

Некоторые минералогические данные о генезисе магм Карпатского региона

© З. М. Ляшкевич, 2010

Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины, Львов, Украина
Поступила 10 августа 2009 г.

Представлено членом редколлегии В. И. Старостенко

Наведено коротку характеристику мінералів магматичних порід: піроксенів, олівіну, шпінелі, гранату, тридиміту. Склад клінопіроксенів засвідчує два геодинамічні режими в мезозої: внутрішньоплітний (деструкція континентальної кори) та спрединговий (частковий розрив океанічної кори). Гранат у міоценових ріодацитах кристалізувався в апікальній частині магматичного осередку в умовах високого тиску. Наявність тридиміту вказує на високі, близько 1400°C, температури під час виверження кислих розплавів.

A brief characteristics of minerals of magmatic rocks is given: pyroxenes, olivine, spinel, garnet, tridymite. Composition of clinopyroxenes indicates two geodynamic regimes in Mesozoic: intraplate (continental crust destruction) and spreading one (partial break of oceanic crust). Garnet from Miocene rhyodacites crystallized within the apical part of magmatic source at high pressure. Presence of tridymite testifies to high, about 1400°C temperatures of acid melts eruption.

Альпийский этап геологического развития Карпат связан с магматизмом трех фаз: мезозойским, кайнозойским (миоценовым) и плиоцен-плейстоценовым. В мезозое внедрились преимущественно ультраосновные и основные магмы, в кайнозое — среднекислые, в плиоцен-плейстоцене — щелочнобазальтовые.

С развитием идей тектоники плит большое значение приобрели магматические породы, которые считаются главными индикаторами глубинных процессов прошлого. В научных исследованиях зарубежных ученых был сделан акцент на изучении геохимии этих пород: общего химизма, элементов-примесей, редкоземельных элементов, абсолютного возраста и пр. [Peltz et al., 1987; Konecny et al., 2002; Lukacs, Harangi, 2002; Seghedi et al., 2004]. Особенности минерального состава в силу разных причин не было уделено достаточно внимания, хотя они дают дополнительную информацию о геодинамической обстановке формирования магм.

Мезозойская фаза началась в среднем триасе с образования эксплозивных пикритовых туфов, вскрытых скважинами в Закарпатском прогибе, но главные события произошли в T₃¹—J, когда внедрились небольшие массивы и дайки лерцолитов, серпентинитов, базаль-

тов, долеритов. Породы относятся к нормально-щелочным толеитовым сериям несколько повышенной глиноземистости. Они обеднены элементами группы железа (Cr, Ni, Co) при незначительном обогащении литофильными элементами (Zr, Ba, Sr), т.е. соответствуют выплавкам недеплетированного мантийного вещества. По минералого-петрографическим, геохимическим данным выделены три магматические формации: ультрамафитовая, натриевых базальтов и базальт-трахитовая [Ляшкевич и др., 1995].

В отличие от локального развития мезозойских магматических пород кайнозойский вулканизм проявился со всей мощностью взрывных явлений и привел к накоплению многометровых толщ в пределах Панкардии. Первый его этап в раннем миоцене максимально проявился в Паннонской и Закарпатской впадинах с образованием толщ игнимбритов, риолитовых туфов, пемз мощностью до 700—1000 м (риодацитовая формация). Одновременно формировались вулканические постройки Кремницких гор в Словакии, гор Бержень, Матра, Бюкк, Токай в Венгрии, Апусени — в Румынии и погребенная цепь Чопских вулканов в Украине. Второй этап в середине—конце миоцена связан с более спокойным излия-

нием андезитовых лав, образовавших хребты Вигорлат-Гутинский, Оаш, Харгита и др. (андезитовая формация).

Для миоценового вулканизма в целом характерен большой объем пирокластики (порядка 20 км^3) при общем объеме $31\,320 \text{ км}^3$ [Ляшкевич, Алехина, 2003]. Вулканы риодацитовой формации представлены известково-щелочной серией пород нормального ряда с преимущественно кислых разностей повышенной глиноземистости. Вулканы андезитовой формации также отвечают нормальному ряду известково-щелочной, реже толеитовой серии пород (бужорские базальты). По содержанию элементов-примесей устанавливается полное соответствие петрохимическому составу континентальной коры [Ляшкевич и др., 1995].

Щелочные породы финальной фазы магматизма (трахибазальтовая формация) в виде малых тел объемом около 1 км^3 встречены в Паннонской, Трансильванской впадинах, в Вардарской зоне Македонии. Породы представлены субщелочными базальтами, базанитами, нефелинитами, адакитами, лимбургитами и содержат многочисленные ксенолиты мантийных пород (шпинелевые лерцолиты, дуниты, пироксениты, горнблендиты, флогопитовые перидотиты и пр.). Разнообразие ксенолитов свидетельствует о гетерогенном составе верхней мантии, а наличие водосодержащих амфибола, флогопита в щелочных породах — об участии флюидных потоков в процессе выплавления этих магм.

Минеральный состав указанных трех фаз магматизма очень разнообразен и изучен эпизодически. Отметим те минералы, которые наиболее распространены и несут дополнительную информацию. Прежде всего это пироксены. Они представлены во всех типах исследуемых мезозойских и кайнозойских пород в виде ромбических и моноклинных разностей.

В пикритовых туфах мезозоя развит исключительно клинопироксен, содержащий около 77—79% диопсидовой молекулы, 8% — геденбергитовой и 3% — жадеитовой. Наличие последней указывает на повышенное давление в момент формирования породы. В клинопироксене установлено повышенное содержание Ti, Al, общего Fe, несколько пониженное Si, Mg, что соответствует внутриплитному типу пород.

Клинопироксен базальтов, диабазов относится к диопсид-авгиту с 86% диопсидовой молекулы и 3% жадеитовой. По содержанию

Si, Ti, Al, Mg отвечает клинопироксенам океанических толеитов спрединговых зон [Ляшкевич и др., 1995]. Наряду с клинопироксеном в этих породах мезозоя развит гиперстен (бронзит).

Таким образом, состав клинопироксенов указывает по крайней мере на два геодинамических режима в начале альпийского цикла развития региона: внутриплитный (деструкция континентальной коры) и спрединговый (частичный разрыв океанической коры).

Ромбический пироксен — главнейший минерал лерцолитов. В нем по спайности часто развиты вроски клинопироксена, образовавшиеся в результате распада твердого раствора. Содержание формтеритовой составляющей в пироксене магнезиальном от 9—12% до 16%.

Пироксены кайнозойской фазы магматизма наиболее широко представлены в двупироксеновых андезитах, в которых составляют значительную часть основной массы, а также образуют вкрапленники. Клинопироксен преобладает над гиперстеном и представлен диопсид-авгитом. Гиперстен отвечает бронзиту (45—60% Fs). В бужорских андезитобазальтах, базальтах в диопсиде установлена примесь, иногда до 27%, клинопироксена MgSiO_3 (пижонита), который образуется при быстрой кристаллизации магмы и высоких температурах порядка 1200°C .

В андезитах изредка встречается оливин, обычно в виде замещенных изометричных вкрапленников. Содержит 48—54% форстеритовой составляющей и является гортонолитом.

В щелочных породах заключительной плиоцен-плейстоценовой фазы магматизма клинопироксен представлен диопсид-авгитом. В лерцолитовых ксенолитах широко развит оливин, составляющий до 50% породы. Оливин магнезиальный, почти весь серпентинизирован, в свежих зернах в его составе установлено 60—90% форстеритового компонента [Грачев и др., 1987].

Примечательны находки магматического граната в риодацитах, туфах Вигорлат-Гутинской гряды (андезитовая формация). Гранатосодержащие разновидности установлены в риодацитах Перечинского района, в риодацитовом туфе с. Кибляры, в риолитовом месторождении Потички (Словакия) и др. Гранат образует вкрапленники хорошей кристаллографической огранки темнокрасного цвета размером от 2—4 до 5 мм в стекловатой мас-

се породы. Состав его различен, но главная составляющая — альмандин (66,2—77,9% молекулярной формулы). Идиоморфизм граната, соотношение с другими пороодообразующими минералами указывают на его первично-магматическое происхождение. Находясь в равновесии с расплавом, гранат кристаллизовался на значительной глубине при высоком давлении, вероятно, в апикальной части магматического очага [Соболев и др., 1955].

Из силикатных минералов следует отметить широкое распространение тридимита в андезитах, дацитах, риодацитах Закарпатья. Тридимит образует гнезда пластинчатых и гексагональных кристаллов размером до 3 мм в основной массе вулканитов. Иногда образует миллиметровые прожилки, в краях которых тридимит замещен кварцем. Встречается в метасоматически измененных вулканитах в ассоциации с топазом, флюоритом [Лазаренко и др., 1963]. Тридимит устойчив при температурах 870—1470 °С и свидетельствует о высокотемпературных вулкано-метасоматических процессах.

В серпентинизированных лерцолитах мезозоя почти постоянно отмечается шпинель в виде аксессуарного минерала. В зависимости от мест находок состав ее разнообразен. Рентгеноструктурным анализом установлены Mg-Fe, Ni-Zn феррошпинель, Cr-пикотит, магниякобсит [Ляшкевич и др., 1995]. Встречается шпинель в гипабиссальных интрузиях Вышковского района и в куполах дацитов Вигорлат-Гутинской гряды в виде мельчайших зерен округлой формы [Лазаренко и др., 1963].

Приведенные краткие сведения о минеральном составе вулканитов позволяют считать, что магматические расплавы на протяжении всей мезо-кайнозойской истории Карпатского региона формировались на значительных глубинах. В мезозое (примерно 250 млн лет тому назад) магматизм был связан с внедрением пикритовых туфолов, а в дальнейшем — с проникновением верхней части лерцолитовой мантии в участки начального спрединга океанической коры. По-видимому, это была шпинелевая зона мантийного вещества океанической коры, отвечающая сравнительно невысокому давлению (около 100 МПа и температуре порядка 1000 °С) [Wilson, 1991]. В абсолютном значении эти процессы продолжались примерно 60—90 млн лет и завершились сближением литосферных плит, закрытием трогов с океанической корой, сжатием породных масс и затуханием магматизма. В

практически амагматичный этап позднего мела—палеогена продолжалось формирование континентальной коры Карпат и Паннонской впадины, а магматические процессы сместились к югу на территорию Балкан.

Ко времени проявления миоценового вулканизма континентальная кора региона была в основном сформирована. В этот период продолжалось поступление ювенильных флюидов, шло начальное плавление глубинного вещества с образованием флюидно-силикатного расплава, обогащенного H, H₂O, CO₂, HF, HCl и др. [Маракушев, 1988]. Отделение флюидов от расплава привело к взрывному эффекту внедрения кислых лав, игнимбритов, шлаковых лав первой фазы кайнозойского вулканизма, сформировавшей мощные эффузивно-пирокластические толщи. Во вторую фазу последовали углубление магматического очага, более спокойное излияние андезитовых лав, сформировавших хребты Вигорлат-Гутинский, Оаш, Харгита. Очевидна антидромная тенденция вулканизма, подтвержденная данными абсолютного возраста: первая фаза 20—11, вторая 19—7 млн лет [Pecskay et al., 2000]. Антидромный вулканизм имел место при разрушении, деструкции континентальной коры [Фролова и др., 1989]. Образовавшиеся при этом локальные ослабленные зоны разломов служили каналами для быстрого внедрения и кристаллизации высокотемпературных расплавов с сохранением тридимита и вулканического стекла.

Внедрение щелочнобазальтового расплава финальной фазы магматизма следовало непосредственно за миоценовым известково-щелочным вулканизмом (0,2—11 млн лет). Для своего подъема они использовали структуры с утоненной континентальной корой (Паннонская, Трансильванская впадины) и сопровождалась потоками высокотемпературных флюидов. Вслед за М. Вилсон [Wilson, 1991] мы относим их к типу «горячих точек», которым на глубине отвечают плюмы разогретого вещества [Ляшкевич, 2007]. Возможно, процесс этот продолжается и в настоящее время, о чем косвенно свидетельствует наличие многочисленных источников термальных вод в Венгрии, газовый вулканизм в Румынии [Шнюков и др., 2008].

Флюидные потоки, восходящие из ядра Земли, магматические расплавы, изливающиеся на ее поверхность, приводят к непрерывному обновлению континентальной и океанической коры, и пока эти процессы происходят — планета Земля остается живой.

Список литературы

- Грачев А. Ф., Гулько Н. И., Добржиницкая Л. Ф., Друбецкой Е. Р., Ефимова Г. А., Ляпичев И. Г., Наумова Е. В., Суслов Г. И. О вещественной, структурной и физической неоднородности в пределах одного образца шпинелевого лерцолита // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. — Москва: Наука, 1987. — С. 8—44.
- Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А., Барышников Э. К., Малыгина О. А. Минералогия Закарпатья. — Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1963. — 614 с.
- Ляшкевич З. М. К вопросу о петрогенезисе щелочных пород Панкардии // Геофиз. журн. — 2007. — 29, № 6. — С. 157—162.
- Ляшкевич З. М., Алюхина М. О. Про активність неогенового вулканізму Карпат // Геологія і геохімія горюч. копалин. — 2003. — № 2 — С. 46—52.
- Ляшкевич З. М., Варичев А. С., Ткач В. Н. Клинопироксены мезозойских вулканитов Украинских Карпат как индикаторы геодинамической обстановки магматизма // Минерал. журн. — 1995. — 17, № 5. — С. 40—45.
- Ляшкевич З. М., Мегвегев А. П., Крупский Ю. З., Варичев А. С., Тимошук В. Р., Ступка О. О. Тектономагматическая эволюция Карпат. — Киев: Наук. думка, 1995. — 132 с.
- Маракушев А. А. Петрогенезис. — Москва: Недра, 1988. — 291 с.
- Соболев В. С., Спитковская С. М., Эпштейн Р. Я. Первичный магматический гранат (альмандин) в дацитах Закарпатской области // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. — 1955. — С. 316—318.
- Фролова Т. И., Перчук Л. Л., Бурикова И. А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. — Москва: Недра, 1989. — 261 с.
- Шнюков Е. Ф., Панин Н. С., Дину К., Маслаков Н. А., Парышев А. А. Газовый вулканизм в Румынии // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. — 2008. — № 3. — С. 90—102.
- Konecny P., Lexa I., Konecny V. Evaluation of the Banska Stiavnica stratovolcano and corresponding magma chamber (central Slovakia) // Geologica Carpathica. — 2002. — 53. — P. 173—175.
- Lukacs R., Harangi S. Petrogenesis of the Miocene silicic magmas in the Pannonian Basin — a case study in the Eastern Bukkalja volcanic Field, Northern Hungary // Geologica Carpathica. Spec. issue, VEDA. — 2002. — 53. — P. 13—14.
- Pecskay Z., Seghedi I., Dawnes H., Prychodko M., Mackiv B. K/Ar dating of Neogene calc-alkaline volcanic rocks from Transcarpathian Ukraine // Geologica Carpathica. — 2000. — 2, № 51. — P. 83—89.
- Peltz S., Seghedi I., Grabari G. Strontium isotope composition of the Volcanic rocks from the Calimani, Harghita and Persani mountains // Daride seama. Bucuresti: Inst. geol. geofiz. — 1987. — V. 72—73. — P. 309—321.
- Seghedi I., Downes H., Szakacs A., Mason P., Thirlwall M., Rosu E., Pecskay Z., Marton E., Panaiotu C. Neogene — Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian-Pannonian region: a synthesis // Lithos. — 2004. — 72. — P. 117—146.
- Wilson M. Igneous petrogenesis a Global Tectonic approach. — London: Harper Collins Acad., 1991. — 466 p.