

ДИСКУССИЯ

УДК 552.321.6

**ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ЛАМПРОИТОВОГО СЕМЕЙСТВА
МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ МАССИВА ТОМТОР
(Северо-Западная Якутия)**

Ю.А. Багдасаров

Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии МПР РФ, 121357, Москва, ул. Вересаева, 15, Россия

Рассматривается ряд положений Н.В. Владыкина в связи с публикацией ряда его работ о критериях отнесения пород пикритового семейства и некоторых других к лампроитам как в целом, так и применительно к образованиям данного состава огромного Томторского массива щелочных пород и карбонатитов в северо-западной части Республики Саха-Якутия. По ряду петрогеохимических, минералогических и геологических признаков и особенностей, пикриты (пикритовые порфиры и их брекчиевидные разновидности) данного массива не могут, по нашему мнению, отождествляться с лампроитами.

Указывается ряд неточностей и недоказанных положений, содержащихся в указанных работах и, согласно нашим данным, не соответствующих имеющимся фактическим материалам.

Томторский массив щелочных пород и карбонатитов, пикриты, лампроиты, химический состав, геохимические особенности, генезис.

**ASSIGNMENT OF IGNEOUS ROCKS TO LAMPROITE: MAJOR- AND TRACE-ELEMENT CRITERIA
AND IMPLICATIONS FOR THE HISTORY OF THE TOMTOR PLUTON
(northwestern Yakutia)**

Yu.A. Bagdasarov

The paper presents objections against assigning picritic and some other igneous rocks to lamproite as suggested by N.V. Vladikin, both in general and in particular for the case of the large Tomtor pluton of alkaline and carbonatite rocks in northwestern Sakha Republic (Yakutia). Classifying the Tomtor picrites (picritic porphyry and its breccia-like varieties) as lamproite appears to be inconsistent with their chemistry, mineralogy, and geology. Discussed are errors and poorly proven postulates in the related publications by Vladikin, which contradict the available field data.

Tomtor alkaline-carbonatite pluton, picrite, lamproite, major- and trace-element chemistry, petrogenesis

ВВЕДЕНИЕ

Проблемы происхождения, состава и особенностей минерогенеза, прежде всего алмазности, пород лампроитового семейства в последние десятилетия приобретают все больший интерес. Принадлежность к этой ветви К-щелочных пород крупнейшего в мире лампроит-карбонатитового Мурунского массива с его уникальными месторождениями чароита, минералов бария и стронция в особенности стимулировали интерес к этим образованиям [Алексеев, 1982; Владыкин, 1997, 2005, 2007; Воробьев, 2001; и др.].

Наше внимание, в частности, было привлечено к работам Н.В. Владыкина, трактовавшего вопросы классификации формационных типов лампроитов [Владыкин, 2007] и в особенности статья названного автора и Т.С. Торбеевой [Владыкин, Торбеева, 2005] (Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск). Наряду с полезной информацией, содержащейся в них, эти публикации вызвали у нас и существенные возражения, изложенные ниже.

Следует заметить, что одной из характерных черт гигантского Томторского массива ультраосновной-щелочной-карбонатитовой (УЩК) формации является исключительное обилие трубочно-даймовых экструзивных тел, иногда типичных малых интрузий пород пикритового семейства — собственно пикритов (пикритовых порфиритов), реже их нефелин- и мелилитсодержащих разновидностей — альнэитов, полевошпатовых пород, поликарбонатно-апатитовых даек или трубок и других. Впервые, по-видимому,

на это обратили внимание первоисследователи массива — Г.И. Поршнева и Л.Л. Степанов [Поршнева, Степанов, 1980], хотя в их распоряжении был лишь Kern сравнительно немногих и неглубоких скважин, практически не вышедших из мощного чехла коры выветривания (КВ) карбонатитов, перекрывающих весь шток этих пород. В период работ на этом объекте в 1980-е гг., автор данной заметки имел возможность убедиться, что практически не имеется ни одной буровой скважины (из примерно полтора десятка пробуренных в те годы глубиной иногда до 400 м), в керне которой, в составе вскрытых ею образований КВ или коренных пород, не оказалось хотя бы реликтов пород пикритового состава, ассимилированных карбонатитами или измененных процессами гипергенеза (для их докарбонатитового относительного возраста), или сохранившихся практически в их первоначальном виде (для тех же пород пост- и интракарбонатитового возраста). Ряд буровых скважин (№ 1625, 3225, 3233 и др.) на протяжении многих десятков метров, с перерывами до 100—200 м вскрывают породы этого семейства, рассекающие, брекчирующие и цементирующие карбонатиты и вмещающие их силикатные породы, иногда те же пикриты более ранних генераций, и т. д. В ряде случаев обломки этих пород изометричной, округлой формы существенно флогопитового состава сцементированы флогопит-кальцитовым карбонатитом с незначительной примесью других минералов — магнетита, апатита и др.

Как нам представляется, именно многочисленные экструзии этих пород «взорвали» вмещающую раму, первоначально сложенную, по-видимому, образованиями мельтейгит-ийолитового состава и сиенитами, структурно предопределив последующее внедрение карбонатитов, а затем и связанные с ними метасоматические процессы. Заметим, что примерно та же картина наблюдается и на хорошо изученном массиве Южной Сибири — Белозиминском, формированию которого во многом способствовало внедрение мощной трубки взрыва пикритовых порфиритов в центре массива, а затем серии более мелких интрузий пород того же состава, до- и интракарбонатитового относительного возраста, прорывавших ранние карбонатиты кальцитового состава и подвергавшихся анкеритизации со стороны этих карбонатитов заключительных стадий процесса [Багдасаров, 1997, 2001]. Поэтому вопрос о происхождении и ряде петрохимических особенностях пород этого семейства на массиве Томтор, сыгравших, по всей вероятности, важную структурно-тектоническую роль во внедрении карбонатитов, является достаточно сложным и важным.

Учитывая рудный потенциал массива, и прежде всего вторично измененных образований КВ, содержащих огромные концентрации ниобия, редкоземельных элементов, в том числе иттрия и скандия, проблемы, связанные с породами пикритового состава, приобретают в данном случае особый, специфический интерес.

АРГУМЕНТАЦИЯ АВТОРОВ ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ РАБОТ

В ряде последних работ Н.В. Владыкина как цитированных, так и других практически все названные проявления пород пикритового состава отнесены к лампроитам.

Так, в последней из них [Владыкин, 2007] подчеркивается, что отличительной особенностью лампроитов является наличие в составе их ассоциации шести минералов, причем «обязательным является присутствие минимум трех из них». Первыми в этом списке указаны оливин-форстерит, клинопироксен и флогопит (или тетраферрифлогопит — ТФФ), остальные — лейцит, К-щелочной амфибол и КПШ. Не сомневаясь в обязательности наличия в лампроитах последних, согласиться с необходимостью и достаточностью для их идентификации трех первых из названных минералов невозможно. Эти минералы, т.е. оливин-форстерит (с 90—94 отн.% минала Fo), пироксен, близкий к диопсиду, и флогопит (ТФФ) являются главными, а часто практически единственными пороодообразующими компонентами (не считая обычно постериорного кальцита) подавляющего большинства «бесщелочных» пикритов значительного количества УЩК-комплексных массивов — Восточных Саян, изученных наиболее детально из всех отечественных, многих Карело-Кольских, в меньшей мере Горноозерского, Маймеча-Котуйских, отчасти Арбарастаха и других. Эти породы, не обнаруживающие признаков принадлежности к Na-щелочным разновидностям — альнеитам (т.е. не содержат нефелина и мелилита) состоят в значительной степени из форстерита и флогопита, обычно с преобладанием последнего, в меньшей мере — пироксена; изредка, например, на том же Белозиминском массиве, фиксируются маломощные участки почти чисто пироксеновых их типов, хотя продукты замещения форстерита почти всегда фиксируются в составе основной массы этих пород порфировой структуры. Часть пикритовых порфиритов интракарбонатитового относительного возраста, замещающихся анкеритовыми карбонатитами, содержат более 50 об.% флогопита (в составе порфирированных вкрапленников и основной массы) с подчиненным количеством форстерита, незначительным — пироксена. Очевидно, что валовый химический состав этих пород характеризуется высокими отношениями $MgO/(FeO + Fe_2O_3)$, K_2O/Na_2O , а отчасти и BaO/SrO ; для пикритовых порфиритов названного массива они составляют 2—3 в первых двух случаях, для обогащенных флогопитом разновидностей — 3 и более, и т. д.

Примерно та же картина наблюдается и на массиве Томтор с той разницей, что часть пород того же семейства принадлежит к альнеитовому составу и содержит нефелин, реже мелилит. Мелилитсодержащие пикриты-альнеиты достаточно широко распространены в пределах вмещающих пород Уджинского поднятия [Ковальский и др., 1969; Шпунт и др., 1991; и др.].

Все это, по нашему мнению, никак не позволяет идентифицировать породы лампроитового семейства только на основании наличия форстерита, пироксена диопсид-салитового состава и флогопита или ТФФ.

Для подтверждения своей концепции о принадлежности большинства «бесщелочных» пикритов Томтора (т.е. не содержащих мелилита или нефелина) к породам лампроитового семейства, Н.В. Владыкин и Т.С. Торбеева [2005] предприняли диагностическое травление 30 образцов этих разновидностей в HCl и сопоставили составы породообразующих и некоторых редких элементов в исходных и подвергшихся травлению образцах. При этом авторы указывают, что они ставили целью восстановление и уточнение состава исходных пород до постериорной карбонатизации.

В тексте и таблицах [Владыкин, Торбеева, 2005] приводятся пространные результаты этих исследований. Однако простое сопоставление составов исходных и протравленных в HCl образцов не подтверждают концепцию авторов об отнесении первичных, не подвергавшихся постериорной карбонатизации пород пикритового семейства к «лампроитам».

По всей вероятности, предложенная методика диагностического травления данных пород не может в принципе позволить идентифицировать первичную природу этих разновидностей, прежде всего, их принадлежность к породам лампроитового семейства.

Это в какой-то степени подтверждается сравнением указанных индикаторных отношений компонентов с таковыми для пород массива, который можно считать эталонным для калиево-щелочной формации с широким распространением пород лампроитового семейства — Мурунского, по данным того же автора [Владыкин, 2005] (таблица).

К сходному заключению можно прийти и на основании рассмотрения давно опубликованных данных о пикрит-лампроитовых породах Присаянья [Секерин и др., 1995]. По данным нескольких приводимых авторами анализов пород (за исключением некоторых разновидностей этого типа участка Ингаши, где давно установлена акцессорная алмазность), и содержания, и индикаторные отношения ряда ведущих элементов для пород данного семейства существенно отличны от томторских; о том же свидетельствуют данные по типичным лампроитам ряда провинций и проявлений всего мира (см. таблицу).

Справедливости ради следует заметить, что сопоставление в качестве диагностических признаков только абсолютных содержания названных элементов и их отношений в целом вряд ли корректно.

Особо следует сказать об упоминании Н.В. Владыкиным и Т.С. Торбеевой [2005] «лейцитовых лампроитов» Томтора; приводятся номера двух скважин, где они якобы встречены (с. 1041). Однако уже на следующей странице указывается, что выделения этого предполагаемого минерала, «так же как и оливина, замещены карбонатами». Рецензент не знаком с керновым материалом этих скважин, в отличие от ряда других, приводимых Н. Владыкиным и Т. Торбеевой [2006]. Не будучи специалистом по лейцитсодержащим щелочным комплексам, он может допустить, что в этих или других участках огромного Томторского массива в части пород пикритового ряда этот минерал мог находиться, подобно тому, как в другой части пород того же ряда изредка встречаются нефелин и мелилит. Первый из них обычно сильно изменен, замещаясь либнеритом и другими минералами; мелилит хорошо диагностируется, хотя он также на Томторе полностью замещен хуанит-цеболлитовым агрегатом. Однако тот факт, что авторы публикации [Владыкин, Торбеева, 2005] все же не видели достоверно диагностируемого лейцита достаточно, на наш взгляд, симптоматичен. Заметим, что в составе проб этих скважин K/Na отношение не только не превышает средние значения этой величины, но, напротив, существенно ниже ее — 2.8—2.9 против 4.8 для исходных пикритов — «лампроитов», упомянутых нами выше (см. [Владыкин, Торбеева, 2005, табл. 2]).

Такие индикаторные отношения, как Nb/Zr и Sr/Ba, являющиеся в известной мере показателями возможной формационной принадлежности интрузивного комплекса, на массиве Томтор обнаруживают, как известно, весьма значительные колебания и в целом неоднозначны [Багдасаров, 1997, 2001]. Отношение Nb/Zr, меньшее единицы, обнаруживается лишь в части пикритов и наиболее ранних карбонатитов, не содержащих ниобиевой минерализации, но несущих акцессорные количества циркона. Так, в составе серии крупных тел кальцитсодержащих пикритов, вскрытых скв. 3241 и достаточно детально геохимически изученных нами, оно составило 1.5 (334 и 221 г/т соответственно). Отношение Sr/Ba в них составило 1.98 (5560 и 2804 г/т) и т. д. В более поздних карбонатитах ниобий значительно доминирует над цирконием, а в различных фациях зон гипергенеза — КВ и их вторичных продуктах Nb/Zr достигает многих десятков единиц. Все эти отличительные особенности геохимии массива, по нашему мнению, обнаруживают весьма мало общего как с типичными массивами К-щелочной специализации, так и комплексами лампроитового типа. Принадлежность Томтора к типу классических массивов УЦК-формации

Значение ряда индикаторных отношений и содержание MgO, Cr и Ni в породах семейства лампроитов, пикритов и кимберлитов ряда регионов и массивов мира

№ п/п	Регион, провинция, массив, название породы	K ₂ O/Na ₂ O	Ba/Sr	Zr/Nb	Cr/Ni	Cr, г/т	Ni, г/т	MgO, %	Источник
1	Лампроиты мира	8.21	3.78	12.33	1.23	718	580	16.23	[Богатиков и др., 1991]
2	Лампроиты Алдана*	4.19	2.41	21.6	1.52	718	472	17.79	[Богатиков и др., 1991; Владыкин, 1997]
3	Лампроиты Центр. Алдана (J ₃)	5.35	3.09	36.4	2.75	1104	401	16.73	»
4	Лампроиты Австралии	15.3	9.82	7.27	1.05	589	562	15.47	[Jaques et al., 1986]
5	Оливиновые лампроиты мира	14.31	7.69	5.10	1.09	1005	919	21.70	[Лапин, 2005]
6	Лейцитовые лампроиты мира	26.6	9.1	9.34	1.09	405	370	8.42	»
7	Оранжеиты разных регионов мира	10.33	2.5	2.4	1.40	1722	1227	27.16	»
8	Мурунский массив**	3.3	3.4	20.3	1.64	131	81.7	2.91	[Владыкин, 1997, 2005]
9	Томторский массив, пикритовые порфириды до-, интра- и посткарбонатные	5.04	1.51	0.89	1.44	730	505	11.35*** 13.60	[Алексеев, 1982; Багдасаров, 1997; Владыкин, Торбеева, 2005]
10	Пикриты PZ ₂₋₃ возраста, Уджинское поднятие, север Сибири	3.43	1.25	1.8	2.68	1679	626	21.32	[Ковальский и др., 1969]
11	Лампроитовые породы Присаянья, Вост. Сибирь	3.4	6	11	0.72	417	585	15.39	[Секерин и др., 1995]
12	Кимберлит-пикриты из даек севера Сибири	2.82	—	—	0.89	821	919	25.25	[Ковальский и др., 1969]

Примечание. В части анализов их содержания пересчитаны с Cr₂O₃ и NiO, указанные в оригинальных работах.

* Включая Мурунский массив.

** Учтены только К-щелочные породы комплекса (собственно лампроиты, лейцитовые сиениты и др.).

*** Над чертой — исходные содержания, под чертой — без учета MgO в карбонатах, удаленных с HCl, и некоторой доли его в составе гидросиликатов и др.

онного типа натровой специализации, на наш взгляд [Багдасаров, 1997, 2001], не вызывает особых сомнений (см. таблицу).

Помимо сказанного, по-видимому, целесообразно напомнить, что в известной монографии О.А. Богатикова и др. [1991] приводится обстоятельный перечень минералого-геохимических и петрохимических признаков, позволяющих идентифицировать породы лампроитового семейства, в частности, отсутствие «первичных кальцита, серпентина и монтчеллита» в их составе. Заметим, что если для «докарбонатитовых» пикритов (по Н.В. Владыкину и Т.С. Торбеевой [2005] — «лампроитов»), к тому же интенсивно измененных в зоне гипергенеза, относительное время появления в их составе карбонатов и серпентина действительно трудно доказуемо, то для весьма сходных с ними тех же пикритов интра- и посткарбонатитового возраста установление первичного характера этих минералов возможно. Так, среди пикритов карбонатитовых комплексов разновидностей, лишенных кальцита, практически вообще нет.

Что касается монтчеллита, то он является весьма распространенным силикатом (после флогопита) «железорудных пород» в обрамлении карбонатитового штока Томтора. Столь же показательно, что и типичные минералы пород лампроитового семейства [Богатиков и др., 1991], в пикритах Томтора неизвестны. Эти, как и многие другие данные, характеризующие типично лампроитовые массивы или отдельные проявления этих пород, еще раз свидетельствуют о неправомерности отношения к ним щелочных или щелочно-ультраосновных силикатных разновидностей Томтора.

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ЭНДО- И ЭКЗОГЕННЫХ ПОРОД МАССИВА ТОМТОР

Автор этой дискуссионной заметки не ставил целью рассмотрения всего приведенного в статье [Владыкин, Торбеева, 2005] материала, касающегося геолого-геохимических особенностей формирования Томтора. Однако и с рядом других приводимых в этой работе утверждений, на наш взгляд, согласиться невозможно.

1. В разделе о генетических особенностях ряда пород этого массива, в частности, его рудных образований, Н.В. Владыкин и Т.С. Торбеева [2005] рассматривают последние как «рудно-карбонатные туфы», сохранившиеся лишь «в кальдере проседания». Вероятно, речь идет об уникально-богатых редкометалльных залежах, представляющих собой перемытые, возможно, частично переотложенные верхние горизонты коры выветривания карбонатитов Томтора. Эти образования содержат до 30—40 мас.% суммы (TR + Y)₂O₃ и 10—12 % Nb₂O₅, а в среднем для всей рудной залежи, в контурах подсчетного бло-

ка в 2—2.5 раза меньше. Они к настоящему времени детально разведаны, обстоятельно и разносторонне изучены большими коллективами геологов производственных и научно-исследовательских организаций, закартированы и геометризованы в ходе подсчета запасов (работы Чернышевской и Амакинской экспедиций ЯГУ; А.В. Лапина и А.В. Толстова, ИМГРЭ, ЯГУ, 1990—2000-е гг.; А. Коноплева, ВИМС, 1980—1990-е гг. и др.). В массиве, коренные карбонаты которого в среднем содержат лишь немногие доли процента пентаоксида ниобия и в части поздних разновидностей их — до 2 мас.% TR_2O_3 [Багдасаров, 1997, 2001], представить себе наличие столь ураганных концентраций редких металлов в составе неких «карбонатсодержащих туфогенных пород», на наш взгляд, совершенно фантастично.

2. Что касается изотопных данных этих рудных образований и всей гаммы сопровождающих их гетерогенных пород — собственно КВ и их вторично измененных продуктов — для углерода, кислорода, серы, стронция, неодима [Покровский, 2001; и др.], действительно дающих чрезвычайно большие интервалы значений для каждого из этих элементов, то здесь, по нашему мнению, следует учитывать следующие обстоятельства. Во-первых, древний возраст коры выветривания (D_3 —C), во-вторых, ее двукратное захоронение в постериорный период, в эпохи P_{1-2} и J_{1-2} , и в-третьих, интенсивная гидротермальная переработка в те же периоды, которые привели к образованию постериорных «скальных» сидеритовых пород, внешне трудноотличимых от эндогенных карбонатов, при этом содержащих штокверковые выделения других карбонатов — родохрозита, Mn-анкерита, доломита, кальцита, с примесью гетита, сульфидов, в том числе галенита. Это способствовало весьма значительным изменениям первичных изотопных соотношений, присущих, с одной стороны, коренным щелочным силикатным породам и карбонатам, с другой — их первичным продуктам гипергенеза — «классическим» КВ, и, наконец, их эпигенетически измененным дериватам. Кроме того, отмечаемая в верхнепалеозойское — мезозойское время, по данным В.В. Ковальского [1969] — вплоть до конца юрского периода активизация магматической, интрузивно-экструзивной деятельности, связанной с внедрением трубочно-дайковой фации пикритов-альнеитов, эруптивных карбонатно-апатитовых пород и ряда других, в равной степени оказывала существенное влияние на изотопную геохимию этих пород. По существу, часть образований коры выветривания представлена гидротермально-метаморфизованными породами, практически неизвестными в других карбонатитовых комплексах. Расчеты изотопных равновесий, по материалам [Покровский, 2001], дают абсолютные температуры формирования парагенезисов, близкие к 200—250 °C, т.е. не имеющие ничего общего с условиями формирования зон классического гипергенеза. При этом, по всей вероятности, период гидротермальной переработки образований КВ охватывал весьма долгий период, возможно, продолжаясь до конца неогена; об этом, в частности, свидетельствуют данные изотопии свинца образцов галенита из прожилков этого минерала, найденного на границе КВ и подстилающих ее в данном участке пород пикритового состава. По мнению Е.В. Бибиковой (ГЕОХИ РАН), изотопные отношения свинца указывают на близкосоветственный возраст [Багдасаров, 1997]. Все эти обстоятельства, по всей вероятности, и объясняют огромные диапазоны колебаний изотопных отношений названных элементов, нетипичных для большинства других карбонатитовых массивов с развитыми на них чехлами КВ.

3. Вкратце характеризуя историю и последовательность формирования магматических пород Томтора, Н.В. Владыкин и Т.С. Торбеева [2005], неоднократно упоминают о существовании магмы «мелилит-ийолитового состава», от которой «отделилась карбонатитовая составляющая», и следы которой «уничтожены карбонатитовым процессом» (с. 1039). Согласно современным данным, наиболее ранними магматическими дериватами Томторского массива являлись якупирангит-мельтейгиты; возможно, в отдельных участках первые близки к типичным щелочным пироксенитам. Со всеми ими ассоциируют дайко- и линзообразные породы «рудного комплекса», монтчеллит- и пироксен-кальцитового состава с примесью апатита, флогопита, наложенных карбонатов — анкерита, доломита. Некоторые блоки этих пород представлены анхимономинеральными магнетитолитами, известными еще первым исследователям массива — Э.Н. Эрлиху, Г.И. Поршневу и др. в 1960-х годах, когда эти образования были вскрыты неглубоким бурением [Поршнев, Степанов, 1980]. На современном срезе по количественным соотношениям ийолит-мельтейгиты значительно уступают как более поздним сиенитам, так и карбонатам — примерно десятикратно в первом случае, и трехкратно — во втором; нефелин в их составе сильно изменен, однако, в целом они отнюдь не целиком ассимилированы или «уничтожены» карбонатитами. Во всех этих породах никаких реликтов мелилита пока не обнаружено. Этот минерал, в настоящее время нацело замещенный «гидромелилитовым агрегатом», встречен в пределах массива лишь в составе единичных некрупных тел дайкотрубочной фации альнеитового состава. Никаких прямых данных о существовании «мелилит-нефелиновой магмы» в истории формирования томторских пород нет. Заметим, кстати, что в современной номенклатуре щелочных магматических пород данный «обобщенный» термин неупотребителен. Так, в составе комплексов Маймеча-Котуйской провинции мелилитовые магматические породы отчетливо предшествуют мельтейгит-ийолитам [Егоров, 1991]. Небольшие блоки мелилитовых пород и содержащие нефелин — окаиты, отчасти кугдиты массивов Кугда, Кара-Мени и некоторых других относятся именно к семейству мелилититов. В массивах Карело-Кольской провинции взаимоотношения (в

том числе и возрастные) этих двух типов пород сходны, хотя и остаются в ряде случаев дискуссионными; в массивах Восточных Саян мелилитовые породы, чаще выступающие как высокотемпературные метасоматиты, развиваются по ийолит-мельтейгитам и докарбонатитовым породам пикритового семейства [Багдасаров, 1997].

Н.В. Владыкин [Владыкин, Торбеева, 2005; Владыкин, 2007], неоднократно подчеркивавший нехарактерность присутствия мелилита и полный «запрет» такового для нефелина в лампроитовых комплексах, впадает, думается, в явное противоречие, одновременно утверждая о широком развитии на Томторе лампроитовых пород различных геологических фаций, и существовании значительных объемов мелилитсодержащих магматических пород, т.е. образований типично Na-специализации, с высоким содержанием нефелина. Напомним, что, по данным [Егоров, 1991], отношение K_2O/Na_2O в кудгитах и окаитах Маймеча-Котуйской провинции составляет 0.38, что характерно и для томторских ийолит-мельтейгитов, и совершенно не сходно с этим параметром сиенитов, пикритов и слюдистых карбонатитов массива (см. таблицу) [Багдасаров, 1997; Поршнева, Степанов, 1980]). Мелилитсодержащие альпэиты развиты главным образом за пределами массива, на Уджинском поднятии, в районах Прианабарья и др. [Ковальский и др., 1969; Шпунт и др., 1991].

Страницей ниже ([Владыкин, Торбеева, 2005], с. 1041) читаем о «карбонатитовой магме, которая в магматическом очаге отделилась, возможно, от лампроитовой». Ранее, однако, ни о какой исходной лампроитовой магме не говорилось, и таковой признавались лишь магматические дериваты, питавшие более поздние «силлы и дайки пикритов», пересекавшие ранние карбонатиты; лишь «поздние карбонатиты», возможно, оказываются «отделившимися от лампроитовой магмы».

Подчеркнем, что именно поздние карбонатиты Томтора содержат наиболее высокие количества ниобия и TR [Багдасаров, 1997, 2001]. Отделение этих фракций от «лампроитовой магмы», являющейся, согласно общепризнанным данным [Богатиков и др., 1991], весьма бедной карбонатом, притом с повышенным значением Zr/Nb и, соответственно, низкими количествами ниобия также представляется весьма маловероятным.

Данный пример сложнопротиворечивых суждений авторов [Владыкин, Торбеева, 2005], совершенно не подкрепленных фактическим материалом, вряд ли позволит читателю уяснить их генетическую позицию о последовательности образования всех названных пород массива и их связях, и, тем более, убедиться в ее правотности.

4. О возрастных границах формирования некоторых пород массива Томтор частично уже говорилось. Подчеркнем, что о чрезвычайно большом возрастном диапазоне формирования массива — более полумиллиарда лет (от 800 до 200 млн) указывалось во многих других работах. Полагаем, что это явилось следствием некорректного анализа геохронологических данных и явной неточности формулировок. Исходные преобладающие в данное время породы — ийолит-мельтейгиты, часть сиенитов и флогопитсодержащих карбонатитов, и образования «рудного комплекса» — флогопитсодержащие магнетитолиты и некоторые другие — сформированы в интервал, достаточно обычный для карбонатитовых массивов крупных размеров, в период 800—600 млн лет (по данным А.Р. Энтина и др. [1990] и наших, лабораторий ИМГРЭ и ИГЕМ РАН, 1980—1990-е гг.) [Багдасаров, 1997, 2001]. Напомним, что значительно меньшие по размерам массивы Восточных Саян, близкого геологического возраста, сформированы в период 690—555 млн лет (Белозиминский), 625—590 млн лет — два других и Ярминская зона даек пикритов, карбонатитов и силикатно-карбонатных пород [Багдасаров, 1997]. Все более поздние датировки, указывавшие на палеозойский (PZ_{2-3}) и еще более молодой возраст пород Томтора касаются исключительно пород пикритового семейства, посткарбонатитового возраста, реже жильных сиенитоподобных пород и поликарбонатно-апатитовых брекчий (300 ± 50 —70 млн лет) [Багдасаров, 1997, 2001]. Многочисленные гидротермальные процессы, приводившие к своеобразному «гидротермальному метаморфизму» пород, первично принадлежавшим к неизменным продуктам выветривания (собственно КВ), датируются еще более поздним временем, согласно приведенным выше источникам. Мы склонны допускать, что часть всех этих образований могли прорываться и типично интрузивными (экструзивными) силикатными породами пикритоальпэитового состава. Скорее всего, в ходе более детальных исследований такие взаимоотношения эндогенных и измененных экзогенных пород будут выявлены. Поэтому корректнее говорить об огромном интервале проявления разнообразных магматических, метасоматических и чисто гидротермальных процессов формирования всех пород Томтора, подчеркивая, что основная масса их силикатных разновидностей и карбонатитов сформирована в ходе значительно меньшего интервала геологического времени.

5. В заключительной части статьи Н.В. Владыкин и Т.С. Торбеева [2005] рассмотрели вопрос о первичном источнике алмазов россыпи на р. Эбелях, верховья притоков которой примыкают к западной периферии массива Томтор. Коренной источник этих алмазов остродискуссионен и пока не известен, так как типичных алмазоносных кимберлитов или иных пород, которые потенциально могли бы содержать алмазы, в этом районе нет. На протяжении многих десятков лет, с момента открытия их геологом Аэро-

треста М. Васильевой, эти россыпи, веерообразно расходящиеся по притокам ряда рек, начинающихся по склонам возвышенности, занятой массивом, связывали именно с трубками предполагаемых кимберлитов, ассоциирующих с щелочными породами комплекса. Об этом, в частности, автору говорил главный геолог (1980-е гг.) Якутскуправления Е.Д. Черный. Собственно, разведка на массиве началась с поискового бурения на предполагаемые трубки этих пород, оказавшиеся неалмазоносными пикрит-альнѐитами. Эти работы привели к выявлению богатейших редкометалльных КВ и их продуктов.

Автор данной статьи не занимался ни проблемами генезиса алмазов, ни вопросами их транспортировки, аккумуляции или переотложений и др., и не считает возможным высказывать какие-либо собственные суждения на этот счет. Однако ряд гипотетических предположений, изложенных Н.В. Владыкиным и Т.С. Торбеевой в обсуждаемой работе [2005], в равной степени не могут не вызвать серьезных возражений.

1. Массив Томтор не следует относить к потенциально алмазоносным, поскольку его пересекают или находятся в ближайшей периферии от его контактов неалмазоносные пикриты, реже альнѐиты. Находка более 30 лет назад единственного мельчайшего кристалла алмаза в одной из таких трубок на периферии массива, не позволяет ощутимо ревизовать сказанное. Известно, что ультраакцессорная алмазоносность весьма широко распространена в районах Северной Сибири — Якутии и Красноярского края, в составе самых различных и коренных, и гипергенных пород.

2. Нет никаких прямых данных существования на месте нынешнего гигантского (для комплексов УЩК-типа) массива гипабиссальной (возможно приповерхностной) фации глубинности, столь же огромного вулканического аппарата, туфопепловые отложения которого распространялись бы на сотни километров [Владыкин, Торбеева, 2005, с. 1048]. Как уже говорилось, после девонско-каменноугольной эпохи денудации и корообразования, массив дважды захоронялся породами различного состава — мергелисто-буроугольными в пермское и песчанистыми в юрское время. Справедливости ради упомянем, что, по данным ряда геологов, в составе пермских отложений отмечается примесь пеплового материала, однако, никаких признаков наличия корней мощного вулканического аппарата ни в карбонатитовом ядре, ни в окружающих его щелочных силикатных пород не имеется. Это касается, в том числе, и утверждений авторов о наличии «эффузивных потоков» и типичных «вулканитов» в толщах осадочных пород, перекрывающих коренные образования массива.

3. Подобно тому, что мы уже говорили о «туфопепловой» природе редкометалльного (Nb-REE) оруденения в породах, большинством исследователей относимых к толще регенерированной КВ, столь же неправдоподобно звучат утверждения Н.В. Владыкина о пепловой природе алмазоносных пород, якобы разномасштабных томторским «вулканом» на огромные расстояния, и затем сконцентрированных в четвертичных аллювиальных отложениях р. Эбелях.

Палеоповерхности могла достигать лишь часть тел экструзивных пикритов-альнѐитов, ныне представленных брекчиевидными фациями этого состава, не содержащими ощутимых количеств ниобия и REE, и практически совершенно лишенные алмазоносности. Возможно, что именно им и принадлежит часть пеплового материала, фиксируемого ныне в составе пермских и юрских отложений, целиком перекрывающих образования КВ карбонатитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выводы рассматриваемых работ Н.В. Владыкина [Владыкин, Торбеева, 2005; Владыкин, 2007] о возможности отнесения пород пикритового состава массива Томтор к «лампроитовому семейству» как с геологических, так и минералого-геохимических позиций представляются нам бесосновательными.

По всей вероятности, увеличение популярности лампроитов в современной петрологии и практической геологии, прежде всего, в связи с их уникально высокой алмазоносностью на примере австралийских объектов, рост их бесспорно идентифицируемых находок на всех континентах приводит, наряду с увеличением числа публикаций о них, к тенденции всячески расширять употребление этого термина, распространяя его на объекты иного состава и иных, несвойственных лампроитам геологических особенностей. Подобные случаи, вообще говоря, не столь редки, и наблюдаются и в отношении других петрографических типов пород и связанного с ними оруденения, например, в отношении карбонатитов, что отражено в современной литературе о них.

В равной степени, нельзя согласиться и с рядом выводов и положений Н.В. Владыкина и Т.С. Торбеевой [2005] в отношении петрогенетических и геологических особенностей формирования и строения массива Томтор, противоречащих фактическому материалу.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев Ю.А. Карбонатиты мурунского ультракалиевого щелочного комплекса (северо-западная часть Алданского щита) // Геология и геофизика, 1982 (9), с. 62—68.

Багдасаров Ю.А. Геохимические особенности карбонатитов и сопровождающих их силикатных пород щелочно-карбонатитового массива Томтор (Вос. Прибайкалье, Якутия) // Геохимия, 1997, № 1, с. 10—20.

Багдасаров Ю.А. Металлогения карбонатитовых комплексов России // Металлогения магматических комплексов внутриплитовых геодинамических обстановок. М., Геос, 2001, с. 128—506.

Лампроиты / Ред. О.А. Богатиков. М., Наука, 1991, 302 с.

Владыкин Н.В. Петрология и рудоносность К-щелочных комплексов Монголо-Охотского ареала магматизма: Дис. в форме научного доклада ... д.г.-м.н. Иркутск, Ин-т геохимии СО РАН, 1997, 80 с.

Владыкин И.В. Уникальный Мурунский массив ультракалиевых агапитовых щелочных пород и карбонатитов — магматизм в генезис // Прикладная геохимия. Вып. 7, кн. 2. М., ИМГРЭ, 2005, с. 124—143.

Владыкин Н.В. Лампроиты — классификация и формационные типы // Щелочной магматизм Земли и его рудоносность. Международное (страна СНГ) совещание (г. Донецк). Киев, 2007, с. 46—50.

Владыкин Н.В., Торбеева Т.С. Лампроиты Томторского массива (Восточное Прианбарье) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (10), с. 1038—1049.

Воробьев Е.И. Sr-Ba-карбонатиты Мурунского массива // Геология рудных месторождений, 2001, т. 43, № 6, с. 524—539.

Егоров Л.С. Ийолит-карбонатитовый плутонизм. М., Наука, 1991, 260 с.

Ковальский В.В., Никишов К.Н., Егоров О.С. Кимберлитовые и карбонатитовые образования восточного и юго-восточного склонов Анабарской антеклизы. М., Наука, 1969, 289 с.

Лапин А.В. Проблема конвергентности пород карбонатит-кимберлитовой группы формаций // Карбонатиты и кимберлиты. М., НИА—Природа, 2005, с. 164—227.

Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм (по данным изотопной геохимии): Автореф. дис. ... д.г.-м.н. М., 2001, с. 1—47.

Поршнев Г.И., Степанов Л.Л. Геологическое строение и фосфатность массива Томтор // Щелочной магматизм и апатитность севера Сибири. Л., НИИГА, 1980, с. 84—100.

Секерин А.П., Меншагин Ю.В., Лаценов В.А. Присянская провинция высококалиевых щелочных пород и лампроитов // Докл. РАН, 1995, т. 342, № 1, с. 82—86.

Шпунт Б.Р., Брахфогель Ф.Ф., Шамшина Э.А. Состав и петрохимические особенности щелочно-ультраосновных пород Уджинского поднятия (север Сибирской платформы) // Изв. АН СССР, сер. геол., 1991, № 8, с. 68—80.

Энтин А.Р., Зайцев А.И., Ненашев Н.И., Василенко В.Б., Орлов А.Н., Тянь О.А., Ольховик Ю.А., Ольштынский С.П., Толстов А.В. О последовательности геологических событий, связанных с внедрением Томторского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (Северо-Западная Якутия) // Геология и геофизика, 1990 (12), с. 42—50.

Jaques A.L., Lewis J.D., Smith C.B. The kimberlites and lamproites of West Australia // Geol. Surv. W. Australia. Bull., 1986, v. 132, 268 p.

*Рекомендована к печати 24 октября 2008 г.
Г.В. Поляковым*

*Поступила в редакцию
2 сентября 2008 г.*