мкм) включения хромита.

Состав оливиновых ксенокристов колеблется от Mg_{88} до Mg_{93} , но на гистограмме видно, что большинство из них лежит в интервале $\text{Mg}_{90-92,5}$ с максимумом около $\text{Mg}_{91-91,5}$ (рис. 139). У оливинов второй генерации более широкая область вариаций состава — от Mg_{82} до $\text{Mg}_{93,5}$, но большинство из них имеет

такой же состав, как ксенокристы, или несколько богаче Mg, чем ксенокристы, и для основной их части состав лежит в интервале $\text{Mg}_{90,5-92,5}$ (рис. 139). Эта область соответствует составам оливинов из лампроитов других регионов [47, 314, 214, 351, 309, 310] и из кимберлитов [70].

Ксенокристы оливина характеризуются необычайно высоким содержанием Ni (0,3–0,5% NiO) и очень низкими содержаниями Ti, Al и Ca (менее 0,05%), что типично для мантийных оливинов (табл. 57). Оливины второй генерации обычно содержат больше Ca (до 0,5% CaO) и в некоторых случаях еще больше Ni (до 0,6% NiO) (см. рис. 14). Такие же высокие содержания Ni в оливинах были обнаружены в лейцититах вулкана Гаусберг в Антарктиде [314], а также в испанских лампроитах [351]. В обеих генерациях оливина отмечается невысокое содержание Cr (менее 0,1%, обычно 0,02–0,07% Cr_2O_3); при этом содержание Cr коррелируется с магнизиальностью ($\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$). У большинства зерен оливина наблюдается лишь слабая зональность; довольно широко распространены прямая и обратная зональности в диапазоне первых атомных процентов. У многих из ксенокристов оливина отмечается обратная зональность от ядра к узкой (менее 100 мкм, обычно меньше 50 мкм) зоне с более высокими содержаниями Mg, Ca и в меньшей степени Ni (рис. 140). От этой зоны к периферии идет нормальная зональность с постепенным обогащением Ca и Mg и обеднением Ni. Такая же обратная зональность с постоянным составом ядра и с изменением на нормальную зональность во внешней части оболочки выявлена для некоторых фенокристов (рис. 140). Тренд зональности Ni в фенокристах и микрофенокристах характеризуется уменьшением концентрации этого элемента и магнизиальности; он аналогичен тренду, наблюдаемому во внешних частях оболочек у ксенокристов оливина (рис. 141). Таким образом, зональность оливинов из лампроитов отличается от сложной зональности, многократно описанной для оливинов из ким-

Таблица 57. Представительные анализы оливинов

	1	2	3	4	5	6	7	8
	% по массе							
SiO ₂	40,74	40,61	40,82	41,01	40,86	41,12	40,80	40,09
TiO ₂	0,04	0,06	0,02	0,02	0,04	0,02	—	—
Al ₂ O ₃	<0,02	<0,02	<0,03	<0,02	<0,02	<0,02	—	—
Cr ₂ O ₃	0,05	0,02	0,07	0,05	0,10	0,08	0,07	0,04
FeO	9,02	8,30	6,95	7,26	7,69	7,75	7,14	11,17
NiO	0,41	0,22	0,40	0,32	0,34	0,51	0,64	0,29
MnO	0,05	0,16	0,08	0,10	0,17	0,11	0,09	0,17
MgO	49,71	50,34	51,36	50,76	49,93	50,34	51,02	47,51
CaO	0,03	0,27	0,10	0,00	0,24	0,10	0,12	0,23
Сумма	100,04	99,98	99,81	99,52	99,39	100,06	99,86	99,48
Mg*	90,8	91,5	92,9	92,6	92,0	92,0	92,7	88,4

* Mg = 100Mg/(Mg + Fe) ат. %. 1, 2—ядро (1) и оболочка (2) ксенокриста из флогопит-оливинового лампроита Эллендейл 9 (восток), GSWA 71475B; 3—микрофенокрит из флогопит-оливинового лампроита Маунт-Седрик, BMR 83210276; 4—ядро ксенокриста из оливин-диопсид-лейцитового лампроита Маунт-Седрик, BMR 83210276; 5—микрофенокрит из оливин-диопсид-лейцитового лампроита Маунт-Седрик, BMR 83210276; 6—микрофенокрит из стекловатого оливинсодержащего лейцитового лампроита Брукинг-Крик, BMR 80210125; 7, 8—ядро (7) и оболочка (8) микрофенокриста из стекловатого оливинсодержащего лейцитового лампроита Оскар-Плаг, BMR 71160408.

берлитов (см., например, работу [38]). Обратная зональность оливинов из лампроитов Западного Кимберли указывает на рост мантийных оливинов и ранних ядер фенокристов в лампроитовом расплаве при низкой температуре и, возможно, в более окислительной обстановке.

Флогопит. Флогопит присутствует в большинстве пород Западного Кимберли либо в виде фенокристов, либо в составе основной массы. Все лампроиты, за исключением наиболее стекловатых оливиновых разностей, содержат флогопит в основной массе, а в некоторых присутствуют также микрофенокриты длиной до 2 мм, постепенно сменяющиеся слюдой основной массы. В некоторых случаях микрофенокриты флогопита изогнуты и несут следы катакластических деформаций в твердом состоянии. Обычно у микрофенокристов имеется бледноокрашенное, слабо плеохроирующее (от розового до желтого) ядро, которое относительно свободно от включений. Оно окружено более сильно плеохроирующей оболочкой, несущей многочисленные включения диопсида, хромита, перовскита, апатита и/или лейцита. Слюды основной массы в оливиновых лампроитах

представлены двумя петрографическими типами: крупными (до 1 мм) бледными розово-желтыми пойкилитовыми пластинками и мелкими (менее 100 мкм) более сильно плеохроирующими обычно по обратной схеме (от оранжевого до красно-коричневого) чешуйками.

Ядра микрофенокристов по составу отличаются от большинства слюд основной массы: они богаче Mg, Al и Cr (Mg₈₈₋₉₂, 9–13% Al₂O₃ и до 1,3% Cr₂O₃) и беднее Na (меньше 0,5%). Содержание BaO достигает 2% (табл. 58). Многие ядра, однако, зональны; в оболочках отмечаются более высокое содержание Fe и пониженные содержания Al и Cr, что находит состав слюд из основной массы (рис. 142). Пойкилитовые флогопиты обычно сдвойникованы и не несут следов деформаций; они зональны, с бледноокрашенными ядрами постоянного состава (5–10% Al₂O₃, 4–8% TiO₂, менее 0,2% Cr₂O₃) и сильноокрашенными оболочками, обогащенными Ti, Fe, Na и обедненными Mg и Al (рис. 142). Мелкие чешуйки слюд основной массы характеризуются сильными вариациями содержания Al, Ti и Fe: от среднеглиноземистых типов (до 9% Al₂O₃ при Mg₈₈₋₈₀) до слабо плео-

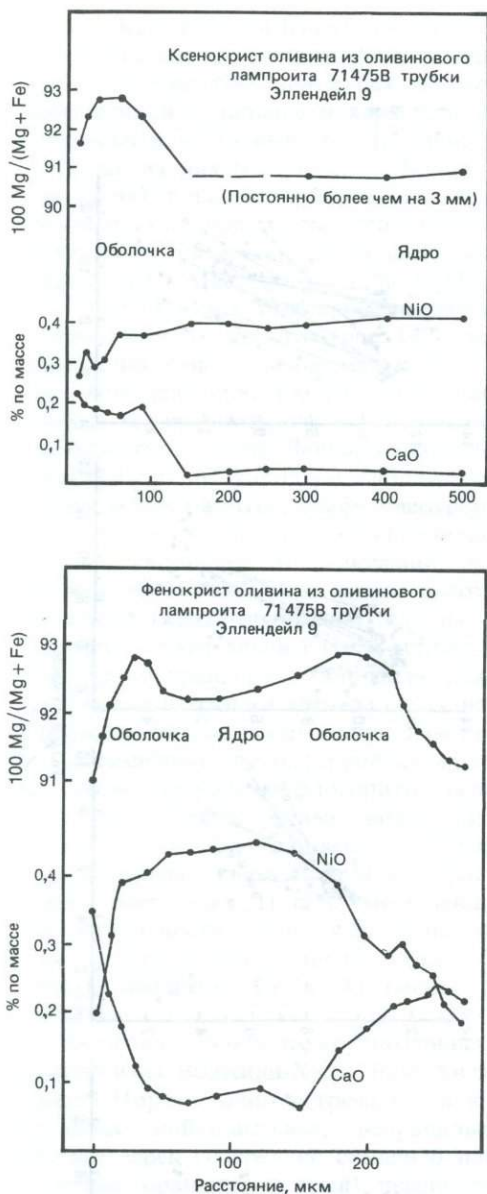


Рис. 140. Микрозондовые профили вдоль ксенокристов и фенокристов оливины из оливиновых лампроитов Эллендейл 9 (образец GSWA 71475В). Видна нормальная зональность центральной части зерен и обратная зональность в ядре.

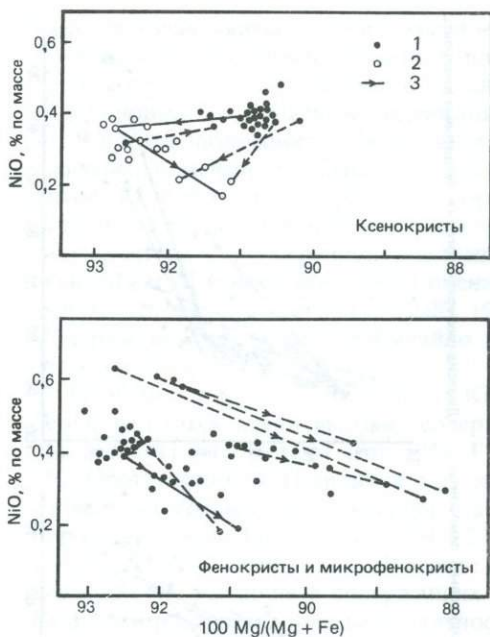
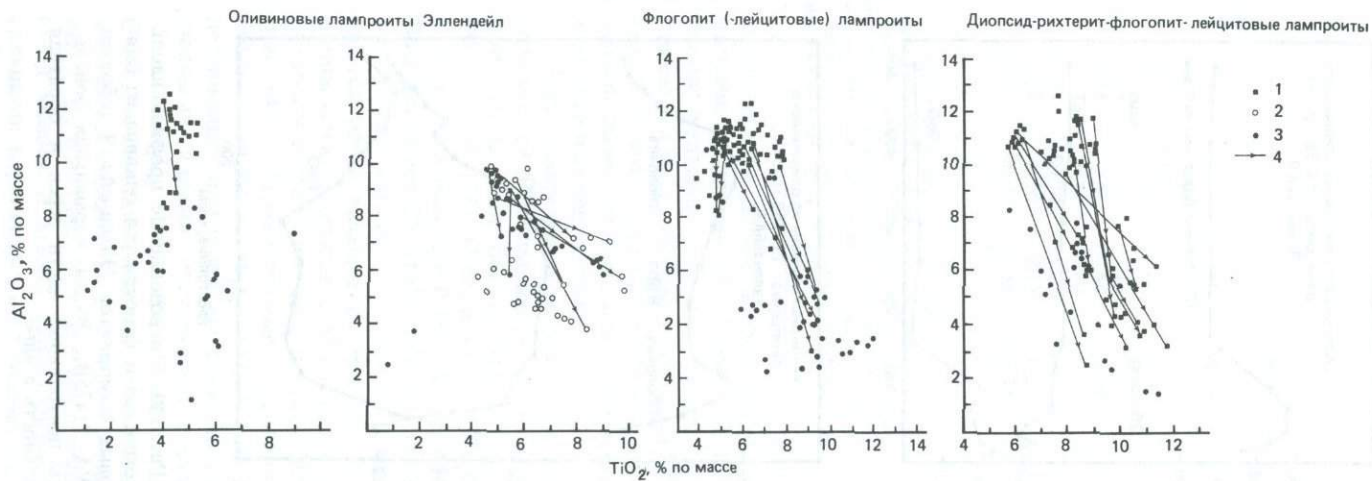
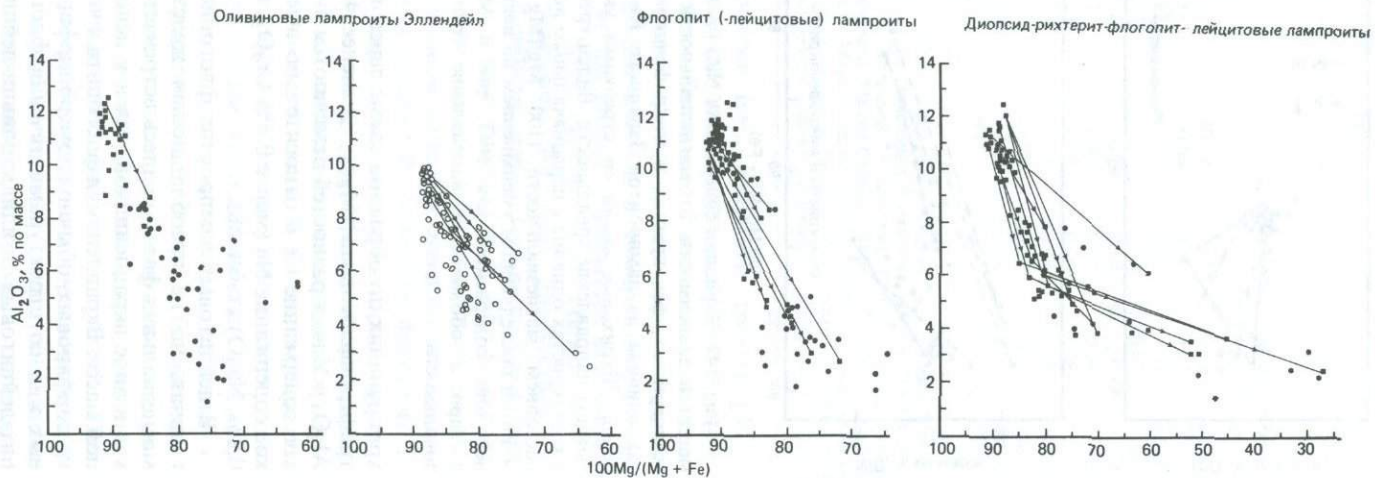


Рис. 141. Вариации содержания NiO (% по массе) в зависимости от магниальности в ксенокристаллах, фенокристаллах и микрофенокристаллах оливины из лампроитов Западного Кимберли. Штриховые линии со стрелками указывают направление зональности. Виден тренд в ксенокристаллах оливины с первоначальным возрастанием магниальности (100 Mg/(Mg + Fe)) и последующим уменьшением во внешней зоне содержаний как NiO, так и Mg. 1-ядро; 2-оболочка; 3-направление тренда зональности.

хролирующих по обратной схеме зерен тетраферрифлогопита (Mg_{84-74} , менее 4% Al_2O_3). У всех разновидностей отмечаются низкое содержание Cr и относительно высокое содержание Na (менее 0,1% Cr_2O_3 , до 0,9% Na_2O) (табл. 58).

В лейцитовых лампроитах флогопит – главная, но не преобладающая железомagneзиальная фаза; он здесь встречается как в виде вкрапленников, так и в основной массе. Вкрапленники флогопита в четко порфириновых, обычно гломеропорфириновых или со структурами течения флогопит-лейцитовых или оливин-лейцит-флогопитовых лампроитах поля Эллендейл (например, Маунт-Перси, тело 81-й



мили, Камаротечиа-Крик), обычно суб-идиоморфные или идиоморфные, бледные соломенно-желтые, почти без оптически выраженной зональности ядра, сдвойникованные и свободные от включений. Некоторые из них (например, в Камаротечиа-Крик) сильно резорбированы, с включениями основной массы. Эти слюды характеризуются высокими содержаниями Mg, Al и Cr (Mg_{88-92} , 10–12% Al_2O_3 , до 1,5% Cr_2O_3), как и микрофенокристы в оливиновых лампроитах (рис. 142). Вероятно, они кристаллизовались при более высоком давлении, чем слюды основной массы. В крупнозернистых лейцитовых лампроитах шельфа Леннард (например, Маунт-Норт, Маунт-Роуз) слюда обычно имеет бледно-желтое, слабо плеохроирующее ядро овальной или неправильной формы, свободное от включений, окруженное оболочкой более сильно плеохроирующей (желто-оранжевой) слюды, которая содержит значительное количество включений прайдерита, диопсида, апатита, барита, вэйдита и лейцита. Эти слюды окружены сильно плеохроирующим красно-коричневым тетраферрифлогопитом, сходным с тетраферрифлогопитом основной массы. Тренд состава слюд в описываемых породах характеризуется сильным уменьшением содержания Al и возрастанием содержания Ti при уменьшающейся магнезиальности (рис. 142). Оболочки этих слюд всегда обогащены Ti (до 10% TiO_2), обеднены Cr и Al (менее 5% Al_2O_3).

Флогопит в наиболее крупнозернистых лампроитах Волжиди-Хилл, Райс-Хилл и Маунт-Норт обычно встречается в виде крупных пойкилитовых, неправильной формы зерен со средней степенью плеохроизма (оранжево-желтый), переполненные включениями диопсида, лейцита, прайдерита, вэйдита и апатита. У них

имеется узкая кайма темного красно-коричневого тетраферрифлогопита с плеохроизмом по обратной схеме, с высоким содержанием Fe и низким содержанием Al. В противоположность обеднению глиноземом, отмеченному выше для флогопитов из более мелкозернистых пород, эти слюды характеризуются сильной обогащенностью Fe, умеренной обедненностью Mg и Al и некоторым обогащением ионом тетраэдрического Fe [248, 196]. Содержание TiO_2 в них необычайно высокое (6–11%).

Особенностью слюд Западного Кимберли являются очень высокие содержания в них Ti и F: TiO_2 от 1 до 12%, F до 7%. Обогащенность Ti типична для слюд из всех ультракалийевых (лампроитовых) пород, включая Лейцит-Хиллс [47, 214], Гаусберг [314], Спейн [351]. Высокое содержание Ti, различия в содержаниях Al, Fe и Na и различные тренды зональности отличают флогопиты Западного Кимберли и флогопиты из лампроитов других регионов от слюд в основной массе кимберлитов [248, 196]. Обогащенность слюд Ti обусловлена низким давлением, высокой температурой и высокой фугитивностью кислорода [300, 5]. Обогащенность фтором также типична для лампроитовых слюд [190], и слюды Западного Кимберли среди всех слюд из ультракалийевых пород наиболее богаты этим элементом.

Содержание F в флогопитах Западного Кимберли и в породах этого района в целом на порядок выше, чем обычно в слюдах из кимберлитов: наиболее богатые слюдой кимберлиты содержат меньше 1% F. В лампроитах Западного Кимберли содержание F в флогопите сложно связано с другими параметрами. Микрофенокристы слюды в оливиновых лампроитах характеризуются возрастанием содержания F от ~1,6% в наиболее богатых Mg и Cr до ~5% в образцах с меньшим содержанием Mg. Что же касается отношения $Mg/(Mg + Fe)$, содержания Ti и F, то они перекрываются с областью составов наиболее богатых Mg слюд из основной массы. У слюд из основной массы оливиновых лампроитов

Рис. 142. Вариации содержаний Al_2O_3 , TiO_2 (в % по массе) и магнезиальности ($100 Mg/(Mg + Fe)$) слюд из лампроитов Западного Кимберли. 1 – фенокристы; 2 – крупные зерна в основной массе; 3 – основная масса; 4 – направление зональности от ядра к оболочке.

Таблица 58. Представительные анализы флогопитов

	1	2	3	4	5	6	7
	% по массе						
SiO ₂	38,65	40,31	38,88	39,98	39,94	40,54	42,56
TiO ₂	4,11	3,70	4,53	5,45	8,31	5,95	8,50
Al ₂ O ₃	11,95	7,20	11,18	9,04	6,87	11,02	5,83
Cr ₂ O ₃	1,25	1,01	0,78	0,05	0,01	0,94	0,01
FeO	3,67	8,71	4,16	5,43	9,25	3,42	5,80
MnO	0,03	0,06	0,08	0,04	0,03	0,03	0,03
NiO	0,05	<0,04	<0,04	0,07	<0,04	0,13	<0,04
MgO	23,23	22,92	23,80	22,46	18,75	23,34	21,51
CaO	0,03	0,00	0,00	0,05	0,06	0,00	0,00
BaO	0,90	1,55	0,88	1,62	1,97	0,38	0,68
Na ₂ O	0,05	0,23	0,11	0,48	0,65	0,04	0,25
K ₂ O	10,49	10,05	10,80	9,45	9,20	10,72	10,68
F	1,71	4,83	3,21	5,63	2,13	1,63	2,65
Cl	0,00	0,00	0,02	0,03	0,01	0,01	0,00
Сумма	96,22	99,57	98,43	99,78	97,18	98,14	98,49
O=F, Cl	0,72	2,03	1,35	2,38	0,90	0,69	1,12
Сумма	95,50	97,54	97,07	97,40	96,28	97,45	97,37
Mg*	91,9	82,4	91,1	88,1	78,3	92,4	86,9

* Mg = 100Mg/(Mg + Fe) ат. %. 1, 2—микрофенокрит (1) и зерно основной массы (2) из флогопит-оливинового лампроита Эллендейл 11, GSWA 71435M; 3—ядро пойкилитового зерна из флогопит-оливинового лампроита Эллендейл 4 (восток), GSWA 71476D; 4–5—ядро (4) и оболочка (5) пойкилитового зерна из рихтерит-флогопит-оливинового лампроита Эллендейл 9, BMR 7911086; 6, 7—ядро (6) и оболочка (7) фенокрита из флогопит-лейцитового лампроита тела 81-й мили, BMR 83210302; 8, 9—ядро (8) и оболочка (9) диопсид-рихтерит-флогопит-лейцитового лампроита Маунт-Норт, BMR 83210323; 10, 11, 12—ядро (10), внутренняя (11) и внешняя (12) оболочки фенокрита из диопсид-рихтерит-флогопит-лейцитового лампроита Маунт-Роуз, BMR 67160336; 13—зерно основной массы из оливин-лейцитового лампроита Оскар-Плаг, BMR 71160408; 14, 15, 16—ядро (14) и оболочка (15) пойкилитового зерна и зерно основной массы (16) из диопсид-рихтерит-флогопит-лейцитового лампроита Райс-Хилл, BMR 83210290.

наблюдается сильная отрицательная корреляция с отношением Mg/(Mg + Fe). Это означает, что содержание F возрастает в остаточном расплаве кристаллизующейся магмы, тогда как отношение Mg/(Mg + Fe) в образующихся флогопитах уменьшается (рис. 143).

У слюд из лейцитовых лампроитов наблюдаются аналогичные закономерности (рис. 143): в ядрах фенокритов содержание F увеличивается одновременно с увеличением содержания Ti и уменьшением магнезиальности, тогда как в их краевых зонах содержание F, как и следовало ожидать, уменьшается при обогащении Ti и понижении магнезиальности. Последнее подтверждает предположение о том, что некоторые из обогащенных Mg, Cr и Al краевых зон фенокритов в лампроитах могут представлять собой

ксенокриты или по крайней мере могли кристаллизоваться при повышенных давлениях [196].

Диопсид присутствует в основной массе всех лампроитов Западного Кимберли, за исключением самых стекловатых разновидностей, и встречается в виде фенокритов во многих лейцитовых лампроитах. В оливиновых лампроитах диопсид входит в состав основной массы, где он присутствует в виде мелких (меньше 100 мкм), беспорядочно ориентированных призм или в стекловатых породах-игольчатых закалочных кристаллов. Диопсиды имеют постоянный состав: он является пограничным между составами диопсида и геденбергита и содержит небольшое количество энстатитового твердого раствора (рис. 144). Диопсиды обогащены Ti (1–3%, в среднем 1,5% TiO₂),

8	9	10	11	12	13	14	15	16
40,94	42,48	38,79	40,25	40,55	42,05	40,23	40,54	38,91
6,26	9,04	8,19	8,70	9,51	11,87	9,87	10,58	9,38
11,27	3,07	11,69	5,97	4,97	3,58	7,68	5,30	1,99
1,31	0,01	1,65	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
3,56	10,74	4,37	7,41	10,88	11,11	7,21	10,15	23,03
0,02	0,05	0,04	0,03	0,05	0,05	0,04	0,05	0,21
0,16	0,07	0,09	0,08	0,06	<0,04	0,07	0,13	0,07
22,99	19,48	20,68	20,49	18,33	16,30	20,69	19,10	11,95
0,00	0,00	0,03	0,72	0,09	0,08	0,00	0,01	0,00
0,31	0,95	0,58	0,79	0,70	1,07	0,69	0,66	0,36
0,04	0,58	0,15	0,51	0,57	0,30	0,20	0,38	0,88
10,55	9,61	10,39	9,55	9,59	10,04	10,22	9,89	9,59
1,60	2,70	1,34	2,75	1,81	3,42	2,12	1,06	0,48
0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,00	0,01
98,71	98,78	98,01	97,28	97,14	99,89	99,05	97,85	96,86
0,67	1,14	0,57	1,17	0,77	1,44	0,90	0,45	0,20
98,04	97,64	97,44	96,11	96,37	98,45	98,15	97,40	96,66
92,0	76,4	89,4	83,1	75,0	72,3	82,8	77,0	48,1

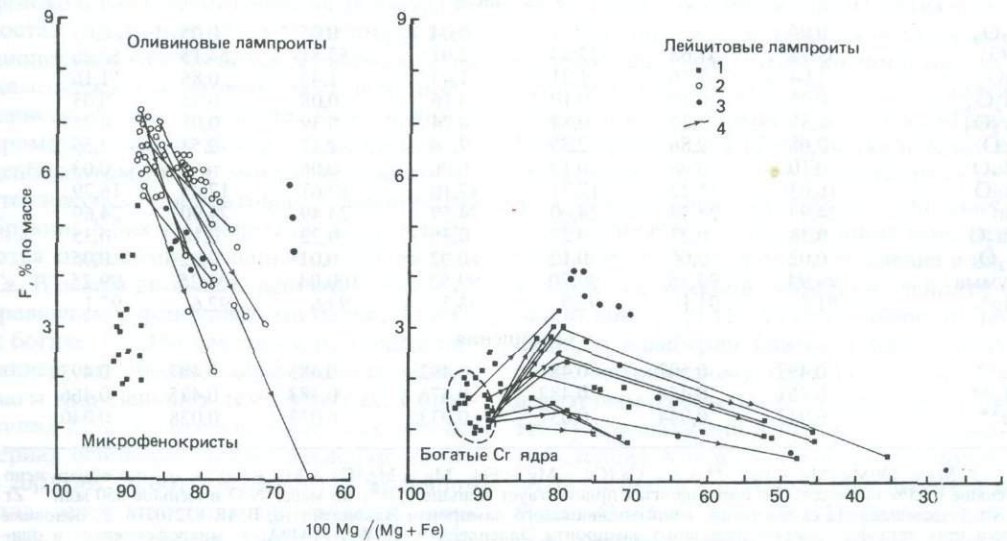


Рис. 143. Вариации содержания F в зависимости от магнезиальности (100 Mg/(Mg + Fe)) в слюдах из лампроитов Западного Кимберли. 1—фенокриты и микрофенокриты; 2—крупные зерна в основной массе; 3—мелкие чешуйки основной массы; 4—направление зональности.

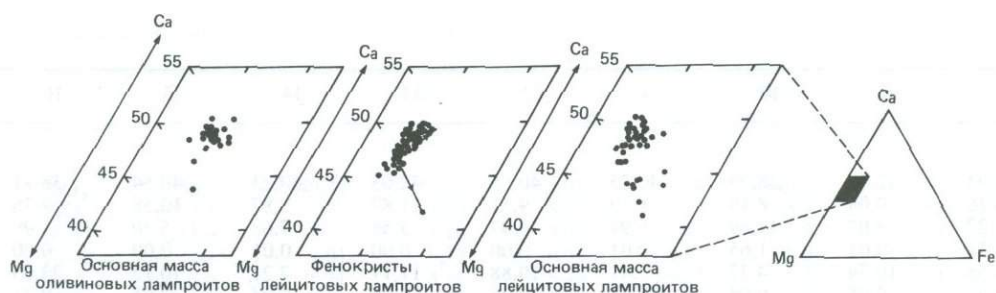


Рис. 144. Вариации содержаний Ca, Mg и Fe в пироксенах фенокристов и основной массы из лампроитов Западного Кимберли. Стрелки показывают направление зональности от ядра к периферии [196].

содержат очень мало Al (меньше 0,9%, обычно меньше 0,3% Al_2O_3) и небольшую примесь Cr и Na (табл. 59). В кристаллохимической формуле $Si + Al < 2$ и обычно $Na > Al + Cr$. Они содержат подчиненное количество Cr (до 0,6% Cr_2O_3) и до 0,5% Na_2O , а также следы P и K.

Бледно-зеленый в штуфах, бесцветный в шлифах диопсид наблюдается в фенокристах; он присутствует в качестве микрофенокристов во многих стекловатых лейцитовых лампроитах. Фенокристы диопсида встречаются в диопсид-лейцитовых лампроитах (седриситах, по Уэйду и

Таблица 59. Представительные анализы диопсидов

	1	2	3	4	5	6	7
% по массе							
P_2O_5	0,04	—	—	0,04	0,05	0,05	0,05
SiO_2	53,74	51,68	53,44	52,91	53,51	54,15	53,26
TiO_2	1,04	2,76	1,31	1,43	1,45	0,86	1,16
Al_2O_3	0,06	0,15	0,10	0,16	0,08	0,05	0,03
Cr_2O_3	0,31	0,22	0,84	0,74	0,39	0,08	0,25
FeO	2,68	2,86	2,35	2,10	2,17	2,51	2,59
MnO	0,10	0,08	0,10	0,06	0,06	н. о.	0,03
MgO	16,63	16,42	17,31	17,10	17,61	17,45	16,79
CaO	24,93	25,28	24,00	24,59	24,49	24,90	24,69
Na_2O	0,38	0,27	0,22	0,36	0,22	0,18	0,35
K_2O	0,02	0,06	0,12	0,02	0,01	0,02	0,05
Сумма	99,94	99,78	99,70	99,52	100,04	100,25	99,25
Mg*	91,7	91,1	92,9	93,5	93,6	92,6	92,1
Отношения							
Ca**	0,497	0,502	0,481	0,492	0,483	0,487	0,493
Mg**	0,461	0,454	0,482	0,476	0,483	0,475	0,466
Fe**	0,042	0,044	0,037	0,033	0,033	0,038	0,040

* $Mg = 100Mg/(Mg + Fe)$. ** $Ca = Ca/(Ca + Mg + Fe)$; $Mg = Mg/(Ca + Mg + Fe)$; н. о. — не обнаружено (меньше 0,03% по массе). Во всех анализах присутствует меньше 0,05% по массе NiO и меньше 350 мкг^{-1} Zr и Nb. 1 — основная масса флогопит-лейцит-оливинового лампроита Эллендейл 16, BMR 83210316; 2 — основная масса (рихтерит-флогопит)-оливинового лампроита Эллендейл 9, GSWA 71449A; 3 — микрофенокрист в оливин-диопсид-лейцитовом лампроите Эллендейл 7, GSWA 71449A; 4 — фенокрист в диопсид-рихтерит-флогопит-лейцитовом лампроите Райс-Хилл, BMR 83210290; 5 — фенокрист в флогопит-рихтерит-диопсид-лейцитовом лампроите Олд-Леополд-Хилл, BMR 80210079; 6, 7 — ядро (6) и оболочка (7) фенокриста в диопсид-рихтерит-флогопит-лейцитовом лампроите Маунт-Поуз, BMR 67160336.

Прайдеру [355, 288]) Маунт-Седрик, Маунт-Гита, Мачеллис-Пирамид, Нунканбах-Хилл и Фишери-Хилл, а также в флогопит-диопсид-лейцитовых лампроитах Олд-Леополд-Хилл, где они образуют удлиненные, ориентированные по течению фенокристы длиной до 5 мм. Фенокристы диопсида в лейцитовых лампроитах имеют такой же состав, как и диопсиды основной массы в оливиновых лампроитах, но обладают меньшими вариациями содержания Mg и Fe в сторону энстатита (рис. 144). Это говорит о более высокой температуре их кристаллизации. Оба типа фенокристов и диопсиды основной массы в лейцитовых лампроитах имеют высокое содержание Ti (0,7–2,3%, в среднем 1,1% TiO₂), очень низкое содержание Al (обычно меньше 0,5% Al₂O₃, чаще всего меньше 0,2%) и Si + Al < 2. Хром в фенокристах диопсидов достигает довольно высоких концентраций (около 1%, в среднем 0,35% Cr₂O₃). Содержания Fe³⁺, вычисленные по стехиометрическому составу, сильно варьируют ($(Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})) = 0,2-0,6$), но обычно довольно низкие.

Диопсиды из основной массы и микрофенокристов в лейцитовых лампроитах по составу перекрываются с фенокристами диопсида и отклоняются в сторону более железистых (салитовых) составов. Большинство из них обогащены Ca и являются промежуточными между диопсидом и геденбергитом, хотя микрофенокристы из стекловатых лейцитовых лампроитов Брукинг-Крик и Оскар-Плаг характеризуются широкими вариациями содержания Ca. В целом диопсиды основной массы по сравнению с фенокристами беднее Al и Cr и богаче Ti. Это связано с их кристаллизацией из более дифференцированных магм при меньших температурах. Содержания Zr и Nb как в фенокристах, так и в зернах основной массы низкие (менее 350 и 200 млн⁻¹ соответственно). У большинства зерен диопсида проявляется лишь слабая зональность (табл. 59, рис. 144): оболочки слегка обогащены Ca, Mg и Ti по сравнению с ядрами. В нескольких зернах обнаружено повышенное содержа-

ние Fe в оболочке. В то же время некоторые зерна обладают сильной зональностью по содержаниям Ti и Ca-Mg-Fe; оболочки существенно обогащены Ti и Fe и обеднены Ca.

Диопсиды из лампроитов Западного Кимберли очень сходны с обогащенными Ti и обедненными Al диопсидами из других массивов ультракалийевых пород, например Спейн [351], Лейцит-Хиллс [47, 214], Нового Южного Уэльса [65] и вулкана Гаусберг [314]. Эти диопсиды, несмотря на их сходство с диопсидами, встречающимися в основной массе кимберлитов, по содержаниям Mg, Ca, Fe, Na и Al, отличаются от последних обогащенностью Ti [76].

Лейцит в виде фенокристов или в составе основной массы присутствует во всех лампроитах Западного Кимберли, за исключением наиболее оливиновых и стекловатых разновидностей. Однако он плохо сохраняется и обычно замещен псевдоморфозами калиевого полевого шпата (ортоклаза), глинистых минералов, халцедона или цеолита (как правило, гармотома) [291, 196]. В ряде образцов зерна лейцита в основной массе и большая часть самой основной массы (также богатой лейцитом) превращены в калиевый полевой шпат, гармотом и глинистые минералы [288]. Свежий оливин сохранился в стекловатых лампроитах Оскар-Плаг [290], Маунт-Гита [288], Брукинг-Крик и Эллендейл 7. В этих породах лейцит образует идиоморфные кристаллы. Он слабо анизотропен и обычно сдвойникован, что указывает на медленное охлаждение в интервале возможной инверсии лейцита – около 600 °C [102]. Состав лейцитов Западного Кимберли близок к идеальному стехиометрическому (рис. 145), иногда с некоторым избытком кремнезема. По этому признаку они отличаются от лейцитов Лейцит-Хиллс, у которых установлено значительное преобладание щелочей и Si над Al и Fe³⁺ [47, 214]. Представительные анализы лейцитов Западного Кимберли опубликованы в работах [47, 196, 194]; новые анализы приведены в табл. 60.

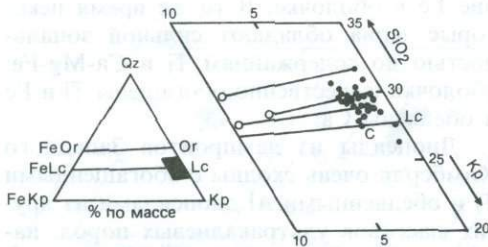


Рис. 145. Состав лейцита из лампроитов Западного Кимберли на диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{KFe}^{3+}\text{SiO}_4 - \text{KAlSiO}_4$ [47]. Светлые кружки и линии соединяют составы включений лейцита и глиноземистой шпинели с составами зерен лейцита-хозяина. Буквой С обозначено положение состава лейцита [47]. По Джейксу и Фоли [194], с изменениями.

Джейкс и Фоли [194] описали включения глиноземистой шпинели (плеонаста-герцинита) в фенокристах лейцита для многих лампроитов Западного Кимберли. Эти включения (чаще всего размером менее 20 мкм) наблюдаются главным образом в скоплениях плохо раскристаллизованного лейцита и сильно отличаются по составу от зерен хромшпинели в основной массе. Джейкс и Фоли [194] предположили, что эти глиноземистые, не содержащие Сг шпинели образовались в процессе

распада в условиях пересыщения нестехиометричных лейцитов, которые первоначально содержали в твердом растворе примеси Mg, Al и Fe^{2+} .

Амфибол. Плеохролирующий амфибол-калиевый рихтерит (или магнофорит, как его первоначально назвал Прайдер [287]) присутствует в основной массе некоторых наиболее крупнозернистых оливиновых лампроитов и во многих наиболее дифференцированных крупнозернистых лейцитовых лампроитах (волжидитах и мамилитах, по Уэйду и Прайдеру [355, 288]). Он обычно наблюдается в виде крупных пойкилитовых пластин размером до нескольких миллиметров, которые содержат включения диоксида, лейцита, хромшпинели, прайдерита, апатита и/или вэйдита. Пластины, как правило, зональны, с бледным слабо плеохролирующим ядром (Np-бледно-желтый до бесцветного, Nm-розовый, Ng-лимонно-желтый) и сильно плеохролирующей оболочкой (Np-лимонно-желтый, Nm-розовато-коричневый, Ng-зеленовато-желтый; $\text{Nm} > \text{Ng} > \text{Np}$). Крупный пойкилитовый амфибол особенно хорошо виден в лампроитах Райс-Хилл и в центральной интрузии Волжиди-Хиллс, где он может составлять до 50% объема породы. Силь-

Таблица 60. Представительные анализы лейцитов

	1	2	3	4	5
	% по массе				
SiO_2	55,90	55,35	56,06	56,12	55,33
TiO_2	0,11	0,10	0,16	0,17	0,27
Al_2O_3	22,01	21,21	21,17	21,85	21,03
Fe_2O_3	0,55	0,88	1,19	0,62	1,08
MnO	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
MgO	0,26	0,69	0,19	0,38	0,46
CaO	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
Na_2O	0,10	0,02	0,14	0,08	0,09
K_2O	21,36	21,38	21,10	21,40	21,25
Сумма	100,29	99,53	100,04	100,62	99,42

Железо определялось в форме FeO и пересчитано на Fe_2O_3 . н. о. — не обнаружено при пороге чувствительности 0,02% по массе. 1 — фенокристал лейцита из стекловатого оливинодержашего лейцитового лампроита Брукинг-Крик, BMR 80210125. 2, 3 — ядро (2) и оболочка (3) фенокристал лейцита из оливин-диоксид-лейцитового лампроита Эллендейл 7, 71449А; 4, 5 — ядро (4) и оболочка (5) фенокристал лейцита из стекловатого оливинодержашего лейцитового лампроита Оскар-Плаг, BMR 71160408.

ная зональность, вплоть до появления темных зелено-коричневых каемок арфведсонита, наблюдается в ряде крупнозернистых лампроитов из Райс-Хилл и Маунт-Норт. Амфибол кристаллизовался одним из последних минералов и обычно помимо основной массы (и эгирина) содержит включения зерен других фаз, как было отмечено Уэйдом и Прайдером [355].

Большинство амфиболов, согласно классификации Лика [216], по химическому составу относится к титановому калиевому рихтериту и характеризуется высокой магнезиальностью ($Mg/(Mg + Fe)$), высокими содержаниями TiO_2 (2–7%, обычно 4–6%) и щелочей ($Na_2O + K_2O$ 8%) и очень низким содержанием Al (менее 1%, обычно менее 0,5% Al_2O_3). Содержание K_2O обычно составляет около 5%, и K может преобладать над Na. Количество Al недостаточно для заполнения тетраэдрических позиций; это указывает на наличие Fe^{3+} и, возможно, Ti в четверной координации. Содержание Ва обычно низкое (меньше 0,1% ВаО), возможно, благодаря ранней кристаллизации прайдерита. Содержание F—от среднего до высокого (обычно 1–2%, иногда до 4%), тогда как содержание Cl низкое. Как содержание Ti, так и отношение $Na/(Na + K)$ слабо коррелируются с уменьшением магнезиальности ($Mg/(Mg + Fe)$), а содержание Ti в целом в амфиболах из оливиновых лампроитов ниже, чем в более фельзических лейцитовых лампроитах (рис. 146). Темные амфиболы, окаймляющие калиевый рихтерит, значительно более натровые и более железистые; это калиевые магнезиоарфведсониты, которые содержат до 7% Na_2O и варьирующее количество TiO_2 .

Калиевые рихтериты Западного Кимберли по своему составу (табл. 61) сходны с амфиболами из ультракалиевых вулканических пород других районов, в частности Лейцит-Хиллс [47, 214] и Прери-Крик [309]. Амфиболы из лампроитов Спейн [351] и Нового Южного Уэльса [65] богаче Al и характеризуются более высокими величинами отношения $Na/$

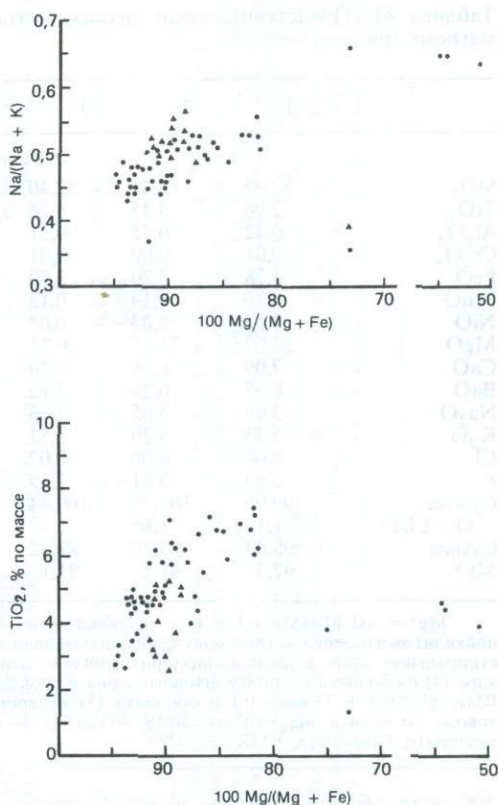


Рис. 146. Вариации составов амфиболов из лампроитов Западного Кимберли. Зависимость содержания TiO_2 и отношения $Na/(Na + K)$ от магнезиальности $100 Mg/(Mg + Fe)$. 1—оливиновые лампроиты; 2—лейцитовые лампроиты. По Джейксу и др. [196], с изменениями.

$/(Na + K)$. Амфиболы Западного Кимберли отличаются от калиевых рихтеритов из ксенолитов маридов в кимберлитах [74] и из прожилков в мантийных гарцбургитах и лерцолитах [75] заметно более высоким содержанием Ti.

Хромшпинель в качестве первичной минеральной фазы в основной массе присутствует во многих оливинсодержащих лейцитовых лампроитах. Она обычно не встречается в породах, содержащих менее 8–10% модального оливина (что соответствует содержанию MgO в породе, равному 7–8%). Как правило, зерна шпинели присутствуют в виде мелких (меньше

Таблица 61. Представительные анализы титанового калиевого рихтерита (1–7) и калиевого магнезиоарфведсонита (8)

	1	2	3	4	5	6	7	8
	% по массе							
SiO ₂	52,95	52,44	52,40	53,28	52,89	52,85	50,87	55,68
TiO ₂	2,08	3,45	6,26	5,79	6,77	5,87	7,45	1,32
Al ₂ O ₃	0,42	0,55	0,31	0,28	0,22	0,26	0,31	0,14
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,01	0,04	0,10	0,01	0,00	0,00
FeO	3,28	3,70	3,50	3,23	5,84	3,81	6,75	10,99
MnO	0,10	0,14	0,13	0,06	0,12	0,07	0,10	0,12
NiO	0,05	0,03	0,03	0,06	0,03	0,03	0,09	н.о.
MgO	22,07	21,37	20,21	19,98	18,35	19,78	17,07	16,73
CaO	7,09	6,56	6,34	6,37	5,80	6,09	6,25	0,89
BaO	0,07	0,26	0,13	0,06	0,05	0,05	0,07	н.о.
Na ₂ O	3,86	3,65	3,66	3,74	3,99	3,81	3,95	6,88
K ₂ O	5,33	5,29	5,32	5,53	5,46	5,63	5,23	5,37
Cl	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01
F	2,69	3,91	2,19	1,33	0,82	1,94	1,22	0,32
Сумма	99,96	101,35	100,44	99,74	100,45	100,18	99,36	97,95
—O≡Cl, F	1,13	1,65	0,92	0,56	0,35	0,83	0,51	0,14
Сумма	98,83	99,70	99,52	99,18	100,10	99,35	98,85	97,81
Mg*	92,3	91,2	91,1	91,7	84,8	90,3	81,9	83,1

Mg* = 100 Mg/(Mg + Fe). н.о.—не обнаружено (меньше 0,03% по массе). 1, 2—ядро (1) и оболочка (2) пойкилитового зерна в (рихтерит-флогопит)-оливиновом лампроите Эллендейл 9, GSWA 71456D; 3—интерстициальное зерно в диоксид-рихтерит-флогопит-лейцитовом лампроите Маунт-Норт, BMR 83210323; 4, 5—ядро (4) и оболочка (5) пойкилитового зерна в диоксид-рихтерит-флогопит-лейцитовом лампроите Райс-Хилл, BMR 8321090; 6, 7—ядро (6) и оболочка (7) интерстициального зерна в диоксид-рихтерит-флогопит-лейцитовом лампроите Маунт-Роуз, BMR 67160336; 8—каемка калиевого магнезиоарфведсонита на калиевом рихтерите, Райс-Хилл, BMR 83210290.

100 мкм, обычно меньше 40 мкм) красно-коричневых октаэдров в основной массе или еще более мелких (менее 20 мкм) включений в оливине, флогопите или других минералах поздней стадии кристаллизации. В некоторых оливиновых лампроитах изредка встречаются крупные (до 250 мкм) округлые зерна шпинели с ядрами титанового магнезиального алюмохромита; они либо являются ксенокристами, либо кристаллизовались при более высоком давлении. В богатых оливином лампроитах зерна шпинели идиоморфны и имеют состав от титанового магнезиального алюмохромита до титанового магнезиального хромита, а в более крупнозернистых и менее богатых магнием лампроитах ядра титанового магнезиального хромита окружены оболочкой титанового хромового магнетита с зазубренными краями.

Основная часть шпинелей из пород Западного Кимберли представлена тита-

нистыми магнезиальными хромитами и титанистыми хромитами и характеризуется умеренным содержанием Ti (3–6% TiO₂), низким содержанием Al (менее 10% Al₂O₃) и очень высоким содержанием Cr (Cr/(Cr + Al) > 0,9, более 50% Cr₂O₃). Наиболее магнезиальные разности содержат до 15% MgO и значительные концентрации Ni (до 0,2% NiO), частично перекрывающая составы более редких магнезиальных глиноземистых хромитов, содержащих 1–4% TiO₂, 10–13% Al₂O₃, 10–15% MgO и имеющих отношение Cr/(Cr + Al), равное 0,75–0,9. В более крупнозернистых лампроитах ядра титанового магнезиального хромита и титанового хромита окружены оболочкой титанового хромового магнетита (10–15% TiO₂, до 25% Cr₂O₃, менее 5% MgO), который содержит значительно больше V (0,2–0,3% V₂O₃) и Mn (до 1,3% MnO). В самых крупнозернистых оливиновых лампроитах изредка встречаются

Таблица 62. Представительные анализы шпинелей (1–10) и ильменитов (11–13)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	% по массе												
Nb ₂ O ₅										н.о.		0,37	0,15
SiO ₂	0,20	0,19	0,05	н.о.	0,21	0,09	0,05	0,04	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10
TiO ₂	2,06	2,15	3,07	3,91	2,94	3,88	4,35	3,52	12,89	15,75	55,03	53,39	54,30
Al ₂ O ₃	12,31	11,37	4,38	2,78	7,72	2,24	1,51	0,90	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Cr ₂ O ₃	52,64	53,36	59,96	57,83	52,96	57,65	57,15	52,13	21,91	0,45	н.о.	0,03	0,16
V ₂ O ₃	0,07	0,06	0,05	0,15	0,25	н.о.	0,05	0,03	0,30	0,14	0,61	0,28	н.о.
FeO*	16,71	17,88	18,57	22,59	24,18	28,68	27,25	37,76	67,58	74,57	35,77	37,63	40,41
MnO	0,19	0,27	0,29	0,27	0,28	0,66	0,31	0,97	1,05	1,23	0,56	1,33	1,55
NiO	0,13	0,15	0,14	0,23	0,13	0,11	0,16	0,12	0,34	0,11	0,11	0,06	0,05
MgO	15,00	14,08	12,80	11,86	11,68	7,19	8,95	3,61	3,58	2,81	7,40	6,98	3,35
CaO	0,06	0,05	0,02	н.о.	0,02	0,07	0,03	0,03	0,05	0,08	0,20	0,09	0,13
Сумма	99,37	99,56	99,35	99,62	100,38	100,56	99,80	99,11	97,79	95,23	99,78	100,26	100,20
Fe ₂ O ₃ *	4,49	4,33	3,52	5,82	6,72	4,50	5,65	10,07	23,36	38,68	0,31	7,03	1,51
FeO*	12,67	13,98	15,40	17,35	18,14	24,63	22,17	28,69	36,56	39,77	35,50	31,03	39,06
Сумма*	99,82	99,99	99,70	100,20	101,06	101,01	100,37	100,11	100,13	99,11	99,81	100,96	100,36
	Отношения												
Mg**	0,678	0,642	0,597	0,549	0,534	0,342	0,418	0,184	0,149	0,112	0,271	0,284	0,133
Cr/R ^{3+****}	0,699	0,717	0,859	0,857	0,747	0,883	0,882	0,826	0,496	0,004	—	—	—
Fe ³⁺ /R ^{3+****}	0,057	0,055	0,048	0,082	0,090	0,066	0,083	0,152	0,504	0,996	—	—	—

н.о. — не обнаружено (меньше 0,02% по массе). *Содержания FeO и Fe₂O₃ вычислены по стехиометрическим соотношениям. **Mg = Mg/(Mg + Fe²⁺). ***R³⁺ = (Cr + Al + Fe³⁺). 1–3 — титанистый магнезиальный алумохромит основной массы (1), титанистый магнезиальный алумохромит — включение в оливине Mg_{91,6} (2), титанистый магнезиальный хромит основной массы из флогопит-оливинового лампроита Эллиендейл 11, GSWA 71453M; 4 — титанистый магнезиальный хромит — включение в оливине Mg_{89,9} из стекловатого оливинсодержащего лейцитового лампроита Брукинг-Крик, BMR 80210125; 5, 6 — крупный микрофенокрист титанистого магнезиального хромита (5), титанистый магнезиальный хромит основной массы (6) из флогопит-оливинового лампроита Эллиендейл 4 (запад), GSWA 71480C; 7 — титанистый магнезиальный хромит основной массы из оливинсодержащего лейцитового лампроита Оскар-Плаг, BMR 71160408; 8–10 — титанистый хромит (8), титанистый хромовый магнетит (9), титанистый магнетит (10) из основной массы рихтерит-флогопит-оливинового лампроита Эллиендейл 9, BMR 79211086; 11 — ильменит основной массы из стекловатого оливинсодержащего лампроита Брукинг-Крик, BMR 80210125; 12 — ильменит основной массы из рихтерит-флогопит-оливинового лейцитового лампроита Эллиендейл 9, BMR 79211086; 13 — ильменит основной массы из флогопит-оливинового лампроита Эллиендейл 9 (восток), GSWA 71475B.

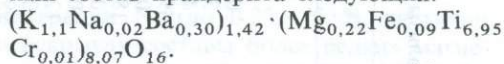
мельчайшие зерна титанистого магнетита (ульвошпинель – магнетит) (табл. 62).

Эволюционный тренд шпинелей из лампроитов Западного Кимберли довольно сложный. Вначале наблюдается уменьшение содержаний Al и Mg при почти постоянном или слабо возрастающем содержании Ti и увеличении содержаний Sr и Fe (т. е. происходит смена титанистого магнезиального алюмохромита титанистым магнезиальным хромитом). Затем происходит уменьшение содержания Mg и увеличение содержания Fe^{2+} при почти постоянных содержаниях Sr и Ti (от титанистого магнезиального хромита до титанистого хромита). После этого возрастают содержания Ti, Fe^{2+} и Fe^{3+} и уменьшаются содержания Sr и Mg (смена титанистого хромита титанистым хромовым магнетитом). Этот эволюционный тренд отличается от тренда кимберлитов: в лампроитовых шпинелях наблюдается лишь ограниченное изменение состава твердого раствора в сторону $MgAl_2O_4$; отсутствуют также поздние стадии Mg-Al-тренда, свойственные некоторым кимберлитам [159, 160, 275]. Кроме того, хромиты из лампроитов по сравнению с кимберлитовыми в целом более титанистые, и, хотя на последних стадиях у них наблюдается возрастание содержаний Ti и Fe^{3+} , этот тренд скорее направлен в сторону ульвошпинели – магнетита, чем к магнезиальной ульвошпинели – ульвошпинелевому магнетиту.

Апатит встречается в виде маленьких (меньше 100 мкм) призм, рассеянных в основной массе лампроитов; исключение составляют стекловатые разновидности. В крупнозернистых лампроитах, слагающих ядро массива Волжиди-Хиллс, апатит образует призмы длиной до 2 мм. Количество апатита в породах возрастает от незначительного в оливиновых лампроитах до нескольких процентов в более фракционированных крупнозернистых лейцитовых лампроитах. Микрозондовый анализ апатитов Западного Кимберли выявил их обогащенность фтором: они содержат до 4% F и обогащены Sr (до 3,5% SrO в некоторых образцах из Волжиди-

Хиллс), а также легкими РЗЭ, особенно Се [237, 197].

Прайдерит и другие титанаты и Ti-Sr-силикаты. Прайдерит, $(K, Ba)_{1,33}(Ti, Fe^{3+})_8O_{16}$ [267], присутствует в виде маленьких (обычно длиной 0,2–0,5 мм) столбчатых и призматических кристаллов в основной массе всех разновидностей лампроитов, за исключением наиболее богатых оливином и стекловатых. Количество прайдерита возрастает от редких мелких зерен в оливиновых лампроитах до более чем 10% объема породы в некоторых наиболее крупнозернистых лейцитовых лампроитах [355, 85]. Прайдерит особенно заметен в крупнозернистых породах центральной части массива Волжиди-Хиллс, где он наблюдается в виде призм длиной до 2 мм. По данным микрозондового анализа, в составе минерала отсутствуют существенные вариации, связанные с изменением общего состава пород, за исключением некоторых колебаний содержания Ba и K в пределах отдельных зерен и в различных зернах (табл. 63). Все образцы содержат незначительные примеси Sr, Nb, Na и Ca; содержания Si и Al обычно меньше 100 млн^{-1} . Приведенные здесь анализы прайдерита аналогичны полученным ранее Кармайклом [47] и Митчеллом и Луисом [251] для лампроитов Западного Кимберли, но отличаются от первого анализа Норриша [267] значительно более низкими содержаниями Al и Na. Типичный состав прайдерита следующий:



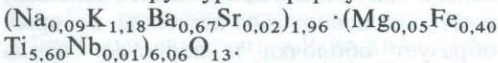
Дженнеит, $(K, Ba)_2(Ti, Fe^{3+})_6O_{13}$ [292], встречается обычно только в крупнозернистых лампроитах центральной части массива Волжиди-Хиллс, где он образует изолированные черно-голубые (в штуфах) игольчатые или призматические кристаллы длиной до 1 мм, обычно тесно ассоциирующиеся с прайдеритом. Дженнеит отличается от прайдерита, который он обычно образует (см. рис. 130), своим характерным цветом и плеохроизмом (Np – светло-серый, Nm – темный зелено-коричневый, Ng – оливковый; Nm > Ng >

Таблица 63. Представительные анализы титанатов и Ti- и Zr-силикатов

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	% по массе								
P ₂ O ₅	0,00	—	—	—	—	—	0,00	0,02	—
Nb ₂ O ₅	0,04	0,06	0,04	0,06	0,08	0,15	0,30	0,35	н.о.
ZrO ₂	0,04	0,04	0,03	0,04	н.о.	н.о.	0,03	0,06	31,27
SiO ₂	0,03	0,00	0,00	0,06	0,02	0,03	40,72	40,98	46,08
TiO ₂	75,54	76,79	75,58	76,22	69,79	69,30	24,36	24,51	1,60
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,04	0,16	0,03	0,04	н.о.	0,02	н.о.	н.о.	н.о.
FeO	9,82	8,70	10,52	9,09	4,43	4,54	1,79	2,22	н.о.
MnO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
MgO	1,22	1,35	1,10	1,29	0,32	0,33	0,56	0,45	0,01
CaO	0,02	0,00	0,02	0,17	0,04	0,02	3,01	2,63	0,00
SrO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,26	0,26	0,02	н.о.	н.о.
BaO	6,30	5,71	6,25	5,36	15,98	16,76	14,14	13,98	0,08
Na ₂ O	0,07	0,09	0,08	0,08	0,43	0,41	3,77	4,04	0,00
K ₂ O	6,89	7,00	6,29	7,05	8,86	8,60	11,19	11,18	21,46
Сумма	99,99	99,92	99,94	99,47	100,21	100,41	99,87	100,42	100,53

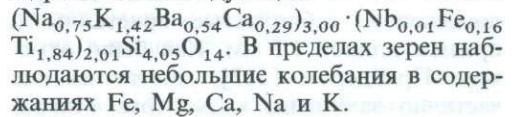
Все железо определено в виде FeO. н.о.—не обнаружено (меньше 0,02% по массе). 1–4—прайдериты; 5, 6—джеппиты; 7, 8—щербаковиты; 9—вэйдит. 1—пегматоидный щербаковит-рихтеритовый лампроит центральной части Волжиди-Хиллс, BMR 81210197B; 2—диопсид-рихтерит-флогопит-лейцитовый лампроит Райс-Хилл, BMR 8210290; 3—прайдерит, обросший джеппитом, из крупнозернистого измененного диопсид-рихтеритового лампроита центральной части Волжиди-Хиллс, BMR 81210195; 4—оливин-диопсид-лейцитовый лампроит Маунт-Ибис, BMR 81210169; 5, 6—джеппит, обрастающий прайдерит (5), кайма джеппита (6) из лампроита Волжиди-Хиллс, BMR 81210195; 7, 8—ядро (7) и оболочка (8) щербаковита из лампроита Волжиди-Хиллс, BMR 8120197B; 9—вэйдит из лампроита Волжиди-Хиллс, BMR 812110197B.

> Np). По данным микросондового анализа, внутри зерен имеется слабая зональность, а также некоторые вариации содержания К, Ва и Ti. Средний состав близок к идеальному и определенному ранее Прайсом и др. [292], за исключением содержания Zr, которое обычно находится на уровне чувствительности метода (меньше 170 млн⁻¹). В анализах (табл. 63)—значительные количества Mg, Na, Sr и Nb, как это можно видеть из типичной структурной формулы:



Щербаковит, NaKBaTi₂Si₄O₁₄, был первоначально выделен Прайдером [289] под названием «нунканбахит». Относится к группе батисита. Встречается в крупнозернистой центральной части массива Волжиди-Хиллс, где он образует миллиметровые призматические зерна с заметным плеохроизмом (Np = Nm—бесцветный или желтый, Ng—золотисто-желтый). Микросондовый анализ (табл. 63) показывает, что его состав близок к составу,

определенному Прайдером [289], за исключением более низкого содержания Si и более высокого содержания Ti. Кристаллохимическая формула среднего состава щербаковита следующая:



Перовскит. Этот минерал присутствует в виде мельчайших идиоморфных кристаллов в основной массе всех лампроитов поля Эллендейл, за исключением наиболее стекловатых оливиновых разновидностей, а также в некоторых наиболее богатых оливином лампроитах поля Нунканбах, таких, например, как Маунт-Ибис. Перовскит развит повсеместно в оливиновых лампроитах массива Волжиди-Хиллс, где размеры его зерен больше обычных: от небольших зерен в мелкозернистых породах приконтактных частей массива до зерен размером 1 мм в крупнозернистых фракционированных лампроитах ядра. Многие зерна перовски-

та из лампроитов Волжиди-Хиллс характеризуются аномальным двупреломлением, цветовой зональностью (от желтого ядра до бесцветной оболочки) и сложным полисинтетическим двойникованием, отмечавшимся еще Уэйдом и Прайдером [355]. Микронзондовый анализ показал обогащенность их Nb (до 1% Nb_2O_5), Sr (до 3% SrO) и легкими РЗЭ (около 2% РЗЭ, главным образом Ce). Распределение РЗЭ в перовскитах отличается чрезвычайно высокой степенью фракционирования: содержание легких РЗЭ превышает содержание в хондритах в 10 000 раз, а тяжелых РЗЭ — всего в 6 раз, отношение La/Yb \approx 730 [237]. Кроме того, в составе минерала установлены Na (до 1% Na_2O), Fe, Ba¹, Th и U.

Вэйдит. Этот минерал с формулой $Zr_2K_4Si_6O_{18}$ был первоначально описан Прайдером [287], а затем определен Хеншо [176]. Он встречается в виде бесцветных призм в основной массе многих лампроитов Западного Кимберли, в том числе в большинстве оливиновых лампроитов поля Эллендейл. Он четко диагностируется (даже в мелкозернистых породах) по сильной люминесценции. Вэйдит хорошо выделяется в крупнозернистых лампроитах центрального ядра Волжиди-Хиллс, где он образует сильно двупреломляющие таблитчатые кристаллы и призмы длиной 1,5 мм. Как было отмечено Прайдером [287], многие из них частично замещены кальцитом. Микронзондовый анализ (табл. 63) показывает, что его состав близок к тому, который ранее установил Кармайкл [47] для вэйдита из Западного Кимберли, т.е. характеризуется некоторым дефицитом K. Кроме TiO_2 (которая присутствует в количестве 1–2%) и следов Ba, Mg и Sr, другие элементы анализом не установлены (табл. 63; см. [237]). Средний состав исследованных вэйдитов отвечает формуле



Ильменит. Мелкие (менее 20 мкм) зерна ильменита встречаются в основной массе некоторых лампроитов Западного Кимберли, но они довольно редки [194]. Наиболее богатые магнием содержат до 7,5% MgO и бедны Cr и Mn (табл. 62). Многие зерна ильменита в крупнозернистых лампроитах (например, в образце BMR 79211086 из трубки Эллендейл 9) имеют зазубренные края и обогащены Mn (до нескольких процентов; см. табл. 62) при невысоком содержании Mg. Вероятно, эти зерна образовались на поздних стадиях кристаллизации магмы и, возможно, были преобразованы или даже рекристаллизованы при вторичных изменениях пород. Они не являются аналогами марганцовистых ильменитов, найденных в основной массе лампроитов трубки Аргайл (см. гл. 4) или трубки Скерринг (см. гл. 3), либо известных в некоторых кимберлитах различных районов [28, 1].

Прочие минералы. Щелочные пироксены. В основной массе некоторых наиболее крупнозернистых дифференцированных лампроитов присутствуют эгирин и эгирин-авгит.

Эгирин хорошо виден в диопсид-флогопит-рихтерит-лейцитовых лампроитах Райс-Хилл и Олд-Леополд-Хилл [85], где он образует интерстициальные массы, которые окаймляют кристаллизовавшиеся ранее диопсид, лейцит или калиевый рихтерит. Как эгирин, так и эгирин-авгит сильно плеохроируют (Np — изумрудно-зеленый, Nm — зеленый, Ng — желто-зеленый) и четко отличаются от диопсида, который образует оболочки и нарастает вдоль главных кристаллографических осей.

Микронзондовые анализы (табл. 64) показывают существенные различия в составах эгирин-авгита ($Na/(Na + Ca + K) \approx 0,5$) и эгирина ($Na/(Na + Ca + K) \approx 0,9$). Содержание глинозема невысокое (меньше 0,9%, обычно меньше 0,5% Al_2O_3), тогда как содержание Ti варьирует от высокого в эгирин-авгите и кальциевом эгирине (до 6% TiO_2) до низкого (менее 1% TiO_2) в бедном кальцием эги-

¹ Исследование нами акцессорных перовскитов из лампроитов трубки Эллендейл 11 показало, что среди них имеются зерна с аномально высоким содержанием Ba — 3,3–5,7% по массе BaO. — Прим. перев.

Таблица 64. Представительные анализы эгирин-авгита и эгирина

	1	2	3
	% по массе		
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02
SiO ₂	52,14	52,30	51,12
TiO ₂	2,18	3,8	5,11
Al ₂ O ₃	0,06	0,23	н.о.
V ₂ O ₃	—	1,05	—
Cr ₂ O ₃	0,88	н.о.	0,05
Fe ₂ O ₃ *	16,27	22,33	24,45
FeO	1,60	3,75	2,36
MnO	0,11	0,08	0,08
MgO	6,93	1,94	1,43
CaO	11,43	2,60	1,80
Na ₂ O	7,61	11,81	12,65
K ₂ O	0,07	0,16	0,40
Сумма	99,30	100,09	99,47
Mg**	88,5	48,0	51,9
	Отношения		
Ca***	0,339	0,109	0,079
Mg***	0,286	0,113	0,087
Fe***	0,375	0,778	0,834

* Содержания Fe₂O₃ и FeO вычислены по стехиометрическим соотношениям. ** Mg = 100 Mg/(Mg = Fe²⁺). *** Ca = Ca/(Ca + Mg + Fe); Mg = Mg/(Ca + Mg + Fe); Fe = Fe/(Ca + Mg + Fe). н.о. — не обнаружено (меньше 0,02% по массе). Зерна из образца диопсид-рихтерит-флогопит-лейцитового лампроита Райс-Хилл, BMR 83210290.

рине. Многие эгирины имеют также высокое содержание V (до 1% V₂O₃); содержание Mg низкое. Содержание Fe³⁺, определенное по стехиометрическому соотношению, обнаруживает значительные вариации. На рис. 147 показаны области составов пироксенов и амфиболов в координатах Na–Mg–(Fe²⁺ + Mn) и Na–Mg–Ca из флогопит-диопсид-рихтерит-лейцитовых лампроитов Райс-Хилл. Поля составов ранних пироксенов и поздних эгиринов разделены полями кристаллизации калиевого рихтерита и магnezияльного арфведсонита. Это находится в соответствии с наличием разрыва смесимости между богатыми Ca и Na пироксенами во время кристаллизации щелочных амфиболов [103].

Кристаллизация щелочных пироксенов в лампроитах Западного Кимберли указывает на то, что остаточный расплав был

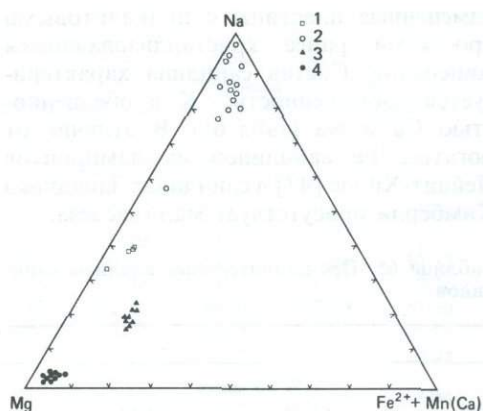


Рис. 147. Вариации составов пироксенов в координатах Mg–Ca–Na и амфиболов в координатах Mg–(Fe²⁺ + Mn)–Na. Образец лампроита из Райс-Хилл, BMR 83210290. По Фергюсону [103]. 1–щелочной амфибол; 2–щелочной пироксен; 3–Ti-K-рихтерит; 4–диопсид.

пересыщен щелочами [12]. Кристаллизация позднего Na-пироксена после щелочного амфибола не является необычной для щелочных пород [103]; она обусловлена возрастанием концентрации Na и фугитивности кислорода в магме [261] и/или кристаллизацией амфибола с участием значительного количества летучих и последовавшим падением содержания летучих в расплаве [103].

Калиевый полевой шпат. В качестве первичной фазы в основной массе некоторых наиболее крупнозернистых диопсид-флогопит-рихтерит-(лейцитовых) лампроитов из Маунт-Норт, Волжиди-Хиллс, возможно, также Джада-Хилл, Олд-Леополд-Хилл, Райс-Хилл и «П»-Хилл присутствует санидин. Его трудно диагностировать из-за сильной степени замещенности мутным коричневым глинистым или аморфным материалом и во многих случаях трудно отличить от широко распространенного в породах вторичного калиевого полевого шпата. Количество санидина в лампроитах варьирует от следов до 40% объема в пегматоидных лампроитах центральной части массива Волжиди-Хиллс, где он образует

измененные пластины с пойкилитовыми вростками ранее кристаллизовавшихся минералов. Состав санидина характеризуется обогащенностью К и обедненностью Са и Na (табл. 65). В отличие от богатых Fe санидинов из лампроитов Лейцит-Хиллс [47] в санидинах Западного Кимберли присутствует мало железа.

Таблица 65. Представительные анализы санидинов

	1	2
	% по массе	
SiO ₂	64,91	64,30
Al ₂ O ₃	18,11	16,98
Fe ₂ O ₃	0,32	0,83
CaO	0,03	0,13
Na ₂ O	0,06	0,15
K ₂ O	17,03	16,74
Сумма	100,46	99,13

1 – пойкилитовое зерно из прайдерит-дженшеит-диоксид-рихтеритового лампроита центральной части Волжида-Хиллс, BMR 81210195; 2 – интерстициальный полевой шпат из диоксид-рихтерит-флогопит-лейцитового лампроита Маунт-Норт, BMR 83210323.

Вторичные минералы. Лампроиты Западного Кимберли содержат разнообразные вторичные минералы: серпентин, тальк, нонтронит, селадонит, ортоклаз, халцедон, гармотом, гематит, монтмориллонит, иллит и девитрифицированное стекло.

Ксенокристы. В тяжелой фракции западнокимберлийских лампроитов обычно присутствуют барит, оливин, хромшпинель, а также более редкие гранат, хромдиопсид, энстатит, алмаз, муассанит, ильменит (немагнезиальный), корунд, кианит, андалузит, ставролит, циркон и турмалин; последние шесть минералов, вероятно, происходят из протерозойских пород фундамента. Оливин, гранат, хромдиопсид, энстатит и алмаз более характерны для оливиновых лампроитов, чем для лейцитовых лампроитов. Представительные микронзондовые анализы минералов-ксенокристов даны в табл. 66, а также приведены в работах Аткинсона и др. [8] и Джейкса и др. [196].

Оливин. Значительное большинство ксенокристов в лампроитах Западного Кимберли представлено оливинами. Они присутствуют как в виде дискретных зерен неправильной формы, так и в составе обломков дунитов. Их состав варьирует от Mg₈₈ до Mg₉₃; имеется значительная примесь Ni, но при этом отмечаются очень невысокие содержания Al, Са и Mn, характерные для мантийных перидотитов (табл. 66).

Хромшпинель. В тяжелой фракции встречаются красно-коричневые гипидиоморфные и неправильной формы зерна хромшпинели диаметром до 1 мм. Эти шпинели, варьирующие по составу от магнезиального хромового плеонаста через магнезиальный глиноземистый хромит до магнезиохромита, отличаются от шпинелей основной массы по размеру зерен, более низкому содержанию Ti (обычно 1% TiO₂ или меньше) и более вы-

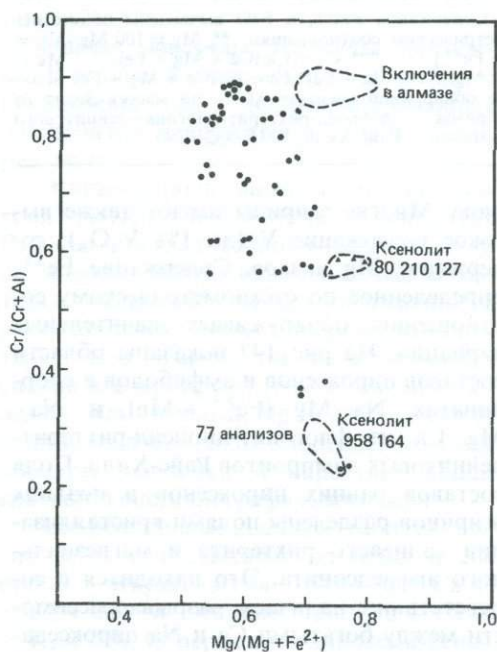


Рис. 148. Вариации отношений $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ и $Cr/(Cr + Al)$ в ксенокристах шпинели из лампроитов и из нодулей (958164 и BMR 80210127) Западного Кимберли.

Таблица 66. Представительные анализы ксенокристов

	Оливин	Энстатит	Хромди- опсид	Гранат	Шпинели				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	% по массе								
SiO ₂	40,84	57,42	54,99	41,26	—	—	—	—	—
TiO ₂	0,03	н. о.	н. о.	0,17	0,13	0,20	0,17	0,13	1,50
Al ₂ O ₃	н. о.	1,58	0,21	19,32	7,92	10,63	23,71	37,24	13,83
V ₂ O ₅	—	—	н. о.	—	0,36	0,28	0,28	н. о.	0,16
Cr ₂ O ₃	0,04	0,38	1,85	5,97	63,53	62,21	46,41	32,29	51,00
FeO*	8,92	4,55	2,10	8,27	13,42	13,12	14,71	13,72	18,71
MnO	0,07	0,13	н. о.	0,67	0,52	0,44	0,83	0,71	0,63
NiO	0,42	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	49,79	35,08	17,82	18,99	13,92	13,61	14,35	16,08	13,94
CaO	0,04	0,59	22,52	5,96	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
Na ₂ O	—	—	0,55	н. о.	—	—	—	—	—
Сумма	100,15	99,74	100,06	100,61	99,81	100,49	100,47	100,17	99,77
Fe ₂ O ₃ *	—	—	—	—	2,01	0,30	1,48	0,99	5,59
FeO*	—	—	—	—	11,61	12,85	13,38	12,83	13,68
Сумма*	—	—	—	—	100,01	100,52	100,61	100,27	100,33
Mg**	90,9	93,2	93,8	80,4	68,1	65,4	65,6	69,1	64,5

*Содержания Fe₂O₃ и FeO вычислены по стехиометрическим соотношениям. **Mg = 100 Mg/(Mg + Fe²⁺), н. о. — не обнаружено. 1 — оливин, Эллендейл 9; 2 — ортопироксен (энстатит), Эллендейл 9; 3 — клинопироксен (хромдиопсид), Уотер-Резерв-Пайп; 4 — гранат (хромпироп), Волджи-Хиллс; 5–9 — Cr-Al-шпинели, Уотер-Резерв-Пайп.

сокому содержанию Al (табл. 66). Ксенокристы шпинели богаты магнием: отношение Mg/(Mg + Fe²⁺) находится в интервале 0,45–0,75; содержание Cr и хромистость колеблются в широких пределах (рис. 148). Имеется также заметная отрицательная корреляция между магниальностью и хромистостью этих зерен. Составы ксенокристов шпинели Западного Кимберли аналогичны составам шпинелей из гарцбургитов поля Эллендейл и из перидотитовых нодулей в других регионах [327]. Как отметили Джейкс и др. [196], они весьма сходны с зернами из гранатовых и шпинелевых лерцолитов и гарцбургитов из трубки 200 в северной Лесото [48].

Наиболее глиноземистые ксенокристы шпинели по составу частично перекрываются с зернами магниального хромового плеонаста из перидотитового нодуля 958164 в трубке Эллендейл 7 (рис. 148). Эти шпинели очень сходны с описанными в литературе из включений перидотитов в кимберлитах, которые, как считают, образовались в условиях, пограничных для

шпинелевой и гранатовой фаций [104].

Шпинели в нодуле 958164 обладают трендом состава, аналогичным тренду состава ксенокристов шпинели (например, отрицательная корреляция магниальности и хромистости), что является следствием субсолидусного равновесия в условиях слабо варьирующих давления и температуры. Отрицательная корреляция между Mg/(Mg + Fe²⁺) и Cr/(Cr + Al) часто наблюдается при равновесии шпинели с магниальным оливином постоянного состава при малых колебаниях температуры [189]. Столь широкие вариации хромистости шпинелей, какие наблюдаются у ксенокристов из лампроитов Западного Кимберли, могут быть объяснены их происхождением из различных типов перидотитов с разными содержаниями в них Al₂O₃ и Cr₂O₃ в целом, которые образовались в широком диапазоне давлений и менее широком интервале температур. Вариации содержаний Al и Cr в перидотитах в свою очередь отражают (по крайней мере частично) различную степень истощенности вещества мантии, что объ-

ясняется различной степенью его частичного плавления, и равновесие с пироксенами, а в некоторых случаях с гранатами в широком интервале давлений. Некоторые из наиболее богатых хромом шпинелей по составу приближаются (но не перекрываются) к чрезвычайно тугоплавким магнезиохромитам из алмазоносных перидотитов [196]. Однако магнезиохромиты из лампроитов Западного Кимберли не столь магнезиальны, как включения в алмазах (рис. 148) или как зерна в кимберлитах других регионов.

Хромдиопсид. Ксенокристы хромдиопсида очень редки и четко отличаются от фенокристов обогащенного хромом диопсида в лампроитах по различному содержанию Ti. Для ксенокристов характерны очень низкие содержания Ti (меньше 0,1% TiO_2), Al (0,2–1,5% Al_2O_3) и Na (меньше 1% Na_2O) и повышенное содержание Cr (до 1,8% Cr_2O_3) (табл. 66). Высокие отношения в них $Mg/(Mg + Fe)$ и $Ca/(Ca + Mg)$, согласно классификации Стефенса и Доусона [330], соответствуют диопсидам группы 5 [8, 196]. Ксенокристы диопсида весьма близки к диопсидам из ксенолитов гарцбургитов в трубках Эллендейл по их очень низким содержаниям Al и Na и высокому отношению $Mg/(Mg + Fe)$ (см. ниже). Хромдиопсиды Западного Кимберли сходны также с диопсидами из зернистых лерцолитов [264], за исключением более высоких содержания Al и Na в последних. Такой состав отражает равновесие истощенного перидотита при сравнительно низких температурах в рамках фации гранатовых или гранат-шпинелевых лерцолитов (рис. 149).

Гранат. Ксенокристы граната были обнаружены в нескольких телах Западного Кимберли, но, за исключением некоторых оливиновых лампроитов, они встречаются редко. По составу гранаты варьируют от пироба до алмадин-пироба, охватывая, согласно классификации Доусона и Стефенса [77], группы 1, 3, 5 и 9 [8]. Хромпиробы бедны Ti и характеризуются средними и высокими содержаниями Ca и Cr (табл. 66). По содержанию

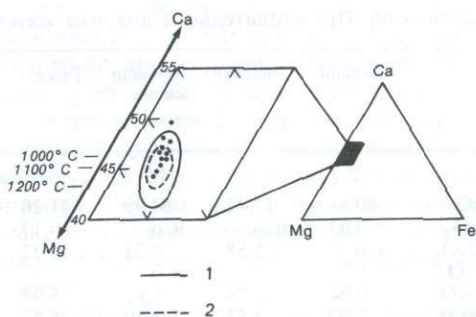


Рис. 149. Состав ксенокристов хромдиопсида из лампроитов Западного Кимберли [196]. Штриховой и сплошной линиями очерчены поля клинопироксенов из нодулей зернистых лерцолитов трубок Лесото [264] и из нодулей лерцолитов Южной Африки [230]. Положения температур энстатит-диопсидового сольвуса при давлении 30 кбар даны по Мори и Грину [254]. 1 — поле лерцолитовых нодулей в южноафриканских кимберлитах. 2 — поле лерцолитовых нодулей в кимберлитах Лесото.

Ca и Cr хромпиробы Западного Кимберли попадают, за очень небольшим исключением, в поле насыщенных Ca пиробов лерцолитовой ассоциации (рис. 150). При этом они содержат Ca больше, чем низкокальциевые хромпиробы (группа 10 по Доусону и Стефенсу), характерные для алмазной ассоциации в кимберлитах Южной Африки [39, 147]. Более богатые хромом гранаты Западного Кимберли близки богатым Ca и Cr пиробам из нодулей истощенных гранатовых и гранат-шпинелевых лерцолитов в трубке 200, Таба-Путсоа и Мотае (Северное Лесото), описанным Никсоном и Бойдом [264] и Карсуэллом и др. [48]. Они также сходны с пиробами, найденными в концентрате кимберлитов трубки Финш [150] и в двух ксенолитах алмазоносных перидотитов из той же трубки [313].

Энстатит, относящийся к группе 1 пироксенов, согласно классификации Стефенса и Доусона [330], в концентратах лампроитов Западного Кимберли встречается редко, хотя и более часто, чем ксенокристы хромдиопсида. Он наблюдался также в шлифах оливиновых лампроитов [8, 196]. Состав энстатита ха-



Рис. 150. Зависимость содержания CaO от содержания Cr_2O_3 в хромсодержащих гранатах Западного Кимберли (точки) в сопоставлении с полем лерцолитовых гранатов (горизонтальная штриховка) (по данным Соболева и др. [328]). Поле «гранаты в лерцолитах» отражает состав насыщенных Ca гранатов из перidotитовых включений в трубке Финш (по данным Ши и др. [313]). Поле гранатов – «включений перidotитовой ассоциации в алмазах» – дано по Герни [147]. Диагональная линия, обозначенная 85%, разделяет бедные Ca гранаты (группа 10) и насыщенные Ca гранаты (группа 9). 85% гранатов, включенных в алмазы, относятся к полю, расположенному выше и левее линий, обозначенных 85% [147]. Ромбиками показаны составы гранатов из алмазоносного перidotита трубки Финш (по данным Ши и др. [313]).

рактируется низкими и средними содержаниями Al, он очень сходен с составом энстатитов из диопсидсодержащих гарцбургитовых нодулей (табл. 66).

Рутил в концентратах встречается редко в виде темно-коричневых и черных округлых зерен и реж. призм. Обычно содержит примеси Cr_2O_3 (около 0,2%) и Nb_2O_5 (0,25–0,5%).

Муассанит. Обломки голубых зерен муассанита были встречены в концентратах лейцитовых лампроитов, но они так же редки, как и в кимберлитах [70].

Мантийные ксенолиты

Мантийные ксенолиты в лампроитах Западного Кимберли встречаются редко и

обычно сильно изменены, за исключением обломков дунитов. Последние имеют диаметр 0,5–2,5 см и довольно обычны как для магматических, так и для туфовых оливиновых лампроитов. Они обычно сложены крупными (до 8 мм) деформированными оливиновыми порфирокластами и более мелкими (30–300 мкм), свободными от напряжений необластами, имеющими такой же состав. Многие из крупных дискретных, неправильной формы, деформированных зерен оливина, несомненно, являются продуктами дезинтеграции ксенолитов дунитов.

Кроме этих обломков дунитов в лампроитах были отмечены редкие ксенолиты диаметром до 50 см крупнозернистых гарцбургитов, содержащих немного энстатита и хромшпинели, а также редкие зерна хромдиопсида и граната [8]. Наиболее характерны они для трубки Эллендейл 7, где в керне буровых скважин встречен ряд мелких ксенолитов. Джейкс и др. [196] сообщили о находке ксенолита диопсидсодержащего шпинелевого гарцбургита размером около 3 см, имеющего крупнозернистую (средний размер зерен 3–5 мм) структуру. В нем содержится 76% оливина, 20% энстатита, 4% хромдиопсида и немного хромита. Средний состав этих минералов приведен в табл. 67. Все фазы сильно магнезиальны и характеризуются низким содержанием Ti. Пироксены обеднены Al и Na и обогащены Cr, как и магнезиохромит. Пироксены близки по составу бедным Al и богатым Cr пироксенам из зернистых гранатовых перidotитов из кимберлитов трубки 200, Као и Таба-Путсоа [264, 48, 231]. Если допустить существование равновесия между всеми фазами, то можно считать, что температура равновесия равнялась ~ 880 °C по двупироксеновому термометру Уэлса [366], около 1110 °C для пары оливин – шпинель [99] и около 930 °C для пары ортопироксен – шпинель, согласно методу Сахтлебена и Сека [306]; давление равновесия неизвестно. О равновесии при низкой температуре говорит зернистая структура (которая, согласно Бойду и Никсону [41], свойственна облас-

Таблица 67. Средние составы минералов из ксенолита в гарибургите BMR 80 210 127 (1–4) и анализ хромита из ксенолита 958 164 (5), трубка Эллендейл 7

	1 Оливин	2 Ортопироксен	3 Клинопироксен	4 Шпинель	5 Шпинель
	% по массе				
SiO ₂	41,20	57,68	54,69	0,14	н. о.
TiO ₂	–	н. о.	н. о.	0,09	н. о.
Al ₂ O ₃	–	1,41	1,33	2,22	46,08
Cr ₂ O ₃	н. о.	0,29	0,91	46,52	23,07
Fe ₂ O ₃ *	–	–	–	4,29	0,70
FeO**	7,50	4,71	1,33	9,03	11,07
NiO	0,22	–	–	–	н. о.
MnO	0,08	0,09	н. о.	0,82	0,28
MgO	50,90	35,41	17,75	16,70	18,14
CaO	н. о.	0,41	23,60	0,22	н. о.
Na ₂ O	–	–	0,44	–	–
Сумма	99,90	100,0	100,05	100,01	99,44
Mg**	92,4	93,1	96,0	76,7	74,5

* Все железо определено в форме FeO; содержания Fe₂O₃ и FeO вычислены по стехиометрическим соотношениям. ** Mg = 100 Mg/(Mg + Fe²⁺). н. о. – не обнаружено (меньше 0,05% по массе).

ти кристаллизации при температуре менее 1100 °C). Наличие симплектитовых сростков шпинели и хромдиоксида рассматривается как результат распада граната (и оливина) при понижении давления.

Химизм

Около 470 проб, отобранных из обнажений и керн буровых скважин, были проанализированы на главные и микроэлементы. Геохимической обработке подверглись образцы, в шлифах которых отсутствовал или почти отсутствовал ксеногенный материал. В большинстве образцов наблюдаются в той или иной степени следы вторичных изменений, например серпентинизация оливина или замещение лейцита. Образцы пород с вторичным окремнением, содержащие вторичный гематит или значительное количество вторичного карбоната, исключались из обработки. Сравнение образцов с вышеупомянутыми вторичными изменениями и эталонных неизменных пород, содержащих первичные минералы, показало, что эффект вторичных изменений в большинстве случаев ограничен увеличением

содержаний H₂O и иногда CO₂, возрастанием отношения Fe₂O₃/FeO, небольшим уменьшением содержания MgO и главным образом небольшими колебаниями в содержании щелочей и щелочноземельных металлов, особенно Ba и Ca. Эти различия приводят к большему разбросу фигуративных точек анализов на вариационных диаграммах, чем это можно было бы ожидать только для неизменённого материала, но не нарушают основных трендов и корреляций [196]. Вариации составов всех пород, включая измененные, лишь слегка выходят за рамки стандартных отклонений составов эталонных неизменных лампроитов.

Главные элементы. Первые анализы лейцитовых лампроитов Западного Кимберли, выполненные Уэйдом и Прайдером [355] и Прайдером [288], характеризовались чрезвычайно высокими содержаниями K₂O, TiO₂, ZrO₂, BaO, F и очень низким содержанием Na₂O. K₂O обычно преобладает над Al₂O₃. Джейкс и др. [196] и Аткинсон и др. [8] показали, что эти химические особенности, которые сейчас считаются характерными для ультракалийевых пород в целом, и в частности

для лампроитовых пород, свойственны также новооткрытым оливиновым лампроитам и что группа лампроитовых пород Западного Кимберли образует химическую серию — от пород ультраосновного, перидотитового ряда, представленных оливиновыми лампроитами, до более основных составов, представленных лейцитовыми лампроитами.

Все лампроиты Западного Кимберли характеризуются высоким содержанием K_2O (2–12%), очень низким содержанием Na_2O (обычно меньше 0,5%) и очень высоким отношением K_2O/Na_2O (больше 10, в среднем около 30). Содержание K_2O обычно превышает содержание Al_2O_3 при среднем отношении K_2O/Al_2O_3 , равном $1,2 \pm 0,15$. Агпайтовость ($K_2O_{\text{мол}} > Al_2O_{3\text{мол}}$) пород и присутствие в их нормативном составе калиевого метасиликата (калсилита) указывают на то, что лампроиты Западного Кимберли являются крайними членами серии ультракалиевых пород.

Вариации химического состава лампроитов показаны на диаграммах зависимости содержаний главных оксидов от содержания MgO , так как последняя величина обладает максимальным диапазоном вариаций [196] (рис. 151). Содержание MgO колеблется от 29% в наиболее мафических оливиновых лампроитах поля Эллендейл (например, в трубках Эллендейл 9, 11 и 4) до менее чем 5% в наиболее богатых лейцитами лампроитах, обнаруженных, в частности, в составе тел Прери-Хилл-Ист, Систерс, Нунканбах и Мамилу-Хилл. Составы лампроитов варьируют от ультраосновных (38–45% SiO_2) в оливиновых лампроитах до основных (более 50%, до 60% SiO_2) в лейцитовых лампроитах¹. Породы в целом насыщены или пересыщены кремнеземом и

колеблются от оливиновых лампроитов с нормативными оливином и гиперстеном до более кислых лейцитовых лампроитов с нормативным кварцем. Западнокимберлийские породы характеризуются орендитовым трендом дифференциации с возрастанием содержания SiO_2 при уменьшении содержания MgO и отношения $Mg/(Mg + Fe)$ (рис. 151). Главная часть пород Западного Кимберли содержит 10% или больше MgO и менее 50% SiO_2 ; средние значения из 470 определений — $13,9 \pm 7,9\%$ MgO и $49,3 \pm 5,8\%$ SiO_2 . Большинство лампроитов Западного Кимберли имеет отношение $Mg/(Mg + Fe)$ в виде FeO больше 0,65 в пределах общего интервала 0,43–0,87. Высокая магнезиальность связана либо с прямым выплавлением исходной магмы из мантийного вещества, либо с последующей фракционной кристаллизацией.

Лампроиты Западного Кимберли характеризуются очень высокими содержаниями TiO_2 , K_2O и P_2O_5 , которые возрастают при уменьшении содержания MgO (за исключением наиболее обедненных Mg лампроитов, в которых содержание Ti уменьшается). Содержание TiO_2 варьирует от 2,5% в наиболее богатых MgO оливиновых лампроитах до 12% в пегматоидных лампроитовых дайках и жилах массива Волжиди-Хиллс; в большинстве пород оно составляет 3–7%. Содержание K_2O заключено в таком же интервале: от 3% в наиболее богатых MgO лампроитах до 12% в обогащенных лейцитом лампроитах Уайт-Рокс, Мамилу-Хилл, Джада-Хилл, Оскар-Плаг, Нунканбах и Маунт-Седрик. Содержание P_2O_5 обычно достигает 2% в лейцитовых лампроитах и даже 3% в богатых апатитом образцах.

Другой особенностью пород Западного Кимберли являются низкие содержания в них Al_2O_3 и CaO и особенно низкое содержание Na_2O [196] (рис. 151). Содержание Al_2O_3 колеблется от очень низких значений (меньше 4%) в оливиновых лампроитах (что близко к содержанию Al_2O_3 в кимберлитах) до ~10% в наиболее богатых лейцитом лампроитах; содержа-

¹ Вопросы петрохимической классификации лампроитов детально рассмотрены в статье О. А. Богатикова, И. Л. Махоткина, В. А. Кононовой, «Лампроиты и их место в систематике высокомагнезиальных калиевых пород». — Изв. АН СССР, сер. геол., 1985, № 12, с. 3–10. — Прим. перев.

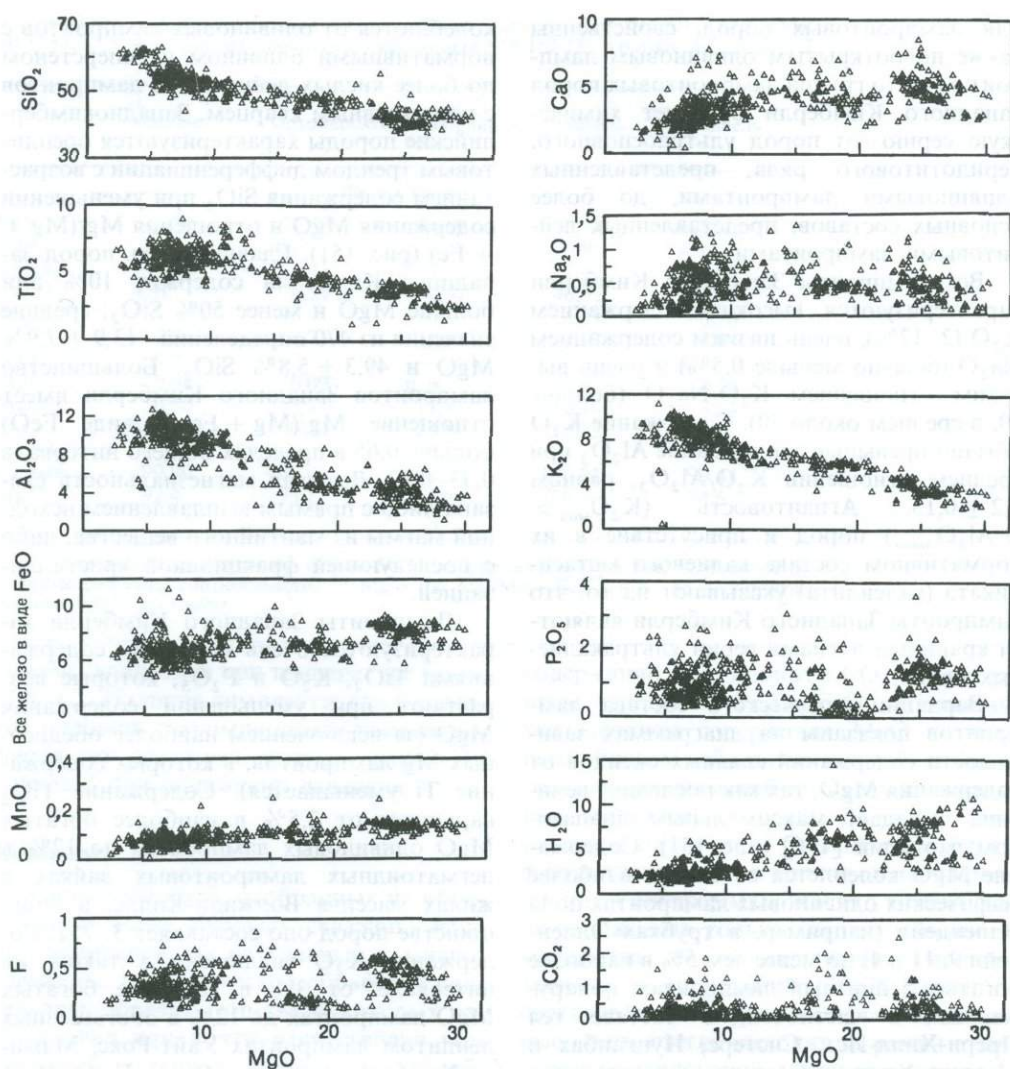


Рис. 151. Вариации содержаний главных элементов в лампроитах Западного Кимберли. Все данные, за исключением данных по CO_2 и F, нанесены в значениях % от массы в пересчете на сухой (без H_2O и CO_2) остаток.

ние Al_2O_3 больше 10% обусловлено контаминацией вмещающих сланцев. Первичное содержание CaO низкое, сравнимое с содержанием в кимберлитах и других основных и ультраосновных породах; оно уменьшается от 4–6% в оливковых лампроитах до очень низких значений (около 2%) в наиболее дифференцированных, богатых лейцитом лампроитах

(рис. 151). Более высокое содержание CaO свойственно образцам, в которых присутствует вторичный карбонат. Например, лампроиты из центральной части интрузии Волжиди-Хиллс с прожилковыми и рассеянными карбонатами содержат до 20% CaO и CO_2 . Точно так же все (или часть) лампроитовые тела, прорывающие девонские известняки, сильно карбонати-

зированы. Например, некоторые образцы из трубки Эллендейл 17 полностью карбонатизированы и содержат до 40% CaO. Все лампроиты Западного Кимберли характеризуются очень низким содержанием Na_2O — менее 1%, обычно меньше 0,75%. В целом содержание Na_2O возрастает с уменьшением магнезиальности (рис. 151), но первичный тренд несколько затушеван из-за выщелачивания Na из некоторых поверхностных образцов.

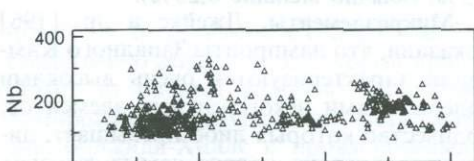
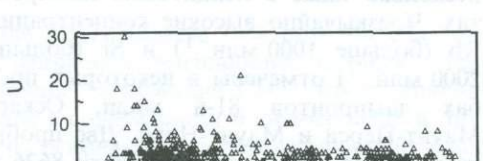
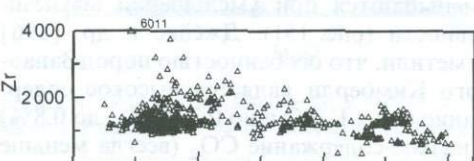
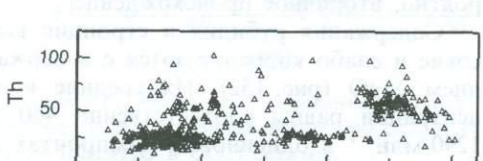
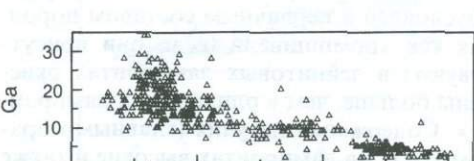
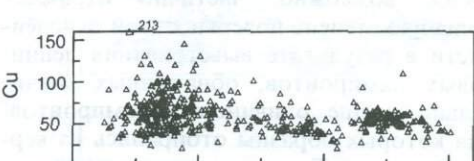
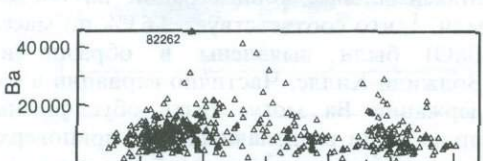
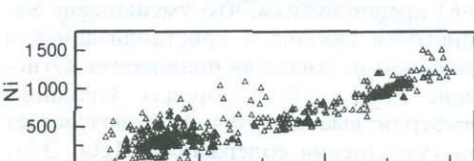
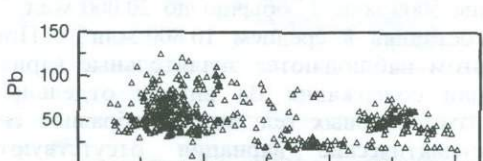
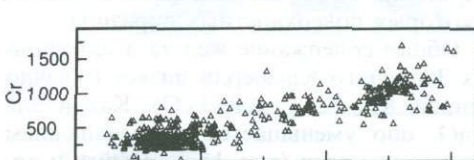
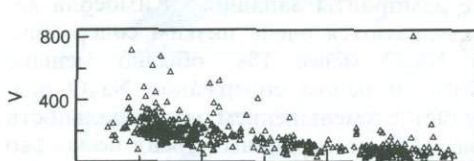
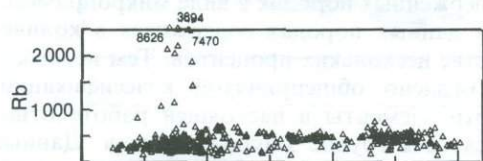
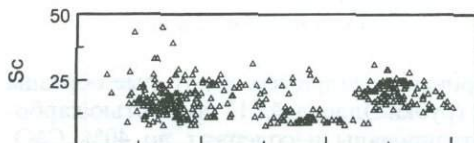
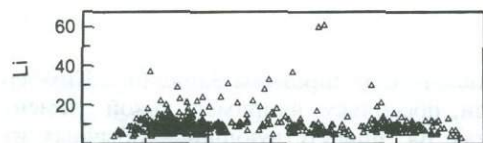
Общее содержание железа в лампроитах Западного Кимберли низкое (обычно меньше 8% Fe в виде FeO). Как и для MnO, оно уменьшается с уменьшением магнезиальности (рис. 151). Джейкс и др. [196] предположили, что уменьшение железистости связано с кристаллизацией и удалением из расплава прайдерита. Отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в породах Западного Кимберли высокое (0,4–1) и возрастает при уменьшении содержания MgO. Этот тренд, возможно, частично отражает большую степень поверхностной окисленности в результате выветривания лейцитовых лампроитов, обнаженных значительно лучше оливиновых лампроитов, для которых образцы отбирались из керн-скважин. Тем не менее этот тренд обусловлен и первичным составом пород, так как хромшпинели (если они присутствуют) в лейцитовых лампроитах окислены больше, чем в оливиновых лампроитах. Содержания летучих (главным образом H_2O^+) в лампроитах высокие и также уменьшаются при уменьшении магнезиальности (рис. 151). Джейкс и др. [196] отметили, что особенностью пород Западного Кимберли является высокое содержание в них F (обычно 0,2–0,6%, до 0,8%) и низкое содержание CO_2 (всегда меньше 0,5%, обычно меньше 0,25%).

Микроэлементы. Джейкс и др. [196] показали, что лампроиты Западного Кимберли характеризуются очень высокими содержаниями некогерентных элементов, количество которых либо превышает, либо находится на уровне самых высоких содержаний этих элементов в кимберлитах. Строго говоря, эти элементы трудно называть «микроэлементами» примени-

тельно к лампроитам Западного Кимберли, поскольку, например, такой элемент, как Ba, присутствующий в обычных изверженных породах в виде микропримеси, в данных породах содержится в количестве нескольких процентов. Тем не менее, согласно общепринятой классификации, эти элементы в настоящей работе относятся к группе микроэлементов. Данные об их содержаниях и уровнях вариаций в зависимости от содержания MgO (в % по массе) суммированы на диаграмме рис. 152.

Содержание бария в лампроитах Западного Кимберли высокое и чрезвычайно высокое, в большинстве случаев больше 5000 млн^{-1} , обычно до $20\,000 \text{ млн}^{-1}$, составляя в среднем $10\,800 \text{ млн}^{-1}$. При этом наблюдаются значительные вариации содержания Ba внутри отдельных лампроитовых тел; внутри образцов систематические вариации отсутствуют. Максимальные концентрации Ba ($86\,260 \text{ млн}^{-1}$, что соответствует 9,63% по массе BaO) были выявлены в образце из Волжиди-Хиллс. Частично вариации в содержании Ba могут быть обусловлены процессами выщелачивания в приповерхностных горизонтах; в наиболее выветрелых разностях лампроитов как Ba, так и Sr характеризуются пониженными концентрациями по сравнению с менее выветрелыми лампроитами. Во многих образцах с аномально высоким содержанием Ba присутствует барит, имеющий, вероятно, вторичное происхождение.

Содержания рубидия и стронция высокие и слабо коррелируются с содержанием MgO (рис. 152). Их средние концентрации равны соответственно 460 и 1290 млн^{-1} в оливиновых лампроитах и несколько ниже в лейцитовых лампроитах. Чрезвычайно высокие концентрации Rb (больше 1000 млн^{-1}) и Sr (больше 2000 млн^{-1}) отмечены в некоторых пробах лампроитов 81-й мили, Оскар, Маунт-Перси и Маунт-Норт. Две пробы лампроитов 81-й мили содержали 8626 и 7470 млн^{-1} Rb. Карбонатизированные образцы могут содержать до 2000 млн^{-1} Sr. Величины отношения K/Rb низкие;



MgO

MgO

они возрастают от 70 в оливиновых лампроитах до ~ 250 в лейцитовых лампроитах; это характерно также для кимберлитов и других ультракалийевых пород [207, 106, 360]. Отношение Rb/Sr высокое, выше, чем обычно в кимберлитовых и других щелочных ультраосновных породах; в среднем оно составляет 0,3–0,4.

Содержание лития обычно меньше 20 млн⁻¹ (в среднем 10 млн⁻¹), но может достигать более высоких значений в образцах, контаминированных вмещающими породами и ксенолитами, и в некоторых измененных лампроитах, например Эллендейл 2. Породы Западного Кимберли обладают также высокими содержаниями Pb, Th и U: они обычно содержат 40–60 млн⁻¹ (в среднем 53 млн⁻¹) Pb, 30–60 млн⁻¹ (в среднем 40 млн⁻¹) Th и 2–8 млн⁻¹ (в среднем 3 млн⁻¹) U. Максимальные концентрации Pb, Th и U (до 120 млн⁻¹ Pb, 100 млн⁻¹ Th, 12 млн⁻¹ U) наблюдались в некоторых образцах лампроитов Маунт-Норт, 81-й мили, Маунт-Перси, Эллендейл 27 и 12. Чрезвычайно высокие содержания Pb (до 300 млн⁻¹) и Th (до 100 млн⁻¹) отмечались участками в карбонатизированных образцах из Волжиди-Хиллс и в образцах, контаминированных включениями вмещающих пород.

Содержания циркония и ниобия в лампроитах Западного Кимберли также высокие. Zr присутствует в количестве от 600–700 млн⁻¹ в большинстве оливиновых лампроитов до приблизительно 1500 млн⁻¹ в бедных Mg и богатых лейцитом лампроитах (рис. 152); среднее содержание равно 1313 млн⁻¹. Более высокие значения (2000–2500 млн⁻¹) наблюдаются в некоторых образцах пород 81-й мили, Маунт-Норт, Маунт-Перси и в центральном ядре Волжиди-Хиллс. Чрезвычайно высокие содержания (больше 3000 млн⁻¹) были выявлены в богатых Ti образцах из Эллендейл 12, 21 и 27, а также

в дайковых пегматоидных лампроитах и жилах массива Волжиди-Хиллс, где anomalously титанистые лампроиты (с 12% TiO₂) содержат 6000 млн⁻¹ Zr.

В отличие от Zr, у которого наблюдается отрицательная корреляция с MgO, Nb характеризуется слабой положительной корреляцией с MgO (рис. 152). В целом содержание Nb уменьшается от 175–200 млн⁻¹ в оливиновых лампроитах до 100–150 млн⁻¹ в лейцитовых лампроитах (среднее 150 млн⁻¹). Тем не менее многие лейцитовые лампроиты имеют более высокое содержание Nb, особенно богатые Zr породы из Маунт-Норт, Маунт-Перси, 81-й мили, Волжиди-Хиллс, Эллендейл 12, 16, 21 и 27. Наиболее высокие содержания Nb (больше 300 млн⁻¹) определены в породах 81-й мили. Отношение Zr/Nb возрастает от 3–4 в наиболее мафических оливиновых лампроитах до почти 10 в лейцитовых лампроитах вследствие уменьшения концентрации Nb при понижении магнезиальности пород, что Джейкс и др. [196] объясняют ранним выделением богатого Nb перовскита.

У лампроитов Западного Кимберли наблюдается широкий диапазон вариаций содержаний Ni и Cr, которые коррелируются с содержанием MgO (рис. 152) и отношением Mg/(Mg + Fe). Оливиновые лампроиты характеризуются очень высокими содержаниями этих элементов (больше 1000 и до 1300 млн⁻¹ Ni и 1600 млн⁻¹ Cr), тогда как наиболее бедные Mg лейцитовые лампроиты сильно обеднены Ni (меньше 100 млн⁻¹) и в меньшей степени Cr (меньше 200 млн⁻¹). Однако большинство лампроитов Западного Кимберли содержит более 300 млн⁻¹ Ni (среднее 556 млн⁻¹) и больше 600 млн⁻¹ Cr в соответствии с высокими величинами отношения Mg/(Mg + Fe).

Дополнительной особенностью лампроитов Западного Кимберли являются низкие содержания в них Sc и V [196]: среднее содержание Sc равно 18 млн⁻¹ (при вариациях от 10 до 30 млн⁻¹), а содержание V возрастает от очень низкого в оливиновых лампроитах (40–80

Рис. 152. Вариации содержаний микроэлементов (в млн⁻¹) в зависимости от содержания MgO (% по массе) в лампроитах Западного Кимберли.

млн⁻¹) до более высокого (100–300 млн⁻¹) в более бедных Mg лейцитовых лампроитах (рис. 152).

Содержания меди и цинка обычно низкие (большой частью меньше 100 млн⁻¹). У Си наблюдается отрицательная корреляция с MgO. Концентрация олова также низкая, большей частью меньше 20 млн⁻¹, обычно от 5 до 15 млн⁻¹. Концентрация галлия такая же или несколько выше, чем у Sn: она достигает 30 млн⁻¹ в некоторых лейцитовых лампроитах и аналогично Al отрицательно коррелируются с содержанием MgO (рис. 152).

Лампроиты Западного Кимберли очень богаты легкими РЗЭ (в 500–2000 раз по сравнению с хондритами) и характеризуются чрезвычайно высокой степенью фракционирования РЗЭ. Содержания тяжелых РЗЭ и Y очень низкие: концентрации тяжелых РЗЭ обычно в 3–6 раз больше хондритовых, а содержание Y, как правило, колеблется в пределах 10–25 млн⁻¹, но может достигать более высоких значений в сильно дифференцированных лампроитах и в образцах, контаминированных вмещающими породами. Особенности поведения РЗЭ в оливиновых и лейцитовых лампроитах одинаковые; отличаются эти породы лишь относительными содержаниями РЗЭ. Обычно богатые лейцитом лампроиты содержат большие количества РЗЭ, хотя наблюдается некоторое перекрытие значений (рис. 153). Такая сильная степень фракционирования РЗЭ характерна для кимберлитов [106, 250, 123, 265, 266]. Минетты и другие щелочные основные и ультраосновные породы также характеризуются сильной фракционированностью РЗЭ, но они не обогащены легкими РЗЭ столь сильно, как лампроиты Западного Кимберли; они не обладают также более высокими содержаниями тяжелых РЗЭ [207, 11, 301, 302]. Лампроиты Западного Кимберли, как и кимберлиты, характеризуются низкими содержаниями тяжелых РЗЭ, но еще больше обогащены легкими РЗЭ [196].

Изотопный состав. Последние исследования Мак-Каллоха и др. [229] и Джейкса и др. [197] подтвердили высокие исход-

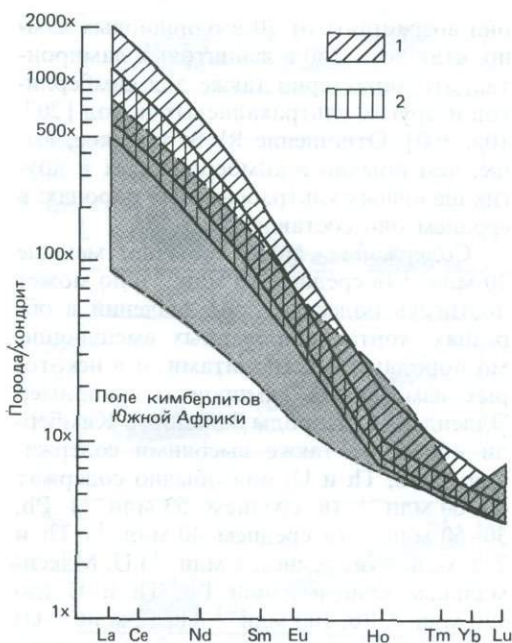


Рис. 153. Нормализованное по хондриту распределение редкоземельных элементов в лампроитах Западного Кимберли в сравнении с распределением РЗЭ в южноафриканских кимберлитах [196]. 1 – поле 21 лампроита; 2 – поле 7 оливиновых лампроитов.

ные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, установленные для лампроитов бассейна реки Фицрой Пауэллом и Беллом [286], и показали, что исходные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в лампроитах Западного Кимберли заключены в пределах от 0,711 до 0,720. Отношения Rb/Sr и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах Западного Кимберли – одни из наиболее высоких для ультраосновных и основных пород мантийного происхождения. В целом лейцитовые лампроиты более радиогенные и характеризуются более широким диапазоном вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по сравнению с оливиновыми лампроитами. Корреляция изотопного состава Sr с содержанием MgO распространяется также на степень алмазоносности: трубки с наиболее высоким содержанием алмазов характеризуются самым низким значением отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Джейкс и др. [197]

отметили, что только лампроиты Волжиди-Хиллс по отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ попадают в поле оливиновых лампроитов поля Эллендейл. Помимо различий в отношениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ между соседними телами наблюдаются вариации изотопного состава Sr внутри отдельных трубок. Эти вариации колеблются от незначительных в оливиновых лампроитах трубок Эллендейл 4 и 9 до значительных в теле Волжиди-Хиллс (0,71160–0,71252) и весьма больших между оливиновыми лампроитами (0,710370) и лейцитовыми лампроитами (0,71677) в трубке Эллендейл 7 [229, 197]. Лампроиты Западного Кимберли обладают более радиогенным составом Sr, чем кимберлиты, особенно кимберлиты группы I (неслюдяные) [24, 16, 325]. Слюдяные кимберлиты (группа II) более радиогенны, чем кимберлиты группы I, и имеют изотопный состав, достигающий (но не перекрывающий) значений наименее радиогенных лампроитов Западного Кимберли.

Лампроиты Западного Кимберли характеризуются низким отношением $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,5110–0,5112) и величиной ϵ_{Nd} , колеблющейся в интервале от –7,4 до –15,4 [229, 266]. Как и для Sr, отмечается широкая корреляция между этими параметрами изотопов Nd и составом вмещающих пород и степенью их алмазонности: бедные Mg лейцитовые лампроиты имеют более низкие значения ϵ_{Nd} , чем алмазонасные оливиновые лампроиты поля Эллендейл [229]. Различия в изотопном составе Nd наблюдаются внутри отдельных трубок, сложенных одним типом пород, но более значимы они в трубках, сложенных как оливиновыми, так и лейцитовыми лампроитами [229]. Лампроиты Западного Кимберли имеют

более высокие значения ϵ_{Nd} , чем кимберлиты: группа I кимберлитов обычно имеет ϵ_{Nd} около нуля (от –1 до +4), тогда как величина ϵ_{Nd} у кимберлитов группы II достигает значений –10, частично перекрывая поле значений ϵ_{Nd} для оливиновых лампроитов Эллендейл [20, 325, 19].

Определения изотопов свинца в лампроитах Западного Кимберли были выполнены Нелсоном и др. [259], которые показали, что эти породы имеют низкое отношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (17,23–17,86) и высокое отношение $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,69–15,8). Эти величины сильно отличаются от отношений изотопов свинца в кимберлитах [325] и в большинстве других основных и ультраосновных пород: они находятся слева от «геохроны» на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Мак-Каллох и др. [229] и Джейкс и др. [197] рассматривают отношения изотопов Sr и Nd в лампроитах Западного Кимберли как результат смешения компонентов деплетированной и обогащенной мантии и предполагают, что наблюдаемые отношения изотопов Sr и Nd могут быть объяснены процессом древнего обогащения, происшедшего более 1000 млн. лет назад. Отношения изотопов Pb в лампроитах Западного Кимберли являются следствием смещения материала с высоким отношением $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и низким отношением $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и материала с более близкими к обычным для мантийных пород отношениями этих изотопов. Наблюдаемый в лампроитах изотопный состав Pb и Nd, и в частности источник необычно высоких отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, не мог быть получен в результате дифференциации мантийного вещества за последние 2,1 млн. лет [259].

Провинция Вандаги (бассейн Карнарвон)

Краткое содержание. В области Вандаги фанезойского бассейна Карнарвон известна группа из 14 небольших диатрем и 8 силлов и даек щелочных пикритов. Трубки внедрялись близ системы разломов Вандаги–основного рифтового разлома восточной окраины бассейна. Возраст этих интрузий составляет 160 ± 10 млн. лет, что соответствует возрасту раскола Гондваны. Диатремы представляют собой крутопадающие трубоподобные тела, заполненные обогащенными оливином пирокластами, содержащими редкие алмазы. Силлы и дайки представлены щелочными пикритами, содержащими макрокристы оливина и обильные фенокристы оливина в богатой диопсидом связующей массе. Породы характеризуются высоким содержанием MgO (до 28%), Ni и Cr, но обеднены щелочами и некогерентными элементами.

В результате шлихового опробования аллювия и аэромагнитной съемки в 1978 г. компанией CRAE близ холма Вандаги-Хилл были открыты 16 небольших кимберлитоподобных диатрем и ассоциирующиеся с ними пикритовые силлы и дайки. Они расположены в 125 км к северо-востоку от Карнарвона [8]. Дальнейшие разведочные работы компании Stockdale Prospecting Ltd. выявили в этом районе еще одну трубку и ряд силлов и даек [235, 236]. К настоящему времени в провинции Вандаги известно 22 тела: 14 диатрем и 8 силлов и даек.

В физико-географическом отношении эта провинция характеризуется сглаженным рельефом: она занимает равнину бассейна реки Минилья и ее притоков. Единственная вершина – холм Вандаги-Хилл высотой около 100 м – является останцом песчаников пермской группы Кеннеди. Большая часть района относит-

ся к хорошо сформированной скульптурной равнине, развитой на мелкозернистых породах группы Биро в результате углубления и боковой миграции речных потоков в течение плиоценового и плейстоценового времени [178]. Начиная с позднего плейстоцена здесь формировались аллювиальные холмы и дюны.

Климат района относится к аридному или полуаридному; годовое количество осадков около 200 мм. Растительность представлена главным образом травами; вдоль главных водотоков имеются заросли акации. Район весьма доступен: хорошая грунтовая дорога ведет от прибрежной северо-западной автострады к пастушеской хижине Вандаги; всю площадь пересекают многочисленные проселочные дороги. Однако только два тела – силл M88 и расположенная близ него дайка PK4 (табл. 68) – образуют обнажения в бортах реки Минилья.

Общая геология и структурное положение

Бассейн Карнарвон является фанерозойским трогом, который заложен вдоль границы континента к западу от протерозойской провинции Гаскойн и архейского блока Йилгарн. Он сложен континентальными и морскими терригенными породами. Трог заложился в силуре во время рифтообразования и дестабилизации, предшествовавших отделению западной части Австралии от Индийской плиты в мелу [347].

Бассейн разделен меридиональным хребтом Вандаги-Янри горстового типа, который отделяет восточный суббассейн

Мерлинлейх от западного суббассейна Гаскойн (рис. 154, 155). Хребет с востока ограничен системой разломов Вандаги, которые представляют собой серию нормальных сбросов с максимальной амплитудой смещения на востоке близ Вандаги-Хилл около 4 км [178]. Западной границей горста служит разлом Марилла – небольшой сброс с опущенным западным блоком, в 15 км к западу от разлома Вандаги.

Кристаллическое основание хребта Вандаги, который не прослеживается к югу от Хаттон-Крик, перекрыто толщей осадков силура и девона мощностью 1–2 км, которые в свою очередь перекрываются верхнемеловыми породами, хотя к северу



Рис. 154. Структурное районирование бассейна реки Карнарвон [178].

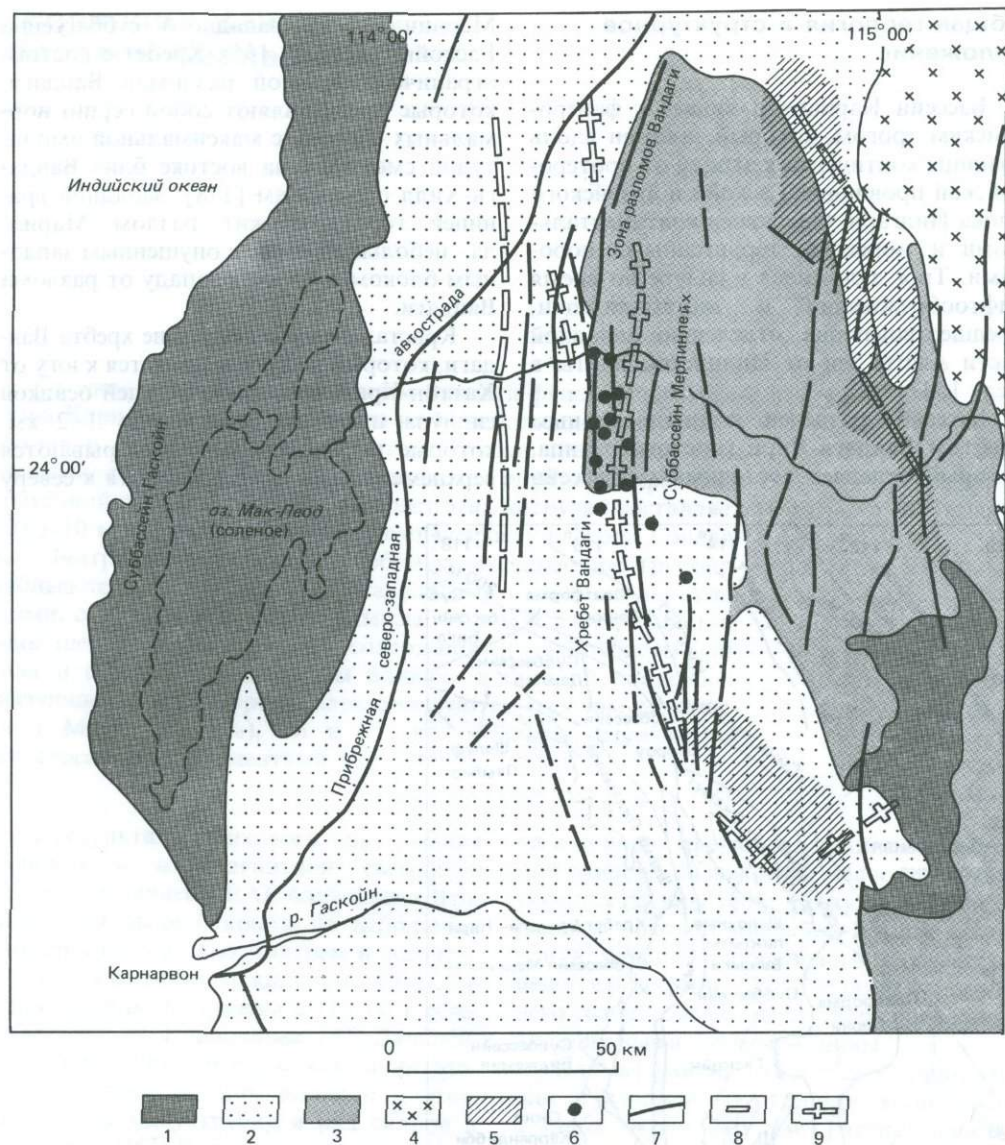


Рис. 155. Структура и элементы поля силы тяжести площади Вандаги. 1—кайнозойские осадки; 2—меловые осадки; 3—пермские осадки; 4—протерозойские граниты и метаморфические породы; 5—область с глубиной залегания магнитовозмущающих пород фундамента меньше 2500 м; 6—диатремы и силлы щелочных пикритов; 7—разломы; 8—гравитационные минимумы; 9—гравитационные максимумы.

от Вандаги у Миа-Миа гранитное основание было встречено при бурении на глубине 153 м [140]. Суббассейн Мерлинлейх (к востоку от хребта) имеет грабеноподобный характер и выполнен 6-километровой толщей осадочных (главным образом пермских) пород [336, 178].

Основание бассейна Карнарвон в районе Вандаги не выходит на поверхность, однако в 500 км к югу в блоке Нортгемптон известны гранулиты, имеющие возраст 1054 ± 54 млн. лет [61]. Это – тектоническое «окно» на южном продолжении хребта Аджана, аналогичного хребту Вандаги-Янри (рис. 154). Провинция Гаскойн к востоку от бассейна Карнарвон образовалась между 2,0 млрд. и 2,4 млрд. лет назад [115], однако здесь отмечались более поздние проявления магматической активности (около 1,6 млрд. лет назад) и воздымание около 750–800 млн. лет назад [370].

Диатремы и гипабиссальные интрузии Вандаги внедрены вдоль восточной окраины хребта Вандаги-Янри и образуют поле, вытянутое в меридиональном направлении параллельно системе разломов Вандаги. Главная фаза движений по этим нарушениям приходится на послетриасовое – досреднемеловое время, почти одновременно с образованием диатрем; однако в позднеэретичное время происходили инверсионные движения.

Кроме диатрем Вандаги, интрузивная деятельность в бассейне Карнарвон была незначительной. При разбурировании на шельфе нефтяного месторождения Эдель I в интервале глубин от 354 до 2749 м были встречены гипабиссальные интрузии щелочных пород. Породы, слагающие эти силлы, описаны Ле Метром [217] как трахиты, нозеановые фонолиты и «лампрофиры»; они совсем не похожи на другие щелочные породы Западной Австралии. К-Аг-возраст этих пород (по слюдам) варьирует от 241 ± 7 млн. до 261 ± 5 млн. лет (средний триас–нижняя пермь). С глубиной возраст их увеличивается [270]; это указывает на то, что описываемые породы значительно древнее диатрем Вандаги. В прибрежном суббассейне Дам-

пир скважина Эндерби 1, по-видимому, пересекла в интервале 2081–2149 м два риолитовых потока, переслаивающихся с подчиненным количеством песчаников. Палинологические определения дали для них верхнепермский – нижнетриасовый возраст [178].

Геология диатрем и интрузивов

22 интрузии провинции Вандаги образуют поле длиной 50 км и шириной около 15 км. Для некоторых тел в последнее время получены дополнительные данные. Размеры и тип каждого тела приведены в табл. 68: 13 диатрем имеют площадь от менее 1 га до ~ 14 га, мощность силлов и даек составляет 1–15 м.

Все тела Вандаги прорывают черные сланцы и алевролиты группы Биро пермского (артинского) возраста. Однако четыре диатремы были установлены при разбурировании аэромагнитных аномалий под толщей мощностью до 158 м меловых (альб–апт) радиоляритов Уиндалья и серых сланцев. Остальные тела перекрыты только 1–3 м современных коллювиальных солончаков и элювия; силл М88 и дайка РК4 обнажаются в долине реки Минилья.

Нижнемеловой возраст перекрывающих пород был подтвержден палинологическими данными [139]. Кроме того, в валовой пробе объемом 50 м^3 из радиоляритов Уиндалья, отобранной из карьера близ Вандаги, были обнаружены многочисленные зерна кимберлитовых минералов – граната, ильменита, хромдиоксида [205], которые, вероятно, происходят из эродированных диатрем. Радиологическое определение возраста мегакриста циркона (U-Pb-метод) из диатремы М142 дало цифру 160 ± 10 млн. лет, что соответствует юре [8, 276]. Это согласуется с геологическими данными о возрасте интрузивов.

Силлы и дайки сконцентрированы в северной части провинции Вандаги и сложены однотипными свежими плотными темными порфировыми ультраоснов-

Таблица 68. Характеристика диатрем, даек и силлов провинции Вандаги

Название	Описание тела	Размеры
M88	Силл	Мощность 2,4 м
M89	Диатрема	3,75 га
M92B	"	3,0 га
M94A	"	2,4 га
M94B	Диатрема, перекрытая 78,5 м меловых отложений	1,0 (?) га
M97	Диатрема	3,0 га
M98	Диатрема, перекрытая 89 м меловых отложений	3,0 (?) га
M100B	Силл	Мощность 15 м
M103	Силл, частично обнажен	
M104	Силл	Мощность 3,5 м
M105	Силлы	Мощность 1 и 3 м
M113A	Диатрема	0,5 га
M113B-Зап.	"	1,5 га
M113B-Вост.	"	3,0 га
M129	Диатрема, перекрытая 71 м	2,25 (?) га
M142	Диатрема	0,5 га
M154	Диатрема, перекрытая 154 м меловых отложений	14 (?) га
PK1	Диатрема в 1,5 км к северу от M89	1 га
PK2	Дайка в 1 км к западу от M100B	
PK3	Силл	Мощность 3 м
PK4	Дайка, обнажающаяся на берегу реки Минилья в 500 м к северо-западу от M88	Мощность 1–2 м
PK5	Небольшая диатрема (?), ассоциирующаяся с PK4	

ными породами, содержащими редкие вкрапленники оливина размером до 1 см. Образцы из обнажения силла M88, выходящего на поверхность в борту реки Минилья, выветрелы и пересечены много-

численными прожилками карбоната. Бурение на теле M105 показало, что здесь имеются два силла мощностью 1 и 3 м. Расположенное в 500 м к восток-северо-востоку тело, по-видимому, представлено аналогичным силловым комплексом. Максимумы магнитного поля, приводящие в ряде случаев к оригинальным открытиям, иногда могут являться просто местами, где либо изгибающийся силл ближе всего подходит к поверхности, либо породы более сильно намагничены. Маломагнитные интрузивы не всегда ассоциируются непосредственно с диатремами, но данные наземной магнитометрии над телом PK4 интерпретируются как указание на дайку северо-западного простираения длиной 700 м, ассоциирующуюся с небольшой диатремой PK5; ни одно из этих тел не вскрыто и не опробовано [236].

Диатремы являются крутопадающими трубообразными телами, выполненными пирокластическими породами. Там, где контакты диатрем вскрыты канавами, они имеют субвертикальное падение с минимальными следами контактовых изменений. В отличие от лампроитовых трубок района Кимберли диатремы Вандаги эродированы до уровня жерловой фации; кратерные фации пород не обнаружены, а слоистость в пирокластах выражена неясно или вообще отсутствует [8]. В теле диатрем не были встречены магматические фации, за исключением ювенильных обломков в составе пирокластов. В отличие от силлов и даек пирокласты полностью разрушены до рыхлого состояния. Пирокластические породы довольно разнообразны: от лапиллиевых туфов до грубых туфобрекчий. В разведочных канавах присутствуют угловатые и округлые обломки пермских сланцев и алевролитов, но определить природу туфового материала и ювенильных обломков трудно. Пирокласты близ поверхности пересечены многочисленными гипсовыми жилами. В керне буровых скважин иногда можно видеть субгоризонтальную и косую слоистость туфов, но в целом им свойственна массивная текстура, что ука-

зывает на образование этих структур во время процесса внедрения.

Большинство диатрем было опробовано на алмазы с помощью валовых проб из поверхностных канав, которые обогащались в джиговых установках. Крупные валовые пробы были отобраны также из галечников реки Минилья и ручья Барабидди-Крик, которые дренируют описываемую площадь. Однако в этих пробах было обнаружено только три небольших алмаза: из трубок M92B, M154 и рыхлых отложений, перекрывающих трубку M142 [208, 8]. Выделенные при обогащении проб минералы тяжелой фракции перечислены в табл. 71.

Петрография

Силлы и дайки. Породы силлов и даек петрографически сходны между собой: это темные порфиновые магматические породы со значительным количеством (обычно 30–60%) фенокристов и микрофенокристов субидiomорфного и идиоморфного оливина размером 0,5–1,5 мм (иногда до 3 мм), а также с редкими макрокристами размером до 8 мм. В большинстве образцов оливин с периферии или участками замещен серпентином; в некоторых силлах (например, M100B) реликты оливина сохранились только в периферических частях кристаллов, а остальные участки полностью замещены серпентином и кальцитом. В ряде даек наблюдаются редкие обломки вмещающих песчаников, алевролитов, сланцев, а также мантийных перидотитов размером до 1 см (рис. 156, а). В основной массе присутствуют микрофенокристы бледно-зеленого диопсида размером до 0,5 мм и мельчайшие (100 мкм и меньше) узкие таблички этого минерала, которые вместе с субидiomорфными мелкими (60–200 мкм) зернами рудного минерала образуют спутанно-волоконистую массу в крупнозернистых породах силлов. В силле M38 присутствуют две генерации диопсида: маленькие призмы основной массы и микрофенокристы длиной до 1 мм. Рудные минералы представлены субидио-

морфными и идиоморфными, иногда округлыми шпинелидами, состоящими из ядра Ti- или Al-хромшпинели, окруженного титанистым магнетитом. Интерстиции выполнены криптокристаллическим (первоначально стекловатым) веществом и состоят главным образом из глиноземистого серпентина, однако местами в них присутствует щелочной полевой шпат и/или анальцит. Встречаются также иголки и призмы керсутита, листочки биотита, скелетные кристаллы титаномагнетита и в наиболее крупнозернистых породах кристаллы апатита.

Особенностью пород даек и силлов являются изменчивость степени раскристаллизации основной массы и присутствие линзочек и прожилков, выполненных кальцитом, щелочным полевым шпатом, анальцитом и/или серпентином. Наиболее округлые, правильной формы участки, вероятно, первоначально представляли собой газовые пузырьки и поры [8], но многие участки имеют неправильную форму и микролитовую структуру с включениями дендритов клинопироксена, в том числе бледного розовато-коричневого титанистого салита, керсутита, слюды и щелочного полевого шпата (рис. 156, б). В породах силла M88 такие гнезда особенно заметны, и титанистый салит и керсутит образуют призмы длиной до 0,5 мм. Некоторые гнезда выполнены почти изотропным анальцитом, который, вероятно, развит по стеклу.

Включения обычно сильно изменены, замещаясь главным образом серпентином и карбонатом. В обломках дунитов и макрокристаллах оливина наблюдаются следы твердофазных деформаций, в частности полосчатое и волнистое погасание; по структуре они варьируют от грубозернистых с размером зерен 3–4 мм до мелкозернистых с полигональными, свободными от напряжений зернами размером 0,03 мм.

Магматические породы даек и силлов Вандаги петрографически и минералогически отличаются от кимберлитов в понимании Клемента и др. [57]. В частности, от кимберлитов их отличают присутствие

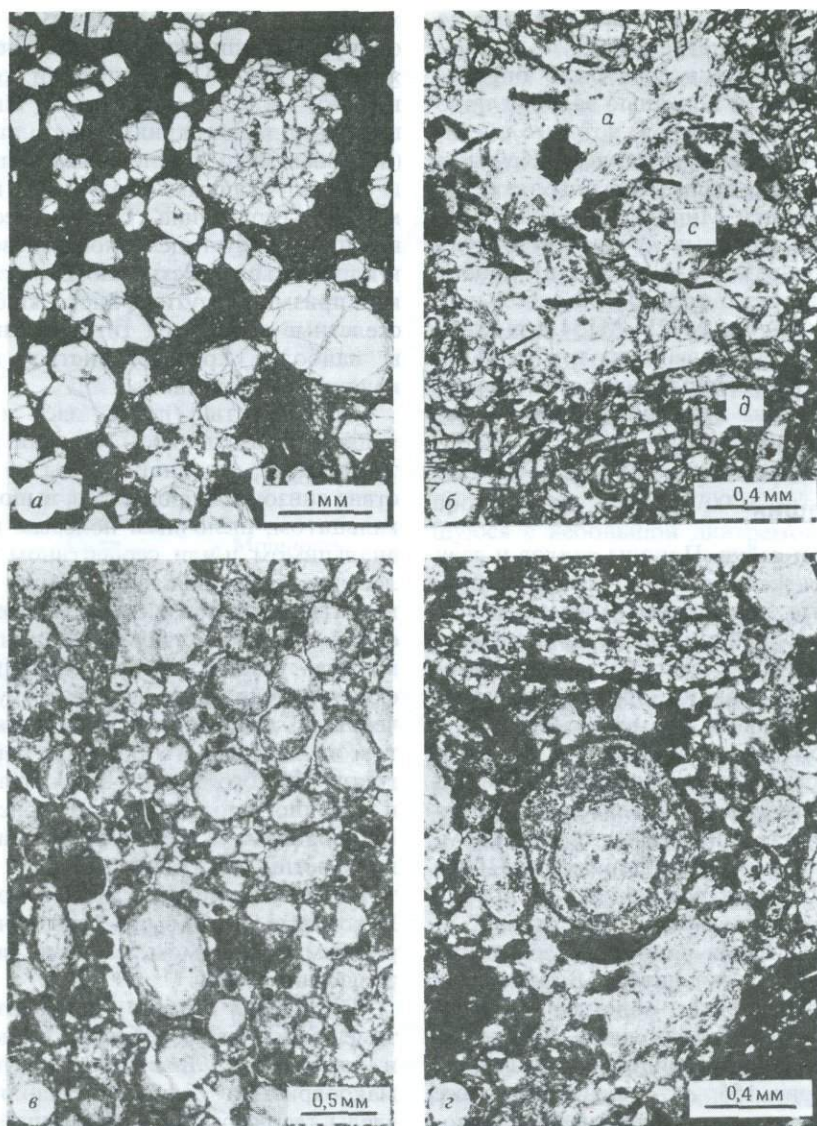


Рис. 156. Микрофотографии щелочных пикритов и туфов Вандаги. *а* – щелочной пикрит с фенокристаллами оливина и микроксенолитами дунита с гранулярной структурой, шлиф BMR 8321008; *б* – скопления анальцима (*а*) и слюды (*с*) в основной массе, содержащей рассеянные призмы диопсида (*д*), шлиф BMR 83212012; *в* – лапиллиевый туф с многочисленными мелкими лапиллями, обросшими измененным оливином, трубка M94B, скважина АСН10, глубина 92 м, шлиф GSWA 37921; *г* – сфероидальные лапилли с ядром в туфах Вандаги, шлиф BMR 83212037.

полевого шпата, анальцима, роговой обманки и тренд составов пироксенов (в направлении Ti-Al-салитов) и шпинелей (к бедным Mg титаномагнетитам). В отношении ассоциации оливина и Ti-Al-клинопироксена они напоминают меймечиты и пикритовые порфириды Якутии, но отличаются от меймечитов меньшим содержанием оливина, а по присутствию анальцима и полевого шпата отличаются как от меймечитов, так и от пикритовых порфиритов [122]. Поскольку наиболее характерная особенность этих пород — принадлежность к пикритам, самым подходящим названием для их обозначения следует считать «щелочные (анальцимовые) пикриты»¹.

Пирокластика. Пирокластические породы из диатрем Вандаги очень сильно изменены. Это — кластические или лапиллевые туфы, содержащие обломки размером 0,5–5 мм и реже более крупные обломки вмещающих пород размером до 5 см (рис. 156, в). Преобладают ювенильные обломки размерностью от грубого пепла до мелких лапиллей, но во всех исследованных образцах присутствуют обломки пород, обычно пиритизированных сланцев, алевролитов, кварцевых и полимиктовых песчаников. Среди других случайных обломков встречаются известняки, кварциты (метаморфические) и редкие гранитоиды (тоналиты).

Многие из ювенильных обломков имеют концентрическое строение (рис. 156, з), обычно с ядрами гипидиоморфного или идиоморфного оливина, превращенного в агрегат серпентина ± карбонат и окруженного тонкой коркой очень тонкозернистого (первоначально стекловатого?) магматического материала, который состоит главным образом из серпентина и карбоната с примесью гипидиоморфных и идиоморфных зерен размером 20–50 мкм, иногда до 100 мкм богатого Ti глино-

земистого хромшпинелида. Многие ювенильные обломки содержат бледноокрашенный флогопит, обычно в виде чешуек в основной массе длиной до 200 мкм; однако в большом количестве обломков флогопит наблюдается в виде микрофенокристов длиной до 0,5 мм, обнаруживающих постепенный переход к чешуйкам основной массы. Другие, не столь обычные ювенильные обломки содержат значительное количество призм раннего пироксена длиной до 200 мкм (в некоторых случаях образующих слабо выраженную флюидалную структуру), ныне замещенного амфиболом. Такие обломки наиболее часто встречаются в магматических породах даек и силлов.

Помимо обломков пород большинство туфов содержит значительное количество обломков кристаллов, обычно серпентинизированного оливина, а также макрокристы флогопита длиной до 6 мм. Флогопит обычно изменен и частично замещен ассоциацией зеленый хлорит ± пирит и слабо плеохроирует (Nr — нейтральный, Nm = Ng — бледно-коричневый); по окраске он сходен со слюдой основной массы. Многие из крупных зерен флогопита деформированы, обнаруживают волнистое погасание, изгибы спайности. Макрокристы флогопита иногда образуют ядра в некоторых концентрически-зональных лапиллях. В ряде туфов обычны также зерна кварца размером до 2 мм. Многие из них имеют неровные, извилистые границы, волнистое погасание и, вероятно, метаморфическое происхождение, но некоторые характеризуются аутигенными обрастаниями и, вероятно, происходят из вмещающих песчаников. Многие туфы содержат значительное количество мелких (менее 100 мкм) угловатых обломков кварца, которые, видимо, происходят из вмещающих алевролитов. Отмечаются редкие случаи образования сферических, обогащенных кварцем лапиллей диаметром до 3 мм. В туфах встречаются также более мелкие зерна полевого шпата (обычно микроклина), редкие зерна турмалина и еще более редкие зерна циркона.

¹ По мнению Дангина и др., эти породы следует относить к мончикитам, а в докладе на IV Международной конференции по кимберлитам Джейкс с соавторами относили их к «пикритовым мончикитам». — Прим. перев.

Туфы пересекаются прожилками кальцита и серпентина мощностью до 0,5 мм, а некоторые ювенильные обломки почти полностью замещены очень тонкозернистым шестоватым кальцитом. В одном образце редкие участки интерстициального материала в значительной части замещены кальцитом.

Несмотря на сильную измененность, туфы петрографически отличаются от магматических пород, особенно по присутствию в них флогопита в виде фенокристов, макрокристов и зерен основной массы, а также по редкой встречаемости пироксена в основной массе. Петрографически туфы напоминают слюдяные кимберлиты, однако очевидное отсутствие в них пироксена указывает на то, что они не столь сильно недосыщены кремнеземом, как кимберлиты.

Минералогия

Оливин. Фенокристы оливина в магматических породах даек и силлов имеют ядра, характеризующиеся постоянной магнезиальностью ($Mg_{90,2-91,1}$) с большой примесью Ni (0,36–0,45% NiO) и малой примесью Ca ($\leq 0,1\%$ CaO). Они обладают весьма слабой зональностью с оболочками, обогащенными Fe ($Mg_{86,8}$) и Ca (до 0,32% CaO) и обедненными Ni (до 0,16% NiO). В некоторых образцах, однако, наблюдается обратная зональность с более магнезиальными оболочками, по составу близкими к микрофенокристам оливина в породах. Их магнезиальность достигает значений $Mg_{91,9}$ и сопровождается обогащенностью Ni (0,47% NiO), а также аналогично другим оболочкам и зернам оливина в основной массе высоким содержанием CaO (0,17%). Представительные анализы оливинов приведены в табл. 69.

Клинопироксен. У клинопироксенов основной массы в щелочных пикритах широкий диапазон колебаний состава: от ядер диопсида с низкими содержаниями Ti (0,4–0,7% TiO₂), Al (1–2% Al₂O₃) и Na (0,2–0,3% Na₂O) и умеренной концентрацией Cr (до 1% Cr₂O₃) до оболочек,

сложенных богатым Ti и Al салитом (до 3% TiO₂, 8% Al₂O₃), с высоким содержанием Na (до 0,7% Na₂O) и незначительным количеством Cr (табл. 69). Розовато-коричневые вариолитовые пироксены в сегрегационных гнездах представлены еще более богатым Ti и Al салитом (до 5% TiO₂ и до 11% Al₂O₃). Эти пироксены по составу совершенно не похожи на пироксены, встречающиеся в основной массе кимберлитов [76], которые характеризуются очень низким содержанием Al, умеренно низкими содержаниями Ti и Na при незначительных вариациях в содержаниях Mg и Fe.

Шпинели. Шпинели в пикритовых дайках и силлах обладают значительными вариациями состава: они характеризуются сильным изоморфизмом Mg–Fe и Cr–Al–Ti–Fe³⁺ (табл. 70). Наиболее ранние шпинели, встречающиеся в виде гипидиоморфных и идиоморфных включений в оливине (обычно размером 15–40 мкм) и в ядрах крупных (до 250 мкм) зерен основной массы, по составу являются титанистыми магнезиальными хромитами (TMX)–титанистыми магнезиальными алюмохромитами (TMAX). Они содержат 50% и более Cr₂O₃ (до 60%), до 10% Al₂O₃ и около 1% TiO₂ при $Cr/(Cr + Al) \geq 0,75$; $Mg/(Mg + Fe) = 0,45-0,56$. Ядра TMAX и TMX обычно зональны и окружены более богатой Fe хромшпинелью–титанистым хромитом (TX) и, реже, титанистым алюмохромитом (TAX) с содержаниями Al и Cr, аналогичными таковым в TMAX и TMX, но со значительно более низким содержанием Mg ($< 10\%$ MgO) и значительно более высоким содержанием Fe; $Mg/(Mg + Fe) < 0,40$. TX и более редкие TAX образуют также гипидиоморфные и идиоморфные зерна размером 5–30 мкм в основной массе, где они аналогично зернам TMX и TMAX окружены оболочкой титанистого хромового магнетита (TXM) с $Cr_2O_3 < 20\%$ и титанистого магнетита (TM) с $Cr_2O_3 < 5\%$, содержащего до 19% TiO₂.

Шпинели в туфах также обладают широкими вариациями состава (табл. 70). TMAX, содержащие до 50% Cr₂O₃ и 16%

Таблица 69. Представительные анализы силикатов из пикритов Вандаги

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	% по массе									
SiO ₂	40,87	40,98	40,04	51,27	44,23	44,02	38,77	32,94	51,68	63,48
TiO ₂	—	—	—	0,83	3,28	3,61	5,25	5,45	н. о.	н. о.
Al ₂ O ₃	—	—	—	2,03	8,37	8,23	14,15	15,74	25,60	20,24
Cr ₂ O ₃	0,08	0,04	0,03	0,60	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
FeO*	8,89	9,58	11,71	4,56	8,22	8,47	11,53	13,53	0,0	0,87
NiO	0,37	0,38	0,15	0,08	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
MnO	0,15	0,10	0,20	0,11	0,18	0,28	0,15	0,24	н. о.	н. о.
MgO	50,10	49,71	47,50	16,28	11,75	11,37	12,29	15,14	н. о.	н. о.
CaO	0,09	0,08	0,28	23,85	23,35	23,39	11,86	н. о.	0,18	0,84
Na ₂ O	—	—	—	0,25	0,57	0,59	2,15	0,55	12,76	5,14
K ₂ O	—	—	—	0,00	0,00	0,00	1,18	8,30	0,04	8,87
Сумма	100,53	100,87	99,91	99,86	99,96	99,95	97,32	91,88	90,33	99,44
Mg**	90,2	90,2	87,9	86,4	71,8	70,5	65,5	66,6	—	—
	Отношение									
			Ca***	0,477	0,506	0,510			Ca****	0,041
			Mg***	0,452	0,354	0,345			Na****	0,449
			Fe***	0,071	0,139	0,144			K****	0,510

* Все железо в форме FeO, н. о. — не обнаружено при пороге чувствительности 0,02% по массе, за исключением Ni и Mn (0,04%).
 ** Mg = 100Mg/(Mg + Fe). *** Ca = Ca/(Ca + Mg + Fe); Fe/(Ca + Mg + Fe). **** Ca = Ca/(Ca + Na + K); Na = Na/(Ca + Na + K); K = K/(Ca + Na + K). 1-3-оливины: 1-макрокрист, 2-ядро фенокриста, 3-оболочка фенокриста, BMR 83212002B; 4-6-клиношпироксены; 4-ядро микрофенокриста диопсида, 5-оболочка Ti-Al-салита на микрофенокристе, 6-микролит Ti-Al-салита в основной массе, BMR 83212002B; 7, 8-керсутит основной массы, BMR 832121002B; 9-анальцит, выполняющий пору, BMR 83212002A; 10-санидин основной массы, BMR 83212001A.

Таблица 70. Представительные анализы шпинелей из основной массы пикритов и туфов Вандаги

	Пикриты				Туфы	
	1	2	3	4	5	6
% по массе						
SiO ₂	0,12	0,31	0,12	0,07	0,06	0,03
TiO ₂	1,08	17,73	17,38	3,10	13,63	10,43
Al ₂ O ₃	6,66	3,93	5,37	13,53	6,62	5,34
V ₂ O ₅	0,11	0,39	0,40	0,20	0,20	0,14
Cr ₂ O ₃	58,83	6,75	0,12	44,37	1,65	0,06
FeO*	21,33	65,38	70,15	25,33	63,85	68,26
NiO	0,14	0,06	0,04	0,19	0,13	0,04
MnO	0,27	0,83	0,94	0,13	0,45	0,59
MgO	11,13	1,68	1,63	12,78	9,71	9,91
CaO	0,08	0,27	0,23	н. о.	0,44	0,16
Сумма	99,73	97,32	96,36	99,71	96,74	94,96
Fe ₂ O ₃ *	5,15	22,86	28,72	8,93	38,58	47,47
FeO*	16,70	44,81	44,31	17,30	29,14	25,55
Сумма*	100,25	99,61	99,24	100,61	100,60	99,72
Отношение						
Mg**	0,543	0,063	0,061	0,568	0,373	0,409
Cr***	0,799	0,196	0,003	0,607	0,034	0,001
Al***	0,135	0,170	0,266	0,276	0,205	0,150
Fe ³⁺ ***	0,067	0,633	0,771	0,116	0,761	0,849

* Железо определялось в форме FeO и Fe₂O₃, рассчитанных по стехиометрии. н. о. – не обнаружено при пороге чувствительности < 0,02%. **Mg = Mg/(Mg + Fe²⁺). ***Cr = Cr/(Cr + Al + Fe³⁺); Al = Al/(Cr + Al + Fe³⁺); 1–3–шпинели из пикритов, BMR 83212002B; 1–титанистый магнезиальный алюмохромит, ядро, 2–титанистый хроммагнетит, оболочка, 3–глиноземистый магнетит, основная масса. 4–6–шпинели из «кимберлитовых» туфов, BMR 8421028; 4–титанистый магнезиальный алюмохромит, ядро, 5–титанистый магнезиальный магнетит, оболочка, 6–титанистый магнезиальный магнетит. Образцы: 1–3–пикрит BMR 83212002B; 4–6–«кимберлитовый» туф, трубка M97, BMR 8421028.

Al₂O₃ (1–3% TiO₂, 10–15% MgO, Mg/(Mg + Fe) = 0,45–0,55, Cr/(Cr + Al) = 0,60–0,76), присутствуют в виде изолированных включений в оливине, в виде ядер в более крупных (до 80 мкм) идиоморфных зернах основной массы, а также в качестве более редких ксеноморфных обломочных макрокристов (> 100 мкм). Ядра ТМАХ обычно зональны и окружены шпинелями, содержащими меньше Cr и Mg и больше Fe²⁺ и Fe³⁺, т.е. титанистыми алюмохромитами и титанистыми хроммагнетитами. Оболочки и небольшие зерна ТХМ содержат до 30% Cr₂O₃ и характеризуются повышенной концентрацией Ti (< 5% TiO₂; Mg/(Mg + Fe) > 0,2) и умеренным до высокого содержанием Al (5–8% Al₂O₃). Зерна ТХМ, как правило, окружены титанистым

магнетитом, в котором присутствует до 15% TiO₂ и обычно незначительное количество Al (Mg/(Mg + Fe) < 0,2; 4–5% Al₂O₃, < 1% Cr₂O₃).

По сравнению с магматическими пикритами шпинели основной массы в туфах более магнезиальные и более глиноземистые и не столь железистые. Шпинели основной массы в породах из трубок Вандаги сходны со шпинелями из кимберлитов, но отличаются большими вариациями отношения Fe/(Fe + Mg) по сравнению со шпинелями поздних стадий кристаллизации в кимберлитах, которые по составу приближаются к магнезиальному ульвошпинель-магнетиту [160, 247].

Слюда. Слюда в пикритах встречается только в составе основной массы, где она обычно представлена небольшими чешуй-

ками темно-коричневого, сильно плеохроирующего биотита, приуроченными к сегрегационным скоплениям или находящимся близ них. Составы слюд (табл. 69) характеризуются обогащенностью Ti (4,7% TiO₂) и Al (13–16% Al₂O₃) и отношением Mg/(Mg + Fe) в интервале 0,58–0,68. Все слюды имеют низкое содержание Cr, но в них присутствует значительная примесь Na (0,4–0,6% Na₂O).

В туфах флогопит встречается в виде макрокристов, фенокристов или микрофенокристов и в основной массе обломков. Всюду он имеет одинаковый состав, отличающийся от состава слюды из основной массы пикритов. Здесь он характеризуется высокой глиноземистостью (13–16% Al₂O₃) и умеренным содержанием титана (1–3% TiO₂) при обычно высокой магнезиальности (Mg/(Mg + Fe) = 0,84–0,87). Макрокристы слабо зональны: ядра их обогащены Mg, оболочки более железистые (вариации составляют около 1 мол.%). По сравнению с микрофенокристами и чешуйками основной массы они содержат больше Mg и Cr и обычно меньше Na ($\leq 0,2\%$ Cr₂O₃, $< 0,3\%$ Na₂O); первые характеризуются также меньшим количеством Cr и большим содержанием Na. Слюды такого состава типичны для кимберлитов [247].

Прочие минералы. Прочие минералы, присутствующие в основной массе магматических пород, представлены коричневым плеохроирующим керсутитом с Mg/(Mg + Fe²⁺) ≈ 65 ; 5% TiO₂, 12–14% Al₂O₃, апатитом (бедным Cl), щелочным полевым шпатом (Ab_{40–50} Or_{60–50}) и анальцимом (табл. 69).

Ксенокристы

В концентрате тяжелой фракции пикритовых пород Вандаги были встречены следующие минералы-макрокристы: хромит, диопсид, гранат, ильменит, оливин, слюда, рутил, циркон, магнетит, пирит, апатит, барит, турмалин, ставролит, андалузит, монацит и амфибол. Происхождение многих из них, включая часть

циркона, связано с метаморфическим фундаментом, но ряд зерен циркона характеризуется содержанием урана, типичным для кимберлитов [8].

Среди гранатов преобладают представители перидотитового типа парагенезиса, относящиеся к группам 1,9 и 11, по классификации Доусона и Стефенса [77]. Небольшая часть гранатов относится к группе 3, т.е. представляет эклогитовый тип парагенезиса. За редким исключением, гранаты Вандаги относятся к богатым CaO разностям и на диаграмме Герни [147] лежат в области составов, богатых CaO, в сторону от 85%-ной линии, разделяющей поля составов гранатов из включений в алмазах и гранатов из лерцолитов. Представительные анализы гранатов приведены в табл. 72.

Хромиты установлены в концентратах пород всех опробованных тел. Они содержат небольшое до умеренного количество Al (10–13% Al₂O₃) и высокое Cr(Cr/(Cr + Al) = 0,70–0,77) при сравнительно высокой величине отношения Mg/(Mg + Fe²⁺), которая обычно заключена в пределах от 0,53 до 0,60. Содержание титана довольно высокое (1,8–5,1% TiO₂). Оболочки, как правило, обеднены Cr₂O₃, Al₂O₃ и MgO и заметно обогащены TiO₂ и Fe₂O₃. По составу ядра макрокристов приближаются, а в некоторых случаях перекрывают состав наиболее крупных зерен шпинели в основной массе пород Вандаги. Магнетитовые оболочки макрокристов очень сходны по составу с титанистыми хроммагнетитами из оболочек на хромитах основной массы. Шпинели со столь высоким содержанием Ti не типичны для шпинелей-обломков мантийных перидотитов, но аналогичны по составу шпинелям из основной массы кимберлитов [159].

Макрокристы оливина в концентратах встречаются редко. Для них характерны постоянная высокая магнезиальность (Mg_{90–92}) и сходство с оливинами-ксенокристами, присутствующими в магматических породах даек и силлов. Они обладают низкими примесями Cr и Ca ($< 0,05\%$ CaO) и умеренным до высокого

Химизм

Щелочные пикриты, слагающие дайки и силлы Вандаги, характеризуются постоянной высокой магнезиальностью (табл. 73) с содержанием MgO от 21 до 28% и очень богаты нормативным оливином (40–50%). Они варьируют от слабонедосыщенных ($< 5\% Ne$) до едва насыщенных и содержат заметное количество нормативного диопсида (до 20%) и такое же количество нормативного полевого шпата. Содержания щелочей низкие ($Na_2O + K_2O < 2,5\%$), а отношение Na_2O/K_2O варьирует весьма сильно – от значений < 1 до 5. Большинство образцов содержит заметное количество CO_2 , отражающее присутствие в породах кальцита. Все пикриты содержат много Ni (850–1200 $млн^{-1}$) и Cr (1500–2200 $млн^{-1}$), но мало некогерентных элементов. Например, содержание Ba обычно около 600 $млн^{-1}$, рубидия обычно меньше 40 $млн^{-1}$, а Sr меньше 600 $млн^{-1}$. Содержания циркония и ниобия низкие (70–110 и 30–45 $млн^{-1}$ соответственно), а значения отношения Zr/Nb очень низкие. Щелочные пикриты Вандаги характеризуются также низкими содержаниями РЗЭ и невысокой степенью их фракционирования с величиной отношения La/Yb около 40. Пикриты обогащены легкими РЗЭ по сравнению с хондритами в 100–120 раз, а тяжелыми РЗЭ – в 3–4 раза. Эти величины близки к соответствующим значениям для кимберлитов и других сильно недосыщенных пород [106, 123].

Химическая характеристика туфов затруднена их обломочной природой и сильной измененностью. Анализы основной массы и ювенильных обломков на микрозонде (с использованием расфокусированного пучка лучей) показали, что их составы в целом, за исключением меньшей обогащенности MgO , близки к составам пикритов (см. также работу [8]). Это дает основание считать, что туфы Вандаги и

Таблица 73. Представительные анализы пород Вандаги

	1	2	3
	% по массе		
SiO_2	39,30	39,83	49,30
TiO_2	1,36	0,96	0,87
Al_2O_3	5,44	6,12	8,70
Fe_2O_3	4,97	5,34	4,15
FeO	5,36	4,67	3,89
MnO	0,19	0,15	0,07
MgO	23,22	27,51	16,10
CaO	10,33	2,13	1,30
Na_2O	0,87	0,71	1,43
K_2O	0,63	0,12	2,70
P_2O_5	0,27	0,25	0,23
H_2O^+	3,77	8,35	(6,30)
H_2O^-	0,93	2,16	4,05
CO_2	2,62	1,19	0,55
п. п. п.	0,77	0,59	0,35
Сумма	100,03	100,08	100,34
	млн ⁻¹		
Ba	566	323	680
Li	40	64	—
Rb	25	7	120
Sr	618	99	180
Pb	5	5	—
Th	5	5	—
U	1	1	—
Zr	101	84	200
Nb	44	34	55
Y	10	10	15
La	41	35	80
Ce	77	68	110
Nd	25	22	—
Sc	19	17	—
V	253	221	180
Cr	1918	1566	670
Ni	917	866	425
Cu	74	62	—
Zn	70	70	—
Ga	10	10	—
As	2	1,5	—
F	2100	1700	—

1 – пикрит из дайки, BMR 83212002B; 2 – пикрит из силлы M100B, BMR 83212015; 3 – «кимберлитовый» туф [8].

пикриты могут быть более близкими, чем это представляется на основании различий их минерального и химического составов.

Алмазы

Краткое содержание. Приводится краткое описание алмазов и минералов из включений в алмазах из трубок Аргайл и Эллендейл. Камни из трубок Аргайл характеризуются додекаэдрической формой, изъеденными гранями и преобладанием коричневой окраски. Содержание алмазов высокое (более 5 кар/т), но высоко также содержание технических алмазов. Сингенетические минералы включений относятся преимущественно к эклогитовой фации. Алмазы поля Эллендейл обладают типичной для них округлой додекаэдрической формой с четкими блестящими гранями и имеют желтый цвет. Содержание ювелирных камней высокое, но средняя алмазоносность ниже. Во включениях ультраосновные и эклогитовые парагенезисы сингенетических минералов присутствуют в равных количествах. Сопоставление алмазов из кимберлитов с алмазами из лампроитов выявило отсутствие различий между ними.

Важным стимулом возрастающего интереса к лампроитам и толчком к их современному исследованию явились открытия в них алмазов и поиски экономически важных месторождений, связанных с этими породами. Присутствие алмазов в породах, столь радикально отличающихся от «классических» кимберлитов Южной Африки и других регионов, создает много проблем в области объяснения генезиса алмазов и определения кристаллов из разных источников. Однако исследование алмазов из рудника Аргайл и из трубок района Эллендейл находится еще в начальной стадии, и в данной главе излагаются лишь предварительные сведения о морфологии, окраске и минеральных включениях в западноавстралийских алмазах.

Алмазы района Аргайл

Алмазы из лампроитов. Алмазы были обнаружены как в лампроитах трубки Ар-

гайл, так и в расположенных неподалеку дайках Лиссаделл-Роуд. Алмазы из этих источников очень сходны между собой.

В дайках Лиссаделл-Роуд алмазы содержатся в высоких концентрациях, возможно близких к содержаниям в трубке Аргайл. Дайки представляют собой небольшие прожилки и линзы незначительной протяженности по простиранию и мощности. Они обычно прослеживаются только на несколько метров и, таким образом, не имеют промышленного значения из-за малого объема лампроитов, которые могли бы быть подвергнуты отработке.

Среднее содержание алмазов в поверхностных горизонтах трубки Аргайл по всей площади ее выхода (50 га) — около 5 кар/т при средней их стоимости 6,5 долл. США за карат¹. Столь невысокая стоимость алмазов объясняется наличием среди них

¹ По данным за 1987 г. — 8,7 кар/т при средней стоимости 7,4 долл. США за карат. — Прим. перев.

большого количества технических камней (табл. 74). По площади отмечаются колебания в содержании алмазов: так, «непесчаные» туфы в северной части трубки содержат 1 кар/т алмазов [8]. Экономически важные содержания приурочены к южной части трубки, где установлены концентрации 6,8 кар/т (см. также гл. 1).

Таблица 74. Качество алмазов района Аргайл

	Аллювиальные	Из трубки Аргайл
Ювелирные, % по массе	10	5
Полу ювелирные, % по массе	35	40
Технические, % по массе	55	55
Сумма	100	100
Средняя цена за 1 кар в долл. США (оценка на 1982 г.)	11,00	6,50

Холл и Смит [163] описали морфологию алмазов из района Аргайл, отме-

тив при этом, что среди них преобладают камни неправильной формы; в меньших количествах присутствуют двойники и агрегатные сростки (рис. 157). Большинство камней являются сильно резорбированными додекаэдроидами или кристаллами комбинационной (октаэдр-додекаэдрической) формы. Кубы не встречены. Наиболее распространенная окраска алмазов – коричневая, менее 20% камней желтые или бесцветные (рис. 158). Зеленые и розовые алмазы встречаются очень редко, хотя розовые кристаллы из месторождения Аргайл могут стать специальным объектом торговли. Большинство алмазов сильно матировано и имеет каналы травления. Весьма обычны плоскостные гексагональные впадины на гранях кристаллов.

В алмазоносных перидотитах из «непесчаных» туфов были найдены алмазы в количестве нескольких каратов на тонну. Кристаллы алмазов невелики (меньше 0,4 мм), имеют коричневую окраску, неправильную форму, характеризуются отсутствием следов резорбции. Среди кристаллографических форм преобладают октаэдры, агрегаты и двойники. Все

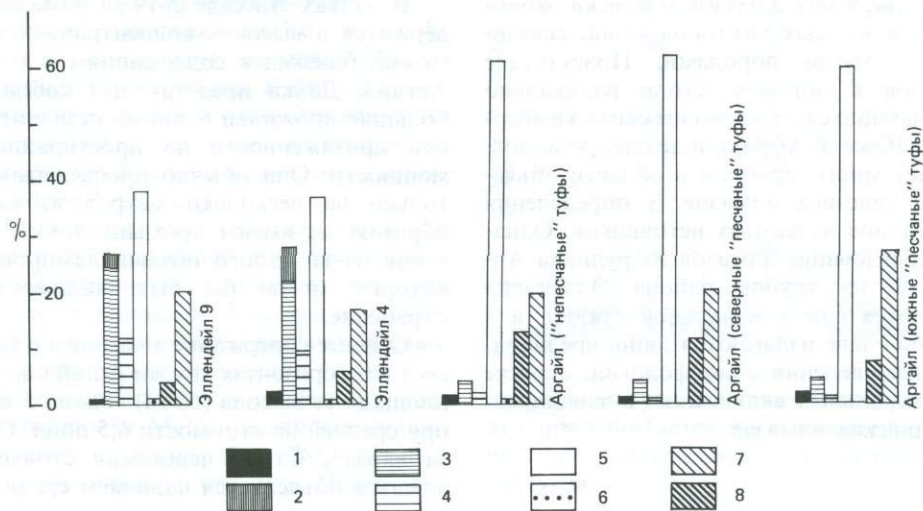


Рис. 157. Морфология алмазов из районов Аргайл и Эллендейл [163]. 1 – октаэдры; 2 – додекаэдроиды типа А; 3 – додекаэдроиды типа В; 4 – плоскогранные додекаэдры; 5 – обломки неправильной формы; 6 – тетраэдры; 7 – агрегаты; 8 – шпинелевые двойники.

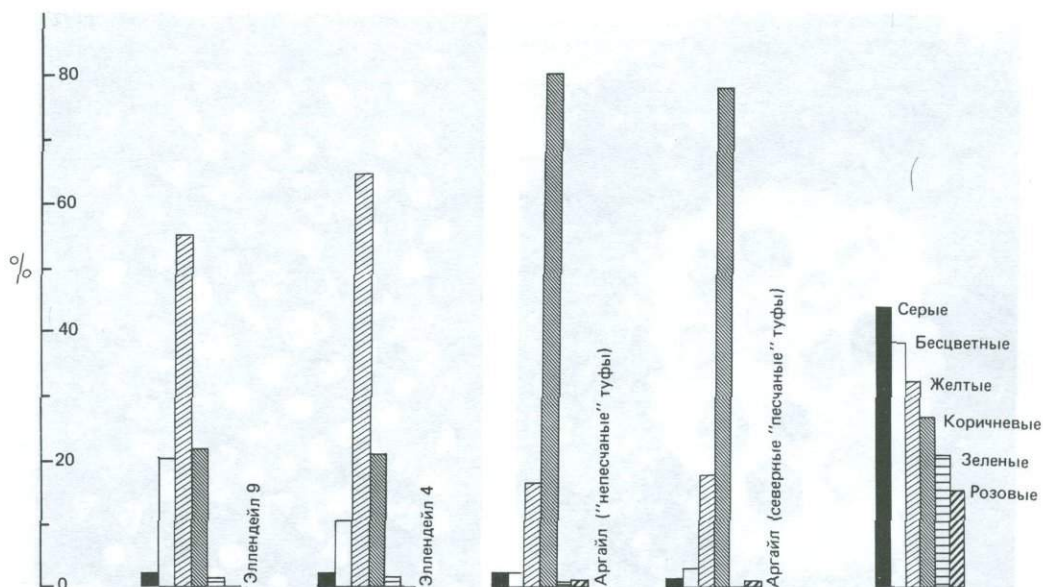


Рис. 158. Цвет алмазов из районов Аргайл и Эллендейл [163].

они сильно матированы и несут гексагональные ямки. Изредка аналогичные сильно матированные плоскогранные октаэдры встречаются в мелких классах концентрата лампроитов трубки Аргайл, в частности из «непесчаных» туфов.

Наиболее обычные минеральные включения в алмазах района Аргайл — пята графита. Перечень сингенетических минералов-включений, согласно данным Холла и Смита, приведен в табл. 75, а представительные анализы — в табл. 76–79. Почти все они являются представителями эклогитового типа парагенезиса; преобладают альмандин-пироповые гранаты с высоким содержанием Na_2O (до 0,52%). Ассоциирующиеся с ними диопсид-омфацинты содержат до 1,07% K_2O . Встречаются также кианит, реже рутил и коэзит. Были найдены включения в алмазах калиевого полевого шпата, но трудно сказать, являются они сингенетическими или (что более вероятно) эпигенетическими.

Алмазы из аллювиальных отложений. Вследствие эрозии трубки Аргайл вынесенные из нее алмазы образовали ближние аллювиальные россыпи Смоук-Крик и

Лаймстоун-Крик. В россыпи Смоук-Крик алмазы обнаружены в гравийных отложениях как современных русла и поймы, так и более высоких террас. По реке Лаймстоун-Крик россыпь также представлена как русловыми, так и более древними, покрытыми коркой аллювиальными конусами [238, 9].

Аллювиальные россыпи в обеих долинах образовались в результате кратковременных катастрофических наводнений и не были обогащены в процессе последующей переработки и химического выветривания, что характерно для многих тропических аллювиальных россыпей, как, например, россыпей Бирим в Гане [164] или россыпей в Сьерра-Леоне [337]. Вследствие этого содержания алмазов в россыпях примерно такие же, как в трубке; от 3,0 до 4,6 кар/т (в лампроитах Аргайл среднее содержание равно 5 кар/т) (см. также табл. 4 в гл. 1). Качество алмазов в аллювиальных отложениях несколько выше, чем в трубке, вследствие разрушения наиболее трещиноватых и других низкосортных кристаллов в процессе переноса и истирания при транспортировке. Средняя стоимость россыпных алма-

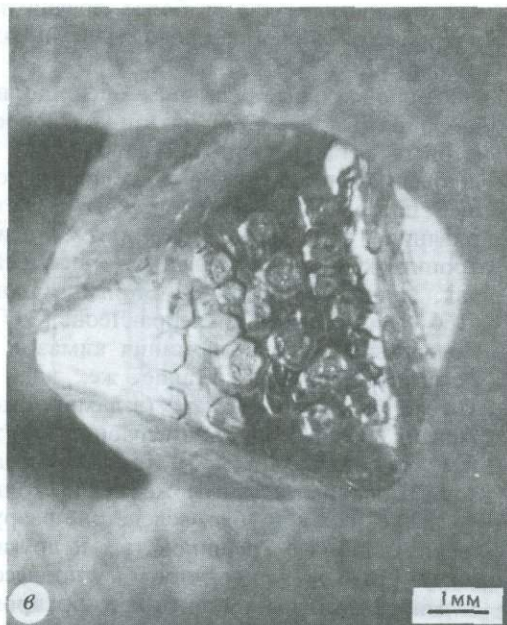
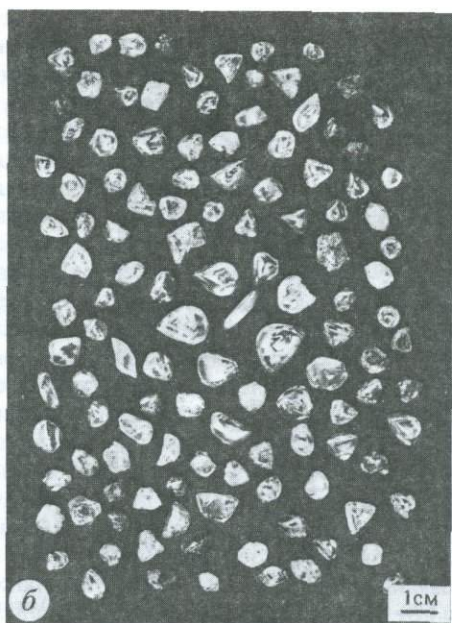
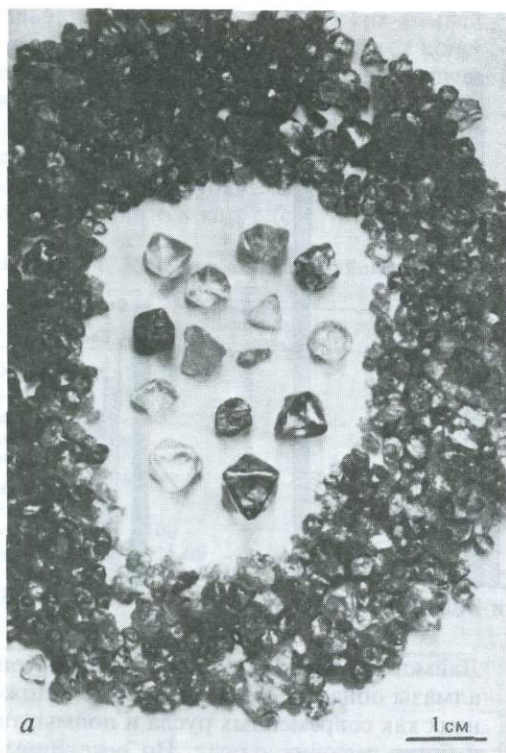


Таблица 75. Сингенетические минеральные включения в алмазах из лампроитов трубки АК1 (Аргайл) [163]. Цифрами указано количество включений

Геологическая приурочен- ность алмазов	Номер	Ультраоснов- ной тип		Эклогитовый тип	
		Оливин	Клинопи- роксен	Грават	Кианит
«Непесча- ный» туф Аллювий	A1	—	—	1	—
	A2	—	—	2	—
	A3	—	1	1	—
	A4	—	—	1	P
	A5	—	—	1	—
	A6	—	—	4	—
	A7	—	—	1	—
	A8	—	—	1	—
«Непесча- ный» туф Южный «песчаный» туф	A9	—	—	4	—
То же	A10	—	—	11	—
«Непесча- ный» туф	A12	1	1	2	—
То же	A13	—	—	4	—
«Непесча- ный» туф	A14	—	—	2	2
То же	A15	—	—	—	—

Таблица 76. Представительные анализы оливинов, включенных в алмазы из лампроитов Западной Австралии [163]

	Эллендейл 4		Эллендейл 9	Аргайл (АК1)	
	E1214	E1413	E9111	A1211	A15
	% по массе				
SiO ₂	40,06	40,19	40,47	40,38	40,63
FeO	9,02	7,47	7,22	9,08	6,98
MgO	50,92	52,34	52,31	50,54	52,39
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,77

зов в 1980 г. была определена в 11 долл. США за 1 кар, а для алмазов из трубки — 6,5 долл. США за 1 кар (табл. 74).

Рис. 159. Фотографии алмазов из районов Аргайл и Эллендейл. *a* — представительная группа алмазов Аргайл с несколькими выбранными крупными камнями в центре; *b* — выборка типичных алмазов крупнее 1 кар из трубки Эллендейл 9; *в* — октаэдр крупнее 1,5 кар с характерными гексагональными ямками, Аргайл; *г* — типичные додекаэдровиды с блестящими гранями из района Эллендейл.

Вниз по течению от трубки Аргайл степень алмазоносности аллювия постепенно уменьшается из-за разубоживания неалмазоносными отложениями притоков. В нижней части долин Смоук-Крик и Лаймстоун-Крик она ниже 1 кар/т (см. табл. 8 в гл. 1).

Ниже впадения рек Смоук-Крик и Лаймстоун-Крик в озеро Аргайл в галечниках реки Орд-Ривер отмечены единичные находки алмазов вплоть до плотины Аргайл и ущелья Баттонс-Гэп, находящихся в 80 и 150 км от трубки Аргайл

Таблица 77. Представительные анализы пироксенов, включенных в алмазы из лампроитов Западной Австралии [163]

	Эллендейл 4		Эллендейл 9		Аргайл (AK1)	
	Клинопироксен E1111	Клинопироксен E1414	Ортопироксен E1418	Клинопироксен E9111	Клинопироксен A1214	Клинопироксен A1316
	% по массе					
SiO ₂	55,48	55,72	55,85	54,35	55,86	55,91
TiO ₂	0,34	0,15	н. о.	0,55	0,55	0,47
Al ₂ O ₃	3,86	0,44	0,39	13,52	12,86	12,64
Cr ₂ O ₃	н. о.	1,05	н. о.	0,08	н. о.	н. о.
FeO	6,27	2,15	4,37	1,82	4,54	2,45
NiO	н. о.	н. о.	н. о.	0,04	н. о.	н. о.
MnO	н. о.	н. о.	н. о.	0,03	н. о.	н. о.
MgO	15,17	18,97	36,96	8,77	6,90	8,56
CaO	16,67	20,26	0,35	13,50	10,63	12,29
K ₂ O	0,14	н. о.	0,77	0,88	0,88	1,07
Na ₂ O	2,07	1,26	0,08	4,92	7,78	6,60
Сумма	100,00	100,00	100,00	98,35	100,00	100,00

н. о. – ниже уровня чувствительности. A1214 – спектрометрический анализ А. Бенна; E1111, E1414, E1418 – спектрометрический анализ А. Бенна, за исключением Na₂O и Al₂O₃, определенных на микрозонде; E9111 – микрозондовый анализ А. Л. Джейкса.

Таблица 78. Представительные анализы гранатов, включенных в алмазы из лампроитов

	Эллендейл 4			Эллендейл 9			
	E211	E311	E1312	E9118	E1011	A611	A811
P ₂ O ₅	0,01	0,04	0,02	0,12	0,02	0,13	0,20
SiO ₂	40,50	40,80	42,18	40,90	39,63	40,04	40,76
TiO ₂	0,24	0,29	0,04	0,54	0,47	0,89	0,43
Al ₂ O ₃	23,50	23,71	18,42	23,35	22,86	22,24	22,88
V ₂ O ₃	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
Cr ₂ O ₃	н. о.	н. о.	6,84	0,09	н. о.	н. о.	0,06
FeO	14,22	11,86	5,36	9,05	15,71	16,67	9,60
MnO	н. о.	н. о.	н. о.	0,18	н. о.	н. о.	0,19
MgO	15,25	15,03	24,32	12,89	8,76	13,32	12,10
CaO	6,19	8,12	2,76	13,09	12,40	6,49	13,20
Na ₂ O	0,08	0,14	0,06	0,18	0,14	0,23	0,30
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,38	100,00	100,00	99,74

н. о. – ниже уровня чувствительности. Все анализы, за исключением E9118 и A811, спектрометри А. Бенном. Анализы E9118 и A811 выполнены на микрозонде А. Л. Джейксом.

соответственно (табл. 7). Эти алмазы морфологически отличаются от алмазов трубки Аргайл, возможно, вследствие примеси алмазов из даек Лисаделл-Роуд, которые размываются системой притоков реки Орд-Ривер.

Алмазы района Западного Кимберли

В лампроитовой провинции Западного Кимберли алмазы распространены широко. Они найдены в 30 лампроитовых телах

Таблица 79. Представительные анализы хромита, кианита и рутила, включенных в алмазы из лампроитов Западной Австралии [163]

	Эллендейл 4		Аргайл (AK1)		Эллендейл 9	
	Хромит, E15	Кианит, A1318	Кианит, A1318	Рутил, E919	Хромит, E15	Кианит, A1318
	% по массе					
SiO ₂	н. о.	36,84	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
TiO ₂	0,31	н. о.	н. о.	99,00	н. о.	н. о.
Al ₂ O ₃	8,13	63,16	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
Cr ₂ O ₃	61,01	н. о.	н. о.	0,65	н. о.	н. о.
Fe ₂ O ₃	4,98	—	—	—	—	—
FeO	10,43	н. о.	н. о.	0,35	н. о.	н. о.
MnO	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
MgO	15,13	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

н. о. – ниже уровня чувствительности. Спектрометрический анализ. Содержание Fe₂O₃ определены по стехиометрии. Аналитик А. Бенн.

Западной Австралии [163]

Аргайл (AK1)			
A9	A1216	A1314	A1411
0,08	0,32	0,07	0,24
41,10	39,51	40,43	40,64
0,11	0,94	0,79	0,78
23,50	21,77	22,66	21,63
н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
9,12	17,61	12,10	14,25
н. о.	н. о.	н. о.	н. о.
11,98	7,63	11,88	13,56
13,87	11,82	11,60	8,38
0,23	0,25	0,48	0,52
100,00	100,00	100,00	100,00

ческие; P₂O₅, TiO₂ и Na₂O определены на микрозонде

поля Эллендейл (рис. 6) и в 15 других телах провинции (табл. 2). Случайные находки алмазов отмечены в прилегающих речных системах. Все эти алмазы, по данным компании Transoil/Exoil, имеют сходные свойства (за исключением кри-

сталлов из реки Леннард) и описаны ниже совместно.

Алмазы из лампроитов. Лампроитовые тела, из которых были получены алмазы, перечислены на рис. 6 и в табл. 2. Почти во всех случаях из очень крупнообъемных проб лампроитов в процессе разведочных работ были извлечены лишь единичные кристаллы (за исключением мелких, менее 1 мм алмазов, попавших из алмазных буровых коронок). Только в районе Эллендейл содержания алмазов достигали экономически значимого уровня [8, 163]. Трубки Эллендейл 4, 7, 9 и 11 сложены разновидностями туфов и лапиллиевых туфов, содержащими алмазы в количестве 0,01 кар/т и больше. Наиболее высокоалмазоносные туфы из трубок Эллендейл 4 и Эллендейл 9 характеризуются концентрациями 0,14 и 0,05 кар/т соответственно. Однако, несмотря на то что стоимость этих алмазов была определена почти в 100 долл. США за 1 кар, трубки района Эллендейл сейчас не имеют экономического значения. Наиболее высокоалмазоносные лампроиты обогащены оливином и обеднены лейцитом (рис. 2); они слагают наиболее крупные трубки. В каждой алмазоносной трубке ранние пирокластические породы более алмазоносны, чем продукты поздних магматических фаз.

Алмазы из западноавстралийских лампроитов имеют типоморфные морфологические признаки [163]. Крупные камни обычно представлены желтыми резорбированными округлыми додекаэдроидами, а также сильно блестящими гладкогранными формами (рис. 159). При увеличении размеров у додекаэдроидов наблюдается тенденция к более сильному искривлению вдоль длинных осей вплоть до приобретения ими облика октаэдроидов, хотя в действительности октаэдрические грани на них отсутствуют. Среди кристаллов класса менее 1 мм преобладающей формой являются плоскогранные грубо-слоистые нерезорбированные октаэдры с матированными гранями, обычно бесцветные или бледно-коричневые.

Из почти 100 000 алмазов, извлечен-

Таблица 80. Сингенетичные минеральные включения в алмазах из оливиновых лампроитов района Эллендейл [163]

Номер алмаза	Ультраосновной тип					Эклогитовый тип			
	Оливин	Клинопироксен	Ортопироксен	Гранат	Хромит	Клинопироксен	Гранат	Рутил	Коэзит
Трубка Эллендейл 4									
E1	—	—	—	—	—	—	2	—	—
E2	—	—	—	—	—	—	1	—	—
E3	—	—	—	—	—	—	5	—	—
E7	2	—	—	—	—	—	—	—	—
E11	—	—	—	—	—	4	—	—	—
E12	4	—	—	—	—	—	—	—	—
E13	—	—	—	2	—	—	—	—	—
E14	7	3	1	—	—	—	—	—	—
Трубка Эллендейл 9									
E4	4	—	—	—	—	—	—	—	—
E5	1	—	—	—	—	—	—	—	—
E6	1	—	—	—	—	—	—	—	—
E9	—	—	—	—	—	3	31	4	3
E10	—	—	—	—	—	—	1	—	—
E15	—	—	—	—	1	—	—	—	—

ных из лампроитов района Эллендейл в процессе разведочных работ, только 3 кристалла превышали по весу 6 кар; самый крупный (из трубки Эллендейл 9) весил 6,47 кар.

Холл и Смит [163] сообщают о выделении сингенетичных минералов-включений из алмазов трубок Эллендейл 4 и 9 (табл. 80). В табл. 80 в соответствии с классификацией Мейера и Бойда [243, 244] включения разделены на ультраосновной и эклогитовый типы. Согласно Холлу и Смигу, два типа включений присутствуют в указанных трубках приблизительно в равных количествах. Результаты анализов минералов-включений приведены в табл. 76–79. Включения ультраосновного типа представлены главным образом оливином (Fo_{91-93}); присутствуют также диопсид, энстатит и высокохромистый низкокальциевый гранат (группа 10 гранатов, по классификации Доусона и Стефенса [77]). Альмандинпироповые гранаты характерны для эклогитового типа и ассоциируются с омфацином, рутилом и коэзитом.

Алмазы из аллювиальных отложений. Водотоки, дренирующие известные алмазоносные лампроитовые тела, несут только случайные алмазы. За исключением участков, непосредственно примыкающих к трубкам, такие камни встречаются редко. Они были отмечены в долине Пиджен-Крик, ниже трубок Биг-Спринг, в небольшой долине, эродировавшей трубку Эллендейл 4, и в потоках к северу от горы Маунт-Перси. Все аллювиальные алмазы (за исключением найденных по реке Леннард, которые описаны ниже) обладают такими же характерными особенностями, как и алмазы из лампроитов Западного Кимберли. Камни такого сорта не были отмечены в отложениях реки Леннард, а по реке Фицрой вообще не было найдено алмазов. Отсутствие аллювиальных алмазных россыпей несомненно связано с незначительной эрозией лампроитов Западного Кимберли, сохранностью их кратерных фаций. Лампроиты были внедрены в синклинальные зоны, наименее подверженные процессам эрозии.

Как предполагает Гоулд [135], в синк-

линальных районах эрозия трубок и поступление из них алмазов в россыпи происходят в незначительной степени, поэтому аллювиальные алмазы в таких районах связаны с удаленными, более сильно эродированными антиклинальными зонами. Именно такого рода алмазы, описанные сотрудниками фирмы Transoil/Exoil, вероятно, встречаются по реке Леннард. Здесь из пробы аллювиальных галечников весом около 1 т было извлечено 9 алмазов общим весом 1,65 кар. Хейнс [172] отметил, что два из них представляют собой комбинационные кубооктаэдры, а еще два являются октаэдрами. Преобладающей формой этих алмазов является октаэдр, и все они (за исключением одного дымчатого кристалла) либо бесцветные, либо белые [2]. Среди алмазов из лампроитов района Эллендейл не было встречено ни одного куба или комбинационного кристалла с гранями куба. В том же классе камней, что и найденные фирмой Transoil/Exoil (средний вес 0,18 кар), менее 1% лампроитовых алмазов составляют октаэдры. 50–70% всех алмазов из лампроитов Эллендейл имеют желтую окраску и только 10–16% бесцветные или белые. В то же время ни один из 9 алмазов Transoil/Exoil не окрашен в желтый цвет. Эти данные подтверждают заключение Хейнса [172], что камни из отложений реки Леннард не связаны с близрасположенными первоисточниками.

Алмазы плато Кимберли

Архивы миссии бенедиктинцев в Калумбуру (близ побережья Северного Кимберли) содержат запись о находках алмазов близ хребта Принс-Фредерик, а также недалеко от горы Ханн в Западном Кимберли. Последние попытки компании Ashton и других подтвердить находки алмазов в районе хребта Принс-Фредерик были неудачными. Тем не менее в 1973 г. в Северном Кимберли алмазы были найдены в долине Птеропус-Крик компанией Kalumburu, а впоследствии и по реке Кинг-Джордж.

В 1976 г. компания Ashton из пробы

аллювиальных галечников объемом 22 м³, отобранной в долине реки Кинг-Джордж, извлекла 242 алмаза общим весом 11,08 кар. Проба была названа Мореллис-Фокс в честь доктора Бруно Морелли, директора компании Sibeca, который постоянно подбадривал сотрудников французской пословицей: «Если ты схватил лису за хвост, не давай ей убежать!». Однако нору этой лисицы еще надо найти: поисковые работы многих компаний в конце 70-х и в 80-е годы показали, что редкие находки аналогичных алмазов распространены широко, по всей северо-восточной и центральной части плато Кимберли, и проба Мореллис-Фокс зафиксировала лишь хорошую аллювиальную ловушку, в которой сконцентрировалось много алмазов. Местоположение их коренного источника еще предстоит установить.

Алмазы плато Кимберли имеют много общих особенностей. Они в большинстве своем небольшие, меньше 1 кар (средний вес кристаллов в пробе Мореллис-Фокс около 0,05 кар), преимущественно бесцветные или светло-коричневые, часто несут зеленые или бурые пятна пигментации, имеют меньше кристаллических включений и лучшее качество по сравнению с алмазами района Аргайл. Среди них преобладают кристаллы неправильной формы, но нередко встречаются камни с хорошими кристаллографическими очертаниями. Октаэдры, додекаэдровиды и двойники присутствуют в приблизительно равных количествах. Грани октаэдров характеризуются грубослойной скульптурой и слабо или вовсе не матированы, у додекаэдровидов часто наблюдается грубый ямчато-бугорчатый рельеф. В небольшом количестве присутствуют алмазы «типа Аргайл» — округлые коричневые матированные додекаэдровиды с гексагональными впадинами. Встречаются также кубические кристаллы, не отмечавшиеся ни в Западном Кимберли (за исключением находок Transoil/Exoil по реке Леннард), ни в районе Аргайл.

Такое разнообразие алмазов на плато Кимберли, вероятно, объясняется их

происхождением из нескольких различных источников. Кристаллы в долине Птеропус-Крик, скорее всего, происходят из трубки Птеропус, в брекчиях которой был найден один алмаз, но некоторые алмазы плато Кимберли (как, например, сходные с алмазами района Аргайл) могли быть принесены издалека.

Алмазы района Наллагайн

В районе Наллагайн алмазы были найдены случайно в конце прошлого века при добыче золота из аллювиальной россыпи [145, 318]. Возобновившиеся в последние 20 лет поисковые работы, проводившиеся главным образом д-ром Дж. Джеппом, а также компанией CRAE, показали, что источником многих алмазов являются третичные конгломераты [49]; остальные алмазы происходят из расположенных вблизи более молодых аллювиальных отложений. Никакие коренные кимберлитовые или лампроитовые источники этих камней не известны.

Хотя сейчас трудно дать надежное заключение о количестве алмазов, найденных в районе Наллагайн, их общее число едва ли превышает несколько сотен. Крупнейший из известных весил 3,5 кар, но средний вес алмазов, вероятно, 0,2 кар или даже меньше.

Морфологическое исследование небольшого количества камней из аллювиальных отложений района Наллагайн, выполненное д-ром Дж. Джеппе, показало, что большинство из них обладает хорошими формами и примерно поровну представлено оаэдрами, додекаэдроидами, агрегатами и двойниками. Окраска алмазов бледно-коричневая или зеленая. Обычны зеленые или бурые пятна пигментации. Считается, что зеленые пятна обусловлены воздействием на алмазы γ -излучения в условиях нахождения в аллювии или в коре выветривания кимберлитов, а бурые пятна были экспериментально получены из зеленых при нагревании алмазов до 500° С [346]. Следовательно, алмазы района Наллагайн подтвердились нагреванию в посткимбер-

литовую стадию своей истории, возможно, в условиях низких ступеней метаморфизма осадочных пород, в которых они были сконцентрированы после размыва кимберлитов. Такое заключение подразумевает, что первичный кимберлитовый источник этих алмазов может быть датирован протерозойским или еще более ранним возрастом, поскольку метаморфизм в палеозойских или более молодых породах кратона Пилбара и близлежащих регионов не проявлен.

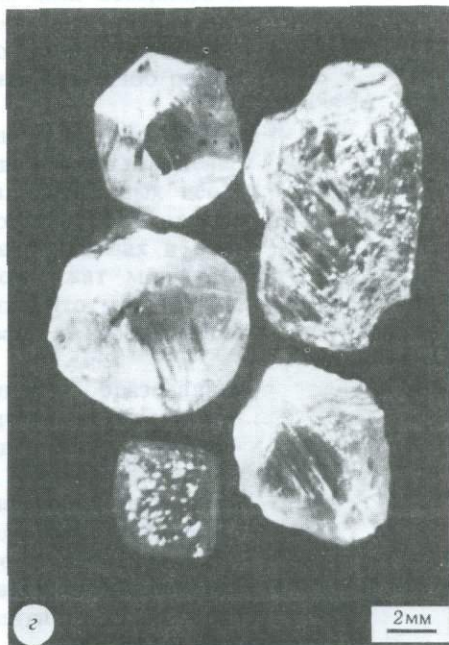
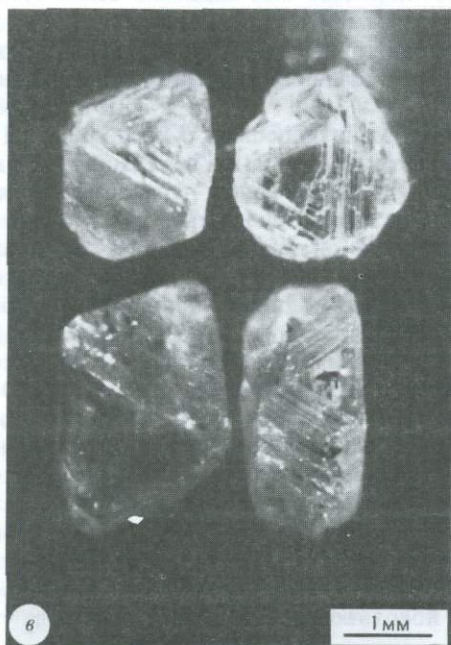
Алмазы района Вандаги

На ранней стадии поискового опробования в районе трубок Вандаги было найдено три мелких алмаза: один из буровой скважины на трубке M154, второй из элювиального суглинка на трубке M142 и третий из бороздовой пробы трубки M92B [8]. Дальнейшее валовое опробование трубок Вандаги не выявило в них наличия макроскопических алмазов.

Сравнение лампроитовых и кимберлитовых алмазов

Холл и Смит [163] сравнили свойства алмазов из лампроитов Западной Австралии и из кимберлитов других регионов мира. Оказалось, что ни одна их морфологических разновидностей алмазов не является типоморфной для лампроитов. Точно так же все скульптуры граней кристаллов лампроитовых алмазов известны для алмазов из кимберлитов. Минеральные включения, найденные в лампроитовых алмазах, попадают в те же две группы ассоциаций — ультраосновную и эклогитовую, которые характерны для мине-

Рис. 160. Фотографии алмазов из пробы Мореллис-Фокс на реке Кинг-Джордж. *a* — типичные алмазы из аллювия реки Кинг-Джордж; *b* — округлые резорбированные алмазы с гексагональными ямками травления, похожие на алмазы района Аргайл; *в* — плоскогранные октаэдры с ламинарной скульптурой граней; *г* — четыре додекаэдрических кристалла с ямчато-бугорчатым рельефом и один кубический кристалл.



ралов-включений в алмазах из кимберлитов [243, 244]. В алмазах из лампроитов не было обнаружено ни одного минерального включения, которое не было бы известно в кимберлитовых алмазах.

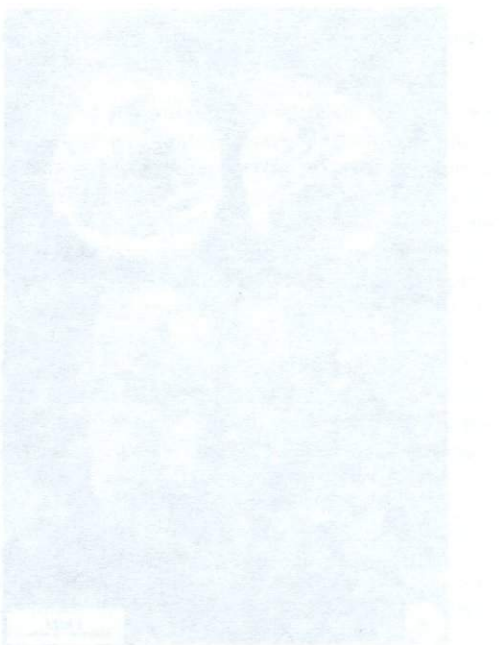
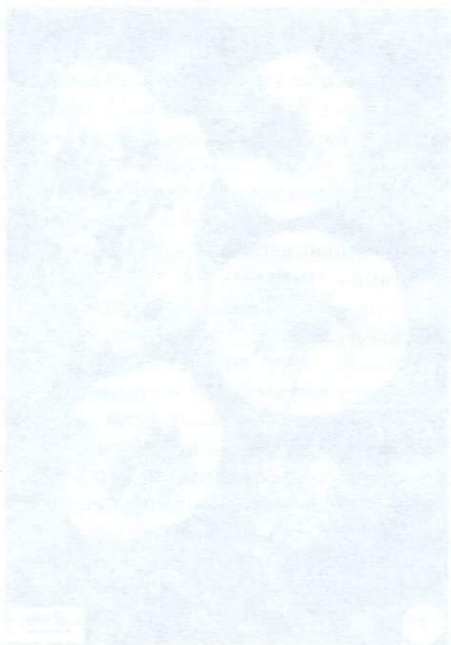
Анализ изотопного состава углерода, выполненный Дж. В. Смитом для западноавстралийских алмазов, дал значения $\delta^{13}\text{C}$, также характерные для кимберлитовых алмазов (табл. 81).

Современные представления о том, что алмазы в кимберлитах являются ксенокристаллами [149, 242], согласуются с выводами Холла и Смита [163], согласно которым западноавстралийские лам-

Таблица 81. Изотопный состав углерода алмазов из лампроитов Западной Австралии [163]

Источник	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}, \text{‰}$
Трубка Аргайл (AK1)	-11,1
	-7,8
	-7,5
Трубка Эллендейл 9	-2,8
	-5,7
	-3,5

проиты служили лишь переносчиками к поверхности кристаллов алмаза, образовавшихся в верхней мантии.



Петрогенез

Краткое содержание. Выявленные различия и признаки сходства между кимберлитовыми и лампроитовыми породами Западной Австралии привели к пересмотру их петрогенеза. В отличие от кимберлитовых трубок лампроитовые жерла заполнены стекловатыми и пузырчатыми пирокластическими породами, а в зоне кратера присутствуют магматические породы. Лампроиты содержат не типичные для кимберлитов минеральные фазы, в частности лейцит, калиевый рихтерит, прайдерит, вэйдит. Широкие вариации составов лампроитовых пород являются результатом фракционирования при низких давлениях и сепарации оливина, хромовой шпинели, диопсида, флогопита и перовскита. Кроме того, существовала, видимо, не одна родоначальная магма. Кристаллизация при высоких давлениях более очевидна для кимберлитовых даек Северного и Восточного Кимберли; на это указывает обычное присутствие макрокристов пикроильменита, титанового пироба, пироксена, шпинели и циркона. В лампроитах эти минералы либо редки, либо отсутствуют.

В лампроитах и кимберлитовых трубках Западной Австралии мантийные ксенолиты встречаются редко и часто изменены. Они представлены включениями дунитов, гранатовых перидотитов, гранатовых лерцолитов и гарцбургитов. Эклогитовые включения не обнаружены, но включения в алмазах и концентраты минералов тяжелой фракции содержат минералы эклогитовой фации. Авторы делают вывод, что мантия под районом Кимберли расслоена, деплетирована и, вероятно, содержит некоторое количество эклогитов.

Считается, что лампроиты, как и кимберлиты, образовались в результате частичного плавления ограниченного объема материала глубоко в мантии. Однако лампроиты Западного Кимберли, подобно слюдистым кимберлитам, вынесены из источника, в котором длительное время происходило увеличение отношений Rb/Sr и Nd/Sm. Плавление имело место в условиях высоких содержаний H_2O , HF и низкого содержания CO_2 , вероятно, в обогащенной флогопитом, подвергшейся метасоматозу гарцбургитовой или лерцолитовой мантии.

Кимберлитовые и лампроитовые породы, описанные в данной работе, хотя и сходны с обширной группой щелочных ультрабазитов, или «кимберлитами» в широком понимании этого термина, и могут рассматриваться в качестве членов

«кимберлитового клана» в понимании Доусона [73], обнаруживают ряд существенных, а в некоторых случаях принципиальных отличий от «классических» кимберлитов. Возраст, структурное положение и петрологический характер различных тел в четырех провинциях сильно различаются (см. гл. 2). Позднепротерозойские (800 млн. лет) тела Северного Кимберли во многих отношениях напоминают классические кимберлиты и расположены у окраины блока Кимберли. Провинция Восточного Кимберли включает кимберлитовые и лампроитовые дайки как позднепротерозойского возраста (800 млн. лет) в западной и центральной частях подвижной зоны Холлс-Крик, так и более древние среднепротерозойские (1150 млн. лет) лампроиты трубки Аргайл и даек Лиссадел-Роуд в восточной части подвижной зоны. Лейцитовые и оливиновые лампроиты Западного Кимберли имеют миоценовый возраст (20 млн. лет) и приурочены к подвижной зоне Кинг-Леополд и фанерозойскому прогибу Фицрой. Щелочные пикриты Вандаги и ассоциирующиеся с ними «кимберлитовые» трубки имеют среднеюрский возраст (160 млн. лет) и прорывают фанерозойские осадки бассейна Карнарвон. Внутри каждой из этих провинций размещение отдельных тел четко контролируется структурными элементами ([8]; см. также гл. 2), особенно древними активизированными разломами.

Установлено по крайней мере четыре главных периода щелочного ультраосновного вулканизма: среднепротерозойский (лампроиты), позднепротерозойский (кимберлиты, лампроиты), юрский (щелочные пикриты и «кимберлиты») и миоценовый (лампроиты). Особенно интересно неоднократное повторение в регионе Кимберли лампроитового магматизма, проявлявшегося на протяжении около 1100 млн. лет.

На основании данных прежних исследований Аткинсон и др. [8] и Джейкс и др. [195, 196] показали, что продукты лампроитового магматизма региона Кимберли в Западной Австралии отли-

чаются рядом минералогических, петрологических и геохимических особенностей от классических кимберлитов Южной Африки. Аткинсон и др. [8] отметили также, что кимберлитовые породы Вандаги отличаются от кимберлитов как Северного, так и Восточного Кимберли. Различия между всеми кимберлитовыми и лампроитовыми породами Западной Австралии ныне рассматриваются в свете новых данных о их петрогенезе.

Взаимоотношения между кимберлитовыми и лампроитовыми породами Западной Австралии

Петрологические и минералогические различия. Детальное бурение и картирование показали, что лампроитовые трубки Западного Кимберли обладают своеобразной формой по сравнению с моделью кимберлитовой трубки, предложенной Хоторном [171] и базирующейся на результатах изучения южноафриканских трубок (см. работу [8], а также гл. 5). Лампроитовые трубки Западного Кимберли характеризуются особенно большим диаметром кратерной зоны по сравнению с подводящим каналом трубки, а также присутствием магматических пород в кратерной зоне, где они обычно ассоциируются, а в некоторых трубках включены в состав пирокластических пород. Как в трубках Западного Кимберли, так и в трубках района Аргайл пирокластические и магматические породы обычно стекловатые и закалены при внедрении. Дополнительной особенностью является пористая текстура многих пирокластов. Во многих трубках магматические породы кристаллизовались, вероятно, из лавого озера в условиях открытого жерла. Стекловатые пирокласты и магматические породы неизвестны в верхних частях кимберлитовых трубок [171, 70, 71, 53]; продукты магматических фаз в них имеют типичную кристаллическую структуру и слагают только дайки и силлы или встречаются в трубках ниже зоны туфов и брекчий диатремовой фации, где они слагают гипабиссальную фацию корневой зо-

ны [70]. Кимберлиты провинций Северного и Восточного Кимберли в большей степени удовлетворяют этой модели, поскольку в них магматические породы слагают дайки и глубоко эродированные трубки. Аналогично в провинции Вандаги магматические щелочные пикриты слагают дайки и силлы, тогда как трубки выполнены туфами и туфобрекчиями. Ювенильные лапилли в трубках Вандаги, несмотря на свою сильную измененность, отличаются от лапиллей Западного Кимберли большей степенью кристалличности и очень слабой пузырчатостью.

Вулканологические различия отражаются также в минералогии образцов. И в Западном Кимберли, и в районе Аргайл лампроиты несут признаки низкобарического равновесия и характеризуются наличием минеральных ассоциаций высокой температуры и низкого давления, в частности ассоциации лейцит + оливин. Поле стабильности этой ассоциации в расплаве водоненасыщенного лампроита ограничено давлением < 500 МПа [18], а в водонасыщенной системе $KAlSiO_4 - Mg_2SiO_4 - SiO_2 - H_2O$ — до 120 МПа [227], хотя в безводной системе ассоциация стабильна при значительно более высоких давлениях [368].

Образование многих пород, кристаллизовавшихся из лампроитовой магмы непосредственно до или сразу после извержения, сопровождалось дегазацией летучих и образованием сильной пористости. Экспериментальные данные Бартона и Гамильтона [17], Аримы и Эдгара [5] и Фоли [118] дают температуры извержения лампроитовой магмы около 1200°C, т.е. выше, чем обычно предполагается для кимберлитов.

Кроме лейцита лампроиты Западного Кимберли содержат ряд других минеральных фаз, не типичных для кимберлитов в точном смысле этого слова, а именно калиевый рихтерит, прайдерит, вэйдит. Первичный кальцит, серпентин и монтичеллит, обычные для основной массы кимберлитов [57], в лампроитах отсутствуют. Кроме того, составы и эволюционные тренды слюд и шпинелей в

лампроитах отличаются от таковых в кимберлитах (см. гл. 5).

Щелочные пикриты Вандаги отличаются по минеральному составу основной массы как от кимберлитов, так и от лампроитов: они содержат полевой шпат, анальцит и амфибол (керсутит). Составы шпинелей в основной массе этих пород также отличаются от составов шпинелей в кимберлитах (см. гл. 6). В этих отношениях щелочные пикриты напоминают более недосыщенные базальтовые породы, например оливиновые анальцититы.

Породы, слагающие дайку Боу-Хилл, обнаруживают больше сходства с кимберлитами, чем с лампроитами, но отличаются от них по минералогии основной массы, так как содержат в ее составе рихтеритовый амфибол. Дайки имеют также сегрегационные прожилки пегматоидных пород, сложенных щелочным амфиболом, меланитовым и андрадитовым гранатом и клиноцоизитом — минералами, которые в кимберлитах встречаются редко [70].

Низкобарическое фракционирование. Низкие давления равновесия лампроитов Западного Кимберли являются результатом сильного изменения состава магмы в процессе фракционирования кристаллов. Последнее подтверждается широким диапазоном составов (см. гл. 5), большинство из которых обусловлено накоплением различного количества ксенокристов оливина, происходящих из мантийных перидотитов, и высокой степенью отделения от расплава кристаллизовавшихся оливина, хромшпинели, диопсида, флогопита, перовскита и прайдерита [196]. К числу петрографических свидетельств фракционирования кристаллов при образовании лампроитов Западного Кимберли, особенно лейцитовых лампроитов, на высоких гипсометрических уровнях относится постоянное присутствие в породах агрегатов фенокритов и родственных ксенолитов диопсида и ассоциаций флогопит ± оливин ± хромшпинель. Главным результатом низкобарического фракционирования кристаллов является образование более богатых кремнеземом deriva-

тов расплава, т.е. орендитовый тренд дифференциации. В сочетании с возрастанием содержания SiO_2 и уменьшением содержания MgO и отношения $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ происходит увеличение содержания Al_2O_3 , K_2O и (вначале) TiO_2 , а также обогащение Rb , La , V , Cu , Ga и Zr . Уменьшение концентраций Ni и Cr связано с кристаллизацией оливина и хромшпинели соответственно, а уменьшение содержания CaO отражает кристаллизацию диоксида. Небольшое уменьшение содержания FeO , MnO и TiO_2 , вероятно, является результатом кристаллизации хромшпинели, прайдерита и в меньшей степени перовскита. Эффект фракционирования перовскита хорошо проявлен в массиве Волжида-Хиллс, где присутствие значительного количества обычно некогерентных элементов, входящих в состав перовскита (Nb , Th , Ta , Sr и La), сильно буферизуется значительной степенью кристаллизации перовскита. Это приводит к изменению соотношений некоторых некогерентных элементов — Zr/Nb , Nb/Ta , La/Nb и Zr/Hf [196].

Хотя фракционирование кристаллов играет определенную роль в эволюции лампроитов Западного Кимберли, вариации содержаний и соотношений некогерентных элементов в породах, а также изотопные данные указывают на существование более чем одной исходной магмы и ряда направлений эволюции расплава. Джейкс и др. [196] предположили существование целой группы родственных магм с варьирующими содержаниями MgO и SiO_2 .

В лампроитах района Аргайл признаки низкобарического фракционирования кристаллов не так хорошо проявлены, как в лампроитах Западного Кимберли, хотя они также пришли к равновесному состоянию в основном при низком давлении. Попадание в расплав и накопление в нем различных количеств ксенокристов оливина — дополнительный важный фактор образования лампроитов как в Западном, так и в Восточном Кимберли.

В противоположность лампроитам кимберлиты и другие породы характери-

зуются ограниченной степенью фракционирования кристаллов. Некоторые из пикритов в силлах Вандаги вследствие отделения и накопления ксенокристов и фенокристов оливина обладают небольшими вариациями состава. Различия в составе между оливин-флогопитовыми лампроитами и гранат-флогопитовыми пегматитами в дайках Боу-Хилл обусловлены фракционной кристаллизацией; отделение кристаллов, видимо, играло относительно меньшую роль.

Высокобарическая кристаллизация.

Признаки нескольких фаз кристаллизации в условиях высоких давлений (на глубоких уровнях) имеются в ряде кимберлитов Западной Австралии. Эти высокобарические фазы, описанные Никсоном и Бойдом [264] как дискретные нодулы, а в остальных работах [26, 70 и др.] под названием «мегакристы», рассматриваются в качестве высокобарических родственных фенокристов в кимберлитах или, возможно, магматических предшественников кимберлитов [265]. К настоящему времени среди мегакристов в кимберлитовых породах Западного Кимберли установлены пикроильменит, красно-коричневый титанистый пирроп, хромдиоксид, циркон и, возможно, хромит.

Мегакристы ильменита обычны для кимберлитов трубки Скерринг, где встречаются крупные (до 9 см) округлые пикроильмениты и ильменит-силикатные сростки. Согласно экспериментальным данным Грина и Соболева [138], Уайатта [374, 375], Ролинсона и Доусона [294], они могут рассматриваться в качестве высокобарических родственных фенокристов в исходной кимберлитовой магме. Макрокристы пикроильменита, известные в кимберлитах других тел Северного Кимберли, в кимберлитовых дайках Мауд-Крик, Дак-Крик и Девилс-Элбоу Восточного Кимберли и в трубках Вандаги, вероятно, также являются родственными высокобарическими мегакристами. Все они имеют заметные содержания Cr_2O_3 и MgO (до 3,2% Cr_2O_3 и 12% MgO) и по этому признаку сходны с мегакристами ильменита, постоянно встре-

чающимися в кимберлитах. Содержание Cr в ильменитах Вандаги выше, чем обычно ($< 0,5\%$ Cr_2O_3) в ильменитах из щелочных базальтов [201].

Округлые мегакристы красно-коричневого титанового пироба (группы 1 и 2 по классификации Доусона и Стефенса [77]), имеющие размеры до нескольких сантиметров в диаметре, были отмечены в кимберлитах Скерринг, Уишиуоши и Хадфилдс в Северном Кимберли и в кимберлитах Мауд-Крик, Дак-Крик и Блекфеллоу-Крик в Восточном Кимберли. Эти гранаты отличаются варьирующим высоким содержанием TiO_2 (до 1%), а в трубке Скерринг, кроме того, содержат заметную примесь Cr (до 3,6% Cr_2O_3). Аналогично некоторые из Ti-пиробов в телах Вандаги могут являться родственными мегакристами, так как ильмениты в этом регионе также более богаты Cr, чем обычно в щелочных базальтах. Макрокристы Ti-пироба (группа 1), которые очень редко встречаются в концентратах лампроитов из Восточного и Западного Кимберли, имеют значительно меньшие размеры и считаются скорее продуктами дезинтеграции перидотитов (см. ниже), чем кристаллизации лампроитовой магмы при высоком давлении.

Отличия пироксенов и шпинелей – родственных мегакристов – от одноименных ксенокристов-отторженцев разрушенных мантийных перидотитов менее явные. Некоторые из крупных субкальциевых диопсидов (группа 1 по Стефенсу и Доусону [330]) из трубки Скерринг, судя по их размеру, скорее всего, являются родственными мегакристами; однако по своему составу, особенно по величине отношения $Ca/(Ca + Mg)$, они вполне сопоставимы с диопсидами из высокотемпературных (рассланцованных) перидотитов [263]. Все пироксены в лампроитах как по размерам, так и по составу сходны с зернами из мантийных ксенолитов.

Некоторые макрокристы титанистого магнезиального алмохромиита, встречающиеся и в кимберлитах, и в лампроитах, могут быть родственными фенокристам, образовавшимся при высоких и

умеренных давлениях. Мегакристы и фенокристы шпинели трудно отличить от шпинелей, происходящих из дезинтегрированных мантийных ксенолитов, хотя считается, что для последних характерно очень низкое содержание Ti.

Крупные резорбированные с неправильными очертаниями, богатые Cr фенокристы слюды в лампроитах Западного Кимберли, видимо, кристаллизовались при более высоком давлении, чем слюды основной массы (см. работу [196], а также гл. 5). По составу они отличаются от мегакристов слюды в кимберлитах значительно более высоким содержанием Ti, что может быть связано (по крайней мере частично) с более высокими температурами кристаллизации.

Округлые желтоватые с блочным строением мегакристы циркона встречены в трубках Скерринг и Птеропус-Крик, а также в телах провинции Вандаги. Содержание урана в них варьирует от очень низкого (5 млн^{-1}) в трубке Скерринг до количеств, характерных для цирконов из кимберлитов ($30\text{--}50 \text{ млн}^{-1}$) в провинции Вандаги [8].

Из этого сопоставления ясно, что, хотя и имеются свидетельства аккумуляции и, возможно, кристаллизации оливина и хромшпинели на высоких уровнях, минералы, характерные для серии мегакристов в кимберлитах, отсутствуют в лампроитах Западной Австралии. Это является существенным отличием последних от кимберлитов Северного и Восточного Кимберли, в которых серия мегакристов хорошо представлена. Джейкс и др. [196], отметив отсутствие мегакристов и высокотемпературных ксенокристов, предположили, что лампроиты могли образоваться на менее глубоких уровнях и/или содержали меньше «протокимберлитовой» магмы.

Контрастные типы магм. Прежние геохимические сопоставления показали, что между различными кимберлитами и лампроитами Западной Австралии и между западноавстралийскими породами в целом и кимберлитами других регионов мира имеются значительные различия по

составу [8, 196]. Средние составы различных серий пород Западной Австралии приведены в табл. 82.

Средний состав 89 оливиновых лампроитов из трубок Эллендейл 4 и Эллендейл 9 близок к среднему составу 21 оливинового лампроита, приведенному в работе Джейкса и др. [196], за исключением несколько более высоких значений для летучих, TiO_2 и P_2O_5 и несколько более низких для Al_2O_3 и K_2O . Весьма примечательным является сходство составов оливиновых лампроитов в двух различных алмазонасных трубках, особенно по сравнению с широким диапазоном составов пород Западного Кимберли как в целом, так и даже внутри отдельных тел (например, Волжиди-Хиллс). Значительные вариации составов лампроитов Западного Кимберли указывают на то, что понятие «средний состав» для них не имеет большого значения. Тем не менее для сравнения с оливиновыми лампроитами и другими породами в табл. 82 приведены также средние значения для 100 лейцитовых лампроитов поля Нунканбах. Лейцитовые лампроиты содержат значительно больше кремнезема и калия и намного менее магнезиальны, чем оливиновые лампроиты. Содержания некогерентных элементов в них в целом выше, чем в более богатых оливином лампроитах из того же поля. Многие вариации состава в лейцитовых лампроитах обусловлены неглубоким уровнем фракционирования кристаллов. Но в то же время по содержаниям и соотношениям некогерентных элементов, по изотопному составу пород видно, что лампроиты с одинаковой магнезиальностью, $Mg/(Mg + Fe)$, из различных полей, а иногда и из различных тел в пределах одного поля характеризуются различной степенью обогащенности некогерентными элементами [196].

Оливиновые лампроиты из трубки Аргайл, как это было ранее подмечено Аткинсоном и др. [8], обнаруживают четкое химическое и минералогическое сходство с лампроитами Западного Кимберли. Главными их особенностями являются высокое отношение K_2O/Na_2O и

Таблица 82. Сравнение химических составов кимберлитов и лампроитов Западной Австралии

	1		2		3		4		5		
	От-до	Среднее	Станд. откл.	Среднее	Станд. откл.	Среднее	Станд. откл.	Среднее	Станд. откл.		
				% по массе							
SiO_2	—	45,7	4,28	41,5	2,15	53,2	42,3	2,31	53,2	2,31	
TiO_2	—	2,83	0,34	3,62	0,44	5,84	1,08	0,16	5,84	0,16	
Al_2O_3	—	4,33	0,33	3,64	0,72	8,34	6,05	0,88	8,34	0,88	
FeO	—	7,46	0,66	8,10	0,62	6,60	9,85	0,63	6,60	0,63	
MnO	—	0,14	0,05	0,13	0,02	0,08	0,17	0,03	0,08	0,03	
MgO	—	22,02	1,06	25,00	1,40	7,80	25,01	3,33	7,80	3,33	
CaO	—	4,85	1,70	4,99	1,03	3,22	6,37	3,31	3,22	3,31	
Na_2O	—	0,11	0,05	0,46	0,22	0,57	1,01	0,70	0,57	0,70	
K_2O	—	3,43	1,26	4,12	1,11	9,89	0,74	0,83	9,89	0,83	
P_2O_5	—	0,91	0,06	1,68	0,50	0,98	0,27	0,83	0,98	0,27	
H_2O	—	4,58	0,80	6,36	1,76	2,98	4,96	2,24	2,98	2,24	
CO_2	—	3,43	2,38	0,45	0,36	0,50	2,07	1,37	0,50	1,37	

K ₂ O/Na ₂ O	31	Отношение		9	17	0,73	9	17	0,73
		млн ⁻¹							
Ba	340–18 000	1075	622	10 334	5500	9871	570	250	
Li	—	91	57	9	3	10	56	17	
Rb	5–16	264	112	479	112	275	29	35	
Sr	150–13 000	767	300	1312	173	1184	330	198	
Pb	—	68	138	50	13	52	7	3	
Th	(450)	17	6	60	11	23	7	3	
U	(20)	3	1	2	2	3	2	1	
Zr	200–1050	626	47	1133	268	1144	107	37	
Nb	9–2300	199	36	184	35	123	40	7	
Y	—	20	4	16	4	20	12	4	
La	—	117	19	421	61	292	42	8	
Ce	—	240	40	734	135	435	77	16	
Sc	(26)	12	2	21	4	14	15	3	
Cr	370–2500	1428	181	1006	146	348	1812	361	
V	—	110	22	85	88	210	219	24	
Ni	140–835	986	74	1004	138	346	958	162	
Co	35–75	—	—	70	8	33	—	—	
Cu	—	39	18	56	12	66	64	10	
Zn	—	54	25	71	9	77	73	6	
Sn	—	3	3	9	5	13	4	6	
Mo	—	3	15	3	10	4	5	5	
Ga	—	7	2	4	1	17	10	2	
S	—	—	—	425	530	514	—	—	
F	—	3638	890	4756	1186	2655	1746	290	
Cl	—	—	—	116	40	154	—	—	

Все анализы пересчитаны на безводный остаток, все железо – в виде FeO. 1–диапазон колебаний для кимберлитов Скерринг, Хадфилдс, Уишиуоши, KGB2 и Маул-Крик; 2–средние значения и стандартные отклонения для 8 «непесчаных» туфов из трубки Аргайл; 3–средние значения и стандартные отклонения для 89 оливиновых лампроитов из трубок Эллендейл 4 и Эллендейл 9; 4–средние значения для 100 лейцитовых лампроитов из поля Нунканбах; 5–средние значения и стандартные отклонения для 13 щелочных пикритов из Вандаги.

высокие содержания TiO_2 и K_2O . Однако по сравнению с оливиновыми лампроитами Западного Кимберли лампроиты Аргайл несколько богаче SiO_2 , бедны MgO и существенно обеднены TiO_2 , K_2O и другими некогерентными элементами. Степень обогащенности лампроитов Западного Кимберли некогерентными элементами по сравнению с лампроитами Аргайл не является постоянной для всех элементов. Например, средние содержания TiO_2 и K_2O в «непесчаных» туфах Аргайл составляют приблизительно 0,8 от средних содержаний этих элементов в оливиновых лампроитах из трубок Эллендейл 4 и Эллендейл 9, тогда как для Zr эта величина равна $\sim 0,55$, а для La и Th — приблизительно 0,3.

Для провинций Северного и Восточного Кимберли геохимические данные по неизмененным кимберлитам отсутствуют. Имеющиеся немногочисленные данные указывают на то, что эти породы ближе к кимберлитам, чем к лампроитам [8].

Минералогические отличия интрузивных пород провинции Вандаги от лампроитов и от кимберлитов выражаются также в их химическом составе. Главная особенность щелочных пикритов Вандаги — повышенные содержания Al_2O_3 , CaO и Na_2O и в особенности сильно пониженные содержания K_2O и TiO_2 (табл. 82). Высокое содержание Na_2O и очень низкое отношение K_2O/Na_2O в породах Вандаги заметно отличают их как от кимберлитов, так и от лампроитов. Щелочные пикриты Вандаги имеют очень низкие содержания некогерентных микроэлементов — лишь около 10% от соответствующих содержаний в сильно обогащенных этими микроэлементами лампроитах Западного Кимберли.

Как было установлено ранее [8, 196], фактические данные указывают на наличие среди пород кимберлитового клана Западной Австралии по крайней мере трех серий — кимберлитов, лампроитов и щелочных пикритов. Было также показано [196, 8], что по сравнению с известными из литературы средними составами слюдяных и неслюдяных кимберлитов серия

лампроитов, особенно западноавстралийских, характеризуется повышенными содержаниями SiO_2 , TiO_2 , K_2O , P_2O_5 и пониженными содержаниями Al_2O_3 , FeO и в особенности CaO и CO_2 , а также значительно более высокими концентрациями всех некогерентных микроэлементов. Обогащенность некогерентными элементами по сравнению с кимберлитами особенно очевидна для Ba, Rb, Th, легких РЗЭ, Zr и TiO_2 . Лампроиты по составу ближе к слюдяным кимберлитам, что было доказано недавними исследованиями Доусона [73], а также изучением изотопного состава [229, 325], и заметно отличаются от неслюдяных кимберлитов. Как лампроиты, так и слюдяные кимберлиты по этим признакам являются производными мантийного вещества, которое претерпело длительное обогащение Rb по сравнению с Sr и Nd по сравнению с Sm, но при этом лампроитовый источник был обогащен в большей степени. Доусон [73] особо отметил тот факт, что слюдяные кимберлиты (группа II) Южной Африки обнаруживают больше сходства с оливиновыми лампроитами, чем с неслюдяными кимберлитами (группа I).

Ксенолиты и природа верхней мантии под регионами Кимберли и бассейном Карнарвон

За исключением небольшого количества серпентизированных шпинелевых (первоначально гранатовых) перидотитовых нодулей в трубках Скерринг и Аргайл и богатых оливином (дунитовых) микроксенолитов, встречаемых в шлифах из пород многих тел во всех провинциях, мантийные включения в породах Западной Австралии присутствуют редко. Природа верхней мантии под различными провинциями может быть определена по известным глубинным ксенолитам и по минералам из концентратов тяжелой фракции, хотя эти данные являются неполными.

Сильно измененные мантийные ксенолиты Северного Кимберли (см. гл. 6) первоначально представляли собой дуниты и гранатовые перидотиты [8]. Свежий гра-

нат присутствует в нескольких перидотитовых ксенолитах из трубки Скерринг, а наличие в других телах хромпиропа (группа 9 по классификации Доусона и Стефенса [77]) указывает на широкую распространённость гранатовых лерцолитов. Субкальциевая природа хромдиопсидов и присутствие уваровит-пироповых гранатов свидетельствуют о том, что многие из гранатовых лерцолитов, скорее всего, были высокотемпературными и принадлежали к серии деформированных (рассланцованных) нодулей, описанных на других континентах [263]. Наличие в концентратах высокохромовых малокальциевых гранатов может указывать по аналогии с Южной Африкой [39, 147] на существование по крайней мере под частью региона Северного Кимберли древнего кратонизированного основания. Присутствие редких кальциевых пироп-альмандинов дает основание предполагать наличие на глубине небольшого количества эклогитов и гранулитов. Из-за отсутствия ортопироксена для ксенолитов и минералов нельзя определить *P-T*-параметры, хотя низкая величина отношения $Ca/(Ca + Mg)$ в диопсидах указывает на температуру равновесия около 1400°C или выше в зависимости от давления.

Ксенолиты шпинелевых (первоначально гранатовых) лерцолитов, обнаруженные в трубке Аргайл, характеризуются малоглиноземистым составом ортопироксена и кальциевого диопсида, что указывает на равновесие при высоком давлении (> 5 ГПа) и низкой температуре (1100–1200°C) [163, 271]. Такие же температуры были установлены для минеральных включений в алмазах из трубки Аргайл [163]. Составы минеральных фаз и общий химический состав нодулей свидетельствуют о деплетированности вещества мантии на глубине под регионом. Частое присутствие микроксенолитов дунитов в трубке Аргайл и выветрелых дунитов в некоторых других телах (например, Мауд-Крик) также подтверждает наличие соответствующей (богатой оливинном) перидотитовой мантии. Редкие пироповые гранаты, находимые в концент-

рате трубки Аргайл, не являются малокальциевыми, однако высокохромовые малокальциевые гранаты (группа 10) были найдены в дайке Мауд-Крик, что подтверждает присутствие мантийного материала соответствующего состава под Восточным Кимберли. Наличие редких титановых пиропов и субкальциевых диопсидов в концентрате трубки Аргайл и их более частые находки в кимберлитах на восточной окраине подвижной зоны Холлс-Крик и блока Кимберли указывают на то, что на глубине под этим регионом присутствуют также деформированные (рассланцованные) лерцолиты. Хотя среди включений не были встречены эклогиты, минеральные включения в алмазах из трубки Аргайл преимущественно относятся к эклогитовому типу парагенезиса [163], а присутствие в концентрате очень редких кальциевых пироп-альмандинов дает основание полагать, что в состав мантии под Восточным Кимберли могут входить эклогиты.

Очень редкие мантийные ксенолиты, встреченные либо в керне буровых скважин, либо в виде микроксенолитов в шлифах, в лампроитах Западного Кимберли представлены или дунитами и гарцбургитами, или шпинелевыми, бедными клинопироксеном лерцолитами (см. работы [8, 196], а также гл. 5). Все они имеют соответственно грубозернистую или гранулярную структуру, высокомагнезиальный состав минералов и, по-видимому, пришли к равновесию при низкой температуре. Составы гранатов и пироксенов из концентрата преимущественно низкотитанистые и богатые Са и Cr; эти минералы являются отторженцами бедных гранатов и диопсидом лерцолитов, равновесных при низкой температуре. Однако наличие редких зерен Ti-пиропа (как, например, в породах Маунт-Абботт) указывает на то, что лампроитами были захвачены также деформированные высокотемпературные мантийные периодиты. Как и в трубке Аргайл, здесь не было найдено эклогитовых нодулей, но минералы эклогитового парагенезиса содержатся в качестве включений в алмазах

района Эллендейл, хотя и не в столь большой пропорции, как в алмазах Аргайл (см. [163]; табл. 75, 80). Кроме того, эклогитовые гранаты (преимущественно кальциевые пироп-альмандины, но иногда также магнизальные альмандины) были встречены в концентрате; это указывает на присутствие под регионом эклогитов и гранулитов.

Природа мантии под регионом Вандаги еще менее определенная, так как до сего времени в породах даек, силлов и трубок не встречено мантийных ксенолитов, за исключением грубозернистых и гранулярных микроксенолитов дунитов. Гранаты и пироксены в концентратах минералов тяжелой фракции происходят преимущественно из деплетированных гранатовых лерцолитов, равновесных при низких температурах, и в редких случаях из эклогитов.

Прохождение магмы

Мантийные источники. Кимберлитовые и кимберлитоподобные магмы часто рассматриваются в качестве продуктов малого объема частичного плавления карбонатизированного флогопитового перидотита, образовавшегося глубоко в мантии [70, 379]. Высокое содержание в кимберлитах К и других некогерентных элементов указывает на небольшую степень частичного плавления. Однако, поскольку четырехминеральный гранатовый лерцолит не соответствует по химическому составу получаемой магме, общепринято считать, что либо исходные фазы могли содержать эти элементы, либо в области генерации кимберлитовой магмы существовал расплав или флюид, обогащенный некогерентными элементами [15, 71]. Мантийные источники лампроитов, по видимому, обогащены некогерентными элементами в такой же, если не в большей, степени. В противоположность подобной точке зрения Крамерс и др. [213] на основании низкой величины коэффициента распределения РЗЭ между клинопироксеном и кимберлитовым расплавом пришли к выводу, что кимберлиты могут образо-

ваться в результате плавления «обычной» (т.е. типа океанских островов) мантии. Сейчас имеется большое количество геохимических и изотопных данных как по ксенолитам в кимберлитах [30, 240, 151, 98, 200, 169, 213], так и непосредственно по самим кимберлитам [325, 15, 20, 19], указывающих на то, что мантия в регионе развития многочисленных кимберлитовых тел была изменена (обогащена) путем привноса некогерентных элементов в расплаве или флюиде, характеризовавшемся высоким отношением Rb/Sr и низким отношением Sm/Nd. Метасоматический процесс обогащения мантийного вещества некогерентными элементами в настоящее время считается особенностью многих (если не большинства) районов щелочного магматизма, обуславливающей гетерогенность состава мантии [13, 14, 30, 240, 170]. Метасоматоз характеризуется развитием текстур замещения и/или образованием водных фаз, которые фиксируют **явный** [72] или **скрытый** [169] метасоматоз, тогда как обогащение фаз элементами, не сопровождающееся петрографическим изменением пород в целом, относится к «криптометасоматозу» [72].

Данные по изотопному составу стронция, неодима и свинца в кимберлитах и лампроитах указывают на существование нескольких мантийных источников, сильно различающихся по своим изотопным характеристикам [211, 20, 229, 325, 19, 352]. Некоторые породы, как, например, неслюдяные кимберлиты Южной Африки, происходят из недифференцированного или слабо истощенного (по сравнению со средним составом Земли) вещества, тогда как другие, особенно лампроиты Западного Кимберли и слюдяные кимберлиты (группа II) Южной Африки, образовались из мантийных источников, которые претерпели длительное обогащение Rb по отношению к Sr и Nd по отношению к Sm. Данные по изотопному составу Pb [259] указывают на то, что обогащенный компонент (с низким отношением Sm/Nd, высоким Rb/Sr и варьирующим U/Pb) может иметь возраст 2 млрд. лет

или больше. Общепринято считать, что наиболее подходящей областью накопления таких элементов является субконтинентальная литосфера [43, 202, 203], хотя вопросы образования и природы самого обогащения остаются спорными. В качестве одного из возможных механизмов предполагается мобилизация вещества океанской литосферы (включая океанские осадки), погружающейся в процессе субдукции глубоко в нижнюю мантию [179, 297, 298, 338].

Метасоматоз мантийных источников может быть непосредственно связан с образованием алмазов, поскольку включения субкальциевых гранатов в алмазах из южноафриканских кимберлитов по соотношениям изотопов Sm–Nd и Rb–Sr имеют древний возраст (3,2–3,3 млрд лет) и, очевидно, образовались после обогащения остаточной субкратонной мантии [296]. Детальное изучение изотопов и микроэлементов в подвергшихся метасоматозу мантийных ксенолитах, содержащихся в кимберлитах и щелочных базальтах, показало, что метасоматическое обогащение (обычно ранних мантийных перидотитов) может происходить без минералогических изменений и что кристометасоматоз, или обогащение без видимых минералогических изменений, может быть значительно более древним, чем явный или скрытый метасоматоз [98, 213, 239]. В ряде случаев была установлена синхронность скрытого метасоматоза и образования кимберлитов (или щелочных вулканитов), сходство составов метасоматического компонента и породы в целом [213, 239]. Таким образом, скрытый метасоматоз протекал в контактовых ореолах, окружавших магматические резервуары, когда фронт обогащения продвигался от резервуара в результате градиента летучих [239]. Эта модель обнаруживает некоторые сходные черты с выдвинутой ранее гипотезой Уайлли [379], который предположил, что метасоматоз, скорее, является следствием, чем причиной кимберлитового магматизма, и обусловлен кристаллизацией в нижней части литосферы как следствие термального барьера

солидуса, частично расплавленного диаспира, оторвавшегося от глубинных частей астеносферы.

Условия образования. Кимберлиты и кимберлитоподобные магмы рассматриваются как результат частичного плавления карбонатизированного флогопитового перидотита в присутствии H_2O и/или CO_2 ; эксперименты в системе перидотит–С–О–Н помогают высветить их петрогенезис [93, 379]. Несмотря на то что эта система за последнее десятилетие была тщательно исследована [93, 95, 94, 377, 378, 379, 380, 96, 368, 369, 42, 367], проведенные работы не позволили решить вопрос о петрогенезисе кимберлитов. Особо важную роль играют такие параметры, как окислительные условия в мантии, относительная роль газовых фаз (CO_2 , CH_4 и H_2), и наличие таких карбонатных фаз, как доломит и магнезит. Получены данные, указывающие, что фугитивность кислорода в магматических источниках на глубине, подходящая для образования алмазоносных кимберлитов, должна уменьшиться по крайней мере до условий карбонат-графит-силикатного буфера, чтобы стала возможной кристаллизация графита или алмаза. При таких условиях кимберлитовый расплав мог быть образован при плавлении карбонатсодержащего (магнезитового) перидотита близ солидуса на глубине больше 150 км при таком отношении CO_2/H_2O , когда солидус особенно буферирован флюидом. Экспериментально определенный солидус кимберлита, по данным Эгглера и Вендландта [95], согласуется с отделением кимберлита от флогопит-карбонатного перидотита на глубине 150–180 км. При более восстановительных условиях карбонат не стабилен, и флюид состоит из CH_4 , H_2 и H_2O , а не из CO_2 и H_2O [303, 94, 137]. Природа близсолидусного плавления перидотита при столь высоких восстановительных условиях изучена очень слабо, но расплавы, скорее всего, в большей степени обогащены кремнеземом по сравнению с эквивалентными расплавами при более окислительных условиях, поскольку CH_4 оказывает деполимеризую-

щее влияние на силикатные расплавы [94].

Считается, что лампроиты и близкие к ним ультракалиевые лампрофиры также образовались в результате небольшой степени частичного плавления флогопитового перидотита. Согласно данным экспериментальных исследований реакций в расплавах простых систем [252, 29, 368, 369, 367], плавление управляется уменьшением стабильности флогопита в гиперсолидусе с возрастанием давления, и расплавы, образующиеся при распаде слюды, с увеличением давления становятся все более кремнеземистыми и калиевыми. Экспериментальные изучения составов природных пород в интервале от биотитового мафурита до лейцитового лампроита [92, 91, 17, 18, 5] показали, что, хотя некоторые составы (например, биотитовый мафурит, мадупит) не похожи на выплавляемые из лерцолитовой мантии в водных и безводных условиях, ряд составов может образоваться из перидотита, содержащего и H_2O , и CO_2 , или из измененной мантии. В частности, Арима и Эдгар [5] на основании выполненного ими исследования рихтерит-диопсид-флогопитового лампроита из Маунт-Норт пришли к выводу, что если эта порода является мантийной производной, то она, скорее всего, была образована из флогопит-рутилового гарцбургита. Джейкс и др. [196] предположили, что лампроиты Западного Кимберли образовались при небольшой степени плавления в условиях обогащения H_2O и HF и обеднения CO_2 из богатого флогопитом метасоматизированного ранее деплетированного гарцбургита или бедного гранатом и диопсидом лерцолита, который претерпел длительное обогащение некогерентными элементами. По их мнению, высокое содержание F увеличивает поле стабильности флогопита, и частичное плавление в этих условиях приводит, скорее, к образованию расплава насыщенного SiO_2 оливнинового лампроита, чем к недосыщенному (ларнитнормативному) расплаву, образующемуся при высоком P_{CO_2} . Эти выводы относительно важного значения

обогащенной H_2O и HF смеси в образовании ультракалиевых пород и о роли F в устойчивости слюды подтверждаются недавно выполненным Фоли и др. [119] экспериментальным исследованием системы $KAlSi_4O_4-Mg_2SiO_4-SiO_2$. Как и для кимберлитов, решающая роль при образовании лампроитов принадлежит фугитивности кислорода, поскольку ею определяется роль карбонатов, если они имеются. Данные по составам шпинелей (см. работу [118], а также гл. 5) указывают на то, что лампроиты Западного Кимберли образовались в восстановительных условиях.

Определения величины фугитивности кислорода в мантии, базирующиеся на изучении ксенолитов и ксенокристов, указывают на существование как восстановительных (близ железо-виоститового буфера), так и окислительных (близ кварц-фаялит-магнетитового буфера) условий [3, 162, 4]. Сильновосстановительные условия являются подходящими для образования алмазов в мантии [94, 334], но такие условия не вполне подходят для образования кимберлитов, особенно в свете последних данных по включениям в алмазах [212, 296], свидетельствующих о том, что алмазы, скорее, представляют собой ксенокристы, а не фенокристы кимберлитов; во время образования кимберлитов преобладали более окислительные условия. По химическим особенностям кимберлитов и фугитивности кислорода [265, 162] представляется также возможным, что кимберлитогенерирующие зоны мантии имеют слоистое строение и что в мантии существует значительный диапазон значений фугитивности кислорода.

Никсон и др. [265] рассматривают кимберлит в качестве гибридного расплава и предлагают двухстадийную модель его образования. Она включает взаимодействие основания литосферы, которая на ранней стадии была деплетирована литофильными элементами в результате образования базальтовых магм и обогащена некогерентными элементами, с «протокимберлитовой» маг-

мой, образовавшейся в результате глубинного подъема диапира и плавления относительно горячей неистощенной астеносферы. Эта принципиальная модель в общей или модифицированной форме может быть применена к объяснению особенностей кимберлитовых и близких им пород, хотя многие детали остаются нерешенными.

Закключение

Хотя детали петрогенеза кимберлитов и лампроитов оставляют простор для дискуссий и активных исследований, ясно, что как породы, так и исходные расплавы образовались глубоко в мантии, в поле стабильного существования алмаза. Многие черты сходства между кимберлитами и лампроитами в широком плане, особенно между слюдяными кимберлитами и лампроитами, свидетельствуют, что в петрогенезе этих пород есть много общего. Включения субконтинентальных мантийных пород и включения минералов в алмазах из кимберлитов и их лампроитов сходны между собой [163], что указывает на сходство мантийных источников для обоих типов пород. И кимберлиты, и лампроиты образовались в результате небольшой степени частичного плавления слюдяного перидотита в присутствии H_2O , CO_2 и, возможно для лампроитов, HF. Перидотитовый источник лампроитов и слюдяных кимберлитов пре-

терпел длительный процесс обогащения Rb по сравнению со Sr и Nd по сравнению со Sm, а также другими некогерентными элементами; он, очевидно, отличается от источника неслюдяных кимберлитов. Сильное сходство между оливковыми лампроитами и слюдяными кимберлитами уже привело к тщательному изучению петрографических и минералогических вариаций среди группы пород, называемых кимберлитами. Доусон [73] предположил, что в свете петрологического разнообразия и ставших недавно известными изотопных вариаций внутри кимберлитов эти породы, скорее, должны рассматриваться в качестве группы или клана, а не узко определенного типа пород. С практической и экономической точек зрения различия в петрографии, минералогии и геохимии между оливковыми лампроитами и слюдяными кимберлитами имеют подчиненное значение по сравнению с тем, что и те и другие могут с успехом разрабатываться на алмазы, как это видно на примере Западной Австралии [8, 10]. Тот факт, что лампроиты, ранее представлявшие только петрологический интерес и в других отношениях малозначимые, являются сейчас (как это показано открытием месторождений Западной Австралии) новым коренным источником алмазов, дает простор активным исследованиям как в практической, так и в теоретической области в обозримом будущем.

Литература

1. *Agee J. J., Garrison J. R., and Taylor L. A.*, 1982. Petrogenesis of oxide minerals in kimberlite, Elliot County, Kentucky: *American Min.*, v. 67, p. 28–42.
2. *Amdel.*, 1970. Open file report No. MP1789–70: *Australian Min. Dev. Labs.*
3. *Arculus R. J. and Delano J. W.*, 1981. Intrinsic oxygen fugacity measurements: techniques and results for spinels from upper mantle peridotite and megacryst assemblages: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 45, p. 899–913.
4. *Arculus R. J., Dawson J. B., Mitchell J. B., Gust D. A. and Holmes R. D.*, 1984. Oxidation states of the upper mantle recorded by megacryst ilmenite in kimberlite and type A and type B spinel lherzolites: *Contrib. Min. Pet.*, v. 85, p. 85–94.
5. *Arima M. and Edgar A. D.*, 1983. A high pressure experimental study on a magnesia rich leucite lamproite from the west Kimberley area, Australia: *Contrib. Min. Pet.*, v. 84, p. 288–234.
6. *Arriens P. A. and Lambert L. B.*, 1969. On the age and strontium isotope geochemistry of granulite facies rocks from the Fraser Range, Western Australia and the Musgrave Ranges, Central Australia: *Geol. Soc., Australia, Spec. Publ.*, 2, p. 377–388.
7. *Atkinson W. J., Hughes F. E. and Smith C. B.*, 1982. A review of the kimberlitic rocks of Western Australia. (abstract): *Terra Cognita*, v. 2, p. 204.
8. *Atkinson W. J., Hughes F. E. and Smith C. B.*, 1984a. A review of the kimberlitic rocks of Western Australia, in *Kimberlites I: Kimberlites and related rocks*, edited by J. Kornprobst: Amsterdam, Elsevier, p. 195–224.
9. *Atkinson W. J., Smith C. B. and Boxer G. L.*, 1984b. The discovery and geology of the Argyle diamond deposits, Kimberley, Western Australia: *Australasian Inst. Min. Met., Ann. Conf.*, Darwin, August 1984, p. 141–149.
10. *Atkinson W. J., Smith C. B. and Boxer G. L.*, 1984c. The discovery and evaluation of the Ellendale and Argyle lamproite diamond deposits, Kimberley Region, Western Australia: Denver. U.S.A. SME Conference, 1984.
11. *Bachinski W. S. and Scott R. B.*, 1979. Rare earth and other trace element contents of minettes (mica lamprophyres): *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 43, p. 93–100.
12. *Bailey D. K.*, 1969. The stability of acmite in the presence of H₂O: *American Jour. Sci.*, v. 267A (Schairer Vol.), p. 242–248.
13. *Bailey D. K.*, 1980. Volatile flux, geotherms and the generation of the kimberlite-carbonate-alkaline magma spectrum: *Min. Mag.*, v. 43, p. 695–699.
14. *Bailey D. K.*, 1982. Mantle metasomatism—continuing chemical change within the Earth: *Nature*, v. 296, p. 525–530.
15. *Bailey D. K.*, 1984. Kimberlite, “The mantle sample” formed by ultrametamorphism, in *Kimberlites I: Kimberlites and related rocks*, edited by J. Kornprobst: Amsterdam, Elsevier, p. 323–333.
16. *Barrett D. R. and Berg G. W.*, 1975. Complementary petrographic and isotope ratio studies of South African kimberlites: *Phys. Chem. Earth*, v. 9, p. 669–675.
17. *Barton M. and Hamilton D. L.*, 1979. The melting relationships of a madupite from the Leucite Hills, Wyoming, to 30 kb: *Contrib. Min. Pet.*, v. 69, p. 133–142.
18. *Barton M. and Hamilton D. L.*, 1982. Water-undersaturated melting experiments bearing upon the origin of potassium-rich magmas: *Min. Mag.*, v. 45, p. 267–278.
19. *Basu A. R., Rubury E., Mehnert H. and Tatumoto M.*, 1984. Sm-Nd, K-Ar and petrologic study of some kimberlites from eastern United States and their implication for mantle evolution: *Contrib. Min. Pet.*, v.86, p. 35–44.
20. *Basu A. R. and Tatumoto M.*, 1980. Nd isotopes in selected mantle-derived rocks and minerals and their implications for mantle evolution: *Contrib. Min. Pet.*, v. 75, p. 43–54.
21. *Bates R. L., and Jackson J. A.*, 1980. *Glossary of geology* (2nd ed): Falls Church, Va., American Geol. Inst., 749 p.

22. *Beard J.S.* 1979., Vegetation survey of Western Australia, Kimberley 1:1 000 000 Vegetation Series, explanatory notes to sheet 1. The vegetation of the Kimberley area: University of Western Australia Press, 118 p.
23. *Bennett R. and Gellatly D.C.*, 1970 Rb-Sr age determinations of some rocks from the west Kimberley region, Western Australia: Australia BMR, Rec. 1970/20.
24. *Berg G.W. and Allsopp H.L.*, 1972. Low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in fresh South African kimberlites: Earth Plan. Sci. Letts., v. 16, p. 27–30.
25. *Berry R.F. and Grady A.E.*, 1981. Deformation and metamorphism of the Aileu Formation, north coast, East Timor, and its tectonic significance: Jour. Structural Geol., v. 3, p. 143–167.
26. *Binns R.A., Duggan M.B. and Wilkinson J.F.G.*, 1970. High pressure megacrysts in alkaline lavas from northeastern New South Wales: American Jour. Sci., v. 269, p. 132–168.
27. *Blatchford T.* 1927. The geology of portions of the Kimberley Division, with special reference to the Fitzroy Basin and the possibilities of the occurrence of mineral oil: West Australian Geol. Survey, Bull. 93.
28. *Boctor N.Z. and Meyer H.O.A.*, 1979. Oxide and sulfide minerals in kimberlite from Green Mountain, Colorado, in Kimberlites, diatremes and diamonds: Their geology, petrology and geochemistry, edited by *F.R. Boyd and H.O.A. Meyer*: Washington, American Geophys. Union, p. 217–228.
29. *Boettcher A.I., Mysen B.O. and Modreski P.J.*, 1975. Melting in the mantle: phase relationships in natural and synthetic peridotite-H₂O and peridotite-H₂O-CO₂ systems at high pressures: Phys. Chem. Earth, v. 9, p. 855–867.
30. *Boettcher A.L. and O'Neill J.R.*, 1980. Stable isotope, chemical and petrographic studies of high pressure amphiboles and micas: evidence for metasomatism in the mantle source regions of alkali basalts and kimberlites: American Jour. Sci., v. 280A, p. 594–621.
31. *Bofinger V.M.*, 1967. Geochronology of the east Kimberley area of Western Australia: Australian National University, Ph.D. Thesis.
32. *Boxer G.L.*, 1980a. Annual report on exploration completed within mineral claims 04/4055–4058. Brooking Gorge, Noonkanbah, Western Australia: CRA Exploration P/L., Report 130195.
33. *Boxer G.L.*, 1980b. Annual report on exploration completed within mineral claims 04/3611–16, 04/3680–83, 04/3676–79, J.K. Yard, Lennard River, Western Australia: CRA Exploration P/L., Report 130196.
34. *Boxer G.L. and Haebig E.A.*, 1980a. Annual report for 1979 on exploration completed within mineral claims on the Hardman 1:1 000 000 map sheet 3861, West Kimberley Goldfield, W.A.: CRA Exploration P/L., Report 130191.
35. *Boxer G.L. and Haebig E.A.*, 1980b. Annual report for 1979 on exploration completed within mineral claims in the Calwynyardah area, Ellendale 1:1 000 000 sheet, Western Australia: CRA Exploration P/L., Report 130192.
36. *Boxer G.L. and Haebig E.A.*, 1980c. Annual report for 1979 on mineral claims 04/2777 and 04/2844–59, Gumhole, Noonkanbah, Western Australia: CRA Exploration P/L., Report 130197.
37. *Boxer G.L., Smith C.B. and Lorenz V.*, 1986. Geology and volcanology of Argyle AKI lamproite diatreme: Int. Kimberlite Conf., 4th, Perth, 1986, Extended Abstracts.
38. *Boyd F.R. and Clement C.R.*, 1977. Compositional zoning of olivines in kimberlite from the De Beers Mine, Kimberley, South Africa: Carnegie Inst., Washington, Yearbook for 1976, p. 485–487.
39. *Boyd F.R. and Gurney J.J.*, 1982. Low-calcium garnets: keys to craton structure and diamond crystallization: Washington, Carnegie Inst., Yearbook, p. 261–267.
40. *Boyd F.R. and Nixon P.H.*, 1973. Origin of the ilmenite-silicate nodules in kimberlites from Lesotho and South Africa, in Lesotho kimberlites, edited by *P.H. Nixon*: Lesotho Nat. Dev. Corp., Maseru, p. 254–268.
41. *Boyd F.R. and Nixon P.H.*, 1978. Ultramafic nodules from the Kimberley pipes, South Africa: Geochim. Cosmochim. Acta, v. 42, p. 1367–1382.
42. *Brey G., Brice W.R., Ellis D.J., Geen D.J., Harris K.L. and Ryabchikov I.D.*, 1983. Pyroxene-carbonate reactions in the upper mantle: Earth Plan. Sci. Letts., v. 62, p. 63–74.
43. *Brooks C., James D.E. and Harte S.R.*, 1976. Ancient lithosphere: Its role in young continental volcanism: Nature, v. 193, p. 1086–1094.
44. *Bunting J.A.*, 1986. Geology of the eastern part of the Nabberu Basin: West. Australia Geol. Survey, Bull. 131.
45. *Bunting J.A., de Later J.R. and Libby W.G.*, 1976. Tectonic subdivisions and geochronology of the northeastern part of the Albany-Fraser Province, Western Australia: West.

- Australia Geol. Survey Ann. Rept., 1975, p. 117–126.
46. *Cande S. C. and Mutter J. C.*, 1982. A revised identification of the oldest sea floor spreading anomalies between Australia and Antarctica: Earth Plan. Sci. Letts., v. 58, p. 151–160.
 47. *Carmichael I. S. E.*, 1967. The mineralogy and petrology of the volcanic rocks from the Leucite Hills, Wyoming: Contrib. Min. Pet., v. 15, p. 2466.
 48. *Carswell D. A., Clarke D. B. and Mitchell R. H.*, 1979. The petrology and geochemistry of ultramafic nodules from pipe 200, northern Lesotho, in *The mantle sample: Inclusions in kimberlites and other volcanics*, edited by *E. R. Boyd and H. O. A. Meyer*: Washington, American Geophys. Union, p. 127–144.
 49. *Carter J. D.*, 1974. Diamond exploration in Western Australia: West. Australia Geol. Survey, Ann. Rept. 1973, p. 73–79.
 50. *Chin R. J., Hickman A. H. and Towner R. R.*, 1982. Paterson Range, Western Australia (2nd ed.): West. Australia Geol. Survey, 1:250 000 Geological Series—Explanatory Notes.
 51. *Chin R. J., Williams I. R., Williams S. J. and Crowe R. W. A.*, 1980. Rudall, Western Australia: West Australia Geol. Survey, 1:250 000 Geological Series—Explanatory Notes.
 52. *Claoué-Long J. C., Thirlwall M. F. and Nesbitt R. W.*, 1984. Revised Sm–Nd systematics of Kambalda greenstones, Western Australia: Nature, v. 307, p. 697–701.
 53. *Clement C. R.*, 1982. A comparative geological study of some major kimberlite pipes in the northern Cape and Orange Free State: Ph.D. Thesis, University of Capetown.
 54. *Clement C. R. and Skinner E. M. W.*, 1979. A textural classification of kimberlitic rocks: Cambridge Kimberlite Symposium, 2nd. Abstracts.
 55. *Clement C. R. and Skinner E. M. W.*, 1982. Kimberliti textures I: Terra Cognita, v. 2, p. 209.
 56. *Clement C. R., Skinner E. M. W. and Scott-Smith B. H.*, 1977. Kimberlite redefined: International Kimberlite Conf., 2nd Santa Fe., Abstracts.
 57. *Clement C. R., Skinner E. M. W. and Scott-Smith B. H.*, 1984. Kimberlite redefined: Jour. Geol., v. 92, p. 223–228.
 58. *Clifford T. N.*, 1966. Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa: Earth Plan. Sci. Letts., v. 1, p. 421–434.
 59. *Cockbain A. E.*, 1984. Stromatoporoids from the Devonian Reef Complexes, Canning Basin, Western Australia: West. Australia Geol. Survey, Bull., 129, 108 p.
 60. *Collerson K. D.*, 1982. Age and strontium isotope systematics of the Mt Weld carbonatite, western Australia: Report to Union Oil.
 61. *Compston W. and Arriens P. A.*, 1968. The Precambrian geochronology of Australia: Canadian Jour. Earth Sci., v. 5, p. 561–583.
 62. *Cooper L. S.*, 1982. Fitzroy Joint Venture, annual report for 1981: Seltrust Mining Corporation.
 63. *Crowe R. W. A. and Towner R. R.*, 1976. Permian depositional history of the Noonkanbah 1:250 000 sheet area, W.A.: Australia BMR Rec. 1976/24.
 64. *Crowe R. W. A. and Towner R. R.*, 1981. Noonkanbah, Western Australia: West Australia Geol. Survey, 1:250 000 Geol. Series—Explanatory Notes.
 65. *Cundari A.*, 1973. Petrology of the leucite-bearing lavas in New South Wales: Geol. Soc. Australia Jour., v. 20, p. 465–492.
 66. *Danchin R. V., Bristow J. W., Robey J. V. A. and Scott-Smith B. H.*, 1985. The petrology of the suites of Australian kimberlitic intrusions: Int. Kimberlite Symposium, Yakutsk, U.S.S.R. (Abstract).
 67. *Dawson J. B.*, 1967. A review of the geology of kimberlite, in *Ultramitic and related rocks*, edited by *P. J. Wyllie*: New York, Wiley, p. 241–251.
 68. *Dawson J. B.*, 1970. The structural setting of African kimberlite magmatism, in *African magmatism and tectonics*, edited by *T. N. Clifford and I. G. Gass*: Edinburgh, Oliver & Boyd, p. 321–335.
 69. *Dawson J. B.*, 1971. Advances in kimberlite geology: Earth Sci Rev., v. 7, p. 187–214.
 70. *Dawson J. B.*, 1980. Kimberlites and their xenoliths: Berlin, Springer Verlag, 250 p. [Имеется перевод: Доусон Дж. Б. Кимберлиты и ксенолиты в них.—М.: Мир, 1983, 300 с.]
 71. *Dawson J. B.*, 1984a. Petrogenesis of kimberlite, in *Kimberlite occurrence and origin*, edited by *J. E. Glover and P. G. Harris*: Univ. West. Australia, Geol. Dept. Publ. No. 8, p. 103–111.
 72. *Dawson J. B.*, 1984b. Contrasting types of upper mantle metasomatism? in *Kimberlites II: The mantle and crust mantle relationships*, edited by *J. Kornprobst*: Amsterdam, Elsevier, p. 289–294.
 73. *Dawson J. B.*, 1986. The kimberlite clan: relationship to olivine and leucite-lamproites, and inferences for upper mantle metasomatism, in *Alkaline rocks*, edited by *J. G. Fitton and*

- B.G.J. Upton: London, Geol. Soc. Spec. Publ.
74. Dawson J.B. and Smith J.V., 1977. The MARID (micaamphibole-rutile-diopside) suite of xenoliths in kimberlite: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 41, p. 309–323.
 75. Dawson J.B. and Smith J.V., 1982. Upper mantle amphiboles: A review: *Min. Mag.*, v. 45, p. 35–46.
 76. Dawson J.B., Smith J.V. and Hervig R.L., 1977. Late stage diopside in kimberlite groundmass: *N. Jb. Mineral.*, v. 2, p. 529–547.
 77. Dawson J.B. ad Stephens W.N., 1975. Statistical analysis of garnets from kimberlites and associated xenoliths: *Jour. Geol.*, v. 83, p. 589–607.
 78. Deer W.A., Howie R.A. and Zussman J., 1962. *Rockforming minerals*, v. 1 (1st ed.): London, Longmans, 379 p.
 79. Deer W.A., Howie R.A. ad Zussman J., 1982. *Rockforming minerals*, v. 1A, Orthosilicates. (2nd ed.): London, Longmans, 919 p.
 80. de Laeter J.R. and Blockley J.G., 1972. Granite ages within the Archaean Pilbara Block, Western Australia: *Geol. Soc. Australia, Jour.*, v. 19, p. 363–370.
 81. de Laeter J.R., Libby W.G. and Trendall A.F., 1981a. The older Precambrian geochronology of Western Australia: *Geol. Soc. Australia, Spec. Publ.*, No. 7, p. 145–147.
 82. de Laeter J.R., Peers R. ad Trendall A.F., 1974. Petrography, chemical composition and geochronology of two dolerite sills from the Precambrian Weeli Wollie Formation. Hamersley Group: West. Australia Geol. Survey. *Ann. Rept.*, 1973, p. 82–91.
 83. de Laeter J.R., Williams I.R., Rosman K.J.R. and Libby W.G., 1981b. A definitive 3350 m.y. age from banded gneiss, Mount Narryer area, Western Gneiss Terrain: West. Australia Geol. Survey, *Ann. Rept.*, 1980, p. 94–98.
 84. Derrick G.M. and Gellatly D.C., 1971. The Precambrian geology of the Oscar Range Inlier, Lannard River 1:250 000 sheet area, SE51-8, Western Australia: Australia BMR, *Rec.* 1971/61.
 85. Derrick G.M. and Gellatly D.C., 1972. New leucite lamproites from the West Kimberley: Australia BMR, *Bull.* 125, p. 103–120.
 86. Derrick G.M. and Playford P.E., 1973. Lennard River, Western Australia: Australia BMR, 1:250 000 Geological Series—Explanatory Notes.
 87. Doepel J.J.G., 1975. Albany-Fraser Province, in *Geology of Western Australia*: West. Australia Geol. Survey, *Mem.* 2, p. 94–102.
 88. Dow D.B. and Gemuts I., 1967. Dixon Range, Western Australia: Australia BMR, 1:25 000 Geological series—Explanatory Notes.
 89. Dow D.B. and Gemuts I., 1969. Geology of the Kimberley region, Western Australia: The East Kimberley: Australia BMR, *Bull.* 106.
 90. Druce E.C. and Radke B.M., 1979. The geology of the Fairfield Group, Canning Basin, Western Australia: Australia BMR, *Bull.* 200.
 91. Edgar A.D., Condiliffe E., Barnet R.L. ad Shirran R.J., 1980. An experimental study of an olivine ugandite magma and mechanisms for the formation of its K-enriched derivatives: *Jour. Petrol.*, v. 21, p. 475–497.
 92. Edgar A.D., Green D.H. and Hibberson W.D., 1976. Experimental petrology of a highly potassic magma: *Jour. Petrol.*, v. 17, p. 339–356.
 93. Eggler D.H., 1978. The effect of CO₂ upon partial melting of peridotite in the system Na₂O–CaO–MgO–SiO₂–CO₂ to 35 kp, with a analysis of melting in a peridotite H₂O–CO₂ system: *American Jour. Sci.*, v. 278, p. 305–343.
 94. Eggler D.H. and Baker D.R., 1982. Reduced volatiles in the system C–O–H: Implications to mantle melting, fluid formation, and diamond genesis, in *High pressure research in geophysics*, edited by S.A. Kimoto and M.H. Maghghani: Tokyo, p. 237–250.
 95. Eggler D.H. and Wendlandt R.F., 1979. Experimental studies on the relationship between kimberlite magmas and partial melting of peridotite, in *Kimberlites, diatremes and diamonds: Their geology, petrology and geochemistry*, edited by F.R. Boyd and H.O.A. Meyer: Washington, American Geophys. Union, p. 330–343.
 96. Ellis D.E. and Wyllie P.J., 1980. Phase relations and their petrological implications in the system MgO–SiO₂–H₂O–CR₂ at pressures up to 100 kb: *American Min.*, v. 65, p. 540–556.
 97. Embleton B.J.J., 1981. A review of the palaeomagnetism of Australia and Antarctica, in *Palaeoreconstruction of the Continents*, edited by M.W. McElhinny ad D.A. Valencio: American Geophys. Union, *Geodynamics Ser.* 2, p. 77–92.
 98. Erlank A., Allsopp H.L., Hawkesworth C.J. and Menzies M.A., 1982. Chemical and isotopic characteristics of upper mantle metasomatism in peridotite nodules from the Bultfontein kimberlite: *Terra Cognita*, v. 2, p. 261–263.

99. *Fabries J.*, 1979. Spinel-olivine geothermometry in peridotite from ultramafic complexes: *Contrib. Min. Pet.*, v.69, p. 329-336.
100. *Farquharson R.A.*, 1920. Petrological work: West Australia Geol. Survey. Ann. Rept., 1919, p. 41-45.
101. *Farquharson R.A.*, 1922. Petrological work: West Australia Geol. Survey. Ann. Rept., 1921, p. 53-58.
102. *Faust G.T.*, 1963. Phase transition in synthetic and natural leucite: *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, v. 43, p. 165-195.
103. *Ferguson A.K.*, 1978. The crystallization of pyroxenes and amphiboles in some alkaline rocks and the presence of a pyroxene compositional gap: *Contrib. Min. Pet.*, v. 67, p. 11-15.
104. *Ferguson J., Ellis D.E. and England R.N.*, 1977. A unique spinel-garnet lherzolite inclusion in kimberlite from Australia: *Geology*, v. 5, p. 278-280.
105. *Ferguson J. and Sheraton J.W.*, 1979. Petrogenesis of kimberlitic rocks and associated xenoliths of southeastern Australia, in Kimberlites, diatremes and diamonds: Their geology, petrology, and Geochemistry, edited by *F.R. Boyd and H.O.A. Meyer*: Washington, American Geophys. Union, p. 140-160.
106. *Fesq H.W., Kable E.J.D. and Gurney J.J.*, 1975. Aspects of the geochemistry of kimberlites from the Premier mine and other selected South African occurrences with particular reference to the rare earth elements: *Phys. Chem. Earth*, v. 9, p. 687-709.
107. *Fielding D.C.*, 1983a. Final report on mineral claims 80/5359-5388, Maude Creek, and 80/5333-5358. Devils Elbow, Lissadell, Western Australia: CRA Exploration P/L, Report 130107.
108. *Fielding D.C.*, 1983b. Final report on exploration completed on mineral claims 80/5671-5677, Elgee, Lissadell, Western Australia: CRA Exploration P/L, Report 13105.
109. *Fielding D.C.*, 1983c. Final report on mineral claims 80/5464, 5647, Dunham, and 80/5662-5666, Saw Ranges, Lissadell, Western Australia: CRA Exploration P/L, Report 130106.
110. *Fisher R.V. and Schmincke H.U.*, 1984. *Pyroclastic Rocks*: Berlin, Springer Verlag, 472 p.
111. *Fisher R.V. and Waters A.C.*, 1970. Base surge bed forms in maar volcanoes: *American Jour. Sci.*, v. 286, p. 157-180.
112. *Fitton A.*, 1980. Annual report on exploration completed within Temporary Reserve 6576H and 6577H Forrest River, Drysdale, Western Australia: CRA Exploration P/L, Report 130260.
113. *Fitzgerald W.V.*, 1907. Reports on portions of the Kimberleys (1905-6): West. Australia, Parl. Papers No. 19 of 1907.
114. *Fletcher J.R., Rosman K.J.R., Williams I.R., Hickman A.H. and Baxter J.L.*, 1984. Sm-Nd geochronology of greenstone belts in the Yilgarn Block, Western Australia: *Precamb. Res.*, v. 26, p. 333-361.
115. *Fletcher I.R., Wilde S.A., Libby W.G. and Rosman K.J.R.*, 1983a. Sm-Nd model ages across the margins of the Archaean Yilgarn Block - II. Southwest transect into the Proterozoic Albany-Fraser Province: *Geol. Soc. Australia, Jour.*, v. 30, p. 333-340.
116. *Fletcher I.R., Wilde S.A. and Rosman K.J.R.*, 1985. Sm-Nd model ages across the margins of the Archaean Yilgarn Block, Western Australia III. The western margin: *Australian Jour. Earth Sci.*, v. 32, p. 73-82.
117. *Fletcher I.R., Williams S.J., Gee R.D. and Rosman K.J.R.*, 1983b. Sm-Nd model ages across the margins of the Archaean Yilgarn Block, Western Australia: northwest transect into the Proterozoic Gascoyne Province: *Geol. Soc. Australia Jour.*, v. 30, p. 167-174.
118. *Foley S.F.*, 1986. The oxidation state of lamproite magmas. *Tsch. Min. Pet. Mitt.*, v. 34, p. 217-238.
119. *Foley S.F., Taylor W.R. and Green D.H.*, 1986. The effect of fluorine on phase relationships in the system $KAlSiO_3 - Mg_2SiO_4 - SiO_2$ and the solution mechanism of fluorine in silicate melts: *Contrib. Min. Pet.*
120. *Forman D.J. and Wales D.W.*, 1981. Geological evolution of the Canning Basin, Western Australia: *Australia BMR, Bulletin* 210.
121. *Francis E.H.*, 1970. Bedding in Scottish (Fife) tuff-pipes and its relevance to maars and calderas: *Bull. Volc.*, v. 34, p. 697-712.
122. *Frantsesson E.V.*, 1970. The petrology of kimberlite: Canberra. Australian National University Press. [Имеется перевод: *Францессон Е.В.* Петрология кимберлитов.- М.: Недра, 1968, 200 с.]
123. *Frey F.A., Ferguson J. and Chappell B.W.*, 1977. Petrogenesis of South African and Australian kimberlitic suites. International Kimberlite Conf., 2nd. Santa Fe., Abstracts Volume.
124. *Garlick H.J.*, 1982. Maude Creek kimberlite occurrence. Kimberley Goldfield, Western Australia: Gem. Exploration P/L.
125. *Gee R.D.*, 1979. Structure and tectonic style

- of the Western Australian shield: *Tectonophysics*, v. 58, p. 327–369.
126. *Gellatly D. C.*, 1971. Possible Archaean rocks of the Kimberley region, Western Australia: *Geol. Soc. Australia. Spec. Publ. No. 3*, p. 93–101.
 127. *Gellatly D. C.*, 1979. W. A. Diamonds Project (908): Amax Iron Ore Corporation.
 128. *Gellatly D. C.*, 1980. Annual Report, Hooper Hills Bore area Kimberlite prospects: Amax Iron Ore Corporation.
 129. *Gellatly D. C. and Sofoulis J.*, 1969. Drysdale and Londonderry, W.A.: West. Australia Geol. Survey. 1: 250 000 Geol. Series—Explan. Notes.
 130. *Gellatly D. C., Sofoulis J., Derrick G. M. and Morgan C. M.*, 1968. The older Precambrian geology of the Lennard River 1: 250 000 sheet area, SE 51–8. Western Australia. Australia BMR, Rec. 1968/126.
 131. *Gemuts I.*, 1971. Metamorphic and igneous rocks of the Lamboo Complex, East Kimberley Region. Western Australia. Australia BMR, Bull. 107.
 132. *Gilfillan M. A.*, 1977. Wilson River area, Kimberleys W.A., final report on Temporary Reserves 6319H, 6323H and 6324H: CRA Exploration P/L, Report 130018.
 133. *Gilfillan M. A. and Smith C. B.*, 1977. Wilson River area, Kimberleys, Western Australia. Temporary Reserves 6319H, 6323H and 6324H—Annual Report for 1977: CRA Exploration P/L, Report 130018.
 134. *Gold D. P.*, 1972. Monteregian Hills: Diatremes, kimberlites, lamprophyres and intrusive breccias west of Montreal: *Int. Geol. Congress, 24th, Montreal, Excursion Handbook B-10*, 32 p.
 135. *Gold D. P.*, 1984. A diamond exploration philosophy for the 1980's: *Penn. State Univ., Earth and Min. Sci.*, v. 53, No. 4, p. 37–42.
 136. *Goode A. D. T.*, 1981. Proterozoic geology of Western Australia, in *Precambrian geology of the southern hemisphere*, edited by *D. R. Hunter*: Amsterdam, Elsevier, p. 105–203.
 137. *Green D. H.*, 1985. The upper mantle as the source for magmatic fluids, in *Conference on stable isotopes and fluid processes in mineralization—5*, edited by *H. K. Herbert*: Univ. Queensland, Dept. Geol. Min., Abstract.
 138. *Green D. H. and Sobolev N. V.*, 1975. Coexisting garnets and ilmenites synthesized at high pressures from pyrolite and olivine basanite and their significance for kimberlite assemblages: *Contrib. Min. Pet.*, v. 50, p. 217–229.
 139. *Gregory C. J.*, 1981. Annual report on exploration completed within mineral claims 09/2199–2216 and 09/3082–3106, Winning Pool and Kennedy Range, Western Australia: CRA Exploration P/L, Report 130301.
 140. *Gregory C. J.*, 1982. Final report on exploration completed within mineral claims 08/2873–2876 and 3171–3182, Mia Mia, Winning Pool, Western Australia: CRA Exploration P/L, Report 130341.
 141. *Gregory G. P.*, 1980. Mount Wynne Joint Venture, annual report for 1979: BP Minerals.
 142. *Gregory G. P.*, 1981a. Mount Wynne Joint Venture, annual report for 1980: BP Minerals.
 143. *Gregory G. P.*, 1981b. Fitzroy Joint Venture, annual report for 1980: BP Minerals.
 144. *Gregory G. P.*, 1984. Exploration for primary diamond deposits with special emphasis on the Lennard Shelf W.A., in *The Canning Basin, W.A.*, edited by *P. G. Purcell*: Geol. Soc. Aust./Pet. Expl. Soc. Aust., Symposium, Perth, 1984, Proceedings, p. 475–484.
 145. *Groom F. F.*, 1896. Report of a visit to Nullagine, Pilbara district, to examine the country reported to be diamond yielding. West. Australia Dept. Mines, Ann. Rept. 1895, p. 27.
 146. *Gupta A. K. and Yagi K.*, 1980. *Petrology and genesis of leucite-bearing rocks*. Berlin, Springer-Verlag.
 147. *Gurney J. J.*, 1984. A correlation between garnets and diamonds in kimberlites, in *Kimberlite occurrence and origin*, edited by *J. E. Glover and P. G. Harris*: University of Western Australia, Geol. Dept., Publ. No. 8, p. 143–166.
 148. *Gurney J. J., Fesq H. W. and Kable E. J. D.*, 1973. Clinopyroxene-ilmenite intergrowths from Lesotho kimberlites: A reappraisal, in *Lesotho Kimberlites*, edited by *P. H. Nixon*: Maseru, Lesotho Nat. Dev. Corp., p. 238–253.
 149. *Gurney J. J. and Harris J. W.*, 1982. Some observations relevant to the formation of natural diamonds: *Terra Cognita*, v. 2, p. 199.
 150. *Gurney J. J., Harris J. W. and Rickard R. S.*, 1979. Silicate and oxide inclusions in diamond from the Finsch kimberlite pipe, in *kimberlites, diatremes, and diamonds: Their geology, petrology and geochemistry*, edited by *F. R. Boyd and H. O. A. Meyer*: Washington, American Geophys. Union, p. 1–15.
 151. *Gurney J. J. and Harte B.*, 1980. Chemical variations in upper mantle nodules from southern African kimberlites: *Royal Soc. (London) Phil. Trans.*, v. A297, p. 273–293.
 152. *Gurney J. J. and Switzer G. S.*, 1973. The discovery of garnets closely related to diamonds

- in the Finsch pipe, South Africa: *Contrib. Min. Pet.*, v. 39, p. 103–116.
153. *Haebig E. A.*, 1979a. Annual Report for 1978 on mineral claims 04/1848–1851, 04/2149–2150 and 04/2282, West Kimberley Goldfield, W. A.: CRA Exploration P/L.
 154. *Haebig E. A.*, 1979b. Annual Report for 1978, mineral claims on the Hardman 1:100 000 map sheet 3861, West Kimberley Goldfield, W. A.: CRA Exploration P/L, Report 130041.
 155. *Haebig E. A.*, 1982. Final Report on mineral claim 04/2560, Merrilees Bore, Lennard River, Western Australia: CRA Exploration P/L., Report 130089.
 156. *Haebig E. A.*, 1983a. Final Report on Exploration completed at Big Spring, Leopold Downs 1:100 000 map sheet 3962, Western Australia: CRA Exploration P/L, Report 130086.
 157. *Haebig E. A.*, 1983b. Final Report on mineral claims 04/3611–16, 04/3680–83, 04/3676–79, J. K. Yard, Lennard River, Western Australia; CRA Exploration P/L., Report 130096.
 158. *Haebig E. A.*, 1983c. Final report on exploration completed within mineral claims on the Hardman 1:100 000 map sheet, Noonkanbah, Western Australia: CRA Exploration P/L, Report 130093.
 159. *Haggerty S. E.*, 1975. The chemistry and genesis of opaque minerals in kimberlites: *Phys. Chem. Earth.*, v. 9, p. 295–307.
 160. *Haggerty S. E.*, 1976. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks, in *Reviews in mineralogy* – v. 3. Oxide minerals, edited by *D. Rumble*; *Min. Soc. America*, p. 101–300.
 161. *Haggerty S. E., Hardie R. B. and McMahon B. M.*, 1979. The mineral chemistry of ilmenite nodule associations from the Monastery diatreme, in *The mantle sample: Inclusions in kimberlite and other volcanics*, edited by *F. R. Boyd and H. O. A. Meyer*: Washington, American Geophys. Union, p. 249–256.
 162. *Haggerty S. E. and Tomkins L. A.*, 1983. Redox state of Earth's upper mantle from kimberlitic ilmenites: *Nature*, v. 303, p. 295–300.
 163. *Hall A. E. and Smith C. B.*, 1984. Lamproite diamonds – are they different?, in *Kimberlite occurrence and origin*, edited by *J. E. Glover and P. G. Harris*: University of Western Australia, Geology Dept., Publ. 8, p. 167–212.
 164. *Hall A. M., Thomas M. F. and Thorp M. B.*, 1985. Late Quaternary alluvial placer development in the humid tropics: The case of the Birim Diamond Placer, Ghana: *Geol. Soc. (London) Jour.* v. 142, p. 777–787.
 165. *Hancock S. L. and Rutland R. W. R.*, 1984. Tectonics of an early Proterozoic geosuture: The Halls Creek orogenic subprovince, northern Australia: *Jour. Geodynamics*, v. 1, p. 387–432.
 166. *Hardman E. T.*, 1884. Report of the geology of the Kimberley district, Western Australia: West Australia, Parl. Papers No. 31 of 1884.
 167. *Harms J. E.*, 1959. The geology of the Kimberley Division, Western Australia and of an adjacent area of the Northern Territory: Adelaide Univ. M. Sc Thesis.
 168. *Harte B.*, 1977. Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallization textures in olivine-bearing xenoliths: *Jour. Geol.*, v. 85, p. 279–288.
 169. *Harte B.*, 1983. Mantle peridotites and processes – The kimberlite sample, in *Continental basalts and mantle xenoliths*, edited by *C. J. Hawkesworth and M. J. Norry*: U. K. Shiva, p. 45–91.
 170. *Hawkesworth C. J., Roger N. W., van Calsteren P. W. C. and Menzies M. A.*, 1984. Mantle enrichment processes; *Nature*, v. 311, p. 331–335.
 171. *Hawthorne J. B.*, 1975. Model of a kimberlite pipe: *Phys. Chem. Earth*, v. 9, p. 1–15.
 172. *Haynes R. W.*, 1971. Completion Report on Temporary Reserves Nos: 4665H, 5184H and 5423H, Lennard River area, Western Australia: Exoil N. L., Transoil N. L., and Petromin N. L.
 173. *Hays J.*, 1967. Land surfaces and laterites in the north of the Northern Territory, in *Landform studies from Australia and New Guinea*, edited by *J. N. Jennings and J. A. Mabbutt*: Canberra, Australian National University, 1967, p. 182–210.
 174. *Hearth B. C.*, 1968. Diatremes with kimberlite affinities in north-central Montana: *Science*, v. 159, p. 662–625.
 175. *Heiken G.*, 1974. An atlas of volcanic ash: *Smithsonian Contrib. Earth Sci.*, v. 12, 101 p.
 176. *Henshaw D. E.*, 1955. The structure of wadi-te: *Min. Mag.*, v. 30, p. 585–595.
 177. *Hickman A. H. and de Laeter J. R.*, 1977. The depositional environment and age of a shale within the Hardey Sandstone of the Fortescue Group: West. Australia Geol. Survey, Ann. Rept., 1976, p. 62–68.
 178. *Hocking R. M., Moors H. T. and van de Graaff W. J. E.*, 1986. The Geology of the Carnarvon Basin, W. A. West. Australia Geol. Survey, Bull. 133.
 179. *Hoffman A. W. and White W. M.*, 1982. Mantle plumes from subducted oceanic crust: *Earth Plan. Sci. Letts.*, v. 57, p. 421–436.

180. *Honnorez J. and Kirst P.*, 1975. Submarine basaltic volcanism: Morphometric parameters for discriminating hyaloclastites from hyalotuffs: *Bull. Volc.*, v. 39, p. 1–25.
181. *Hughes F.E.*, 1978. Annual report for 1977, West Kimberley Goldfield, W.A.: CRA Exploration P/L.
182. *Hughes F.E. and Smith C.B.*, 1977. Annual report for 1976 on Big Spring mineral claims: CRA Exploration P/L.
183. *Hughes F.E. and Smith C.B.*, 1978a. Annual report for 1977 on Big Spring mineral claims, West Kimberley Goldfield: CRA Exploration, P/L.
184. *Hughes F.E. and Smith C.B.*, 1978b. Annual report for 1977, mineral claim 04/2282, Big Spring West, West Kimberley Goldfield: CRA Exploration P/L.
185. *Hughes F.E. and Smith C.B.*, 1978c. Annual report for 1977, Mineral Claim 04/2288, Mount Abbott, West Kimberley Goldfield: CRA Exploration P/L.
186. *Hurley N.F.*, 1984. Geology of the Oscar Range (Devonian) reef complex, Canning Basin, Western Australia; A. A. P. G., Ann. Convention, May 1984 (Abstract).
187. *Hurley N.F.*, 1985. Geology of the Oscar Range Devonian reef complex, Canning Basin, Western Australia: Univ. Michigan, Ph.D. Thesis.
188. *Hutton G.J.*, 1985. Annual report on the Nullagine alluvial gold mine, Pilbara Mineral Field, Western Australia: Metana Minerals.
189. *Irvine T.N.*, 1965. Chromian spinel as a petrogenetic indicator; Part 1, Theory: *Canadian Jour. Earth Sci.*, v. 2, p. 649–671.
190. *Jaques A.L.*, 1986. F-rich micas in the West Kimberley lamproites: Contrasts with kimberlites and other micaceous alkaline ultramafic intrusions. Fourth Internat. Kimb. Conf. Extended Abstr. Perth, p. 45–47.
191. *Jaques A.L., Chappell B.W., Sun S.S., Lewis J.D. and Smith C.B.*, 1986. The West Kimberley lamproites: Intraplate volcanism of extreme character: *Int. Volcanol. Congress, New Zealand*, (Abstract).
192. *Jaques A.L., Creaser R.A., Ferguson J. and Smith C.B.*, 1986. A review of the alkaline rocks of Australia: *Geol. Soc. South Africa, Trans.*, v. 88.
193. *Jaques A.L., Ferguson J. and Smith C.B.*, 1984c. Kimberlites in Australia, in *Kimberlite occurrence and origin*, edited by *J.E. Glover and P.G. Harris*. Univ. Western Australia. Geol. Dept., Publ. 8, p. 227–274.
194. *Jaques A.L., and Foley S.F.*, 1985. The origin of Al-rich spinel inclusions in leucite from the leucite lamproites of Western Australia: *American Min.*, v. 70, p. 1143–1150.
195. *Jaques A.L., Gregory G.P., Lewis J.D. and Ferguson J.*, 1982. The ultrapotassic rocks of the West Kimberley region. Western Australia and a new class of diamondiferous kimberlites: *Terra Cognita*, v. 2, p. 251–252.
196. *Jaques A.L., Lewis J.D., Smith C.B., Gregory G.P., Ferguson J., Chappell B.W. and McCulloch M.T.*, 1984a. The diamond-bearing ultrapotassic (lamproitic) rocks of the west Kimberley region, Western Australia, in *Kimberlites I: Kimberlites and related rocks*, edited by *J. Kornprobst*: Amsterdam, Elsevier, p. 225–254.
197. *Jaques A.L., Webb A.W., Fanning C.M., Black L.P., Pidgeon P.T., Ferguson J., Smith C.B. and Gregor G.P.*, 1984b. The age of the diamond bearing pipes and associated leucite lamproites of the West Kimberley region, Western Australia: *BMR Jour. of Australian Geol. and Geophys.*, v. 9, p. 1–7.
198. *Jenke G.*, 1983. The role of geophysics in the discovery of the Ellendale and Fitzroy kimberlites: *Australian Soc. Expl. Geophys. Conference Abstracts, Brisbane*, p. 66–72.
199. *Jeppe J.*, 1971. Reports on Temporary Reserves Nos. 4630H–4657H, 4644H and 4659H: *Stellar Minerals N.L.*
200. *Jones A.P., Smith J.V. and Dawson J.B.*, 1982. Mantle metasomatism in 14 veined peridotites from Bultfontein Mine, South Africa: *Jour. Geol.*, v. 90, p. 435–453.
201. *Jones D.J.*, 1984. Difficulties associated with using indicator minerals for diamond exploration in north Queensland: *Australasian Inst. Min. Metall., Ann. Conf. Darwin, 1984*, p. 127–139.
202. *Jordan T.H.*, 1978. Composition and development of the continental tectosphere: *Nature*, v. 274, p. 544–548.
203. *Jordan T.H.*, 1982. Continents as a chemical boundary layer. *Royal Soc. (London). Phil. Trans.*, v. A301, p. 359–373.
204. *Joyce J. and Marx M.R.*, 1981a. Final Report on Temporary Reserves 7724H to 7726H, 7728H to 7738H: *Stockdale Prospecting Ltd.*
205. *Joyce J. and Marx M.R.*, 1981b. Final Report on Temporary Reserves 7352H–7354H, Winning Pool, Western Australia: *Stockdale Prospecting Ltd.*
206. *Kaplan G., Faure D., Elloy R. and Heilamer R.*, 1967. Contribution à l'étude de l'orgi-

- nes des lamproites: Centre Rech. PAU-SNPA, Buul., v. 1, p. 153-159.
207. *Kay R.W. and Gast P.W.*, 1973. The rare earth content and origin alkali-rich basalts: *Jour. Geol.*, v. 81, p. 653-682.
208. *Kerr I.D.* 1983. Final report on exploration completed within mineral claims 09/2199-2216, 09/3082-3106, Wandagee, Winning Pool and Kennedy Range, Western Australia: CRA Exploration P/L., Report 13101.
209. *Kienle J., Kyle P.R., Self S., Motyka R.J. and Lorenz V.*, 1980. Ukinrek Maars, Alaska, 1 April 1977; eruption sequence, petrology and tectonic setting: *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, v. 7, p. 11-37.
210. *Knopf D.*, 1970. Les kimberlites et les roches aparatées de Côte d'Ivoire: Direction des Mines et Géologie de Côte d'Ivoire, Bull. Nr. 3.
211. *Kramers J. D.*, 1977. Lead and strontium isotopes in inclusions in diamonds and in mantle-derived xenoliths from southern Africa: *Int. Kimberlite Conf.*, 2nd., Santa Fe, Abstract.
212. *Kramers J.D.*, 1979. Lead, uranium, strontium, potassium and rubidium in inclusion-bearing diamonds and mantle-derived xenoliths from southern Africa: *Earth Plan. Sci. Letts.*, 42, p. 58-70.
213. *Kramers J. D., Roddick J.C.M. and Dawson J.B.*, 1983. Trace elements and isotope studies on veined metasomatic and "MARID" xenoliths from Bultfontein, Sont Africa: *Earth Plan. Sci. Letts.*, v.65, p. 90-106.
214. *Kuehner S.M., Edgar A.D. and Arima M.*, 1981. Petrogenesis of the ultrapotassic rocks from the Leucite Hills, Wyoming: *American Min.*, v. 66, p. 663-677.
215. *Lawrence M. J.*, 1971. The diamond search in Australia: Application of a mobile prospecting unit and the concept of mineral geochemistry: *Australasian Inst. Min. Met. Ann. Conf.*, New Zealand (abstract).
216. *Leake B.E.*, 1978. Nomenclature of amphiboles: *Canadian Mineralogist*, v. 16, p. 501-520.
217. *Le Maître R.W.*, 1975. Volcanic rocks from Edel No. 1 petroleum exploration well, offshore Carnarvon Basin, Western Australia: *Geol. Soc. Australia, Jour.*, v. 22, p. 167-174.
218. *Lewis H.C.*, 1887. On a diamantiferous peridotite and the genesis of diamond: *Geol. Mag. N.S.*, v. 5, p. 22-24.
219. *Leys C.A.*, 1983. Volcanic sedimentary processes during formation of the Saefell tuffring, Iceland: *Royal Soc. Edinburgh, Trans. Earth Sci.*, v. 74, p. 15-22.
220. *Libby W.G. and de Laeter J.R.*, 1981. Rb-Sr geochronology of alkaline granitic rocks in the Eastern Goldfields Province: *West Australia Geol. Survey, Ann. Rept.* 1980, p. 98-103.
221. *Longman M.J.*, 1980. Location of kimberlite intrusives using landsat digital data, in *Kimberlites and diamonds*, edited by *J.E. Glover and D.I. Groves*: Univ. West. Australia, Geology Dept., Publ. 5, p. 89-95.
222. *Lorenz V.*, 1973. On the formation of maars: *Bull. Volc.*, v. 37, p. 183-204.
223. *Lorenz V.*, 1975. Formation of phreatomagmatic maar-diatreme volcanoes and its relevance to kimberlite diatremes: *Phys. Chem. Earth*, v. 9, p. 17-27.
224. *Lorenz V.*, 1979. Phreatomagmatic origin of the olivine melilitite diatremes of the Swabian Alb, Germany, in *Kimberlites, diatremes and diamonds: Their geology, petrology and geochemistry*, edited by *F.R. Boyd and H.O.A. Meyer*: Washington, American Geophys. Union, p. 354-363.
225. *Lorenz V.*, 1984. Explosive volcanism of the West Eifel Volcanic Field, Germany, in *Kimberlites I: Kimberlites and related rocks*, edited by *J. Kornprobst*: Amsterdam, Elsevier, p. 299-307.
226. *Lowe D.R.*, 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments: *Sedimentology*, v. 22, p. 157-204.
227. *Luth W.C.*, 1967. Studies in the system $KAlSiO_4-SiO_2$: I. Inferred phase relations and applications: *Jour. Pet.*, v.8, p. 372-416.
228. *McCallum M.E., Coopersmith H.G. and Hodges C.W.*, 1982. Mineralogical and textural-genetic classification of kimberlites in northern Colorado and southern Wyoming, USA: *Terra Cognita*, v. 2, p. 209.
229. *McCulloch M.T., Jaques A.L., Nelson D.R. and Lewis J.D.*, 1983. Nd and Sr isotopes from kimberlites and lamproites from Western Australia: An enriched mantle origin: *Nature*, v. 32, p. 400-403.
230. *MacGregor I.D.*, 1975. Petrologic and thermal structure of the upper mantle beneath South Africa in the Cretaceous: *Phys. Chem. Earth*, v. 9, p. 455-466.
231. *MacGregor I.D.*, 1979. Mafic and ultramafic xenoliths from the Kao kimberlite pipe, in *The mantle sample: Inclusions in kimberlites and other volcanics*, edited by *F.R. Boyd and H.O.A. Meyer*: Washington, American Geophys. Union, p. 156-172.
232. *MacLean H.D.*, 1972. Final Report, Lennard Shelf aeromagnetic survey, Canning district of

- northwest Australia: West Australian Petroleum Pty Ltd.
233. *McNevin A. A.*, 1977. Diamonds in New South Wales: New South Wales Geol. Survey, Min. Res. Bull. 42.
 234. *Marx M. R.*, 1982. Final Report, Temporary Reserves 7398-H and 8033-H, St George's Range, Western Australia: Stockdale Prospecting Ltd.
 235. *Marx M. R.*, 1984a. Winning Pool, mineral claim 09/3112, final report: Stockdale Prospecting Ltd.
 236. *Marx M. R.*, 1984b. Winning Pool, mineral claims 09/3207 and 09/3208, final report: Stockdale Prospecting Ltd.
 237. *Mason B.*, 1977. Elemental distribution in minerals from the Woldgee Hills intrusion, Western Australia: New Zealand DSIR, Bull., v. 128, p. 114–120.
 238. *Meakins A.*, 1983. Geology and genesis of the Argyle alluvial diamond deposits, Kimberley region, Western Australia, in Geochemical exploration in arid and deeply weathered environments. Geochemistry and genesis of ore deposits associated with weathering, edited by *R. Davy, C. R. M. Butt, and T. A. Ballinger*: Assoc. Expl. Geochemists, Regional Meeting, Perth 1983, Abstracts, p. 54–56.
 239. *Menzies M. A., Kempton P. and Dungan M.*, 1985. Interaction of continental lithosphere and asthenospheric melts below the Geronimo Volcanic Field, Arizona, U.S.A.: *Jour. Pet.*, v. 26, p. 663–693.
 240. *Menzies M. A. and Murthy V. R.*, 1980. Mantle metasomatism as a precursor to the genesis of alkaline magmas—Isotopic evidence: *American Jour. Sci.*, v. 280A, p. 622–638.
 241. *Mercier J. C. C.*, 1979. Peridotite xenoliths and the dynamics of kimberlite intrusion, in *The Mantle sample: Inclusions in kimberlites and other volcanics*, edited by *F. R. Boyd and H. O. A. Meyer*: Washington, American Geophys. Union, p. 197–212.
 242. *Meyer H. O. A.*, 1979. Kimberlites and the mantle: *Rev. Geophys. Space Phys.*, v. 17, p. 776–789.
 243. *Meyer H. O. A. and Boyd F. R.*, 1968. Mineral inclusions in diamonds: Washington, Carnegie Inst., Yearbook 1967, p. 130–135.
 244. *Meyer H. O. A. and Boyd F. R.*, 1972. Composition and origin of crystalline inclusions in natural diamonds: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 36, p. 1255–1273.
 245. *Mitchell R. H.*, 1970. Kimberlite and related rocks. A critical reappraisal: *Jour. Geol.*, v. 78, p. 686–704.
 246. *Mitchell R. H.*, 1977. Geochemistry of magnesian ilmenites from kimberlites in South Africa and Lesotho: *Lithos*, v. 10, p. 29–37.
 247. *Mitchell R. H.*, 1979. The alleged kimberlite-carbonatite relationship: Additional contrary mineralogical evidence: *American Jour. Sci.*, v. 279, p. 570–589.
 248. *Mitchell R. H.*, 1981. Titaniferous phlogopites from the leucite lamproites of the West Kimberley area, Western Australia: *Contrib. Min. Pet.*, v. 76, p. 243–251.
 249. *Mitchell R. H.*, 1985. A review of the mineralogy of lamproites: *Geol. Soc. South Africa, Trans.*, v. 88.
 250. *Mitchell R. H. and Brunfelt A. O.*, 1975. Rare earth element geochemistry of kimberlite: *Phys. Chem. Earth*, v. 9, p. 671–686.
 251. *Mitchell R. H. and Lewis R. D.*, 1983. Priderrite-bearing xenoliths from the Prairie Creek mica peridotite, Arkansas: *Canadian Min.*, v. 21, p. 59–64.
 252. *Modreski P. J. and Boettcher A. L.*, 1973. Phase relationships of phlogopite in the system $K_2O-MgO-CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ to 35 kilobars: A better model for micas in the interior of the Earth: *American Jour. Sci.*, v. 273, p. 385–414.
 253. *Moore A. C.*, 1986. Machells Pyramid area, Kimberley region, W. A., annual report for the period 30.4.85–29.4.86, Exploration License 04/183: BHP Minerals.
 254. *Mori T. and Green D. H.*, 1976. Subsolidus equilibria between pyroxenes in the $CaO-MgO-SiO_2$ system at high pressures and temperatures: *American Min.*, v. 61, p. 616–625.
 255. *Mosig R. W.*, 1980. Morphology of indicator minerals as a guide to proximity of source, in *Kimberlites and diamonds*, edited by *J. E. Glover and D. I. Groves*: Univ. West. Australia, Geol. Dept., Publ., 5, p. 81–88.
 256. *Muggeridge M. T., Smith C. B. and Jenke J. P.*, 1978. Report for the year ending 30 June 1978. Temporary Reserves 6573H–6577H, Kimberley Goldfield, Western Australia: CRA Exploration P/L., Report 130030.
 257. *Muhling P. C. and Brakel A. T.*, 1985. Geology of the Bangemall Group: The evolution of an intracratonic Proterozoic basin: *West. Australia Geol. Survey, Bull.*, 128, p. 266.
 258. *Myers J. S.*, 1985. The Fraser Complex—A major layered intrusion in Western Australia: *West. Australia Geol. Survey, Rept.* 14, p. 57–66.
 259. *Nelson D. R., McCulloch M. T. and Sun S. S.*, 1986. The origins of ultrapotassic rocks as

- inferred from Sr, Nd and Pb isotopes: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 50, p. 231–246.
260. *Newstead P.G.*, 1969. Napier No. 1 well completion report: Lennard Oil N.L.
261. *Nicholl J. and Carmichael I.S.E.*, 1969. Peralakaline acid liquids: A petrological study: *Contrib. Min. Pet.*, v. 20, p. 268–294.
262. *Nicoll R.S.*, 1981. Conodont colour alteration adjacent to a volcanic plug, Canning Basin, Western Australia: *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics*, v. 6, p. 265–267.
263. *Nixon P.H. and Boyd F.R.*, 1973a. Petrogenesis of the granular and sheared ultrabasic nodule suite in kimberline, in Lesotho kimberlites, edited by P.H. Nixon: Maseru, Lesotho Nat. Dev. Corp., p. 48–56.
264. *Nixon P.H. and Boyd F.R.*, 1973b. The discrete nodule association in kimberlites from northern Lesotho, in Lesotho kimberlites, edited by P.H. Nixon: Maseru, Lesotho Nat. Dev. Corp., p. 67–75.
265. *Nixon P.H., Rogers N.W., Gibson I.L. and Grey A.*, 1981. Depleted and fertile mantle xenoliths from southern African kimberlites: *Ann. Rev. Earth Plan. Sci.*, v. 9, p. 285–309.
266. *Nixon P.H., Thirlwall M.F., Buckley F. and Davies C.J.*, 1984. Spanish and West Australian lamproites: Aspects of whole rock geochemistry, in Kimberlites I: Kimberlites and related rocks, edited by J. Kornprobst: Amsterdam, Elsevier, p. 285–296.
267. *Norrish K.*, 1951. Priderite, a new mineral from Western Australia: *Min. Mag.*, v. 29, p. 496–501.
268. *Norrish K. and Chappell B.W.*, 1977. X-ray fluorescence spectrometry, in *Physical methods of determinative mineralogy*, edited by J. Zussman, 2nd. ed: London, Academic Press, p. 201–272.
269. *Norrish K. and Hutton J.T.*, 1969. An accurate X-ray spectrographic method for the analysis of a wide range of geological samples: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 33, p. 431–453.
270. Ocean Ventures PTY. LTD. 1972. Edel No. 1. well completion report.
271. *O'Neill H.St.C., Jaques A.L., Smith C.B. and Moon J.*, 1986. Diamond-bearing peridotite xenoliths from the Argyle (AK1) pipe: *Int. Kimberlite Conf.*, 4th, Perth, Abstract Volume.
272. *Onley P.G. and Smith C.B.*, 1980. Annual report for 1979 on exploration completed within temporary reserves and mineral claims at Ellendale, Lennard River, W.A.: CRA Exploration P/L., Report 130209.
273. *Page R.W.*, 1976. Reinterpretation of isotopic ages from the Hal-Creek Mobile Zone, north-western Australia: *BMR Jour. Australian Geol. Geophys.*, v. 1, p. 79–81.
274. *Paltridge I.M. and Smith C.B.*, 1977. Final report on King George Temporary Reserves, TR 6311H, 6312H, 6315H and 6317H: CRA Exploration P/L., Report 130020.
275. *Pasteris J.D.*, 1983. Spinel zonation in the De Beers kimberlite South Africa: Possible role of phlogopite: *Canadian Min.*, v. 21, p. 41–58.
276. *Pidgeon R.T. and Smith C.B.*, 1986. The ages of kimberlite and lamproite emplacement in Western Australia: *Int. Kimberlite Conf.*, 4th, Perth, Abstracts Volume.
277. *Platt R.G. and Mitchell R.H.*, 1982. The Marathon Dikes, ultrabasic lamprophyres from the vicinity of McKellar Harbour, N.W. Ontario: *American Min.*, v. 67, p. 907–916.
278. *Playford P.E.*, 1980. Devonian "Great Barrier Reef" of Canning Basin, Western Australia: *A.A.P.G. Bull.*, v. 64, p. 814–840.
279. *Playford P.E.*, 1984. Platform-margin and marginal-slope relationships in Devonian reef complexes of the Canning Basin, in *The Canning Basin, W.A.*, edited by P.G. Purcell: *Geol. Soc. Aust./Pet. Expl. Soc. Aust. Symposium*, Perth, 1984, Proceedings, p. 189–214.
280. *Playford P.E. and Cockbain A.E.*, 1976. Revised stratigraphic and facies nomenclature in Devonian reef complexes of the Canning Basin: *West. Australia Geol. Survey, Ann. Rept.* 1975, p. 52–56.
281. *Playford P.E. and Lowry D.C.*, 1966. Devonian reef complexes of the Canning Basin, Western Australia: *West. Australian Geol. Survey, Bull.* 118.
282. *Plumb K.A.*, 1968. Lissadell, Western Australia: Australia BMR, 1:250 000 Geological Series—Explanatory Note.
283. *Plumb K.A.*, 1979. The tectonic evolution of Australia: *Earth Sci. Rev.*, v. 19, p. 205–249.
284. *Plumb K.A., Derrick G.M., Needham R.S. and Shaw R.D.*, 1981. The Proterozoic of Northern Australia, in *Precambrian geology of the southern hemisphere*, edited by D.R. Hunter: Amsterdam, Elsevier, p. 205–307.
285. *Plumb K.A. and Gemuts I.*, 1976. Precambrian geology of the Kimberley region, Western Australia: *Int. Geol. Congress*, 25th, Sydney, Excursion guide 44C, 69 pp.
286. *Powell J.L. and Bell K.*, 1970. Strontium isotopic studies of alkalic rocks: Localities

- from Australia, Spain and Western United States: *Contrib. Min. Pet.*, v. 17, p. 1–10.
287. *Prider R. T.*, 1939. Some minerals from the leucite rich rocks of the West Kimberley area, Western Australia: *Min. Mag.*, v. 25, p. 373–387.
288. *Prider R. T.*, 1960. The leucite lamproites of the Fitzroy Basin, Western Australia: *Geol. Soc. Australia, Jour.*, v. 6, p. 71–118.
289. *Prider R. T.*, 1965. Noonkanbahite, a potassic batisite from the lamproites of Western Australia: *Min. Mag.*, v. 34, p. 403–405.
290. *Prider R. T.*, 1982. A glassy lamproite from the west Kimberley area, Western Australia: *Min. Mag.*, v. 45, p. 279–282.
291. *Prider R. T. and Cole W. F.*, 1942. Some minerals from the leucite-rich rocks of the west Kimberley area, Western Australia: *American Min.*, v. 27, p. 373–384.
292. *Pryce W. M., Hodge L. C. and Criddle A. J.*, 1984. Jeppite, a new K-Ba-Fe titanate from Walgidee Hills, Western Australia: *Min. Mag.*, v. 48, p. 263–266.
293. *Purcell P. G. and Poll J.*, 1984. The seismic definition of the main structural elements of the Canning Basin, in *The Canning Basin*, W.A., edited by *P. G. Purcell*: *Geol. Soc. Aust./Pet. Expl. Soc. Aust. Symposium*, Perth, 1984. Proceedings, p. 73–84.
294. *Rawlinson P. J. and Dawson J. B.*, 1979. A quench pyroxene-ilmenite xenolith from kimberlite: Implications for pyroxene-ilmenite intergrowths, in *The mantle sample: Inclusions in kimberlites and other volcanics*, edited by *F. R. Boyd and H. O. A. Meyer*: Washington, American Geophys. Union, p. 292–299.
295. *Reed S. J. B. and Ware N. G.*, 1975. Quantitative electron microprobe analysis of silicates using energy-dispersive x-ray spectrometry: *Jour. Petrol.*, v. 16, p. 499–519.
296. *Richardson S. H., Gurney J. J., Erlank A. J. and Harris J. W.*, 1984. Origin of diamonds in old enriched mantle: *Nature*, v. 310, p. 198–202.
297. *Ringwood A. E.*, 1982. Phase transformations and differentiation in subducted lithosphere: Implications for mantle dynamics, basalts petrogenesis and crustal evolution: *Jour. Geol.*, v. 90, p. 611–643.
298. *Ringwood A. E.*, 1985. Mantle dynamics and basalt petrogenesis: *Tectonophysics*, v. 112, p. 17–34.
299. *Rixon L. K.*, 1978. Clay Modelling of the Fitzroy graben, Australian: *BMR Jour. Australian Geol. Geophys.*, v. 3, p. 71–76.
300. *Robert J. L.*, 1976. Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions: *Chem. Geol.*, v. 17, p. 213–227.
301. *Roden M. F.*, 1981. Origin of coexisting minette and ultramafic breccia, Navajo volcanic field: *Contrib. Min. Pet.*, v. 77, p. 195–206.
302. *Rogers N. W., Bachinski S. W., Henderson P. and Parry S. J.*, 1982. Origin of potash-rich basic lamprophyres: Trace element data from Arizona minettes: *Earth Plan. Sci. Letts.*, v. 57, p. 305–312.
303. *Ryabchikov I. D., Green D. H., Wall V. J. and Brey G.*, 1981. The oxidation state of carbon in the environment of the low velocity zone: *Geokhimiya*, v. 2, p. 221–232.
304. *Ryan D. M.*, 1982a. Final report on exploration completed within Temporary Reserves 6576H and 6577H Forrest River, Drysdale, Western Australia: CRA Exploration P/L., Report 130345.
305. *Ryan D. M.*, 1982b. Annual report on exploration within Temporary reserves 7216H–7317H, 7304H–7317H, 7321H–7323H, 7327H–7336H and 7386H–7390H Argyle, and the associated dredging and mineral claims, Lissadell, Western Australia: CRA Exploration P/L., Report 130353.
306. *Sachtleben Th. and Seck H. A.*, 1981. Chemical control of Al solubility in orthopyroxene and its implications on pyroxene geothermometry: *Contrib. Min. Pet.*, v. 78, p. 157–165.
307. *Sahama Th.*, 1974. Potassium-rich alkaline rocks, in *The alkaline rocks*, edited by *H. Sorensen*: London, Wiley, p. 96–109.
308. *Schmid R.*, 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of igneous Rocks: *Geology*, v. 9, p. 41–43.
309. *Scott-Smith H. H. and Skinner E. M. W.*, 1984a. A new look at Prairie Creek, Arkansas, in *Kimberlites I: Kimberlites and related rocks*, edited by *J. Kornprobst*: Amsterdam, Elsevier, p. 255–284.
310. *Scott-Smith B. H. and Skinner E. M. W.*, 1984b. Kimberlite and American mines, near Prairie Creek, Arkansas, in *Kimberlites III: Documents*, edited by *J. Kornprobst*: Univ. Clermont-Ferrand, Ann. Sci., v. 74, p. 27–36.
311. *Scott-Smith B. H. and Skinner E. M. W.*, 1984c. Diamondiferous lamproites: *Jour. Geol.*, v. 92, p. 433–488.
312. *Shaw W. J., Kelly M., Moore A. C. and Chapman S.*, 1985. Pteropus Creek area, east Kimberley Region, W.A., annual report to 25

- Jan 1985, exploration licences E80/102 and E80/103: BHP Minerals Division.
313. *Shee S.R., Gurney J.J. and Robinson D.N.*, 1982. Two diamond-bearing peridotite xenoliths from the Finsch kimberlite, South Africa: *Contrib. Min. Pet.*, v. 81, p. 79–87.
 314. *Sheraton J.W. and Cantdari A.*, 1980. Leucities from Gausberg, Antarctica: *Contrib. Min. Pet.*, v. 71, p. 417–427.
 315. *Sheridan M.F.*, 1979. Emplacement of pyroclastic flows: a review: *Geol. Soc. America, Spec. Paper* 180, p. 125–136.
 316. *Sheridan M.F. and Wohletz K.H.*, 1983. Hydrovolcanism: Basic considerations and review: *Jour. Volc. Geotherm. Res.*, v. 17, p. 1–29.
 317. *Simpson E.S.*, 1925. Contributions to the mineralogy of Western Australia: Series I: Royal Soc. West Australia, *Jour.*, v. 12, p. 57–66.
 318. *Simpson E.S.*, 1948, 1951, 1952. Minerals of Western Australia, 3 vols.: Perth, Government Printer.
 319. *Skinner E.M.W. and Clement C.R.*, 1979. Mineralogical classification of southern African kimberlites, in *Kimberlites, diatremes and diamonds: Their geology, petrology and geochemistry*, edited by *F.R. Boyd and H.O.A. Meyer*: Washington, American Geophys. Union, p. 129–139.
 320. *Smith C.B.*, 1978a. Final report on mineral claims MC 80/5923–5937, Kimberley Goldfield, Western Australia: CRA Exploration P/L., Report 130027.
 321. *Smith C.B.*, 1978b. Annual report on mineral claims 80/5333–5388, 80/5646–5647, 80/5662–5666 and 80/5671–5677, and annual and final report on mineral claims 80/5667–5670, Kimberley Goldfield, Western Australia: CRA Exploration P/L., Report 130029.
 322. *Smith C.B.*, 1979. Annual report to 1978, West Kimberley Goldfield, W.A.: CRA Exploration P/L.
 323. *Smith C.B.*, 1984a. The genesis of the diamond deposits of the West Kimberley, W.A., in *The Canning Basin, W.A.*, edited by *P.G. Purcell*: *Geol. Soc. Aust./Pet. Expl. Soc. Aust. Symposium*, Perth, 1984, Proceedings, p. 463–473.
 324. *Smith C.B.*, 1984b. What is a kimberlite?, in *Kimberlite occurrence and origin*, edited by *J.E. Glover and P.G. Harris*: University of West Australia., *Geol. Dept., Publ. No.* 8, p. 1–18.
 325. *Smith, Craig B.*, 1983. Pb, Sr and Nd Isotope evidence for sources of southern African Cretaceous kimberlite: *Nature*, v. 304, p. 51–54.
 326. *Smith J.G.*, 1968. Tectonics of the Fitzroy wrench trough, Western Australia: *American Jour. Sci.*, v. 266, p. 766–776.
 327. *Smith J.V. and Dawson J.B.*, 1975. Chemistry of Ti-poor spinels, ilmenites and rutiles from peridotite and eclogite xenoliths: *Phys. Chem. Earth*, v. 9, p. 309–322.
 328. *Sobolev N.V., Laurentev Yu.G., Pokhilenko N.P. and Usova L.V.*, 1973. Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses: *Contrib. Min. Pet.*, v. 40, p. 39–52.
 329. *Sofoulis J., Gellatly D.C., Derrick G.M., Farbridge R.A. and Morgan C.N.*, 1971. The geology of the Yampi 1:250 000 sheer area, Se/51–3, Western Australia: Australia WMR. Rec. 1971/1.
 330. *Stephens W.E. and Dawson J.B.*, 1977. Statistical comparisons between pyroxenes from kimberlites and their associated xenoliths: *Jour. Geol.*, v. 85, p. 433–449.
 331. *Stracke K.J., Ferguson J. and Black L.P.*, 1979. Structural setting of kimberlites in south-eastern Australia, in *Kimberlites, diatremes and diamonds: Their geology, petrology and geochemistry*, edited by *F.R. Boyd and H.O.A. Meyer*: Washington, American Geophys. Union, p. 71–91.
 332. *Sun S.S., McCulloch M.T. and Jaques A.L.*, 1986. Isotopic evolution of the Kimberley Block, Western Australia: *Int. Kimb. Conf.*, 4th Perth, Abstracts Volume.
 333. *Sutherland F.L.*, 1983. Timing trace and origin of basaltic migration in eastern Australia: *Nature*, v. 305, p. 123–126.
 334. *Taylor W.R.*, 1985. A reappraisal of the nature of fluids included by diamond: A window to deep-seated mantle fluids and redox conditions, in *Conference on stable isotopes and fluid processes in mineralization*, edited by *H.K. Herbert*: Univ. Queensland, Dept. Geol. Min., Abstracts Volume, p. 72–73.
 335. *Thom R. de Laeter J.R. and Libby W.G.*, 1981. Rb-Sr dating of tectonic events in the Proterozoic Mount Barren Group near Hopetoun: *West. Australia Geol. Survey, Ann. Rept.* 1980, p. 109–112.
 336. *Thomas B.M. and Smith D.N.*, 1976. Carnarvon Basin, in *Economic Geology of Australia and Papua New Guinea*, edited by *C.L. Khighr*: Australian Inst. Min. Met., Monograph 7, p. 126–154.
 337. *Thomas M.F., Thorp M.B. and Teeuw R.M.*,

1985. Palaeogeomorphology and the occurrence of diamondiferous placer deposits in Koidu, Sierra Leone: *Geol. Soc. (London), Jour.*, v. 142, p. 789–802.
338. *Thompson R. N., Morrison M. A., Hendry G. L. and Parry S. J.*, 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma petrogenesis: An elemental approach: *Royal Soc. (London), Phil. Trans.*, v. A310, p. 549–590.
339. *Towner R. R. and Gibson D. L.*, 1983. Geology of the onshore Canning Basin, Western Australia: *Australia BMR, Bull.* 215.
340. *Trendall A. F.*, 1974. The age of a granite near Mount Crofton. Paterson Range sheet: West Australia, *Geol. Survey, Ann. Rept* 1973, p. 92–96.
341. *Trendall A. F.*, 1983. The Hammersley Basin, in Iron-formations facts and problems, edited by *A. F. Trendall and R. C. Morris*: Amsterdam, Elsevier, p. 69–129.
342. *Trendall A. F.*, 1984. The Archaean/Proterozoic transition as a geological event—A view from Australian evidence, in *Patterns of change in earth evolution*, edited by *H. D. Holland and A. F. Trendall*: Berlin, Springer-Verlag, p. 243–259.
343. *Tröger W. E.*, 1935. Spezielle Petrographie der Eruptiv-gesteine, Ein Nomenklatur-Kompendum: Berlin, Deutsche Miner. Ges.
344. *Turek A.*, 1966. Rubidium-strontium isotopic studies in the Kalgoorlie-Norseman area, Western Australia: Australian National University, Ph. D. Thesis.
345. *Turek A. and Stephenson N. C. N.*, 1966. The radiometric age of the Albany Granite and the Stirling Range Beds, south-west Australia: *Geol. Soc. Australia, Jour.*, v. 13, p. 449–456.
346. *Vance E. R., Harris J. W. and Milledge H. J.*, 1973. Possible origins of α -damage in diamonds from kimberlie and alluvial sources: *Min. Mag.*, v. 39, p. 349–360.
347. *Veevers J. J.*, 1981. Morphotectonics of rifted continental margins in embryo (East Africa), youth (Africa-Arabia) and maturity (Australia): *Jour. Geol.*, v. 89, p. 57–82.
348. *Veevers J. J. and Cotterill D.*, 1976. Western margin of Australia: A Mesozoic analog of the East African rift system: *Geology*, v. 4, p. 713–717.
349. *Veevers J. J. and Cotterill D.*, 1978. Western margin of Australia: Evolution of a rifted arch system: *Geol. Soc. America, Bull.*, v. 89, p. 337–355.
350. *Veevers J. J., Powell C. McA. and Johnson B. D.*, 1975. Greater India's place in Gondwanaland and in Asia: *Earth Plan. Sci. Letts.*, v. 27, p. 383–387.
351. *Venturelli G., Capedri S., Di Battistini G., Crawford A., Kogarko L. N. and Celestini S.*, 1984. The ultrapotassic rocks from southeastern Spain: *Lithos*, v. 17, p. 35–54.
352. *Vollmer R., Ogden P., Schilling J. G., Kingsley R. H. and Waggoner D. G.*, 1984. Nd and Sr isotopes in ultrapotassic volcanic rocks from the Leucity Hills, Wyoming: *Contrib. Min. Pet.*, v. 87, p. 359–368.
353. *Von Eckerman H.*, 1967. Progress of research on the Alnö carbonatite, in *Carbonatites*, edited by *O. F. Tuttle and J. Gitting*: New York, Wiley, p. 3–31.
354. *Wade A.*, 1924. *Petroleum Prospects: Kimberley District of Western Australia and Northern Territory: Australia, Commonwealth Parl. Paper No.* 142.
355. *Wade A. and Prider R. T.*, 1940. The Leucite-bearing rocks of the West Kimberley area, Western Australia: *Quart. J. Geol. Soc. (London)*, v. 96, p. 39–98.
356. *Walker G. P. L. and Croasdale R.*, 1972. Characteristics of some basaltic pyroclastics: *Bull. Volc.*, v. 35, p. 303–317.
357. *Walter L. S.*, 1956. Experimental studies on Bowen's decarbonation series, III: P-T univariant equilibrium of the reaction: spurrite + monticellite = merwinite + calcite and analysis of assemblages found at Crestmore, California: *American Jour. Sci.*, v. 263, p. 64–77.
358. *Ware N. G.*, 1981. Computer programs and calibration with the PIBS technique for quantitative electron probe analysis using a lithium-drifted silicon detector: *Computers Geosci.*, v. 7, p. 167–184.
359. *Warris B. J.*, 1973. Plate tectonics and the evolution of the Timor Sea. Northwest Australia: *A. P. E. A. Jour.*, v. 13, p. 13–18.
360. *Wedepohl K. H. and Muramatsu Y.*, 1979. The chemical composition of kimberlites compared with the average composition of three basaltic magma types, in *Kimberlites, diatremes and diamonds: Their geology, petrology and geochemistry*, edited by *F. R. Boyd and H. O. A. Meyer*: Washington. American Geophys. Union, p. 300–312.
361. *Weissel J. K. and Hayes D. E.*, 1971. Asymmetric seafloor spreading south of Australia: *Nature*, v. 231, p. 519–522.
362. *Wellman P.*, 1972. Early Miocene potassium-argon age for the Fitzroy lampoites of Western Australia: *Geol. Soc. Australia, Jour.*, v. 19, p. 471–474.

363. *Wellman P.*, 1976. Gravity trends and the growth of Australia: A tentative correlation: *Geol. Soc. Australia, Jour.*, v. 23, p. 11–14.
364. *Wellman P. and McDougall I.*, 1974a. Potassium-argon ages on the Cainozoic volcanic rocks of New South Wales: *Geol. Soc. Australia, Jour.*, v. 21, p. 247–272.
365. *Wellman P. and McDougall I.*, 1974b. Cainozoic igneous activity in eastern Australia: *Tectonophysics*, v. 23, p. 49–65.
366. *Wells P. R. A.*, 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems: *Contrib. Min. Pet.*, v. 62, p. 129–139.
367. *Wendlandt R. F.*, 1984. An experimental and theoretical analysis of partial melting in the system $\text{KAlSiO}_4\text{—CaO—MgO—SiO}_2\text{—CO}_2$ and applications to the genesis of potassic magmas, carbonatites and kimberlites, in *Kimberlites I: Kimberlites and related rocks*, edited by *J. Kornprobst*: Amsterdam, Elsevier, p. 359–369.
368. *Wendlandt R. F. and Eggler D. H.*, 1980a. The origins of potassic magmas—1. Melting relations in the system $\text{KAlSiO}_2\text{—Mg}_2\text{SiO}_4\text{—SiO}_2$ and $\text{KAlSiO}_4\text{—MgO—SiO}_2\text{—CO}_2$ to 30 kilobars: *American Jour. Sci.*, v. 280, p. 385–420.
369. *Wendlandt R. F. and Eggler D. H.*, 1980b. The origins of potassic magmas—2. Stability of phlogopite in natural spinel lherzolite and in the system $\text{KAlSiO}_4\text{—MgO—SiO}_2\text{—H}_2\text{O—CO}_2$ at high pressures and high temperatures: *American Jour. Sci.*, v. 280, p. 421–458.
370. *Williams S. J., Ellas M. and de Laeter J. R.*, 1978. Geochronology and evolution of the eastern Gascoyne Province and the adjacent Yilgarn Block: *West Australia, Geol. Survey, Ann. Rept.* 1977, p. 50–56.
371. *Wohletz K. H. and McQueen R. G.*, 1984. Experimental studies in hydromagmatic volcanism, in *Studies in geophysics: explosive volcanism, inception, evolution and hazards*, edited by *F. R. Boyd*: Washington, National Academy Press, p. 158–169.
372. *Wohletz K. H. and Sheridan M. F.*, 1983. Hydrovolcanic explosions II: Evolution of basaltic tuff rings and tuffcones: *American Jour. Sci.*, v. 283, p. 385–413.
373. *Wright R. L.*, 1964. Geomorphology of the west Kimberley area: *Australia CSIRO, Land Res. Series* 9, p. 103–118.
374. *Wyatt B. A.*, 1977. The melting and crystallization behaviour of a natural clinopyroxene-ilmenite intergrowth: *Contrib. Min. Pet.*, v. 61, p. 1–9.
375. *Wyatt B. A.*, 1978. Phase relationships in the system microilmenite-clinopyroxene— Cr_2O_3 : A preliminary assessment: *Proc. Exper. Petrol.*, p. 181–185.
376. *Wyatt B. A.*, 1979. Manganian ilmenites from the Premier pipe: *Kimberlite Symposium II*. Cambridge 1979. Abstracts Volume.
377. *Wyllie P. J.*, 1978. Mantle fluid compositions buffered in peridotite— $\text{CO}_2\text{—H}_2\text{O}$ by carbonates, amphibole and phlogopite: *Jour. Geol.*, v. 86, p. 687–713.
378. *Wyllie P. J.*, 1979. Magmas and volatile components: *American Min.*, v. 64, p. 469–500.
379. *Wyllie P. J.*, 1980. The origin of kimberlite: *Jour. Geophys. Res.*, v. 85, p. 6902–6910.
380. *Wyllie P. J. and Huang W. L.*, 1976. Carbonation and melting relations in the system $\text{CaO—MgO—SiO}_2\text{—CO}_2$ at mantle pressures, with geophysical and petrological applications: *Contrib. Min. Pet.*, v. 54, p. 79–107.
381. *Yeates A. N., Gibson D. L., Towner R. R. and Crowe R. W. A.*, 1984. *Regional Geology of the onshore Canning Basin, W.A.*, in *The Canning Basin, W.A.*, edited by *P. G. Purcell*: *Geol. Soc. Aust./Pet. Expl. Soc. Aust. Symposium*, Perth 1984, Proceedings, p. 23–56.

Именной указатель

- Алешин 5
Арима (Arima) 339, 343, 345, 393, 402
Аткинсон (Atkinson) 11, 26, 28, 92, 257, 352, 354–356, 369, 375, 378, 380, 381, 385, 388, 392, 395, 396, 398, 399, 403
Барретт (Barrett) 363
Бартон (Barton) 393
Баттистини (Battistini) 335, 339, 343, 345
Бачински (Bachinski) 362
Бейли (Bailey) 351
Белл (Bell) 362
Бенн (Benn) 113, 114, 384, 385
Берг (Berg) 363
Бергман (Bergman) 6
Блатчфорд (Blatchford) 14
Богатиков 5
Бойд (Boyd) 336, 354, 355, 386, 394
Боксер (Boxer) 11, 71, 254, 256–258, 261, 265–267, 269, 270, 283, 322, 333, 381
Боктор (Boctor) 350
Брокман (Brockman) 12
Вашенко 5
Ведеполь (Wedepohl) 361
Вентурелли (Venturelli) 335, 339, 343, 345
Виверс (Veevers) 38, 41
Вишнеvский 5
Владыкин 5
Галимов 6
Гамильтон (Hamilton) 393
Ганн (Gunn) 11, 13, 32
Гаст (Gast) 361, 362
Геллатли (Gellatly) 20, 38, 129, 236, 238, 241, 242, 244, 245, 247, 248, 250, 253, 348, 350
Гемутс (Gemuts) 41
Герни (Gurney) 59, 60, 354, 355, 361, 375
Гибсон (Gibson) 361
Гич (Geach) 11
Голд (Gold) 386
Грегор (Gregor) 205, 348, 363
Грегори (Gregory C. J.) 285, 325, 333, 339, 340, 342, 343
Грегори (Gregory G. P.) 11, 12, 234, 253, 333, 334
Грей (Grey) 362
Грин (Green) 354, 394
Грум (Groom) 12
Данчин (Danchin) 33
Деррик (Derrick) 20, 132, 145, 161, 236, 238, 241, 242, 244, 245, 247–250, 253, 256, 274, 304, 348, 350
Джейкс (Jaques) 21, 35, 128, 193, 204, 205, 242, 252, 253, 339, 340, 342–345, 348, 350, 359, 361–363, 384, 392, 394–396, 398, 402
Джексон (Jackson) 318
Джепп (Jeppе) 12, 16, 262, 265, 267, 269, 296, 298, 309, 324, 388
Додд (Dodд) 11
Долгов 5
Доусон (Dawson) 16, 58–60, 62, 92, 112, 115, 116, 343, 345, 353–355, 375, 377, 386, 392, 394, 395, 398, 399, 403
Ефимова 6
Ингланд (England) 353
Ирвин (Irvine) 353
Каминский 5
Кандари (Cundari) 335, 339, 343, 345
Каплан (Kaplan) 14
Кармайкл (Carmichael) 339, 343–345, 348, 350–352
Карсуэлл (Carswell) 353, 354
Картер (Carter) 12
Кей (Kay) 361, 362
Керр (Kerr) 11
Кларк (Clarke) 353
Клемент (Clement) 33–35, 38, 369
Коллир (Collier) 12
Кононкова 5
Кононова 5, 357

- Коттерилл (Cotterill) 41, 256
 Крамерс (Kramers) 400
 Кроу (Crowe) 24, 64, 256, 263, 264
 Кумар (Kumar) 12
 Кюнер (Kuehner) 339, 343, 345
 Ле Метр (Le Maitre) 367
 Лик (Leake) 345
 Лок (Locke) 12
 Лонгман (Longman) 216
 Лоренс (Lawrence) 16
 Лоу (Lowe) 75
 Луис (Lewis) 33, 129, 194, 204, 339, 340, 342, 343, 348
 Мак-Грегор (MacGregor) 354, 355
 Мак-Дугалл (McDougall) 127, 129
 Мак-Каллум (McCallum) 35
 Мак-Каллох (McCulloch) 194, 290, 333, 339, 340, 342, 343, 362, 363, 398, 400
 Мак-Лин (MacLean) 135
 Мартин (Martin) 12
 Марш (Marsh) 11
 Махоткин 5, 357
 Мейер (Meyer) 6, 350, 386
 Мейсон (Mason) 348, 350
 Микинз (Meakins) 11, 28, 31
 Митчелл (Mitchell) 58, 61, 62, 112, 113, 283, 339, 348, 353, 362
 Мори (Mori) 354
 Мур (Moore) 11, 324
 Нелсон (Nelson) 194, 290, 363
 Николл (Nicoll) 220, 252, 351
 Никсон (Nixon) 354, 355, 362, 363, 394, 402
 Норриш (Norrish) 348
 Олсопп (Allsopp) 363
 Онли (Onley) 197–199, 206, 207, 211, 216
 Пайк (Pike) 11
 Паппас (Pappas) 11
 Пастерис (Pasteris) 348
 Пиджон (Pidgeon) 49, 205, 348, 363
 Пламб (Plumb) 41
 Плейфорд (Playford) 132, 138, 235, 256
 Поуэлл (Powell) 362
 Похиленко 5, 6
 Прайдер (Prider) 11, 12, 14, 34, 35, 122, 123, 147, 262, 265, 268, 271, 273, 283, 288, 297, 298, 306, 315, 324, 330, 331, 333, 343–345, 349, 350, 354, 356
 Прайс (Pryce) 348, 349
 Ратленд (Rutland) 38, 40, 41, 45, 68
 Рикард (Rickard) 354
 Роберт (Robert) 339
 Робинсон (Robinson) 354
 Роден (Roden) 362
 Роджерс (Rogers) 362
 Ролинсон (Rawlinson) 394
 Рябчиков 5
 Сан (Sun) 194, 290
 Санц (Sanz) 12
 Сатерленд (Sutherland) 127
 Сахтлебен (Sachtleben) 355
 Сек (Seck) 355
 Симпсон (Simpson) 12, 14, 306
 Скиннер (Skinner) 33–35, 50
 Скотт (Scott) 362
 Скотт-Смит (Scott-Smith) 35, 50
 Слезак (Slezak) 11
 Смит (Smith C. B.) 5, 6, 12, 49, 170, 197–199, 216, 263, 380, 381, 386, 388, 390, 399, 403
 Смит (Smith J. G.) 33, 43, 256, 326
 Смит (Smith J. V.) 353
 Соболев А. В. 5
 Соболев Н. В. 5, 6
 Соловова 5
 Софулис (Sofoulis) 235
 Стефенс (Stephens) 16, 58–60, 62, 92, 112, 115, 116, 354, 375, 377, 386, 395, 399
 Таунер (Towner) 24, 64, 256, 263, 264
 Трёгер (Tröger) 35
 Уайатт (Wyatt) 394
 Уайлли (Wyllie) 401
 Уолетц (Wohletz) 74
 Уолтер (Walter) 220, 252
 Усова 6
 Уэбб (Webb) 205, 253, 348, 363
 Уэйд (Wade) 14, 122, 265, 273, 283, 298, 306, 324, 330, 342, 344, 345, 350, 356
 Уэллман (Wellman) 14, 127, 129
 Уэллс (Wells) 14, 127, 355
 Уэлс (Wales) 120, 132, 263, 264
 Фаннинг (Fanning) 205, 253, 348, 363
 Фаркуарсон (Farquharson) 13
 Фауст (Faust) 343
 Фергюсон (Ferguson) 11, 206, 339, 340, 342, 343, 348, 351, 353, 362, 363
 Фицджералд (Fitzgerald) 13
 Фишер (Fisher) 35

Фоли (Foley) 242, 252, 343, 344, 350, 393, 402
 Форман (Forman) 127, 132, 256, 263
 Фрей (Freu) 362

Хаггерти (Haggerty) 348
 Ханкок (Hancock) 38, 40, 41, 45, 68
 Хардман (Hardman) 13, 265
 Хармс (Harms) 245
 Харрис (Harris) 354
 Харт (Harte) 93
 Харьков 5, 6
 Хебиг (Heabig) 11, 236, 238, 254, 256–261, 265,
 267, 269, 270, 283, 333
 Хейкен (Heiken) 80
 Хейнс (Haynes) 15, 387
 Хендерсон (Henderson) 362
 Хеншо (Henshaw) 350
 Херли (Hurley) 128
 Холдейн (Holden) 11
 Холл (Hall) 6, 380, 381, 383–386, 388, 390

Хоторн (Hawthorne) 392
 Хьюз (Hughes) 11, 21, 170, 236, 237, 240, 257,
 269, 369, 375, 378, 380, 385, 388, 392, 395, 396,
 398, 399, 403

Целестини (Celestini) 335, 339, 343, 345

Чапелл (Chappell) 339, 340, 342, 343, 362

Черная 5

Черный 5

Чин (Chin) 39

Шератон (Sheraton) 335, 339, 343

Шеридан (Sheridan) 74

Ши (Shee) 354, 355

Шмид (Schmid) 78

Шминке (Schminke) 35

Эдгар (Edgar) 339, 343, 345, 393, 402

Эллис (Ellis) 353

Эндел (Andel) 387

Предметный указатель

- Аброльюс, суббассейн 365
Айвенго, разлом 40
Алмазы плато Кимберли 387
– поля Эллендейл 379
– района Аргайл 379
–– Вандаги 388
–– Западного Кимберли 384
–– Наллагайн 388
Амфибол 344
Антиклиналь хребта Сент-Джордж 128, 263, 264
Апатит 348
Аргайл, трубка 8, 10, 11, 16, 17, 28–30, 36, 43, 51, 64–66, 68–101, 379
–– геология 72
–– геохимия 94
–– ксенолиты 93
–– минералогия 87
–– петрография 78
–– рассеянные элементы 99
–– стратиграфия 69
Архейские ядра 38
Ашбертон, трог 37
- Бангемолл, бассейн 37
Барджен-Хилл, лампроитовое тело 14, 306
Барроу, суббассейн 365
Бартон-Ривер, разлом 47, 48
Бассейна Карнарвон провинция 37
Батисит 14
Бен, конгломераты 137
Берни, платформа 365
Бигл, суббассейн 365
Бигл-Бей, система разломов 132
Биг-Спринг, лампроитовые тела 15, 20, 21, 25, 43, 120, 128, 131, 235–240
Биг-Спринг-Вест, лампроитовое тело 25, 131, 235, 240
Биджемия, суббассейн 365
Биллис-Боур, лампроитовые тела 262
Биллис-Боур-Вест, лампроитовое тело 25, 130, 262
Биллис-Боур-Ист, лампроитовое тело 25, 130, 262
Биро, сланцы и алевролиты 367
– суббассейн 365
Блайна, сланцы 256, 263, 314, 315, 318
Блекфеллоу-Крик, дайка 65, 117
Бонапарт, бассейн 40, 42, 48
Боу, граниты 41
– лампроитовые дайки 31
Боу-Ривер, граниты 65, 67, 69, 101, 103–105
– разлом 68
Боу-Хилл, граниты 40
– дайки 43, 51, 64–66, 68, 69, 103–110
– разлом 43, 64
Брукинг-Годж, лампроитовое тело 25, 131, 254
Брукинг-Крик, лампроитовое тело 25, 128, 131, 235, 252, 334
Брукс-Хилл, слой 12
Брутен, лампроитовое тело 14, 123, 124, 131, 325–330
- Вайомингит 34
Валовая проба, детализирующая алмазосность 26
Вандаги, диатремы 36
– зона разломов 44, 364, 366, 367
– провинция 32, 44, 364–378
– щелочные пикриты 365
Варравадда, структура 130, 256
Вест-Ридж, блок 70, 73
Вилфляе промысловый стол 18, 19
Волжидит 34
Волжиди-Хиллс, лампроитовое тело 120–122, 127, 128, 130, 262, 264, 313–319, 334
Восточно-Африканский рифт 41
Восточное поле шельфа Леннард 25, 118, 120, 234–254
Восточный Кимберли, бассейн 42
– провинция 10, 36, 37, 64
Вудвард, долериты 129
Вэйдит 14, 35, 121, 123, 350

- Гамхоул, лампроитовое тело 25, 131, 333
– формация 153
- Гаскойн, провинция 32, 37, 39, 365, 367
– суббассейн 365, 366
- Гленвейл, разлом 40
- Гленхилл, разлом 40, 43, 66, 68
– формация 69
- Голден-Гейт, алевролиты 40, 43, 71, 72
- Гондвана 45, 256
- Грант, группа 58, 92, 125, 134, 138, 139, 141, 142, 153, 155, 159, 160, 171, 173, 186–188, 197
- Гринвейл, разлом 40, 43, 64–68
- Гэп, разлом 72, 73
- Даджа-Хилл, лампроитовое тело 306
- Дак-Крик, дайка 20, 65, 66, 112, 115, 117
- Дампир, суббассейн 365, 367
- Дандараган, трог 365
- Данхем, разлом 40, 66, 103
– кимберлитовое тело 66
- Девилс-Элбоу, кимберлитовые дайки 20, 43, 65, 66, 112, 116
- Дж. К. Ярд, лампроитовое тело 25, 131, 235, 254
- Дж. К. Ярд-Ист, лампроитовое тело 25, 131, 254
- Дж. К. Ярд-Саут-Ист, лампроитовое тело 25, 131, 254
- Джада-Хилл, лампроитовое тело 14, 128, 130, 306–309
- Джамп-ап, кимберлитовое тело 20, 53, 57, 62
- Джеппит 14, 121, 123, 348
- Джи-Джи-Боур, лампроитовое тело 25, 131, 252, 253
- Диопсид 340
- Драй-Корнер, синклираль 130
- Желтая земля 269
- Жерло 81-й мили 26, 119, 122–124, 127, 128, 130, 135, 139–141, 158–169, 172
- Западно-Австралийский щит 36, 39
- Западный Кимберли, провинция 10, 24, 37, 43, 118
- Ильменит 350
- Ирвин, суббассейн 365
- Ист-Ридж, блок 70, 73
- Йилгарн, блок 17, 32, 37–39, 44, 365
- Каджапут-Крик, лампроитовое тело 25, 131, 235, 240
- Калвинярдах, лампроитовое тело 24, 25, 120, 123, 136, 255–258
– поле 25, 43, 44, 118, 120, 122–124, 128, 130, 154–262
- Кальеда, лампроитовое тело 25, 123, 130, 324
- Кальеда-Хиллс, лампроитовые тела 309
- Камаротечиа-Крик, лампроитовое тело 23, 25, 43, 123, 128, 130, 333
- Каннинг, бассейн 37, 39, 118, 132, 133, 136, 139, 255
- Каприкорн, ороген 39
- Карнарвон, бассейн 11, 32, 36, 37, 39, 41, 364, 365
- Каррандибби, окно 365
- Карр-Бойд, группа 40, 43, 64, 67, 68, 72, 73, 77, 104
- Карсон, вулканиты 41, 42, 44, 48, 52
- Кастлерагх-Хилл, порфиры 68, 104
- Кванбун, синклираль 120–123, 128, 130, 263, 264
- Кенгуру, синклираль 365
- Кеннеди, группа 364
- Кимберли, бассейн 16, 36, 41, 42, 65
– блок 37, 38, 40–42, 66–68, 122, 136
– группа 48, 68
– кратон 17
- Кимберлит, определение 33
- Кимберлиты и структуры фундамента 45
– классификация 34
- Кинг-Леополд, песчаники 48
– подвижная зона 13, 36, 40–45, 118, 122, 128, 135–137
- Китс, скважина 255
- Классификация пород 33
- Кулкалалайя, суббассейн 365
- Кэролин, формация 139, 331
- Лайверинга, формация 140, 263, 283
- Лаймстоун-Крик, россыпь
- Лайтджек, формация 264, 283, 284
- Лайтнинг-Крик, кимберлитовое тело 20, 66
- Ламберт, шельф 365
- Ламбу, комплекс 40, 66, 69, 71, 73, 101, 103, 104, 123, 136, 137, 235
- Лампроит, определение 35
- Лангура 1, скважина 136
- Лаурел-Даунс, бассейн 134, 325
- Лейманс-Боур, лампроитовые тела 24, 123
- Лейманс-Боур-Вест, лампроитовое тело 25, 130, 255, 260

- Лейманс-Боур-Ист, лампроитовое тело 25, 120, 130, 255, 259, 260
 Лейцит 343
 Леннард, граниты 40, 41, 120, 245, 248, 249
 – шельф 13, 15, 21, 23, 25, 37, 118, 122, 132–136, 139, 140, 256, 325
 Леополд, подвижная зона 15, 37, 123, 133, 235
 Лиссаделл, формация 68, 71, 72, 104
 Лиссаделл-Роуд, дайки 32, 51, 65, 66, 68, 101, 102, 379
 Литтл-Гоулд, разлом 40
 Лиувин, блок 39
- Мааровый вулканизм 125
 Магматическая провинция, определение 33
 Мак-Интош, габбро 104
 Мак-Кинрик-Хилл, лампроитовое тело 14, 43, 128, 131, 236, 242–244
 Мак-Ларти, синклиналь 130
 Мак-Шеррис, гранодиориты 236
 Маллингара, эрозивное окно 39
 Мамилит 34
 Мамилу-Вест, лампроитовое тело 323
 Мамилу-Хилл, лампроитовое тело 25, 128, 130, 297, 299
 Мантийные ксенолиты 355
 Марилла, разлом 365
 Маркем, разлом 133, 134
 Масгрейв, блок 39, 40
 Мауд-Крик, кимберлитовая дайка 20, 43, 51, 65, 66, 106–115
 Маунт-Абботт, лампроитовое тело 10, 13, 16, 24, 120, 122, 124, 126, 128, 130, 262, 263, 265–268, 290
 Маунт-Айза, орогенная зона 40
 Маунт-Винн, структура 130, 256
 Маунт-Гита, лампроитовое тело 14, 128, 270, 273, 290
 Маунт-Ибис, лампроитовое тело 14, 24, 121, 124, 126, 128, 130, 263, 264, 283–287
 Маунт-Крофтон, граниты 39
 Маунт-Норин, лампроитовое тело 25, 263, 269, 270
 Маунт-Норт, лампроитовое тело 13–15, 26, 119, 122, 128, 130, 132, 134, 135, 140–152, 155, 172
 Маунт-Перси, лампроитовое тело 15, 18, 21, 26, 119, 127, 128, 130, 135, 138, 139, 141, 153–158
 – песчаники 153
 Маунт-Роуз, лампроитовое тело 15, 43, 123, 128, 131, 235, 236, 240–242
 Маунт-Седрик, лампроитовые тела 14, 121, 124, 128, 130, 263, 275–283, 334
 Маунт-Седрик-Норт, лампроитовое тело 25, 262, 283
 Маунт-Седрик-Саут, лампроитовое тело 25, 324
 Маунт-Хардман, лампроитовое тело 13, 263
 – песчаники 262
 Маунт-Элиза, лампроитовое тело 13
 Мачеллс-Пирамид, лампроитовое тело 13, 14, 120, 123, 124, 128, 262, 272–275
 Меда 1, скважина 136
 Мейбл-Даунс, гранодиориты 67
 Мерлинейх, суббассейн 42, 365, 366
 Меррилис-Боур, лампроитовое тело 25, 130, 261
 Меттерс, скважина 255
 Меттерс-Боур (1, 3, 6), лампроитовые тела 25, 130, 255, 261
 Модель кимберлитовой трубки 125
 – лампроитовой трубки 125
 Муассанит 355
 Муламен-Хилл, лампроитовое тело 325
- Набберу, бассейн 37
 Нейпир, формация 125, 138
 Нейпир 1, скважина 136
 «Непесчаные» туфы 64, 74–76, 83
 Неррима, лампроитовое тело 123, 130, 333
 Нортгемптон, блок 39
 Норт-Ист, разлом 70
 Норт-Ридж, блок 70
 Нуллара, известняки 138, 139, 171, 173, 186
 – цикл развития рифтов 137
 Нунканбах, поле 24, 29, 43, 44, 118, 120, 122, 123, 128, 130, 262–324
 – формация 139, 256, 264, 329
 Нунканбахит 123
 Нунканбах-Хилл, лампроитовое тело 14, 124, 128, 130, 290–294
- Олбани-Фрейзер, подвижная зона 39, 44
 Олд-Леополд, лампроитовое тело 235
 Олд-Леополд-Вест, лампроитовое тело 25, 131, 248
 Олд-Леополд-Хилл, лампроитовое тело 15, 123, 128, 131, 236, 245–247
 Оливин 334
 Оскар, лампроитовое тело 43, 121, 123, 131, 330–333
 – разлом 43

- Оскар-Плаг, лампроитовое тело 128, 334
Осмонд, разлом 66
Оффисер, бассейн 32, 37
- Пентекоуст, песчаники 48
Перовскит 349
Перт, бассейн 39, 41
«Песчаные» туфы 55, 64, 74, 75, 78
Петерсон, провинция 37, 39
Петрел, суббассейн 42
Пидамалла, шельф 365
Пилбара, блок 11, 13, 32, 37–39, 44
– кратон 17
Пиллара, известняки 137–139, 236, 240
– цикл развития рифов 137
Пинкомб, формация 40
Пиннакл, зона разломов 42, 131–134, 256, 264
Пиннакл–Харвей, система разломов 43
Пироп 17, 18, 20, 21
Поле, определение 33
Помпейс-Пиллар, железорудное месторождение 72
Прайдера классификация кимберлитов 34
Прайдерит 14, 35, 92, 121, 123, 348
Прери-Крик, алмазоносная интрузия 11
Прери-Хилл-Ист, лампроитовое тело 15, 123, 128, 131, 235, 236, 248–252
Протерозойские подвижные пояса 38
Птеропус-Крик, лампроитовая трубка 17, 19, 32, 46, 47, 49, 54–57, 62
Пул, песчаники 264
«П»-Хилл, лампроитовое тело 14, 121, 126, 128, 130, 301–305
- Раггед-Рейндж, конгломераты 72, 73
Райс-Хилл, лампроитовое тело 14, 121, 123, 128, 130, 325, 328
Райт, субпровинция 48
Ранкин, платформа 365
Рагленд, подвижная зона 41
Реvolver-Крик, разлом 66
– формация 8, 67–69, 71–73
Резор-Ридж, блок 70
– разлом 70, 72, 73
Рихтерит 14, 103, 121, 345
Риченда, микрогранодиориты 129
Рутил 91
- Сазерн-Экстеншн, дайка 73, 89
Северный Кимберли, провинция 10, 37, 42, 46
Северо-Австралийский кратон 36, 39, 40, 45
Седрисит 34
Сенди-Крик, сдвиг 40, 41, 43, 136, 235, 236
Сент-Джордж, антиклиналь 130
Сепелт-Рейндж, разлом 47, 48
Сепрайз, скважина 255
Сигуллс, дайка 65, 74
Систерс («Сестры»), лампроитовые тела 123, 128, 130, 264, 309–313
– структура 130, 256
Систерс-Норт-Ист, лампроитовое тело 16, 312
Систерс-Саут-Вест, лампроитовое тело 121, 310, 334
Скважина 61-й мили 136
Скерринг, кимберлитовое тело 20, 46–51, 57–62, 112
Скиннера и *Клемента* классификация кимберлитов 34
Смоук-Крик, отложения 28
– россыпь 381
Соу-Рейндж, кимберлитовое тело 66
Спивах, группа 68
Спилерс, вулканиты 136
Спилерс-Боур, лампроитовое тело 23, 25, 43, 130, 333
Стерт, блок 16, 38, 66–68
Стоуни-Крик, лампроитовое тело 25, 131, 254
Сфен 91
Схема лабораторной обработки образцов гравия 19
- Тикалара, метаморфиты 40, 67
Трансваальский кратон 45
Туфы «песчаные» 64, 74–76, 83
– «песчаные» 64, 74, 75, 78
- Уайт-Рокс, лампроитовое тело 124, 128, 264, 318–322
Уайтуотер, вулканиты 40, 48, 67, 68, 129, 136, 242
Уай-Уорри, породы 265
Уиндаль, радиоляриты 367
Уиндяна, известняки 137, 138
Уирт, скважина 187
Уишиуоши, кимберлитовое тело 20, 47, 51, 52, 57, 62
Укинрек, маары 126
Уортон, песчаники 48, 53, 54, 56
Уотер-Резерв, лампроитовое тело 24, 128, 134, 233, 234

- Фентон, зона разломов 42, 130, 132, 264
 Ферфилд, группа 133, 134, 138, 153, 225
 Фицройт 34
 Фицрой, лампроитовое тело 13
 – трог 23, 36, 41, 43, 118, 120, 122, 128, 134, 140, 255, 256, 262–264, 325
 Фишери-Хилл, лампроитовое тело 14, 128, 130, 263, 264, 287–291
 Фишерс-Дам, лампроитовое тело 25, 130, 254
 Флогопит 336
 Фрейзер, комплекс 39
- Хадфилдс, кимберлитовое тело 20, 47, 51–53, 57, 62
 Хамерсли, бассейн 37
 Ханкок, подвижная зона 41
 Харвей, разлом 256
 Хардман, формация 256, 263, 275, 287, 297
 Харт-Долерит, пластовые интрузии 41, 44, 48
 Хенсмен, песчаники 8, 71–73, 104
 Хенсонс-Боур, лампроитовое тело 25, 123, 128, 130, 254, 256, 260, 325
 Хикс-Рейндж, песчаники 263, 287
 Хиллс-Коун, лампроитовое тело 298–302
 Холлс-Крик, группа 38, 67, 104, 129, 136, 137
 – подвижная зона 17, 36, 37, 40, 41, 43, 45, 64–68, 103
 – разлом 40, 41, 43, 66–68, 72, 103
 Хоукстон-Пик, скважина 136
 Хоуэс-Хилл, лампроитовое тело 128, 130, 294–296, 324
 Хоуэс-Хилл-Вест, лампроитовое тело 25
 Хромит 19, 28, 60
 Хромшпатель 90, 345
 Хупер, лампроитовое тело 235
 Хупер-Вест, лампроитовое тело 25, 43, 128, 253
- Циркон 19, 62
- Черрабун, песчаники 263, 297
- Щербаковит 121, 349
- Эксмут, суббассейн 365
 Элги, алевролиты 42, 48
 – кимберлитовое тело 66
 Эллендейл, поле 10, 13, 16, 21, 24, 26, 43, 44, 51, 118, 122, 124, 128–134
 Эллендейл 2, лампроитовое тело 123, 169, 170
 Эллендейл 4, лампроитовое тело 21, 43, 119, 122, 128, 139, 140, 171–185
 Эллендейл 4-сателлит, лампроитовое тело 184–187
 Эллендейл 6, лампроитовое тело 140, 141, 187–189
 Эллендейл 7, лампроитовое тело 119, 128, 134, 141, 189–193
 Эллендейл 8, лампроитовое тело 221
 Эллендейл 9, лампроитовое тело 122, 127, 128, 140, 194–205
 Эллендейл 10, лампроитовое тело 221
 Эллендейл 11, лампроитовое тело 128, 205–210
 Эллендейл 12, лампроитовое тело 222
 Эллендейл 13, лампроитовое тело 222
 Эллендейл 14, лампроитовое тело 223
 Эллендейл 15, лампроитовое тело 134, 140, 224
 Эллендейл 16, лампроитовое тело 134, 210–213
 Эллендейл 17, лампроитовое тело 43, 128, 224, 225
 Эллендейл 18, лампроитовое тело 225, 226
 Эллендейл 19, лампроитовое тело 141, 226, 227
 Эллендейл 21, лампроитовое тело 227
 Эллендейл 22, лампроитовое тело 140, 220, 228
 Эллендейл 23, лампроитовое тело 213–215
 Эллендейл 24, лампроитовое тело 229
 Эллендейл 25, лампроитовое тело 140, 229
 Эллендейл 26, лампроитовое тело 141, 229
 Эллендейл 27, лампроитовое тело 230
 Эллендейл 31, лампроитовое тело 134, 141, 216, 217
 Эллендейл 33, лампроитовое тело 134, 230
 Эллендейл 34, лампроитовое тело 231
 Эллендейл 35, лампроитовое тело 231
 Эллендейл 36, лампроитовое тело 231
 Эллендейл 37, лампроитовое тело 217, 218
 Эллендейл 38, лампроитовое тело 43, 140, 218–220
 Эллендейл 39, лампроитовое тело 43, 231
 Эллендейл 40, лампроитовое тело 232
 Эллендейл 41, лампроитовое тело 140, 232, 233
 Эллендейл 42, лампроитовое тело 140, 233
 Эллендейл 43, лампроитовое тело 140, 233
 Эллендейл 44, лампроитовое тело 233
 Эллендейл 46, лампроитовое тело 43, 233
 Эндерби, скважина 367
- ВНРМ 2, лампроитовое тело 25
 КСВ 2, кимберлитовое тело 20, 47, 53, 57, 62

Географический указатель

- Аджана, хребет 42, 365, 367
Альнё 107
Антрим, плато 43, 49, 71, 72
Аргайл, озеро 28, 31, 383
- Бартон-Плейн 47
Баттонс-Гэп, ущелье 383
Бедфорд-Даунс, ферма 117
Беркли, река 46
Биг-Спринг, ферма 123, 235
Блю-Буш-Ярд 254
Большая северная автострада 130
Бонапарт, залив 47
Брукинг-Крик, ручей 131, 235
Брукинг-Спринг 235
- Вандаги, пост 32
– хребет 365, 366
Вандаги-Хилл, холм 364
Вандаги-Янри, хребет 42, 365, 367
Верхний Смоук-Крик, ручей 28, 29
Вест-Ридж, хребет 30
- Гаскойн, река 366
Гаусберг, вулкан 335
Гейки, хребет 131
Гейки-Годж, ущелье 131
Гибб-Ривер, пастбище 48, 171
Гибунг, взлетная полоса 53
- Данхем 117
Дерби 15, 37, 48, 129, 263
Дж. К. Ярд 235, 254
Джамилла 113
Джос 113
Дирнс-Галли 53
Драйсдейл, река 12, 46–48
Дьюк-Доум 24
Дьюрак, хребет 65, 66, 68
- Иль-Биззард 104
Ист-Ридж, хребет 8, 30
- Калвинярдах, ферма 122, 254, 255, 263
Калумбуру, миссия 12, 47, 48
Кальеда, усадьба 309
Камбаллин, ирригационная система 325
Карнарвон 32, 37, 366
– река 37
Карсон-Ривер, река 48
Карунджи, плато 48
Касуарина-Крик, ручей 32
Кимберли, плато 48, 65, 66
Кимберли-Даун, пастбище 129
Кинг-Джордж, река 18, 19, 32, 46–48, 387
Кинг-Эдвард, река 48
Киркби-Рейндж, хребет 263
Коллисон-Рейндж 48
Корр-Бойт, хребет 66, 67
Кот-д'Ивуар 11
Кристмас-Крик, ручей 131
Кунунарра 37, 66
- Лаймстоун-Крик, ручей 28, 29, 31, 383
Леннард, река 10, 13, 15, 129, 130, 137, 139, 141
Леополд-Даунс 235
Лесото 115
Лондондерри, мыс 47
- Мак-Келлар-Харбор 104
Мак-Леод, озеро 366
Маргарет, река 131
Маркем, хребет 133–136, 140, 234
Матсу-Рейндж, хребет 68, 69, 72
Маунт-Норт-Крик 139
Маунт-Такфилд 24
Меда, река 24, 130
Мей, река 24
Миа-Миа 307
Миддалия, пост 32
Миниля, река 364, 367, 368, 369
Мороун-Клиффс 138
Мэнду, хребет 365

- Наллагайн, река 12
 Нейпир, хребет 13, 43, 119, 122, 128–130, 132,
 133, 135–137, 140, 234, 255
 Нижний Смоук-Крик, ручей 28, 31
 Ниппер-Крик, ручей 131
 Норсмен 33
 Нунканбах, ферма 263
 О'Доннел-Брук 103
 Олд-Леополд, ферма 123, 245
 Орд-Ривер, река 31, 383
 Оскар, плато 131, 235
 – хребет 13, 21, 43, 122, 128, 129, 132, 133, 135–
 140, 171, 235
 Пайлот-Бьютт 113
 Парадайс 14
 Перт 18
 Пиджен-Крик, долина 386
 Пилбара 10
 Пиллара, хребет 131
 Полис-Кемп-Пул 15
 Порт-Хедленд 37
 Прери-Крик 113
 Принс-Фредерик, хребет 387
 Птеропус-Крик, ручей 54, 387
 Пьюиук 113
 Раггед, хребет 66
 Райс-Ридж, хребет 8
 Резор-Ридж, хребет 8, 70
 Роули-Шоалс 127
 Сенди-Крик, ручей 131, 235
 Сент-Джордж, хребет 130, 264
 Сепелт-Рейндж, хребет 47
 Смоук-Крик, ручей 28, 69, 383
 Соу-Рейндс 117
 Сливах-Велли 68
 Таннел-Крик, ручей 132
 Тергл-Доув, хребет 365
 Толбот, мыс 47
 Уиллумбах 325
 Уилсон, река 18, 20
 Уиндяна-Гордж, ущелье 132, 137, 138
 Уисслтон 113
 Уишиуоши-Крик, ручей 52
 Файф, побережье 125
 Ферфилд, пастбище 129
 – река 141
 – усадьба 137
 Ферфилд-Вэлли, равнина 132, 134, 138, 234
 Фицрой, река 11, 13, 16, 24, 128, 130, 131, 235,
 262, 263, 324
 Фицрой-Кроссинг 128, 131, 234, 235, 263
 Форрест-Ривер, резервация аборигенов 23, 48
 Фоссил-Даунс 235
 Фрейзер-Рейндж, хребет 32
 Фринейс-Ойл-Файнд 14
 Хаттон-Крик 365
 Хатциум 113
 Хиллс-Поунд 113
 Хупер-Крик, ручей 131
 Хупер-Хиллс 235
 Эйфель, массив 125
 Эксмут, плато 365
 Элги 117
 Эллендейл 130
 Эмануэль, хребет 131, 133, 136
 Эрскайн, болото 325
 Ямпи 42

Предисловие редактора перевода	5
Предисловие	9
Глава 1. Введение	10
Предыдущие исследования	12
Номенклатура	33
Глава 2. Структурное положение кимберлитовых и лампроитовых провинций Западной Австралии	36
Эволюция структур Западной Австралии	38
Кимберлитовые и лампроитовые провинции	42
Обсуждение	44
Глава 3. Провинция Северный Кимберли	46
Физиография, региональная геология и структура	48
Геология кимберлитов	49
Минералогия	56
Глава 4. Провинция Восточный Кимберли	64
Региональная геология и структура	67
Трубка Аргайл (AK1)	69
Лампроиты и лампрофировые дайки	101
Кимберлитовые дайки	110
Глава 5. Провинция Западный Кимберли	118
Распределение трубок и формы внедрения	122
Возраст интрузии	127
Поле Эллендейл	129
Восточное поле шельфа Леннард	234
Поле Калвинярдах	254
Поле Нунканбах	262
Изолированные массивы в долине реки Фицрой	324
Состав минералов	334
Мантийные ксенолиты	355
Химизм	356
Глава 6. Провинция Вандаги (бассейн Карнарвон)	364
Общая геология и структурное положение	365
Геология диатрем и интрузивов	367
Петрография	369
Минералогия	372
Ксенокристы	375
Химизм	378

Глава 7. Алмазы	379
Алмазы района Аргайл	379
Алмазы района Западного Кимберли	384
Алмазы плато Кимберли	387
Алмазы района Наллагайн	388
Алмазы района Вандаги	388
Сравнение лампроитовых и кимберлитовых алмазов	388
Глава 8. Петрогенез	391
Взаимоотношения между кимберлитовыми и лампроитовыми породами Западной Австралии	392
Ксенолиты и природа верхней мантии под регионами Кимберли и бассейном Карнарвон	398
Прохождение магмы	400
Заключение	403
Литература	404
Именной указатель	419
Предметный указатель	422
Географический указатель	427

Уважаемый читатель!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и др. просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

Издательство «Мир»
Москва, И-110, 1-й Рижский пер., д. 2

КОМПЬЮТЕР И МАТЕМАТИКА

Редактор-составитель: И. И. Иванов
Редактор-корректор: М. Е. Петрова
Машинный набор: А. Н. Шварц
Художник: Ю. Ю. Шварц
Корректор: А. Р. Иванов
Технический редактор: И. М. Козлова
М. И. Иванов
Иллюстратор: Т. И. Иванов

№ 20 87

Сдано в набор 18.07.87. Подготовлено к печати 28.07.87.
Формат 84x108. Бумага офсетная № 1. Печать
офсетная. Тираж 1000 экз. Цена 1,50 руб.
Уд. вес 1,50 г. Уд. лист 1,50 г. Уд. лист 1,50 г.

Издательство «Мир» ИД «Совнархоз». Тираж
1000 экз. Цена 1,50 руб. Уд. лист 1,50 г.

Издательство «Мир» ИД «Совнархоз». Тираж
1000 экз. Цена 1,50 руб. Уд. лист 1,50 г.

Научное издание

Аллан Линтон Джейкс, Джон Дейвид Луис, Кристофер Брайан Смит

КИМБЕРЛИТЫ И ЛАМПРОИТЫ ЗАПАДНОЙ АВСТРАЛИИ

Заведующий редакцией В. В. Герасимовский
Старший научный редактор М. Е. Яковенко
Младший научный редактор А. В. Швыряева
Художник Е. Ю. Шурланова
Художественный редактор А. Я. Мусин
Технические редакторы И. М. Кренделева,
И. И. Володина
Корректор Т. П. Пашковская

ИБ № 6737

Сдано в набор 18.07.88. Подписано к печати 28.03.89.
Формат 70 × 100^{1/16}. Бумага офсетная № 1. Печать
офсетная. Гарнитура таймс. Объем 13,50 бум. л.
Усл. печ. л. 35,10. Усл. кр.-отг. 70,20. Уч. изд. л. 42,83.
Изд. № 5/5952. Тираж 1170 экз. Зак. 800. Цена 8 р. 50 к.

Издательство «МИР» В/О «Совэкспорткнига» Го-
сударственного комитета СССР по делам изда-
тельств, полиграфии и книжной торговли, 129820,
ГСП, Москва, И-110, 1-й Рижский пер., 2.

Можайский полиграфкомбинат В/О «Совэкспорт-
книга» Государственного комитета СССР по делам
издательств, полиграфии и книжной торговли. 143200
г. Можайск, ул. Мира, 93.

Bp. 59h.

5139