

ویژگیهای پترولوژیکی برونوم های دیوریتی در توده نفوذی گرانیتوئیدی وش (جنوب شرق کاشان)

به آفرین شجاعی*¹، علیخان نصر اصفهانی²

¹- کارشناس ارشد پترولوژی و عضو باشگاه پژوهشگران جوان دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان

²- گروه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد خوراسگان، اصفهان، ایران

چکیده

توده نفوذی وش، در شمال باختری نطنز واقع است. این توده در نوار آتشفشانی ارومیه-دختر قرار دارد. ترکیب توده نفوذی از گرانودیوریت تا تونالیت تغییر می کند. ترکیب برونومها دیوریتی تا مونزودیوریتی است. برونومهای ماگمایی و گرانیتوئیدهای میزبان دارای کانیهای مشابهی هستند ولی میزان آنها متفاوت می باشند. برونومها از نظر توزیع عناصر نادر خاکی روندی مشابه را نشان می دهد ریز دانه بودن برونومها حاکی از سرد شدن سریع آنگون سازنده آن هنگام ورود به درون ماگمای گرانیتوئیدی میزبان است. حضور برونومهای ریز دانه مافیک همراه با شواهدی از وجود بافتهای نا تعادلی مانند حضور انبوهه های مافیک، آپاتیت های سوزنی، بیوتیت های تیغه ای، حضور پلاژیوکلاز کوچک در پلاژیوکلاز بزرگ، همگی آمیختگی ماگمایی را تأیید می کنند. برونوم ها گویچه هایی از ماگمای مافیک هستند که با ماگمای فلسیک آمیختگی جزئی داشته اند.

کلید واژه ها: آمیختگی ماگمایی، برونوم، توده نفوذی وش، نطنز

مقدمه

توده نفوذی وش در 63 کیلومتری شمال غرب نطنز با سن الیگومیوسن ساختاری ارومیه - دختر محسوب می شود. توده نفوذی وش، مجموعه های آتشفشانی ائوسن و سنگهای رسوبی آهکی کرتاسه را قطع نموده است. توده گرانیتوئیدی وش از لحاظ سنگ شناسی، بیشتر از گرانودیوریت تشکیل شده است. در توده نفوذی مورد نظر برونومهای ریز دانه مافیک نسبتاً فراوان با ترکیب دیوریت حضور دارند که از نظر ویژگی های کانی شناسی و بافتی، شباهت ها و تفاوتی را با گرانیتوئیدهای میزبان نشان می دهند مطالعات بسیاری بر روی ناحیه کاشان - اردستان و نطنز انجام شده است، از جمله مهمترین تحقیقات انجام شده در منطقه می توان به مطالعات زمین شناسی پترولوژی توسط شیریان (1385) اشاره نمود. وی گرانیتوئیدهای جنوب روستای تتماع در نزدیکی منطقه مورد مطالعه را ناشی از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی می داند. امین الرعایایی (1386) و کنعانیان (1387) خاستگاه زمین ساختی سنگهای آتشفشانی اطراف توده نفوذی مورد مطالعه را بررسی نموده اند. از آنجا که بررسی برونومها در توده های گرانیتوئیدی می تواند آگاهی های سودمندی از شکل گیری و ماهیت سنگ

خاستگاه، چگونگی شکل گیری و تکامل ماگمای مولد توده های نفوذی و بررسی احتمال رویداد. آمیختگی ماگمایی در اختیار پژوهشگران قرار دهد، در این مقاله سعی شده است تا با استفاده از نتایج حاصل از روابط صحرایی، ویژگیهای سنگ شناختی، شیمی کانی ها و ژئوشیمی برونومها، وجود یا عدم وجود ارتباط ژنتیکی بین گرانودیوریت میزبان و برونومها خاستگاه و چگونگی تشکیل برونومهای ریز دانه توده وش مورد بحث و مطالعه قرار گیرد.

مواد و روشها

طی بازدیدهای صحرایی از بخشهای دگرسان نشده، حدود 80 نمونه سنگی از توده نفوذی و برونومهای منطقه وش برداشت شد و پس از تهیه مقاطع نازک و مطالعه آنها با میکروسکوپ پلاریزان، 12 نمونه به روش ICP-MS در آزمایشگاه ALS Chemiex کانادا و 4 نمونه به روش XRF در دانشگاه اصفهان، مورد تجزیه عناصر اصلی و فرعی قرار گرفت.

پتروگرافی

توده نفوذی وش از نظر مودال دارای ترکیب گرانودیوریت تا تونالیت است. براساس مطالعات میکروسکوپی، مهمترین بافتها در نمونه ها شامل: بافت گرانولار، میکروگرانولار، پوئی کیلیتیک می باشند. در نمونه دستی این سنگها درشت بلور و ضریب رنگینی آنها متناسب با فراوانی کانی های مافیک متغیر است. کوارتز، ارتوز و پلاژیوکلاز، کانی های اصلی این توده می باشند. کانی های فرومنیزین در نمونه ها بیوتیت و آمفیبول است. کوارتز در حدود 20٪ مودال ترکیب کانی شناسی را تشکیل می دهد. این کانی خاموشی موجی دارد. فلدسپارهای قلیائی با ترکیب ارتوز بطور معمول درشت بلور با طولی بزرگتر از 3 میلی متر است. تعدادی از فلدسپارها به طور بخشی به کانی های رسی و سریسیت تجزیه شده است. پلاژیوکلازهای شکل دار تا نیمه شکل دار با اندازه بلورهای از 0/5 تا 2 میلی متر است و دارای بافت سلولی اسفنجی است. بلورهای پلاژیوکلاز اغلب زون بندی نشان می دهد. بیوتیت شکل دار تا نیمه شکل دار با رنگ قهوه ای تا قهوه ای سوخته می باشد. اندازه بیوتیت ها 0/2 تا 1/5 میلی متر است. این کانی ها در حقیقت کانی های اولیه ماگما هستند که در شرایط جدید با فشار بخار آب بالا و حرارت کمتر تحت تأثیر قرار می گیرند و ناپایدار می شوند. آمفیبول فراوانتر از بیوتیت بصورت شکل دار تا نیمه شکل حضور دارد و بارنگ سبز زیتونی دیده می شود. علاوه بر کانی های فرومنیزین، کانی های فرعی شامل آپاتیت، تورمالین و سریسیت، کلسیت، کلریت، اپیدوت که اغلب کانی های دگرسانی هستند نیز حضور دارند مگنتیت مهم ترین کانی اپاک در این توده می باشد.

برونومها

حضور مقادیر زیادی برونومهای گرد و بیضوی با منشا آذرین دارای ترکیب دیوریت و تاحدی مونزودیوریت است که از ویژگیهای مهم این نفوذی می باشد. برونومها بیشتر در فازهای مافیک تر هم در بخشهای حاشیه ای و هم در مرکز توده مشاهده می شوند و اندازه آنها بین 10 میلیمتر تا 40 سانتی متر متغیر است و شکل آنها از حالت تقریباً زاویه دار تا کاملاً گرد شده تغییر می کند ولی بیشتر به شکل های تقریباً بیضوی دیده می شوند. اندازه برونومهای توده و ش متفاوت است اما ابعاد 10 تا 20 سانتیمتر عمومیت بیشتری دارد. این سنگ ها به طور گسترده ای از پلاژیوکلاز و کانی های مافیک تشکیل شده اند. در حالی که گرانیتوئید های میزبان دارای مقادیر کمتری از این کانی ها می باشند و در عوض کوارتز و فلدسپات بیشتری دارند. کانی های فرعی این برونوم ها آپاتیت و زیرکن است که به صورت کشیده و سوزنی در کانی های دیگر مانند کوارتز، فلدسپار قلیایی و بیوتیت متبلور شده است.

نام گذاری نمونه ها

سنگهای توده نفوذی و برونوم ها مورد مطالعه علاوه بر نامگذاری مدال، بر اساس ترکیب شیمیایی نامگذاری شده اند. بر اساس نمودار اشترکایزن به نقل از لی مایتره (1989) نمونه های توده نفوذی در محدوده گرانودیوریت و تونالیت و برونومها در محدوده دیوریتی و مونزودیوریتی قرار می گیرند. طبق نمودار درصد وزنی اکسیدهای قلیایی و سیلیس که برای تفکیک سنگهای درونی استفاده می شود نمونه ها در محدوده گرانودیوریت و برونوم ها در محدوده دیوریت قرار می گیرند. بر اساس مطالعات شاخص آلومین در نمودار لی مایتره (1989) که بر اساس A/CNK در مقابل A/NK است، نمونه های توده و برونوم در محدوده متاآلومین که متعلق به سنگهای کالکوالکالن است، قرار می گیرند.

خاستگاه ماگما

گرانیتوئید و برونوم های وش بر اساس نمودارهای پترولوژیکی وینرس (2004) و والن و همکاران (1987)، ویژگی های گرانیت های I-type را از خود نشان می دهد. نمودارهای پتروژنز (آلتر و همکاران، 2000 و پیتینو، 1993)، نشانگر این است که ماگمای مادر نفوذی وش از یک منبع متابازالتی تا متا تونالیت یا معادل دگرگونی آن، آمفیبولیت منشاء گرفته است. در برونوم های وش، مقدار متوسط SiO_2 ، Al_2O_3 ، K_2O ، CaO ، Na_2O ، Na_2O/K_2O و $ACNK$ به ترتیب برابر 54/36، 17/17، 1/9، 6/86، 4/39، 0/37 و 0/64 می باشد. از نظر میزان $Mg \neq FM$ به ترتیب برابر 56/08 و 0/47 است. در تمامی نمودارهای استفاده شده در این تحقیق از علامت مربع برای نمایش نمونه های توده اصلی و دایره توپر برای نمایش نمونه های برونوم استفاده شد. گوتینی (1986) بر اساس میزان $\delta = (Na_2O + K_2O) / (SiO_2 - \text{میزان})$ (1986) گوتینی (1986) بر اساس میزان $\delta = (Na_2O + K_2O) / (SiO_2 - \text{میزان})$ برای نمایش نمونه های برونوم استفاده شد. گوتینی (1986) بر اساس میزان $\tau = (Al_2O_3 - Na_2O) / TiO_2$ در مقابل (43) $\tau = (Al_2O_3 - Na_2O) / TiO_2$ سری های ماگمایی را به 4 گروه طبقه بندی کردند: $\delta < 1/2$ سری

کلسیک، $\delta = 3/5 - 1/2$ سری کالکوآلکان، $\delta = 8/8 - 3/5$ آلکان و اگر $\delta > 8/8$ باشد سری پرآلکان است. در این نمودار نمونه ها در محدوده کالکوآلکان قرار می گیرند، در واقع گرانیتوئیدهای کالکوآلکان می تواند حاصل اختلاط ماگمایی باشد (دونایروهمکاران، 2005).

بحث

برونومها سنگهای بیگانه ای هستند که به صورت جامد و یا آبگون به درون ماگمای میزبان وارد می شوند. وجود بلورهای شکل دار فازهای مافیک و پلاژیوکلاز (ورنون، 1991)، بافت پرفیروئید، منطقه بندی پلاژیوکلازها، ریزدانه بودن برونوم نسبت به سنگ میزبان، شکل کشیده برخی از بلورها مانند آپاتیت و یا بیوتیت شواهدی هستند که دلالت بر خاستگاه ماگمایی برونومها دارند (ورنون، 2004 و لیانگون و همکاران، 1991 بسیاری از پژوهشگران حضور انبوهی های مافیک بیوتیت و هورنبلند همراه با اسفن و کانی های کدر را یکی از شواهد بافت چشمگیر آمیختگی ماگمایی می دانند (باربارین، 1992 و فورست و همکاران، 2001). بالا بودن میزان MnO و MgO در برونومها در مقایسه با سنگ میزبان ناشی از فراوانی کانی های فرومینیزین آمفیبول، بیوتیت و اکسیدهای آهن بوده و میزان بالاتر Al_2O_3 و CaO به فراوانی پلاژیوکلاز در آمفیبول نسبت داده می شود (باربارین، 2005). پایین بودن میزان K_2O در ماگمای سازنده برونوم نسبت به سنگ میزبان، باعث عدم تبلور فلدسپار پتاسیم شده است. زمانی که ماگمای حد واسط فاقد بلور به درون ماگمای تا حدی متبلور شده اسیدی نفوذ می کند، چون قبلاً مقداری از پتاسیم ماگمای اسیدی به دلیل تبلور بخشی آن، به درون شبکه کانی ها وارد شده و با کمبود پتاسیم مواجه شده است، لذا مقداری از پتاسیم ماگمای حد واسط به درون ماگمای اسیدی انتشار یافته و با این عمل میزان پتاسیم ماگمای برونوم کاهش می یابد (سرجی، 1997). از سوی دیگر ممکن است فراوانی بالای Na_2O و اندک K_2O متفاوت بودن خاستگاه، عمق و یا شرایط فیزیکی دو ماگما وابسته باشد، به عبارتی ممکن است برونوم در محیطی متفاوت و یا در فشار H_2O بالاتر تشکیل شده باشد بین ترکیبات کانی شناسی برونوم میکرو گرانولار مافیک و میزبان های آن یک تطابق قوی وجود دارد. در گرانیتوئیدهای هورنبلند دار (نوع I) برونومهای میکرو گرانولار مافیک دارای مقادیر تقریباً برابر هورنبلند و بیوتیت می باشد (طهماسبی، 1382). فراوانی برونومها به ویژه برونومهای ماگمایی یکی از ویژگی های گرانیتوئیدهای ماگمایی کالکوآلکان و خصوصاً گرانیتوئیدهای کالکوآلکان کوهزایی است که در مناطق فرورانش جایگزین شده اند. وجود حاشیه با رنگ روشن در اطراف بعضی از برونومها به دلیل افت سریع دما در رویارویی دو ماگمای برونوم و ماگمای فلسیک تر گرانیتی که باعث انتشار انتخابی پتاسیم و آب می شود و همین امر سبب جابه جایی کانی های ابدار مانند آمفیبول و بیوتیت در برونوم و یا گرانیت می شود. اختلاف دمایی بین دو ماگمای مافیک (برونوم) و فلسیک (گرانیت) که معمولاً بین 100 تا 300 درجه سانتی گراد است منجر به یک اختلاف ویسکوزیته بین دو ماگما می شود. اسپارک و

همکاران (1986) معتقدند هنگامی که یک ماگمای فلسیک با یک ماگمای مافیک مخلوط می شود افزایش ناگهانی دما در ماگمای فلسیک باعث کاهش سریع ویسکوزیته ماگما می شود.

نتیجه گیری

بررسی های صحرایی، سنگ شناختی، ژئوشیمیایی و بررسی ویژگی های شیمیایی کانی های شیمیایی کانی های تشکیل دهنده برونومهای ریزدانه مافیک و توده گرانیتوئیدهای میزبان آن ها در منطقه و ش، دلالت بر شواهدی است که حاکی از آمیختگی ماگمایی است. در این منطقه، توده گرانیتوئیدی و ش با ترکیب گرانودیوریت و تونالیت، میزبان برونومهای ریزدانه مافیک دیوریتی و مونزدیوریت است. برونومها بیشتر کروی بوده و اندازه آن ها از چند میلی متر تا 40 سانتی متر متغیر است. مرز آنها با گرانودیوریت های میزبان در مقیاس نمونه دستی غالباً مشخص است. وجود بافت ریزدانه مافیک، فنو کریست های خودشکل و یا منطقه بندی پلاژیوکلاز در درون برونومها دلیلی بر خاستگاه ماگمایی آنهاست. شواهدی از قبیل حضور مگا کریست های فلدسپار پتاسیم که حاوی نفوذی هایی از کانی های پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول و کانی های فرعی دیگرند. انبوه های مافیک متشکل از آمفیبول، بیوتیت، اسفن و مانتیت، آپاتیت سوزنی دلالت بر فرآیند آمیختگی ماگمایی دارند. نتایج تجزیه های ریزپردازشی پلاژیوکلازهای برونومها و سنگ در برگیرنده، حاکی از آن است که در برخی موارد این بلورها دارای منطقه بندی بوده اند که این موارد نیز مؤید فرآیند آمیختگی ماگمایی است.

منابع

- امین الرعایایی، م.، 1386 "بررسی ژئوشیمی و خاستگاه زمین ساختی سنگهای آتشفشانی تماغ"، مجله علوم پایه دانشگاه تهران.
- شیریان، ف.، 1385 "پتروژنز گرانیتوئیدها و انکلاوهای کوه هیمند (شمال غرب نطنز)"، پایان نامه کارشناسی ارشد گرایش پترولوژی، دانشگاه اصفهان.
- طهماسبی، ز.، 1382، "پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی نیاسر کاشان"، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی، دانشگاه اصفهان،، 54 صفحه
- علائی مهابادی، س.، خلعتبری جعفری، م. 1377 "نقشه زمین شناسی 1/100000 چهار گوش نطنز". ورقه شماره نظرسازمان زمین شناسی کشور.
- کنعانیان، ع.، 1387 "کانی شناسی و ژئوشیمی ایزوتوپهای پایدار سنگهای آتشفشانی دگرسان شده جنوب خاوری کاشان". دانشگاه تهران.
- Altherr, R. A. Holl, E. Hegner, C. Langer, H. Kauzer, 2000 High Potassium, Calc- Alkaline I-type Plutonism in the European, Lithos, 50. 51-73.

- Barbarian B., Didier J., 1992 “ Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas” , Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences 83 .145-153.
- Barbarian B., 2005 “Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Soerra Nevada batholiths, California : nature , origin, and relations with the hosts “ , Lithos 80.155-177.
- Chappell B.W, White A.J.R., Wyborn D., 1987 “ The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis” , Journal of Petrology 28 . 1111-1138.
- Didier J.& B., Barbarian, 1991, Enclaves and granite petrology: Elsevier, Amsterdam. 525p.
- Donaire T., Pascual E., Pin C., Duthou J-L., 2005 “Microgranular enclave as evidence of rapid cooling in granitoid rocks: the case of the Los Pedroches granodiorite, Iberian Massif , Spain” , Contribution to Mineralogy and Petrology 149 247-265.
 - Frost, C. G., Barends, W. J. Collins, R. A. Arculus, , D. G. Ellis, C. D. Froat, 2001 A Geochemical Classification for Graitic Rocks, J. of Petrol., 11 2033-2048.
 - Gottini, V., 1968. The TiO₂ frequency in volcanic rocks. Geologische Rundschau 57,930-935.
- Liankun S., Kuirong Y., 1991 “ A two-stage crustmantle intraction model for mafic mocrogranular enclave in the Doning granodiorite Pluton, Guangxi , China” , In: Didier J, Barbarian B (eds) Enclaves and granite petrology . Elsevier , Amesterdam , 95-112.
- Le Maitre R.W., Batman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Wooley A.R. and Zanettin B., 1989. "A classification of igneous rocks and glossary of terms". Blackwell, Oxford, .
 - Patino D.A.E, 1993”Titanium substitution in biotite: An empirical model with applications to thermometry, O₂ and H₂O barometries, and consequences for biotite stability, chemical Geology, 108 .133-162.
- Sergi A., 1997 “ Mafic microgranular enclaves from the xanthi pluton (Northern Greece) : an example of mafic-felsic magma interaction “ , Mineralogy and Petrology 61 . 97-117.
- Sparks R.S.J., Marshal L., 1986 "Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas" Journal of Volcanology and Geochemical Research 29.99-124.
- Vernon R.H., 1991 “Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves” , In: Didier J, Barbarian B (eds) Enclaves and granite petrology. Elsevier, Amsterdam. 277-291.