

количественные соотношения рудных минералов в них варьируют в значительных пределах. В рудах месторождений Лак-Тио, Иври и Теленез резко преобладает ильменит, для месторождений Джугджурского пояса отмечается высокое содержание апатита по сравнению с месторождениями Каларского массива. Наиболее благоприятными для локализации крупных месторождений комплексных апатит–титано-магнетитовых руд являются массивы смешанного андезин-лабрадоритового состава с преобладанием андезиновой составляющей. В качестве поисковых критериев месторождений титановых руд является наличие положительных (исключением служит месторождение Лак-Тио, сопровождающееся отрицательным ΔT) интенсивных магнитных аномалий значительной протяженности, при штокообразной форме площадь их имеет сложную овальную морфологию. Во вмещающих породах рамы известно много рудопроявлений, но не выявлено ни одного месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданова Н.Г. Строение Геранского анортозитового массива // Геология и минералогия анортозитовых ассоциаций. Владивосток, 1987. С. 86-96.
2. Богатилов О.А. Главные типы анортозитовых ассоциаций СССР // Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976. С. 35-47.
3. Ленников А.М., Натарева З.С. Новые данные о строении, составе и рудоносности Джугджурского анортозитового массива // Докл. АН СССР. 1987. Т. 232. № 2. С. 437-439.
4. Копылов М.И., Пустовойтова И.В. Тектоника и металлогения Дальневосточного габбро-анортозитового пояса // Тектоника и глубинное строение Востока Азии. Хабаровск, 2009. С. 57-61.
5. Панских Е.А. Геология и минералогия автономных анортозитовых ассоциаций восточно-азиатского пояса // Геология и минералогия анортозитовых ассоциаций. Владивосток, 1987. С. 41-57.

РАСЧЕТ НОРМАТИВНОГО МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА МАФИЧЕСКИХ И УЛЬТРАМАФИЧЕСКИХ ПОРОД С ПРЕОБЛАДАНИЕМ МОДАЛЬНОГО ОЛИВИНА И КЛИНОПИРОКСЕНА: АЛГОРИТМ И КОМПЬЮТЕРНАЯ РЕАЛИЗАЦИЯ

Корпечков Д.И.*, Федоров Б.В., Попов В.С.****

**Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва, Россия*

e-mail: korpechkov@yandex.ru

***Российский государственный геологоразведочный университет, Москва, Россия*

CALCULATION OF NORMATIVE MINERAL COMPOSITION OF MAFIC AND ULTRAMAFIC ROCKS WITH PREDOMINANCE OF MODAL OLIVINE AND CLINOPYROXENE: ALGORITHM AND COMPUTER REALIZATION

Korpechkov D.I.*, Fedorov B.V., Popov V.S.****

**Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia
e-mail: korpechkov@yandex.ru*

***Russian State Geological Prospecting University, Moscow, Russia*

A new algorithm of calculation of normative mineral composition of mafic and ultramafic rocks with predominance of modal olivine and clinopyroxene is elaborated as an alternative to CIPW algorithm in order to take into account specific modal composition of dunite-wehrlite-clinopyroxenite association, real sequence of mineral crystallization and to estimate an amount of normative magnetite from chemical analyses with total FeO. The algorithm is realized in 1C language.

Расчет нормативного минерального состава с использованием алгоритма CIPW широко используется более ста лет как наглядный способ представления химического состава магматичес-

ких пород и его сопоставления с модальным минеральным составом. Однако этот метод мало пригоден для пересчета на норму химического состава пород дунит-верлит-клинопироксенитовой ассоциации, обогащенных магнетитом, не содержащих полевых шпатов или содержащих поздний плагиоклаз, поскольку реальная последовательность кристаллизации таких пород ($Ol \rightarrow Crx \rightarrow Mgt (Pl)$) противоположна той, которая предусмотрена алгоритмом CIPW ($Mgt \rightarrow Pl \rightarrow Crx \rightarrow Ol$). Кроме того, метод CIPW в его классической форме не учитывает наличия шпинели, чермакитового и жадеитового миналов, а также требует раздельного определения концентраций Fe^{2+} и Fe^{3+} для оценки содержания магнетита. В связи с этим предпринята попытка разработать специальный алгоритм расчета нормативного минерального состава мафических и ультрамафических пород с преобладанием оливина и клинопироксена в модальном составе, который учитывал бы последовательность их кристаллизации и состав пироксена, а также позволял бы оценить содержание магнетита в породе с использованием химических анализов, в которых суммарное содержание железа представлено в форме FeO.

В предлагаемом алгоритме расчета используются следующие миналы: хромит $FeO \cdot Cr_2O_3$, ильменит $FeO \cdot TiO_2$, апатит $3CaO \cdot P_2O_5$, силикат никеля $2NiO \cdot SiO_2$, жадеит ($Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2$), чермакит ($CaO \cdot Al_2O_3 \cdot SiO_2$), альбит ($Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$), диопсид ($CaMgSi_2O_6$), геденбергит ($CaFeSi_2O_6$), форстерит ($2MgO \cdot SiO_2$), фаялит ($2FeO \cdot SiO_2$), энстатит ($2MgO \cdot 2SiO_2$), ферросиллит ($2FeO \cdot 2SiO_2$), кварц (SiO_2), оксид железа (FeO), оксид магния (MgO). В качестве фаз, содержащих калий, могут быть выбраны ортоклаз ($K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$) или темная слюда (представленная двумя миналами – биотитом $K_2O \cdot 6FeO \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ и флогопитом $K_2O \cdot 6MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$), в качестве дополнительных фаз, содержащих алюминий – анортит ($CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$) или глиноземистая шпинель (в виде миналов $MgO \cdot Al_2O_3$ и $FeO \cdot Al_2O_3$) (соответственно, предусмотрен выбор варианта расчета). Так как пересчитываемые породы принадлежат нормальной серии, щелочные минералы (нефелин, лейцит, эгирин) в расчете не используются.

Разработанный алгоритм включает следующую последовательность операций:

1. Пересчет весовых процентов в молекулярные количества оксидов, объединение железа и марганца в один компонент.

2. Расчет нормативного хромита (по Cr_2O_3), ильменита (по TiO_2), апатита (по P_2O_5). Никель выделяется в виде силиката $2NiO \cdot SiO_2$ (в реальных породах входит в состав оливина).

3. Выбор варианта пересчета с темной слюдой ($K_2O \cdot 6(Mg,Fe)O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$) или ортоклазом, и расчет количества этих минералов (по K_2O).

4. Расчет жадеита, чермакита, альбита, анортита, суммарного содержания герцинита и шпинели, диопсида и геденбергита. Для этого вводятся ограничения на максимальное содержание в пироксене жадеитового и чермакитового миналов. Количество жадеита рассчитывается по натрию, чермакита – по оставшемуся после выделения жадеита алюминию. Если количество натрия или алюминия в породе выше, чем может войти в предельно насыщенный по этим элементам клинопироксен, то оставшийся натрий выделяется в форме альбита, а алюминий – в форме анортита или глиноземистой шпинели (соответственно, требуется выбор варианта расчета – с анортитом или со шпинелью).

Для нахождения количеств указанных алюмосодержащих миналов требуется решение системы уравнений, в которых оксиды кальция и алюминия выражены через соответствующие миналы, и, кроме того, одно уравнение выражает содержание чермакита через суммарное содержание диопсидового и геденбергитового миналов в клинопироксене.

5. Расчет герцинита, шпинели, биотита, флогопита, фаялита, форстерита, ферросиллита, энстатита, кварца, оксидов железа и магния. Для этого необходимо задать железистость ($F = (Fe^{2+} + Mn) / (Fe^{2+} + Mg + Mn)$) минералов. F минералов могут быть заданы произвольно или как функция железистости породы ($F_{rock} = (Fe^{2+} + Mn) / (Fe^{2+} + Mg + Mn)$) (здесь Fe^{2+} – общее содержание железа, выраженного в двухвалентной форме). Например, при анализе баз данных по породам и минералам Кытлымского массива (входящего в Платиноносный пояс Урала) была установлена следующая зависимость $F_{Cpx} = f(F_{rock})$: для пород с $F_{rock} < 0,29$ $F_{Cpx} = 0,9 \cdot F_{rock}$, для пород с $F_{rock} > 0,29$ $F_{Cpx} = 0,545 \cdot F_{rock} - 0,06$. Для каждой серии пород такая зависимость должна быть установлена эмпирическим путем. Так как ортопироксеновый минал в указанных породах входит в состав клинопироксена, F_{Opx} принимается равной F_{Cpx} . F_{Ol} определяется коэффициентом распре-

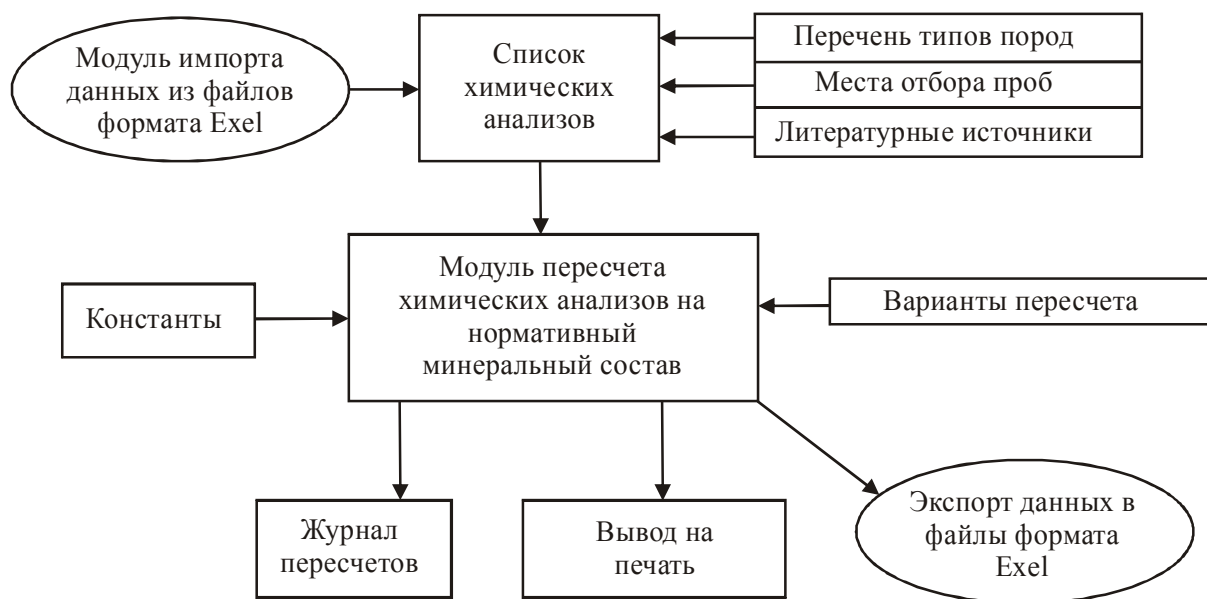


Рис. 1. Схема взаимодействия главных объектов программы.

ления $F_{O1}/F_{Срх}$. Железистость шпинели и темной слюды, содержащихся в малых количествах, задается произвольно, но может быть и задана железистостью главных минералов.

Сначала производится расчет шпинели, герцинита, флогопита, биотита, диопсида, геденбергита, то есть тех фаз, для которых уже рассчитано суммарное содержание железистого и магнезиального минералов.

Остатки железа, магния и кремния распределяются между форстеритом, фаялитом, энстатитом, ферросиллитом, кварцем, оксидами железа и магния путем решения системы уравнений. При фиксированных F_{O1} и $F_{Oрх}$ возможны следующие варианты:

1) Система недосыщена кремнеземом по отношению к оливину заданной железистости. При этом в породе присутствует оливин и магнетит или оксид магния. Расчет оливина происходит по кремнезему, а оставшиеся после расчета железо или магний выделяются в форме оксида.

2) Система пересыщена кремнеземом по отношению к оливину заданной железистости – при этом в породе присутствуют оливин, ортопироксен и оксиды железа или магния. Возможен также случай, когда оливин отсутствует.

При определенных содержаниях кремнезема может иметь место ситуация, при которой ортопироксен и оливин заданной железистости ассоциируют со свободным кремнеземом. Поэтому предусмотрен выбор варианта расчета – либо сохранить в расчете ассоциацию $O1+Qtz$, либо изменить железистость фемических минералов.

Появление свободного кремнезема в большинстве случаев отражает привнос кремнезема в ходе эпигенетических преобразований породы (амфиболизации, оталькования и др.). С поздними изменениями связано также появление свободного оксида магния – в породах он входит в состав магнезита или брусита, возникающих в ходе серпентинитизации оливинсодержащих пород.

6. Пересчет молекулярных количеств нормативных минералов в массовые проценты и объединение минералов.

Предложенный алгоритм реализован на языке программирования, разработанном фирмой 1С. Он относится к группе объектно-ориентированных языков. Данная программа предусматривает ввод и сохранение химических анализов горных пород, пересчет химических анализов в нормативные минералы по одному из выбранных вариантов расчета, представление результатов пересчета и исходных анализов в табличной форме (рис. 1).

Данные (химические анализы горных пород) вводятся вручную или импортируются из внешних электронных таблиц. Хранящиеся анализы могут быть объединены в иерархические группы. Для каждого анализа выбирается тип, определяющий с помощью специальных коэффициентов особенности химического состава нормативных минералов, получаемых при пересчете.

Для разового пересчета может выбираться группа химических анализов или один анализ. В качестве констант используются массовые проценты оксидов и молекул нормативных минералов. Результаты пересчета сохраняются в специальном журнале. Их можно распечатать или сохранить в виде внешних файлов типа электронных таблиц, например, формата Excel.

**АРХЕЙСКИЙ ГАББРО-АНОРТОЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ
КОЛЬСКОГО РЕГИОНА: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
И ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ**

Кудряшов Н.М., Мокрушин А.В.

*Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия
e-mail: nik@geoksc.apatity.ru*

**ARCHEAN GABBRO-ANORTHOSITE MAGMATISM OF THE KOLA REGION:
GEOCHEMICAL AND ISOTOPE-GEOCHRONOLOGICAL DATA**

Kudryashov N.M., Mokrushin A.V.

*Geological Institute KSC RAS, Apatity, Russia
e-mail: nik@geoksc.apatity.ru*

The several stages of the Precambrian gabbro-anorthosite magmatism are known within the Kola region. There are two stages of the Archean gabbro-anorthosite magmatism: 2.93-2.92 Ga and 2.67-2.66 Ga. The initial magma composition of the most ancient gabbro-anorthosite magmatism is concerning to MORB-type basalts, related with initial stage of greenstone belts development. The second stage is referring to subalkaline type of initial magma composition and it was occurred in interplate conditions. The most ancient stage is characterized by the sulfide mineralization with high Au and PGE concentration, during the later stage it was titanomagnetite ore formation without a significant concentration of the precious metals.

Кольский полуостров является одним из классических регионов развития анортозитового магматизма. Анортозиты формировались на разных этапах развития региона и в различных структурных зонах. Они, как правило, не образуют самостоятельных массивов, а ассоциируются с породами разного состава, чаще всего с габброидами и ультрабазитами. Выделяются следующие габбро-анортозитовые комплексы: протерозойский Колвицко-Сальнотундровский сопряженный с Лапландским гранулитовым поясом с возрастом 2.45 млрд. лет [1] и архейский Кейвско-Колмозерский в составе Кейвского террейна, возраст которых составляет 2.7-2.6 млрд. лет [2]. В состав Кейвско-Колмозерского комплекса входят Цагинский, Ачинский, Магазин-Мусюрский и Медвежье-Щучьеозерский массивы, имеющие промышленные масштабы железо-титанового оруденения. К этому же комплексу архейского анортозитового магматизма традиционно относились Патчемварекский дифференцированный массив габбро-анортозитов и расположенный в непосредственной близости с ним – Северный массив, локализованные в зоне сочленения зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья и Мурманского домена [3].

Патчемварекский массив представлен небольшими пластовыми интрузиями мощностью до двух километров и состоит главным образом из габбро-анортозитов и эндоконтактных пироксенитов и габбро. Массив сложен весьма однообразными среднезернистыми метагаббро-анортозитами. Породы имеют типичную кумулятивную структуру и состоят из близких к идиоморфным кристаллам плагиоклаза, интерстиции между которыми выполнены агрегатом вторичной роговой обманки по пироксенам. Состав плагиоклаза по разрезу закономерно меняется, что свидетельствует о скрытой расслоенности. Иногда отмечается ритмичная расслоенность, образованная чередованием лейкократовых и мезомеланократовых разновидностей пород. С юго-запада,