

Литература

1. Владыкин Н.В., Morikiyo T., Miyazaki T., Цылукова С.С. Геохимия изотопов углерода и кислорода карбонатитов Сибири и геодинамика // Глубинный магматизм, его источники и их связь с плюмовыми процессами. Иркутск. 2004. с 89-107
2. Владыкин Н.В. Геохимия изотопов Sr иNd щелочных и карбонатитовых комплексов Сибири и Монголии и некоторые геодинамические следствия //Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. 2005, Иркутск
3. Deines P. (1989) Stable isotope variations in carbonatites //Carbonatites. Genesis and Evolution (Edited by Keith Bell). London. pp 301-359.

ЛАМПРОИТЫ - КЛАССИФИКАЦИЯ И ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ

Владыкин Н.В.

Институт геохимии им. А.П.Виноградова СО РАН, Иркутск, e-mail:vlad@igc.irk.ru

После открытия алмазоносности лампроитов Австралии, за последние 25 лет проведен большой комплекс исследований лампроитов мира, благодаря которому лампроитовая проблема углубилась и расширилась, но не как не разрешилась. Большой накопленный материал из-за разнообразия химического и минерального состава лампроитов уже не вмещается в рамки одной группы пород или формации. Особенно после находок лампроитов среди кимберлитов (Финляндия, Китай, Прианабарье и др.) становится ясно, что породы лампроитового состава могут иметь различное происхождение и связаны с разными формациями пород. В вышедших монографиях [1,2,3] дается детальное описание многих провинций лампроитового вулканизма (особенно австралийской), минералогических и геохимических особенностей и генезиса магм. Вопросы же критериев поисков лампроитов и предсказания потенциальной алмазоносности разработаны пока слабо. Нет четкости и ясности в номенклатуре и систематике лампроитов.

Вопросы номенклатуры и классификации лампроитов.

Впервые лампроиты были описаны Гроссом в 1897 году в Лейцит-Хиллс (США), а в 1906 году в Испании. Лампроиты Австралии изучались в 40-х годах А.Уэйдом и Р.Прайдером. Первую классификацию лампроитов предложил Ниггли в 1923 году. Так что классическими можно по праву считать лампроиты этих трех провинций, а не одни австралийские. В каждой из этих провинций породы лампроитовой группы имели свои местные названия (около 20). В различных районах мира за последние 20 лет круг пород, относимых к лампроитам, значительно расширился, и появилось несколько вариантов их классификаций [1,2,3]. Вопросы номенклатуры лампроитов усложняются из-за больших вариаций химсоставов лампроитов, например: по MgO от 30-5%, SiO₂ от 40-65%, K₂O-3-13% и т.д., что связано со спецификой минерального состава лампроитов. Для лампроитов характерны шесть порообразующих минералов. Контрастный химический состав минералов и их меняющиеся количественные соотношения в породе приводят к сильному изменению химизма лампроитов. С этим же связана и уникальная резкая дифференцированность лампроитов даже на стадии кристаллизации вулканитов - от оливиновых до лейцитовых разновидностей. Элементы систематики лампроитов должны соответствовать общепринятым для всех других пород. Имеющаяся в настоящее время номенклатура и систематика горных пород (интрузивных и вулканических) включает в себя два главных признака: 1) химический состав, 2) минеральный состав. Если по химическому и минеральному составу породы отвечают гранитам, то независимо от их генезиса, они называются гранитами. А дальше идет пояснение, что они магматические, метасоматические и др. Так же должно быть и с лампроитами. Если вулканическая или интрузивная порода по

химическому и минеральному составу отвечает лампроитам, то независимо от ее генетических нюансов она относится к группе лампроитов. Другой вопрос, может ли быть она алмазоносна? Вот тут ее надо сравнивать именно с алмазоносными лампроитами, т.е. с ранними оливиновыми, а не с лейцитовыми (неалмазоносными) лампроитами. Так же идут споры, есть ли интрузивные аналоги вулканических лампроитов. Несомненно есть, если магма не излилась на поверхность, то она может дать и интрузивные аналоги. И такие есть. Их трудно отличить от щелочных пород другого происхождения. Надо пользоваться геохимический фактор. Так какие же породы можно отнести к лампроитам?

Лампроиты- это вулканические, субвулканические и интрузивные породы, состоящие из разных соотношений главных шести пороодообразующих минералов (которые имеют довольно устойчивый химсостав): оливина, клинопироксена, слюды, лейцита, К-щелочного амфибола и К-полевого шпата (санидина).Обязательным является присутствие минимум трех из этих минералов. В зависимости от соотношений минералов лампроитов химсостав породы значительно варьирует: SiO₂-40-65%, Al₂O₃ - 5-12%, MgO -30-5%, K₂O - 3-12%, при MgO>CaO, K₂O>>Na₂O.

Лампроиты, в отличии от других пород, это высококалиевые и высокомагнезиальные породы лейцитовый серии. При различных вариациях минеральных соотношений лампроиты могут быть близки к различным породам: кимберлитам, пикритам, щелочным меласиенитам (минеттам), фойдитам, щелочным базальтоидам и необходимо установить границу по химическому и минеральному составу между этими породами и лампроитами.

Первым, очень важным диагностическим минеральным признаком лампроитов является **полное отсутствие (даже запрет) натриевых лейкофаз: плагиоклаза, нефелина.** Ранее сюда относили и кальсилит, но теперь он обнаружен в расплавных включениях в лампроитах . Обычно не встречается в лампроитах и мелилит. Если в калиевых щелочных породах есть плагиоклаз, то это точно породы не лампроитовой серии.

Вторым диагностическим признаком является состав пороодообразующих минералов: оливин - 86-94% форстеритового минала, клинопироксен - диоксид-салитового ряда, слюда - Fe-флогопит-Тi-флогопит - тетраферрифлогопит, амфибол - ряд К-рихтерит - К-арфведсонит, лейцит содержит обычно FeO 1-4% и избыток SiO₂, калишпат - санидин, чисто калиевый и содержит 0,5-4% FeO. Из аксессуарных минералов характерными являются: хромит, Cr-магнетит, перовскит; титанаты - прайдерит, джеппеит, армалколит; Zr-Ti-силикаты - вадеит, К-батисит, даванит. Однако, большинство из них встречаются в дифференцированных агпаитовых лейцитовых лампроитах, а для алмазоносных оливиновых лампроитов характерны- хромит, Cr-магнетит, перовскит, может быть сфен, апатит и редко циркон. По минеральной ассоциации ранние оливиновые лампроиты мало отличаются от массивных (не брекчевидных) магматических кимберлитов. Главное их отличие от кимберлитов в потерциальных для дифференциации возможностях первичной магмы. Массивные раскристаллизованные кимберлиты- это крайний дифференциат кимберлитовой магмы, на этом магматический процесс заканчивается. А с оливиновых лампроитов только начинается дифференциация магмы (это самый ранний продукт), а далее Кристаллизуются более поздние дифференциаты- лейцитовые и санидиновые разновидности лампроитов. Такие отличия возможно связать с различным первичным составом магмы, который определяется степенью частичного плавления мантийного субстрата. А отличить похожие кимберлиты и лампроиты возможно при изучении расплавных включений. В кимберлитах их обычно нет (что связано с разными причинами), а в лампроитах во включениях содержатся расплавы более поздних дифференциатов.

Обычно не характерны для лампроитов высокобарические минералы как пироп и пикроильменит, чем лампроиты тоже отличаются от кимберлитов. **Ксенолиты мантийных пород - редкость в лампроитах.** Это не значит, что при образовании первичных лампроитовых магм ксенолитов и пироба с пикроильменитом не было. Так как первичная лампроитовая магма высокощелочная и обладает большой реакционной

способностью то глубинные ксенолиты и мегакристы просто растворяются в ней, с чем могут быть связаны высокие содержания титана в поздних дифференциатах лампроитов.

В геохимическом отношении диагностическим признаком являются: высокие концентрации Cr - 500-3000 г/т, Ni - 300-2000 г/т (Cr>Ni), повышенные содержания - Zr, Nb, Ti и цериевых TR. В зависимости от степени дифференцированности лампроитов (ранние - оливиновые, поздние - лейцитовые) в них будут варьировать и редкие элементы. В ранних лампроитах высокие содержания Cr и Ni, которые снижаются в более поздних образованиях, а содержания Zr, Nb, Ti, TR, напротив, резко возрастают в поздних лампроитах. При относительно высоких концентрациях Ba и Sr, в ранних лампроитах часто Ba больше, чем Sr и в поздних лампроитах содержания Sr сильно возрастают, по отношению к ранним. Высокий титан - это признак дифференцированности, не алмазоносности. В фенокристах центральные части слюды содержат 2-3% TiO₂ и 0,5 Cr, а внешняя каемка, которая кристаллизовалась вместе с основной массой, соответственно содержит 5-8% TiO₂ и 0.001 Cr. Аналогичная зональность наблюдается не только в лампроитах, но и в щелочных базальтах и щелочных породах. Кстати, наиболее титановая слюда (12-13% TiO₂) встречена нами, как ксенокристалл, в щелочных базальтах в Монголии [16].

Нам представляется наиболее рациональной классификация австралийских геологов, разделивших лампроиты на оливиновые и лейцитовые с полным набором промежуточных разновидностей. Необходимо добавить санидиновые (калишпатовые) разновидности, которые сменяют лейцитовые. В зависимости от преобладания во вкрапленниках лампроитов того или иного минерала, выделяются разновидности лампроитов, например: флогопит-пироксен-лейцитовые или флогопит-К-рихтерит-санидиновые. Митчелл [2] предложил более модифицированную схему систематики, с учетом слюды в основной массе. Порода, содержащая фенокристы флогопита, называется по [2] - флогопитовым лампроитом, а если флогопит в основной массе и в виде пойкилокристаллов, то это будет мадупитовый лампроит. В этом случае возникает проблема, как назвать породу, когда слюда присутствует во вкрапленниках и в основной массе. Следует отметить, что в ранних оливиновых лампроитах, где оливина более 20%, не содержится лейцита. Он кристаллизуется позднее, из более дифференцированного и кремнекислого остатка магмы. Тут уже неустойчивым становится оливин, который реагирует и растворяется в более кремнекислой лейцитовой магме. Этот процесс «разъедания» оливина очень ярко проявлен в дайках Мурунских лампроитов [4,5]. Он характерен для интрузивных лампроитов. Подобные структуры мы встречали в лампроитах Центрального Алдана и Лейцит-Хиллс. В некоторых случаях в санидиновых лампроитах Испании оливин не успевает раствориться и сохраняется в стекловатых разновидностях лампроитов. В лампроитах Прианабарья, Урала и Индии оливин и лейцит часто полностью замещаются карбонатом.

Формационные типы лампроитовых комплексов.

Имеется варианты геологических соотношений лампроитов с другими породами.

1. Лампроиты образуют отдельные вулканы и диатремы, не связанные генетически с другими породами. Это лампроиты Австралии, Испании и США. Они имеют третичный и четвертичный возраст и не исключено, что их дифференциаты еще не вскрыты эрозией.

2. Лампроиты образуют отдельные тела (силлы, дайки и диатремы) пространственно и часто генетически связанные с кимберлитами и пикритами. Это лампроиты Прианабарья, Финляндии, Китая, Индии, Антарктиды и др. Возраст их такой же, как и кимберлитов.

3. Лампроиты образуют отдельные тела (силлы и дайки) и даже вулканические потоки среди других К-щелочных пород, с которыми они связаны пространственно и генетически и имеют одинаковый возраст и попадают на один петрохимический тренд составов. Это лампроиты различных массивов щелочных пород Алданского щита.

4. Лампроиты образуют различные тела (дайки) среди других даек более Na-щелочных пород в даечных поясах. Возраст их тот же близок. Это лампроиты Алтая, Парагвая [6] Монтаны (США). Возможно сюда же можно отнести лампроиты Урала и Карелии.

Эти 4 генетических типов лампроитов можно объединить в следующие формационные комплексы: 1) лампроитов «чистой» линии, 2) пикрит (кимберлит)-альнеит-лампроитовую, 3) массивов К-щелочных пород, 4) дайковых поясов. В названии формаций могут присутствовать и другие важные породы ассоциации.

В зависимости от динамики внедрения и кристаллизации лампроиты бывают вулканические (потоки лавы и диатремы), субвулканические (силлы и дайки) и интрузивные (отдельные тела, дайки, штоки и фазы внедрения в массивах).

Внутри формации «чистой» линии существуют петрогенетические разновидности - оливинсодержащие и безоливиновые. К первым относятся лампроиты Австралии и Испании. А ко вторым - лампроиты Лейцит Хиллс (США). В лампроитах Австралии имеется ранняя фаза оливиновых лампроитов (совсем без лейцита), а в лейцитовых дифференциатах в небольшом количестве может встречаться оливин. В лампроитах Испании нет чисто оливиновых разновидностей и оливин присутствует почти во всех разновидностях лампроитов. Лампроиты Лейцит-Хиллс относятся, вероятно, к другой генетической разновидности. Они вообще не содержат оливина. Их ранние разновидности - мадупиты состоят из вкрапленников пироксена и слюды и стекловатой и раскристаллизованной основной массы. По химическому составу эти породы отвечают слюдистым пироксенитам и являются их вулканическими аналогами. По всем параметрам они близки к биотитовым пироксенитам К-щелочных - лампроитовых комплексов Алданского щита [4,5]. Возможно, что эти две разновидности лампроитов образовались при частичном плавлении разных мантийных пород: магмы Лейцит Хиллс из пироксенитовой мантии, а остальные из оливинсодержащих ультраосновных пород мантии.

В настоящее время в Сибири известно несколько проявлений лампроитового магматизма различной формационно-генетической принадлежности. Наиболее изученные из них: 1) лампроиты Алданского щита, связанные с комплексом К-щелочного магматизма [4,5], 2) лампроиты Вост Прианабарья и Томторского массива [7,8,9] принадлежащие к кимберлит-пикрит-лампроит-карбонатитовой ассоциации (формации), 3) жильные и диатремовые лампроиты Таймыра [10], лампроиты Саян [11] и лампроиты Алтая - связанные с дайковым комплексом щелочных пород. В азиатском регионе России еще известны лампроиты на Камчатке - производные базальтового магматизма [12], лампроиты Урала, отдельные тела в Сэтэ-Даванском районе Приохотья и диатрема в районе Кокшаровского массива Приморья. Еще они известны в Карелии, на Урале, на Украине и ведутся детальные поиски лампроитов среди К-лейцитовых вулканитов Белоруссии. По петрохимическим данным лампроиты Алдана и Прианабарья отличаются содержаниями титана. Спектры TR в лампроитах Сибири однотипные. Тренды составов слюд из лампроитов Австралии, Испании и США и лампроитов Алдана и Прианабарья близки между собой.

Геохимия изотопов, генезис, и алмазоносность лампроитов.

Изучена геохимия изотопов Sr, Nd, Pb в лампроитах Сибири [4,5]. В оливиновых лампроитах Кондера, Муруна и Билибинского массива $Sr^{87}/Sr^{86}=0.7045$, а для других лампроитов Алдана Sr^{87}/Sr^{86} находится в пределах 0.706-0.709. По соотношению изотопов Pb, а так же Nd и Sr [4] лампроиты Мурунского массива образуют поле между полями лампроитов Лейцит-Хиллс и Смоки Бьют, США. Эти лампроиты расположены между щитом и платформой. На диаграмме соотношения изотопов Sr и Nd лампроиты Мурунского массива расположены рядом с лампроитами Сев. Америки. Источник их выплавления-обогащенная мантия EM-1. Они близки и по геохимии редких элементов. Изотопные характеристики свидетельствуют о глубинном мантийном происхождении источников лампроитовых и К-щелочных магм Алдана [4]. Возраст первичного мантийного субстракта, из которого выплавилась магма Мурунского массива по изотопам Pb в галенитах оценивается в 3200 млн. лет. По возрасту самыми древними являются лампроиты массива Хани, Алдан - 2702 млн. лет. Лампроиты Австралии и Испании располагаются по периферии кратона в зонах завершенной складчатости. Для них характерен обогащенный мантийный источник EM-2.

По изотопии Pb тоже можно провести границу между лампроитами щитов и платформ с мантией EM-1 и лампроитами складчатых областей (EM-2).

Алмазоносность лампроитов зависит от многих факторов. Большинство исследователей признается в основном ксеногенный характер большинства алмазов как в кимберлитах, так и в лампроитах. Имеются два аспекта этой проблемы.

Первый - чтобы глубина зарождения магмы была в области устойчивости алмаза и второй - сохранение алмазов при транспортировке и кристаллизации магмы. Исходя из изотопных и геохимических характеристик лампроитов, они относятся к глубинным мантийным породам и первое условие соблюдается. Для соблюдения второго условия - сохранения алмазов необходима быстрая транспортировка магм, которая осуществляется в диатремовых структурах. Особенно быстрое остывание фиксируется в песчаных туфах, где зерна кварца являются хорошим охладителем, поэтому подобные лампроитовые туфы наиболее богаты алмазами, например лампроиты Аргайла. В алмазоносных песчаных туфах, состоящих на 95% из кварцевого песка и 5% лампроита алмазов на порядок больше, чем в массивных лампроитах, состоящих на 100% из лампроитового вещества. В интрузивных лампроитах алмазы, вероятно, сгорают при относительно медленной кристаллизации магмы.

Работа выполнена при финансовой помощи РФФИ, гранты 06-05-64416, 06-05-81016

Литература

1. Джейкс А, Л. И др. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. Мир, М. 1989, 430 с.
2. Mitchell R.H., Bergman S.C. Petrology of lamproites. New York/Plenum Publishing, 1991, 447 p.
3. Лампроиты (под ред. Богатикова О.А.). Наука, 1991, с.1-302
4. Владыкин Н.В. Геохимия и генезис лампроитов Алданского щита // Геология и геофизика, 1997, т.38, № 1, с.123-136
5. Владыкин Н.В. Петрология и рудоносность К-щелочных пород Монголо-Охотского ареала магматизма. Диссертация в форме научного доклада, Иркутск, 1997, с.1-80.
6. Presser J.L.B., Vladykin N.V. Consideraciones sobre los lamproitos del campo Ybytyruzu, Dpto. Del Guaira, Paraguay Oriental // Jornadas Cientificas sobre la Geologia del Paraguay UNA-FaCEN- DPTO. Geologia/MOPC- Dir.Rec.Min. (24-6/11/1999). N6.Ciudad Universitaria-Paraguay. 1999, p.28-36
7. Vladykin N.V., Lelyukh M.I., Tolstov A.V. Lamproites of the Anabar region, Northern riming of the Siberian platform // 7 Kimberlite Conferens, Cape-Town, 1998, p. 946-948.
8. Vladykin N.V., Lelyukh M.I. Lamproite rocks of the eastern Anabar region // Deep-seated magmatism, magmatic sources and the problem of plumes. Vladivostok, Dalnauka, 2002, pp.80-94.
9. Владыкин Н.В. Лампроиты Томторского массива // Геология и геофизика, № 10, 2005
10. Романов А.П. Геологическое строение и алмазоносность Горного Таймыра // Автореферат канд. Диссертации, Красноярск, 1997, с.1-21.
11. Секерин А.П., Мениагин Ю.В., Лащенков В.А. Присянская провинция - высококалийевых щелочных пород и лампроитов // ДАН, 1995, т.342, №1, с.82-86
12. Вольнец О.И. др. Калиевые базальтоиды Зап. Камчатки - проявление пород лампроитовой серии // Геология и геофизика, 1987, № 11, с.41-50
13. Панина Л.И., Владыкин Н.В. Лампроиты Мурунского массива и их генезис // Геология и геофизика, 1994, т.35, № 12, с. 100-113.
14. Владыкин Н.В. Билибинский массив - раслоенный высокодифференцированный комплекс К-ультраосновных-щелочных пород // ДАН, 1996, т.349, №6, с.972-975
15. Панина Л.И., Моторина И.В. Щелочные высококальциевые сульфатно-карбонатные расплавы включения в монтичеллит-оливиновых породах Маломурунского щелочного массива // Петрология. 1999. Т.7. N 6. С.653-669.
16. Владыкин Н.В., Коваленко В.И. Изоморфизм в мантийных слюдах. // Кристаллохимия минералов. Тр.13 съезда ММА, 1986, НРБ, София, с.317-326