

Статья принята в печать и будет опубликована в журнале:  
«Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле»

**Лампрофиры Александринского рудного района (Южный  
Урал): петрогенезис и геодинамическая обстановка  
формирования**

*Сурин Тимофей Николаевич*



DOI: <https://doi.org/10.21638/spbu07.2024.409>

Дата получения рукописи: 15.02.2024

Дата принятия рукописи в печать: 18.09.2024

**Для цитирования:** Сурин, Т. Н. (2024) Лампрофиры Александринского рудного района (Южный Урал): петрогенезис и геодинамическая обстановка формирования. *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 69 (4). DOI: <https://doi.org/10.21638/spbu07.2024.409>

Это неотредактированный файл принятой к публикации рукописи. До публикации в окончательном виде она будет подвергнута редактированию и верстке. Обратите внимание, что во время производственного процесса могут быть выявлены ошибки, влияющие на содержание. К данной рукописи применяются все правовые оговорки, относящиеся к журналу.

УДК 552.332.4/322.5/322.8

**Лампрофиры Александринского рудного района (Южный Урал): петрогенезис и геодинамическая обстановка формирования**

*Сурин Тимофей Николаевич*

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского  
Российская Федерация, 199106, Санкт-Петербург, Средний пр. В.О., 74

Сурин Т.Н. Timofey\_Surin@vsegei.ru; SurinTimofey@gmail.com

**Аннотация**

Описаны вещественный состав, петрографические и минералогические особенности дайковых лампрофиров колчеданоносного Александринского рудного района Южного Урала. Обобщены ранее опубликованные изотопно-геохронологические данные по лампрофирам Южного Урала, показывающие их более древний (304-308 млн. лет) возраст по сравнению с развитыми в Магнитогорском железорудном районе лампроитоидами (197-240 млн. лет). Показано, что породы представлены непрерывной петрогенетической серией: мончикиты – (камptonиты, саннаиты) – минетты – керсантиты. Отмечена интенсивная карбонатизация большинства разновидностей пород. Установлено, что составы первично-магматических клинопироксенов, образующих две отчётливые генерации, эволюционируют по двум трендам, каждый из которых соответствует своей генерации. Состав первой генерации изменяется в диапазоне от  $Ca_{40}Mg_{53}Fe_7$  до  $Ca_{48}Mg_{45}Fe_7$ , состав второй генерации – от  $Ca_{47}Mg_{50}Fe_3$  до  $Ca_{46}Mg_{35}Fe_{19}$ . Изучены петрогеохимические особенности пород. По химизму они разделены на три группы: ультраосновные (мончикиты, встречаются редко), основные (большинство проанализированных пород) и средние (керсантиты). Рассчитаны средние составы выделенных групп, описаны особенности их нормативного состава и приведена геохимическая характеристика. Сделан вывод об их существенных отличиях от

внутриплитных и определённом сходстве с коллизионными образованиями. Реконструирован возможный механизм петрогенезиса лампрофиров. Сделано предположение о том, что первичный лампрофировый расплав представлял собой продукт частичного плавления метасоматически обогащённого мантийного субстрата, представленного флогопитсодержащими гарцбургитами или лерцолитами. Кристаллизация расплава на начальных этапах происходила по схеме, соответствующей экспериментально установленным фазовым взаимоотношениям в присутствии водного флюида, а на поздних этапах – в присутствии водно-углекислого флюида. Смена состава флюидной составляющей объясняется задержкой расплава в промежуточном очаге, она приводит к резкой смене фазовой конфигурации системы за счёт появления широкого поля кристаллизации ортопироксена и прекращения кристаллизации флогопита и акцессорных окисных фаз. Уточнена геодинамическая обстановка формирования даек и показано их сходство по геохимическим характеристикам с «автономными» лампрофирами коллизионных областей. Предложено выделить новый лампрофировый комплекс.

**Ключевые слова:** лампрофиры, Южный Урал, петрогенезис, геодинамическая обстановка.

## 1. Введение

Лампрофиры являются весьма своеобразными магматическими образованиями преимущественно порфировидного облика, причём вкрапленники в них представлены мафическими минералами. Они отличаются большим разнообразием, неоднородностью состава пород, а проблема их генезиса, в частности, возможность существования первичного лампрофирового расплава, дискутируется в научной литературе (Васюкова и др., 2011).

Уникальной для нашего времени особенностью лампрофиров как группы пород является отсутствие их общепринятой классификации. Вариант, предложенный ещё в позапрошлом веке Х. Розенбушем (Rosenbush, 1907), основывался на формальных признаках, т.е. на соотношениях лейкократовой и меланократовой частях пород. Он, конечно, устарел, хотя и сейчас ещё есть геологи, предпочитающие его всем другим.

Огромным шагом вперёд было появление монографии Н. Рока (Rock, 1991), в которой был упорядочен весьма представительный фактический материал по геологии, геохимии и минералогии лампрофиров из многих регионов Мира. Там же была предложена их весьма подробная классификация, основанная на петрогеохимических и минералогических особенностях пород. Почти сразу же она подверглась серьёзной критике (Mitchell, 1994), главным образом потому, что Н. Рок объединил в единый «лампрофировый клан» сами лампрофиры, а также кимберлиты и лампроиты. Это действительно не имеет никакого смысла, т.к. и состав, и генезис этих образований существенно различаются. Тем не менее классификация собственно лампрофиров Н. Рока нашла широкое применение в работах многих современных геологов, хотя и она, безусловно, не отражает всё разнообразие этих пород.

Примерно в это же время в вопросе о возможности классификации лампрофиров был констатирован определённый тупик (Woolley et al., 1996). Так, авторы указывают на маловероятность того, что будет найдена простая таксономическая система, если не будут применены соответствующие генетические критерии, т.е. если классификация не будет учитывать генезис горных пород. Они сочли невозможным разработать определение «лампрофировых пород», которое не было бы настолько широким, чтобы быть почти бессмысленным с петрологической точки зрения. Позднее, в отчёте Британской геологической службы (Gillespie, Styles, 1999) со ссылкой на указанную статью делается вывод о том, что полностью удовлетворительное определение лампрофиров ещё предстоит согласовать и не исключено, что в него могут быть включены другие экзотические породы, для которых ещё не существует классификации. В последних Рекомендациях Подкомиссии по систематике изверженных пород при Международном союзе геологических наук приведена весьма упрощённая классификация лампрофиров (Le Maitre, 2002), позднее с некоторыми уточнениями она же была воспроизведена в российском Петрографическом кодексе (Петрографический ..., 2008). Эта классификация также имеет значительные упущения, поэтому вскоре появились предложения по её совершенствованию (Tappe et al., 2005). В свете сказанного вовсе не удивительным представляется тот факт, что во множестве современных работ, посвящённых лампрофирам, авторы называют их по основным особенностям их

химизма: «ультраосновные», «ультращелочные», «высококалиевые», «шошонитовые», «известково-щелочные» и пр. лампрофиры.

Анализ обширной литературы по лампрофирам позволяет разделить их на две группы по особенностям локализации. Первая включает лампрофировые дайки, пространственно связанные с плутоническими, главным образом, гранитными комплексами. Эти дайки В. Л. Хомичёв вслед за В. С. Коптевым-Дворниковым отнёс к т.н. «дайкам второго этапа» (Хомичёв, 1995), причём их происхождение он объяснил «прорывом» средне-основного расплава из нижней части магматического очага, при том, что граниты представляют собой верхнюю застывшую часть этого же очага. Вторая группа представляет для нас наибольший интерес, т.к. включает многочисленные «автономные» небольшие тела лампрофиров, нередко образующие обширные по площади поля. Такие поля широко распространены по всей нашей планете, они известны как на древних щитах и платформах, так и в абсолютном большинстве разновозрастных складчатых областей. Значительный интерес современных геологов также стимулируется и тем обстоятельством, что самостоятельные лампрофировые тела образуются в различных геодинамических обстановках, которые могут быть реконструированы при изучении петролого-геохимических особенностей слагающих их пород. Недавние находки «загадочных» алмазов в лампрофирах также привлекли к изучению этих образований многочисленных исследователей (Ayer et al., 2003; Lefevre et al., 2005; De Stefano et al., 2006).

Впервые щелочные лампрофиры на Южном Урале были описаны ещё в 1920-х годах прошлого века А. Н. Заварицким в пределах Магнитогорского рудного поля. В 1990 г. в карьере железорудного месторождения Малый Куйбас в 20 км севернее г. Магнитогорска В. М. Мосейчуком были обнаружены дайки щелочных оливин-флогопитовых пород, которые позднее были диагностированы как лампроиты (Лукьянова и др., 1992). К настоящему времени в пределах Магнитогорского рудного поля достоверно установлено уже более 40 таких даек. При детальном изучении этих пород были показаны их принципиальные геохимические и минералогические отличия от типичных платформенных лампроитов, на основании чего мы назвали их «лампроитоидами» (Сурин, 1999; Сурин, 2020а).

Восточнее, в пределах другой, Учалино-Александринской подзоны, на территории Александринского рудного района (рис. 1), нами выявлены многочисленные (около 80) дайки лампрофиров, которые позднее были объединены с лампроитоидами в единый триасовый калымбаевский дайковый комплекс (Мосейчук и др., 2017). Полученные за последние годы многочисленные радиологические данные позволяют достаточно уверенно разделить «лампроитоиды» и иногда весьма похожие на них внешне лампрофиры на две соответствующие возрастные группы. Для лампроитоидов ранее получены цифры Rb-Sr-ого возраста:  $197 \pm 5$ ,  $203 \pm 16$  (Лукьянова и др., 1992),  $198 \pm 4,5$ ,  $221 \pm 31$  (Горожанин, 1995) и  $230 \pm 5$  млн. лет (Мосейчук и др., 2017). Наиболее корректными представляются определения изохронным K-Ar-м методом, показывающими время окончания кристаллизации пород около 240 млн. лет (Краснобаев и др., 1993), на основании чего их возраст принят как триасовый. Они детально охарактеризованы нами ранее (Сурин, 1999; Сурин, 2020a). Для лампрофиров же получены датировки:  $308 \pm 15$  млн. лет (Rb-Sr метод) при величине  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7046 \pm 1$  (Мосейчук др., 2017),  $304,8 \pm 3,8$ ,  $303,7 \pm 3,8$  и  $308,4 \pm 3,8$  млн. лет (Ar-Ar метод) (Прибавкин и др., 2007), свидетельствующие о преимущественно позднекаменноугольном возрасте этих образований. Подчеркнём, что указанные датировки лампроитоидов и лампрофиров получены по образцам, отобраным в разных подзонах Восточно-Магнитогорской зоны – в Магнитогорской в первом случае и в Учалино-Александринской – во втором, что позволяет сделать предположение о принадлежности их к разным дайковым комплексам. По нашему мнению, актуальность комплексного петролого-геохимического изучения лампрофиров Александринского рудного района, а также определение на этой основе геодинамической обстановки их формирования, представляется несомненной. Это особенно важно для определения места лампрофирового магматизма в общей схеме магматической эволюции Магнитогорской мегазоны, что позволит существенно уточнить геодинамику формирования всего Южного (и не только) Урала. Автор в течение ряда лет изучал их при проведении геологосъёмочных работ на территории Восточно-Магнитогорской зоны, полученные результаты излагаются ниже.

Все приведённые в статье аналитические данные получены в сертифицированных лабораториях по стандартным методикам.

## 2. Геолого-петрографическая и минералогическая характеристика пород

Восточно-Магнитогорская зона представляет собой восточную ветвь Магнитогорской мегазоны (рис. 1), отождествляемой многими исследователями с палеовулканическим поясом, являющимся одним из крупнейших субмеридиональных поясов Южного Урала и локализованным в северной части Магнитогорско-Мугоджарской палеоостроводужной системы. Последняя прошла через долгую сложную историю развития, в которой выделяется три отчетливо выраженные стадии (Сурин и Мосейчук, 1995). Первая – субокеаническая, или стадия окраинного моря (ордовик – силур, до раннего девона включительно). Вторая – собственно островодужная (средний девон – ранний карбон). Третья стадия, коллизионно-аккреционная, завершает тектоническое развитие региона (средний карбон – пермь). Дальнейшее развитие проходило в субплатформенном режиме. Геология Александринского рудного района и одноимённого рудного поля достаточно подробно освещена в литературе (Медноколчеданные ..., 1985; Тесалина и др., 1998; Серавкин и др., 2008), поэтому мы не будем на этом останавливаться. Лишь укажем, что в результате детального картирования установлено, что на его территории многочисленными скважинами на глубину до 1 км вскрыты среднедевонские и позднедевонские вулканогенно-осадочные образования. Первые из них вмещают Александринское медно-цинково-колчеданное месторождение и ряд рудопроявлений. Все проявления лампрофиров представлены субвертикальными дайками с видимой мощностью от первых см до 3-5 м. Они прорывают все девонские образования, в том числе колчеданные руды (на Сабановском проявлении). Для всех даек характерны маломощные (не более 1 см) хорошо проявленные зоны закалки. Падение даек всегда крутое, от 60 до 90° к горизонту, чаще всего угол падения составляет от 70 до 80°. Важно отметить, что все дайки лампрофиров были вскрыты буровыми скважинами и не одна из них не выходит на поверхность, поэтому об их простирации судить невозможно. Дайки встречаются практически на всей территории Александринского района, поэтому можно заключить, что они образуют один рой. В редких случаях в отдельных скважинах можно встретить несколько даек. А в одной из скважин на Нагайбакском участке (рис. 1) выявлено более десятка даек, представленных практически всеми описанными ниже петрографическими разновидностями

лампрофиров, при этом никакой закономерности в их размещении установить не удалось.

Лампрофиры Александринского рудного района - это тёмно-серые (до черных) массивные породы, иногда с отчетливыми зеленоватыми или буроватыми оттенками. Нередко цвет пород более светлый из-за интенсивной карбонатизации. Структура пород порфиридная, реже отчетливо проявленная лампрофировая, что обусловлено идиоморфизмом слюды (если она присутствует).

Среди них по петрографическим особенностям можно выделить следующие группы.

1. Весьма редкие, отчетливо порфиридные породы с высоким (до 15-20 %) содержанием вкрапленников оливина. Последние представлены двумя генерациями. Первая – это редкие крупные (до 1 мм) резорбированные и нередко дезинтегрированные выделения, включающие скопления мелких кристалликов хромшпинелидов. Вторая представлена идиоморфными небольшими (до 0.4 мм) вкрапленниками. Оливин большей частью серпентинизирован или карбонатизирован. Слюда представлена относительно железистым флогопитом, она образует редкие (до 5-7 %) идиоморфные вкрапленники величиной до 0.7 мм, обычно нацело хлоритизирована и также включает мельчайшие выделения рудных минералов (возможно, шпинелидов). Важно отметить, что слюда распределена в породе крайне неравномерно, нередко она вовсе отсутствует. Ортопироксен образует единичные идиоморфные вкрапленники величиной до 0.5 мм, распознаваемые по форме и характеру псевдоморфоз (типичный бастит или, значительно реже, куммингтонит). Клинопироксен постоянно присутствует в описываемых породах и образует две отчетливо проявленных генерации. Первая представлена мелкими (до 0.3 мм) идиоморфными выделениями, составляющими до 25 % объема пород. Вторая образована множественными микролитами в основной массе пород, которая имеет либо аповитрофировую, либо отчетливо микролитовую структуру и содержит в значительном количестве "рудную пыль" (магнетит) и мелкие выделения амфибола. Наиболее распространенный аксессуар – апатит, который большей частью также сконцентрирован в основной массе. Породы всегда интенсивно серпентинизированы, хлоритизированы и, в особенности, карбонатизированы. По классификации Н. Рока, их можно отнести к щелочным ультраосновным бесполевошпатовым лампрофирам (мончикитам) (Rock,



2. Альбитсодержащие лампрофиры. Структура варьирует от полнокристаллической лампрофировой до порфиroidной с микролитовой основной массой. Иногда породы крайне неравномерно раскристаллизованы и содержат фрагменты девитрифицированного стекла. Главными отличиями от вышеописанных мончикитов являются гораздо меньшее содержание оливина (от 1 до 5-7 % объема пород) и обязательное присутствие альбита. Последний изредка образует мелкие вкрапленники, обычно же образует мелкозернистый агрегат в основной массе пород наряду с клинопироксеном, амфиболом, хлоритом, карбонатом, магнетитом и апатитом. Слюда всегда присутствует в описываемых породах, ее количество весьма непостоянно и составляет от 2-3 до 10-15 % объема пород, обычно она нацело замещена хлоритом. Единичные кристаллы ортопироксена замещены пластинчатым серпентином (баститом). Клинопироксен также обычно присутствует в описываемых породах в двух генерациях, но количество его непостоянно и варьирует в пределах от 1-3 до 20 % объема пород, причем можно сказать, что чем больше в породе слюды, тем меньше клинопироксена и наоборот. Важной особенностью этих лампрофиров является наличие в резко подчиненном количестве по сравнению с альбитом калиевого полевого шпата (санидина) в основной массе, который выявляется не всегда и часто отсутствует вовсе. Он образует мелкие столбики или выделения неправильной формы. Породы обычно карбонатизированы, причем иногда весьма в высокой степени. Если и далее использовать классификацию Н. Рока, то описанные породы следует называть плагиоклазовыми щелочными лампрофирами основного состава (камptonитами) (Rock, 1991).

3. Порфиroidные безслюдяные клинопироксеновые лампрофиры с большим количеством калиевого полевого шпата в основной массе. Оливин присутствует в подчиненном количестве по сравнению с клинопироксеном и нередко отсутствует вовсе. Количество оливина не превышает 7-10 % объема пород. Также, как в вышеописанных мончикитах и камptonитах, он образует две отчетливые генерации. Для вкрапленников первой генерации характерны резорбированные формы и дезинтеграция. В ряде случаев видно, что они имели реакционные взаимоотношения с остаточным расплавом. Отмечаются единичные выделения ортопироксена, замещенные баститом. Клинопироксен в количестве 10-15 % объема пород также образует две отчетливые генерации. Для первой из них характерен идиоморфизм, величина выделений достигает

0.5 мм, нередко они образуют сростки (иногда до 5 зерен). Вторая представлена мелкими выделениями и микролитами в основной массе. Последняя имеет структуру, близкую к гиалопилотакситовой, что обусловлено наличием в ней большого количества микролитов санидина. Плагноклаз (альбит-олигоклаз) также присутствует в основной массе в виде мелких беспорядочно расположенных выделений, но в резко подчиненном количестве по сравнению с калишпатом. Наиболее распространенный аксессуар – апатит, которого достаточно много в основной массе пород. Для пород весьма характерны карбонатизация и, в меньшей степени, амфиболизация и хлоритизация. Преобладание санидина над плагноклазом позволяет отнести описанные породы к щелочным существенно калиевым лампрофирам основного состава (саннаитам) (Rock, 1991).

4. Порфиридные клинопироксеновые лампрофиры с биотит-калиевополевошпатовой основной массой. Редкий оливин образует единичные выделения, составляющие от 1 до 5 % объема пород, обычно замещенные серпентином и карбонатом. В ряде шлифов оливин не обнаружен. Биотит также образует редкие (до 5 % объема пород) вкрапленники величиной до 1 мм, неравномерно (иногда до полных псевдоморфоз) хлоритизированные. Абсолютное большинство вкрапленников представлено клинопироксеном, составляющим от 5 до 10 % объема пород, причем их размеры и формы проявления полностью аналогичны таковым в описанных выше саннаитах. Основная масса микрозернистая с отчетливой лампрофировой структурой, состоит из идиоморфных выделений биотита (30-40 %) и короткостолбчатых, реже неправильных по форме выделений калиевого полевого шпата. Отмечается хорошо заметная неравномерность раскристаллизации основной массы, нередко содержащей обрывки девитрифицированного стекла. Аксессуары представлены мелкими выделениями магнетита и апатита. Для пород весьма характерна интенсивная карбонатизация и гораздо в меньшей степени – хлоритизация. По преобладанию клинопироксена среди вкрапленников и с учетом состава основной массы описанных пород, их следует отнести к существенно калиевым субщелочным лампрофирам основного, реже среднего состава – клинопироксеновым минеттам (Rock,

5. Порфиридные плагноклаз-биотитовые лампрофиры с пилотакситовой основной массой. Вкрапленники в количестве до 10 % объема пород отличаются отчетливым идиоморфизмом и представлены плагноклазом (почти всегда замещенного вторичными

минералами) и (в подчиненном количестве) биотитом. Размер вкрапленников плагиоклаза 0.5-1 мм, биотита – до 0.5 мм. Основная масса на 60 % состоит из лейст среднего плагиоклаза (андезин, реже олигоклаз) с плохо развитыми гранями, в интерстициях между которыми развиты цветные минералы, часто образующие скопления. Последние отличаются плохим идиоморфизмом (вплоть до его полного отсутствия) и представлены биотитом, моноклинным пироксеном, реже вторичными волокнистой роговой обманкой и хлоритом. Из аксессуаров присутствуют титанит, апатит и магнетит. Обычные вторичные минералы: серицит, соссорит, эпидот, кальцит. Описанные петрографические особенности пород позволяют определить их как керсантиты среднего, реже основного состава (Rock, 1991).

Выделенные группы лампрофиров отвечают наиболее характерным разновидностям пород, однако считаем важным отметить, что между ними существуют постепенные переходы, что отражается как в структуре, так и в минералогическом составе пород. В качестве примера можно привести одну из изученных нами даек на Нагайбакском участке, где в ее верхней части лампрофиры по составу соответствуют камптонитам, а в нижней (всего 0.9 м ниже по разрезу скважины) – саннаитам. Подобных примеров можно привести множество. Но ведь давно известно, что гетероморфизм – это явление, характерное как раз для лампрофиров, что отмечалось многими исследователями (Rock, Петрографический..., 1981). В целом же на основании петрографического изучения пород можно сделать вывод, что они представлены непрерывной петрогенетической серией, которую можно представить в следующем виде: мончикиты – (камптониты, саннаиты) – минетты – керсантиты. В указанном ряду уменьшается роль темноцветных минералов в составе пород и существенно увеличивается роль полевых шпатов, при этом постепенно сменяется состав темноцветной ассоциации минералов: оливин-флогопитовая вытесняется клинопироксен-биотитовой, после чего количество клинопироксена также постепенно уменьшается, а биотита – возрастает. Следует также отметить интенсивную карбонатизацию большинства изученных пород, за исключением керсантитов, для которых карбонат не является преобладающим вторичным минералом. Некоторые минералогические особенности лампрофиров подробно освещены нами ранее (Сурин, 1999). Здесь приведём лишь некоторые данные, важные в петрогенетическом отношении.

Первично-магматические клинопироксены присутствуют во всех разновидностях лампрофиров. Они во множестве были нами выделены из протолочек. Все изученные клинопироксены (приложение 9.1<sup>1</sup>) имеют высокое Al/Ti-отношение (больше 2), при этом отмечается отчетливая положительная корреляция между их титанистостью и глиноземистостью. Очевидно, что богатые алюминием и титаном клинопироксены представляют собой наиболее ранние, глубинные выделения, которые кристаллизовались из расплавов, бедных кремнекислотой. Микроскопическое изучение характеризуемых пород показало, что клинопироксен в них образует обычно две отчетливо выраженные генерации. Первая представлена субидiomорфными, неотчётливо зональными кристаллами размером от 0.4x0.12 до 0.7x0.2 мм, образующими вкрапленники. Вторая представлена мелкими призмочками размером от 0.02 до 0.3 мм. Вся совокупность изученных клинопироксенов образует два отчетливо выраженных тренда, каждый из которых отвечает эволюции состава одной из указанных генераций (рис. 2). Первый тренд отвечает первой, ранней генерации минерала и заключается в снижении кальциевости за счет магнезиальности при постоянной железистости. Состав клинопироксенов при реализации этого тренда постепенно меняется от авгита  $\text{Ca}_{40}\text{Mg}_{53}\text{Fe}_7$  до высококальциевого диопсида  $\text{Ca}_{48}\text{Mg}_{45}\text{Fe}_7$ . Второй тренд отвечает второй, более поздней генерации клинопироксена и заключается в существенном увеличении железистости за счет магнезиальности при относительно постоянной кальциевости. Состав минерала при реализации этого тренда изменяется от низкожелезистого диопсида  $\text{Ca}_{47}\text{Mg}_{50}\text{Fe}_3$  до высокожелезистого диопсида  $\text{Ca}_{46}\text{Mg}_{35}\text{Fe}_{19}$ . Интересно, что наиболее магнезиальные клинопироксены первой генерации являются наиболее хромистыми, в дальнейшем при уменьшении в них концентрации магния в них уменьшается и содержание хрома. Точно также и для второй генерации устанавливается та же зависимость: наименее железистые клинопироксены содержат незначительную примесь хрома, по мере же накопления в них железа хром исчезает совсем. В целом же наблюдается хорошо проявленная отрицательная корреляция между магнезиальностью и хромистостью для всей совокупности изученных клинопироксенов. Температура при реализации тренда I оценивается интервалом от 1200 до 1120°C при незначительном

---

<sup>1</sup> Здесь и далее приложения 9.1-9.5 можно найти по следующему электронному адресу:  
<https://escjournal.spbu.ru/article/view/17118/12421>

давлении при кристаллизации и снижении его от 2-3 до 0 кбар (Сурин, 1999). Возможно, он реализовывался непосредственно при внедрении расплава в верхние горизонты коры. Тренд II реализовывался в более широком температурном интервале: от 1150 до 1000°C также при невысоком давлении, которое составляло от 4.5 до 2 кбар (Сурин, 1999). Видимо, тренд II характеризует состав клинопироксенов, фракционирующих в гипабиссальном магматическом очаге. Интересно, что с увеличением железистости клинопироксенов в них существенно накапливается глинозем (в тетраэдрической позиции), что может объясняться либо уменьшением активности кремнезема в расплаве на заключительной стадии его эволюции, либо некоторым увеличением общего давления в очаге вследствие накопления летучих компонентов. Таким образом, полученные данные позволяют сделать вывод о том, что состав клинопироксенов определяется скоростью подъема расплава в верхние части коры. Поэтому при определенных условиях состав клинопироксенов может эволюционировать по одному из охарактеризованных трендов. Очевидно, расплавы, из которых кристаллизовались лампрофиры, поднимались в верхние горизонты коры относительно медленно, что, скорее всего, объясняется геодинамической обстановкой, т.е. условиями сжатия (см. ниже).

Вкрапленники ортопироксена также весьма характерны для лампрофиров Александринского рудного района, но они всегда нацело замещены вторичными минералами и распознаются только по форме псевдоморфоз.

Минералы серии шпинели распространены в лампрофирах довольно широко и являются наиболее встречающимися наряду с апатитом акцессорными минералами. Среди них наибольшим распространением пользуются хромшпинелиды, менее распространены минералы из группы магнетита. Среди последних по составу выделяются собственно магнетит (0.5-1.5 %  $TiO_2$ ), титанистый магнетит (5.5-8 %  $TiO_2$ ) и весьма редкие зерна хромистого магнетита.

В лампрофирах выявлены две генерации хромшпинелидов. Первая, высокохромистая, в целом близка по составу к хромшпинелидам из мантийных перидотитовых нодулей, в ней отмечается увеличение окисного железа за счет снижения концентраций хрома и алюминия, что, по нашему мнению, свидетельствует об увеличении фугитивности кислорода на ранней стадии эволюции лампрофировых расплавов. Вторая генерация

лампрофировых хромшпинелидов отличается от первой весьма пониженной хромистостью и повышенной глиноземистостью.

По микронзондовым анализам устанавливается по меньшей мере две разновидности амфибола. Куммингтонит встречен в малоизмененных лампрофирах (мончикитах) Нагайбакского участка. Он является весьма редким вторичным минералом и замещает ортопироксен. Калийсодержащие роговые обманки являются первыми по времени кристаллизации амфиболами и встречаются в наименее измененных лампрофирах. Отношение  $Na/(Na+Ca)$  варьирует в них от 0.09 до 0.27.

Гранаты являются довольно редкими минералами в лампрофирах. В шлифах они нами не наблюдались. Но в составе тяжелой фракции из крупных протолок гранаты обычно устанавливаются в очень небольшом количестве. Они представлены очень мелкими зернами, по составу отвечают альмандинам с переменными содержаниями пиропового (11-30 %), спессартинового (5-26 %) и гроссулярового (3-15 %) компонентов, т. е. это типичные пиральспиты. Подобный состав гранатов характерен для разнофациальных метаморфических пород Урала и в целом типичен для метаморфических пород амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой ступеней метаморфизма. Низкая магниевость и соответственно высокая железистость исключают магматическое происхождение этих гранатов. Они, безусловно, являются ксенокристаллами. Важно отметить, что гранаты лерцолитового парагенезиса нами не выявлены, что, по нашему мнению, исключает возможность образования первичного для лампрофиров расплава в условиях фации гранатовых перидотитов.

Санидин присутствует в калиевых лампрофирах в виде ксеноморфных табличек размером до 0.5 мм с многочисленными пойкилитовыми вростками более ранних по времени кристаллизации минералов. Это первичная фаза, кристаллизовавшаяся на позднемагматической стадии образования пород. Принадлежность калиевого полевого шпата к санидину подтверждена рентгеноструктурным анализом.

Титанит встречается в виде мелких кристалликов в основной массе лампрофиров. Для него характерны низкие содержания железа и алюминия.

Ильменит присутствует в виде мелких выделений в основной массе лампрофиров. Для состава ильменита характерными особенностями являются повышенное содержание марганца и почти полное отсутствие магния.

Рутил выделен из тяжелой фракции протолочек основных лампрофиров в виде редких очень мелких кристаллов. Для них характерно в целом очень низкое содержание примесей, чем он существенно отличается от рутилов, кристаллизовавшихся в глубинных условиях. Очень интересной является находка весьма экзотического армоколита (?) в лампрофирах Нагайбакского участка. Для его состава характерно низкое содержание титана и высокое – железа, при низких концентрациях магния, хрома и марганца и повышенных – кремнезема. Это, по нашему мнению, свидетельствует об относительно восстановительных условиях при кристаллизации этого минерала (Сурин, 1999).

Сульфиды постоянно присутствуют во всех разновидностях лампрофиров в виде мелкой рассеянной вкрапленности. Наибольшим распространением среди них пользуется пирит, гораздо реже отмечается халькопирит. Для пирита в ряде случаев отмечается повышенное количество в его составе марганца, кобальта, никеля, меди, цинка, свинца, сурьмы и теллура, т. е. налицо его в целом полиметаллическая геохимическая специализация. В халькопирите отмечается присутствие цинка, олова, золота, свинца, серебра и молибдена.

### **3. Петрогеохимическая характеристика пород**

Химические составы лампрофиров Александринского рудного района приведены в приложении 9.2. По соотношению суммарной щелочности и содержания кремнезема (рис. 3) большинство составов изученных лампрофиров соответствует умереннощелочным породам, причём для них отмечается отчетливое накопление щелочей по мере роста их кремнеземистости. Тип щелочности лампрофиров меняется от калиевого через калиево-натриевый до отчетливо натриевого (рис. 4), что отражает, очевидно, вариации состава полевошпатовой части пород (см. выше). По нашему мнению, в целом вся совокупность изученных пород представляет собой единую петрогенетическую серию, крайние члены которой представлены, с одной стороны, высококалиевыми породами, а с другой – практически бескалиевыми лампрофирами (альбитовыми камптонитами), между ними же присутствует большое количество переходных разновидностей.

Интересной особенностью характеризуемых образований является устойчиво высокое содержание в них фосфора (приложение 9.2), что в целом характерно для большинства субщелочных и щелочных лампрофиров (Rock, 1991). Другая важнейшая характеристика этих пород – их низкая и умеренная титанистость, что в сочетании с повышенной глиноземистостью и фосфористостью существенно отличает их от внутриплитных магматических образований и сближает с щелочными породами островодужных областей (Италия, Центральная Англия) и "коллизионными" лампроитами Испании (Сурин, 1999). Заметим, что эти же особенности присущи и лампроитам Алдана, также отнесенным к "коллизионному" типу (Богатиков и др., 1991). Заметим, что триасовые лампроитоиды калымбаевского комплекса, выявленные на территории Магнитогорского рудного поля, отличаются от характеризуемых лампрофиров значимо более высоким содержанием фосфора, что коррелируется с более высокой глиноземистостью последних, тогда как содержания титана и в тех, и в других остается практически постоянным, что также отличает изученные породы от большинства внутриплитных образований (рис. 5).

Выше уже говорилось, что лампрофиры, в отличие от лампроитоидов, часто интенсивно карбонатизированы. Действительно, для некоторых обогащенных кальцием лампрофиров наблюдается прямая корреляция содержания указанного компонента с содержанием в породах углекислоты (Сурин, 1999). Тем не менее отметим, что среди лампрофиров встречаются слабо карбонатизированные породы, обогащенные кальцием. Для некоторых лампрофиров устанавливается обогащенность одновременно натрием и углекислотой альбитизация, амфиболизация и карбонатизация часто являются сопряженными постмагматическими процессами. Тем не менее среди лампрофиров отмечаются как высоконатриевые некарбонатизированные, так и наоборот, сильно карбонатизированные породы с низким содержанием натрия. Калиевость всей совокупности пород комплекса обнаруживают отчетливую отрицательную корреляцию со степенью их карбонатизации (рис. 6). Сильно карбонатизированные лампрофиры всегда малокалиевые, что может указывать на некоторый вынос калия при постмагматической карбонатизации пород. Тем не менее очевидно, что в целом такие особенности состава лампрофиров, как повышенная кальциевость, натриевость и пониженная калиевость в сочетании с повышенной



концентрацией углекислоты, отражают особенности состава расплавов, из которых они кристаллизовались.

Важной характеристикой всех лампрофиров, существенно отличающих их от более поздних лампроитовидов Магнитогорского рудного поля, является устойчиво пониженная в них степень окисленности железа, которая обнаруживает достаточно четко проявленную положительную корреляцию с ролью калия в общем балансе щелочей (рис. 7). Видимо, расплавы, из которых кристаллизовались лампроитовиды, отличались от расплавов, ответственных за образование лампрофиров, повышенной активностью калия и кислорода.

Среди лампрофиров достаточно уверенно выделяются по химизму три группы пород: ультраосновные (обедненные кремнеземом и обогащенные магнием, встречаются редко), основные (абсолютное большинство проанализированных пород) и средние (обогащенные кремнеземом и обедненные магнием). Правда, для всех лампрофиров весьма характерен гетероморфизм, что уже отмечалось выше. На уже упоминавшемся примере перехода камптонитов в саннаиты в пределах одной маломощной дайки, можно проследить петрохимию этого процесса. Сравним два анализа из одной и той же дайки: камптониты (№ 6 в приложении 9.2) и саннаиты (№ 7 в этом же приложении). Для первого по сравнению со вторым выявляются несколько повышенные содержания титана, глинозема, извести, фосфора и заметное преобладание натрия над калием. Во втором же соответственно отмечаются несколько повышенные содержания железа, щелочей и отчетливо калиевый тип щелочности. Кремнеземистость двух пород из одной дайки практически одинакова. Можно отметить и другие случаи, когда породы почти одинакового химического состава относятся к различным петрографическим разновидностям. Вот почему выделение типов пород по основности наиболее оправдано, а по другим признакам (по типу щелочности, например) или петрографическим группам не имеет геологического смысла.

Рассчитанные средние химические и нормативные составы выделенных групп пород приведены в приложении 9.3. Анализ этих данных приводит к следующим выводам.

Ультраосновные лампрофиры несколько пересыщены натрием и слабо недосыщены кремнеземом, т. к. содержат нормативный нефелин. В них отмечается очень высокое содержание нормативного высокожелезистого оливина, при этом высокое содержание нормативного плагиоклаза сближает эти породы с мафическими минеттами типа Навайо

(Богатиков и др., 1991). При переходе от ультраосновных к основным и далее к средним лампрофирам номер нормативного плагиоклаза понижается от 85 до 35, при этом существенно (в несколько раз) возрастает количество щелочных полевых шпатов, причем альбит значительно преобладает над ортоклазом. В этом же направлении существенно (с 37 до 2 %) понижается количество нормативного оливина. В основных лампрофирах появляется нормативный гиперстен, в средних же по составу породах его количество достигает 20 %. Лампрофиры основного состава содержат значительное количество нормативного диопсида, с увеличением и уменьшением основности пород его содержание значительно уменьшается. Количество нормативных акцессориев заметно увеличивается с уменьшением основности пород.

Геохимическая характеристика выделенных групп лампрофиров приведена в приложении халькофильных элементов, что может быть обусловлено их развитием в пределах колчеданосного Александринского рудного района и объясняется, возможно, коровой ассимиляцией. Высокое содержание лития в лампрофирах соответствует их повышенной натриевости. Вместе с тем для всех групп пород отмечается ряд общих геохимических особенностей. Так, для них в целом характерны высокие содержания крупноионных литофилов (щелочи, барий, стронций, радиоактивные элементы) при умеренных или низких концентрациях амфотерных элементов с высокочargedными ионами (тантал, ниобий, цирконий, иттрий) и повышенных содержаниях сидерофилов (хром, никель, кобальт, ванадий, скандий). Рассмотрим теперь поведение некоторых микроэлементов при изменении основности пород. Содержания тория и урана повышаются по мере уменьшения основности лампрофиров. Цирконий также накапливается в породах по мере увеличения их кислотности и снижения магнезиальности. Содержание хрома по мере снижения основности пород несколько уменьшается, причем между магнезиальностью и хромистостью пород отмечается неотчетливая положительная корреляция. Содержания кобальта также обнаруживают нечетко положительную проявленную корреляцию с магнезиальностью пород. Поведение никеля при уменьшении магнезиальности и, соответственно, увеличении кислотности пород, близко к поведению кобальта. В лампрофирах среднего состава концентрация бария значительно ниже (в 6 раз) по сравнению с основными лампрофирами, что, по нашему мнению, отражает

определенную роль полевошпатового фракционирования на заключительной стадии эволюции лампрофирового расплава и также подтверждается петрографическими данными.

Геохимический спектр изученных пород наглядно демонстрируют спайдер-диаграммы, показывающие распределение микроэлементов по отношению к примитивной мантии (рис. 8). Главной чертой геохимических спектров изученных пород является наличие в них отчетливых тантал-ниобиевого, циркониевого и титанового минимумов.

Важнейшей геохимической характеристикой изученных пород является весьма специфическое распределение в них редкоземельных элементов (РЗЭ). В приложении 9.5 приведены содержания РЗЭ в лампрофирах Александринского рудного района.

Лампрофиры характеризуются отчетливым преобладанием легких цериевых РЗЭ над тяжелыми иттриевыми (рис. 9). Нормализованное к хондриту лантан-иттербиевое отношение изменяется в них в широких пределах: от 13 до 57. Лампрофиры Александринского района по величине этого отношения уверенно разделяются на две группы, причем породы с высокими значениями этого отношения отличаются крайне низкими величинами отношений рубидия к стронцию, а породы с более низкими  $La/Yb$ -ыми отношениями, наоборот, характеризуются повышенными величинами отношений пород, можно сделать вывод, что наиболее карбонатизированными являются породы, образовавшиеся при кристаллизации лампрофирового расплава, испытавшего дифференциацию с отделением тугоплавких минералов, обогащенных тяжелыми РЗЭ по сравнению с легкими (оливин, флогопит, пироксены), что согласуется с петрографическими и петрохимическими данными (см. выше) и косвенно свидетельствует о значительном накоплении углекислоты при такой дифференциации.

#### **4. Петрогенезис**

Изложенные данные позволяют существенно уточнить механизм образования лампрофиров Восточно-Магнитогорской зоны, в кратком виде сформулированный ранее

Видимо, наиболее близкими по составу к первичному расплаву являются ультраосновные лампрофиры, отличающиеся повышенной магнезиальностью и суммарной щёлочностью -

мончикиты. По современным представлениям, первичный расплав для щелочных лампрофиров представляет собой продукт частичного плавления метасоматически обогащенного мантийного субстрата, представленного флогопитсодержащими гарцбургитами или лерцолитами (Shand et al., 1994; Moghadam et al., 2014; Orozco-Garza et

a  
l  
P  
a  
n  
d  
e

Судя по сохранности в породах большого количества зерен высокохромистой шпинели, аналогичной по составу таковой из мантийных перидотитовых нодулей (Сурин, 1999), т.е. явно реститовой природы, генерация первичных для них расплавов происходила в условиях шпинелевой фации глубинности. О наличии слабо восстановительных условий в области магмогенерации свидетельствуют находки железистого армоколита. Возможно, это определяется в целом небольшими глубинами выплавления магм (не более 100 км). О смене условий кристаллизации расплава на всё менее восстановительные по мере его подъема к поверхности и постепенном охлаждении, свидетельствует некоторое увеличение содержания окисного железа в реститовых хромшпинелидах, очевидно, в результате диффузионного обмена с расплавом (Сурин, 1999). Ряд геохимических особенностей пород, а именно низкие содержания элементов с высокозарядными ионами (титан, цирконий, ниобий, тантал), свидетельствуют о большой роли воды в петрогенезисе. Именно эти элементы обладают наименьшей подвижностью в воде и характеризуются наименьшей величиной средства к водному флюиду. Заметим, что указанные геохимические особенности являются своего рода "паспортными" характеристиками для всех типов магм субдукционных геодинамических обстановок. Из «автономных» лампрофиров, образующих самостоятельные, обширные по площади дайковые поля, эти особенности в полной мере присущи породам Северо-Западного и Центрального Ирана, (Moayyed et al., 2008; Raeisi et Корного Алтая (Васюкова и др., 2011) и многих других регионов. В нашем случае само

a  
e  
t  
a  
l  
M

наличие вкрапленников флогопита свидетельствует о большой водонасыщенности лампрофирового расплава уже на ранней стадии его эволюции. Другим важным летучим компонентом, видимо, присутствовавшим в области магмогенерации, был углекислый газ. Иначе трудно объяснить высокую температуру родоначального расплава. Уже давно показано, что именно присутствие  $\text{CO}_2$  способствует повышению солидуса мантийных перидотитов и выплавлению из них недосыщенных кремнекислотой расплавов (Eggler, нормативного нефелина также отчасти свидетельствует об определенной роли  $\text{CO}_2$  в генерации их расплавов, т.к. в хорошо изученной системе "кальсилит-форстерит-кремнезем" (Yoder, 1986) перитектическая точка "форстерит + флогопит + энстатит + расплав" по мере увеличения концентрации углекислого газа постепенно смещается в область калиевых составов (Foley, 1992). Вместе с тем очевидно, что содержание свободного  $\text{CO}_2$  в системе лерцолит –  $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$  при высоких температурах ( $900^\circ\text{C}$ ) и давлениях (20 кбар) равновесные высокощелочные флюиды содержат значительное количество  $\text{CaCO}_3$ , в то время как равновесные концентрации молекулярной углекислоты весьма низки (Рябчиков и др., 1989). Видимо, это обусловлено тем, что растворимость  $\text{CO}_2$  в расплаве связана прямой зависимостью с фугитивностью воды (Шинкарёв и Иваников, 1983). Таким образом, наиболее вероятным мантийным источником для первичного расплава охарактеризованных лампрофиров является флогопитовый перидотит, подвергнувшийся частичному плавлению в присутствии существенно водного флюида с резко подчиненной ролью углекислоты в его составе. Очевидно, что в нашем случае степень плавления должна быть невысокой. Просто для аналогии укажем, что расчетные данные показывают: для образования родоначальных расплавов лампрофиров Ирана, Индии, Омана, Китая, Венгрии и Турции она колеблется в

д  
и  
а

Петрографические данные также определенно свидетельствуют о петрогенезисе лампрофиров в условиях высокой флюидонасыщенности, т.к. при их кристаллизации в отсутствие летучих не образуются флогопит и ортопироксен. Фазовый состав изученных лампрофиров (оливин, флогопит-биотит, орто- и клинопироксен, амфибол, калиевый полевой шпат и т.д.) в принципе аналогичен таковому для образований лампроитовой серии, что, по нашему мнению, позволяет с определенной долей условности проводить

М

20

о

а

у

у

аналогию между ними по способу кристаллизации. В случае быстрого подъема расплава к поверхности, его кристаллизация происходит по схеме, соответствующей экспериментально установленным фазовым взаимоотношениям в присутствии существенно водного флюида (рис. 10а). При охлаждении и подъеме расплава его кристаллизация начинается уже близко к месту его зарождения (точка А) и на ликвидусе появляется оливин, к которому при охлаждении добавляется флогопит. Именно фракционированием оливин-флогопитовой ассоциации на ранней стадии эволюции расплава объясняется резкое уменьшение концентраций никеля и Rb/Sr-ого отношения при снижении магнезиальности пород (см. выше). По мере снижения температур и давлений количество оливина уменьшается, а флогопита увеличивается за счет реакции "оливин + расплав  $\rightarrow$  флогопит" (Barton and Hamilton, 1982), что подтверждается не только петрографическими данными, но и геохимическими (положительная корреляция La/Yb-ого отношения и магнезиальности пород). В случае задержки расплава на глубине (пусть это будет, к примеру, точка В), значительное удаление из расплава оливина и флогопита приведет к его обеднению калием, рубидием, стронцием, барием и тугоплавкими элементами и соответственно обогащению кремнекислотой, кальцием, натрием и глиноземом. При существенно водном составе флюида снижение температуры должно привести к увеличению фугитивности кислорода и фракционированию окисных акцессорных фаз (апатит, циркон, шпинелиды и др.), в результате чего остаточный расплав дополнительно обедняется элементами с высокочargedными ионами (цирконий, иттрий, тяжелые РЗЭ). Подобный механизм вполне объясняет появление в составе комплекса оливин-флогопитовых лампрофиров (мончикитов). Если же расплав, близкий по составу к мончикитовому, по каким-то геодинамическим причинам (см. ниже) задерживался на значительной глубине, ориентировочно в точке В (см. рис. 10а), то в результате массового фракционирования флогопита происходило заметное уменьшение концентраций воды во флюиде и насыщение системы углекислотой и, как следствие этого, дальнейшая его кристаллизация должна была происходить по схеме, экспериментально установленной для эволюции расплава в присутствии водно-углекислого флюида (см. рис. 10б). Смена состава флюидной составляющей приводит к резкой смене фазовой конфигурации системы за счет появления широкого поля кристаллизации ортопироксена и прекращения кристаллизации флогопита и акцессорных окисных фаз. Последнее, в

частности, является причиной роста концентраций фосфора в лампрофирах по мере снижения их магнезиальности. Кристаллизация ортопироксена сопровождается увеличением вязкости расплава, что приводит к "замедлению" его подъема к поверхности (отрезок В-С). Слюда снова начинает кристаллизоваться при гораздо более низких температурах (точка С), но по составу она уже соответствует биотиту, т. к. остаточный расплав в значительной мере должен быть обеднен магнием и другими тугоплавкими компонентами. Значительное фракционирование феррических компонентов обычно приводит к существенному насыщению расплава летучими, но поскольку растворимость воды в расплаве при высоких температурах во много раз больше растворимости  $\text{CO}_2$ , это должно было привести снова к увеличению подвижности расплава и быстрому его подъему в верхние горизонты коры (отрезок С-Д). При снижении давления ортопироксен и биотит на ликвидусе сменяются клинопироксеном, который кристаллизуется не только по мере подъема расплава к поверхности, но и в приповерхностном очаге (отрезок D-E). Очевидно, что дифференциация расплава происходит не только при его внедрении (отрезок E-F), но и даже *in situ*, следствием чего является гетероморфизм пород, так характерный для лампрофиров. Естественно, высокая щелочность, глиноземистость и кремненасыщенность остаточного расплава при низких температурах приводит к фракционированию щелочных полевых шпатов, что подтверждается не только петрографическими, но и геохимическими данными, в частности, поведением бария (см. выше). Во всяком случае, фракционированием полевых шпатов можно объяснить появление в составе серии известково-щелочных лампрофиров среднего состава (керсантитов). Так или иначе, но именно водно-углекислым составом флюида объясняется формирование лампрофировой серии пород Александринского рудного района, что подтверждается их весьма сильной карбонатизацией, особенно характерной для "отдифференцированных" пород. Здесь же укажем, что сильная карбонатизация весьма характерна для лампрофиров из многих других областей, что объясняется «дегазацией» остаточных расплавов (Васюкова и др., 2011; Szabo et al., 1993; Semiz et al.,

Автор отдает себе отчет в том, что кратко описанный выше механизм имеет лишь качественный характер, но мы другой задачи себе и не ставили, т. к. в целом породы

комплекса отличаются большим разнообразием и вряд ли какая-нибудь количественная модель, учитывающая все особенности их состава, может быть создана. Тем не менее считаем важным указать, что именно подобный механизм петрогенезиса, с нашей точки зрения, учитывает все приведенные выше петрографические, минералогические и петрогеохимические данные и наилучшим образом объясняет происхождение лампрофиров Восточно-Магнитогорской зоны.

## **5. Геодинамическая обстановка формирования**

Выше уже сказано (см. Введение), что автономные, т.е. не имеющие пространственно-временных или генетических связей с другими магматическими комплексами, тела разнообразных лампрофиров образуются в различных геодинамических обстановках. Среди последних можно упомянуть континентальные рифты и грабены, горячие точки, активные континентальные окраины, древние стабильные платформы и ряд других. При этом анализ многочисленной литературы показывает, что всё-таки большинство таких самостоятельных лампрофировых проявлений как во времени, так и в пространстве имеет чёткую приуроченность к коллизионным геодинамическим обстановкам. Иногда они локализованы в сдвиговых зонах, как, например, лампрофиры восточной Канады (Резерфорд, 1986). Гораздо чаще мелкие лампрофировые тела образовались в локальных зонах растяжения, формировавшихся на фоне общего коллизионного сжатия, как, например, в северо-западном Иране (Moayyed et al., 2008; Moghadam et al., 2014), Китае (в западной части кратона Янцзы) (Lu et al., 2015), северо-западной Мексике (Orozco-Garza et al., 2013), Турции (Gülmez et al., 2014), южной Шотландии (Rock et al., 1986) и других регионах. Даже этот краткий обзор, по нашему мнению, снимает все сомнения в существовании в природе собственно лампрофировых первичных расплавов.

По современным представлениям, в позднекаменноугольное время Южный Урал развивался в режиме «жёсткой», т.е. континентальной коллизии (Пучков, 2010). Ряд геохимических особенностей лампрофиров Восточно-Магнитогорского пояса, а именно низкие содержания титана, ниобия и тантала, т.е. элементов с высокочargedными ионами, как показано выше, определённо свидетельствует о «субдукционном», т.е. водосодержащем мантийном источнике первичного для них расплава. Именно с



процессом субдукции многими исследователями связывается формирование лампрофиров, имеющих аналогичные геохимические характеристики, в том числе, например, лампрофиров Ирана (Moayyed et al., 2008; Moghadam et al., 2014), восточной Бразилии (Pla'cid et al., 2006), восточной Канады (Pe-Piper et al., 2018), северной Турции Восточного Китая (Jiang et al., 2010), южной и юго-восточной Шотландии (Shand et al., диагностированных как лампроиты) и многих других регионов. Более того, даже для кратонизированных областей, где развиты самостоятельные лампрофировые тела, в ряде случаев указывается на связь последних с древними зонами субдукции (Pandey et al., гранитоидов балканского комплекса нами показано, что субдукция при формировании Восточно-Магнитогорского пояса продолжалась вплоть до ранней перми (Сурин, 2020b). Все эти данные в своей совокупности, по нашему мнению, свидетельствуют против представлений о важной роли мантийных «плюмов» в развитии магматизма Южного Урала (Салихов и др., 2019).

Таким образом, лампрофировая серия Восточно-Магнитогорского пояса сформировалась в коллизионной геодинамической обстановке при продолжающейся, т.е. унаследованной от островодужной стадии развития, глубинной субдукции. Источником первичного расплава являлся метасоматизированный мантийный клин над зоной субдукции. Именно при коллизии, сопровождавшейся сильным латеральным сжатием, создавались условия для задержки поднимающихся расплавов в земной коре, возникновения промежуточных магматических очагов и, как следствие, глубокой дифференциации первичных магм при важной роли водно-углекислого флюида с образованием широкой гаммы лампрофиров. В этом главное отличие охарактеризованных образований от сформировавшихся позднее, в обстановке постколлизионного растяжения, лампроитоидов Магнитогорского рудного поля, первичные расплавы которых эволюционировали при быстром их подъеме к поверхности по схеме, соответствующей их кристаллизации в присутствии чисто водного флюида (Сурин, 2020a).

Изложенные данные показывают, что даже такие нечасто встречающиеся в магматических провинциях образования, как лампрофиры, несут важную информацию о геодинамике развития крупных сегментов земной коры. По нашему мнению, «самостоятельность» формирования лампрофировой серии Восточно-Магнитогорского пояса позволяет выделить её как новое подразделение Южно-Уральской серийной легенды Госгеолкарты-200, под названием, к примеру, нагайбакский позднекаменноугольный лампрофировый дайковый комплекс (по имени участка, где он наиболее развит).

### Литература

Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А., Махоткин И.Л., Новгородова М.И., Соловова И.П., Галускин И.В., Ганеев Н.И., Гирнис А.В., Еремеев Н.В., Когарко Л.Н., Кудрявцева Г.П., Михайличенко О.А., Наумов В.Б., Сапожникова Е.Н. (1991). *Лампроиты*. Москва: Наука.

Васюкова Е.А., Изох А.Э., Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Сухоруков В.П., Чан Туан Ань. (2011). Петрология и возрастные рубежи раннемезозойских лампрофиров Горного Алтая. *Геология и геофизика*, 52 (12), 2001-2021.

Горожанин В.М. (1995). *Рубидий-стронциевый изотопный метод в решении проблем геологии Южного Урала*. Автореферат диссертации канд. геол.-минерал. наук. ИГГ УрО РАН, Екатеринбург.

Ефремова С.В., Стафеев К.Г. (1985) *Петрохимические методы исследования горных пород*. Москва: Недра.

Каминский Ф.В., Романько Е.Ф., Колесников С.К., Салхи М. (1992). Лампроиты Северного Алжира. *Известия РАН. Сер. геол.*, 10, 56-71.

Краснобаев А.А., Кузнецов Г.П., Калеганов В.А. (1993). Состав и возраст лампроитов куйбасовского комплекса В: *Ежегодник–1992*. Екатеринбург: изд-во ИГГ УрО РАН, 35-39.

Лукьянова Л.И., Марейчев А.М., Мащак И.М., Мосейчук В.М. (1992). Первые находки лампроитового магматизма на Южном Урале. *Доклады РАН*, 324 (6), 1260-1264.

*Медноколчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения*. (1985). Свердловск: УНЦ АН СССР.

Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г., Кашина Л.В., Сурин Т.Н., Плохих Н.А., Цин Д.Ф. (2017). *Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXIV. Объяснительная записка.* Москва: Изд-во МФ ФГБУ «ВСЕГЕИ».

*Петрографический кодекс России. Издание третье.* (2009). Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ.

*Петрографический словарь.* (1981). Москва: Недра.

Прибавкин С.В., Ронкин Ю.Л., Травин А.В. (2007). Новые данные о возрасте лампроит-лампрофирового магматизма Урала. *Доклады РАН*, 412 (5), 682-684.

Пучков В.Н. (2010). *Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении).* Уфа: ДизайнПолиграфСервис.

Рябчиков И.Д., Орлова Г.П., Трубкин Н.В., Каленчук Г.Е. (1989). Первичные и закалочные минералы в системе перидотит – H<sub>2</sub>O – CO<sub>2</sub> при 20 кбар. *Записки ВМО*, 118 (6), 1-11.

Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. (2019). Субдукция, коллизия и плюмы в эпоху позднепалеозойского магматизма Магнитогорской зоны Южного Урала. *Литосфера*, 19 (2), 191-208. <http://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-2-191-208>

Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М., Знаменская Н.М., Минибаева К.Р., Родичева З.И., Шафигуллина Г.Т. Палеовулканизм и колчеданное оруденение Александринского рудного района (Южный Урал). (2008). В: *Геологический сборник № 7. Юбилейный выпуск. ИГ УНЦ РАН.* Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 88-118.

Сурин Т.Н. (2020a). Лампроитоиды Магнитогорской мегазоны (Южный Урал): петролого-геохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования. *Вестник Санкт-Петербургского Университета. Науки о Земле*, 65 (1), 194-217. <http://doi.org/10.21638/spbu07/2020/110>

Сурин Т.Н. (2020b). Раннепермские гранитоиды Восточно-Магнитогорской зоны (Южный Урал): петрология, геохимия и геодинамическая обстановка формирования. *Известия УГГУ*, 57 (1), 47-62. <http://doi.org/10.21440/2307-2091-2020-1-47-62>

Сурин Т.Н. (1999). *Триасовые лампроитоиды и лампрофиры (калымбаевский комплекс) Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала: минералогия, геохимия и петрогенезис*. Уфа: изд-во ИГ УНЦ РАН.

Сурин Т.Н., Мосейчук В.М. (1995). Геодинамика развития Магнитогорского палеовулканического пояса. *Вестник Санкт-Петербургского университета. Сер. 7. Геология. География*, 4(28), 11-18.

Тесалина С.Г., Масленников В.В., Сурин Т.Н. (1998). *Александринское медно-цинковоколчеданное месторождение: Восточно-Магнитогорская палеоостровная дуга, Урал*. Миасс: ИМин УрО РАН.

Хомичёв В.Л. (1995). Дайки второго этапа: факты, аргументы, петрогенетические следствия. *Записки ВМО*, 74 (3), 108-118.

Шинкарёв Н.Ф., Иваников В.В. (1983). *Физико-химическая петрология изверженных пород*. Ленинград: Недра.

Эдгар Д., Арима М. (1984). Экспериментальное изучение калиевого метасоматоза с использованием модели пиролитовой мантии и его значение для выявления генезиса высококалиевых магм. В: *27-й МГК. Доклады. Т. 9. Петрология*. Москва: Наука, 246-258.

Aghazadeh M., Prelevic D., Badrzadeh Z., Braschi E., Bogard P. v. d., Conticelli S. (2015). Geochemistry, Sr-Nd-Pb isotopes and geochronology of amphibole- and mica-bearing lamprophyres in northwestern Yran: Implications for mantle wedge heterogeneity in a palaeo-subduction zone. *Lithos*, 216-217, 352-369. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.01.001>

Anderson D.L. 1982. Isotopic evolution of the mantle: the role of magma mixing. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 57 (1), 1-12.

Ayer J.A., Concencao R.V., Ketchum J.W.F., Sage R.P., Semenina L., Wyman D.A. (2003). The timing and petrogenesis of diamondiferous lamprophyres in the Michipicoten and Abitibi Grenstone belts. In: *Summary of Field Work and Other Activities 2003. Ontario Geological Survey, Open File Report 6120*, 10-1-10-9.

Barton M., Hamilton D.L. (1982). Water – undersaturated melting experiments bearing upon the origin of potassium-rich magmas. *Miner. Mag.*, 45 (337), 267-278. <http://doi.org/10.1180/minmag.1982.045.337.30>

Buzzi L., Gaggero L., Grozdanov L., Yanov S., Slejko F. (2010). High-Mg potassic rocks in the Balkan segment of the Variscan belt (Bulgaria): implications for the genesis of

orogenic lamproite magmas. *Geol. Mag.*, 147 (3), 434-450.  
<http://doi.org/10.1017/S0016756809990550>

De Stefano A., Lefevre N., Kopylova M. (2006). Enigmatic diamonds in Archean calc-alkaline lamprophyres of Wawa Southern Ontario, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 151, 158-173. <http://doi.org/10.1007/S00410-005-0052-5>

Eggler D.H. (1975). Peridotite – carbonate relations in the system CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>. *Carn. Inst. Wash. Yearbook*, 468-474.

Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. (1978). Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42 (8), 1199-1212. [http://doi.org/10.1016/7037\(78\)90114-X](http://doi.org/10.1016/7037(78)90114-X)

Foley S. (1992). Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints. *Lithos*, 28, 187-204.  
[http://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90006-K](http://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90006-K)

Gillespie M.R., Styles M.T. (1999). Research report № RR 99-06. BGS Rock Classification Scheme. V. 1. Classification of igneous rocks. Nottingham: NERC, 54 p.

Gülmez F., Genç C., Prelevic D., Tüysür O., Karacik Z., Roden M.F., Billor Z. (2016). Ultrapotassic Volcanism from the Waning Stage of the Neotethyan Subduction: a Key Study from the Yzmir-Ankara-Erzincan Suture Belt, Central Northern Turkey. *J.Petrol.*, 57 (3), 561-593.  
<http://doi.org/10.1093/petrology/egw021>

Imaoka T., Kawabata H., Nayashima M., Nakashima K., Kamei K., Yagi K., Itaya T., Kiji M. (2017). Petrogenesis of an Early Cretaceous lamprophyre dike from Kyoto Prefecture, Japan: Implications for the generation of high-Nb basalt magmas in subduction zone. (2017). *Lithos*, 290, 18-33. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.07.023>

Jiang Y.-H., Jiang S.-Y., Ling H.-F., Ni P. (2010). Petrogenesis and tectonic implications of Late Jurassic shoshonitic lamprophyre dikes from the Liadong Peninsula, NE China. *Mineral. Petrol.*, 100, 127-151. <http://doi.org/10.1007/s00710-010-0124-8>

Karsli O., Dokuz A., Kaliwoda M., Uysal I., Aydin F., Kandemir R., Fehr K.-T. (2014). Geochemical fingerprints of Late Triassic calc-alkaline lamprophyres from the Eastern Pontides, NE Turkey: A key to understanding lamprophyre formation in a subduction-related environment. *Lithos*, 196-197, 181-197. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.02.022>

Lefevre N., Kopylova M., Kivi K. (2005). Archean calc-alkaline lamprophyres of Wawa Ontario, Canada: unconventional diamandiferous volcanoclastic rocks. *Precamb. Res.*, 138, 57-87. <http://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.04.005>

Le Maitre R.W. (editor). (2002). *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendation of the International Union of Geological Science. Subcomission on the Systematic of Igneous Rocks*. Cambridge, New York, Melbourne, Madrid, Cape Town, Singapore, São Paulo: Cambridge University Press.

Lu Y.-J., McCuaig C., Li Z.-X., Jourdan F., Hart C.J.R., Hou Z.-Q., Tang S.-H. (2015). Paleogene post-collisional lamprophyres in western Ynnan, western Yangtze Craton: Mantle sources and tectonic implications. *Lithos*, 233, 139-161. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.02.003>

Mercier J. (1980). Single-pyroxene thermobarometry. *Tectonophysics*, 70, 1-37. [http://doi.org/10.1016/0040-1951\(80\)90019-0](http://doi.org/10.1016/0040-1951(80)90019-0)

Mitchell R.H. (1994). The lamprophyre facies. *Mineral. Petrol.*, 51, 137-146. <http://doi.org/10.1007/BF00115974>

Moayyed M., Moazzen M., Calagari A.A., Jahangiri A., Modjarad M. (2008). Geochemistry and petrogenesis of lamprophyric dykes and the associated rocks from Eslami peninsula, NW Iran: Implications for deep-mantle mrtasomatism. *Chemie der Erde*, 68, 141-154. <http://doi.org/10.1016/j.chemer.2006.04.002>

Moghadam H.S., Gorbani G., Khedr M.Z., Fazlnia N., Chiaradia M., Eyuboglu G., Santosh M., Francisco C.G., Martinez M.L., Gourgaud A., Arai A. (2014). Late Miocene K-rich volcanism in the Eslamieh Peninsula (Saray), NW Iran: Implications for geodynamic evolution of the Turkish-Iranian High Plateau. *Gondwana Res.*, 26, 1028-1050. <http://doi.org/10.1016/j.gr.2013.09.015>

Nasir S. (2016). Petrology of Late Jurassic allochthonous ultramafic lamprophyres within the Batain Nappes, northeastern Oman. *Intern. Geol. Rev.*, 58, 913-928. <http://doi.org/10.1080/00206814.2015.1136571>

Orozco-Garza A., Dostal J., Keppie J.D., Paz-Moreno F.A. (2013). Mid-Tertiary (25-21 Ma) lamprophyres in NW Mexico derived from subduction – modified subcontinental lithospheric mantle in an extencial backarc environment following steepening of the Benioff zone. *Tectonophysics*, 590, 59-71. <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.01.013>

Pandey A., Rao N.V.C., Chakrabarti R., Pandit D., Pankaj P., Kumaz A., Saho S. (2017). Petrogenesis of a mezoproterozoic shoshonite lamprophyre dyke from the Wajrakarur kimberlite field, eastern Dharwar craton, southern India: Geochemical and Sr-Nd isotopic evidence for a modified sub-continental lithospheric mantle source. *Lithos*, 292-293, 218-233. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.09.001>

Pandey A., Rao C., Chakrabarti R., Pankaj P., Pandit D., Pandey R., Saho S. (2018). Post-collisional calc-alkaline lamprophyres from the Kadiri greenstone belt: Evidence for the Neoproterozoic convergence-related evolution of the Eastern Dharwar Craton and its schist belts. *Lithos*, 320-321, 105-117. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.09.005>

Pe-Piper G., Piper D.J.W., Papoutsis A. (2018). Mid-Carboniferous lamprophyres, Cobecoid Fault Zone, eastern Canada, linked to sodic granites, voluminous gabbro, and albitization. *Lithos*, 296-299, 316-331. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.11.015>

Phani P.R.C., Raju V.V.N., Srinivas M. Petrological and Geochemical Characteristics of a shoshonitic lamprophyre, Sivarampet, Wajrakarur kimberlite Field, Southern India. (2018). *IOSR J. Appl. Geol. Geophys.*, 6 (2), 55-69. <http://doi.org/10.9790/0990-0602015569>

Plá Cid J., Rios D.C., Concencção H. (2006). Petrogenesis of mica-amfibole-bearing lamprophyres associated with the Paleoproterozoic Morro do Afonso syenite, eastern Brasil. *J. South Amer. Earth Sci.*, 22, 98-115. <http://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.08.002>

Raeisi D., Gholizade K., Nayebi N., Babazadeh S., Nejadhadad M. (2019). Geochemistry and mineral composition of lamprophyre dikes, central Iran: implications for petrogenesis and mantle evolution. (2019). *J. Earth Syst. Sci.*, 128, 74. <https://doi.org/10.1007/s12040-019-1110-0>

Rock N.M.S. (1991). *Lamprophyres*. Glasgow: Blackie.

Rock N.M.S., Gaskarth J.W., Rundle C.C. (1986). Late Caledonian Dyke-Swarms in Southern Scotland: A Regional Zone of Primitive K-Rich Lamprophyres and Associated Vents. *J. Geol.*, 94 (4), 505-522. <https://doi.org/10.1086/629054>

Rosenbusch H. (1908). *Microskopische physiographie der Mineralien und Gesteine. Hand II. Massige Gesteine*. Stuttgart: E. Schweizerbartsche Verlagshandlung (E. Nägele).

Ryabchikov I.D., Boettcher A.L. (1980). Experimental evidence at high pressure for potassic metasomatism in the mantle of the Earth. *Amer. Mineral.*, 65 (9/10), 915-919.

Semiz B., Çoban H., Roden M.F., Özpınar Y., Flower M.F.J., McGregor H. (2012). Mineral composition in cognate inclusions in Late Miocene – Early Pliocene potassic lamprophyres with affinities to lamproites from the Denizli region, Western Anatolia, Turkey: Implications for uppermost mantle processes in a back-arc setting. *Lithos*, 134-135, 253-272. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.01.005>

Shand P., Gaskarth I.W., Thirwall M.F., Rock N.M.S. (1994). Late Caledonian dyke swarms of South-Eastern Scotland. *Mineral. Petrol.*, 51, 277-298. <http://doi.org/10.1007/BF01159733>

Szabo C., Kubovics I., Molnár Z. (1993). Alkaline lamprophyre and Related Dyke Rocks in NE Transdanubia, Hungary: The Alcsutdoboz-2 (AD-2) Borehole. *Mineral. Petrol.*, 47, 127-148.

Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Kjarsgaard B.A. (2005). Integrating Ultramafic Lamprophyres into the IUGS Classification of Igneous Rocks: Rationale and Implications. *J.Petrol.*, 46 (9), 1893-1900. <http://doi.org/10.1093/petrology/egi039>

Woolley, A. R., Bergman, S. C., Edgar, A. D., Le Bas, M. J., Mitchell, R. H., Rock, N. M. S. & Scott-Smith, B. H. (1996). Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic and leucitic rocks. *Canadian Mineralogist* 34, 175–186.

Yoder H.S. (1986). Potassium-rich Rocks: Phase Analysis and Heteromorphic Relations. *J.Petrol.*, 27 (5), 1215-1228. <http://doi.org/10.1093/petrology/27.5.1215>



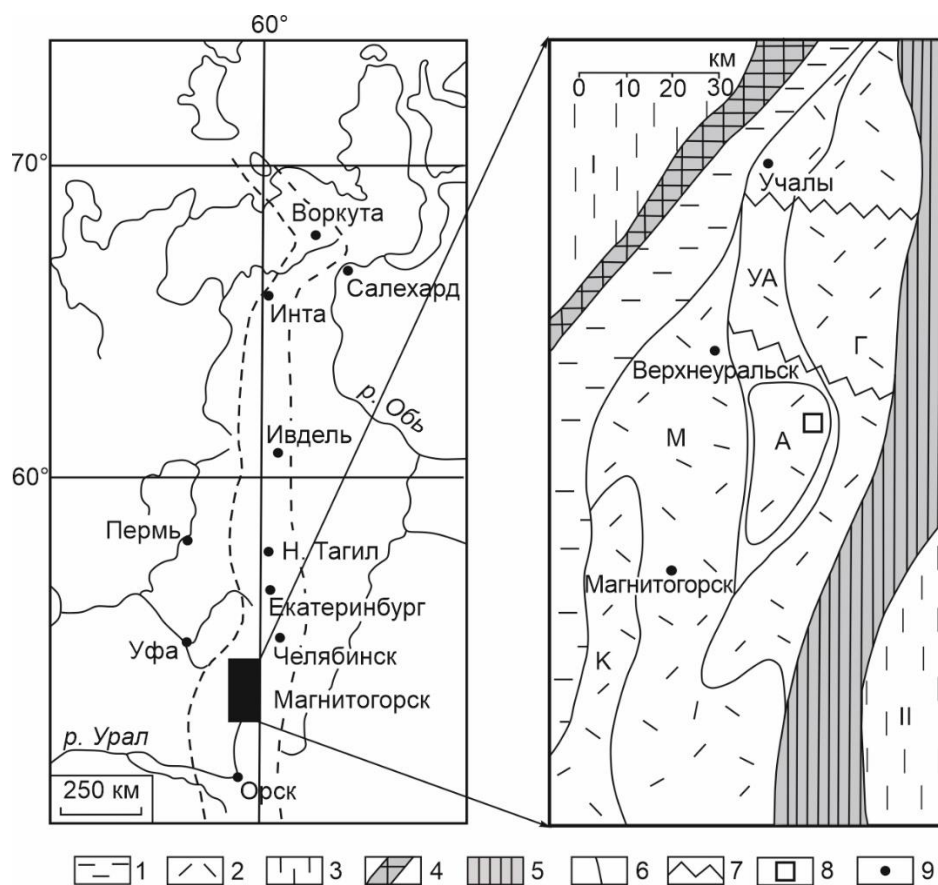


Рис. 1. Расположение и структурно-формационное районирование Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала

1-2 – Магнитогорская мегазона: 1 - Западно-Магнитогорская зона, 2 - Восточно-Магнитогорская зона, структурно-формационные подзоны: Г - Гумбейская, УА - Учалино-Александринская (А – Александринский рудный район), М - Магнитогорская, К - Кизильская; 3 - сопредельные мегазоны: Центрально-Уральская (I) и Восточно-Уральская (II); 4-5 - крупнейшие сутурные зоны: Главная Уральская (4) и Уйско-Кацбахская (5); 6 - границы зон и подзон; 7 - зоны поперечных дислокаций; 8 – контур Нагайбакского участка; 9 – крупные города. Пунктиром показан контур Уральского складчатого пояса.

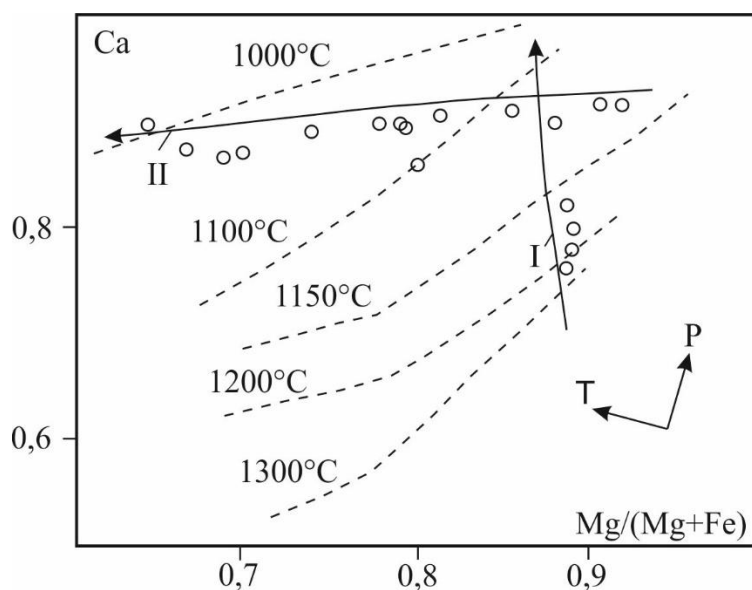


Рис. 2. Соотношение магнезиальности и кальциевости (в ф. ед.) в клинопироксенах из лампрофиров. Стрелками и римскими цифрами обозначены тренды: I – увеличения кальциевости, II – увеличения железистости. Пояснения в тексте. Пунктиром и цифровыми обозначениями показаны изолинии температур по клинопироксеновому геотермометру (Mercier, 1980). Векторы отвечают трендам снижения температуры (Т) и давления (Р). Кружки – данные из приложения 9.1.

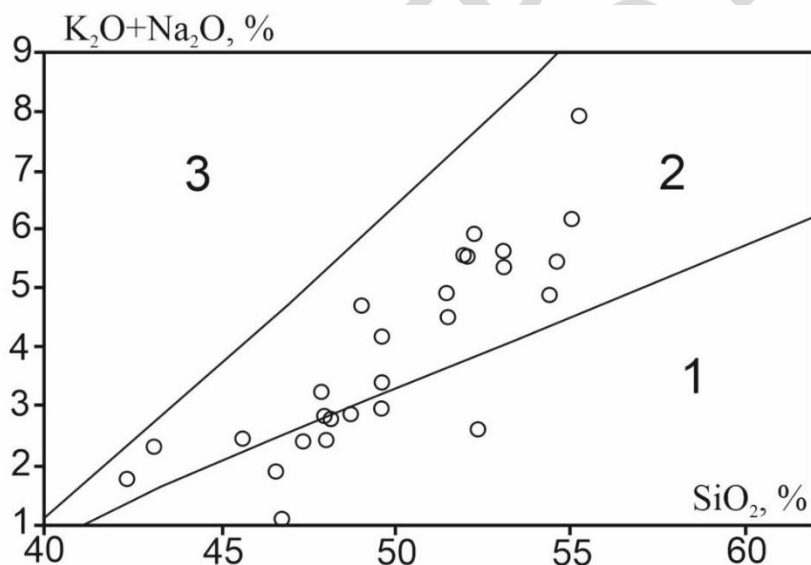


Рис. 3. Диаграмма «сумма щелочей–кремнезем» для лампрофиров Восточно-Магнитогоской зоны. Кривыми линиями разделены поля пород нормальной щёлочности

(1), умереннощелочных (2) и щелочных (3) (Ефремова С.В. и Стафеев К.Г., 1985). Кружки – данные из приложения 9.2.

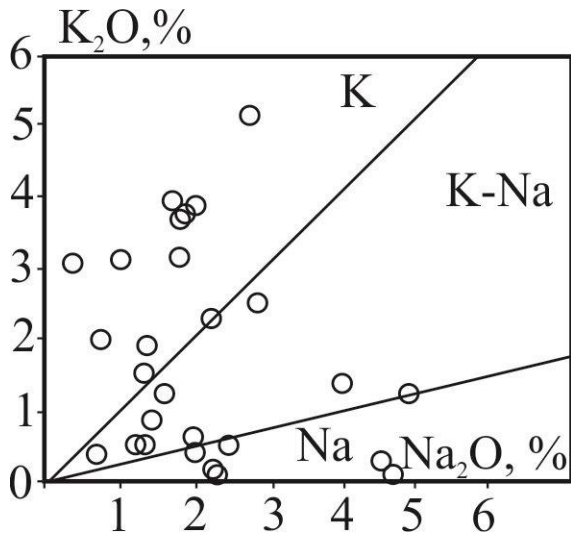


Рис. 4. Диаграмма « $Na_2O-K_2O$ » для лампрофиров Александринского района. Показаны поля пород: калиевого (К), калиево-натриевого (К-На) и натриевого (На) типов щелочности (Ефремова С.В. и Стафеев К.Г., 1985). Остальные обозначения см. рис. 3.

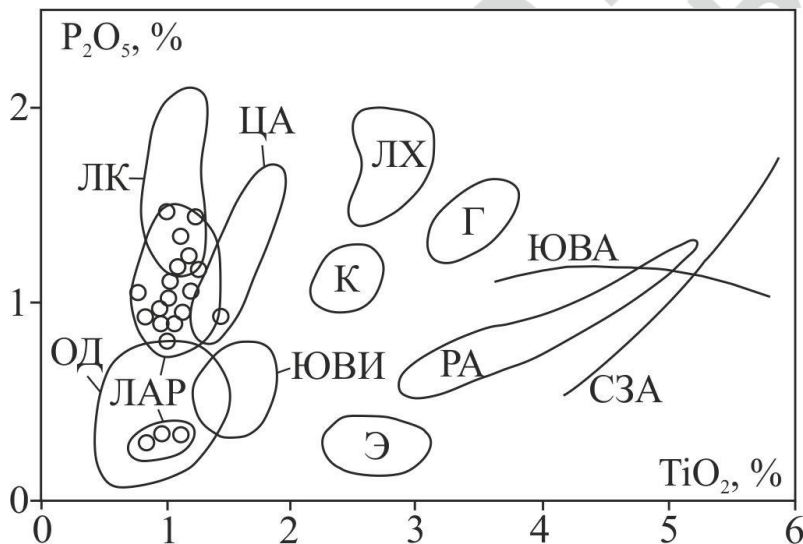


Рис. 5. Диаграмма « $P_2O_5-TiO_2$ » для лампрофиров Александринского района.

Оконтурены поля лампроитоидов Магнитогорской мегазоны (ЛК) (Сурин, 1999), лампрофиров Александринского района (ЛАР) и калиевых пород: ОД – островных дуг (Италия, о-ва Соромунди и Вулкано), ЦА – Центральной Англии, К – Китая, Э – Эйфеля (Германия), РА – рифтовой системы Африки, лампроитов: ЮВИ – Юго-Восточной Испании, ЛХ – Лейцит Хиллс (США), Г – Гауссберг (Антарктида), кривыми показаны тренды эволюции щелочных базальтов Юго-Восточной Австралии (ЮВА) и лампроитов Северо-Западной Австралии (СЗА) (Каминский и др., 1992). . Остальные обозначения см. рис. 3.

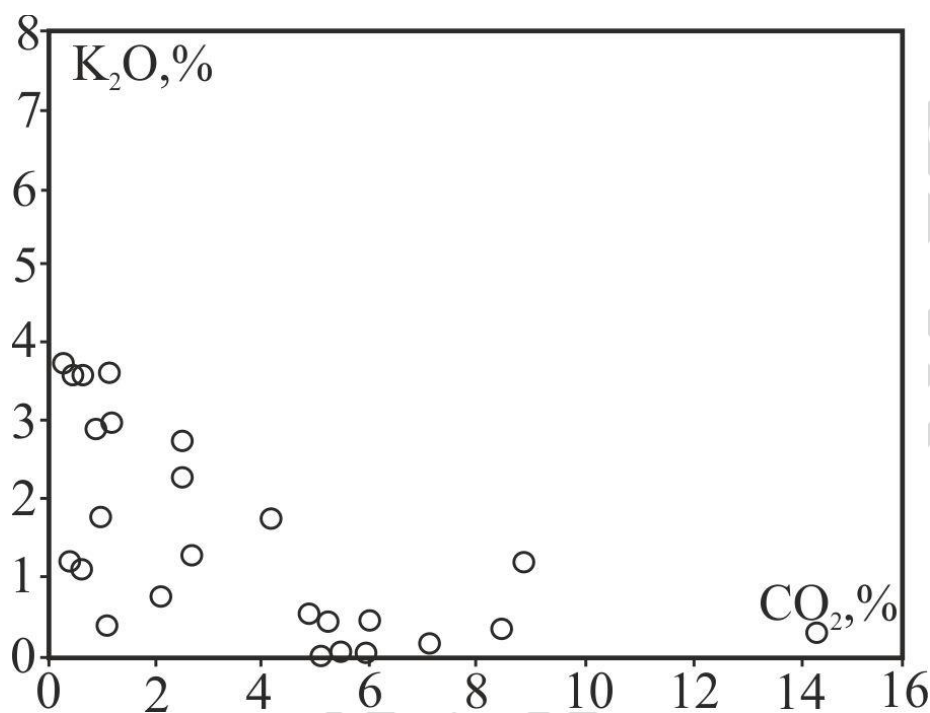


Рис. 6. Диаграмма «K<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub>» для лампрофиров Александринского района. Обозначения см. рис. 19.

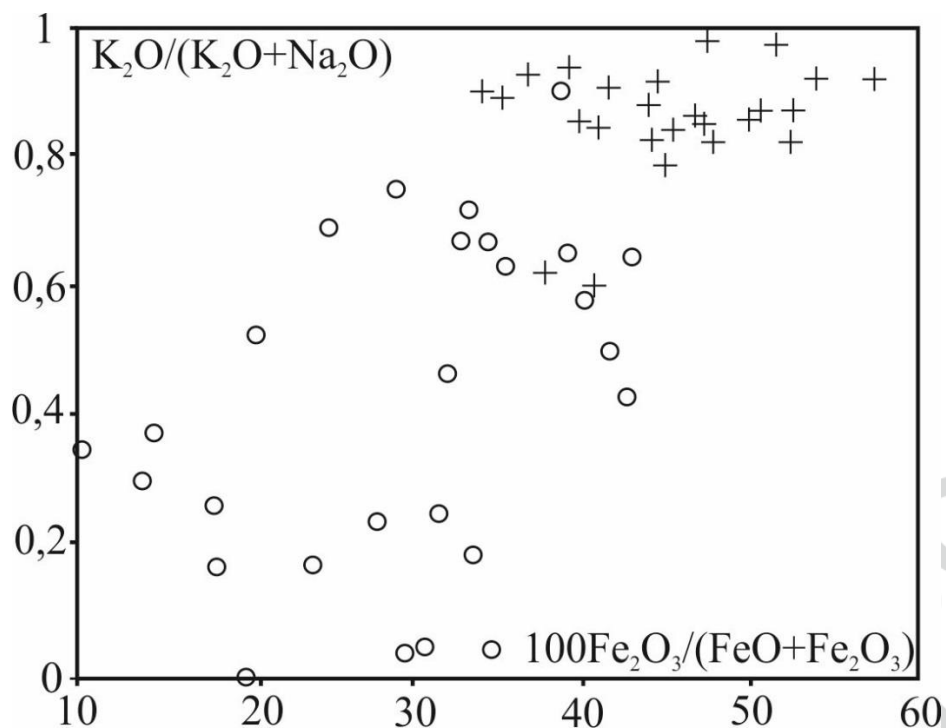


Рис. 7. Диаграмма зависимости степени окисленности железа от роли калия в сумме щелочей для лампрофиров и лампроитоидов Восточно-Магнитогорской зоны. Кружки – лампрофиры, крестики – лампроитоиды (Сурин, 1999).

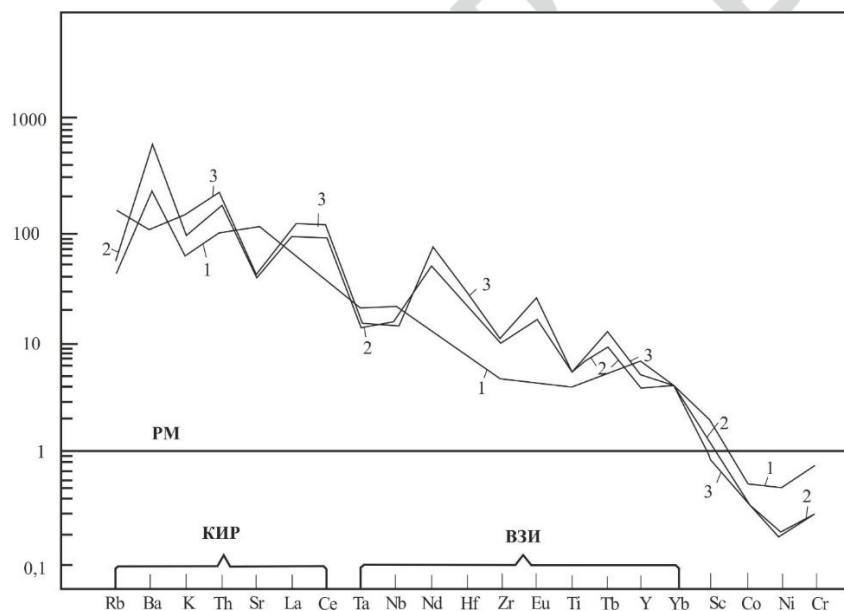


Рис. 8. Спайдер-диаграмма для лампрофиров Восточно-Магнитогорской зоны.

КИР – элементы с крупноионными радиусами, ВЗИ – элементы с высокозарядными ионами. Номера на графиках соответствуют таковым в приложениях 9.3 и 9.4. Нормировано по примитивной мантии (PM) (Anderson, 1982).

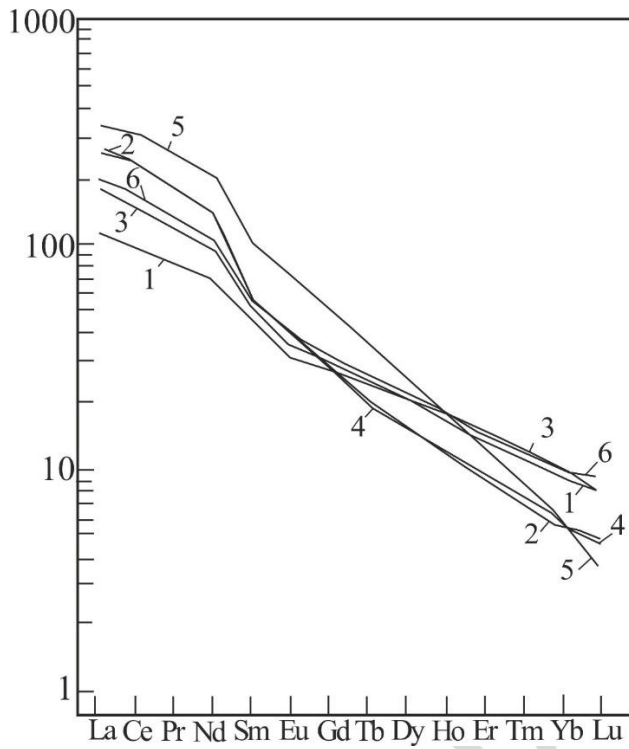


Рис. 9. Диаграмма распределения редкоземельных элементов для лампрофиров Александринского района. Номера графиков соответствуют номерам анализов в приложении 9.5. Нормировано по хондриту (Evensen et al., 1978).

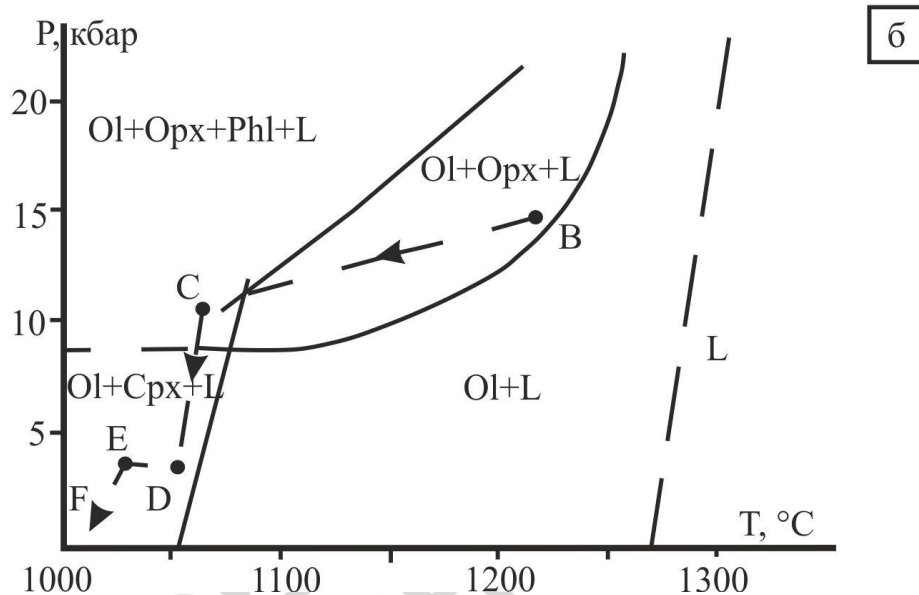
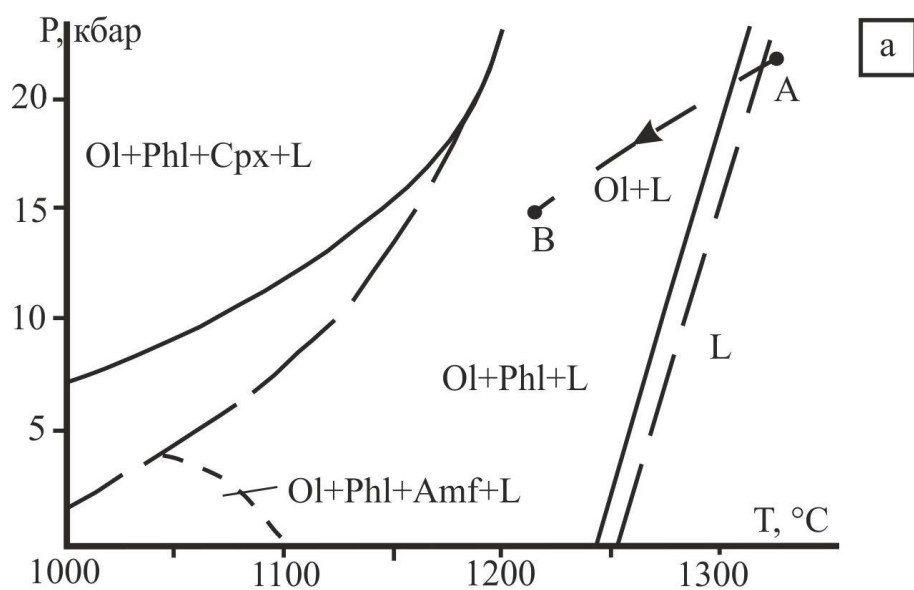


Рис. 10. Фазовые РТ-диаграммы для лампроитового (лампрофирового) расплава в присутствии водного (а) и водно-углекислого (б) флюида, по (Богатиков и др., 1991).

Условные обозначения: О – оливин, Phl – флогопит, Оpx – ортопироксен, Сpx – клинопироксен, Amf – амфибол, L – расплав. Пунктирными стрелками показаны возможные пути эволюции расплава лампрофиров. Пояснения в тексте.

## Lamprophyres of the Alexandrinsky ore area (Southern Urals): petrogenesis and geodynamic conditions of formation

*Timofey N. Surin*

A.P.Karpinsky Russian Geological Research Institute,

Email: Timofey\_Surin@vsegei.ru; SurinTimofey@gmail.com

### Abstract

The material composition, petrographic and mineralogical features of dyke lamprophyres in the sulfide-bearing Alexandrinsky ore area of the Southern Urals are described. The previously published isotope-geochronological data on lamprophyres of the Southern Urals are summarized, showing more ancient (304-308 million years) their age compared with lamproitoids in the Magnitogorsk iron ore area developed (197-240 million years). It is shown that the rocks are represented by a continuous petrogenetic series: monchikites – (camptonites, sannaites) – minettes – kersantites. Intensive carbonatization of most rock varieties was pointed out. It is concluded that the compositions of primary magmatic clinopyroxenes that form two distinct generations evolve according to two trends, each of them corresponds to its own generation. The composition of the first generation varies in the range from  $\text{Ca}_{40}\text{Mg}_{53}\text{Fe}_7$  to  $\text{Ca}_{48}\text{Mg}_{45}\text{Fe}_7$ , the composition of the second generation-from  $\text{Ca}_{47}\text{Mg}_{50}\text{Fe}_3$  to  $\text{Ca}_{46}\text{Mg}_{35}\text{Fe}_{19}$ . Petrogeochemical features of rocks are studied. According to their chemistry, they are divided into three groups: ultrabasic (monchikites, rare), basic (most of the analyzed rocks) and medium (kersantites). The average compositions of the selected groups are counted, the features of their normative composition are described, and the geochemical characteristics are given. It is concluded that they differ significantly from intraplate structures and have a certain similarity with collision-type rock formations. A possible mechanism of lamprophyre petrogenesis is reconstructed. It is confirmed that the primary lamprophyric melt was a product of partial melting of a metasomatically enriched mantle substrate represented by phlogopite-bearing harzburgites or lherzolites. Crystallization of the melt at the initial stages occurred according to the scheme corresponding to the experimentally established phase relationships in



the presence of an aqueous fluid, and at the later stages – in the presence of an aqueous-carbon dioxide fluid. Change of composition of the fluid component due to the delay of the melt in the transitional chamber, it leads to a drastic change in phase system configuration due to sudden expansion of orthopyroxene crystallization field and termination of crystallization of phlogopite and accessory oxide phases. The geodynamic formation environment of dikes is clarified and their geochemical similarity to "Autonomous" lamprophyres of collision regions is revealed. It is proposed to establish a new lamprophyre complex.

**Keywords:** lamprophyre, Southern Urals, petrogenesis, geodynamic setting.

## References

Aghazadeh, M., Prelevic, D., Badrzadeh, Z., Braschi, E., Bogard, P. v. d., Conticelli, S. (2015). Geochemistry, Sr-Nd-Pb isotopes and geochronology of amphibole- and mica-bearing lamprophyres in northwestern Yran: Implications for mantle wedge heterogeneity in a palaeo-subduction zone. *Lithos*, 216-217, 352-369. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.01.001>

Anderson, D.L. 1982. Isotopic evolution of the mantle: the role of magma mixing. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 57 (1), 1-12.

Ayer, J.A., Concencao, R.V., Ketchum, J.W.F., Sage, R.P., Semenina, L., Wyman, D.A. (2003). The timing and petrogenesis of diamondiferous lamprophyres in the Michipicoten and Abitibi Grenstone belts. In: *Summary of Field Work and Other Activities 2003. Ontario Geological Survey, Open File Report 6120*, 10-1-10-9.

Barton, M., Hamilton, D.L. (1982). Water – undersaturated melting experiments bearing upon the origin of potassium-rich magmas. *Miner. Mag.*, 45 (337), 267-278. <http://doi.org/10.1180/minmag.1982.045.337.30>

Bogatikov, O.A., Rjabchikov, I.D., Kononova, V.A., Mahotkin, I.L., Novogorodova, M.I., Solovova, I.P., Galuskin, I.V., Ganeev, N.I., Giris, A.V., Eremeev, N.V., Kogarko, L.N., Kudrjavceva, G.P., Mihajlichenko, O.A., Naumov, V.B., Sapozhnikova, E.N. (1991). *Lamproites*. Moscow: Nauka Publ. (In Russian)

Buzzi, L., Gaggero, L., Grozdanov, L., Yanov, S., Slejko, F. (2010). High-Mg potassic rocks in the Balkan segment of the Variscan belt (Bulgaria): implications for the genesis of

orogenic lamproite magmas. *Geol. Mag.*, 147 (3), 434-450.  
<http://doi.org/10.1017/S0016756809990550>

De Stefano, A., Lefevre, N., Kopylova, M. (2006). Enigmatic diamonds in Archean calc-alkaline lamprophyres of Wawa Southern Ontario, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 151, 158-173. <http://doi.org/10.1007/S00410-005-0052-5>

Edgar, D., Arima, M. (1984). Experimental study of potassium metasomatism using the pyrolytic mantle model and its significance for the genesis of high-potassium magmas. In: 27 *MGK. Doklady. T. 9. Petrologija.* Moscow: Nauka publ., 246-258. (In Russian)

Efremova, S.V., Stafeev, K.G. (1985) *Petrochemical methods of rock research.* Moscow: Nedra. (In Russian)

Eggler, D.H. (1975). Peridotite – carbonate relations in the system CaO-MgO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>. *Carn. Inst. Wash. Yearbook*, 468-474.

Evensen, N.M., Hamilton, P.J., O'Nions, R.K. (1978). Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42 (8), 1199-1212. [http://doi.org/10.1016/7037\(78\)90114-X](http://doi.org/10.1016/7037(78)90114-X)

Foley, S. (1992). Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints. *Lithos*, 28, 187-204.  
[http://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90006-K](http://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90006-K)

Gillespie M.R., Styles M.T. (1999). Research report № RR 99-06. BGS Rock Classification Scheme. V. 1. Classification of igneous rocks. Nottingham: NERC, 54 p.

Gorozhanin, V.M. (1995). *Rubidium-strontium isotope method in solving the problems of geology of the South Urals.* PhD. IGG UrO RAN, Ekaterinburg. (In Russian)

Gülmez, F., Genç, C., Prelevic, D., Tüysür, O., Karacik, Z., Roden, M.F., Billor, Z. (2016). Ultrapotassic Volcanism from the Waning Stage of the Neotethyan Subduction: a Key Study from the Yzmir-Ankara-Erzincan Suture Belt, Central Northern Turkey. *J.Petrol.*, 57 (3), 561-593.  
<http://doi.org/10.1093/petrology/egw021>

Homichjov, V.L. (1995). Dikes of the second stage: facts, arguments, petrogenetic consequences. *Zapiski VMO*, 74 (3), 108-118. (In Russian)

Imaoka, T., Kawabata, H., Nayashima, M., Nakashima, K., Kamei, K., Yagi, K., Itaya, T., Kiji, M. (2017). Petrogenesis of an Early Cretaceous lamprophyre dike from Kyoto

Prefecture, Japan: Implications for the generation of high-Nb basalt magmas in subduction zone. (2017). *Lithos*, 290, 18-33. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.07.023>

Jiang, Y.-H., Jiang, S.-Y., Ling, H.-F., Ni P. (2010). Petrogenesis and tectonic implications of Late Jurassic shoshonitic lamprophyre dikes from the Liadong Peninsula, NE China. *Mineral. Petrol.*, 100, 127-151. <http://doi.org/10.1007/s00710-010-0124-8>

Kaminskij, F.V., Roman'ko, E.F., Kolesnikov, S.K., Salhi M. (1992). Lamproites of Northern Algeria. *Izvestiia RAN. Seria geologicheskaja*, 10, 56-71. (In Russian)

Karsli, O., Dokuz, A., Kaliwoda, M., Uysal, I., Aydin, F., Kandemir, R., Fehr, K.-T. (2014). Geochemical fingerprints of Late Triassic calc-alkaline lamprophyres from the Eastern Pontides, NE Turkey: A key to understanding lamprophyre formation in a subduction-related environment. *Lithos*, 196-197, 181-197. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.02.022>

Krasnobaev, A.A., Kuznetsov, G.P., Kaleganov, V.A. (1993). *The composition and age of the lamproites Kuybasovskii complex*. In: *Ezhegodnik–1992*. IGG UrO RAN Publ., Ekaterinburg 35-39. (In Russian)

Lefevre, N., Kopylova, M., Kivi, K. (2005). Archean calc-alkaline lamprophyres of Wawa Ontario, Canada: unconventional diamondiferous volcanoclastic rocks. *Precamb. Res.*, 138, 57-87. <http://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.04.005>

Le Maitre, R.W. (editor). (2002). *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendation of the International Union of Geological Science. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge, New York, Melbourne, Madrid, Cape Town, Singapore, São Paulo: Cambridge University Press.

Lu, Y.-J., McCuaig, C., Li, Z.-X., Jourdan, F., Hart, C.J.R., Hou, Z.-Q., Tang, S.-H. (2015). Paleogene post-collisional lamprophyres in western Yunnan, western Yangtze Craton: Mantle sources and tectonic implications. *Lithos*, 233, 139-161. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.02.003>

Luk'janova, L.I., Mareichev, A.M., Mashhak, I.M., Mosejchuk V.M. (1992). The first finds of lamproitic magmatism in the South Urals. *Doklady RAN*, 324 (6), 1260-1264. (In Russian)

*Copper-ore deposits of the Urals: Geological conditions of placement*. (1985). UNC AN SSSR, Sverdlovsk. (In Russian)

Mercier, J. (1980). Single-pyroxene thermobarometry. *Tectonophysics*, 70, 1-37.  
[http://doi.org/10.1016/0040-1951\(80\)90019-0](http://doi.org/10.1016/0040-1951(80)90019-0)

Mitchell, R.H. (1994). The lamprophyre facies. *Mineral. Petrol.*, 51, 137-146.  
<http://doi.org/10.1007/BF001159724>

Moayyed, M., Moazzen, M., Calagari, A.A., Jahangiri, A., Modjarad, M. (2008). Geochemistry and petrogenesis of lamprophyric dykes and the associated rocks from Eslami peninsula, NW Iran: Implications for deep-mantle metasomatism. *Chemie der Erde*, 68, 141-154. <http://doi.org/10.1016/j.chemer.2006.04.002>

Moghadam, H.S., Gorbani, G., Khedr, M.Z., Fazlnia, N., Chiaradia, M., Eyuboglu, G., Santosh, M., Francisco, C.G., Martinez, M.L., Gourgaud, A., Arai, A. (2014). Late Miocene K-rich volcanism in the Eslamieh Peninsula (Saray), NW Iran: Implications for geodynamic evolution of the Turkish-Iranian High Plateau. *Gondwana Res.*, 26, 1028-1050.  
<http://doi.org/10.1016/j.gr.2013.09.015>

Mosejchuk, V.M., Jarkova, A.V., Mihajlov, I.G., Kashina, L.V., Surin, T.N., Plohih, N.A., Tzin, D.F. (2017). *State geological map of the Russian Federation. Scale 1: 200000. South Ural Series. Sheet N-40-XXIV. Explanatory note.* Moskva: Izd-vo MF FGBU «VSEGEI». (In Russian)

Nasir, S. (2016). Petrology of Late Jurassic allochthonous ultramafic lamprophyres within the Batain Nappes, northeastern Oman. *Intern. Geol. Rev.*, 58, 913-928.  
<http://doi.org/10.1080/00206814.2015.1136571>

Orozco-Garza, A., Dostal, J., Keppie, J.D., Paz-Moreno, F.A. (2013). Mid-Tertiary (25-21 Ma) lamprophyres in NW Mexico derived from subduction – modified subcontinental lithospheric mantle in an extensional backarc environment following steepening of the Benioff zone. *Tectonophysics*, 590, 59-71. <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.01.013>

Pandey, A., Rao, N.V.C., Chakrabarti, R., Pandit, D., Pankaj, P., Kumaz, A., Saho, S. (2017). Petrogenesis of a mesoproterozoic shoshonite lamprophyre dyke from the Wajrakarur kimberlite field, eastern Dharwar craton, southern India: Geochemical and Sr-Nd isotopic evidence for a modified sub-continental lithospheric mantle source. *Lithos*, 292-293, 218-233.  
<http://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.09.001>

Pandey, A., Rao, C., Chakrabarti, R., Pankaj, P., Pandit, D., Pandey, R., Saho, S. (2018). Post-collisional calc-alkaline lamprophyres from the Kadiri greenstone belt: Evidence for the

Neoproterozoic convergence-related evolution of the Eastern Dharwar Craton and its schist belts. *Lithos*, 320-321, 105-117. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.09.005>

Pe-Piper, G., Piper, D.J.W., Papoutsas, A. (2018). Mid-Carboniferous lamprophyres, Cobecoid Fault Zone, eastern Canada, linked to sodic granites, voluminous gabbro, and albitization. *Lithos*, 296-299, 316-331. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.11.015>

*Petrographic code of Russia. Third edition.* (2009). VSEGEI Publ., Sankt-Peterburg. (In Russian)

*Petrographic dictionary.* (1981). Nedra publ., Moscow. (In Russian)

Phani, P.R.C., Raju, V.V.N., Srinivas, M. Petrological and Geochemical Characteristics of a shoshonitic lamprophyre, Sivarampet, Wajrakarur kimberlite Field, Southern India. (2018). *IOSR J. Appl. Geol. Geophys.*, 6 (2), 55-69. <http://doi.org/10.9790/0990-0602015569>

Plá Cid, J., Rios, D.C., Concencção, H. (2006). Petrogenesis of mica-amfibole-bearing lamprophyres associated with the Paleoproterozoic Morro do Afonso syenite, eastern Brasil. *J. South Amer. Earth Sci.*, 22, 98-115. <http://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.08.002>

Pribavkin, S.V., Ronkin, Ju.L., Travin, A.V. (2007). New data on the age of lamproite-lamprophyric magmatism of the Urals. *Doklady RAN*, 412 (5), 682-684. (In Russian)

Puchkov, V.N. (2010). *Geology of the Urals and the Cis-Urals (current issues of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)* DizajnPoligrafServis publ., Ufa. (In Russian)

Raeisi, D., Gholoizade, K., Nayebi, N., Babazadeh, S., Nejadhadad, M. (2019). Geochemistry and mineral composition of lamprophyre dikes, central Iran: implications for petrogenesis and mantle evolution. (2019). *J. Earth Syst. Sci.*, 128, 74. <https://doi.org/10.1007/s12040-019-1110-0>

Rjabchikov, I.D., Orlova, G.P., Trubkin, N.V., Kalenchuk, G.E. (1989). Pervichnye i zakalochnye mineraly v sisteme peridotit – H<sub>2</sub>O – CO<sub>2</sub> pri 20 kbar. [Primary and quenching minerals in the peridotite – H<sub>2</sub>O – CO<sub>2</sub> system at 20 kbar]. *Zapiski VMO*, 118 (6), 1-11. (In Russian)

Rock, N.M.S. (1991). *Lamprophyres*. Glasgow: Blackie.

Rock, N.M.S., Gaskarth, J.W., Rundle, C.C. (1986). Late Caledonian Dyke-Swarms in Southern Scotland: A Regional Zone of Primitive K-Rich Lamprophyres and Associated Vents. *J. Geol.*, 94 (4), 505-522. <https://doi.org/10.1086/629054>

Rosenbusch, H. (1908). *Microskopische physiographie der Mineralien und Gesteine. Hand II. Massige Gesteine*. Stuttgart: E. Schweizerbartsche Verlagshandlung (E. Nägele).

Ryabchikov, I.D., Boettcher, A.L. (1980). Experimental evidence at high pressure for potassic metasomatism in the mantle of the Earth. *Amer. Mineral.*, 65 (9/10), 915-919.

Salihov, D.N., Holodnov, V.V., Puchkov, V.N., Rahimov, I.R. (2019). Subduction, collision, and plumes in the Late Paleozoic magmatism of the Magnitogorsk zone of the South Urals. *Litosfera*, 19 (2), 191-208. <http://doi.org/10.24930/1681-9004-2019-19-2-191-208> (In Russian)

Semiz, B., Çoban, H., Roden, M.F., Özpınar, Y., Flower, M.F.J., McGregor, H. (2012). Mineral composition in cognate inclusions in Late Miocene – Early Pliocene potassic lamprophyres with affinities to lamproites from the Denizli region, Western Anatolia, Turkey: Implications for uppermost mantle processes in a back-arc setting. *Lithos*, 134-135, 253-272. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.01.005>

Seravkin, I.B., Znamenskij, S.E., Kosarev, A.M., Znamenskaja, N.M., Minibaeva, K.R., Rodicheva, Z.I., Shafigullina, G.T. (2008). Paleovolcanism and massive sulfide mineralization of Aleksandrinsky ore district (South Urals). In: *The geological collection № 7. Anniversary issue. IG UNC RAN*. Ufa: DizajnPoligrafServis, 88-118. (In Russian)

Shand, P., Gaskarth, I.W., Thirwall, M.F., Rock, N.M.S. (1994). Late Caledonian dyke swarms of South-Eastern Scotland. *Mineral. Petrol.*, 51, 277-298. <http://doi.org/10.1007/BF01159733>

Shinkarjov, N.F., Ivanikov, V.V. (1983). *Physical-chemical petrology of igneous rocks*. Nedra publ., Leningrad. (In Russian)

Surin, T.N. (2020a). Lamproitoides of the Magnitogorsk megazone (South Urals): petrologic-geochemical features and geodynamic conditions of their formation. *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Science*, 65 (1), 194-217. <http://doi.org/10.21638/spbu07/2020/110> (In Russian)

Surin, T.N. (2020b). Early Permian granitoids of the East Magnitogorsk zone (Southern Urals): petrology, geochemistry, and geodynamic formation environment. *News of the Ural State Mining University*, 57 (1), 47-62. <http://doi.org/10.21440/2307-2091-2020-1-47-62> (In Russian)

Surin, T.N., Mosejchuk V.M. (1995). Geodynamics of development of the Magnitogorsk paleovolcanic belt. *Vestnik of Saint Petersburg University. Series. 7. Geology. Geography*, 4(28), 11-18. (In Russian)

Surin, T.N. (1999). *Triassic lamproite and lamprophyre (kalymbaevskii complex) of East-Magnitogorsk zone of the South Urals: mineralogy, geochemistry and petrogenesis*. Ufa: IG UNC RAN. (In Russian)

Szabo, C., Kubovics, I., Molnár, Z. (1993). Alkaline lamprophyre and Related Dyke Rocks in NE Transdanubia, Hungary: The Alcsutdoboz-2 (AD-2) Borehole. *Mineral. Petrol.*, 47, 127-148.

Tappe, S., Foley, S.F., Jenner, G.A., Kjarsgaard, B.A. (2005). Integrating Ultramafic Lamprophyres into the IUGS Classification of Igneous Rocks: Rationale and Implications. *J.Petrol.*, 46 (9), 1893-1900. <http://doi.org/10.1093/petrology/egi039>

Tesalina, S.G., Maslennikov, V.V., Surin, T.N. (1998). *Alexandrinskoje copper-zinc-ore deposit: the East-Magnitogorsk paleo-island arc, Urals*. Miass: IMin UrO RAN,. (In Russian)

Vasjukova, E.A., Izoh, A.Je., Borisenko, A.S., Pavlova G.G., Suhorukov V.P., Chan Tuan An'. (2011). Petrology and age boundaries of Early Mesozoic lamprophyres of the Altai Mountains. *Geology and Geophysics*, 52 (12), 2001-2021. (In Russian)

Woolley, A. R., Bergman, S. C., Edgar, A. D., Le Bas, M. J., Mitchell, R. H., Rock, N. M. S. & Scott-Smith, B. H. (1996). Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic and leucitic rocks. *Canadian Mineralogist* 34, 175–186.

Yoder H.S. (1986). Potassium-rich Rocks: Phase Analysis and Heteromorphic Relations. *J.Petrol.*, 27 (5), 1215-1228. <http://doi.org/10.1093/petrology/27.5.1215>