

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 552.323.6

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ АЛМАЗОНОСНЫЕ КИМБЕРЛИТЫ КАРЕЛИИ
И ОСОБЕННОСТИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

В.Н. Устинов, А.К. Загайный, К.Б. Смит*, В.В. Ушков*,
Е.Е. Лазько, Л.И. Лукьянова, Л.П. Лобкова

Научно-исследовательское геолого-разведочное предприятие АК «АЛРОСА»,
193036, Санкт-Петербург, Невский пр., 128-А, Россия
* Rio Tinto, 2 Eastbourne Terrace, London, W2 6LG, United Kingdom

Раннепротерозойские кимберлиты Карелии являются одними из наиболее древних коренных алмазоносных пород мира. Они слагают крупное Кимозерское тело размерами 2.0×0.8 км, входящее в состав прогнозируемого Заонежского поля. Установленные и предполагаемые проявления кимберлитового магматизма размещаются в пределах Карельского кратона в области раннеархейской стабилизации. Они приурочены к центральной части крупной комплексной геофизической аномалии, которая обнаружена по данным гравитационных, магнитных, сейсмических и термометрических исследований и является индикатором глубинного очага магмогенерации. Кимберлитовые тела располагаются в пределах структурных блоков, ограниченных зонами складчато-разрывных дислокаций.

Кимозерское кимберлитовое проявление представлено тремя морфологическими разновидностями входящих в его состав тел: обширной, но маломощной блюдцеобразной залежью, узкими квазицилиндрическими подводными каналами и дайками. Оно выполнено метаморфизованными кимберлитами, их брекчиями и туфами с варьирующими в широких пределах содержаниями слюды. Особенностью проявления является присутствие фрагментарно развитых тонкослоистых кратерных образований. Породы состоят из вкрапленников оливина и флогопита в сильноизмененной связующей массе из серпентина, хлорита, кальцита, слюды и рудных минералов, содержат индикаторные минералы кимберлитов — хромшпинелиды, марганцовистые ильмениты, хромдиопсиды и единичные пиропы. Из 12 проб общим весом 815 кг извлечено около 100 алмазов. Кристаллы представлены бесцветными резорбированными октаэдрами, реже комбинационными формами типа октаэдр-додекаэдр и шпинелевыми двойниками, на поверхностях которых распространены радиационные пятна пигментации, часто создающие «рубашку» зеленоватого цвета. Алмазы содержат включения высокомагнезильного ортопироксена и пентландита, что свидетельствует об их связи с перидотитовой литосферной мантией, а датирование сульфидных включений предполагает для них позднеархейский мантийный источник. По петрогеохимическим особенностям породы соответствуют кимберлитам.

Кимозерские кимберлиты отличаются от классических фанерозойских повышенной железистостью, низкими содержаниями щелочных элементов и P_2O_5 , интенсивной наложенной углеродистой, магнетитовой и амфиболовой минерализацией, своеобразной ассоциацией индикаторных минералов. Блюдцеобразная форма с узкими подводными каналами без развитой диатремы не имеет аналогов среди кимберлитов России и сближает Кимозерское проявление с телами сходного строения, известными в Канаде (Форт-а-ля-Корн), Индии (Токапал), Центральной Африке (Бакванга) и лампроитами Западного Кимберли в Австралии. По аналогии с ними и на основании ряда общих петрографических особенностей пород (наличие пирокластиков и специфических амёбовидных автолитов, редкость фрагментов вмещающих толщ, локальные явления ремобилизации отлагавшегося материала) кимберлиты Кимозера рассматриваются как продукты субаэральных вулканических выбросов, формирование которых могло происходить путем извержений центрального типа.

Кимберлит, алмаз, диатрема, автолитовая брекчия, пирокластика, кратерная фация, субаэральный вулканизм, Кимозеро, Карелия.

EARLY PROTEROZOIC DIAMOND-BEARING KIMBERLITES OF KARELIA
AND THEIR FORMATION PECULIARITIES

V.N. Ustinov, A.K. Zagainyi, C.B. Smith, V.V. Ushkov, E.E. Laz'ko, L.I. Luk'yanova, and L.P. Lobkova

Early Proterozoic kimberlites of Karelia are among the most ancient diamond-bearing primary source rocks in the world. They compose the large (2.0×0.8 km) Kimozero body localized in the predicted Zaonezhskoe kimberlite field. The established and assumed occurrences of kimberlite magmatism are located within

the Karelian craton, which was stabilized during the Early Archean. They are confined to the central part of a large geophysical anomaly detected by gravity, magnetic, seismic, and heat-flow studies and mark a deep-seated magma chamber. Kimberlite bodies occur within structural blocks bounded by zones of plicative-rupture dislocations.

The Kimozero kimberlites form an extensive but thin saucer-like body cut by narrow quasi-cylindrical feeders and dikes. It consists of metamorphosed kimberlites, their breccias and tuffs with widely varying amounts of mica. The body includes fragmentary fine-layered crater formations. The rocks contain olivine and phlogopite phenocrysts in an extremely altered groundmass of serpentine, chlorite, calcite, mica, and ore minerals as well as indicator minerals of kimberlites, such as Cr-spinel, manganiferous ilmenite, Cr-diopside, and rare pyrope. About 100 diamonds were extracted from 12 samples (total weight 815 kg). The crystals are colorless resorbed octahedra and, more seldom, combined octahedra-dodecahedra and spinel twins with abundant green spots caused by natural irradiation, which often make the whole crystal surface green. The diamonds contain inclusions of Mg-rich orthopyroxene and pentlandite suggestive of peridotitic lithospheric mantle derivation and dating of the sulfide inclusion implies a late Archean mantle source. By petrochemistry, the rocks are classified as kimberlites.

The Kimozero kimberlites differ from classical Phanerozoic ones in having higher Fe contents, low contents of alkalis and P_2O_5 , and intense superimposed carbonate, magnetite, and amphibole mineralization. The saucer-like bodies with narrow feeders without developed diatremes have no analogs in Russia but are similar to the saucer-like kimberlite bodies in Canada (Fort a la Corne), India (Tokapal), and Central Africa (Bakwanga) and the West Kimberley lamproites in Australia. By analogy with these bodies and on the basis of some common petrographic features (presence of pyroclastics and specific amoeba-like autoliths, scarcity of fragments of the enclosing rocks, local reworking of the deposited matter), the Kimozero kimberlites are considered to be the products of subaerial volcanic central-type eruptions.

Kimberlite; diamond; diatreme; autolithic breccia; pyroclastic; crater phase; subaerial volcanism; Karelia; Kimozero

ВВЕДЕНИЕ

Известные докембрийские коренные источники алмазов представлены кимберлитами, лампроитами, коматиитами, известково-щелочными лампрофирами и другими типами пород [Janse, Sheahan, 1995; Nixon, 1995; Никитина и др., 1999; Bailey, 1999; Capdevila et al., 1999; Ayer, Wyman, 2003; Lefebvre et al., 2003; Wyman et al., 2006]. Однако ввиду ограниченного распространения изученность их геолого-структурной позиции и вещественного состава остается в целом недостаточной по сравнению с фанерозойскими аналогами.

Возраст самых ранних в геологической летописи промышленно-алмазоносных кимберлитов и лампроитов (трубки Премьер, Аргайл, Маджгаван) соответствует позднему протерозою (около 1.1—1.2 млрд лет). Еще более древние алмазоносные коренные породы в силу ряда причин, среди которых главными являются эрозионный срез и захоронение под перекрывающими толщами, встречаются крайне редко, хотя существуют веские доводы об их широком развитии в геологическом прошлом. Такие предположения основываются на находках алмазов в терригенных коллекторах позднеархейских и раннепротерозойских формаций (витватерсранд, биррим, тарква и др.). Следует отметить, что в последние годы все же были обнаружены достаточно древние алмазоносные магматические породы — позднеархейские (2.67 млрд лет) известково-щелочные лампрофиры в субпровинции Вава, Канада [Ayer, Wyman, 2003; Lefebvre et al., 2003; Wyman et al., 2006] и раннепротерозойские (2.1 млрд лет) метакоматиитовые брекчии в зеленокаменном поясе Дачин, Гайана [Bailey, 1999; Capdevila et al., 1999], а также кимберлиты и ультраосновные лампрофиры (мелноиты) с возрастом более 2.025 млрд лет в пределах кратона Йилгарн в Западной Австралии [Graham et al., 2004].

Первые кимберлиты Карелии найдены в центральной части Заонежского полуострова в районе оз. Кимозеро в 1992 г. [Ушков, 2001]. Детальное исследование этого объекта проводится в рамках проектов геолого-разведочных работ компаниями АЛРОСА (Россия) и Rio Tinto Mining and Exploration Ltd (Австралия).

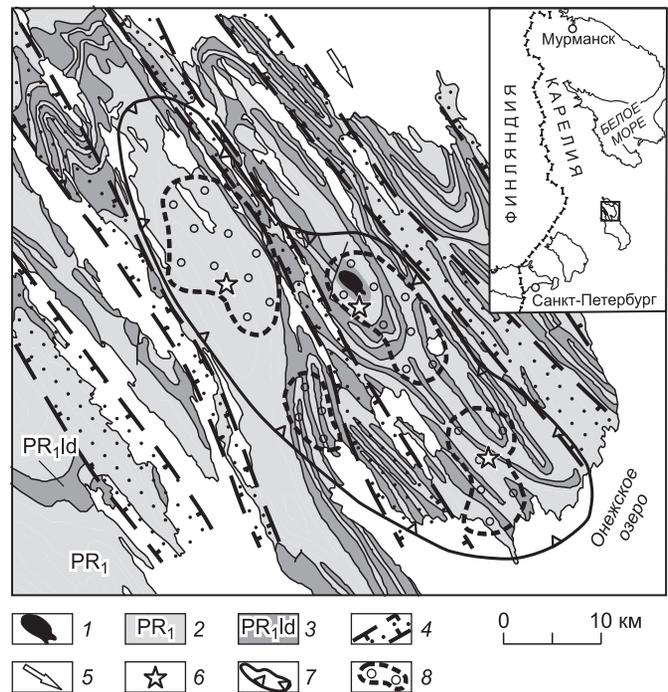
ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ КИМБЕРЛИТОВ

Кимберлиты Кимозерского проявления входят в состав прогнозируемого нами Заонежского поля (рис. 1), которое размещается в пределах Карельского кратона в области раннеархейской стабилизации (Водлозерского домена), частично переработанной позднеархейскими гранитоидами. Мощность земной коры составляет здесь около 39—43 км, а литосферы — около 200 км [Глубинное строение..., 2004]. Территория отличается наименьшими показателями теплового потока для северо-запада России (<30 мВт/м²). По геофизическим данным, в регионе предполагается наличие древнего алмазоносного мантийного корня.

Кимберлитовое поле находится в пределах Онегозерского интракратонного прогиба, выполненного нижнепротерозойскими вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными формациями. Они

Рис. 1. Геолого-структурная позиция Кимозерского кимберлитового проявления.

1 — Кимозерское кимберлитовое проявление; 2 — нерасчлененные карельские (1.65—2.3 млрд лет) стратифицированные структурно-вещественные комплексы; 3 — людиковийский (1.92—2.1 млрд лет) комплекс субвулканических интрузий — базальт-долеритовая (трапповая) формация; 4 — зоны складчато-разрывных дислокаций; 5 — генеральное направление движения ледника; 6 — находки алмазов в четвертичных образованиях; 7 — Заонежский площадной ореол рассеяния индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) — контур прогнозируемого кимберлитового поля; 8 — локальные ореолы рассеяния ИМК.



слагают шесть стратифицированных структурно-вещественных комплексов, разделенных поверхностями несогласий. Мощность протоплатформенных отложений достигает 3.0 км. Установленные и прогнозируемые кимберлитовые тела Заонежского поля прорывают людиковийские габбродолериты и связаны с зоной вепсийской тектономагматической активизации северо-западного простирания [Загайный и др., 2005]. Кимозерское проявление кимберлитов приурочено к центральной части крупной комплексной геофизической аномалии, выявленной по данным гравитационных, магнитных, сейсмических и термометрических исследований, и кольцевой структуры диаметром 100—120 км, вероятно, являющихся индикаторами глубинного очага магмогенерации. С ним связаны многочисленные покровы, силлы и дайки базальт-долеритовой (трапповой) формации ятулийского (2.1—2.3 млрд лет) и людиковийского (1.92—2.1 млрд лет) возрастов. Кроме того, на прилегающей территории Прионежской мульды известны образования аналогичной формации вепсийского (1.65—1.8 млрд лет) возраста.

Заонежское поле расположено в пределах двух блоков, ограниченных зонами складчато-разрывных дислокаций (СРД). Установлено, что зоны СРД контролируют размещение уран-ванадиевых месторождений [Коровкин и др., 2003], а кимберлитовые тела приурочены к блокам, не затронутым интенсивной тектонотермальной проработкой, характерной для зон дислокаций. Наряду с Кимозерским кимберлитовым проявлением, располагающимся в пределах одного из блоков, здесь обнаружены также и локальные ореолы рассеяния индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) ближнего сноса с не установленными пока коренными источниками. Сами же зоны СРД являются структурами, неблагоприятными для локализации алмазоносных магматитов.

ГЕОЛОГИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ КИМБЕРЛИТОВ

Строение и возраст комплекса. По данным геологического картирования, буровых и геофизических работ, кимберлиты Кимозерского проявления представлены телами трех морфологических типов: основной залежью, имеющей блюдцеобразную форму, узкими подводящими каналами в центральной части структуры и дайками.

В современном эрозионном срезе главная залежь представляет собой пластообразное тело (рис. 2), лежащее на поверхности крупной пластовой интрузии габбро-долеритов (25 × 6 км) людиковийского возраста (1.92—2.1 млрд лет) и перекрытое маломощными (0.1—1.5 м) четвертичными отложениями. Кимберлиты выходят на дневную поверхность в виде коренных обнажений и глыбовых развалов. В плане проявление имеет форму эллипса размером 2.0 × 0.8 км, вытянутого в северо-западном направлении. В центральной его части в результате размыва кимберлитов обнажаются подстилающие долериты.

При огромной площади, составляющей не менее 90—100 га, пластообразное тело имеет максимальную мощность 54.7 м (в среднем — 22 м). Поэтому первоначально оно было охарактеризовано как силлоподобная залежь [Ушков, 2001]. Однако позднее в различных частях тела и во вмещающих долеритах были обнаружены пологопадающие дайки (0.3—0.4 м) и четыре субвертикальных подводящих канала, обнажающихся на поверхности в виде выходов овальной формы диаметром 30—40 м. Один из них был вскрыт скважиной, которая не вышла за пределы слагающих его кимберлитов до глубины 119.7 м (см. рис. 2).

Несмотря на незначительную мощность, главная залежь имеет двучленное строение. Верхние ее горизонты (15—20 м) сложены углеродистым кимберлитом, образующим в современном эрозионном сре-

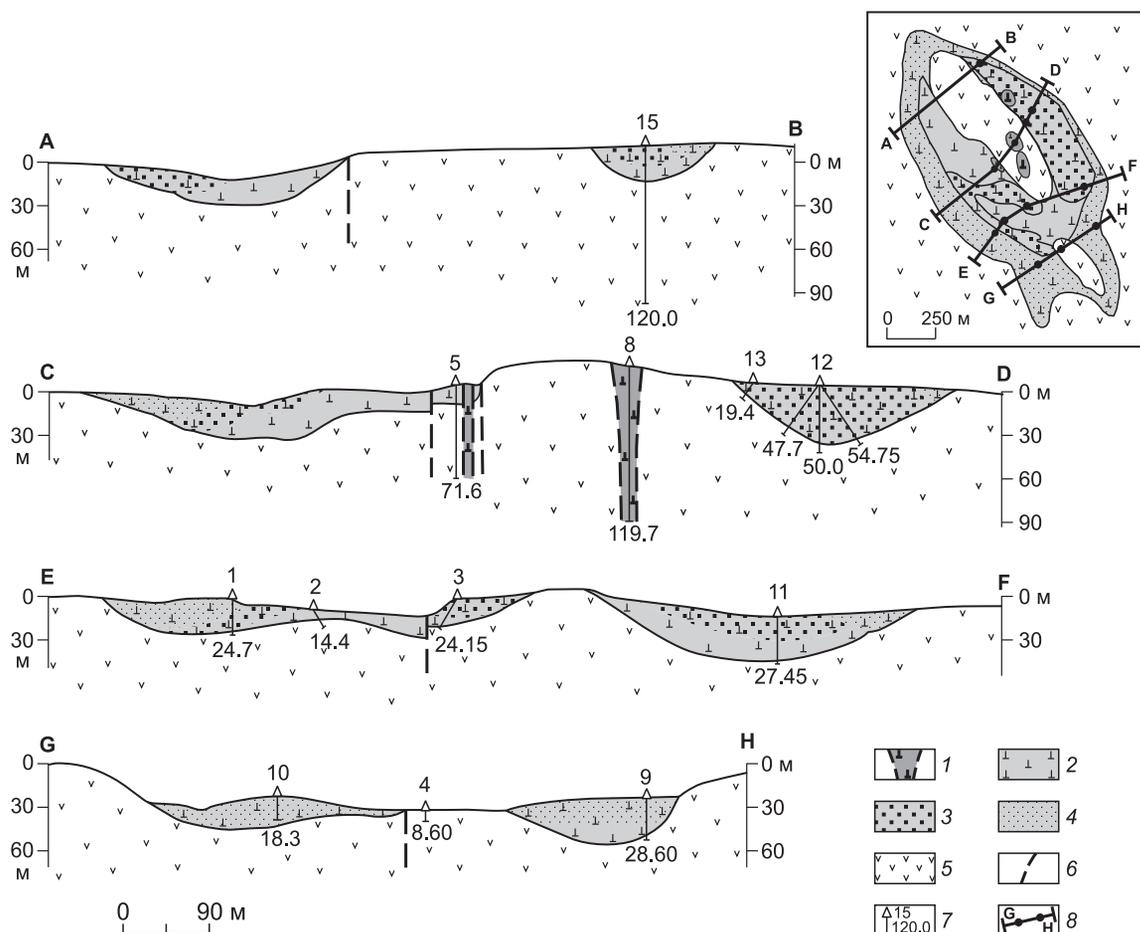


Рис. 2. Структура разрезов Кимозерского кимберлитового проявления.

1, 2 — кимберлитовые породы: 1 — подводющих каналов, 2 — пластообразных залежей; 3, 4 — участки интенсивной минерализации кимберлитовых пород: 3 — магнетитовой, 4 — углеродистой; 5 — вмещающие долериты людиковийского возраста; 6 — разрывные нарушения; 7 — скважины колонкового бурения (вверху — номер, внизу — глубина, м); 8 — скважины на плане.

зе внешнюю зону тела. Его типоморфным признаком служит присутствие шунгита, ассимилированного из прорванных толщ. Нижняя часть разреза (10—50 м) сложена флогопит-карбонат-серпентиновым кимберлитом с невыдержанными линзами магнетит-серпентиновых тремолитизированных кимберлитов.

Возраст пород, определенный Sm-Nd изохронным методом, соответствует вепиському времени раннего протерозоя и составляет 1764 ± 125 млн лет [Махоткин, 2003]. Измерения проведены с помощью масс-спектрометра Finnigan MAT-262 в ИГЕМ РАН (г. Москва). На стандартной изохронной диаграмме фигуративные точки проанализированных образцов легли в линейную область, которая аппроксимируется возрастом 1764 ± 125 млн лет; $СКВО = 2.7$; $\epsilon_{ND}(T) = -2.3$ (при начальном отношении $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.510236$). Относительно большая погрешность датировки обусловлена слабым разбросом отношений Sm/Nd в изучавшихся пробах. Не исключено, что датировка отражает время метаморфизма пород, проявившегося на юго-востоке Балтийского щита в интервале 1.77—1.79 млрд лет [Claesson et al., 2001; Lehtinen et al., 2005], т.е. внедрение кимберлитов следует относить к более раннему времени. Важно, что в любом случае они не могут быть моложе раннего протерозоя. Таким образом, кимозерский комплекс относится к числу наиболее древних из известных в мире коренных алмазопоявлений.

Петрографические особенности пород. По минеральному составу в Кимозерском проявлении преобладают кимберлиты с высоким содержанием слюды, но отмечены и разновидности с единичными ее индивидами [Лукиянова и др., 2006]. Вкрапленники представлены оливином и флогопитом (рис. 3, а, б). Крупные округлые и угловато-округлые выделения оливина (до 60—70 об.%) достигают 5—6 мм по длинной оси. Мелкие продолговатые кристаллы 2-й генерации (<1 мм) часто сохраняют кристаллографическую огранку. Оливин полностью замещен розетковидным антигоритом и/или карбонатом, иногда с примесью талька. Таблитчатый флогопит (от единичных выделений до 60 об.%) размером до первых миллиметров нацело хлоритизирован.

Связующая масса выполнена серпентином, хлоритом, карбонатом и рудными минералами, местами обогащена хлоритизированной слюдой, также присутствует апатит. Среди серпентинов ведущую

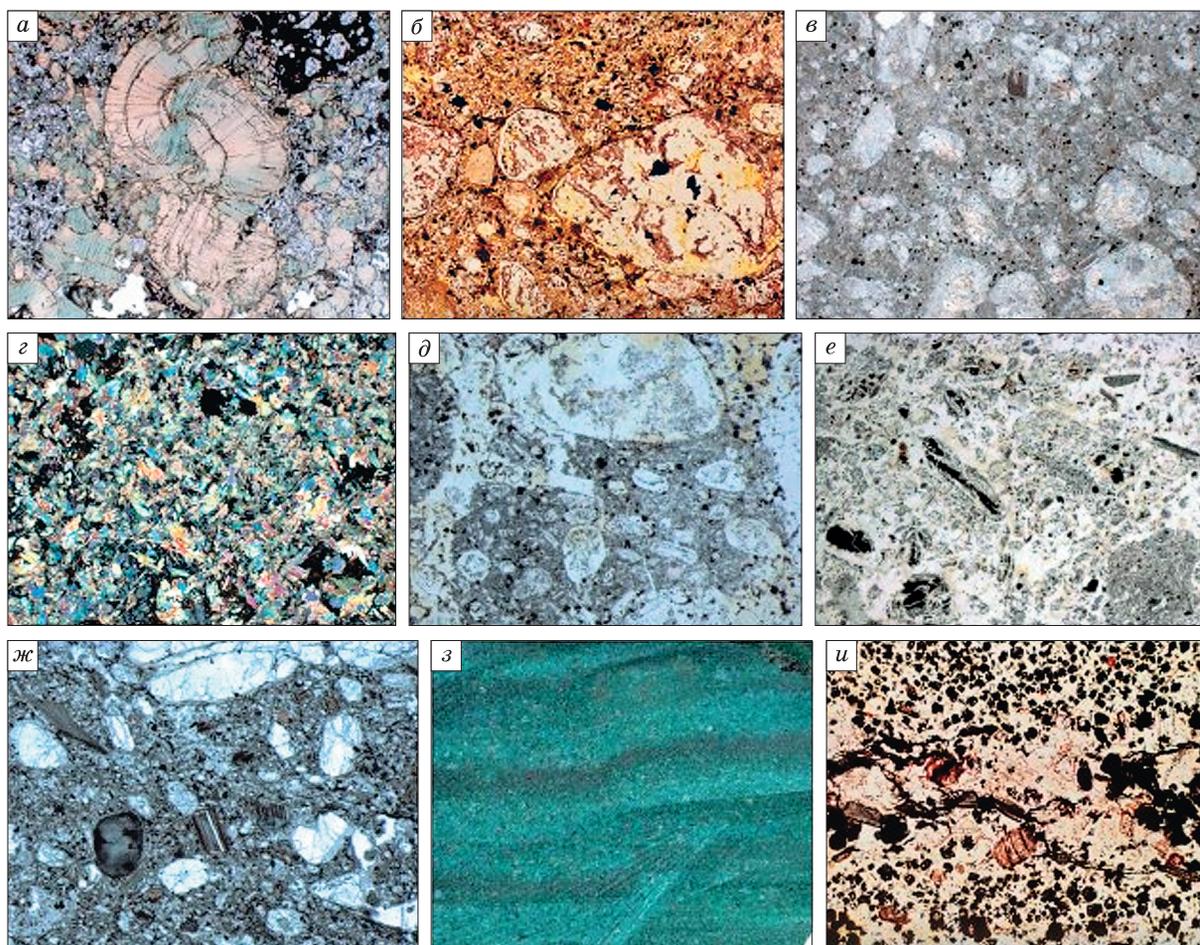


Рис. 3. Разновидности кимберлитовых пород Кимозерского проявления.

a — слюдяной кимберлит, поле зрения 3.0×3.5 мм; *b* — бесслюдяной кимберлит, поле зрения 3.6×4.5 мм; *в* — амфиболизованный бесслюдяной кимберлит, поле зрения 4.0×6.8 мм; *г* — то же, николи \times ; *д* — автолитовый кимберлит, поле зрения 1.6×2.4 мм; *е* — магнетитовый кимберлит, поле зрения 3.2×4.8 мм; *жс* — углеродистый кимберлит, поле зрения 3.2×4.8 мм; *з* — тонкослоистый кимберлитовый туф, образец, поле зрения 12×20 мм; *и* — то же в шлифе, николи П, поле зрения 2.5×1.8 мм.

роль, по данным рентгенографии и термического анализа (аналитик Л.В. Лисковая, НИГП АК «АЛРОСА», г. Мирный), играет антигорит, в меньшей степени развиты лизардит и хризотил. Карбонат представлен кальцитом, а рудные минералы — тонкокристаллическим (0.02 — 0.04 мм) рассеянным магнетитом, ильменитом, сульфидами и хромшпинелидом. Последний часто образует «футлярные» кристаллы размером до 3 мм с красно-бурыми ядрами. В породах широко проявлена амфиболизация (тремолит, актинолит), которая особенно интенсивно развивается на контактах с долеритами, и карбонатизация. Наложённые процессы часто полностью маскируют первичный облик кимберлита (см. рис. 3, *в*, *г*).

Количество ксеногенного материала в целом невелико. Он представлен осадочными породами (аргиллиты, алевролиты, шунгитовые сланцы) и долеритами. Обломки имеют различную форму и размеры (от долей миллиметров до 0.4 м). Отмечены также включения типа «кимберлит в кимберлите» (автолиты).

По *структурно-текстурным особенностям* выделяются порфиоровые кимберлиты, кимберлитовые туфы и брекчии, в том числе автолитовые, и заслуживающие специального описания своеобразные тонкослоистые кимберлиты. Структура пород в основном порфиоровая за счет крупных выделений оливина и флогопита, текстура брекчиевая, массивная или пятнистая. Кимберлитовые брекчии по сравнению с порфиоровыми кимберлитами характеризуются увеличением объема постороннего кластического материала.

Характерным признаком автолитовых туфов и брекчий является присутствие в них немногочисленных округлых или продолговатых автолитов (лапиллей) размером до 1 см. Эти включения сложены таким же по составу тонкозернистым агрегатом, как и вмещающая матрица, но окрашенным заметно темнее. В цемент автолитов погружены вкрапления оливина обеих генераций и мелкие таблички флогопита (см. рис. 3, *д*). Иногда во включениях проявлена флюидальность. В ряде случаев на границах автолитов появляются входящие углы за счет «вдавливания» в них крупных обломков оливина. При больших

увеличениях видно, что местами включения даже как бы постепенно переходят в окружающую массу через сеть тонких быстроосветляющихся прожилков. В результате они приобретают специфические амбонидные очертания.

Наряду с типичными автолитами, в шлифах изредка попадаются фрагменты, которые можно считать пирокластами *sensu stricto*, т.е. материалом, выброшенным из жерла вулкана при извержении. Это обломки крупных индивидов оливина или даже вмещающих пород, с примазками скрытокристаллического материала, последний, по всей видимости, является сильноизмененным стеклом.

Кимберлитовые туфы, наравне с порфиловыми кимберлитами и брекчиями, слагают основную залежь и подводящие каналы. В нижней части основного тела отмечены участки, обогащенные магнетитом (до 7—10 об.%), варьирующие по размерам и очертаниям (см. рис. 3, *e*) и обусловленные, вероятно, серпентинизацией, проходящей с выделением магнетита и последующим его перераспределением.

Верхняя часть главной залежи сложена углеродистыми кимберлитами с примесью шунгита в виде обломков и инъекционной пропитки по межзерновому пространству, трещинам и ослабленным зонам (см. рис. 3, *ж*). Здесь же присутствует тонкая сульфидная вкрапленность, нередко породы сильно карбонизированы, а на контакте с долеритами нацело амфиболитизированы.

Пологопадающие дайки, секущие вмещающие долериты, представлены порфиловым кимберлитом.

Примечательной особенностью главного тела является присутствие тонкослоистых кимберлитов мощностью 1—2 м, иногда полностью лишенных карбоната (см. рис. 3, *з, и*). Визуально они сходны с флювиальными (косая слоистость) или озерными (горизонтальная слоистость) образованиями, характерными для кратерных частей кимберлитовых трубок. В них ритмично чередуются тонкие слойки и линзы пестро окрашенного разнотонного материала. Слоистость может подчеркиваться цепочками мелких фрагментов осадочных пород и долеритов, с тенденцией их распределения по плоскостям напластования.

В шлифах этот кимберлит состоит из перемежающихся темных и прозрачных в проходящем свете полос. Их толщина варьирует от долей до первых миллиметров. Темные полосы обогащены рудным минералом. В наиболее мощных из них объем рудной фазы доходит до 75—80 %. Преобладает магнетит размером до 0.10—0.15 мм, отмечен ильменит. Прозрачные прослои сложены псевдоморфозами антигорита по оливину (размером не более 0.5 мм), лейстами замещенного хлоритом флогопита того же масштаба и рассеянной рудной «пылью». Здесь присутствуют редкие фрагменты сильноизмененных алевритов песчаной размерности и округлые либо вытянутые полупрозрачные нацело хлоритизированные обломки, предположительно диагностируемые как переработанные пепловые частицы. Весь перечисленный «светлый» материал в небольшом количестве наблюдается и в рудных слоях.

Хотя прозрачные и темные слойки ориентированы преимущественно субпараллельно, нередки также примеры косой слоистости, оползневых структур и признаков проседания обломков в неконсолидированной толще. В то же время ориентировка лейст флогопита и реже псевдоморфоз по оливину подчеркивает направление плоскости стратификации. Границы прослоев нечеткие, признаков градиционной и ритмической расслоенности, характерной для магматических пород, не наблюдается, а слоистость носит явно седиментационный характер. В пользу такого вывода говорят слишком мелкий размер индивидов, плохая их сортировка и присутствие фрагментов осадочных пород. Аналогичная тонкая слоистость наблюдалась не только в обнажениях, но местами и в керне скважин, пройденных через главную залежь.

В ряде случаев стратификация кимберлитов вызвана полосовидными скоплениями слюды, где ее количество достигает 50—60 %. Обогащенные флогопитом полосы с размытыми границами чередуются с прослоями, содержащими до 80—90 % кальцита. Слоистость подчеркивается цепочками небольших (до 2 см) автолитов.

Ясные, но не резкие контакты слоистых кимберлитов с окружающими туфами также не похожи на магматические. При движении от слоистой толщи к брекчированной породе признаки стратификации довольно быстро исчезают, и кимберлит в зоне мощностью ~0.5—1.0 м приобретает массивный облик. Затем в нем постепенно начинает проявляться типичное обломочное строение. В шлифах элементы директивности приконтактных образований (ориентированные сходным образом таблицы флогопита и овальные зерна оливина) срезаются под углом слоистым кимберлитом. Его стратификация подчеркивается параллельными простиранию контакта лейстами флогопита и цепочками рудных минералов. Сама контактная зона, лишенная признаков закалки, имеет вид полосы шириной всего 1—2 мм, в пределах которой мелкозернистая полосчатая порода сменяется крупнозернистой брекчиевидной. Таким образом, особенности тонкослоистых кимберлитов свидетельствуют о явлениях локального переотложения материала при формировании главной залежи.

Петрохимия и геохимия. Породам комплекса присущи широкие пределы колебаний весовых количеств петрогенных оксидов и малых элементов (табл. 1, рис. 4, *a, б*). Так, наряду с пониженными концентрациями TiO_2 (0.79 мас.%), отмечены и довольно высокие (до 2.84 мас.%). Значительный диапазон колебаний характерен для Cr, Co, Ni, Sr и Zr. Различаются кимберлиты и по содержаниям редкоземельных элементов, но при этом кривые распределения РЗЭ, нормированные по составу примитивной ман-

Таблица 1.

Состав кимберлитовых пород Кимозерского проявления

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂ , мас. %	13.50	28.70	34.50	46.90	37.00	37.80	45.90	46.00	51.20
Al ₂ O ₃	1.25	2.55	3.41	4.27	2.24	2.49	6.59	5.21	1.81
TiO ₂	0.79	0.90	2.29	2.84	1.24	0.95	0.92	0.98	0.83
Fe ₂ O ₃ *	5.39	10.60	14.60	12.30	14.70	11.80	12.30	9.29	8.48
MnO	0.18	0.25	0.41	0.15	0.19	0.19	0.19	0.23	0.26
MgO	5.18	20.60	29.60	18.50	31.70	32.80	19.20	24.00	21.20
CaO	42.10	17.00	2.79	10.30	1.10	1.67	9.94	8.09	12.00
Na ₂ O	0.05	0.05	0.09	0.07	0.01	0.05	0.05	0.05	0.01
K ₂ O	0.04	0.06	0.08	0.07	0.06	0.06	0.15	0.06	0.07
P ₂ O ₅	0.17	0.36	0.79	0.35	0.36	0.61	0.25	0.36	0.88
П.п.п.	31.20	18.80	11.00	3.67	10.90	11.10	4.26	5.48	2.93
Σ	99.80	99.80	99.50	99.40	99.50	99.60	99.70	99.60	99.60
V, г/т	50	50	112	138	61	67	141	107	62
Cr	983	1040	2040	2180	1490	1400	587	599	712
Ba	50	116	184	115	157	172	180	98	125
Co	55.6	62.7	64.4	60.8	92.6	83.6	58.7	60.3	46
Ni	457	627	560	474	1050	822	396	374	287
Rb	0.28	2.48	5.17	0.51	2.56	1.85	2.69	0.94	0.41
Sr	172	43.4	67.2	21.4	14.2	57.4	102	229	58.6
Y	4.55	6.48	21.8	15.7	10.9	20	16.5	16.9	24.1
Zr	188	251	1500	1710	562	558	209	342	522
Nb	49.4	69.2	170	131	56.2	106	65.3	80.5	190
La	41.6	77.9	174	62.7	52.6	87.9	44.1	76.9	154
Ce	92.6	161	315	154	97.3	193	86.6	142	315
Pr	10.4	18.3	33.9	17.8	10.4	21.3	9.96	15.6	36.5
Nd	35.7	60.2	112	57.5	34.9	79.5	35.6	51.6	119
Sm	4.79	7.14	15.3	8.64	5.36	12.1	5.99	7.77	17.6
Eu	2.76	0.8	2.99	2.74	0.78	2.44	1.05	1.2	2.35
Gd	3.11	5.88	11.9	7.59	5.4	9.41	4.97	6.92	13.9
Tb	0.39	0.6	1.37	0.87	0.55	1.13	0.69	0.89	1.6
Dy	1.53	1.87	6.39	3.19	2.51	4.98	3.4	4.13	7.09
Ho	0.21	0.31	0.85	0.55	0.45	0.73	0.58	0.72	1.06
Er	0.41	0.57	2.13	1.18	0.98	1.72	1.56	1.68	2
Tm	0.046	0.077	0.24	0.2	0.13	0.22	0.23	0.24	0.26
Yb	0.3	0.52	1.6	1.17	0.87	1.27	1.41	1.35	1.53
Lu	0.052	0.062	0.21	0.16	0.13	0.19	0.22	0.19	0.25
Hf	4.18	4.85	33.9	33.5	12.5	12.5	4.3	7.46	10.4
Ta	3.58	5.24	11.6	14.7	4.08	5.14	2.32	4.08	8.22
Th	9.71	14.1	17.5	8.74	7.95	12.10	5.34	6.94	20.7
U	0.5	1.04	2.46	2.14	1.03	3.51	0.93	1.4	3.53
La/Yb	139	150	109	54	60	69	31	57	101
ΣTR	194	335	678	318	212	416	196	311	672
Ta/Nb	0.07	0.08	0.07	0.11	0.07	0.05	0.04	0.05	0.04
Zr/Hf	45	52	44	51	45	45	49	46	50
K/Rb	615	104	64	575	100	142	230	286	662
Коэф. контаминации Клемента (Кк)**	2.81	1.51	1.28	2.75	1.23	1.23	2.69	2.13	2.48

Примечание. Анализы выполнены в Центральной аналитической лаборатории ФГУП «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург), аналитики Б.А. Цимошенко (рентгеноспектральный силикатный), В.А. Шишлов (ICP MS). 1–9 – разновидности кимберлитовых пород (см. рис. 4).

* Fe₂O₃ – все железо в виде Fe₂O₃.

** Кк = (SiO₂ + Al₂O₃ + Na₂O)/(MgO + 2K₂O) [Clement, 1982].

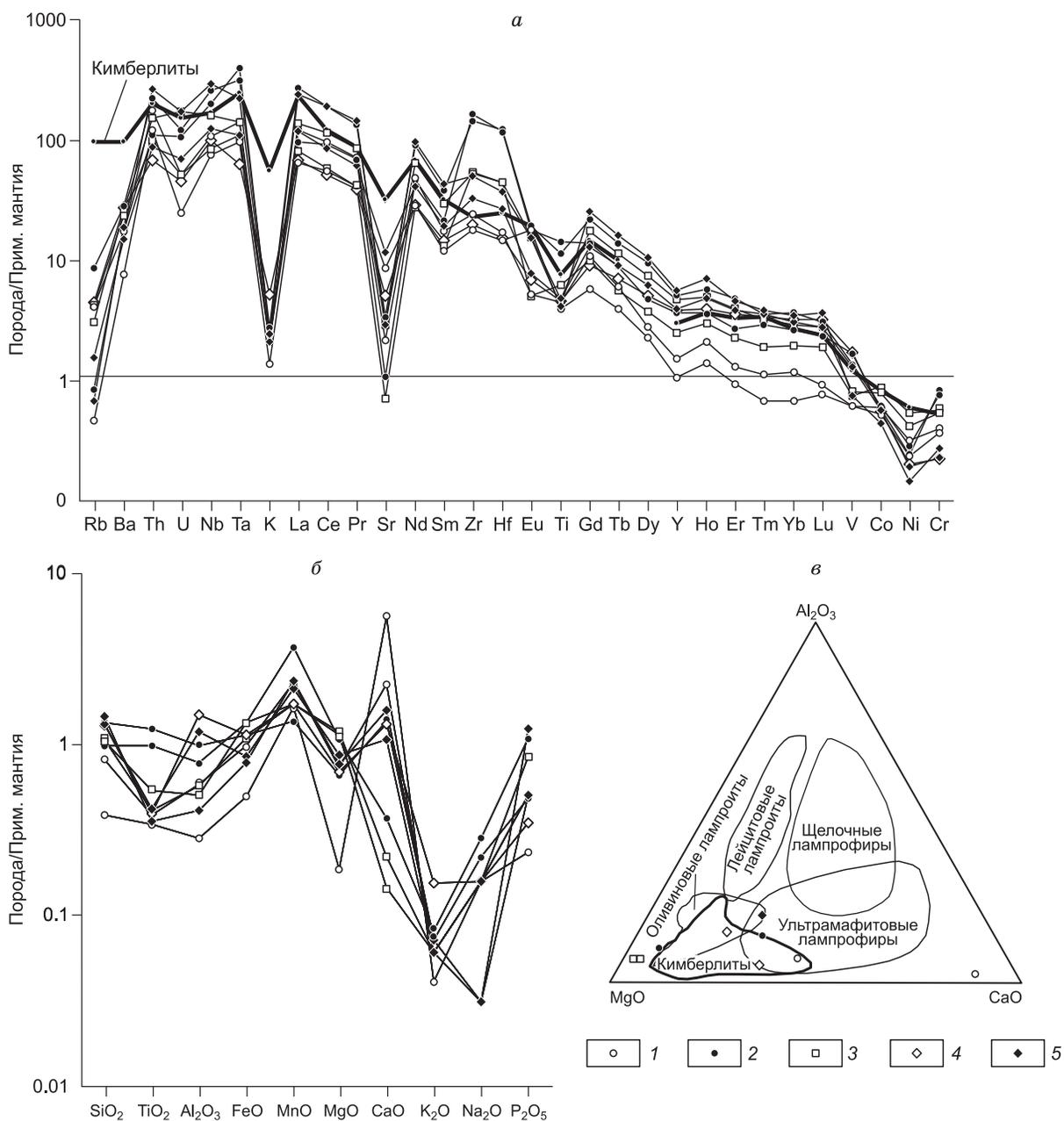


Рис. 4. Состав кимберлитов Кимозерского проявления.

a — состав рассеянных и редкоземельных элементов, нормированный по примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995] по сравнению с типичными кимберлитами мира [Wedepohl, Muramatsu, 1979]; *б* — вариации составов основных петрогенных элементов по отношению к типичным кимберлитам мира [Dawson, 1967]; *в* — диаграмма Al₂O₃—MgO—CaO, составил К.Б. Смит с использованием данных Н.М.С. Рокка [Rock, 1987].

1 — карбонатизированный слюдяной кимберлит (1, 2); 2 — тонкослоистый кимберлитовый туф, обогащенный магнетитом (3, 4); 3 — серпентинизированный кимберлит (5, 6); 4 — амфиболитизированный кимберлит (7); 5 — амфиболитизированный слюдяной кимберлит (8, 9). Цифры в скобках соответствуют нумерации анализов (см. табл. 1).

тии, на диаграмме явно конформны. Наблюдаемые вариации связаны, прежде всего, с изменением пропорций породообразующих минералов, степенью контаминации ксеногенным материалом и вторичным преобразованием пород.

Отношение SiO₂/MgO в наименее измененных образцах колеблется от 1.2 до 1.7, что согласуется с мировым типом кимберлита. Железистость, напротив, несколько повышена, а содержания P₂O₅ иногда слишком малы. Концентрации щелочных элементов относительно типичных кимберлитов незначительны (см. рис. 4, *а*, *б*). Обращают на себя внимание крайне низкие содержания K₂O даже в слюдяных кимберлитах, богатых флогопитом, что объясняется практически полной его хлоритизацией. Низкие концентрации Na₂O также, по-видимому, обусловлены низкотемпературным выщелачиванием. Отношение

La/Yb по сравнению с большинством кимберлитов в целом несколько понижено, однако суммарное количество лантаноидов укладывается в рамки общемирового типа. В отличие от кимберлитов Кимозера, для алмазоносных коматиитов пояса Дачин характерны субгоризонтальные графики распределения редкоземельных элементов, нормированные по примитивной мантии, без увеличения содержаний легких лантаноидов [Bailey, 1999; Capdevila et al., 1999]. Канадские метаморфизованные известково-щелочные лампрофиры также отличаются более низкими концентрациями легких РЗЭ по сравнению с карельскими кимберлитами [Wyman et al., 2006].

Коэффициент контаминации Клемента [Clement, 1982] характеризуется высокими значениями, изменяющимися от 1.23 до 2.81, и только в серпентинизированных кимберлитах значения близки 1 (см. табл. 1).

В целом для изученных образцов характерны относительно низкие концентрации SiO_2 и Al_2O_3 при переменной магнезиальности, умеренные до повышенных содержания TiO_2 и широкие вариации карбонатной составляющей. Появление нескольких аномально высоких значений SiO_2 и Al_2O_3 в приведенных анализах (см. табл. 1), по всей видимости, вызвано сильным изменением пород, прежде всего, повсеместной их амфиболизацией, а Fe_2O_3 — перераспределением магнетита в ходе многостадийной серпентинизации. Кроме того, не исключено, что резкое обогащение отдельных проб CaO является отражением наложенной карбонатизации. В то же время содержания и отношения многих рассеянных литофильных элементов близки к типичным кимберлитам (см. рис. 4, а). По соотношению Al_2O_3 — MgO — CaO (см. рис. 4, в) кимберлиты Кимозера близки ультрамафитовым лампрофирам [Rock, 1987].

Индикаторные минералы кимберлитов Кимозерского проявления представлены главным образом хромшпинелидом и ильменитом. В незначительных количествах присутствуют пироп, хромдиопсид и алмаз. Изученным хромшпинелидам и ильменитам свойственны округло-угловатые формы с шагреновой коррозионной поверхностью и примазками кимберлита. Содержания обоих ведущих минералов в тяжелой фракции примерно равны во всех классах крупности и варьируют от 0.5 до 40 мас.% [Лобкова и др., 2006].

Зерна хромшпинелидов имеют размеры 0.05—3.0 мм, крупные зерна зональны (рис. 5): в краевых частях по сравнению с ядрами увеличиваются содержания Fe и Mn, появляется примесь цинка, снижаются количества Mg и Al. Концентрации Cr по направлению к краям в большинстве случаев не изменяются, реже уменьшаются (табл. 2). На диаграмме составов (рис. 6, а) большинство фигуративных точек хромшпинелидов ложится в поле алмазоносных пород. Меньшая часть попадает в область перекрытия алмазоносных и неалмазоносных парагенезисов. Составы периферических зон зерен смещены в сторону неалмазоносных ассоциаций. На диаграммах Н.В. Соболева (см. рис. 6, б) хромшпинелиды образуют типичный кимберлитовый тренд [Соболев, 1971, 1974; Ваганов, 2000].

Составы периферических зон хромшпинелидов не характерны для кимберлитов. В то же время сам генеральный тренд изменения химизма шпинелидов в выявленной зональности, с резким ростом концентраций общего Fe при повышении доли Fe^{3+} , падением Al, Mg и иногда некоторым накоплением Ti, подобен хорошо известному тренду в разнообразных метаморфизованных ультрабазитах. При этом ядра, сложенные высокохромистым Al-Mg-хромшпинелидом, сменяются к периферии кристаллов зонами феррохромита, а затем — хромомагнетита [Лазыко, 1988; Barnes, Roeder, 2001]. Опираясь на эти наблюдения, можно предположить, что необычный состав краевых зон кимозерских шпинелидов обусловлен метаморфизмом нормальных кимберлитовых хромшпинелидов.

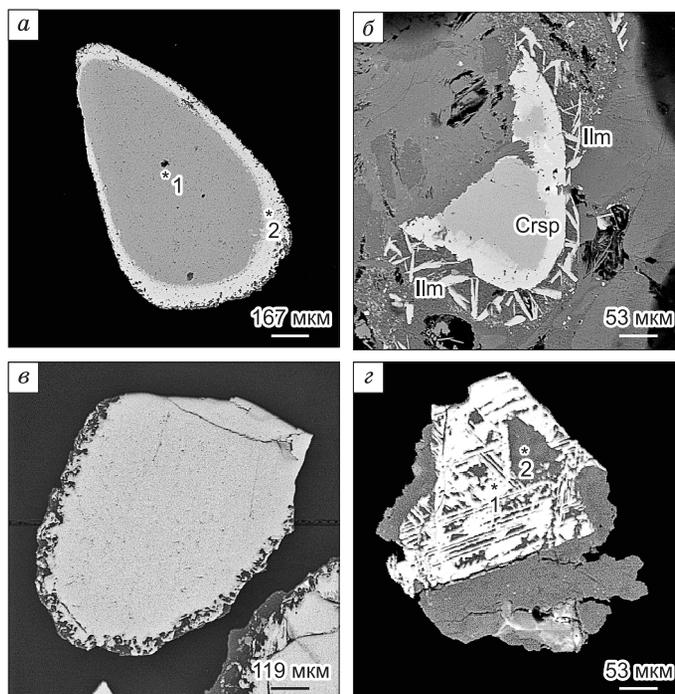


Рис. 5. Внутреннее строение зерен хромшпинелидов и ильменитов (РЭМ-фото, М.Д. Толкачев, ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург).

а — зональный хромшпинелид; б — ламеллы ильменита по периферии зонального зерна хромшпинелида, прозрачно-полированный шлиф; в — ильменит с примазками серпентина; г — скелетный ильменит в сростании с хлоритом. Crsp — хромшпинелид, Ilm — ильменит; 1, 2 — точки микрозондового анализа.

Таблица 2. Представительные анализы ИМК Кимозерского проявления (мас.%)

Оксид	Хромшпинелид					Ильменит				Линд-слейт	Хромдиопсид		Пироп	
	1		2		3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	центр	край	центр	край	центр									
SiO ₂	0.16	0.31	0.18	0.06	0.25	0.10	0.23	0.15	0.88	0.49	54.56	54.48	42.34	41.11
TiO ₂	1.01	0.18	6.25	2.16	1.91	50.02	49.29	48.77	49.02	58.56	0.28	0.34	0.43	0.03
Al ₂ O ₃	6.72	10.87	5.64	6.72	6.07	0.41	0.29	0.34	0.30	1.27	1.90	2.00	20.02	18.53
Cr ₂ O ₃	60.76	58.65	41.15	59.39	55.89	2.61	4.41	5.20	3.26	17.04	0.66	1.20	3.02	7.27
FeO	15.47	14.09	39.32	16.16	28.18	41.75	39.89	39.57	39.17	9.64	3.04	3.15	7.92	8.31
MnO	0.46	0.64	2.35	0.79	2.36	3.63	4.19	3.55	4.32	0.17	0.09	0.12	0.2	0.57
MgO	14.72	15.11	1.09	14.31	1.85	0.65	0.39	0.72	1.58	4.78	16.20	16.19	20.78	17.55
CaO	0.00	0.02	0.00	0.07	0.02	0.04	0.02	0.01	0.06	0.26	20.45	19.72	4.88	6.98
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.53	1.77	0.00	0.01
NiO	0.08	0.28	0.19	0.21	0.00	0.00	0.06	0.07	0.00	0.13	0.03	0.03	0.00	0.12
CoO	0.00	0.19	0.02	0.04	0.33	0.10	0.01	0.00	0.17	0.02	—	—	—	—
ZnO	0.07	0.05	2.52	0.00	3.14	0.35	0.67	0.39	0.38	0.00	—	—	0.00	0.00
V ₂ O ₅	0.44	0.20	0.24	0.20	0.20	0.26	0.45	0.12	0.28	0.67	—	—	—	—
Nb ₂ O ₅	0.00	0.01	0.08	0.02	0.04	—	0.00	0.06	0.00	0.60	—	—	—	—
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3.20	—	—	—	—
BaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3.81	—	—	—	—
Сумма	99.89	100.59	99.02	100.11	100.24	99.91	99.89	98.94	99.42	100.63	98.76	99.06	100.35	100.48

Примечание. 1—8 — аналитик М.Д. Толкачев, ИГГД РАН; 9—12 — данные Эштон Майнинг Лимитед (г. Перт, Австралия). Прочерк — не определялось.

Ильмениты присутствуют в виде крупных зерен (до 3 мм) массивного или скелетного строения, мельчайших индивидов (менее 0.1 мм) в связующей массе кимберлита и в виде оторочки на зернах хромшпинелидов (см. рис. 5). Для них характерны повышенные концентрации MnO, Cr₂O₃ и незначительная примесь ZnO при очень низком содержании MgO (см. табл. 2), но типичный для большинства кимберлитов пикроильменит в Кимозерском проявлении пока не обнаружен.

Ильмениты, подобные кимозерским, редко встречаются в алмазонасных вулканитах, а обогащенные MnO, с очень низкой примесью MgO известны в виде включений в алмазах из лампроитов тр. Аргайл, Австралия [Jaques et al., 1989] и из неопротерозойских кимберлитов Венесуэлы [Sobolev et al., 1998]. Зональные хромшпинелиды, окаймленные марганцовистыми ильменитами, установлены в силлах

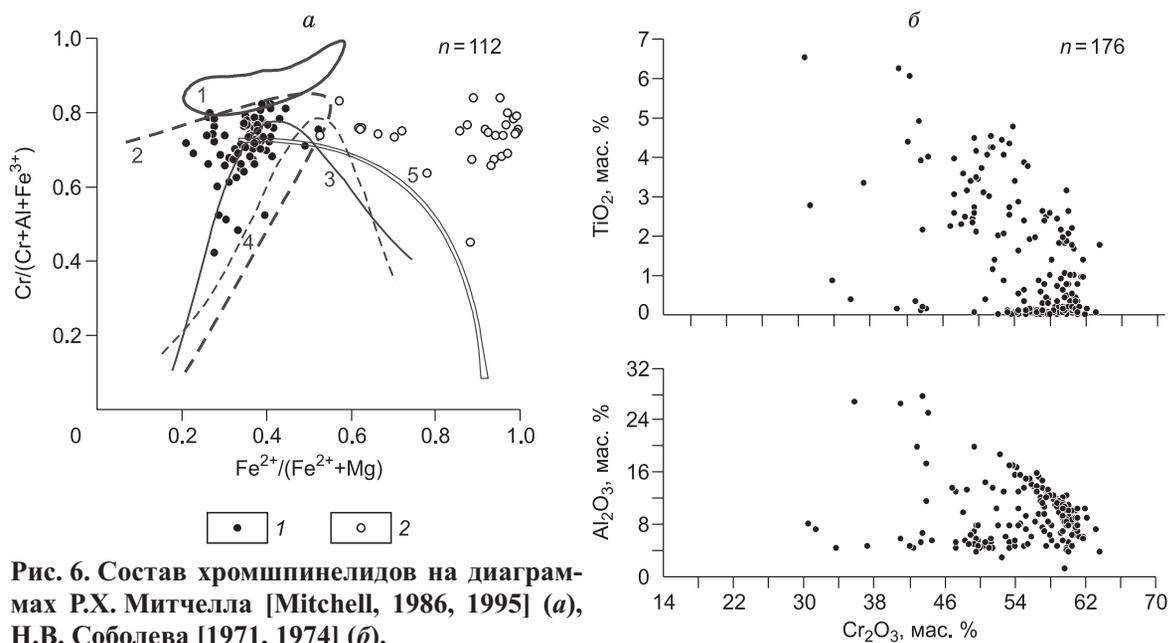
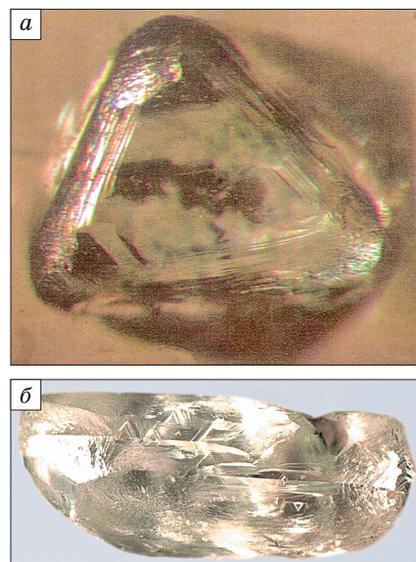


Рис. 6. Состав хромшпинелидов на диаграммах Р.Х. Митчелла [Mitchell, 1986, 1995] (а), Н.В. Соболева [1971, 1974] (б).

1 — центр зерна, 2 — край зерна; поля по В.И. Ваганову [Ваганов, 2000]: 1 — включения в алмазах; 2 — алмазонасные кимберлиты и лампроиты; 3 — неалмазонасные кимберлиты и лампроиты; 4 — альпинотипные ультрабазиты и офиолиты; 5 — прочие неалмазонасные породы.

Рис. 7. Алмазы из раннепротерозойских кимберлитов Кимозерского проявления.

a — октаэдр (1.5 мм), *б* — двойник типа октаэдр-додекаэдр (1.5 × 0.6 мм) с треугольными впадинами и каналом травления.



р. Мела в Архангельской алмазоносной провинции [Первов и др., 2005]. Сходные по составу ильмениты, незначительно отличающиеся количествами Nb, Sr и Mn, известны в карбонатах, оранжитах [Mitchell, 1995] и богатых карбонатом кимберлитах из даек рудников Премьер и Весселтон [Илупин и др., 1990]. Близкие к изученным составы ильменитов найдены в трубках поля Койду в Сьерра-Леоне [Tompkins, Haggerty, 1983] и в кимберлитоподобных породах Восточного Приазовья [Смирнов и др., 1993]. Интересно, что ильмениты из тр. Южная в Приазовье, по химизму идентичные изученным нами, слагают внешние части зональных выделений, ядра которых выполнены обычным пикроильменитом. Образование безмагниевого обогащенного хромом и марганцем ильменитов связывается либо с марганцевым метасоматозом [Смирнов и др., 1993], либо с воздействием на пикроильменит карбонатных флюидов [Tompkins, Haggerty, 1983], т.е. с наложенными процессами.

Пиропы и хромдиопсиды встречаются в единичных знаках. Пиропы по составу (см. табл. 2) относятся к лерцолитовому парагенезису по Н.В. Соболеву [1971], [Sobolev et al., 1973]. Состав хромдиопсидов (Cr_2O_3 от 0.6 до 1.2 %, Na_2O — 1.5—1.8 %, Al_2O_3 — 1.9—2.5 %) соответствует парагенезису мантийных перидотитов. В богатых слюдой кимберлитах обнаружен хромовый циркониево-бариевый титанат — линдслеит (см. табл. 2), впервые установленный в южно-африканских кимберлитах [Haggerty et al., 1983; Haggerty, 1991] и позднее в виде включений в алмазах [Sobolev et al., 1997].

В лаборатории компании Эштон Майнинг Лимитед в г. Перт (Австралия) в 12 пробах, отобранных из кимберлитовых пород подводящих каналов и пластообразных залежей, в том числе магнетитовых и углеродистых разновидностей, общим весом 815 кг методом термохимического разложения найдено около 100 алмазов размером до 2 мм. Они представлены бесцветными резорбированными октаэдрами, реже комбинационными формами типа октаэдр-додекаэдр (рис. 7), встречаются шпинелевые двойники [Лобкова и др., 2006]. На поверхностях кристаллов наблюдаются шагреньевые скульптуры, обратнопараллельные треугольные впадинки, каналы травления и зеленые пятна радиационной пигментации. FTIR исследования показывают, что алмазы пластически деформированы и относятся к безазотным алмазам II типа, содержащим включения высокомагнезимального ортопироксена и пентландита, что указывает на их происхождение из перидотитовой литосферной мантии [Ushkov et al., 2008]. Предварительные Os-данные по сульфидным включениям дают нерадиогенное $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ отношение 0.109, указывая на позднеархейский или древний мантийный источник.

ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ЧЕРТЫ КИМБЕРЛИТОВ КИМОЗЕРА

Рассмотренные в предыдущих разделах основные типоморфные особенности пород кимозерского комплекса подтверждают обоснованность первоначального их отнесения к кимберлитам [Ушков, 2001]. Вместе с тем привлекает внимание ряд признаков, которые отличают их от классических фанерозойских кимберлитов. Помимо древнего возраста, крайне необычной морфологии тел, специфических микроструктур и текстур к этим отличительным чертам можно отнести еще некоторые аномалии вещественного состава пород и их метаморфизм.

Прежде всего, подчеркнем редкость хромистого пироба и отсутствие пикроильменита. В вулканитах Кимозера их место занимают необычный марганцовистый ильменит и хромшпинелид. Ряд отклонений от типичных кимберлитов наблюдается в химическом составе пород. Это повышенная железистость, низкие содержания щелочных элементов и такого показательного компонента, как P_2O_5 . Представляется, что щелочи легко могли быть вынесены из породы в процессе вторичных изменений, но наблюдаемые концентрации P_2O_5 и FeO трудно приписать влиянию наложенных процессов, так как фосфор и железо, как правило, довольно инертны в условиях метаморфизма. Их содержания скорее обусловлены составом мантийного источника материнской кимберлитовой магмы.

Что касается самого вторичного изменения кимберлитов, то оно, очевидно, было многостадийным и носило проникающий характер. Как следствие, оливин нацело замещен серпентином, а флогопит хлоритизирован. Связующая масса подверглась серпентинизации, хлоритизации и карбонатизации, а места еще и амфиболизована (в основном в приконтактной части тела). При этом серпентин представлен не первичным петельчатым и ленточным лизардитом, а розетковидным антигоритом. Его наличие не

характерно для кимберлитов Восточно-Европейской и Якутской провинций. Антигорит широко распространен в прогрессивно метаморфизованных альпинотипных комплексах, где он образуется за счет более раннего петельчатого и ленточного лизардита.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВОГО ПРОЯВЛЕНИЯ

Первые исследователи Кимозерского проявления считали, что оно является либо силлоподобной залежью, либо кратерной фацией тела с неустановленными диатремовыми каналами [Ушков, 2001]. Новые данные плохо согласуются с гипотезой силла. Сравнительный анализ детально изученных южноафриканских объектов этого типа [Dawson, Hawthorne, 1973; Apter et al., 1984] с карельским выявил их принципиальные отличия. Главные из них — отсутствие в Кимозерском проявлении признаков магматической расслоенности и кумулятивных структур; сильно варьирующие, даже в пределах шлифа, объемные соотношения вкрапленников и связующей массы; наличие автолитов и пирокластики; признаки преотложения обломочного материала.

Проведенные исследования показывают, что Кимозерское тело является, вероятно, вулканическим аппаратом центрального типа, но весьма необычным для алмазоносных кимберлитов России. Морфологически оно наиболее близко к некоторым кимберлитам поля Мбужи-Майи в ДР Конго [Fieremans, Fieremans, 1992; Харьков и др., 1998]. Последние представляют собой грибовидные «диатремы», чья площадь на поверхности вполне соизмерима с размерами изучаемого нами объекта. При этом ширина верхних частей их подводящих каналов, как правило, не превышает 50—100 м. Аналогами Кимозерского проявления можно считать также ряд трубок поля Форт-а-ля-Корн в провинции Саскачеван в Канаде [Никсон, Лехи, 1997; Zonneveld et al., 2003; Berryman et al., 2004], гигантскую структуру Токапал на востоке Центральной Индии [Mainkar et al., 2004] и лампроиты поля Эллендейл (Западная Австралия) [Smith, Lorenz, 1989]. При площадях выходов кимберлитов 200—550 га эти палеовулканы обладают, однако, более широкими (~200 м) подводящими каналами, довольно быстро сужающимися с глубиной.

Несмотря на огромную площадь, мощность расширенных верхних частей всех этих тел составляет лишь десятки, в лучшем случае немного больше сотни метров. Имеющие форму блюдца «шляпки» выполнены отложениями, которые их исследователи уверенно характеризуют как кратерные и закратерные. Диатремовые же зоны сильно редуцированы (особенно в конголезских кимберлитах). Фактически в таких проявлениях присутствуют только обширный мелкий кратер и узкий питающий канал. При этом на всю изученную глубину тела сложены в основном ювенильной или переработанной пирокластикой.

Типоморфными признаками кимберлитов Форт-а-ля-Корн, изученных лучше других, считается редкость в них фрагментов вмещающих пород, присутствие лапиллей амебовидной формы с пузырчатой или стекловатой текстурой, что подчеркивает их пирокластическую природу, обилие оливина и карбоната. Особое диагностическое значение придается амебовидным лапилям (автолитам), так как они заметно отличаются от ядерных и аккреционных автолитов, образующихся в диатремах при флюидизации. Перечисленные особенности, свойственные и карельским породам, позволили классифицировать кимберлиты Саскачевана как оливиновые или лапиллиевые туфы [Field, Scott Smith, 1999; Berryman et al., 2004].

Предпочтительным механизмом формирования тел саскачеванского типа считают фреатомагматический, что позволяет параллелизовать их с маарами [Никсон, Лехи, 1997; Field, Scott Smith, 1999]. Условиями этой генетической модели являются: мощные субаэральные извержения в обстановке мелководного бассейна; отсутствие прочной «крышки» погребенных пород, которая препятствовала бы свободному подъему магмы по питающему каналу; отсутствие водоносных горизонтов на пути расплава; наличие рыхлых водонасыщенных осадков небольшой мощности на поверхности.

В отношении кимберлитов Кимозерского тела подобная схема становления не доказана. Здесь пока не найдены столь показательные для фреатомагматизма признаки, как краевые валы, окружающие кратер, массы тонкосортированных пирокластитов с вулканическими бомбами, в кимберлитах слишком незначителен объем постороннего обломочного материала и т. п. Поэтому альтернативными способами формирования комплекса могут являться субаэральные (наземные или мелководные) вулканические извержения, происходящие без образования маара [Zonneveld et al., 2003]. Они могли привести к возникновению сложной пирокластикой вулканической постройки, которая впоследствии была эродирована, что могло создать в современном срезе подобие широкого мелкого кратера.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты комплексного изучения первых в Карелии раннепротерозойских коренных алмазоносных вулкаников Кимозера, относящихся к числу наиболее древних в мире, свидетельствуют о том, что они обладают типоморфными признаками кимберлитов. Изученные алмазы происходят из традиционных источников позднеархейской перидотитовой мантии [Ushkov et al., 2008] В то же время в породах

присутствует ряд необычных черт, к которым относятся: геохимические аномалии; своеобразный спектр индикаторных минералов; особенности строения и состава хромшпинелидов и ильменитов; своеобразные вторичные изменения кимберлитов.

Однако наиболее интересны морфология объекта и ряд текстурно-структурных характеристик пород, не находящихся аналогов среди алмазопоявлений России. Блюдцеобразная форма с узкими питающими каналами сближает кимозерский комплекс с телами сходного строения [Smith, Lorenz, 1989; Fieremans, Fieremans, 1992; Field, Scott Smith, 1999; Zonneveld et al., 2003; Berryman et al., 2004; Mainkar et al., 2004], которые условно выделены в саскачеванский морфотип кимберлитов. По аналогии с ними и на основании ряда общих петрографических особенностей (наличие пирокластики и амбовидных автолитов, редкость фрагментов вмещающих толщ, локальные явления переотложения отлагавшегося материала) карельские кимберлиты могут рассматриваться как продукты субаэральных вулканических выбросов, исторгнутых из жерл палеовулкана в несколько эруптивных фаз. Пока трудно однозначно решить, происходило ли формирование комплекса фреатомагматическим способом с образованием маара или при извержениях центрального типа, при которых мог возникнуть сложенный пирокластикой вулканический конус.

После консолидации кимберлиты подверглись захоронению и изменению, в том числе метаморфизму, последний стер многие первичные особенности пород и также способствовал развитию в них аномальных черт. По аналогии с другими кимберлитовыми полями мира и учитывая, что изученный комплекс выполнен образованиями, которые принято считать кратерными отложениями, можно предполагать крайне незначительный эрозионный срез тела, измеряемый всего лишь десятками метров. Не исключено, что специфика Карело-Кольской алмазоносной субпровинции заключается отчасти в том, что здесь в пределах интра- и перикратонных прогибов вероятно обнаружение слабоэродированных кимберлитовых тел.

ЛИТЕРАТУРА

Ваганов В.И. Алмазоносные месторождения России и мира (Основы прогнозирования) // М., ЗАО «Геоинформмарк», 2000, 371 с.

Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск, КНЦ РАН, 2004, 353 с.

Загайный А.К., Устинов В.Н., Журавлев В.А. Структурно-тектонические факторы размещения проявлений кимберлитового и лампроитового магматизма на северо-западе Восточно-Европейской платформы // Геология алмазов — настоящее и будущее. Воронеж, Изд-во Воронеж. ун-та, 2005, с. 79—86.

Илупин И.П., Ваганов В.И., Прокопчук Б.И. Кимберлиты. Справочник. М., Недра, 1990, 248 с.

Коровкин В.А., Турылева Л.В., Руденко Д.Г., Журавлев В.А., Ключникова Г.Н. Недра Северо-Запада Российской Федерации // СПб., Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2003, 520 с.

Лазько Е.Е. Типоморфизм породообразующих минералов ультрабазитов // Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы. М., Наука, 1988, с. 424—441.

Лобкова Л.П., Устинов В.Н., Антащук М.Г. Типоморфные особенности индикаторных минералов раннепротерозойских кимберлитов Карелии // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона: Материалы Всероссийского совещания. Сыктывкар, Изд-во ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2006, с. 82—84.

Лукьянова Л.И., Лобкова Л.П., Алехина В.В. Особенности вещественного состава кимберлитовых пород Кимозерского проявления Карелии // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона: Материалы Всероссийского совещания. Сыктывкар, Изд-во ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2006, с. 86—88.

Махоткин И.Л. Возраст и петрология кимберлитов и связанных с ними пород из района Кимозера, северное побережье Онежского озера, Карелия // Геохимия магматических пород (Труды XXI Всероссийского семинара по геохимии магматических пород. 3—5 сентября 2003 г., Апатиты, ГИ КНЦ РАН). Апатиты, Изд-во КНЦ РАН, 2003, с. 107—109.

Никитина Л.П., Левский Л.К., Лохов К.И., Беляцкий Б.В., Журавлев В.А., Лепехина Е.Н., Антонов А.В. Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита // Петрология, 1999, т. 7, № 3, с. 252—275.

Никсон П., Лехи К. Алмазоносные вулканокластические кимберлиты в морских осадках мелового возраста (провинция Саскачеван, Канада) // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (1), с. 19—24.

Первов В.А., Ларченко В.А., Степанов В.П., Минченко Г.В., Кечик И.А., Богомоллов С.З., Сергеев С.А. Силлы кимберлитов по р. Мела (Архангельская алмазоносная провинция): новые данные о возрасте, составе пород и минералов // Геология алмазов — настоящее и будущее. Воронеж, Изд-во Воронеж. ун-та, 2005, с. 558—571.

- Смирнов Г.И., Чашка А.И., Тарасюк О.Н., Вишнеvский А.А.** Ильменит из кимберлитов Приозовья // Минералог. журн., 1993, т. 15, № 3, с. 33—41.
- Соболев Н.В.** О минералогических критериях алмазоносности кимберлитов // Геология и геофизика, 1971 (3), с. 70—80.
- Соболев Н.В.** Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1974, 264 с.
- Ушков В.В.** Кимозерское проявление алмазоносных кимберлитов в Онежской структуре // Геология и полезные ископаемые Карелии, 2001, № 3, с. 94—98.
- Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.** Коренные месторождения алмазов мира. М., Недра, 1998, 555 с.
- Apter D.B., Harper F.J., Wyatt B.A., Smith B.H.S.** The geology of the Mayeng kimberlite sill complex, South Africa // Ed. J. Kornprobst. Kimberlites. I: Kimberlites and related rocks. Proc. 3rd Int. Kimb. Conf., Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 43—57.
- Ayer J.A., Wyman D.A.** Origin of diamondiferous Archean lampropyres in the evolution of the Michipoten and Abitibi greenstone belts // Long Abstract, 8th Int. Kimb. Conf., 2003, 5 p.
- Bailey L.M.** An unusual diamond-bearing talc schist from the Dachine Area of French Guiana // M.Sc. Thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, Canada, 1999, 159 p.
- Barnes S.J., Roeder P.L.** The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. Petrol., 2001, v. 42, № 12, p. 2279—2302.
- Berryman A.K., Scott Smith B.H., Jellicoe B.C.** Geology and diamond distribution of the 140/141 kimberlite, Fort à la Corne, central Saskatchewan, Canada // Lithos, 2004, v. 76, p. 99—114.
- Capdevila R., Arndt N., Letendre J., Sauvage J.-F.** Diamonds in volcanoclastic komatiite from French Guiana // Nature, 1999, v. 399, p. 456—458.
- Claesson S., Bogdanova S.V., Bibikova E.V., Gorbachev R.** Isotopic evidence for Palaeoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton // Tectonophysics, v. 339, 2001, p. 1—18.
- Clement C.R.** A comparative geological study of some major kimberlite pipes in the Northern Cape and Orange Free State // Ph.D. Thesis (2 vols.), Univ. Cape Town, 1982.
- Dawson J.B.** Geochemistry and origin of kimberlite // Ultramafic & Related Rocks, John Wiley & Sons, New York, 1967, p. 269—278.
- Dawson J.B., Hawthorne J.B.** Magmatic sedimentation and carbonatitic differentiation in kimberlite sills at Benfontein, South Africa // J. Geol. Soc., 1973, v. 129, p. 61—85.
- Field M., Scott Smith B.H.** Contrasting geology and near-surface emplacement of kimberlite pipes in southern Africa and Canada // Proc. 7th Int. Kimb. Conf. V. 1. 1999, p. 214—237.
- Fieremans M.R., Fieremans C.L.** Diamond in its primary rocks with special reference to the diamond deposits of Mbujimayi, East Kasai, Zaire // Bull. Soc. Geol. Belg., 1992, v. 101, p. 9—39.
- Graham S., Lambert D., Shee S.** The petrogenesis of carbonatite, melnoite and kimberlite from the Eastern Goldfields Province, Yilgarn Craton // Lithos, 2004, v. 76, p. 519—533.
- Haggerty S.E.** Oxide mineralogy of the upper mantle // Revs. Miner., 1991, v. 25, p. 355—416.
- Haggerty S.E., Smyth J.R., Erlank A.J., Rickard R.S., Danchin R.V.** Lindsleyite (Ba) and mathiasite (K): two new chromium-titanates in the crichtonite series from the upper mantle // Amer. Miner., 1983, v. 68, p. 494—505.
- Janse A.J.A., Sheahan P.A.** Catalogue of world wide diamond and kimberlite occurrences: a selective and annotative approach // J. Geochem. Explor., 1995, v. 53, № 1—3, p. 73—111.
- Jaques A.L., Hall A.E., Sheraton J.W., Smith C.B., Sun S.-S., Drew R.M., Fondolis C., Ellingsen K.** Composition of crystalline inclusions and C-isotopic composition of Argyle and Ellendale diamonds / Ed. J. Ross. Proc. IVth Int. Kimb. Conf. Perth. V. 2. Kimberlites and related rocks, 1989, p. 966—989.
- Lehtinen M., Nurmi P.A., Ramo O.T.** Precambrian geology of Finland. Key to the evolution of the Fennoscandian Shield. Amsterdam, Tokyo, Elsevier, 2005, 736 p.
- Lefebvre N., Kopylova M., Kivi K., Barnett R.** Diamondiferous volcanoclastic debris flows of Wawa, Ontario, Canada // Long Abstract, 8th Int. Kimb. Conf., 2003, p. 1—25.
- Mainkar D., Lehmann B., Haggerty S.E.** The crater-facies kimberlite system of Tokapal, Bastar District, Chhattisgarh, India // Lithos, 2004, v. 76, p. 201—217.
- McDonough W.F., Sun S.-S.** The composition of the Earth // Chem. Geol., 1995, v. 120, p. 223—253.
- Mitchell R.H.** Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology. New York, Plenum Press, 1986, 435 p.
- Mitchell R.H.** Kimberlites, orangeites, and related rocks. New York, Plenum Press, 1995, 410 p.

Nixon P.H. The morphology and nature of primary diamondiferous occurrences // *J. Geochem. Explor.*, 1995, v. 53, p. 41—71.

Rock N.M.S. The nature and origin of lamprophyres: an overview // *Alkaline Igneous Rocks*, Geol. Soc. Spec. Publ., 1987, № 30, p. 191—226.

Smith C.B., Lorenz V. Volcanology of the Ellendale lamproite pipes, Western Australia // *Proc. 4th Int. Kimb. Conf.*, Perth, Geol. Soc. of Australia Spec. Pub., 1989, № 14, p. 505—519.

Sobolev N.V., Lavrent'ev Yu.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V. Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses // *Contr. Miner. Petrol.*, 1973, v. 40, p. 39—52.

Sobolev N.V., Kaminsky F.V., Griffin W.L., Yefimova E.S., Win T.T., Ryan C.G., Botkunov A.I. Mineral inclusions in diamonds from the Sputnik kimberlite pipe, Yakutia // *Lithos*, 1997, v. 39, p. 135—137.

Sobolev N.V., Yefimova E.S., Channer D.M.DeR., Anderson P.F.N., Barron K.M. Unusual upper mantle beneath Guianiano Guyana Shield: evidence from diamond inclusions // *Geology*, 1998, v. 26, p. 971—974.

Tompkins L.A., Haggerty S.E. The Koidu kimberlite complex, Sierra Leone: geological setting, petrology and mineral chemistry — Appendix // *Ann. Sci. Univ. Clermont-Ferrand II*, 1983, p. 99—121.

Wedepohl K.H., Muramatsu Y. The chemical composition of kimberlites compared with the average composition of 3 basaltic magma types // *Proc. 2nd Int. Kimb. Conf. V. 1*, 1979, p. 300—312.

Ushkov V.V., Ustinov V.N., Smith C.B., Bulanova G.P., Lukianova L.I., Wiggers de Vries D., Pearson D.C. Kimozero, Karelia: a diamondiferous metamorphosed volcanoclastic kimberlite // Extended abstract № 91KC-A-00199, 9th International Kimberlite Conference, Frankfurt, 2008.

Wyman D.A., Ayer J.A., Conceicao R.V., Sage R.P. Mantle processes in an Archean orogen: evidence from 2.67 Ga diamond-bearing lamprophyres and xenoliths // *Lithos*, 2006, v. 89, p. 300—328.

Zonneveld J.-P., Kjarsgaard B.A., Harvey S.E., Marcia K.Y., McNeil D., Heaman L.M., White D.L. Sedimentologic and stratigraphic constraints on emplacement of the Star Kimberlite, east-central Saskatchewan // *Lithos*, 2003, v. 76, № 3/4, p. 115—138.

*Рекомендована к печати 2 декабря 2008 г.
Н.В. Соболевым*

*Поступила в редакцию 25 марта 2008 г.,
после доработки — 24 октября 2008 г.*