

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ПЕРИДОТИТ-ГАББРОВЫХ МАССИВОВ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ, СОСТАВЫ ИСХОДНЫХ РАСПЛАВОВ И ИХ ЭВОЛЮЦИОННЫЙ ТРЕНД

П.А. Балыкин, А.В. Лавренчук, Т.Е. Петрова

Институт геологии Сибирского отделения РАН

630090, Новосибирск, просп. акад. Коптюга, 3

E-mail: balykin@uiggm.nsc.ru

Поступила в редакцию 1 июля 2003 г.

На основе использования метода систематики магматических ассоциаций по вещественному составу, полибарических фазовых диаграмм Т.Н. Ирвина, высокobarической модельной системы Fo-Di-Py Б.Т. Дэвиса и Д.Ф. Шейрера, численного моделирования кристаллизации исходных расплавов по программам «Comagmat-3,3» и «Pluton», уравнений регрессии Ф. Альбаредиа проведена формационная типизация перidotит-габбровых массивов, оценка составов исходных расплавов, глубин выплавления и режимов их кристаллизации. При типизации по вещественному составу перidotит-габбровые массивы были подразделены на семь типов: 1) дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый и дунит-верлит-вебстерит-габброноритовый; 2) габбро-клинопироксенит-дунитовый; 3) верлит-клинопироксенит-троктолит-габбровый; 4) дунит-троктолит-габбровый; 5) оливинит-троктолит-габбровый, оливинит-лерцолит-габброноритовый и троктолит-анортоситовый; 6) дунит-лерцолит-вебстерит-габброноритовый и 7) дунит-гарцбургит-бронзитит-габброноритовый. Оценено, что исходные расплавы массивов варьировали по составу от оливинных базальтов до оливинных пикробазальтов, кристаллизовавшихся в интервале давлений от 6 до 1 кбар, температурах – 1530–1100°C и активности кислорода, задаваемых буферами от вюстит-магнетитового до кварц-фаялит-магнетитового. Выплавление расплавов происходило при давлениях от 36 до 9 кбар, температурах – 1560–1200°C. Выявлен эволюционный тренд, сводящийся к смене архейско-раннепротерозойских массивов с ортопироксеновым составом пород протерозойско-фанерозойскими с преобладающими среди них массивами с оливин-плагноклазовым и оливин-клинопироксеновым уклонами состава дифференциатов.

Ключевые слова: *перidotит-габбровые массивы, систематика, формационный тип, исходный расплав, моделирование процесса кристаллизации исходных расплавов, эволюционный тренд.*

FORMATIONAL TYPES OF PERIDOTITE-GABBRO MASSIFS OF INTRACONTINENTAL MOBILE BELTS, COMPOSITIONS OF THEIR INITIAL MELTS, AND THEIR EVOLUTION TREND

P.A. Balykin, A.V. Lavrenchuk, T.E. Petrova

Institute of Geology, Siberian Branch of RAS

To distinguish formational types of peridotite-gabbro massifs and to evaluate compositions of initial melts, melting depths, and regimes of their crystallizations, the following methods were used: Systematization of magmatic associations according to material composition, T.N. Irvine multi-pressure diagrams, high-pressure model system Fo-Di-Py by B.T.C. Davis and J.F. Schairer, numerical simulation of initial melt crystallization using the “Comagmat-3,3” and “Pluton” programs and F. Albaredia regression equations. In typification based on material composition, the peridotite-gabbro massifs were divided into seven types: (1) dunite-wehrlite-clinopyroxenite-gabbro and dunite-wehrlite-websterite-gabbronorite, (2) gabbro-clinopyroxenite-dunite, (3) wehrlite-clinopyroxenite-troctolite-gabbro, (4) dunite-troctolite-gabbro, (5) olivinite-troctolite-gabbro, olivinite-lherzolite-gabbronorite, and troctolite-anortosite, (6) dunite-lherzolite-websterite-gabbronorite, and (7) dunite-harzburgite-bronzite-gabbronorite. It is estimated that the initial melts of massifs varied in composition from olivine basalts to olivine picobasalts crystallized at 6 to 1 kbar and 1530–1100°C and under oxygen activity determined by buffers from wuestite-magnetite

to quartz-fayalite-magnetite; the magma was melted at 36 to 9 kbar and 1560–1200°C. An evolution trend has been recognized, which is reduced to a change of the Archean-Early Proterozoic massifs with orthopyroxene composition of rocks by Proterozoic-Phanerozoic ones which are dominated by massifs with olivine-plagioclase and olivine-clinopyroxene trends of composition of differentiates.

Key words: *peridotite-gabbro massifs, systematics, formational type, initial melt, modeling of initial melt crystallization, evolution trend.*

Введение

Габброидные массивы развиты в различных геологических структурах и варьируют по составу от контрастно дифференцированных перидотит-габбровых до существенно габброидных, габбро-анортозитовых, габбро-монцодоритовых и сиенит-габбровых. С ними сопряжены рудопроявления и месторождения сульфидных медно-никелевых и медных руд, платиноидов, ильменит-титаномагнетитовых, ванадиевых и магнетитовых руд, магнезитового, глиноземистого и апатитового сырья. В ряду габброидных массивов перидотит-габбровые плутоны существенно обособляются своим контрастно дифференцированным внутренним строением, вариациями состава слагающих их пород от дунитов до анортозитов, феррогабброидов и диоритов, ведущей сульфидной медно-никелевой металлогенической специализацией. Большинство перидотит-габбровых массивов формировалось преимущественно на ранних и средних этапах становления внутриконтинентальных подвижных поясов из расплавов, возникающих при значительных степенях плавления мантийных субстратов и, соответственно, наследуют их вещественные характеристики. Поэтому они могут использоваться для оценки составов мантийных субстратов и реконструкции эволюции становления вмещающих их структур. К настоящему времени накоплена обширнейшая информация по их составу, строению, геодинамическим условиям формирования, эволюции, генезису и рудоносности. При этом вопросам корреляции, классификации и формационной типизации перидотит-габбровых массивов явно уделялось и уделяется недостаточное внимание, а имеющиеся классификационные схемы существенно отличаются друг от друга [Балыкин, 1990, 2002; Кривенко, 1984; Магматические горные..., 1983, 1985; Поляков и др., 1987; Фролова, Бурикова, 1997; Besson et al, 1979; Naldrett, Cabri, 1976].

Этой проблеме с последующей оценкой составов исходных расплавов типизированных перидотит-габбровых массивов, глубин их выплавки и анализа эволюции во времени посвящена данная статья с решением следующих задач:

1. Типизировать по вещественному составу перидотит-габбровые массивы на основе методики, разработанной в Институте геологии и геофизики СО АН СССР [Кузнецов и др., 1976; Белоусов и др., 1982] и адаптированной применительно к ультрамафит-мафитовым ассоциациям [Кривенко, 1984; Балыкин, 1990] с выявлением их типоморфных вещественных характеристик.

2. Оценить составы исходных расплавов для наиболее изученных массивов различных типов на основе численного моделирования кристаллизации рассчитанных вариантов составов расплавов с применением программных комплексов «Comagmat-3,3» [Ariskin et al, 1993] и «Pluton» [Лавренчук и др., 2002]. С целью выявления наиболее реальных составов исходных расплавов моделировалось для каждого из анализируемых массивов не менее трех их рассчитанных вариантов.

3. Оценить температуры и давления, при которых происходило выплавление родоначальных расплавов на основе использования уравнений регрессии Ф. Альбаредиа (Albarede, 1992).

4. Выявить эволюцию и характер проявления во времени различных типов перидотит-габбровых массивов.

Основой для решения этих задач явился статистически представительный, сформированный авторами статьи, пакет аналитических (преимущественно петро- и геохимических) данных по перидотит-габбровым массивам различных регионов мира. Для обработки цифровой информации применен комплекс программ: многомерный кластерный анализ, пересчет составов на высокobarический минеральный парагенезис и по методике Т.Н. Ирвина, численное моделирование кристаллизации исходных

расплавов на основе программных комплексов «Comagmat-3,3» и «Pluton», уравнения регрессии Ф. Альбаредиа.

Методика исследований

Формационная типизация перидотит-габбровых массивов основывалась на использовании метода систематики магматических ассоциаций по вещественному составу, разработанного в Институте геологии и геофизики СО АН СССР (г. Новосибирск) [Кузнецов и др., 1976; Белоусов и др., 1982]. Схема систематики сводилась к следующей последовательности: 1) выявлению композиционных петрохимических структур перидотит-габбровых массивов с выделением и статистической оценкой состава дискретных петрографических групп, имеющих котектическую природу; 2) типизации и систематике перидотит-габбровых массивов по набору выделенных петрографических групп, порядковому соотношению их объемов, принадлежности к тому или иному классу с одним и тем же набором петрохимических характеристик.

Оценка составов исходных расплавов для габброидных массивов обычно проводится по их закалочной фации либо путем расчета средневзвешенного состава пород. Обе методики имеют ряд недостатков. При оценке состава исходного расплава по закалочной фации плутона устойчивы искажения из-за обогащенности этих пород кремнеземом, титаном и щелочами вследствие миграции этих компонентов к контактовым участкам магматической камеры на этапе докристаллизационной дифференциации [Габброидные формации..., 1990]. При оценке исходного состава расплава путем расчета средневзвешенного состава пород плутонов могут быть допущены погрешности, если опробование произведено не по всему разрезу, либо в последующих расчетах искажены реальные количественные соотношения между группами пород слагающими массивы. В этом случае необходимо использовать какой-либо иной критерий для оценки правильности сделанных расчетов. Одним из таких критериев является расчет коэффициента распределения железа и магния между ликвидусным оливином и расплавом ($K_D = (FeO/MgO)_{ol} / (FeO/MgO)_{melt}$), который в базальтовых субпикритовидных и ультраосновных расплавах варьирует в пределах 0,3–0,4 [Ионов, Абрамов, 1983; Green, 1975; Roeder, Emslie, 1970].

Использована следующая методика оценки составов исходных расплавов анализируемых перидотит-габбровых массивов. В случае наличия данных по составу закалочных фаций плутонов проводилось численное моделирование их кристаллизации с отбраковкой тех из них, для которых величина K_D не укладывается в интервал 0,3–0,4. Как уже отмечалось, расчет средневзвешенных составов пород массивов является обычно однозначно нерешаемой задачей и в большинстве случаев, вследствие отсутствия данных по всему разрезу магматических тел, трудно реализуемой проблемой. Опыт такого рода расчетов для хорошо изученных по всему разрезу Иоко-Довыренского и Лукиндинского дунит-троктолит-габбровых массивов Байкало-Становой складчатой системы показал, что их исходные расплавы отвечали составу высокоглинозёмистых пикробазальтов [Балыкин и др., 1986]. Этот вывод был основан на численном моделировании процесса кристаллизации пятнадцати вероятных составов исходных расплавов для Лукиндинского массива и четырёх – для Иоко-Довыренского по программе Х.Д. Натана и С.К. Ванкирка [Nathan, Van Kirk, 1978]. Расчет вариантов составов исходных расплавов проводился суммированием различных количественных соотношений петрографических групп с шагом в 10 об.%. Моделировались по этой программе только те составы, для которых величина $K_D = 0,3–0,4$.

Пересчет средних составов петрографических групп анализируемых перидотит-габбровых массивов на высокобарический минеральный парагенезис с последующим пересчетом в координаты Di-Fo-Py показал, что составы меланогабброидов и пироксенитов, по сравнению с другими петрографическими группами, наиболее приближаются или совмещаются с котектическими линиями или точкой эвтектики [Балыкин, 2002] (рис. 1) в модельной системе Б.Т. Дэвиса и Д.Ф. Шейпера [Davies, Schairer, 1965]. Основываясь на этом и на ранее проведенных расчетах по Иоко-Довыренскому и Лукиндинскому массивам, кроме составов закалочных фаций плутонов, брались средние составы меланогабброидов и пироксенитов и приближающиеся к ним средние составы из ультрамафитовой и мафитовой групп пород, либо их усреднённые значения с отбраковкой их по величине K_D .

Численное моделирование процессов кристаллизации выбранных вариантов составов исходных расплавов перидотит-габбровых мас-

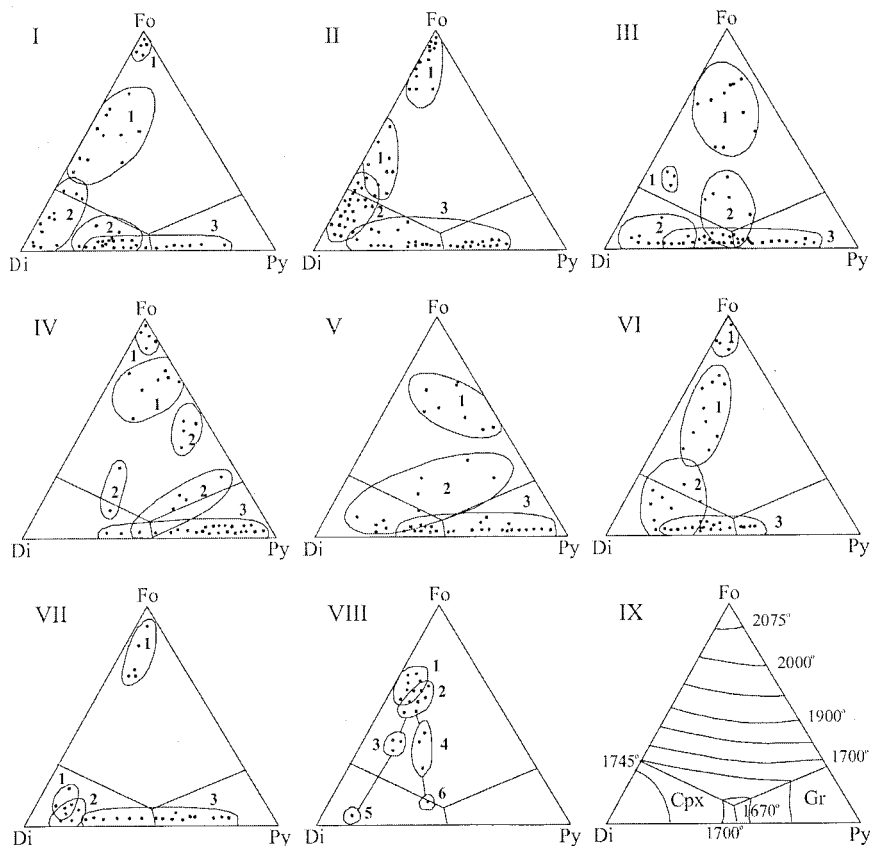


Рис. 1. Вариации средних составов петрохимических групп пород (1–3) различных типов перидотит-габбровых массивов и мантийных нодулей в координатах Di–Fo–Py [Davies, Schairer, 1965].

I–VII – Формационные типы перидотит-габбровых массивов: I – дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый и дунит-верлит-вебстерит-габброноритовый; II – габбро-клинопироксенит-дунитовый; III – верлит-клинопироксенит-троктолит-габбровый; IV – дунит-троктолит-габбровый; V – оливинит-троктолит-габбровый, оливинит-лерцолит-габброноритовый и троктолит-анортозитовый; VI – дунит-лерцолит-вебстерит-габброноритовый; VII – дунит-гарцбургит-бронзитит-габброноритовый. 1–3 в I–VII – петрохимические группы пород: 1 – ультрамафитовая, 2 – субультрамафитовая, 3 – мафитовая и субмафитовая. VIII – Составы мантийных нодулей: 1 – богатые оливином гранатсодержащие перидотиты; 2 – гранатовые перидотиты; 3 – гранат-оливиновые пироксениты; 4 – оливин-гранатовые пироксениты; 5 – гранатсодержащие бронзититы; 6 – эклогиты). IX – Модельная система форстерит-диопсид-пироп при 40 кб с точкой эвтектики состава $Di_{47}Fo_6Py_{47}$ [Davies, Schairer, 1965].

сиров проводилось на основе программных комплексов «Comagmat-3,3» и «Pluton». Использование этих программ преследовало прежде всего цель выбрать из анализируемых вариантов составов исходных расплавов тот, при моделировании процесса кристаллизации которого реализуется наибольшее приближение модельных и реально установленных парагенезисов и последовательности их формирования. При этом оцениваются модельные характеристики режимов кристаллизации исходных расплавов (давление, активность кислорода, интервалы температур кристаллизации и т.д.).

При применении перечисленных про-

граммных комплексов следует учитывать следующее. Особенностью программного комплекса «Comagmat-3,3» являются, как минимум, два ограничения, определяющие область её использования только составами толситовых базальтоидов. Первое ограничение – фиксированное количество минеральных фаз (оливин, плагиоклаз, авгит, ортопироксен, пижонит, магнетит и ильменит) и возможность моделирования либо только с ортопироксеновой или с пижонитовой фазой. Второе ограничение сводится к отсутствию возможности заменять вид уравнений геотермометров. Эмпирические геотермометры программного комплекса «Comagmat-3,3» при

калибровке по данным закалочных экспериментов воспроизводят ликвидусную температуру минералов в 70 % случаев с точностью 10°C, состав кристаллизующейся фазы воспроизводится с точностью порядка 2 % (для плагиоклаза – 2,8 %) [Арискин, Бармина, 2000].

Особенностью программы «Pluton» является отсутствие ограничений на количество минеральных фаз и вид уравнений геотермометров, а также возможность одновременно анализа трёхпироксеновой (авгит, ортопироксен, пижонит) системы. Ограничения и специфика программы следующие: нет возможности расчёта закрытой по кислороду системы; использование мольных концентраций компонентов в файле вынуждает проводить дополнительные пересчёты составов.

По порядку точности геотермометры, используемые в программе «Pluton», сопоставимы с геотермометрами программного комплекса «Comagmat-3,3». В качестве характеристики, определяющей точность расчета искомого параметра (температура выхода минерала на ликвидус и его состав) используется корень из среднего квадрата отклонения расчетного значения параметра от его реального (установленного в эксперименте) значения:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum (x_{solved} - x_{real})^2}, \text{ где } n \text{ количество экспериментов, использованных для построения геотермометра; } x_{solved} \text{ – расчетное значение искомого параметра; } x_{real} \text{ – реальное (установленное в эксперименте) значение этого параметра.}$$

Эта характеристика является стандартным отклонением оценки искомого параметра. При калибровке геотермометров были получены следующие значения:

Оливин ($n = 608$)

Параметр	T, K	Fo, mol %	Fa, mol %
σ	11	1,3	1,3

Плагиоклаз ($n = 300$)

Параметр	T, K	An, mol %	Ab, mol %
σ	11	3,1	3,1

Авгит ($n = 279$)

Параметр	T, K	En, mol %	Fs, mol %
σ	11	2,8	2,2

	Wo, mol %	Псевдокорунд, mol %
	2,5	2,1

Ортопироксен ($n = 82$)

Параметр	T, K	En, mol %	Fs, mol %
σ	13	2,4	2,1

	Wo, mol %	Псевдокорунд, mol %
	1	1,6

Пижонит ($n = 126$)

Параметр	T, K	En, mol %	Fs, mol %
σ	10	2,6	2
	Wo, mol %	Псевдокорунд, mol %	
	2,2	1,2	

Следует отметить, что разработанные для программы геотермометры включают, по сравнению с программой «Comagmat-3,3», значительно большее (в 6–10 раз) количество экспериментов, что повышает надёжность моделирования.

Численное моделирование процесса кристаллизации рассчитанных вариантов составов исходных расплавов проводилось для наиболее изученных перидотит-габбровых массивов различных формационных типов. Для каждого из выбранных массивов моделировалась кристаллизация не менее трёх вариантов составов, оцененных с использованием диаграммы Di-Fo-Py, а также, в случае наличия данных по составу закалочных фаций плутонов, и этих составов.

Формационные типы перидотит-габбровых массивов и их структурное положение

Перидотит-габбровые массивы на основе анализа их композиционных петрохимических структур с выявлением и статистической оценкой состава дискретных петрографических групп, последующей типизацией массивов по набору петрографических групп, порядковому соотношению их объемов и принадлежности к тому или иному классу с одним и тем же набором вещественных характеристик подразделены на семь формационных типов (табл. 1). Такое количество типов перидотит-габбровых массивов почти совпадает с количеством вариантов кристаллизации базальтоидных расплавов ($n=6$) с оливином в качестве первой ликвидусной фазы [Эволюция изверженных ..., 1983]. Согласно разработанным рабочим схемам петрохимических классификаций пород и их дискретных групп [Белюсов и др., 1982; Кривенко, 1984] большинство петрографических групп этих массивов характеризуются умеренномагниевым, низкотитанистым, низкощелочным, высоконатриевым уклоном и широко варьируют по глиноземистости. По этим характеристикам перидотит-габбровые массивы принципиально отличаются от пироксенит-габбровых, сиенит-габбровых, габбро-монцодиоритовых и существенно габброидных, характеризующихся железомagneйным, средне-высокотитанистым, субщелочным, умереннонатриевым или ка-

Таблица 1

Формационные типы перидотит-габбровых массивов и свойственный им порядок формирования породобразующих минералов

<p>1. а) Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровые и б) дунит-верлит-вебстерит-габброноритовые массивы: кумулятивный комплекс офиолитовой ассоциации Бей-Оф-Айлендс Северной Америки; Бураковско-Аганоозёрский Карелии; Карашатский и Среднетерсинский Южной Сибири; кумулятивный комплекс офиолитовой ассоциации Дарив Монголии; Тамватнейский и Чирынайский Северо-Востока России; Мессингский Южной Африки; кумулятивные комплексы офиолитовых ассоциаций Троодос Кипра; Семайл Аравийского полуострова; Сартале Памира и другие.</p> <p>а) Ол+Шп→Ол+МП ± РП→МП ± Ол,РП,Пл→Пл+МП ± Ол,РП б) Ол+Шп→Ол+МП ± РП→МП+РП ± Ол,Пл→Пл+МП+РП ± Ол</p>
<p>2. Габбро-клинопироксенит-дунитовые массивы: Нижнетагильский, Денежкин Камень и другие Урала; Блашке-Айлендс, Юнион-Бей и другие Юго-Восточной Аляски; Аталыкский, Дугдинский и другие Южной Сибири; Кондёрский, Чадский и другие Алданского щита; Лак-Дес-Айлс Северной Америки и другие.</p> <p>Ол+Шп→Ол+МП ± РП,Пл→МП±Пл,Ол,РП→МП+Пл±Ол,РП,Ам</p>
<p>3. Верлит-клинопироксенит-троктолит-габбровые массивы: Ильдеусский и Лучанский Юго-Восточной Сибири; Шильдырхейский Юго-Западного Забайкалья; Кхаокуэ и Чинанг Северного Вьетнама; Рамский Шотландии; Марум офиолитовой ассоциации Папуа Новой Гвинеи; Гишунский Памира и другие.</p> <p>Ол ± Пл,Шп →МП+Ол ± Пл→Ол+Пл ± МП→Пл+МП ± Ол,РП</p>
<p>4. Дунит-троктолит-габбровые массивы: Иoko-Довыренский и Маринкинский Северного Прибайкалья и Забайкалья; Лукиндинский Юго-Восточной Сибири; Кокпектинский Кемпирсайской офиолитовой ассоциации Южного Урала; Нуйенчу Северного Вьетнама; Салт-Крик Австралии; Старе Ранско Чехии и другие.</p> <p>Ол+Шп±МП,Пл→Ол+МП±Пл→Ол+Пл±МП→Пл+Ол+МП±РП→Пл+МП±Ол,РП→Пл+МП+РП±Ол</p>
<p>5. а) Оливинит-троктолит-габбровые, б) оливинит-лерцолит-габброноритовые массивы и в) троктолит-анортозитовые массивы: Запевалихинский Южной Сибири; Баян-Цаганский, Номгонский и другие Монголии; Заоблачный и Исполинский Северного Забайкалья; Нуйчуа и другие Северного Вьетнама; Скеергардский и другие Гренландии; Мак-Инч Западной Австралии; Киглапсйт, Дулутский и другие Северной Америки и так далее.</p> <p>а) Ол±МП,Пл→Ол+Пл±МП→Пл+МП±Ол,РП→Пл+МП+РП±Ол б) Ол±МП, РП,Пл→Ол+МП+РП±Пл→Пл+МП+РП±Ол в) Ол±Пл,МП→Ол+Пл±МП,РП→Пл+МП±РП,Ол→Пл±МП,РП,Ол</p>
<p>6. Дунит-лерцолит-вебстерит-габброноритовые массивы: Нижнемамоновский и Подколдновский Воронежского кристаллического массива; Федоровы, Панские Тундры, Мончетундровский и другие Кольско-Карельского региона; Садбери и другие Северной Америки; Чайский и другие Северного Забайкалья и другие.</p> <p>Ол+Шп±МП,РП,Пл→Ол+МП+РП ± Пл→МП+РП ± Ол,Пл→Пл+МП+РП± Ол</p>
<p>7. Дунит-гарцбургит-бронзитит-габброноритовые массивы: Бушвельдский, Великая Дайка и Лосбергский Южной Африки; Стиллуотерский, Маскокский и другие Северной Америки; Мончегорский, Киваккский и другие Кольско-Карельского региона и другие.</p> <p>Ол+Шп±РП,МП→Ол+РП±МП,Пл→РП+МП±Ол,Пл→Пл+РП+МП±Ол</p>

лиево-натриевым уклоном пород [Поляков и др., 1987]. В составе массивов обособляется до четырех дискретных петрохимических групп (ультрамафитовая, субультрамафитовая, мафитовая и субмафитовая), отвечающие соответственно следующим петрографическим группам: 1) дуниты и перидотиты, 2) пироксениты и оливиновые меланогабброиды, 3) мезократовые габброиды, 4) лейкогабброиды и анортозиты. Наряду с этими группами пород в большинстве перидотит-габбровых массивов обособляются в самостоятельные совокупности хромитовые, магнетит-ильменитовые, сульфидные медно-никелевые руды и обогащенные рудными минералами породы (так называемые феррогаббро, ферродиориты и так далее), а также породы субщелочного, щелочного или кислого состава (например, хромитовые и титаномагнетитовые руды, и проблематичные по генезису гранофиры в Бушвельдском лополите). Тренды изменчивости химических составов пород выделенных формационных типов массивов в координатах $MgO-CaO-Al_2O_3$, $(\Sigma FeO + TiO_2)-Al_2O_3-MgO$, Al_2O_3-MgO , $CaO-Al_2O_3$ (в мас. %) приведены на рис. 2. Выявлены следующие типоморфные черты состава и структурного положения различных типов перидотит-габбровых массивов.

1. Первый дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый и дунит-верлит-вебстерит-габброноритовый тип формируют кумулятивные комплексы в офиолитовых ассоциациях (Бей-Оф-Айлендс Северной Америки, Карашатский и Среднетерсинский Южной Сибири России и другие). Несмотря на наличие в составе этого типа массивов плутонов с клино- и ортопироксеновым уклоном их объединяет наличие разрыва между пироксенит-перидотитовой и анортозит-габбровой сериями пород (см. рис. 2) и низкоглинозёмистый умеренно высоконатриевый уклон пород. Распределение РЗЭ носит слабо выраженный фракционированный характер с наличием также слабо выраженной положительной Eu-аномалии и с преобладающим превышением над хондритовыми значениями в 1–30 раз [Чистяков и др., 1997; Добрецов и др., 1985; Кузьмин, Альмухамедов, 1987].

Различия между массивами с клино- и ортопироксеновым уклоном пород отчетливо проявляются на диаграммах Т.Н. Ирвина [Эволюция ..., 1983] (рис. 3). Точки средних составов петрографических групп дунит-верлит-вебстерит-габброноритовых массивов на этих диаграммах достигают плоскости кристаллизации ортопироксеносодержащих парагенезов еще на

стадии формирования вебстеритов (например при формировании Бураковско-Аганоозерского массива в Южной Карелии России). Точки же составов петрографических групп дунит-верлит-клинопироксенит-габбровых массивов лишь в ряде случаев на тех же диаграммах достигают точки перитектики при формировании габброноритов не преобладающих среди габброидов (например при формировании Карашатского и Среднетерсинского массивов Южной Сибири России).

2. Довольно специфичным является габбро-клинопироксенит-дунитовый Уральско-Аляскинский тип массивов. В пределах Уральской складчатой системы они составляют основу концентрически зональных платиноносных габбро-клинопироксенит-дунитовых массивов (Нижнетагильский, Денежкин Камень и другие). В юго-восточной части Аляски массивы этого типа формируют Главный меловой ультрабазит-базитовый пояс (массивы Блашке-Айлендс, Юнион-Бей, Дьюк-Айлендс и другие). В Алтае-Саянской складчатой области они представлены Дугдинским, Аталыкским и другими; в пределах Алданского щита Кондёрским, Чадским и так далее. Данные массивы по комплексу вещественных характеристик близки к охарактеризованным выше дунит-верлит-клинопироксенит-габбровым. Однако массивам этого типа свойственно обычно преобладание дунитов над другими группами пород и, чаще всего, концентрически зональное внутреннее строение с наличием дунитового ядра. Все породы габбро-клинопироксенит-дунитовых массивов имеют отчетливо выраженный низкоглинозёмистый и умеренно высоконатриевый уклон. Характер распределения РЗЭ в целом сходен с таковым в первом типе массивов с отношением La/Yb и La/Sm близким к 1, при $^{87}Sr/^{86}Sr=0,703-0,705$, что свидетельствует о высокой степени плавления мантийного субстрата и раннем фракционировании клинопироксенов при формировании массивов этого типа [Мехоношин и др., 1986; Петрология и платиноносность ..., 1994; Пушкарёв, 2000; Ферштатер и др., 1999; Batanova, Astrakhantsev, 1994; Himmelberg, Loney, 1994; Sutcliffe et al, 1989].

3. Третий тип представлен верлит-клинопироксенит-троктолит-габбровыми массивами. Это Лучанский, Ильдеусский и Шильдырхейский массивы Байкало-Становой складчатой системы России, Кхаокуэ и Чинанг Северного Вьетнама Юго-Восточной Азии, Рамский и Ку-

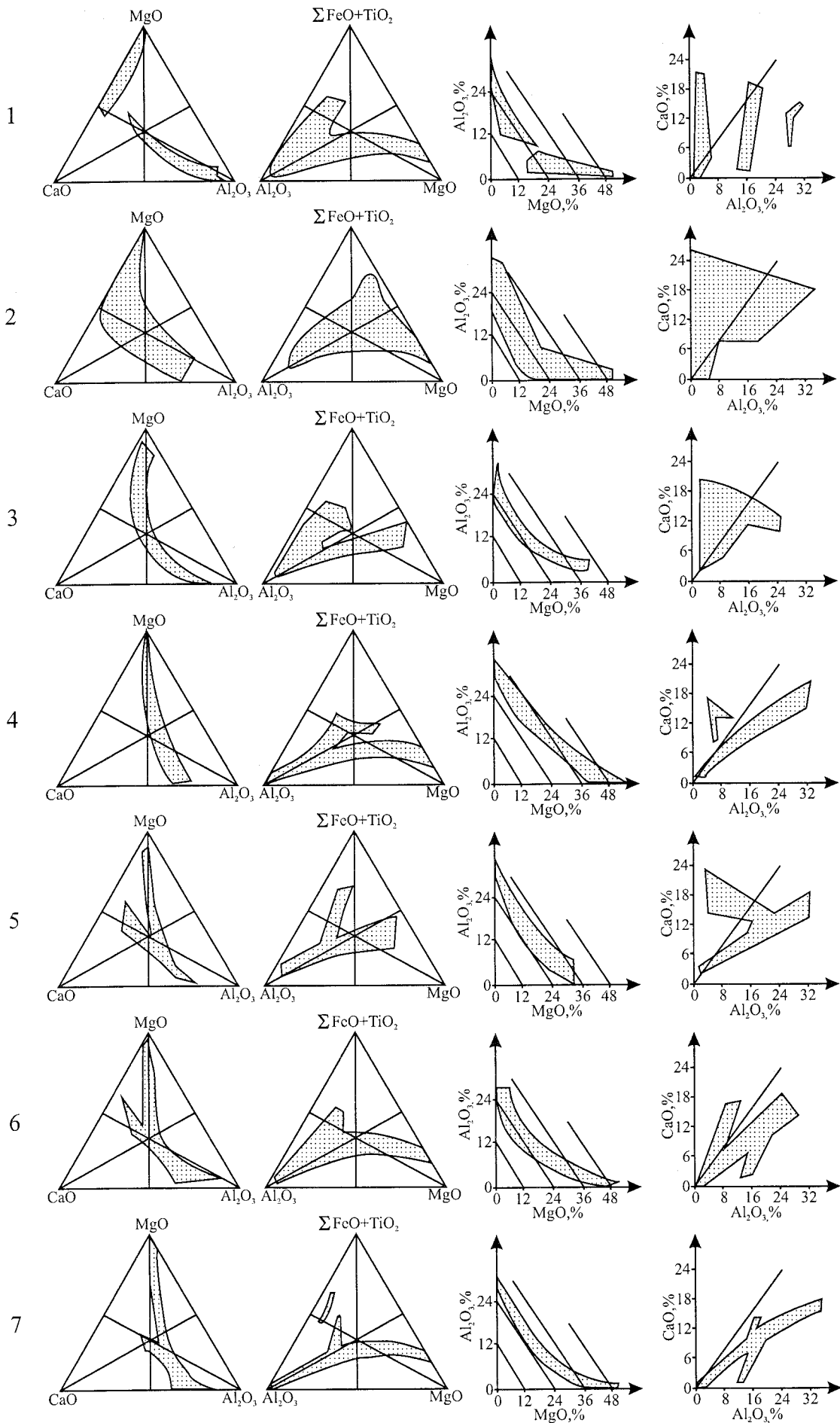


Рис. 2. Вариации составов петрографических групп различных типов перидотит-габбровых массивов в координатах $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{SFeO}+\text{TiO}_2)-\text{MgO}$, $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$, $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ в мас. %.

1 – Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровые и дунит-верлит-вебстерит-габбро-норитовые массивы: кумулятивный комплекс офиолитовой ассоциации Бей-Оф-Айлендс Северной Америки (171 ан.); кумулятивный комплекс офиолитовой ассоциации Дарив Монголии (163 ан.); Карашагский и Среднетерсинский Южной Сибири (210, 182 ан. соответственно); Бураковско-Агапоозерский Карелии (249 ан.); Мессингский Южной Африки (49 ан.); кумулятивные комплексы офиолитовых ассоциаций Троодос Кипра (208 ан.), Семайл Аравийского полуострова (118 ан.), Сартале Памира (76 ан.) и другие. 2 – Габбро-клинопироксенит-дунитовые массивы: Нижнетагильский (69 ан.), Уктуский (120 ан.), Денежкин Камень (147 ан.) и другие Уральской складчатой системы; Аталыкский (60 ан.), Шаманский (42 ан.) и Дугдинский (87 ан.) Южной Сибири; Лак-Дес-Айлс (40 ан.) и другие Северной Америки; Блашке-Айлендс (12 ан.), Юнион-Бей (10 ан.), Кэйн-Пик (13 ан.) и другие Юго-Восточной Аляски; Сейнав (28 ан.), Эпилычк (8 ан.), Тигиль (15 ан.) и Гальмоэнанский (39 ан.) Олюторской складчатой системы; Кондёрский (210 ан.), Чадский (61 ан.), Сыбахский (20 ан.) Алданского щита и другие. 3 – Верлит-клинопироксенит-троктолит-габбровые массивы: Ильдеусский (49 ан.) и Лучанский (36 ан.) Юго-Восточной Сибири; Шильдырхейский (64 ан.) Юго-Западного Забайкалья; Кхаокуэ (124 ан.) и Чинанг (170 ан.) Северного Вьетнама; Рамский Шотландии (25 ан.); Гишунский Памира (28 ан.); кумулятивный комплекс Марум (21 ан.) офиолитовой ассоциации Папуа Новой Гвинеи и другие. 4 – Дунит-троктолит-габбровые массивы: Иoko-Довыренский (243 ан.) Северного Прибайкалья; Маринкинский (51 ан.) Северного Забайкалья; Лукиндинский (192 ан.) Юго-Восточной Сибири; Кокпектинский (170 ан.) Кемпирсайской офиолитовой ассоциации Южного Урала; Нуйенчу (78 ан.) Северного Вьетнама; Салт-Крик (19 ан.) Западной Австралии; Старе-Ранско (20 ан.) Чехии и другие. 5 – Оливин-троктолит-габбровые, оливинит-лерцолит-габброноритовые и троктолит-анортозитовые массивы: 1 – Запавалихинский Южной Сибири (185 ан.); Баян-Цаганский Монголии (86 ан.); Нуйчуа Северного Вьетнама (184 ан.); Заоблачный (73 ан.) и Исполинский (36 ан.) Северного Забайкалья; Скеергардский (50 ан.) Гренландии; Чессалоникский (36 ан.) Греции; Мак-Инч (10 ан.) Западной Австралии; Киглапейт (67 ан.), Дулутский (40 ан.), Мичикамау (11 ан.), Адирондак (60 ан.) и другие Северной Америки и так далее. 6 – Дунит-лерцолит-вебстерит-габброноритовые массивы: Нижнемамоновский (98 ан.) и Подколodновский (99 ан.) Воронежского кристаллического массива; Чайский Северного Прибайкалья (216 ан.); Федоровы (71 ан.), Панские Тундры (127 ан.) и Мончегундровский (164 ан.) Кольского полуострова; Садбери Северной Америки (80 ан.) и другие. 7 – Дунит-гарцбургит-бронзитит-габброноритовые массивы: Бушвельдский (164 ан.), Великая Дайка (87 ан.) и Лосбергский (20 ан.) Южной Африки; Стилуотерский (92 ан.) Северной Америки; Мончегорский (196 ан.) Кольского полуострова; Кивакский (163 ан.) Карелии и другие.

иллин Шотландии, Гишунский Памира и другие. Отличительной особенностью этих массивов в ряду перидотит-габбровых плутонов с оливин-клинопироксеновым составом пород является высокоглинозёмистый и высоконатриевый их уклон, незначительный объём в составе массивов плагиоклазсодержащих верлитов и клинопироксенитов, постоянное присутствие анортозитов и преобладание среди габброидов оливиновых габбро и троктолитов. На петрохимических диаграммах (рис. 2) точки средних составов петрографических групп верлит-клинопироксенит-троктолит-габбровых массивов образуют тренды свойственные только перидотит-габбровым плутонам с клинопироксеновым уклоном: изогнутый к вершине CaO в координатах $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$ и субвертикальный в координатах $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3$. Распределение РЗЭ нефракционированное с превышением над хондритовыми значениями в интервале в 1–10 раз,

при наличии слабой положительной Eu -аномалии, низких содержаниях Ta , Nd и $\epsilon\text{Nd} = 2-3$ [Изох и др., 1998; Balykin et al, 1996]. Этот тип массивов формировался в подвижных поясах в зонах тектонических нарушений. Нередко пространственно они сопряжены с высокоглинозёмистыми гранитоидами и по времени формирования непосредственно предшествуют им.

4. Дунит-троктолит-габбровые массивы (четвертый тип) формируют кумулятивные комплексы офиолитовых ассоциаций (Кокпектинский Кемпирсайской офиолитовой ассоциации Южного Урала России, Моа-Баракоа Кубы и другие), либо самостоятельные массивы в бортах офиолитовых и рифтогенных поясов (Иoko-Довыренский, Маринкинский, Лукиндинский и другие Байкало-Становой складчатой системы России и т. д.). Массивы этого типа обладают контрастно дифференцированным внутренним строением с вариациями составов пород от ду-

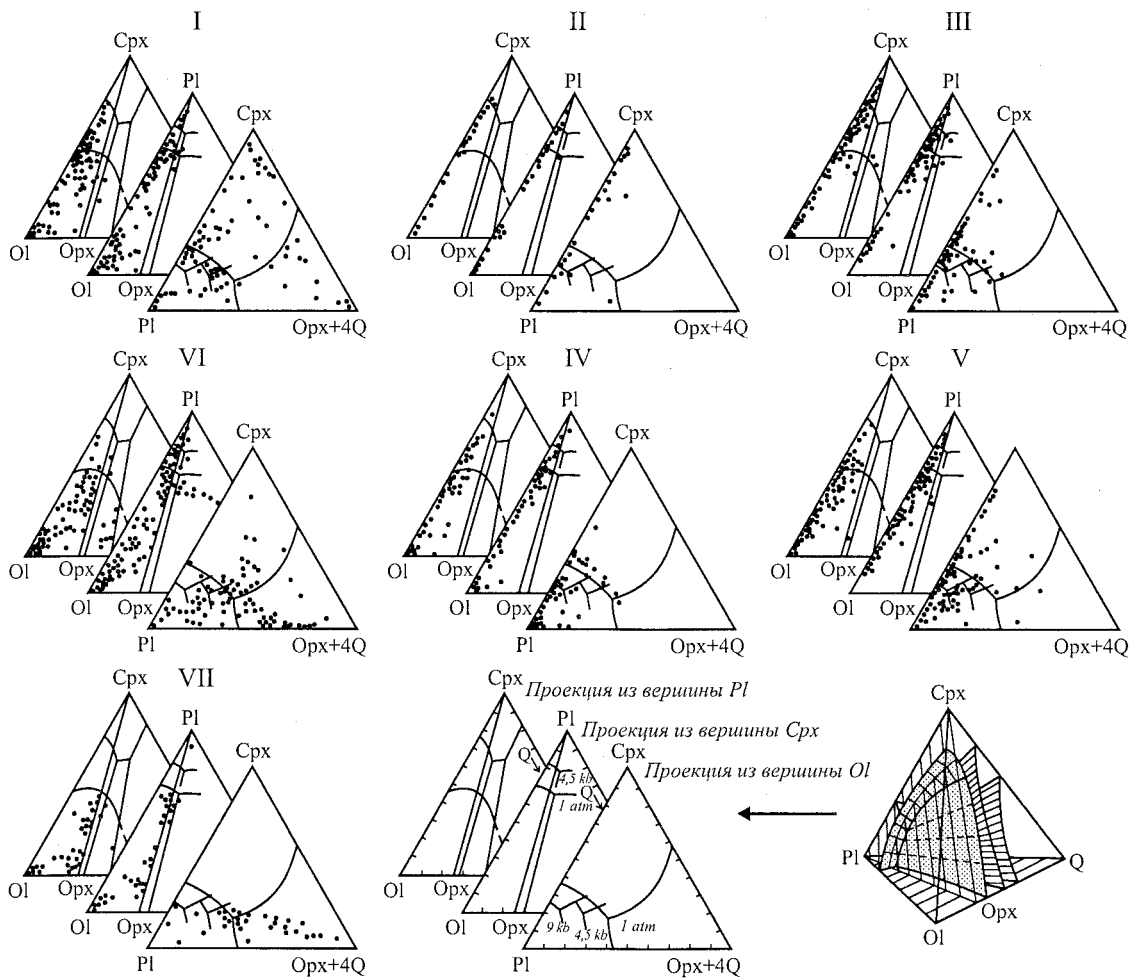


Рис. 3. Вариации составов петрографических групп различных типов перидотит-габбро-вых массивов, пересчитанных на катионные нормы по методу Т.Н. Ирвина [Эволюция..., 1983] в координатах Ol-Crx-Q, Ol-Pl-Q, Pl-Crx-(Orx+4Q).

I – Дунит-верлит-клинопироксенит-габбро-вые и дунит-верлит-вебстерит-габбро-норитовые массивы; II – габбро-клинопироксенит-дунитовые массивы; III – верлит-клинопироксенит-троктолит-габбро-вые массивы; IV – дунит-троктолит-габбро-вые массивы; V – оливинит-троктолит-габбро-вые, оливинит-лерцолит-вебстерит-габбро-норитовые и троктолит-анортозитовые массивы; VI – дунит-лерцолит-вебстерит-габбро-норитовые массивы; VII – дунит-гарцбургит-бронзитит-габбро-норитовые массивы.

нитов до анортозитов и безоливиновых габбро-норитов. Петрохимической особенностью пород массивов этого типа является среднеглинозёмистый уклон дунитов, перидотитов и меланотроктолитов, высокоглинозёмистый, крайне низкотитанистый и высоконатриевый – габброидов и анортозитов. Распределение РЗЭ в породах этого типа носит слабо фракционированный характер с незначительной обогащённостью лёгкими РЗЭ, наличием положительной Eu-аномалии, при низких содержаниях Ta, Nd и $\epsilon Nd = -1,6$ [Изох и др., 1998; Мехоношин и др., 1993]. Пре-

вышение содержаний РЗЭ над хондритовыми в 1–5 раз. Существенно обособляется в ряду дунит-троктолит-габбро-вых массивов Июко-Довыренский контрастно дифференцированный плутон Северного Прибайкалья России, являющийся интрузивной составляющей позднерифейской вулканоплутонической ультрамафит-мафитовой ассоциации этого региона [Медь-никеле-носные ..., 1990]. По сравнению с другими дунит-троктолит-габбро-выми массивами породы Июко-Довыренского массива обогащены Rb, Sr, Cu, V, РЗЭ. Необычно высоки $^{87}Sr/^{86}Sr$ отноше-

ния, колеблющиеся от 0,7101 до 0,7135, а величины ϵNd варьируют от -15 до -14 [Кислов, 1998; Amelin et al, 1996].

5. Пятый тип представлен оливинит-троктолит-габбровыми (Баян-Цаганский и Номгонский в Монголии, Запевалихинский Восточного Саяна России, Скеергардский Гренландии и так далее), оливинит-лерцолит-габброноритовыми (Заоблачный и Исполинский Северного Забайкалья России, Нуйчуа и другие Северного Вьетнама и т. д.) и троктолит-анортозитовыми массивами (Дулутский, Киглапейт, Мичикамау и другие Северной Америки). По сравнению с породами других типов перидотит-габбровых массивов, породы этих плутонов характеризуются наиболее высокой железистостью, кальциевостью, щёлочностью и средне-низкоглинозёмистым уклоном. Это хорошо видно на петрохимических диаграммах (рис. 2). Содержания MgO в породах не превышает 34 мас. %, глубоко продвинутый на диаграмме $Al_2O_3 - MgO - (\Sigma FeO + TiO_2)$ в сторону вершины тренд $(\Sigma FeO + TiO_2)$ и т.д., что согласуется и с составом породообразующих минералов: лабрадор, гиалосидерит, субкальциевый авгит, бронзит-гиперстен, нередко, пижонит. Распределение и содержания РЗЭ сходны с таковыми в дунит-троктолит-габбровых массивах, однако превышение содержаний РЗЭ над хондритовыми достигает значений в 30–40 раз, при $\epsilon Nd = -1,7 + 6,7$ [Изох и др., 1998; Balykin et al, 1996]. Структурная позиция их сходна с позицией верлит-клинопироксенит-троктолит-габбровых массивов – они также приурочены к зонам тектонических нарушений на границе жестких геоблоков со складчатыми поясами и непосредственно предшествуют формированию гранитоидных тел, нередко сопряженных с ними. Троктолит-анортозитовые массивы проявлялись преимущественно в пределах внутриконтинентальных рифтогенных структур [Ashwal, 1993; Scoates, Mitchell, 2000].

6-7. Последние два типа массивов характеризуются отчётливо выраженным ортопироксеновым, низкоглинозёмистым, умеренно-высоконатриевым уклоном дифференциатов и подразделяются на дунит-лерцолит-вебстерит-габброноритовые (Панский, Фёдоровы Тундры, Мончетундровский и другие массивы на Кольском полуострове в России, Нижнемамоновский, Подколлодновский и другие Воронежского кристаллического массива России, Садбери и другие Северной Америки, Чайский и другие

Северного Забайкалья России и т. д.) и дунит-гарцбургит-бронзитит-габброноритовые (Бушвельдский, Великая Дайка и Лосбергский массивы Южной Африки, Мончегорский и Кивакский Кольского полуострова России, Стилуотерский и Маскокский Северной Америки и т.д.). Эти плутоны формируют большие по размерам интрузивные тела в архейско-протерозойских зеленокаменных поясах и нередко пространственно сопряжены, например, в Имандра-Варзугской структуре на Кольском полуострове.

Породы этих двух типов массивов, по сравнению с вышеперечисленными, характеризуются повышенными содержаниями кремнезема, пониженной кальциевостью и глинозёмистостью, то есть имеют отчетливо выраженный ортопироксеновый уклон. Характерной геохимической чертой дунит-лерцолит-вебстерит-габброноритовых массивов является обогащённость пород Ti, Cu, Cr, Ni, Co, Sr . $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,702-0,704$. Распределение РЗЭ носит слабо фракционированный характер с наличием незначительно выраженной отрицательной Eu -аномалии и превышением содержаний над хондритовыми в интервале 1–20 раз [Медь-никеленосные габброидные ..., 1990]. Для дунит-гарцбургит-бронзитит-габброноритовых массивов характерен фракционированный спектр распределения РЗЭ с вариациями значений над хондритовыми от 1 до 100 и более раз. Отличаются они и $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношениями, варьирующими в пределах 0,703–0,707 [Sharpe, Hulbert, 1985; The Stillwater complex ..., 1985]. Наиболее отчетливо ортопироксеновый уклон свойственен дунит-гарцбургит-бронзитит-габброноритовым массивам. Так на проекции от плагиоклаза и оливина на диаграммах Т.Н. Ирвина для массивов этого типа отчетливо проявлен тренд выхода на совместную кристаллизацию оливина и ортопироксена еще на этапе формирования ультраосновных пород (рис. 3).

Составы исходных расплавов перидотит-габбровых массивов и глубины их выплавления

Численное моделирование процесса кристаллизации рассчитанных вариантов исходных расплавов было проведено, как уже отмечалось, с применением программных комплексов «Comagmat-3,3» и «Pluton». Для каждого из выбранных массивов моделировалась кристал-

лизация не менее трех составов оцененных с использованием диаграммы Di-Fo-Py, а также, в случае наличия данных по составу закалочных фаций плутонов, и этих составов. Ниже приведены результаты численного моделирования процесса кристаллизации исходных расплавов всех выделенных типов перидотит-габбровых массивов на примере наиболее изученных плутонов различных формационных типов. Составы принятых исходных расплавов приведены в таблице 2.

Судя по результатам модельных расчётов, исходные расплавы для дунит-верлит-клинопироксенит-габбровых, дунит-верлит-вебстерит-габброноритовых, верлит-клинопироксенит-троктолит-габбровых и дунит-троктолит-габбровых массивов отвечали составу высокоглинозёмистых пикробазальтов, кристаллизовавшихся в интервале давлений 6–3 кбар, температур – 1530–1120°C и вариациях активности кислорода в пределах, задаваемых буферами от вюстит-магнетитового (WM) до кварц-фаялит-магнетитового (QFM) [Балыкин, 2002]. Габбро-клинопироксенит-дунитовые массивы формировались из двух исходных расплавов: пикритового, кристаллизовавшегося в интервале давлений 7–4 кбар, и пикробазальтового, кристаллизовавшегося в интервале давлений 7–2 кбар, при вариациях активности кислорода, задаваемых буферами от WM до QFM, и температур – в интервале 1520–1140°C. Становление остальных типов массивов происходило из базальтовых или пикробазальтовых расплавов при давлениях 4–1 кбар, в интервале температур 1450–1100°C и активности кислорода, задаваемых буферами от WM до QFM.

Получены расчётные оценки температуры и давления, при которых происходило выплавление родоначальных расплавов для различных типов перидотит-габбровых массивов (табл. 3) на основе использования уравнений регрессии Ф. Альбаредиа [Albaredé, 1992]. Фрэнкисом Альбаредиа были использованы экспериментальные данные по парциальному плавлению мантийных перидотитов для выявления зависимости между температурой их плавления, а также давления, при котором происходило плавление, и химическим составом базальтоидных выплавов. В результате выведены уравнения зависимости температуры от содержания кремнезёма и магнезия ($T^{\circ}\text{C} = 2000 \times \text{MgO} / (\text{SiO}_2 + \text{MgO}) + 969$, в пределах ошибки в 40°) и давления от температуры и содержаний крем-

незёма ($\ln P \text{ kbar} = 0,00252 \times T^{\circ}\text{C} - 0,12 \text{ SiO}_2 + 5,027$, в пределах ошибки в 2,7 кбар). Согласно расчётам по этим уравнениям, выплавление расплавов для перидотит-габбровых массивов имело место при давлениях от 36 до 9 кбар и в интервалах температур от 1560°C до 1200°C. Эти оценки достоверны лишь при условии, что исходные расплавы по составу отвечали родоначальным.

При пересчете исходных расплавов перидотит-габбровых массивов на высокобарический минеральный парагенезис установлен гранатнормативный их состав, а суммарные содержания апатита, ильменита и флогопита в них чаще всего не превышают 3 мас. %. Это свидетельствует о гранатнормативном составе мантийного субстрата и обеднённости его легкоплавкими и летучими компонентами [Балыкин, 2002].

Проблема оценки состава мантийного источника и физико-химических условий выплавления родоначальных расплавов является наиболее сложной в магматической петрологии. Для решения этой задачи на примере Лукиндинского дунит-троктолит-габбрового массива Становой складчатой системы наряду с использованием уравнений регрессии Ф. Альбаредиа были применены программный комплекс “Melts” [Ghiorso et al., 1994] и метод геохимической термометрии [Френкель и др., 1987] на базе программы “Pluton” [Лавренчук и др., 2002]. На основе программы “Melts” оценено, что родоначальный расплав для этого массива формировался при равновесном парциальном плавлении деплетированного шпинельсодержащего перидотита при давлении около 25 кбар, температуре 1750–1800°C, содержании воды в мантийном источнике 0,1 % и степени его плавления в 40–50 %. На базе программы “Pluton” с использованием метода геохимической термометрии было проведено более 3000 циклов моделирования равновесной кристаллизации трех вариантов родоначальных расплавов при различных давлениях в сопоставлении с несколькими вариантами составов мантийных источников. Полученные параметры анализировались в координатах состав-температура. Сближение линий содержаний Si, Al и Ca в анализируемых расплавах и мантийных источниках начинается при $T^{\circ}\text{C} = 1500$, Mg – при более высокой температуре. Полученные оценки несколько отличаются от оценок, полученных на основе использования программы “Melts”: плавление

Таблица 2

Химический состав исходных расплавов перидотит-габбровых массивов (мас. %),
пересчитанных на сухую основу

Массив, комплекс, местоположение	SO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P, кбар	Буфер
I. Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровые и дунит-верлит-вебстерит-габброноритовые массивы												
1. Кумулятивный комплекс офиолитовой ассоциации Бей-Оф-Айленд Северной Америки	48,20	0,23	15,35	6,46	0,10	14,21	14,11	1,31	0,01	0,02	3	IM
2. Кумулятивный комплекс офиолитовой ассоциации Семайл Аравийского полуострова	48,54	0,19	15,80	4,28	0,08	13,96	16,32	0,80	0,02	0,01	3	QFM
3. Карашатский Южной Сибири	49,15	0,36	11,44	10,58	0,22	13,00	14,26	0,82	0,11	0,06	3	WM
4. Бураковско-Аганоозерский Карелии	52,78	0,23	9,36	6,70	0,17	15,31	13,72	1,54	0,14	0,05	3	QFM
II. Габбро-клинопироксенит-дунитовые массивы												
1. Нижнетагильский Среднего Урала	43,93	0,23	1,63	9,92	0,14	34,49	9,38	0,19	0,08	0,01	5	QFM
	47,00	0,64	11,63	11,03	0,10	12,52	15,24	1,33	0,50	0,01	5	QFM
2. Уктусский Среднего Урала России	47,18	0,21	2,02	9,51	0,17	30,86	9,85	0,14	0,02	0,04	5	IM
	48,88	0,58	8,23	9,73	0,15	15,44	16,41	0,47	0,07	0,04	5	QFM
3. Блашке-Айленд Юго-Восточной Аляски	45,44	0,15	2,08	10,68	0,16	29,63	11,71	0,11	0,04	0,00	7	IM
	47,99	0,69	10,88	9,15	0,16	12,77	16,83	1,26	0,17	0,10	5	QFM
4. Гальмознанский Корякского нагорья	47,09	0,11	1,39	9,17	0,19	32,18	9,48	0,20	0,16	0,03	4	IM
	47,90	0,85	8,32	12,54	0,21	14,61	13,77	1,10	0,56	0,14	2	Ni-NiO
5. Аталыкский Южной Сибири	46,66	0,13	5,19	10,18	0,15	24,54	12,74	0,31	0,07	0,03	6	IM
	45,37	0,42	12,95	10,35	0,16	15,59	14,45	0,57	0,11	0,03	6	QFM
6. Дутдинский Южной Сибири	43,15	0,47	5,06	13,10	0,19	27,66	9,98	0,28	0,06	0,06	7	WM
	45,07	0,70	12,91	10,03	0,14	15,53	14,82	0,65	0,08	0,07	7	QFM
7. Кондерский Алданского щита	42,49	0,42	2,95	13,87	0,25	33,39	5,03	0,74	0,56	0,3	5	QFM
	43,94	1,31	12,42	15,10	0,20	8,60	14,57	2,02	1,03	0,81	2	WM
III. Верлит-клинопироксенит-троктолит-габбровые массивы												
1. Шильдэрхейский Юго-Западного Забайкалья	46,80	0,47	14,48	9,06	0,15	14,84	12,46	1,56	0,13	0,05	5	QFM
2. Кхаокуэ Северного Вьетнама	48,08	0,26	12,19	7,06	0,15	15,33	15,87	0,70	0,17	0,19	4	QFM
3. Чинанг Северного Вьетнама	47,53	0,22	14,88	7,79	0,15	14,76	13,22	1,16	0,13	0,16	3	QFM
IV. Дунит-троктолит-габбровые массивы												
1. Июко-Довыренский Северного Прибайкалья	47,00	0,30	13,50	8,95	0,10	20,30	8,50	0,90	0,40	0,05	1	QFM
	47,10	0,32	12,97	9,26		18,88	9,93	0,99	0,55	0,00	1,5	QFM*
2. Маринский Северного Забайкалья	44,66	0,09	19,37	7,13	0,12	14,93	12,70	0,79	0,11	0,10	3	QFM
3. Лукулдинский Юго-Восточной Сибири	45,07	0,25	12,71	9,59	0,14	23,07	7,87	1,18	0,08	0,04	6	QFM
	46,50	0,27	16,40	8,15		17,15	9,82	1,57	0,10	0,04	6	QFM x 10*
4. Коктектинский Кемпирсайской офиолитовой ассоциации Южного Урала	46,37	0,20	17,37	7,17	0,12	15,02	12,22	1,30	0,15	0,08	3	Ni-NiO
5. Нуйенчу Северного Вьетнама	44,45	0,20	14,88	10,28	0,15	14,49	14,33	0,62	0,40	0,20	3	QFM
V. Оливинит-троктолит-габбровые и оливинит-герцолит-габброноритовые и троктолит-анортозитовые массивы												
1. Скеергардский Гренландии	48,19	0,81	11,37	11,32	0,19	14,53	11,60	1,78	0,13	0,08	1-2,5	QFM x 10**
2. Заоблачный Северного Забайкалья	44,63	0,13	12,33	12,31	0,17	18,34	10,74	0,82	0,40	0,13	4	QFM
3. Нуйчуа Северного Вьетнама	48,37	0,30	17,15	9,59	0,17	10,63	11,90	1,63	0,16	0,10	1	QFM
4. Киглапейт Сев. Америки	46,04	1,37	13,63	15,57	0,22	10,33	10,36	2,40	0,21	0,08	2,5	WM
5. Мичикамау Сев. Америки	47,53	1,63	17,37	12,44	0,17	7,38	10,26	3,08	0,25	0,06	1	WM
6. Харп-Лэйк Сев. Америки	48,93	2,38	14,98	14,65	0,22	6,13	9,47	2,72	0,51	0,23	1	WM
7. Адирондак Сев. Америки	45,73	1,20	15,66	14,93	0,22	11,07	7,63	3,07	0,57	0,14	3	WM
8. Дулутский Сев. Америки	45,73	0,76	15,67	13,93	0,18	12,68	8,61	2,09	0,46	0,07	1,5	WM
VI. Дунит-герцолит-вебстерит-габброноритовые массивы												
1. Чайский Северного Прибайкалья	50,66	0,61	16,68	7,30	0,13	10,98	11,03	2,18	0,34	0,09	3	Ni-NiO
VII. Дунит-гарцбургит-бронзитит-габброноритовые массивы												
1. Бушвельдский Южной Африки	51,27	0,78	15,07	9,97	0,15	11,05	8,99	1,92	0,63	0,17	2	QFM x 10**
2. Стилуотерский Северной Америки	50,14	0,15	18,06	5,73	0,11	12,71	11,64	1,40	0,05	0,01	2	Ni-NiO
	52,96	0,14	11,16	7,70		19,23	7,99	0,75	0,06	0,01	3	QFM x 100*
3. Мончегорский Кольского полуострова	51,90	0,32	11,07	8,98	0,16	18,7	7,38	1,25	0,21	0,03	1	QFM
4. Кивакский Северной Карелии	50,02	0,23	12,72	8,76	0,15	17,73	8,61	1,54	0,22	0,02	2	QFM

Примечание. * – Состав рассчитан по программе «Pluton», ** – по программам «Comagmat-3,3» и «Pluton», остальные по программе «Comagmat-3,3».

Таблица 3

Результаты расчётов по уравнениям регрессии Ф. Альбаредиа [1992] температуры и давления, при которых происходило выплавление родоначальных расплавов перидотит-габбровых массивов, а также возраст массивов и содержание в расплавах нормативного ортопироксена

Массив, комплекс, местоположение	T ^o C	P, кбар	Возраст, млн. лет	Нормативный ортопироксен, об. %
I. Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровые (1-2) и дунит-верлит-вебстерит-габброноритовые (3,4) массивы				
1. Кумулятивный комплекс офиолитовой ассоциации Бей-Оф-Айлендс Северной Америки	1420	17	763	2,8
2. Кумулятивный комплекс офиолитовой ассоциации Семайл Аравийского п-ова	1420	16	? 150	4,0
3. Карашатский Южной Сибири	1390	14	? 600	15,3
4. Бураковско-Агапоозерский Карелии	1419	10	2365	18,4
II. Габбро-клинопироксенит-дунитовые массивы				
1. Нижнетагильский Среднего Урала	1390	18	? 400	0,0
2. Уктусский Среднего Урала	1450	17	? 400	7,2
3. Блашке-Айлендс Юго-Восточной Аляски	1390	16	102	0,0
4. Гальмозанский Корякского нагорья	1440	18	60	0,0
5. Аталыкский Южной Сибири	1480	28	? 550	5,7
6. Дугдинский Южной Сибири	1480	29	? 600	0,0
7. Кондёрский Алданского щита	1300	21	? 1600	0,0
III. Верлит-клинопироксенит-троктолит-габбровые массивы				
1. Шильдырхейский Юго-Западного Забайкалья	1450	22	496	0,0
2. Кхаокуэ Северного Вьетнама	1450	19	? 175	2,5
3. Чинанг Северного Вьетнама	1440	19	175	4,0
IV. Дунит-троктолит-габбровые массивы				
1. Июко-Довыренский Северного Прибайкалья	1560	27	673	16,0
2. Маринкинский Северного Забайкалья	1470	29	825	0,1
3. Лукиндинский Восточной Сибири	1510	26	550	3,5
4. Кокпектинский Кемпирсайской офиолитовой ассоциации Южного Урала	1460	23	385	0,5
5. Нуйенчу Северного Вьетнама	1460	29	175	0,0
V. Оливинит-троктолит-габбровые, оливинит-лерцолит-вебстерит-габброноритовые и троктолит-анортозитовые массивы				
1. Скеергардский Гренландии	1430	17	55	4,0
2. Заоблачный Северного Забайкалья	1550	36	612	0,0
3. Нуйчуа Северного Вьетнама	1330	13	195	12,0
4. Кигланейт, Лабрадор, Канада	1340	18	1300	0
5. Мичикамау, Лабрадор, Канада	1240	12	1450	0
6. Харп-ЛэйкБ Лабрадор, Канада	1190	9	1460	14,4
7. Адирондак, Грэнвилл, США	1360	19	1140	0
8. Дулутский, Миннесота, США	1410	22	1130	0
VI. Дунит-лерцолит-вебстерит-габброноритовые массивы				
1. Чайский Северного Прибайкалья	1330	10	627	15,6
VII. Дунит-гарибургит-бронзитит-габброноритовые массивы				
1. Бушвельдский Южной Африки.	1320	9	2100	30,0
2. Стилуотерский Северной Америки	1370	12	2700	23,5
3. Мончегорский Кольского полуострова	1500	13	2504	42,0
4. Кивакский Северной Карелии	1490	16	2444	29,8

происходило при температуре 1470–1500°C, $P = 18\text{--}20$ кбар и степени плавления 18–20 % объёма мантийного субстрата, близкого составу тектонизированных перидотитов офиолитового комплекса Вурино в Греции. Таким образом, при использовании трех методов получены близкие оценки давлений, при которых происходило выплавление родоначального расплава, и более широкий разброс оценок температур выплавления.

Установленные вариации в составах исходных расплавов перидотит-габбровых массивов, глубинах их выплавления и физико-химических условий кристаллизации удовлетворительно коррелируются с эволюционным трендом изменчивости их состава во времени [Балыкин, 2002]. Эволюционный тренд сводился к смене архейско-раннепротерозойских дунит-гарцбургит-бронзитит-габброноритовых и дунит-лерцолит-вбстерит-габброноритовых массивов с ортопироксеновым уклоном состава пород позднепротерозойско-фанерозойскими с преобладающими среди них массивами с оливин-плаггиоклазовым и оливин-клинопироксеновым уклонами состава дифференциатов. Это, в частности, следует из характера отрицательной корреляции между возрастом массивов и содержаниями нормативного ортопироксена в их исходных расплавах (рис. 4).

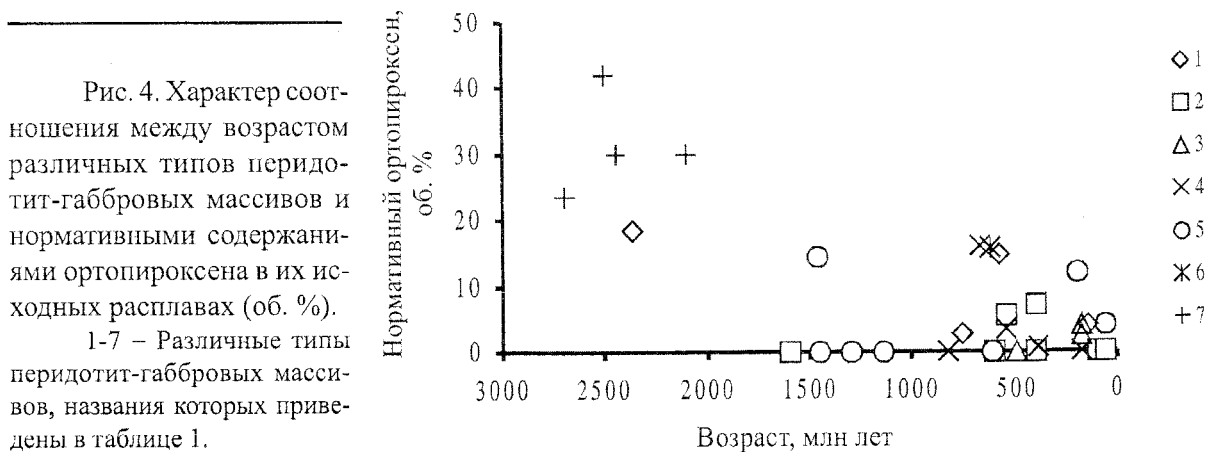
Архейско-раннепротерозойские дунит-гарцбургит-бронзитит-габброноритовые и дунит-лерцолит-вбстерит-габброноритовые массивы, приуроченные к зеленокаменным и рифтогенным поясам древних платформ, формировались в условиях относительно маломощной земной коры, что согласуется с полученными оценками глубин выплавления их исходных расплавов при давлении 16–9 кбар и гипабиссаль-

ными уровнями формирования при давлениях 3–1 кбар (рис. 5). Позднепротерозойско-фанерозойские перидотит-габбровые массивы складчатых структур и зон деструкции платформенных блоков характеризуются в целом несколько более глубинными условиями выплавления родоначальных для них расплавов и уровней становления (рис. 5). В одном магматическом цикле нередко устанавливается та же тенденция смены массивов с ортопироксеновым составом пород массивами с оливин-плаггиоклазовым и оливин-клинопироксеновым уклонами дифференциатов [Балыкин и др., 2001]. Установленный тренд свидетельствует о направленном изменении во времени состава образующихся мантийных магм и, возможно, обусловлен разным составом мантийного субстрата (вбстеритовым в архее и раннем протерозое и лерцолитовым в рифее и фанерозое).

Основные выводы

1. Большинство перидотит-габбровых массивов формировалось преимущественно на ранних и средних этапах эволюции внутриконтинентальных подвижных поясов из расплавов, возникающих при значительных степенях плавления мантийных субстратов и, соответственно, наследуют их вещественные характеристики. Поэтому они могут использоваться для оценки составов мантийных субстратов и реконструкции эволюции становления вмещающих их структур.

2. По комплексу вещественных характеристик перидотит-габбровые массивы подразделены на семь формационных типов. Такое количество типов перидотит-габбровых массивов почти совпадает с количеством вариантов



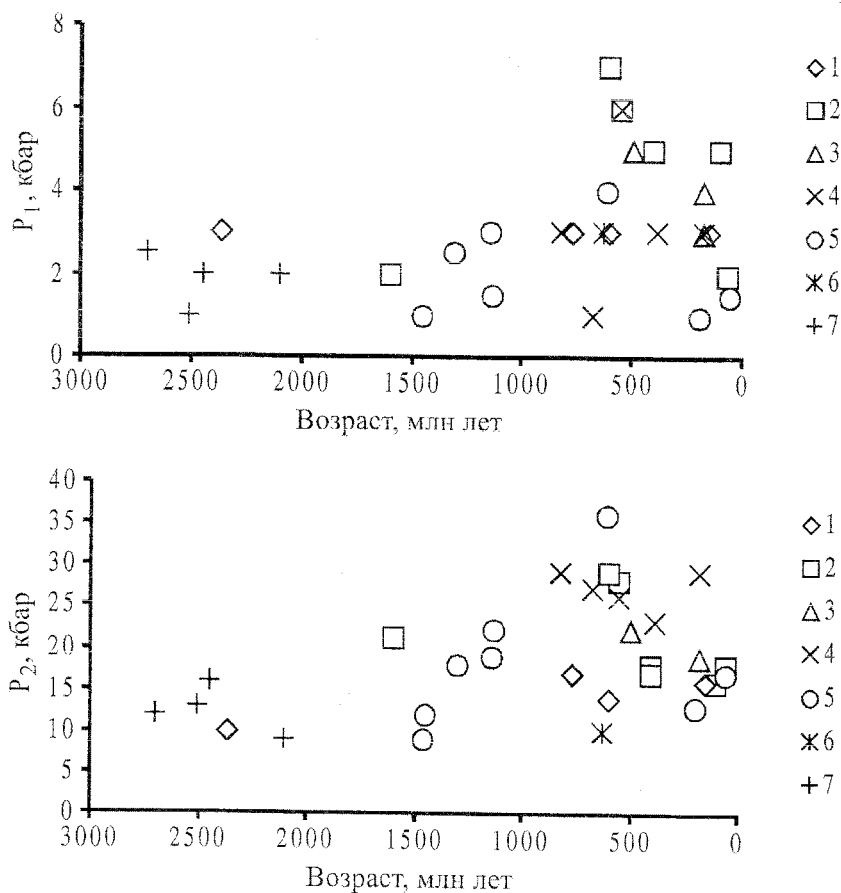


Рис. 5. Характер соотношения между возрастом, глубиной выплавления родоначальных расплавов (P_2) и глубиной формирования (P_1) различных типов перидотит-габбровых массивов.

Давления, при которых происходило выплавление родоначальных расплавов, рассчитывалось по уравнению ($P_{\text{кбар}} = 0,00252 \times T^{\circ}\text{C} - 0,12 \text{ SiO}_2 + 5,027$), предложенному Ф. Альбаредиа [Albarede, 1992]. Давления, при которых происходило формирование различных типов перидотит-габбровых массивов, рассчитывалось при моделировании процессов кристаллизации исходных расплавов по программным комплексам «Comagmat-3,3» и «Pluton».

1-7 – Различные типы перидотит-габбровых массивов, названия которых приведены в таблице 1.

кристаллизации базальтоидных расплавов ($n=6$) с оливином в качестве первой ликвидусной фазы. При типизации перидотит-габбровых массивов установлено, что большинство составляющих их групп пород характеризуются умеренномагнесьным, низкотитанистым, низкощелочным, высоконатриевым уклоном и довольно широко варьируют по глиноземистости. Породы всех типов массивов (особенно массивов с троктолитовым и оливин-клинопироксеновым уклоном) обогащены Ni, Co, Cu, Cr и обеднены Ba, Rb, Sr, V, Nb, Ta, Zr, PЗЭ. Распределение PЗЭ в породах этих массивов имеет слабо выраженный фракционированный характер чаще всего с наличием положительной Eu-аномалии. Превышение содержаний PЗЭ над хондритовыми обычно в 1–10 раз.

3. Для большинства перидотит-габбровых массивов исходные расплавы отвечали составу пикробазальтов, кристаллизовавшихся при давлении 6–1 кбар, температурах – 1530–1100°C и активности кислорода в пределах, задаваемых буферами от WM до QFM. Выплавление родо-

начальных расплавов имело место при давлениях от 36 до 9 кбар и в интервалах температур от 1560 до 1200°C.

4. При пересчете химических анализов петрографических групп массивов на высокобарический минеральный парагенезис установлен гранатнормативный их состав, а суммарные содержания апатита, ильменита и флогопита в них (особенно в породах массивов с троктолитовым и оливин-клинопироксеновым уклоном) чаще всего не превышает 3 мас. %, что свидетельствует о том, что мантийные субстраты для перидотит-габбровых массивов были гранатнормативными и обеднены легкоплавкими и летучими компонентами.

5. Эволюционный тренд изменчивости состава перидотит-габбровых массивов во времени сводился к смене архейско-раннепротерозойских с ортопироксеновым составом пород протерозойско-фанерозойскими с преобладающими среди них массивами с оливин-плагноклазовым и оливин-клинопироксеновым уклонами состава дифференциатов. Установленный

тренд свидетельствует о направленном изменении во времени состава образующихся мантийных магм и, вероятно, обусловлен разным составом мантийного субстрата: вебстеритовым – в архее и раннем протерозое и лерцолитовым – в рифее и фанерозое.

Авторы глубоко признательны за обсуждение статьи и конструктивные предложения члену-корреспонденту РАН Г.В. Полякову и докторам г.-м.н. А.П. Кривенко и А.Э. Изоху, кандидату г.-м.н. И.В. Ащепкову, а также С.А. Юрковскому, реализовавшим пакет программ для обработки цифровой информации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 02-05-65087).

Список литературы

- Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, МАИК, «Наука/Интерперидика», 2000. 303 с.
- Балькин П.А. Типизация габброидных массивов по вещественному составу // Геология и геофизика. 1990. № 12. С. 35–42.
- Балькин П.А. Формационные типы перидотит-габбровых массивов и составы их исходных расплавов // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2002. 44 с.
- Балькин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Петрова Т.Е. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск: Наука, 1986. 206 с.
- Балькин П.А., Поляков Г.В., Петрова Т.Е. и др. Составы исходных расплавов пермо-триасовых и триасово-юрских ультрамафит-мафитовых комплексов Северного Вьетнама // Докл. РАН. 2001. Т. 378. № 2. С. 225–229.
- Белоусов А.Ф., Кривенко А.П., Полякова З.Г. Вулканические формации. Новосибирск: Наука, 1982. 281 с.
- Габброидные формации Западной Монголии / А.Э. Изох, Г.В. Поляков, А.П. Кривенко и др. Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1990. 269 с.
- Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Скляр Е.В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 34–58.
- Ионов Д.А., Абрамов А.В. Оценка коэффициентов распределения Mg, Fe, Ni и Mn между оливинами и расплавом при кристаллизации Йоко-Довыренского расслоенного массива // Докл. АН СССР. 1983. Т. 269. № 4. С. 937–940.
- Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С. и др. Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса (геохимические особенности, возраст и геодинамические условия формирования). // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1565–1577.
- Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив Улан-Удэ: Изд-во БНЦ, 1998. 266 с.
- Кривенко А.П. Габброидные формации Центрально-Азиатского пояса // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. 33 с.
- Кузнецов Ю.А., Белоусов А.Ф., Поляков Г.В. Систематика магматических формаций по составу // Геология и геофизика. 1976. № 5. С. 3–19.
- Кузьмин М.И., Альмухамедов А.И. Особенности вещественного состава коры Уральского палеоокеана на примере офиолитов Южных Мугоджар // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск: Наука, С. 148–157.
- Лавренчук А.В., Балькин П.А., Бородин Е.В. Состав исходного расплава и мантийного субстрата Лукиндинского дунит-троктолит-габбрового массива Становой складчатой системы // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Материалы 3-ей ежегодной Всероссийской научной конференции. Т. 1. Томск: ТГУ, 2002. С. 114–119.
- Магматические горные породы / Е.Д. Андреева, В.А. Баскина, О.А. Богатиков и др. М.: Наука, 1983. Т. 1. 370 с.
- Магматические горные породы / Е.Д. Андреева, В.А. Баскина, О.А. Богатиков и др. М.: Наука, 1985. Т. 5. 397 с.
- Медь-никеленосные габброидные формации складчатых областей Сибири // А.П. Кривенко, А.И. Глотов, П.А. Балькин и др. Новосибирск: Наука, 1990. 237 с.
- Мехоношин А.С., Богнибов В.И., Ломоносова Е.И. Редкоземельные элементы и петрогенезис ультрабазит-базитовых массивов Юга Сибири // Геология и геофизика. 1993. № 2. С. 43–49.
- Мехоношин А.С., Плюснин Г.С., Богнибов В.И. и др. Изотопы стронция и редкоземельные элементы в Дугдинском перидотит-пироксенит-габбровом массиве // Геология и геофизика. 1986. № 8. С. 3–10.
- Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов // И.Я. Некрасов, А.М. Ленников, Р.А. Октябрьский и др. М.: Наука, 1994. 381 с.
- Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Балькин П.А. Типы рудоносных габброидных формаций // Проблемы типизации магматических пород. Иркутск: ИГ, 1987. С. 12–28.
- Пушкарев Е.В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296 с.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В. и др. Новые данные по геохимии платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // Геохимия. 1999. № 4. С. 352–370.

- Френкель М.Я., Арискин А.А., Бармина Г.С. и др.* Геохимическая термометрия магматических пород – принципы метода и примеры применения // *Геохимия*. 1987. № 11. С. 1456–1562.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных тектонических обстановок: Уч. пособие. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
- Чистяков А.В., Суханов М.К., Богатилов О.А. и др.* Особенности распределения редких и редкоземельных элементов в Бураковском расслоенном интрузиве (Южная Карелия, Россия) // *Докл. РАН*. 1997. Т. 356. № 3. С. 376–381.
- Эволюция изверженных пород. (Под редакцией Х.Йодера.). М.: Мир, 1983. 528 с.
- Albarede F.* How deep do common basaltic magmas form and differentiate // *J. Geophys. Research*, 1992. V. 97. PP. 1097–1109.
- Amelin Yu.V., Neymark L.A., Ritsk E. Yu., Nemelin A.A.* Enriched Nd-Sr-Pb isotopic signatures in the Dovyren layered intrusion (Eastern Siberia, Russia): evidence for source contamination by ancient upper-crustal material // *Chemical Geology (including Isotope Geoscience Section)*. Offic. J. Europ. Ass. Geochem., 1996. 129. PP. 39–69.
- Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S., Nielsen R.L.* // *Computers & Geosciences*, 1993. V. 19. N 8. PP. 1155–1170.
- Ashwal Lewis D.* Anorthosites (Mineral and rocks; 21). Springer – Verlag Berlin Heidelberg, 1993. 422 p.
- Balykin P.A., Polyakov G.V., Petrova T.E. et al.* Petrology and evolution of the formation of Permian-Triassic mafic-ultramafic associations in North Vietnam // *Journ. Geol.*, 1996. Ser. B. No 7-8. PP. 59–64.
- Batanova V.G. & Astrakhantsev O.V.* Island-arc mafic-ultramafic plutonic complexes of North Kamchatka // *Proc. 29 Int. Geol. Cong., Part. D. Ishiwatari et al (Eds)*, 1994. PP. 129–143.
- Besson M., Boud R., Czamanske G., Foose M. et al.* IGCP Project N 161 and a proposed classification of Ni-Cu-PGE sulfide deposits // *Can. Miner.* 1979. Vol. 17. PP. 143–144.
- Davies B.T.C., Schairer J.F.* Melting relations in the join diopside-forsterite-pyropo at 40 kilobars and at one atmosphere // *Carnegie Inst. Washington Yearb.* 1965. V. 64. PP. 123–126.
- Ghiorso M.S., Hirschmann M.M. & Sack R.O.* MELTS: software for thermodynamic modeling of magmatic systems // *EOS Transactions, American Geophysical Union*. 1994. V. 75. PP. 571–576.
- Green D.H.* Experimental demonstration of the existence of peridotitic liquids in earliest Archean magmatism // *Geology*. 1975. V. 3. N 1. PP. 11–14.
- Himmelberg G.R., Loney R.A.* Characteristics and Petrogenesis of Alaskan Type Ultramafic-Mafic Intrusion, Southeastern Alaska // *U.S. Geolog. Survey Prof. Paper 1564*. 1994. PP. 1–47.
- Naldrett A.J., Cabri L.J.* Ultramafic and related mafic rocks: their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum-group elements // *Econ. Geol.*. 1976. Vol. 71. PP. 1131–1158.
- Nathan H.D., Van Kirk C.K.* A model of magmatic crystallization // *J. Petrol.*, 1978. V. 19. N 1. PP. 66–94.
- Roeder P.L., Emslie R.E.* Olivine-liquid equilibrium // *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1970. V. 29. PP. 275–289.
- Scoates J. S. and Mitchell J. N.* The Evolution of Troctolitic and High Al Basaltic Magmas in Proterozoic Anorthosite Plutonic Suites and Implications for the Voisey's Bay Massive Ni-Cu Sulfide Deposit // *Economic Geology*. 2000. PP. 677–701
- Sharpe M.R., Hulbert L.J.* Ultramafic sills beneath the Eastern Bushveld Complex: Mobilized Suspensions of Early Lower Zone Cumulates in a Parental Magma with Boninitic Affinities // *Econ. Geology*. 1985. Vol. 80. PP. 849–871.
- Sutcliffe R.H. and Sweeny J.M. and Edgar A.D.* The Lac des Iles Complex, Ontario: petrology and platinum-group-elements mineralization in an Archean mafic intrusion // *Can. J. Earth Sci.*, 1989. 26. PP. 1408–1427.
- The Stillwater complex Montana: geology and guide (Technical Ed's G.K. Czamanske, M.L. Zientek). *Spec. Publ.* 92. 1985. 394 p.

Рецензент доктор геол.-мин. наук Г.Б. Феритатер