

بررسی متابازیتهای کمپلکس الیگودرز - ازنا

هستی آردم^۱، محمد پورمعافی^۲، منصور قربانی^۳

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد رشته پترولولوژی دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین

۲- عضو هیات علمی دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین

۳- عضو هیات علمی دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین

چکیده

کمپلکس الیگودرز در استان لرستان ، در نزدیکی شهرستان الیگودرز قرار گرفته که بخشی از زون سندج - سیرجان محسوب می گردد. سنگهای موجود در مجموعه مذکور شامل تناب و سنگهای رسوبی و آذرین دگرگون شده است. که احتمالاً مربوط به یک حوضه ولکانیکی - رسوبی اولیه است که در آن شرایط همزمان رسوبگذاری و خروج سنگهای آذرین بازیک فراهم بوده است. سنگهای یاد شده تحت تاثیر دگرگونی ناحیه ای در حد رخساره شیست سبز و آغاز رخساره آمفیولیت دگرگون گشته اند. سنگهای آذرین دگرگون شده شامل متابازالتها، متا آندزیت ها و میلونیت گرانیتوئید ها و نیز توده های نفوذی کوچک مانند دیابازها و دلریت ها در بین سنگهای آذرین وجود داشته اند که اکنون ما آنها را به عنوان شیست سبز یاد می کنیم.

کلمات کلیدی: کمپلکس الیگودرز، متابازیتها

پتروگرافی متابازیتهای منطقه

متبازیت های منطقه در حال حاضر شیست ها و آمفیولیت ها می باشند که به تفضیل در زیر

بررسی می شوند:

- **شیستها:** این شیستها که در نمونه های ماکروسکوپی بیشتر به رنگهای سبز دیده می شوند و دارای اپیدوت فراوانی هستند، بیشتر از دیابازها، دلریت های دگرگون شده و متابازالت ها تشکیل شده اند که هنوز بقایای بافت های اولیه آنها را قابل تشخیص است.

* کلریت شیست ها با وفور کانی کلریت در آنها در کنار کانیهای آلکالی فلدسپات ، کوارتز، اسفن، اکسیدهای آهن و مقدار اندکی بیوتیت.

* ترمولیت شیستها حاوی کانیهای ترمولیت، پلازیوکلاز، اکتینولیت، کلریت، اسفن و کانیهای اپک و...می باشد.

* ترمولیت اکتینولیت شیستها حاوی کانیهای ترمولیت، اکتینولیت، کلریت، پلازیوکلاز می باشند، دیگر کانیهای موجود در آنها عبارتند از اپیدوت، کوارتز و آلکالی فلدوپات.

* اپیدوت کلریت شیستها دارای کانیهای اپیدوت، کلریت، کوارتز و فلدوپات می باشند. از دیگر کانیهای فرعی می توان از اسفن و اکسید آهن و.... یاد نمود.

* هورنبلندر شیستها که گسترش کمتری در منطقه دارند و نشانگر افزایش درجه دگرگونی می باشند. کانیهای اصلی در آنها هورنبلندر، پلازیوکلاز، کلریت و کانیهای فرعی اپیدوت، اکتینولیت، کلسیت و اسفن می باشد. معمولاً این سنگها به صورت توده های کوچک در منطقه دیده می شود که بر اساس مطالعات پتروگرافی و بافت آنها می توان به منشا گابروی آنها پی برد.

-آمفیبولیت ها: این سنگها که در قسمت هایی از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ الی گودرز در نزدیکی روستای چمن سلطان و عبدل آباد مشاهده می گردند طبق نظر سهیلی و جعفریان(1381) آمفیبولیت نامیده شده اند که به باور ایشان این سنگها دارای آمفیبول های سبز و بخصوص هورنبلندر می باشند و سنگ مادر آنها خاستگاه آذرین داشته و به عبارتی پارا آمفیبولیت می باشند. طبق مشاهدات ما این سنگها زیر میکروسکوپ آثار بافت اولیه را بخوبی نشان داده ولی بنظر می رسد بیشتر این سنگها شیستهای دارای هورنبلندر و اکتینولیت و ترمولیت باشند که تا مرحله آغازین آمفیبول دگرگون شده اند و با توجه به اینکه اکثر نمونه ها دارای اپیدوت فراوانی هستندو با توجه به همزیستی اکتینولیت و هورنبلندر در متابازیتها می توانیم انها را به رخساره تحولی اپیدوت آمفیبولیت نسبت دهیم که نشانگر پایان رخشاره شیست سبز و آغاز رخساره آمفیبولیت می باشد.

سنگ شناسی و ژئوشیمی متابازیتها

نمودارهای مجموعه آلکالی-سیلیس یکی از مفیدترین روش های طبقه بندی سنگهای آذرین است که به TAS معروف است. که در آن از پارامترهای $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل درصد SiO_2 استفاده گردیده است (Cox et al. 1979) نمونه های مورد بررسی در دیاگرام در محدوده بازالتی قرار گرفته اند که سه نمونه از آنها را می توان با استفاده از بافتشنان درونی نامید که برهمین اساس نام گابر و خواهد داشت. با استفاده از دیاگرام Winchcheite+Floyd 1977 که پارامترهای آن Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y می باشد و برای استفاده در سنگهای دگرسان و دگرگون شده قابل اعتمادتر

می باشند نمونه ها بازالتی شناخته شدند که در شکل 2 مشاهده می کنیم. نمودار MnO-TiO₂-P₂O₅ مولن (1983) برای بازالتهای با دامنه سیلیس 45-54 را به انواع تولیت های جزایر قوسی، MORB، تولیت های جزایر اقیانوسی، آلکالن بازالتهای جزایر اقیانوسی، بازالتهای کالک آلکالن و تقسیم می کند که براساس این نمودار نمونه ها در محدوده MORB قرار می گیرند. نمودار مثلثی جنسون ریکو (1989) برای تقسیم بندی سنگ های آتشفسانی دگرگون شده مناسب می باشد که سنگها را با استفاده از کاتیون تقسیم بندی می کند و بازالتها را از سنگهای کماتیتی و کالکوآلکالن جدا می کند. طبق این نمودار نمونه ها در محدوده تولیت های غنی از آهن قرار می گیرند.

سری ماگمایی

پنج سری ماگمایی شناخته شده عبارتند از: سری تولیتی - سری آلکالن - سری کالکوآلکالن - سری شوشونیتی. برای تعیین سری ماگمایی از نمودار مثلثی AFM ایروین - بارگار 1997 و نمودارهای (Peccerillo & Taylor 1976 و Miyashiro 1974) استفاده شد که نشانگر تولیتی بودن نمونه ها می باشد.

محیط تکتونیکی متابازیتهای منطقه بر اساس عناصر کمیاب

نمودار Y-Zr-Zr پیرس و نری تمایز بین بازالتهای جزایر قوسی و بازالتهای درون صفحه ای و MORB را نشان می دهند که براساس این نمودار، نمونه های مورد مطالعه حدودا در محدوده مربوط به بازالتهای درون صفحه ای جای می گیرند.

بر اساس نمودار Nb-Zr-Y (مشد 1986) متابازیتهای منطقه در محدوده تولیت های داخل صفحات قرار می گیرند. نمودارهای Ti-Zr-Y پیرس و کن (1973) برای بازالتهای تولیتی با دامنه ترکیبی CaO+MgO بین 12-20٪ مناسب می باشد که براساس این نمودار نمونه ها در محدوده بازالتهای درون صفحه ای قرار می گیرند.

نتیجه گیری

سنگهای منطقه مطالعه شده تناوبی از سنگهای رسوبی و سنگهای آذرین دگرگون شده می باشد که از جمله آذرین های دگرگون شده شیست و آمفیبولیت است که در نمونه دستی سبز رنگ می باشند، دارای هورنبلند و اکتینولیت و ترمولیت و کلریت و اپیدوت فراوانی هستند. بقایای بافت های

اولیه این سنگها هنوز قابل تشخیص است گویای متابازیت بودن آنها می باشد. این سنگها نیز همانند بقیه سنگهای مجموعه متحمل دگرگونی ناحیه ای در حد رخساره شیست سبز و تا ابتدای رخساره آفیولیت شده اند. با توجه به ژئوشیمی عناصر و بر مبنای دیاگرام های ارائه شده ترکیب اولیه این شیستها بازالتی تشخیص داده می شود و سری ماگمای آن سری تولثیتی می باشند و براساس عناصر کمیاب و نمودارهای مربوط به این عناصر محیط تکتونیکی متابازیتهای منطقه در محدوده بازالت های درون صفحه ای قرار می گیرند.

منابع

- 1- سازمان زمین شناسی کشور. شرح نقشه زمین شناسی 1:250000 گلپایگان و خرم آباد.
 - 2- قاسمی، حبیب الله، 1371 بررسی پترولوزی و زمین شناسی سنگهای دگرگونی و آذرین نفوذی بوئین میاندشت (جنوب شرق الیگودرز، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، 240 صفحه).
 - 3- شلی، دیوید 1374، بررسی میکروسکوپی سنگ های آذرین و دگرگونی، ترجمه ترجمه آسیابانها، عباس، انتشارات دانشگاه بین المللی امام خمینی ره، 630 صفحه.
 - 4- میاشیرو، آکیهو، 1379، پترولوزی دگرگونی، ترجمه: ولی زاده، محمدعلی، صادقیان، محمود، انتشارات دانشگاه تهران، 502 صفحه.
- 1-Cox,K.G.& Bell, J.D.&Pankhurst,R.J,1989, The interperetation of igneous rocks, London unwin hyman.
- 2-Yardly,B.W.D.1989-An introduction to metamorphic petrology.Longman,248P.

بورسی پتروگرافی و ژئوشیمی زون های تداخلی مناطق شانوره - کنگره (غوب، جنوب غربی قروه)

*صلیلیقه احسانی، امین پناهی، فرزانه عالیوند

دانشجوی دکتری زمین شناسی پترولوزی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال

دانشجوی دکتری زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، مدرس زمین شناسی

دانشگاه آزاد دره شهر

کارشناس ارشد زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم آباد

چکیده

منطقه مورد مطالعه (قروه) در دشت وسیعی در 87 کیلومتری خاور سنتندج و 72 کیلومتری شمال باختری همدان قرار داشته واز لحاظ ساختاری متعلق به زون دگرگونه سنتندج - سیرجان می باشد. سنگهای این منطقه دارای طیف گسترده ای از توده های نفوذی با ترکیب گابرو، دیوریت، گرانیت وزون های تداخلی حاصل آمیزش دو مگماهی فلسيك (خانواده گرانیتوئید) و مايفيك (خانواده گابروئيدها) با سن يکسان و خاستگاه متفاوت تشکيل شده است. پلازیو كلاز، آلکالی فلدسپار، آمفیبول، پيروكسن، كوارتز و بيوتیت به عنوان کانی های اصلی و تیتانیت، كلریت و اپیدوت به عنوان کانی های فرعی می باشند. شواهد پتروگرافی دلالت بر حدوث پدیده اختلاف ماگماهی در این منطقه می باشد. مطالعات ژئوشیمیابی نشان می دهد که سنگهای منطقه جزء سری های آلکالن و كالکوآلکالن هستند.

واژگان کلیدی: پتروگرافی، كالکوآلکالن، ژئوشیمی، قروه

مقدمه

منطقه مورد مطالعه (قروه) در دشت وسیعی در 87 کیلومتری خاور سنتندج و 72 کیلومتری شمال باختری همدان قرار داشته، دارای طول جغرافیایی 48° و 47° خاوری و عرض جغرافیایی 35° و $35^{\circ} 10'$ شمالی و ارتفاع 1900 متر از سطح دریا می باشد. این شهرستان به مرکزیت شهر قروه و مجموعاً 4339 کیلومتر مربع وسعت دارد. قروه از ابتدا در طول جاده‌ی سنتندج به همدان قرار داشته و از شمال به بیجار، غرب به دهگلان، جنوب به سقز و شرق به همدان محدود می شود. مجموعه سنگهای آذرین نفوذی قروه در محدوده‌ای با وسعت تقریبی ۱۹۳ کیلومتر مربع در جنوب شهر قروه رخنمون دارند. این مجموعه بخشی از کمربند آذرین درونی مزوژوئیک - ترشیری پنهانه سنتندج - سیرجان

شمالی به شمار می آید، شیخ ذکریایی و همکاران (1387). که از لحاظ سنگ شناسی می توان توده های نفوذی را به عنوان سنگ میزبان نمایان نمود. هدف اصلی از ارائه این مقاله بررسی پتروگرافی، کالی شناسی و ژئوشیمی در داخل توده های نفوذی منطقه است.

بحث

مطالعات پتروگرافی

بررسی و مطالعه سنگ نگاری تعداد 45 مقطع نازک از نمونه های برداشت شده، زون های تداخلی منطقه مورد مطالعه از ماهیت تداخل یا آمیزش بین دو قطب ماقمایی با ترکیب متفاوت و انجام عملیات صحرایی دقیق، از این رو با انجام عملیات صحرایی با دیدگاه اختلاط و امتزاج ماقما، نمونه برداری از زون تداخلی صورت گرفت. در طی نمونه برداری، از کلیه سنگ های قطب های ماقمایی آمیزش یافته شامل قطب فلزیک (گرانیتوییدی)، قطب حدواسط (دیوریتی)، قطب مافیک (گابرو) و ییگانه سنگ های موجود در هر دو قطب ماقمایی، نمونه هایی جمع آوری شد. پس از انجام مطالعه سنگ نگاری، سنگ های منطقه آمیزش یافته به پنج خانواده گرانیتوییدی (تونالیت تا گرانیت)، دیوریتی، گابرویی، اختلاطی و ییگانه سنگ ها تقسیم شدند. اگرچه اغلب سنگ های گرانیتوییدی شواهدی از دگرشکلی شکل پذیر و شکنا که حاصل اعمال تنفس های دینامیکی در طی رخدادهای زمین ساختی است، را از خود نشان می دهند (شیخ ذکریایی، 1381).

زون تداخلی

در منطقه مورد مطالعه (شانوره و حدفاصل بین شانوره و کنگره) زون های تداخلی حاصل آمیزش، دو ماقمای فلزیک (خانواده گرانیتوییدی) و مافیک (خانواده گابروییدها) با سن یکسان و خاستگاه های متفاوت تشکیل شده است. آمیزش دو ماقما در منطقه مورد مطالعه، زون های تداخلی با خصوصیات متفاوت همچون شدت تداخل، ساخت های حاصل از امتزاج و اختلاط، الگوی توزیع ییگانه سنگ ها و ابعاد ییگانه سنگ ها را ایجاد نموده است جاییگیری توده های گابرو- دیوریتی و گرانیتی در منطقه شانوره مشخص بوده، به طوری که در قسمت شمال، جنوب و جنوب باختری توده شانوره سنگ های گابرو- دیوریتی با سنگ های گرانیتی هم مرز هستند (شیخ ذکریایی، 1370). در بخش مرزی سنگ های فلزیک و مافیک در منطقه مورد مطالعه مناطق تداخلی دیده می شود. در منطقه تداخلی و یا در ییگانه سنگ های میکرو گرانولار مافیک با اندازه های متفاوت (به ویژه بزرگ پیکرهای)،

می توان درشت بلورهای فلدسپار آلکالن را که پیش از تبلور کامل از مگماهای فلزیک به مگماهای مافیک راه یافته اند، مشاهده نمود(شکل ،2b). بخش گرانیتی توده شانوره با وسعت تقریبی 8 کیلومترمربع و توده واقع در حدفاصل کنگره - شانوره با وسعت تقریبی 5 کیلومترمربع در غرب شهر قروه نمایان است. توده های گابرو-دیوریت شانوره با وسعت حدود ۹ کیلومترمربع به شکل یک بیضوی نامنظم و گابرو-دیوریت حدفاصل کنگره - شانوره در غرب شهر قروه نمایان است.

ژئوشیمی

به منظور نامگذاری سنگهای خروجی منطقه مورد مطالعه بر اساس ترکیب کانی شناختی مجازی از نرم افزار های NEWPET, IGPET, MINPET استفاده شده است. برای این منظور از نمودارهای ایرون و باراگر (1971)، میدل موست (1985 و 1994) و نمودار دولاروش و همکاران (1980) به جهت تنوع در نام گذاری استفاده شده است . بر پایه این نمودار سنگهای منطقه های مورد مطالعه در محدوده های توپالیت تا گرانودیوریت (خانوداه گرانیتوییدی) و دیوریت تا دیوریت-گابرو قرار می گیرند. به طور کلی نام گذاری سنگهای مورد مطالعه به روش های مختلف نتایج تقریباً یکسانی را در برداشته است و انطباق بسیار خوبی با مطالعات پترو گرافی نشان می دهد.

ژئوشیمی کلی و فراوانی اکسیدها و عناصر در سنگهای منطقه های مورد مطالعه
در این سنگ ها درصد وزنی SiO_2 بین 53/80 – 62/20، Al_2O_3 ، 1/33 – 0/56، TiO_2 بین 0/07 – 2/16، MnO بین 0/17 – 6/48، FeOt بین 16/40 – 20/00، CaO بین 4/69 – 4/47، Na_2O بین 7/11 – 3/70، K_2O بین 1/22 – 3/20 در تغییر است. بر این اساس میانگین عناصر کمیاب (بر پایه ppm) هم چون Rb از 52/50 – 110/00، Sr، La از 390/00 – 650/00، Ni از 700/00 – 89/00، Ba از 21/60 – 57/40، Eu از 1/06 – 1/91، Y از 129/00 – 20/50، Zr از 243/00 – 15/20 در تغییر است.

- تعیین سری مگماهی

یکی از مهم ترین اهداف در مطالعات پترولولوژی سنگهای یک منطقه، تعیین سری های مگماهی است. بر طبق نظر ایرون و باراگر (1971) یک سری مگماهی شامل مجموعه از سنگهای آذرین با ترکیب شیمیایی مختلف است، که از یک مگماهی مادر در نتیجه تفریق بلورین حاصل شده اند، هر

چند با توجه به دانسته‌های جدید نقش عوامل دیگری چون آلایش ماگمایی، ذوب بخشی با درجات متفاوت و اختلاط ماگمایی را که می‌توانند سنگ‌های مختلف را در یک سری وابسته کاذب قرار دهند، نمی‌توان نادیده گرفت. در مطالعات پیش‌روی به منظور بررسی سری‌های ماگمایی بخش‌های مورد مطالعه از نمودارهای متفاوتی استفاده شده است. در نمودار ایروین و باراگار (1971) دو محدوده آلکالن و ساب آلکالن توسط درصد وزنی SiO_2 در مقابل مجموع $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ جدا می‌شوند. بر این اساس کلیه نمونه‌های مربوط به منطقه مورد مطالعه در محدوده ساب آلکالن قرار گرفته‌اند. میزان کم مجموع $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ در تمامی نمونه سبب شده که محدوده جدا کننده آلکالن ترسیم نشد (شکل 5). در نمودار دیگر ایروین و باراگار (1971)، از سه پارامتر $F = \text{FeO}$ و $M = \text{MgO}$ و $A = \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ تشکیل شده است و در مورد نمونه‌های ساب آلکالن کاربرد دارد. این نمودار ماگماهای تولثیتی، آلکالن، شوشنیتی و کالکوآلکالن را از هم جدا می‌کند. در این نمودار تمامی خانواده‌ها در محدوده‌ی کالکوآلکالن قرار می‌گیرند.

نتیجه گیری

بر اساس مطالعات صحرایی، میکروسکوپی و ژئوشیمیایی انجام شده، بر روی زون‌های تداخلی واقع در منطقه‌های شانوره و حدفاصل شانوره تا کنگره در جنوب باختری قزوین، نشان می‌دهد که: (1) به دایک‌های مافیک همزمان با نفوذ، شبکه رگه‌های فلسیک، (2) وجود درشت بلورهای آلکالی-فلدسبار در بیگانه سنگ‌های میکروگرانولار مافیک و (3) انحلال بخشی یا کامل برخی از بیگانه سنگ‌های میکروگرانولار مافیک در ماگمای میزبان فلسیک پنج خانواده گرانیت‌وییدی (تونالیت تا گرانیت)، دیوریتی، گابریوی، اختلاطی و بیگانه سنگ‌ها تقسیم شدن‌داز شواهد اختلاط ماگما (در مقیاس میکروسکوپی) ریزساخت‌های غربالی در پلازیوکلازها، منطقه‌بندی نوسانی در پلازیوکلازها، زایش‌های متفاوت پلازیوکلاز، حاشیه کنگره‌ای در پلازیوکلاز، منطقه انحلالی کامل یا بخشی در پیرامون پلازیوکلازها، بر اساس نام‌گذاری نمونه‌های مورد مطالعه به روش‌های مبتنی بر ژئوشیمی، پس از ترسیم بر روی دیاگرام‌های TAS ویژه سنگ‌های نفوذی، تمامی نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌وییده، دیوریت و دیوریت-گابریو واقع شده‌اند. با توجه بر نمودارهای سری ماگمایی کلیه نمونه‌های منطقه‌های مورد مطالعه به ترتیب در محدوده‌های ساب آلکالن و کالکوآلکالن قرار می‌گیرند.

منابع

- 1- شیخ ذکریایی، ج (1370)؛ زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه قروه، پایان‌نامه کارشناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران
- 2- شیخ ذکریایی، ج (1381)؛ پتروگرافی و پترولولوژی سنگ‌های ماقمایی منطقه قروه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال
- 3- شیخ ذکریایی، سید جمال و همکاران (1387): انواع انکلاوهای و شواهد صحرایی - میکروسکوپی امتزاج ماقما در توده‌های گرانیتوئیدی نفوذی جنوب قروه، مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی، شماره 69.
- 4- Cox, K.G., Bell, G.D., and Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks. George Alien and Unwin, London, 450p.
- 5- De La Roche, H., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1- R2 diagrams and major element analyses- its relationships and current nomenclature. Chem. Geol., 29, 183-210.
- 6- Irvin, T. N., and Baragar, W. R. A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks; Canadian Journal of Earth Sciences; no. 8; p. 523-548.
- 7-Middlemost, E.A.K.(1985). Magma and magmatic rocks.long man. Korl.

پترولوزی سنگ‌های پرکام- سرا و کدر(دهج) در زیر زون آبدار- دهنج و کانه زایی مس در منطقه

استبرق نیا بابکی، فاطمه^۱ قربانی، منصور^۲ مسعودی، فریبهرز^۲

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوزی، دانشگاه شهید بهشتی

۲- عضو هیئت علمی دانشگاه شهید بهشتی تهران

چکیده

مناطق مورد مطالعه در بخش شمال- شمال شرق کمربند ماگمایی مس دار کرمان در زیر زون آبدار- دهنج قرار دارند. حجم غالب سنگ‌ها متعلق به سنگ‌های آتشفسانی و نیمه آتشفسانی است که توسط توده‌های پورفیری اسیدی تا متوسط قطع شده‌اند. سنگ‌های آتشفسانی دارای دامنه سنی از ائوسن تا کواترنر هستند. توده‌های نفوذی از نوع کوارتز دیوریت تا دیوریت پورفیری می‌باشدند. در این منطقه بر پایه شواهد صحرایی^۴ فاز ماگمایی از ائوسن تا پلیوکواترنر قابل پیگیری است. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی محیط تکتونیکی این سنگ‌ها حاشیه فعال قاره‌ای و ترکیب آن‌ها از نوع کالکوآلکالن می‌باشد. توده منطقه پرکام از نوع پورفیری بوده و کانی سازی آن شامل کالکوپیریت، کولیت، کالکوسبیت، بورنیت، مگنتیت و مالاکیت است. در توده پورفیری پرکام آلتراسیون پتاسیک و فیلیک به خوبی توسعه یافته است. کانی سازی در سنگ‌های نفوذی کدر به صورت انتشاری و رگه‌ای است. کانی‌های بورنیت، کالکوپیریت، تترائدریت، اسفالریت، کالکوسبیت، ژاروسپیت از مهمترین کانی‌های فلزی توده پورفیری کدر می‌باشند و در عین حال میزان عیار آن‌ها پایین می‌باشد. آلتراسیون غالب در این توده از نوع آرژیلیکی و تا حدی آلتراسیون‌های کلریتی و فیلیکی می‌باشد.

کلمات کلیدی: پرکام، حاشیه فعال قاره‌ای، کدر، کالکوآلکالن، کانی سازی مس، زیر زون آبدار- دهنج.

-۱- مقدمه

محدوده مورد مطالعه بر روی کمربند ماگمایی ارومیه - دختر قرار دارد. فروزانش صفحه عربی به زیر صفحه ایران باعث مانع می‌گشود در این کمربند شده است. این مانع مانع تکتونیسم در منطقه کرمان از نظر کانی سازی مس غنی بوده بطوریکه برخی از توده‌های پورفیری تشکیل مس پورفیری را در این کمربند داده‌اند. در این تحقیق به بررسی محیط تکتونیکی دو محدوده و معروفی

کانی های فلزی سنگ های ساب ولکانیکی و نفوذی های پورفیری پرداخته شده تا وضعیت کانی سازی مس در این محدوده ها مشخص شود. بدین منظور از مطالعات پتروگرافی، مینرالوگرافی و ژئوشیمیایی بهره گرفته شده است.

2- بحث

در مطالعه حاضر طیف وسیعی از عناصر نادر سنگ های آتشفسانی مناطق مورد مطالعه مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته اند. بدین منظور تجزیه شیمیایی 10 نمونه از سنگ های آتشفسانی و نیمه آتشفسانی به روش ICP-MS توسط شرکت Als-Chemex کانادا صورت پذیرفته است. همچنین مطالعات مینرالوگرافی 15 نمونه از سنگ ها به منظور بررسی کانی های فلزی انجام شد.

2-1 زمین شناسی عمومی محدوده مورد مطالعه

منطقه دهچ در جنوب شهرستان انار به مختصات جغرافیایی E^{30' 55°} تا E^{30' 30°} و N^{54°} تا N^{30' 31°} و منطقه پر کام سرا در شمال شهربابک با طول های جغرافیایی E^{6' 55°} تا E^{9' 30°} و عرض های جغرافیایی N^{28' 30°} تا N^{30' 26°} واقع شده است. محدوده های مورد مطالعه در انتهای جنوب شرق کمربند ماگمایی ارومیه- دختر قرار دارند. در شکل 1 راههای دسترسی به مناطق مورد مطالعه نشان داده شده است. از جمله مطالعات انجام شده در این ناحیه می توان به مطالعات زمین شناسان یوگسلاوی (Dimitrijevic, 1973)، زمین شناسان آلمانی که به مطالعات زمین شناسی و کانه زایی در منطقه پرداخته اند، اشاره کرد.

2-2 پتروگرافی

در هر دو محدوده مورد مطالعه سنگ های ماگمایی به دو دسته کلی زیر قابل تقسیم هستند:

- سنگ های آتشفسانی 2- توده های نفوذی کوچک (تحت عنوان توده های پورفیری از آن ها یاد می شود)

2-2-1 پتروگرافی سنگ های آتشفسانی

بر اساس مطالعات پتروگرافی، سنگ های آتشفسانی محدوده مورد مطالعه عبارتند از: کوارتز آندزیت، تراکیت- تراکی آندزیت و آندزی بازالت که در زیر به توصیف این سنگ ها پرداخته شده است.

آنذی بازالت: بافت این سنگ پورفیریک با خمیره میکروولیتی تا افیتیک است. بافت فرعی گلومرپورفیریک را هم دارند. فراوان ترین فنوکریست پلاژیوکلاز است. بافت پوئی کلیتیک دارند و

کانی پیروکسن را دربر گرفته اند. در بعضی از مقاطع ماکل ساعت شنی این فنوکریست قابل مشاهده است. قسمت اعظم خمیره این سنگ از میکرولیت های خود شکل پلازیوکلاز و به مقدار کمتر از بلورهای پیروکسن تشکیل شده است. **تواکیت- آندزیت:** بافت این سنگ پورفیریک با خمیره میکرولیتی ریز بلور می باشد. پیروکسن، بیوتیت، اکسیدهای آهن، اپیدوت و کانیهای اپاک کانیهای فرعی سازنده سنگ محسوب می شوند. خمیره به مقدار زیاد از میکرولیت های پلازیوکلاز و آلکالی فلدسپار تشکیل شده است. **کوارتز آندزیت تا داسیت:** بافت این سنگ پورفیریک با خمیره میکرولیتی- شیشه ای تا گلومروپورفیریک است. فراوانترین فنوکریست در این سنگ ها پلازیوکلاز می باشد در بعضی موارد شدیدا تجزیه شده اند و کانیهای کربناته را به وجود آورده اند. اکثر این فنوکریست ها دارای بافت غربالی می باشند. در بعضی از این فنوکریست ها این بافت توسعه یافته و توسط پلازیوکلاز کلسیک تر پوشیده شده است. آمفیبول، از فراوانترین کانیهای مافیک می باشد. در بعضی از نمونه های مورد مطالعه آمفیبول های اپاسیته شده را می توان مشاهده کرد. آلکالی فلدسپار، آپاتیت های موجود در سطح پلازیوکلاز، کانیهای اپاک، اکسیدهای آهن کانیهای فرعی موجود در سنگ هستند. دگرسانی آرژیلیتی بر این سنگ تأثیر گذاشته و زمینه شیشه ای که ناپایدارتر است کاملاً به کانیهای رسی تجزیه شده است.

2-2-2 پتروگرافی سنگ های آذرین نیمه عمیق (توده های پورفیری)

سنگ های نیمه عمیق در شمال توده پورفیری میدوک فراوانند یکی از این توده ها تحت عنوان توده پورفیری پر کام شناخته شده است و در منطقه دهچ این توده پورفیری بنام کدر نامگذاری شده است. ترکیب این توده ها کوارتزدیوریت تا دیوریت پورفیری و گرانودیوریت پورفیری می باشند. بافت این سنگ ها پورفیریک با خمیره میکرو گرانولار دانه متوسط تا پورفیریک با خمیره میکرولیتی است. فراوان ترین فنوکریست پلازیوکلاز با ترکیب الیگوکلاز تا آندزین است. این فنوکریست ها بافت پوئی کلیتیک دارند و کانی پیروکسن را دربر گرفته اند. پیروکسن های موجود در این سنگ ها اپاسیته شده اند. کوارتزهای موجود در این سنگ ها خوردگی خلیجی دارند. آمفیبول های موجود در اثر اعمال واکنش های بعدی به کلریت و بعدا به اکتینولیت تبدیل شده اند و بیوتیت ها هم تا حدودی کلریتی شده اند. خمیره این سنگ ها عمدتاً از میکرولیت های پلازیوکلاز و کانی پیروکسن تشکیل شده است. دگرسانی غالب در این سنگ ها دگرسانی پتاسیک است که حضور بیوتیت های نوظهور دلیلی بر این مدعاست.

2-3 خاستگاه تکتونیکی: به منظور مشخص نمودن محیط تکتونیکی از نمودارهای متمایز کننده Muller and Groves, 1993 استفاده شده است. سنگ‌های مناطق مورد مطالعه در محدوده کمان ماگمایی مربوط به فرورانش قرار می‌گیرند. برای تعیین اینکه کمان ماگمایی از نوع حاشیه فعال قاره‌ای بوده یا جزایر قوسی، از نمودارهای $\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O} - \text{P}_2\text{O}_5$ (Wood, 1980) و (Pearce et al, 1975) استفاده شده است و نشان می‌دهد که این کمان ماگمایی ناشی از فرورانش یک پوسته اقیانوسی به زیر یک پوسته قاره‌ای بوده است. الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura 1974) در سنگ‌های داسیتی منطقه غنی شدگی عناصر نادر خاکی سبک مشخص می‌شود که می‌تواند نشانه‌ای از تحرک فاز‌های سیال در ماگمای اسیدی در هنگام جداش باشد (Keppler, 1996). الگوی عناصر نادر در سنگ‌های بازیک تا حد واسطه منطقه مورد مطالعه غنی شدگی در عناصر نادر خاکی سبک و تهی شدگی در عناصر نادر خاکی سنگین را نشان می‌دهند که از ویژگی‌های ژئوشیمیایی شاخص کمان‌های ماگمایی است. بنابراین سنگ‌های بازیک و حد واسطه منطقه در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی، آبزدایی آن و ذوب گوه گوشه‌ای به جود آمده‌اند. علاوه بر این الگوهای عناصر ناسازگار عادی شده نسبت به گوشه‌های اولیه (Sun & McDonough, 1989) در کلیه سنگ‌های منطقه آنومالی مثبت را برای عناصر ناسازگار Th, Rb (غنی شدگی در عناصر نادر خاکی سبک) و آنومالی منفی برای عنصر Ti (نهی شدگی در HFSE) را نشان می‌دهد که شباهت چشمگیری با سنگ‌های آتشفسانی کالک‌آلکالن، قوس آتشفسانی، نواحی کوه‌زایی قدیمی دارد. فراوانی پایین عناصر HFSE نسبت به عناصر لیتوفیل درشت‌یون (LILE) را می‌توان به یک ماگمای تغییر یافته توسط متاسوماتیسم نسبت داد که شامل ذوب آبدار گوه گوشه‌ای می‌باشد (Keleman et al, 1993).

2-4 کانی سازی

در توده پورفیری کدر کانی سازی اولیه به صورت پرشدگی فضاهای خالی است. کانی کالکوپیریت در اکثر مقاطع مورد مطالعه بافت ماتریکس دارد و دیگر کانی‌ها را سیمان کرده است. تترائدریت به صورت یک کانی مستقل به فراوانی وجود دارد. کانی سازی در اکثر نمونه‌های مورد مطالعه به صورت رشد درهم کانی‌های بورنیت، کالکوپیریت و تترائدریت است. ژاروویت با فراوانی زیاد به صورت موضعی وجود دارد. کریستال‌های نیمه اتومورف مگنتیت در اکثر نمونه‌های مورد مطالعه در اندازه‌ای 3-50 میکرون در متن سنگ پراکنده اند که اغلب آن‌ها آلتراسیون ضعیفی به کانی هماتیت را نشان می‌دهند. آزوریت و ملاکیت به فراوانی در سطح توده دیده می‌شود. میزان

پیریت ناچیز است. درون این کریستال‌ها گاه ترائندریت رشد کرده است. بطور کلی بر پایه مطالعه مقاطع صیقلی کانی سازی مس در کلیه سنگ‌های توده پورفیری کدر ضعیف می‌باشد. جهت بررسی کانی سازی مس در محدوده سرا تعدادی نمونه از رگه‌های کانی سازی شده گرفته شده که نتایج مطالعات آن به شرح زیر می‌باشد: در اکثر نمونه‌ها رگه‌های کوارتز به صورت پراکنده دیده می‌شود. پیریت به صورت رگه‌های D شکل و هم بصورت کانه افشن یافت می‌شود. کالکوپیریت دیرزاد به ندرت دیده می‌شود. پوشش کالکوسیتی در این منطقه مشاهده نمی‌شود. رگه‌های پلی متالیک که در ترانشه‌های قدیمی دیده می‌شوند حاوی کوارتز - پیریت با اسفالریت غنی از آهن، گالن، کالکوپیریت و مگنتیت می‌باشند. در برخی جاهای پیریت تا اندازه‌ای بوسیله ترائندریت جایجا شده است. دانه‌های کانه بوسیله سرسیت به هم سیمان شده اند. سیدریت در بر گیرنده مقدار فراوانی منگنز، کلسیم و کمی منیزیم است. دگرسانی سدیک و پتاسیک در این ترانشه‌ها وجود ندارد. دگرسانی غالب، پروپلیتی شدن است. زون‌های باریک فیلیتی شدن شدید هم در این نمونه‌ها دیده می‌شود. کانی تقریباً در غرب کانسار متروکه سرا یک توده پورفیری وجود دارد و با نام پرکام معرفی می‌شود. کانی فلزی اصلی تشکیل دهنده در پرکام کریستال‌های درشت کالکوپیریت است که با شکل هندسی نا مشخص و بافت Open space در فضای خالی و مناسب سنگ میزان به فراوانی کانی سازی کرده اند. این کریستال‌ها به شدت تحت تأثیر آلتراسیون سوپرژن قرار گرفته اند و توسط کانی‌های بورنیت، کالکوسیت و کولیت جایگزین شده اند (شکل 4d,e,f). میزان فراوانی این کانی‌ها حدود 3-1٪ است. چرخش آب‌های سطحی و سوپرژن باعث گسترش مالاکیت در درز و شکاف‌ها شده است. در بخش بالایی توده نفوذی بافت استوک و رکی به خوبی مشاهده می‌شود.

نتیجه گیری

حجم غالب سنگ‌های مناطق پرکام - سرا و دهچ متعلق به سنگ‌های آتشفسانی و نیمه آتشفسانی است که توسط توده‌های پورفیری اسیدی تا متوسط قطع شده اند. این سنگ‌ها از نوع کالکوآلکالن می‌باشند. در نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌ها در حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند. کانی‌های فلزی رایج در محدوده پرکام عبارتند از: کالکوپیریت، کولیت، کالکوسیت، بورنیت، مگنتیت، مالاکیت. مطالعات میزوالگرافی نمونه‌های برداشت شده از منطقه، شواهد کانی سازی مس پورفیری در این منطقه بویژه محدوده پرکام را نشان می‌دهد. با در نظر گرفتن شواهد یاد شده و شواهد صحرا ای چنین نتیجه می‌گیریم که کانی سازی محدوده پرکام از نوع پورفیری است و

این کانسار باید اکتشافات تکمیلی را دربر گیرد. کانی سازی در محدوده کدر بیشتر رگه ای و رشد درهم کانی های بورنیت، کالکوپیریت و تترائثیریت است. حجم توده پورفیری کدر بزرگ است و ممکن است در منطقه کدر بطور محلی زون های اقتصادی وجود داشته باشد اما از هم جدا باشند. هر چند که هنگام مطالعه مقاطع صیقلی چنین مسئله ای را دواز واقعیت های کانی سازی کدر می دانیم به هر حال کانسار مس کدر ارزش مطالعه بیشتر را ندارد.

منابع

- 1- قربانی - م، 1386، زمین شناسی اقتصادی ذخایر معدنی و طبیعی ایران.
- 2- قربانی - م، ابراهیمی - م، 1387. مagma ترشیر - کواترنر در منطقه دهچ، فصلنامه تخصصی زمین و منابع دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان، صفحه 77 تا 89.

3. Dimitrijevic ,M.D., 1973, Geology of kerman region. Geol.Surv, Iran.Yu/52.
4. Keleman P.B., N., Shimizu, T., Dunn, 1993, Relative depletion of niobium in some arc magmas and continental crust: portioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. Earth planet. Sci. Lett. 120, 111-134.
5. Keppler,H.,1996, Cinstrains from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids. Nature. 380: 237-240.
6. Mueller D, and Groves , D. I., Direct and indirectassociations between potassic igneous rocks,shoshonites and gold – copper deposits. Ore. Geol.Rev, 8, 383 – 406; (1993).
7. Nakamura ,N., 1974, Determination of REE, Ba, Fe, Mg,Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites,Geochim. Cosmochim. Acta, Vol,38 :757-775.
8. Pearce.T.H., Gorman, B.E. and Birkett T.C., 1975, the TiO₂-K₂O-P₂O₅ diagram; a method of discriminating between ocwanic and non-oceanic basalts. Earth Planet.Sci.Lett., 24, 419-426
9. Sun ,S.S., and Mc Donough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts, implications for mantle composition and processes, In: Saunders ,A.D.-,and Norry A.M., , (eds.), magmatism in ocean basins,Geol. Soc. London. Spec. Pub, 42: 313 – 345.
10. Wood,D.A., 1980,The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province, Earth and Planetary Science Letters, Vol.50 11-30.

بررسی رودینگیت های ملاژ افیولیتی نائین (استان اصفهان)

علیرضا اسلامی^{*}، ثمینه رجبی

گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان

چکیده

در منطقه شمال نائین در افیولیت ملاژ نائین سنگ های رودینگیتی شده و رودینگیت وجود دارند. این سنگ ها در میان پریدوتیت های سرپانتینی شده تشکیل شده اند. کانی های اصلی موجود در این سنگ ها شامل زونوتلیت، پکنولیت، گارنت (گروسولار)، کلینوپیروکسن (اوژیت و دیوپسید) و کلریت و کانی های فرعی تیتان دار نظری اسفن، ایلمنیت و لوکوکسن با بافت های گرانوبلاستیک، کاتاکلاستیک و لپیوبلاستیک می باشند. بر اساس بررسی های صحرایی و مطالعات میکروسکوپی، در این منطقه رودینگیت های استاتیک (توده ای) و دینامیک (رگه ای) هر دو وجود دارند. زونوتلیت و پکنولیت شاخص رودینگیت های رگه ای هستند و گارنت، کلینوپیروکسن و کلریت شاخص رودینگیت های استاتیک می باشند. تصاویر الکترونی، ترکیب شیمیایی و دماسنجه کلینوپیروکسن موجود در این رودینگیت ها حاکی از وجود دو نسل کلینوپیروکسن می باشد؛ 1- انواع Fe دار (اوژیت) که کلینوپیروکسن های آذرین باقی مانده از سنگ اولیه هستند و 2- کلینوپیروکسن های Ca-Mg (دیوپسید) که در اثر رودینگیتی شدن تشکیل شده اند. این کلینوپیروکسن ها به ترتیب همراه دو نوع کلریت غنی از Fe و فقیر از Fe (غنی Mg) وجود دارند. شیمی کانی های موجود در این رودینگیت ها نشان می دهد که فعالیت یون های Na، Ca، Mg و Ti در زمان تشکیل شان در سیال در حدی بالا بوده که قادر به تشکیل این کانی ها بوده است.

لغات کلیدی: کانی شناسی، شیمی کانی ها، افیولیت ملاژ، پریدوتیت های سرپانتینی شده، دایک دیابازی، رودینگیت، نائین.

مقدمه

به طور کلی رودینگیتی شدن یک فرآیند دگرگونی است که طی آن سیلیسیوم از سنگ خارج و کلسیم به آن اضافه می شود (Coleman, 1967) و رودینگیت ها سنگ های غنی از کلسیم و فقیر از سیلیسیوم هستند که دارای سیلیکات های Ca-Al و Ca-Mg یا Ca-Al (مانند گروسولار، اپیدوت، پرهنیت،

ایدوکراز و دیوپسید) و کلریت های منزیوم دار می باشند. این سنگ ها به طور عمدۀ دارای کانی های گارنت، دیوپسید، پکتولیت، زونوتلیت و ... می باشند. رودینگیت ها تاکنون در محیط های مختلف تکتونیکی گزارش شده اند. یکی از مراحل تشکیل رودینگیت ها در مجموعه های افیولیتی، دگرسانی هیدروترمال پریدوتیت ها و تشکیل سرپانتینیت می باشد. در اثر سرپانتینی شدن الیوین و ارتوپیروکسن پریدوتیت ها، مقداری کلسیم آزاد می شود که نمی تواند در ساختمان کریستالی سرپانتینیت ها وارد شود. با تاثیر این سیالات غنی از کلسیم بر سنگ میزان، رودینگیت تشکیل می شود (Palandri and Reed, 2004). ارتباط نزدیک رودینگیتی شدن با تشکیل سرپانتینیت ها باعث گردیده که بسیاری از محققین بر این باور باشند که این سنگ ها از لحاظ ژنتیکی و همچنین زمان تشکیل شان مرتبط با سرپانتینیت ها باشند (Tsikouras et al., 2009). دمای تشکیل رودینگیت ها هیچگاه از 500 درجه سانتی گراد بالاتر نمی رود (Plyusnina et al., 1993). در بسیاری از رودینگیت های ایران دو مرحله رودینگیتی شدن استاتیک و دینامیک تشخیص داده شده است که مرتبط با سرپانتینی شدن استاتیک و دینامیک می باشد که به ترتیب رودینگیت های توده ای و رگه ای را تشکیل می دهند. رودینگیت های توده ای یا استاتیک که دارای بافت گرانولاستیک هستند، مربوط به زمان گسترش پوسته اقیانوسی و تشکیل افیولیت می باشند در حالی که رودینگیت های رگه ای یا دینامیک مربوط به زمان جایگیری افیولیت و یا فعالیت های زمین ساختی هستند. پر واضح است که رودینگیت های استاتیک زود تر از دینامیک تشکیل شده اند (ترابی و همکاران، 1383). افیولیت نائین در شمال جاده نایین – اردستان و غرب جاده نایین – انارک واقع شده اند. این افیولیت ملاتر از شمال شهر نایین شروع و 40 کیلومتر به سمت شمال تا روستای سهیل پاکوه ادامه می یابد و از لحاظ جغرافیایی بین طول 56° و 52° تا 10° و 53° شرقی و عرض 52° و 32° تا 10° و 33° شمالی قرار دارد. واحد های سنگی موجود در این افیولیت ملاتر شامل پریدوتیت ها، سرپانتینیت، لیستونیت، گابرو، دایک های دیبازی و سنگ های رسوبی هستند (پیرنیا، 1386).

2. این رودینگیت ها دارای کانی های زونوتلیت، پرهنیت، کلینوپیروکسن، گارنت، کلریت، پکتولیت و اکتینولیت می باشند و به دو دسته رودینگیت های استاتیک و دینامیک تقسیم بندی شده اند (فلاحتی، 1385). در این تحقیق به بررسی پتروگرافی، شیمی کانی ها، ترتیب تبلور آن ها و ترکیب سیال سازنده رودینگیت افیولیت نائین پرداخته می شود.

روش مطالعه

به منظور بررسی رودینگیت های افیولیت ملاتر نائین، مطالعات صحرایی و نمونه برداری صورت گرفته و پس از پتروگرافی مقاطع نازک، از نمونه های مناسب مقاطع نازک صیقلی تهیه و کانی های موجود در آن ها با استفاده از دستگاه آنالیز الکترون میکروپروب Cameca SX-100 دانشگاه هانوور آلمان با ولتاژ شتاب دهنده 15 kV مورد بررسی قرار گرفتند. در محاسبه فرمول ساختاری و تعیین عضو های پایانی کانی ها و همچنین تفکیک Fe^{+2} و Fe^{+3} آن ها، از تسبیت های استوکیومتری و نرم افزار Minpet استفاده گردیده است.

پتروگرافی

نمونه های مورد بررسی دارای کانی های غنی از کلسیم با بافت گرانوبلاستیک، لپیدوبلاستیک و در برخی بخش ها کاتاکلاستیک می باشند. کانی های مشاهده شده در این سنگ ها شامل زونوتیت، پکتولیت، گارنت، پیروکسن، کلریت، کانی های اپاک، پرهنیت و کلسیت هستند. زونوتیت سیلیکات کلسیم آبدار است که به صورت شعاعی در رودینگیت های رگه ای مشاهده می شود. این کانی در نور پلاریزه خاکستری و در نور طبیعی از برجستگی کمی برخوردار است. پکتولیت بزرگترین کانی موجود در این سنگ هاست. این کانی در نور پلاریزه با رنگ های اینترفرانس درجه بالا و در نور طبیعی بدون برجستگی می باشد. در تصاویر الکترونی این کانی به رنگ خاکستری دیده می شود و نسبت به کلینوپیروکسن و گارنت تیره تر می باشد. در مقاطع مورد بررسی هر دو نوع رودینگیت رگه ای (دینامیک) و توده ای (استاتیک) قابل تشخیص است. تشخیص این دو نوع رودینگیت در مقاطع نازک آن ها با توجه به مجموعه کانی های موجود در آن ها امکان پذیر است؛ زونوتیت و پکتولیت کانی های شاخص رودینگیت های رگه ای هستند. زونوتیت در مجاورت بلافصل محل ورود دایک دیابازی به سنگ میزان می باشد و پس از آن پکتولیت مشاهده می شود. گارنت کانی ایزوتروپی ای است که در تصاویر الکترونی از پکتولیت روشن تر و از کلینوپیروکسن تیره تر می باشد و در برخی از بخش به صورت مجموعه های ریز کانیایی دیده می شود. این نواحی احتمالاً مرتبط با کانال های جریان فاز سیال در امتداد زون های تکتونیکی است (Tsikouras et al., 2009). کلینوپیروکسن موجود در مقاطع مورد بررسی بافت های گرانوبلاستیک و در برخی بخش ها کاتاکلاستیک نشان

می دهد و در در بسیاری از بخش ها همراه با کلریت مشاهده می شود. بررسی نتایج آنالیز میکروپروروب و تصاویر الکترونی این کانی نشان می دهد که انواع تیره تر آهن بیشتری نسبت به کلینوپروروسن های روشن تر دارند. این ویژگی با ترکیب کلریت اطراف آن ها نیز همانگ می باشد. کلریت کانی ورقه ای موجود در رودینگیت های افولیت نائین است. این کانی در زمینه سنگ و در کنار کلینوپروروسن ها و با بافت لپیدوپلاستیک مشاهده می شود. در بسیاری از بخش ها تحت تاثیر فشار های وارده پیچ و تاب نشان می دهد. در نور طبیعی سبز و در نور پلاریزه خاکستری دیده می شود. در بخش شیمی کانی ها توضیح داده می شود که برخی از کلریت های این سنگ ها غنی از آهن و برخی دیگر غنی از منیزیم هستند. وجود دو نوع کلریت با دو ترکیب مختلف مرتبط با تنوع ترکیبی کلینوپروروسن در این سنگ ها می باشد (Tsikouras et al., 2009). لوكوسن مجموعه ای از کانی هاست که در اثر دگرسانی کانی های تیتان دار نظیر ایلمنیت، روتیل و اسفن ایجاد می شود. این کانی در نور طبیعی به صورت لکه های قهوه ای تا قرمز رنگ وجود دارد. پرهنیت سیلیکات آبدار کلسیم - آلومینیوم است که در نور پلاریزه با رنگ های اینترفرانس درجه بالا مشاهده می شود و در نور طبیعی از برجستگی کمی برخوردار است. پکتولیت و کلسیت از جمله کانی هایی هستند که به همراه پرهنیت یافت می شوند. کلسیت موجود در رودینگیت های مورد بررسی در زمینه سنگ پراکنده بوده و به رنگ قهوه ای دیده می شود.

شیمی کانی ها

زونوتلیت: میانگین فرمول ساختاری این کانی، که بر اساس 18 اکسیژن محاسبه می گردد، به صورت $_{2}O_{17}(OH)_{5.963}Si_{6.033}$ می باشد.

پکتولیت: سیلیکات آبدار کلسیم - سدیم و یک شبه پیروکسن می باشد. نتایج آنالیز میکروپروروب و محاسبه فرمول ساختاری این کانی، که بر اساس 16 اکسیژن می باشد. میانگین فرمول ساختاری پکتولیت موجود در رودینگیت افولیت نائین به صورت $Na_{0.886}Ca_{2.823}Si_{1.856}O_{8}(OH)_{1.033}$ می باشد.

گارنت: محاسبه درصد اعضای پایانی این گارنت ها نشان می دهد که از نوع گروسولار هستند. میانگین نتایج آنالیز میکروپروروب و محاسبه فرمول ساختاری کانیهای موجود در رودینگیت های نائین.

کلینوپیروکسن: از دو نوع اوژیت و دیوپسید هستند. نتایج آنالیز میکروپروروب این کلینوپیروکسن‌ها در جدول (۱) نشان داده شده است. به این ترتیب دیوپسید‌ها از CaO و MgO بیشتری نسبت به اوژیت‌ها برخوردار هستند. مقدار $Mg\# = (Mg / (Mg + Fe)) \times 100$ و اندازه گیری شده است. میانگین ترتیب ۰/۹۳ و ۰/۰۷ و در اوژیت‌ها به ترتیب ۰/۷۴ و ۰/۲۵ اندازه گیری شده است. میانگین Wo_{40.764} En_{6.118} Fs_{48.466} و اوژیت‌ها به صورت Wo_{41.482} En_{17.754} Fs_{0.93} محاسبه شده است. همانگونه که مشخص است اختلاف اصلی این کلینوپیروکسن‌ها در مولفه فرسیلیت می‌باشد که ناشی از اختلاف در مقدار آهن آن‌ها است.

کلریت: این کلریت‌ها از نوع Pseudothuringite، Chrundophilite و انواع با ترکیب حدوداً این دو هستند. مطابق با نتایج آنالیز میکروپروروب، کلریت‌های نوع Chrundophilite از MgO قابل توجهی برخوردار اند (~۳۰٪) و میانگین مقدار $Mg\# = (Mg / (Mg + Fe)) \times 100$ آن‌ها به ترتیب ۰/۸۸۶ و ۰/۱۱۴ اند. در حالی که کلریت‌های نوع Pseudothuringite دارای مقدار قابل توجهی FeO (~۰/۳۷٪) می‌باشند و مقدار $Mg\# = (Mg / (Mg + Fe)) \times 100$ آن‌ها به ترتیب ۰/۷۴ و ۰/۲۶ اند. میانگین اندازه گیری شده است.

اسفن: این کانی غنی از TiO₂ (~۰/۳۳٪) و CaO (~۰/۲۸٪) می‌باشد. میانگین فرمول ساختاری این کانی، که بر اساس ۱۵ اکسیژن محاسبه می‌شود، به صورت (Ca_{1.006} Mg_{0.016} Na_{0.002} Mn_{0.001} Ti_{0.992} Ca²⁺)_{0.992} Al_{0.119} Si_{0.838} O₅) می‌باشد.

ایلمینیت: این کانی غنی از TiO₂ (~۰/۴۹٪) و FeO (~۰/۴۶٪) می‌باشد و فرمول ساختاری آن بر اساس ۳ اکسیژن محاسبه می‌گردد. میانگین فرمول ساختاری این کانی به صورت (Fe²⁺_{0.992} Ca_{0.012} Mg_{0.005} Ti_{0.962} Al_{0.001} O₃) می‌باشد.

بحث

دماسنگی رو دینگیت‌های نائین

به منظور تعیین شرایط دمایی حاکم بر این سنگ‌ها از دماسنگی‌های کلینوپیروکسن و کلریت آن‌ها استفاده گردید. نتایج ترمومتری این پیروکسن‌ها، به روش ارائه شده توسط Nimis & Taylor, 2000 (Taylor, 2000)، همواره دمای کمتری را برای دیوپسید نسبت به اوژیت نشان می‌دهد؛ به این ترتیب که متوسط دمای محاسبه شده از ترمومتری دیوپسید ها ۷۱۴°C و اوژیت‌ها ۱۰۶۲°C می‌باشد. دمای محاسبه شده به روش‌های مختلف، برای کلریت‌های غنی از آهن (Pseudothorengite)

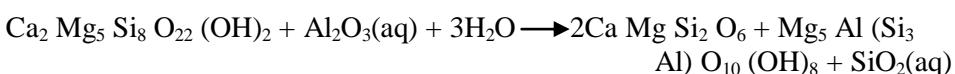
نسبت به مقادیر محاسبه شده برای کلریت های غنی از منیزیوم (Crundophilite) بیشتر می باشد. به این ترتیب بررسی نتایج دماسنگی کلینوپیر و کسن ها و کلریت های موجود در رودینگیت های افیولیت نائین نشان می دهد که کانی های غنی از آهن در دمای بالاتری نسبت به انواع غنی از منیزیوم تشکیل شده اند.

بررسی توکیب سیال

همانگونه که نتایج آنالیز میکروپروروب کانی های موجود در این رودینگیت ها نشان می دهند زونوتلیت، پکتولیت، گارنت (گروسو لار) و دیوپسید کانی های غنی از کلسیم موجود در این سنگ ها هستند که حاکی از تاثیر و نفوذ سیالات غنی از این عنصر می باشد. به طور کلی منشا عناصر Ca, Mg, Mn و Ni در این سنگ ها، شکسته شدن پیروکسن ها و الیوین موجود در پریدوتویت ها، در اثر سرپانتینی شدن شان بوده است (Austrheim and Prestvik, 2008). اولین واکنش در تشکیل رودینگیت ها آبگیری پلاژیوکلاز توسط سیالات غنی از Ca^{2+} می باشد که منجر به جانشینی این کانی توسط گارنت می گردد (Coleman, 1967):

$$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 2\text{Ca}^{2+} + 3\text{H}_2\text{O} + 0.5\text{SiO}_2 \longleftrightarrow \text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_{2.5}\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 4\text{H}_2\text{O}$$

سیالات غنی از Ca^{2+} در اثر سرپانتینی شدن الیوین و شکسته شدن پیروکسن پریدوتویت ها تشکیل می شوند (Deer et al., 1982). اکتیویته سیلیس در این سیالات بسیار پایین بوده و تمایل زیادی به واکنش با کانی های ماگمایی موجود در دیاکی دیبازاری نفوذ کننده در پریدوتویت های در حال سرپانتینی شدن دارد (Li et al., 2008 و Bach and Klein, 2009). همچنین حضور پکتولیت، در این سنگ ها نشان می دهد که علاوه بر کلسیم، فعالیت یون سدیم نیز در سیالات سازنده این رودینگیت ها چشمگیر بوده است؛ سدیم از ساختار پلاژیوکلاز ها خارج شده و در تشکیل پکتولیت رودینگیت ها نشان می کند (سیزه ای، 2002). وجود کانی های تیتان دار نظیر اسفن، ایلمنیت و لوکوکسن در می توان گفت سیالاتی که در تشکیل رودینگیت های افیولیت نائین نقش داشته اند علاوه بر این که غنی از Ca و Na بوده اند، فعالیت یون Mg^{2+} و Ti^{4+} در سیال سازنده آن ها زیاد بوده است. به این ترتیب می توان گفت سیالاتی که در تشکیل رودینگیت های افیولیت نائین نقش داشته اند علاوه بر این که کلریت های غنی از Mg و همچنین کانی های تیتان دار را تشکیل دهد. بررسی ها نشان داده اند که بعد از شکسته شدن پلاژیوکلاز، طی واکنش زیر ترمولیت توسط دیوپسید و کلریت جانشین می گردد:



عناصری نظير Al و Mg به ترتیب از شکسته شدن پلازموکلاز، طی واکنش قبل، و شکسته شدن الیوین، طی سرپانتینی شدن ایجاد می شوند. به طور کلی تشکیل کلریت های غنی از Mg در رودینگیت ها ناشی از عبور سیالات غنی از این عنصر می باشد. منشا میزیم موجود در این سیالات شکسته شدن الیوین پریدوتیت ها در اثر سرپانتینی شدن می باشد (Tsikouras et al., 2009).

نتیجه گیری

زونوتیت و پکتولیت شاخص رودینگیت های دینامیک هستند و گارنت، کلینوپیروکسن و کلریت کانی های شاخص رودینگیت های استاتیک می باشند. موقعیت قرار گیری زونوتیت و پکتولیت نسبت به دایک نفوذ کننده به سرزمین در حال سرپانتینی شدن نشان می دهد که زونوتیت زودتر از پکتولیت تشکیل شده است. سیال حاصل از سرپانتینی شدن پریدوتیت ها با کانی های آذرین موجود در دایک دیابازی نفوذ کننده واکنش می دهد. به این ترتیب پس از تشکیل گارنت، به خرج پلازموکلاز، کلینوپیروکسن های Ca – Mg (دیوپسید) در دمای حدود 700 درجه سانتی گراد به خرج ترمولیت و همچنین یون های Al و Mg حاصل از سرپانتینی شدن پریدوتیت ها تشکیل شده اند. تصاویر الکترونی، ترکیب شیمیایی و دماسنجدی کلینوپیروکسن های موجود در رودینگیت های افیولیت نائین نشان می دهد که علاوه بر دیوپسید، اوژیت های آذرین باقی مانده از سنگ اولیه هنوز در این رودینگیت ها وجود دارند. دماسنجدی این اوژیت ها بیانگر تشکیل آن ها طی فرآیند های آذرین می باشد. همچنین کلریت های Fe دار در دمای بالاتر و زودتر از کلریت های Mg دار تشکیل شده اند و به ترتیب مرتبط با اوژیت و دیوپسید می باشند. وجود کانی های دیوپسید، گروسولار، زونوتیت، پکتولیت، ایلمینیت، اسفن و لوکوکسن در رودینگیت های افیولیت نائین نشان می دهد که فعالیت یون های Ca، Mg و Na در زمان تشکیل این سنگ ها در سیال بسیار بالا بوده است.

قدرتانی

نویسندهان مقاله از حمایت های معاونت تحقیقات و فناوری دانشگاه اصفهان تشکر می نمایند.

منابع

- پیرنیا نائینی، ت.، 1386، پترولويي پریدوتیت های گوشته افیولیت نائین (استان اصفهان)، پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان، 191 صفحه.

- ترابی، ق.، سبزه ئی، م.، آرائی، ش.، حسن احمد، ا.، هاشم امامی، م.، و مجلل، م.، 1383 کانی شناسی فاز-های مختلف تشکیل رودنریت در دایک های مجموعه افیولیتی پروتوزوئیک بالائی شمال انار ک، مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، 13 صفحه.
- فلاحتی، س.، 1385، بررسی های کانی شناسی و سنگ شناسی رودنریت های مرتبط با افیولیت نائین، پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان، 118 صفحه.
- Austrheim, H., and Prestvik, T., 2008, Rodingitization and hydration of the oceanic lithosphere as developed in the Leka ophiolite, north-central Norway. *Lithos*, 104, 177–198.
 - Bach,W., Klein, F., 2009, The petrology of seafloor rodingites: insights from geochemical reaction path modelling. *Lithos* 112, 103–117.
 - Barnes, I., O'Neill, J. R., Rapp J. B., and White, D. E., 1973, Silicate - carbonate alteration of serpentine, wall rock alteration in mercury deposits of the California coastranges. *Economic Geology*, 68, 388-398.
 - Beard, J.S., Fullagar, P.D., and Sinha, A.K., 2002, Gabbroic pegmatite intrusions, Iberia Abyssal Plain, ODP Leg 173, Site 1070: magmatism during a transition from non-volcanic rifting to sea-floor spreading. *Journal of Petrology* 43 (5), 885–905.
 - Cathelineau, M., 1988, Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23, 471 – 485.
 - Cathelineau, M. and Nieva, D., 1985, A chlorite solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91, 235 – 244.
 - Coleman, R. G., 1977, Ophiolites, minerals and rocks. Springer – Verlag, Berlin, 12, 229 p.
 - Coleman, R. G., 1967, Low – temperature reaction zones and alpin ultramafic rock of California, Oregon and Washington: U. S. Geological Survey Bulletin, 47, 1247 .
 - Coulton, A.J., Harper, G.D., and O'Hanley, D.S., 1995, Oceanic versus emplacement age serpentinitization in the Josephine ophiolite: Implications for the nature of the Moho at intermediate and slow spreading ridges. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 100 (B11), 22245–22260.
 - Davoudzadeh, M., 1972, Geology and Petrography of the Area North of Nain, central Iran. *Geological survey of Iran*, 14.
 - Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J., 1982, Orthosilicate and Single Chain Silicate (Vol. 1 A, Vol. 2 A). Longman, London.
 - Hekinian, R., Bideau, D., Francheteau, J., Cheminee, J.L., Armijo, R., Lonsdale, P., and Blum, N., 1993, Petrology of the East Pacific Rise crust and upper mantle exposed in Hess Deep (eastern equatorial Pacific). *Journal of Geophysical Research* 98, 8069–8094.

- Jowett, E.C., 1991, Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer: Geol. Assoc. Canada/Mineral. Assoc. Canada/Soc. Econ. Geol. Joint Annual Meeting, Toronto 1991, Program with Abstracts 16, A62.
- Kretz, 1983, Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist, 68, 277-279.
- Li, X.P., Rahn, M., Bucher, K., 2008, Eclogite facies metarodingites — phase relations in the system $\text{SiO}_2\text{--Al}_2\text{O}_3\text{--Fe}_2\text{O}_3\text{--FeO}\text{--MgO}\text{--CaO}\text{--CO}_2\text{--H}_2\text{O}$: an example from the Zermatt–Saas ophiolite. Journal of Metamorphic Geology, 26, 347–364.
- Li, X.P., Zhang, L., Wei, C., Ai, Y., and Chen, J., 2007, Petrology of rodingite derived from eclogite in western Tianshan, China, Journal of Metamorphic Petrology 25, 363–382.
- Marshall, P., 1911, The geology of the Dun Mountain subdivision, Nelson: New Zealand. Geology Survey Bulletin, 12, 31 – 35.
- Nimis, P., and Taylor, W.R., 2000, Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 139, 541-554.
- Normand, C., Williams-Jones, A.E., 2007, Physicochemical conditions and timing of rodingite formation: evidence from rodingite-hosted fluid inclusions in the JM Asbestos mine, Asbestos, Quebec. Geochemical Transactions 25 (8) doi:10.1186/ 1467-4866-8-11.
- Petrological History. Oxford Monographs on Geology and Geophysics. Oxford University Press, Oxford.
- Palandri, J.L., Reed, M.H., 2004, Geochemical models of metasomatism in ultramafic systems: serpentinization, rodingitization, and sea floor carbonate chimney precipitation, Geochimica et Cosmochimica Acta 68 (5), 1115–1133.
- Plyusnina, L.P., Likhoidov, G.G., and Zaraisky, G.P., 1993, Physico-chemical conditions of rodingite formation (experimental data). Petrology (Moscow), 1, 491-501.
- Sabzehei, M., 2002, Rodingitization of Iranian basic rocks, a new interpretation. Journal of Sciences, 13, 155 – 160.
- Tsikouras, B., Karipi, S., Rigopoulos, I., Perraki, M., Pomonis, P., and Hatzipanagiotou, K., 2009, Geochemical processes and petrogenetic evolution of rodingite dykes in the ophiolite complex of Othrys (Central Greece). Lithos, 113,

مطالعه سیالات در گیر در کانسار مس در ناحیه جنوب شرق اردستان(ظفرقند)

افضلی بروجنی، مینا¹ . باقری، هاشم²

دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان

عضو هیئت علمی، گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان

چکیده

ناحیه ظفرقند در جنوب شرقی اردستان و در نوار ولکانوپلوتونیک ارومیه- دختر واقع است. به منظور تعیین خصوصیات فیزیکوشیمیابی سیالات کانه زاء، تعدادی نمونه از رگه های کوارتزی منطقه انتخاب و مطالعه سیالات در گیر بر روی آنها انجام شد. مطالعات پتروگرافی این مقاطع نشان داد که سیالات در گیر اکثراً کروی و نیمه شکل دار بوده و بندرت کشیده هستند، بیشتر آنها دو فازی (L+V) و بعضی از آنها به صورت سه فازی (L+V+S) دیده می شوند. اندازه این میانوارها بین 5-12 میکرون و به طور متوسط 7 میکرون می باشد. مطالعات میکروترموتری انجام شده روی این مقاطع محدوده دمایی بین 133-550، با بیشترین فراوانی بین 325-380 و شوری در حدود 1.15 تا 43 درصد را نشان می دهد.

واژه های کلیدی: ظفرقند، سیالات در گیر، دمای همگن شدن، شوری، پرفیری

۴ مقدمه

ناحیه ظفرقند در جنوب شرقی اردستان در 110 کیلومتری شمال شرق اصفهان می باشد، از مهم ترین محور های ارتباطی در این محدوده می توان از راه ارتباطی اردستان-اصفهان و نایین-اردستان نام برد(شکل 1). مختصات جغرافیابی این منطقه بین طول های جغرافیابی $52^{\circ} 2055$ شرقی و عرض $33^{\circ} 10' 55$ شمالی می باشد. از نظر موقعیت زمین شناسی بخشی از زون ایران مرکزی محسوب شده و در نوار ولکانوپلوتونیک ارومیه- دختر واقع است. ولکانیک های این منطقه تحت تاثیر دگرگونی بسیار ضعیف (دگرگونی هیدرولرمال) قرار گرفته است. مطالعات ژئوشیمیابی کل سنگ نشان می دهد که سنگ های اصلی تشکیل دهنده منطقه اکثراً از نوع بازالت-آنذیت می باشند. مشاهدات صحرایی و میکروسکوپی نشان می دهند که در این منطقه تناوبی از ماگماتیسم بی مدار اسیدی و بازی وجود دارد(جوانمردی، 1388).

اگر چه امروزه کاربرد روش سیالات در گیر در بیشتر شاخه های زمین شناسی گسترش یافته و مطالعه آنها ابعاد جدیدی به شناخت فرآیندهای زمین شناسی افزوده است، ولی مهمترین کاربرد آنها

در شناخت خصوصیات فیزیکوشیمیایی محیط تشکیل کانسارهاست زیرا مطالعه سیالات در گیر باعث رoshن شدن دما، فشار، شوری، چگالی و ترکیب سیالات تشکیل دهنده کانیها و یا سیالات رد شده از داخل کانیها طی فرآیندهای بعدی می باشد (Roedder, 1984). در این مقاله به کمک مطالعات میکروترموتری دمای کانی سازی، شوری، چگالی و ترکیب سیال کانه دار و تیپ کانسار مورد بررسی قرار می گیرد (باقری، ه. 1387).

روش تحقیق

با توجه به بررسی های انجام شده و شواهد صحراوی در محدوده مورد مطالعه، بهترین کانی قابل مطالعه برای میکروترموتری، کانی کوارتز است که این کانی به صورت منفرد (رگه های کوارتزی) یا همراه با سایر سولفیدها (رگه های کوارتز- سولفیدی) نهشته شده است. تهیه نمونه برای انجام این مطالعات با ساختن مقاطع دوبر صیقل با ضخامت ۰.۳-۰.۵ میلیمتر انجام گرفت. مطالعات میکروسکوپی در آزمایشگاه زمین شناسی دانشگاه اصفهان و با استفاده از یک دستگاه میکروسکوپ زایس (ZIESS) انجام شد. همچنین مطالعات میکروترموتری شامل آزمایشات سرد کردن و گرم کردن بوسیله دستگاه Linkam مدل THM600 با کرل کننده حرارتی TMS94 و سرد کننده LNP که بر روی میکروسکوپ زایس نصب شده، انجام پذیرفت. برای خنک کردن دستگاه از نیترژن مایع استفاده شد، این آزمایشات در آزمایشگاه سیالات در گیر گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان انجام شد. در این مقاله تعدادی نمونه از رگچه های کوارتزی انتخاب شد و از آنها مقاطع دوبر صیقلی تهیه شد و بر روی آنها مطالعات پتروگرافی، مینرالوگرافی و میکروترموتری انجام شد. شکل میانوارها عمدتاً کروی تا نیمه شکل دار بوده است.

نوع سیالات در گیر: برای رده بندی سیالات در گیر بر مبنای ترکیب آنها و یا عبارت دیگر ترکیب فازهای مشاهده شده در دمای اتاق، نظریه های مختلفی ارائه شده است. در این مقاله از رده بندی شفرد و همکاران استفاده شده است (Shepherd, 1985). بر اساس این طبقه بندی میانوارهایی که در مراحل اولیه تشکیل بلور تشکیل شده اند و در امتداد سطوح بلورشناسی اند نوع اولیه (P)، میانوارهایی که بعد از آن تشکیل شده اند در امتداد شکستگی هایی که بعد از تشکیل بلور در اثر فشارهای مکانیکی یا حرارت ایجاد شده اند نوع ثانویه (S)، و نوع ثانویه کاذب (PS) که بعد از تشکیل آنها در امتداد شکستگی های یلور به رشد بلور ادامه می دهند. بر اساس این طبقه بندی سیالات در گیر منطقه ظفر قند

بیشتر از نوع سیالات در گير اوليه (P) شناخته شده اند. بر اساس نوع دیگری از طبقه بندی، سیالات در گير اين منطقه بیشتر از نوع دوفازی مایع و جامد (L+V) شناخته شده اند.

مطالعات میکروترموتری سیالات در گیر

مطالعات میکروترموتری سیالات در گیر عبارتست از مطالعه غیر مخرب برای تعیین دما، شوری، وزن مخصوص (چگالی) و ترکیب سیالاتی که کانی میزبان از آنها ساخته شده است که توسط آزمایشات سرد کردن (انجماد) و گرم کردن انجام می شود.

تعیین شوری:

برای سیستم های آبگین آب نمک، مطالعات انجماد بهترین روش برای تعیین شوری میانبارهای آبگین است، زیرا کاهش نقطه انجماد آب خالص رابطه مستقیم با مقدار نمک موجود در محلول دارد (باقری، 1389). در این مورد باید دمای ذوب نهایی یخ را در نظر گرفت، اندازه گیری شوری بر این اصل استوار است که دمای ذوب آخرین قطعه یخ منطبق بر دمای انجماد است که نشانگر میزان شوری است. و پایین ترین دمایی که در آن، این اتفاق رخ می دهد بیانگر بالاترین مقدار شوری است. در این مقاله بعد از منجمد کردن و گرم کردن آنها، TLM از حدود 0.7- تا 39- درجه سانتیگراد مشاهده شده است، و مقدار شوری از 1.15 تا 43 درصد تغییر می کند.

تعیین دمای همگن شدن:

در آزمایش گرم کردن، سیال در گیر تا دمایی گرم می شود که همه فازهای آن به یک فاز اصلی تبدیل شود. این دمای همگن شدن (TH) می نامند که پایین ترین دمای به دام افتادن مایع کانه ساز در کانی هاست. آزمایش گرم کردن بر روی سیالات در گیر ناحیه ظفر قند انجام شد. در این آزمایش نمونه ها تا سقف 550°C گرم شدند. و همه سیالات مورد مطالعه طی گرم کردن به فاز مایع همگن شدند. با توجه به دمای همگن شدن سیالات در گیر این منطقه می توان نتیجه گرفت که فرآیند جوشش با توجه به کاهش فشار ناگهانی که با استفاده از دمای همگن شدن و درجه شوری بدست آمد رخ داده است. دمای همگن شدن سیالات در گیر اکثرا در محدوده 133- 550 بدست آمد، که اکثرا در محدوده 325- 380 بدست آمد.

تعیین عوامی فیزیکوشیمیابی موثر بر ته نشست ذخیره مس در منطقه:

برای انجام هر نوع تفسیر لازم است که تعداد جمعیت سیالات در گیر منطقه مشخص شود. اگر چندین جمعیت وجود داشته باشد لازم است که مشخص شود آیا این سیالات از طریق فرایندهایی

مثل مخلوط شدن سیالات، جوشش یا سرد شدن با هم در ارتباط هستند. که این مسئله را می توان با بکارگیری شوری دمای همگن شدن سیالات در گیر مشخص کرد.

اندازه گیری شوری سیال، جهت اثبات حضور دوسیال و ارزیابی میزان اختلاط آنها مفید است. نمودار دمای همگن شدن - شوری برای سیالات در گیر ذخیره مس ناحیه ظفر قند ترسیم شده است. این شکل حضور دو جمعیت از سیالات در گیر را مشخص می کند. چنانچه در این شکل دیده می شود، محدوده تغییرات در دو جهت و در فاز اول شوری پایین وافزایش دما و حرکت سیال به سمت ناحیه پرفیری و همچنین کاهش دما در سمت پایین و کاهش شوری به خاطر اختلاط سیال با آبهای جوی دیده می شود. در فاز دوم شوری بالا و کاهش دما و وقوع پدیده جوشش دیده می شود که این دو موضوع در پدید آمدن سیستم های پرفیری موثر می باشد. شوری پایین می تواند نشانگر اختلاط سیالات با آبهای جوی و درنتیجه کاهش دما ورقیق شدن آنها باشد.

بحث و نتیجه گیری

با توجه به نمودار مربوط به دمای همگن شدن سیالات در گیر متوجه می شویم که دمای همگن شدن اکثر سیالات در گیر در محدوده 340 تا 370 قرار دارد، همچنین نمودار مربوط به شوری سیالات در گیر نشان می دهد که شوری سیالات این منطقه بین ۱۵-۴۳ درصد می باشد. با توجه به نمودار شکل 4 مشاهده می شود که دو گروه از سیالات در گیر با شوری مجزا قابل تشخیص است با نظر به نتایج به دست آمده برای دمای همگن شدن و درصد شوری، منشاء سیالات کانه ساز دارای دو منشاء متفاوت بوده و یا دو مرحله کانی زایی جداگانه را نشان می دهد. احتمالاً آن دسته از سیالات که تقریباً دارای دمای بالاتر - شوری پایین تر هستند بیانگر سیال کانه ساز با منشاء ولکانیکی بوده که در اثر ترکیب با سیالات جوی شوریشان کاهش یافته و دچار رقیق شدگی شده اند و دسته دیگر که دارای دمای پایین - شوری بالا هستند در مرحله جوشش قرار گرفته اند که این ویژگی ها می تواند دلیلی برای وجود سیستم پرفیری باشد.

منابع

1. باقری، ه.(1387). مقدمه ای بر نمونه برداری و تجزیه دستگاهی. انتشارات جهاد دانشگاهی.
2. جوانمردی، ر.(1388). مطالعه دگرگونی درجه بسیار پایین سنگ های ولکانیک شمال شرق کوهپایی، پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه اصفهان، دانشکده علوم.

Roedder, E. (1984) Fluid Inclusions, Reviews in Mineralogy, 12, Mineralogical Society of America, 644 pp.

بررسی مینرالوگرافی و ژئوتربومتری کانسار مس مسگران بیرجند

ایمان ابیضی^۱، رضا شمسی پور دمکردی^۲، هاشم باقری^۲، محمد شیوا^۳

۱- دانشجوی زمین شناسی اقتصادی دانشگاه اصفهان

۲- استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان

۳- استادیار گروه مهندسی معدن دانشگاه بیرجند

چکیده

کانسار مس مسگران در ۹۰ کیلومتری جنوب شرق بیرجند واقع شده است که به شدت تکتونیزه می باشد. براساس مطالعات میکروسکوپی، سنگ درونگیر این کانسار از نوع گابرو، بازالت، دونیت، لرزولیت و هارزبورژیت است. در این سنگ ها، پاراژنزی از کانه های کالکوپیریت، بورنیت، مس طبیعی، مالاکیت، آزوریت، مگنتیت، و مارتیت وجود دارد. مطالعات میکروترمو متری بر روی نمونه ها نشان داد که بیشتر سیالات در گیر دارای اشکال کروی و نیمه شکل دار هستند و اندازه آنها از ۵ تا ۱۲ میکرون تغییر می کند) نمونه های آنالیز شده اغلب اندازه ۱۰ میکرون دارند) و بیشتر آنها از نوع دو فازی مایع - گازی است. درجه همگن شدن آنها از ۱۷۰ تا ۳۰۷ درجه سانتیگراد و شوری از ۳ تا ۶ درصد وزنی NaCl تغییر می کند. بررسی مقاطع نازک - صیقلی و دو رو صیقلی این سنگ ها می تواند بیانگر ارتباط این کانسار با یک سیستم ماسیو سولفید باشد.

واژه های کلیدی: مسگران، کانسار مس، افیولیت

مقدمه

محدوده مورد مطالعه در ۹۰ کیلومتری جنوب شرق بیرجند واقع شده است. موقعیت و راه های ارتباطی آن در شکل ۱ مشخص شده است. به منظور دسترسی به آن می توان از جاده آسفالتی بیرجند - نهبدان استفاده نمود که پس از گذشتن از شهر سریشه و از طریق یک راه فرعی که در نزدیکی مزار سیدعلی واقع شده است به روستای مسگران و نهایتا از طریق یک جاده اختصاصی می توان به منطقه مورد نظر دست یافت. داده های ژئوشیمیایی نیز که بر روی تعدادی از نمونه ها انجام پذیرفته است، بیانگر مقدار زیاد برخی عناصر مثل نیکل و کبالت است. با توجه به اهمیتی که کاربرد سیالات در گیر در زمینه های مختلف از جمله تعیین ویژگی، منشأ و تغییرات سیالات گرمابی کانه ساز و در نهایت منشأ یا پاراژنز کانسار ها دارد و از طرفی، در تعیین فازهای سیال در فرایندهای رسوبگذاری، دیاژنز، دگرگونی و ماگمایی موثر است. برای نیل به این منظور، در این تحقیق، از روش مطالعه سیالات

در گیر در جهت تشخیص منشأ و مکانیسم ته نشینی مس در منطقه کانسار مسگران استفاده شده است.

شرح و بحث

زمین شناسی منطقه

منطقه مسگران از لحاظ ساختاری در زون فیلیشی شرق ایران قرار دارد. زون فیلیشی شرق ایران به شدت تکتونیزه بوده و هریک کانی سازی مخصوص خود را دارد. واحدهای سنگی محدوده مورد مطالعه شامل: سنگ‌های اولترابازیک از قبیل دونیت، سرپانتینیت و عدسی‌های پیروکسن، رسوبات فیلیش از قبیل ماسه سنگ، سنگ آهک نومولیت دار، دیابازها و توف‌های دیابازی و عدسی‌هایی از بیوتیت گنایس می‌باشند. سن این واحدها کرتاسه تا کواترنر گزارش شده است. زون‌های آلتنه نیز در این محدوده گسترش داشته و شامل زون‌های اکسید آهن، زون‌های سیلیسی و همچنین رگه‌های سیلیسی و کلسیتی است. در واحدهای سنگی مورد مطالعه از سطح، کانی سازی مس به صورت مالاکیت و آزوریت مشهود است که درزه‌ها و شکاف‌ها را پر نموده است. آثار کارهای معدنی قدیمی نیز در منطقه به فراوانی دیده می‌شود.

روش تحقیق

ابتدا اطلاعات قبلی جمع آوری شد و پس از مطالعات صحرایی، نمونه برداری از سنگ‌های مختلف و مغزه‌های حفاری انجام گرفت. از این نمونه‌ها تعداد 20 مقطع نازک و 40 مقطع صیقلی تهیه شد که با مطالعات میکروسکوپی وضعیت سنگ شناسی و پاراژنر کانه‌ها مشخص گردید و برای مطالعات میکروترومتری سیالات در گیر، از رگه‌های کوارتری کانه دار و فاقد کانه، نمونه برداری شد سپس از نمونه‌ها مقاطع دوبرصیقلی تهیه و در آزمایشگاه سیالات در گیر دانشگاه اصفهان توسط دستگاه Linkam مدل THM600، مطالعات میکروترومتری صورت گرفت.

سنگ شناسی

براساس مطالعات میکروسکوپی، سنگ درونگیر این کانسار از نوع گابرو، بازالت، دونیت، لرزولیت و هارزبورزیت تشخیص داده شده است که عمدهاً بر اثر دگرسانی به سرپانتین و تالک تبدیل شده‌اند. همچنین در این سنگ‌ها، پاراژنزی از کانه‌های کالکوپیریت، بورنیت، مس طبیعی، مالاکیت، آزوریت، مگنتیت، و ماریت وجود دارد.

Eh-pH بررسی های

تنوع کانی های مشاهده شده حاکی از تغییر در شرایط Eh محیط می باشند. همان طور که از شکل 5 برمی آید اگر از ملاکت به طرف کالکوزیت حرکت کنیم باید از کوپریت، مس طبیعی و کوولین بگذریم که مطابق با شواهد برداشت شده صحرایی می باشد. این روند توسط مگنتیت های مارتیتی شده تایید می گردد که می تواند بیانگر حالت اکسیداسیون پیشرونده باشد.

بررسی سیالات در گیر

میانبارهای سیال را از جنبه های متفاوت میتوان دسته بندی نمود یکی از این دسته بندی ها طبقه بندی پاراژنتیکی است که در این مورد میان بارهایی که در مراحل اولیه تشکیل بلور تشکیل شده اند اولیه یا P ، انواعی که معمولا در امتداد شکستگی هایی که بعد از تشکیل بلور در اثر فشارهای مکانیکی یا حرارت ایجاد شده اند ثانویه یا S و نوع PS که حد واسط این دو است یعنی پس از تشکیل آنها در امتداد شکستگی های بلور باز هم، به رشد خود ادامه می دهد و این شکستگی ها درون بلور قرار می گیرند. نوع PS، نشانگر سیالات هنگام رشد بلورند ولی نوع S نشانگر سیالات بعد از تشکیل بلور است که می تواند بدون ارتباط با سیالات کانی ساز باشد [1] در نمونه های کواتز مطالعه شده از کانسار مسگران، سیال در گیر نوع P مورد مطالعه قرار گرفت.

الف: تعیین شوری:

انجماد: به طور کلی اصطلاح انجماد به فرایندی گفته می شود که طی آن سیال در گیر به زیر دمای اتاق سرد می شود تا جایی که تغییر فاز از مایع به جامد L \rightarrow S مشاهده می شود. برای سیستم های آبگین آب - نمک ، مطالعات انجماد بهترین روش برای تعیین شوری سیال در گیر آبگین است زیرا کاهش نقطه انجماد آب خالص دارای رابطه مستقیم با نمک موجود در محلول است. در نمونه های مورد مطالعه ، اندازه گیری شوری سیال در گیر، محدوده ای از 3 تا حدود 7٪ وزنی معادل (wt%NaCl) و با بیشترین فراوانی در محدوده 4-3٪ وزنی NaCl را مشخص می کند. نمودار زیر، فراوانی درصد شوری سیالات در گیر را نشان می دهد.

ب: تعیین دمای همگن شدن: حرارت دهی:

هدف نهایی مطالعات حرارت دهی، اندازه گیری دمای نهایی همگن شدن است عموماً این دما همان دمای کل همگن شدن مایع - بخار است (T_{HTOT}) اما برای سیالات در گیر دارای کانی نوزاد، می تواند دمای انحلال نمک باشد. همان طور که اشاره شد در نمونه های مورد مطالعه، سیالات در گیر از نوع دو فازی ($V+L$) بودند که انواع دوفازی پس از حرارت دهی به صورت مایع (L) همگن می شوند که محدوده این دمای همگن شدن (T_H) بین 170°C تا 307 است. جهت ارتباط ای سیستم کانی سازی با سیستم های ماسیو سولفاید از نمودار شوری - دما استفاده شد که به خوبی موید ارتباط با یک سیستم گرمابی یا ماسیو سولفاید می باشد. داده های مربوط به دمای نمونه های کانسار مسگران می تواند ارتباط ژنتیکی این کانسار با کانسار های ماسیو سولفاید بیان کند و به خوبی در آن محدوده قرار می گیرند.

نتیجه گیری

با توجه به روند کانی سازی کانه های مس دار همچون کالکوپیریت، بورنیت، کوولین، مس طبیعی و به دنبال آن مقدار زیاد برخی از عناصر دیگر همچون نیکل و کالت می تواند به عنوان یک منطقه مستعد جهت فعالیت های بیشتر و اکتشافات تفصیلی معرفی گردد. جهت ارتباط ای سیستم کانی سازی با سیستم های ماسیو سولفاید از نمودار شوری - دما استفاده شد که به خوبی موید ارتباط با یک سیستم گرمابی یا ماسیو سولفاید می باشد. تعداد زیادی چاهک و چاه در منطقه موجود می باشد که بیانگر کارهای معدنی قدیمی می باشد و می توانند در مراحل اکتشاف تفصیلی مورد توجه و برداشت دقیق تر قرار بگیرند.

منابع

- 1 - باقری، ه. (1387). مقدمه ای بر نمونه برداری و تجزیه دستگاهی. انتشارات جهاد دانشگاهی
- 2 - خطیب، م. م. (1368)، تحلیل ساختارهای کوه های جنوب بیرون چند، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، 188 ص.

- 3 - درویش زاده، ع، 1385، زمین شناسی ایران، انتشارات دانشگاه امیرکبیر.
- 4 - زرین کوب، م.، 1379، پترولولوژی و ژئوشیمی مجموعه افیولیت جنوب بیرجند، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران، 276 ص.
- 5 - گزارش سازمان صنایع و معادن استان خراسان جنوبی، 1385، اکشاف نیمه تفصیلی مواد معدنی در شهرستان سرپیشه.
- 6- Delaloye, M. and Desmon, J., 1980, Ophiolite and melange terranes in Iran: a geochronological study and its plaeotectonic implications: Tectonophysics 68, p. 83 - 111.
- 7-Maynard, J. B. 1983, Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits, JOHN WILEY & SONS.
- 8-Pirajno, F. 2009, Hydrothermal Processes and Mineral Systems, Springer.
- 9-Pracejus, B. 2008, the Ore Minerals under the Microscope, Elsevier.

چینه نگاری سنگی نهشته های بخش C سازند قم در ناحیه دو چاه

(شمال غرب قم)

بلیوند رویا^۱، علامه خدیجه^۲، گنجازیان عبدالحسین^۳

۱- کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ شناسی رسوبی، دانشگاه آزاد اسلامی (واحد خوراسگان)

۲- عضو هیئت علمی دانشگاه آزاد اسلامی (واحد خوراسگان)

چکیده

توالی رسوبات عضو C سازند قم در ناحیه دو چاه، واقع در ۵ کیلومتری شمال غرب قم با ضخامت ۳۳۹/۷۳ متر می باشد که به بخش های (C_۱, C_۲, C_۳, C_۴) قابل تفکیک است. این رسوبات شامل تنابی از سنگ آهک های ضخیم لایه تا توده ای به صورت بیولکلسوی رودایتی تا کاکلارنایت در تناب با مارن هستند شواهد صحرایی حاکی از آن است که ویژگی های لیتولوژیکی و بخش های عضو C در این منطقه شامل: بخش_۱: مارن سبز رنگ، بخش_۲: آهک های کلسوی رودایتی بریوزوئردار مطیق در تناب با مارن ، بخش_۳: آهک های کالکارنایتی در تناب با مارن، این بخش ها به صورت همشیب و پیوسته با زاویه 65 تا 70 درجه نسبت به افق قرار گرفته اند.

واژه های کلیدی: دو چاه، بیولکلسوی رودایتی، همشیب.

مقدمه

نهشته های کربناته الیگومیوسن باخترا ایران به دلیل گستردگی زیاد، شاخص بودن و داشتن تمکزهای هیدروکربنی از دیرباز مورد بررسی زمین شناسان داخلی و خارجی قرار گرفته است و مطالعات انجام شده بر روی آن در خور توجه بوده است (ف. رحیم زاده، ۱۳۷۳). همچنین مقالات و گزارشات بسیار زیادی از دیدگاه های مختلف علوم زمین (چینه شناسی و تکتونیک، رسوب شناسی، زمین شناسی نفت) بر روی آن نگاشته شده است.

به عنوان مثال: بزرگ نیا (1966)، نوگل سادات (1985)، ترابی (1382)، کلاتری (1365)،

مؤمن زاده (1382)، علامه و همکاران (1389)).

نهشته های کربناته الیگومیوسن باخت ایران تحت عنوان سازند قم شناخته شده است. برش مورد مطالعه در منطقه دو چاه با مختصات جغرافیایی طول 34 درجه، 41 دقیقه و عرض 50 درجه و 40 دقیقه در 5 کیلومتری شمال غرب قم واقع است (شکل 1).

بخش C از سازند قم در مناطق مختلف از منظر چینه شناسی و رسوب شناسی مورد ارزیابی قرار گرفته است. به عنوان مثال: آبه و همکاران (1964)، پدرامی (1990)، نوگل سادات (1985) بدليل تنوع محیطی در عضو C آبه و همکاران (1964) این عضو از سازند قم را به بخش های C₁، C₂، C₃، C₄ تقسیم بندی نمودند. در این پژوهش نیز این بخش در منطقه دو چاه از ناحیه قم به دقت اندازه گیری و مورد شناسایی قرار گرفته است و از دیدگاه سنگ شناسی بررسی شده است.

موقعیت جغرافیایی

برش مورد مطالعه در 5 کیلومتری شمال غربی شهر قم در نزدیکی منطقه دو چاه با مختصات جغرافیای 34 درجه و 41 دقیقه و عرض 50 درجه و 40 دقیقه واقع شده است. راه ارتباطی اصلی جهت دسترسی به این منطقه جاده قدیم قم ساوه می باشد. برای رسیدن به برش مورد مطالعه لازم است که مسیر 3 کیلومتری جاده خاکی طی شود.

بحث

براساس مطالعات انجام شده رسوبات عضو C سازند قم باسن میوسن زیرین در ناحیه دو چاه به ضخامت 332/73 متر به 4 واحد سنگ چینه ای به شرح زیر قابل تفکیک است:

$$(C_1, C_2, C_3, C_4)$$

این رسوبات شامل طبقاتی از سنگ آهک های ضخیم لایه تا توده ای به صورت کالکارنایت تا کلسی رودايت در تناوب با مارن است.

روشن کار

در این تحقیق پس از تعیین برش مناسب با انجام عملیات صحرایی به روش تاکر 2003 و استو 2005 اطلاعات صحرایی نیز تعیین شیب و امتداد و ضخامت لایه ها همچنین رنگ سطوح هوازده ثبت شد و با کمک گرابو (1913) سنگ های کربناته نامگذاری صحرایی گردید و همزمان به روش سیستماتیک - رخساره ای نمونه ها جمع آوری و اندیس گذاری شدند. در نهایت ستون سنگ چینه نگاری مربوطه ترسیم گردید.

بخش های مختلف این عضو (C_1, C_2, C_3, C_4) به صورت همشیب و پیوسته بر روی یکدیگر قرار گرفته اند و در صحرا با شیب 65 تا 70 درجه نسبت به افق دیده می شوند که از پایین به بالا عبارتند از:

واحد C_1 : این واحد به ضخامت 29/120 متر شامل تناوبی از آهک های ضخیم لایه تا توده ای با رنگ هوازده خاکستری به همراه مارن سبز در بعضی جاهای لایه که حاوی دانه های آواری کوارتر بصورت کالکارنایت می باشد.

آلومینیم ها فسفاته و گلاکونیتی شده اند که از میان آلومینیم ها فراوانی با برویوزوئر می باشد شیب لایه 65 درجه می باشد. در این لایه آثار بورینگ با ابعاد زیاد دیده می شود.

واحد C_2 : این واحد به ضخامت 38/28 متر شامل تناوبی از آهک های مطبق و لایه لایه کلسی رودایتی بصورت ضخیم لایه تا توده ای با ذرات آوارای کوارتر در تناوب با شیل و مارن می باشد. رنگ هوازده آن خاکستری تا نخودی و مارن ها به رنگ سبز هستند. شیب لایه 65 درجه می باشد. در این لایه آثار ورم تیوب با ابعاد به بزرگ دیده می شود.

واحد C_3 : این واحد به ضخامت 57/96 متر شامل تناوبی از آهک های حاوی برویوزوئر فرام های بزرگ می باشد که در بعضی جاهای آلومینیم ها فسفاته و گلاکونیتی شده اند. بسیار ضخیم تا توده ای با رنگ هوازده خاکستری تا روشن است. این آهک ها در تناوب با شیل خاکستری تا سبز و مارن خاکستری می باشند شیب لایه 65 درجه می باشد.

واحد C_4 : این واحد به ضخامت 59/74 متر شامل تناوبی از مارن های سبز روشن به همراه کمی ژپس می باشد. شیب لایه 70 درجه است مرز این لایه با لایه C_3 بصورت تدریجی است.

نتیجه گیری

در بررسی مورد مطالعه بخش های اصلی عضو C سازند قم که شامل (C_1, C_2, C_3, C_4) است رخمنون مناسبی یافته اند و هر کدام از این بخش ها به صورت پیوسته و با شیب 65 تا 70 درجه بدون هیچگونه ناپیوستگی و گم شدگی به وضوح در کنار هم قابل پیگیری بوده و به خوبی می توان تغییرات تدریجی سنگ شناسی را در آنها بررسی کرد. مطالعات صحرایی نشان می دهد که بخش های C_4, C_3, C_2 کربناته و مارن و بخش C_1 فقط مارنی هستند. از نظر سنگ شناسی بخش های کربناته از کالکارنایت تا کلسی رودایت به طور متاوب تشکیل شده اند.

منابع

- ترابی ، ح ، 1382 : چینه شناسی رسوبات الیگو سن - میوسن (سازند قم) در غرب اردستان - شمال نائین، پایان نامه دکتری : دانشگاه اصفهان ، 277 صفحه.
- رحیم زاده ، ف.، 1373 الیگو سن - میوسن - پلیوسن طرح تدوین کتاب .سازمان زمین شناسی کشور 311 صفحه.
- مومن زاده ، ا. ، 1382، چینه شناسی سازند قم در جنوب شرق کاشان ، پایان نامه کارشناسی ارشد :دانشگاه اصفهان ، 99 صفحه .
- صفایی جزی وحید.، کنگازیان عبدالحسین.، ناصحی احسان الله.، حجازی سیدحسن..، (1388).
- میکروفارسیس و محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی رسوبات سنوزوئیک آغازین در منطقه نظر - استان اصفهان. 130 صفحه
- علامه، خ، بلووند، ر، کنگازیان، ع. (1389): معرفی برش نمونه سازند قم در ناحیه دو چاه (شمال غرب قم)، دانشگاه پیام نور مشهد، چهارمین همایش ملی زمین شناسی.

Qom Formation Stratigraphy of the Central basin of Iran BOZORGNIA ,F.(1966)
and its intercontinental position .Bulletin of the Iranian Petroleum Institute ,24.PP.69-
75.

Carrozi.A.V.(1989).Carbonate Rocks Depositional Model: prenticehall, new Jersey,
604p.

Les zones de decrochement et les virgations NOGOLE SADATE,M.A.A.,(1978)
structurales en Iran.Concequences des resultants de l'analyse structurale de la region de
P.. 20Qom.These Univ.Scientifique et Medicale de Grenoble

Pedrami .,(1990) Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Qom formation
(central Iran)part tow ,lower and middle Miocene zones Geo .survey Iran.

سنگ شناسی و مطالعه کانیهای فلزی در توده گرانیتوئیدی آستانه (جنوب غرب اراک)

بهمن پور، فرزانه^۱- عسگری، عباس^۲- شجاعی، به آفرین^۳

^۱- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی دانشگاه آزاد اسلامی واحد محلات

^۲- عضو هیئت علمی دانشگاه آزاد اسلامی واحد محلات

^۳- دانش آموخته کارشناسی ارشد پترولولژی دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوارسگان

چکیده

توده نفوذی آستانه در 40 کیلومتری جنوب غرب اراک و در زون سنتندج- سیرجان واقع شده است. سنگهای منطقه مورد مطالعه شامل سنگهای آذرین درونی است. ترکیب عمومی سنگها شامل گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت و مونزو گرانیت می باشد. آنکلاوهای میکرو گرانولار مافیک از جنس کوارتز مونزودیوریت و کوارتز دیوریت به خصوص در بخش‌های حاشیه ای به فراوانی یافت می شوند. بررسیهای مقاطع صیقلی نیز حاکی از حضور کانیهای فلزی از جمله طلا پیریت، کالکوپیریت، مالاکیت، آزوریت، گوئتیت، هماتیت، مگنتیت و اسپینل در این منطقه می باشد که پیریت و کالکوپیریت از گسترش زیادی در منطقه برخوردار هستند.

واژه های کلیدی: سنگهای آذرین، آنکلاو، کانیهای فلزی، آستانه، سنتندج- سیرجان.

مقدمه

توده گرانیتوئیدی آستانه با مختصات جغرافیایی $30^{\circ}33'46''$ الی $30^{\circ}46'54''$ بخشی از زون سنتندج- سیرجان را تشکیل می دهد. غالب توده های نفوذی این زون از جمله گرانیت الوند و دگرگونی سنتندج- سیرجان در این دوران مزو佐ئیک زخ داده است که یکی از مهمترین دوره های ماگما تیسم در این زون است. این سنگها در کنار خود هاله دگرگونی به وجود آورده اند که به صورت اسلیت و هورنفلس دیده می شود و دارای تکتونیک پیچیده و شکستگی است. راه ارتباطی اصلی جهت دسترسی به این منطقه، جاده آسفالته اراک به بروجرد و خرم آباد است که از گوشه شمال غربی و جاده آسفالته درود به دوراهی خرم آباد از گوشه جنوب غربی آستانه می گذرد. این توده در گذشته توسط محققین متعددی مطالعه شده است از جمله رادر (1366) به بررسی زمین شناسی و پترولولژی این توده پرداخته، رشید مقدم (1386) پترولولژی و ژئوشیمی و مطالعه دگرگونی مجاورتی اطراف آن را بررسی کرده، افسونی (1386) به بررسی دگرسانی و کانه سازی طلا در این منطقه پرداخته، میکائیلی (1388) کانی شناسی دگرسانیهای

گرمابی آن را مطالعه نموده و طهماسبی(1388) به بررسی پترولوزی توده نفوذی پرداخته است. هدف از این مقاله تعیین سنگ شناسی و مطالعه کانیهای فلزی در این منطقه می باشد.

روش تحقیق

ابتدا مطالعات کتابخانه ای، کتب، مقالات و طرحهای تحقیقاتی انجام شد. گام بعدی نقشه های توپوگرافی برگه های شازند و نقشه های زمین شناسی 1:250000 1:100000 خرم آباد و 1:1 شازند تهیه و همچنین عکسهای ماهواره ای از منطقه تهیه گردید. سپس مطالعات صحرایی و ماکروسکوپی و برداشت‌هایی از نمونه ها انجام شد و ثبت موقعیت آن ها به کمک GPS صورت پذیرفت. در مرحله آزمایشگاهی از نمونه های برداشت شده 35 مقاطع نازک و 5 مقطع صیقلی تهیه و همچنین آنالیز جذب اتمی برای عنصر طلا انجام شد و سپس انواع سنگ ها و کانی های فلزی مشخص گردید.

بحث

توده گرانیتوئیدی آستانه از ترکیب سنگ شناسی متفاوتی تشکیل شده است که عبارتند از: گرانودیوریت، کوارتزدیوریت و مونزو گرانیت. بافت اصلی و کلی در سنگهای توده نفوذی آستانه دانه متوسط تا دانه درشت است و بافت غالب گرانولار می باشد. همچنین آنکلاوهایی میکرو گرانولار مافیک از جنس کوارتز مونزو دیوریت و کوارتزدیوریت به خصوص در بخشها حاشیه ای به فراوانی یافت می شوند. دایکهای میکرو گرانودیوریتی و آپلیت ها از دیگر واحد های موجود در توده نفوذی آستانه می باشد و جوانتر از توده نفوذی هستند. دایکهای میکرو گرانودیوریتی به صورت پراکنده و بیشتر در کوه شیرمزد رخمنون داشته و در اثر نفوذ آبگونهای گرمابی، به شدت دگر سان شده اند. رگه های کوارتز تورمالین نیز در منطقه حضور دارند و در شمال باختی روستای سر سختی دیده می شود که همانند دایکها جوانتر از توده نفوذی هستند(طهماسبی، 1388).

گرانودیوریت ها بخش وسیع و اصلی توده نفوذی منطقه را در بر می گیرند و توسط رسوبات رسی کواترنر پوشیده است. این واحد در جاهای مختلفی رخمنون دارد از جمله در حوالی روستای سر سختی، قلعه آقا حمید و چالهای دیده می شود. گرانودیوریت ها در نمونه دستی معمولاً دانه متوسط تا دانه درشت و زیر و خشن و رنگ آن ها نیز غالباً خاکستری می باشد. سنگهای منطقه به شدت هوازده شده اند و به صورت تپه های کم ارتفاع هستند(میکائیلی، 1388). کانی شناختی آن ها از کانیهای همگنی تشکیل شده است که شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و بیوتیت است.

همچنین دارای کانیهای فرعی از جمله اسپینل، زیرکن و آپاتیت و کانیهای کدر می باشد. بر اساس درصد کانیهای تشکیل دهنده، کوارتز 30-25 درصد، پلازیوکلاز 45-30 درصد، بیوتیت 15-5 درصد، آمفیبول 10-5 درصد، فلدسپات آلکالن کمتر از 10 درصد کانی ها را به خود اختصاص داده اند.

کوارتز در مقاطع میکروسکوپی به رنگ خاکستری و به صورت چند دانه ای با مرزهای نامنظم و آنهدرال و این اکیگرانولار می باشد و به صورت خاموشی موجی دیده می شوند که این امر نشان دهنده فشارهای تکتونیکی روی محورهای بلورشناسی آن دارد.

پلازیوکلازها دارای ماکل تکراری هستند و خاموشی منطقه ای دارند و شکل دار تا نیمه شکل دارمی باشند. پلازیوکلاز ها در اثر فرایند دگرسانی به سریسیت و اپیدوت تجزیه شده اند(شکل 2-2). فلدسپار آلکالن نسبت به کوارتز و پلازیوکلاز از فراوانی کمتری برخوردار است و بیشتر از نوع میکروکلین و پرتیت می باشند.

بیوتیت هم فراوانترین کانی مافیک در این سنگهاست. بیوتیت ها در مقاطع نازک در این واحد، به حالت رخ کاملا خمیده شده مشاهده می شوند. اغلب بیوتیت ها از دو نوع تشکیل شده اند که یک نوع دانه درشت و جهت یافته و نوع دیگر دانه ریز و بدون جهت یافتنگی هستند . بیوتیت با هورنبلند حالت درون رشدی نشان می دهد که حاکی از تبلور همزمان این دو کانی با هم می باشد. آمفیبول نیز به حالت منشوری یوهدرال و یا به صورت ساب هدرال هستند و ترکیب آنها از هورنبلند غنی از منیزیم تا هورنبلند اکتینولیت متفاوت است.

کوارتزدیوریت ها بیشتر در حوالی روستای سرسرختی مشاهده می شوند و می توان گفت درون واحد گرانودیوریت ها بروند دارند و ارتفاعات منطقه مورد مطالعه را تشکیل می دهنند. کانیهای اصلی تشکیل دهنده آنها را پلازیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، آمفیبول و فلدسپار آلکالن تشکیل می دهنند. زیرکن، اسفن و آپاتیت هم کانیهای فرعی در این واحد هستند.

بر اساس درصد کانیهای تشکیل دهنده پلازیوکلاز 50-35 درصد، کوارتز 20-10 درصد، بیوتیت 20-15 درصد، آمفیبول 15-5 درصد و فلدسپات آلکالن کمتر از 5 درصد حجم سنگ را به خود اختصاص داده اند.

پلازیوکلاز ها به صورت صفحات آنهدرال و یا ساب هدرال دیده می شوند. اندازه بلورها بین 1/5 تا 3 میلیمتر میباشد. بیشتر پلازیوکلازها دارای زونینگ هستند و زوناسیون ترکیبی در پلازیوکلازها اختلافاتی را در شرایط پیرامون آنها نشان میدهد. کوارتز به صورت بلورهای آنهدرال تا ساب هدرال

با اندازه 2-5/ میلیمتر دیده می شود. این کانی دارای خاموشی موجی می باشد که حاکی از عملکرد دگر شکلی حالت جامد می باشد. فنوتریست های بزرگ این کانی غالباً خاموشی موجی و بلورهای کوچک در برخی مقاطع خاموشی یکنواختی را نشان می دهند (رشید مقدم، 1386). بیویت به صورت فلسهای قهوه ای رنگ در این واحد دیده می شود و به صورت بلورهای ساب هدرال تا یوهدرال هستند. اندازه این کانی به 1/5-3 میلیمتر می رسد. بیویت معمولاً با آمفیبیول همراه است. بیویت ها اغلب به کلریت تجزیه شده اند (شکل b-2). مسکویت به صورت ریز بلور و خود شکل در حاشیه بیویت دیده می شود.

آمفیبیول با بلورهای کشیده و بلند یوهدرال دیده می شود و معمولاً ماکل تکراری و دوقلو از خود نشان می دهد و غالباً همراه بیویت می باشد. آمفیبیول ها به صورت تیغه های بلند و کلریتی شده با ابعاد 1 تا 2/5 میلیمتر وجود دارد. همچنین آمفیبیول با رخ های لوزی نیز دیده می شود. محصولات دگرسانی این کانی بیویت، کلریت، اپیدوت و پرهنیت می باشد. فلدسپار آلکالن در این واحد ها به صورت بلورهای آنهدرال تا ساب هدرال با ابعاد 1-2 میلیمتر است. محصولات دگرسانی و آلتراسیون جزئی شامل سرسیت، کلریت، اپیدوت و کللسیت است.

مونزو گرانیت ها بیشتر در حوالی روتالی پاکل و کوه کلک بروند دارند. سنگهای این واحد ها دارای بافت گرانولار تا پورفیریتیک با گرهکهای غنی از بیویت و مگاکریست های فلدسپات و کوارتز هستند (طهماسبی، 1388). تورمالین با منطقه بندي مشخص و ایترفرانس قهوه ای و پلوكروئیسم معکوس کانی شاخص مونزو گرانیت ها را تشکیل می دهد (شکل f-2). تورمالین به صورت اجتماعات کروی شکل (نودول) که اندازه آنها 8-2 سانتیمتر است وجود دارد.

بر اساس درصد کانی های تشکیل دهنده؛ کوارتز 40-25 درصد، پلاژیوکلازها 20-15 درصد، فلدسپات آلکالن 40-30 درصد، بیویت 10-5 درصد حجم سنگ را تشکیل می دهند.

پلاژیوکلاز ها به صورت آنهدرال تا ساب هدرال بوده است. دارای ماکل تکراری و خاموشی منطقه ای می باشد. دارای زونینگ هستند. فلدسپات آلکالن از نوع پرتیت و به وفور در این سنگ ها یافت می شود و به صورت درشت بلور آنهدرال تا ساب هدرال دیده می شود. در اثر هوازدگی این کانی به مقدار ناچیز به کانیهای رسی تبدیل شده است. زیرکن، اسفن و آپاتیت و تیتانیت عمدۀ کانیهای فرعی این سنگ ها به صورت ادخال در کانیهای بیویت، آمفیبیول و پلاژیوکلاز وجود دارند. کوارتز در این واحد به صورت بلورهای بسیار کم دیده می شود که تبلور مجدد

پیدا کرده اند. آثار خرد شدگی برشی و تجدید تبلور در این کانی نمایان است که به احتمال زیاد ناشی از گسل خوردگی این منطقه است.

بیوتیت به صورت بی شکل با جهت یافته‌گی ضعیف یا بدون جهت یافته‌گی کانیهای اصلی واحد مونزو-گرانیت را تشکیل می‌دهد. آپاتیت، زیرکن و آلانیت عمدۀ کانیهای فرعی این سنگها را می‌سازند که به صورت ادخال در بیوتیت و پلازیو کلазر دیده می‌شوند. همچنین ذرات کانیهای اپک در بین بیوتیت‌ها دیده می‌شود.

آنکلاو‌ها نیز در این توده وجود دارند و از فراوانی زیادی برخوردار هستند. واژه آنکلاو جهت توصیف قطعات سنگی بیگانه موجود در داخل سنگهای آذرین همگن پیشنهاد گردیده است. بیشتر آنکلاو‌های موجود در گرانیتوئید‌ها، سنگهای آذرین دانه ریزی هستند که از نوع آنکلاو‌های میکرو گرانولار تعریف شده اند و کنتاکشن با گرانیتوئیدهای میزبان مشخص است. آنکلاوهای میکرو گرانولار بیشتریضوی شکل هستند و با جنس کوارتزدیوریت و کوارتزمونزودیوریت می‌باشند. وجود حاشیه روشن در اطراف بعضی از آنکلاوهای دلیل افت سریع دما در قرارگیری دو مأگمای آنکلاو و مأگمای فلزیک تر گرانیتی است که باعث انتشار پتانسیم و آب می‌شود و به همین دلیل باعث جابه جایی کانی‌های آبدار مانند آمفیبیول و بیوتیت در آنکلاو و یا گرانیت می‌شود. آنکلاوهای مافیک در اغلب توده‌های نفوذی حضور دارند و دارای شکل نامنظم و سطوح تماس دندانه دار می‌باشند و نزدیک محلی که در آنجا فرایند اختلاط صورت گرفته تشکیل می‌شوند. (دیدر و بارباریان، ۱۹۹۱).

کانه‌های فلزی در منطقه مورد مطالعه:

به منظور مطالعه کانسنگ‌های توده گرانیتوئیدی آستانه، ۵ مقطع نازک صیقلی از نمونه‌های جمع آوری شده، تهیه گردید و مطالعه شد. مطالعات مینرالوگرافی نشان دهنده تنوع کانه‌های فلزی در منطقه آستانه هستند که شامل طلا، کالکوپیریت، پیریت، گوئتیت، مالاکیت، آزوریت، هماتیت، مگنتیت و آسپینل می‌باشند. مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که کانی طلا (Au) به صورت آزاد در نمونه‌های صحرایی برداشت شده و در مقاطع صیقلی تهیه شده مورد مشاهده قرار نگرفت. ولی نتایج آنالیز نمونه (B-sp64) و (B-sp61) به ترتیب 72 و 35 ppb گزارش شده است که نشان دهنده مقدار بالای طلا در این منطقه است. کالکوپیریت مهمترین و فراوانترین کانی اولیه کانسنگ مس با فرمول CuFeS_2 محسوب می‌شود. این کانی یکی از فراوانترین کانی‌های موجود در منطقه

گرانیتوئیدی آستانه می باشد و حفرات را پر کرده است(افشونی، 1386). در منطقه آستانه کانیهای پیریت و کالکوپیریت موجود در منطقه آلترا شده و منجر به تشکیل گوئیت گردیده است. پیریت (FeS_2) موجود در منطقه نیز همانند کالکوپیریت ها از تنوع زیادی برخوردار هستند. این کانی بیشتر شکل دار می باشد. آهن مورد نیاز برای تشکیل پیریت در زون سریسیتی می تواند در اثر آلتراسیون کانیهای مافیک از قبیل بیوتیت بدست آید و گوگرد مورد نیاز از سیالات هیدروترمال حاصل می شود و منجر به تشکیل پیریت می گردد(میکائیلی، 1388). مالاکیت با فرمول $\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$ از اکسیداسیون کالکوپیریت حاصل می شود. مالاکیت از تنوع بالایی در منطقه برخوردار است. دمای اکسیداسیون متفاوت بوده و می تواند توسط شرایط سطحی یا اتمسفری رخ دهد. آزوریت با فرمول $\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$ نشان داده می شود و در مقابل هوا مانند مالاکیت واکنش نشان می دهد. آرزویت همراه با مالاکیت از فراوانترین کانیهای حاصل از تغییر ترکیبات اولیه مس در منطقه اکسیداکسیون است.

هماتیت (Fe_2SO_4) نیز یکی دیگر از کانیهای موجود در مقاطع صیقلی می باشد که ناشی از اکسیداسیون پیریت و کالکوپیریت ها می باشد، همچنین فراوانترین سنگ معدن آهن است و ممکن است در اثر پدیده تضعید از فرایند آتشفسانی حاصل شود. تشکیل کانیهای اکسیدی شامل هماتیت، لیمونیت و مگنتیت به فلزهای در دسترس مربوط می باشد. کانی مگنتیت در طی آلتراسیون و فشارهای وارد شده چار شکستگی شده است و خود این شکستگی ها را پر کرده است. مگنتیت مهمترین کانی اکسیدی بوده که در طی اکسیداسیون و آلتراسیون در مرحله اول منجر به تشکیل مگمیت شده (استین تورسن و همکاران، 1992) و در ادامه دگرسانی تبدیل به هماتیت مارتیت می گردد (گانلاکسون و همکاران، 2002) که این تغییرات بیانگر افزایش شرایط کسیداسیون در طی مراحل آلتراسیون می باشد. از تجزیه و آلتراسیون مگنتیت و فلوگوپیت هم اسپیل به وجود آمده است که به عنوان یک کانی ثانویه در نظر می گیرند.

نتیجه گیری

توده گرانیتوئیدی آستانه بخشی از زون سنتدج-سیرجان می باشد. این توده از ترکیب سنگ شناسی گرانوڈیوریت، کوارتزدیوریت و مونزو گرانیت تشکیل شده است. این واحد ها از ترکیب کانی شناسی مشابهی برخوردار هستند و شامل کانیهای اصلی کوارتز، پلازیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول و فلدسپار آلکالن و کانی های فرعی زیرکن، اسفن و آپاتیت تشکیل شده اند. کانیهای سریسیت،

کائولینیت، کلریت، کلسیت، اپیدوت و کانیهای تیره هم از کانیهای تجزیه ای و ثانوی می باشند. آنکلاوهای میکرو گرانولار مافیک از جنس کوارتز-مونزوندیوریت و کوارتز-دیوریت نیز در منطقه حضور دارند و دایکهای میکرو گرانولار دیوریتی و آپیت ها از دیگر واحدهای موجود در توده نفوذی آستانه می باشد و جوانتر از توده نفوذی هستند. همچنین مطالعات حاصل از مقاطع صیقلی نشان دهنده حضور کانیهای فلزی طلا، کالکوپیریت، پیریت، گوئیت، مالاکیت، آزوریت، هماتیت، مگنتیت و اسپینل در منطقه می باشند. طلا به صورت آزاد مورد مشاهده قرار نگرفت. کالکوپیریت و پیریت هم از فراوانترین کانیهای فلزی موجود در منطقه گرانیتوئیدی آستانه می باشد.

منابع

- رادفر. جواد، (1366)، بررسی های زمین شناسی و پترولوژی سنگهای گرانیتوئیدی ناحیه آستانه - گوشه (پایان نامه کارشناسی ارشد)، دانشگاه تهران
- افسونی. زهراء، (1386)، بررسی دگرسانی و کانی سازی طلا در آستانه (پایان نامه کارشناسی ارشد)، دانشگاه تهران
- رشید مقدم. نسرین، (1386)، پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی آستانه و مطالعه دگرگونی مجاورتی اطراف آن(پایان نامه کارشناسی ارشد)، دانشگاه تهران
- طهماسبی. (1388) بررسی پترولوژی توده نفوذی آستانه (پایان نامه کارشناسی ارشد)، دانشگاه اصفهان
- میکانیلی. رحیمه، (1388)، مطالعه کانی شناسی دگرسانی های گرمابی در گرانیتهای طلا دار در استانه اراک (پایان نامه کارشناسی ارشد)، دانشگاه اصفهان.
- Didier, J., Barbarin, B., 1991, Enclaves and granite petrology, Bibliography, Elsevier, Amsterdam, p601.
- Gunnlaugsson, H.P., G., Weyer and D., Helgason., (2002), Titano maghemite in Icelabdic basalt, possible clues for the strongly magnetic phase in martian soil and dust. Planet space Science. v5. pp157-161.
- Steinhorsson, S., O. Helgason, M.B, Madsen., C.B. Koch., M.D. Bentazon and S. Morup., (1992), Maghemite in Icelandic basalts. Mineral Magv56. pp185-199.

مطالعه پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های ولکانیکی منطقه کان سرخ(جنوب غرب الیگودرز- استان لرستان)

۱، امین پناهی-۲، سید وحید شاهرخی-۳، رضوان هاشمی

۱. دانشجوی دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه آزاد تهران شمال مدرس زمین‌شناسی دانشگاه آزاد دره شهر

۲. استاد یارگروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم‌آباد

۳. دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم‌آباد

چکیده

منطقه مورد مطالعه در ۳۵ کیلومتری جنوب غرب شهرستان الیگودرز واقع است و از لحاظ ژئومورفولوژی منطقه منطبق با مناطق نیمه کوهستانی است و دارای آب و هوای کوهستانی می‌باشد. از لحاظ ساختاری نیز در زون سندیج-سیرجان قرار گرفته است. منطقه مورد مطالعه تحت تأثیر فازهای مهم کوهزایی سیمیرین و کرتاسه پایانی قرار گرفته و در آن توده‌های نفوذی متعددی نظیر الیگودرز به تزریق شده‌اند. این توده هادردون شیل‌ها و ماسه سنگ‌های ژوراسیک نفوذ کرده‌اند. ترکیب سنگهای آذرین عمدتاً از گرانودیوریت تا ولکانیک‌های آندزیتی می‌باشدند. مطالعات سنگ‌شناسی نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفسانی منطقه از نوع آندزیت پورفیری می‌باشند. از نظر کانی‌های پلازیوکلاز، آمفیبول، کوارتز، کلریت و لیمونیت مهمترین کانیهای منطقه می‌باشند که به صورت رگه‌ای نمود دارند. از نظر دگرسانی، سرسیتی شدن، اپیدوتی شدن و کلریتی شدن دگرسانی‌های غالب در منطقه هستند. با توجه به گسترش زون‌های دگرسانی در سنگهای آتشفسانی و رگه‌ای بودن کانه زائی در این سنگها به نظر می‌رسد که این سنگها میزبان اصلی کانه زائی در منطقه هستند و عامل کانه ساز می‌باشد مرتبه نفوذی‌های احتمالاً گرانودیوریتی باشد. بر اساس دیاگرام‌های تکتونو-ماگماتی تمام نمونه‌ها در محدوده مرتبه با قوس‌های بعد از تصادم قرار می‌گیرند. سنگهای منطقه بر اساس گوشه‌های شیمیایی و کندریت‌ها نرمالیزه شده‌اند که همه نمونه‌ها نشان دهنده ویژگی‌های شیمیایی و ماهیت ماگماتی مشابه از دیدگاه متسامماتیسم گوشه‌ای و یا اغشتنگی گوشه با پوسته قاره‌ای می‌باشد.

لغات کلیدی: سنگ‌شناسی، دگرسانی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی، متسامماتیسم.

مقدمه

ناحیه مورد مطالعه در فاصله‌ی ۳۵ کیلومتری جنوب غربی شهرستان الیگودرز (شمال خاوری استان لرستان) در حد فاصل بین عرض‌های شمالي "22° 33' 0" و طولهای شرقی "51° 36' 0"

49 قرار دارد و در منطقه ای کوهستانی با ژئومورفولوژی نیمه کوهستانی واقع شده است. این ناحیه بر اساس تقسیمات زمین شناختی ایران (Zaravandi et al, 2005) بخشی از زون دگرگونی سنتدج - سیرجان محسوب می شود. از لحاظ سنگ شناسی می توان اندرزیت پورفیری را به عنوان سنگ میزبان نمایان نمود. در این محدوده زون های دگرگسانی سریستی، اپیدوتی و کلریتی قابل مشاهده است. که می توان کانی سازی مس به صورت رگه ای و یا در هاله های دگرگسانی به صورت کانی های اکسیدی و سولفیدی اولیه و ثانویه مشاهده می شود. هدف اصلی از ارائه این مقاله بررسی پتروگرافی، دگرگسانی، کانی شناسی و ژئوشیمی در رگه های اصلی و داخل هاله های دگرگسانی و گمانه های حفاری شده در منطقه کان سرخ می باشد.

زمین شناسی عمومی

محدوده مورد مطالعه در زون سنتدج - سیرجان قرار دارد (اشتوکلین 1968). این زون گستردگی زیادی داشته و از شمال خاوری به جنوب باختり به سه زون فرعی تقسیم می گردد (سهیلی و همکاران 1371) زون سنتدج سیرجان فالترین زون در طی تاریخ زمین شناسی ایران بوده که به علت رخداد فازهای کوهزایی فرایند دگرگونی و ماگماتیسم زیادی را به خود دیده است (درویش زاده 1370) که بر این اساس ناحیه مورد مطالعه در زون فرعی مزوژوئیک قرار می گیرد. که ویژگی ان حضور شیل ها و ماسه سنگهای ژوراسیک و جایگزینی توده های متعددی نظری الیگودرز تزریق شده اند. سنگ های ولکانیکی کان سرخ (جنوب شرق عزیز آباد) در یک واحد گدازه آگلومرایی تشکیل شده است. سنگ های این واحد عمدها شامل گدازه و آذرآواری بوده که ترکیبی از گرانوڈیوریت تا ولکانیکهای آندزیتی (در بعضی قسمت ها با بافت پورفیری و گرانولار) دارند. ضخامت این مجموعه در ناحیه مورد مطالعه بسیار متغیر بوده (100 تا 150 متر در جنوب روستای دره تخت تا حدود 20 متر در شمال روستای کان سرخ) و در محدوده کانسار این ضخامت افزایش می یابد. کن tact بالای این واحد شامل لایه های نازک تا متوسط از آهک های فسیل دار تا حدودی ماسه ای می باشد. (محمدیگی، 1376).

بحث

مطالعه پتروگرافی:

مطالعات سنگ شناسی نشان می دهد که منطقه شامل سنگ های آذرآواری، آتشفشنانی و احتمالاً آذرین درونی (گرانودیوریت) همراه با تیپ های فرعی می باشد و گرسانی های غالب در منطقه سرسیتی، کلریتی و اپیدوتی می باشد. سنگ های آذرآواری شامل پلازیوکلاز، کلریت و قطعات سنگی آندزیتی با بافت پور فیری هستند که در بیشتر موارد رگه های کوارتز، درز و شکاف این سنگ ها را پر کرده است. سنگ های آتشفشنانی شامل آندزیت و آندزیت پور فیری با کانی های پلازیوکلاز، آمفیبول (هورنبلند)، سرسیت، کلریت و اپیدوت. سنگ های آذرین بیرونی منطقه آندزیت های پور فیری حاوی کانی های کوارتز، پلازیوکلاز و بیوتیت (کلریت) و رگه های مالاکیت، اکسید آهن و کوارتز در آنها دیده می شود. که دگرسانی سرسیتی در این تصویر شدید می باشد. کانی های مافیک در سنگ آندزیت پور فیری تماماً تبدیل به کلریت و اپیدوت شده و اشاره بقایای کریستالهای کشیده پلازیوکلاز مشاهده می شود. و دگرسانی کلریتی شدید آدر تصویر مشاهده می شود. در بعضی از نمونه ها بلورهای پلازیوکلاز با ماکل پلی ستیک همراه با بلورهای دگرسان شده امفیبول و رگه های آهن با بافت گرانولار در بخش هایی با دگرسانی کلریتی و اپیدوتی نیز دیده می شود. در بسیاری از مقاطع رگچه های آهن به فراوانی دیده می شود. که این رگچه های آهن (گوتیت و لیمونیت) به همراه رگچه های مالاکیت در سنگهای آندزیت پور فیری که نشانگر زون اکسیدی در منطقه کان سرخ می باشد رخنمون دارد.

ژئوشیمی

به منظور نامگذاری توده های خروجی منطقه مورد مطالعه بر اساس ترکیب کانی شناختی مجازی از نرم افزار های NEWPET, IGPET, MINPET استفاده شده است.

رده بندی سنگ های خروجی منطقه بر اساس اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب: برای رده بندی سنگ های آذرین خروجی از 3 دیاگرام استفاده شده است رده بندی سنگ های آتشفشنانی که Cox et al (1979) ارائه شده است (دیاگرام 1) 5 نمونه تراکی آندزیت و 1 نمونه نموریت موجود می باشد.

در رده بندی سنگ های آتشفشنانی توسط (Winchester and Floyd 1977) که بر اساس $\text{Zr}/\text{TiO}_2 * 0.0001$ به SiO_2 می باشد، 4 نمونه تراکی آندزیت و 2 نمونه آندزیت می باشد (دیاگرام 2).

Winchester and Floyd, (1977) سنگ‌های ولکانیکی را همچنین بر اساس نسبت Zr/TiO₂*0.0001 به Nb/Y ردۀ بندی کرده‌اند. بر این اساس 4 نمونه تراکی آندزیت و 2 نمونه آندزیت می‌باشد. به این ترتیب سنگ‌های آتشفسانی منطقه تراکی آندزیت و آندزیت پورفیری می‌باشند.

جایگاه ژئودینامیکی کانسار

در موقعیتهای تکتونیکی درون صفحه‌ای تمایل به ظهور به صورت توده‌های زمین‌شناسی مجزا دارند، در حالی که انواع مرتبط با موقعیت تکتونیکی فروزانش تمایل به ظهور به صورت اعضای انتها یک طیف پیوسته از سنگ‌های آذرین دارند که دامنه‌ای از تولثیت تا شوشونیت و سنگ‌های کالک آلکالن پر پتاسیم در طول تکامل قوس را شامل می‌شوند.. در نواحی قاره‌ای این سنگ‌ها بیشتر از نوع فلزیک بوده و دارای انواع متفاوت می‌باشند، در صورتی که وقتی در جزایر قوسی ظاهر می‌شوند ، از نظر ترکیب بسیار محدود بوده و تنوع سنگ‌های دسته اول را ندارند و بیشتر از آندزیت تشکیل می‌شوند (Pearce et al, 1984). برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه از نمودارهایی که توسط Pearce et al. (1984), Muller&Groves (1997)، Muller & Groves (1997) و بر اساس (Y-Zr) و (TiO₂) و (Al₂O) ارائه شده است. برای تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های پتاسیک منطقه از دیاگرام‌های خاص سنگ‌های پتاسیک که توسط Muller & Groves (1997) ارائه شده استفاده شده است. به منظور تعیین دقیقت موقعیت تکتونیکی سنگ‌ها و تفکیک قوهای قاره‌ای از قوهای بعد از تصادم از نمودار سه متغیره- $Zr \times 3-Nb \times 50 \times Ce/P2O$ (Rollinson, 1993) استفاده شده است. بر اساس این دیاگرام، نمونه‌های منطقه در موقعیت تکتونیکی قوهای بعد از تصادم قرار می‌گیرند. مطالعه بر روی تغییر و تحولات ایجاد شده و دنبال کردن روند حوادث رخ داده در ماگما و سنگ‌های حاصل از آن توسط روش‌های ژئوشیمی صورت می‌گیرد (Muller & Groves 1997) برای تعییر و تفسیرهای ژئوشیمیابی از تعداد 6 نمونه که به روش XRF مورد تجزیه قرار گرفته اند استفاده شده است. با استفاده از داده‌های آنالیز 6 نمونه، سنگ‌های منطقه مورد مطالعه دارای ویژگیهای ژئوشیمیابی زیر می‌باشند:

1- دامنه SiO₂ در این سنگ‌ها نسبتاً بالا و بین 53/66 تا 18/58 در تغییر می‌باشد.

2- مقدار $K_2O + Na_2O$ بین 6/23 تا 8/5 در نوسان است.

3- مقدار Fe/Mg بین 1/79 تا 5/34 در نوسان است.

4- مقدار Nb و Y بالاست.

5- مقدار CaO بین 1/18 تا 3/5 در تغییر است.

6- مقدار MgO نسبتاً پایین بین 1/24 تا 3/37 در نوسان است.

نتیجه‌گیری

سنگ‌های ولکانیکی کان سرخ از نوع آذرین درونی (عدمتأگرانودیوریت) تا آتشفشنانی (عدمتأآندرزیت، تراکی اندرزیت) می‌باشد. این ناحیه از نظر دگرسانی می‌تواند نمایان کننده دگرسانی‌های سرستی شدن، اپیدوتی شدن و کلریتی شدن باشد. در منطقه کانی اولیه مانند پلاژیوکلاز تشکیل یافته و کانی‌های دیگری همانند کوارتز، آمفیبول، مالاکیت قابل مشاهده است که بعضًا شانوی بوده و بر اساس دیاگرام‌های تکتون‌ماگمایی تمام نمونه‌ها در محدوده مرتبه با قوس‌های بعد از تصادم قرار می‌گیرد. سنگ‌های منطقه بر اساس گوشه‌های اولیه و کندریت نرم‌الیزه شده اند که همه نمونه‌ها روند مشابهی نشان داده که بیانگر هم‌ماگمایی بودن انهاست. که سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در ارتباط قوس‌های قاره‌ای بوده و شاخص‌های ماگمایی کالک‌الکالن می‌باشد.

منابع

- 1- ارجمند، م، 1387، مطالعه دگرسانی، ژئوشیمی، کانی سازی مس و اهن در منطقه قره‌تپه، شهرستان میانه، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه پیام نور تبریز
- 2- درویش زاده، ع، (1370)، زمین‌شناسی ایران، نشر دانش امروز (وابسته به مؤسسه انتشارات امیر کبیر)
- 3- سهیلی، م - جعفریان، عبدالهی، م، 1371، نقشه زمین‌شناسی 1/100000 ناحیه الگودرز با شرح مختصر، سازمان زمین‌شناسی کشور
- 4- محمد پیگی، ع، 1376. زمین‌شناسی اقتصادی منطقه ازنا(دره تخت)، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه شهید بهشتی.
- 5- Cox, K.G., Bell, G.D., and Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks. George Alien and Unwin, London, 450p.
- 6- Muller, D., and Groves, D. I., 1997. Potassic igneous rocks and associated

- gold - copper mineralization. Springer.
- 7- Pearce, J.A. Hariss, N.B.W. and Tindle, A.G,1984. Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rocks. Juornal of petrology 25, 956 – 983.
- 8- Rollinson, H.R., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific & Technical, p.352.
- 9- Stocklin, J., 1968. Structural History and Tectonic of Iran: A Review. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull; 52, 1229-1258.
- 10- Sun, S.S., Mc Donough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications 42, 313-345.
- 11- Winchester, J.A., and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chem. Geol., 20: 325--343.
- 12- Zarasvandi. A., Liaghat. S., Zentilli. M, 2005. Geology of the Darreh-. Zerreshk and Ali-Abad porphyry co.

کانی شناسی، خصوصیات و کاربردهای پرلیت های شمال غرب نائین

نفسیه تمیزی^{*} مرتضی شریفی¹

* دانشجوی فوق لیسانس پترولوزی گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان،

1- دکتری پترولوزی، عضو هیأت علمی دانشگاه اصفهان

چکیده

این منطقه در 163 کیلومتری شمال شرق شهر اصفهان واقع گردیده است. بر اساس شواهد صحراوی و مطالعات آزمایشگاهی، سنگ های آتشفسانی ترشیری منطقه غالباً با ترکیب بازالت، آندزیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت گسترش دارند. در منطقه مورد مطالعه توده های نفوذی با ترکیب دیوریتی به داخل واحد های ولکانیکی تزریق شده اند. در میان این سنگ ها خاستگاه سنگ های پرلیتی با ولکانیسم ریولیتی و ریوداسیتی ترشیری در ارتباط است. پس از حرکات فشاری و به دنبال حرکات کششی در نئوژن، زمینه برای فوران مagma اسیدی فراهم گردیده است. از لحاظ فیزیکی، سنگ های پرلیتی منطقه در حرارت 1100 درجه سانتی گراد از دیاد حجم پیدا می کند. با استناد به فاکتورهایی چون وجود ذخیره مناسب و راه دسترسی آسان به رخمنون ها می توان پرلیت مورد مطالعه را از جنبه های اقتصادی با ارزش تلقی نمود. به نظر می رسد در منطقه مورد مطالعه دگرسانی دتریک باعث تبدیل پرلیت به بتونیت شده است.

لغات کلیدی: پرلیت؛ نائین؛ سنگ های آتشفسانی؛ پتروگرافی.

مقدمه

پرلیت به یک شیشه ولکانیکی آلومینه سیلیکاته با ترکیب مشابه ریولیت یا آندزیت اطلاق می شود. پرلیت در محیط آب و هوای مرطوب تشکیل می شود. پرلیت دارای بافت شیشه ای است و به سبب همراه داشتن آب، اشکال کروی در آن ایجاد شده است. میزان آب همراه با پرلیت در حدود 2 تا 5 درصد است. بعضی از دانشمندان معتقدند پرلیت از هیدراسیون ابسیدین حاصل گردیده است. پرلیت ها ناپایدارند و با گذشت زمان شروع به تبلور می کنند و سپس خاصیت اصلی خود را از دست می دهند. با حرارت دادن (700 تا 1200 درجه)، پرلیت آب مولکولی خود را از دست داده و تا حدود 10 برابر افزایش حجم می یابد. میزان از دیاد حجم بستگی به نوع پرلیت و مقدار آب مولکولی آن دارد. از جمله ذخایر پرلیت در ایران می توان به ذخایر بزرگی از پرلیت در شرق جاده میانه - تبریز

(46) 46 کیلومتری شمال شرق میانه، اطراف آبادی طارم (در غرب میانه)، ذخایر بسیار با ارزشی در اطراف بیرجند، فردوس، طبس، در استان سیستان و بلوچستان و شهرستان های نایین و کاشان اشاره کرد. پرلیت با داشتن سختی 5 الی 6 بعنوان ساینده استفاده می شود. در متالورژی پرلیت خام اگر به صورت یک لایه روی مواد مذاب قرار گیرد مانع اکسیده شدن ماده مذاب، کاهش افت دما و جمع آوری سرباره می شود. مخلوط پرلیت، آزیست و یک ماده چسباننده نظیر گچ به صورت عایق حرارتی بسیار خوبی به مصرف می رسد که از آن به منظور عایق بندی مخازن و لوله ها تا دمای 1000 درجه سانتی گراد استفاده می شود. پرلیت را می توان به نسبت های مختلف با سیمان مخلوط کرد و از آن قطعات سبک وزن تهیه کرد. ملات پرلیت از ملات سیمان سبکتر، هدایت گرمایی آن کم و جذب صدای آن بیشتر است. در رنگ سازی، پلاستیک، لاستیک و عایق بندی فضای خالی دیوارهای دو جداره، تولید بتون سبک، پرکننده ها، عایق حرارتی، کشاورزی، باغبانی، صافی، ساینده، سرامیک، فیبر شیشه ای، متالورژی و تولید زئولیت نیز به کار می رود. بتون پرلیتی از بتون معمولی سبکتر، هدایت گرمایی کمتر و عایق صدای بیشتر بوده، همچنین مقاومت بالاتری در مقابل آتش دارد. اضافه کردن پرلیت به خاک، تبادل هوا در خاک را افزایش داده و باعث سهولت رشد گیاهان می گردد. پرلیت همچنین در صنایع مختلف به ویژه بخش فیلتراسیون روغن نباتی، آب میوه و سmom، در بخش کشاورزی برای کاهش تراکم خاک، جذب آب، تسکیر گل و گیاه و پرورش محصولات گلخانه ای، در صنایع ساختمانی، همچنین به عنوان پرکننده در صنایع واکس، کبریت، رنگ و لاستیک وغیره کاربرد دارد. در اروپا، یونان بزرگترین تولید کننده پرلیت و ترکیه بعد از آن قرار دارد. کشورهای ترکیه، ایتالیا، بلغارستان، مجارستان، روسیه، چک و اسلواکی و یوگسلاوی ذخایر غنی از پرلیت دارند. ذخایر غنی از پرلیت در آفریقا در جنوب این قاره قرار دارند. در ایران نیز، ما ذخایر غنی پرلیت را در آذربایجان و در منطقه میانه داریم. فرهمندیان (1384) پایان نامه کارشناسی ارشد خود را تحت عنوان مطالعات پترولوزی و ژئوشیمیایی سنگ های ولکانیکی و پرلیتی منطقه فران در غرب نیستانک و 110 کیلومتری شهر اصفهان در غرب منطقه مورد مطالعه به پایان رسانده است.

موقعیت جغرافیایی و مطالعات صحرایی

منطقه مورد مطالعه مورد مطالعه در 8 کیلومتری شمال روستای علی آباد (163 کیلومتری شهرستان اصفهان، 23 کیلومتری شهرستان نایین) قرار دارد در شکل 1 موقعیت منطقه مورد مطالعه و راه های دسترسی به منطقه به طور شماتیک نشان داده شده است. در تصویر 2 موقعیت جغرافیایی و

راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره ای پردازش شده به صورت (RGB=741) و راه های دسترسی محلی مشاهده می گردد. در این منطقه سنگ های آتشفشاری ریولیت، پرلیت، ریوداسیت، داسیت، آندززیت و بازالت مشاهده می شود (شکل 3). بررسی های صحرابی موید وجود گذازه ها و توف های ریولیتی به رنگ های، سفید، خاکستری روشن، طوسی و خاکستری متغیر به سیاه می باشد که اغلب به صورت جریانها، دایکها، سیلها و توده های گبندی شکل در حاشیه سنگهای آتشفشاری مشاهده می گردد. لذا این ذخایر به صورت پیوسته نیستند.

از جمله بافت های موجود در سنگ های پرلیتی در منطقه مورد مطالعه می توان به بافت اسفلولیتی و بافت میکرو پوئی کیلیتیک اشاره کرد. برای بررسی بهتر کانی های رسی در منطقه باید اندیس پلاستیسیته و اکتیویته ماده معدنی را تعیین نمود. همچنین اندازه گیری کاهاش وزن حرارتی (L.O.I) در آنالیز ضروری است. نتایج حاصل از آنالیز XRD از نمونه های ارسالی نشان می دهد ماده معدنی از نوع بنتونیت (Bentonite) می باشد. همچنین به نظر می رسد کانی دربر گیرنده بنتونیت از نوع مونتموریونیت است. با افزایش آب کانی های مونتموریونیت حالت ژله ای، پلاستیکی و چسبندگی به خود می گیرند. با افزایش حداقل آب مورد نیاز می توان اندیس پلاستیسیته و اکتیویته خاک های رسی منطقه را کنترل نمود. برای بررسی این امر با افزایش حداقل آب مورد نیاز می توان از خاک یک مداد به قطر 3/ ایجاد نمود. برای بررسی و مقایسه خاک های منطقه می توان تورم پذیری آنها را با افزایش آب کنترل نمود. هر چه تورم پذیری خاک رسی بیشتر باشد از کیفیت بالاتری برخوردار است. میزان جذب و تورم مونتموریونیت سدیم دار چندین برابر حجم آن است، به طوری که حالت ژله ای، پلاستیکی و چسبندگی به خود می گیرد (نبرگال، 1998). از جمله کانی هایی که در سنگ های ریولیتی منطقه مشاهده می شود می توان به کانی پیروفیلیت اشاره کرد. این کانی مرتبط با توده های نفوذی هیدرولترمال است. از کانی هایی که توسط دستگاه پراش اشعه X (XRD) در سنگ های ریولیتی منطقه شناسایی گردید می توان به پیروفیلیت، کائولینیت، کوارتز و کلسیت اشاره کرد. پیروفیلیت یک کانی شاخص دگرسانی آرژیلیک پیشرفته است که در نتیجه ای واکنش بین سیالات با PH پایین و سنگ های میزبان ایجاد می شود. زمانی که پیروفیلیت کانی غالب در دگرسانی باشد، سنگ میزبان بسیار نرم، موئی، توده ای و بدون بافت مشخص خواهد بود. عمدتاً پیروفیلیت همراه با دیاسپور، کائولینیت، پیریت و کوارتز تشکیل می شود و ممکن است سنگ بافت اولیه خود را حفظ کند. دگرسانی غنی از پیروفیلیت برگواره گی قوی را در مناطق دگرشکلی ایجاد می کند. این کانی در درجه حرارت 200 تا 300 درجه سانتی گراد تشکیل می شود (زراسوندی، 1386).

پیروفیلیت در مقطع نازک بسیار شبیه به سریسیت است و تشخیص آنها از یکدیگر مشکل است. پیروفیلیت همراه با سایر کانی های دگرسانی آرژیلیک پیشرفته نظری دیاسپور شناسایی می شود. پیروفیلیتی که به طور انتخابی جانشین فلدسپارها می شود، پوشش های دگرسانی فراگیر را در اطراف رگچه ها و شکستگی ها تشکیل می دهد، بافت توده ای ایجاد می کند و یا ممکن است به صورت پراکنده و افشار در زمینه سنگ دیده شود. پیروفیلیت در نمونه دستی اغلب سفید تا قهوه ای است و توسط ایجاد یک حس صابونی روی شکستگی ها قابل تشخیص است. در جایی که این نوع دگرسانی غالب است، پیروفیلیت ممکن است در زمینه، در برش ها و یا پوشش های دگرسانی فراگیر اطراف رگه ها شکل گیرد. پرلیت های مورد مطالعه در واقع ریولیت پرلیتی می باشند. تصاویر میکروسکوپی در زیر تایید کننده بافت پرلیتی می باشد.

خصوصیات و کاربردهای پرلیت

یکی از دگرسانی های که در منطقه مشاهده می گردد، دگرسانی دتریک است. اصطلاح دگرسانی دتریک با دگرسانی مراحل آخر بخش های منجمد شدن ماگما در ارتباط است. دگرسانی دتریک اینجا اشاره می کند بر به وقوع پیوستن تغییرات در توده آذرین که در اثر واکنش گازها و بخارهای دربرگرفته شده داخل توده سنگ و دیگر اجزاء آن به طور جانشینی ایجاد می شود. به نظر می رسد در منطقه مورد مطالعه دگرسانی دتریک باعث تبدیل پرلیت به بتونیت شده است. یکی از مثالهای جالب در مورد دگرسانی دتریک در گدازه های ریولیتی پرلیتی شیشه ای در یک توالي آشفشنای نزدیک راس سری های استرومبرگ سیستم کارو (Karoo) به سن لیاس است. به طوریکه از قسمت های جنوب موذامیک تا زلاند (Zululand) در ایالت آفریقای جنوبی گسترده شده است (Grim and Cüven, 1978). تغییرات پرلیت به اسمکتیت بسیار بی قائد است. در بعضی قسمت ها این تغییرات به صورت کامل می باشد و مقدار زیادی بتونیت با خاصیت دهها فوت وجود دارد. در بعضی جاهای دیگر اسمکتیت در بین شیشه ها پخش شده و به عبارت دیگر پرلیت به صورت تغییر نیافه مشاهده می گردد. در منطقه مورد مطالعه نیز این پدیده مشاهده می گردد به عبارت دیگر پرلیت به بتونیت تبدیل شده است. چنانچه پرلیت آلتنه شود به مونتموریونیت، کریستوبالیت و کوارتز تبدیل شده است. ذخایر بتونیت به دو طریق گرمابی و رسوبی تشکیل می شود. ذخایر بتونیت در منطقه مورد مطالعه از نوع گرمابی است. این ذخایر کوچک بوده و در شرایط خاص ترکیب محلول گرمابی تشکیل می شوند. کانی مونتموریلونیت جزء گروه اسمکتیت از کانی های رسی است (لونگ استاف،

1981). لازم به ذكر است کانی های گروه اسمکتیت (مونتموریلونیت، نونترونیت، بیدلیت، ساپونیت و هکتوریت) در آب و هوای خشک (همانند نائین) تشکیل می شوند در حالی که کانی های گروه کاثولین (کاثولینیت، دیکیت، ناکریت و هالوزیت) در آب و هوای گرم و مرطوب تشکیل می گردند. بنابر این با توجه به آب و هوای گرم و خشک نائین باید انتظار داشت کانی های رسی در محدوده مورد اکتشاف از گروه اسمکتیت باشند. لازم به ذکر است اسمکتیت با افزایش عمق (افزایش دما) ابتدا به رسهای بین لایه ای و سپس به ایلیت می تواند تبدیل شود. گروه اسمکتیت شامل سری های دی اکتاهدرال (کانی های هکتوریت و ساپونیت) و تری اکتاهدرال (شامل کانی های مونتموریلونیت، بیدلیت و نانترونیت) است. لازم به ذکر است مهمترین بخش بنتونیت را گروه اسمکتیت تشکیل می دهد. در کانی مونتموریلونیت، جانشینی کاتیونها در موقعیت اکتاهدرال است. بدین معنی که سدیم و کلسیم جانشین یکدیگر می شوند. از خواص مهم کانی های خانواده اسمکتیت، جانشینی یونی، خاصیت شکل پذیری، انبساط و انقباض یونی آنها را می توان نام برد. میزان خواص کانی های نامبرده به ترکیب شیمیایی و ساختمان آنها بستگی دارد. در کانی مونتموریلونیت سدیم دار، میزان جذب یونی، شکل پذیری و انبساط و انقباض، از نوع کلسیم دار آن بیشتر است. از بنتونیت می توان در تهیه قالب های ریخته گری، گل حفاری، تهیه گندوله آهن، حفظ محیط زیست، تصفیه و رنگ بری، جمع آوری فضولات گاوی و تهیه مواد شوینده استفاده کرد. همچنین از بنتونیت های فعل شده در صنایع غذایی، صنایع شیمیایی، تهیه گوگرد، کاغذ سازی، صنعت قند و شکر و نوشابه، کنترل آتش سوزی، تمیز کننده ها، بی رنگ کننده ها، سدهای خاکی و کانال های آب، حشره کش ها، مصارف دارویی، پوشش دانه های گیاهی، جذب کننده رطوبت، خوراک دام و طیور، تهیه گریس و تهیه لاستیک می توان استفاده کرد. ذخایر بنتونیت به دو طریق گرمابی و رسوی تشکیل می شوند. ذخایر بنتونیت در منطقه مورد مطالعه از نوع گرمابی است. این ذخایر کوچک بوده و در شرایط خاص ترکیب محلول گرمابی تشکیل می شوند. خصوصیات محلول برای تشکیل خانواده اسمکتیت عبارتند از: ۱) سیلیس پوشاک گروه اسمکتیت، ۲) ذخایر کوارتز باشد، فراوانی کربستوپالیت و اپال در محدوده مورد اکتشاف بر روی ذخایر مونتموریلونیت نشان دهنده این مدعی است. ۳) دمای محلول بالا باشد. سنگ مادر مناسب برای تشکیل گروه اسمکتیت، توفهای داسیتی، تراکیتی و ریولیتی غنی از پتانسیم (K) و کلسیم (Ca) هستند. این نوع ذخایر در ژاپن، ایتالیا و یونان گزارش شده اند. در محدوده مورد اکتشاف پرلیت که به گونه ای جزء سنگ های فوق نیز محسوب می گردد به عنوان سنگ مادر گروه اسمکتیت در منطقه به شمار می رود.

نتیجه گیری

نتایج حاصل از مطالعه ویژگی های صحرایی، سنجش از دور، پتروگرافی، ژئوشیمی و خصوصیات فیزیکی سنگهای منطقه مورد بررسی به صورت زیر ارائه می گردد. سنگهای ولکانیک منطقه شامل ریولیت، ریوداسیت، داسیت، آندزیت و بازالت می باشند. در این میان سنگهای ریولیتی و ریوداسیتی به علت وجود سنگ های اسید شیشه ای، گسل خورده و حضور آب و یا فرایند دگرسانی دتریک به پرلیت تبدیل شده اند. در سنگهای پرلیتی بافت های پرلیتی و میکروپوئی کیلیتیک مشاهده می گردد. آغشتگی گدازه های ولکانیکی به خصوص ریولیت ها در منطقه مورد مطالعه نشان دهنده شرایط اکسیدان در منطقه است. با توجه به نتایج حاصل از تست انبساط حرارتی، پرلیت های منطقه در حرارت 1100 درجه سانتی گراد از دیاد حجم پیدا می کنند. بررسی های صحرایی نشان می دهد کیفیت ماده معدنی بسیار مناسب است.

منابع

زراسوندی، علیرضا، 1386، اطلس دگرسانی، دانشگاه شهید چمران، 121 صفحه.
فرهمندیان، مهران، 1384، مطالعات پترولوزی و ژئوشیمیابی سنگ های ولکانیکی و پرلیتی منطقه فران، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه اصفهان، 124 صفحه.

Grim, R.E. and Cöven, N., 1978. Developments in sedimentology: Bentonites, Geology, Mineralogy, Properties and Uses, Elsevier Scientific Publishing Company, New York, 256p.

Nebergall, R., 1998. Bentonite in Mexico a changing & rising market: Industrial Minerals, p 47-55.

Longstaffe, F.J., 1981. Short course in clays and resource geologist: Mine. Ass. Of Canada 199p.

سنگ تکاری و کانی شناسی اسکارن های آهن دار غرب نابر(شمال غرب کاشان)

جوادی، فاطمه .طباطبائی منش، سید محسن

گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان

چکیده

توده نفوذی نابر با ترکیب سنگ های حد واسط تا بازیک با نفوذ در سنگهای آهکی سازند قم منجر به اسکارن زایی در این سنگها شده است. محلولهای اسکارن ساز از طریق درزه ها و شکستگی ها، پی سنگ رسوبی و آهکی منطقه را مورد هجوم قرار داده است. بیشتر اسکارنهای این منطقه نیز همانند اسکارنهای جایگزینی دارای کالک سیلیکاتهای دانه درشت از قبل گارنت، اپیدوت و پیروکسن می باشند. عدسی های پراکنده ای از سولفید آهن و مس، اکسیدها و سولفیدهای منگنز مانند پیریت، کالکوپیریت، مگنتیت، هماتیت، پیرولوزیت، مالاکیت و لیمونیت در این اسکارن دیده می شود. وجود گارنت ایزوتروپ و اینیزوتروپ که دارای ویژگیهای نورانی و شیمیایی منحصر به فرد است، در این اسکارنهای وجود دارد. در نخستین مرحله اسکارن زایی پیروکسن تشکیل می شود. دومین مرحله اسکارن زایی همزمان با واکنشهای تاخیری در زون اسکارن صورت گرفته است و از دگرسانی کلینوپیروکسن های اولیه کانی گارنت تشکیل شده است. سومین مرحله اسکارن زایی ناشی از فعالیت متاسomatیسم در منطقه است و اپیدوت در این مرحله ساخته می شود. از مشخصات مهم این اسکارنهای کانسار سازی وسیع پلی متال در منطقه می باشد که می تواند از نظر اقتصادی دارای اهمیت باشد.

واژه های کلیدی: اسکارن، گارنت، نابر، پلی متال

مقدمه

منطقه نابر در شمال غرب کاشان و در فاصله حدود 170 کیلومتری شمال غرب اصفهان بین طول جغرافیایی " 52° 06' N و عرض جغرافیایی " 15° 51' S قرار گرفته است. این منطقه از لحاظ تقسیمات ساختاری ایران متعلق به نوار آتشفسانی ایران مرکزی (کمریند ارومیه-دختر) می باشد. قدیمی ترین سنگها در منطقه کاشان متعلق به ژوراسیک تحتانی (سازند شمشک) می باشد. بیشتر سنگهای منطقه مورد مطالعه را توده های آذرین دیوریتی و آندزیتی تشکیل میدهند. فعالیت آتشفسانی نوار ارومیه- دختر از اواخر کرتاسه شروع شده و در ائوسن به اوج خود رسیده است. لیکن اسکارنهای تشکیل شده در منطقه نابر مربوط به آخرین فازهای این ماجماتیسم (پلیو-پلیوستون) می باشد (1).

بحث

مجموعه‌ی کانیهای تشکیل شده در اسکارن‌ها عموماً به ویژگی شیمیایی و ترکیب سیالات متاسوماتیسم کننده و فشار کل و رژیم دمایی وابسته است (6). جهت فهم فشار حاکم بر محیط در زمان تشکیل اسکارن علاوه بر تعیین دما و فشار مخصوص کننده دی‌اکسید کربن، پی‌بردن به تاثیر فشار بخشی اکسیژن و سولفید نیز ضروری می‌باشد. در محیط‌های اسکارنی می‌توان محدوده پایداری کانیهای کالک‌سیلیکاته هم چون گارنت و پیروکسن را به عنوان تابعی از فشار بخشی اکسیژن و دما در حضور مقادیر قابل قبولی از دی‌اکسید کربن تعیین نمود. تجربیات نشان داده است که این مقدار (فشار بخشی دی‌اکسید کربن) در اکثر محیط‌های اسکارنی کمتر از ۰/۱ است (6). بر پایه مطالعات پتروگرافی و مجموعه‌ی کانیایی مطالعه شده، اسکارنهای نابر را می‌توان به سه دسته زیر معرفی کرد:

1. کلینو پیروکسن گارنت اسکارن
2. گارنت کلینو پیروکسن اسکارن
3. اپیدوت اسکارن

کلینو پیروکسن گارنت اسکارن

این اسکارنهای با مجموعه‌ی کانیایی زیر تعریف می‌شوند:

کلینو پیروکسن + گارنت + کلریت + اکسید آهن + کوارتز

بافت اولیه گرانولار دانه ریز بوده که در آن بلورهای کلینو پیروکسن شاخص است. جانشینی اکسید آهن به شکل پراکنده یا اشکال خاص تعقیب کننده حواشی پیروکسنها عادی است. گارنت عموماً به شکل پورفیرهای فراوان دیده می‌شود. وجود رگچه‌های کلریت و کوارتز با بافت اسکلتی از موارد مورد توجه این اسکارن می‌باشد.

گارنت کلینو پیروکسن اسکارن:

اسکارنهای فوق با مجموعه کانیهای زیر مشخص هستند:

گارنت + کلینو پیروکسن + مگنتیت + کلریت

گارنت با شکستگی های فراوان با بافت دانه ای تا برشی از خصوصیات این اسکارن می باشد. بر اساس آنالیزهای انجام شده گارنت ها غالبا از نوع گراسولار و به مقدار کم آندرادیت می باشد.

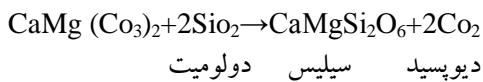
اپیدوت اسکارن

مجموعه کانیایی زیر در این دسته قابل تشخیص است:

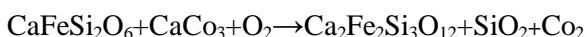
اپیدوت + کلسیت + مگنتیت + کوارتز

اپیدوت و کلسیت از کانیهای اصلی سازنده این اسکارن می باشند. درشت بلورهای اپیدوت که عموما نیمه شکل دار هستند، بافت پور فیروپلاستیک را نشان می دهند.

در اسکارن های مورد مطالعه دیوپسید اولین کانی تشکیل شده در مرحله نخست دگرگونی می باشد. این کانی در فشار 2 کیلو بار و دمای بالای 520 درجه سانتیگراد و بالای $X_{\text{Co}} = 0.7$ تشکیل می شود(8). جهت تشکیل دیوپسید واکنش زیر پیشنهاد می گردد:

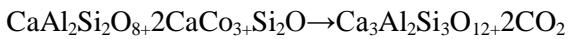


محتواهی Mg مورد نیاز جهت این واکنش در صورت حضور دولومیت از پروتولیت مرمری و یاتوده نفوذی تامین میگردد. با توجه به کلسیک بودن اسکارن های مورد مطالعه انتظار میروند محتواهی Mg این سنگها پایین باشد. از این رو احتمالاً ترکیب عمدۀ این پیروکسن ها متمایل به قطب هدنبرژیت است تا دیوپسید. منیزیم در مراحل اولیه و در دمای بالا وارد ترکیب پیروکسن می گردد. به تدریج بارونده اسکارن زایی و کاهش دما این کانی ها از Fe غنی می گردند و لذا تاثیرسیالات حاوی SiO_2 و Fe_2O_3 بر روی سنگهای آهکی منجر به تشکیل هدنبرژیت در اسکارنها می گردد(5). واکنش تشکیل پیروکسن باعث بالا رفتن فوگاسیته اکسیژن می شود که نتیجه ان ناپایدار شدن پیروکسن و تشکیل گارنت است. البته تشکیل گارنت به صورت اولیه نیز امکان پذیر می باشد، اما شواهد بافتی و باقی ماندن بقایای پیروکسن ها در بین گارنتهای بیشتر تایید کننده تشکیل ان در اثر واکنش با پیروکسن می باشد. ترکیب غالب گارنت های آنالیز شده گراسولار می باشد، اما مقدار کمی آندرادیت نیز در ترکیب این گارنتهای حضور دارند. این واکنش در محدوده دمایی 380-420°C رخ داده. با افزایش فوگاسیته اکسیژن هدنبرژیت به سرعت ناپایدار شده در دمای 500°C تا 400°C طبق واکنش زیر به آندرادیت و کوارتز تبدیل می گردد(7):



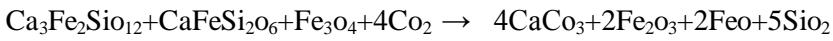
کوارتز آندرادیت کلسیت هدنبرژیت

واکنش زیر جهت تشکیل گروسو لار پیشنهاد می گردد(9):



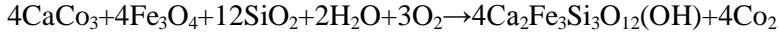
گروسو لار سیلیس کلسیت انورتیت

اکسید آهن همچنین میتواند طبق واکنش زیر ایجاد گردد (5):

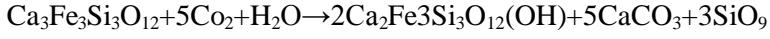


کوارتز هماتیت کلسیت مگنتیت هدنبرژیت آندرادیت

اپیدوت از دگرسانی کانی های پلازیو کلاز، گروسو لار، آندرادیت، کلینوپیروکسن، کلریت در کلیه اسکارن ها به ویژه در گارنت، کوارتز، اپیدوت اسکارن به فراوانی یافت می شود (4). جهت تشکیل اپیدوت در سیستم اسکارن باید فوگاسیته اکسیژن در محیط به بالاترین حد خود برسد که این میزان می تواند در مراحل نهایی اسکارن زایی از واکنشهای اسکارن زدایی رخ دهد و در مراحل پیش رو نده یا سیالات جوی تامین شده باشد. واکنش زیر جهت تشکیل اپیدوت پیشنهاد می گردد (3):

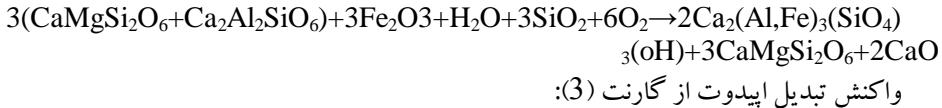


همچنین اپیدوت می تواند از آندرادیت ساخته شود (3):

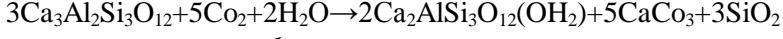


این کانی در مراحل متاسوماتیسم قهقرایی مطابق واکنشهای زیر تشکیل می شود (1):

واکنش تبدیل اپیدوت از کلینوپیروکسن (3):



واکنش تبدیل اپیدوت از گارنت (3):



کلسیت اپیدوت گروسو لار

نتیجه گیری

از تزریق توده نفوذی با بر به درون آهکهای منطقه سنگهای اسکارنی ایجاد شده اند که نشان دهنده 3 مرحله تشکیل می باشند:

- 1- در مرحله اول در اثر مجاورت توده نفوذی با سنگ در بر گیرنده منطقه شاهد تشکیل کانی چون پیروکسن هستیم. در این مرحله CO_2 بوجود می آید و بنابر این تمام واکنشها از نوع کربن زدا می باشند.

- 2- دومین مرحله اسکارن زایی همزمان با شروع واکنشهای تاخیری در منطقه می باشد که با رخداد اکسیداسیون و رها سازی CO_2 و افزایش فوگاسیته CO_2 کانی گارنت تولید میگردد.
- 3- در سومین مرحله اسکارن زایی دراثر فعالیت متاسوماتیسم کمتر و غنی از H_2O باعث رقیق ترشدن گاز CO_2 و کاهش فوگاسیته این گاز شده است. همچنین در اثر ورود آبهای جوی اکسیژن دار به منطقه، فوگاسیته اکسیژن افزایش یافته و اپیدوت تولید می گردد.
- 4- وجود رگه های غنی از پیریت، کالکو پیریت، بورنیت، مگنتیت، ملاکیت، و هماتیت ناشی از کانسار سازی این اسکارنهای می باشد.

منابع

- (1) نوربخش ای.، بشری ا.، مکی زاده م.ع.، 1378، پژوهش های پترولولوژیکی و ژئوشیمیایی اسکارنهای Distal در منطقه دره کامو(جنوب غرب کاشان)، سومین همایش انجمن زمین شناسی ایران، صفحات 663 تا 665
- (2) اسداللهی پ.، قاسمی ح.، 1382، توالی زونها و پاراژنزهای کانیایی در اسکارنهای قهروند(جنوب شرق کاشان)، هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، صفحات 284 تا 291
- (3) رنجبر س.، نقره ئیان م.، مکی زاده م.ع.، 1382، توالی زونها و پاراژنزهای کانیایی در اسکارنهای قهروند(جنوب شرق کاشان)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان دانشکده علوم زمین، 140 صفحه
- (4) مکی زاده، م.ع.، 1378، مطالعات کانی شناسی و پترولولوژیکی اسکارن های ایران مرکزی (استان یزد)، پایان نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، (منتشر نشده).
- (5) Deer, W. A., R. A., Howie and J.Zussman, 1992, An Introduction to the rock Forming Minerals: Longman, London, 528p.
- (6) Gilbert, J. M., and Lowell, J. D., 1974, variations in Zoning patterns in porphyry ore deposits, CLM Bulletin, 67, No 742, p. 99-133.
- (7) Kato, Y., 1991, Textural and compositional changes of clinopyroxene replaced by garnet in the Mozumi Deposit, Kamioka Mine, Japan, In A. Barto-Kyriakidis, Skarn- their genesis and metallogenesis, Theophrastus Publications, S. A., p. 181-202.
- (8) Meinert, L. d., 1982, variability of Skarn deposits guides to exploration, A revolution in the Earth Sciences (S. J. boardman, ed.), Kendall –Hunt Publishing co. Iowa, p. 301- 316.

بررسی فراوانی عناصر و کانی های صنعتی موجود در متابازالت های ائوسن کمال آباد واقع در شمال شرق کوهپایه (استان اصفهان)

جوانمردی، مژگان* - نوربهشت، ایرج

گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان

چکیده

بازالت های ائوسن کمال آباد واقع در شمال شرق کوهپایه (استان اصفهان) تحت تاثیر سیالات هیدرولوژیکی به متابازالت های بسیار ضعیف تبدیل شده اند. در درز و شکاف های متابازالت ها به ترتیب فراوانی کانی های پرهیزیت، زئولیت، کوارتز، کلسیت، مالاکیت و آزوریت و لومونتیت تشکیل شده اند. یک سری از عناصر و کانی های صنعتی مشاهده شده در منطقه نظری: آهن، مس، کبالت، وانادیوم، روی، توریم و اورانیوم از لحاظ گستردگی و فراوانی قابل استخراج را ندارند. البته عنصر طلای موجود در منطقه، عناصری نظیر کروم، نیکل، اسکاندیوم، آرسنیک و مولیبدن و کانی های مغایدی همچون پرهیزیت و زئولیت ارزش بررسی کردن را دارند.

واژه های کلیدی: فراوانی عناصر و کانی های صنعتی، متابازالت ائوسن، کمال آباد، کوهپایه.

مقدمه

دوران سنوزوئیک را باید دوران فعالیت ماگماتیسم در ایران نامید. در بسیاری از حالات بویژه فعالیت ماگمایی ائوسن-الیگوسن (فاز پیرنه) تکاپوی ماگمایی با کانی زایی همراه بوده و به همین جهت از ترشیری ایران به عنوان دورهٔ متالولژنیک (فلززایی) نیز یاد می شود (آقاباتی، 1383). منطقهٔ کمال آباد جزئی از نوار ماگمایی ارومیه-دختر است (درویش زاده، 1382). بازالت های ائوسن این منطقه که در 35 کیلومتری شمال شرق کوهپایه و بین طول جغرافیایی $52^{\circ}30'$ - $53^{\circ}00'$ و عرض $32^{\circ}30'$ - $33^{\circ}00'$ شمالی واقع شده (امینی و امینی چهرق، 1380) (شکل 1)، تحت تاثیر سیالات هیدرولوژیکی به متابازالت های بسیار ضعیف تبدیل شده و در درزو شکاف های آنها کانی های پرهیزیت، زئولیت، کوارتز، کلسیت، مالاکیت و آزوریت و لومونتیت ایجاد شده است. علاوه بر این در محلول های ماگمایی، مواد فرار و بسیاری از عناصر فلزی وجود داشته که معمولاً به طرف بالا یعنی به سوی مناطق کم فشار به حرکت در آمده و در شکستگی ها و درزهای مربوط به سنگ های منطقه قرار می گیرند. مطالعهٔ متابازالت های منطقهٔ کمال آباد به لحاظ تشوری و عملی

سودمند است، زیرا این سنگ‌ها میزبان نهشته‌های طلا، آرسنیک، کروم، نیکل، اسکاندیوم و مولیدن می‌باشند. از طرفی زئولیت‌ها هم ارزش فراوانی در صنعت داشته و پرهنیت نیز یک کانی درجه² قیمتی است. منطقهٔ مورد مطالعه تا کنون از لحاظ اقتصادی و کانه زایی مورد بررسی قرار نگرفته و مطالعات کلی انجام شده بر روی آن نشان می‌دهد که این منطقه ارزش بررسی و مطالعات دقیق تر اقتصادی را دارد (جوانمردی، 1386).

کانه زایی در متابازالت‌های منطقه

در جدول 1 نتایج آنالیز ترکیب شیمی بعضی از عناصر نادر در متابازالت‌های کمال آباد آورده شده است. در این جدول مقادیر این عناصر با مقادیر آنها در پوسته و حد آستانه مقایسه شده است. عناصری که میزان آنها در سنگ بیش از سه برابر مقدار آنها در پوستهٔ قاره‌ای باشد (حد آستانه)، به لحاظ اقتصادی دارای آنومالی می‌باشند (شهاب پور، 1382). بر اساس این جدول عناصر Ni، Cr، Mo و As دارای مقادیر غیرطبیعی (بالاتر از حد آستانه)، عناصر Co، V، Zn و Fe زیر حد آستانه و بالاتر از مقدار آنها در پوسته و عناصر Au، Th و U دارای مقادیری کمتر از پوسته می‌باشند. در شکل 2 بالاترین مقدار هر کدام از این عناصر در کمال آباد با میانگین مقدار آنها در پوسته مقایسه شده است.

با توجه به اینکه مقدار طلا در بعضی نمونه‌ها به ppm 0/14 رسیده، بنابراین بررسی دقیق عیار این عنصر در منطقه مهم به نظر می‌رسد. اما در مورد آهن مقادیر آن زیر حد آستانه بوده و به نظر نمی‌رسد که چندان از لحاظ اقتصادی مفید باشد.

با توجه به مقادیر فراوان As در متابازالت‌های منطقه می‌توان نتیجه گرفت که این عنصر احتمالاً کمپلکس حمل کنندهٔ برخی عناصر در محلول‌های موثر بر سنگ‌های منطقه بوده است.

کانی‌های صنعتی موجود در منطقه

با توجه به مطالعات صحرابی، کانی شناسی و نتایج حاصل از آنالیزهای الکترون مایکروپریوب و XRD می‌توان به ترتیب فراوانی کانی‌های مربوط به دگرگونی هیدروترمال موجود در درزو شکاف‌ها پی برد که به صورت زیر می‌باشند.

همانطور که ملاحظه می‌شود بالاترین درصد فراوانی مربوط به پرهنیت و زئولیت است. پرهنیت یک کانی درجه² قیمتی است و از آن به عنوان مادهٔ تزئینی و جواهر استفاده می‌شود (کریم پور،

1374). 3 خاصیت عمدۀ زئولیت‌ها 1) توانایی جذب گازها، بخارها و آبگونهای، 2) دارا بودن خاصیت تبادل یونی و 3) توانایی مناسب در واکنش‌های کتالیزوری، کاربردهای صنعتی متفاوتی را برای آنها ایجاد کرده است (کاظمیان، 1383). زئولیت‌های موجود در منطقه از نوع رشتۀ ای بوده و شامل مزویت و اسکولوسیت می‌شوند. یکی از کاربردهای مهم زئولیت‌ها این است که از آنها به عنوان غربال مولکولی استفاده می‌شود. بخاطر وجود یون‌های Na و Ca در مزویت و وجود یون Ca در اسکولوسیت، مزویت غربال مولکولی مناسب تری نسبت به اسکولوسیت است. زیرا یون Ca به دلیل داشتن شعاع یونی بالاتر نسبت به یون Na، سوراخ‌های تولید شده در ساختمان اسکولوسیت را درشت تر می‌کند ولی مزویت به دلیل داشتن Na در ساختمانش سوراخ‌های کوچک‌تری داشته، در نتیجه غربال مولکولی مناسب تری می‌باشد (گوتاردی و گالی، 1985).

نتیجه گیری

متابازالت‌های منطقهٔ کمال آباد به لحاظ داشتن عناصر با ارزشی نظری کروم، نیکل، اسکاندیوم و مولیبدن که از دیدگاه اقتصادی دارای آنومالی می‌باشند، مقادیر نسبتاً قابل توجه طلا که در جاهایی به 0/14 ppm می‌رسد و کانی‌های مفیدی همچون پرهنیت و رئولیت، از نظر اقتصادی ارزش بررسی کردن را دارند.

منابع

- آقاباتی، ع.، 1383، زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، 586 صفحه.
- امینی، ب. و امینی چهرق، م.، ر.، 1380، نقشهٔ زمین‌شناسی 1/100,000 کجان.
- جوانمردی، م.، 1386، مطالعهٔ دگرگونی درجه بسیار پایین سنگ‌های ولکانیک شمال شرق کوهپایه (استان اصفهان)، پایان نامهٔ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، 120 صفحه.
- درویش زاده، ع.، 1382، زمین‌شناسی ایران، انتشارات امیرکبیر، چاپ سوم، 901 صفحه.
- شهاب پور، ج.، 1382، زمین‌شناسی اقتصادی، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، چاپ دوم، 544 صفحه.

- کاظمیان، ح.، 1383، مقدمه ای بر زئولیت ها، کانی های سحرآمیز، انتشارات سازمان انرژی اتمی ایران، 126 صفحه.
- کریم پور، م.ح.، 1374، زمین شناسی اقتصادی کاربردی، چاپ دوم، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، 404 صفحه.
- Gottardi, G., & Galli, E., 1985, Natural zeolites, Springer–Verlag, Berlin, Germany, 711 p.

منشا سیال موثر بر بازالت های ائوسن کمال آباد واقع در شمال شرق کوهپایه (استان اصفهان)

جوانمردی، مژگان* - نوربهشت، ایرج

گروه زمین شناسی، دانشگاه اصفهان

چکیده

بازالت های ائوسن کمال آباد واقع در شمال شرق کوهپایه (استان اصفهان) تحت تاثیر دگرگونی هیدرولترمال قرار گرفته و در درز و شکاف های آنها به ترتیب کانی های پرهنیت، مالاکیت و آزوریت، زئولیت، کوارتز، کلسیت و لومونتیت متبلور شده اند. به کمک بررسی ترکیب کلینوپیروکسن های موجود در بازالت های منطقه و محاسبه میزان فوگاسیته اکسیژن موجود در ماگماهای اولیه آنها می توان به ترکیب کلی ماگماهای تشکیل دهنده سنگ های منطقه پی برد. بررسی شیمی کانی های پرکننده درز و شکاف ها، و شیمی سنگ های آتشفسانی نشان می دهد که ترکیب این دو تقریباً به هم نزدیک بوده و هر دو از عناصر Ca و Al غنی، از Fe و Mg تا حدی غنی و از Na، K، Mn، Ti، Cr فقیر می باشند. این بررسی ها نشان می دهد که ولکانیک های موجود در منطقه و آب جوی در ترکیب سیال ایجاد کننده کانی های دگرگونی اثر داشته اند.

واژه های کلیدی: منشا سیال، بازالت ائوسن، کمال آباد، کوهپایه.

مقدمه

منطقه کمال آباد در 35 کیلومتری شمال شرق کوهپایه و بین طول جغرافیایی $52^{\circ}30' - 53^{\circ}00'$ شرقی و عرض $32^{\circ}30' - 33^{\circ}00'$ شمالی واقع شده است (امینی و امینی چهرق، 1380). این منطقه جزئی از نوار ماگمایی ارومیه-دختر بوده (درویش زاده، 1382)، عمدتاً از بازالت های ائوسن تشکیل شده و در آن چندان تنوع سنگ شناسی دیده نمی شود. کانی های اصلی تشکیل دهنده این سنگ ها Cpx، Pl، OI های تمام‌کلریتی شده می باشد. به نظر می رسد که سیالات هیدرولترمال و جریان های حرارتی نسبتاً مهم بعدی به سن اولیگوسن آغازی و میوسن (ایوانو و هوشمندزاده، 1971)، این سنگ ها را تحت تاثیر قرار داده و با ایجاد کانیهایی نظیر پرهنیت، زئولیت، کوارتز، کلسیت، مالاکیت و آزوریت و لومونتیت در درزو شکاف بازالت ها و ایجاد کلریت و آمفیبول بصورت ثانویه و در متن سنگ، متابازالت های بسیار ضعیف را بوجود آورده اند.

با توجه به مطالعات دقیق صحرایی و میکروسکوپی به نظر نمی رسد که پدیده یا رخداد خاصی نظیر ورود توده^{*} نفوذی در منطقه یا عامل خارجی دیگری باعث ایجاد سیالات هیدروترمال در منطقه شده باشد. تنها موردنی که به نظر درست تر می آید این است که این سیالات به مانگمای تشکیل دهنده^{*} سنگ های منطقه و ایجاد سیالات هیدروترمال بعد از وقوع آتشفسان در منطقه نسبت داده شوند. برای بررسی این مساله لازم است تا عناصر موجود در مانگمای اولیه^{*} تشکیل دهنده^{*} بازالت های منطقه مورد بررسی قرار گیرند و بعد با مقایسه^{*} ترکیب آنها با ترکیب سیال موثر بر سنگ های منطقه می توان به نتیجه^{*} مطلوب و مورد نظر رسید (جوانمردی، 1386).

تعیین ترکیب مانگمای اولیه^{*} تشکیل دهنده^{*} بازالت های منطقه به کمک کانی Cpx
 کانی Cpx یک کانی بسیار بالارزش در پترولوزی است. این کانی می تواند تمام عناصر موجود در مانگما را در شبکه^{*} خود جای دهد، بنابراین ترکیب شیمیابی آن می تواند نماینده^{*} ترکیب کلی مانگمایی باشد که از آن منتج شده است.

در جدول 1 نتایج حاصل از آنالیزهای الکترون مایکروپروروب کانی Cpx آورده شده است. برای بررسی دقیق تر مقدار عناصر موجود در کانی های تشکیل دهنده^{*} بازالت های منطقه از دیاگرام $\text{Na}+\text{Al}^{\text{IV}}-\text{Al}^{\text{VI}}+2\text{Ti}+\text{Cr}$ استفاده شد. در این دیاگرام از داده های مربوط به آنالیز Cpx ها استفاده کرده و میزان فوگاسیته^{*} اکسیژن موجود در مانگمای اولیه تعیین می شود. خط داخل دیاگرام که به شرط $0 = \text{Fe}^{3+}$ رسم شده، 2 قسمت فوگاسیته^{*} بالای اکسیژن (قسمت بالای خط) و فوگاسیته^{*} پایین اکسیژن (در قسمت پایین خط) را از یکدیگر تمایز می کند (شوايتز و همکاران، 1979). با وارد کردن نمونه های مورد نظر بر روی این دیاگرام معلوم می شود که فوگاسیته^{*} اکسیژن در مانگمای اولیه بالا بوده است. وقتی اکسیژن در مانگما زیاد باشد Fe^{2+} به Fe^{3+} تبدیل شده و رسواب می کند:



از تمامی مباحث گفته شده در بالا و به کمک نتایج آنالیزهای الکترون مایکروپروروب کانی Cpx می توان نتیجه گرفت که مانگمای تشکیل دهنده^{*} بازالت های منطقه در کل از عناصر Ca ، Al و Si غنی، از Fe و Mg تا حدی غنی و از K ، Na ، Cr ، Ti ، Mn و OH فقیر می باشد.

بنابراین کانی هایی نظیر مگنتیت، هماتیت و الیوین در مراحل اولیه^{*} تبلور تشکیل شده و عناصر Fe ، Ti و Cr را در خود وارد کرده و از Na و Ca فقیر می شوند. بر عکس این مساله در مانگمای

باقیمانده رخ می دهد، یعنی ماگمای باقیمانده از Fe, Ti و Cr فقیر و از Ca و Na غنی تر می شود. در این مرحله ماگمای باقیمانده، کانی های Cpx و Pl را ایجاد می کند.

تعیین ترکیب سیال موثر بر بازالت های منطقه

سیالات هیدروترمال بر بازالت های منطقه اثر کرده و در درز و شکاف های آنها به ترتیب کانی های پرھنیت، مالاکیت و آزوریت، زئولیت، کوارتز، کلسیت و لومونتیت را ایجاد کرده است. مطالعات میکروسکوپی و بررسی آنالیزهای الکترون مایکروپرورب این کانی ها، وجود هر کدام را ثابت کرد. البته در تشخیص مالاکیت و آزوریت از آنالیز EDS و در تشخیص زئولیت نوع لومونتیت از آنالیز XRD بهره گرفته شده است. نتایج این آنالیزها نشان می دهد که زئولیت ها در دسته^۱ زئولیت های رشته ای قرار گرفته و شامل مزویت و اسکولسیت می شوند. کلریت در دسته شاموزیت، از نوع برونسویگایت (Brunnerite) و به فرمول کلی $(Mg,Al,Fe)_6[(Si,Al)_4O_{10}]_8(OH)_2$ آمفیول جزء دسته^۲ آمفیولهای کلسیک، از نوع فرواکتینولیت و به فرمول کلی $Ca_2(Mg,Fe^{2+})_5[Si_8O_{22}](OH,F)_2$ همکاران، 1992).

با استفاده از مطالعه^۳ شیمی این کانی ها و ترتیب فراوانی آنها می توان گفت که سیالات موجود در منطقه از یون های Ca, Al, Si, OH غنی، از K, Na, Mn, Ti, Cu, Fe و Mg فقیر و مقداری در مطالعه آنها در حد متوسط می باشد. همانطور که ملاحظه می شود ترکیب سیال به ترکیب بازالت های منطقه بسیار نزدیک است. مهمترین و بارزترین اختلافی که بین ترکیب این دو به چشم می آید در مورد میزان OH است، که مقدار آن در سیال بالا و در ماگما پایین است. با توجه به نبود منبع دیگری برای تامین آب موجود در سیال به نظر می رسد که بعد از خروج ماگما و سرد شدن کامل آن، آبهای جوی (متاوریتی) در تماس با بازالت ها درجه حرارت و فشارشان بالا رفته باشد. بنابراین می توان گفت که سیال موجود در منطقه دارای منشا ماگمایی-جوی است (پیراژن، 1995). یعنی در ابتدا سیال با منشا جوی عناصر را از بازالت جدا کرده و سپس آنها را در شرایط فشار و حرارت حاکم بر منطقه در درز و شکاف ها جای داده است.

نتیجه گیری

بررسی شیمی کانی های پرکننده درز و شکاف ها، و شیمی سنگ های آتشفسانی نشان می دهد که ترکیب این دو تقریباً به هم نزدیک بوده و هر دو از عناصر Ca، Si و Al غنی، از Fe و Mg تا حدی غنی و از K، Na، Mn، Ti و Cr قریب می باشند. این بررسی ها نشان می دهد که ولکانیک های موجود در منطقه و آب جوی هر دو در ترکیب سیال ایجاد کننده کانی های دگرگونی اثر داشته اند.

منابع

- امینی، ب. و امینی چهرق، م.، ر.، 1380، نقشه زمین شناسی 1/100،000 کجان.
- درویش زاده، ع.، 1382، زمین شناسی ایران، انتشارات امیر کبیر، چاپ سوم، 901 صفحه.
- جوانمردی، م.، 1386، مطالعه دگرگونی درجه بسیار پایین سنگ های ولکانیک شمال شرق کوهپایه (استان اصفهان)، پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان، 120 صفحه.

- Deer, W. A., R. A. Howiean & J. Zussman, 1992, An introduction to the rock forming minerals: Longman Scientific and Technical, 528 p.

- Iwao, S. & Hushmandzadeh, A., 1971, Stratigraphy and Petrology de the low-grade regionally metamorphosed rocks of the Eocene Formation in The Alborz range, north of Tehran, Iran: J. Japan Ass. Min. Petr. Econ. Geol; 65, No. 6, p. 265-285.

- Pirajno, F., 1995, Hydrothermal mineral deposits: J. Wiley and sons, 709 p.

- Schweitzer, E. L., Papike & A. E., Bence, 1979, Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts: Am. Mineral., v. 64, p. 501-513.

کانی شناسی و پتروگرافی سنگ‌های دگرگونی منطقه شمال شرق گلپایگان

مرتضی شریفی، سید محسن طباطبایی منش و رویا چورپان نژاد

گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان

چکیده

منطقه مورد مطالعه در استان اصفهان و در شمال شرق گلپایگان واقع شده است. که از نظر ساختاری بخشی از زون سندنج- سیرجان می باشد. بر اساس مطالعات پتروگرافی، سنگ‌های دگرگونی منطقه شمال شرق گلپایگان شامل اسلیت، فیلیت، شیست (کلریت شیست، گارنت استروتید شیست، کلریت سریزیت شیست، کلریت مسکوکیت شیست، بیوتیت استروتید شیست، گارنت کیانیت شیست)، گرانیت میلونیتی، سینیت میلونیتی، آمفیبولیت، گنایس، مرمر، کوارتزیت، اسکارن، کلریتوئید هورنفلس و آتدالوزیت هورنفلس می باشند. مطالعات پتروفاربریک که در مقابس مزووسکی و میکروسکپی صورت گرفته بیانگر آن است که منطقه تحت تاثیر سه فاز دگرشکلی قرار گرفته است. آثار دگرشکلی اول بصورت لایه بندی تفریقی، دگرشکلی دوم بصورت چین خوردگی های شدید و توسعه چین های با روند شمال غرب - جنوب شرق و دگرشکلی سوم ایجاد چین های با محور شرقی - غربی است.

مقدمه

سنگ‌های دگرگونی شمال گلپایگان در محدوده بین طول جغرافیایی 10° E و 50° E تا 34° و عرض جغرافیایی 30° N و 33° N در نوار دگرگونی سندنج - سیرجان قرار می گیرند. این ناحیه در شمال غرب استان اصفهان و جنوب استان مرکزی واقع شده است. اولین مطالعه ای که بر روی این منطقه صورت گرفته در قالب شرح نقشه‌ی زمین‌شناسی گلپایگان می باشد. که تحت گزارش E7 توسط تیله و همکاران (1968) منتشر شده است. این گزارش سنگ‌های ناحیه را عمدتاً سنگ‌های دگرگونی، نفوذی های آذرین و سنگ‌های آتشفسانی معرفی نموده است. ابراهیمی (1370) پایان نامه کارشناسی ارشد خود را تحت عنوان بررسی زمین‌شناسی و پترولوزی سنگ‌های آذرین شمال گلپایگان و منطقه مرق - چشم‌های سفید و شریفی (1376) پایان نامه کارشناسی ارشد خود را تحت عنوان زمین‌شناسی و پترولوزی سنگ‌های دگرگونی و آذرین در منطقه شمال شرق گلپایگان و احمدی (1379) پایان نامه کارشناسی ارشد خود را تحت عنوان دگرشکلی های چند

مرحله ای در منطقه شمال گلپایگان و پایدار (1989) پایان نامه دکتری خود را تحت عنوان پترولوزی و پتروژنر سنگ های طلدار موته در غرب ایران مرکزی و صبا (1379) پایان نامه کارشناسی ارشد خود را تحت عنوان تحلیل ساختار توده های همزمان با دگر شکلی در شمال ورزنه (شمال خاور گلپایگان)، جابری (1380) پایان نامه کارشناسی ارشد خود را تحت عنوان مطالعه دگرگونی شمال گلپایگان و ارتباط آن با دگر شکلی منطقه و نیز رشد نژاد (1381) پایان نامه دکتری خود را تحت پترولوزی و ژئوشیمی سنگ های متاولکانو - سدیمتر منطقه موته با تأکید ویژه بر کانی سازی طلا، جنوب دلیجان، جنوب، جنوب غرب تهران، ایران ارائه کرده اند. تیله و همکاران (1968)، اشتوكلين (1968)، پایدار (1989)، ابراهیمی (1370)، سن دگرگونی های منطقه را پر کامبرین در نظر گرفتند اما با توجه به مطالعات شریفی (1376) و طباطبایی منش و شریفی (1380) سن دگرگونی های منطقه شامل اسلیت، کالک شیست و متادلومیت (پالتوزوئیک) و آمفیبولیت، متاولکانیک و کلریت شیست (مزوزوئیک) و متاگرانیت ها (کرتاسه-پالتوسن)، در نظر گرفته شده است که سن متاولکانیک ها و متاگرانیت ها با توجه به مطالعات ایزو توپی انجام گرفته توسط رشد نژاد و همکاران (2002) مورد تائید قرار گرفت.

بحث

پتروگرافی و کانی شناسی سنگ های دگرگونی منطقه

سنگ های دگرگونی شمال گلپایگان از گستردگی و تنوع بسیار جالبی برخوردار هستند. واحدهای سنگی این منطقه عمدتاً شامل اسلیت، فیلیت، شیست، میلونیت گرانیت، گنایس، آمفیبولیت، مرمر، کوارتزیت، اسکارن و هورنفلس می باشند که در پهنه وسیعی گسترش دارند. شکل 2 نمایی از انواع این سنگ ها را نشان می دهد.

1- اسلیت ها و فیلیت ها

در منطقه شمال گلپایگان، اسلیت ها در نمونه‌ی دستی به رنگ سبز و فیلیت ها به رنگ سیاه و کاملاً تیره بوده دارای گستردگی نسبتاً کمی هستند. این سنگ ها بصورت آفانیتیک و بدون پورفیروبلاست می باشند. در مقطع میکروسکوپی جهت یافته‌گی ترجیحی نشان داده و کلیواژ اسلیتی در آنها بخوبی رشد کرده است. کانی های اساسی این سنگ ها، سریسیت، کوارتز و کلریت می باشند. اکسیدهای آهن، لکه های تیره گرافیت و خرد های اپیدوت از کانی های فرعی این سنگ ها محسوب می گردند.

2- شیست ها

شیست ها در منطقه مورد مطالعه از گستردگی نسبتاً زیادی برخوردار هستند. به علت وفور کلریت و مسکویت در نمونه دستی به صورت براق و به رنگ متمایل به سبز دیده می شوند. شیست ها در این منطقه دارای تورق آسان بوده و وجود شیستوزیته و لینه آسیون از مشخصات اساسی آنها است. از شیست هایی که در این منطقه شناسایی شده اند می توان کلریت شیست - گارنت شیست - کلریت سریسیت شیست - کلریت مسکویت شیست - بیوتیت استروتید شیست - گارنت استروتید شیست و گارنت کیانیت شیست را نام برد. در ادامه به بررسی چند نمونه از این شیست ها می پردازیم.

2-1- گارنت شیست:

این سنگ ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری و دارای پورفیروبلاست های گارنت می باشند. گارنت میکاشیست ها دارای بافت پورفیرولپیدوبلاستیک هستند. کانی های اصلی این سنگ شامل کوارتز، گارنت، بیوتیت و مسکویت می باشد. کلریت به صورت کانی ثانویه و پلاژیوکلاز و گرافیت به عنوان کانی فرعی به شمار می آیند.

گارنت در این سنگ در حدود ۲۰ درصد می باشد. گارنت به صورت نیمه شکلدار تا شکلدار بوده و در نور طبیعی به قهوه ای و در نور پلاریزه خاموش می باشد. این سنگ ها از نظر رخساره دگرگونی در طبقه بندی وینکلر (۱۹۶۵) در رخساره شیست سبز و زون گارنت و بر اساس طبقه بندی ترنر (۱۹۸۱) مربوط به رخساره شیست سبز آمفیبولیت بوده و در زون آلماندین قرار می گیرد.

2-2- گارنت استروتید شیست:

این سنگ ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره هستند و دارای پورفیروبلاست های گارنت و استروتید هستند. بافت این سنگ پورفیرولپیدوبلاستیک می باشد. کانی های اصلی این سنگ شامل کوارتز، استروتید، گارنت، بیوتیت و مسکویت می باشد. کانی های فرعی این سنگ شامل پلاژیوکلاز و اکسید آهن می باشند و کلریت و سریسیت به عنوان کانی های ثانویه این سنگ به شمار می آیند.

بلورهای گارنت در این سنگ غالباً ساب اتومورف بوده و در حدود ۵ درصد از کانی های سنگ را تشکیل می دهد. گارنت در نور طبیعی به رنگ قهوه ای مایل به سبز و در نور پلاریزه ایزوتروپ

می باشد. پورفیروبلاست های گارنت دارای انکلوزیون هایی از کوارتز بوده و از حاشیه به کلریت تجزیه شده اند. تجزیه بلورهای گارنت ناشی از عملکرد فاز دگرگونی قهقرایی است.

2-3- گارنت آندالوزیت استروتید شیست:

پورفیروبلاست های این سنگ شامل گارنت، آندالوزیت و استروتید می باشد، که در زمینه دانه ریز از کوارتز و میکا قرار گرفته اند و بافت پورفیرولپیدوبلاستیک را ایجاد کرده اند. کوارتز، میکا، گارنت، آندالوزیت و سلیمانیت کانی های اصلی و پلاژیوکلاز و گرافیت کانی های فرعی این سنگ را تشکیل می دهد.

با توجه به مجموعه های کانی شناسی فوق می توان تشکیل گارنت در شیست های گارنت دار را طبق روابط زیر توجیه کرد:

- کلریت + مسکویت $\xleftarrow{\hspace{1cm}}$ گارنت + بیوتیت + کوارتز + آب
- کلریت + مسکویت + کوارتز $\xleftarrow{\hspace{1cm}}$ گارنت + بیوتیت + آب
- کلریت + بیوتیت + کوارتز $\xleftarrow{\hspace{1cm}}$ گارنت + بیوتیت + آب

3- مرمرها و کوارتزیت ها

به دلیل اینکه کلسیت رفتاب پلاستیکی از خود نشان می دهد، مرمرها گسترش نسبتاً زیادی دارند و حاوی فابریک های فراوانی می باشند. مرمرهای این منطقه از نوع مرمرهای خالص، مرمرهای کوارتزدار و مرمرهای آهن دار می باشند و به صورت رگه ها و لنزهای عدسی شکل در کل منطقه گسترده دارند.

4- میلونیت گرانیت ها و میلونیت سینیت ها

میلونیت گرانیت ها دارای گستردگی وسیعی بوده، به شدت تغییرشکل یافته و دگرشکل شده اند. در منطقه آدربا وسیع ترین رخنمون این سنگ ها مشاهده می شود. بر اساس مطالعات میکروسکوپی کانیهای اصلی در این سنگ ها عبارتند از کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و بیوتیت و کانیهای فرعی عبارتند از کلریت، اسفن، مسکویت، تورمالین و کانی های اپاک.

میلونیت سینیت ها در شمال روستای اسفاجرد مشاهده می گردند. این سنگ ها واجد کانی های ارتوز، پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، آپاتیت، تورمالین و در بعضی موارد پیروکسن می باشند.

5- آمفیبولیت ها:

آمفیبولیت ها به صورت نواری و یا به صورت توده ای در منطقه گسترش دارند. از نظر پتروگرافی کانی های اصلی این سنگ ها عبارتند از پلاژیوکلاز و آمفیبول که غالباً پلاژیوکلاز ها سوسوریتی

شده و آمفیبیول ها نیز به اکتینولیت، بیوتیت و کلریت تبدیل شده اند. کانی های فرعی این سنگ ها عبارتند از: کلسیت، بیوتیت، اپیدوت، کانی های اپک، اسفن و زیرکن، بافت اصلی این سنگ ها گرانوبلاستیک و در بعضی موارد بلاستوپورفیر می باشد. در آمفیبیولیت ها بقایای بافت آذربین در بیشتر موارد خود نمایی می کند.

6 - اسکارن ها و هورنفلس ها:

در هاله های حرارتی اطراف سنگ های گرانیتوئیدی شمال گلپایگان، دگرگونی مجاورتی به صورت هورنفلس های مختلف از جمله کلریتوئیدار، آندالوزیت دار و اسکارن خود نمایی می کند. در محل تنگ غرقاب هورنفلس های آندالوزیت دار با آندالوزیت هایی به ابعاد چندین سانتیمتر وجود دارند. علاوه بر آندالوزیت، این سنگ ها حاوی بیوتیت، کوارتز، مسکویت و فلدسپات نیز می باشند. پاراژنر مذکور می تواند بیانگر درجه دگرگونی در حد رخساره ی هورنبلند - هورنفلس در این سنگ ها باشد. با توجه به مطالعات کانی شناسی از جمله حضور کلریتوئید و آندالوزیت سنگ والد این هورنفلس ها پلیتی است. همچنین نفوذ گرانیتوئیدها در نزدیکی آدریبا به داخل مرمرها، اسکارن های ترمولیت دار را ایجاد کرده است.

مطالعات پتروفابریک در منطقه

منطقه مورد مطالعه که یک سرزمین با دگرگونی و دگر شکلی شدید محسوب می گردد، عناصر ساختاری و فابریکی مانند برگواره، خطواره، چین، بودین، رگه های نفوذی، گسل و غیره را در بر می گیرد.

این ساختارها همگی شواهدی بر سرگذشت پیچیده ساختاری منطقه می باشند. کارهای انجام شده در این قسمت بیشتر در مورد تحلیل جهت یافنگی ترجیحی بوده و سپس توجه ویژه ای بر روی ساختمان های صفحه ای (شیستوزیته، کلیواژ یا فولیاسیون) و تمایل ظاهری کانی های معین در سنگ های متورق مانند کانی های میکایی و تورمالین متوجه شده است. به عبارت دیگر مطالعات بیشتر در مقیاس مزووسکپی و ماکروسکپی صورت گرفته است.

در مقیاس صحرایی تحلیل بر روی خواص هندسی چین ها، تورق، تخطيط و همچنین جهت یافنگی ترجیحی دانه های کانی، نشان داد که مراحل دگر شکلی در منطقه مورد مطالعه به سه دسته شامل: دگر شکلی اول (D1)، دگر شکلی دوم (D2) و دگر شکلی سوم (D3) قابل تقسیم بندی است. آثار دگر شکلی اول شامل لایه بندی تفریقی درون آمفیبیولیت ها، متادولومیت ها و کلریت شیست ها

می باشد. دگر شکلی دوم مهمترین دگر شکلی در منطقه است که باعث چین خوردگی شدید و توسعه چین های با روند شمال غرب - جنوب شرق در درون شیست ها و مرمرها شده و تشکیل تاقدیس و ناودیس هایی را داده است. به دلیل وجود شرایط شکل پذیری در طی دگر شکلی دوم گسل های مربوط به این دگر شکلی که بیشتر به صورت تراستی عمل کرده اند، فقط به گسل های با روند شمال غرب - جنوب شرق که به موازات روند زاگرس هستند، محدود می باشند. از آنجا که دگر شکلی دوم دگر شکلی غالب در منطقه است، لذا بسیاری از آثار دگر شکلی اول تحت دگر شکلی بعدی قرار گرفته و چین خورده اند.

با توجه به مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی بلورهای تورمالین در میلونیت گرانیت آدریا در راستای خطواره کششی قرار گرفته که به صورت پراکنده ولی در یک راستا به صورت بی شکل و بین دانه ای و در نمونه دستی سیاهرنگ می باشند. کشیدگی این تورمالین ها در نمونه دستی به موازات خط واره کششی و در راستای N75E و میل 25NE می باشد.

دگر شکلی سوم بعد از دگر شکلی دوم مهمترین دگر شکلی در منطقه می باشد. از آثار این دگر شکلی می توان به چین های با محور شرقی - غربی و با سطح محوری به سمت شمال، بودین ها و گسل ها اشاره کرد که در تمام سنگ های میلونیتی منطقه مشاهده می گردد (صبا، 1370). این دگر شکلی همچنین باعث ایجاد رخهای مضرس در سنگ های منطقه شده است. در میکاشیست ها آثار دگر شکلی سوم به صورت کلیواژ کرنوله با سطح محوری قائم و میل محور به سمت شرق قابل مشاهده است. علت تشکیل چین های بزرگ مقیاس حاصل از این دگر شکلی، مربوط به عملکرد گسل های شمالی و جنوبی منطقه می باشد. این دو گسل که دارای روند شرقی - غربی بوده و سپس تغییر یافته و به روند شمال شرقی - جنوب غربی تبدیل می شوند مرز بین مجموعه دگرگونی با واحدهای جوانتر بوده و باعث بالا آمدگی مجموعه سنگ های منطقه می باشند. به طوری که گسل شمالی مرز بین مجموعه دگرگونی با واحدهای کرتاسه، ژوراسیک و ائوسن می باشد و گسل جنوبی یک گسل معکوس با شیب حدود 80 به سمت شمال است (صبا، 1379).

به طور کلی می توان گفت مجموعه دگرگونی در شمال گلپایگان در کل یک تاقدیس می باشد که در هسته آن مرمر و متادولومیت و در یال جنوب شرقی آن شیست و فیلیت دیده می شود. از مشخصات اصلی میلونیت ها در منطقه دگر شکلی شدید آنها است با توجه به حضور فابریک های میلونیتی از جمله فابریک های دلتا، سیگما و خطواره های کششی و نظر به مطالعات پتروگرافی به آنها

میلونیت گرانیت و میلونیت سینیت اطلاق می گردد. از جمله فابریک های میلونیتی در منطقه می توان به جهت یافته‌گی تورمالین ها در میلونیت گرانیت آدریا اشاره کرد.

مهمنتین رخداد دگرشکلی در زون سندج - سیرجان و از جمله در ناحیه مورد مطالعه مربوط به تصادم قاره ای بین صفحه افریقا - عربی با زون سنتدج - سیرجان می باشد. اشتولکلین (1968) و مجلل (1997) زمان آغاز این تصادم را کرتاسه پایانی ذکر می کنند.

نتیجه گیری

بر اساس مطالعات پتروگرافی و کانی شناسی، سنگ های دگرگونی منطقه گلپایگان - شرق خمین شامل اسلیت، فیلیت، شیست (کلریت شیست، گارنت-استروتید شیست، کلریت-سریزیت شیست، بیوتیت- استروتید شیست و گارنت-کیانیت شیست)، آمفیبولیت، مرمر، کوارتزیت، اسکارن، کلریتوئید، هورنفلس و آندالوزیت هورنفلس می باشند.

با توجه به مطالعات پتروگرافی، رشد کانی های دگرگونی در نمونه های مطالعه شده، نشان دهنده سه مرحله دگرگونی برای منطقه است. مرحله اول یک دگرگونی پیشرونده بوده و سنگ های دگرگونی ناحیه ای را بوجود آورده است. مرحله دوم دگرگونی به صورت دگرگونی مجاورتی خودنمایی می کند و مرحله سوم به صورت دگرگونی قهقرایی مشاهده می گردد. همچنین مطالعات پتروفابریک سه دسته دگرشکلی در منطقه می باشد. آثار دگرشکلی اول به صورت لایه بندی تفریقی در درون آمفیبولیت ها، متادولومیت ها و کلریت شیست ها مشاهده می گردد. دگرشکلی دوم که مهمترین دگرشکلی است سبب ایجاد چین خوردگی های شدید شامل چین های هم شیب و خواهد و پهنه های برشی می باشد. این دگرشکلی سبب ایجاد گسل های با روند شمال غرب - جنوب شرق شده است. آثار دگرشکلی سوم، چین های با محور شرقی - غربی و با سطح محوری به سمت شمال می باشد.

مراجع

- ابراهیمی، محمد، (1370)، بررسی زمین شناسی و پترولويي سنگ های آذرین شمال گلپایگان و منطقه مرق - چشمeh سفید. رساله فوق لیسانس، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، 235 ص.
- احمدی، قاسم، (1379)، دگرشکلی های چند مرحله ای در منطقه شمال گلپایگان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، 132 ص.

- 3- جابری، آذر، (1380)، مطالعه سنگهای دگرگونی شمال گلپایگان و ارتباط آن با دگرشکلی منطقه. پایان نامه فوق لیسانس، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، 212 ص.
- 4- شریفی، مرتضی، (1376)، زمین شناسی و پژوهشی سنگهای دگرگونی و آذربایجان منطقه شمال شرق گلپایگان. پایان نامه فوق لیسانس، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، 258 ص.
- 5- صباح، علی اکبر، (1379)، تحلیل ساختاری توده‌های نفوذی همزمان با دگرشکلی در شمال ورزنه (شمال خاور گلپایگان). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، 101 ص.
- 6- طباطبایی منش، سیدمحسن، شریفی، مرتضی، (1380)، توده‌های نفوذی گلپایگان-شرق خمین با تأکید بر پتروگرافی، پژوهشی، محیط تکتونیکی و سن جایگزینی آنها. مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم پایه)، جلد پانزدهم، شماره ۱ و ۲، ص 163-188.
- 7-Mohajjal, M., (1997). Structure and tectonic evolution of Paleozoic – Mesozoic rocks, Sanandaj-Sirjan zon, western Iran. Ph.D thesis university of Wollongong Australia 224p.
- 8-Paidar-Saravi, H., (1989). Petrographisch-Lagerstättenkundliche Untersuchungen an goldführenden Gesteinen im Muteh-Gebiet im westen Vom Zentraliran Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg. 174p.
- 9-Stocklin, G., (1968). Structural history and tectonics of Iran. A review Amer Assoc Petroleum Geologists Bull 52: 129 – 1259.
- 10-Thiele, O., Alavi, M., Assefi, R., Hushmand-zadeh, A., Seyed-Emami, K., Zahedi, M., (1968). Golpaygan quadrangle map 1:250000 with explanatory text. G. S. I. Geol quand E7: 24p.
- 11-Rashidnejad, N., (2002). Petrology and geochemistry of metavolcano-sedimentary and plutonic rocks of Muteh area with special respect to genesis of gold mineralization, south Delijan, SSW of Tehran, PhD thesis university of Tarbiat Modares. 420p.

ویژگی های پترولوزیکی و کانی شناسی سنگ های ریولیتی و توف ریولیتی شمال شرق با تلاقی گاوخونی

زهره حسین میرزابی^{۱*}، علیخان نصر اصفهانی^۲

۱- عضو باشگاه پژوهشگران جوان، گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان، اصفهان، ایران

۲- استادیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان، اصفهان، ایران

چکیده

سنگ های آتشفسانی شمال شرق با تلاقی گاوخونی شامل رخنمون های ریولیتی و توف ریولیتی با سن منتبب به پر کامبرین می باشد و از نظر کانی شناسی و ترکیب شیمیایی در گروه ریولیت دسته بندی می شود و حاوی کوارتز، پلاژیو کلازر ، فلدسپات آلکالن و اپاک است. این توده آتشفسانی فلزیک دارای بافت فلزیک پورفیری از سیلیس و فلدسپات آلکالن است. سنگ های مورد بررسی از نظر عناصر LILE و REE غنی شدگی زیادی را نشان می دهد. این ناحیه در ایران مرکزی و شمال شرق با تلاقی گاوخونی قرار دارد. بر طبق مشاهدات کانی شناسی، سنگ شناسی و ژئوشیمیایی مآگمای سازنده این توده از نوع سنگ های فلزیک از نظر ژئوشیمیایی ساب آلکالن با ماهیت کالکو آلکالن ، غنی از پتاسیم (پتاسیک - الترا پتاسیک) بوده و از نظر درجه اشباع از آلومینیوم (ASI) متاآلومین می باشد. فرایند اصلی که در تغییر ترکیب مآگما ایفای نقش کرده، ذوب بخشی است.

واژگان کلیدی: شمال شرق با تلاقی گاوخونی، سنگ های آتشفسانی، کالکو آلکالن، متاآلومین.

مقدمه

زون ایران مرکزی جزء بزرگترین و پیچده ترین واحد زمین شناسی به شمار می رود و قسمتی از شرق ایران (شمال بلوك لوٹ) را در بر می گيرد. سنگ های پر کامبرین اين زون تنها در بخش های شرقی رخنمون دارند و عبارتند از گنیس، آمفیبولیت، شیست های مختلف، مرمر، میگماتیت و گرانیت آناتکسی. این ناحیه (شمال شرق با تلاقی گاوخونی) از نظر تقسیمات زمین شناسی در زون ایران مرکزی قرار دارد (اما می 1375، داود زاده و اشمیت 1983، نبوی 1355 و نو گل سادات 1985). منطقه مورد مطالعه در 115 شمال شرق با تلاقی گاوخونی قرار دارد و موقعیت جغرافیایی آن بین طول شرقی 30° 53' و 15° 53' و عرض شمالی 35° 32' و 15° 32' می باشد (شکل ۱). در این ناحیه رخنمون هایی از سنگ های فلزیک با سن اینفرا کامبرین حضور دارند.

روش تحقیق

طی بازدید های صحرایی تعداد 50 نمونه سنگی از بخش های مختلف محدوده مورد مطالعه برداشت گردید. پس از مطالعه نمونه دستی 40 مقطع نازک تهیه و با میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شد. تعداد 11 نمونه از سنگ های ریولیتی به روش XRF و ICP-MS در ایران و کانادا (ACMELabs) تجزیه شیمیایی شد (نتایج قابل ارائه توسط نویسندها می باشد). همچنین از نرم افزارهای مختلف به ویژه Igpet، Minpet و Excel برای تجزیه و تحلیل و ترسیم نمودارها استفاده شد.

بحث

قدیمی ترین سنگ های منطقه، متعلق به سازند سلطانیه است که شامل دولومیت - ریولیت - شیل - آهک با میان لایه هایی از چرت می باشد. این سازند به وسیله گسل امتدادی طویل نائین - بافت (یا دهشیر - بافت) از سایر سازندهای منطقه مجزا می گردد (امامی 1375). تشکیلات آهک و شیل که دارای فسیل (تریلوبیت و کونودونت) هستند مربوط به دوره کامبرین زیرین اند (وهابی 1372). رخمنون های اینفرا کامبرین بصورت گنبد و دایک در شمال شرق با تلاق گاوخونی گزارش شده است. ترکیب سنگ شناسی آن عبارت از ریولیت با بافت پورفیری است. بخشهایی از این واحد بصورت توف می باشد.

سنگ های فلزیک چاه باشه از نظر پتروگرافی ریولیت بوده و ترکیب کانی شناسی آنها شامل درشت بلور های کوارتز، پلازیوکلاز با میزان آلیت بالا، فلدسپات آلکالی باشد. کوارتز هم بصورت فنوکریستال و هم بصورت میکروکریستال در زمینه دیده می شود، بلورهای کوارتز اغلب ساب هدرال تا اثوهدرال بوده و بیشترین مقدار کانی های تشکیل دهنده سنگ است. کوارتز به مقدار بسیار زیاد بصورت فنوکریست های درشت با خوردگی خلیجی (کروزن گلف) در این سنگ ها دیده می شود. در برخی فنوکریست های کوارتز (کوارتز های زره دار)، در اطراف فنوکریست کوارتز ریز بلور و فلدسپات آلکالی وجود دارد. علت بوجود آمدن این حاشیه را می توان ناشی از بالا آمدن سریع و کاهش ناگهانی فشار حاکم بر مانع می ریولیتی دانست (شلی 1993).

فلدسپات های آلکالن بیشتر بصورت ریز بلور در زمینه سنگ حضور دارد و زمینه بافت فلستیک پورفیری را ایجاد کرده است. پلازیوکلازها اغلب بصورت فنوکریستال شکل دار بوده و دارای

ترکيب سديك و از لحاظ ترکيبي آليت تا الیگو کلاز است. غالب پلاژيو کلازها دارای ماکل پلي سنتيك می باشد. در اين سنگ دو نسل پلاژيو کلاز دیده می شود. نسل اول فنوكريست هاي درشت پلاژيو کلاز بوده که به صورت آرام در اعمق تشکيل شده اند و نسل دوم ميكروليت هاي پلاژيو کلاز هستند که در نزديکي سطح زمين بوجود آمده اند که نشانه سرد شدن سريع ماگما می باشد. پلاژيو کلاز هاي نسل دوم داراي ماکل پلي سنتيك هستند (شلي 1993). بيشتر پلاژيو کلازها به کاني هاي ثانويه تجزие شده است. اکثر اين پلاژيو کلازها سريسيت شده اند و تعدادي از آنها خالي شده و توسط کاني هاي مثل کلريت، پنين و کلسيت پر شده اند.

از مهمترین کاني هاي فرعی در مقاطع می توان به کاني هاي اپاك شكل دار اشاره نمود. در اين مقاطع کاني هاي ثانويه عبارتند از سرسیت، کلريت (بيشتر از نوع پنين)، اپيدوت و کوارتز ثانويه که کلسيت و کوارتز ثانويه گاهی موقع بصورت رگه شکستگي هاي سنگ را پر کرده است. سنگ هاي اين منطقه از نظر بافت تنوع دارند اما بافت غالب در اين سنگ ها بافت پورفيريتيک به ويزه بافت فلستيک پورفيري و بافت گلومرو پرفيري می باشد. توف هاي موجود در منطقه داراي کاني هاي اصلی کوارتز و پلاژيو کلاز می باشند که اغلب پلاژيو کلاز از نوع آليت است. مهمترین کاني هاي ثانويه شامل اپيدوت، کاني اپاك و کلسيت است. کلسيت بصورت رگه اي نيز در اين مقاطع قابل مشاهده است. زمينه مشکل از يك توف خاکستر ريزدانه می باشد که تبلور مجدد يافته است. مقدار متوسط اكسيدهای اصلی در نمونه های مورد مطالعه، تطابق زیادی با ترکیب عمومی سنگ های ریولیتی دارد. در این سنگ ها نسیت $K_2O/Na_2O = 13/19 - 58/84$ می باشد (ACNK با مقدار متوسط 40/7) و نشانگر پتاسیک بودن ترکیب کلی ریولیت است. نسبت مولار $Mg/\#$ با طور کلی در حدود 0.5-1 تغییر می کند و نشانگر رفتار متابالومینیوم نمونه ها می باشد. همكاران (1979) (شکل 7 الف)، لوپاس و همكاران (1986) سنگ هاي آتشفسانی را بر اساس توپوگرافی آتشفسانی یکی از بهترین نمودارهای ژئوشیمیایی، اکسید-اکسید-کاکس و همكاران (1979) (شکل 7 ب). نمونه های در محدوده ریولیت قرار می گيرد. لومتر و همكاران (1989) برای تفکیک سری نمودارها نمونه های در محدوده ریولیت نمودند که به نمودار TAS معروف است. در این سنگ های قلیایی از نیمه قلیایی یا ساب آلکالن نمودار مجموع قلیایی به سیلیس را پیشنهاد نمودند (شکل 7 ب). نمونه های منطقه رفتاری نیمه قلیایی یا ساب آلکالن را نشان می دهند. برای تعیین روند سری های آذرین و جهت تفکیک ماقماهای کالکوآلکالن از تولیتی از نمودار AFM (ایروین

باراگار 1971) استفاده شد، نمونه ها ویژگی کالکوآلکالن را از خود نشان می دهند. سنگ های ریولیتی در نمودار An-Ab-Or (ایروین باراگار 1971) در سری پتاسیک قرار دارند.

نتیجه گیری

سنگ های آتشفسانی فلزیک در منطقه مورد مطالعه از نظر کانی شناسی و ترکیب شیمیایی در گروه ریولیت دسته بندی می شود. وجود ویژگی های بافتی در فنوکریست ها همچون بافت خلیجی در کوارتز، کوارتز های حاشیه دار و باز جذب و در مواردی خوردگی در پلاژیو کلازها همگی نشانگر عدم تعادل شیمیایی و بالا آمدن سریع ماگما و کاهش ناگهانی فشار در آن می باشد و نقش آلایش پوسته ای یا اختلاط را مطرح می نماید (ریموند 2002). فرایند اصلی که در تغییر ترکیب ماگما ایفای نقش کرده، ذوب بخشی است. سنگ های فلزیک از نظر ژئوشیمیایی ساب آلکالن با ماهیت کالکوآلکالن است. ویلسون (1989) معتقد است ریولیت های مناطق سابداکشن ساب آلکالن می باشند، پتاسیم بالا ($K > 4$ درصد وزنی)، غنی بودن از آهن ($3.1 < FeO/MgO < 4$) و سیلیس از نشانه های سنگ های زیرراندگی می باشد. مشخصه پتاسیم بالای این سنگ ها ممکن است به دلیل افزایش درجات آلایش پوسته ای در ماگماهای حاشیه فعال قاره ای باشد (ویلسون 1989).

منابع

- امامی، م.ھ. (1375). ماگماتیسم در ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- عمیدی، س.م. علوی تهرانی، نبوی، م.ح. (1979). نقشه زمین شناسی 1:250000
- جنوب نائین. انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.
- نبوی، م.ح. (1355). دیاچه ای بر زمین شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.
- وهابی مقدم، ب. (1372) مطالعه پتروگرافی و پترولولوژی سنگ های ماگمایی، دگرگونه جنوب نائین، رساله کارشناسی ارشد پترولولوژی. دانشگاه تربیت معلم تهران.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) The interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin, 45p.
- Davoudzaddeh, M., and Schmidt, K. (1983) A review of the Mesozoic paleogeography and paleotectonic evolution of Iran, Geodynamic project (Geotraverse) in Iran, final report. Geol , Surv. Iran. no. 51, P. 474-489.
- Harris, N B. W., Pearce, J. A., and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of

- collision zone magmatism, In: Coward M. P. and Reis, a. C., (Eds.), Collision Tectonics Special publication Geological Society, v. 19 P: 67-81.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can.J.Earth Sci., 8,523-548.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A.. and Zannettin, B., A. (1986) Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali- silica diagram. Journal. Petrol. 27: 745-750.
- Le Maitre, R.W., Batman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Scmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wooley, A.R., and Zanettin, B. (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell,Oxford.
- Nogole-Sadate, M.A.A. (1985) Les zone de decrochemment et les vigration structurales en Iran, Consequences des results de analyze structural de la region de Qom, Geol. Surv. Iran, Rep.no.55, P.189.
- Raymond, L.A. (2002) The study of Igneous Sedimentary and Metamorphic Rocks: McGraw Hill,p.720.
- Shelly, D. (1993) Microscopic study of Igneous and Metamorphic rocks. Champan& Hall, London, 184.
- Wilson, M. (1989) Igneous petrogenesis. Unwin Hyman London.466p.

مطالعات پتروگرافی، مینرالوگرافی و دگرسانی در اندیس مس کالچویه(جنوب غرب نائین)

حسینی دینانی، هنگامه¹- باقری، هاشم²- شمسی پور، رضا²- مکی زاده، محمدعلی²

¹دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی دانشگاه اصفهان

²عضو هیات علمی دانشگاه اصفهان

چکیده

اندیس مس کالچویه در جنوب غرب نائین واقع شده است و از نظر موقعیت زمین شناسی در نوار ولکانوپلتونیک ارومیه - دختر قرار گرفته است. عمدت سنگ های موجود در منطقه عبارتند از گذاره های پیروکسن - آندزیت، تراکی آندزیت، ماسه سنگ های توفی و لیبیک توف که کانه سازی عمدتاً در واحدهای تراکی آندزیت و به دو صورت پراکنده در متن سنگ تا فاصله چند سانتیمتری از رگه و هم چنین به صورت رگه ای در شکستگی ها، شکاف ها و حفرات موجود در آن ها رخ داده است. از انواع دگرسانی که در سنگ های منطقه رخ داده می توان به سریسیتی شدن، کاثولینیتی شدن، سیلیسی شدن، سوسوریتی شدن و پروپیلیتیک اشاره نمود. پاراژنز کانه های موجود نیز عبارتند از: کالکوپیریت، گالن، پیریت، بورنیت، کالکوسویت، کوولین، گوثیت، مالاکیت و آزوریت. به کمک شواهد مینرالوگرافی و پتروگرافی بنظر می رسد که دو فرایند اصلی انتقال ماده معدنی در رگه ها عبارتند از: انتشار در نزدیکی شکاف ها و عمدتاً تراوش درون شکاف ها.

مقدمه

کانسار مس کالچویه در جنوب غرب نائین و کیلومتر 110 جاده اصفهان- نائین واقع شده است. مختصات جغرافیایی این منطقه، طول "20° 20' 55" شرقی و عرض "32° 32' 15" شمالی می باشد و از نظر موقعیت زمین شناسی، در نوار ولکانوپلتونیک ارومیه- دختر واقع شده است. از مهم ترین محورهای ارتباطی در این محدوده می توان از نائین- کوهپایه و بخشی از راه نائین- اردستان نام برد. در این مقاله، ابتدا مطالعات سنگ شناسی انجام شده در این منطقه را به اختصار شرح می دهیم تا انواع دگرسانی و روابط سنگ با کانه سازی را تشخیص داده و به یکی از روش های راهنمای تعیین نوع مگماهی کانه زا، محیط تکتونیکی منطقه، تیپ کانسار و... پس بیریم. از طرفی در مطالعات مینرالوگرافی، علاوه بر مطالعه و شناخت کانه ها به تفسیر روابط بین دانه ها که می توانند برای نشان

دادن ماهیت فرایندهای مؤثر در تشکیل اولیه کانسار و تغییر ثانویه نظری تعادل مجدد، دگرگونی، سخت شدگی، فرسایش، اکسیداسیون و سیمانی شدن استفاده شود، می پردازیم (ملک قاسمی، 1378).

روش تحقیق

در ابتدا در امتداد دو رگه کانه زایی شده در این منطقه حدود 25 نمونه سطحی از انواع مختلف سنگ‌های رخمنون یافته برداشت شد و از آن‌ها مقاطع نازک برای مطالعات پتروگرافی و دگرسانی و مقاطع صیقلی برای مطالعات مینرالوگرافی در دانشگاه اصفهان، تهیه شد.

بحث

1- پتروگرافی

با توجه به بررسی‌های انجام شده در این منطقه، عمدۀ سنگ‌های موجود عبارتند از: گدازه‌های پیروکسن آندزیت، تراکی آندزیت‌ها، ماسه سنگ‌های توفی و لیتیک توف. نظر به اینکه کانه سازی عمدتاً در واحدهای تراکی آندزیت و مخصوصاً در شکستگی‌ها، شکاف‌ها و حفرات موجود در آن ها رخ داده است، در زیر به شرح خصوصیات این سنگ‌ها می‌پردازیم:

تراکی آندزیت‌ها: این سنگ‌ها بافت پورفیری داشته که در آن‌ها فنوکریست‌هایی از سانیدین و کوارتز در زمینه‌ای از کانی‌های دانه ریز اپیدوت، کوارتز، سریسیت قرار گرفته‌اند (شکل 2). همچنین با توجه به وجود کانی‌های زاویه دار و خرد شده می‌توان بافت بررشی رانیز به آن‌ها نسبت داد که می‌تواند اثر زیاد تنش‌های تکتونیکی را در منطقه دریافت.

کوارتز که هم بصورت رگه‌ای و هم پراکنده در متن سنگ وجود دارد، بعضاً در رگه‌ها بافت جانشینی از خود نشان می‌دهد (تیغه‌هایی از فلدسپار در آن‌ها باقی مانده است) که نشان دهنده خروج سدیم و کلسیم از سنگ و ورود آن‌ها به محلول است. بنابراین این سنگ‌ها سیلیس زایی چند مرحله‌ای نشان می‌دهند.

دگرسانی‌ها: در نتیجه فرایند هیدرولیز، فلدسپارها سریسیتی شدن شدید از خود نشان می‌دهند (دگرسانی فیلیک) و هم چنین کوارتز و فلدسپات‌ها همگی کائولینیتی شده اند که نتیجه این فرایند کاهش مقدار هیدروژن در محلول و افزایش pH (که خود می‌تواند عاملی بر ته نشینی فلزات باشد) و کاهش عناصر قلیایی و افزایش آب است. اپیدوتی شدن خیلی شدید را در نتیجه سوسوریتی شدن پلازیوکلازها در این سنگ‌ها می‌بینیم. در واقع طی یک دگرسانی کوارتز و اپیدوت با هم بوجود آمده اند (دگرسانی کوارتز- اپیدوت). سیلیسی شدن نیز یکی دیگر از انواع دگرسانی در این

سنگ هاست. کانه زایی در این سنگ ها به دو صورت پراکنده در متن سنگ که تنها به چند سانتیمتری اطراف رگه ها محدود می شود و همراه با رگه های کوارتزی روی داده که البته از نظر فراوانی کانه زایی عمدتاً در امتداد رگه های کوارتز رخ داده است.

ماسه سنگ توفی: کلینوپیروکسن توسط فنوکریست هایی از پلاژیوکلاز که بافت پوئی کلیتیک نشان می دهد، در بر گرفته شده است. پلاژیوکلاز در نتیجه سوسوریتی شدن به مجموعه کانی های اپیدوت، کلسیت و... تبدیل شده است. فلدسپارهای آلکالن به کانی های رسی تجزیه شده اند. بیوتیت، شارد شیشه که گاهآ به کلریت تجزیه شده اند، کلریت که ثانویه بوده و در اثر تجزیه شاردهای شیشه و فازهای دیگر ایجاد شده اند، اپیدوت و کلینوزوئیزیت که در نتیجه سوسوریتی شدن از پلاژیوکلازها ایجاد شده اند، سریسیت که گاهآ به مسکویت تبدیل شده اند، کلسیت و کانی های رسی از دیگر کانی های ثانویه موجود در این سنگ ها می باشند. اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن نیز در اطراف رگه ها و رگچه های کوارتز بهمراه کانی های رسی وجود دارند و بین رگه ها را پر کرده اند. از کانی های فرعی در این سنگ ها می توان به آپاتیت هایی که بصورت ادخال در بلورهای کوارتز بوجود آمده اند اشاره نمود.

پیروکسن آنالزیت: بافت این سنگ ها عمدتاً بادامکی بوده که توسط کلریت، اپیدوت و کلسیت پر شده اند. پلاژیوکلاز حجم عده این سنگ ها را به خود اختصاص می دهد و به صورت فنوکریست و میکرولیت مشاهده می شود، دارای بافت غربالی بوده و گاهآ به کلسیت تجزیه شده اند. در واقع میکرولیت های پلاژیوکلاز به همراه شیشه زمینه سنگ را تشکیل می دهد. کلینوپیروکسن خرد شدگی زیادی در اثر فعالیت های تکتونیکی از خود نشان می دهد و به این دلیل حالت جزیره مانند از خود نشان می دهد. کلریت ثانویه به دو صورت پرکننده حفرات در سنگ و همچنین حاصل از تجزیه کلینوپیروکسن و زمینه شیشه ای قابل مشاهده است و بافت آمیگدالوئیدال را برای این سنگ ها ایجاد کرده است. کلسیت بعنوان یک کانی ثانویه از تجزیه فازهای کلسیم دار مانند پلاژیوکلاز و پیروکسن و همچنین بصورت پرکننده حفرات موجود در سنگ ها ایجاد شده است. تشکیل اپیدوت در امتداد درزه ها و شکاف ها و حفرات یانگر این است که این کانی محصول دگرسانی گرمابی می باشد.

لیتیک توف: پلاژیوکلاز هم در خود سنگ و هم در قطعات لیتیک وجود دارند. بعضی از آن ها دارای ماکل کارلسپاد بوده و در اثر تجزیه به اپیدوت، کلسیت و اپاک تبدیل شده اند. بعضی نیز دارای ادخال های آپاتیت هستند. کوارتز بصورت فنوکریست و رگه ای موجود است. کلینوپیروکسن بصورت

فنوکریست و اکثراً بصورت کامل به اپیدوت تجزیه شده اند و فقط قالب هایی از آن ها مشاهده می شوند. اپیدوت بصورت شکافه پرکن و از تجزیه کانی های کلسیم دار مثل پلاژیوکلاز و پیروکسن تشکیل شده است. قطعات لیتیک مشکل از پلاژیوکلاز، فلدسپار آلکالن و زمینه شیشه ای است که بین این کانی ها را پر می کنند و به کانی های ثانویه مثل اپیدوت، کلریت، کانی های رسی، کلسیت و اپاک تبدیل شده اند. آپاتیت بصورت ادخال در فنوکریست های کوارتز مشاهده می شود. سریسیت در اثر تجزیه فازهای پتاسیم دار بمقدار کم دیده می شود. اسفن نیز از تجزیه کانی های اپاک حاوی دیتان مثل ایلمینیت در اثر دگرسانی گرمابی به وجود می آیند.

2- کانه نگاری:

بافت کانه های مورد مطالعه در این کانسار را می توان به سه دسته منفرد (مربوط به یک کانه)، تجمعی (مربوط به دسته ای از کانه ها) و دگر شکلی (مربوط به تأثیرات ثانویه پس از کانه زایی) تقسیم نمود (Craig, 1994). از بافت های منفرد می توان به بافت های زونه ای، رگجه ای و شکافه پرکن اشاره نمود و از بافت های تجمعی نیز زونه ای و افشار را می توان نام برد. در این سنگ ها اثراتی از آگر گات های برشی که در اثر فرایندهای تکتونیکی حاصل می شوند نیز دیده می شود. در کانسار کالچوییه، کانه های فلزی به شرح زیر مشاهده می شوند :

کانی سازی اولیه یا هیپوژن دارای سه فاز سولفیدی کالکوپیریت، گالن و پیریت است. در کانی سازی ثانویه، فاز اکسیدی شامل هماتیت، گوئیت و دیگر هیدروکسیدهای آهن می شود که معمولاً کانی دیگری تشکیل نداده اند. همچنین مالاکیت و آزوریت نیز در این زون تشکیل شده اند. در نهایت کانی سازی سوپرژن با کانی های بورنیت، کالکوسیت و کوولین (که به ترتیب اطراف کالکوپیریت تشکیل می شوند) مشخص می شود (Pracejus, 2009). در واقع کالکوپیریت بصورت یک کانی اولیه در رگه های کوارتز تشکیل شده بوده که توسط کوولین، کالکوسیت و هیدروکسیدهای آهن جانشین می شود و معمولاً هاله هایی اطراف آن تشکیل می دهد. هوازدگی و اکسیداسیون باعث می شود ضمن تبدیل کالکوپیریت به کالکوسیت و کوولین، افزایش نسبت Cu/S را داشته باشیم که منجر به تشکیل کانی های فقیر از آهن و گوگرد و غنی از مس می شود و آهن موجود در پیریت و کالکوپیریت نیز اکسید شده و به شکل دانه های گوئیت آزاد می شود.

نتیجه گیری

با توجه به مطالب گفته شده دو بافت اصلی کانه ها افshan و رگه ای می باشد. با توجه به اینکه کانه های افshan تا فاصله چند سانتی متری از رگه های کانه زایی شده دیده شده اند، نمی توان همزمانی نهشت کانه و سنگ میزان را پذیرفت. از طرفی با توجه به اینکه مواد طی دگرسانی سنگ دیواره از دو طریق تراوش (جريان سیال در طول سنگ) و انتشار (انتقال جرم بواسیله سیالات راک درون خلل و فرج یا دانه به دانه) منتقل شده اند و انتشار معمولاً در فاصله کم رخ می دهد، می توان نتیجه گرفت که کانه های با بافت افshan در نزدیکی رگه ها عمدتاً از طریق فرایند انتشار و کانه های همراه با رگه های سلیس بیشتر از طریق فرایند تراوش تشکیل شده اند.

منابع

- (1) ملک قاسمی، ف.، (1378)، اصول مینرالوگرافی، انتشارات دانشگاه تبریز، 340 صفحه.
- (2) مهوری، ر.، 1388، مطالعات پترولوزیکی و کانی شناسی دگرسانی های گرمابی در گردنه ملااحمد، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، 310 صفحه.
- 3) Craig, M. J., A., 1994, Ore microscopy and ore petrography, Canada, 434 p.
- 4) Pracejus, M. J., A., 2009, the ore minerals under the microscope: journal of geoscience Elsevier (1,2) , 875 p.

پتروگرافی سنگ‌های آتشفسانی جنوب بلده با نگرشی بر قابلیت کاربرد پوزولان

خادمی پارسا، مهناز^{*}^۱، مسعودی، فریبز^۱، پرهیزکار، طیبه^۲، پورخورشیدی، علیرضا^۲

۱- دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲- مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن

چکیده

در منطقه جنوب بلده مجموعه ای از سنگ‌های آتشفسانی و پیروکلاستیک به سن اوسن رخمنون دارند. ترکیب سنگ‌های آتشفسانی بازالت، آندزیت و تراکی آندزیت بوده اما ترکیب پیروکلاستیک‌ها اسیدی تا حد واسطه می‌باشد. در این تحقیق قابلیت کاربرد سنگ‌های پیروکلاستیک به عنوان پوزولان در سیمان آمیخته مورد مطالعه قرار گرفت. بدین منظور پس از مطالعات پتروگرافی و بررسی فعالیت پوزولانی به روش STA (ترموگراویمتری) برای نمونه‌های انتخابی، نتایج حاصله با ویژگی‌های سنگ‌شناسی مقایسه شد. بر اساس نتایج به دست آمده مشخص شد که هرچه فعالیت میزان سیلیس آمورف بیشتر، میزان دگرسانی کمتر و اندازه بلورها ریزتر باشد، میزان فعالیت پوزولانی بیشتر است. با توجه به این ویژگی‌ها توف‌های کریستالین اسیدی منطقه دارای فعالیت پوزولانی بالایی می‌باشد.

مقدمه

پوزولان‌ها مواد سیلیسی و سیلیسی آلومین داری هستند که به خودی خود خاصیت چسبندگی کمی داشته و یا ندارند ولی به صورت گرد نرم در مجاورت رطوبت و دمای معمولی با هیدروکسید کلسیم واکنش نشان داده و ترکیباتی با خواص سیمان به وجود می‌آورند (Shi et al, 2006). قابلیت ترکیبی پوزولان در حالت پودر و شرایط مناسب با آب و آهک موجب شده تا با خواص سیمانی خود بر کیفیت محصول بیافراید (Shi et al, 2006). از دیگر مزایای استفاده از پوزولان می‌توان به کاهش نفوذپذیری و دمای هیدراسیون، افزایش مقاومت شیمیایی، بهبود ویژگی‌های بتن تازه و افزایش آن در دراز مدت و همچنین صرفه اقتصادی به لحاظ کاهش مصرف سیمان اشاره نمود (رمضان پور، 1376). با اختلاط بین سیمان و پوزولان نوعی سیمان آمیخته با عنوان سیمان پوزولانی تهیه می‌شود (Massazza, 1974). سنگ‌های دارای خاصیت پوزولانی در کوه‌های البرز بیشتر مربوط به توف‌ها و سنگ‌های اسیدی به سن اوسن و جوان‌تر می‌باشد و چندین کارخانه سیمان در نیمه شمالی کشور مانند سیمان آبیک، تهران، فیروزکوه و ... از سنگ‌های اوسن به عنوان پوزولان در ترکیب سیمان

استفاده می‌کنند. منطقه بلده به دلیل داشتن سنگ‌های آتشفشارانی متنوع از اسیدی تا بازیک به سن ائوسن پتانسیل بهره برداری ذخایر پوزولانی را دارا می‌باشد. مطالعه حاضر به بررسی کیفیت سنگ‌های آتشفشارانی جنوب بلده به منظور استفاده از آن‌ها به عنوان پوزولان در صنعت سیمان پرداخته است. برای این منظور پس از بررسی پتروگرافی، نمونه‌های منتخب جهت انجام تست سیمان جدا شد و در نهایت نتایج به دست آمده با ویژگی‌های سنگ‌شناسی مقایسه گردید.

زمین‌شناسی عمومی منطقه

منطقه مورد مطالعه در استان مازندران، جنوب منطقه بلده، بین مختصات $36^{\circ}, 36^{\circ}$ تا $11^{\circ}, 36^{\circ}$

عرض شمالی و $30^{\circ}, 40^{\circ}$ تا $51^{\circ}, 51^{\circ}$ طول شرقی واقع شده که بخشی از جنوب البرز مرکزی است. واحد‌های این بخش به لحاظ سنی در برگیرنده سنگ‌های آذرین و رسوبی مزوژوئیک و سنوژوئیک (نقشه زمین‌شناسی بلده، آقاباتی) سنگ‌ها و ابناشته‌های سنوژوئیک از امتداد بلده به سوی جنوب گسترش دارند و تقریباً ۹۰٪ سطح این بخش را در بر می‌گیرند. در این میان سنگ‌ها و ابناشته‌های ولکانیک و ولکانیک-رسوبی ائوسن بیشترین سهم را دارا می‌باشد.

ترکیب سنگ‌های آتشفشارانی از بازالت، آندزیت تراکی آندزیت تا پیروکلاستیک‌هایی با ترکیب متفاوت از اسیدی تا حد واسطه می‌باشد.

سنگ‌های ولکانیکی بیشتر از نوع آندزیت و تراکی آندزیت است و که هوازده شده‌اند. بافت این سنگ‌ها پورفیریتیک-میکرولیتیکی است و دارای فنوكریست‌های فلدسپات (پلاژیوکلاز) با ترکیب شیمیایی حدود آندزین) و پیروکسن (کلینوپیروکسن شاید اوژیت) است. این سنگ‌ها ولکانیکی در جنوب بلده با روند خاوری-باختری دارای بیشترین گستردگی هستند. پیروکلاستیک‌ها مربوط به سازند کرج بوده که این سازند در منطقه بلده دارای گوناگونی فراوان رخساره سنگی، چه از نوع سنگ‌های آذرین، چه از نوع سنگ‌های رسوبی یا رسوبی-ولکانیک است. گستردگی ترین و ستبرترین بخش سازند کرج وابسته به توف‌های آن است. این واحد پدید آمده از توف‌های سبز فیروزه‌ای، توف‌های مایل به خاکستری، ماسه سنگ‌های توفی و شیل‌های توفی است. بخش‌هایی از این واحد یکی بر روی دیگری رانده شده‌اند و نیز دارای چین خوردگی فراوان است. محور چین‌ها موازی با روند اصلی البرز و در این بخش از رشته کوه البرز در جهت خاوری-باختری می‌باشد.

پتروگرافی

پتروگرافی واحد های مختلف منطقه توسط میکروسکوپ پلاریزان مورد بررسی قرار گرفت و در نهایت 3 نمونه از واحد های پیروکلاستیک برای ادامه مطالعات امکان سنجی برای استفاده از پوزولان انتخاب شد. مشخصات 3 نمونه بطور خلاصه در زیر آمده است:

نمونه Mk1

در حدود 40٪ حجم سنگ زمینه کریپتوکریستالین است، که 20٪ شاردهای شیشه ای را در بر گرفته است. حفرات پراکنده نامنظم انحلالی به وسیله کلسیت با بافت موزائیکی پر شده است. رگه های کلسیت ریز بلور در جهات مختلف سنگ را قطع می کند. بافت سنگ آذرآواری و نام سنگ توف می باشد.

زمینه کریپتوکریستالین 50٪ که حاوی میکرولیت های فلدسپات آلکالن و پلاژیوکلاز است. درشت بلورهای پلاژیوکلاز با حواشی شکسته شده در زمینه پراکنده است. زمینه کریپتوکریستالین کاملاً سالم است. کمتر از 5٪ قطعات خرد سنگی نیز در سنگ یافت می شود. بافت سنگ آذرآواری و نام سنگ توف کریستالین است.

زمینه حاوی 50٪ شاردهای شیشه ای و خمیره کریپتوکریستالین است. میکرولیت های پلاژیوکلاز 20٪ و فوکریستال های پلاژیوکلاز، فلدسپات آلکالن و کوارتز خرد شده در آن شناور است. بلور های ثانویه بیوتیت و اکسید های اپک در زمینه سنگ رشد کرده است. کمتر از 5٪ از سنگ را قطعات خرد سنگی تشکیل می دهد، که همچنان زمینه اصلی است. بافت سنگ آذرآواری به همراه بافت فرعی جریانی است و نام سنگ توف کریستالین می باشد.

روش کار

تعیین فعالیت پوزولانی به دو روش اندیس هیدرولیکی و استفاده از دستگاه STA (روش ترمومگراویمتری) مورد ارزیابی قرار گرفت. در روش اندیس هیدرولیکی اساس کار بر مبنای تعیین مقاومت فشاری 7 و 28 روزه ملات ساخته شده با سیمان پرتلند و 20٪ پوزولان و ملات کنترل است، اندیس هیدرولیکی که معیاری برای فعالیت پوزولانی است، از تقسیم مقاومت ملات های دارای پوزولان بر ملات کنترل و ضرب کردن آن در عدد 100 به دست می آید. در روش استفاده از

دستگاه STA رفتار حرارتی نمونه های پوزولانی سنجیده می شود. در این بررسی از دستگاه STA مارک Netzsch مدل Jupiter 449C استفاده شده است.

فعالیت پوزولانی نمونه های انتخابی

بر طبق اطلاعات به دست آمده نمونه های پوزولانی Mk2 و Mk3 به ترتیب با فعالیت پوزولانی 29.33 و 28.00 به روش STA و 145 و 121 به روش اندیس هیدرولیکی بهترین نتیجه را داده و در رده خوب قرار می گیرند (STA= 25-30). نمونه پوزولانی Mk3 با فعالیت پوزولانی 11.35 به روش STA و 121 به روش اندیس هیدرولیکی در رده ضعیف قرار دارد (STA= 10-15). بدین ترتیب نمونه های Mk2 و Mk3 قابلیت استفاده برای پوزولان را دارا هستند.

بحث

مقایسه نتایج پتروگرافی سنگ ها با نتایج فعالیت پوزولانی آن ها نشان می دهد که افزایش دگرسانی سنگ باعث کاهش مقاومت مکانیکی می شود زیرا حضور کانی های رسی به دلیل تقلیل سطح تماس شیشه باعث کاهش خصوصیات پوزولانی می دلی اگر دگرسانی منجر به تشکیل زئولیت شود خصوصیات پوزولانی افزایش می یابد (Shi & Day, 2000). اگرچه میزان سیلیس فعالیت پوزولانی را تغییر می دهد اما قطعات پومیس حفره دار و شارد های شیشه ای (glass shards) در مقایسه با بلور های کوارتز، بیوتیت، هورنبلن، پیروکسن و قطعات لیتیک دارای اهمیت بیشتری هستند (Shi & Day, 2000). به اعتقاد Rodriguez-camacho & Uribe-afif (2002) میزان

فعالیت پوزولانی با افزایش سیلیس افزایش می یابد.

اندازه ذرات نیز می تواند کنترل کننده خواص پوزولانی باشد. بدین ترتیب که کاهش اندازه ذرات باعث افزایش سطح تماس شده که این نیز به نوبه خود باعث افزایش فعالیت پوزولانی می شود (Shi & Day, 2000). (Shi, 2001) نشان داد هر عاملی که ساختار شیشه را تغییر دهد فعالیت پوزولانی را نیز تغییر می دهد. مهمترین عوامل عبارتند از: میزان شیشه، اندازه ذرات و مواد شیمیایی افروده شده به سیمان.

نتیجه گیری

تمام نمونه های مورد آزمایش متعلق به سنگ های اسیدی بوده و از واحد های پیروکلاستیک می باشد. توف های سبز ائوسن در منطقه بلده به دلیل فعالیت پوزولانی بالا به روش STA و اندیس

هیدرولیکی جهت استفاده در صنعت سیمان مناسب می باشد اما ولکانیک های بازیک در این منطقه به دلیل فعالیت پوزولانی ضعیف به روش STA و اندیس هیدرولیکی قابلیت استفاده در صنعت سیمان را ندارند.

منابع

- آقاباتی، ع.، نقشه زمین شناسی 1/100000 بلده، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- رمضانیان پورع. ا. و پیدایش، م.، دوام بتن و نقش سیمان های پوزولانی، مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن، (1376).
- Massazza, F. "Principal Paper, Chemistry of Pozzolanic Additions and Mixed Cements", Proc. 6th International Congress on the Chemistry of Cements, Moscow, September (1974)
- Rodriguez-Camacho, R. E., and Uribe-afif, R. "Importance of using the natural pozzolans on concrete durability" Cement Concrete Res. 32 1851–1858 (2002).
- Shi, C.; Krivenko, P. V. and Roy, D. "Alkali –Activated Cement and Concrets" 376p. Taylor & Francis (2006)
- Shi, C. "An overview on the activation of reactivity of natural pozzolans" Can. J. Civ. Eng. 28: 778-786 (2001).
- Shi, C., Day, R.L. "Pozzolanic reaction in the presence of chemical activators: Part II. Reaction products and mechanism" Cem. Concr. Res. 30, 607–613 (2000).

روند تحول مagma در سنگهای آذرین منطقه رج (جنوب غرب بیرجند)

* خاکی، خاطره^۱ امامی، محمد هاشم^۲ محمدی، سید سعید^۳ ناصر اصفهانی، علیخان^۴.

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوزی، دانشگاه آزاد اسلامی خوارسگان- اصفهان

^۲ دانشیار، پژوهشکده علوم زمین

^۳ عضو هیئت علمی، دانشگاه بیرجند

^۴ عضو هیئت علمی، دانشگاه آزاد اسلامی خوارسگان- اصفهان

چکیده

سنگهای آذرین در جنوب غربی بیرجند به سن ترشیری بروزد دارند. این سنگها در درون مجموعه افیولیتی و نهشته‌های فلیشی پالتوسن قرار دارند. توده آذرین رج شامل میکروکوارتز مونزدیوریت و تراکی آندزیت می‌باشد. بافت غالب آنها پورفیری با زمینه دانه ریز است. فنوکریستهای آن پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت می‌باشند. پلاژیوکلازها با منطقه‌بندی و از نوع آندزین تا الیگوکلازاند. پیروکسن، کوارتز و کانی‌های کدر نیز در زمینه مشاهده می‌شود. هورنبلند دارای حاشیه سوخته می‌باشد. سرنشت مagma این سنگها از نوع کالکوالکالان و متعلق به حاشیه فعال قاره‌ای هستند. روند تحول magma، میتواند غنی شدگی نمونه‌ها از عناصر نادر خاکی سبک و عناصر لیتوфیل بزرگ یون و تهی شدگی آنها از عناصر نادر خاکی سنگین را توضیح دهد.

مقدمه

محدوده مورد مطالعه در فاصله 25 کیلومتری جنوب غرب بیرجند دارای موقعیت جغرافیایی^۱ ۴۷° ۳۲' ۴۴'' عرض شمالی و ۵۹° ۰۰' تا ۵۹° ۰۳' طول شرقی می‌باشد. رشته کوه باقران در جنوب بیرجند مجموعه‌ای افیولیت ملاتزی است که در انتهای غربی آن سنگهای آذرین ترشیری بروزد دارد. از دیدگاه تقسیم‌بندی واحدهای ساختاری ایران، این منطقه در شمال ایالت ساختاری سیستان واقع شده است که آن را ناشی از برخورد پهنه لوت با بلوك افغان می‌دانند (اشتوکلين، ۱۹۶۸؛ بربريان، ۱۹۷۷ و تيرول و همکاران، ۱۹۸۳). حجم زیادی از سنگ‌های آذرین به شکل گبد مانند، در منطقه مورد مطالعه رخنمون دارد. کوه رج که نام خود را از روستایی به همین نام واقع در دامنه این کوه گرفته است، از جمله شاخص‌ترین توده‌ها در منطقه مورد مطالعه می‌باشد. علاوه بر آن ارتفاعاتی نظیر کوه قلعه‌رسنم از دیگر توده‌های آذرین در محدوده مورد مطالعه می‌باشند. با توجه به اینکه در رابطه با

جایگاه تکنونیکی سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه تا کنون دیدگاه‌های متفاوتی از سوی محققین مختلف مطرح شده است (به عنوان مثال خطیب، ۱۳۶۸)، در این تحقیق سعی شده تا با تکیه بر مطالعات صحراوی، کانی شناسی-پتروگرافی و ژئوشیمی تا حد امکان پژوهش این سنگها مورد بحث و بررسی قرار گیرد.

روش تحقیق

روش تحقیق به صورت بازدیدهای صحراوی و نمونه‌برداری در دو مرحله صورت گرفته است. مرحله اول به منظور آشنایی، مرحله دوم به منظور نمونه‌برداری از واحدهای سنگی انجام شد. نمونه‌برداری به طریق سیستماتیک از واحدهای سنگی مختلف، به منظور برداشت خصوصیات سنگ‌شناختی انجام شد. ۲۸ نمونه برای تهیه مقاطع نازک انتخاب گردید و ۶ نمونه برای تجزیه شیمیایی به روش ICP-MS به شرکت ALS Chemex در کشور کانادا ارسال شد. نتایج داده‌های ژئوشیمیایی با استفاده از نرم‌افزار Minpet و GCDkit تحلیل گردید.

کلیات

زمین‌شناسی منطقه‌ای

با توجه به اینکه در منطقه مورد بحث، علاوه بر رخنمون وسیع آتشفشانی‌های ترشیری، بخش‌هایی از آمیزه افیولیتی و رسوبات فلیشی شرق کشور که بعضاً توسط آتشفشانی‌های ترشیری بریده شده‌اند، نیز بروزند دارد می‌توان این محدوده را مربوط بین منطقه فلیش و بلوک لوت در نظر گرفت. سنگ‌های آذرین مورد بحث در بخش غربی آمیزه افیولیتی جنوب بیرون چند قرار دارند و بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:1000000 بیرون چند جوانتر از آمیزه افیولیتی می‌باشند (افتخارنژاد، ۱۳۶۶). قدیمی‌ترین واحد سنگی در این منطقه، واحدهای مختلف توالی افیولیتی منسوب به کرتاسه فوکانی است (خطیب و زرین کوب، ۲۰۰۹). که این توالی افیولیتی تحت عنوان کالر ملات از آن یاد شده است (اشتوکلین و همکاران، ۱۹۷۴). این نهشته‌های آتشفشانی بر روی اجزای مختلف افیولیتی قرار گرفته‌اند که به صورت قله‌های منفرد دیده می‌شوند (زرین کوب، ۱۳۷۹). در این راستا نتایج تحقیقات سن‌سنگی که تاکنون توسط برخی محققین بر روی توده‌های آذرین منطقه انجام شده (به عنوان مثال زرین کوب و همکاران، ۱۳۸۷)، به روش زیرکان اورانیوم-سرب $146 \pm 0/39$ میلیون سال و مربوط به اواخر ائوسن می‌باشد (زرین کوب و همکاران، ۱۳۸۷). توده نسبتاً بزرگ کوه رچ، در مجاورت مجموعه

افیولیت ملاتز قرار گرفته است. بطوری که در سمت شمال حوالی روستای زمانآباد، شرق و در غرب نزدیک روستای ساق پیچوک با مجموعه افیولیتی و در سمت جنوب، با کنگلومرای نوژن دارای مرز گسلی می‌باشد. ساختهای بسیار زیبای نک مانند و ستونی از ویژگیهای این توده می‌باشد. در قسمتهای زیرین این توده، توفهای بنفس رنگ دیده می‌شود که احتمالاً مربوط به مرحله انفجاری قبل از نفوذ می‌باشد.

پتروگرافی

بر اساس نتایج حاصل از بررسی‌های میکروسکوپی، می‌توان مجموعه سنگهای آذرین موجود در منطقه را به صورت زیر تقسیم‌بندی نمود. سنگهای آذرین سابولکانیک (میکروکوارتزمونزو دیوریت) و سنگهای آتشفسانی که شامل سنگ‌های گدازه‌ای (تراکی آندزیت) و سنگ‌های آذرآواری (توف) است. سنگ‌ها در نمونه دستی، به رنگ خاکستری دیده می‌شوند. آنچه در نمونه دستی مورد توجه قرار می‌گیرد؛ بلورهای سوزنی آمفیبولها می‌باشد. تفاوت ظاهری زیادی بین سنگهای نیمه‌نفوذی و خروجی رج دیده نمی‌شود.

میکروکوارتزمونزودیوریت‌ها

مطالعات میکروسکوپی نشان میدهد که بافت این سنگها تمام بلورین ریزبلور تا پورفیری و به طور غالب دارای زمینه‌ای میکروگرانولار است. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کانیهای فرومینیزین درشت بلورهای سنگ هستند. پلاژیوکلاز از نوع آندزین یا الیگوکلاز، آمفیبول از نوع هورنبلند، بیوتیت و کوارتز از تشکیل دهنده‌های اصلی و کانیهای آپاتیت، اسفن و کانیهای تیره، از اجزاء فرعی این سنگها محسوب می‌شوند. اندازه بلورهای پلاژیوکلاز تا حد ۳ میلیمتر می‌رسد. اغلب فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای ماکل کارلسbad و پلی‌سنتیک و اغلب دارای بافت منطقه‌بندی می‌باشد. پلاژیوکلازها به سریت، کانیهای رسی و کربنات دگرسان شده‌اند. بلورهای بیوتیت، گاه به کلریت نیز دگرسان شده‌اند. بلورهای کوارتز ریز و بی شکل در خمیره دانه ریز فلدسپاتی وجود دارند. گاه بلورهای ریز و بی شکل پیروکسن نیز، در زمینه دیده می‌شود. بلورهای اپاک مربعی شکل دانه ریز، آپاتیت و اسفن نیز دیده می‌شود. آمفیبولها به فرم‌های تمام شکل دار، در مقطع عرضی شش‌ضلعی کامل، لوزی شکل ماکل دار و یا در مقاطع طولی ستونی و منشوری دیده می‌شود. بلورهای هورنبلندسیز کم و بیش اپاسیته

شده‌اند. بعضی از آمفیبیول‌ها به بیوتیت، کلریت و اکسید آهن تبدیل شده‌اند. در این سنگ‌ها، اکثراً کانی‌های فرومینیزین تحت تأثیر فرآیند دگرسانی از بین رفته و کانی‌های تیره تشکیل شده‌اند.

تراکی آندزیت‌ها

دارای بافت پورفیریک، پورفیریک میکرولیتی، پورفیریک با زمینه‌ای دانه ریز تا شیشه‌ای و سری ایت می‌باشند. پلازیوکلاز و فلدسپار کانی‌های اصلی، هورنبلندسپز و بیوتیت کانی‌های عادی هستند. درشت‌بلورهای پلازیوکلاز از نوع آندزین تا الیکوکلاز، شکلدار تا نیمه‌شکلدار با ابعاد چند دهم میلیمتر تا 3 میلیمتر می‌باشند. غالب پلازیوکلازها دارای ماکل کارلسپاد و پلی‌ستنتیک، دارای بافت غربالی و منطقه‌بندی نوسانی می‌باشند. این عوامل حاکی از اختلاط ماگمایی و یا تاثیرات انحلالی ناشی از کاهش فشار وارد بر ماگما طی صعود به سطح زمین می‌باشد (شلی، 1993). بعضی از پلازیوکلازها پدیده سریستی شدن را تحمل نموده‌اند. آمفیبیول در تراکی آندزیتها، فراوان‌تر از بیوتیت و به فرم‌های تمام شکل دار، در مقطع عرضی شش‌ضلعی کامل، لوزی شکل، ماکل دار و یا در مقاطع طولی، ستونی و منشوری دیده می‌شود. این بلورها کم و بیش اپاسیته شده‌اند. اپاسیتی شدن آمفیبیولها و بیوتیتها که در بررسی میکروسکوپی نمونه‌ها دیده می‌شود، را برخی محققین به افت سریع فشار مربوط می‌دانند (رادرفورد و همکاران، 1993). در این سنگ‌ها بلورهای شکلدار بیوتیت که کانی تیره به موازات سطح رخ آنها قرار گرفته است، نیز دیده می‌شوند. بعضی از بیوتیتها کلریتی شده‌اند. یون پتاسیم آزادشده از بیوتیت باعث سریستی شدن پلازیوکلاز می‌شود و کلسیم خارج شده از پلازیوکلاز در تولید اپیدوت و تیتانیت مصرف می‌شود. در طی این واکنش منزیم حفظ شده و بیوتیت به کلریت تبدیل می‌گردد (شلی، 1993). بلورهای ریز‌فلدسپار پتاسیم، بلورهای نیمه شکلدار کلینوپیروکسن، گاهی بلورهای خیلی ریز کوارتز، کانی فرعی کانی‌های اوپاک شکلدار اولیه، بطور پراکنده در خمیره دانه ریز تا شیشه‌ای حضور دارند. همچنین در بعضی نمونه‌ها، زمینه کلریتی یا کلسیتی شده است. در بعضی نمونه‌ها حفرات با کلسیت و زئولیت متعلق به مرحله هیدرоторمال، پر شده‌اند. اسفن به صورت کانی فرعی، کم و بیش در تراکی آندزیت‌های منطقه به چشم می‌خورد که از تجزیه و آزاد شدن تیتان کانی‌های فرومینیزین مانند آمفیبیول و بیوتیت به وجود آمده است (شکل 3-e).

توفها

توفهای بلوری، به رنگهای قرمز، ارغوانی که در شرق توده گند مانند رچ رخمنون دارند، به شدت دگرسان بوده و لایبندی ضعیفی را نشان می‌دهند. ژیپس بطور پراکنده و بصورت رگه‌ای همراه این توفها دیده می‌شود. بافت این سنگها کریستالوکلاستیک و ویتروکلاستیک است. کانیهای اصلی این توفها شامل بلور شکسته شده پلازیوکلاز، آمفیبیول، پیروکسن، کوارتز، آلکالی فلدسپات و بیوتیت می‌باشند. اغلب این کانی‌ها دگرسانی متتحمل شده‌اند. مهمترین کانیهای ثانویه کلسیت، سریسیت، کانیهای اپاک و اکسیدآهن است.

ژئوشیمی

با توجه به اینکه خمیره دانه ریز و یا شیشه‌ای سنگهای آتشفسانی نامگذاری مودال آنها را با مشکل مواجه می‌نماید، لذا از روشهای شیمیابی بهره گرفته شده است. سنگهای خروجی منطقه مورد مطالعه، بر پایه تقسیم‌بندی ژئوشیمیابی و نامگذاری سنگ‌ها بر اساس آلکالی در مقابل سیلیس (کاکس و همکاران، 1979)، در محدوده تراکی آندزیت قرار می‌گیرند. سنگهای نیمه‌نفوذی منطقه مورد مطالعه، بر پایه تقسیم‌بندی ژئوشیمیابی و نامگذاری سنگ‌ها، بر اساس آلکالی در مقابل سیلیس (میدلموست، 1985)، در محدوده کوارتز‌مونزون‌دیوریت قرار می‌گیرند.

سری ماقمایی سنگهای مورد مطالعه بر اساس نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 (ایروین و باراگار، 1971)، ساب‌آلکالن بوده (شکل 5-a)، و بر اساس نمودار مثلثی $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{FeO}$ (نمودار AFM) ایروین و باراگار (1971)، در محدوده کالک‌آلکالن جای می‌گیرند.

برای تعیین محیط تکتونیکی سنگهای خروجی از نمودار متمایز کننده بازالتها (Hf-Th-Ta) (وود، 1980) که برای عناصر HFS غیرمتخرک با قدرت میدان بالا طراحی شده است، استفاده شده است. همگی نمونه‌ها، در محدوده (D) کمان آتشفسانی واقع می‌شوند. به جهت اینکه نمونه‌ها در محدوده پائین D و زیر خط جدا کننده $\text{Hf}/\text{Th}=3$ قرار گرفته‌اند، همگی آنها با ماهیت کالکو‌آلکالن شناخته می‌شوند. سنگهای نیمه‌نفوذی منطقه، در نمودار متمایز کننده دو متغیره $\text{Nb}+\text{Y}$ در برابر Rb و همچنین در نمودار $\text{Rb}-\text{Yb}$ ، که از رایج‌ترین نمودارهای تکتون‌ماقمایی ارائه شده توسط پیرس و همکاران (1984)، می‌باشند؛ از نوع پشه‌های میان‌اقیانوسی (ORG) و درون صفحه‌ای (WPG) نبوده و بیشتر ویژگیهای کمان آتشفسانی (VAG) را از خود نشان می‌دهند.

در نمودار عنکبوتی عادی شده با ترکیب گوشته اولیه (مک دوناف و همکاران، 1992)، را برای نمونه‌های مورد مطالعه به نمایش می‌گذارد. همه نمونه‌ها، نسبت به گوشته اولیه غنی‌شدگی نشان

می‌دهند که شاخص‌های ویژه وابسته به فرورانش را نشان می‌دهند. به عبارت دیگر، این سنگها، از عناصر لیتوфیل بزرگ یون از قبیل Ba, Rb, Cs نسبت به HFSE و عناصر سازگار Cr و Ni تا 1000 برابر غنی شده‌اند (بویژه غنی شدگی شدید عنصر Cs و همچنین عنصر Pb)، و این در اثر ذوب بخشی کم در منشأ یا تفریق زیاد مانگما و فوگاسیته بالای $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ در محیط تشکیل و تحول مانگما بوجود می‌آید (هریس و همکاران، 1983). همچنین، تهی شدگی Y-Nb, Cr, Y را نیز بروز می‌دهند. فقر Cr می‌تواند به علت تبلور بخشی اسپینل در مانگماهای بازیک یا عدم شرکت اسپینل در ذوب بخشی بازالت‌های اوایله باشد (به همراه Ni وغیره). بنا به اعتقاد رویلسون (1993)، آنمالمی منفی Nb شاخص سنگهای قاره‌ای است و احتمال آلدگی پوسته‌ای در فرآیندهای مانگماهای وابسته به فرورانش می‌باشد. کاهش Y نیز به دلیل تفریق کانی اسفن و آمفیبول است. پیک سرب نیز دلیل دیگر آلدگی پوسته‌ای و افزایش استرنسیم نیز به خاطر حضور فراوان پلازیوکلازها در سنگهاست. به نظر ویلسون (1989) و نیکلسون (2004)، اگر یک مجموعه سنگهای آذرین در اثر تحمل فرآیند تبلور تفریقی با یکدیگر مرتبط باشند، مقادیر عناصر کمیاب و نسبتها آنها باید به طور ثابت و پیوسته تغییر کند. موازی بودن تقریبی الگوهای عناصر کمیاب سنگهای مورد مطالعه می‌تواند تأیید کننده این امر باشد. الگوهای عناصر نادر خاکی در نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به پوسته فوکانی، پوسته زیرین و مورب نرمال مشاهده می‌شود (شکل 7-ب). فراوانی عناصر نادر خاکی نمونه‌های منطقه، به موازات ترکیب پوسته فوکانی نوسان مختص‌رسی دارد و غنی شدگی و تهی شدگی خاصی نشان نمی‌دهد. این امر گویای این مطلب است که ترکیب مانگماهای تشکیل دهنده سنگ‌ها در منطقه، بدلیل آلدود شدن، بسیار نزدیک به ترکیب پوسته فوکانی است. در حالیکه، فراوانی عناصر نادر خاکی سبک نسبت به پوسته تحثانی افزایش نشان می‌دهد. روند فراوانی عناصر نادر خاکی نسبت به مورب نرمال نزولی است (شکل 7-د). بطوریکه، تمام عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به N-MORB در حدود 20 برابر غنی شدگی داشته، و بر عکس، عناصر نادر خاکی سنگین نسبت به N-MORB کاهش دارند؛ و این عدم منشأ مشابه بین آنها را نشان می‌دهد.

مطابق شکل (8-الف) (پیرس، 1983)، نمونه‌های منطقه نسبت به آرایش گوشه‌ای دارای نسبتهای بالاتری از Th/Yb هستند. تشخیص اثرات آلدگی پوسته‌ای مانگما، از فرایندهای متاسوماتیسم فرورانش مشکل می‌باشد. نمونه‌ها بطور موازی نسبت به آرایش گوشه‌ای و منطبق بر روند FC قرار می‌گیرند؛ که این امر می‌تواند تبلور تفریقی (FC) و مقادیر آلدگی پوسته‌ای را معکس کند که بر روی مانگماهای مشتق از یک گوشته حاوی یک مؤلفه فرورانش عمل نموده است.

پیرس، 1982، زو، 2005، میانگین نسبتهای Ce/Pb بازالت‌های اقیانوسی 25 ± 5 است (هوفمن و همکاران 1986)، و نمونه‌های مورد مطالعه، در محدوده پوسته قاره‌ای جای می‌گیرند.

نتیجه‌گیری

سنگهای آتشفسانی منطقه رچ (جنوب غرب بیرجند) عمدها میکروکوارتز مونزودیوریت و تراکی آندزیت است و با در نظر گرفتن خصوصیات ژئوشیمیایی، از نوع ساب آلکالن و کالک‌آلکالن میباشند. تمامی نمونه‌ها از عناصر نادر خاکی سیک و عناصر بزرگ یون، غنی شدگی و از عناصر نادر خاکی سنگین، تهی شدگی نشان می‌دهند که شاخص‌های ویژه وابسته به فرورانش می‌باشد و بیانگر نرخ ذوب پائین، تفریق زیاد در ژنز سنگها است. آنمالمی منفی Nb شاخص سنگهای قاره‌ای است و احتمال آلدگی پوسته‌ای در فرآیندهای ماگمایی وابسته به فرورانش می‌باشد. با توجه به دیاگرامهای تمایز تکتونیکی، منشأ کمان آتشفسانی حاشیه‌های قاره‌ای فعل، تأیید می‌شود. نمونه‌های منطقه نسبت به آرایش گوشه‌ای دارای نسبتهای بالاتری از Th/Yb و منطبق بر روند FC قرار می‌گیرند؛ که این امر می‌تواند تبلور تفریقی و مقادیری آلدگی پوسته‌ای را منعکس کند که بر روی ماگمای مشتق از یک گوشه حاوی یک مؤلفه فرورانش عمل نموده است.

مراجع

- افتخارزاد، جمشید. اوهانیان، ترکم. (1366). نقشه زمین شناسی بیرجند، سری 1:100000 ورقه 7855، سازمان زمین شناسی کشور.
- خطیب، محمد مهدی. (1368). تحلیل ساختاری کوههای جنوب بیرجند، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، 188 صفحه.
- زرین کوب، محمد حسین. (1379). پترولوزی و ژئوشیمی مجموعه‌های افیولیت جنوب بیرجند، رساله دکترا، دانشگاه تربیت معلم تهران، 285 صفحه.
- زرین کوب، محمد حسین. سون لین چانگ و خطیب، محمد مهدی. (1387). سن سنگی، پتروگرافی و ژئوشیمی سنگهای آتشفسانی منطقه رچ (جنوب باختری بیرجند)، مجموعه مقالات دوازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.
- Berberian , F.,(1977). Against the rigidity of the Lut Bolck : Iran , Geol. Miner. Res. Organ,Rep. No .40

- Cox, K. G., B., Bell, J. D., and R. J., Pankhurst, (1979). The interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin, London.
- Eftekrnezhad. J., Vahdati Daneshmand. F.(1991). geological quadrangle Map of Iran No.K8.
- Harris, C..(1983).The petrology of lavas and associated plutonic inclusion Ascension Island Jornal of Petrolrgy 24, 424-470.
- Hofman A.W., Jochum K.P., Seufert M., White W.M., (1986). Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution, Earth Planet. Sci. Lett. 79 33-45.
- Irvine, T. N., and Baragar, W. R. A.,(1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian J Earth Science, v. 8,p.523-548.
- Khatib, M.M, Zarinkoub, M.H. , (2009). Morpho – tectonics and mechanism of emplacement of the andesitic ring in Givshad, east of iran. EGU2009 meeting.
- McDonough, W.F.,Sun, S.,Ringwood. A.F.,Jagoutz, E., Hofmann, A.W., (1992). Rb and Cs in the earth and moon and evolution of the earth's mantle , Geochimica et Cosmochimica Acta 56(3), 1001-1012.
- Middlemost, E. A. K., (1985). Magmas and magmatic rocks. Longman, London.
- Nicholson, K. N., Black, P. M., Hoskin, P. W. O. & Smith, I. E. M. (2004). Silicic volcanism and back – arc extension related to migration of the late Cenozoic Australian – Pacific plate boundary. Journal of volcano and Geotherm. Res. 131, 295-306.
- Pearce, J.A., Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, In: R.S., Thorpe (Editor), Andesite: Orogenic Andesite and Related Rocks, Wiley, New York, NY, pp. (1982). 525-548.
- Pearce, J.A., (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Shiva, Nantwich, p. 230-249.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W.and Tindle, A.G., (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25, 956-983.
- Rollinson, H., (1993). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical., 352P.
- Rutherford, M.J., and Hill, P. E., (1993). J. Geophy.Res., 98, 19667.
- Shelly, D., (1993). Microscopic stady of Igneous and Metamorphic rocks, Champan& Hall, London, 184 .
- Stocklin, J., (1968). Stuctural history and tectonics of Iran. A review . Am. Asso.Petrol. Geol. B. Vol.52 , No.6.
- Stocklin, J., (1974). Evolution of the continental margins bounding a former Southern Tethys, In Geol.Cont. Margins, Springer, PP. 873- 887, BIBL. 2p, 5Illus . U.N.Geol Sury. Inst.
- Tirrul,.R., Bell.I.R., Griffis, R.J., Camp, V.E., (1983). The Sistan suture zone of eastern Iran, Geological Society of America Bulletin, p: 134-150.
- Wilson, M., (1989). Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Department of earth Science, University of leeds. 466pp.
- Wood, D.A., (1980). The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province, Earth and Planetary Science Letters, vol.50, pp.11-30.

Xu, Y.G., Ma, J.L., Ferry, F.A., Frigenson, M.D., Liu, J.F., (2005) Role of lithosphere-asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton, *Chemical Geology* 224 247-271.

نقش اختلاط در تشکیل مآگمای سازنده سنگ‌های ولکانیکی شمال شرق خوسف

*خواجه، عافیه^۱. پورمعافی، سید محمد^۲. محمدی، سید سعید^۳.

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد دانشگاه شهید بهشتی

۲. عضو هیئت علمی دانشگاه شهید بهشتی

۳. عضو هیئت علمی دانشگاه بیرجند

چکیده

سنگ‌های ولکانیکی شمال شرق خوسف بر اساس مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیابی انجام شده شامل آندزیت‌ها، داسیت‌ها و ریولیت‌ها هستند. این سنگ‌ها در پتروگرافی شواهد بافتی عدم تعادل را نشان می‌دهند. در دیاگرام‌های هارکر سیلیس-اکسید ناپیوستگی‌هایی بین ریولیت‌ها مشاهده شده است. خصوصیات ذکر شده ممکن است بیان کننده نقش اختلاط در تشکیل مآگمای آن‌ها بوده باشد.

مقدمه

منطقه مورد مطالعه در شمال شرق خوسف در زون ساختاری شرق ایران و بین زون سیستان و بلوک لوت در موقعیت طول جغرافیایی 52° تا 32° درجه و عرض جغرافیایی 47° تا 58° درجه واقع است که سنگ‌های آتشفسانی کلسیمی-قلیایی، پالوسن - ائوسن موجود در این زون را به فرورانش رخ داده در زمان ماستریشتن مریوط می‌دانند (آقاباتی 1383). با توجه به مطالعات انجام شده روی سنگ‌های ولکانیکی منطقه آندزیت‌ها، داسیت‌ها و ریولیت‌ها تشخیص داده شده‌اند. آندزیت‌ها بیشترین گستردگی را داشته به صورت گنبدهای و گدازه‌ای وجود دارند. داسیت‌های منطقه نیز با رنگ‌های خاکستری و به صورت گنبدهای و گدازه‌ای وجود دارند. ریولیت‌ها خیلی کمتر و در کل منطقه مورد مطالعه یک گنبدهای و یک روانه گدازه‌ای در نزدیک آن مشاهده شده است. به منظور پی بردن به ارتباط ژنتیکی بین مآگمای سازنده این گروه‌های سنگی تعداد 70 مقطع نازک تهیه و از نظر پتروگرافی مطالعه شد. برای انجام مطالعات ژئوشیمیابی تعداد 15 نمونه با دگرسانی اندک به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال و با روش ICP-MS آنالیز شدند. مطالعات اخیر صورت گرفته به سمت نشان دادن اهمیت فرایند‌های سیستم باز مثل اختلاط مآگما در

singer et al. 1995, feeley & Dungan. 1996, Gamble et al. 1999, Dungan et al. 2001

بحث

گذازه های قوس های آتشفشاری هدایت شده اند (singer et al. 1995, feeley & Dungan. 1996, Gamble et al. 1999, Dungan et al. 2001). در سنگ های آندزیتی منطقه مورد مطالعه بافت عمدی پورفیری با خمیره میکرولیتی است. فنوکریست های پلازیوکلاز، آمفیبول و پیروکسن غالب هستند. خمیره میکرولیت های ریز است که در بعضی مقاطع بافت تراکیتی (شکل 2a) پیدا کرده اند. پلازیوکلازها دارای بافت غربالی و زونینگ هستند. آمفیبول ها نیز اپاسیته شده و دارای حاشیه واکنشی هستند. داسیت های منطقه بافت پورفیری دارند که فنوکریست های پلازیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول و کوارتز تشکیل دهنده آن هستند. پلازیوکلازها زونه هستند و کوارتز ها خلیجی شده اند. بیوتیت ها و آمفیبول ها اکسید شده هستند. ریولیت های منطقه خمیره ریز دانه از کوارتز دارند که فنوکریست های کوارتز آن خلیجی شده و آثار جذب نشان می دهند. این شواهد بافتی مشاهده شده در مطالعات پتروگرافی نشان دهنده عدم تعادل در تبلور کانی ها می باشد. با استفاده از نتایج آنالیز نمونه های منطقه مورد مطالعه نمودار طبقه بندي TAS برای آن ها رسم شد که تایید کننده مطالعات پتروگرافی در طبقه بندي سنگ ها است. نمودار Co-Ni: این عناصر از جمله عناصر سازگار و غیر متحرک هستند که در تفسیر تحولات ماقمایی مورد توجه قرار می گیرند. در نتیجه این عناصر در طی تغیریق باید روند مشابه و افزاینده ای از خود نشان دهند. با توجه به رسم نمونه های منطقه مورد مطالعه در این نمودار دو بعدی روند مثبت و افزاینده کاملاً مشخص بوده اما پراکندگی هایی نیز به چشم می خورد. پراکندگی در نمودارهای عنصر سازگار- عنصر سازگار می تواند به نقش اختلاط ماقمایی در منشأ ماقمای سازنده اشاره داشته باشد. اگر نمونه برداری مطلوب و جامع از منطقه صورت گرفته باشد می توان با توجه به پیوسته بودن یا عدم پیوستگی در سری تفسیرهایی را برای منشا سنگ ها و ارتباطشان با هم ارائه داد. وجود ناپیوستگی در روند افزایشی سیلیس در نمودارها بین نمونه های اسیدی و بازی تا حد واسط قبول روند تبلور جز به جز را مشکل خواهد نمود (Gonca et al. 2010). با قرار دادن نمونه های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای هارکر و رسم اکسیدهای اصلی در برابر SiO_2 می توان روند خطی نزولی را در این دیاگرام ها مشاهده نمود که نشان دهنده تبلور جز به جز فازهای فرومنیزین و فازهای فرعی همراه است. در دیاگرام های منطقه مورد مطالعه ریولیت ها یک ناپیوستگی در روند ها نشان می دهند که شاید نشان دهنده منشا جداگانه آن ها باشد و یا ممکن است اشکال در نمونه برداری باشد.

در شواهد صحرایی گدازه های ریولیتی بر روی دیگر واحد های سنگی منطقه قرار گرفته و شاید نشان دهنده مآگمای باقی مانده از تفریق یک مآگمای واحد بوده است.

نتیجه گیری

سنگ های ولکانیکی در منطقه مورد مطالعه با مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیابی در گروه های آندزیت، داسیت و ریولیت قرار گرفته اند. در تشکیل این سری سنگ ها فرایند اختلاط تا حدودی مورد توجه قرار گرفته است ولی ممکن است شواهد عدم تعادل بافتی به دلیل کاهش فشار بوده باشند. بنابر این نمی توان به طور قطع نقش این فرایند را در ژنز سنگ های منطقه مطرح نمود.

منابع

- آقاباتی، س.ع.، 1383، زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، 586 ص.
افتخارنژاد، ج.، 1365، نقشه زمین شناسی خوسف، مقیاس 1/100000، سازمان زمین شناسی کشور، ورقه 7755.

Dungan, M.A., Wulf, A., Thompson, R., 2001. Eruptive stratigraphy of the Tatara-San Pedro Complex, 36°S, southern volcanic zone, Chilean Andes: reconstruction method and implications for magma evolution at long-lived arc volcanic centers. *J. Petrol.* 42, 555-626.

Feeley, T.C., Dungan, M.A., 1996. Compositional and dynamic controls on dinamic silicic magma interactions at continental arc volcanoes: Evidence from Cordon El Guadal, Tatara- San Pedro Complex, Chile. *J. Petrol.* 37, 1547-1577.

Gamble, J.A., Wood, C.P., Price, R.C., Smith, I.E.M., Stewart, R.B., Waight, T., 1999. A fifty year perspective of magmatic evolution on Ruapehu Volcano, New Zealand: verification of open system behaviour in an arc volcano. *Earth Planet. Sci. Lett.* 170, 301-314.

Ganca Gencalioglu Kuscu. Fatma Geneli (2010). Review of post-collisional volcanism in the Central Anatolian Volcanic Province (Turkey), with special reference to the Tepekoval Volcanic Complex. *Int J Earth Sci* 99:593-621.

Singer, B.S., Dungan, M.A., Layne, G.D., 1995. Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: Clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers. *Am. Mineral.* 80, 776-798.

بررسی پتروگرافی و جایگاه تکتونیکی سنگهای آتشفسانی و نیمه عمیق آق قلعه و خرق (جنوب غرب قوچان)

هادی خورستند اکبر زاده^۱، مرتضی رزم آرا^۲، خسرو ابراهیمی^۲

^۱ گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد

عضو هیئت علمی گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد

چکیده

منطقه مورد مطالعه در جنوب غربی قوچان بین روستاهای آق قلعه و خرق واقع شده است. از لحاظ تقسیم بندی زون های ساختاری ایران جزء زون بینالود محسوب می شود. عمدۀ سنگ های منطقه را واحد های آتشفسانی آندزیتی، آندزیت بازالیتی، بازالیتی و واحد های نیمه عمیق تونالیتی (دانستی) تشکیل می دهند. به طور کلی محیط تشکیل این سنگها را می توان یک محیط مرتبط با فرورانش و جزء محیط های حاشیه فعال قاره ای به شمار آورد.

مقدمه

منطقه مورد مطالعه بخشی از کمریند ولکانیکی بین قوچان و سبزوار می باشد که در جنوب غرب قوچان در مجاورت روستای آق قلعه و خرق (ناحیه مشکان) قرار گرفته است. این محدوده مرز بین زون های کپه داغ در شمال، البرز در غرب، خرده قاره شمال شرق ایران در جنوب و زون بینالود در شرق می باشد. نبوی (1355) در تقسیم بندی زونهای ساختاری ایران این منطقه را جزء زون بینالود قرار داده است. این ناحیه در واقع محل برخورد صفحه پایدار توران در شمال و صفحه کوچک شرق ایران مرکزی در جنوب می باشد که مجموعه افیولیتی حاصل از بسته شدن بخشی از نتوتیس شرقی در جنوب این ناحیه به صورت یک کمریند تقریباً شرقی - غربی رخمنون دارند. کمریند افیولیتی سبزوار در یک فاز واگرا تا کرتاسه پسین باز شده و در یک فاز همگرا از کرتاسه پسین تا ترشاری بسته شده است در نتیجه سنگ های آتشفسانی جوانتر از افیولیت ها در شمال و جنوب کمریند افیولیتی پدیدار شدند. این سنگ ها دارای سن اوسن - پلیوسن بوده که هم در کمریند افیولیتی نفوذ کرده و هم آنرا در بر گرفته اند. جوان ترین واحد های سنگی منطقه شامل سنگ های ولکانیکی به صورت گدازه می باشند که برخی از آنها شدیداً خرد شده بوده و برخی دیگر که گسترش محدود تری دارند کم تر تکتونیزه می باشند.

بحث و بررسی

منطقه مطالعاتی بر اساس مطالعات کانی شناسی و بافت شناسی دارای سنگ‌های آندزیتی، آندزیت بازالتی و تونالیتی می‌باشد.

آندزیت: این واحد بیشترین حجم سنگی منطقه مورد مطالعه را به خود اختصاص داده است که از لحاظ کانی شناسی شامل پلاژیوکلاز و آمفیبول به عنوان کانی‌های اصلی و همچنین آلکالی فلدسپات، کوارتز، زیرکن و بیوتیت به عنوان کانی فرعی می‌باشد. پلاژیوکلاز موجود در این سنگ‌ها اکثراً به صورت فنوکریست‌هایی که دارای زونینگ و منطقه بندی نوسانی می‌باشند دیده می‌شوند که علت اصلی منطقه بندی نوسانی و زونینگ برقرار نبودن تعادل کامل در خلال تبلور می‌باشد (Shelly, 1993). وجود خوردگی در پلاژیوکلاز‌ها و آمفیبول‌ها می‌تواند از دیگر نشانه‌های عدم تعادل این سنگ‌ها می‌باشد. نیکسون و پیرس (1987) نشان دادند که تزریق متعدد مأگمای بازیک داغ و تازه بدرورن اطاقک مأگمایی تفریق و سرد شده باعث می‌شود پلاژیوکلاز‌هایی که قبل از تبلور شده بودند، تحلیل روند. بنابراین شاید بتوان این موضوع را این طور توجیه کرد که ورود مأگمای بازیک جدید به آشیانه مأگمایی که مأگمای بازیک قبلی در آن در حال تفریق و تبلور است باعث بهم خوردن تعادل شیمیایی و بوجود آمدن خوردگی در کانی‌ها می‌گردد. علاوه بر موارد ذکر شده وجود آمفیبول‌های با حاشیه سوخته و اپاسیته شده نیز یکی دیگر از نشانه‌های عدم تعادل در این سنگ‌ها می‌باشد. برخی دلیل این اپاسیته شدن را به آزاد شدن فشار در هنگام صعود ماده مذاب مربوط میدانند که سبب می‌شود تا هورنبلند بیش از این با مأگما در حال تعادل نباشد. این امر باعث نوعی تخرب شبکه با تشکیل یک آمیخته جدید متراکم، بیشتر از مگنتیت، هماتیت، کلینوپیروکسن حاوی آهن اندک و سایر کانیهای مشابه می‌گردد.

آندزیت بازالت: این واحد اکثراً همراه با سنگ‌های آندزیتی دیده می‌شود و تفکیک آنها از سنگ‌های آندزیتی بر روی نقشه زمین شناسی کار بسیار سخت و تا حدودی غیر ممکن می‌باشد. تنها تفاوت این سنگ‌ها نسبت به سنگ‌های آندزیتی وجود فنوکریست‌های اوژیت و هیپرستن در این سنگ‌ها می‌باشد.

بازالت: کانی‌های اصلی این واحد شامل پلاژیوکلاز، اوژیت و هیپرستن می‌باشد که پلاژیوکلاز‌ها اکثراً به صورت میکرولیت‌های کوچک و میله‌ای بوده که زمینه سنگ را تشکیل می‌دهند و سبب ایجاد بافت جریانی می‌شوند اما نکته جالب توجه در مورد این پلاژیوکلاز‌ها بالا بودن بیش از حد آنها

می باشد. Grunder, در سال (1992) علت غنی شدن گذاره های نوادای شرقی را آلدگی پوسته ای مانع سازنده می داند.. البته عوامل دیگری نظری تفریق جریانی، کاهش فشار بخار آب و کاهش فشار لیتواستاتیک نیز در تبلور پلاژیوکلاز و افزایش پایداری آن موثر است. پیروکسن ها غالباً فنوکریست بوده و به علت قرار گیری در یک زمینه میکرولیتی سبب ایجاد بافت میکرولیتیک پورفیری و گلومروپورفیری می شوند.

تونالیت(داسیت): این واحد شامل کانی های پلاژیوکلاز، کوارتز، پیروکسن و آمفیبول می باشد. پلاژیوکلاز اصلی ترین فنوکریست این سنگ ها بوده که اکثراً دارای ماکل آلیتی و بلی سنتیک می باشند. کریستال های پلاژیوکلاز در اثر دگرسانی به کانی هایی مثل اپیدوت و زوئزیت تبدیل شده اند و سبب ایجاد بافت غربالی شده اند. وجود اپیدوت را می توان به فرآیند دگرسانی پلاژیوکلاز مرتبط دانست که طی آن با افزایش آب سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز به اپیدوت یا زوئزیت تغییر یافته و تشکیل بافت غربالی را می دهد، پلاژیوکلاز با قیمانده نیز از نوع آلیت خواهد بود و همراه با اپیدوت و آلیت، کلسیت و سریسیت نیز ایجاد می شود که در این سنگها دیده شده است (Shelly, 1993). در این سنگ ها همچنین زینولیت های فراوان دیده می شود که شامل بلورهای ریز کانی های اپک، اوژیت و آمفیبول بوده و دارای بافت کومولایی هستند این زینولیت ها در تمام بخش های سنگ پراکنده هستند.

جایگاه تکتونیکی

در نمودار نرمالیز شده سنگها نسبت به گوشه اولیه (Sun and McDouough 1989) آنومالی منفی Ti و Nb مشاهده می شود که نشانه تأثیر فرآیند آلایش پوسته ای در این سنگها می باشد (Wyman, 1996). همچنین این نمودار غنی شدن گذاره عناصر LILE، Th و Hf و Zr نسبت به Sr و HFSE ها (مانند Ta، P، Nb و Ti) را نشان داده که این موضوع بیانگر توزیع عناصر کمیاب در پوسته است و آلایش پوسته ای در این سنگها را بیان می کند (Rudnick and Fountain, 1995). آنومالی منفی Ti نیز می تواند معکوس کننده نقش اکسیدهای Fe-Ti باشد (Rollinson, 1993). با وارد شدن Ti به ساختمان کانیهایی مانند تیتانومنیتیت در مراحل اولیه تفریق، میتواند این آنومالی ایجاد شود. در مانع ماتیسمهای مرتبط با فرورانش فوگاسیته بالای O₂ در زون فرورانش، باعث تهیش گی Ti می شود. در نمودارهای نرمالیز شده نسبت به گوشه اولیه آنومالی مثبت Pb دیده می شود که بیانگر آلایش پوسته ای در سنگهای منطقه است (Borisova et al., 2001). Fowler, & Thompson).

1986) بر اساس نسبت Zr در مقابل Nb محدوده های فرورانش و کافتی را یکدیگر جدا کردند بطوریکه سنگهای پتاسیم داری که Nb بیشتر از 80 ppm دارند ولکانیسم درون قارهای نشان را میدهدند. سنگهایی که مقدار Nb آنها کمتر از 50 ppm است مستقیم یا غیرمستقیم مرتبط با فرورانش هستند. نمونه های مورد بررسی در محدوده مرتبط با قوهای آتشفسانی هستند. بر این اساس سنگهای منطقه در محدوده کمان های ماگمایی ناشی از فرورانش قرار میگیرد. با توجه به خصوصیات ژئوشیمیایی و همچنین با در نظر گرفتن موقعیت زمانی و مکانی این سنگهای آتشفسانی به نظر می رسد که این سنگ ها با ماگماتیسم ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی نوتسیس در ارتباط بوده و در یک محیط کمان ماگمایی تشکیل شده اند. نظر میرسد که کمان ماگمایی سازنده سنگها منطقه، ناشی از فرورانش یک پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قارهای باشد. در این نمودار از نسبت عناصر کمیاب Y / Zr نیز برای تشخیص رژیم تکتونیکی استفاده می شود (Norry, & Pearce 1979). به این صورت که اگر در گدازه ها نسبت $Y/Zr < 3$ باشد متعلق به کمان های آتشفسانی قارهای هستند و اگر در آنها $Y/Zr > 3$ باشد به کمان های آتشفسانی اقیانوسی تعلق دارند. سنگها آتشفسانی منطقه مورد مطالعه دارای نسبت $Y/Zr < 3$ هستند و در گروه قوهای آتشفسانی قارهای قرار میگیرند. بنابراین محیط تکتونیک ماگمایی منطقه مورد مطالعه را میتوان جزء محیط های حاشیه فعال قارهای active continental margin (به شمار آورده) به شمار آورد.

از دیدگاه تکتونیک صفحه ای، این منطقه مرز صفحه پایدار توران در شمال و صفحه کوچک شرق ایران مرکزی می باشد و سنگ های ماگمایی موجود در مرز صفحه دو، حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی است که در زمان کرتاسه پایانی تشکیل شده و در طی دوران سوم به زیر صفحه توران رانده شده است و افولیت های شمال سبزوار، بقایای این پوسته اقیانوسی می باشد.

نتیجه گیری

سنگهای آتشفسانی و نیمه عمیق اطراف منطقه آق قلعه و خرق (جنوب غرب قوچان) شامل سنگ های آندزیتی، آندزیت بازالتی، بازالتی و داسیتی میباشند. از نظر پتروگرافی کانیهای سازنده این سنگها شامل میکرولیتهای پلاژیوکلاز و پیروکسنهای دگرسان شده و همچنین هورنبلندهای اپاسیته می باشند. وجود پلاژیوکلاز زیاد و بافت های غیر تعادلی در سنگ های این منطقه، همچنین وجود آنومالی منفی Ti, Nb و نیز آنومالی مثبت شدید Pb میتواند بیانگر نقش آلایش پوستهای در این

سنگها باشد. با توجه به سن این سنگها و همچنین مطالعات ژئوشیمیایی محیط تشکیل این سنگها نتیجه‌های از فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر صفحه کوچک شرق ایران مرکزی باشد.

منابع

- نوی. م. ج. 1355، دیاچه ای بر زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی کشور.
- Shelly, D .1993 .Igneous and metamorphic rocks under microscope" Chapman and Hall, Cambridge. 444.
- Borisova, A. Y., Belyaskty. B. V., Portnyagin, M. V., Sushchevskaya, N. M., 2001. Petrogenesis of olivine – phryic basalts from the Aphanasey Nikitin rise: Evidence for contamination by cratonic lower continental crust. Journal of Petrology. Vol. 42. Num. 2 PP. 277-316.
- Muller,D., Rock, N.M.S.Groves, D.I., 1997.Geochemicaldiscrimination between shoshnitic potassic volcanic rocks from different tectonic setting: apilot study. Mineral petrol, No. 259-287.
- Pearce, J.A ., and Norry M.J, 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contrib.. Mineral. Petrol. , 69, 33-47.
- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group, UK 1st edition. 352p.
- Rudnick, R.L., Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the Continental Crust: a lower crustal perspective. Review of Geophysics 33, 267–309.
- Sun S.S and McDonough W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: Saunders A.D. and Norry M.J.(eds.), Magmatism in ocean basins. Geol.Soc. London. Spec. Pub.42, pp. 313-345.
- Thompson, R.N. and Flower, M.B. 1986. Subduction related shoshonitic and ultrapotassic Magmatism. A study of siluro – Ordovician syentes , from the Scottish Caledhids, Contrib. Min . Petrol, 94, 501-522.
- Wyman, D.A. 1996. Trace element geochemistry of volcanic rocks, Application for massive sulphide exploration. Geological association of Canada. Short Course Notes, Volume12.

پترولوزی آهکهای تراورتن روستای طرق (نطنز)

حسن داداشی آرانی

گروه زمین شناسی دانشگاه پیام نور اصفهان

چکیده

تراورتن های روستای طرق و اطراف آن بر روی کنگلومرا های پلیو-پلیستوسن و در حوالی روستای کشه روی پیروکلاستیک ها به صورت دگر شیب قرار گرفته اند و به سه صورت متناوب با لایه های تخریبی کنگلومرا ، لایه های تراورتن حاوی قطعات تخریبی و لایه های نازک و ضخیم تراورتن با تخلخل و حفرات در اندازه هاوشکلهای متفاوت دیده می شوند تراورتن هاحداقل در دو نوبت تحت تاثیر شرایط اقلیمی متفاوت تشکیل شده اند عمدتاً به رنگهای کرم روشن، سفید، زرد، قمزوقهوه ای بوده و دارای شیب توپوگرافی ملایم به سمت شمال هستند و بلوكهایی در ابعاد مختلف کمتر از یک متر تا چندین متر را تشکیل می دهند.

کلیدواژه: تراورتن ، سنگ شناسی ، طرق

مقدمه

روستای طرق حدود 35 کیلومتری شهرستان نطنز و در فاصله یک کیلومتری رودخانه فصلی طرق رود قرار دارد. طول و عرض جغرافیایی منطقه به ترتیب 30 51 40 و 0 20 33 و ارتفاع روستای طرق و کشه از سطح دریا به ترتیب حدود 2050 و 2350 متر است. این منطقه جزو منطقه خشک و کم آب در شمال ایران مرکزی و بخشی از رشته کوه کرکس است . لیتلوزی منطقه شامل سنگهای آذرآواری سنوزوئیک ، کنگلومرای کواترنری و تراورتن هاورسوبات عهد حاضر است (شکل 2). تراورتن معمولاً در مناطقی که فعالیت ماقمایی شدیدی باشد دیده می شوند . آبهای فرو رو و آبهای زیر زمینی به علت بالا بودن درجه حرارت زمین گرمایی گرم شده و به دلیل کاهش چگالی به سمت بالا حرکت کرده که قابلیت انحلال کربنات در آن بالا می رود و سنگهای کربناته مسیر خود را حل کرده که پس از رسیدن به سطح، نهشته های آهکی تراورتن را به جای می گذارند (Renaut- 2003). تراورتن ها از جمله سنگهای آهکی هستند که اطراف چشممه های آب گرم، آب سرد، دریاچه ها و رودخانه ها تشکیل می شوند . رسوبگذاری کربناته در آبهای شیرین به صورت شیمیایی یا زیست شیمیایی بوده و به تشکیل تراورتن منجر می شود (schoole&etal- 1983). چشممه های آهک ساز عمدتاً در امتداد گسله ها قرار دارند و از آبهای جوی و ماقمایی تغذیه می شوند. آبهای

جوی تا اعماق زمین نفوذ می کنند و با توجه به شبیه زمین گرمایی یا نفوذ توده های ماگمایی گرم شده و سپس همراه با گازهای مختلف مثل CO_2 و SO_2 و عناصری مانند Ca ، Mg ، Al از طریق شکستگی ها و حفرات به سمت طبقات بالایی زمین حرکت می کنند در مسیر غلظت عناصر آب بویژه از کربنات بالا رفته و سرانجام از طریق چشمeha به سطح زمین می رستند. همزمان با افت فشار و حرارت و خروج گاز CO_2 و تغییر PH بی کربنات کلسیم به کربنات کلسیم تبدیل شده و در اطراف چشمeha رسوب می کند که پس از سخت شدن به صورت تراورتن در می آید. تراورتن های با منشا آبهای جوی دارای تغییر رژیم آبدهی فصلی هستند. افزایش میزان عناصری مانند Fe ، Mg ، Al موجب تغییر رنگ تراورتن می شوند و لایه هایی با ضخامت و رنگ های مختلف را تشکیل می دهند. رسوبات تراورتن نواری شکل و متراکم می باشند دارای بافت متخلخل اند و اندازه و شکل تخلخل در آنها متنوع بوده و از چند میلی متر تا چندین سانتی متر و گاهی تا بیش از 10 سانتی متر تغییر می کنند. برخی حفرات با رسوبات ثانوی کربنات کلسیم مثل آراغونیت و کلسیت پر می شوند. حوادث بعد از رسوب گذاری مثل انحلال و شکستگی ها می توانند تخلخل و نفوذ پذیری را تا دو برابر و حتی بیشتر افزایش دهند. تراورتن ها به صورت سنگهای نسبتاً خالص و به رنگ سفید تا کرم روشن بوده و در صورت وجود ناخالصی در آنها به رنگهای متفاوت زرد، نارنجی، قرمز، قهوه ای، خاکستری و یا رنگهای دیگر نیز تشکیل می شوند. ناخالصی می تواند عناصری مانند آهن، مسیزیوم، مواد آلی، رس و یا عناصر دیگر باشد. تراورتن ها معمولاً حاصل مواد آهکی در حوضجه های کم عمق و راکد هستند آبهایی که جریان دارند تراورتن هایی با حفرات بیشتر و گاهی بزرگتر را تشکیل می دهند که ناشی از سرعت ته نشینی است. افزایش تبخیر وجود موانع مثل گیاهان آبزی در مسیر سرعت با دو تلاطم آب نیز در فرایند ته نشینی رسوبات کربنات کلسیم (تراورتن) موثرند.

(schoole&etal 1983) افزایش در تحرک آب مثل تلاطم یا جاری شدن موجب می شود تا گازهای CO_2 سریعتر خارج شده و رسوبگذاری نیز سریعتر شود. اغلب زمین شناسان تراورتن را یک سنگ آهکی شیمیایی می دانند که معمولاً ترکیب آن از کلسیت بوده و اطراف چشمeha آب گرم تشکیل می شوند. مطالعات نشان داده است مجموعه های میکروبی که در آبهای زیرزمینی وجود دارند نیز در رسوبگذاری کلسیت برای تشکیل آهکهای تراورتن دخالت دارند بنابراین نوعی تراورتن با منشا بیو شیمیایی تشکیل می شود (marshak-2001). برخی دیگر معتقدند تراورتن ها حاصل رسوبگذاری سطحی توسط چشمeha آب گرم و آب سرد و همچنین رسوبگذاری در

غارهاست (collinson&etal-1989). مشخصه اصلی تراورتن ها وجود لامینه های فشرده به هم، نوار های رنگی متناوب با لایه های چتری (شکل 7) با بافت لوله ای، لکه دار، نرده ای و لایه های متخلخل است (فیض نیا 1377). تراورتن ها اغلب به صورت لایه های افقی تشکیل می شوند اما ممکن است دارای شبکه ملایم باشد که از ناهمواریهای سطح زمین (ژئومورفولوژی) تعیت می کند. در دوره ای که حداکثر آبدهی وجود دارد عناصر ناخالص آب مثل آهن کمتر بوده بنابراین لایه های آهکی روشن تر هستند و در دوره حداقل آبدهی با افزایش میزان عناصری مثل آهن لایه های قرمز و تیره تشکیل می شوند.

روش کار

برای مطالعه تراورتن ها ابتدا نقشه های زمین شناسی منطقه شامل کاشان و طرق به مقیاس 1/2500000 و 1/1000000 مورد بررسی گرفت و سپس ضمن عملیات فیلد نمونه گیری از نقاط مختلف صورت گرفت و تعداد 30 نمونه انتخاب شد که از آنها مقاطع نازک تهیه و مورد مطالعه قرار گرفتند.

بحث

بطور معمول سنگها و نهشته های پس از سازندگان کنگلومرا ی پلیو - پلیستوسن (هزار دره - بختیاری) در ایران به سن کواترنری هستند که بطور دگر شبکه سنگهای کهن تر را می پوشاند (آقا نباتی 1383). تراورتن های طرق در امتداد گسله قم-زفره و زون سنتدج - سیرجان بوجود آمده و آن را به آبهای گرم نسبت داده اند که به صورت توده های پراکنده و با رنگ غالباً کرم تا سفید بر سطح تپه ها و کوهها ای منطقه دیده می شوند (سجادی زهراوی 1369). در تراورتن های طرق گاهی بر اثر تغییرات ترکیب فرو و فربک (Fe^{+++} و Fe^{++}) در این رسوبات تغییر رنگ در لایه بندی هاو با ضخامت زیاد دیده می شود که به نوعی معکس کننده تغییرات اقلیمی در منطقه است. تراورتن های منطقه از حوالی روستای کشه حدود 5 کیلو متری طرق بر روی سنگ آذر آواری از نوع آگلو مرا و توفهای ائوسن و در اطراف باستان روی کنگلومرا و شیل و در روستای طرق بر روی کنگلو مرا ها بصورت دگر شبکه قرار گرفته اند. ضخامت کنگلو مرا در باستان حدود 40 متر است. در طرق لایه های کنگلو مرا و تراورتن بطور متقارب تشکیل شده اند. روی کنگلو مرا یک طبقه ای به ضخامت 2 متر که به تدریج ضخیم تر شده و تا حدود 3 متر می رسد که از تراورتن تشکیل شده و روی آن

یک لایه کنگلومرا به ضخامت ۰/۳ تا ۱ متر قرار دارد. مجدد آروی این لایه تخریبی آهک تراورتن به صورت لایه ای و باضخامت زیاد تا چندین متر دیده می شود. در بخش بالا تراورتن به صورت بین لایه ای باکنگلو مراثشکیل شده و درطبقات پائین آن قطعاتی از تراورتن در لایه های کنگلومرایی وجود دارد که نشاندهنده یک فاز فرشایشی است و نشاندهنده رسوبگذاری متداول رودخانه ای و چشمehای آهک ساز صورت گرفته است. این توده های رسوبی در مجاور روستای طرق و رودخانه طرق رود نیز قرار دارند. تراورتن ها در حاشیه و کنار جاده و حتی در قسمت هایی از بستر رودخانه نیز دیده می شوند (شکل ۵). و به صورت بلوک های کوچک و بزرگ در سطح زمین با ترک ها و شکستگی های بین آنها مشخص اند و غالباً شکافهای آنهابا رسوبات دانه ریز و خاک پرشده است (اطراف روستای طرق) در برخی جاهامیل حاشیه رودخانه روی آنها راخاک و رسوبات پوشانده است و پوشش گیاهی پراکنده نیز در سطح آنها دیده می شود. شکافهای بین بلوک ها از چند میلی متر تا حدود ۱۵ سانتیمتر که نشان دهنده شکسته شدن و جا به جایی آنهاست همچنین رسوبگذاری اولیه و انحلال نیز منجر به تخلخل در اشکال وابعاد متفاوت در امتداد لایه بندی شده است (شکل ۶). سیمان در بخش فوقانی کنگلومرا لایه کنگلومرایی بین تراورتن هامشابه رسوبات تراورتن بوده و در ادامه به آهک تراورتن منتهی می شود رسوبگذاری به تدریج و پیوسته صورت گرفته است. این در بخش فوقانی طبقات کنگلومرایی دیده می شود و تراکم و سخت شدگی طبقه تخریبی در اثر رسوبگذاری آهک در بین آنها است. قطعاتی در حد ریگ تا قلوه سنگ از تراورتن ها و سنگ های پیرو کلاستیک در بخش های بالای کنگلومرا دیده می شود (شکل ۴). وجود درز و شکاف ها و حفرات در تراورتن ها در برخی قسمت ها موجب نفوذ آب بیشتر و انحلال زیاد تر آن شده و حفرات بزرگی را ایجاد کرده است هوازدگی شیمایی همراه با هوازدگی فیزیکی منجر به ریزش و کنده شدن قطعات بزرگ تخته سنگ شده که نیروی گراویتی نیز در تشکیل این حفرات و گسترش آن دخالت داشته اند. تراورتن ها اکثراً شیری تا کرم رنگ است و در آنها تخلخل و حفرات به اشکال مختلف کروی، بیضی، منظم، نا منظم کشیده از چند میلی متر تا بیش از ۲۰ cm بطور افقی و در امتداد لایه بندی دیده می شود که در حاشیه آنها بلور های آراگونیت و کلسیت بطور ثانوی رشد کرده اند. تخلخل ماکروسکوپی از نوع حفره ای، غاری، چتری (shelter)، و شکافی در امتداد لایه بندی دیده می شود. مرز بین کنگلومرا و تراورتن به صورت تدریجی بوده و قطعاتی از تراورتن در بین رسوبات تخریبی و قطعاتی از کنگلو مرا در درون رسوبات تراورتن وجود دارند و ضخامت این طبقات از چند سانتی متر تا حدود یک متر تغییر می کند. وجود رسوبات دانه ریز و خاک در بین شکستگی ها و روی

بلوک ها و سطح تراورتن ها نتیجه فرسایش سنگ های پیرو کلاستیک و آهکهای مجاور آنها است که نسبت به تراورتن در سطح بالاتری قرار دارند، رسوبات دانه ریزی که در حاشیه رودخانه طرق و گودیهای اطراف توده های تراورتن تشکیل شده اند به رنگ زرد تا خودی بوده و در برخی جاهای کامپالیمو نیتیزه شده اند. خاکهای لیمونی و تراورتن هاو آبرفت های رودخانه ای جدید ترین رسوبات کواترنری هستند که در منطقه تشکیل شده اند. گسترش تراورتن های منطقه از لحاظ افقی وهم از لحاظ عمودی قابل توجه هستند. ضخامت طبقات تراورتن در روستاهای باستان بالا و پایین خیلی پیشتر از روستای طرق است که در فاصله ۱/۵ کیلومتری از آن قرار دارد. گسترش افقی آن از حوالی روستای کشه تا رودخانه طرق رود و حتی در برخی از آبراهه های فرعی رودخانه که دور تراز آن قرار دارد دیده می شوند بطوریکه در چند کیلو متری روستای طرق، بخشی از مسیر جاده اصفهان - نظرنیز از روی بستر رودخانه و تراورتن عبور می کند بخشی از روستای طرق نیز بر روی تپه های تراورتن بنا شده اند . در جاهایی که تراورتن ها بر روی سنگهای پیرو کلاستیک تشکیل شده اند در سطح بالا تر و تراورتن های روی کنگلو مرا و بستر رودخانه در سطح پایین تر قرار گرفته و دارای شب ملایمی به سمت شمال هستند موقعیت ژئو مور فولوژی تراورتن هامتفاوت بوده، هم تپه های نسبتا هموار و بلند با ضخامت زیاد وهم مناطق پست با ضخامت کمتر را تشکیل می دهند . در مناطق پایین به علت فرسایش و شکستگی ها و ریزش های متوالی سطح تراورتن ها ناهموارتر است. رسوبگذاری به صورت لا یه بندی و گسترش جانبی و شب اولیه لا یه های آهکی تراورتن در شناسایی و نحوه تشکیل آنها موثرند (Raymond-2002).

ویژگیهای میکروسکوپی

تخلخل ماکروسکوپی و میکروسکوپی در بعد و اندازه های متفاوت و به دو صورت اولیه و ثانوی دیده می شوند. تخلخل ثانوی حاصل شکستگی ها و انحلال بوده که اغلب توسط کلسیت ثانوی پر شده اند، رشد بلورهادر حاشیه ریز تر و به سمت مرکز آن درشت تر است. حفرات اولیه موجود در سنگهای تراورتن به هنگام رسوبگذاری تشکیل شده اند. برخی از آنها با بلورهای کلسیت پرشده اند و در برخی بلورهای دولومیت اولیه به صورت باندهای نازک و سفیدرنگ در حاشیه بطور متناوب با کلسیت و بلورهای سوزنی یا رشتہ ای آراغونیت رسوب کرده و گاهی آراغونیت و کلسیت با ساخت شعاعی باهم تشکیل شده اند لایه هایی ظریف از آهک و رس نیز تشکیل شده و گاهی بار رسوبگذاری کلسیت و آراغونیت

مقدار کمی رس در حاشیه حفره و یا بین باندهای بلور دیده می شوند. حفرات منظم دایره ای و یا پیش از شکل وجود آثار گیاهی (جلبک) بوده که در متن میکرایتی است و در برخی جاهای کلسیتی شده اند.

نتیجه

با توجه به قطعات تخریبی تراورتن در بین کنگلو مرا و لایه تراورتن بر روی آن فرایند رسوب گذاری بطور متناوب توسط رود خانه و چشمeh های آهک ساز صورت گرفته است و همزمان با فعالیت چشمeh های آهک ساز رودخانه نیز فعال بوده است. حداقل دو نوبت این فعالیت قابل تشخیص است که در فواصل نسبتاً کوتاهی وجود داشته است. رسوب گذاری تراورتن در بخش فوکانی کنگلو مرا منجر به سیمانی شدن و دیاژتر رسوبات تخریبی شده است. بعد از رسوب گذاری در هم کنگلو مرا و آهک، آهکهای تراورتن تشکیل شده اند. با توقف رسوب گذاری رودخانه، رسوبات آهکی با ضخامت زیاد بر روی آن نهشته شده اند مجدداً پس از زمان کوتاهی این حادثه تکرار شده است و به صورت تناوبی از کنگلو مرا و تراورتن (رسوبات تخریبی و شیمیابی) دیده می شود که نشانه رسوب گذاری همزمان آنها است که طبقات تقریباً افقی را تشکیل داده اند. سیمان نیز بصورت اسپارایت، میکرایت و حتی دیسمیکرایت در تراورتن تشکیل شده است همچنین تغییرات ضخامت تراورتن در فواصل کوتاه یانگر رسوب گذاری در سطوح ناهموار و غیر یکنواخت است بنابراین ژئومورفولوژی منطقه نیز در نحوه رسوب گذاری و شکل گیری تراورتن تاثیر داشته است. وجود لایه هایی بارگاهی متفاوت در تراورتن به علت تغییر رژیم آبده‌ی فصلی است که با آب و هوا در ارتباط است. تشکیل اینگونه لایه بندی نشانده تغییر در ترکیب آب چشمeh های تراورتن است که بطور فصلی انجام می شود. ذرات تخریبی و بایوکلاست همراه با سیمان کلسیتی، همچنین اسپارایت و میکرایت و رس در تشکیل آهکهای تراورتن شرکت داشته و این به علت فعالیت همزمان چشمeh آبرگرم و وجود جریانهای سطحی در مسیر رسوب گذاری آهکهای تراورتن است.

منابع

- آدابی - محمدحسین - 1366 - سنگهای رسوبی شیمیابی و بیوشیمیابی - انتشارات آستان قدس رضوی
- آقانباتی - سیدعلی - 1383 - زمین شناسی ایران - سازمان زمین شناسی واکنشافات معدنی کشور
- درویش زاده - علی - 1370 - زمین شناسی ایران - انتشارات نشر دانش امروز

فیض نیا- سادات- 1377- سنگهای رسوبی کربناته- انتشارات آستان قدس رضوی.

نقشه زمین شناسی طرق- 1/100000- سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

-Collinson.J.D,etal-s1989-edimentary structures--Unwin Hyman ltd-london.-

-Marshak-stephen-Earth-2001-Norton,company,inc-Newyork.

- Scholle and etal-1983- carbonate depositional environments- AAPG- USA

Renaut, Robin W., Jones, Brian-2003-Sedimentology of hot spring systems. Can. J. Earth Sci. 40, 1439-1442. -Raymond-loren.A-2002-petrology-MC graw hill- London www.ngdir.ir

پترو‌گرافی و مینرالوگرافی طلا و عناصر پلی متال همراه در منطقه ورچه (جنوب شرق اراک)

رضا زارعی سهامیه^۱ محمد رضا هزاره^۲- رخشندۀ رادمهر^{۳*}- امین پناهی^۴

استاد یار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم تحقیقات تهران

* گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم آباد

دانشجوی دکتری زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه آزاد اسلامی تهران شمال مدرس زمین شناسی دانشگاه آزاد دره شهر

چکیده

منطقه مورد مطالعه در 30 کیلومتری جنوب شرق اراک واقع است. از لحاظ زمین ریخت شناسی، منطبق با منطقه نیمه کوهستانی است و دارای آب و هوای کوهستانی می باشد. از لحاظ ساختاری متعلق به زون دگرگونه سنندج - سیرجان می باشد. مطالعات سنگ شناسی نشان می دهد که سنگهای منطقه اسلیت، فیلیت، شیست و کلریت شیست می باشند. مهمترین فنوکریست های موجود در آن عبارتند از: کوارتز، فلدسپات، کلریت، بیوتیت و مسکوکیت است. مطالعات میکروسکوپی 22 نمونه مقطع صیقلی نشان می دهد که (مالاکیت، مگنتیت، گوتیت، کولولیت، لیمونیت و هماتیت) از کانی های شاخص منطقه مورد مطالعه است.

واژگان کلیدی: ورچه، طلا، پترو‌گرافی، مینرالوگرافی

مقدمه

ناحیه مورد مطالعه در فاصله 30 کیلومتری جنوب شرقی اراک واقع شده است در حد فاصل بین عرض شمالی 30° تا 35° و طول شرقی 57° تا 51° درجه قرار دارد. این استان از شمال به استان های تهران و قزوین، از غرب به استان همدان، از جنوب به استان های لرستان و اصفهان و از شرق به استان های تهران، قم و اصفهان محدود است.

از نظر تقسیمات زمین شناسی ایران این محدوده در پهنه ساختاری سنندج - سیرجان قرار گرفته است (اشتوکلین 1968). این کمرنگ دارای کانی زایی مختلفی همچون سرب و روی، مس، طلا و نقره است. قدیمی ترین واحدهای سنگی که در رورقه 1/1000 درجه وجود دارند در قسمتهای جنوبی آن یعنی در محدوده مورد مطالعه قرار گرفته است.

کانی سازی مس بصورت رگه ای و یا درهاله های دگرسانی به صورت کانی های اکسیدی و سولفیدی اولیه و ثانویه مشاهده می شود . هدف اصلی از ارائه این مقاله بررسی پتروگرافی، دگرسانی و کانه زایی در رگه های اصلی و داخل هاله های دگرسانی و گمانه های حفاری شده در انديس طلا ورچه می باشد.

بحث

پتروگرافی

مطالعه 22 مقطع نازک تهیه شده از مغزه های حفاری انديس ورچه ، نشان میدهد که در اين محدوده شامل اسلیت، شیستهای خاکستری تیره تا سیاه، فیلیت و شیستهای خاکستری کلریت دار، کوارتز، کردیریت دار می باشد. لیتولولوژی آنها شامل ردیفی از اسلیت و شیستهای خاکستری تا خاکستری مایل به سبز تا سیاه با میان لایه هایی از ماسه سنگهای دانه ریز خاکستری می باشد این اسلیت ها ادامه فیلیت های همدان هستند که به سمت جنوب خامری منطقه به سوی شهرهای گلپایگان و خوانسار گسترش می یابند(حسنی پاک، 1370) شیستوزیته این اسلیت ها حاصل تغیر شکل های حاصل از حرکات برشی است. ترکیب کانی شناختی این نهشته ها کوارتز- فلدسپات- سریسیت- کلریت شیست است. در سنگهای این واحد رگه های سیلیسی سفید رنگی دیده می شود که ستبرای آنها از چند سانتی متر تا چند متر می رسد در بخشی از آنها کانی سازی سرب - روی و مس در عیار اقتصادی نیز رخ داده است(حسنی پاک، 1381). این نهشته ها بصورت تدریجی و همшиб به سنگهای همارز سازند شمشک (J_s) تبدیل می شوند. این واحد سنگی با روند عمومی منطقه که شمال غرب- جنوب شرق مطابقت دارد که در جنوب شرق محدوده حوالی روستای اوذرد تا مزرعه نو مشاهده می شود. به علت فراسایش شدید این واحدهای سنگی نمایی تپه ماهوری داشته و اکثرا در زیر پوششی از خاک سطحی قرار دارند (شکل ،4). در اثر فرآیندهای تکتونیکی و هوازدگی، دچار خرد شدگی شدید هستند. و در برخی قسمتها فراسایش نوک مدادی در اسلیت های با درجه دگرگونی کمتر مشاهده می شود. در غرب و شمال غرب منطقه و حوالی روستاهای برفیان تا مزرعه قاسم، ماسه سنگهای دگرگون شده، فیلیت و شیستهای کوارتز، فلدسپات، سریسیت، کلریت، بیوتیت و مسکویت دار رخمنون دارند که دارای امتداد شمال غرب- جنوب شرق و شیبی بین 35 تا 40 درجه رو به سوی شمال شرق می باشند(حسنی پاک، 1370). در بعضی قسمتها رگچه های سیلیسی در داخل اسلیت ها مشاهده می شود. از نظر سنی معادل ژوراسیک پایینی هستند.

مینرالوگرافی

با توجه به مطالعات میکروسکوپی صورت گرفته بر روی مقطع صیقلی گرفته شده از نمونه ها مشاهده میگردد که این نمونه دارای مگنتیت و هماتیت میباشد.

کانی های فلزی موجود در این مقطع شامل گوتیت، هماتیت، کوولیت و ملاکیت می باشد. هماتیت به فراوانی در زمینه غیرفلزی پراکنده است هماتیتها حاصل تبدیل شدگی از اکسیدشدگی کانی های سولفیدی آهن دار می باشد (تصاویر 6 و 7 و 8). کوولیت نیز در بخشی از نمونه دیده می شود که در حاشیه به ملاکیت و هماتیت تبدیل شده است. با توجه به کانه زایی متعدد در این محدوده اقدام به مطالعه دو نمونه کانه دار در زیر میکروسکوپ گردید که نتایج مطالعات میکروسکوپی به شرح زیر تقدیم میگردد:

کانی های فلزی موجود در این مقطع شامل هماتیت، گوتیت و ملاکیت می باشد. هماتیت زمینه را تشکیل داده است و گوتیت اطراف دانه های هماتیت را احاطه کرده است.

ملاتیت نیز به صورت بی شکل در (تصویر 10) پراکنده است در این نمونه با توجه به رنگ و کانی های همراه دو نوع هماتیت وجود دارد یکی حاصل از اکسیدشدگی مگنتیت و دیگری حاصل از اکسید شدن کانی های سولفیدی مس و آهن می باشد.

کانی های فلزی موجود شامل مگنتیت، هماتیت، گوتیت و ملاکیت می باشد. هماتیت به فراوانی در زمینه فلزی (مگنتیت) پراکنده است هماتیتها حاصل تبدیل شدگی از کانی مگنتیت و همچنین اکسیدشدگی کانی های سولفیدی آهن دار می باشد. مگنتیت به میزان نسبتاً زیاد در بخش هایی از زمینه جایگزین شده است و بخش هایی از این کانی به هماتیت تبدیل شده است تشکیل هماتیت در اینجا در اثر تبدیل شدگی از کانی مگنتیت می باشد. وجود بخش های باقیمانده از کانی مگنتیت درون بخش های هماتیتی شاهدی بر وجود این مدعای است.

فنوکریستها: مهمترین فنوکریست موجود در کوارتز می باشد که به صورت دانه ای بی شکل با ماکل موجی دیده می شود. اندازه این بلورها حداقل به ۳ میلی مترمی رسید بلور های کوارتز اغلب تحت فشارهای خارجی شکسته شده اند ولبه های مضرسی ایجاد شده است که این فشار می تواند ناشی از فشارهای دینامیکی باشد.

نتیجه گیری

مطالعات انجام شده بر روی مقاطع نازک و صیقلی در سنگهای محدوده مورد مطالعه جهت اکتشاف عناصر طلا و پاراژنرهای احتمالی نشان می دهد که وسعت محدوده مورد مطالعه حدود 40 کیلومترمربع است.

محدوده اکتشافی از نظر تقسیمات زمین شناسی ایران این محدوده جزء زون سنندج - سیرجان محسوب می شود. مطالعات سنگ شناسی نشان می دهد که واحدهای سنگی منطقه شامل اسلیت، فیلیت و شیستهای کلریت، کوارتز، کوردیوریت دار، فلدسپار، سریسیت، کلریت، بیوتیت و مسکویت می باشد. که حاوی کانی های گوتیت، مگنتیت، لیمونیت، کولیت، مالاکیت و هماتیت در منطقه مورد مطالعه است.

منابع

- حسنی پاک، ع، 1381، اکتشافات ذخایر طلا، انتشارات دانشگاه تهران
 حسنی پاک، ع، 1370، اصول اکتشافات ژئوشیمیابی انتشارات دانشگاه تهران

- 3- Stocklin, J., 1968. Structural History and Tectonic of Iran: A Review. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull; 52, 1229-1258.

تخمین زمان رشد و سرعت هسته بندی میکرولیت های پلازیوکلاز در بازالت گندم بریان کرمان

*رئیسی، داودو¹، درگاهی، سارا²، معینزاده، سید حسام الدین²، آروین، محسن²، امین پناهی³

1- دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوزی، بخش زمین شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران

2- عضو هیئت علمی، بخش زمین شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران

3- کارشناسی ارشد زمین شناسی

چکیده

گندم بریان نوعی سرتخت پوشیده از روانه های گدازه ای بسیار تیره رنگ است. این روانه ها که عموما از جنس آنکالی الیوین بازالت های تازه و به ندرت دگرسان با سن کواترنری می باشند، دارای بافت میکرولیتیک پورفیری تا گلومروپورفیری با زمینه اینترسرتال تا اینترگرانولار هستند. میکرولیت های پلازیوکلاز به عنوان کانی غالب این سنگها شناخته می شوند. به منظور تعیین زمان رشد و سرعت هسته بندی بلورهای پلازیوکلاز، پراکندگی اندازه آنها با استفاده از روش اندازه گیری دوبعدی بلورها انجام شد و سپس نمودار لگاریتم طبیعی چگالی تراکمی (n) در برابر اندازه بلور (L) رسم گردید. بر طبق این محاسبات، زمان رشد (t) و سرعت هسته بندی (J) به ترتیب برابر با $3.05 \text{ تا } 3.01 \text{ سال}$ و $9.49 \times 10^{-9} \text{ mm}^{-3}/\text{s}$ تا $10.17 \times 10^{-9} \text{ mm}^{-3}/\text{s}$ برآورد شد. نتایج حاصله با طبیعت ماقماهای آنکالی بازالتی همخوانی کامل دارد.

واژگان کلیدی: سرتخت، الیوین بازالت، پلازیوکلاز، چگالی تراکمی

مقدمه

تلور ماگما موضوعی است که به نظر می رسد اولین بار توسط جیمز هال در سال 1805 بر اساس کارهای تجربی روی بافت ها مورد بحث قرار گرفت (کاشمن و مارش، 1988). در اندازه گیری بافتی تکنیکی که بیشتر متداول است CSD می باشد است. این تکنیک یک پنجره حیاتی به فرایندهای ماگمایی باز می کند؛ چرا که پراکندگی اندازه بلور منعکس کننده تاریخ تبلور آن است (هیگینز و رابرج، 2003).

تئوری پراکنده‌گی اندازه بلور یا CSD اولین بار توسط راندولف ولارسن (1971) ارائه شد و اولین کاربرد زمین‌شناسی این تئوری توسط کاشمن و مارش (1988) در دریاچه گدازه ای ماکوپولی انجام شد (هیگینز، 1988؛ مورگان و جرام، 2006).

برای محاسبه پراکنده‌گی اندازه بلور در سنگ‌ها مارش (1988) و کاشمن و مارش (1988) تئوری ارائه دادند که لگاریتم طبیعی چگالی تراکمی بلور n در برابر طول بلور رسم می‌شود و خط حاصل CSD نامیده می‌شود (کاسترو و کاشمن، 2003).

این روش به طور وسیع در تفسیر فرایندهای ماگمایی از بافت‌های مشاهده شده در سنگ آذرین درونی و بیرونی مورد استفاده قرار گرفته است. در مقوله سنگهای آذرین، CSD ممکن است اطلاعاتی از تاریخچه سرد شدن، نرخ رشد بلورها و فرایندهای ماگمایی همچون دمای سکونت و هضم بلورها را فراهم کند. همچنین CSD ممکن است برای پی بردن به دینامیک مخزن ماگمایی و جزئیات تاریخچه فوران هم به کار رود. پارامترهای بافتی همچون اندازه غالب بلورها، چگالی بلورها و حجم جزئی بلورها از سیر قهقرایی خط CSD مشتق گرفته می‌شوند (مارش، 1998؛ کاسترو و کاشمن، 2003؛ هیگینز، 2000؛ کاشمن و مارش، 1988؛ هیگینز، 1994؛ جرام و مک، 2005؛ هیگینز، 2006؛ هیگینز، 1996؛ جرام و مارش، 2007). شناسایی مراحل مجزا سرد شدن ماگما برای مشخص کردن اینکه انجامد ماگما از یک سیستم بلور منفرد یا سیستم انجامد با دو بلور متفاوت (اختلاط ماگمایی و...) حاصل شده است نیز با این تکنیک قابل بررسی است (منفردی و مسعودی، 2009).

بحث

- زمین‌شناسی عمومی

گندم بربان نوعی سرتخت (messia) پوشیده از گدازه‌های بازالتی است. این منطقه بخشی از ولکانیسم درون قاره‌ای کواترنری ایران است که در قسمت جنوبی کویر لوت در شمال شرق شهر کرمان قرار دارد. ساز و کارهای مختلفی برای ذوب گوشه و ایجاد ماگمای قلیایی این ناحیه می‌توان ذکر کرد که مهمترین آنها حرکت گسل نای بند به صورت امتداد لغز، ایجاد سیستم کم فشار و کششی و به موجب آن شکستگی عمیق پوسته‌ای است که خروج سریع مذاب بازی را حاصل کرده است. ماگمای حاصل منطقه‌ای به وسعت 350 کیلومتر مربع و ضخامت تقریبی 4 متر را در بخش جنوبی کویر لوت می‌پوشاند.

- سنگ شناسی

به طور کلی جریانهای گدازه ای گندم بریان عموماً دارای الیوین و فاقد فلدسپار پتاسیم و حاشیه واکنشی از جنس ارتوپیروکسن به دور بلور الیوین هستند که این مسئله میان قلیابی و تحت اشباع از سیلس بودن این روانه ها می باشد. بافت کلی سنگها عمدتاً میکرولیتیک پورفیری و گلومروپورفیری با زمینه اینترستال است.

کانی غالب نمونه ها، میکرولیت های پلاژیوکلاز می باشند که در برخی مقاطع، یک منطقه بندی ضعیف در آنها قابل مشاهده است. بلورهای الیوین نیز به صورت خودشکل تا گرد شده همراه با بافت‌های خلیجی و اسکلتی دیده می شوند. کریستال های الیوین بر خلاف میکرولیت های پلاژیوکلاز دارای تعداد کمتر و اندازه بزرگتر هستند که این مسئله به علت سرعت رشد بالاتر بلورهای الیوین در قیاس با سرعت هسته بندی آنهاست. فاز کانیایی متداول دیگر کلینوپیروکسن است که ندرتاً دارای منطقه بندی ساعت شنی است. این حالت معمولاً در سنگ ها بی متداول است که سریع سرد شده اند (ورنون، 2004).

- روش مطالعه

برای تعیین سن دو روش به کار گرفته شد:

روش اول: با استفاده از اندازه گیری دوبعدی بلور (اقتباس از مارش، 1988)

برای تعیین میانگین زمان اقامت بلور در سیستم (t)، بعد از تهیه عکس دیجیتالی، میکرولیت ها به طور مجزا رسم و اندازه گیری شدند. تعداد بلورهای اندازه گیری شده 519 عدد می باشد. با توجه به اطلاعات به دست آمده از شکل، فراوانی و اندازه بلورها، نمودار لگاریتم طبیعی چگالی تراکمی (Population density) در برابر محور بلند بلور ترسیم شد. واحد اندازه گیری بلورها (mm) و $\ln(\text{mm}^{-4})$ برابر می باشد

معادله کلی چگالی تراکمی بلور برابر است با:

$n = n_0 \exp(-L/Gt)$ میانگین نرخ رشد خطی و (t) میانگین زمان اقامت بلور در سیستم است.

بر اساس فراوانی رده های مختلف و تراکم بلورها، نمودار لگاریتم طبیعی چگالی تراکمی (n) در برابر اندازه بلور (L) رسم می شود. شیب این نمودار مساوی با $\frac{-1}{Gt}$ است و نقطه تقاطع آن با محور چگالی تجمیعی، با چگالی هسته بندی (n_0) که یک کمیت ثابت است برابر می باشد. در اینجا $L=0$

است و می توان معادله سرعت هسته بندی (J) در لحظه توقف بلور را مشخص کرد که $J \geq \frac{G}{n_0}$

روش دوم: پس از تعیین شکل سه بعدی بلور، (با استفاده از روش مدل سازی عددی) با نرم افزار csd corrections 1.39)، نمودار رسم و میانگین زمان اقامت بلور در سیستم مشخص می شود. بر طبق این محاسبات، زمان رشد (t) و سرعت هسته بندی (J) برای بازالتهای گندم بریان به ترتیب برابر با 3.01 سال و $9.49 \times 10^{-9} \text{ mm}^{-3}/\text{s}^1$ بر اساس روش اول و 3.05 سال و $10.17 \times 10^{-9} \text{ mm}^{-3}/\text{s}^1$ بر اساس روش دوم برآورد شد که تفاوت چندانی با هم ندارند.

نتیجه گیری

کاشمن نرخ رشد پلازیوکلاز در ماقماهی بازالتی را بررسی کرد و متوجه شد نرخ سرد شدن متغیر و برای یک نرخ سرد شدن 3 ساله، نرخ رشد 10^{-9} mm/s و برای سرد شدن 300 ساله، نرخ رشد 10^{-10} mm/s می باشد. نتایج حاصل از محاسبات انجام شده بر روی پلازیوکلازهای موجود در بازالتهای گندم بریان نیز با این مسئله مطابقت دارد. به طور کلی ماقماهایی که چسبندگی بالاتر دارند نرخ انتشار کمتری خواهند داشت. زمان سکونت حاصل از روش اول در این جا به دلیل برابر بودن محور متوسط و محور بلند، تفاوت زیادی با زمان سکونت به دست آمده از نرم افزار csd correction ندارد. لازم به ذکر است که میکروولیت ها عمدتاً فرم تخته ای دارند و به ندرت در اندازه بزرگ و منشوری می باشند؛ اما در حقیقت اندازه سه بعدی بلور بایستی بر اساس مطالعات پتروفابریکی به دست آید تا تخمین نزدیکتری برای زمان سرد شدن و بلور بلورها فراهم شود. علت اصلی پرشیب بودن منحنی، سرعت زیاد سرد شدن ماقماهی بازالتی می باشد که به تشکیل میکروولیت های کوچک منجر شده است. با توجه به آنکه ماقماهایی که چسبندگی کم آنها، قابلیت هسته بندی زیاد بوده است؛ اما بلورها رشد بازالتهای گندم بریان با توجه به چسبندگی کم آنها از سرعت هسته بندی شان بیشتر است.

Reference:

- Cashman, K.V., Marsh, B.D., 1988. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallisation II. Makaopuhi Lava Lake. Contributions to Mineralogy and Petrology, 99, 292–305.
- Evans, S.H., Nash, W.P., 1979. Petrogenesis of xenolith-bearing basalts from southeastern Arizona. American Mineralogist, 64, pages 249-267.

- Higgins, M.D., 1994. Numerical modeling of crystal shapes in thin sections: estimation of crystal habit and true size. *American Mineralogist*, 79, 113–119.
- Higgins, M.D., 1994. Determination of crystal morphology and size from bulk measurements on thin sections: numerical modeling. *American Mineralogist*, 79, 113–119.
- Higgins, M.D., 1996. Magma dynamics beneath Kameni Volcano Thera Greece, as revealed by crystal size and shape measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 70, 37–48.
- Higgins, M.D., 2000. Measurement of crystal size distributions. *American Mineralogist*, 85, 1105–1116.
- Higgins, M.D., Roberge, J., 2003. Crystal size distribution (CSD) of plagioclase and amphibole from Soufriere Hills volcano, Montserrat: evidence for dynamic crystallization textural coarsening cycles. *Journal of Petrology*, 44, 1401–1411.
- Higgins, M.D., 2006. Quantitative textural measurement in igneous and metamorphic petrology. Cambridge university press, 265pp.
- Marsh, B., 1988. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization I. Theory Contributions to Mineralogy and Petrology, 99, 277–291.
- Marsh, B.D., 1988. On the Interpretation of Crystal Size Distributions in Magmatic Systems. *Journal of Petrology*, 39, 553–599.
- Mock, A., Jerram, D.A., 2005. Crystal Size Distributions (CSD) in Three Dimensions: Insights from the 3D Reconstruction of a Highly Porphyritic Rhyolite. *Journal of Petrology*, 46, 1–17.
- Monfaredi, B., Masoudi, F., Tabbakh, A.A., 2009. Magmatic Interaction as Recorded in Texture and Composition of Plagioclase Phenocrysts from the Sirjan Area, Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc, Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 20, 243–251.
- Morgan, D.J., Jerram, D.A., 2006. On estimating crystal shape for crystal size distribution analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154, 1–7.
- Vernon, A.H., 2004. A Practical Guide to Rock Microstructure. Cambridge University Press, 579pp.

مطالعه سنگ شناسی معدن آهن سورک، یزد

ریحانی، مریم^{*} - نوری خانکهدانی، کمال^{*} - کریمی، مهرداد^{*} - قطمیری، سید حسین^{*}
* گروه زمین شناسی دانشگاه آزاد اسلامی شیواز

چکیده

معدن آهن سورک، در فاصله 150 کیلومتری غرب یزد و در زون ایران مرکزی قرار گرفته است. سنگ‌های منطقه شامل نهشته‌های ماسه سنگ، شیل، کوارتزیت و سنگ آهک، سنگ‌های افیولیتی، توده‌های آتشفسانی اثوسن و مجموعه نفوذی گرانوڈیوریتی و توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی می‌باشد. توده کانسار آهن بصورت 4 آنمالی می‌باشد. کانی‌های تشکیل‌دهنده کانسنگ آهن سورک شامل مگنتیت و هماتیت می‌باشند که در همراهی با کانی‌های فرعی همچون پیریت و اپیلوت قرار دارند. بافت‌های مشاهده شده در این کانسنگ، بافت شبکه‌ای، جانشینی و بلوری و برشی می‌باشد که در این میان بافت غالب، بافت شبکه‌ای است.

واژه‌های کلیدی: یزد، سورک، معدن آهن، سنگ شناسی

مقدمه

کانسار آهن سورک در 150 کیلومتری یزد و در ایران مرکزی واقع شده است. کانسارهای آهن بطور کلی در انواع رسوبی، ماگمایی، اسکارنی و دگرگون زاد قرار می‌گیرند. اسکارن، یک واژه‌ی معدنی کهن سوئدی برای باطله سیلیکاتی است. سنگ‌های آهکی، در اثر دگرگونی همبری، به مرمر، هورنفلس‌های کالک سیلیکات و یا اسکارن تبدیل می‌شوند (Evans, 1987). ذخایر اسکارن، معمولاً بر پایه فلز یا کانی اقتصادی غالب موجود مانند مس، آهن، تنگستن، روی-سرب، مولیبدن، قلع، تالک و ... نیز توصیف می‌شود (Evans, 1987). اسکارن‌ها مدت‌هاست که منابعی مهم از کانسنگ آهن بشمار می‌روند (Lapham, 1968). مکی زاده (1385) در پایان نامه دکتری خود، کانی شناسی و پترولوزیکی اسکارن‌های ایران مرکزی (استان یزد) را مورد بررسی قرار داده است. مکی زاده و همکاران در مقاله‌ای با عنوان پیدایش گرونای آندرادیتی در اسکارن‌های آهن سورک، نوار افیولیتی نایین سورک، اسکارن‌های سورک در شمال غرب استان یزد را مورد مطالعه قرار داده اند. بخش عمده‌ی ذخایر اسکارنی اقتصادی جهان، در اگزو اسکارن‌های کلسیم‌دار یافت

می شوند(Einaudi et al, 1981). در معدن سورک یزد ذخایر اسکارن کلسیم دار اهمیتی شایان توجه از نظر تولید آهن دارد.

فرایند و مواحل تکاملی اسکارن آهن سورک

تحقیقات پژوهشگرانی مانند لینگرن و همکاران (1981) که در مطالعه کانسارهای اسکارنی

پیشگام بوده اند، نشان داده است که اسکارن‌ها می‌توانند در طی:

1) دگرگونی همبری هم شیمیایی که همراه با جایگزینی ماگما صورت می‌گیرد؛ 2) متاسوماتیزم که همراه با تبلور ماگما و تولید سیال کانه ساز انجام می‌شود؛ و یا 3) دگرسانی پس رونده که در مرحله آخر تبلور سیستم رخ می‌دهد، تشکیل می‌شوند.

در حالت اول یعنی نهشته‌هایی از اسکارن‌ها که در همبری سنگ آهک و توده نفوذی تشکیل می‌شوند، گارنت، پیروکسن و اپیدوت و مگنتیت‌های جایگزین شده در ارتباط با سنگ‌های آذرین و دگرگون شده مشاهده می‌شوند. در حالت دوم، دگرسانی سدیمی با استفاده از حضور کانی‌های اسکاپولیت-آلیت مشخص می‌شود. منطقه بندی کانی‌های کلسیمی سیلیکاتی در حالت اخیر به دلیل تنوع زیاد در سنگ‌های منشاء تشکیل دهنده اسکارن، گسترش چندانی ندارد و یا به سختی قابل تشخیص است. وجود منطقه بندی موجود در اسکارن آهن سورک، شبیه به نهشته‌های اسکارن دگرگونی همبری شیمیایی همراه با جایگزینی ماگما است و وجود گارنت، پیروکسن، اپیدوت و مگنتیت شواهدی برای اثبات آن هستند.

موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی

معدن سورک در مختصات جغرافیایی $20^{\circ}53'$ طولی و 32° عرضی قرار گرفته است.

راههای دسترسی به معدن از سه طریق می‌باشد:

الف) مسیر یزد- تفت -ندوشن -سورک

ب) مسیر یزد- میبد- ندوشن -سورک

ج) مسیر یزد- فولاد آلیاژی -ندوشن -سورک

2- روش مطالعه:

پس از بررسی های صحراوی، نمونه هایی از سه آنومالی (آنومالی ۱ و ۲ و ۳) از کانسنگ و سنگ میزان برداشت شد. تعداد ۵۸ مقطع صیقلی و ۳۲ مقطع نازک میکروسکوپی از سنگ های منطقه تهیه گردید. کانه ها، کانی ها و بافت های موجود مورد مطالعه قرار گرفتند.

3-زمین شناسی:

محدوده بررسی جزئی از ایالت ساختاری ایران مرکزی است و در مجاورت کمان ارومیه دختر و در زون گسله دهشیر قرار داشته و کانی سازی آهن در امتداد زون گسله دهشیر، در مرز بین مجموعه رنگین افیولیتی، واقع در زون گسله مذکور و سنگ های آتشفسانی و آواری-آتشفسانی ائوسن قرار دارد. واحدهای سنگی رخمنون یافته در منطقه از قدیم به جدید شامل نهشته های آواری کربناته تریاس، مجموعه آمیزه رنگین افیولیتی، سنگ های آتشفسانی و آواری-آتشفسانی ائوسن، توده های نفوذی بعد از ائوسن و نهشته های کواترنری می باشد.

1-3 سنگ های تشکیل دهنده منطقه:

الف) بخش شرقی (اینفرَا کامبرین، پالئوزویک تحتانی):

سنگهای تشکیل دهنده این بخش عبارتند از: شیل های ماسه سنگی سبز رنگ دولومیت، توف، دولومیت های چرت دار، که احتمالاً معادل سلطانیه می باشند و همچنین سنگ آهک های سیاه رنگ معادل تشکیلات باروت و ماسه سنگ های آهکی قرمز رنگ (اللون-زاگون) و کوارتزیت فو قانی و بالاخره تشکیلات آهکی چرت دار می باشد.

ب) بخش غربی (تشکیلات ائوسن):

سنگ های تشکیل دهنده بیشتر از نوع کنگلومرا (کنگلومرا کرمان)، آندزیت و لکانیک همراه با توف و ریولیت با دایک های آپلیتی و زیر لایه توفی، آندزیت و لاواهای داسیتی و توف برشیا و توف ریولیت می باشد.

ج) بخش مرکزی (ائوسن-کرتاسه فوقانی):

این بخش که قسمت اصلی منطقه مورد مطالعه را تشکیل می دهد از نظر ساختمان زمین شناسی و تکتونیکی و سنگ های تشکیل دهنده آن، رخساره تقریباً متفاوتی با سایر بخش های منطقه دارد. سنگ های تشکیل دهنده این بخش نیز همانند بخش غربی، بیشتر از نوع سنگ های و لکانیک آندزیت همراه با توف بوده که بر روی قسمت تحتانی (کرتاسه) گسترش دارند.

د) لکانیک های آندزیت و تراکی آندزیت (احتمالاً پلیستوسن):

این تشکیلات بیشتر در بخش شمال شرقی آنومالی ۳ و بطور پراکنده در نواحی اطراف آنومالی‌ها، به صورت واریزه در سطح آبرفت دیده می‌شود. همچنین در ارتفاعات سورک نیز از همین تیپ سنگ‌ها بوده و به احتمال قوی جوانترین تشکیلات منطقه را تشکیل می‌دهند که از تیپ سنگ‌های آندزیت و تراکی آندزیت همراه با توف می‌باشد.

2-3) کانی سازی آهن:

کانی سازی آهن در محدوده مورد بررسی در امتداد بخش خاوری زون گسله ده شیر در امتداد شمال باختر - جنوب خاوری بصورت عدسی‌ها و رگه‌هایی در مرز بین سنگ‌های آتشفسانی اثوسن و توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی با ترکیب متفاوت گرانیت تا گرانودیوریت و مونزوسینیت جایگزین شده است. تمرکز عدسی‌ها و رگه‌های آهن‌دار در ۴ منطقه در امتداد گسله مذکور بوده که بصورت آنومالی‌های ۱ و ۲ و ۳ و ۴ مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

1-2-3) آنومالی شماره 1: این آنومالی شامل ۴ برونزد عدسی و لایه‌ای شکل و داخل سنگهای آتشفسانی (توف‌ها و گدازه‌های آندزیتی و اپیدوتی شده اسکارن مانند) می‌باشد.

2-2-3) آنومالی شماره 2: این آنومالی شامل دو تپه بزرگ بصورت رخمنون‌های B و C و چند رخمنون کوچک در شمال رخمنون B می‌باشد (رخمنون‌های A). رخمنون C در حقیقت بخش اعظم ذخیره سنگ آهک سورک و بخش عمده‌ای پر عیار و مگنتیتی آن را در بر می‌گیرد.

3-2-3) آنومالی شماره 3: این آنومالی شامل چهار رخمنون، به فواصل 300 تا 600 متر از یکدیگر است که با روند شمال باختر - جنوب خاوری بصورت تپه‌های کم ارتفاع آهن توسط نهشته‌های آبرفتی کواترنری احاطه شده‌اند.

4-2-3) آنومالی شماره 4: این آنومالی بصورت دو عدسی کوچک آهن در فاصله 200 متری از یکدیگر در شمالی‌ترین بخش کانسار قرار داشته است.

مطالعات انجام شده نشان می‌دهد بخش اعظم ذخیره سنگ آهن سورک در آنومالی شماره 2 (رخمنون‌های C و B) قرار داشته و سایر آنومالی‌ها بصورت عدسی‌های کوچک مجزا از یکدیگر و با عمق کم و اغلب بصورت هماتیت (آنومالی شماره 1) و یا مجموعه هماتیت - مگنتیت و پیریت آنومالی‌های شماره 3 و 4) می‌باشد.

4- مطالعات سنگ شناسی:

براساس مطالعات سنگ شناسی، سنگ های منطقه را می توان به 3 تیپ اصلی سنگ تقسیم کرد: کانسنگ آهن، اسکارن های آهندار و توف ها.

در این بخش ترکیب کانی شناسی این سنگ ها به اختصار مورد بررسی قرار می گیرد.

(1-4) کانی های فلزی تشکیل دهنده کانسنگ ها:



در برخی مقاطع صیقلی مطالعه شده، با فراوانی بیش از 70 درصد مشاهده می شود. بلورهای مگنتیت، با سختی بالا، رنگ خاکستری (در نور PPL) و دارای بافت شبکه ای می باشد. تیغه های هماتیت، در زمینه خاکستری هماتیت مشاهده می شود که ناشی از اکسایش این کانی است. این پدیده که مارتیت شدن نام دارد حاصل تشکیل هماتیت در سطوح رخ هشت و جهی مگنتیت می باشد (Vaughan&Craige, 1981). مگنتیت و هماتیت در قسمت های سطحی به هیدروکسیدهای آهن از نوع لیمونیت تبدیل شده اند که نوعی دگرسانی در مناطق سطحی را تشکیل می دهد.



به رنگ قرمز و با سختی کم در نمونه دستی و در برخی مقاطع صیقلی، با فراوانی بیش از 70 درصد قابل مشاهده است. بافت شبکه ای هماتیت در مقاطع قابل مشاهده است.



در برخی مقاطع با فراوانی 5 درصد قابل مشاهده است. از مهم ترین کانه همراه با مگنتیت و هماتیت بشمار می آید. اغلب بصورت شکل دار در مقاطع صیقلی قابل مشاهده است.

(2-4) شرح بافت های اصلی مشاهده شده در کانسنگ های منطقه:

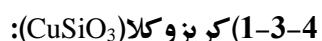
(1-2-4) بافت شبکه ای:

این بافت در اثر تاثیر شدید سیالات در اثر متاسوماتیسم و اسکارن زایی در منطقه بوجود می آید.

(2-2-4) بافت جانشینی:

این بافت می تواند نتیجه دگرسانی باشد. با توجه به اینکه اغلب کانه های اکسید آهن (مگنتیت) در طی فرایندهای اکسیداسیون در سطح زمین به هیدروکسیدهای آهن (از نوع گوتیت و هماتیت) تغییر یافته اند لذا بافت و ماهیت کانه ها تغییر یافته است.

(3-4) کانی های تشکیل دهنده اسکارن ها:



فراوانترین کانی مس مشاهده شده در نمونه های سطحی و کم عمق منطقه کریزوکلا است که در برخی قسمت های منطقه همراه با باریت دیده شده است که نشاندهنده شرایط هیدروترمال می باشد.

2-3-4) همراهی کلسیت و سیلیکاتهای کلسیم با کانی های فلزی:

در بررسی مقاطع نازک، کانی کلسیت و سیلیکاتهای کلسیم همراه با مگنتیت و هماتیت مشاهده می شود که معرف شرایط اسکارنی بخصوص در آگرواسکارن می باشد. اسکارن های کلسیم، با بافت کاتاکلاستیک مشاهده می شوند. کلسیت در منطقه اغلب بصورت ثانویه، در سنگ میزبان تشکیل شده است.

3-3-4) پلاژیوکلاز:

در مقاطع نازک بصورت ماقمل دار و با رنگ خاکستری قابل مشاهده است. پلاژیوکلاز و کوارتز در مقطع با بافت کاتاکلاستیک مشاهده می شوند.

3-4) کوارتز:

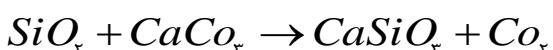
بصورت بلورهای ثانویه در فضاهای خالی تشکیل شده و در برخی مقاطع بصورت رگه کوارتز قابل مشاهده است. در برخی مقاطع مطالعه شده همراه با پلاژیوکلاز و با بافت کاتاکلاستیک و در برخی دیگر همراه با کانه (مگنتیت و هماتیت) دیده می شوند.

3-4) کلریت:

در نمونه دستی به رنگ سبز مشاهده می شود. کلریت های منطقه ثانویه هستند که ممکن است از دگرسانی کانی های مافیک که در سنگ دیواره حضور دارد تشکیل شده باشد که با نام دگرسانی کلریتی معروفی می شوند. در مقاطع نازک با رنگ های متنوع و دارای شکستگی زیاد هستند.

3-4) ولاستونیت:

در مقاطع نازک همراه با اپیدوت و کلسیت و بصورت بلورهای خود شکل قابل مشاهده است. طبق واکنش زیر تمامی کلسیت ها مصرف شده و ولاستونیت تشکیل شده است:



7-3-4) اپیدوتیت:

در برخی از نمونه‌ها بیش از 50 درصد اپیدوت مشاهده می‌شود که این سنگ‌ها را اپیدوتیت می‌نامند. ممکن است اپیدوت‌ها حاصل تجزیه پیروکسن‌ها باشند.(Evans,1987). این پدیده را دگرسانی اپیدوتیتی می‌نامند.

(4-4) تشریح مهم ترین بافت اسکارن‌ها:

4-4-1 بافت برشی:

این بافت در اثر نیروی تکتونیکی و قرار گرفتن در زون‌های گسلی بوجود می‌آید. بافت موجود در مقاطع نازک، بافت برشی می‌باشد که در اثر خرد شدن و زاویه دار شدن کانی‌های مانند کوارتز و پلاژیوکلاز تشکیل شده است. در هماتیت هم این بافت دیده می‌شود که به دلیل نزدیکی به گسل دهشیر و تحت تاثیر آن سنگ‌ها برشی شده و شکستگی‌ها توسط سیالات پر شده‌اند.

4-4-2 توفهای:

توفهای مجاور زون کانی زایی هستند. در بررسی مقاطع نازک، توفهای به ولاستونیت تبدیل شده‌اند. همچنین دارای بافت برشی هستند.

نتیجه گیری

منطقه مطالعاتی سورک، در فاصله 150 کیلومتری غرب یزد قرار گرفته است. این منطقه جرئی از ایالت ساختاری ایران مرکزی می‌باشد. سه تیپ اصلی سنگ‌شناصی در این منطقه مشاهده می‌شود که شامل کانسنگ آهن، اسکارن‌های آهن دار و توف هاست. کانسنگ اصلی این معدن دارای کانی‌های مگنتیت، هماتیت و پیریت می‌باشد. مهمترین کانه یا کانسنگ‌ها، کانی مگنتیت با فراوانی حداقل 70 درصد است. مهم ترین بافت‌های مشاهده شده این کانسنگ‌ها عبارتند از: بافت شبکه‌ای، جانشینی، بلورین و برشی.

با توجه به پژوهش‌های شرکت نورد فولاد یزد می‌توان دریافت که کانسار آهن سورک با داشتن ذخیره 7098000 تن کانسنگ و با عیار میانگین 40/37 درصد آهن در قالب کانه مگنتیت، هماتیت و پیریت و با میزانی سنگ‌های کالک سیلیکاته و همچنین وجود اپیدوت و ولاستونیت، ویژگی‌های خاص اسکارن‌های آهن کلسیک را نشان می‌دهد. وجود منطقه‌بندی موجود در اسکارن

آهن سورک، شبیه به نهشته های اسکارن دگرگونی همبry شیمیایی همراه با جایگزینی ماگما است و وجود گارنت، پیروکسن، اپیدوت و مگنتیت شواهدی برای اثبات آن هستند.

منابع

- 1- اسماعیلی.د، شبی.م، 1385، سنگ زایی و روند تکاملی اسکارن آهن پنج کوه(خاور ایران)، علوم زمین، پانزدهم، شماره 59، صفحه 38 تا 49
- 2- اوائز. آتونی ام، 1379، مبانی زمین شناسی کانسنگ ها و کانی های صنعتی، ترجمه فرید مر؛ سروش مدبری؛ جواد مقدسی؛ 701 صفحه، شیراز: دانشگاه شیراز.
- 3- گیلبرت. جان، 1378، زمین شناسی کانسارها، ترجمه سعید علیرضایی، تهران: امیر کبیر.
- 4- مکی زاده، م.ع، مطالعات کانی شناسی و پترولولوژیکی اسکارن های ایران مرکزی(استان یزد)، پایان نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی.
- 5- مکی زاده، م.ع، رهگشاپی، م.، دلیران، ف.، 1385، پیدایش گرونای آندرادیتی در اسکارن های آهن سورک، نوار افیولیتی نایین - سورک، ائیستیتوی پترولولوژیکی و ژئوشیمی، دانشگاه صنعتی کارلسروهه، آلمان، دانشگاه شهید بهشتی.
- 6- ولی زاده، م.و، بررسی زمین شیمی توده سینیتی آرش در ایران مرکزی با نگاهی ویژه به متاسوماتیسم قلایی، علوم زمین، 1383، دوازدهم، شماره 53، صفحه 2 تا 15.
- 7- A.M., Evans (1987) , An introduction to ore geology , Blackwell Scientific Publications , 358 pages ,
- 8-W.A., Deer, R . A . ,Howie , j .Zussman , 1991,An introduction to the rock forming minerals , Seventeenth impression Longman , 528 pages , Canada, Bulletin 172 , 85 pages.

بررسی چگونگی کانی سازی تالک با توجه به شواهد حاصل از مطالعات مقاطع نازک و بررسی های پترولوزی منطقه دالایون استان لرستان

*سپهوند، محسن^۱- زارعی سهامیه، رضا^۲- شاهرخی، وحید^۳- پازوکی، امیر^۴

دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم آباد*

عضو هیات علمی گروه زمین شناسی دانشگاه لرستان

عضو هیات علمی گروه زمین شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم آباد

عضو هیات علمی گروه معدن و زمین شناسی دانشگاه لرستان

چکیده

محدوده اکتشافی دالایون که از نظر تقسیمات زمین ساختاری جزو زون دگرگونه سنتدج - سیرجان است در استان لرستان واقع شده است. بررسی های صحرایی و مطالعات میزراوی دگرگون شدن واحد های منطقه را در رخساره های دمای پایین نشان می دهد که این دگرگونی ها منجر به تشکیل ذخایر قابل توجهی از تالک در منطقه شده است.

بحث

محدوده اکتشافی دالایون از لحاظ جغرافیایی بین "۳۵°۵۴'۳۵" تا "۴۸°۰۰'۰۰" طول شمالی و "۰۰°۴۵'۳۳" تا "۳۳°۴۷'۵۰" عرض شرقی که از نظر تقسیمات زمین ساختاری جزو زون دگرگونه سنتدج - سیرجان و به موازات روراندگی زاگرس است. در امتداد این نوار اندیس های تالک فراوانی وجود دارد.

در بیشتر اندیس ها، تالک در همیری بین آهک های دولومیتی متامورف - آهک های دولومیتی چرت دار متامورف و کوارتزیت با شیسته های سبز، آمفیولیت و اپیدوت آمفیولیت تشکیل شده است. میزان تالک خالص در کنتاکتهای مذکور نسبتاً کم و اغلب تالک شیست گزارش شده است. بیش از ده اندیس معدنی تالک فعال در این منطقه وجود دارد.

در این منطقه به تبعیت از زون سنتدج - سیرجان، عده واحدهای سنگی رخمنون یافته دگرگونه می باشد. سری سنگهای متامورفیک همچون کلریت شیست ها، آهک ها و دولومیت های دگرگونه، متاولکانیک ها و همچین دایک های سیلیسی عده واحدهای ناحیه اکتشافی میباشند که با توجه به حضور توده های نفوذی گرانیتی تا گرانودیوریتی در اطراف منطقه اکتشافی و نیز مشاهده فلدسپات به

همراه تالک در برخی از نقاط محدوده، احتمالاً حضور این سنگها همزمان با توده های نفوذی بروجرد بوده است.

عملده ترین سنگهای در بر گیرنده این منطقه سنگهای دگرگونی با سن تریاس میباشد که لایه هایی از سنگهای آهکی متبلور خاکستری تا سفید رنگ را شامل میشود. این واحد اصلی ترین واحد محدوده مطالعاتی میباشد. در برخی نقاط محدوده مورد مطالعه این واحد آهکی تحت تاثیر فرآیند دولومیتی شدن قرار گرفته است.

با توجه به مطالعات مقاطع نازک چنین برداشت میشود که سنگ اوپله مرمر ها(آهک های دگرگون شده)دارای مقداری ناخالصی منیزیم بوده و به عبارتی آهک های دولومیتی یا دولومیت های آهکی بوده اند که در اثر همچواری با توده نفوذی بروجرد به مرمر تبدیل شده و سپس در اثر هجوم سیالات سیلیس دار تشکیل تالک را داده است.

علاوه بر کلسیت، دولومیت و کوارتز، کانی های ترمولیت-اکتینولیت نیز به چشم می خورد. این کانی که سیلیکات کلسیم محسوب می شود در محیطهای دگرگونی مجاورتی و ناحیه ای یافت می شود. در محیطهای دگرگونی مجاورتی طبق فرمول زیر میتواند از دولومیت های دگرگون شده ایجاد شود:



که در محیط های دگرگونی ناحیه ای نیز نشاندهنده دگرگونی درجه پایین سنگهای کربناته است، یعنی این کانی به همراه اپیدوت و کلریت نشانه رخساره دگرگونی شیست سبز هستند.

نتیجه گیری

منطقه مورد مطالعه از نظر جایگاه تشکیل در زون دگرگونی سنتدج - سیرجان قرار گرفته است و به تبع این زون، در محدوده مورد مطالعه رخساره های دگرگونی ضعیف را میتوان تشخیص داد. در مورد منشا تشکیل این تالک ها، با توجه به بررسی های صحرایی و آزمایشگاهی، میتوان چنین استنباط کرد که در مرز توده های آذرین درونی (گرانیت های بروجرد) با آهک های دولومیتی، که این مرز عمده تا "تکتونیزه" میباشد، در اثر هجوم محلولهای گرم باقیمانده از مراحل انتهازی تبلور ماگمایی، که این سیالات اسیدی بوده و غنی از سیلیس میباشد، در امتداد گسل های محلی به درون آهکهای دولومیتی کانی سازی تالک ایجاد شده است لازم به ذکر است که این سیالات سیلیس دار در برخی موارد تشکیل دایکهای سیلیسی را داده است که در برخی نقاط از محدوده مورد مطالعه نیز رخنمون

دارد. دگرگونی از نوع دگرگونی ضعیف بوده و شامل رخساره شیست سبز میباشد که موجب ایجاد جهت یافنگی ، تشکیل کانی های تالک ، ترمولیت - اکتینولیت و در مواردی کلریت شده است.

پیشنهاد

با توجه به اینکه کانی سازی با محلول های اسیدی حاصل از مراحل پایانی تبلور مانگما رابطه دارد مطالعه میانبارهای سیال و اندازه گیری درجه شوری و دمای تشکیل کمک شایانی به پی بردن به ژنز این کانسار خواهد کرد.

منابع

- محمدی، مهین - 1372 - کانی شناسی غیر سیلیکاتها - انتشارات دانشگاه پیام نور.
ولیزاده، محمد ولی - 1367 - دگرگونی و پترولويي سنگهای دگرگونی - انتشارات دانشگاه تهران (ترجمه).

شناسائی آلتراسیون های حاوی کانی های رسی و اکسید های آهن در رابطه با کانی سازی مس و طلا با استفاده از داده های ماهواره ای ETM^+ در ورقه 1:100000 سلفچگان - خوره

عاطفه سن سلیمانی 1، هوشمنگ اسدی هارونی 2، سید حسن طباطبائی 2، حمید ثمری 3

دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه آزاد محلات، a.sansoleimani@yahoo.com

عضو هیأت علمی دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان

عضو هیأت علمی گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد محلات

چکیده

ورقه 1:100000 سلفچگان - خوره واقع در استان های مرکزی و قم از نظر ژئودینامیکی در جوار کن tact نوار ماسکوپی ارومیه - دختر و زون دگرو گونی - رسوبی سندنج - سیرجان قرار گرفته - است که هر دو زون محصول فرورانش و بسته شدن اقیانوس نتوتیس هستند. با توجه به حضور کانسار مس - طلا پورفیری دالی و چند اندیس فلزی دیگر در این ورقه، داده های ماهواره ای ETM^+ این ورقه برای تعیین نقاط امید بخش طلا و مس مورد پردازش قرار گرفتند. در این تحقیق در ورقه مذکور با استفاده از تکنیک بهینه شده برآش کمترین مربعات رگرسیون شده (LS-FIT) پیکسل های حاوی آلتراسیون های دارای بیان هیدرولوکسیل (آرژیلیک و فیلیک) و همچنین اکسید های آهن سه ظرفیتی (هماتیت، گوتیت و جاروسیت)، که میتوانند بطور مستقیم یا غیر مستقیم در رابطه با کانی سازی مس و طلای نوع هیدرولترمال باشند، شناسائی و برای مطالعات پی جوئی صحرائی معرفی شدند.

واژه های کلیدی: روش LS-FIT ، داده های ماهواره ای ETM^+ ، نقاط امید بخش، مس و طلا

پورفیری

مقدمه

ورقه 1:100000 سلفچگان - خوره که بر روی نوار ماسکوپی ارومیه - دختر قرار دارد دارای پتانسیل کانی سازی مس و طلا می باشد (علایی مهابادی، 1379). نوار ماسکوپی ارومیه - دختر به دلیل اینکه در اثر تحولات ناشی از بسته شدن اقیانوس آلپی نتوتیس حاصل شده و یا به عبارتی حاصل هضم پوسته اقیانوسی نتوتیس از طریق فرورانش به زیر پوسته قاره ای می باشد، بمانند دیگر کانسارهای ماسکوپی حاشیه قاره مانند آند و کردیلرا، میزبان کانسارهای مس پورفیری به همراه دیگر کانسارهای

وابسته (همچون طلا و مولیبدن) به این خاستگاه ژئودینامیکی می باشد. بیشترین کانسارهای مس پورفیری ایران مانند مس سرچشمه، میدوک و سونگون هم در این کمربند قرار دارند(فورستر، 1978)، در حالیکه زون سنندج سیرجان میزبان اصلی ذخایر طلا از جمله موته و داشکسن می باشد. هدف اصلی این تحقیق استفاده از دور سنجی در تعیین آلتراسیون ها و اکسیدهای آهن در رابطه با کانسارهای مس و طلا در ورقه 1:100000 سلفچگان-خورهه میباشد (اسدی و لواfan، 2006).

دورسنجی یا سنجش از دور دانشی است که با اندازه گیری اشعه الکترومغناطیس حاصل از انعکاس نور خورشید از یک شیء و با مشاهده آن از فاصله دور بدون تماس فیزیکی با آن، می تواند اطلاعات ارزندهای را ارائه نماید. با استفاده از این اطلاعات در مراحل بعدی و با تجزیه و تحلیل آنها، می توان نتایج مفیدی را از آن شیء استخراج کرد. امروزه از تکنیکهای دورسنجی در جهان استفاده های زیادی می شود که یکی از کاربردهای مهم آن در اکتشاف ذخایر معدنی می باشد. استفاده از داده های ماهواره ای بدلیل میدان دید فرا منطقه ای، تکرار داده ها در مدت زمان کم، دسترسی آسان، چند باندی بودن، توانایی بارز سازی و فراهم نمودن تصاویر رنگی جهت انجام مهمترین کارهای صحرائی از قبیل تعیین موقعیت زون های رنگی، تعیین موقعیت زون های آلتراسیون، تعیین موقعیت قرار گیری نقشه برداری، ساختاری و سنگ شناسی به کار گرفته شده و روشن است که تکنیکهای دورسنجی امکان شناسائی و اکتشاف مقدماتی یک محدوده وسیع را با دقت و سرعت بالا و صرفه جویی در زمان، هزینه و نیروی انسانی در بررسی های مختلف منابع معدنی می سازد.

مهمترین قدم در اکتشاف، مشخص کردن واحد زمین شناسی است که بر اساس عوارض سطحی ایجاد شده و توسط عوامل دخیل در تشکیل کانسار شناخته می شود یکی از این عوارض ها آلتراسیون ها می باشد که در اثر واکنش بین سنگ دیواره با محلول های کانسار ساز ایجاد می گردد. همچنین اغلب کانسارهای شناخته شده الگوی منطقه بندی مناسبی از کانی سازی و آلتراسیون سنگ دیواره را که بصورتهای مختلفی توسط اکسیدهای مهم و یا تمرکز عناصر معرف تعریف شود ارائه می دهند از طرفی کانی سازی کانسارهای فلزی ارتباط نزدیکی با فعالیت های گرمابی دارد و از آنجا که فعالیت های گرمابی و اثرات آن را، بطور مستقیم نمی توان روی نقشه زمین شناسی نشان داد و نیز گاهی تشخیص آن روی زمین مشکل است لذا شناسایی این گونه پدیده ها در انتخاب محل کانی سازی و بررسی محدوده کانی سازی از روی تصاویر ماهواره ای مفید و مناسب می باشد.

موقعیت جغرافیایی منطقه

محدوده مورد مطالعه با توجه به ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ سلفچگان - خوره در محدوده جغرافیایی "۵۰° ۰۰' ۰۰" تا "۳۴° ۰۰' ۰۰" تا "۳۴° ۳۰' ۰۰" عرض‌های شمالی قرار گرفته است و روی هم رفته مساحتی در حدود ۲۰۰۰ کیلومتر مربع را اشغال نموده است. اندیس معدنی دالی در ۱۲۰ کیلومتری جنوب غرب تهران و در ۶۰ کیلومتری شمال شرق شهرستان اراک (مسیر جاده اراک - سلفچگان) و در موقعیت جغرافیایی "۵۰° ۲۷' ۱۵" تا "۳۰' ۳۰' ۱۶" ۵۰° ۱۶' ۳۰" طول‌های خاوری و "۳۴° ۲۱' ۳۰" تا "۳۴° ۲۸' ۱۴" عرض‌های شمالی قرار گرفته است. راه دسترسی به این محدوده از طریق جاده دلیجان - سلفچگان و مسیر روستای راوه امکان پذیر می‌باشد این منطقه از جنوب به محلات، جنوب شرق به دلیجان، جنوب غرب به اراک و از شمال شرق به سلفچگان محدود می‌شود. روستای راوه و کهک نزدیکترین روستاهای به منطقه معدنی مورد مطالعه هستند.

پی‌جوئی صحرایی و نمونه برداری

کانسار مس - طلای دالی در برجه ۱:۱۰۰۰۰۰ سلفچگان - خوره و ۴۰ کیلومتری شمال غرب شهرستان دلیجان در استان مرکزی واقع شده است. محدوده اکتشافی پروانه دالی به وسعت ۹ کیلومتر مربع در اوخر سال ۱۳۸۴ با استفاده از تفسیر داده‌های ماهواره‌ای لندست TM و تلفیق با نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه شناسائی و سپس مورد مطالعات دقیق پی‌جوئی، اکتشاف مقدماتی و اکتشاف تفصیلی قرار گرفت. دالی اولین کانسار گزارش شده مس و طلا (با ارزش تقریباً مساوی) بر روی کمربند ماگمایی ارومیه - دختر می‌باشد. مطالعات مرحله پی‌جوئی در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰ بروی کل محدوده ۹ کیلومتر مربع پروانه اکتشاف انجام گرفت. در انتهای مرحله پی‌جوئی دو زون کانی‌سازی مس و طلا بنام‌های تپه جنوبی (با وسعت کانی‌سازی حدود ۱۸۰ در ۱۶۰ متر) و تپه شمالی (با وسعت کانی‌سازی حدود ۲۰۰ در ۳۰۰ متر) در رابطه با دو توده نفوذی کوارتز دبوریتی حاوی آلتراسیون پتاسیک و استوک ورک‌های کوارتز - مگنتیتی تعیین و نامگذاری گردید.

روش کمترین مربعات رگرسیون شده (LS-Fit)

روش کمترین مربعات رگرسیون شده تخمین یک باند بر اساس ترکیب خطی باندهای دیگر بر اساس روش کمترین مربعات پایه‌گذاری شده است. کانی‌هایی که نسبت به یک باند خاص حساس

هستند و اختلاف خوبی از نظر شاخص جذب و یا انعکاس در آن باند خاص نشان می‌دهند با اختلاف مشاهده شده بین باندهای پیش‌بینی کننده و باند مدل شده، به عنوان یک تصویر خروجی محاسبه می‌گردد.

در منطقه سلفچگان با استفاده از روش Ls-Fit، باند 7 که دارای شاخص جذب بالای در کانی‌های دارای بنیان هیدروکسیل می‌باشد بعنوان باند مدل و همه باندهای دیگر بعنوان باندهای پیش‌بینی کننده انتخاب شدند. تصویر مورد استفاده حاصل از این پردازش تصویر پیکسل‌های باقیمانده (Residual) تیره، معرف آلتراسیون آرژیلیکی می‌باشد.

در نهایت یک ترکیب رنگی از تصاویر باقی مانده Ls-Fit کانی‌های حاوی بنیان هیدروکسیل، اکسیدآهن و پوشش گیاهی تهیه گردید. در این تصویر پیکسل‌های قرمز نشان دهنده کانی‌های آلتره، پیکسل‌های زرد و نارنجی نشان دهنده مجموع آلتراسیون‌های آرژیلیکی و همچنین اکسیدهای آهن و رنگ آبی نشان دهنده پوشش گیاهی است. پیکسل‌های قرمز، زرد، و نارنجی آلتراسیون‌ها و اکسیدهای مشابه منطقه دالی را نشان می‌دهد که نیاز به بررسی بیشتر بر روی زمین دارند.

ترکیب رنگی RGB برای تشخیص پوشش گیاهی

برای اینکه هنگام مشخص کردن آلتراسیون‌ها پوشش گیاهی ما را دچار اشتباه نکند و بتوان با Link کردن تصاویر در محیط نرم افزار ENVI از صحت آلتراسیون‌های تشخیص داده شده مطمئن شد، نیاز است که ابتدا پوشش گیاهی منطقه مشخص گردد. گیاهان در باند 4 داده‌های ماهواره‌ای ETM⁺ دارای بیشترین انعکاس و در باندهای 7 و 1 دارای کمترین انعکاس هستند. در این مطالعه از آنالیز ترکیب کاذب رنگی با استفاده از 7-4-1 (RGB) جهت جداسازی گیاهان استفاده شده است. نتیجه این آنالیز در شکل زیر آمده است. در این شکل بخطاطر اینکه گیاهان در باند 4 دارای انعکاس بالائی می‌باشند رنگ سبز معرف گیاهان در منطقه می‌باشد. باید در مطالعه آنالیزها بعدی به مناطقی که به عنوان گیاه شناسایی شده‌اند توجه داشت تا با دیگر عوارض کنترل کننده کانی‌سازی اشتباه نشوند.

نتیجه گیری

داده‌های ماهواره‌ای بدلیل میدان دید بالا، تکرار داده‌ها در مدت زمان کم، دسترسی آسان، چند باندی بودن، توانایی بارزسازی و فراهم نمودن تصاویر رنگی، دقت بالا و هزینه کم در شناسائی ذخائر معدنی نقش اساسی دارند. در این راستا، در این تحقیق با استفاده از تلفیق دو روش کمترین مربعات

رگرسیون شده (LS-Fit) و ترکیب رنگی کاذب (FCC) بر روی داده‌های ماهواره‌ای ETM⁺ محدوده اکتشافی دالی و مناطق اطراف آلتراسیون‌ها و اکسیدهای آهن سه ظرفیتی شناسائی و تفکیک شدند. تعیین و تفکیک این آلتراسیون‌ها و اکسیدهای آهن میتواند در شناسائی (اولین مرحله اکتشاف) مستقیم و یا غیر مستقیم مناطق دارای پتانسیل بالای کانی‌سازی مس - طلای پورفیری اهمیت بالائی داشته باشد. علاوه بر شناسائی زون‌های آتره و اکسیدهای آهن در محدوده اکتشافی طلای و دالی، در مناطق اطراف کانسار زون‌های مشابه شناسائی گردید که نیاز به پی جوئی صحرائی و نمونه‌برداری دارند.

منابع

- 1 علایی مهابادی، س.، کهنسال، ر.، 1379، نقشه زمین شناسی 1/100000 چهارگوش سلفچگان _ خورهه، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.
- 2- Forster, H., 1978, Continental drift in Iran in relation to the Afar structure. In Afar between continental and oceanic rifting, Pilger, A. And Rosler,A., Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, p. 182-190.
- 3- Asadi Haroni H.; Lavafan A, 2006 .Integrated analysis of ASTER and Landsat ETM data to map exploration targets in the Muteh gold- mining area, Iran.

ویژگیهای پترولوزیکی برونبوم‌های دیوریتی در توده نفوذی گرانیتوئیدی و ش (جنوب شرق کاشان)

به آفرین شجاعی¹, علیخان نصر اصفهانی²

- ۱- کارشناس ارشد پترولوزی و عضو باشگاه پژوهشگران جوان دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان
۲- گروه کارشناسی ارشد پترولوزی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد خوراسگان، اصفهان، ایران

چکیده

توده نفوذی و ش، در شمال باختری نظر واقع است. این توده در نوار آتشفسانی ارومیه-دختر قرار دارد. ترکیب توده نفوذی از گرانو دیوریت تا تونالیت تغییر می کند. ترکیب برونبومها دیوریتی تا موزنودیوریتی است. برونبومهای ماگمایی و گرانیتوئیدهای میزبان دارای کانیهای مشابهی هستند ولی میزان آنها متفاوت می باشند. برونبومها از نظر توزیع عناصر نادر خاکی روندی مشابه را نشان می دهد ریز دانه بودن برونبومها حاکی از سرد شدن سریع آبگون سازنده آن هنگام ورود به درون ماگمای گرانیتوئیدی میزبان است. حضور برونبومهای ریز دانه مافیک همراه با شواهدی از وجود بافت‌های نا تعادلی مانند حضور انبوهه های مافیک، آپاتیت های سوزنی، بیوتیت های تیغه ای، حضور پلازیوکلاز کوچک در پلازیوکلاز بزرگ، همگی آمیختگی ماگمایی را تائید می کنند. برونبوم ها گویچه هایی از ماگمای مافیک هستند که با ماگمای فلزیک آمیختگی جزئی داشته اند.

کلید واژه ها: آمیختگی ماگمایی، برونبوم، توده نفوذی و ش، نظر

مقدمه

توده نفوذی و ش در 63 کیلومتری شمال غرب نطنز با سن الیگومیوسن ساختاری ارومیه - دختر محسوب می شود. توده نفوذی و ش، مجموعه های آتشفسانی ائوسن و سنگهای رسوبی آهکی کرتاسه را قطع نموده است. توده گرانیتوئیدی و ش از لحاظ سنگ شناسی، بیشتر از گرانو دیوریت تشکیل شده است. در توده نفوذی مورد نظر برونبومهای ریز دانه مافیک نسبتاً فراوان با ترکیب دیوریت حضور دارند که از نظر ویژگی های کانی شناسی و بافتی، شباهت ها و تفاوت هایی را با گرانیتوئیدهای میزبان نشان می دهد مطالعات بسیاری بر روی ناحیه کاشان - اردستان و نظر انجام شده است، از جمله مهمترین تحقیقات انجام شده در منطقه می توان به مطالعات زمین شناسی پترولوزی توسط شیریان(1385) اشاره نمود. وی گرانیتوئیدهای جنوب روستای تمامج در نزدیکی منطقه مورد مطالعه

را ناشی از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی می داند. امین الرعایایی (1386) و کنعانیان (1387) خاستگاه زمین ساختی سنگهای آتشفشاری اطراف توده نفوذی مورد مطالعه را بررسی نموده اند. از آنجا که بررسی برونبومها در توده های گرانیتوئیدی می تواند آگاهی های سودمندی از شکل گیری و ماهیت سنگ خاستگاه، چگونگی شکل گیری و تکامل ماقمای 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 برونبومها، وجود یا عدم وجود ارتباط ژنتیکی بین گرانیودیوریت میزان و برونبومها خاستگاه و چگونگی تشکیل برونبومهای ریز دانه توده و ش مورد بحث و مطالعه قرار گیرد.

مواد و روشها

طی بازدیدهای صحرایی از بخش‌های دگرسان نشده، حدود 80 نمونه سنگی از توده نفوذی و برونبومهای منطقه وش برداشت شد و پس از تهیه مقاطع نازک و مطالعه آنها با میکروسکوپ پلاریزان، 12 نمونه به روش ICP-MS درآزمایشگاه 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 مodal دارای ترکیب گرانیودیوریت 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 ضربی رنگینی آنها متناسب با فراوانی کانی های مافیک متغیر است. کوارتز، ارتوز و پلاژیوکلاز، کانی های اصلی این توده می باشد. کانی های فرومینیزین در نمونه ها بیوتیت و آمفیبول است. کوارتز در حدود 20٪ مodal 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. پلاژیوکلاز های شکل دار تا نیمه شکل دار با اندازه بلورهای از 0/5 تا 2 میلی متر است و دارای بافت سلوالی 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. آمفیسول فراوانتر از بیوتیت بصورت شکل دار تا نیمه شکل حضور دارد و بارنگ سبز زیستونی دیده می شود. علاوه بر کانی های فرمینیزین، 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.

برونیوم ها

حضور مقادیر زیادی برونبومهای گرد و بیضوی با منشا آذرین دارای ترکیب دیوریت و تاحدی مونزودیوریت است که از ویژگیهای مهم این نفوذی می باشد. برونبومها 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 برونبومهای توده وش متفاوت است اما ابعاد 10 تا 20 سانتیمتر عمومیت بیشتری دارد. این سنگ ها به طور گستردگی از پلازیوکلاز و کانی های مافیک تشکیل شده اند. در حالی که گرانیتوئید های میزان دارای مقادیر کمتری از این کانی ها می باشند و در عوض کوارتز و فلدسپات بیشتری دارند. کانی های فرعی این برونبوم 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 برونبوم ها مورد مطالعه علاوه بر نامگذاری مدار، بر اساس ترکیب شیمیایی نامگذاری شده اند. بر اساس نمودار اشتراکایزن به نقل از لی مایتره (1989) نمونه های توده نفوذی در محدوده گرانودیوریت و توناکیت و برونبومها 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 بونبوم ها در محدوده دیوریت قرار می گیرند. بر اساس مطالعات شاخص آلومین در نمودار لی مایتره (1989) که براساس A/CNK/A/NK در مقابل است، نمونه های توده و بربنوم در محدوده متاآلومین که متعلق به سنگهای کالکوآلکالن است، قرار می گیرند.

خاستگاه ماگما

گرانیتوئید و برونبوم های و ش بر اساس نمودارهای پترولوزیکی وینرس(2004) و والن و همکاران(1987)، ویژگی های گرانیت های I-type را از خود نشان می دهد. نمودارهای پتروژنزن(آلترو و همکاران، 2000 و پتینو، 1993)، نشانگر این است که ماگمای مادر نفوذی و ش از یک منبع متابازالتی تا متاتونالیت یا معادل دگرگونی آن، آمفیولیت منشاء گرفته است. در برونبوم های و ش، مقدار متوسط SiO_2 ، Na_2O ، CaO ، K_2O ، Al_2O_3 و ACNK به ترتیب $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ، CaO ، K_2O ، Al_2O_3 و ACNK برابر $0/37$ ، $4/39$ ، $6/86$ ، $1/9$ ، $17/17$ ، $54/36$ و $0/64$ می باشد. از نظر میزان Mg/FM به ترتیب $0/47$ ، $0/40$ و $0/56$ 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 برونبوم استفاده شد. گوتینی سری $\tau = (\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O})/(\text{SiO}_2 - 43)$ در مقابل $\delta = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{TiO}_2$ (1986) بر اساس میزان $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O}$ سری $\delta = 3/5 - 1/2$ و سری $\delta = 1/2 < 8$ سری کلسيك، $\delta = 8/8 - 3/5 = 8/8 - 3/5$ آلكالان و $\delta = 8/8 > 8$ آلكالان است. در این نمودار نمونه ها در محدوده کالکوآلکالان قرار می گیرند، در واقع گرانیتوئید های کالکوآلکالان می توانند حاصل اختلاط ماگمایی باشد(دونایرو و همکاران، 2005).

بحث

برونبومها 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 پلازیوکلاز(ورنون، 1991)، بافت پرفیروئید، منطقه بندی پلازیوکلازها، ریزدانه بودن برونبوم نسبت به سنگ میزبان، شکل کشیده برخی از بلورها مانند آپاتیت و یا بیوتیت شواهدی هستند که دلالت بر خاستگاه ماگمایی برونبومها دارند(ورنون، 2004 و لیانکون و همکاران، 1991) بسیاری از پژوهشگران حضور انبوی 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 برونبومها در مقایسه با سنگ میزبان ناشی از فراوانی کانی های فرومیزین آمفیول، بیوتیت و اکسیدهای آهن بوده و میزان بالاتر Al_2O_3 و CaO به فراوانی پلازیوکلاز در آمفیول نسبت داده

مي شود (باربارين، 2005). پاين بودن ميزان K_2O در ماگماي سازنده برونبوم نسبت به سنگ ميزبان، باعث عدم تبلور فلدسپار پتاسيم شده است. زمانی که ماگماي حد واسط فاقد بلور به درون ماگماي تا حدی متبلور شده اسيدي نفوذ مي کند، چون قبلًا مقداری از پتاسيم ماگماي اسيدي به دليل تبلور بخشی آن، به درون شبکه کانی ها وارد شده و با کمبود پتاسيم مواجه شده است، لذا مقداری از پتاسيم ماگماي حد واسط به درون ماگماي اسيدي انتشار يافته و با اين عمل ميزان پتاسيم ماگماي برونبوم کاهش مي يابد (سرجي، 1997). از سوي ديگر ممکن است فراوني بالاي K_2O و اندك Na_2O متفاوت بودن خاستگاه، عمق و يا شرایط فيزيکي دو ماگما وابسته باشد، به عبارتی ممکن است برونبوم در محيطي متفاوت و يا در فشار H_2O بالاتر تشکيل شده باشد بين تركيات کانی شناسی برونبوم ميكروگرانولار مافيك و ميزبان هاي آن يك تطابق قوي وجود دارد. در گرانيتويد هاي هورنبلند دار(نوع I) برونبومهاي ميكروگرانولار مافيك داري مقادير تقربياً برابر هورنبلند وبيوتيت مي باشد(طهماسي، 1382). فراوني برونبومها به ويزه برونبومهاي ماگماي يكى از ويزگي هاي گرانيتويد هاي ماگمايي کالکوآلكلان و خصوصاً گرانيتويد هاي کالکوآلكلان کوهزايی است که در مناطق فرونش جايگزين شده اند... وجود حاشيه با رنگ روشن در اطراف بعضی از برونبومها به دليل افت سريع دما در رويارويي دو ماگماي برونبوم و ماگماي فلسيك تر گرانيتى که باعث انتشار انتخابي پتاسيم و آب مي شود و همين امر سبب جابه جايی کانی هاي ابدار مانند آمفيبول و فليسيك(گرانيت) که عموماً و يا گرانيت مي شود. اختلاف دمايي بين دو ماگماي مافيك (برونبوم) و فلسيك(گرانيت) که عموماً بين 100 تا 300 درجه سانتي گراد است منجر به يك اختلاف ويسيکوزيت بهين دو ماگما مي شود. اسپارك و همكاران (1986) معتقدند هنگامي که يك ماگماي فلسيك با يك ماگماي مافيك مخلوط مي شود افزايش ناگهاني دما در ماگماي فلسيك باعث کاهش سريع ويسيکوزيته ماگما مي شود.

نتيجه گيري

بررسی هاي صحرائي، سنگ شناختي، ژئوشيميايي و بررسی ويزگي هاي شيميايي کانی هاي شيميايي کانی هاي تشکيل دهنده برونبومهاي ريزدانه مافيك و توده گرانيتويد هاي ميزبان آن ها در منطقه وش، دلالت بر شواهدی است که حاکي از آميختگي ماگمايي است. در اين منطقه، توده گرانيتويدی وش با ترکيب گرانوديوريت و توناليت، ميزبان برونبومهاي ريزدانه مافيك ديوريتي و مونزديوريت است. برونبومها ييشتر کروي بوده و اندازه آن ها از چند ميلی متر تا 40 سانتي متر متغير

است. مرز آنها با گرانودیوریت های میزان در مقیاس نمونه دستی غالباً مشخص است. وجود بافت ریزدانه مافیک، فنوکریست های خودشکل و یا منطقه بندی پلاژیوکلاز در درون برونبومها دلیلی بر خاستگاه ماگمایی آنهاست. شواهدی از قبیل حضور مگاکریست های فلدسپار پتاسیم که حاوی نفوذی هایی از کانی های پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول و کانی های فرعی دیگرند. انبوه های مافیک متشكل از آمفیبول، بیوتیت، اسفن و مانیت، آپاتیت سوزنی دلالت بر فرآیند آمیختگی ماگمایی دارند. نتایج تعزیزی های ریزپردازشی پلاژیوکلازهای برونبومها 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 آتشفسانی تتماج"، مجله علوم پایه دانشگاه تهران.
- شیریان، ف..، 1385 "پتروژنگرانیت‌های و انکلاوهای کوه هیمند(شمال غرب نظر)"، پایان نامه کارشناسی ارشد گرایش پترولولوژی، دانشگاه اصفهان.
- طهماسبی، ز..، 1382، "پترولولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی نیاسر کاشان"، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی، دانشگاه اصفهان، 54 صفحه
- علانی مهابادی، س..، خلعتبری جغرافی، م..، 1377 "نقشه زمین شناسی 1/100000 چهار گوش نظر". ورقه شماره نظرسازمان زمین شناسی کشور.
- کنعانیان، ع..، 1387 "کانی شناسی و ژئوشیمی ایزوتوپهای پایدار سنگهای آتشفسانی 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, Amesterdom, 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 interaction model for mafic microgranular enclave in the Donging 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., Scmid 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.

بررسی سنگ شناسی دیاباز ها، تعیین محل دیاباز آهن گرموک در زون سنترج -

سیرجان و نتایج دور سنجی مربوط به اندیس آهن گرموک سمیرم

صالحی^۱ محمد، شمسی پور^۲ رضا، باقری هاشم، سلطانی^۳ واحد

۱-دانشجوی کارشناسی ارشدزمین شناسی اقتصادی دانشگاه اصفهان

۲-استادیار زمین شناسی اقتصادی دانشگاه اصفهان

۳-استادیار زمین شناسی اقتصادی دانشگاه اصفهان

۴-دانشجوی معدن دانشگاه صنعتی اصفهان

چکیده

اندیس آهن گرموک سمیرم در شرق سمیرم و شمال روستای گرموک قرار دارد که در واقع بر روی زون دگرگونی سنترج - سیرجان قرار گرفته است. این اندیس همراه توده های دیابازی و سنگ های آهکی دگرگون شده (اسکارن) ایجاد شده است. در خلال نمونه برداری از این منطقه 30 نمونه که شامل 28 نمونه سنگی، 1 نمونه خاک و 1 نمونه گیاه بود، برداشت شد. بیشتر نمونه های سنگی در واقع دیاباز های حاوی مگنتیت بودند. مورفلولوژی این اندیس شبیه دایک تا استوک می باشد. در نمونه های سنگی بوسیله میکروسکپ بافت های حفره ای، جانشینی، اسکلتی و پدیده مارتیتی شدن قابل مشاهده می باشد. در این اندیس مانند مگما اولیه، مانند مگما کانه دار حاوی مگنتیت بوده است.

کلمات کلیدی: گرموک، دیاباز، اسکارن، مورفلولوژی، استوک، بافت

سنگ شناسی دیابازها

دیاباز ها سنگ های بازیک و تیره رنگ هستند که معمولاً آن ها را معادل بازالت های تولیتی یا بازالت های تولیتی کوارتز دار با کوارتز پایین در نظر می گیرند. این سنگ های نفوذی جزء سنگ های نفوذی کم عمق می باشند که به شکل های دایک تا استوک دیده می شوند و گاهی بر روی زمین رخنمون پیدا می کنند که بسته به نوع سنگ های میزبان باعث دگرگونی با درجات متفاوت و تغییر شکل در سنگ های میزبان می شوند. بافت این سنگ ها معمولاً اینترسرتال می باشد که در آن تیغه های پلازیو کلاز به صورت در هم قرار گرفته اند. این سنگ ها به علت اینکه گاهی در سطح زمین رخنمون دارند معمولاً ادارای سطح هوازده ای هستند که درز ها و شکاف های سطح آنها توسط کانی های ثانویه مانند کلسیت، کلریت و ... پر می شود. دیاباز ها مانند هر سنگ دیگری می توانند

نسبت به عناصری دارای غنی شدگی خاص شوند که در منطقه مذکور نیز این سنگ‌ها دارای غنی شدگی بالا و در حداقتصادی از عنصر آهن هستند. اگر بخواهیم این سنگ‌ها را از نظر کانی شناسی نیز مورد بررسی قرار دهیم، می‌توانیم کانی‌های آنها را به چهار گروه تقسیم کنیم که شامل چهار گروه زیر می‌گردد:

الف: کانی‌های اصلی: این کانی‌ها عمدها شامل پلاژیوکلاز‌های تخته‌ای شکل با آثار تجزیه‌ای به سریسیت می‌باشد که حدود 70 درصد سنگ را شامل می‌شود.

ب: کانی‌ها فرومینیزین: این کانی‌ها بیشتر شامل بیوتیت هستند که دارای آثار تجزیه به کلریت و آمفیبول هستند. این بخش معمولاً 25 درصد سنگ را خود اختصاص می‌دهد.

ج: کانی‌های فرعی: این کانی‌ها شامل اسفن، آپاتیت، کوارتز و کانی‌های آپک که عمدها مگنتیت هستند می‌باشد که البته مگنتیت‌ها معمولاً در اثر دگرسانی به کانی‌های هماتیت، گوتیت و اکسید آهن تبدیل شده‌اند.

د: کانی‌های ثانویه: این کانی‌ها معمولاً کلریت و کلسیت می‌باشند.

در مقاطع میکروسکوپی غالباً حالت مارتیتی شدن در اطراف مگنتیتی هادیده می‌شود که نشان دهنده تغییر حالت اکسیداسیون در سنگ درونگیر می‌باشد. مگنتیت‌ها معمولاً دارای حالت خورددگی در حاشیه هستند که می‌تواند نشان دهنده حل شدن حاشیه مگنتیت توسط ماگمای اولیه برای تامین آهن مورد نیاز جهت ساختن کانی‌های فرمینیزین سنگ درونگیر بوده باشد.

تعیین محل دیاباز آهن دار در زون سنتدج-سیرجان

منطقه سمیرم جنوبی ترین شهرستان استان اصفهان می‌باشد. تقریباً تمامی بخش‌های جنوبی، میانی و غربی این شهرستان در بخش میانی زون ساختاری-دگرگونی سنتدج-سیرجان قرار می‌گیرد. از آنجاکه اندیس آهن گرموک سمیرم تقریباً در 15 کیلومتری شرق سمیرم قرار گرفته است این اندیس را می‌توان جزء بخش مرکزی این زون با کمی تمايل به شرق در نظر گرفت. این زون دگرگونی دارای روند یکسان با زون زاگرس و زاگرس مرتفع می‌باشد. در این زون و منطقه مذکور (گرموک) گسل‌های نسبتاً کوچکی وجود دارد که احتمالاً جزء گسل‌های فرعی زاگرس می‌باشند. در شکل زیر محدوده تقریبی این منطقه را در زون سنتدج-سیرجان مشاهده می‌کنید.

نتایج دورسنجدی

پس از شناسایی زون دگرگونی سندنج- سیرجان در منطقه‌ی سمیرم که نسبتاً بکر مانده بود، عملیات شناسایی با داده‌های ETM+ بر روی منطقه انجام گرفت. نتیجه‌ی کار به صورت یک نقشه‌ی RGB متشكل از نسبت باندی 3 به 1 برای رنگ قرمز، معکوس باقیمانده‌ی Ls-fit باند 7 برای رنگ سبز و نسبت باندی 5 به 4 برای رنگ آبی بود. ترکیب رنگی حاصل برای رنگ‌های قرمز و صورتی‌های مایل به قرمز پراکندگی غالب اکسیدهای آهن را نشان می‌دهد که می‌تواند در مرحله‌ی پی‌جويي به عنوان هدف در نظر گرفته شود. نتیجه‌ی اين کار انتخاب 7 نقطه‌ی هدف جهت پی‌جويي صحرايي بود. جهت انجام مطالعات GIS و مقاييسه با ساير شواهد موجود بود. با توجه به اهميت وضعیت زمين شناسی منطقه و ساختارهای کنترل کننده‌ی کانی سازی احتمالي، نقشه‌ی زمين شناسی منطقه بررسی گردید که وقوع توده‌های دیاباز احتمال ایجاد کانی زايوی را در منطقه تقویت نمود. پس از بررسی نقشه‌های ژئوفیزیک هوابردی با مقیاس بزرگ متوجه یک برآمدگی در سنگ بستر از دیدگاه مقناطیسي با روند شمال غربی به جنوب شرقی شده که این مورد نیز ریشه دار بودن احتمالي توده‌های دیابازیک و تزریق آنها به درون سازنده‌های رسوبی منطقه را تأیید می‌كرد. در این حالت فرض بر این است که تزریق توده‌های دیابازی باعث شارژ یون آهن در منطقه گردیده است (باند های 3 و 1 تقریباً مرئی و باندهای 7 و 5 و 4 دارای طول موج کوتاه می‌باشن).

پس از بررسی، نقطه‌ی واقع شده در شمال روستای گرموک دارای پتانسیل آهن و نیز قابلت دسترسی مناسب تشخیص داده شد.

نتیجه گيري

با توجه به بافت‌های موجود در سنگ درونگير و پراکندگي کانه آهن در اين سنگ‌ها، مگنتيت به صورت اوليه تشکيل شده است و به علت تبدیل مگنتيت به هماتيت و اکسیدهای آهن می‌توان اینگونه در نظر گرفت که سنگ درونگير دچار دگرسانی و اکسیداسیون شده است. با توجه به جنس سنگ درونگير و تفاوت آن نسبت به سنگ میزان یکی از راه‌های شناسائی این نوع از کانسارها (علاوه بر روش مقناطیس سنجی به علت خاصیت فری مقناطیس مگنتيت) استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و شواهد منطقه‌ای و صحرايي می‌باشد. در اين اندیس پاراژنر کانی‌ها به صورت مگنتيت، هماتيت و گوتیت است.

منابع

- (1). آقاباتی، علی، 1383، زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور
 - (2). توکلی، شهاب، 1382، ژئوفیزیک، انتشارات دانشگاه پیام نور
 - (3). خیری، فلوریز، 1382، آزمایشگاه سنگ شناسی آذربین، انتشارات دانشگاه پیام نور
 - (4). شهاب پور، جمشید، 1380، زمین شناسی اقتصادی، انتشارات دانشگاه شهید باهنر
- کرمان
- 5). Fraser, C. D., Magnetite maping with multicoil airborne electeromagnetite system, Geophysics, p. 1579 – 1593.
- 6). Laznicka, P., 2006, Giant metallic deposits, Springer, Australia, 732p.
- 7). Pirajno, F., 2009, Hydrothermal processes and mineral systems, Western Australia, 1243p.

پتروگرافی، مینرالوگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های کرومیتی و سنگ‌های در بر گیرنده در افیولیت شمال نایین

مریم صادقی^۱، بابک وهابی مقام^۲، علی خان نصر اصفهانی^۲

۱-دانشجوی کارشناسی ارشد گرایش پترولوزی، دانشگاه آزاد اسلامی - واحد خوارسگان اصفهان

۲-استادیار گروه کارشناسی ارشد دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوارسگان

چکیده

منطقه مورد مطالعه در افیولیت ملاتر شمال نایین، روی کمر بند آتش‌شانی ارومیه - دختر واقع شده است. و شامل سنگ‌های دونیت، هارزبورزیت، لرزولیت، سرپانیتین و کرومیتیت می‌باشدند. پاراژنرهای کرومیت شامل کانه‌های: ایرارسیت، مگنتیت، هماتیت، پتلاندیت، میلریت، کالکوپیریت، پیریت و کوولین می‌باشند. بافت کانی‌های کرومیت بافت افshan، پوست پلنگی، اوربیکولار، بافت جعبه‌ای، خلیج خوردگی، جانشین می‌باشد. براساس نمودارهای ژئوشیمیایی پریدوتیت‌های گوشه افیولیت نایین در محدوده پریدوتیت‌های بسیار تهی شده و کرومیتیت‌های غنی از Cr آن ترکیب بونینایتی (ماگمای غنی از مینزیوم) و کم تیتان دارند.

واژگان کلیدی: افیولیت، شمال نایین، کرومیتیت، پریدوتیت، بونینایت

شرح و بحث

پتروگرافی: سنگ‌های پریدوتیتی در بخش‌های مختلف افیولیت نایین رخنمون دارند و با توجه به تقسیم‌بندی لومتر (1989) واشترو کایزن (1976)، شامل دونیت، هارزبورزیت و لرزولیت است، که همراه نهشته‌های کرومیتیتی می‌باشند.

هارزبورزیت شامل الیوین، ارتوپیروکسن و کانی‌های فرعی کلینو پیروکسن، اسپینل کروم دار که در اغلب موارد مگنتیتی شده‌اند می‌باشد. الیوین‌ها اغلب به سرپانیتین‌های صفحه‌ای به نام آنتی گوریت و رشته‌ای تجزیه شده‌اند. در ضمن ارتوپیروکسن‌ها نیز از نوع انستابیت و برونزیت می‌باشند که به نوعی سرپانیتین به نام بستیت تجزیه شده‌اند. اسپینل‌های کروم دار به صورت نواری شکل در اطراف ارتوپیروکسن‌ها دیده می‌شود که نشانه واکنش مذاب/گوشه در این سنگ‌ها می‌باشد (پیکاردو و همکاران، 2006).

لرزولیت بیشتر در مرکز و جنوب افیولیت ملاتزهادیده میشود. کانی های اصلی در این سنگ شامل الیوین، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن و کانی های فرعی اسپینل کروم دار و پلاژیوکلاز می باشد. برخی از کلینوپیروکسن ها دارای رخ سه گانه و از نوع دیالاز می باشند.

کانه نگاری: کرومیت این سنگ همراه با دونیت و هارزبورژیت از نوع انبانی و غنی از کروم در منطقه رخنمون دارد. پاراژنر کانه ها در این سنگ عبارتند از: کرومیت، ایرارسیت (Ir,Ru,Rh,Pt)AsS، مگنتیت، هماتیت، پنتلاندیت، میلریت، کالکوپیریت، پیریت و کوولین می باشند. بافت کانه ها به دو دسته اولیه و ثانویه تقسیم می شوند، که بافت های اولیه همزادی کانه با سنگ درونگیر را نشان می دهدند و بافت های ثانویه حاصل تغییرات پس از کانه زائی هستند به عنوان مثال بافت افسان، پوست پلنگی، اوریکولار، بافت جعبه ای (Box work)، خلیج خوردگی، جانشینی و بافت تکتونیکی در این منطقه است.

پنتلاندیت: در این کانسار، یکی از کانه های مهم فاز سولفیدی می باشد. در نور انعکاسی بدون حضور آنالیزور به رنگ زرد لیموئی دیده می شود (شکل ۳). وقدرت انعکاس پایینی دارد. این کانه بافت های خلیج خوردگی، شعله ای، رگه و رگچه ای و میله ای در میان سنگ های فربازی نشان می دهد و اکثراً با سنگ های دونیت و هارزبورژیت همراه می شود. احتمالاً در این کانسار عنصر روتینیوم همراه کانه پنتلاندیت یافت می شود (Zaccarin, 2008).

ایرارسیت: در این کانسار همراه کرومیت بافت اکسولوشن نشان می دهد، در نور انعکاسی بدون حضور آنالیزور رنگ خاکستری روشن متمایل به آبی دارد و با حضور آنالیزور ایزوتروپ است. **میلریت:** در این کانسار براثر دگرسانی بوجود آمده است و بافت آن از نوع جانشینی می باشد. با نور انعکاسی به رنگ زرد لیموئی دیده می شود ولی ایزوتروپی قوی دارد و این کانی با نیکل همراه می باشد.

کالکوپیریت: در این کانسار همراه کرومیت دیده می شود ولی غالباً با فاز سیلیکاته یعنی سنگ های پریدوتیت همراه است. با نور انعکاسی بدون حضور آنالیزور رنگ زرد براق دارد و با حضور آنالیزور ایزوتروپی نشان می دهد.

کوولیت Cu_{0.9}S : این کانه همراه با کالکوپیریت وجود دارد کوولیت ها حضور دیگر سولفیدها به صورت رگه ای و افسان در مقاطع قابل روئت می باشند.

ویژگی های ژئوشیمیائی

براساس نمودارالف ماگمای بونانیتی، حاصل درجه ذوب بخشی بالا بوده و دارای TiO_2 کمتری نسبت به ماگمای توله ایتی میان اقیانوسی بادرجه ذوب بخشی کمتر می باشد (آرایی، 1992) که پریدوتیت های گوشه افیولیت نائین در محدوده پریدوتیت های تهی شده قرار گرفته اند و کرومیت های غنی از کروم نائین از ماگمایی با ترکیب بونانیتی (ماگمای غنی از منیزیوم) شکل گرفته اند. کرومیت ها در محیط بالای زون فرورانش تشکیل شده اند و این در حالی است که تاکنون هیچ کرومیت افیولیتی از محل زون های گسترش اقیانوسی گزارش نشده است (ادواردزوهمکاران، 2000). نمودارب: سنگ های پریدوتیتی در محدوده قوس کم تیتان که نشان از وجود منیزیوم بالا در منطقه بونانیتی است.

نمونه ها نسبت به گوشه اولیه نورمالایز شده برای La, Pr, Eu, Tm یک آنومالی مثبت و برای Ce, Yb یک آنومالی منفی داریم. روند نسبتاً افقی است ولی در کل نسبت به گوشه اولیه تهی شدگی داشته که برای HREE تا 1 میرسد. برای Eu یک آنومالی مثبت نسبت به عناصر دو طرف داریم که نشان از شرایط احیایی است. همچنان نمونه ها نسبت به کندریت نرمalaiz شدند که عناصر ناسازگار تهی شدگی دارند و به سمت سازگارها این میزان افزایش می یابد. یک آنومالی منفی برای Ba دیده میشود که این عنصر جزء عناصر ناسازگار است و تمایل دارد در مذاب باقی بماند. برای Ni تهی شدگی داریم که در حین ذوب بخشی سنگ منشاً وارد مذاب نشده اند. غنی شدگی شدید Cr1000 برابر دیده میشود که دلیلی بر تمرکز آن در ارتوپیروکسن و اسپینل می باشد.

نتیجه گیری

براساس نمودارهای ژئوشیمیائی بر این اساس تحقیقات ژئوشیمیائی نشان می دهد پریدوتیت های گوشه افیولیت نائین در محدوده پریدوتیت های بسیار تهی شده و کرومیت های غنی از Cr ترکیب بونانیتی (ماگمای غنی از منیزیوم) و کم تیتان مشتق شده اند و در یک محیط تکتونیکی بالا زون فرورانش تشکیل شده اند. کرومیت های انبانی در این مجموعه افیولیتی طی فرایندی مذاب صعود کننده با پریدوتیت های گوشه میزان واکنش داده و باعث ذوب پیروکسن ها میگردد. ذوب نامتجانس ارتوپیروکسن ، تولید مذاب غنی از سیلیس نموده که وارد میران پایداری کرومیت شده و باعث میگردد توده های کرومیتی بر جا در منطقه داشته باشیم.

منابع

- آقانباتی، ع. (1383). زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Arai, S , 1992. Chemistry of chromian spinel in volcanic rockj as a potential guide to magma chemistry. Mineralogy Magazine 56,173-184.
- Davoudzadeh, mohamad. (1972). Geology and petrography of the area north of nain central iran: Geological survey of iran, report No. 140 , 89 p.
- Dick, H. J. B. & Bullen, T., 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. Contributions to Mineralogy and Petrology 86,54-76.
- Edwards, S. J.,J. A. Pearce, and J.Freeman,2000,New insights concerning the influence of water during the formation of podiform chromite.In:Dilek,Y.,Moores,E.M.,Elthon,D.,Nicolas,A(Eds),ophiolites and oceanic crust:new insights from field studies and the ocean drilling program, Boulder:Geological Society of America,Special Paper,Colorado,v. 394,p.139-147.
- Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J., Meffre, S., 2001. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. J. Petrol. 42, 655–671.
- Le Maiter, R.W., (ed),1989, A classification of igneous rocks and glossary of terms:Blackwell,Oxford,193 p.
- Pessagno,E.A.Jr.,A.M.,Ghaz,M.,Kariminia,
R.A.,Duncan,A.A.,Hassanipak,2004,Tectonostratigraphy of the Khoy Complex,northwestern Iran,stratigraphy,v.2,no.1,pp.49-63.
- Piccardo, G. B., A. Zanetti, E. Poggi, G. Spagnolo, and O.Muntener, 2006, Melt/peridotite interaction in the Southern Lanzo peridotite:Field, textural and geochemical evidence,Journal:Lithos,p.1-29.
- Stoneley, R., 1975, On the origin of ophiolite complexes in the southern Tethys region: Tectonophysics, v. 25,p. 303-322.
- Streckeisen,A.,1976,To each plutonic rock its proper name:Earth-science Rev.,v.12,1-33(<http://www.ubc.ca/~geo1202/igneous/intru/ultphan.html>)
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust: its Composition and Evolution. Blackwell, Cambridge, p. 312.
- Zaccarin,F. , 2008, Platinum-group element mineralogy and geochemistry of Reviews , 33, 20–30p.

خصوصیات کانی شناسی و ژئوشیمیایی توده نفوذی دورجین (جنوب غرب اردستان)

صادقی آرزو^۱- نصر اصفهانی علیخان^۲- وهابی مقدم بابک^۲- صادقی امید^۳

دانشجوی دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوارسگان ، عضو باشگاه پژوهشگران جوان دانشگاه خوارسگان

^۲ استادیار دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوارسگان

^۳ عضو انجمن علمی مواد دانشگاه آزاد اسلامی واحد شهر مجلسی

چکیده

توده نفوذی دورجین در جنوب غرب اردستان رخنمون دارد. این توده دارای ترکیب سنگ شناسی گرانودیوریت تا تونالیت است و کانی مافیک اصلی در آن آمفیبول است. در اغلب بلورهای پلاژیوکلاز این سنگ‌ها منطقه بندی مشاهده می‌گردد که بیانگر نبود تعادل کامل بین ماگما و این کانی در حین تبلور است. بررسی ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه نشان دهنده ویژگی کالک آلکالن و متاآلومین آن‌ها است. آگشتگی ماگمای اولیه با مواد پوسته‌ای به عنوان فرآیندی موثر در تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه مطرح می‌باشد. اکثر خصوصیات نمونه‌های مورد مطالعه با گرانیتوئیدهای نوع I قابل مقایسه است. به لحاظ جایگاه تکتونیکی، این سنگ‌ها در رده گرانیتوئیدهای کوه‌زایی و در گروه VAG قرار می‌گیرند.

واژه‌های کلیدی: گرانیتوئید، دورجین، کالک-آلکالن، متاآلومین، VAG

مقدمه

منطقه مورد مطالعه در فاصله 35 کیلومتری شمال شرق اصفهان ، در زون ارومیه - دختر و حد فاصل طول‌های جغرافیایی "30° 12' 52" و 33° 14' 52" و عرض‌های جغرافیایی 16° و 18° واقع شده است. این توده گرانیتوئیدی به سن الیگوسن- میوسن بوده و جزء زون ایران مرکزی می‌باشد(رادفر، 1376). نواحی اطراف آن بدلیل حضور دگرسانی‌های گرمابی، می‌تواند از نظر اقتصادی بسیار با ارزش می‌باشد. قدیمی ترین رسوبات موجود در منطقه متعلق به تریاس است. این توده نفوذی در نواحی باختری عباس‌آباد، شمال روستای فسخود و جنوب کمشچه گسترش دارد و شامل شیل‌های تیره تا سیاه رنگ همراه با ماسه سنگ، سنگ‌های کوارتزی و سنگ آهک‌های دولومیتی زرد تا خاکستری رنگ است.

هدف

هدف از انجام این پروژه، پتروگرافی، پترولوزی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده گرانیتوئیدی دورجین و تعیین ارتباط میان ماگمایسم منطقه، کانه‌زایی‌های احتمالی، ساختارشناسی توده و تعیین ترکیب ماگمای زاینده از لحاظ موقعیت‌های تکتونیک منطقه و ارتباط آن‌ها با یکدیگر است.

روش تحقیق

جهت انجام بهتر این پژوهش ابتدا مطالعات کتابخانه‌ای انجام گرفت. به همین منظور منابع مختلف که هر یک به طور مستقیم یا جانبی با موضوع پژوهش در ارتباط بود گردآوری شد. پس از مطالعات اولیه، بازدید از منطقه و عملیات صحرایی آغاز شد و برداشت نمونه‌ها با انتخاب ایستگاه‌های مناسب انجام گرفت. طی بازدیدهای صحرایی از بخش‌های غیر دگرسان شده، حدود 40 نمونه سنگی از توده نفوذی دورجین برداشت شد و پس از تهیه مقاطع نازک و مطالعه آن‌ها با میکروسکوپ پلاریزان، 9 نمونه به روش ICP-MS در آزمایشگاه ACME در شهر ونکوور کانادا، تجزیهٔ عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی به عمل آمد (نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها قابل ارائه توسط نویسنده‌گان می‌باشد). در نهایت با استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی و نیز مطالعات صحرایی و پتروگرافی، به تعیین سری ماگمایی و محیط تکتونیکی و تجزیه و تحلیل و تفسیر داده‌ها پرداخته شد.

کلیات

پتروگرافی

در نمونه دستی سنگ‌های تونالیتی درشت بلور و دارای رنگ روشن تا خاکستری می‌باشد. توده نفوذی دورجین از نظر مودال دارای ترکیب دیوریت کوارتزدار تا گرانودیوریت است. بر اساس مطالعات میکروسکوپی، کوارتز، فلدسپار قلایی و پلازیوکلاز، کانی‌های اصلی در این نفوذی است. کانی‌های فرومیزین در نمونه‌ها بیوتیت و آمفیبول است. بیوتیت شکل دار تانیمه شکل دار با رنگ قهوه‌ای تا قهوه‌ای سوخته می‌باشد. آمفیبول فراوانتر از بیوتیت بصورت شکل دار تا نیمه‌شکل دار حضور دارد و معمولاً با رنگ سبز زیتونی دیده می‌شود. کانی آمفیبول به صورت یک کانی مهمان در پلازیوکلاز جای گرفته است. کانی اپاک بصورت کانی پرکننده فضای خالی در این

توده دیده می شود. بلور پلازیو کلاز اغلب زون بندی از خود نشان می دهد. از همرشدی کانی پلازیو کلاز و کوارتز بافت میرمکیت حاصل شده است.

نام‌گذاری سنگ

جهت نامگذاری و طبقه بندی سنگ‌های گرانیتوئیدی دورجین علاوه بر نامگذاری بر اساس ترکیب کانی شناسی، از رده بندی شیمیابی نیز استفاده شده است. در این رابطه نمودار میدلموست، بکار گرفته شد. بر اساس این نمودار، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده‌های گرانودیوریت، گرانیت و تونالیت قرار گرفته اند و با استفاده از نمودار میزان فراوانی آلیت، پتانسیم فلدسپات و آنورتیت، در محدوده تونالیت تا گرانودیوریت قرار می‌گیرند (اکانور^۱، ۱۹۶۵).

ماهیت ماسه

براساس مطالعات شاخص آلومین در نمودار A/CNK / A/NK می‌باشد، نمونه‌ها در محدوده متألومین که متعلق به سنگ‌های کالکوآلکالن است، قرار می‌گیرند (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹). نمونه‌های بررسی شده در نمودار AFM در محدوده ساب آلکالن واقع شده اند (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱ و بارکر، ۱۹۷۹).

نمودارهای عنکبوتی

در نمودار (۹) سنگ‌های منطقه نسبت به گوشه اولیه نرمالایز شده اند. در این نمودار یک غنی شدگی از عناصر LILE تا ۱۰۰ برابر می‌تواند به دلیل تاثیر پوسته فارهای در تشکیل این نفوذی می‌باشد (آگراول، ۱۹۹۵). در این نمودار مشابهت زیاد ترکیب ماسه‌ای اولیه با پوسته زیرین می‌تواند نشانگر نمایشی از منشأ گیری ماسه‌ای با پوسته زیرین یا نقش بسیار مهم پوسته زیرین باشد. در نمودار ۸، عناصر نادر خاکی در نمونه‌ها نسبت به پوسته پایینی بر روی نمودار عنکبوتیز نرمالایز شده اند. در این نمودار عناصر REE روند غنی شدگی را تا ۱۰ برابر نشان می‌دهند ولی HREE‌ها روندی یکنواخت موازی با خط نرمالایز دارند.

بررسی تیپ توده گرانیتوئیدی دورجین

^۱ O' Connor, 1965

یکی از روش‌های مفید جهت تمایز گرانیتهای I و S استفاده از نمودار Zr در برابر Al/Ga/Al (1995) می‌باشد. بر اساس این نمودار، همه نمونه‌های این توده نفوذی در محدوده گرانیتهای نوع I واقع شده‌اند (شکل 10). بالا بودن Ga/Al در این گرانیتها بدین علت است که Al به صورت مقدم در شبکه پلازموکلاز حبس می‌شود در حالیکه Ga در مذاب به صورت ساختاری ۳ GaFe6 پایدار می‌ماند (بست، 1982).

تعیین محیط تکتونیکی

توده نفوذی دورجین بر اساس نمودارهای تفکیک کننده محیط تکتونیکی که توسط پیرس و همکاران (1984) پیشنهاد شده در محدوده گرانیتهای قوس آتشفسانی (VAG) قرار می‌گیرد.

نتیجه گیری

توده نفوذی دورجین در شمال غرب در کمربند ساختاری ارومیه-دختر واقع است. این توده عمده‌تاً دارای ترکیبی عمده‌تاً از دیوریت کوارتز دار تا گرانوپوریت می‌باشد. بررسی‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که اکثر خصوصیات نمونه‌های مورد مطالعه با گرانیتوئیدهای تیپ I قابل مقایسه است. ترکیب شیمیایی بیوتیت هاشانگر ماسه‌ای کالکو آلکالن نواحی کوهزایی است و محیط موثر در شکل گیری یک قوس ماسه‌ای مرتبط با زون فروزانش است. گرانیتوئیدهای مورد مطالعه از نظر جایگاه تکتونیکی با رده VAG قابل مقایسه است.

منابع

رادفر، ج.، 1376، نقشه زمین‌شناسی ارستان 1:100000: 1. تهران: انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

A., Lacroix, Sur les enclaves acides des roches volcaniques Auvergne, Bull.Serv Carte Geol. Fr., 2, pp. 25-56,(1980).

Agrawal, S., "Discrimination between late-orogenic, post-orogenic and inorganic granites by major element composition." J.Geol,(1995),103,529-537.

Barker F., "Trondhjemite: Definition, environment and hypotheses of origin." In:Barker F.(ed.) Trondhjemites,dacites and related rocks. Elsevier ,Amsterdam,(1979),pp.1-12.

Best M.G."Igneous and metamorphic Petrology",W.H.Freeman and Co.(1982).pp.630.

Chappell, B. W., " Granitites from Moonbi district, New England Batholiths, Eastern Australia", Jour. Geo. Soc. Aust.,(1987), 25, 267-283.

Irvine T.N.and Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks".Can.J.Earth Sci.,(1971),8,523-548.

Maniar,P.D.and Piccoli,P.M., "Tectonic discrimination of granitoids",Geol.Soc.Am.Bull.,(1989),101:635-643.

Middlemost, E-A.K. 1994. Magma and magmatic rocks·An in troduction to igneous petrology. Longman Group U-K.260P.

O'Connor , J.T., 1965, A classification for quartz – rich igneous rock based on feldspar ratios. U.S.Geol. surv. Prof.pp, 525B, B79-B84.

Pearce, J.A.,Harris, N.B.W.and Tindle,A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks."Geol,Soc.Spec.Publ.,(1984),7,14-24.

Whalen, J. B., Currie, K. L., and chappell, B. W., "A-type Granites, geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis.Contrib.min.Pet.,(1987),95,407-419.

تفکیک واحدهای لیتولوژی و پهنه‌های برشی مجموعه دگرگونی شمال گلپایگان با استفاده از پردازش داده‌های رقومی ماهواره‌ای

همایون صفائی^{*}، مرتضی شریفی، سید محسن طباطبائی منش و رویا چوپان نژاد

گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان

چکیده

در راستای بررسی مجموعه دگرگونی شمال گلپایگان، تفکیک دقیق واحدهای لیتولوژی و پهنه‌های برشی این مجموعه از اهمیت ویژه‌ای برخوردار بود. به دلیل وجود لیتولوژیهای متنوعی از پالئوروئیک تا عهد حاضر، حداقل سه مرحله دگرشکلی در این مجموعه دگرگونی و نقش گسلها در شکل‌گیری این مجموعه تهیه نقشه زمین‌شناسی دقیقی از منطقه ضروری بود. با در نظر گرفتن نتایج حاصل از بررسی‌های زمین‌شناسی و آنالیز شیمیایی نمونه‌ها و با انجام پردازش‌های تفصیلی داده‌های رقومی ماهواره‌ای، واحدهای سنگی از یکدیگر تفکیک شده و در نهایت با تلفیق کلیه داده‌ها نقشه زمین‌شناسی مجموعه دگرگونی تهیه گردید. نقشه تهیه شده تفاوت‌های قابل توجهی با نقشه‌های از قبل موجود در خصوص گسترش و سن واحدهای لیتولوژی و دگرگونی و همچنین ساختار منطقه را نشان می‌دهد. با توجه به شناسایی گسلهای اصلی منطقه از جمله گسلهای ورزنه و اسفاجرد با راستای کلی شمال غربی-جنوب شرقی در این مطالعه می‌توان موقعیت و نحوه ایجاد پهنه برشی را در این مجموعه دگرگونی بیان نمود. میلونیتی شدن این پهنه برشی در محل تلاقی گسلهای مذکور با راستای کلی مجموعه دگرگونی که دارای راستای AZ80 می‌باشد به وجود آمده و با فاصله گرفتن از این محل شدت میلونیتی شدن کاهاش می‌یابد.

لغات کلیدی: گلپایگان، پهنه برشی، دگرگونی، گسل ورزنه، داده‌های رقومی ماهواره‌ای

مقدمه

مجموعه دگرگونی شمال گلپایگان حدوداً در 150 کیلومتری شمال غرب اصفهان و 15 کیلومتری شمال گلپایگان قرار دارد. به دلیل پیچیدگی‌های ساختاری، تنوع واحدهای لیتولوژی و تاثیر چند مرحله دگرسانی بر روی مجموعه دگرگونی شمال گلپایگان از یک سو و قرار گیری معدن طلای موته در این مجموعه تاکنون مطالعات زیادی بر روی این مجموعه صورت گرفته است با توجه به تجدید نظر در سن سنگهای دگرگونی و آذرین متنسب به پرکامبرین در منطقه گلپایگان که توسط

مطالعات شریفی (1376)، صبا (1378)، رشیدنژاد و همکاران (2002) و همچنین سوریتس و همکاران (2006) به اثبات رسیده، لازم است یک تجدید نظر کلی نیز در رابطه با تفکیک واحدهای لیتولوژی و پهنه‌های برشی مجموعه دگرگونی شمال گلپایگان صورت گیرد و لذا تحقیق حاصل در راستای نحوه گسترش و سن واحدهای لیتولوژی و دگرگونی و همچنین ساختار منطقه و در نهایت تهیه نقشه جدید لیتولوژی منطقه صورت پذیرفته است.

به منظور بررسی مجموعه دگرگونی شمال گلپایگان و تحلیل ساختاری آن مطالعه حاضر بر روی پهنه‌های برشی شکل پذیر و شکننده این مجموعه صورت گرفته است. ارتفاعات ایجاد شده توسط این مجموعه دگرگونی توسط چند گسل اصلی غالباً با راستای شمال شرقی-جنوب غربی محدود می‌گردد. به همین علت مجموعه دگرگونی فوق دارای همین راستای کلی بوده که با راستای شمال غربی-جنوب شرقی زون سنتدج-سیرجان و کمربند چین خورده زاگرس متفاوت می‌باشد. به دلیل وجود لیتولوژیهای متنوع، چند مرحله دگرشکلی در این مجموعه دگرگونی و نقشه گسلها در شکل گیری مجموعه و عدم وجود یک نقشه زمین شناسی دقیق از منطقه، تهیه نقشه زمین شناسی کاملی ضروری بود. در همین راستا نقشه زمین شناسی منطقه با استفاده از پردازش داده‌های رقومی ماهواره‌ای، مطالعات صحراایی و آنالیز شیمیایی نمونه‌ها تهیه شده است. هدف این مقاله بیان مراحل تهیه این نقشه و یافته‌های جدید آن می‌باشد.

پردازش داده‌های رقومی ماهواره‌ای

در این مطالعه بخش‌هایی از داده‌های رقومی سنجنده TM ماهواره لنdest پنج با شماره گذرها و ردیفهای 37-165 و 164-37 مورد بررسی قرار گرفته است. جهت تعیین بهترین ترکیب سه باندی و ساخت تصاویر رنگی کاذب، فاکتور شاخص بهینه (Optimum Index Factor) برای شش باند از داده‌های سنجنده TM (به جز باند 6) محاسبه گردید (Chatterjee, et al., 1996). ترکیب سه باندی با بزرگترین فاکتور شاخص بهینه با به کار گیری واریانس در محاسبه دارای بیشترین اطلاعات است و با به کار گیری ضریب همبستگی دارای کمترین مقدار مضاعف می‌باشد (Jensen, 1986). با توجه به نتایج بدست آمده ترکیب‌های سه باندی (5,1,4)، (1,4,7) و (1,3,5) دارای بیشترین مقدار فاکتورهای شاخص بهینه بوده و در نتیجه دارای بیشترین اطلاعات و کمترین مقدار مضاعف می‌باشند. بدین علت جهت تفکیک واحدهای مختلف غالباً از ترکیب سه باندی RGB=741 استفاده شده

است. همچنین برای تفکیک مناطق خاص نیز به روش پردازش انفعالی (Interactive image processing) از ترکیبات مختلف باندها نیز استفاده شده است.

محاسبه نسبت ها برای جداسازی واحدهای سنگی

برای تفکیک نواحی مختلف یا جداسازی واحدهای سنگی در سنجش از دور می توان با استفاده از نسبت های طیفی مختلف، میزان طیف انعکاسی (Reflectance) ناجیه دلخواهی را کاهش یا افزایش داد. با توجه به جدول (1) نسبت های مختلف برای تفکیک و جدایش واحدهای مختلف مناسب تشخیص داده شد. برای مثال برای تفکیک واحد های سنگی تراکتی در منطقه مورد مطالعه می توان از نسبت های طیفی باندهای (2/7) یا (2/5)، برای جداسازی سنگهای آهکی، از نسبتهاي طیفي باندهای (4/1)، (4/2)، (4/3) و یا (3/1)، برای تفکیک توده های دیوریتی یا سینیتی از نسبت طیفی باندهای (4)، برای جداسازی ماسه سنگ از نسبت طیفی باندهای (1/5) و برای جداسازی کانی های کلریت و اپیدوت می توان به ترتیب از نسبت های طیفی باندهای (3/5) و (5/1) استفاده کرد (Vincent, 1997).

فیلتره کردن داده ها

فیلتره کردن در حقیقت یکی از روشهای افزایش تباين تصویر می باشد که در آن ارزش هر جزء تصویری با توجه به ارزش اجزاء تصویر مجاور تغییر می کند و بدین ترتیب پدیده های خاصی از تصویر نمایان تر گردیده یا بیشتر پنهان می گردد. فیلترها انوع مختلفی داشته و با توجه به اهداف مختلف از آنها استفاده می گردد. برای بازسازی بهتر خطواره های گسلی از فیلترهای متفاوتی استفاده شده است ولی عمدتاً جهت شناخت بهتر آنها با توجه به عوامل موثر در شناسائی آنها (Nash, 1992)، از فیلترهای گذر بالا (High Pass Filters) و فیلترهای آشکار کننده لبه (Edge Filters) استفاده شده است. با شناسایی گسلهای اصلی و فرعی منطقه نقش آنها در گسترش واحدهای مختلف مشخص گردید. شش گسل اصلی (F1 الى F6) با راستاهای متفاوت مجموعه دگرگونی را محدود می کنند. همچنین دو گسل اصلی ورزنه و اسفاجرد که مجموعه دگرگونی را قطع می کنند برای اولین بار شناسایی شده اند.

تهیه نقشه واحدهای لیتولوزی

با در نظر گرفتن نتایج حاصل از بررسی های زمین شناسی و آنالیز شیمیایی نمونه ها، با انجام پردازش های تفصیلی داده های رقومی، واحدهای سنگی از یکدیگر تفکیک شده و گسل های منطقه شناسایی شدند.

با تلفیق کلیه مطالعات انجام شده در این پژوهش و بکارگیری تکنیک های سنجش از دور، نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه تهیه گردیده است (شکل 6).

بحث و نتیجه گیری

نقشه تهیه شده تفاوتهای قابل توجهی با نقشه های از قبل موجود در خصوص گسترش و سن واحدهای لیتولوژی و دگرگونی و همچنین ساختار منطقه را نشان می دهد. از جمله مهمترین یافته های جدید عبارتند از:

- 1- سنگهای دگرگونی منتسب به پرکامبرین در واقع متعلق به پالئوزوئیک و مزوузوئیک هستند.
- 2- توده های نفوذی که منتسب به پرکامبرین می باشند در واقع متعلق به اواخر مزوузوئیک و اوائل ترشیری هستند.

چندین گسل اصلی و فرعی برای اولین بار در این مطالعه شناسایی شده اند. از جمله این گسلها، گسلهای اصلی ورزنه و اسفاجرد با راستای کلی شمال غربی - جنوب شرقی می باشند. همچنین نحوه گسترش میلیونیتها در این مجموعه دگرگونی به گونه ای است که می توان ارتباط بین دو گسل ذکر شده و میلیونیتها را در نظر گرفت. میلیونی شدن این پهنه بر Shi در محل تلاقی گسلهای مذکور با راستای کلی مجموعه دگرگونی که دارای راستای AZ80 می باشد به وجود آمده و با فاصله گرفتن از این محل شدت میلیونی شدن کاهش می یابد.

منابع

- صباح‌ا.ا، 1378، تحلیل ساختاری توده های نفوذی همزمان با دگر شکلی در شمال ورزنه (شمال خاور گلپایگان)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس 101 ص.
- صفایی، ھ. و شریفی، م، 1379، گزارش پایانی طرح پژوهشی صنعت و معدن تحت عنوان پی جوئی و اکتشاف طلا در استان اصفهان با استفاده از داده های رقومی ماهواره ای، دانشگاه اصفهان.
- شریفی م، 1376، زمین شناسی و پترولوزی سنگ های دگرگونی و آذرین شمال شرق گلپایگان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، 258 ص.

- Asadi, H.H., 2000. The Zarshuran gold deposit model applied in a mineral exploration GIS in Iran, Delft University of Technology, Phd Thesis, 140p.
- Chatterjee, R.S.et al, 1996. Mapping geological features of the Jharaia coalfield from Landsat 5 TM data, in, J. Remote sensing, Vol., 17, No 16, P 327-3270.
- Jensen, JR , 1986. Introductory Digital Image processing, Englewood Cliffs NJ, Prentice Hall.
- Moritz R., F. Ghazban and B. S. Singer, 2006. "Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj-Sirjan tectonic zone, Western Iran", A result of late-stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros Orogen, Economic Geology, v. 101, 1497-1524.
- Nash, C.R., 1992. Factors affecting the acquisition of structural data from remotely – sensed images of eastern Australia, In Basement Tectonics 9, Rickared M.J., et al. (Des.), P. 109-121, Kluwer Academic Publishers, London.
- Rachidnejad-Omran, N., M. H. Emami, M. Sabzehei, E. Rastad, H. Bellon and A. Piqué, 2002."Lithostratigraphie et histoire paléozoïque à paléocène des complexes métamorphiques de la région de Muteh, zone de Sanandaj-Sirjan (Iran méridional)", C. R. Geoscience, v. 334, 1185-1191.
- Rencz, A.N., 1998. Remote sensing for the Earth sciences manual of Remote sensing, 3rd end, vol. 3, American Society for photogrammetry, New York, 707p.

بارزسازی و تفکیک مرمرها و اسکارن های تنگ حنای نیریز بر اساس داده های دور

سنگی

طاهرزاده ، لیدا * ۱ - نوری خانکهدانی ، کمال ۲ - امیری ، عبدالحمید ۳ - نیک اقبال سی سختی ،

۴ نعیم

۱ دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی دانشگاه آزاد اسلامی واحد شیراز.

۲ استاد یار بخش زمین شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد شیراز.

۳ استاد یار بخش زمین شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد شیراز.

۴ دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی دانشگاه شیراز واحد بین الملل .

چکیده

مرمرهای تنگ حنای نیریز در 30 کیلومتری شمال غرب شهرستان نیریز واقع شده است. مرمرهای تنگ حنا بخشی از زون افیولیتی نیریز است. منطقه مورد مطالعه با مختصات $UL=53^{\circ} 30' E$, $LR=54^{\circ} 30' E$, $29^{\circ} 00' N$, $N=29^{\circ} 45' N$ بخشی از نقشه زمین شناسی 1:250000 نیریز محسوب می شود. در پژوهش جاری این مجموعه بر اساس کاوش های صحرایی و بررسی های دور سنگی با بهره گیری از داده های سنجنده ASTER مورد مطالعه قرار گرفته اند. مرمرها دارای فابریک موزاییکی بوده و از کلسیت تشکیل شده اند اما در مواردی با ولاستونیت همراه می باشند. پس از برداشت های صحرایی مرحله اول از محدوده مرمرها مطالعات دور سنگی آغاز شد. پس از انجام تصحیحات اولیه، بارزسازی و تفکیک صورت گرفت و در نهایت پس از کنترل زمینی نقاط در مرحله دوم عملیات صحرایی، مرمرها و اسکارن ها تفکیک شده و تصویر خروجی از آن ها تهیه شده است. بر اساس نتایج این پژوهش تلفیق روش های دور سنگی و عملیات صحرایی می تواند در شناسایی و تفکیک ذخایر از جمله مرمرها و اسکارن ها نتایج درستی را به دنبال داشته باشد.

لغات کلیدی: نیریز، اسکارن، بارزسازی، تفکیک.

- ۱ مقدمه

واژه اسکارن (Skarn) اول بار توسط معدن کاران سوئدی و برای توصیف مجموعه های سنگی غنی از آهن (حاوی هماتیت و مانیتیت) به سن آرکن به کار رفته است. گرچه قبل از سنگ شناسان بین واژه های اسکارن و تاکتیت (Tactite) تفاوت قائل می شدند اما در حال حاضر این دو اصطلاح معادل

یکدیگر به کار می‌روند به طوری که بر اساس نظر بست اسکارن یا تاکتیت به سنگ‌های حاوی سیلیکات‌های کلسیم، مینزیوم و آهن اطلاق می‌شود که در نزدیکی سنگ آهک یا دولومیت و یا در مجاورت با توده‌های ماسگمایی قرار داشته باشد. در چین مجاورتی، هرگاه فرآیندهای جانشینی یونی (Metasomatic Process) مؤثر بوده و باعث انتقال یون‌هایی همچون Mg , Fe , Al , Si گردد، سنگ‌های کربناته منطقه تماس به سنگ‌های کالک سیلیکاته (Calc – Silicate Rocks) یا همان اسکارن‌ها تبدیل می‌شوند. اسکارن‌ها از نظر تشکیل ذخایر اقتصادی Zn , Fe , MO , Cu , Sn , W , Be , Bi , Ag , Au , Co , Pb , F , B , U و REE با اهمیت فرض شده‌اند. علاوه بر این حضور کانی‌های غیرفلزی ارزشمندی همچون ولاستونیت، گارنت و پیروکسن باعث شده است که اسکارن‌ها از نظر جنبه‌های مختلف اقتصادی با اهمیت محسوب شوند. در این پژوهش، تلفیق روش‌های دور سنجی و عملیات صحرایی در شناسایی و تفکیک ذخایر مرمرها و اسکارن‌ها انجام شده است.

2- معرفی منطقه مطالعاتی

منطقه مطالعاتی تنگ حنا با مختصات N $54^{\circ} 30' E$, $29^{\circ} 45' N$ و $UL=53^{\circ} 30' E$, $29^{\circ} 00' N$ جزیی از شهرستان نی‌ریز در شرق استان فارس و شیراز می‌باشد.

مهم‌ترین راه‌های دسترسی به منطقه عبارتند از:

شیراز- استهبان- نی‌ریز- تنگ حنا، راه آسفالت به طول 250 کیلومتر

شیراز- ارسنجان- آباده طشك- تنگ حنا، راه آسفالت به طول 230 کیلومتر

کرمان- سیرجان- نی‌ریز- تنگ حنا، راه دسترسی از طریق کرمان به طول 310 کیلومتر

یزد- هرات- مشکان- نی‌ریز- تنگ حنا، راه دسترسی از طریق یزد به طول 380 کیلومتر

3- روش مطالعه

1- مطالعات کتابخانه‌ای: جمع آوری کلیه اطلاعات شامل نقشه‌های توپوگرافی و زمین‌شناسی منطقه، گزارش‌های مربوط به منطقه می‌باشد.

2- مطالعات صحرایی: بررسی ویژگی‌های صحرایی سنگ‌ها که با استفاده از نمونه برداری از منطقه و تهیه نمونه‌های کد دار (X , Y , Z), ارتباط سنگ‌ها با ساختارهای منطقه مشخص شد.

3- مطالعات دفتری: با مطالعه میکروسکوپی نمونه های اخذ شده ، مطالعه تصاویر ماهواره ای منطقه (ترجیحا تصویر Aster) و استفاده از نرم افزار های دور سنجی به شناسایی و تفکیک این واحد های سنگی پرداخته شد.

4- کنترل صحرایی نقاط : این کار جهت تایید یا اصلاح نتایج حاصل از مطالعات دور سنجی در زمینه شناسایی و تفکیک این واحد های سنگی انجام شد.
پژوهش جاری حاصل جمع آوری و جمع بندی اطلاعات حاصل از مراحل فوق می باشد که نتایج هر بخش به تفکیک ارائه می شود.

4- زمین‌شناسی منطقه

از نظر تقسیم بندی ایالت های ساختاری، منطقه مورد مطالعه جزیی از منطقه زاگرس خرد شده (Zagros Crushed Zone) می باشد. ویژگی مهم منطقه زاگرس خرد شده همانا شدت بالای دگر شکلی و نیز رخنمون یک توالی افیولیتی (Ophiolitic Sequence) است که هر دوی این ویژگی ها در منطقه تنگ حنای نی ریز مشاهده می شود. بر اساس مطالعات سبزه بی و همکاران در ردیف افیولیتی نی ریز سه بخش اصلی زیر قابل مشاهده است:

تناوب دونیت و هارزبورژیت و کمی کرومیت که قاعده این تناوب را تشکیل می دهد. تناوب ورلیت، ویستریت، لرزولیت، کلینوپیر و کسنتیت، اولیوین و پسترتیت و کمی کرومیت که در بخش میانی این توالی قرار گرفته و در برخی نوشه ها از آن به عنوان منطقه گذری (Transitional Zone) یاد می شود. بخش گابرویی که به ترتیب از ملاگابرو و پریدوتیت های فلدسپات دار، تروکتولیت و آنورتوزیت در بخش زیرین و گابروهای نوریتی و نوریت ها در بخش میانی و فرو گابروها، لوکو گابروها و در نهایت کواتزدیوریت ها و فرودیوریت ها در بخش انتهایی تشکیل شده است. واحد سنگ شناسی با اهمیت دیگر، همانا مرمرها و اسکارن های تنگ حنا می باشد که موضوع اصلی این پژوهش می باشد. ضروری است معدن کاران محترم این منطقه به لحاظ حضور کانی های صنتی ارزشمند هم چون ولاستونیت ها و گارنت ها درون این اسکارن ها، آن ها را بیش از پیش مورد توجه و کنکاش قرار دهند. سبزه بی و همکاران چنین اظهار می کنند که اسکارن ها و مرمرهای تنگ حنا بر روی لرزولیت ها و هارزبورژیت های سکانس افیولیتی نی ریز قرار داشته و به صورت توده های کوچک و بزرگ (تا 2 کیلومتر طول) مشاهده می شوند.

5- استفاده از سنجش از دور در اکتشافات مواد معدنی

5-1- مقدمه

سنجش از دور یعنی تشخیص و جمع آوری داده از فاصله دور و عمده‌تاً به عنوان فناوری و علمی تعریف می‌شود که به وسیله آن می‌توان بدون تماس مستقیم، مشخصه‌های (مکانی، طیفی، زمانی) یک شیء یا پدیده را تعیین، اندازه گیری و یا تجزیه و تحلیل نمود. از جمله کاربردهای فن سنجش از دور می‌توان به استفاده از آن در زمین شناسی، آب شناسی، معدن، شیلات، کارتوگرافی، جغرافیا، مطالعات زیست شناسی، مطالعات زیست محیطی، سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی، هواشناسی، کشاورزی، جنگلداری، توسعه اراضی و به طور کلی مدیریت منابع زمینی و غیره اشاره کرد. سکوها وظیفه حمل سنجنده و سایر قسمت‌های ماهواره را بر عهده دارند. سنجنده‌های نصب شده بر روی سکوها، جمع آوری اطلاعات بازتابی از پدیده‌ها را بر عهده دارند. داده‌هایی که از طریق سنجنده‌ها به دست می‌آیند، باید ذخیره و دریافت شده و مورد پردازش قرار گیرند تا به اطلاعات مفید و قابل استفاده تبدیل شوند.

5-2- سنجنده استر (ASTER)

یکی از انواع سنجنده‌ها، سنجنده استر می‌باشد. در این پژوهش به دلیل استفاده از داده‌های این سنجنده به اختصار در این مورد توضیح داده می‌شود.

ASTER(Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflectance Radiometer)، پرتوسنج حرارتی تابشی و بازتابشی فضابرد پیشرفته، یک دوربین دیجیتالی بزرگ است که در سال 1999 در مدار زمین قرار گرفت و توسط ماهواره ای بنام Terra حمل می‌شود. سنجنده ASTER داده‌های با حد تشخیص مکانی (15 تا 90 متر) در 14 باند مختلف تصویری ایجاد می‌کند که در سه ناحیه طیفی مریبی تا مادون قرمز نزدیک (VNIR)، مادون قرمز با طول موج کوتاه (SWIR) و مادون قرمز حرارتی (TIR) که هر کدام از آنها برای یک بخش متفاوت طیفی در نظر گرفته شده‌اند. این دوربین توانایی گرفتن 600 عکس با قدرت تفکیک بالا در یک روز را دارد. هر عکس، منطقه‌ای به وسعت 60×60 کیلومتر را پوشش می‌دهد.

5-3- تشریح عملیات پردازش

در طی عملیات صحرایی 13 نقطه در محدوده‌ی اسکارن‌ها و مرمرها در منطقه تنگ حنا برداشت گردید. از این نمونه‌ها مقطع میکروسکوپی تهیه شد و به دقت مطالعه گردید به نحوی که مرمرها از اسکارن‌ها شناسایی و تفکیک شدند. سپس عملیات دور سنجی روی این داده‌های صحرایی با

استفاده از عکس ماهواره‌ای استر در محدوده‌ی طیفی (SWIR, VNIR) آغاز شد. در ابتدا نمودار انعکاس طیفی (Spectral Reflectance Curve) نقاط صحرایی ترسیم شد تا بتوان از این نقاط در حین بارزسازی و طبقه‌بندی واحدهای سنگی منطقه تنگ حنا کمک گرفت.

در مرحله بعد، روش‌های مختلف بارزسازی در دستور کار قرار گرفت تا بتوان بر اساس آن‌ها مرمرها را از اسکارن‌ها تفکیک نمود. بر اساس این بارزسازی و استفاده از نقاط کنترل زمینی، عملیات دور سنجی با استفاده از نرم افزار PCI Geomatica 9.1 انجام گرفت. با بررسی نمودارهای انعکاس طیفی مرمرها و اسکارن‌ها و انجام تصحیحات اولیه، ترکیبات رنگی مختلفی جهت تفکیک واحدهای سنگی تشکیل دهنده‌ی تنگ حنا ساخته شد و مشخص شد که ترکیب رنگی (RGB=651) از باندهای محدوده‌ی طیفی مذکور، دارای بهترین تباین جهت تفکیک مرمرها از اسکارن‌ها می‌تصویر نهایی تفکیک واحدهای مختلف منطقه تنگ حنا است. در این تصویر اسکارن‌ها به رنگ آبی و مرمرها به رنگ سفید در آمده‌اند. سپس از این تصویر در محیط ArcGIS با مقیاس 1:100000 خروجی گرفته شد. سرانجام در چند مرحله توسط مطالعات دفتری و صحرایی و همچنین تلفیق داده‌های دور سنجی و صحرایی که مورد کنترل و بازبینی قرار گرفته، توانسته مرمرها و اسکارن‌های منطقه تنگ حنا را کاملاً تفکیک نماید.

بحث و نتیجه گیری

سنچش از دور از جمله علوم و فنون جدیدی است که در سال‌های اخیر به سبب پیشرفت کامپیوتر در فن آوری ماهواره‌ای و انواع سنجنده‌ها به سرعت رشد و توسعه یافته است. با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای، می‌توان پدیده‌های زمین‌شناسی و ذخایر معدنی را شناسایی کرد. با استفاده از این روش می‌توان علاوه بر افزایش سرعت و دقیقت در عملیات، هزینه‌های اجرایی پروژه‌های اکتشافی را نیز کاهش داد. بر اساس پژوهش جاری، داده‌های دور سنجی توانسته نتایج درستی را برای تفکیک واحدهای مرمری از سایر واحدهای سنگی از جمله اسکارن‌ها به دنبال داشته باشد. تلفیق داده‌های صحرایی و دور سنجی می‌تواند در تهیه نقشه‌های پهنه‌بندی با اهداف خاص و از جمله تفکیک واحدهای مرمری و اسکارن کاملاً راه گشا باشد. بر این اساس می‌توان ذخایر جدیدی را مورد شناسایی و اکتشاف قرار داد.

مواجع

- 1- افخار نژاد ، ج ، 1359 ، تفکیک بخش های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوزه های رسویی ، نشریه انجمن نفت ، شماره 82 ، صفحه 19-28.
- 2- اطلس راه های ایران ، 1382 ، انتشارات سازمان جغرافیایی کشور.
- 3- حلمی ، فریده ، 1377 ، اسکارن ها و کانسارهای اسکارنی (با نگاهی ویژه به اسکارن های ایران) ، انتشارات امیر کبیر تهران.
- 4- جاهدی ، ف- فرخی ، ش ، 1375 ، مبانی سنجش از دور ، انتشارات مرکز سنجش از دور ایران.
- 5- سبزه بی ، مسیب ، دوازدهمین گردهمایی علوم زمین ، سازمان زمین شناسی کشور.
- 6- علیزاده ربیعی ، حسن ، 1380 ، سنجش از دور (اصول و کاربرد) ، سازمان مطالعه و تدوین کتب علوم انسانی دانشگاهها.
- 7- کریم پور ، م - ملک زاده ، آ - حیدریان ، م.ر ، 1384 ، اکتشاف ذخایر معدنی ، مدل های زمین شناسی ، ژئوشیمی ، ماهواره ای و ژئوفیزیکی ، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد.
- 8-Abrams , M., Hook ,S., 2005 , Aster user handbook , Version 2 , Jet Propulsion Laboratory , NASA , P25 .
- 9-Farhoudi , G., 1978 , A Comparison of Zagros Geology to Island Arcs . Journal of Geology , 86 , PP.323-334.
- 10-Loughlin ,W . P .,1991 , Principle Component Analysis for Alteration Mapping Photogrammetric Engineering and Remote Sensing – V.57 – P.1163-1169.
- 11-Sabins , F . F., 1997 ,Remote Sensing Principles and Interpretation , W. H .Freeman and company , New York ,P.493.

سنگ تکاری توده های نفوذی غنی از آهن در شرق نابر (شمال غرب کاشان)

* عباسی، سولماز طباطبائی منش، محسن

دانشگاه اصفهان

چکیده

منطقه نابر در شمال غرب کاشان قرار دارد که بخشی از زون ارومیه دختر بشمار می‌آید. در این ناحیه سنگ‌های گرانودیوریتی-دیوریتی و پیروکسن دیوریتی در داخل آهک و شیلهای سازند قم نفوذ کرده و اسکارن و هورنفلس های نابر را ایجاد نموده اند. بافت های موجود در این سنگ‌ها عبارتند از: افیتیک، گرانولر، پویی کلیتیک و هیپ ایدومورفیک گرانولا رمیا شد. مطالعات پتروگرافی و مینرال شیمی با استفاده از الکترون مایکروپروروب نشانگر انتست که کانیهای سازنده این سنگ‌ها شامل آمفیبول (هورنبلن سبز)، پلاژیوکلاز (آندرزین - لابرادور)، پیوتیت، کلینوپیروکسن (دیوپسید)، اکتیولیت، کلریت، سریسیت، کلسیت، مگنتیت و پیریت می‌باشد. از مشخصات بارز این سنگ‌ها وجود مقادیر نسبتاً زیاد کانه‌های پیریت و مگنتیت در آنها می‌باشد.

کلید واژه: گرانودیوریت-دیوریت-پیروکسن دیوریت-نابر-اورومیه دختر

مقدمه

دوران سنزووییک در ایران اوج فعالیت ماگما تیسم بوده و نتیجه آن سنگ‌های آذرین فراوان در مناطق مختلف ایران می‌باشد. منطقه نابر در 70 کیلو متری شمال اصفهان و در مختصات طول جغرافیایی "E51°51'19" و عرض جغرافیایی "N33° 06' 52'" قرار دارد. این منطقه جزئی از زون ارومیه - دختر به شمار می‌اید. روند توده های نفوذی الیگوسن-میوسن با امتداد زون فروزانش تیسم جوان هماهنگی دارد در این توده‌ها نسبت بنیادی استراتیسم پایین است و بنظر می‌رسد که ماگما از ذوب گوشته یا پوسته اقیانوسی حاصل شده باشد و لذا حاصل یک رژیم زمین ساختی کافی نیست (آقاباتی 1383). در منطقه مورد مطالعه توده های نفوذی حد بواسطه تا مافیک به سن میوسن زیرین-میانی در داخل سنگهای شیلی مارنی-آهکی سازند آهکی قم نفوذ کرده و موجب دگرگسانی مجاورتی این سنگ‌ها شده اند.

بحث

توده های نفوذی مورد مطالعه از نظر مورفولوژی تقریباً مرتفع و دارای ساخت توده ای بسیار سخت و متراکم هستند و براساس نوع ترکیب و دانه بنده به رنگ خاکستری روشن تاخاکستری تیره مایل سیاه دیده می شوند. سنگ های نفوذی این منطقه بدلیل عبور زون های گسلی فراوان اکثراً شکسته شده و دارای درزه و شکاف های زیادی هستند. براساس مطالعات پتروگرافی انجام شده بروی سنگ های آذرین این منطقه وجود سنگ های گرانودیوریت، دیوریت و پیروکسن دیوریت به اثبات رسیده است.

گرانودیوریت:

گرانودیوریت ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن دیده می شوند و از نظر دانه بنده دانه ریز تا دانه متوسط هستند. کانی کوارتز بسختی با چشم قابل مشاهده است اما براحتی می توان بلورهای سفید رنگ پلازیو کلاز و سبز رنگ کلریت را مشاهده کرد. دیگر کانی های موجود شامل پلازیو کلاز، کوارتز، ارتو کلاز و مقادیر کمی بیوتیت و هورنبلند می باشند. از کانیهای فرعی و ثانویه آن ها می توان به اسفن، آپاتیت، کلریت، و کانیهای اپاک اشاره نمود. گسترش گرانودیوریت ها نسبت به دیگر سنگ ها کمتر می باشد.

دیوریت:

این سنگ های نفوذی در نمونه دستی دارای رنگ خاکستری تیره هستند و در آنها پلازیو کلازها به صورت بلورهای درشت خاکستری روشن و هورنبلند ها به رنگ خاکستری تیره تا سیاه دیده می شوند. بافت این سنگها همگن نمی باشد. در مقطع میکروسکوپی دیوریت شامل کانیهای اصلی آمفیبول (هورنبلند سبز) پلازیو کلاز (آندرین - لارادور) دیوریت، کلینوپیروکسن (دیوپسید) و کانی های فرعی و ثانویه کلریت، اپیدوت، اکتینولیت، سریسیت، کلسیت و اپاک مشاهده می شود. بافت های موجود در این سنگ شامل افیتیک، گرانولر و پویی کلیتیک می باشد.

آمفیبول (هورنبلند سبز) با برجستگی زیاد و پلی کروئیسم سبز تا قهوه ای و دو دسته رخ با زاویه 56 و 124 درجه مشخص می شود که اکثراً کلریتیزاسیون نشان می دهد. در بعضی از قسمت ها دارای ادخال پلازیو کلاز و اپاک هستند و این پدیده به دلیل صعود ماگما به اعماق کم است که باعث انحلال قسمتهايی از آمفیبول می شود. در محیط جدید (فسار کم) حفرات ایجاد شده در آمفیبول توسط ماگماي جدید با ترکیب پلازیو کلاز پر می شود (شلی، 1993).

پلازیو کلاز: با اندازه درشت و متوسط زمینه سنگ را تشکیل می دهد و بعضا به کلریت، کلسیت، اپیدوت و سریسیت دگرسان شده است. پلازیو کلازها دارای ماکل پلی سنتیک هستند و در برخی از آنها پدیده های زونینگ، عدم تعادل و ماکل شطرنجی دیده می شود (شکل ۳الف). زونینگ در پلازیو کلازها به دلیل کاهش سریع و لحظه ای مانگما، کاهش فشار بخار آب، اختلاط مانگما جدید، قطعات بلورهای سنگ دیواره و تغیرات غلظت مانگما می باشد (کریم پور، ۱۳۷۷). پدیده عدم تعادل در پلازیو کلازها به دلیل صعود مانگما به اعمق کم و کاهش ناگهانی فشار است و ماکل شطرنجی از شواهد متاسوماتیسم آلکالن در سنگهای منطقه می باشد. این متاسوماتیسم از نوع قلایی بوده و سبب افزایش سدیم سنگها و بروز آلیتی زاسیون گردیده است (خواجه علی، ۱۳۷۶).

کلینوپیروکسن: دارای برجستگی بالا و رنگهای ایترفرانس بالا است. بیشتر کلینوپیروکسن ها در اثر جذب آب دگرسانی اورالیتیزاسیون نشان میدهدند و به اکتینولیت (آمفیبول رشته ای) تبدیل شده اند. بیوتیت: با پلی کروئیسم قهوه ای - سبز یکدسته رخ و خاموشی مستقیم مشخص می شود و معمولاً به کلریت تجزیه شده اند.

کلریت: کانی ثانویه ای است که در اثر دگرسانی آمفیبول و بیوتیت ایجاد می شود
پیروکسن دیوریت:

این سنگ ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره مایل به سیاه بوده و نسبت به دو گروه قبلی کانیهای مافیک بیشتری دارند. پیروکسن ها و هوونبلندها به صورت درشت بلور و خود شکل به وضوح دیده می شوند علاوه بر کانی های مذکور دیگر کانیها شامل: پلازیو کلاز (ابرادور)، بیوتیت، اپیدوت، کلریت و کانی اپاک می باشند.

پلازیو کلاز: این کانی ها حدود ۱۰٪ مدار این سنگ را تشکیل می دهد. نتایج آنالیزمیکروپرب
پلازیو کلاز های این منطقه نشان می دهد که ۵۰ تا ۷۰ درصد این کانی ها را آنورتیت تشکیل می دهد. دگرسانی پروپلیتیک در آنها به وضوح دیده می شود. دارای ماکل پلی سنتیک هستند و در برخی از آنها پدیده های زونینگ و عدم تعادل دیده می شود.

-پیروکسن: عمدت ترین کانی های این سنگ ها بوده و حدود ۵۰٪ مدار این سنگ را تشکیل می دهد. نتایج آنالیزمیکروپرب پیروکسن های این منطقه نشان می دهد که این کانی دارای (Cao ۰/۰۵ تا ۰/۱) و (Mgo ۰/۷۶ تا ۱/۱) و (Feo ۰/۳۴ تا ۰/۵۴) می باشد. مشخصات نوری آن منشورهای ۸ گوش و ۴ گوش بادوسته رخ عمود برهم و بیرفربانس بالا می باشد.

هورنبلند: این کانی 20٪ مDAL این سنگ را تشکیل می‌هد و مشخصات نوری آن پلی کروئیسم سبز تا قهوه‌ای و دو دسته رخ با زاویه 56 و 124 درجه و برجستگی زیاد می‌باشد و اکثر آبه کلریت و بیوتیت دگر سان شده‌اند.

بیوتیت: فیلو سلیکاته از گروه میکا‌های فرو منیزیم دار می‌باشد و 5٪ M DAL این سنگ را تشکیل می‌دهد و مشخصات نوری آن پلی کروئیسم قهوه‌ای و یک دسته رخ می‌باشد. کانی اپاک: این دسته سنگ‌ها از نظر وفور کانی اپاک بسیار غنی بوده و بصورت اکسید و سولفید آهن حدوداً 15٪ تا 20٪ سنگ را تشکیل می‌دهند. کانه‌ها غالباً شکل دار و بعضاً بدون شکل‌اند و به نظر می‌رسد تعدادی از آن‌ها اولیه (شکل دار) و تعدادی حاصل دگرسانی کانی‌های فرو منیزیمی از قبیل: پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت باشند. کانه‌ها گاهاً جانشین کانی‌های فرو منیزیم شده‌اند.

نتیجه گیری

منطقه نابر کاشان از واحدهای سنگی قم می‌باشد و جزء کوچکی از زون ساختاری ارومیه دختر به حساب می‌آید. سنگ‌های نفوذی این منطقه سه دسته‌اند: 1) گرانو دیوریت (2) دیوریت (3) پیروکسن دیوریت. کانی‌های سازنده این سنگ‌ها شامل پیروکسن (، پلاژیو کلاز، آمفیبول، بیوتیت، کلریت، سریسیت، مگنتیت و پیریت می‌باشد. بافت‌های موجود در این سنگ‌ها عبارتند از: افیتیک، گرانولر، پویی کلیتیک و هیپ ایدومورفیک گرانولار می‌باشد. درین این سنگ‌ها پیروکسن دیوریت‌ها از نظر وفور کانی اپاک بسیار غنی هستند کانه‌ها غالباً شکل دار و بعضاً بدون شکل‌اند و به نظر می‌رسد تعدادی از آن‌ها اولیه (شکل دار) و تعدادی حاصل دگرسانی کانی‌های فرو منیزیمی از قبیل: پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت باشند. کانه‌ها گاه‌باً به صورت پزدومورف جانشین کانی‌های فرو منیزیم شده‌اند. نفوذ این سنگ‌ها در داخل سنگهای شیلی مارنی - آهکی سازند آهکی قم موجب اسکارن زایی و هورنفلس‌های مجاورتی شده است.

منابع

- آقاباتی، ع.، 1383. زمین‌شناسی ایران: سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، 596 صفحه.

- خواجه علی، ج.، 1376، زمین‌شناسی و پترولوزی سنگهای آتشفسانی و نفوذی شرق کاشان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، 336 صفحه.

- کریم پور، م.، 137، پترولوزی سنگهای آذرین و کانسارهای ماگمایی: نشر مشهد، 343 صفحه.

-نقشه زمین شناسی کاشان با مقیاس 1:100000 ، سازمان زمین شناسی کشور، امنی، 1382.

چینه نگاری سنگی نهشته های کرتاسه زیرین در ناحیه گردنه زینل خوراسگان، شرق خوراسگان

عبدالخانی بختیاری زهراء^{۱*}- صفری، امرالله^۲- کنگازیان، عبدالحسین^۳- آرمون، افشن^۴

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ رسویی دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان

Zahra.bakhtyari@yahoo.com

² استادیار، دانشگاه اصفهان

³ استادیار، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان

⁴ شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب

چکیده

توالی رسوبات کرتاسه زیرین در ناحیه گردنه زینل خوراسگان، واقع در ۱۵ کیلومتری شرق اصفهان با ضخامت 328 متر می باشد. این رسوبات از سنگهای آهکی و سیلیسی آواری (ماسه سنگ) تشکیل یافته است. مرز نهشته های کرتاسه زیرین با رسوبات ژوراسیک (لیاس) به صورت دگرگشی زاویه دار می باشد. این توالی در مرز بالا توسط رسوبات عهد حاضر پوشیده شده است. بر اساس خصوصیات سنگ چینه نگاری چهار واحد سنگی تشخیص داده شده است که شامل: واحد(A1): ماسه سنگی، واحد(A2): آهک های ضخیم لایه تا توده ای، واحد(A3): آهک های متوسط تا ضخیم لایه، واحد(A4): آهک مای ضخیم لایه تا توده ای می باشد. که این واحدها به صورت همшиб روی یکدیگر قرار دارند.

واژه های کلیدی: سنگ چینه نگاری، کرتاسه زیرین، خوراسگان

مقدمه

حضور رسوبات کرتاسه زیرین در منطقه خوراسگان نخستین بار توسط زاهدی (1955) گزارش گردیده است، از طرف دیگر صفری (1372) مطالعاتی در مورد میکروfasیس و محیط رسویی سنگی کرتاسه زیرین در شمال شرق اصفهان انجام داد. جمدی (1377) چینه شناسی و بیو استراتیگرافی رسوبات کرتاسه زیرین در شرق اصفهان (منطقه خوراسگان) را مطالعه نمود. خسرو تهرانی و صیدی ساروی (1378) چینه شناسی - فسیل شناسی و محیط رسویی سنگ های کرتاسه زیرین را در شمال شرق اصفهان (دیزلو - پیناوند) مورد مطالعه قرار داده اند. فراهانی (1381) بررسی بیو استراتیگرافی ردیف رسویی کرتاسه زیرین در منطقه سه اصفهان را به توجه به فوق آمونیتی

انجام داد و همچین رفیعی مقدم (1388) به بررسی های رخساره ها و تفسیر محیط رسوبی نهشته های کرتاسه زیرین در ناحیه مرغ اصفهان و اناری (1388) مطالعاتی در مورد میکرو فاسیس محیط رسوبی و سکانس استراتیگیک افی نهشته های کرتاسه زیرین در(ناحیه سه) شمال غرب اصفهان انجام داد و کراچیان(1388) ریز رخساره ها و محیط رسوبی توالی کرتاسه زیرین در ناحیه سده بزرگ (جنوب غرب کاشان) را مطالعه نمود هدف این تحقیق شناسایی و اندازه گیری دقیق توالی کرتاسه زیرین به منظور تفکیک لیتولوژی آن به واحدهای سنگ چینه نگاری است. برای رسیدن به این هدف بررسی های صحرایی شامل اندازه گیری ضخامت لایه ها و شناسایی و تفکیک واحدهای سنگ چینه نگاری انجام گرفته است.

موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در 15 کیلومتری شرق اصفهان در نزدیکی شهر خوارسگان با مختصات جغرافیایی 51 درجه و 49 دقیقه طول شرقی و 32 درجه و 36 دقیقه عرض شمالی واقع شده است. کوتاهترین راه دسترسی به منطقه جاده اصفهان - باغ رضوان است، که بعد از رسیدن به باغ رضوان و طی مسیر 7 کیلومتر به منطقه مورد مطالعه خواهیم رسید.

بحث

مرز پایینی توالی کرتاسه زیرین در ناحیه مورد مطالعه با رسوبات ژوراسیک تحتانی (لیاس) به صورت دگرگشی زاویه دار می باشد و مرز بالایی توسط رسوبات عهد حاضر پوشیده شده است. بر اساس مطالعات انجام شده واحدهای سنگ چینه نگاری رسوبات کرتاسه زیرین در ناحیه مورد مطالعه به ضخامت 328 متر به 4 واحد سنگ چینه ای قابل تفکیک است. این واحدها به صورت هم شیب روی هم قرار گرفته اند. که از پایین به بالا عبارتند از:

واحد A1: این واحد شامل 27 متر و 70 سانتی متر ماسه سنگ می باشد(شکل 4). ماسه سنگهای این واحد به رنگ قهوه ای تیره و قرمز و در بعضی لایه ها خاکستری و نخودی رنگ دیده می شوند. ضخامت لایه ها در این واحد از نازک لایه تا ضخیم لایه می باشد. ساختمانهای رسوبی در ماسه سنگهای این واحد شامل: لامیناسیون و دانه بندی تدریجی می باشد(شکل 6).

واحد A2:

این واحد با ضخامت 76 متر و 30 سانتی متر به صورت همسیب بر روی واحد A1 (ماسه سنگ) قرار گرفته و از آهک های ضخیم لایه تا توده ای تشکیل شده است (شکل 7). رنگ هوازده لایه ها خاکستری تیره تا روشن و غیر هوازده خاکستری روشن تا کرم رنگ می باشد. بر اساس طبقه بندی گرابو (1904) آهکها به صورت کلسی لوتايت، کالک آرنایت و کلسی رودایت نام گذاری می گردند. دانه های اسکلتی این واحد عمدتاً شامل اوریتولین و رودیست بوده که به سمت بالای واحد بر میزان آنها افزوده می گردد.

A3 واحد:

این واحد با ضخامت 64 متر و 80 سانتی متر به صورت همسیب بر روی واحد A2 (آهک های ضخیم لایه تا توده ای) قرار گرفته و از آهک های متوسط تا ضخیم لایه تشکیل شده است. رنگ هوازده لایه ها خاکستری تیره تا روشن و غیر هوازده خاکستری روشن تا کرم رنگ می باشد. بر اساس طبقه بندی گرابو (1904) آهکها به صورت کلسی لوتايت، کالک آرنایت و کلسی رودایت نام گذاری می گردند. دانه های اسکلتی این واحد عمدتاً شامل اوریتولین و رودیست می باشد.

A4 واحد:

این واحد با ضخامت 159 متر و 20 سانتی متر به صورت همسیب بر روی واحد A3 (آهک های متوسط تا ضخیم لایه) قرار گرفته و از آهک های ضخیم لایه تا توده ای تشکیل شده است. رنگ هوازده لایه ها خاکستری تیره تا روشن و غیر هوازده خاکستری روشن تا کرم رنگ می باشد. بر اساس طبقه بندی گرابو (1904) آهکها به صورت کلسی لوتايت، کالک آرنایت و کلسی رودایت نام گذاری می گردند. دانه های اسکلتی این واحد عمدتاً شامل اوریتولین و رودیست بوده که به سمت بالای واحد بر میزان آنها افزوده می گردد.

نتیجه گیری

- 1 - مرز پایینی نهشته های کرتاسه زیرین با رسوبات ژوراسیک (لیاس) به صورت دگرشیبی زاویه دار می باشد و مرز بالایی آن توسط رسوبات عهد حاضر پوشیده شده است.
- 2 - رسوبات ناحیه مورد مطالعه از سنگهای آهکی و سیلیسی آواری (ماسه سنگ) تشکیل شده است.

3 - نهشته های کرتاسه زیرین در ناحیه مورد مطالعه بر اساس ویژگی های سنگ شناسی به 4 واحد سنگ چینه ای تقسیم شده است که عبارتند از :

واحد A1: ماسه سنگ، واحد، A2: آهک های ضخیم لایه تا توده ای، واحد A3: آهک های متوسط تا ضخیم لایه واحد A4: آهکهای ضخیم لایه تا توده ای

منابع

- اناری، م. 1388. میکروfasیس و محیط رسوبی نهشته های کرتاسه زیرین در شمال شرق اصفهان(منطقه سه). پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان. 110 صفحه.
 - جمدی، ل. 1377. بیواستراتیگرافی و چینه شناسی رسوبات کرتاسه زیرین در شمال شرق اصفهان(منطقه خوراسگان). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان. 160 صفحه.
 - خسر و تهرانی، خ و صیدی ساروئی، ح. 1378. چینه شناسی – فسیل شناسی و محیط رسوبی سنگهای کرتاسه زیرین در شمال شرق اصفهان. مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی، بهار و تابستان 1378. صفحات 2283 تا 2302.
 - رفیعی مقدم، ب. 1388. رخساره ها و محیط رسوبی نهشته های کرتاسه زیرین در شمال شرق اصفهان(منطقه مرغ). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان. 70 صفحه.
 - زاهدی، م. 1355. نقشه زمین شناسی اصفهان با مقیاس 1:250000 همراه با گزارش.
 - صفری، امراله. (1372). محیط رسوبی و میکرو فاسیس سنگ های کرتاسه زیرین شمال شرق اصفهان. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال.
 - فراهانی، ب. 1381. بیواستراتیگرافی ردیف رسوبی کرتاسه زیرین منطقه سه اصفهان با توجه به فون آمونیتی. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران. 129 صفحه.
 - کراچیان، س. 1388. ریز رخساره ها و محیط رسوبی نهشته های کرتاسه زیرین در ناحیه سده بزرگ. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان. 82 صفحه.
- Grabau, A .W., 1904,On the classification of sedimentary rock: Amer, Geo, v.33, p. 228-247

پتروگرافی تراورتن های چاه سفید همت آباد چاهیسه (شمال شرق اصفهان)

زهره عسکری¹، عبدالحسین کنگازیان²، علی خان نصر اصفهانی²

¹-دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ رسوبی دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان

²-استادیار، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان

چکیده

تراورتن های چاه سفید همت آباد در 60 کیلومتری شمال شرق شهر اصفهان واقع شده است این منطقه بخشی از زون ارومیه - دختر (شمال غرب - جنوب شرق) می باشد. از نظر ریخت شناسی تراورتن های منطقه مورد مطالعه از نوع شکاف- پشه و مربوط به زمان کواترنر است. شواهد پتروگرافی نشانگر عمدتاً ترموژن بودن این ذخایر می باشد. ویژگی های بافتی در این رسوبات تاییدی بر حضور فعال و فعالیت های زیستی و میکروبی همزمان با رسوبگذاری تراورتن می باشد. حضور لامیناسیون در تراورتن ناشی از رشد متناوب فصل/روزانه می باشد. شواهد زمین شناسی نشان می دهد که این سنگ ها در یک محیط ژئوگرادیان به واسطه فعالیت های تکتونیکی- ماگمایی ایجاد شده اند. چرخش آب های جوی در اعماق و ظهور دوباره آن در سطح از طریق شکستگی ها و گسل های موجود، بصورت چشمی های آب گرم باعث تشکیل تراورتن در محل چشمه ها و در امتداد گسلها و شکستگی های بزرگ شده است.

کلید واژه: تراورتن، چاه سفید همت آباد، زون ارومیه دختر.

مقدمه

تراورتن سنگ آهکی سیمانی شده و متراکم است که در نتیجه ته نشینی سریع کربنات کلسیم از آبهای زیرزمینی و سطحی (سرد و گرم) ناشی شده و در اطراف چشمه ها، رو دخانه ها، غارها و در امتداد شکستگی ها و گسل های دیده می شود (Mitchell, 1985). مجموعه تراورتن های استان اصفهان بخشی از کمرنگ آتشفسانی زون ارومیه- دختر در ایران مرکزی است که به طور عمده بر روی نواری به طول حدود 500 کیلومتر و عرض 80-100 کیلومتر با روند شمال غرب- جنوب شرق از گوشش شمال غربی استان تا جنوب غربی باتلاق گاوخونی کشیده شده است. بیشتر ذخایر افصادی استان در حاشیه غربی زون ایران مرکزی در زون ارومیه- دختر قرار دارد (عبادی و نصر اصفهانی، 1386). سنگهای تراورتن در ایران چندان مورد مطالعه قرار نگرفته و اطلاعات و منابع مدون

کافی راجع به این سنگها وجود ندارد. به همین دلیل در این پژوهش یکی از مناطقی که از نظر مطالعه‌ی این گروه سنگها مناسب تشخیص داده شد به عنوان موضوع تحقیق انتخاب گردید. در این مقاله، پتروگرافی رسوبات تراورتن تحت عنوان میکروفابریک و مزو فابریک بررسی می‌شود. مطالعات انجام شده در مورد تراورتن در مناطق مختلف توسط رئیسی (1387)، مصدق زاده (1388) و عابدی (1388) انجام گرفته است.

موقعیت جغرافیایی منطقه

کوتاه‌ترین راه دسترسی به منطقه جاده اصفهان-اردستان است که پس از طی 35 کیلومتر به شهر کمشچه می‌رسیم و پس از طی حدود 5 کیلومتر به جاده خاکی معدن چاه سفید همت آباد می‌رسیم و پس از طی 15 کیلومتر جاده خاکی به محل ذخیره می‌رسیم.

زمین شناسی عمومی

از نظر زمین شناسی این ناحیه در بین پادگانه‌های جوان پست واقع شده است. تراورتن‌های مورد مطالعه در این منطقه متعلق به کواترنری باشد.

روش مطالعه

تعداد 40 نمونه دستی طی بازدیدهای صحرائی از مجموعه تراورتن و سنگ بستر آن از معدن چاه سفید همت آباد برداشت گردید. از این تعداد 28 مقطع نازک تهیه شد. نمونه‌ها با کمک میکروسکوپ پلاریزان نور انکساری مطالعه شدند.

پتروگرافی

در این پژوهش، پتروگرافی تراورتن تحت عنوان میکروفابریک و مزو فابریک مطالعه می‌شود. اختصاصات میکرسکوپی (میکروفابریک) در مقطع نازک و اختصاصات قابل رویت (مزوفابریک) در نمونه‌ی دستی مشاهده می‌شود. البته بعضی محققین با توجه به نقش فعالیت‌های باکتریایی، جلبکی و گیاهی در شکل گیری تراورتن معتقد به بیوفابریک نیز می‌باشند (پنتی کاست 2005). اختصاصات میکروسکوپی دارای اهمیت بیشتر بوده و راهنمای داستن چگونگی تشکیل تراورتن و دیاژن آن و توضیح بسیاری از اختصاصات فیزیکی مربوطه می‌باشد. از مشخصه‌های اصلی رسوبات چشمه‌های

آب گرم در زیر میکروسکوپ وجود رشته های جلبکی، لامینه های فشرده به هم، نوارهای رنگی متناوب با لایه های فنسترا³ با بافت لوله ای، لکه دار⁴ یا نرده ای⁵ و لایه های متخلخل است(فیض نیا 1375). بیشتر سنگ های تراورتن از تشکیل شده است. مقاطع نازک شامل میکریت، میکرواسپار و اشکال مختلف کلسیت بلوری است. میکریت با اندازه 0-5μm، میکرواسپار با اندازه 35-5μm ماکرواسپار در اندازه های بیشتر از 35μm به چشم می خورد(پتی کاست 2005).

میکرو فابریک میکریت

در مقاطع نازک میکریت به شکل نواحی آپاک و با نوارهای مبهم و گاهآبا به شکل کلوخه ای، ریسمان مانند(نواری)، پلوئیدی یا لایه های متناوب با دیگربافت ها دیده می شود. کلوخه ها در دامنه ای وسیعی از تراورتن ها حضور دارند و احتمالاً در اصل حاصل فعالیت میکروبی هستند(پتی کاست 1995). دانه های میکریت به صورت هم اندازه و بی شکل⁶ و دانه های میکرو اسپار به شکل هم اندازه و شکل دار⁷ حضور دارند و خمیره ای تراورتن را تشکیل می دهند. میکریت می تواند تشکیل دهنده کل سنگ باشد و یا به صورت خمیره ریز دانه در بین ذره های سنگ آهک حضور یابد. در واقع آنچه در مقاطع دیده می شود همان ماتریکس و سیمان است و آلوکمی به شکل تپیک وجود ندارد. لامیناسیون میکریتی اغلب شاهدی برای تشخیص تراورتن های جلبکی است که در آن لایه های در مقیاس میلی متری ناشی از تفاوت در وزن حجمی یا رنگ دیده می شود و اغلب مربوط به رشد فصلی جلبک ها است. میکریت احتمالاً در اطراف و مابین کلنی های باکتری مخصوصاً سیانو باکتری ها نهشته می شود (پتی کاست 1995). اگر گات پلوئیدی میکریت در مقاطع اغلب بافت لخته خونی⁸ ایجاد می کند. همچنین کلنی های باکتری و سیانو باکتری اشکال بوته ای را بوجود می آورند که به سمت بالا شاخه شده اند (پتی کاست 1995) و غالباً شراب⁹ نامیده می شوند.

اسپاریت

در مقاطع نازک اسپاریت به واسطه ای شفافیت و بلور های درهم قفل شده متمایز می گردد. اسپار اغلب به شکل نا منظم یا خرد های گرد شده ای که پر شدن فضا های خالی را نشان می دهد به چشم می خورد و گاهآبا به صورت سیمان نوع دروزی¹⁰ حفرات را پر کرده است(شکل 3-6). به طوریکه در وسط حفره بلورهای درشت ترقه را داشته و تماس بین آن ها به صورت مسطح می باشد یک شکل

خاص از اسپار تیغه ای دسته های موازی مثلث و جهی هایی از کلسیت است که به واسطه ای طرح شش گوش به آن ها اسپار دندان سگی اطلاق می شود در حاشیه ای حفرات شکل گرفته اند و مشخصه ای ناجیه ای و دوز می باشد. نوع دیگری که دیده می شود سیمان بلوکی یا هم بعد می باشد که به شکل بلور های موzaیکی اسپاریت، حفره ها و شکاف های موجود در سنگ را پرمی کند. در مواقعی هم سیمان ایزوپکوس دیده می شود که از جمله اسپارهای تیغه ای (بامنیزیم بالا) دسته های موازی است که برای آن از اصطلاح نرده ای استفاده می شود. واژ آن تحت عنوان سیمان حاشیه ای باد می شود (فلوگل 2004).

میکروفابریک و مزوفابریک

از اشکال قابل رویت در نمونه ای دستی که علاوه بر آن در مقاطع میکرسکپی نیز مطالعه می گردد، می توان به تخلخل و لامیناسیون اشاره نمود و به شرح زیر بررسی می شود.

تخلخل

حفره ها اشکال اختصاصی و قسمتی از مزوفابریک و میکروفابریک تراورتن های معدن چاه سفید همت آباد می باشد. حفرات ماکرنسکپی گسترش یافته معمولاً با اندازه ۵-۲ میلی متر دیده می شود و به واسطه ای ادخال های گاز به وجود می آیند. این حفرات دارای نسبت طول به عرض زیاد (بیشتر از ۵) و با محور بلند موازی با لایه بندی دیده می شوند. ضمن این که وجود این حفرات در تراورتن های ترموزن کاملاً طبیعی است (پتی کاست 1995). اصولاً فضاهای خالی در مقیاس میکرسکپی به دو منشأ نسبت داده می شود. یکی جایگزینی ساختمانی سنگ و تخلخلی که از بد و دیاژنر همزمان با خروج گاز و سنگ شدن آغازی رسوبات حاصل می گردد و دیگری که از تغییرات ثانوی ساختمان داخلی سنگ در اثر دیاژنر نتیجه می شود. در حالت اخیر تخلخل ثانوی پس از عمل انحلال و ایجاد رگه های مویین در سنگ ایجاد می شود. بدیده ای انحلال بخصوص در محیط های متوریک شایع است. جریان های محلول اشباع شده از یون های مختلف می توانند تخلخل اولیه یا ثانوی را به طور قابل ملاحظه ای تغییر داده و در آن موجب سازندگی یک سیمان آغازی یا پایانی گردند (خسرو تهرانی 1360).

تخلخل روزنه ای

تخلخلی است با فضاهای خالی کم و بیش طویل شده که معمولاً این فضاهای به صورت بین لایه ای و جهت دار بوده گاهی نیز به یکدیگر متصل و به طور منظم دیده می شوند(خسرو تهرانی 1360). این تخلخل تابع بافت(چاکوئت و پری) می باشد.

تخلخل حفره ای

در این سنگ ها این نوع تخلخل از نوع مستقل از بافت (چاکوئت و پری 1970) بوده و عمدتاً بر اثر انحلال در محیط های متهویریکی ایجاد می شود. انحلال از سطح دانه فراتر رفته و سیمان یا ماتریکس اطراف را نیز دربر گرفته و حفره ایجاد می کند و گاهی بلور های کلسیت به صورت دندان سگی حاشیه ای حفره را پوشانده است. تخلخل های سنگ آهک به انواع انتخابی و غیر انتخابی تقسیم می شود و البته تخلخل در بیشتر تراورتن ها از جمله تراورتن های چاه سفید همت آباد از نوع انتخابی است (فلوگل 2004). تحقیقات نشان داده که به طور کلی تراورتن های ترموزن تخلخل کم تری نسبت به تراورتن های متهوژن دارند(پنتی کاست 1995) و شکل و میزان تخلخل در تراورتن چاه سفید همت آباد تا حد زیادی با تخلخل در تراورتن های ترموزن مطابقت می کند.

لامیناسیون

لامیناسیون در مناطقی از تراورتن های چاه سفید همت آباد دیده می شود و علاوه بر نمایش جزئیات تشکیل تراورتن در زمان گذشته شاهدی بر تغییرات متناوب رسوبگذاری ناشی از عوامل فیزیکی مانند تغییرات هوا یا مرتبط با فعالیت های زیستی است(پنتی کاست 2005). لامیناسیون اغلب از نوع صفحه ای و موجی است می شود. قابلیت نواری شدن اغلب در کلسیت های ستونی دیده می شود. لامیناسیون در این منطقه بیشتر از نوع هتروپکوس (یک در میان وبا ضخامت متفاوت) بوده و ترکیب یک لایه ای روشن و یک لایه ای تیره تجمع سالیانه ای تراورتن را نشان می دهد. این لامیناسیون معمولاً مختص تراورتن های ترموزن است. زیرا سرعت رسوبگذاری در نوع ترموزن سریع است و اجازه یی ثبات بیشتر را می دهد(پنتی کاست 1995).

بیوفابریک

اسکلت حاصل از بقایای ارگانیسم های گیاهی مانند جلبک ها که در خلال مراحل تنفس و فتوسنتز به ته نشست کربنات کلسیم کمک می کنند، جزء معمول بسیاری از تراورتنها است (هاینز 1978). استروماتولیت ها قشرهایی از جلبک های آبی- سبز می باشند که کلسیتی نشده، اغلب به صورت رشته های افقی و عمودی می باشند و رسوبات را به تله می اندازد به طوری که در یک استروماتولیت معمولاً لایه های غنی از مواد آلی و لایه های غنی از مواد کربناته وجود دارند (فیض نیا (1377).

نتیجه گیری

شواهد پتروگرافی نشانگر عمدتاً ترموزن بودن این ذخایر می باشد. اکثر این نهشته ها در فاصله یک تا دو کیلومتری گسل های فعال منطقه دیده می شود و نقش به سزائی در چهره ای ناهمواری های ناحیه دارد. با توجه به روند این گسل ها عامل شکل گیری نهشته ها ، کشش های موضعی ایجاد شده در پهنه همپوشانی این گسل هاست. شواهد زمین شناسی نشان می دهد که این سنگ ها در یک محیط ژئوگرادیان به واسطه فعالیت های ماگمایی و تکتونیکی منطقه و چشمeh های آب گرم ناشی از آن ، هم چنین چرخش آب های جوی در اعماق (آب های جوی نزولی با کاهش جرم حجمی و ویسکوزیته ناشی از افزایش درجه حرارت از خلال مجرایها به حرکت در آمده و صعود می کنند) و ظهور دویاره آن در سطح از طریق شکستگی ها و گسل های موجود، شکل گرفته اند. همچنین ویژگی های بافتی در این رسوبات تاییدی بر حضور فعل و فعالیت های زیستی و میکروبی همزمان با رسوبگذاری تراورتن می باشد.

منابع

- اطلس راههای ایران (1380)، مقیاس 1/1000000، موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتا شناسی
- رادفر، ج. (2002). نقشه چهارگوش 1/100000 منطقه کوهپایه، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قربانی، منصور. (1382). مبانی آتشفسان شناسی با نگرشی بر آتشفسانهای ایران، انتشارات آرین زمین، 362 ص.

-نصر اصفهانی، علی خان و رئیسی دهکردی، مرجان. (1387). پترولوزی تراورتن های جنوب میلاجرد(شمال غرب اردستان، اصفهان)، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم پایه)، جلد 34- شماره 5- سال 1387، صص 176-161.

-نصر اصفهانی ، علی خان و عابدی کوپایی ، سعید. (1386). ذخایر و معادن تراورتن در استان اصفهان و جایگاه ویژه آن در توسعه اقتصادی منطقه ، همایش سراسری علوم پایه باشگاه پژوهشگران جوان ، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شهر ری .

Altunel, E., Hancock, P.L., 1996. Structural attributes of travertine- Filled extensional Fissures in the Pamukkale Plateau, Western Turkey. International Geology Review 38, 763-777.

Folk, R . L . 1984 . Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Co., Tx., 182 pp.

Marks, j , Parnell , R , Carter , C,Dinger , E and Haden , G, 2006. Interaction between geomorphology and ecosystem processes in travertine streams : Implications for decommissioning a dam on Fossil Creek , Arizona .

Geomorphology ,77, 299-307 . June 16/2006, From <http://www.sciedirect.com>

Pentecost, A. and Viles, H.A. 1994:, Areview and eassessment of travertine classification, Geogr.

Phys. Quaternarie, 48,305-314.

Pentecost, A. 1995:, Geochemistry of Carbon dioxide in six travertine depositing waters of Italy,

J. Hydrol., 167, 263-278.

Pentecost, A . 2005 .Travertine , springer . Verlag Berlin Heidelberg , Netherland , 445p

بررسی پترولوزیکی توده گرانیتوئیدی از غند(کاشمر) و جایگاه تکتونیکی آن

دکتر محمد ابراهیم فاضل ولی پور¹، وجیهه فکری، فرزانه شمس زاده²

1- عضو هیئت علمی دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد

2- دانشگاه آزاد مشهد، دانشکده علوم پایه، گروه زمین شناسی

چکیده

توده گرانیتوئیدی از غند کاشمر با روند شرقی - غربی در زون شاختی بلوک لوت رخمنون دارد که سنگهای ولکانیکی و آذر آواری با سن اثوسن را قطع نموده است. این توده دارای طیف ترکیبی کوارتز مونزودیوریت، مونزو گرانیت، تونالیت و گرانودیوریت می باشد. شواهد صحرایی همراه با مطالعات ژئوشیمی عناصر نادر بیانگر این مطلب است که توده گرانیتوئیدی در کمان قاره ای (CAG) در اثر ذوب پوسته تحتانی ایجاد گردیده است. این سنگها خاصیت کالک آلکالن با پتانسیم بالا از خود نشان می دهند. این توده دارای خصوصیات تیپ I بوده و از لحاظ شاخص اشباع از آلومین، در محدوده متألک آلمین تا پر آلمین قرار می گیرد.

واژه های کلیدی: از غند کاشمر، کالک آلکالن، گرانیتوئید، تیپ I، CAG.

مقدمه

توده گرانیتوئیدی از غند کاشمر بین طول های جغرافیایی 42° تا 52° شرقی و عرض های جغرافیایی 16° تا 22° شمالی در جنوب خراسان رضوی واقع است. این توده نفوذی با مساحتی حدود 85 کیلومتر مربع با روند شرقی - غربی به صورت توده های بزرگ و حجمی در ناحیه رخمنون دارد. در قسمت شرقی حاشیه توده ترکیب سنگ شناسی کوارتز مونزودیوریت، تونالیت، گرانودیوریت و مونزو گرانیت را داشته و در قسمت غربی توده های نفوذی نیمه عمیق و کوچکی پراکنده است که دارای ترکیب گرانودیوریت و مونزو گرانیت بوده و بافت پورفیریک نشان می دهند. این ناحیه بخشی از بلوک لوت است که در نقشه 1:100000 فیض آباد واقع است.

روش کار

پس از انجام عملیات صحرایی در منطقه مورد مطالعه با استفاده از عکس های هوایی و نقشه 1:100000 فیض آباد و 1:250000 کاشمر نمونه برداری از سنگهای توده گرانیتوئیدی

صورت گرفت. در بین نمونه ها تعداد 100 نمونه را برای مطالعه پتروگرافی و تعداد 28 نمونه را جهت آنالیز شیمیایی با دستگاه XRF سازمان زمین شناسی کشور انتخاب نمودیم. در پایان به کمک داده های ژئوشیمیایی مسائل شیمیایی و تکتونوماگمایی توده مورد مطالعه را بررسی نمودیم.

بحث

1-3 پتروگرافی

در این قسمت به طور خلاصه پتروگرافی سنگ های گرانیتوئیدی از غند را اشاره می نماییم:

1-3 الف - مونزوگرانیتها

این سنگها هلوکریستالین و لوکوکرات بوده و در مقاطع میکروسکوپی دارای بافت های گرانوفیر، پویکلیتیک و گرانولار می باشند. در حدود 31٪ حجمی مقاطع مربوط به این نمونه سنگ از پلاژیوکلاز یوهدرال در حد الیگوکلاز - آندرین تشکیل شده که در حال تجزیه به سریت، کانیهای رسی - اپیدوت و کربنات می باشد. در برخی مقاطع حاشیه پلاژیوکلاز ها خوردگی داشته و حالت مضرس نشان می دهد که حاکی از عدم تعادل مینرالوژیکی است. فلدسپات های آلکالن که 19٪ حجمی مونزوگرانیتها را در بر می گیرند اکثراً از نوع ارتوز پرتبی می باشد. در برخی مقاطع رشد توان آن با کوارتز سبب ایجاد بافت گرافیکی در سنگ شده است (تصویر 2- ب). این کانی ها اکثراً به کانی های رسی تجزیه شده اند. کوارتز ها عموماً بی تصویر بوده و به صورت پر کننده فضاهای خالی بین کانی ها و یا انکلوزیون در کانیهایی مانند فلدسپات قرار دارد. این کانی نیز در حدود 25٪ حجمی مقاطع را تشکیل می دهد. هوربلاتند 3٪ حجمی مقاطع را به خود اختصاص داده است. این کانی در برخی مقاطع در حال تبدیل به کلریت و بیوتیت است. بیوتیتها که در حدود 2 تا 4٪ حجمی مقاطع را فراگرفته اند، حاوی انکلوزیونهای اکسید آهن و اسفن هستند. برخی از بیوتیت ها به کلریت تجزیه شده که حاکی از آزاد شدن گی تیتان و تشکیل اسفن است. از کانیهای دیگر سنگ می توان به زیر کان و سوزن های آپاتیت اشاره نمود.

1-3 ب - گرانودیوریتها

این سنگها نیز هلوکریستالین و لوکوکرات بوده و در سطح تازه خاکستری روشن تا تیره می باشند. در مقاطع میکروسکوپی اکثراً بافت گرانولار تا پورفیری با خمیر دانه متوسط نشان می دهد. پلاژیوکلازها 44٪ حجمی مقاطع گرانودیوریتها را تشکیل می دهند. این کانی ها در برخی از مقاطع

دگرسانی انتخابی داشته و بافت میرمکتی را تشکیل داده است. فلدسپات‌ها (15٪ حجمی) به تصویر پر تیتی یا گرافیکی ظاهر شده و اکثراً به کانیهای رسی تبدیل شده‌اند. وضعیت کانی کوارتز در این دسته از سنگها (27٪ حجمی) مشابه مونزو-گرانیتها است. هورنبلاند و بیوتیت (12٪ سنگ) را تشکیل داده‌اند. بیوتیت‌ها در برخی مقاطع بافت غربالی نشان می‌دهند که احتمالاً به علت اختلالات ماغمای است آپاتیت و اوپاک از دیگر کانیهای سنگ هستند.

3-1-ج - توانایی‌ها

این سنگ‌ها دارای بافت گرانولار و میکروگرانولار بوده و با وسعت کم فقط به حاشیه توده نفوذی منحصر شده است. پلاژیوکلازها (حدود 68٪ حجمی) با منطقه بنده نوسانی دیده می‌شوند. کوارتز‌ها (حدود 26٪ حجمی) به صورت بی تصویر به عنوان پر کتنده فضاهای خالی یا انکلوزیون‌ها در فلدسپات‌ها دیده می‌شوند. از کانیهای دیگر می‌توان به فلدسپات‌ها (5٪ حجمی)، هورنبلاند، بیوتیت، آپاتیت و اوپاک اشاره نمود.

3-1-د - کوارتز مونزو-بوریتیها

با بافت گرانولار از 51٪ پلاژیوکلاز، 27٪ فلدسپات و 18٪ کوارتز تشکیل شده است. کانی‌هایی نظیر هورنبلاند، بیوتیت که در امتداد رخها به اکسید آهن تبدیل شده استو نیز آپاتیت در این سنگها مشاهده می‌گردد.

3-2 ژئوشیمی

با توجه به رده بنده سنگ‌های آذرین بر مبنای نسبتهای میلی کاتیونی [دولاروج و همکاران، 1980] نمونه‌های گرانیتوئید از غند در محدوده‌های مونزو-گرانیت، گرانودیوریت، تونالیت و مونزو-دیوریت قرار می‌گیرند. از طرفی دیاگرام‌های پترولوزیکی مختلف مانند نمودار AFM (تصویر 4-الف) [ایرون و باراگار، 1971]، نمودار آلکالن در مقابل سیلیس [کونو، 1968]، نمودار نیکل-سیلیس [میاشیرو، 1974] نشان می‌دهند که ماغما‌سازنده سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه از نوع کالک‌آلکالن با بتاسیم بالا است. این سنگها از نظر شاخص اشباع از آلمینیوم [مانیار و پیکولی، 1989] پر آلمین تا متألمین می‌باشند.

3-3 تیپ گرانیتوئید‌ها:

تا کنون رسم براین بوده است که سنگ‌های گرانیتوئیدی را براساس تقسیم بنده چاپل و وايت (1982) به سه تیپ a,I,s تقسیم بنده می‌نمایند. برای تفکیک این نوع گرانیت‌ها از یکدیگر

از دیاگرام های گوناگونی می توان استفاده نمود. طبق این دیاگرام ها گرانیتوئید های منطقه مورد مطالعه به تیپ I تعلق دارند.

3.4 تعیین جایگاه تکتونیکی

مانیار و پیکولی (1989)، برای تفکیک و تعیین محیط یا خاستگاه تکتونیکی گرانیتها از داده های شیمیایی عناصر اصلی استفاده نمودند. براین اساس اصولاً سنگهای گرانیتوئیدی از نظر محیط تکتونیکی به دو گروه اصلی کوه زایی و غیر کوه زایی تقسیم می گردند. انواع کوهزایی خود به سه نوع گرانیتوئید های پس از کوه زایی (POG) تقسیم می گردد. انواع غیر کوه زایی نیز به سه نوع گرانیتوئیدهای همراه با بالا آمدگی خشکی زایی قاره ای (CEUG)، گرانیتوئیدهای مرتبط با ریفت قاره ها (RRG) و پلازیو گرانیتهای اقیانوسی (OP) تقسیم می شوند. به منظور تعیین خاستگاه تکتونیکی توده های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه می توان از نمودارهای مختلفی مانند نمودار SiO₂ و در مقابل K₂O استفاده نمود.

این نمودار نشان می دهد که گرانیتوئید های ازغند کاشمر به پلازیو گرانیتهای اقیانوسی تعلق ندارند. نمودار تغییرات درصد وزنی FeOt / FeOt + MgO در مقابل SiO₂ حاکی از آن است که این گرانیتوئیدها به CCG + CAG + IAG متعلق هستند (تصویر 6). حال برای تفکیک دقیقتر آنها می توان از نسبت مولکولی A/NK در مقابل A/NKC استفاده نمود. مطابق تصویر 6 نسبت مذکور برای گرانیتوئید ازغند کمتر از 1/05 است لذا این پلوتون از نظر تکتونیکی به CAG + IAG تعلق دارد. اکثر نمونه ها در قلمرو CAG قرار دارند. بنابراین با توجه به معیار هایی که تا کنون مورد توجه تا کنون مورد توجه قرار گرفت معلوم گردید که گرانیتوئید ازغند از نوع تیپ I بوده و به گرانیتوئیدهای قوس قاره ای (CAG) متعلق هستند. این گرانیتوئید ها سنگهای ماگمایی هستند که در لبه ورقه قاره ای که یک لیتوسفر اقیانوسی یه زیر آن فرورفته جایگزین می شوند. این تعریف با تکتونیک منطقه که در حقیقت محل فرارانش لیتوسفر اقیانوسی پالتوتیس به زیر ورقه توران است سازگار است. بنابراین گرانیتوئید های ناجیه مورد مطالعه از نوع کوه زایی بوده و حاصل از ذوب پوسته تحتانی است که توسط ماگماهای مافیک گوشته حاصل از وزن فرورانش ایجاد شده است ضمن اینکه اختلافی نیز بین ماگماهای مافیک گوشته حاصل از زون فرورانش و ماگماهای حاصل از ذوب پوسته تحتانی صورت گرفته است.

نتیجه گیری

سنگهای گرانیتی از غند از نظر پترولوژی و ژئوشیمیابی دارای طیف گسترده‌ای می‌باشد. گوناگونی پترولوژیکی و ژئوشیمیابی این سنگها از طریق ترکیب شیمیابی کنترل می‌شود. مقایسه کانی شناسی پتروگرافی و ژئوشیمیابی سنگها آذربین نفوذی ناحیه از غند کاشمر با اتوچه به دلایل زیر دارای ویژگیهای تیپ I است:

توده‌های نفوذی با سنگهای ولکانیکی در برگیرنده دارای مرز مشخصی است. توده‌های نفوذی اغلب از نوع مونزو-گرانیت گرانوودیوریت است. هورنبلاند و بیوتیت از کانیهای شاخص مافیک در تمام رخساره‌های مونزو-گرانیتی تا گرانوودیوریت هستند. موسکوئیت در هیچ یک از سنگهای نفوذی وجود ندارد. اسفن در اکثر سنگها دیده می‌شود. فاقد کانیهای دگرگونی مانند کوردیریت - گرونا و سیلیکات آلومین هستند. تغییرات درصد وزنی SiO_2 بین 68 تا 72٪ است. در تورم فاقد کرندوم هستند.

میانگین نسبت A/NK در مقابل A/NKC در اکثر نمونه‌ها کمتر از 1/1 است. متاآلومین تا پر آلومین هستند. عموماً سنگهای متاآلومین را به تیپ I نسبت می‌دهند. دارای سدیم بالایی هستند که میانگین به 3/5 درصد وزنی میرسد. از نظر سری ماگمایی کالک آلکالن با پاتسیم بالا هستند. میزان Ni و کروم در آنها کم است. به گروه CAG تعلق دارند و از نوع کوهزایی می‌باشند.

منابع

نقشه زمین شناسی 1:100000، فیض آباد 1366، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- Chappel, B.W., White, A.J.R., 1982, " Granitoid types and their distribution in the Lachlan fold belt, Southern Australia ", Geology society American , Vol. 83: 21 – 34
 Rollinson , H.R. , 1993," Using geochemical data ", Ingman, 325p.
 Kuno , H., 1968, "Origin of andesite and its bearing on the island arc structure", Bulletin volcanic, vol. 32:74-76.
 Irvin, T.N.& Baragar, W.R.A.1971," Aguid to the chemical classification Of the common volcanic rocks", Canadian journal earth science, Vol. 8:523 – 548.
 Dilaroch M. & all,1980,"Classification of volcanic & plutonic rock using R1-R2 diagram and major element analysis", Chemistry of journal, vol.29.
 Furns, H., Elside, M.M., Khalils, O., Hassanen, M.A., 1996, " pan African magmatism in the widy elrma district centerl Egypt", Geochemistry and tectonics environment society journal, vol.153.

بررسی آنکلاوهای گرانیتوئید مشهد

فاضل ولی پور^{*}، محمد ابراهیم ، بکایان، سارا²، سخدری، زهراء²

1- استاد یار گروه زمین شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد، ایران

2- گروه زمین شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد، ایران

چکیده

توده گرانوودیوریتی تا توپالیتی شمال غرب مشهد حاوی دو نوع گارنت های قرمز رنگ آلماندین که برخی از آنها دارای زونینگ می باشند و نیز میکا شیست با بیوتیت فراوان می باشند. این آنکلاوهای باقی مانده ذوب سنگ های پلیتی هستند. وجود این مجموعه در سنگ های گرانیتوئیدی منطقه حاکی از آن است که گرانیتوئید شمال غرب مشهد بر اثر ذوب بخشی مواد رسوبی(پلیتی) پوسته به وجود آمده و تیپ S را دارد.

کلمات کلیدی:مشهد- گرانوودیوریت - آنکلاو - میکا شیست - تیپ S

1- مقدمه

منطقه مورد مطالعه درزون بینالود و بین طول های جغرافیایی 30° 59' شرقی و عرض جغرافیایی 36° 30' 36' شمالی در نقشه 1:100000 مشهد واقع است. در این منطقه فعالیت های دگرگونی و مagma تیسم زیادی اتفاق افتاده است. جایگری توده های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه باسن پرموترياس در سنگ های دگرگونی ناحیه ای باسن کربونیfer اتفاق افتاده است. درون این توده ها آنکلاوهای قرمز رنگی از گارنت آلماندین کروی شکل و نیز آنکلاوهای تیره رنگی با اشكال گرد تا کشیده از میکاشیست با بیوتیت فروان قرار دارند. این آنکلاوهای اطلاعاتی پیرامون شرایط فشار و حرارت تشکیل مagma گرانیتی ، محیط تکتونیکی گرانیت ها و نیز ژئوگرافیت ها از نوع S بdst می دهند.

2- بحث و بررسی

توده گرانوودیوریتی و توپالیتی شمال غرب مشهد (ده نوشاندیز) در شیست های این ناحیه که سن کربونیfer را دارا هستند نفوذ کرده و سنگ های دگرگونی مجاورتی مانند هورن فلس های گارنت،

آندالوزیت و کوردیریت دار را بوجود آورده است. نفوذ این توده در آهک های منطقه سبب تشکیل اسکارن شده است. قطعاتی از این توده در کنار کنگلومرای ژوراسیک مشاهده می گردد. از این رو می توان نتیجه گرفت که این توده در پرمتریاس نفوذ کرده است.

این توده اسیدی رنگ روشن تا خاکستری داشته و دانه بنده متوسط تا درشت نشان می دهد در توده گرانودیبوریتی تاتونالیتی منطقه مورد مطالعه آنکلاوهای تیره ای با اشکال مدور یا کشیده دیده می شود. این آنکلاوهای که مطالعه حاضر بر روی آنها صورت گرفته است و هدف از آن مطالعه منشاء توده اسیدی منطقه می باشد از جنس میکاشیست است. این آنکلاوهای به علت داشتن بیوتیت فراوان ظاهری درخششده دارند. این ویژگی سبب گردیده که آنکلاو به راحتی از سنگ میزبان خود جدا شده و در برخی نقاط جای آن به صورت حفراتی در سنگ اسیدی باقی بماند که جای خالی این آنکلاوهای نشان می دهد. علاوه بر بیوتیت قطعات ریز تا نسبتا درشت از آنکلاو گارنت که دارای زوینیگ می باشند و از نوع آلماندن هستند در این سنگ ها یافت می شود. میکاشیست ها و بیوتیت به فروانی یافت شده و به اشکال تقریبا منظم در زیر میکروسکوب چند رنگی قهقهه ای پر رنگ تا قرمز نشان می دهد. وجود خمیدگی کینگ باند در برخی از آنها حاکی از تاثیر استرس منطقه بر آنها می باشد.

کوارتزها معمولاً بی شکل، حالت خرد شده یا با حاشیه ای مضرس نشان می دهد و خاموشی موجی دارند که بیانگر فشارهای تکتونیکی است. پلاژیوکلازها هم به صورت درشت بلور و هم ریز بلور دیده می شوند که از نوع الیگوکلاز تا آندزین بوده و گاهی حالت زوینیگ نشان می دهد و تجزیه به سوسوریت شده اند. زینولیت یا آنکاو و یا جسم یگانه ای از میکاشیست در گرانودیبوریت های دهنو دیده می شود. این تصویر نشان دهنده قدیمی بودن میکاشیست های دهنو شاندیز نسبت به توده نفوذی گرانودیبوریتی است. وجود زینولیت میکاشیست می تواند دلیلی بر گرانیت تیپ S در منطقه باشد. به عبارتی گرانیتها این منطقه از ذوب سنگهای رسوبی پوسته فوقانی بوجود آمده اند.

نتیجه گیری

با مطالعه کانی شناسی مجموعه کانی های آنکلاوهای موجود در سنگ های گرانودیبوریتی تاتونالیتی منطقه می توان به شرایط تشکیل ماگمای گرانیتی پی برد. گارنت در سنگ های پلوتونیک حد واسط تا کالک آلکالن سیاری از نقاط دنیا گزارش شده است. این گارنت ها اکثرا در سنگ های آذرین با کرونودوم نورماتیو زیاد یافت می شوند. منشاء اینگونه سنگ ها را به ذوب بخشی مواد پلیتی

نواحی عمیق پوسته نسبت می دهند. علاوه بر گارنت وجود بیوتیت و آنکلاومیکاپیت دلیل بر این است که این آنکلاوها مواد بر جای مانده از ذوب بخشی سنگ های اولیه هستند (دیدیر و باربارین 1991). حضور کانی ها و سنگ های دگرگونی در گرانودیوریت ها و تونالیت های منطقه به عنوان کانی های باقی مانده ذوب دلیل بر تیپ S بودن این سنگ های اسیدی در برگیرنده این آنکلاوهاست. مطالعات کانی شناسی و شیمیابی گرانیتوئید شمال غرب مشهد این نتایج را تائید می کند.

منابع

- نقشه زمین شناسی 1:100000 مشهد، سازمان زمین شناسی کشور
1 +کبر پورمتقی ، احسان (1388) بررسی و مطالعه پتروگرافی و پetroلوژی گرانیتوئیدهای شاندیز و بیلدر ، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه آزاد اسلامی شهرورد.
Didier.J and B.Bar barian (1991).Enclaves and granitepetrology .Eisiver,p.b24.

پدیده اسفلولیتی شدن سنگ های ریولیتی و ریوداسیتی شمال گناباد

فاضل ولی پور^{*}، محمد ابراهیم، نجمی²، فاطمه، سخباری، زهراء²

1- استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد، ایران

2- گروه زمین شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد، ایران

چکیده

مطالعات پتروگرافی بر روی سنگ های ولکانیکی اسیدی منطقه که اغلب ریولیت تا ریوداسیت هستند، صورت گرفته است. بافت این سنگ ها در بسیاری از این سنگ ها اسفلولیتی و پیرومیریدی است. اسفلولیت های سنگ های منطقه مورد مطالعه از فیبرهای رشته ای به صورت کروی، خطی، پلی گون و با اندازه میلی متر تا سانتی متر تشکیل شده است. این رشته های فیبری از فلدسپات آلکالن به همراه کوارتز با هسته ای از بلورهای فلدسپات در مرکز تشکیل شده است. پدیده خاموشی اسفلولیت ها بسیار جالب است و به صورت پرمانند و بادبزنی شکل دیده می شود. در نتیجه حرارت اعمال شده از توده نفوذی و نیز تأثیر سیالات هیدرولرمال در امتداد لایه بندي ها، بلورهای کوارتز و فلدسپات نفوذ کرده و تبلور مجدد این کانی ها، بافتی میکرو گرانولار در برخی از قسمت ها به وجود آورده است. تشکیل اسفلولیت های منطقه مورد مطالعه در نتیجه دوتربیفیکاسیون شیشه می باشد. این اسفلولیت ها دارای رشد تداخلی کوارتز و فلدسپات بوده و حاصل سرد شدن شدید مذاب های سیلیسی با گرانوی بالا و رشد سریع این مواد در گذازه و یا ماگماهایی می باشد که سریعاً سرد شده اند.

کلمات کلیدی: اسفلولیت، گناباد، دوتربیفیکاسیون، ریولیت، پیرومیرید

مقدمه

به طور کلی شیشه اصولاً پایدار نبوده و تمایل به تبلور مجدد یا دوتربیفیکاسیون دارد. یکی از اشکال تبلور شیشه فرم اسفلولیتی است که در سنگ های اسیدی منطقه مورد مطالعه دیده می شود. ساختمان اسفلولیتی به صورت تبلور همزمان فیبرها با نظم و ترتیب شعاعی از مرکز می باشد. این رشد ممکن است به طور کلی کروی یا تنها شامل بخشی از یک کره باشد. برخی از اسفلولیت ها عمدتاً از فلدسپات تشکیل یافته اما اکثر آنها به صورت هم رشدی کریستوبالیت یا تری دیمیت با فلدسپات

آلکالن می باشند. اسفلولیت های کوچک بافت اسفلولیتی و اسفلولیت های درشت بافت پیرومیریدی را تشکیل می دهد.

بحث

شیشه ها اصولاً ناپایدار بوده و با گذشت زمان میل به تبلور مجدد نشان می دهند. عمل تبلور مجدد یا دوتیره شدن عمدتاً از هسته ای که می تواند یک بلور یا شکستگی باشد شروع شده و در اثر رشد به اسفلولیت یا پیرومیرید تبدیل می شود. حرارت مجدد و افزایش دما سبب افزایش هسته زایی و نسبت رشد می گردد. در دماهای بالا یعنی دمای زیر لیکوئیدوس شیشه تبلور مجدد یافته و آب سبب افزایش سرعت تبلور شیشه می گردد. با ورود آب ابتدا شیشه هیدراته شده و انبساط می یابد. سپس انبساط شبکه SiO_4 و تبدیل آن به تترادرهای SiO_4 منفرد که در اثر عمل هیدراته شدن صورت می گیرد، به یونهای سدیم پتاسیم و آهن اجازه می دهد که راحت تر و سریع تر موقعیت تترادری SiO_4 را قبول کند. محلولهای آب دار در عمل دوتیریفیکاسیون شیشه نقش مهمی به عهده دارند. با توجه به این که محصولات دوتیره شدن شیشه اسیدی یا بازیک به ترکیب نورماتیو آن استگی دارد در نتیجه این عمل تغییراتی در مقادیر Na_2O , CaO , H_2O , Fe_2O_3 , FeO به وجود می آید. مهمترین محصول دوتیریفیکاسیون شیشه ایجاد اسفلولیت های رشتہ ای شعاعی و آگرگاتهای اسفلولیتی است. در تشکیل بافت اسفلولیتی تشکیل نصفه پائین و نرخ رشد بلور بالاست. اسفلولیت ها به صورت کاملاً کروی تانیمه کروی و در برخی نقاط به صورت رشتہ های ریز، طویل دیده می شوند. اندازه آنها کوچک تا بسیار بزرگ دیده می شود. علاوه بر ساختمان شعاعی، اسفلولیت ها اشکال متحدم مرکز نیز نشان می دهند که دلیلی بر وقفه هایی در حین رشد است. اسفلولیت ها و پیرومیریدها شامل برخی از پلی مورف های SiO_2 و فلدسپات آلکالن هستند که به صورت تداخلی رشد کرده و نتیجه تبلور شدید مذاب های غنی از سیلیس با گرانروی یا غلظت زیاد و رشد سریع این مواد در ماده مذابی باشد که سریعاً سرد شده اند. معمولی ترین بافت اسفلولیتی یک آگرگات شعاعی از سوزنهای فلدسپات به همراه شیشه در بین آنها و کمی کوارتز است که به طور همزمان رشد کرده اند. اسفلولیت ها خاموشی بادبزنی یا پرمانند نشان می دهند.

اسفلولیت های سنگ های منطقه مورد مطالعه از کوارتز، فلدسپات آلکالن به همراه شیشه در میان آنها تشکیل شده است. این کانی ها در متن از بلاژیو کلاز، سانیدین، بیوتیت و اوپاک به شکل ثانویه گسترش یافته اند. تبلور مجدد کانی های کوارتز و فلدسپات در قسمت هایی از خمیره ریزدانه سنگ

بافت میکرو گرانولار را به وجود آورده است. هسته اسپرولیت ها از آلکالی فلدوپات و پلاژیوکلاز اسیدی تشکیل شده است. اسپرولیت ها در اندازه های متفاوت mm تا cm در نمونه های میکروسکوپی و ماکروسکوپی به اشکال کروی و حالت پلی گون با خاموشی بادبزنی و پرمانند دیده می شوند. سنگ های منطقه دارای بافت های پورفیری میکرو گرانولار، هیالوپورفیری اسپرولیتی و پیرومیتدی می باشند. از تجزیه فلدوپات ها کانی های ثانوی مانند اوپاک و کوارتز به وجود آمده است. اسپرولیت های منطقه مورد مطالعه را می توان از نظر ترکیب به دو نوع تقسیم نمود (هاکر (1983

1. وجود فلدوپات های شعاعی به همراه کوارتز رشد همزمان این دو کانی را در نقطه یوتکتیک نشان می دهد که با توجه به درجه ریزی بلورها کربپتو کریستالین یا میکرو کریستالین تبدیل می شود. در برخی نقاط کوارتز به شکل فیبری یا دانه های فشرده در بین فلدوپات دیده می شود.

2. در این نوع اسپرولیت ها که اکثراً در ریولیت ها دیده می شوند پلاژیوکلاز اسیدی اغلب از نوع الیگو کلاز دیده می شود.

در هر دو نوع اسپرولیت ذکر شده، تمرکز اسپرولیت ها به اختلاف در میزان بخار آب، غلظت و نیز هسته بلور بستگی دارد.

نتیجه گیری

وجود بافت های اسپرولیتی و پیرومیتدی در سنگ های مورد مطالعه حاکی از رشد توأم فلدوپات و کوارتز به همراه شیشه است. برخی از قسمتها دارای بافت میکرو گرانولار است که حاکی از حرارت اعمال شده از توده نفوذی و یا تأثیر مطالعه در اثر دویتریفیکاسیون شیشه نیز بافت اسپرولیتی و پیرومیتدی تشکیل شده است.

منابع

نقشه زمین شناسی گناباد 1:100/000، سازمان زمین شناسی کشور

Barker, D, (1983), Igneous rocks, Prentice – Hall, Inc Englewood cliffs, New Jersey 417P

Best, m. G (1982), Igneous & metamorphic Petrology, W.H freeman and Company, San Francisco 630P

Tyrrel, G.W. (1971), The Principles of Petrology An introduction to the science of rocks 349p.

willams, H,f,J. Turner, C.M.Gilbert, (1982) Petrology An introduction to the study of rocks in thin section, W.H. freeman and Company, San Francisco 626P.

ژئوتوریسم منطقه مشهد

فاضل ولی پور- محمد ابراهیم^{*}، سخدری- زهراء²، زمره مقدم- میثم²

1- استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی مشهد، ایران

2- گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی مشهد، ایران

چکیده

مناطق جنوب- غرب تا شمال غرب مشهد با طول جغرافیایی ۵۹' تا ۳۰' در عرض جغرافیائی ۳۶' تا ۳۰' دارای رخمنون هایی از سنگ های آذرین اسیدی یعنی موزن گرانیت- گرانودیوریت- پگماتیت و آپلت و نیز سنگهای اترامانیک و مافیک همچون هارزبوزریت- لرزولیت- پیروکسین- گابرو و گدازه های پیلوئی می باشد. سنگ های گرانیتی در مناطق توریستی کوهسنگی- خواجه مراد- شاندیز- وکیل آباد- بند گلستان و هفت حوض رخمنون داشته و سنگ های الترامانیک و مافیک بیشترین رخمنون را در جاده مشهد- شاندیز دارا می باشند. علاوه بر سنگهای آذرین، سنگهای دگرگونی ناحیه ای در منطقه خلنج همچون مرمر- آمفیبولیت- شیسته های استارولیت دار و کلریتوئید دار و نیز سنگ های دگرگونی حررتی مانند هورن فلس های گارنت و آندالوزیت دار و نیز هورن فلس های کالک سیلیکات یعنی اسکارنها در جاده مشهد شاندیز مشاهده می گردد.

کلمات کلیدی: کوهسنگی- خواجه مراد- شاندیز- وکیل آباد- بند گلستان و هفت حوض و طرقه.

مقدمه

منطقه مشهد از نظر زمین شناسی از دیرباز مورد مطالعه و بررسی محققین زیادی قرار گرفته است. با توجه به گسترش زیاد سنگ های آذرین و دگرگونی در این منطقه و مباحث پتروگرافی این سنگ ها، لازم دانستیم که ژئوتوریسم منطقه را معرفی نمائیم و از سنگ های آذرین و دگرگونی مشهد و توضیحات پتروگرافی این سنگ ها اطلاعاتی در اختیار پژوهشگران علم زمین شناسی محققین قرار دهیم.

موقعیت جغرافیایی

در گستره نقشه مشهد بلندترین نقطه 1730 متر و کم فرازترین نقطه 809 متر از سطح دریا ارتفاع دارد. رودخانه حوضه آبریز مشهد علاوه بر کشف رود، شامل رودخانه های طرق، عارضی و اردکان است. محدوده ورقه زمین شناسی مشهد در مقیاس 1:100000 در شمال خاوری ایران و در حد فاصل طول جغرافیائی 60 درجه و 59 دقیقه و عرض جغرافیائی 36 درجه و 36 دقیقه و 30 دقیقه واقع است.

شرایط آب و هوایی

شهرستان مشهد و مناطق اطراف آن از نظر آب و هوایی جزء مناطق نیمه خشک به شمار می آیند. قسمت اعظم دشت مشهد- نیشابور جزء اقلیم سرد و خشک و قسمتی از دشت مشهد- قوچان نیمه خشک و سرد و بخش کوچکی از بلندترین ارتفاعات رشته کوههای بینالود و هزار مسجد به اقلیم مرطوب و سرد تعلق دارند. هوای منطقه مورد مطالعه در تابستانها گرم و خشک است که از اوایل تیر تا اوخر شهریور ادامه دارد و زمستانهای نسبتاً سردی را در بر دارد. حداقل حرارت منطقه مورد مطالعه 24 - درجه سانتی گراد و حداکثر حرارت 41/3 درجه سانتی گراد و میانگین درجه حرارت روزانه حدود 14 درجه سانتی گراد گزارش شده است.

پوشش گیاهی

از مهمترین گیاهان موجود در منطقه می توان ساق ترشو، کاسنی، گل پوره، شاه تره، خاکشیر، گل بنفشه، کاکتو، درمینه، پاغلاغر، گلوچه کلاخ، گل ختمی و غیره را نام برد که برخی مصرف دارویی و برخی مصرف غذایی دارند.

ژئotorیسم

ژئotorیسم یکی از جدیدترین انواع توریسم است که بعد از مطرح شدن ژئوبارک ها از سال 2000 مورد توجه یونسکو قرار گرفت (مجری طرح ژئotorیسم کشور). براساس تعریف (رحمیم پور 1385) ژئotorیسم، جئوتوریسم، توریسم زمین شناسی (Geotourism) یکی از شاخه های تخصصی اکوتوریسم است که به معرفی پدیده های زمین شناسی به گردشگران با حفظ هویت مکانی می پردازد. ژئotorیسم از علوم ژئومورفولوژی، ژئوتکنیک، ژئوفیزیک زمینی، ژئوشیمیابی و کلیماتولوژی بهره برده و کارشناسان علوم زمین و علاقه مندان به طبیعت را برای بازدید از جاذبه های

زمین دعوت میکند. حفظ محیط زیست و چشم اندازهای آن، عدم تغیر و خود داری از دخالت انسان در بر هم زدن چهره زمین از اهداف ژئوتوریسم است.

دسته بندی پدیده های زمین شناسی ژئوتوریسم:

از لحاظ کارشناسی هر جاذبه‌ی گردشگری زمین شناسی بر اساس ارزش و اهمیت آن و همچنین میزان گیرایی برای جذب جهان گردان دارای رتبه‌ای می‌باشد در این مقاله جهت تعیین رتبه ژئوتوریسم مشهد از دو طبقه بندی استفاده می‌شود:

الف: طبقه بندی پیشنهادی (نحوی 1378)

در این طبقه بندی پدیده های زمین شناسی بر پایه ارزش آنها برای گروههای سنی و کاری و همچنین گیرایی آنها برای گردشگری درون مرزی و برون مرزی به گروههای: بی همتا بودن- تک پدیده استانی- کمیاب بودن الگو و شناساگر- تقسیم شده است. بر اساس ویژگی های اطراف مشهد این ناحیه در رده زیر قرار میگیرد:

1- الگو و شناساگر(برای هدفهای آموزشی دارای ارزش فراوانی می باشد و برای گردشگران عادی نیز گیرایی دارد).

ب: طبقه بندی مناطق بر اساس ژئوتوریسم:

مشهد در گروه اول و دوم طبقه بندی قرار می گیرد. در این طبقه بندی کلی کارشناسان ژئوتوریسم مناطق ژئوتوریستی را به سه دسته تقسیم می کنند:

1- جاهای فراوانی در دنیا هستند که برای زمین شناسان و صخره نوردها کمتر شناخته شده اند و مردم معمولی بیشتر با این مناطق آشنا هستند. جاهایی که همه می توانند در آن سنگها را با نوک پا پرتاپ کنند یا دستهایشان را خاکی یا گلی نمایند.

2- در کنار بعضی شهرهای بزرگ علی رغم ظاهر خشنستان و تنها به فاصله چند کیلومتر مناظر و جلوه های بی نظیری از پدیده های زمین شناسی وجود دارد که علاقه مندان را به خود جذب می کنند. جاهایی که مردم معمولی کمتر به سراغ آن میروند.

3- بالاخره مناطقی در جهان هستند که گویی تنها موهبت‌هایی برای زمین شناسی و عده خیلی کمی از عموم مردم هستند. مناطقی کاملاً حرفه ای نظیر Sicar point در سواحل شرقی اسکاتلن و Huttons Section در پارک Holy rood واقع در ادینبورگ، جاهایی هستند که جیمز هاتن پدر علم زمین شناسی در آنها کار کرده است و مفاهیمی نظیر چینه شناسی نوین را مطرح نموده است.

الف: گرانیتوئیدهای مشهد

و سعت توده های نفوذی در مناطق جنوب شرق، جنوب، جنوب غرب تا شمال غرب مشهد بسیار زیاد بوده و با طولی معادل 80 تا 90 کیلومتر و عرضی معادل 10 کیلومتر در این مناطق بیرون زدگی دارند. در منطقه مشهد رخمنون های زیادی از توده های گرانیتوئیدی- رگه های پگماتیتی و آپلیتی مشاهده می گردد که درون سنگ های دگرگونی و نیز سنگ های بازیک و الترامافیک منطقه نفوذ کرده اند. مطالعات صحرائی و پتروگرافی (مقاطع میکروسکوپی) نشان می دهد که سه نوع گرانیتوئید شامل مونزو گرانیت(g_2) ، تونالیت و گرانو دیوریت(g_1) همراه با رگه های آپلیتی و پگماتیتی(g_3) که این دو نوع گرانیت را قطع کرده اند در منطقه وجود دارد. (مجیدی 1978).

نقوشی از شکارچی و بزر روی سنگهای تونالیتی منطقه ده نوشاندیز دیده میشود که تحقیقات به عمل آمده سنتی معادل 2000 سال را دارا هستند.

سنگهای گرانیتوئیدی با و سعت زیاد در مناطق توریسمی مشهد همچون زیارتگاه و تفرجگاه خواجه مراد، منطقه نفریحی مشهد یعنی کوهسنگی ، منطقه توریسمی و زیارتی خواجه اباصلت، منطقه توریسمی بندر گلستان و وکیل آبادو خلنج و هفت حوض رخمنون ویژه ای دارند.

ب: سنگهای مافیک و الترامافیک

در مشهد مجموعه ای از سنگ های مافیک و الترامافیک نیز در جهت کلی شمال شرق فریمان تا شمال غرب مشهد با روند شمال غرب- جنوب شرق رخمنون دارند. به عقیده علوی (1979) این سنگ ها به مجموعه افیولیتی تعلق دارند که به دو صورت کمپلکس جداگانه پیدا می شود. یکی در جنوب و جنوب غربی مشهد و دیگری بیشتر در شمال غرب نزدیک روستای نورآباد (ویرانی) گسترش دارد. مجموعه اولترامافیک که به گروه پریلدوتیت ها تعلق دارد شامل سنگ هایی از جمله دونیت، لرزولیت، ورلیت، هارزبورژیت و پیروکسین است که در امتداد شمال غرب-جنوب شرق مشهد مشاهده می شود. این سنگ ها سخت و متراکم بوده و وزن مخصوص بالایی دارند که بر حسب درجه آلتراسیون تغییراتی در وزن مخصوص نشان می دهند. در نمونه های ماکروسکوپی یکنواخت بوده و بافت گرانولار یا دانه ای را دارا هستند این سنگ ها در سطح تازه که دگرسانی کمتری را نشان می دهند به رنگ های سبز تا سبز تیره دیده شده و ارتفاعات منطقه را تشکیل می دهند. وجود شکستگی های فراوان از ویژگی های بارز این سنگ هاست. مجموعه سنگ های الترامافیک منطقه

تحت تأثیر پدیده سرپاتنی شدن قرار گرفته و به رنگ سبز در آمده اند. این پدیده در محل شکستگی ها- گسل ها و همچنین اطراف این مجموعه و همبری آنها با سنگ های مجاور است.

مجموعه مافیک نیز در بخش وسیعی از منطقه شاندیز بصورت ساختارهای لایه ای و کم و بیش بالشی رخنمون دارند. این سنگ ها در اثر دگرگونی به رنگ سبز روشن دیده می شوند. برخی ها ساخت حفره ای را نشان می دهند که حفره ها توسط کانی های ثانویه پر شده اند.

بخش بالشی مجموعه مافیک به صورت ابناشته هایی از پیلو لاواهاست قطر پیلو لاواها تا به چند متر می رسد. پیلوها روی هم ابناشته شده اند (مخصوصاً در جنوب آب و برق و نیز روتای کریم آباد و منطقه پاچنار) این سنگ ها نیز مانند الترامافیک مورفولوزی نسبتاً مرتفعی را در منطقه ایجاد نموده اند. سطح تازه آنها به رنگ سیاه و سطح هوازده به رنگ سبز روشن می باشد.

مجموعه مافیک و الترامافیک نیز از بلوار و کیل آباد به سمت شاندیز گسترش وسیعی دارند. شاندیز که از نظر توریسمی یکی از مناطق ییلاقی محسوب می شود در فاصله 30 کیلومتری مشهد قرار دارد و جاذبه توریسمی زیادی را در خود جای داده است. (شکل 6 منطقه شاندیز).

ج: مجموعه دگرگونی:

تقریباً تمام واحدهای موجود در کمپلکس افیولیتی مشهد نوعی دگرگونی را متحمل شده اند. این کمریند دگرگونی با روند شمال غرب-جنوب شرق قرار دارد. جایگاه تکتونیکی و وجود توده های نفوذی مانند گرانیت- گرانودیوریت- تونالیت در گستره ورقه سبب ایجاد دگرگونی مجاورتی در منطقه مورد مطالعه شده است. رسوبات اولیه ای که حاوی رسوباتی با تابوی از لایه های نازک ماسه سنگ و آهک می باشند به عنوان رسوبات فلیشی آبهای عمیق معرفی می گردند. شیل های این رسوبات در اثر دگرگونی ناحیه ای به اسلیت و فیلیت، ماسه سنگ ها به کوارتزیت و رسوبات آهکی به مرمر تبدیل شده اند. این رسوبات تحت تأثیر نفوذ توده های اسیدی دگرگونی حرارتی کسب کرده اند، طوریکه رسوبات شیلی و ماسه سنگی به هورن فلس آندالوزیت دار و آهکها به اسکارن تبدیل شده اند.

در ناحیه خلچ که یکی از بهترین مناطق توریسمی مشهد محسوب می شود سنگهای دگرگونی شدیدترین دگرگونی را با ظهور کانی استارولیت نشان می دهند. در این ناحیه شیسته های استارولیت، کلریتوئیدار، میکادار و گارنت دارد. از دگرگونی ناحیه ای رسوبات پلتی بوجود آمده اند. در ناحیه طرقه که همانند شاندیز منطقه توریسمی و ییلاقی محسوب می گردد و با شرایط آب و هوای مناسب هر ساله مسافران زیادی را در خود جای می دهد. رسوبات پلتی در اثر دگرگونی اسلیت ها و فیلیت ها

را تشکیل داده است. نفوذ توده های گرانیتی در این نواحی سبب دگرگونی حرارتی شده و هورن فلس های آندالوزیت سیلیمانیت داردار و نیز توده های کوچک و محدود اسکارن را بوجود آورده است. سنگ های آذرآواری منطقه که شامل توف و لایپلی توف میباشند و گسترش کمی دارند نیز تحت دگرگونی قرار گرفته اند. علاوه بر موارد ذکر شده دگرگونی کاتاکلاستیک در زون های گسلی بخصوص در محل راندگی ها اتفاق افتاده است. در اثر افزایش فشار و درجه حرارت در مناطقی مانند نه دره تالک شیست و برش بوجود آمده است.

نتیجه گیری

در این مقاله منطقه مشهد به عنوان یک جاذبه گردشگری زمین شناسی در طبقه آثار الگو و شناساگر برای اولین بار گزارش می شود با توجه به بررسی های زمین شناسی انجام شده در منطقه، این منطقه از نظر سنگ شناسی و تکتونیک فعال می باشد.

پیشنهادات

- 1- با توجه به وجود انواع سنگ ها در این منطقه شایسته است این آثار زمین شناسی به عنوان آزمایشگاه صحرایی در پایگاه ملی داده های علوم زمین کشور و همچنین در فهرست آثار طبیعی ملی ثبت و حفظ گردد. (فضل ولی پور، 1388)
- 2- ضروری است اطلس ژئوتوریسم منطقه تهیه گردد.

مراجع

- Madjidi, B(1981).The vlera basic lava flow of mashhad, NE-Iran.Geological magazine,NA,118,BP:49-58
- Alavi,N, and madjidi, B(1972).petrology and geology of metamorphic and intrusive rocks of the mashhad area.Geol.svr.Iran30 pp.

تعیین محیط تکتونو ماگمایی آمفیبولیت‌های جندق (شمال شرق استان اصفهان)

^۱*غیریونی معصومه^۱ - امامی محمد هاشم^۲ - نصر اصفهانی علی خان^۳ - حجتی حسین^۴

^۱دانشجوی کارشناسی ارشد گروه پترولوزی دانشگاه آزاد واحد خوارسگان

^۲دانشیار پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی ایران، تهران

^۳استادیار گروه پترولوزی دانشگاه آزاد واحد خوارسگان

^۴عضو هیئت علمی گروه جغرافیا و عمران دانشگاه نجف آباد

چکیده

سنگهای آمفیبولیتی بخشی از کمپلکس دگرگونی همراه با افیولیت‌های جندق می‌باشند، این سنگها از نظر ژئوشیمیابی ساب آلکالن و دارای روند تولیتی هستند. بررسی‌های ژئوشیمیابی نشانگر یک منشأ مافیک احتمال زیاد بازالتی برای سنگ منشا آمفیبولیت‌ها است. این پرتوولیت در شرایط پوسته اقیانوسی و در محیط تکتونیکی حوضه‌های پشت قوسی در کمربند‌های کمان آتشفسانی قرار دارد.

واژه‌های کلیدی: کانی شناسی، آمفیبولیت، سنگهای دگرگونی جندق، پرتوولیت مافیک

مقدمه

در بخش‌های شمال شرق استان اصفهان سنگهای دگرگونی قدیمی که دارای سن پرتوولوژیک بالایی [۵, ۶] یا پالئوزوئیک [۷, ۸] هستند دیده می‌شوند. این سنگها شامل شیست و مرمر بوده و سنگهای افیولیتی انارک و جندق را می‌پوشانند. سن این سنگهای افیولیتی نیز همچون دگرگونه‌های روی آن نامشخص است. در منطقه جندق در بخش‌های شمالی مزرعه چاه زرد، آمفیبولیت‌ها در زیر کمپلکس دگرگونی جندق که شامل انواع شیست و مرمر می‌باشد دیده می‌شوند. بررسیهای انجام شده [۱] در منطقه انارک نشان می‌دهد که متأبازیت‌های افیولیت انارک از نوع شیست سبز بوده و در زیر سنگهای دگرگونی انارک که بیشتر کلریت شیست، سریسیت شیست و مرمر هستند قرار دارند. در صورتی که متابازیت‌های افیولیت جندق به صورت آمفیبولیت بوده و در زیر کمپلکس دگرگونی جندق که بیشتر گارنت میکا شیست، استارولیت شیست و مرمر هستند دیده می‌شوند. با توجه به این موضوع می‌توان گفت که درجه دگرگونی در منطقه جندق در حد رخساره آمفیبولیت بوده و بیش از منطقه انارک (رخساره شیست سبز) است. زمین شناسان روسی در گزارش پژوهه تکنواکسپورت در مورد منطقه جندق، افیولیت جندق را یک متأفیولیت نام نهاده اند [۱۰]. از آنجایی

که آمفیبولیت‌های موجود در منطقه در حقیقت افیولیت جندق بوده که دگرگون شده اند لذا بررسی آنها از نظر ژئوشیمیایی و پترولولوژیکی در راستای تعیین پرتوولیت این گروه از سنگهای آمفیبولیتی در منطقه بسیار اهمیت دارد.

موقعیت جغرافیایی: منطقه مورد مطالعه در بخش‌های شرق و شمال شرق جندق (شمال شرق اصفهان) قرار دارد. موقعیت جغرافیایی این منطقه بین عرض جغرافیایی $34^{\circ} 45'$ و طول $54^{\circ} 10'$ شرقی با ارتفاع 1213 متر از سطح آبهای آزاد واقع گردیده است.

روش انجام تحقیق

طی بازدیدهای صحرایی تعداد 42 نمونه سنگی از بخش‌های مختلف محدوده مورد مطالعه برداشت گردید. پس از مطالعه نمونه دستی 34 مقطع نازک تهیه و با میکروسکوب پلاریزان مطالعه شد، و تعداد 12 نمونه از سنگهای منطقه برای تجزیه شیمیایی به روش ICP-MS به آزمایشگاه کانادا فرستاده شد. (ACME LABS)

بحث و نتیجه گیری

پتروگرافی: سنگهای منطقه مورد مطالعه شامل آمفیبولیت، شیست، گارنت شیست، میکاشیست، آمفیبول، اپیدوت شیست، گارنت میکاشیست که به طور عمده به دو دسته آمفیبولیت و گرین‌شیست تقسیم بندی می‌شوند. آمفیبولیت‌ها در نمونه دستی دارای رنگ سبز تیره بوده و نوع آمفیبولیت‌ها عمدها از هورنبلند و به طور کمتر اکتینولیت می‌باشد. در بخش‌هایی از منطقه مورد بررسی در اثر پدیده تفریق دگرگونی، کانی‌های تیره و روشن از یکدیگر تفکیک گردیده و آمفیبولیت‌ها بصورت نوارهای تیره و روشن دیده می‌شوند.

نامگذاری: طبقه بندی ژئوشیمیایی و نام‌گذاری آمفیبولیت‌های منطقه براساس مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (TAS) [4]، براساس درصد وزنی آلکالی‌ها و SiO_2 سنگهای آتشفسانی را تقسیم بندی نموده اند. در این نمودار آمفیبولیت‌های منطقه عمدها "در قلمرو بازالت واقع می‌شوند.

ماهیت ماگما: نمودار Ti-Zr-Sr [2] را فقط برای نمونه‌های سالم و نادگرسان میتوان کاربرد آمفیبولیتهای جندق در این نمودار در محدوده جزایر قوسی قرار گرفته اند (شکل 3). در نمودار مثلثی اکسید آهن-آلکالی‌ها-اکسید منیزیم (AFM) [12]. این نمودار با هدف تفکیک سری‌های ماگمای تولیتی از کالکوآلکالان طراحی شده است. سنگ‌ها در محدوده تولیتی واقع می‌شوند.

تعیین محیط تکتونیکی: از نمودار Zr/Y-Zr [3] می‌توان برای تقسیم بندی فرعی بازالت‌های جزایر قوسی به بازالت میان اقیانوسی و بازالت‌های درون صفحه‌ای و بازالت‌های حوضه پشت قوسی استفاده کرد. در این نمودار آمفیولیت‌ها در محدوده D یعنی بازالت‌های حوضه پشت قوسی قرار می‌گیرد. بر اساس نمودار MgO-FeO-Al₂O₃ [11] نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های میان اقیانوسی و جزایر کمانی قرار گرفته اند این ویژگیها نشانگر یک منشا پوسته اقیانوسی احتمالاً در شرایط کمانی و حاشیه قاره‌ای فعال می‌باشد.

نتیجه گیری

آمفیولیت‌ها از نظر پتروگرافی دارای کانیهای اکتینولیت، اپیدوت و کلسیت هستند که بیانگر رخساره شیست سبز هستند. این آمفیولیت‌ها روند تولئیتی را نشان می‌دهند. بر اساس نمودارهای ژئوشیمیایی می‌توان منشا این سنگها را یک سنگ مافیک احتمال زیاد (بازالت) دانست. این شواهد نشان دهنده یک محیط جزایر قوسی در ناحیه جندق می‌باشد.

منابع

ترابی، قدرت، پترولوزی افیولیت‌های منطقه انارک (شمال شرق استان اصفهان)، با تأکید بر مطالعه سنگ‌های اولترامافیک- مافیک افیولیت شمال انارک و سنگهای اولترامافیک- مافیک ملاتر افیولیتی عشین- زوار، رساله دکترای پترولوزی، بخش زمین‌شناسی دانشگاه تربیت مدرس، 240 صفحه، 1383.

- J.A., Pearce.and J.R., Tectonic Setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses.Earth Planet.sci.lett.,12,339-349,(1973).
- J.A., Pearce and M.j., Petrogenetic implications of Ti,Zr,Y and Nb variations in volcanic rocks.Contrib.Mineral.Petrol.,69,33-47,(1979).
- K.G.,Cox,Bell J.D.and Pankhurst R.J., The interpretation of igneous rocks.George,Allen and Unwin,London(1979).
- M., Almasian Tectonics of the Anarak area (Central Iran), Islamic Azad University, Science and Research Unit, PhD thesis, 164 p;(1997)
- M., Davoudzadeh, G., Lensch, and K. W.,Diefenbach, Contribution to the paleogeography,stratigraphy and tectonics of the Infracambrian and lower Paleozoic of Iran, N. Jb. Geol. Palaont. Abh.,172, 245 – 269; 1986).
- M., Davoudzadeh, Geology of Iran, In: E. M. Moores and R. W. Fairbridge (Eds.): Encyclopedia of Asian and uropean Regional Geology: 384-405; Chapman & Hall, 900 p; (1997).

- Technoexport, Geology of Anarak area (Central Iran), Geological Survey of Iran, V/O "Technoexport", Report TE/No. 19, 136 p; (1984).
- Technoexport, Outline of metallogeny of Anarak area (Central Iran), Geological Survey of Iran, V/O "Technoexport", Report TE/No. 21, 132 p; (1984).
- Technoexport, Geology and minerals of Jandaq area (Central Iran), Geological Survey of Iran, V/O "Technoexport", Report TE/No. 4, 171 p; (1979). Metasediments that are present in Jandaq area,
- T.H., Pearce .B.E.,Gorman , and T.C.,Birkett,the relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks.Earth Planet. Sci.lett.,36,121-132,(1977).
- T.N.Irvine, and Baragar W.R.A., A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.Can.j .Earth Sci., 8,523-548,(1971).

پترولوزی اقتصادی توده نفوذی و رندان قزآآن: بررسی ذخایر فلزی

فرخ پی، هادی^۱- شمسی پور، رضا^۲- نصر اصفهانی، علیخان^۳

^۱ دانش آموخته کارشناسی ارشد پترولوزی دانشگاه آزاد اسلامی واحد خواراسگان،

^۲ استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان

^۳ استادیار گروه پترولوزی دانشگاه آزاد اسلامی واحد خواراسگان

چکیده

منطقه ورندان قزآآن در جنوب غرب کاشان واقع شده که بخشی از کمریند کوهزایی ارومیه- دختر است. توده نفوذی اصلی منطقه، ترکیب دیوریت تا دلریت دارد. شواهد صحرایی، مطالعات کانی شناسی و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی نشان دهنده دگرسانی پروپلیتیک وسیع در منطقه است. کانه اولیه آهن، مگنتیت است که در کنار دیگر بلورهای تشکیل دهنده سنگ‌ها حضور دارد و بافت‌های مختلف و پدیده مارتیتی شدن از ویژگی‌های خاص آن می‌باشد. وجود رگه‌های گرمابی باریت و گالن در مجاورت اندیس آهن نیز قابل توجه است. مطالعه سیالات در گیر در کانی باریت، دمای تشکیل آن را بین 275 تا 360 درجه سانتیگراد نشان می‌دهد. با توجه به دمای همگن شدن در فاز مایع، چنین به نظر می‌رسد که کانی باریت در شرایط گرمابی اپی‌ترمالی تشکیل گردیده است، خصوصاً که طبق دمای نهایی ذوب یخ، درجه شوری سیال نیز پایین می‌باشد.

کلمات کلیدی: ورندان قزآآن، اندیس آهن، پتروگرافی، ژنز، مگنتیت، مارتیت.

مقدمه

منطقه ورندان قزآآن (شمال غرب قهروند) در فاصله 60 کیلومتری جنوب غرب کاشان واقع شده است. این منطقه بخشی از واحد زمین شناسی و ساختمانی زون ارومیه- دختر می‌باشد که مانگماتیسم آن از نوع کالکوآلکالن و متاآلومینه تشخیص داده شده است. وجود معدن سرب و باریت و اندیس پرعيار آهن در این منطقه، پتانسیل اقتصادی آن را حائز اهمیت نموده است. با توجه به عیار بالای آهن و نیز یافتن گالن در منطقه و نیز نفوذ دایک‌های متعدد با روندهای متفاوت می‌توان گفت دو فاز مانگماتیک در این منطقه روی داده که در اولین فاز، توده‌های نفوذی دیوریت تا گرانودیوریت تشکیل شده اند و در فاز تا خیری بعدی، دایک‌هایی با ترکیب دلریتی بوجود آمده اند. این مقاله بدنیال بررسی زمین شناسی اقتصادی منطقه ورندان قزآآن از دیدگاه پترولوزی و چگونگی پیدایش ذخایر

فلزی موجود در آن است که با مطالعه مقاطع نازک - صیقلی و صیقلی و تحلیل آنالیزهای شیمیائی به این امر پرداخته است.

شرح و بحث

توده نفوذی اصلی در منطقه مورد مطالعه، دیوریت پورفیری است که دایک های متعددی آن را قطع کرده است. از تعداد و انواع مختلف درزه های مشاهده شده در منطقه، می توان گفت فعال بودن حرکات تکتونیکی و تنش های واردہ به منطقه، ناشی از فعالیت گسل بزرگ نظر و گسل های متعدد قهروند است.¹ واحد سنگی آذرین منطقه از توده های نفوذی الیگوسن و سنگ های آتشفسانی به سن ائوسن تشکیل شده است. عموماً این توده ها ماهیت کالکوآلکالن و متاآلومینه داشته و می توان آنها را جزو گرانیتوئید نوع I و در ارتباط با منطقه فروزانش دانست.²

فرآیندهای زمین ساختی در منطقه بسیار فعال بوده است. واحدهای سنگی منطقه دارای درزه و شکاف های زیادی می باشند که ناشی از وجود گسل نظرنما با امتداد شمال غرب-جنوب شرق در منطقه است. احتمالاً این گسل نقش مهمی در هدایت محلول های هیدروترمال و تشکیل پاراژنزهای آبدار تاریخی داشته است.³ آنکلاوهای متعددی در بین توده نفوذی وجود دارد که قطر بین 0/2 تا 3 سانتیمتر دارند. وجود آنکلاوهای دانه ریز مافیک فراوان، دلالت بر اختلاط ناقص ماغمای مافیک و فلزیک جهت تشکیل ماغمای مولد گرانیتوئیدهای منطقه است.⁴

کانه های مگنتیت، گالن و باریت وجود دارد که گالن و باریت در ارتباط با شکل گیری فاز تاریخی منطقه هستند. رگه های باریت در منطقه در کنار دایک های دلریتی دیده می شود. در منطقه ورندان قرا آن باریت بصورت پاراژنز با گالن ، رگه ای و پرکننده فضای خالی بین دایک ها و توده نفوذی تشکیل شده و حاوی میانبارهای زیادی است.

وجود مقدار بسیار زیاد نقره در حدود 82855 ppm در نمونه گالن مورد بررسی در منطقه ورندان قرا آن قابل توجه بوده و نشان می دهد گالن موجود از مقدار نقره بالایی برخوردار است. وجود این مقدار نقره در گالن و همراهی با باریت در رگه های اپیترمالی منطقه، نشان از دمای پائین تشکیل آنها دارد⁶. به دلیل قابلیت جانشینی Se , Ag , Sb , Bi و ... در گالن، لذا مشابه با آنالیزهای گالن در دیگر کانسسارهای سولفیدی، این عناصر در این مطالعه مورد بررسی قرار گرفتند. گالن موجود در محدوده مورد مطالعه از نقره بالاتری نسبت به انواع مشابه که توسط سونگ(1984) گزارش شده برخوردار است. نقره از عناصری است که می تواند به راحتی در ساختمان بلوری گالن جانشین شود.

اما این جانشینی شدیداً به حضور آنتیموان و بیسموت وابسته است. کاهش حرارت باعث جداشدن کانی های نقره دار از جمله ترائفیریت از گالن می شود. حضور این کانی نشان دهنده درجه حرارت بالاتر از 210 درجه سانتیگراد است.¹⁹

با وجود مقدار بالای نقره در آنالیز شیمیایی، کانی نقره در مقاطع مورد بررسی دیده نشد و این مساله می تواند نشانگر منشأ هیدروترمال برای کانی سازی محسوب شود.

حضور یا عدم حضور بیسموت و آنتیموان متأثر از درجه حرارت می باشد. کانسارهای سین ژنتیک دارای نسبت آنتیموان به بیسموت بالایی هستند زیرا در این کانسارها بیسموت حضور ندارد و این مساله به دلیل درجه حرارت پائین تشکیل گالن و به عبارتی تاخیری بودن آن است.²⁰

بررسی مینرالوگرافی گالن، رخ های مثنی شکل زیبا و جهت دار را نشان می دهد(شکل 2-D). کانه آهن همراه این سنگ ها از نوع مگنتیت بوده که ضمن دارا بودن عیار بالا، کانه زایی فعال آهن را نشان می دهد. وجود بافت های افshan و خودشکل(اوثهدرال) در مگنتیت، می تواند دلیلی بر تشکیل آن به صورت اولیه باشد⁵ (شکل A,C-2).

از دیگر پدیده های رایج در اندیس آهن ورندان قزا آن و توده نفوذی دیوریت پورفیری دگرسان در منطقه، مارتیتی شدن (از نوع گرم شدگی) است که دلیلی بر شرایط اکسیدان می باشد.⁸

این پدیده مربوط به افزایش اکسیژن به ویژه در مراحل پس از کانه زائی و یا افزایش عملکرد سیستم های گرمابی تأخیری و دگرسانی است¹⁴ که FeO همراه کانی مگنتیت به Fe_2O_3 تبدیل می شود و چون دارای قدرت انعکاس بیشتری نسبت به مگنتیت است، به خوبی قابل تشخیص بوده و به عنوان مارتبیت شناخته می شود. حتی محلول های با دمای زیاد نیز می توانند باعث وقوع این پدیده شوند. گاهی بلورهای کاملاً درشت هماتیت نیز می توانند از مگنتیت بوجود آیند که در این حالت بقایای مگنتیت بصورت ادخال در هماتیت دیده می شود.¹⁰

در بعضی از نمونه ها، آثار فرآیندهای تکتونیکی و خردشدهای کششی در کانی مگنتیت اولیه دیده می شود که به دلیل عملکرد فازهای تکتونیکی متعدد و نیروهای کششی است¹³. از دیگر بافت های مشاهده شده در مگنتیت بافت اسکلتی است. این بافت حاصل جانشینی است که به دلیل تبلور سریع و در نتیجه ورود سیستم به حالت نیمه پایدار در اثر کاهش سریع دما تشکیل می شود. این حالت اغلب در توده های آذرین نیمه عمیق و در مراحل پایانی تبلور مگنتیت و در شرایط ماگمایی رخ می دهد.¹⁷

با توجه به مشاهدات صحرائی، پتروگرافی و میزالوگرافی، منشأ آهن ورندان قراآن مانگمائی و اولیه است. و مگنتیت همراه با سیلیکاتها (پلاژیوکلاز) بصورت جدايش مانگمائی از نوع ناامیختگی مایعات تشکیل شده است.

سیالات درگیر: در بخش دیگری از این تحقیق، بررسی سیالات درگیر در رگه های باریتی موجود در منطقه انجام شد. این سیالات یا در امتداد نواحی رشد و در هر نقص بلوری که طی رشد درون یک بلور ایجاد می گردد یا طی رشد و همزمان با رشد بلور در و یا در ترکها و شکستگی های دیرزد کانی بدام می افتد که به آنها سیالات درگیر اولیه، ثانویه کاذب و ثانویه گفته می شود.¹² بنابراین می توان گفت که سیالات درگیر ترکیب سیال و شرایط تشکیل کانی را نشان می دهد.¹³ سیالات درگیر مطالعه شده از نوع اولیه و به اشکال منظم تا نامنظم کروی و یضوی بودند. در بیشتر موارد نمونه های دو فازی (L+V) به صورت فاز مایع و در دمای بیش از 275°C همگن شدند. پس از اندازه گیری دمای همگن شدن (Th)، دمای نهایی ذوب یخ (Tm) نیز اندازه گیری گردید تا از طریق آن درصد نمک NaCl تعیین شود. در این اندازه گیری دماهای همگن شدگی بین 275 تا 360 درجه سانتیگراد را نشان داد مقادیر دمای نهایی ذوب یخ از آزمایش 8 نمونه سیالات درگیر بین 6-1 درجه سانتیگراد بدست آمد که با توجه به نمودار بررسی درصد نمک NaCl مقادیر شوری از 1/8 تا 11/8 درصد اندازه گیری شد. انواع کانسارها را می توان با توجه به عناصری که در آنها جایگیری می کنند، و دمای همگن شدگی و تغییرات درجه شوری سیال آنها طبقه بندی کرد.⁹ در این طبقه بندی، گرمابی بودن رگه هایی باریت موجود در منطقه ورندان قراآن تایید شد.

کانسارهای نوع اپی ترمالی معمولاً در نزدیکی سطح زمین و در درجه حرارت کمتر از 300 درجه شکل می گیرند¹¹ اما در بعضی موارد در مطالعه سیالات درگیر دمای بیشتر از آن نیز گزارش شده است.¹⁵ مکانیسم تشکیل این نوع از کانسارها به گونه ای است که معمولاً سرد شدن و میل به رقیق شدگی در آنها دیده می شود. احتمالاً در این سیستم ها تکامل پسرونده حاکم است که در آن فاز اولیه حرارت بالا با پیشرفت واکنش ها و زمان توسط نفوذ آبهای فرو رو سرد، رقیق شدگی نیز بالا رفته و دما کاهش می یابد.¹⁶

با استفاده از نمودار کرافورد و همکاران (1981) و مقایسه تغییرات دمای همگن شدگی و درجه شوری سیال، نمونه های مورد مطالعه باریت ورندان قراآن، در محدوده اپی ترمالی قرار گرفت.

با توجه به نتایج بدست آمده، کانی باریت در منطقه ورندان قزآآن در دمای بیش از 275 درجه سانتیگراد و به احتمال زیاد در شرایط ماقمایی از یک سیال گرمابی با درجه شوری پائین تشکیل شده است.

نتایج

- 1- در منطقه دو نوع ماقماییم وجود دارد که اختلاط آنها با توجه به وجود آنکلاوها و دیگر شواهد صحرایی و میکروسکوپی تایید می شود. ماقماییم اصلی در منطقه کالکوآلکالن و از نوع متاآلومینه بوده است.
- 2- با توجه به شواهد صحرایی، دورسنگی، سنگ شناسی، مینرالوگرافی و ژئوشیمی اندیس آهن ورندان به صورت ماقمایی تشکیل شده است.
- 3- با توجه به تجزیه کانه آهن دار و عیار بیش از 60 درصدی آن و نیز مطالعات مینرالوگرافی، کانه اصلی مگنتیت است .
- 4- به علت شرایط دگرسانی شدید و محیط اکسیدان پیشروندۀ، پدیده مارتیتی شدن در کانه مگنتیت دیده می شود.
- 4- کانی باریت در دمای بیش از 275 درجه سانتیگراد تشکیل شده است. و با توجه به دمای نهایی ذوب آن، درجه شوری سیال پائین بوده و در نتیجه در شرایط گرمابی تشکیل شده است.

منابع

- بورهایون، پ.، (1386)، پترولوري و ژئوشیمی اسکارن های فلوگوپیت دار و کلسیک جانشینی منطقه جهق - زنجانبر (ایران مرکزی)، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، ج 29، شماره 2.
- پورحسینی، ف.، (1383)، توده های نفوذی مناطق نظری و بزمان، پایان نامه دکتری دانشگاه تهران، دانشکده علوم.
- علائی مهابادی س. خلعتبری م. 1377. نقشه زمین شناسی 1:100000 نظری.
- شيخ زکریائی ج. 1387. انواع آنکلاوها و شواهد صحرایی - میکروسکوپی امتزاج ماقما در توده های گرانیتوئیدی نفوذی جنوب قزوه. مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی. ج 18. ش 19.

شمسی پور دهکردی ر. 1386. کانی شناسی، ژئوشیمی و ژنر کانسار آهن چادرملو، منطقه بافق (ایران مرکزی). پایان نامه دکتری. دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی تهران.

1. Partey F, Lev S. 2009. Source of Fluorine and Petrogenesis of the Rio Grande Rift-Type Barite-Fluorite-Galena Deposits. *Economic Geology*. 104(4):505-520
2. Clarke, D. B., 1992. Granitoid Rock, Chapman and Hall, London, 285p.
3. Carig J. R., and Vaughan D.j., 1981. Ore Microscopy and Ore Petrography. Wiley. 433p.
4. Fall A., J. D. Rimstidt. 2009. "The effect of fluid inclusion size on determination of homogenization temperature and density of liquid-rich aqueous inclusions." *American Mineralogist* 94(11-12): 1569-1579.
5. Hapugoda, S., M. J. Peterson. 2009. "Mineralogical and Textural Characterisation of Iron Ore from a Peruvian Magnetite-Haematite Skarn Prospect." *Iron Ore 2009 Proceedings*: 105-112.
6. Hedenquist J.W., 1987. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific basin. In: Horn, M.K., Editor, , 1987. *Transactions of the Fourth Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference*, Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Tulsa, OK, pp. 513–524.
7. Kerkhof F. and Hein U., 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos* 55, pp. 27–47
8. Mucke A. 2003. "Magnetite, ilmenite and ulvite in rocks and ore deposits: petrography, microprobe analyses and genetic implications." *Mineralogy and Petrology* 77(3-4): 215-234.
9. Ramdohr. 1980. The ore minerals and their intergrowths, v. 1&2, Pergamon press Ltd. 1200p.
10. Roedder E., 1984. Fluid inclusions. *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy* vol. 12 644 p.
11. Rossetti P. and Colombo, F., 1999. Adularia-sericite gold deposits of Marmato (Caldas, Colombia): field and petrographic data. In: McCaffrey, K.J.W., Lonergan, L. and Wilkinson, J.J., Editors, 1999. *Fractures, Fluid Flow and mineralization* Geological Society of London, Special Publications vol. 155,
12. Sautter V.; Barrat J. A.; Jambon A.; Lorand J. P.; Javoy M.; Joron J. L.; Lesourd M. 2002. A new Martin meteorite from Morocco: the nakhlite North West Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 195, Number 3, pp. 223-238(16).
13. Siemens H. Texture, microstructure and strength of hematite ore, experimentally deformed in the temoerature range 600°-1100°C and at strain rates between 10-4 -10-6 s-1: *Journal of Structural Geology*, v.25, p. 1371-1391;(2003).

14. Amcoff O. 1984, Distribution of Silver in Massive Sulfide Ores, Mineralium Deposita, 19, p. 63-69.
15. Song X., 1984, Minor Elements and Ore Genesis Of the Fankou Lead-Zinc deposit, China, Mineralium Deposita, 19, p. 95-104.

بررسی محیط رسویکداری و شرایط تشکیل واحد های گدازه ای، مواد آذرآواری و واحد های تخریبی - رسویی در توالی های آتششناسی جنوب بردسر (استان کرمان)

فاتحی، حسین^{*} - مرادیان، عباس¹ - احمدی پور، حمید²

^{*}دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوزی دانشگاه شهید باهنر کرمان

^{1,2} عضو هیئت علمی دانشگاه شهید باهنر کرمان.

چکیده

در جنوب شرق شهرستان بردسر (استان کرمان) رخمنون های بسیاری از سنگ های آتششناسی متعلق به کمربند ارومیه - دختر وجود دارد که بیشتر شامل آندزیت - بازالت و بازالت به سن ائوسن بوده و به صورت متناوب با سنگ های پیروکلاستیک قرار گرفته اند. برای بررسی دقیق تر واحد های سنگی منطقه، محیط رسویکداری و شرایط تشکیل این سنگ ها یک ستون شامل واحد تخریبی رسویی، واحد های گدازه ای و مواد آذرآواری مطالعه گردید. بررسی ها نشان می دهد که محیط تشکیل این سنگ ها یک محیط آبی کم عمق و آشفته قاره ای بوده بدین صورت که واحد تخریبی - رسویی در کانال های رودخانه ای تشکیل و نشان دهنده محیط آشفته قاره ای است و از آنجاییکه محیط آبی موجود کم عمق بوده است فوران ها از نزوع انفعاری بوده و باعث ایجاد برش های آتششناسی شده است و با توجه به حفره دار بودن بخش های بالای گدازه ها، عدم وجود برش و هیالوکلاستیک در این گدازه ها و قرار گرفتن این گدازه ها بر روی مواد آذرآواری و واحد های تخریبی - رسویی، این گدازه ها در خشکی فوران کرده اند.

مقدمه

منطقه مورد مطالعه در جنوب شرقی کمربند و لکانیکی ارومیه دختر (Dimitrijevic, 1973) در استان کرمان، 45 کیلومتری جنوب شرق مرکز بردسر واقع شده است. سنگ های منطقه تناوب چین خورده ای از گدازه ها را تشکیل می دهند که بیشتر شامل آندزیت بازالت و بازالت به سن ائوسن بوده و به صورت لا یه بندی منظم در میان پیروکلاستیک هایی از جنس توف، اگلومرا، برش و تناوبی از لا یه های ماسه سنگ توفی و واحد های تخریبی - رسویی قرار دارند. از نظر پتروگرافی سنگ های منطقه از پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین تشکیل شده اند و کانی های روتیل، اسفن و اپاک از فازهای فرعی در این سنگ ها به شمار می روند. بافت های

پورفیریک، گلومرپورفیریتیک و غربالی درشت (shelly, D,1993) در این سنگ‌ها معمول می‌باشد و فنوکریست غالب این سنگ‌ها را پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهد و بیش از هفتاد درصد سنگ‌ها را شامل می‌شود. در منطقه مورد مطالعه ستونی پیوسته از لایه‌های متناوب گدازه، پیروکلاستیک و واحد‌های تخریبی – رسوبی وجود دارد و در این مطالعه سعی می‌شود محیط رسوبگذاری و شرایط تشکیل واحد‌های مختلف سنگی در منطقه مورد مطالعه بررسی گردد.

بحث

سنگ‌های منطقه مورد مطالعه شامل تنابوی از گدازه‌ها و پیروکلاستیک‌ها هستند که به صورت لایه‌های با امتداد تقریبی شمال غرب-جنوب شرق بر روی هم قرار گرفته‌اند. پایین ترین بخش ستون مورد مطالعه را یک واحد رسوبی تخریبی به ضخامت 200 متر ساخته است و شامل 8 لایه است به صورت تنابوی از لایه‌های شیلی قرمز رنگ و لایه‌های ماسه سنگ و سیلستون خاکستری رنگ دیده می‌شوند (شکل 2). لایه‌های شیلی هم به صورت مجزا و هم به صورت لایه‌های شیلی با میان لایه‌های ماسه سنگ دیده می‌شوند. بدین صورت که لایه‌های شیلی به صورت ریزدانه هستند و در آنها تنابوی از توالی‌های ریز شو و درشت شو دیده می‌شود و با درشت شدن اندازه دانه‌ها واحد شیلی به صورت تدریجی به واحد ماسه سنگی تبدیل می‌شود. شیل‌ها عموماً متورق و دارای لایه‌بندی خیلی ظریف می‌باشند و رنگ قرمز آنها نشان دهنده قاره‌ای بودن آنها است و نسبت به ماسه سنگ‌ها فرسایش پذیرتر و به صورت مورفلوژی پست تر دیده می‌شوند. ماسه سنگ‌ها و سیلستون‌های موجود در این سری ریزدانه بوده و در بعضی قسمت‌ها توالی‌های ریز شو و درشت شویی در آنها قابل مشاهده است. همچنین لایه‌های ماسه سنگی دارای سطح زبر و حالت صخره‌ای دارند و در اکثر نقاط در این سنگ‌ها آثار لایه‌بندی متقاطع و به صفت شدن قطعات دیده می‌شود که نشان دهنده جریان پیدا کردن و نهشته شدن توسط رودخانه می‌باشد. همچنین به غیر از ستون مطالعه شده در قسمت شمالی منطقه لایه‌های گنگلومرا با امتداد شمال غرب-جنوب شرق دیده می‌شوند و توسط یک گسل با امتداد شمال غرب-جنوب شرق از ولکانیک‌های ائوسن جدا شده‌اند. گنگلومراها دارای رنگ قرمز پریله تا قهوه‌ای روشن، پلی میکتیک و دارای فسیل‌های ریز می‌باشند جنس قطعات در آنها متنوع و شامل ماسه سنگ و آهک می‌باشد که اندازه آنها از چند میلی متر تا حد اکثر یک متر متغیر است و در یک زمینه‌ای از سیلیس، کلسیت و اکسید آهن قرار دارند. رنگ قطعات موجود در گنگلومراها سیاه، کرم و سبز رنگ است و در اکثر موارد فراوانی با قطعات و مقدار

ماتریکس کم می باشد. این قطعات دارای گردش دگرگی خوب و جور شدگی ضعیف می باشند و به صفت شدگی قطعات در آنها دیده می شود و در بعضی قسمت های لایه های نازکی از ماسه سنگ درون آنها دیده می شود. ویژگی های مذکور نشان می دهد که این واحد احتمالاً در کanal های رودخانه ای تشکیل شده و نشان دهنده محیط آشفته قاره ای است. بعد از این واحد به واحد های گدازه ای و پیروکلاستیکی می رسیم که به صورت تناوبی از لایه های منظم قرار گرفته اند. واحد های گدازه ای شامل آندزیت - بازالت و بازالت می باشند که رنگ هوایی آنها از قرمز تا خاکستری متمایل به قهوه ای تغییر می کند. این واحد ها دارای ضخامت متغیر از چند متر تا حداقل 30 متر می باشند. بررسی های دقیق میکروسکوپی نشان می دهد که گدازه ها بیشتر از فنوکریست و میکروفونوکریست پلازیوکلاز و به مقدار خیلی کم از فنوکریست های الیوین و پیروکسن تشکیل شده اند. پلازیوکلازها عموماً به شکل ساب هدرال تا یوهدرال، فرم تخته ای و کشیده، هم به صورت بلورهای منفرد و هم به صورت خوش ای (تیغه های درهم قفل شده) که اندازه آنها به 6 میلی متر می رسد در تمامی نمونه ها حضور داشته و منطقه بندی نوسانی، ماکل بندی پیچیده (پلی سنتیک)، بافت های تعادلی و عدم تعادل با زمینه کارلسپاد، پریکلین) بافت غربالی درشت جمله عوارض موجود در این بلورها است. لایه های گدازه از نظر مقاومت سخت تر از پیروکلاستیک ها بوده که این امر باعث شده آنها به صورت تمامی نواحی این گدازه ها دیده می شود. از جمله کانی های فرعی که در این جریان های گدازه ای به چشم می خورد، کربنات مس (مالاکیت و آزوریت) است. این کانی ها به صورت رگه ای و رگچه ای داخل درز و شکاف ها ته نشین شده اند. این سنگ ها حاوی لکه ها و رگچه های اپیدوتی می باشند که نشان دهنده فعالیت شدید گرمابی در این منطقه است. اغلب گدازه های منطقه متراکم می باشند و فقط در بعضی رخمنون ها بخش های بالایی آنها حفره دار است. همچنین در ستون مطالعه شده گدازه ها بر روی واحد های پیروکلاستیکی و تخریبی - رسوبی قرار گرفته اند که این شواهد نشان می دهد این گدازه ها خارج از آب فوران کرده اند. واحد های پیروکلاستیکی به رنگ خاکستری تا خاکستری تیره و قهوه ای روشن، دارای ضخامت متغیر از چند متر تا 40 متر دارای قطعات زاویه دار تا نیمه زاویه دار، با اندازه ای در حدود یک میلی متر تا حداقل یک متر از جنس گداز، توف قرمز رنگ، توفیک سند ستون و ماسه سنگ هستند، که به صورت جوش خورده تا نیمه جوش خورده در زمینه ای از گدازه، خاکستر و یا زمینه ای از قطعات خرد شده قرار دارند. قطعات

گدازه ای در برش های ولکانیکی از جنس آندزیت - بازالت و بازالت می باشد. کانی های آن شامل پلازیو کلاز، پیروکسن والیوین هستند که بافت یورفیریتیک را نشان می دهن. ویژگی های مذکور در واحد های پیرو کلاستیکی نشان می دهد که این واحد ها محصول فوران گدازه در یک محیط آبی است، البته عمق آب کم بوده و انفجر باعث تشکیل پیرو کلاستیک ها شده است و سپس حجمی شدن فوران ها باعث ایجاد گدازه و پیرو کلاستیک های هوایی شده و هر زمان که این فوران ها متوقف شده فرسایش این واحد ها انجام می شده است.

نتیجه گیری

بررسی و مطالعات بر روی واحد های سنگی منطقه و ستون مطالعه شده نشان می دهد که محصولات آتشفسانی و رسوبی منطقه در یک محیط قاره ای و در خشکی ایجاد شده اند. ویژگی هایی مانند توالی ریز شو و درشت شو، لایه بندی متقطع و به صفت شدگی قطعات و گردشگی قطعات در واحدهای رسوبی منطقه مطالعه شده نشان می دهد که این واحد احتمالاً در کanal های رودخانه ای تشکیل شده و نشان دهنده محیط آشفته قاره ای است و در بعضی موقع با آرام تر شدن محیط رودخانه ای توالی ریز شو و درشت شویی از ماسه سنگ و سیلتستون را داریم. همچنین ویژگی های پیرو کلاستیک ها نشان می دهد که این واحد ها محصول فوران گدازه در یک محیط آبی کم عمق است، البته عمق آب کم بوده و انفجر باعث تشکیل پیرو کلاستیک ها شده است و سپس حجمی شدن فوران ها باعث ایجاد گدازه و پیرو کلاستیک های هوایی شده است و واحد های گدازه ای در بعضی رخمنون ها بخش های بالایی آنها حفره دار است و در این گدازه ها اثری از برش و هیالو کلاستیک دیده نمی شود که این شواهد نشان می دهد که خارج از آب فوران کرده اند.

- 1- Dimitrijevic, M.D., (1973): Geology of Kerman region, geological survey of Iran, report, ru. 59
- 2- Jung, D., Kursten, M.O., Turkian, M., (1975): Post- Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro- Arabian under the Eurasian plate. Impilger & Rosler (Eds), After between continental and oceanic rifting.PP. 182-190. International symposium on the Afra Region and Related Rift problems, Bad Bergzabern, Vol.2
- 3- Shelly, D., (1993): Igneous and metamorphic rock under the microscope: Classification texture, microstructured and mineral preferred- orientation, Chapman and Hall publisher, London, 445,P.

ژئوشیمی، پتروگرافی و پتروژن سنگ‌های آتشفسانی اوسن منطقه جام (سمنان)

قریشوندی حمید^۱، مسعودی فریزز^۲، قربانی منصور^۲

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد پترولورژی دانشگاه شهید بهشتی

۲- عضو هیئت علمی دانشگاه شهید بهشتی

چکیده

در منطقه جام واقع در 25 کیلومتری شرق سمنان مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفسانی اوسن رخنمون دارند. این منطقه از لحاظ تقسیم بندی ساختاری ایران در بخش جنوبی البرز مرکزی قرار دارد. با توجه به نقشه زمین‌شناسی منطقه و مطالعات پتروگرافی انجام شده، واحدهای اصلی موجود در منطقه گدازه‌های داسیتی، ریوداسیتی و سنگ‌های آذرآواری می‌باشند. بافت غالب سنگ‌های آذرآواری میکرولیتیک پورفیری و گاهی کرپتوکریستالین است. بافت عمدۀ گدازه‌های داسیتی منطقه پورفیری و گلومروپورفیری می‌باشد. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی می‌توان این سنگ‌ها را جزء سری‌های کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و شوشوئنیتی با محتوای بالایی از K, Rb, Sr, Th, Ta به شمار آورد. نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب نرماییز شده بر پایه گوشته اولیه و مورب، تهی شدگی از عناصر HFSE و غنی شدگی از عناصر LILE و عناصر نادر خاکی سبک REE را نشان می‌دهند که این ویژگی ژئوشیمیایی شاخصه کمان‌های ماگمایی است. نسبت پایین La/Th و نسبت بالایی از Ba/La و Ba/Nb در نمونه‌ها، گدازه‌های منطقه را از نوع فوران یافته در محیط‌های فرورانش مشخص می‌نماید. به علاوه نمودارهای تکتونیکی و ژئوشیمی عناصر کمیاب بیانگر محیط تکتونیکی فرورانش قاره اقیانوس می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: پتروگرافی، سنگ‌های آتشفسانی، منطقه جام

مقدمه

روستای جام در شمال شرقی سمنان و بین طول‌های جغرافیایی شرقی‌های جغرافیایی شرقی^۱ ۴۵° تا ۵۳° ۵۳' و عرض‌های جغرافیایی شمالی^۲ ۴۰° ۳۵' تا ۵۰° ۳۵' واقع شده است. از لحاظ تقسیمات زمین‌شناسی ایران، محدوده مورد مطالعه در حاشیه جنوبی زون البرز مرکزی قرار دارد. با توجه به نقشه زمین‌شناسی منطقه و مطالعات پتروگرافی انجام شده، واحدهای اصلی موجود در منطقه گدازه‌های داسیتی و سنگ‌های آذرآواری می‌باشند. بر اساس مطالعات انجام گرفته در منطقه توسط

علوی نائینی (1351)، ناحیه جام را می توان از دیدگاه پارینه جغرافیایی به دو بخش مختلف تقسیم کرد:

- منطقه A یا (ZONE A) : که در شمال باختری ناحیه قرار گرفته و پیوسته با کوههای البرز است.

- منطقه B یا (ZONE B) : که در جنوب خاوری منطقه قرار گرفته و پیوسته با کوههای ایران مرکزی است که این دو بخش توسط گسل عطاری از یکدیگر جدا می شوند که منطقه مورد مطالعه گستردگی زون B قرار دارد. با توجه به اینکه سنگهای اسیدی و حدوداً در منطقه مورد مطالعه گستردگی پیشتری نسبت به سایر سنگهای آذرین دارند، در این تحقیق پتروگرافی و ژئوشیمی سنگهای داسیتی و آذرآواری منطقه جام بررسی می شود. بدین منظور پس از مطالعات صحرایی و بررسی پتروگرافی سنگهای منطقه، تعداد 15 نمونه جهت اندازه گیری اکسیدهای اصلی، عناصر کمیاب و نادرخاکی به روش XRF در دانشگاه تربیت معلم تهران آنالیز گردید و سپس نتایج آنالیز برای بررسی پترولوزی این سنگها استفاده گردید.

پتروگرافی سنگهای داسیتی و گدازهای آذرآواری منطقه

بر پایه مطالعات پتروگرافی صورت گرفته کانیهای عمده تشکیل دهنده داسیتها و آذرآواریهای منطقه جام، شامل پلازیوکلاز، کوارتز و آمفیبول می باشند. پلازیوکلاز از کانیهای غالب این سنگهاست که نسبتاً درشت بلور و به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار می باشند. بلورهای پلازیوکلاز معمولاً دگرسان شده و به سریست تبدیل شده اند. این کانی در این سنگها ماکل پلی سنتیک و زوینیگ را به خوبی نشان می دهد. کوارتز نیز از فراوان ترین کانیهای موجود در این سنگها می باشد که معمولاً ریز بلور تا متوسط بلور بوده و بی شکل است. آمفیبول دیگر کانی اصلی این نوع سنگها می باشد که معمولاً شکل دار و متوسط بلور است، این کانی اغلب در اثر دگرسانی به کانیهای ثانویه تبدیل شده است.

آلکالی فلدسپار: میزان این کانی در این سنگها ناچیز می باشد، بطوري که می توان آنرا کانی ثانویه این سنگها محسوب کرد. کلسیت نیز از دگرسانی فنوکریستها بوجود آمده و به طور گستردگ در توفهای سبز ائوسن منطقه جام همراه با کانیهای کلریت، کوارتز و سریست دیده می شود. میزان کانی اپیدوت که با بیرفرنزانس قوی خود مشخص است، در توفهای منطقه کمتر از سایر کانیهای ثانویه است. این کانی با اشکال اسفلیتی و شعاعی در اثر دگرسانی کانیهای اولیه بوجود آمده است و

در قالبی از این کانی‌ها، در خمیره سنگ و نیز در حفرات و فضاهای خالی سنگ اغلب همراه با کلسیت دیده می‌شود.

ژئوشیمی داسیت‌ها و توف‌های منطقه جام

بر اساس مطالعات پتروگرافی، ولکانیک‌های منطقه شامل مجموعه‌ای از داسیت و توف هستند که اطلاعات و نتایج آنالیزهای شیمیایی نمونه‌های سنگی مجموعه مورد نظر و نام‌گذاری آنها با استفاده از شیمی اکسیدهای اصلی و کانی‌های نورم، با مطالعات پتروگرافی هماهنگی کاملی نشان می‌دهد. بر اساس ترکیب شیمیایی، سنگ‌های ولکانیکی مورد نظر در نمودار (Le Bas et al. 1986) که TAS بر مبنای درصد وزنی مجموع آلکان ($\text{Na}_2\text{O} + \text{k}_2\text{O}$) در مقابل درصد وزنی سیلیس (SiO_2) رسم شده است، در محدوده داسیت، تراکیت و تراکی داسیت و ریولیت قرار می‌گیرند. همچنین در نمودار Winchster & Floyd, 1977 که بر اساس عناصر کمیاب ($\text{Zr}/\text{Ti} - \text{Nb}/\text{Y}$) می‌باشد، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده داسیت، ریوداسیت و ریولیت قرار می‌گیرند. از لحاظ شاخص اشباع از آلومین و بر اساس نمودار شاند (1943)، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده متاآلومین جای می‌گیرند (شکل 3-الف). همچنین بر اساس نمودار Peccerillo & Taylor, 1976 برای تعیین سری ماقمایی، سنگ‌های مورد مطالعه در رده کالک‌آلکالن پتابسیم بالا و شوشوئیتی قرار می‌گیرند. نمودارهای هارکر نشان می‌دهد که در طی تفرقی ماقمایی و همزمان با افزایش مقدار SiO_2 ، مقادیر FeO و MgO در مقابل K_2O و CaO و TiO_2 روند نزولی خطی مشخصی را با شبیه متوسط به نمایش می‌گذارند. ظاهرآ کاهش اکسیدهای آهن، نشانه تفکیک اکسیدهای آهن در مراحل ابتدایی تفرقی ماقمایی در سری‌های کالک‌آلکالن می‌باشد. کاهش نسبتاً سریع TiO_2 در طی تفرقی، پایین بودن میزان آندر سنگ‌ها، ارتباط مثبت TiO_2 و P_2O_5 و ارتباط منفی آن با سیلیس، از مشخصات ولکانیسم کالک‌آلکالن به شمار می‌رود (Gill, 1981). تغییرات نامنظم Al_2O_3 ، بیشتر تابع PH موجود در سنگ‌هاست. با این حال تحدودی به سمت سنگ‌های اسیدی مقدار آلومین افزایش می‌یابد که این می‌تواند نشانه تعلق این سنگ‌ها به مناطق کوه‌هایی باشد.

نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب

نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب نرمالیز شده بر پایه گوشه اولیه و مورب، تهی شدگی از عناصر (K, Rb, Ba, Pb, Sr, Th) LILE و غنی شدگی از عناصر HFSE (Zr, Nb, P, Ti, Y) می‌باشد.

عناصر نادر خاکی سبک REE را نشان می‌دهند که این ویژگی ژئوشیمیایی شاخصه کمان‌های ماگمایی است. غنی‌شدگی Rb، Ba و Th و افت عناصر Nb و Ti در الگوی عناصر کمیاب از ویژگی‌های سنگ‌های وابسته به فرورانش است (ویلسون، 1989). تیلور و مک لنان (1985) نیز فراوانی عناصر LILE از قبیل La, K, Rb, U, Th به همراه Pb و تهی‌شدگی عناصر Ta, Ti, Nb را به مذاب با منشأ پوسته‌ای نسبت داده‌اند.

Edwards et al, 1994 معتقدند که دلیل تخلیه Ti در ماگماتیسم مرتبط با فرورانش و فوگاسیته اکسیژن می‌باشد. وقتی فوگاسیته O_2 بالا باشد، دمای زیادتری لازم استا فازهای حاوی Ti، در مذاب‌های مشتق شده از منطقه فرورانش تخلیه گردد، بنابراین عدم تخلیه Ti صورت گرفته و این عنصر آنومالی منفی نشان می‌دهد. همچنین آنومالی منفی Ti معکوس کننده نقش اکسیدهای Fe-Ti است (Rollinson, 1993).

Wilson, 1989 اعتقاد دارد گودی مشخصی که در الگوی نمودارهای عنکبوتی در محل Nb وجود دارد، مشخصه‌ای برای تمام ماگماهایی است که توسط سنگ‌های پوسته قاره‌ای آلوده شده‌اند.

نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی

عناصر REE نسبت به سایر عناصر به مقدار کمتر در معرض هوازدگی و آلتراسیون هیدروترمال قرار می‌گیرند، بنابراین الگوی فراوانی آن‌ها می‌تواند نشانه‌هایی از منشاء‌های آذرین سنگ‌ها را اثبات کند (رویلسون، 1993). نمودار عناصر نادر خاکی مربوط به سنگ‌های آتششانی مورد نظر در (شکل 6) آمده است. به طور کلی مقدار REE این سنگ‌ها بالا بوده که این خود با نتایج مطالعات پتروگرافی و شیمی عناصر اصلی و کمیاب، سازگاری خوبی نشان می‌دهد، در بررسی‌های پتروگرافی کانی‌های آپاتیت و اسفن، مهمترین کانی‌های فرعی سنگ‌های آتششانی مورد نظر محسوب می‌شوند و با توجه به اینکه این کانی‌ها به عنوان حامل‌های عناصر نادر خاکی، عمدهاً مقادیر بالای (LREE) را در خود متمرکز می‌نمایند، بنابراین تمرکز نسبتاً بالای REE بویژه (LREE) در سنگ‌های مورد مطالعه مرتبط با تمرکز این کانی‌ها است (شکل 6). آنومالی Eu به حضور کانی پلازیوکلاز و آمفیبول بستگی دارد. فراوانی پلازیوکلاز در سنگ‌های مورد مطالعه، منجر به ظهور شدن آنومالی منفی Eu و محو شدن آنومالی مثبت Eu در این سنگ‌ها شده است.

تعیین محیط تکتونیکی

برای تعیین موقعیت تکتونیکی سنگ‌های منطقه از نمودارهای مختلفی استفاده شد. بطور مثال در دیاگرام تغییرات Ti-Zr-Sr (Pearce & Cann, 1973) سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های قاره و بازالت‌های کالک آلکالن قرار می‌گیرند. همچنین در نمودار $MnO - TiO_2 - P_2O_5$ (1983)، سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های کالک آلکالن جزایر قوسی (CAB)، و تولیت‌های جزایر قوسی (IAT)، جای می‌گیرند.

نتیجه گیری

سنگ‌های آتشفسانی منطقه جام مشتمل بر گدازه‌های اسیدی، شامل داسیت، ریوداسیت و توف‌های اسیدی می‌باشند که بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی می‌توان این سنگ‌ها را جزء سری‌های کالک آلکالن پتابسیم بالا و شوشوونیتی با محتوای بالایی از K, Rb, Sr, Th, Ta به شمار آورد. الگوی عناصر نادر خاکی عادی شده نسبت به کندریت در سنگ‌های اسیدی منطقه. با آنومالی منفی EU و غنی شدگی در عناصر نادر خاکی سبک مشخص می‌گردد. در این سنگ‌ها جدایش پلازیوکلاز در طی تفریق بلوری منجر به ظهور تهی شدگی EU شده است (Drake, 1975). بالا بودن نسبت LREE/HREE، در نمونه‌های مورد مطالعه نشان دهنده بالا بودن نسبت CO₂/H₂O در منشأ و یا عمق بیشتر تولید مانگما می‌باشد. آنومالی منفی Ti, La و آنومالی مثبت REE‌ها، گدازه‌های منطقه را از نوع فوران یافته در محیط‌های فرورانش مشخص می‌نماید. به علاوه نمودارهای تکتونیکی و ژئوشیمی عناصر کمیاب بیانگر محیط تکتونیکی فرورانش قاره-اقیانوس می‌باشد.

منابع

- علوی نائینی، م (1351)، نقشه زمین شناسی 1/100000 جام، انتشارات سازمان زمین شناسی واکنشافات معدنی کشور.
- Drak, M.J. The oxidation state of europium as an indicator of oxygen fugacity. Ceochimica et Cosmochimica Acta. 39, 55-64, (1975).
- Le Bas, M. J., Le Maiter, R. W., Strecheisen, A., Zanettin, B. 1986. A Chemical Classification of volcanic Rocks Based on the Total-Alkali-silica Diagram. J. pet., 27; 745-750.
- Pearce, J.A. and Cann, J. R. 1973. Tectonic setting of basic colcanic rocks and determined using trace element analyses. Earth end planet. Sci. Letters. 19, p. 290-300.

- Wilson, M. 1989, Igneous Petrogenesis. Unwin. Hyman. 466 PP.
- Edwards, C., Menzeies, M., Thirwoll, M., (1994). Evidence from muriah, Indonesia, for interplay of Supra-subduction zon and inter place processes in the genesis of potassic alkaline magmas. Journal of petrology, 32, pp. 555-592.
- Gill, J.B., 1981, Orogenic andesites and plate tectonics: New York, Springer- Verlag, 390 p.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of the Eocene calcalcaline Volcanic rocks from the kastamonu area, Northern Turkey, cont Min. pet., 58; 63-81.
- Rollinson, H., 1993, Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation, Singapore, Longman, 352 p.
- Winchester, J. A., and Floyd, P. A., (1977). Geochemical discrimination of different Magma Series and their differentiation products, Using Immobile Elements, Chem, Geol. 20, 325-343.
- Harker A., 1909, The natural history of igneous rocks. Methneu, London. 344p.

بررسی تغییرات جرمی در پهنه های ولکانیک - ولکانی کلاست دگرسان منطقه ی قصر

کبیری، سمانه^۱، خلیلی، محمود^۲

^۱ دانشجوی مقطع کارشناسی ارشد گرایش پترولوزی،

^۲ گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان

چکیده

به منظور بررسی رفتار عناصر در پهنه های دگرسان منطقه ی قصر از محاسبه ی تغییرات جرمی در طی دگرسانی استفاده شده است. غنی شدگی از Si به دلیل حضور سیلیس هیدروترمال، غنی شدگی از Ti به دلیل حضور اکسیدهای آهن - تیتان، غنی شدگی از Al به دلیل حضور آلومینوسیلیکاتهایی همچون اپیدوت و کلریت، غنی شدگی از Fe به دلیل حضور کلریت، اپیدوت و اکسیدهای آهن - تیتان، غنی شدگی از Mn به دلیل حضور احتمالی مؤلفه ی پیدمونیتی در اپیدوتها و جذب این عنصر توسط گوئیت و کانی های رسی، غنی شدگی از Mg به دلیل حضور کلریت، اسمکتیت و سیمان کربناته ی غنی از مینیزیوم، غنی شدگی از Ca به دلیل حضور اپیدوت هیدروترمال، کلسیت، اسمکتیت و کانی های رسی، غنی شدگی از Na به دلیل آلیتی شدن پلاژیوکلازها و حضور اسمکتیت های غنی از سدیم، غنی شدگی از K به دلیل رخداد متاسوماتیسم پتاسیک، غنی شدگی از TRTE و HFSE به دلیل حضور کانی های اپاک و غنی شدگی از LREE به دلیل حضور کانیهای ثانویه ی میزبان این عناصر مانند اپیدوت، کلریت، گوئیت و پلاژیوکلازها در پهنه های دگرسانی حاصل شده است. غنی شدگی پهنه ی زئولیتی از HREE با توجه به تمایل این عناصر در تشکیل کمپلکس با سیالات اسیدی، حاکی از تأثیر محدود سیالات اسیدی در پهنه ی مذکور می باشد، با توجه به این که زئولیت ها نیز در pH معادل 9-10 ایجاد می شوند.

مقدمه

بررسی تغییرات جرمی حاصل از دگرسانی با از دست دادن و یا کسب عناصر از جمله اهدافی می باشد که در ضمن مطالعه ی پهنه های دگرسانی دنبال می شود. در این مقاله به منظور بررسی نحوه ی رفتار عناصر و غنی شدگی - تهی شدگی آنها از فرمول ارائه شده توسط مکلین (1990) استفاده شده است که در زیر به آن اشاره شده است.

$$\begin{aligned} R-C &= \% \text{Component, altered rock} \times \\ \text{Material Change} &= R-C - \text{precursor composition} \end{aligned}$$

منظور از $1-M$ در معادله‌ی فوق عنصر غیرمتحرک می‌باشد. با محاسبه‌ی ضریب همبستگی بین سایر عناصر در میان پهنه‌های دگرسانی مورد مطالعه، عنصر Dy دارای بیشترین تعداد و بالاترین میزان همبستگی مثبت در میان سایر عناصر بوده که بنابراین به عنوان عنصر غیرمتحرک در طی دگرسانی در نظر گرفته شده است. همچنین منظور از precursor نمونه‌ی سالم و منظور از $1-M$ (precursor) میزان عنصر غیرمتحرک در نمونه‌ی سالم می‌باشد.

بحث

از ترسیم نمودارهای غنی شدگی - تهی شدگی عناصر در پهنه‌های دگرسان منطقه‌ی قمصر نتایج زیر بدست آمده است:

- غنی شدگی از SiO_2 در پهنه‌ی اپیدوتی - سیلیسی به دلیل حضور سیلیس پرکننده‌ی حفرات در همراهی با بلورهای اپیدوت حاصل شده است. شیستشوی نمونه‌های متعلق به پهنه‌ی مذکور بوسیله‌ی سیالات اسیدی، باعث شده است که سنگ اولیه به صورت یک سنگ دگرسان متتشکل از سیلیس باقیمانده همراه با بقایایی از فازهای اولیه دگرسانی(بلورهای اپیدوت) نمایان گردد.

- غنی شدگی از TiO_2 که در بیشتر پهنه‌ها مشاهده می‌شود، به دلیل تشکیل اکسیدهای آهن - تیتان ثانویه می‌باشد. کانی اپاک پهنه‌ی کلریتی - اپیدوتی به دلیل داشتن ده درصد وزنی TiO_2 ، به عنوان تیتانومگنتیت در نظر گرفته شده اند و این امر می‌تواند غنی شدگی بیشتر از اکسید تیتان را در این پهنه نسبت به سایر پهنه‌ها توجیه نماید. میزان بالای TiO_2 در تیتانومگنتیت‌های پهنه‌ی کلریتی - اپیدوتی می‌تواند به اکسولوشن‌هایی از ایلمینیت، روئیل و یا اولواسپینل در آنها اشاره کند(مونتیرو و همکاران، 2008). در دیگر پهنه‌های دگرسانی با توجه به میزان تیتانیوم کمتر، نوع کانی‌های اپاک از نوع مگنتیت تشخیص داده شده است. میزان پائین تیتانیوم در کانی‌های اپاک آنالیز شده حاکی از تشکیل این کانی‌ها در واکنش‌های ساب سولیدوس بوده و بر منشأ ثانویه‌ی آنها تأکید می‌کند(کیت و همکاران، 1989).

- غنی شدگی از Al_2O_3 در پهنه‌ی اپیدوتی - سیلیسی به دلیل حضور فراوان آلومینوسیلیکات‌های همچون اپیدوت و در پهنه‌ی کلریتی - اپیدوتی علاوه بر اپیدوت و کلریت، معلوم حضور فراوان اکسیدهای آهن - تیتان می‌باشد. در ساختار کانی‌های مگنتیت به عنوان یک اسپینل آهن و تیتان دار، بخشی از آهن می‌تواند توسط دیگر عناصر دو و سه ظرفیتی مانند Mg، Al و Mn جاشین بشود. این مسئله می‌تواند غنی شدگی از منیزیوم، آلومینیوم و منگنز را در پهنه‌ی کلریتی - اپیدوتی توجیه نماید. تهی شدگی از اکسید آلومینیوم در پهنه‌ی هماتیتی با توجه به رخداد فرآیند پالاگونیتیزاسیون در این پهنه، با تحقیقات استادیگل و هارت (1983) مبنی بر تهی شدگی از این عنصر در طی فرآیند پالاگونیتیزاسیون مطابقت می‌کند.

- غنی شدگی از FeO_{T} در پهنه‌ی کلریتی - اپیدوتی به دلیل حضور ماتریکس کلریتی و کلریت حاصل از دگرسانی بلورهای فرومینیزین، بلورهای کلینوپیروکسن مصون مانده از دگرسانی و تیتانومگنتیت‌ها و در پهنه‌ی اپیدوتی - سیلیسی به دلیل حضور فراوان کانی‌های اپیدوت پرکننده‌ی حفرات حاصل شده است.

- غنی شدگی از MnO در پهنه‌ی اپیدوتی می‌تواند معلوم هوازدگی در این سنگها و تشکیل دندربیت‌های پیرولوسیت در این پهنه و از جهتی حضور احتمالی منگنز به صورت مؤلفه‌ی پیدمونتیتی در بلورهای اپیدوت باشد. همچنین غنی شدگی از اکسید فوق در پهنه‌ی کلریتی - اپیدوتی به دلیل جذب این عنصر توسط کانی‌های اپاک و در پهنه‌ی هماتیتی به دلیل حضور در ساختار گوتیست و استقرار در موقعیت‌های بین لایه‌ای در کانی‌های رسی حاصل شده است (موچانگاز، 2006).

- غنی شدگی از MgO در پهنه‌ی کلریتی - اپیدوتی به دلیل حضور فراوان بلورهای کلریت و در پهنه‌ی هماتیتی به دلیل حضور کلریت در زمینه، کانی‌های گروه اسمکتیت و سیمان کریباته‌ی غنی از منیزیوم در حد فاصل قطعات لیتیک توف سازنده‌ی این پهنه می‌باشد.

- غنی شدگی از CaO ، در پهنه‌ی اپیدوتی، اپیدوتی - سیلیسی و کلریتی - اپیدوتی معلوم حضور اپیدوت هیدروترمال و کلسیت و در پهنه‌ی هماتیتی علاوه بر حضور سیمان کریباته، به دلیل حضور کانی‌های گروه اسمکتیت و از جهتی حضور کلسیم در موقعیت‌های بین لایه‌ای در کانی‌های رسی حاصل شده است (واگت و کاستر، 1978).

- غنی شدگی از Na_2O در پهنه‌ی کلریتی - اپیدوتی معلوم دگرسانی بلورهای پلاژیوکلاز به آلبیت هیدروترمال و در پهنه‌ی هماتیتی علاوه بر آلبیتی شدن بلورهای پلاژیوکلاز به دلیل حضور

اسمکتیت های غنی از سدیم تشخیص داده شده توسط آنالیز XRD مانند هکتوریت و بیدلت حاصل شده است.

- غنی شدگی از K_2O در پهنه‌ی کلریتی - اپیدوتی به دلیل رخداد سرسیستیزاسیون محدود و رخداد متاسوماتیسم پتابسیک و تشکیل حاشیه‌ی فلدسپار پتابسیم پیرامون بلورهای پلازیوکلاز(بافت آنتی راپاکبوی) و در پهنه‌ی زئولیتی حاصل تشکیل رگه‌های فلدسپار پتابسیم قطع کننده‌ی بلورهای پلازیوکلاز می‌باشد. همچنین غنی شدگی از پتابسیم در پهنه‌ی هماتیتی می‌تواند در نتیجه‌ی جذب پتابسیم از محیط دریابی توسط پالاگونیت‌ها و ابقاء پتابسیم در ساختار کانی‌های رسی حاصل شده باشد.

- غنی شدگی از HFSE که در غالب پهنه‌ها مشاهده می‌شود، اساساً به دلیل استقرار این عناصر در ساختار کانی‌های اپاک حاصل شده است.

- غنی شدگی از LILE غالباً در پهنه‌های مشاهده می‌گردد که در آنها آثاری از رخداد متاسوماتیسم پتابسیک مشاهده شده است. این امر حاکی از احتمال جانشینی عناصر این گروه به جای پتابسیم می‌باشد. از جهتی تهی شدگی غالبی که در بیشتر پهنه‌ها از LILE رخداده است، می‌تواند حاصل تحرک زیاد عناصر این گروه در طی دگرسانی باشد.

- غنی شدگی از TRTE در پهنه‌ی کلریتی - اپیدوتی به دلیل استقرار این عناصر در ساختار اکسیدهای آهن - تیتان حاصل شده است. تشکیل فراوان اپیدوت در پهنه‌ی اپیدوتی - سیلیسی اساساً توسط سیالات با درجه‌ی شوری پائین صورت گرفته است که این سیالات دارای غلظت بالایی از نیکل، کبات، آلومینیوم، آهن و کروم می‌باشند(ویلر و همکاران، 2001). این امر می‌تواند با توجه به حضور فراوان اپیدوت در پهنه‌ی اپیدوتی - سیلیسی، غنی شدگی این پهنه از TRTE را توجیه نماید.

- غنی شدگی از LREE در پهنه‌ی اپیدوتی به دلیل حضور بلورهای میزبان این عناصر همچون اپیدوت، کلریت و بلورهای پلازیوکلاز و در پهنه‌ی کلریتی - اپیدوتی علاوه بر کانی‌های مذکور حاصل جانشینی به جای پتابسیم در سرسیستیزاسیون محدود در این پهنه(تراکادو و فوجیتانی، 1998) و در پهنه‌ی زئولیتی حاصل حضور اپیدوت، کلریت و هیدروکسیدهای آهن می‌باشد. همچنین در پهنه‌ی هماتیتی جذب LREE توسط گوئیتیت و کانی‌های رسی منجر به غنی شدگی از عناصر مذکور شده است.

HREE - تمایل شدیدی به تشکیل کمپلکس با سیالات اسیدی دارند و همین امر منجر به فرونشست آنها در غالب پهنه های دگرسانی شده است. تشکیل زئولیت در pH معادل 10-9 حاکی از تأثیر کم این سیالات در پهنه های زئولیتی بوده که می تواند غنی شدگی از عناصر فوق را در پهنه های مذکور توجیه نماید.

نتیجه گیری

غنى شدگی - تهی شدگی عناصر در پهنه های دگرسان منطقه ای قمصر با استفاده از روش ارائه شده توسط مکلین (1990) مورد بررسی قرار گرفت. به طور کلی رفتار عناصر در پهنه های دگرسانی از طریق حضور کانی های ثانویه میزبان این عناصر و فازهای اولیه ای مانگمایی کنترل شده است. به طور خلاصه، غنى شدگی از سیلیسیوم به سیلیسیفیکاسیون، غنى شدگی از آلومینیوم به رخداد کانی های اپیدوت و کلریت، غنى شدگی از آهن به حضور اکسیدهای آهن - تیتان، غنى شدگی از منزیوم به حضور کلریت، سیمان کربناته ای غنى از منزیوم و اسماکتیت، غنى شدگی از کلسیم به تشکیل اپیدوت، اسماکتیت و کلسیت هیدرولترمال، غنى شدگی از سدیم به متاسوماتیسم سدیک و تشکیل اسماکتیت های غنى از سدیم و غنى شدگی از پتاسیم به رخداد متاسوماتیسم پتاسیک نسبت داده شده است. تهی شدگی از HREE که در اکثر پهنه ها به غیر از پهنه های زئولیتی مشاهده شده است، به دلیل تأثیر سیالات اسیدی و تمایل این عناصر به تشکیل کمپلکس و فرونشست از پهنه های دگرسانی حاصل شده است.

منابع

- Keith, J. D., Van Middelaar, W., Clark, AH., Hodgson, C. J., 1989, Granitoid textures, compositions and volatiles fugacities associated with the formation of tungsten-dominated skarn deposits, In: Whitney, J. A., Naldrett, A. J., (Eds.), Ore deposition associated with magmas, Rev. Econ. Geol. 4, 235-250.
- MacLean, W. H., 1990, Mass changes calculations in altered rock series, Miner. Depos. , 44-49.
- Monteiro, L. V. S., Xavier, R. P., Hitzman, M. W., Juliani, C., De Souza Filho, C. R., Carralho, E. R., 2008, Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the sossego iron oxide-copper-gold deposits, Carajas mineral province, Brazil, Ore Geol. Rev. 34, 317-336.
- Muchangos, A. C., 2006, The mobility of rare earth and other elements in process of alteration of rhyolitic rocks to bentonite(Lebombo Volcanic Mountains Chain, Mozambique), Geochemical Exploration, 88, 300-303.
- Staudigel, H., Hart, S. R., 1983, Alteration of basaltic glass. Mechanisms and significance for the oceanic crust-seawater budget, Geochim. Cosmochim. Acta. 47, 337-350.

- Terakado, Y., Fujitani, T., 1998, Behavior of the rare earth elements and other trace elements during interactions between acidic hydrothermal solutions and silicic volcanic rocks, Southwestern Japan, *Geochim. Cosmochim. Acta* 62(11), 1903-1917.
- Vogt, K., Kostner, H. M., 1978, Zur Mineralogie, Kristallchemie and Geochemie einiger Montmorillonite and Bentonite, *Clay Minerals*, 13, 25-43.
- Wheeler, R. S., Browne, P. R. L., Rodgers, K. A., 2001, Iron-rich and iron-poor prehnites from the way Linggo epithermal Au-Ag deposits, Southwest Sumatra and the Heber geothermal field, California, *Mineral. Mag.* 65(3), 397-406.

ویژگی های پترولوزیکی و کانی شناسی سنگ های میزبان ذخایر سرب و روی با سن کرتاسه تحتانی در منطقه کهرموده (شهرضا)

کرمانی نسیم^۱، نصر اصفهانی علی خان^۲، مصلدق زاده حسن^۳

دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب و سنگ شناسی رسوبی دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوارسگان

استاد یار دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوارسگان

کارشناسی ارشد رسوب شناسی، عضو باشگاه پژوهشگران جوان دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوارسگان

مقدمه

منطقه کهرموده در 105 کیلومتری جنوب غرب اصفهان واقع شده است که از نظر ذخایر معدنی سرب و روی حائز اهمیت می باشد و محدوده مورد مطالعه مختصات با طول جغرافیایی شرقی "50° 47' و 51' الی 10° 49' و 51' و عرض جغرافیایی "35° 45' و 31° 5' و 47' و 31' دارد. این منطقه شدیداً تکتونیزه بوده و تحت تاثیر گسل های متعدد قرار گرفته است، که بخشی از زون ساختاری سندج-سیرجان می باشد. این منطقه معدن متروکه‌ی سرب و روی کهرموده را شامل می شود و ارتفاع متوسط منطقه از سطح دریا 2250 متر است.

این کانسار سرب و روی با سنگ میزبان کربناته یکی از کانسارات ایالت متالوژنیکی اصفهان-ملایر است. این ایالت با طول بیش از 500 کیلومتر و عرض حدود 30 کیلومتر در حاشیه‌ی غربی ایران مرکزی و در زون سندج-سیرجان قرار دارد. در این ایالت متالوژنی، از زمان پر کامبرین تا عهد حاضر مخصوصاً در دوران مزوژوئیک کانه زایی انجام شده است.

از ویژگی‌های دیگر این کانسار همراهی با سنگهای کربناته و عدم ارتباط مشخص با فعالیت‌های آذرین و کانی شناسی ساده آن می باشد. کانه زایی در این منطقه بیشتر شامل کانه‌های سولفیدی (عمدتاً گالن و به مقدار جزیی اسفالریت) و باطله‌های کلسیت و کوارتز می باشد.

از نظر آب و هوایی جز مناطق معتدل تا سردسیر بوده و امکان مطالعات صحرایی تقریباً در تمام فصول سال میسر می باشد. پوشش گیاهی منطقه نسبتاً کم و دارای بوته‌های گوناگون است. نزدیکترین روستاهای به منطقه موردنظر مطالعه کهرموده، قصرچم و یحیی آباد است.

زمین شناسی عمومی منطقه

منطقه مورد مطالعه معدن متروکه‌ی سرب و روی کهروویه (شهرضا) می‌باشد که شامل شیل ژوراسیک و آهک کرتاسه است و ماده معدنی در کنتاکت آنها متتمرکز شده است. ماده معدنی از طریق تونل‌های زیر زمینی استخراج می‌شده است. از مهمترین مشخصات منطقه کهروویه چینه شناسی یکنواخت، محدود بودن سن زمین شناسی، گسلش شدید و فقدان سنگ‌های آذرین است. با توجه به نقشه زمین شناسی این منطقه شامل شیل خاکستری بلمنیت دار و سیلتستون و لایه‌های آهک اسپاری و آهک آواری می‌باشد (جلالی، فریب، 1385). به علاوه واحد آهک‌های توده‌ای و خاکستری رنگ حاوی فسیل اریتولین به سن آپتین به صورت دگرشیب بر روی واحد شیلی قرار گرفته است (فراپارس قشم، 1379).

قابل ذکر است که قدیمی ترین مطالعات زمین شناسی در منطقه مورد مطالعه، مربوط به معدن سرب و روی کهروویه می‌باشد (عباسیان، 1384). این معدن عملاً از سال 1356 تعطیل بوده است و تا به حال هیچگونه عملیات بهره برداری در آن انجام نگرفته است. در سال 1379 شرکت فراپارس قشم عملیات اکتشافی روی این معدن انجام داده که حاصل آن گزارش اکتشافی است.

توالی چینه شناسی واحدهای سنگی در منطقه مورد مطالعه شامل سنگ آهک خاکستری تیره، نازک لایه تا ضخیم لایه به سن ژوراسیک میانی، آهک‌های ضخیم لایه و رسوبات آواری به سن ژوراسیک فوقانی تا کرتاسه زیرین و تناوبی از شیل، سنگ آهک آواری و ماسه سنگ به سن کرتاسه زیرین، آهک میکرایتی آرژیلیتی حاوی فسیل آمونیت به سن کرتاسه بالایی که با کنتاکت گسله بر روی آهک‌های کرتاسه زیرین و ژوراسیک میانی قرار گرفته است و نهشته‌های عهد حاضر که شامل رسوبات مخروط افکنه، دشت آبرفتی (دشت شرق جاده شهرضا- سمیرم) می‌باشد.

تکتونیک محدوده معدنی سرب و روی کهروویه

با توجه به مطالعات صحراایی و عکس‌های هوایی، محدوده کانسار سرب و روی کهروویه، به شدت تکتونیزه بوده و تعداد زیادی گسل با روند شمال شرق- جنوب غرب و شمالی- جنوبی و گسل‌های بزرگ با روند شمال غرب- جنوب شرق تشکیلات زمین شناسی محدوده معدن را قطع کرده‌اند. به طور کلی در محدوده کانسار، گسل‌ها به نحو چشمگیری از تراکم بیشتر برخوردار بوده و نقش مهمی در تمرکز ماده معدنی ایفا نموده‌اند. گسل‌های با روند شمال شرق- جنوب غرب باعث گسل

خوردگی و کشیدگی در منطقه شده و ساخته های گسلی مانند برش های گسلی را ایجاد کرده است. زون های کششی و انبساطی که به صورت حضور رگه ها و رگچه های کلسیت در راستای شمال شرق-جنوب غرب نمایان می شوند در محدوده کانسار مشاهده می شود. در حقیقت این رگه ها و رگچه ها، حاصل از پرشدگی شکاف هایی است که گسل ها ایجاد نموده و بعداً در اثر نفوذ سیالات به داخل آنها توسط کانیهای ثانویه پرشده اند (عباسیان، 1382).

هدف و روش مطالعه

هدف از این مطالعه، بررسی نهشته های کرتاسه زیرین ناحیه کهرمیه، شناسایی کانیهای اصلی و باطله کانسار، چگونگی تمرکز ماده معدنی در سنگ میزان کربناته و همچنین شناسایی محیط رسوبی می باشد. با کمک این تحقیق علاوه بر آشکار نمودن وضعیت زمین شناسی منطقه، با توجه به تعیین رخساره ها و دسته بندی رخساره های یسرونده و پیشرونده، می توان موقعیت قرارگیری ماده معدنی را نیز تعیین نمود.

در این تحقیق پس از انجام مطالعات صحرایی و انتخاب برش مناسب، نمونه برداری به صورت سیستماتیک انجام گرفت و 120 نمونه برداشت شد و مقاطع نازک میکروسکپی از نمونه های انتخابی تهیه و با میکروسکپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفت و بر اساس طبقه بندی دانهام (1962) و رایت (1992) نامگذاری شد سپس رخساره ها و ریز رخساره های رسوبی شناسایی شده و با رخساره های فلوگل (2004) مقایسه شد. همچنین بیش از 10 نمونه مستقیماً از محل های کانی سازی شده برداشت شد. در طی این مرحله برای تعیین دقیق مختصات محل های نمونه برداری از دستگاه Gps استفاده شد.

کانی شناسی

با توجه به شواهد صحرایی و آزمایشگاهی کانسنگ به صورت رگه و رگچه در سنگ میزان آهکی تمرکز یافته است. کانی شناسی این منطقه ساده بوده و گالن کانه غالب می باشد و مقدار سرب آن بیشتر از روی می باشد. همچنین اسفالریت به مقدار بسیار ناچیزی به صورت جانشینی در اطراف گالن در مقاطع میکروسکپی مشاهده می شود و کلسیت و کوارتز عمدها کانه های باطله محسوب می شود.

گالن

در این کانسار کانی سولفیدی غالب گالن می باشد که به صورت دانه های پراکنده و همچنین پر کننده درزه ها و شکاف های حاصل از فرایندهای تکتونیکی دیده می شود. گالن در اثر حرکات تکتونیکی بعد از نهشت

کانسنگ نیز متحمل دگرشکلی (Deformation) شده به طوری که چاله های مثلثی گالن به فرم سرنیزه ای در آمده اند.

اسفالویت

اسفالویت به مقدار بسیار ناچیز در مقاطع میکروسکپی به فرم جانشینی در اطراف گالن دیده می شود. همچنین آنالیز نمونه هایی از کانسنگ ها و سنگ های منطقه مقدار جزیی از عنصر روی (Zn) را نشان می دهد. به طوری که در مقایسه با حداقل عیار قابل استخراج روی که ۰.۴٪ می باشد قابل اغراض است (عباسیان، ۱۳۸۴).

کلسیت

کلسیت در کانسار کهرویه به اشکال مختلفی دیده می شود و کانی اصلی سنگ های آهکی میزبان کانسار می باشد که در برخی قسمت ها به صورت رگه و رگچه سنگ های آهکی میزبان را قطع کرده اند. کلسیت درشت بلور همراه با گالن، دارای ماکل پلی سنتیک با تیپ های مختلف می باشد. هر کدام از این ماکل ها دمای دگرشکلی خاصی را نشان می دهد که نشان دهنده دمایی بین ۳۰۰-۱۵۰ درجه سانتی گراد برای این دگرشکلی ها هستند.

کوارتز

کوارتز به صورت رگچه در کلسیت و گالن دیده می شود و در مقاطع میکروسکپی خاموشی موجی نشان می دهد. کوارتز در این کانسار اکثرا به صورت بی شکل (Anhedral) رشد کرده و نشان دهنده سرعت باز شدگی کمتر درزه ها نسبت به سرعت ورود محلول های سیلیسی می باشد.

باتوجه به اينکه سنگ ميزبان در اين منطقه كربناته بوده بايستي كلسيت يا دولوميت بودن آن تشخيص داده می شد و از آنجا كه ويژگی های نوری كلسيت و دولوميت مشابه است در مقاطع مورد مطالعه تمایز آنها از نظر نوری مشکل بود بنابر اين از روش های ساده رنگ آمیزی شیمیایی برای تشخيص كلسيت از دولوميت استفاده شد و علاوه بر آن از بين نمونه های برداشت شده تعداد 35 نمونه به طور تصادفی انتخاب و مورد آزمایش كلسیمتری قرار گرفت كه نتیجه آن در نمودار ذيل آورده شده است. با توجه به شواهد موجود مقدار دولوميت در منطقه ناچيز بوده و 91 درصد از نمونه ها را كلسيت شامل می شود.

همچنين آنالیز کانسنگ ها و سنگ های منطقه نشان می دهد که شیل ها را می توان به عنوان منبع احتمالی فلزات سرب و روی در نظر گرفت. مقایسه مقادیر ایزوتوپ گوگرد کانی گالن با بعضی از کانسارهای تیپ دره می سی سی پی نشان می دهد که از نظر این پارامتر کانسار کهرویه تقریبا مشابه با کانسار جنوب شرق میسوری آمریکا می باشد و از مجموع بررسی های انجام گرفته می توان ژئو احتمالی کانسار کهرویه را به صورت اپی ژنتیک و از انواع کانسار های تیپ دره می سی سی پی قرار داد (عباسیان، 1384).

تکتونیک محدوده کانسار و نقش کننده های ساختمانی در شکل گیری آن

باتوجه به شرایط زمین شناسی و تکتونیکی منطقه، گسل های معکوس نقش مؤثری در تمرکز ماده معدنی دارند. شب زیاد رگه ها و همراهی آنها با گسل های معکوس و شاخه های فرعی آنها و محدود شدن کانسار به مرز سنگهای آهکی کرتاسه با شیل های ژوراسیک حاکی از نقش فرایند سوپاپ گسلی چرخه سیبیون و همکاران (1975) در شکل گیری کانسار است.

طی فرایند مذکور سیالات تحت فشار در بین لایه های ماسه سنگی یا آهکی درون یا زیر شیل های ژوراسیک که در اینجا نقش لایه نفوذ ناپذیر را در مدل سیبیون بازی می کند پس از فزونی یافتن فشار سیال بر فشار ستون سنگی یا لیتو استاتیک ($\delta f > \delta$) به سمت خارج راه یافته و با کاهش ناگهانی فشار و دما کانه زائی در نزدیکی مرز شیل های ژوراسیک (لایه نفوذ ناپذیر) و آهک های کرتاسه رخ می دهد.

بنابراین می توان گفت که در اینجا وجود لایه های شیلی به عنوان یک تله ساختمانی بسیار با اهمیت است. این فرایند در رژیم های فشارشی یا ترا فشارشی رخ می دهد. وجود گسل های معکوس

یا امتداد لغز با مولفه معکوس با شبیه زیاد در این منطقه و ارتباط تنگاتنگ کانه زائی با آنها تایید کننده وجود چنین شرایطی در هنگام کانه زائی است.

نتیجه گیری

- 1- شواهد صحراوی و کانی شناسی نشان می دهد که کانسنگ ها به صورت رگه و رگچه در سنگ میزبان آهکی با سن کرتاسه زیرین تمکز یافته است.
- 2- این منطقه شدیداً تکتونیزه بوده و تحت تاثیر گسل های متعدد قرار گرفته است، در محدوده کانسار گسل ها به نحو چشمگیری از تراکم بیشتری برخوردار بوده و احتمالاً این گسل ها معتبری برای عبور سیالات کانی زا بوده اند و نقش مهمی در تمکز ماده معدنی ایفا نموده اند.
- 3- کانی شناسی این کانسار ساده بوده و کانی های اصلی آن شامل گالن و اسفالریت و کانه های باطله شامل کلسیت و کوارتز است.
- 4- با توجه به شواهد موجود کانسار کهرویه را می توان از نظر کیفی در مجموعه کانسارهای سرب و روی اپی زنیک با میزبان کربناته نوع دره می سی بی در نظر گرفت.

منابع

- آقانباتی، علی. (1383) زمین شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین شناسی کشور..
- جلالی، علی، قریب، فرزاد. (1385). نقشه زمین شناسی، گزارش ورقه 1:1000000 دهاقان. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. شماره 6353
- شمسي پور دهکري، رضا، داوديان دهكردي، عليرضا. (1382). بررسی رابطه دگرشکلی و کانه زائي در کانسار سرب و روی کهرويی شهرضا، مجموعه مقالات هفتمين همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه اصفهان، ص 123 تا 130.
- عباسیان، محمد علی. (1384). بررسی زمین شناسی اقتصادی کانیهای سرب و روی در منطقه کهرویه شهرضا (اصفهان)، پایان نامه‌ی کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، 82 صفحه.

Dunham, R. J., (1962), Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture: in W. E., Ham, ed., Classification of Carbonate Rocks – A Symposium: AAPG, P 108-121.

Flugel, E. (1982), MicroFacies Analysis of the Limestone: Springer – Velag, Berlin, 633 P.

Flugel, E. (2004), MicroFacies of Carbonate Rocks: Springer – Velag, Berlin, 976 P.

Sibson,R.H.,Moore,J.M &Rankin A.H.(1975) Seismic pumping,a hydrothermal fluid transport mechanism,J.Geol.Soc.london.

تعیین حداقل حرارت محلولهای تشکیل دهنده کانسار سرب و روی کهرویه (جنوب غرب شهرضا)

نسیم کرمانی^۱، علی خان نصر اصفهانی^۲، رضا شمسی پور دهکردی^۳، حسن مصدق زاده^۴

کارشناسی ارشد رسوب شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان

استادیار دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان

استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان

کارشناسی ارشد رسوب شناسی، عضو باشگاه پژوهشگران جوان دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان

چکیده

کانسار سرب و روی کهرویه در 25 کیلومتری جنوب غرب شهرضا قرار دارد. این کانسار متعلق به ایالت متألوژنی اصفهان- ملایر است. کانه زائی در مرز تشکیلات ژوراسیک (شامل شیل، سیلستون و ماسه سنگ با سنگ های آهکی کرتاسه) به صورت رگه و رگچه می باشد که حاوی گالن و مقادیر اندک اسفالریت همراه با باطله کلسیت و کوارتز است. با ترسیم نقشه های ژئوشیمیائی، آنومالی، محل کانه زائی و تمرکز عناصر سرب و روی در این منطقه مشخص گردید. شواهد صحراوی بر رابطه تنگاتنگ بین پیدایش رگه های کانه دار با گسلهای و فرآیندهای دگر شکلی دلالت دارد. دمای تشکیل رگه ها و ماده معدنی طبق وضعیت ماقله های دگر شکلی کلسیت و مطالعه سیالات درگیر، بیش از ۲۵۰° تخمین زده شده است، لذا تشکیل کانسار سرب و روی کهرویه را می توان به صورت ابی ژنتیک پیشنهاد کرد که تیپ آن از نوع دره می سی پی می باشد.

کلمات کلیدی : کهرویه، کانسار، ایزو توپی، ابی ژنتیک

مقدمه

منطقه کهرویه در 25 کیلومتری جنوب غرب شهرضا واقع شده است و از نظر ذخایر معدنی سرب و روی حائز اهمیت می باشد. محدوده مورد مطالعه، مختصات با طول جغرافیایی شرقی "50°47' و 51°49' و عرض جغرافیایی "35°45' و 31°5' و 47°31' دارد و متعلق به ایالت متألوژنی اصفهان- ملایر با سن کرتاسه زیرین دارای کانسارهای فلزی با ارزشی هستند که از این محدوده، بیش از 40 کانسار فلزی و غیر فلزی گزارش شده است. کانسار سرب و روی کهرویه شهرضا از معادن قدیمی این ایالت

متالوژنیک می باشد. ماده معدنی بیشتر در کنتاکت سنگ های آهکی کرتاسه با ماسه سنگ ها و شیل های ژوراسیک تمرکز دارد. محیط رسوی این منطقه بر اساس روش فلوگل (2004) یک رمپ کربناته تشخیص داده شده است. کانه زائی در این محدوده با گسل های معکوس و گاه امتداد لغز با روند شمال غرب - جنوب شرق همراه است. مطالعات صحرایی و میکروسکوپی نشان می دهد که منطقه به شدت تکتونیزه بوده و گسل های زیادی با روند های مختلف در این محدوده ثبت شده است.

روش تحقیق

در این تحقیق، پس از جمع آوری اطلاعات قبلی و انجام مطالعات صحرایی، نمونه برداری به صورت سیستماتیک انجام گرفت و 110 مقطع نازک - صیقلی تهیه که با میکروسکپ عبوری - انعکاسی مطالعه گردید. نمونه ها بر اساس سنگ شناسی رسوی و طبقه بندی فولک، دانهام و رایت نامگذاری شدند. درصد آلومینیم ها، با چارت های مقایسه ای فلوگل، (1982) تعیین و با استفاده از طبقه بندی دانهام (1962) نامگذاری صورت گرفت. تعداد 12 نمونه نیز با روش XRF آنالیز شدند و با کمک نرم افزار Excel و Surfer8، نقشه ژئوشیمیائی توزیع عناصر سرب و روی جهت تعیین آنومالی و محل کانه زائی تهیه و هیستوگرام آنها نیز ترسیم گردید. سیالات در گیر کانی کلسیت نیز، با دستگاه Linkham 600 مطالعه شدند. بدین صورت که با توجه به بررسی های انجام شده و شواهد صحرایی، بهترین کانی قابل مطالعه برای مطالعه سیالات در گیر و ژئوترمومتری، کانی کلسیت تشخیص داده شد که این کانی سنگ میزبان این کانسوار را تشکیل می دهد. تهیه نمونه برای انجام این مطالعات با ساختن مقاطع دوبر صیقل انجام گرفت. مطالعات میکروسکوپی در آزمایشگاه زمین شناسی دانشگاه اصفهان و با استفاده از یک دستگاه میکروسکوپ زایس (ZIESS) انجام شد. همچنین آزمایشات سرد کردن و گرم کردن بوسیله دستگاه Linkham مدل THM600 با کنترل کننده حرارتی و سرد کننده که بر روی میکروسکوپ نصب شده، انجام پذیرفت.

بحث

غالباً بلورهای کلسیت درشت و بعضًا متوسط هستند کانی های کوارتز بیشتر ریز بلور و به ندرت درشت بلور می باشند و آثاری از تحمل استرس را نشان می دهند به نحوی که ماکل های دگرشکلی بلور کلسیت، کاملاً شاخص هستند. از طرف دیگر بلورهای کوارتز نیز دارای خاموشی موجی شدید

می باشد این بلورهای کلسیت و کوارتز که همراه ماده معدنی هستند رگهها و رگچه‌هایی را تشکیل می‌دهند که هم‌زمان با ماده معدنی بوجود آمدند.

ماکل‌های تیپ I دارای باریکه‌های مستقیم بوده و درجه حرارت زیر 200°C را نشان می‌دهند در حالی که ماکل‌های تیپ II عریض‌تر بوده و حداقل درجه حرارت 300°C را مشخص می‌کند (Passchier & Trouw, 1998).

ماکل‌های متقطع تیپ III در درجه حرارت بالای 200°C حضور دارند که خمیدگی آنها ناشی از فعالیت لغزش روی سطوح f, f₂, f₃ است (Burkhard, 1990). ماکل‌های با مرز دندانه دار تیپ IV در دمای بیش از 250°C و در نتیجه مهاجرت، ایجاد می‌شوند (Burkhard, 1993).

غالباً کانی‌های کلسیت درشت‌بلور موجود در رگه‌ها، ماکل‌های دگرشکلی تیپ II دارند. برخی دیگر از بلورهای کلسیت رگه‌ای نیز در ماکل‌های دگرشکلی خود دارای خمیدگی می‌باشد که جزء ماکل‌های دگرشکلی تیپ III با درجه حرارت بالاتر از 200°C محسوب می‌شوند. همچنین برخی از بلورهای کلسیت در رگه‌ها نیز ماکل‌های دگرشکلی تیپ IV را نشان می‌دهند که در این ماکل‌له آن دندانه دار است و دمای تشکیل آن بیش از 250°C می‌باشد (شکل 2).

ماده معدنی نیز بیشتر به صورت گالن دیده می‌شود که دارای رخ مثلثی کشیده و جهت‌دار است که حالت سر نیزه‌ای و کشیدگی رخ‌های مثلثی در این کانه‌ها دلیلی بر تأثیر زیاد دگرشکلی بر کانه زایی در این منطقه می‌باشد. بطور کلی تشکیل این کانسار می‌تواند مرتبط با فرایند کششی در یک محیط تکتونیکی فشاری باشد (Fernandez, et. Al. 2000). براساس مطالعات صحرایی و کانی شناسی، تشکیل ماده معدنی در ارتباط مستقیم با گسل‌های منطقه بویزه گسل‌های با امتداد شمالی - جنوبی و همچنین شمال شرق - جنوب غرب می‌باشد که ماده معدنی از طریق درزه‌ها و شکستگی‌ها، سنگ میزان کربناته را قطع و به صورت رگه تمرکز یافته است با توجه به حضور ماکل‌های دگرشکلی تیپ IV, III, II در بلورهای کلسیت، دمای تشکیل بلور کلسیت و ماده معدنی همراه آن بین 250 تا 300 درجه سانتیگراد تخمین زده می‌شود.

همچنین می‌توان نتیجه گرفت که با توجه به شواهد ساختاری و دمای تشکیل ماده معدنی بر اساس ماکل‌های دگرشکلی بلورهای کلسیت و رخ‌های مثلثی کشیده در گالن، ژنز کانسار سرب و روی کهرویه به صورت ابی‌ژنتیک می‌باشد.

از آنجایی که کانسارها در حرارت و فشارهای بسیار بالا تشکیل می‌شوند، آگاهی از درجه حرارت کانسار نه تنها از جهت تعیین منشا حائز اهمیت است، بلکه از لحاظ اهداف اکتشافی نیز ضروری است. یکی از راه‌های تعیین درجه حرارت تشکیل کانسار، حرارت سنجی و مطالعه سیالات در گیر موجود در سنگ می‌باشد. ضمن تبلور کانیها، چه طبیعی و چه مصنوعی، مقداری از سیالی که بلور از آن تبلور یافته است، در داخل بلور به دام می‌افتد. این سیالات محبوس به سیالات در گیر موسومند و اندازه آنها از یک میکرون تا چند سانتی متر متغیر است (شهاب پور، 1380).

برای مطالعه سیالات در گیر از مقاطع نازک دورب صیقل به ضخامت حدود 50 تا 250 میکرون، استفاده شد. اصلی‌ترین بخش بررسی، مطالعه دقیق پتروگرافی این مقاطع می‌باشد. در این مرحله، سیالات در گیر از نظر رابطه بافتی با یکدیگر و کانی میزبان، ترکیب فازی، ریخت شناسی و پراکندگی مطالعه شدند. در مرحله بعد، مطالعات دماسنجدی به صورت کنترل شده در شرایط گرمایش (Heating) و سرمایش (Freezing) با دستگاه Linkham600 انجام شد. از نظر زایشی، سیالات در گیر کانی باطله کلسیت، در این معدن را می‌توان به سه دسته اولیه، ثانویه کاذب و ثانویه تقسیم کرد. از نظر اندازه، ابعاد سیالات در گیر از 5 میکرون تا بیش از 20 میکرون تغییر می‌کنند. سیالات در گیر از نظر شکل به انواع، میله‌ای، صفحه‌ای، بیضوی و بلور منفی (Negative crystal) تقسیم پذیرند. به صورت فضایی، داخل بلورها پراکنده هستند و نسبت به آنهایی که گسترش دو بعدی دارند منظم‌تر می‌باشند. از نظر پراکندگی، سیالات در گیر درون کانی میزبان به صورت مجزا، خوش‌هایی، ردیف شده در امتداد سطوح شکستگی‌های ریز، و ردیف شده در امتداد زون‌های رشد قابل تقسیم می‌باشند.

مطالعات حاکی از آن است که عمدۀ سیالات در گیر کانی کلسیت از نوع دوفازی (مایع + بخار) و سه فازی (مایع+بخار+جامد) و فقط محدودی از آنها از نوع تک فازی (مایع) می‌باشد. در ادامه این مطالعه تعداد 35 از نمونه‌های سیال در گیر مختلف تحت بررسی های گرمایش قرار گرفتند. که نشان می‌دهد سیالات مذکور دارای دو دامنه دمایی همگن شدگی برای این تعداد سیالات در گیر از 135°C تا 253°C برای گروه اول و حدود 250 تا 325 برای گروه دوم در تغییر می‌باشد. میانگین دمای همگن شدگی سیالات در گیر 250°C می‌باشد(شکل 3).

توزیع عناصر سوب و روی

با استفاده از نتایج حاصل از آنالیز نمونه های سنگی که مختصات جغرافیایی محل برداشت آنها مشخص است و با کمک نرم افزار Excel و Surfer8 نمودار هیستوگرام و نقشه های ژئوشیمیائی برای تعیین آنومالی و محل کانه زائی سرب و روی در این منطقه جداگانه ترسیم شده است. همانطور که نقشه های ژئوشیمیائی نشان می دهد بیشترین تمرکز عناصر سرب و روی مربوط به مناطق مشابهی می باشد.

در این کانسار ، روش لیتوژئوشیمیایی برای کشف هاله های اولیه به خصوص برای انواع مرتبط با کانی سازی پنهان و تشخیص آنومالی بسیار سودمند است. در این مورد، تجربه نشان داده است که برداشت نمونه های خرده سنگی ، در کشف کانسار پنهان (Blind ore deposit) تیپ دره می سی سی پی مثل کهرماني و موارد مشابه می تواند مفید واقع شود.

نتیجه گیری

بر اساس مطالعات و شواهد صحرائي ، زمين شناسی ساختاري و دگرشکلی ، مینرالوگرافي ، ژئوشیمیائی ، سیالات در گیر می توان اکتشافات معدنی را در مناطق مجاور و مشابه این منطقه گسترش داد. در این مناطق تمرکز ماده معدنی در ارتباط با گسل های معکوس و گاه امتداد لغز با روند شمال غرب - جنوب شرق است. وجود حوضه های رسوبی وسیع که به وسیله گسل ها کنترل می شوند، و تله مورفلوژیکی درون حوضه های کوچکتر این گسل ها که همزمان با رسوب گذاری فعال می باشند به عنوان مناطق مناسب برای تعذیه کانسار عمل می کنند همچنین دمای تشکیل رگه ها و ماده معدنی طبق وضعیت ماقمل های دگرشکلی کلسیت و بررسی سیالات در گیر ، بیش از 5° تخمین زده شده است، لذا تشکیل کانسار سرب و روی کهرماني را می توان به صورت اپی ژنتیک پیشنهاد کرد که تیپ آن از نوع دره می سی سی پی می باشد.

منابع

- شمسي پور دهكردي، رضا، داوديان دهكردي، عليضا، بررسی رابطه دگرشکلی و کانه زائي در کانسار سرب و روی کهرماني شهرضا، مجموعه مقالات هفتمين همايش زمين شناسی ايران، دانشگاه اصفهان، ص 123 تا 130، 1382.
- عباسيان، محمد على، بررسی زمين شناسی اقتصادي کانيهای سرب و روی در منطقه کهرماني شهرضا (اصفهان)، پایان نامه اى کارشناسی ارشد، دانشگاه تبريز، 82 صفحه، 1384.

فرا پارس قشم، گزارش اکتشافی کانسار سرب و روی کهرویه، 1379.

- Burkhard, M., 1993, Clacite-twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain marks and indicators of tectonic regime: a review, *J. struct. Geol.* 15, 351-368.
- Fernandez, F., 2000, Metallogenesis of zn-pb carbonate hosted mineralization in southeastern region of picos de europa (central northern spain) province: geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies.
- Flugel, E., 2004, Microfacies of carbonate Rock:Springer – Velag,Berlin,976P.
- Lasemi, Y., 1980, Carbonate Microfacies and Depositional Environment of the Kinkaid Formation (Upper Mississippian) of the Illinios Basin: PhD Thesis University of Illinios, U.S.A., 139P.
- Passchier C.W., Trow, R. A J., 1998, microtectonics, Springer, 289p.
- Stow, AV., 2005, Sedimentary rocks in the field (colures guide):Manson Publishing, 320p.
- Sibson, R. H., Moore, J.M., and Rankin, A.h., 1975, Seismic pumping, a hydrothermal fluid transport mechanism, *J.Geol. Soc. London*.
- Stephen, E., Martin Reach, K., Jean M., 2007, Geochemistry of fluid inclusion brines from Earth,s oldest Mississippi Vally- type (MVT) deposits: *Chemical geology* 237,274-288.

ژئوشیمی و پتروژئن سنگهای آتشفسانی جنوب میانه (شمال غرب ایران)

امین الله کمالی^{۱*}، مسعود حیدری^۲، هادی پیروزج

۱-دانشجوی کارشناسی ارشد، پترولولوژی، دانشگاه تبریز

۲-دانشجوی کارشناسی ارشد، ژئوشیمی، دانشگاه تبریز

چکیده

منطقه مورد مطالعه در جنوب شهرستان میانه، شمال غرب ایران و قسمتی از زون ایران مرکزی می باشد. سنگهای آتشفسانی این منطقه شامل بازالت آندزیتی، داسیت و ریوداسیت هستند، و خصلت کالک آلکالن دارند. آنومالی مثبت Th, K, Ba و آنومالیهای منفی TNT به همراه آنومالیهای منفی Rb, U, P, Hf از خصوصیات سنگهای منطقه می باشد. همچنین نمونه های مورد مطالعه LREE ها نسبت به MREE ها و HREE ها غنی شدگی نشان می دهند. نسبتهای 2/66-6/29 و Th/Yb/Rb/Nb به ترتیب در سنگ های آتشفسانی منطقه بین 1/7 تا 6/06 و 654-6-18/20 Ba/Ta (26/08) و درصد گارنت لرزولیت شکل گرفته اند. نسبتهای 1 تا 5 نشان دهنده محیط فرورانش است. سنگهای منطقه از گوشه غنی شده و ذوب بخشی 1 تا 973 درصد گارنت لرزولیت شکل گرفته اند. نسبتهای Ba/La (26/08-18/20) و

کلمات کلیدی : بازالت آندزیتی ، میانه ، فرورانش ، حاشیه فعال قاره ای می باشد.

کلمات کلیدی : بازالت آندزیتی ، میانه ، فرورانش ، حاشیه فعال قاره

مقدمه

ورود مکانیکی یک لیتوسفر اقیانوسی به زیر لیتوسفر دیگر (اقیانوسی، قاره ای و شبه قاره ای) در مناطق فرورانش، موجب بوجود آمدن تغییرات بسیار مهم در گوشه و خود صفحه فرورانده می گردد. بروز این تغییرات فیزیکو-شیمیایی، به تشکیل ماگماهای متنوع در مناطق مذکور منجر می شود. علیرغم وجود ارتباط بسیار روشن بین فرورانش لیتوسفر اقیانوسی و تشکیل ماگما در جزایر قوسی و حواشی فعال قاره ای، باز نقش لیتوسفر فرورانده به هیچ وجه یک نقش ساده ای نیست. سنگهای آتشفسانی منطقه مورد مطالعه بین طولهای جغرافیایی " 11° 39' و " 20° 24' و " 22° 50' شمالی، بخش جنوبی نقشه چهار گوش (1:100000) میانه، در فاصله 20 کیلومتری جنوب شرقی میانه قرار دارد. این منطقه بر اساس تقسیم بندی ساختاری Stocklin (1968) در زون ایران مرکزی قرار می گیرد.

مواد و روشها

از نمونه های صحرایی تازه و سالم جمع آوری شده، تعداد 9 نمونه سنگی انتخاب، توسط آسیاب آگات پودر و مقدار 30 گرم از هر نمونه جدا شد. این پودر به دو قسمت مساوی تقسیم شدند و 15 گرم از پودر هر نمونه در آزمایشگاه شرکت ALS – Chemex آنالیز گردیدند. آنالیز عناصر اصلی بر اساس روش ICP 06 – ME و با دقت برابر 0/01 درصد وزنی و عناصر کمیاب و نادر خاکی بر اساس روش MS 81 – ME و با دقت برابر 0/01 ppm انجام گرفته است.

ژئوشیمی

برای نامگذاری سنگ های منطقه مورد مطالعه از دیاگرام R1-R2 (Dela Roche et al, 1980) استفاده شده است. در این نمودار، نمونه ها در محدوده سنگ های بازالتی - آندزیتی، داسیت و ریوداست قرار می گیرند(شکل 1). برای مشخص کردن سرشت ماگمایی مولد سنگ های منطقه از دیاگرام (Winchester and Floyd, 1977) از نمودار Nb/Y در مقابل SiO₂ استفاده شده که نمونه های ما اکثرا در محدوده ساب آلکالن قرار می گیرند.

به منظور تعیین برخی ویژگی های ژئوشیمیایی سنگ های مورد بررسی، آرایش عناصر کمیاب و اصلی نمونه های مورد نظر در دیاگرام های عنکبوتی مورد مطالعه قرار گرفتند. نمونه های نرمآلیزه شده به گوشه اولیه (Wood et al 1979) برای سنگ های مورد مطالعه نشانگر آنومالی مثبت Th, K, Ba و آنومالیهای منفی مشخص (TNT) به همراه آنومالیهای منفی Rb, U, P, Hf می باشد. غنی شدگی عناصر K, Th, Ba, Ti, Ta, Nb به منفی منفی منفی (TNT) می تواند در ارتباط با فرایند متاسوماتیسم گوشه اولیه ای را نشان فارهای باشد. آنومالی منفی Ti, Nb در سنگ های منطقه تأثیر فروزانش بر منابع گوشه ای را ممکن می دهد (Soesoo, 2000). در محیط های فروزانشی عناصر Sm, P, Ce, Th, Ba, K, Sr متحرک شوند (Pearce, 1983). آنومالی منفی Ce در نمودار نرمآلیزه شده به گوشه اولیه احتمالاً نتیجه متحرک بودن این عنصر در طی فرآیند فروزانش است. همچنین آنومالی منفی در Ti معکس کننده نقش اکسیدهای Fe-Ti و آنومالی منفی Nb شاخص سنگ های قاره ای است و ممکن است نشان دهنده شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی باشد (Rollinson, 1993). به نظر (Ionov 1995) آمفیبیول کانی بسیار مناسبی برای نگهداری Nb و Ta در گوشه بالایی می باشد و Hofmann and Ionov آنومالی منفی Nb و Ta را در ماگماتیسم مربوط به زون فروزانش کنترل کند. سنگ های می توانند آنومالی منفی Nb و Ta را در ماگماتیسم مربوط به زون فروزانش کنترل کند.

منطقه، به کندریت (Sun and McDonough, 1989) نرمالیزه شده، الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب در گذازهای مختلف با هم موازیند و سنگ‌های منطقه از عناصر کمیاب سبک LREE غنی شدگی نشان می‌دهند. دیاگرام عناصر REE در نمونه‌های مورد مطالعه شب منفی داشته و در آن LREE ها نسبت به MREE ها و HREE ها غنی شدگی مشخصی نشان می‌دهند. همچنین برای این اساس میزان غنی شدگی از عناصر LREE به طرف MREE و HREE کاهش می‌یابد. بالا بودن نسبت LREE/HREE نشان دهنده بالا بودن نسبت $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ در منشاء، عمق بیشتر تولید مagma، منشاء گارنت لرزولیتی و یا پدیده تفریق می‌باشد. در الگوی عناصر کمیاب که به کندریت و گوشته اولیه نرمالیزه شده‌اند، ارتباط مشابهی بین همه نمودارها دیده می‌شود. به خصوص اینکه عناصر LILE غنی شدگی و عناصری مانند Nb و Ti تهی شدگی دارند که نشان دهنده حاشیه فعال قاره هستند. غنی شدگی عناصر K و Th می‌تواند نتیجه آلایش پوسته‌ای باشد، وجود آنومالی منفی Nb در اثر محیط‌های ماگمایی فرورانش و یا آلودگی پوسته‌ای پایینی در سنگ‌های آتشفسانی است.

پتروژنز

به منظور تعیین روند غنی شدگی عنصری سنگ‌های مورد بررسی در ارتباط با محیط‌های زمین‌ساختی از نمودار Y/Nb در مقابل Y/Rb استفاده شده است (شکل 5). در این دیاگرام نمونه‌ها بالای خط $\text{Rb}/\text{Y}=1$ قرار می‌گیرند که نشان دهنده محیط‌های درون پلیت غنی شده و محیط فرورانش غنی شده یا آلودگی پوسته‌ای است که آرایه نمونه‌ها بیشتر با روند زون فرورانشی غنی شده یا آلودگی پوسته‌ای تطابق دارد نسبت Rb/Nb در سنگ‌های آتشفسانی منطقه بین ۰/۶ تا ۱/۷ است که نشان دهنده محیط فرورانش است. تغییرات Rb و Nb در سنگ‌های میانه حاصل غنی شدگی در زون فرورانش یا آلایش پوسته‌ای است. ماگماهایی که از گوشته منشا می‌گیرند، بوسیله پوسته قاره‌ای در حین بالا آمدن آلوده می‌شوند که از نشانه‌های آن آنومالی منفی Nb و Ta و آنومالی مثبت Th است (Thompson et al., 1983). بالا بودن نسبت LREE/HREE در سنگ‌های ولکانیکی منطقه شاخصی از گوشته غنی شده به وسیله فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای است.

تغییرات نسبت Th/Yb در برابر Ta/Yb در سنگ‌های آتشفسانی منطقه را نشان می‌دهد همانطوری که در این شکل مشاهده می‌شود با استفاده از روند غنی شدگی نسبت‌های Th/Yb و Ta/Yb می‌توان به محیط تکتونیکی حاکم در منطقه پی برد. قلمرو سنگ‌های جزایر قوسی و حاشیه فعال قاره‌ای (ACM) در روی نمودار مشخص شده است. نوار باریک محدوده ترکیبات مختلف

گوشته را نشان می دهد و پیکان ها به ترتیب از پایین به بالا معرف روند غنی شدگی گدازه های مناطق فرورانش (Subduction Enrichment) می باشد. چنانچه مشاهده می شود نسبت Ta/Yb در سنگ های مذکور تقریباً ثابت و در حدود (0/30-1/30) است در حالی که نسبت Th/Yb آنها بین (2/66-6/29) تغییر می کند. به عبارتی دیگر نحوه قرار گیری نمونه ها بر روی نمودار (6) خطی به موزات روند غنی شدگی گدازه های مناطق فرورانش است. نمونه منطقه مورد مطالعه در محدوده غنی شدگی از Th و تاثیر مواد فرورانشی است و مشخصه سنگ های کالک-آلکالن حاشیه فعال قاره را نشان می دهند. بنابراین می توان نتیجه گرفت که سنگ های آتشفسانی میانه از لحاظ ژئوشیمیابی به سنگ های سری کالک-آلکالن محیط های فرورانش حاشیه فعال قاره ای تعلق دارند., Muller et al., (1997). مأگماهای تشکیل دهنده سنگ های آتشفسانی در مناطق فرورانش معمولاً از گوه گوشته ای، سیالات و مذاب های آبدار مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورو منشاء می گیرند Pearce and Peate, 1995) نسبت بالای Ba/Th اشاره به تأثیر رسوبات در ژنر مأگما دارد (Morta and Aguirre, 2003) هنگامی که پوشش رسوبی روی پوسته اقیانوسی فرورانده می شود عناصر Sr , Ba توسط سیالات مشتق شده از رسوبات آبدار و پوسته اقیانوسی منتقل شده و تولید مأگماهایی با بالا می کنند (Morta and Aruirre, 2003). برای به دست آوردن ژنر سنگ های منطقه از نمودارهای Shaw (2000) Aldanmaz et al (2000) استفاده شده که خود این نمودارها از معادلات Shaw (1970) و الگوی تلفیقی از McKenzie and O'Nions (1991, 1995) ساخته شده است. در این نمودار می توان از مقایسه ترکیب گدازه ها با ترکیب مذاب های منشأ گرفته از ذوب لرزونیت های اسپینل یا گارنت دار، می توان به درجه ذوب بخشی و ماهیت گوشته منشاء آنها پی برد. نمونه های مورد بررسی در نمودار (Aldonmaz et al. 2000) از لحاظ فراوانی عناصر Sm , La , Yb همگی ترکیب مشابه با مذاب های مشتق شده از گوه گوشته شده را دارند و بر روی روند مطابق با حدود 1 تا 5 درصد ذوب بخشی گارنت لرزولیت قرار می گیرند.

سنگ های منطقه از لحاظ نسبت Ba/La (20/08-26/08) ویژگی های سنگ های آذرین مناطق کمان آتشفسانی را نشان می دهند. این نسبت برای NMORB بین 4 تا 10، برای EMORB و بیشتر بازالت های درون صفحه ای 10 تا 15 و برای سنگ های آتشفسانی مرز صفحات همگرا بیش از 15 است (Wood, 1980). مقدار نسبت مذکور در کمان های آتشفسانی بیشتر از مناطق کششی و مناطق پشت کمان است (Macdonald et al., 2001). بالا بودن نسبت Ba/La علامت غنی شدگی گوه گوشته توسط سیال های منطقه فرورانش و ورود Ba از رسوبات اقیانوسی فرو رانده شده به مأگماست

(Hole, 1984). نسبت Ba/Ta بالاتر از 450، از مهم‌ترین ویژگی‌های زمین‌شیمیایی ماگماهای کمان به شمار می‌رود (Macdonald et al., 2001). این نسبت در نمونه‌های منطقه قره زیارت بین 973–654 است. بالا بودن نسبت La/Ta=34–58 نیز از دیگر مشخصات مناطق کمان است (Trumbull et al., 1999) که در نمونه‌های منطقه حدود 26–52 است صدق می‌کند. همچنین برای تعیین محیط تکتونیکی از دیگرامهای (Pearce and Muller and Groves 1997)، (Norry, 1979) استفاده شد که سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده continental Arc (اقاره ای) واقع شدند (شکل های 8، 9). شواهد به دست آمده برای ماگماتیسم آتشفسانی نظری طیعت انفعالی آتشفسانهای اعم از وجود نهشته‌های برش آتشفسانی، آگلومرا، توفهای اسیدی، ایگنمبریت و عدد منیزیم پایین در سنگ‌های منطقه است فعال بودن حاشیه قاره‌ای را تایید می‌کند. از آنجا که آندزیتها و داسیتها در کمانهای بیشتر بالغ و روی حاشیه قاره‌ای غالب اند، وجود نهشته‌های ایگنمبریتی با ترکیب ریولیتی و ریوداسیتی در منطقه نشانگر یک کمان بالغ باشد (Wilson, 1989).

نتیجه گیری

سنگ‌های آتشفسانی قره زیارت ترکیب بازالت آندزیتی، داسیت و ریوداسیت دارند. براساس تقسیم بندي زمین شناسی ساختاری جز زون ایران مرکزي محسوب می‌شود. الگوی پراکندگی عناصر خاکی LREE در گدازه‌ها مختلف با هم موازیند و سنگ‌های منطقه از عناصر کمیاب سبک غنی شدگی نشان می‌دهند. آنومالی منفی TNT شاخص سنگ‌های منطقه، که نشان دهنده مناطق فرورانش است. به منظور تعیین روند غنی شدگی عنصری سنگ‌های مورد بررسی از نمودار Y/Nb در مقابل Y/Rb استفاده شده، محیط زون فرورانشی غنی شده دارند. بالا بودن نسبت LREE/HREE در سنگ‌های ولکانیکی منطقه شاخصی از گوشته غنی شده به وسیله فرورانش است. محیط تکتونیکی این سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده کمان اتشفسانی قاره‌ای و حاشیه فعال قاره قرار می‌گیرند. سنگ‌های آتشفسانی میانه از لحاظ رئو شیمیایی به سنگ‌های سری کالک-آلکالن محیط‌های فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای تعلق دارند. شواهد به دست آمده از ماگماتیسم آتشفسانی نظری طیعت انفعالی آتشفسانهای اعم از وجود نهشته‌های برش آتشفسانی، آگلومرا، توفهای اسیدی، ایگنمبریت فعل بودن حاشیه قاره‌ای را تایید می‌کند.

Refrence

Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F. & Mitchell, J.G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia,

- Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 102,pp. 67-95.
- Barragan, R., Geist, D., Hall, M., Larson, P., Kurz, M., 1998. Subduction controls on the composition of lavas from the Ecuadorian Andes. Earth Planet. Sci. Lett. 154,pp. 153–166.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. Chemical Geology 29,pp. 183–210.
- Fitton, J.F., James, D., Leeman, W.P., 1991. Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the Western United States: compositional variations in space and time. J. Geophys. Res. 96,pp. 13693–13711.
- Ionov, D.A. and Hofmann, A.W., 1995. Nb-Ta rich mantle amphiboles and mica: implication for subduction-related metasomatic trace element fractionations. Earth Planet. Sci. Lett., 131,pp. 341-356.
- Macdonald, R., Hawkesworth, C.J. & Heath, E., 2001. The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. Earth-Science Reviews. 49,pp. 1-76.
- McKenzie, D.P., O'Nions, R.K., 1991. Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. J. Petrol. 32,pp. 1021±1991.
- McKenzie, D.P., O'Nions, R.K., 1995. The source regions of Ocean Island Basalts. J. Petrol. 36,pp. 133±159.
- Morata D., Aguirre L., 2003. Extensional lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (29° 20' -30° S), Chile: geochemistry and petrogenesis. J. South Amer. Earth Sci. 16,pp. 459-476.
- Muller,D., Rock, N.M.S.Groves, D.I., 1997. Geochemical discrimination between shoshnitic potassic volcanic rocks from different tectonic setting: a pilot study. Mineral petrol, No,pp. 259-287.
- Pearce J.A., Norry M.J., 1979. Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Con. Min. Petrol. 69,pp. 33-47.
- Pearce, J.A. and Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. Annual Review Earth and Planetary Science Letters 23,pp. 251-285.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths, pp. 230–249.
- Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. Geochim. Cosmochim. Acta 34,pp. 237±243.
- Soesoo, A., 2000. Fraction crystallization of mantle derived melt as a mechanism for some I-Type granite petrogenesis: An example from Iachlan fold belts, Australia. Journal of the Geological Society, London,pp. 157.

- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52(7),pp. 1229-1258.
- Sun , S.S.,and McDonough W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of basalt: implications for mantle composition and processes. In :Saunders A.D. and Norry .M.J.(EDS), Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London.spec.pub.42, pp.313-345.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Dickin, A.P., Hendry, G.L., 1983. Continental flood basalts. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Shiva, Nantwich, pp. 158–185.
- Trumbull, R.B., Wittenbrink, R., Hahne, K., Emmermann, R., Busch, W.,Gerstenberger, H. & Siebel, W., 1999.Evidence for Late Miocene to Recent contamination of arc andesites by crustal melts in the Chilean Andes (25-26°S) and its geodynamic implications. Journal of South American Earth Science. 12,pp. 135-155.
- Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis. Unwin Hyman, London ,pp. 466.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of immobile elements.Chemical Geology 20,pp. 325-343.
- Wood D.A., 1980. The applicationof a Th-Hf-Ta diagramto problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth Planet. Sci. Lett., 50,pp.11-30.
- Wood, D.A., 1979. Dynamic partial melting: its application to the petrogeneses of basalts erupted in Iceland, the Faeroe Islands, the Isle of Skye (Scotland) and the Troodos Massif (Cyprus).Geochimica et Cosmochimica Acta,43,pp.1031-1046.
- Rollinson, H.R., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Inter- pretation. John Wiley & Sons Inc., New York, pp.

پتروگرافی آزبست های نوع کریزوتیل در سرپانتینیت های هفت چشم (شمال غرب لرستان)

* مسعود کیانی^۱، احمد احمدی خلجمی^۲، ایرج رسا^۳، امین پناهی^۴

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی دانشگاه آزاد واحد خرم آباد، ایران

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران

۳- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۴- دانشجوی دکترای زمین شناسی اقتصادی، واحد تهران شمال-دانشگاه آزاد اسلامی، مدرس زمین شناسی دانشگاه آزاد واحد شهر شهر

چکیده

سنگهای الترامافیکی افیولیت کرمانشاه بر اثر دگرسانی به سرپانتینیت تبدیل شده است. سرپانتینیت ها بیشترین حجم سنگهای افیولیتی کرمانشاه را به خود اختصاص می دهند. بزرگترین حجم آنها در در شرق بخش هفت چشم (35 کیلومتری جاده نورآباد - هرسین) رخمنون دارند. در بین شکستگی این سنگها رگچه های از کانی آزبست از نوع کریزوتیل تشکیل شده است.

کلمات کلیدی: افیولیت کرمانشاه، سرپانتینیت، نورآباد - هرسین، آزبست، کرزوتیل

مقدمه

سرپانتین شامل سه کانی عمدۀ کریزوتیل، آنتی گوریت و لیزاردیت می باشد که به صورت پلی مورف بوده و دارای فرمول شیمیای $Mg_3(SiO_5)(OH)_4$ باشند این کانی ها را آزبستهای گروه سرپانتین نیز می گویند (اتردی، 1385). این کانی ها بر اثر تجزیه کانی های فرومیزین مانند الیوین، پیروکسن و آمفیبول سنگهای الترامافیکی فقیر از آلومینیوم در طی فرایند سرپانتینی شدن تشکیل می شوند (ملائی، 1385) و از نوع کانی های ثانویه می باشند. کانی کریزوتیل به صورت رشتۀ ای و کانی های آنتی گوریت و لیزاردیت به صورت صفحه ای می باشند. کانی کریزوتیل می تواند پر کتنده شکستگی های موجود در سنگهای سرپانتینی بوده و بر دیواره شکستگی عمود. این کانی در هر دو صورت تشکیل به صورت رشتۀ های ابریشمی دیده می شود و از انواع دیگر با اهمیت تراست (Whittaker, 1956). محل تشکیل آزبست در ایران سنگهای الترامافیک سرپانتینی شده مجموعه های افیولیتی است. یکی از این مجموعه های افیولیتی، افیولیت کرمانشاه در غرب کشور

می باشد. سنگهای این افیولیت شامل رادیولاریتی، گدازه های بالشی، بازالتهای اسپلیتی، گابروها و پریدوتیت ها می باشد. سنگهای پریدوتیتی این افیولیت به شدت سرپانتینی شده اند (Ghazi, 1999).

موقعیت منطقه مورد مطالعه

سرپانتینیت ها بیشترین حجم سنگهای افیولیتی کرمانشاه را به خود اختصاص می دهند (کیانی، 1389) که به صورت دهها توده‌ی کوچک و بزرگ در شرق بخش هفت چشمه 35 کیلومتری جاده آسفالت نورآباد - هرسین رخنمون دارند.

زمین شناسی و پتروگرافی

است سنگهای الترامافیکی دگرسان شده افیولیت کرمانشاه عمدها پریدوتیتهاي نوع هارزبورژیت و دونیت بوده که بر اثر دگرسانی به سرپانتین تبدیل شده اند. فعالیت های تکتونیکی باعث خورد شدگی در سرپانتینیت ها شده و بافت و کانی های اولیه خود را از دست داده اند (کیانی، 1389). این سنگها دارای جلای چرب مانند و به رنگ سبز تا خاکستری دیده می شوند. این سنگها از دور بر اثر فعالیت های گسلی و سطوح لغزش به صورت سنگهایی براق دیده می شوند. در بعضی مناطق بر اثر شدت تجزیه توده های سرپانتینی به لاتریت تبدیل شده اند (کیانی، 1389). که می توان قلوه های از سنگهای سرپانتین را در بین آنها مشاهده کرد. در بین شکستگی های این لاتریتها نمونه های از آزیست در حدود چندین سانتی متر تشکیل شده است. که در نگاه اول که شبیه به استخوان های پوسیده می باشند و بیننده را به اشتباه می اندازد.

کانی های اولیه (الیوین و پیروکسن) پریدوتیت ها بر اثر تجزیه به سرپانتین، ایدنگزیت، کلریت، واکسید آهن تبدیل شده اند بافت غالب در این سنگها به صورت غربالی می باشد که در آن آثاری از کانی های اولیه مانند الیوین و پیروکسن دیده می شود که دارای خاموشی موجی می باشند که نشانه دگر شکلی های گوشه ای می باشند. در بعضی از نمونه ها شکستگی ها به صورت موازی با هم در سنگها به وجود آمده است که توسط کانی کریزوتویل به صورت فیبرهای عرضی پر شده اند و کریزوتویل در زمینه ای از سرپانتین های نوع آنتی گوریت ولیزاردیت صفحه ای و مجموعه ای از اکسید آهن و کانی های رسی قرار دارند (کیانی، 1389). در بعضی از نمونه ها کانی کریزوتویل در بین

شکستگی های کانی اسپینل قهوه‌ای (پیکوتویت) را نیز پر کرده است واز آن عبور کرده یا به صورت انکلوژیون در درون شکاف میانی اسپینل را پر کرده است.

نتیجه گیری

کانی های اولیه سنگهای الترامافیک افیولیت کرمانشاه دراثر دگرسانی به شدت دچار تغیرات شده اند و به مجموع کانی های گروه سرپاتین، ایدنگزیت، کلریت و اکسیدهای آهن تبدیل شده اند. کانی کربیزوئیل به صورت عرضی بین شکستگی های سنگ را در سرپاتین ها و لاتریت ها پر کرده است و در زمینه ای از سرپاتین های نوع آنتی گوریت لیزاردیت قرار دارند. کانی کربیزوئیل در بعضی از مناطق شکستگی های چندین متري لاتریتها را پر کرده است. از نظر اقتصادی این کانی ذخیره‌ی قابل توجهی به وجود نمی آورد(کیانی،1389).

منابع

1. اتردی،سیروس 1385،کانی شناسی سیلیکاتها،انتشارات پیام نور،291ص
 2. کیانی،مسعود؛(1389)؛ژئوشیمی ، زمین شناسی اقتصادی و پتروژنژ مجموعه افیولیتی در محورالشتر - کرمانشاه؛پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی ، گرایش زمین شناسی اقتصادی،دانشگاه آزاد واحد خرم آباد، منتشر نشده
 3. ملائی،حیب،(1385)،اطلس کانی شناسی نوری،نشرسخن گستر،252ص
- A.R.Shahidi,H.Nazeri,1995-1996,Geological map of Harsin area, scale,1:100000.
- Ghazi A.M,Hassanipak A.A;1999"Geochemistry of subalkalin and alkalin exterasives form the Kermanshah ophiolite ,zagros suture zone", western Iran:Implications for tethyan plate tectonics J.asian earth Sci,17,1999,p319-332.
- Whittaker, E. J. W. (1956). "The structure of chrysotile II. Clinochrysotile." *Acta Crystallogr.* 9: 855–62.

تغییرات مقادیر قابلیت مغناطیسی در گروه‌های سنگی سازنده توده گرانیتوئیدی ظفرقند

گوانجی، نگار^{1*}- صادقیان، محمود²

1. کارشناسی ارشد پترولوزی از دانشگاه صنعتی شاهروд، G.Negar20@yahoo.com

2. عضو هیات علمی دانشگاه صنعتی شاهروド،

چکیده

توده گرانیتوئیدی ظفرقند در 40 کیلومتری جنوب شرق اردستان قرار دارد. بررسی‌های انجام شده به روش ناهمگنی قابلیت مغناطیسی (AMS) ترکیب این توده را از بازی تا اسیدی شامل گابرو، دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت مشخص می‌کند. مقادیر قابلیت - مغناطیسی میانگین (Km) اندازه گیری شده بر حسب SI در گابروها (32535)، دیوریتها (26558)، گرانودیوریتها (16922)، گرانیتها و آلکالی فلدسپار گرانیتها (9885) حاکی از آن است که این توده گرانیتوئیدی در زمرة گرانیتوئیدهای فرومغناطیس (با >500 Km) معادل نوع I قرار دارد. بررسی تغییرات مقادیر قابلیت مغناطیسی میانگین (Km) در این توده نشان می‌دهد که گابروها و دیوریتها دارای بیشترین مقدار Km و گرانیتها و آلکالی فلدسپار گرانیتها دارای کمترین مقدار Km می‌باشند. مگنتیت عامل اصلی بالا بودن میزان Km در توده گرانیتوئیدی ظفرقند می‌باشد.

بحث

توده گرانیتوئیدی ظفرقند در 40 کیلومتری جنوب شرق اردستان و در زون ساختاری ارومیه دختر واقع شده است. این توده دارای طیف ترکیبی متنوعی مشتمل از گابرو، گابرو-دیوریت، دیوریت، کوارتز-دیوریت، گرانودیوریت و آلکالی فلدسپار گرانیت است. سنگ‌های میزان آن را سنگ‌های آتشفسانی و آتشفسانی - رسوبی اتوسن تشکیل می‌دهند. در مطالعات پتروگرافی سازنده‌گان بارز این سنگ‌ها، کانی‌های الیوین، اوژیت، هورنبلندسیز، بیوتیت، پلاژیوکلاز، ارتوز، کوارتز، اسفن، آپاتیت و مگنتیت تشخیص داده شد. آثار کلریتی شدن، اپیدوتی شدن و آنکلاوهای میکرو گرانولار مافیک با بعد مختلف و حاشیه‌های انحنایدار به همراه دایک‌های گسیخته شناور از جمله خصوصیات شاخص این توده است.

در این مقاله هدف بررسی تغییرات مقادیر قابلیت مغناطیسی در گروه‌های سنگی سازنده توده گرانیتوئیدی ظفرقند به روش ناهمگنی قابلیت مغناطیسی می‌باشد. این روش براساس اندازه‌گیری پارامترهای مغناطیسی استوار است. رفتار کانی‌ها در میدان مغناطیسی متفاوت است. این رفتار پایه و اصول مطالعات پتروفابریک به روش ناهمگنی قابلیت مغناطیسی (Anisotropy of Magnetic Susceptibility: AMS) می‌باشد. کانی‌ها از نظر خاصیت مغناطیسی به سه گروه دیامغناطیس، فرومغناطیس و پارامغناطیس دسته بندی می‌شوند (Cloos, 1931). به طور کلی در روش AMS با توجه به کانی‌های موجود در سنگ که دارای خواص مغناطیسی هستند، میزان قابلیت مغناطیسی سنگ‌ها را اندازه‌گیری کرده و به صورت نقشه‌ها و نمودارهای قابل درک درمی‌آورند. در این روش ابتدا باید توسط دستگاه مغزه‌گیر، مغزه‌های جهت‌دار برداشت شود. سپس مغزه‌ها، به قطعاتی به طول 22 میلی‌متر برش داده و پس از نامگذاری مجدد و شستشو با اسید کلریدریک 0/2 نرمال، برای اندازه‌گیری آماده می‌شوند.

بنابراین براساس یک سری مبانی از قبل تعیین شده، مقادیر پارامترهای مغناطیسی آنها توسط دستگاه مغناطیس سنج اندازه‌گیری می‌شود. در همین راستا از سنگ‌های سازنده توده گرانیتوئیدی ظفرقند به مساحت بیش از 80 کیلومتر مربع در 120 ایستگاه مغزه‌برداری شد. مغزه‌های بدست آمده به بیش از 1000 قطعه تبدیل و در نهایت پارامترهای مغناطیسی این نمونه‌ها توسط دستگاه مغناطیس-سنج مدل MFK1-FA ساخت شرکت آجیکو (AGICO) از کشور چک، در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود اندازه‌گیری شد.

نحوه کار این دستگاه‌ها به گونه‌ای است که نمونه در داخل سیم پیچ حاوی جریان به چرخش درآمده و یک میدان مغناطیسی القایی با شدت مغناطیس معین H بر نمونه اعمال می‌شود که باعث می‌شود در نمونه‌ها مغناطیس شدگی M ایجاد شود. نسبت بین میزان مغناطیس شدگی و شدت میدان مغناطیسی القاء شده بر آن (M/H)، به صورت پارامتر K یا ضریب قابلیت مغناطیسی تعریف می‌شود.

$$M = H \times K \Rightarrow K = \frac{M}{H}$$

بر اساس تغییرات میزان ضریب قابلیت مغناطیسی در فضای سه بعدی نمونه سنگی مورد مطالعه، می‌توان یک بیضوی مغناطیسی تعریف کرد که بزرگترین بردار مغناطیسی این بیضوی با نماد K1، K2 و K3 کوچکترین بردار بیضوی مغناطیس با نماد K4 و مقدار حدواتسط بین K1 و K3 ($K3 < K2 < K1$) با نماد K2 نمایش داده می‌شود (بوشه، 1997). اگر از این مقادیر میانگین گیری شود میزان قابلیت

مغناطیسی میانگین بدست می‌آید. مقدار آماری Km بهترین معرف میزان حضور و درصد فراوانی کانی‌هایی است که دارای قابلیت مغناطیسی هستند یا به عبارتی به میدان مغناطیسی القاء شده بر آنها پاسخ می‌دهند.

$$Km = \frac{K_1 + K_2 + K_3}{3} \quad (\text{مقدار قابلیت مغناطیسی میانگین})$$

پس از اندازه‌گیری و پردازش نتایج بدست آمده، وضعیت پارامترهای مغناطیسی بر روی نقشه و نمودارها مشخص شد. بررسی تغییرات مقادیر Km بر حسب μSI در گروههای سنگی مورد مطالعه نشان می‌دهد که میزان Km در گابروها (32535)، دیوریت‌ها (26558)، گرانودیوریت‌ها (16922)، گرانیت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها (9885) می‌باشد. گابروها و دیوریت‌ها دارای بیشترین مقدار Km و گرانیت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها دارای کمترین مقدار Km می‌باشند که منطبق با میزان و محتوای آهن این سنگ‌هاست (شکل 1). براساس نتایج حاصل از قابلیت مغناطیسی، توده ظفرقند در محدوده گرانیتوئیدهای فرومغناطیس نوع I با $500 < \text{Km} \leq 1$ قرار می‌گیرد. این میزان بالای Km در توده ظفرقند به دلیل وجود کانی مگنتیت بخصوص در دیوریت‌ها و گابروها می‌باشد. مگنتیت از جمله کانی‌های فرومغناطیس بوده و تأثیر بارزی در افزایش میزان قابلیت مغناطیسی سنگ‌ها دارد. اجسام فرومغناطیس قابلیت مغناطیس شدگی بالایی دارند. از جمله کانی‌های فرومغناطیس مگنتیت، پیروتیت و ایلمنیت می‌باشد.

در سنگ‌های گرانیتوئیدی توده ظفرقند کانی‌های مافیک نظری مگنتیت، هورنبلندسیز، اوژیت و بیوتیت حضور دارند. حضور گسترده این کانی‌ها به ویژه مگنتیت در گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها از ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I محسوب می‌شود (تاکاهاشی و همکاران، 1980، چاپل و وايت، 2001).

تغییرات مقادیر قابلیت مغناطیسی Km به صورت کنتور دیاگرام و پهنه بندی شده در شکل 2 نشان داده شده است. با توجه به این نقشه بخش‌های شمال‌غرب- غرب و مقداری از سایر بخش‌های توده گرانیتوئیدی ظفرقند نسبت به بقیه بخش‌های آن دارای قابلیت مغناطیسی کمتری (کمتر از $\text{SI} \mu\text{m}$) هستند. محدوده‌های دارای این مقادیر قابلیت مغناطیسی میانگین پایین که در شکل با رنگ‌های آبی روشن تا تیره مشخص می‌شوند با محل حضور سنگ‌های گرانیتی گرانودیوریتی مطابقت می‌نمایند. با توجه به این شکل متوجه می‌شویم که در برخی نقاط مقدار قابلیت مغناطیسی بیش از $25000 \mu\text{m}$ می‌باشد. این مناطق در نقشه به رنگ نارنجی تا قرمز بوده و با محل حضور سنگ‌های

گابرودیوریتی مشخص می‌شوند. در حد فاصل بین مقادیر ذکر شده ($15000 \text{ to } 25000 \mu\text{SI}$) که بخش قابل توجهی از توده گرانیتوئیدی ظفرقند را دربرمی‌گیرد ترکیبات سنگی نظری گرانودیوریت، کوارتز دیوریت و دیوریت (به رنگ‌های سبز تا زرد) رخمنون دارند.

نتیجه گیری

توده گرانیتوئیدی ظفرقند دارای سنگ شناسی گابرو و گابرودیوریت، دیوریت و کوارتزدیوریت، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت است. اندازه گیری قابلیت مغناطیسی نمونه‌های گرفته شده از این توده نفوذی نشان می‌دهد که مقادیر قابلیت مغناطیسی میانگین (بر حسب μSI) بدین قرار می‌باشد: گابروها (32535)، دیوریت‌ها (26558)، گرانودیوریت‌ها (16922)، گرانیت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها (9885). این توده گرانیتوئیدی در رده گرانیتوئیدهای فرومغناطیس معادل گرانیتوئیدهای نوع I می‌باشد. میزان بالای Km در توده ظفرقند به دلیل وجود کانی مگنتیت بخصوص در دیوریت‌ها و گابروها می‌باشد. با توجه به شکل 2 محدوده‌های دارای مقادیر قابلیت مغناطیسی میانگین پایین با محل حضور سنگ‌های گرانیتی و محدوده‌های دارای مقادیر Km بالا با محل حضور سنگ‌های دیوریتی و گابرویی مطابقت می‌نمایند. با این تفاسیر می‌توان نتیجه گرفت بین ترکیب سنگ شناسی و مقدار قابلیت مغناطیسی میانگین ارتباط مستقیمی وجود دارد.

مراجع

- 1- گوانجی. نگار، 1389، بررسی مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی جنوب ظفرقند به روش AMS، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، دانشکده علوم زمین، 220 صفحه.
- 2- Cloos, E., 1931 "Der Sierra Nevada Pluton", Geol. Rundshau 22/6, 370-385.
- 3- Bouchez, 1997 J.L., "Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies in granitic rocks". In: J.L. Bouchez, D.H.W. Hutton and W.E. Stephens, Editors, Granite: from Segregation of Melt to Emplacement fabrics, Kluver, Dordrecht (1997), pp. 95–112.
- 4- Takahashi M., Aramaki S. and Ishihara S. (1980), "Magnetite series/ Ilmenite series vs.I type/ S type granitoids", Mining geology special issue, no.8, pp.13-28.
- 5- Chappell B.W. and White A.J.R. (2001), "Two contrasting granite types, 25 years later, Australian", J. of Earth Sciences, vol 48, pp. 489-499.

پترولوزی تراورتن های کوه تخت سرخ اردستان (شمال شرق اصفهان)

الهام گودرزی زاده¹، علی خان نصر اصفهانی²، عبدالحسین کنگازیان²

دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی و سنگ رسوبی دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوارسگان

استادیار ، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوارسگان

چکیده

تراورتن تخت سرخ در شمال شرق شهر اصفهان واقع شده است. این منطقه بخشی از زون ارومیه - دختر(شمال غرب - جنوب شرق) می باشد. از نظر ریخت شناسی تراورتن های منطقه مورد مطالعه از نوع شکاف-پشته و مریبوط به زمان کواترنر است. شواهد پتروگرافی نشانگر عمده تر ترموزن بودن این ذخایر می باشد. ویژگی های بافتی در این رسوبات تاییدی بر حضور فعال و فعالیت های زیستی و میکروبی همزمان با رسوبگذاری تراورتن می باشد. حضور لامیناسیون در تراورتن ناشی از رشد متناوب فصل/روزانه می باشد. اکثر این نهشته ها بر روی، یا در فاصله یک تا دو کیلومتری از گسل های فعال منطقه دیده می شود . با توجه به روند این گسل ها عامل شکل گیری نهشته ها ، کشش های موضعی ایجاد شده در پهنه همپوشانی این گسل ها است . شواهد زمین شناسی نشان می دهد که این سنگ ها در یک محیط ژئوگرادیان به واسطه فعالیت های تکتونیکی-ماگماتی ایجاد شده اند. چرخش آب های جوی در اعمق و ظهور دوباره آن در سطح از طریق شکستگی ها و گسل های موجود، بصورت چشم های آب گرم باعث تشکیل تراورتن در محل چشم ها و در امتداد گسلها و شکستگی های بزرگ شده است.

کلید واژه : تراورتن، تخت سرخ، زون ارومیه دختر.

مقدمه

تراورتن سنگ آهکی سیمانی شده و متراکم است که در نتیجه ته نشینی سریع کربنات کلسیم از آبهای زیرزمینی و سطحی (سرد و گرم) ناشی شده و در اطراف چشم ها، رودخانه ها، غارها و در امتداد شکستگی ها و گسل ها دیده می شود (Mitchell, 1985). مجموعه تراورتن های استان اصفهان بخشی از کمربند آتشفسانی زون ارومیه- دختر در ایران مرکزی است که به طور عمده بر

روی نواری به طول حدود 500 کیلومتر و عرض 100-80 کیلومتر با روند شمال غرب-جنوب شرق از گوشش شمال غربی استان تا جنوب غربی باتلاق گاوخونی کشیده شده است. بیشتر ذخایر اقتصادی استان در حاشیه غربی زون ایران مرکزی در زون ارومیه-دختر قرار دارد (قریانی، 1382). سنگهای تراورتن در ایران چندان مورد مطالعه قرار نگرفته و اطلاعات و منابع مدون کافی راجع به این سنگها وجود ندارد. به همین دلیل در این پژوهش یکی از مناطقی که از نظر مطالعه‌ی این گروه سنگها مناسب تشخیص داده شد به عنوان موضوع تحقیق انتخاب گردید. در این مقاله، پتروگرافی رسوبات تراورتن تحت عنوان میکروفابریک و مزو فابریک بررسی می‌شود.

موقعیت جغرافیایی منطقه

کوه تخت سرخ در طول جغرافیایی 52° تا 55° و عرض جغرافیایی 33° تا 35° واقع شده است واز سمت شمال شرقی به اردستان از جنوب به ورتون از غرب به دیزلو محدود است. کوتاه ترین راه دسترسی به منطقه جاده اصفهان-اردستان می‌باشد. پس از طی مسیر 60 کیلومتری از اصفهان و پشت سر گذاشتن دیزلو در سمت چپ جاده و پس از طی 2 کیلومتر به منطقه مورد مطالعه می‌رسیم.

زمین شناسی عمومی

از نظر زمین شناسی این ناحیه در بین پادگانه‌های جوان واقع شده است. این سنگها اکثراً به ترشیاری تعلق دارند و روی آهک و مارن کرتاسه قرار گرفته‌اند. گسل عباس آباد با امتداد شمال-جنوب از گسل‌های مهم این منطقه است. (رادفر، 1376).

روش مطالعه

تعداد 45 نمونه دستی طی بازدیدهای صحرائی از تراورتن برداشت گردید. از این تعداد 20 مقطع نازک تهیه شد. نمونه‌ها با کمک میکروسکوپ پلاریزان نور انکساری مطالعه شدند دیده می‌شود.

پتروگرافی

در این پژوهش، پتروگرافی تراورتن تحت عنوان میکروفابریک و مزو فابریک مطالعه می‌شود. اختصاصات میکروسکوپی (میکروفابریک) در مقطع نازک و اختصاصات قابل رویت (مزوفابریک) در

نمونه‌ی دستی مشاهده می‌شود. البته بعضی محققین با توجه به نقش فعالیت‌های باکتریایی، جلبکی و گیاهی در شکل گیری تراورتن معتقد به بیوفابریک نیز می‌باشند(پتی کاست 2005). اختصاصات میکروسکوپی دارای اهمیت بیشتر بوده و راهنمای دانستن چگونگی تشکیل تراورتن و دیاژن آن و توضیح بسیاری از اختصاصات فیزیکی مربوطه می‌باشد. از مشخصه‌های اصلی رسوبات چشم‌های آب گرم در زیر میکروسکوپ وجود رشته‌های جلبکی، لامینه‌های فشرده به هم، نوارهای رنگی متناوب با لایه‌های فنسترال با بافت لوله‌ای، لکه داریا نرده‌ای و لایه‌های متخلخل است(فیض نیا 1375). بیشتر سنگ‌های تراورتن از تشکیل شده است. مقاطع نازک شامل میکریت، میکرواسپار و اشکال مختلف کلسیت بلوری است. میکریت با اندازه $0\text{--}5\mu\text{m}$ ، میکرواسپار با اندازه $35\text{--}5\mu\text{m}$ و ماکرواسپار در اندازه‌های بیشتر از $35\mu\text{m}$ به چشم می‌خورد(پتی کاست 2005).

میکرو فابریک میکریت

در مقاطع نازک میکریت به شکل نواحی اپاک و با نوارهای مبهم و گاهآبا به شکل کلوخه‌ای، ریسمان مانند(نواری)، پلوئیدی یا لایه‌های متناوب با دیگر بافت‌ها دیده می‌شود. کلوخه‌ها در دامنه‌ی وسیعی از تراورتن‌ها حضور دارند و احتمالاً در اصل حاصل فعالیت میکروبی هستند(پتی کاست 1995). دانه‌های میکریت به صورت هم اندازه و بی‌شکل و دانه‌های میکرو اسپار به شکل هم اندازه و شکل دار حضور دارند و خمیره‌ی تراورتن را تشکیل می‌دهند. میکریت می‌تواند تشکیل دهنده‌ی کل سنگ باشد و یا به صورت خمیره‌ی ریزدانه در بین ذره‌های سنگ آهک حضور یابد. در واقع آنچه در مقاطع دیده می‌شود همان ماتریکس و سیمان است و آلوکمی به شکل تیپیک وجود ندارد. میکریت احتمالاً در اطراف و مابین کلنی‌های باکتری مخصوصاً سیانو باکتری‌ها نهشته می‌شود (پتی کاست 1995). اگر گات پلوئیدی میکریت در مقاطع اغلب بافت لخته خونی ایجاد می‌کند(شکل 1-3). همچنین کلنی‌های باکتری و سیانو باکتری اشکال بوته‌ای را بوجود می‌آورند که به سمت بالا شاخه شاده شده‌اند (پتی کاست 1995) و غالباً شراب نامیده می‌شوند(شکل 2-3). انواع شراب ظاهرآ شیبه کلسیت دندرتی است. اما در مقاطع نازک پیچیدگی بیشتری نشان می‌دهد(شکل 3-3 و 3-4). در شراب باکتریایی واحد سازنده شامل ستون‌های میکریتی با عرض حدود 10 میکرومتر(μm) است که با باکتری فراوان تجمع پیدا کرده است. این ستون‌ها با رومیک‌های اسپار با طول 20-10 میکرومتر تجمعاتی با قطر حدود 100 میکرومتر تشکیل می‌دهند.

این بوته ها در نسبت میکریت باکتریایی و اسپاریت متفاوتند و تشخیص آن ها از کلستیت های دندانی تا حدودی مشکل به نظر می رسد.

اسپاریت

در مقاطع نازک اسپاریت به واسطهٔ شفافیت و بلور های درهم قفل شده متمایز می گردد. اسپار اغلب به شکل نا منظم یا خرد های گرد شده ای که پر شدن فضاهای خالی را نشان می دهد به چشم می خورد و گاهآ ها به صورت سیمان نوع دروزی حفرات را پر کرده است. لیک شکل خاص از اسپار تیغه ای دسته های موازی مثلث و جبهی هایی از کلستیت است که به واسطهٔ طرح شش گوش به آن ها اسپار دندان سگی اطلاق می شود در حاشیهٔ حفرات شکل گرفته اند و مشخصهٔ ناحیهٔ دوز می باشند.

میکرو فابریک و مزو فابریک

از اشکال قابل رویت در نمونهٔ دستی که علاوه بر آن در مقاطع میکروسکوپی نیز مطالعه می گردد، می توان به تخلخل و لامیناسیون اشاره نمود و به شرح زیر بررسی می شود.

تخلخل

حفره ها اشکال اختصاصی و قسمتی از مزو فابریک و میکرو فابریک تراورتن های تحت سرخ هستند. حفرات ماکروسکوپی گسترش یافته معمولاً بآ اندازه ۵-۲ میلی متر دیده می شود و به واسطهٔ ادخال های گاز به وجود می آیند. این حفرات دارای نسبت طول به عرض زیاد (بیشتر از ۵) و با محور بلند موازی با لایه بندي دیده می شوند. ضمن این که وجود این حفرات در تراورتن های ترموزن کاملاً طبیعی است (پتی کاست 1995). اصولاً فضاهای خالی در مقیاس میکروسکوپی به دو منشأ نسبت داده می شود. یکی جایگزینی ساختمانی سنگ و تخلخلی که از بدبو دیاژنر همزمان با خروج گاز و سنگ شدن آغازی رسوبات حاصل می گردد و دیگری که از تغییرات ثانوی ساختمان داخلی سنگ در اثر دیاژنر نتیجه می شود. در حالت اخیر تخلخل ثانوی پس از عمل انحلال و ایجاد رگه های موین در سنگ ایجاد می شود. پدیدهٔ انحلال بخصوص در محیط های متوریک شایع است. جریان های محلول اشباع شده از یون های مختلف می توانند تخلخل اولیه یا ثانوی را به طور قابل ملاحظه ای تغییر داده و در آن موجب سازندگی یک سیمان آغازی یا پایانی گردد (خسرو تهرانی 1360).

تخلخل روزنه ای

تخلخلی است با فضاهای خالی کم و بیش طویل شده که معمولاً این فضاهای به صورت بین لایه ای و جهت دار بوده گاهی نیز به یکدیگر متصل و به طور منظم دیده می شوند(خسروتهرانی 1360). این تخلخل تابع بافت(چاکوئت و پری 1970) می باشد.

تخلخل حفره ای

در این سنگ ها این نوع تخلخل از نوع مستقل از بافت (چاکوئت و پری 1970) بوده و عمدتاً بر اثر انحلال در محیط های مشوریکی ایجاد می شود. انحلال از سطح دانه فراتر رفته و سیمان یا ماتریکس اطراف را نیز دربر گرفته و حفره ایجاد می کند و گاهی بلور های کلسیت به صورت دندان سگی حاشیه ای حفره را پوشانده است. تخلخل های سنگ آهک به انواع انتخابی و غیر انتخابی تقسیم می شود و البته تخلخل در بیشتر تراورتن ها از جمله تراورتن های ترموزن تخلخل کم تری نسبت به تراورتن های متوزن دارند(پنی کاست 1995) و شکل و میزان تخلخل در تراورتن تخت سرخ تا حد زیادی با تخلخل در تراورتن های ترموزن مطابقت می کند.

لامیناسیون

لامیناسیون در مناطقی از تراورتن تخت سرخ دیده می شود و علاوه بر نمایش جزئیات تشکیل تراورتن در زمان گذشته شاهدی بر تغییرات متناوب رسوبگذاری ناشی از عوامل فیزیکی مانند تغییرات هوا یا مرتبط با فعالیت های زیستی است(پنی کاست 2005). لامیناسیون از نوع صفحه ای و موجی است. لامیناسیون در این منطقه بیشتر از نوع هتروپیکوس (یک در میان وبا ضخامت متفاوت) بوده این لامیناسیون معمولاً مختص تراورتن های ترموزن است. زیرا سرعت رسوبگذاری در نوع ترموزن سریع است و اجازه ای ثبات بیشتر را می دهد(پنی کاست 1995).

سنگ بستر

تراورتن های منطقه بر روی سنگ های رسوبی با سن کرتاسه قرار دارند. سنگهای رسوبی بیشتر از جنس آهک و مارن و شیل می باشد.

نتیجه گیری

شواهد پتروگرافی نشانگر عمدتاً ترموزن بودن این ذخایر می باشد. اکثر این نهشته ها در فاصله یک تا دو کیلومتری گسل های فعال منطقه دیده می شود و نقش به سزائی در چهره ای ناهمواری های ناحیه دارد. با توجه به روند این گسل ها عامل شکل گیری نهشته ها، کشنش های موضعی ایجاد شده در پهنه همپوشانی این گسل ها است. شواهد زمین شناسی نشان می دهد که این سنگ ها در یک محیط ژئوگرادیان به واسطه فعالیت های ماگمایی و تکتونیکی منطقه و چشممه های آب گرم ناشی از آن، هم چنین چرخش آب های جوی در اعماق (آب های جوی نزولی با کاهش جرم حجمی و ویسکوزیته ناشی از افزایش درجه حرارت از خلال مجرایها به حرکت در آمده و صعود می کند) و ظهور دوباره آن در سطح از طریق شکستگی ها و گسل های موجود، شکل گرفته اند. همچنین ویژگی های بافتی در این رسوبات تاییدی بر حضور فعال و فعالیت های زیستی و میکروبی همزمان با رسوبگذاری تراورتن می باشد.

منابع

- رادفر، جواد. (1376). نقشه چهارگوش منطقه اردستان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ریسی، مرجان. (1387) پترولوزی تراورتن های جنوب میلاجرد (شمال غرب اردستان ، اصفهان) دانشکده علوم پایه دانشگاه اصفهان.
- سازمان جغرافیایی نیروی مسلح ، نقشه 1:250000 کاشان(1381).
- قربانی، منصور. (1382). مبانی آتشفشنان شناسی با نگرشی بر آتشفشنانهای ایران، انتشارات آرین زمین، 362 ص.
- عابدی کوپائی، س، ناصر اصفهانی، ع، (1386). ذخایر و معادن تراورتن در استان اصفهان و جایگاه ویژه آن در توسعه اقتصاد یمنطقه. همایش سراسری علوم پایه باشگاه پژوهشگران جوان، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شهر ری، ص 8-1.

- مصدق زاده، حسن. (1388). پترولوزی اقتصادی تراورتن های شمال روستای ورتون (شمال شرق اصفهان)، کنفرانس ملی بررسی دستاوردهای نوین علوم زمین.
- Altunel, E., Hancock, P.L., 1996. Structural attributes of travertine- Filled extensional Fissures in the Pamukkale Plateau, Western Turkey. International Geology Review 38, 763-777.
- Folk, R . L . 1984 . Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Co., Tx.,182 pp.
- Marks, j , Parnell , R ,Carter , C,Dinger , E and Haden , G, 2006. Interaction between geomorphology and ecosystem processes in travertine streams : Implications for decommissioning a dam on Fossil Creek , Arizona . Geomorphology ,77, 299-307 . June 16/2006, From <http://www.scencedirect.com>
- Pentecost, A. and Viles, H.A. 1994:, Areview and eassessment of travertine classification, Geogr. Phys. Quaternarie, 48,305-314.
- Pentecost, A. 1995:, Geochemistry of Carbon dioxide in six travertine depositing waters of Italy, J. Hydrol., 167, 263-278.
- Pentecost, A . 2005 .Travertine , springer . Verlag Berlin Heidelberg , Netherland , 445p.

تعیین ژئوشیمی، سری ماگمایی و موقعیت تکتونیکی واحدهای سنگی حد فاصل میاندشت و عباس آباد (شرق شاهروود)

متقیان، حمید^۱؛ جعفریان، عبدالرضا^۲

^۱ کارشناس ارشد، پترولوزی دانشگاه آزاد شاهروود

^۲ عضو هیئت علمی دانشگاه آزاد شاهروود

چکیده

محدوده مورد مطالعه در 120 کیلومتری شرق شهرستان شاهروود قرار گرفته است، بر اساس مطالعات میکروسکوپی، واحدهای سنگی این منطقه، شامل آندزیت، بازالت، تراکیت، تراکی آندزیت، آلکالی بازالت می باشد. همچنین بر اساس موقعیت حضور، نمونه ها در سری آلکالن طبقه بندی شده اند. براساس موقعیت تکتونیکی نیز واحدهای سنگی منطقه در محدوده کالک آلکالن بازالت قرار می گیرد و نمودار تعیین کننده سری ماگمایی، ماهیت - آلکالن این گذاره ها را نشان می دهد.

مقدمه

منطقه مورد مطالعه از غرب به شرق یعنی از کاروانسرای میاندشت یعنی 30 کیلومتری بعد از میامی شروع شده و تا روستای عباس آباد حدود 140 کیلومتری شاهروود ادامه دارد که این منطقه در شرقی ترین نقاط استان سمنان می باشد. منطقه مورد مطالعه از دو محدوده تشکیل شده است که منطقه A در ناحیه شمال شرقی عباس آباد بوده و شامل سه سکشن می باشد:

الف) سکشن شرقی

ب) سکشن مرکزی

ج) سکشن غربی

منطقه B که از روستای عباس آباد شروع شده و تا نزدیکی کاروانسرای میاندشت به طرف میامی ادامه دارد و این منطقه رخساره های آندزیتی دارد که جاده آسفالت را قطع کرده است. طول و عرض جغرافیایی آخرین و شرقی ترین نقطه از برداشت های سکشن شرقی منطقه A یا دامن جلا 43.9 E 56 22 43.9 N با ارتفاع 1013 متر و طول و عرض جغرافیایی آخرین و

غربی ترین نقطه از برداشت‌های سکشن غربی منطقه B یا بیرونزدگی‌های مقاطع جاده 4.1 25 N36 49 16.5 با ارتفاع 1177 متر می‌باشد.

در این پژوهش جهت بررسی دقیق پتروگرافی و تفکیک واحدهای سنگی و بررسی زون بندی آلتراسیونی تعداد 60 نمونه از واحدهای سنگی منطقه برداشت گردید. پس از مطالعه دقیق مقاطع نازک این نمونه‌ها تعداد 15 نمونه انتخاب گردید و برای تعیین ماهیت ژئوشیمیایی، پتروژنر و همچنین تعیین سری ماگمایی و جایگاه تکتونیکی به آزمایشگاه SGS کانادا توسط شرکت کان پژوه از تهران ارسال گردید و نمونه‌ها به روش ICP-MS مورد آنالیز قرار گرفتند.

زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

واحدهای سنگی منطقه مورد نظر بیشتر شامل آندزیت، بازالت، تراکیت، تراکی آندزیت، آلکالی بازالت می‌باشد که بر اساس مطالعات مقاطع نازک کانی غالب این واحدهای سنگی پلاژیوکلاز و کلینو پیروکسن (اوژیت) می‌باشد؛ کانی‌های دیگری مثل هورنبلند، الیوین، سانیدین و آمفیبول نیز در مقاطع دیده می‌شود.

ژئوشیمی واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه

برای طبقه‌بندی و نامگذاری شیمیایی سنگ‌های آتشفسانی مورد مطالعه، از نمودارهای مجموع آلکالی در برابر سیلیس (لوپاس و همکاران 1986)، و از نسبت $\text{SiO}_2/\text{Zr/TiO}_2$ در مقابل (وینچستر و فلويد 1977) استفاده شده است، و طبق غالب سنگ‌ها در محدوده تراکی آندزیت و بازالت تراکی آندزیت و تراکی بازالت قرار گرفته است. برخی از نمونه‌های مورد مطالعه نیز در محدوده تراکیت پلات شده است.

تعیین روابط ژئوشیمی با استفاده از نمودار تغییرات درصد اکسیدهای اصلی در برابر SiO_2

همچنین جهت تعیین روابط ژئوشیمیایی و پتروژنتیکی بین سنگ‌های منطقه از نمودار تغییر درصد اکسیدهای اصلی در برابر SiO_2 استفاده شده است. در این نمودار روند صعودی اکسیدهای K_2O و P_2O_5 نشانده‌هند تفریق مانگما در نزدیکی سطح یا روی سطح زمین مطابقت دارد و همچنین روند

نزولی اکسیدهای CaO و MgO و TiO_2 و FeOt نشان از تبلور کانی‌های مافیک مثل الیوین، اوژیت و مگنتیت دارد.

عدم حضور دقیق نمونه‌ها بر روی روند صعودی یا نزولی، می‌تواند به دلیل وجود آلتراسیون، هضم و یا آلایش ماقمایی باشد.

تعیین سری ماقمایی توده‌های منطقه حد فاصل میان دشت و عباس آباد شاهروود

با توجه به قرارگیری موقعیت نمونه‌ها در نمودار لویاس و همکاران (1986) می‌توانیم سنگهای منطقه مورد مطالعه را جزء سری ماقمایی آلکالن تقسیم بندی نماییم. سنگهای آذرین سری آلکالن را می‌توان بر اساس میزان فراوانی سدیم و پتاسیم به انواع سدیک و پتاسیک تقسیم نمود غالب واحدها در منطقه شوشوئیتی (سنگهای آذرین آلکالن غنی از پتاسیم) پلات شده‌اند.

تعیین موقعیت تکتونیکی توده‌های منطقه مورد مطالعه

جاگاه تکتونیکی واحدهای سنگی منطقه در محدوده بازالت‌های کالک آلکالن جزایر قوسی قرار می‌گیرد.

نتیجه‌گیری

در منطقه مورد مطالعه واحدهای سنگی آندزیت، بازالت، تراکیت، تراکی آندزیت، آلکالی بازالت مشاهده شدند و بر اساس نمودارهای، تعیین موقعیت سنگ‌های آتشفسانی، غالب سنگ‌ها در محدوده تراکی آندزیت و بازالت تراکی آندزیت و تراکی بازالت قرار گرفته است. همچنین واحدهای سنگی منطقه در سری سنگهای آلکالن قرار می‌گیرند که بر طبق نمودارت تعیین سری ماقمایی غالب واحدها در منطقه شوشوئیتی (سنگهای آذرین آلکالن غنی از پتاسیم) پلات شده‌اند. از لحاظ موقعیت تکتونیکی نیز سنگ‌های منطقه در محدوده بازالت‌های کالک آلکالن جزایر قوسی CAB واقع می‌شوند.

منابع

- 1- کریم پور-م ح (1388)، ژئوشیمی پترولوزی سنگهای آذرین و کانسارهای ماقمایی
- 2- درویش-ع، (1354)، بررسی‌های ژئوشیمیایی آتشفسان‌های جوان ایران از دیدگاه پلیت تکتونیک، مجموعه مقالات سمپوزیوم انجمن نفت.

3- کریم پور-م ح (1387)، اکشافات ذخایر معدنی-مدلهای زمین شناسی، ژئوشیمی، ماهواره‌ای و ژئوفیزیکی

1-Girod, M. and Conrad, G.,(1976), Les formation volcaniques recentes du sud de Iran(koh-e- Shahsavaran, donnees petrologique preliminaries, implications structural. Bulletin volcano. 39(4).pp.493- 511

2-Shakeri,A. Moore,F. Kompani-Zare, M.,(2008), Geochemistry of the thermal springs of Mount Taftan, southeastern Iran. 178.PP.829-836.

کاربرد داده های ژئوشیمیایی و پترولوزی در پی جویی و اکتشاف کانسارهای طلا، نقره، آنتیموان و آرسنیک در منطقه شمال بزرگ (کاشان)

مرتضی شریفی^{*}، همایون صفائی، نسیم مرادی زاده

گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان

چکیده

منطقه بزرگ در 50 کیلومتری جنوب شهر کاشان در دره ایانه واقع شده است. در این منطقه آلتراسیون سطحی به شدت اثر کرده و سطح منطقه در اثر اکسیده شدن آهن به زردی گراییده است. ابتدا با پردازش داده های رقومی ماهواره ای مناطق دارای پتانسیل کانی سازی، شناسایی شده و در مراحل بعدی با انجام برداشت‌های صحرایی، مطالعات میکروسکوپی و انجام آنالیزهای شیمیایی، مطالعات تکمیلی از جمله بررسی کنترل کننده های ساختاری، نوع دگرسانی، کانسار پلی متالیک و کانیهای در بر گیرنده کانسار مورد بررسی قرار گرفت. با شناسایی گسلهای اصلی و فرعی منطقه نقش آنها در ایجاد زون دگرسانی مشخص گردید. دو گسل با راستای شمال غربی-جنوب شرقی در طرفین ناحیه دگرسان شده نقش اصلی در کنترل این ناحیه را داشته اند. با توجه به مطالعات زمین شناسی که در منطقه صورت گرفته است، پهنه دگرسانی دارای واحدهای سنگی مختلف شامل سنگ آهک، ماسه سنگ برشی، داسیت، آندزیت، ریوداسیت و دیوریت می باشد. سنگ های آلترا شده حاوی کلریت، اپیدوت، پیریت و اکسیدهای آهن هستند آنومالیهای شیمیایی این منطقه دارای پتانسیل بالایی از فلزات گرانبها است. آنالیزهای شیمیایی، همچنین آنومالی هایی از کرم، نیکل، باریم، استرانسیم و زیرکن را در منطقه به نمایش می گذارند. نتایج حاصل از این آنالیزها نشان می دهد آنتیموان یه میزان حداقل 12700 ppm، نقره به میزان 2500 ppm، آرسنیک به میزان 896 ppm و طلا به میزان 150 ppb در توده سنگ می باشد.

کلمات کلیدی: کانسارهای پلی متالیک، آلتراسیون، کاربرد داده های ژئوشیمیایی، بزرگ، کاشان.

مقدمه

منطقه مورد مطالعه حدوداً در 100 کیلومتری شمال شهر اصفهان و 30 کیلومتری شمال غرب نظر و در دره ایانه واقع شده است. زون کانی سازی شده به دلیل ترانشه جاده ای که از بزرگ رو به سمت ایانه امتداد دارد آشکار گردیده است (صفایی و همکاران، 1379). در محدوده دره ایانه و

مناطق مجاور مطالعات مختلفی در زمینه کانی سازی و مطالعات پترولوزی انجام گردیده است (زفرقدی، 1357 و حاج حیدری، 1382). این منطقه به دلیل عدم پوشش گیاهی در ارتفاعات و شکل‌های ساختمانی قابل مشاهده، می‌تواند به وسیله خصوصیات طیفی سنگ میزان و مناطق دگرسانی مورد بررسی قرار گیرد. بلندترین ارتفاعات در منطقه در شمال و جنوب دره ایانه واقع شده و بیشتر از جنس سنگ‌های آزرین درونی و بیرونی می‌باشند. منطقه مورد مطالعه، بخشی از ارتفاعات حاشیه دره ایانه با روند کلی شرقی - غربی است. برای مطالعه مناطق دگرسانی روش‌های متعددی وجود دارد ولی یکی از بهترین این روش‌ها، استفاده از سنجش از دور در شناسایی مناطق دگرسانی است (Scanvic, 1997 & Rencz, 1998).

برای تعیین پهنه دگرسانی در منطقه برزود از پردازش داده‌های رقومی ماهواره‌ای، مطالعات کانی شناسی و آنالیز شیمیایی سنگ میزان استفاده شده است. اپیدوتی شدن، کربناتی شدن و پیریتی شدن در اثر نفوذ محلولهای گرمابی به داخل رگه‌ها قابل مشاهده می‌باشند. وجود تراورتون در منطقه می‌تواند تاکیدی بر گرمابی بودن فرایند کانی سازی باشد. کنترل کننده‌های ساختمانی یکی از پارامترهای مهم در بیشتر مدل‌های کانسار، مانند سیستم‌های کانسار پلی متالیک (رگه‌های چند فلزی)، کانسارهای تیپ کارلین و کانسارهای چشم‌های آب گرم اپی ترمال می‌باشند. لذا شناسایی ساخت‌های خطی نقش مهمی در شناسایی کانسارها ایفا می‌نماید. آنالیز شیمیایی برخی از نمونه‌ها، جهت تعیین سنگ منشاء و بررسی پترولوزیکی سنگ‌ها به منظور تعیین ژنز کانسار و بررسی ارتباط کانسارسازی با سنگ‌های دربرگیرنده صورت گرفته است.

زمین شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در کمربند آتشفسانی ارومیه - دختر قرار دارد. این کمربند با طول تقریباً 1700 کیلومتر (تبریز تا بزمان) و عرض تقریبی 100 کیلومتر به موازات زون دگرگونی سنتنگ - سیرجان و تراست زاگرس واقع شده است. قدیمی ترین سازند رخنمون یافته در منطقه، گروه شمشک (ژوراسیک زیرین) و جدیدترین واحدها تراورتون و رسوبات کواترنری می‌باشند. سری ولکانیکی - رسوبی ائوسن بیشترین رخنمون را در منطقه به خود اختصاص داده است. سنگ‌های آتشفسانی دوران سوم در منطقه ایانه مربوط به ائوسن و یا پلیوسن می‌باشند. سنگ‌های پیروکلاستیکی ائوسن شامل توف، توف آندزیتی، داسیت، ریوداسیت، توف برشی و لاپلی است که ارتفاعات غرب رودخانه هنجن - ایانه را تشکیل می‌دهند. سنگ‌های آتشفسانی ائوسن یا به صورت طبقات ریوداسیتی در

لایه های لوتسین بالایی قرار گرفته و یا به صورت طبقات آندزیتی تشکیل تناوبی را با لایه های آهکی می دهد. سنگ های آتشفشنای پلیوسن از توف و گدازه های داسیتی که روی رسوبات الیگومیوسن قرار گرفته اند شروع شده و به گدازه های آندزیتی که مربوط به آخرین فعالیت آتشفشنای ناحیه است ختم می گرددند (زاهدی، 1370). ارتفاعات عمدۀ منطقه در شمال دره ایانه و جنوب روستای ایانه واقع شده اند و بیشتر از جنس سنگ های آذرین درونی و بیرونی و دلویت شتری می باشند. در این دره همچنین پادگانه های آبرفتی کواترنری به صورت گستردۀ تشکیل شده است. از جمله عوامل موثر در ژئومورفولوژی منطقه مورد مطالعه روند ارتفاعات و مقاومت متفاوت سازندهای مختلف در مقابل فرسایش می باشد. ساخت هایی مانند شکستگی ها و چین خوردگی های موجود در منطقه نیز در ریخت شناسی منطقه موثر بوده است. جهت تفکیک بهتر مرز واحدهای سنگی - چینه ای در بخش های مختلف منطقه از روش پردازش تصویر انفعالی (Interactive Image Processing) استفاده شده است همانگونه که مشاهده می گردد ناحیه دگرسان شده در تصویر با رنگ روش مشخص گردیده است.

شناسایی مناطق دگرسانی هیدروترمال

در منطقه مورد مطالعه آلتراسیون سطحی به شدت اثر کرده و سطح منطقه در اثر اکسیده شدن آهن به زردی گراییده است. تشخیص زونهای دگرسانی هیدروترمال اغلب یکی از اولین کلیدهای دسترسی به منبع کانی سازی در تصاویر رقومی است. عمولاً ذخایر معدنی ابتدا در مطالعات صحرایی بوسیله شناسایی دگرسانی هیدروترمال سنگ درون گیر مشخص می گرددند. با توجه به مطالعات زمین شناسی که در منطقه صورت گرفته است، پهنه دگرسانی دارای واحدهای سنگی مختلف شامل آهک، ماسه سنگ برشی، داسیت، آندزیت، ریوداسیت و دیوریت می باشد. سنگ های آلتره شده حاوی کلریت، اپیدوت، پیریت و اکسیدهای آهن هستند.

شناسایی نواحی شسته شده سوپرژن

با توجه به حضور کانی های کلریت، اپیدوت، سریسیت و کلسیت در سنگ های منطقه، نوع دگرسانی پروپیلیتی می باشد. در اثر نفوذ دایک های تغذیه کننده گرانودیوریت تا کوارتز دیوریت با سن اولیگومیوسن، منطقه مورد مطالعه تحت تاثیر دگرسانی قرار گرفته است (شکل 4). در زون های

سطحی و مناطق برشی، اکسیداسیون پیریت (FeS_2) باعث تشکیل کانی های اکسید آهن گردیده، که با رنگ قهوه ای جلب نظر می کنند.

بررسی ژئوشیمیایی

استفاده از خصوصیات شیمیایی یکی دیگر از روش‌های معمول در شناسایی مناطق دگرسانی است که امروزه در ژئوشیمی اکتشافی کاربرد فراوانی دارد. در این روش عناصر اصلی و کمیاب جهت شناسایی رفتار عناصر در محیط های مختلف دگرسانی آنالیز می شوند. در این قسمت با استفاده از داده های ژئوشیمیایی، موقعیت سنگ های منطقه در نمودارهای مختلف سنگ شناسی و سری ماگمایی مورد بررسی قرار گرفت.

بررسی دیاگرام های پترولولوژیکی نشان می دهد توده های ولکانیک (که با مثلث نشان داده شده اند) و توده های پلوتونیک (از شیریان، 1385 که با دایره نشان داده شده اند) از نوع ساب آلکالن و کالک آلکالن می باشند. همچنین توده های ولکانیک از آندزیت، داسیت و ریوداسیت تشکیل شده اند. بررسی تغییرات عناصر اصلی در مقابل سیلیس در سنگ های درونی و بیرونی منطقه مورد مطالعه نشان دهنده تفرق ماقمایی در این سنگ ها است. بررسی داده های ژئوشیمیایی توده سنگ در منطقه مورد مطالعه نشان دهنده آنومالی فلزات گرانبها از جمله آنتیموان، نقره، آرسنیک و طلا در سنگ های منطقه است. با توجه به آنالیزهای شیمیایی این منطقه دارای پتانسیل بالایی از فلزات گرانبها (آنتیموان به میزان 12700 ppm، نقره به میزان 2500 ppm، آرسنیک به میزان 896 ppm و طلا به میزان 150ppb، در توده سنگ) است. همچنین جهت بررسی کانی های در بردارنده فلزات گرانبها در منطقه مورد مطالعه اقدام به آنالیز مایکروپروب بر روی کانی های مختلف صورت پذیرفت که در نهایت ثابت گردید کانی پیریت در منطقه مورد مطالعه حاوی فلزات گرانبها می باشد. در جدول 1 نتایج آنالیز نقطه ای بر روی پیریت ها مشاهده می گردد. بررسی عناصر گرانبها در پیریت نشان دهنده آنومالی فلزات آرسنیک، نقره، آنتیموان و طلا در سنگ های منطقه به خصوص سنگ های حاوی پیریت می باشند. مقادیر As، Ag و Sb، می تواند حد اکثر 1170 ppm، 100، 80 و 160 باشند. مهمترین عامل کنترل کننده کانسنگ، گسل های منطقه می باشند که با ایجاد یک منطقه برشی شرایط مناسب برای ایجاد کانی سازی را فراهم نموده اند. از عوامل کنترل کننده دیگر می توان به شکاف ها، شکستگی ها، فضاهای خالی، تخلخل سنگ ها و سنگ میزبان مناسب اشاره کرد. بررسی توده های نفوذی اسیدی در منطقه مورد مطالعه نشان می دهد که نه تنها در این توده ها دگرسانی صورت گرفته و کانی های دگرسانی در آنها بوجود آمده است، بلکه اغلب دارای رگه های

آپلیتی، پگماتیتی، رگه‌های کوارتزی و سولفورهای مختلف بوده که در داخل توده‌ها و حاشیه آنهای مشاهده می‌گردند. در منطقه مورد مطالعه تزريق توده‌های نفوذی الیکو-میوسن و فرآیندهای تاخری پس از مانگانیتی از مهمترین عوامل مؤثر در دگرسانی و کانی سازی منطقه می‌باشد.

عبور آب اکسیژن دار از میان هاله‌های دگرسانی در محیط‌های مناسب معدنی، ممکن است باعث دگرسانی زون هیپوژن شود و تولید گوسن (کلاهک آهنی) و لیچینگ (زون شسته شده) بر روی کانسار نماید. پیریت و مارکازیت نقش کلیدی را در این فرآیند بازی می‌کنند. زیرا آنها در حالت اکسیدی با آب واکنش نشان می‌دهند و تولید اسید‌سولفوریک و سولفات‌آهن کرده که بر دیگر کانی‌ها اثر می‌گذارند. بررسی مقاطع صیقلی در منطقه کانسارسازی دره ایانه نشان می‌دهد کانی سازی دارای دو فاز اکسیدی و سولفیدی است. منیتیت اولین کانه اکسیدی است که به صورت متراکم و یا با بافت افسان تشکیل شده و آرسنوبیریت اولین کانه سولفیدی است که به صورت هیپ ایدیومورف و ایزوتروپ پس از منیتیت تشکیل شده است. آرسنوبیریت در اثر هوازدگی سطحی به هماتیت تبدیل شده و لذا به رنگ قرمز خنابی دیده می‌شود. با توجه به خصوصیات میکروسکوپی آرسنوبیریت به نظر می‌آید که آنها با کبالت آغشتگی داشته باشند. مطالعات مایکروپروب وجود کبالت در آرسنوبیریت‌ها را در حد عناصر فرعی و نادر نشان داد.

لازم به ذکر است آنالیز توده سنگ در منطقه برزروه پتانسیل بالای کرم (Cr) حداقل ppm 384 را نشان می‌دهد. پیریت به صورت ایدیومورف و هیپ ایدیومورف پس از آرسنوبیریت متبلور گشته است. همچنین کالکوبیریت به مقدار کم و به صورت هیپ ایدیومورف دیده می‌شود که فضای بین کانی‌های قبلی را پر کرده است. بررسی مطالعات صحرایی و میکروسکوپی نشان دهنده آلتراسیون هیدروترمال شدیدی در سنگ‌های منطقه است. در اثر محلول‌های گرمابی منیتیت‌ها از حاشیه بلورها و از جهت‌های کریستالوگرافی به هماتیت تبدیل شده‌اند (مارتینیزاسیون). همچنین اکسیدهای آبدار آهن شامل لیمونیت و اولیئیست از آلتراسیون منیتیت‌ها حاصل شده است.

نتیجه گیری

با پردازش داده‌های رقومی ماهواره‌ای مناطق دارای پتانسیل کانی سازی، شناسایی شده و در مرحله بعدی کنترل کننده‌های ساختاری و دگرسانی سنگ میزان در بر گیرنده کانسار مورد بررسی قرار گرفت. دو گسل با راستای شمال غربی-جنوب شرقی در طرفین ناحیه دگرسان شده نقش اصلی در کنترل محدوده دگرسانی را داشته‌اند بیشترین نوع کانی سازی در منطقه از نوع کنترکت

متاسوماتیسم و هیدروترمالی و به شکل رگه ای و افشار است که کنترل کننده های ساختمانی از جمله گسلها نقش مهمی در کنترل کانی سازی داشته اند. با توجه به پتانسیل های معرفی شده در منطقه می توان نتیجه گرفت عناصر کالکوفیل (...As, Sb) در گامه پایانی تبلور و در رگه ها پدید آمده اند. در منطقه مورد مطالعه شکستگی ها و مناطق برشی شده اکثراً تغییرات گرمابی شدیدی پیدا کرده اند. سریسیتی شدن و کلریتی شدن سنگ های دربر گیرنده و همچنین تشکیل کلریت در مناطق نفوذ رگه ها بازترین پدیده این تغییرات است. در منطقه پلی متال بزرگ، طلا در سری آرسنیک-آنتیموان- طلا مشاهده می گردد و در بی جوئی و اکتشاف آن دگرسانی ها نقش عمده ای دارند. در ضمن از آنجایی که سنگ های این منطقه تحت تاثیر فرآیندهای هیدروترمال بعد از ماگمایی یا دگرسانی متاسوماتیک واقع شده اند، پتانسیل بالایی از نظر کانسار سازی در آنها ایجاد شده است. با توجه به آنالیزهای شیمیایی این منطقه دارای پتانسیل بالایی از فلزات گرانبهای (آنتیموان به میزان ppm 12700، نقره به میزان ppm 2500، آرسنیک به میزان ppm 896 و طلا به میزان ppb 150، در توده سنگ) است. در پایان می توان نتیجه گرفت کانی سازی در منطقه از نوع هیدروترمالی است و به دو شکل رگه ای و افشار مشاهده می گردد، اما بیشترین نوع کانی سازی به شکل رگه ای است و کنترل کننده های ساختمانی از جمله گسلها نقش مهمی در کنترل کانی سازی داشته اند.

منابع

- حاج حیدری، ع.، 1382، بررسی منطقه دگرسانی در ارتباط با کانی سازی طلا در جنوب کاشان با استفاده از سنجش از دور، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، 131 صفحه.
- زاهدی، م.، 1370، شرح نقشه زمین شناسی چهار گوش کاشان، مقیاس 1/25000 شماره 7، سازمان زمین شناسی کشور، تهران.
- زفرقدی، م.، 1357، مطالعه زمین شناسی و پترولوزی سنگ های آذرین ناحیه شمال ایانه، بین کاشان و نظرز، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، 100 صفحه.
- شیریان، ف.، 1385، پترولوزی گراینتوئیدها و انکلاوهای کوه هیمند (شمال غرب نظرز)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.

صفایی، ه. و شریفی، م.، 1379، گزارش پایانی طرح پژوهشی صنعت و معدن تحت عنوان پی جوئی و اکتشاف طلا در استان اصفهان با استفاده از داده های رقومی ماهواره ای، دانشگاه اصفهان.

- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R., 1979. The interpretation of igneous rocks: London, George Allen and Unwin, 450p.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal Earth Sciences 8, 523-548.
- Rencz, A.N., 1998. Remote sensing for the Earth sciences manual of Remote sensing: 3rd end., vol. 3, American Society for photogrammetry, New York, 707p.
- Scanvic, J.Y., 1997. Aerospaciale remote sensing in geology, A.A. Balkem-Rotterdam / Brookfield, 217p.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: Chemical Geology 20, 325-343.

دگرسانی های گرمابی و کانی زایی طلا در افیولیت نائین، (شمال کوه زرد، شرق اصفهان)

محمدی فاطمه^۱. نقره ظیان موسوی^۲. مکی زاده محمدعلی^۳. وهابی مقدم بابک^۴.

۱-دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوارسگان

۲-گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان

چکیده

دو نوع دگرسانی گرمابی در افیولیت نائین (شمال کوه زرد) دیده شده: کربناته شدن و رودنیتی شدن. در اثر هجوم سیالات گرمابی حاوی CO_2 تحت تأثیر فرایند کربناته شدن بر روی سرپانتینیتها، لیستونیتها (سنگهای کوارتز- کربناته) تشکیل شده اند. این دگرسانی و حمل طلا بعد از سرپانتینی شدن توسط سیالات غنی از As ، S ، Ca ، Co_2 صورت گرفته است. لیستونیتها (شمال کوه زرد) به سه دسته‌ی: لیستونیتها کربناته، لیستونیتها سیلیسی، لیستونیتها سیلیسی- کربناته تقسیم شده اند که فراوانی لیستونیتها سیلیسی- کربناته در این منطقه از دو دسته دیگر بیشتر است. با وقوع پدیده‌ی دگرسانی تمرکز طلا بالا رفته و به آستانه‌ی اقتصادی می‌رسد. طلا با سرپانتینیها شدیداً کربناته و سیلیسی شده در همیافتد با اکسیدهای آهن و همچنین کانی‌های جیوه دار و در زمینه سیلیسی آغشته به کربناتها به صورت ذرات آزاد مشاهده شده است. بنابراین لیستونیتها این منطقه نیز مانند برخی لیستونیتها اثار ک و دهشیز دارای کانی زایی طلا می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: لیستونیت، افیولیت، دگرسانی گرمابی، طلا، کربنات.

۱. مقدمه

واحدهای سنگی افیولیتها معمولاً میتوانند تحت تأثیر فرآیندهای دگرگونی قرار بگیرند.

(Coleman, 1977) انواع دگرگونیهای موجود در افیولیتها را به دو دسته خارجی و داخلی تقسیم نموده است. با توجه به بررسی افیولیت ملاتز نائین (شمال کوه زرد)، سنگهای حاصل از دگرسانی و دگرگونی داخلی بسیار متنوع بوده و به صورت تشکیل سرپانتینیت، لیستونیت و رودنیت رخمنون دارند. لیستونیتها نتیجه‌ی دگرسانی گرمابی در دمای متوسط (حدود 150 تا 300 درجه سانتیگراد) هستند (Buisson, Leblanc, 1985) که عمدها در توده‌های اولترامافیک نوع آلپی مشاهده می‌شوند. لیستونیتها را به عنوان سنگهای مستعد (Zhelobov, 1979, Gresen et al, 1982, Pipino, 1979)

کانی سازی میدانند. این سنگها از لحاظ کانی سازی طلا، Aydal, Buisson, Leblanc, 1985 و نقره ئیان و همکار، 1380) مورد توجه قرار گرفته اند.

در این مقاله سعی بر آن است که لیستونیتهاي شمال نائين (شمال کوه زرد ، شرق اصفهان) را از ديدگاه پتروگرافی ، معرفی کرده و همچنین کانی زایی طلا را در این منطقه مورد بررسی قرار دهیم.

2. زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

این منطقه نخستین بار توسط داود زاده (1972) مطالعه شده است. افیولیتهاي مورد مطالعه در زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده اند و بخشی از کمربند محصور گشته خرده قاره ایران مرکزی محسوب میشوند. باریکه افیولیتی شمال نائين با امتداد شمال غرب - جنوب شرق در امتداد گسل نائين - بافت رخنمون دارد و مابین رسوبات ترشیری در بخش شرقی و سنگهاي آتشفسانی اوسن - الیگوسن در بخش غربی قرار گرفته است. با توجه به سن واحدهای مجاور، سن جایگیری این افیولیت را می توان کرتاسه فوقانی تا پالئوسن درنظر گرفت. (نقره ئیان و همکاران، 1377). براساس مطالعات صحرایی سنگهاي اولترامافیك در منطقه که شامل هرزبوزریت ، دونیت، لرزولیت و ولیت ، سرپانتینیتهاي باشنند. در منطقه ای مورد مطالعه دگرسانی گرمابی از نوع رودنژیتی شدن نیز مشاهده شده که در اثر هجوم سیالات غنی از Cao به سنگهاي مجاور یا سرپانتینیتها هستند، چرا که آزاد شده از فرایند سرپانتینیتی شدن با هجوم به سنگهاي مستعد و واکنش پذير مجاور خود که عمدتاً دايکهاي گابرويی هستند واکنشهايي موسوم به رودنژيتی شدن را باعث ميشود.

3. روش کار

برای شناسایی کانی ها و پتروگرافی لیستونیتها در ابتدای کار از نمونه های قابل توجه، مقاطع میکروسکوپی و صیقلی تهیه شد. مطالعات انجام شده جهت شناسایی ذرات طلای آزاد توسط SEM (میکروسکوپ الکترونی اسکن) نشان دهنده وجود ذرات طلا در منطقه مورد مطالعه می باشد.

4.5 گرسانی گرمابی

دگرسانیهاي گرمابی در افیولیت نائين گسترش چشم گيري دارند، رودنژيتی شدن دايکهاي گابرويی داخل سرپانتینيهاو لیستونيتي شدن سرپانتینيها از آن جمله هستند. در امتداد گسلهاي غالب منطقه که از هرزبوزریتهاي سرپانتیني شده گذر کرده اند عملکرد سیالات غنی از CO_2 باعث شکل

گیری دگرسانی از نوع کربناته شدن است. لیستونیتها ماحصل این نوع دگرسانی بود در شرایط خاص محلول گرمابی کلریدی غنی از CO_2 , K , S و $\text{PH} < 5$, درجه حرارت $40\text{--}250^\circ\text{C}$ درجه سانتیگراد و فشار $0\text{--}1/6$ کیلوبار، سنگ منشأ و ساختار تکتونیکی مناسب ایجاد میشود (Sazonov, 1978).

تحقیقات مقدماتی ایزوتوپی روی کانیهای کربناته‌ی موجود در لیستونیتها مراکش (Buisson, Leblanc, 1985) بیانگر این مطلب است که مقدار $\delta^{13}\text{C}$ در محدوده ۳% تا ۵% – قرار میگیرد که مشخص کننده‌ی مواد ناشی از گوشه است، اما نسبت $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ از ۰/۰۷۹ تا ۰/۷۱۱ و گستره وسیع ($\delta^{18}\text{O}$ +۱۰% تا +۲۵%) نشان دهنده وجود محلول گرمابی پدیده‌ای است که با مواد پوسته‌ای یا آب دریا واکنش داشته است.

طبق نظریه‌ی (Margaritz and Taylor, 1976) به طور کلی منشأ محلولهای گرمابی هم از مواد گوشه‌ای و هم از آب دریاست. در مطالعات (Halls, 1995) لیستونیت یک نوع سنگ ویژه است که میتواند در دسته برستیک - فیلیک (Spiridonov, 1991) جای گیرد.

5. لیستونیتهاي منطقه

لیستونیتهاي موجود در اين منطقه را با توجه به کانی شناسی و پتروگرافی و همچنین شواهد صحرایي میتوان به سه دسته تقسیم نمود: (الف) لیستونیتهاي کربناته‌ی ب) لیستونیتهاي سیلیسی - کربناته ج) لیستونیتهاي سیلیسی

الف) لیستونیتهاي کربناته

با توجه به حضور لیمونیت فراوان در این نوع سنگها، دارای رنگ زرد متمایل به قهوه‌ای میباشند. مرز تحولی تبدیل شدن سرپانتین به لیستونیتهاي کربناته را در (تصویر ۳) به خوبی میبینیم. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی این نوع لیستونیتها: کربنات‌های منیزیم - آهن (منیزیت دولومیت)، کانی‌های کوارتز، کانیهای گروه سرپانتین، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن همراه با کانی‌های فرعی، بازمانده کرومیت‌ها که دارای بافت (Pull apart) هستند و اکسیدهای آهن می‌باشد. در بعضی نمونه‌ها کواتر و کربناتها از بافت سرپانتینی اولیه (Mesh texture) تعیت کرده‌اند.

ب) لیستونیتهاي سیلیسی - کربناته

در نمونه دستی به رنگ زرد مایل به قهوه‌ای دیده میشوند و رگه‌های دولومیتی و کوارتزی فراوانی درون آنها دیده میشود. رگه‌های تأخیری که با کلسیت و دولومیت پرشده نشان از دو مرحله کانی سازی دارد (تصویر ۶). به علت تغییر شرایط محلولهای هیدروترمال (کربناتها به صورت

جانشینی، ریز و درشت) ایجاد میشوند. کانیهای اصلی تشکیل دهنده این نوع لیستونیت‌ها: کربنات‌های آهن و منیزیم و کوارتز و سیلیس آمورف و کانیهای گروه سرپانتین و کانیهای فرعی، پیریت، کرومیت و لیمونیت و طلا میباشد.

(ج) لیستونیتهای سیلیسی

این نوع لیستونیتها در نمونه دستی به رنگ سرخ تیره و قهوه ای (به علت اکسیداسیون کانیهای سولفیدی و ایجاد اکسیدهای آهن فراوان) دیده میشود و به علت ریزدانه بودن هیچ بلوری در آنها قابل مشاهده نیست. در این منطقه لیستونیتهای سیلیسی روند شمالی - جنوبی دارند و سیستم هیدرورترمال عمیق تراز سیستم هیدرورترمال دو نوع سیستم دیگر لیستونیتها میباشد.

کانیهای اصلی تشکیل دهنده: کربناتها، کوارتز و سیلیس آمورف و کانیهای فرعی، پیریت، گوتیت و طلا میباشد. این نوع لیستونیتها در حقیقت لیستونیتها یا سرپانتینیتهایی که مورد تهاجم سیالات حاوی SiO_2 قرار گرفته اند و پیریت نیز نامیده میشوند. این سنگها غنی از اشکال مختلف سیلیس یعنی کوارتز، کالسدوئن، کوارترهای ریز جانشینی (ژاسپروئید) شیوه چرت، اپال و اکسیدهای آهن هستند. شواهد میکروسکوپی همراهی کانه‌ها (عمدتاً پیریت) را در ارتباط با مرحله سیلیسی شدن تأخیری (ژاسپروئید) نشان میدهد. (نقره ظیان و همکاران 1384).

6. کانی زایی طلا

به طور معمول عیار طلا در لیستونیتها 5 تا 20 مرتبه بیشتر از سنگهای اولترامافیک همراه که 5 ppb طلا دارند، میباشد. عیارهای بالایی از طلا به کانی سازی سولفور یا آرسنورکالت یا وجود رگه‌های کوارتز تأخیری در بردارنده پیریت یا آرسنوبیریت مرتبط میشود. در طی فرایند کربناته شدن طلا از کانیهای اوپاک سنگهای اولترامافیک سرپانتینی شده، شسته شده است. همانطور که سیستم هیدرورترمال در حال پیشرفت و تکمیل شدن بوده است طلای حمل شده توسط محلولهای غنی از $\text{B}, \text{Co}_2, \text{S}, \text{As}, \text{Cl}, \text{Na}, \text{K}$ در امتداد همبری تکونیکی، همراه با کوارتز، سولفورها، آرسنورها، هنگامی که این محلول وارد محیط آلکالان و احیایی سنگهای کربناتی شده، ابافت شده است (Buisson&Leblanc, 1985).

بررسیهای میکروسکوپ SEM، همیافتی طلای میکرونی با پیریتهای اکسیدشده را به خوبی محرز ساخته. ذرات طلای قابل مشاهده (visible) در زمینه سیلیسی دانه ریز در همراهی با شکستگی

های زمینه به خوبی توسط میکروسکوپ SEM قابل روئیت میباشد که با رنگ سفید و جلای بالای خود قابل تشخیص میباشد. آنالیزهای کیفی انجام شده نیز وجود طلای خالص را تأیید میکند.

نتیجه گیری

مجموعه افیولیتی شمال نائین(شمال کوه زرد،شرق اصفهان) در بعضی قسمتها (سرپانتینیتها) مورد حمله محلولهای گرمابی قرار گرفته و پدیده‌ی لیستونیتی شدن را نشان می‌دهند. لیستونیت‌های موجود در این منطقه را بر اساس مطالعات صحرایی و کانی شناختی میتوان به سه دسته تقسیم کرد: (الف) کربناته ب) سیلیسی - کربناته ج) سیلیسی که لیستونیت‌های سیلیسی - کربناته در این منطقه از فراوانی پیشتری برخورد دارند. بر اساس مطالعات میکروسکوپ الکترونی اسکن وجود طلا به صورت غیرعادی در بخش‌های سیلیسی در همراهی با پیریتها، اکسیدهای آهن و ترکیبات جیوه می‌باشند ثابت گردید.

مراجع

- نقره ئیان، موسی، مکی زاده، محمدعلی و شرافت، شهرزاد(1377)، پتروگرافی و ژئوشیمی لیستونیتها در مجموعه‌های افیولیتی ایران مرکزی - گزارش طرح پژوهشی، معاونت پژوهشی دانشگاه اصفهان، 66صفحه.
- نقره ئیان، موسی، حقیقی پور، محمدعلی(1380) فلزایی طلا در کانسارهای شمال انارک (افیولیت ملانژ عشین - پتیار) ایران مرکزی، گزارش پایانی طرح پژوهشی شماره 82 - 78، دانشگاه اصفهان، 83صفحه، منتشر نشده.
- نقره ئیان، موسی، مکی زاده، محمدعلی و محمدی، سعید(1384)، پتانسیل معدنی افیولیت‌های ایران مرکزی: گزارش پایانی طرح پژوهشی کد 5533/04/7، دانشگاه اصفهان -Aydal. D.(1990)Gold –bearing listwaenites in the Arac Massif , Kastamonu ,Turkey ,Terra Nova ,V.2,P.43-51.
- Buisson ,G. and Leblance ,M.(1985) Gold in carbonatized ultramafic rocks From ophiolite complexes ,Econ ,Geol. V.80 ,p.2028-2029.
- Coleman ,R.G.,(1997) ,Ophiolites :Ancient oceanic lithosphere.?springer – verlag , Berlin , 229 p.
- Davoudzadeh , M .,1972 , Geology and petrology of the north of Nain , Central :Iran Report no ,14.
- Gresen ,R .L. Nisbet , P.C and Cool ,C. A .(1982) Alkali enrichment haloes and nickel depletion haloes around gold –bearing silica –carbonate veins in serpentinite , Washington state .In precious Metals in the Northern

- cordillera .The Association of Exploration Geochemist .Canada , 1982, p .107-110.
- Halls , C. Zhao , R. (1995) :Listwaenite and related rocks:perspectives on terminology and mineralogy with refrence to an occurrence at cregganbaun co .Mayo , Republic of Irland . Mineralium Deposita , vol 30 ,pp303 -313 .
- Margaritz ,M.and Taylor , H .P.J . (1976) Oxygen , hydrogen and carbon isotope studies of the Franciscan formaton coast Ranges , California :G EOCHIMICA AND Cosmochimica Acta .,v .40 ,p .215 -234.
- Pipino , C.(1979) Gold in Ligurian (Italy) ophiolites , proceedings of in International ophiolite symposium , Cyprus , p . 765 -773.
- Sazonov , V.N. (1978)Chromium in the hydrothermal process (Khrom v gidrotermal –nom protse sse):Nauka press . Moscow.
- Spiridonov, E.M.,(1991) Listvenites and Zeolites ,International Geology Review 33(4):397-407 .
- Zhelobov, P.P.,(1979) Alpine type hyperbasite rocks as a probable source of gold .Int .Geol.Rev .v .23 ,p.347-353.

بررسی ویژگیهای کانی شناسی و پتروگرافی کانسار باریت فرسش-جنوب شرق الیگودرز

* مختاری پور، الهام^۱، سید وحید شاهرخی^۱، سید محمد رضا جعفری^۲، رضا زارعی سهامیه^۳

^۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم آباد

^۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال

^۳- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان

چکیده

هدف اصلی از ارائه این مقاله بررسی پتروگرافی، دگرسانی و کانی شناسی در رگه‌های اصلی، داخل هاله‌های دگرسانی و گمانه‌های حفاری شده در کانسار فرسش می‌باشد. سنگ میزبان این کانسار آهکهای دولومیتی پرمین می‌باشد. گسل‌های این منطقه دارای روند NW-SE بوده و به همین خاطر اکثر رگه‌های معدنی باریت نیز دارای همین روند می‌باشند سنگهای ولکانیکی از نوع آندرزیت و توف تا حدودی نزدیک به این تشکیلات یافت می‌شوند و می‌تواند به عنوان موثر حرارتی برای به حرکت در آمدن سیالات تشکیل دهنده کانسار عمل نمایند. این نهشته‌ها ابی ژنتیک بوده و بصورت عمده‌تر رگه‌ای، پرکننده فضای خالی و توده‌ای و فرم جانشینی درون سنگ میزبان رخ داده اند که میزان آن کم است. مهمترین فرآیند آماده کننده زمینه، برای نهشته کانسنسنگ بیشتر فیزیکی بوده تا شیمیائی. کانی شناسی این نهشته‌ها ساده بوده و شامل کلسیت، دولومیت، کوارتز، باریت، آپاتیت، ارتوز و هماتیت می‌باشد. مهمترین فرآیندهای دگرسانی، که به شکل فرآیندهای آماده سازی، قبل و در حین کانه زائی عمل نموده اند، شامل فرآیندهای کربناتی شدن، سیلیسی شدن، سریسیتی شدن و برشی شدن سنگ میزبان می‌باشند. نهشته‌های باریت در این ناحیه هیدروترمالی بوده که این نتیجه گیری توسط مشاهدات صحرائی، پتروگرافیکی و همچنین توسط نتایج حاصل از آنالیز ژئوشیمیائی قابل تأیید می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: کانسار فرسش، باریت، دگرسانی، کانی شناسی.

مقدمه

منطقه مورد مطالعه (فرسش) در شمال شرق استان لرستان در زون سنتندج- سیرجان به مختصات جغرافیائی $50^{\circ} 49'$ تا $55^{\circ} 49'$ طول خاوری و $5^{\circ} 33'$ تا $10^{\circ} 33'$ عرض شمالی در 45 کیلو متری

جنوب شرق شهرستان الیگودرز قرار گرفته است. و در مزین دو استان لرستان و اصفهان واقع شده است. محل دقیق منطقه مورد مطالعه در جنوب شرق ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ الیگودرز(سهیلی و همکاران، ۱۳۷۱) واقع شده است. از طریق جاده آسفالتی الیگودرز - اصفهان و راه فرعی چمن سلطان- آب باریک می توان به محدوده اکتشافی مورد بررسی دسترسی پیدا کرد.

زمین شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه قسمت کوچکی از زون ساختاری سنتدج - سیرجان می باشد که روند کلی این زون شمال غرب - جنوب شرق بوده و به موازات روند کلی زاگرس می باشد .
لیتلولژی محدوده مورد مطالعه شامل : شیل و ماسه سنگ کنگلومرائی و سنگ آهک تخریبی ژوراسیک واحد، سنگ آهک و آهک دولومیتی فوزولین دار پرمین ، در فاصله دورتر ولکانیک آندزیتی، توف و آهک سفید رنگ متوسط تا ضخیم لایه تریاس است. این کانسار در ارتباط با سنگهای ولکانیکی از نوع آندزیتی و توف است که در شمال منطقه مورد مطالعه دیده شده است. با توجه به بررسی های انجام شده ، سن سنگهای آندزیتی متعلق به تریاس یعنی در حدود ۱۹۰ میلیون سال قبل و همزمان با کوهزائی سیمرین پیشین است. ضخامت این مجموعه در ناحیه مورد مطالعه بسیار متغیر بوده و در محدوده کانسار این ضخامت افزایش می یابد. شکل کانه سازی در این منطقه بصورت رگه ، رگچه ای و به فرم توده ای نیز در شکستگی ها و خلل و فرج سنگ دیواره جای گرفته است سنگ آهک دولومیتی پرمین در بر گیرنده ماده معدنی باریت است که شب وامتداد کانسار در بیشتر نقاط از شب وامتداد سنگهای آهکی متابعت میکند. عوامل تکتونیکی باعث ایجاد درزه و گسلهای فراوان در سنگهای منطقه فرشش گشته و ماده معدنی در محل درزه ها تجمع و عمل کانه سازی ثانویه صورت گرفته است . مطالعات صحرائی حاکی از کانه زائی دیرزاد (Epigenetic) به اشکال رگه ای و شکافه پرکن است . ترکیبی از فرایندهای تکتونیکی ، حرارت وسیالات از عوامل زمینه ساز در منطقه مورد مطالعه بوده است .. زمینه سازی به دو صورت فیزیکی و شیمیائی صورت می گیرد زمینه سازی فیزیکی به صورت افزایش نفوذپذیری در سنگها و افزایش شکنندگی سنگهای سازی . و زمینه سازی شیمیائی بصورت دولومیتی شدن یا سیلیسی شدن سنگ میزبان قبل از کانی سازی است. مطالعات نشان میدهد زمینه سازی فیزیکی بصورت نیروهای تکتونیکی و ایجاد شکستگی ها و زونهای برشی در منطقه کانی سازی باریت فرشش بوده و اینها مهمترین ساختهای تمرکز دهنده باریت هستند. به طوریکه تمرکزهای اقتصادی باریت تماماً متعلق به این ساختها است.

بحث

به منظور مطالعه پتروگرافی سنگهای منطقه 8 مقطع نازک تهیه و با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان مورد بررسی قرار گرفتند که نتایج آن به صورت زیر خلاصه شده است. سنگ میزبان حتی در مقیاس میکروسکوپی دارای ترکهای زیادی است، که این عامل سبب شده که باریت به صورت رگچه‌های بسیار نازک نیز وارد درز و شکافهای سنگ میزبان شود. خرد شدگی سنگ میزبان در اثر حرکات تکتونیکی و قبل از کانه زائی و تشکیل باریت در درز و شکافهای ناشی از گسلش که نشان دهنده اپی ژنتیک بودن باریت است صورت گرفته است. مطالعات میکروسکوپی نیز سیلیسی شدن و دولومیتی شدن را قبل از کانه زایی باریت نشان می‌دهد. دگرسانی‌ها در این منطقه شامل: سیلیسی شدن، کربناتی شدن و سریسیتی شدن می‌باشد. واحد دربرگیرنده این رگه کلسیت می‌باشد که در بعضی قسمت‌ها دولومیتی شده است. علاوه بر آن تأثیر محلول‌های آهendar در بعضی قسمت‌ها زیادتر بوده و باعث سیدریتی شدن واحدها گردیده است.

هیدروکسید آهن: این کانی با فراوانی نسبتاً کم در حفرات و درز و شکافها استقرار یافته است. پاراژنر کانی‌ها شامل کلسیت، دولومیت، کوارتز (به شکل مخلوط با کانسنگ در مقاطع میکروسکوپی و بلورهای بسیار ریز در درز و شکافها)، باریت، آپاتیت، ارتوز و کانی‌های اوپک می‌باشد. باریت در مقاطع نازک دارای خاموشی موجی است که این امر نشان می‌دهد که دگرشکلی بعد از تشکیل کانسنگ نیز ادامه داشته است. همچنین قرارگیری باریت بصورت لایه‌های درشت، نشانگر منشأ گرمابی آن است انکلوژونهای ریز کلسیت داخل بلورهای باریت دلالت بر جانشینی قبلی کلسیت توسط باریت می‌کند. دو نسل کانی باریت در این کانسار مشاهده می‌شود:

(الف) باریتهای نسل اول: نسل اول باریت به صورت بلورهای درشت و طویلی دیده می‌شود که عموماً با یکدیگر هم رشدی و تداخل نشان می‌دهند. نسل اول باریت مربوط می‌شود به جانشینی سنگ میزبان آهکی دولومیتی و پر شدن حفرات و شکافها که به صورت همزمان رخ داده است. بلورهای درشت باریت نشانگر رشد آرام بوده و احتمالاً دارای واکنش طولانی مدت با سنگ دیواره بوده اند. بلورهای باریت نسل اول در اثر فشارهای تکتونیکی وارد شده به آن خاموشی موجی از خود نشان می‌دهند.

ب) باریتهای نسل دوم: نسل دوم کانی باریت به صورت صفحات راست گوشه و منشوری با طول زیاد در جهت تصادفی است که عموماً فضاهای خالی از قبل موجود را پر کرده‌اند.

این کانی فراوانترین و مهمترین کانی اقتصادی در منطقه مطالعاتی است که غالباً به فرم شکستگی ها، درزه‌ها و زونهای برشی دیده می‌شود. مطالعات انجام گرفته روی مقاطع نازک نشان می‌دهد که باریت جانشین سنگ آهک (کلسیت) شده است. وجود ادخالهای کلسیت داخل باریت وضعیت جانشینی باریت به جای کلسیت را تأیید می‌کند. این پدیده نسبت به فرم پرکننده فضای خالی از اهمیت کمتر برخوردار است. در این نسل، باریت در مسیر درزو شکافها بصورت ریزبلور دیده می‌شود. بلورهای باریت این نسل فاقد خاموشی موجی بوده که این نشان دهنده آن است که این نسل از کانی باریت که فشارهای تکتونیکی را تحمل نکرده‌اند در مراحل بعدی شکل گرفته‌اند.

کلسیت در مقاطع نازک: دو نسل کانی کلسیت در منطقه وجود دارد یک نسل که زودتر از باریت رسوب کرده و بعداً توسط کانسنگ باریت جانشین شده است. نسل دوم کانی کلسیت غالباً به صورت انکلوژیون بر روی باریت تشکیل شده استو در برخی موارد کلسیت به تنها بصورت توده ای درزو و شکافها را پر کرده است. دولومیت در مقاطع نازک: دو نسل کانی دولومیت در منطقه وجود دارد یک نسل که زودتر از باریت رسوب کرده و بعداً توسط کانسنگ باریت جانشین شده است. نسل دوم کانی دولومیت غالباً به صورت انکلوژیون بر روی باریت تشکیل شده است.

کوارتز در مقاطع نازک: بلورهای کوارتز بر اثر فرآیند سیلیسی شدن در منطقه دیده شده و این کانی در اطراف باریت و به سمت سنگ دربرگیرنده قرار گرفته است. سیلیس در سه مرحله تشکیل می‌شود:

سیلیس در مرحله پیش کانسنگی (Pre ore) (شکل 2ص)، سیلیس در مرحله کانسنگی (ore) (شکل 2ض)، سیلیس در مرحله پس کانسنگی (Late-ore) (شکل 2ن). سیلیسی شدن در سنگهای کربناتی باعث افزایش تردی و شکنندگی سنگ می‌شود (Trittla , 2001 ،).

آپاتیت در مقاطع نازک: در بخش ریز بلور سنگ میزان علاوه بر کانی‌های دیگر، کانی آپاتیت نیز به مقدار جزئی دیده می‌شود. بلورهای خود شکل و منشوری آپاتیت، برشهایی را از مقطع طولی و عرضی خود در مقطع نشان داده است (شکل 2و). کانی آپاتیت بعد از تشکیل کانی باریت و همزمان با کانیهای اوپک بوجود آمده است. ارتوز در مقاطع نازک: با توجه به اینکه ارتوز یک کانی غیر رسوبی است، همزمانی باریت با ارتوز و تأخیر آن نسبت به کلسیت می‌تواند نشانگر غیر رسوبی بودن باریت و تأییدی بر منشأ هیدرو ترمال آن باشد. کانیهای اوپک: کانی‌های اوپک در نمونه‌های دستی

به وفور قابل مشاهده است ولی با میکروسکوپ پلاریزان قابل مشاهده نمی باشد. این کانیها بیشتر شامل اکسیدهای آهن (هماتیت، لیمونیت و منیت) می باشند.

6- نتیجه گیری

در کانسار فرسن رگه های باریت درون آهکهای پرمن بوجود آمده است. گسل های موجود در منطقه عمدها روند آنها شمال غرب - جنوب شرق می باشد جایگزینی ماده معدنی را تحت کنترل دارند بطوریکه روند رگه های باریت از روند گسل ها پیروی می نمایند که نشان دهنده اپی ژنتیک بودن کانسار می باشد . ماده معدنی در همه موارد بصورت رگه ای یا پر کننده فضاهای خالی جایگزین شده و عموماً سنگ در بر گیرنده را قطع می نمایند مگر در مواردی که گسل خوردگی بصورت بین لایه ای بوده و ماده معدنی نیز حد فاصل بین لایه ها را پر کرده باشد که در چنین صورتی ظاهری هم شبیه با سنگ در بر گیرنده به خود گرفته است . ماده معدنی در بعضی موارد خرد شده می باشد که نشانه حرکت گسل ها بعد از جایگزیری ماده معدنی می باشد. با توجه به این مطالب و ارائه شواهد صحرابی و ماکروسکوپی و با مراجعه به تقسیمات انجام گرفته در مورد انواع ذخایر باریت می توان این کانسار را در گروه کانسارهای رگه ای و تراکم کانی در فضاهای خالی جای داد. فرآیند کانی سازی در این معدن حاصل عملکرد محلولهایی گرمابی بالاروست که به صورت پر کردن فضاهای خالی حاصل از گسلش به وجود آمده است از دگرسانی های اطراف رگه می توان دگرسانی کربناتی و سیلیسی شدن و سریستی شدن را نام برد. به دلیل کمبود عناصر فلزی در معدن فرسن تشخیص پاراژنر کامل ممکن نمی باشد ولی با این حال می توان توالی کلسیت، دولومیت، کوارتز، باریت، آپاتیت، ارتوز و هماتیت را پیشنهاد کرد. وجود ادخالهای کلسیت داخل باریت وضعیت جانشینی باریت به جای کلسیت را تأیید می کند. الگوی پیشنهادی برای ژنر این معدن و همچنین رگه های بزرگ و کوچک باریت در منطقه به این صورت بیان می شود که آبهای جوی از طریق گسلها- شکستگی ها و درزه های فراوان منطقه به اعمق نفوذ کرده و تحت تأثیر موتورهای گرمائی (سنگهای ولکانیکی آندزیتی) داغ شده و به چرخش درآمده اند و باعث شستشوی باریم از آندزیتهای منطقه شده اند سپس به سطح آمده و پس از سرد شدن کمپلکس های حاوی باریم، درون گسلها و شکستگی ها باریت را نهشته اند.

منابع

- سهیلی، م، جعفریان، م.ب و عبدالله، م.ر، (1371)، نقشه زمین شناسی 1/100000 ناحیه الیگودرز با شرح مختصر، سازمان زمین شناسی کشور.

محتراری پور، ا، 1389، بررسی منشأ و زمین شناسی اقتصادی باریت فرسن جنوب شرق الیگودرز، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم آباد.

Trittla J., Cardellach E., Sharp Z.D., (2001)." Origin of Vein hydrothermal Carbonates in Triassic limestone of the Espadan ranges (Iberian China ,ESpain)" : chemical Geology , Vol . 173, pp. 291- 305.

Sokoutis, D., Bonini, M., Medvedov, S., Boccaletti, M., Talbut, C.J., Koyi, H., (2000). Experiment and nature: Tectonophysics, 320, 243.

بررسی نتایج داده های ژئوشیمیایی بر روی نمونه های به دست آمده از کانسار پلی متال مسکنی در منطقه انارک

محترارزاده محمدی، بهمن^۱. باقری، هاشم^۲. شمسی پوردهکردی، رضا^۲

^۱دانشگاه اصفهان،

^۲دانشگاه اصفهان، عضو هیئت علمی گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان

چکیده

در تجزیه های ژئوشیمیایی نمونه های جمع آوری شده از مناطق مختلف کانسار مسکنی 10 عنصر کبالت، نیکل، مس، روی، سرب، توریم، اورانیوم، زیرکونیوم و استرانسیوم تشخیص داده شدند که از این میان کبالت، نیکل، مس و اورانیوم اهمیت بیشتری دارند. نمودارهای پراکنده ای این عناصر ترسیم شد و همبستگی آن ها نسبت به هم تعیین شد. نمودار های ستونی همبستگی کبالت و مس با بقیه عناصر ترسیم گردید که می تواند در تعیین منشاء سیال کانه ساز مهم باشد. نتایج این تجزیه ها نشان داد که میانگین عناصر اورانیوم ، توریم ، نیکل و مس به ترتیب 277، 25، 642 و 9130 ppm است. نسبت U Th/0.093 در حدود 1 از کمتر از 0/093 تخمین زده شد، این عدد نشان می دهد که میزان بالای اورانیوم در این سنگ ها در ارتباط با تفرقی ماگمایی نیست. برخلاف نمونه های رگه ای، همبستگی بین تغییرات اورانیوم، مس و نیکل در نمونه های سنگ میزان وجود ندارد. این مشخصه یکی از ویژگی های شاخص شوشوپیت ها و آندزیت ها است که نشان می دهد این عناصر از سنگ میزان منشاء نگرفته اند. بررسی مقاطع نازک نیز مؤید وجود سنگ میزان آندزیتی است.

مقدمه

کانسارها و نشانه های معدنی مس در ایران، وابستگی تنگاتنگی با سیستم ماگمایی جوانتر از کرتاسه دارند. ویژگی های کلی این کانسارها عبارتند از: 1- بیشتر کانسارها و نشانه های معدنی مس در ایران متعلق به ترشیری اند. 2- کانسارها و نشانه های معدنی مس در پیوند با سنگ های کرتاسه و یا قدیمی تر، بسیار نادرند. 3- وابستگی مشخص بین کانسارها و نشانه های معدنی مس در ایران و سنگ های ماگمایی به ویژه سنگ های ولکانیک و نیمه عمیق با سن ائوسن تا میوسن، با ترکیبی حدواسط تا اسیدی دیده می شود. 4- تنوع کانی سازی و دمای تشكیل کانی های مس بسیار گسترده است. 5- کانی سازی در سنگ های میزان به صورت رگه ای، رگه ای فشرده، افسان و اسکارنی است

(خوبی و همکاران 1387). کانسار مس، نیکل، کبالت و اورانیوم مسکنی در 22 کیلومتری غرب انارک و 18 کیلومتری جنوب روستای عشین و 6 کیلومتری شرق روستای تالمسی در مختصات جغرافیایی $53^{\circ} 27' 00''$ طول شرقی و $33^{\circ} 19' 30''$ عرض شمالی واقع است. نمونه‌های انتخاب شده از سنگ‌های آتشفسانی محدوده تالمسی و مسکنی که از لحاظ عناصر اصلی، نادر و نادر خاکی REE مورد آنالیز قرار گرفته‌اند ماهیت آلکالن داشته و دارای ترکیب شوشوئیتی – اولترایپاتسیک می‌باشد. بهترین تعریف برای آن‌ها مآگمای شوشوئیتی است که مرتبط با ولکانیسم حاشیه قاره‌ای و فرایندهای فروزانش است (Jung et al., 1976). اخیراً، آبساروکیت و توسكانیت در 5 کیلومتری شمال معدن تالمسی (Ahmadi 2003) تعیین شده‌اند. سنگ‌های پاتسیک منطقه از لحاظ K_{2O} بیش از $6/5$ درصد وزنی، MgO بیش از $4/4$ درصد وزنی، Al_2O_3 بیش از $16/2$ درصد وزنی غنی می‌باشد و از نظر میزان TiO_2 بیش از $0/9$ فقیر می‌باشد و میزان نسبت K_{2O}/Al_2O_3 در آنها پایین می‌باشد (کمتر از $0/5$). ترکیب معمولاً از سیلیس غیر اشباع تا میزان SiO_2 متوسط تغییر می‌کند. اما در تعداد کمی از نمونه‌ها SiO_2 متجاوز از 61 درصد وزنی است. مقادیر بالای الیوین و همچنین آلیت و ارتوكلاز نورماتیو در برخی نمونه‌ها بیانگر الیوین – آلکالن بازالت به عنوان مآگمای والدست (Muller and Groves 1997). سنگ‌های کمان مآگمایی همراه با شوشوئیت است که از طریق ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فلوگوپیت دار در عمق 120 کیلومتری تشکیل شده است. مقدار مس، نیکل، کبالت و اورانیوم جالب توجه است. نیکل (میانگین 42 ppm) در مقادیر مرتبط با آندریت‌های کالک آلکالن منطقه اردستان می‌باشد (Tarkian, 1972). مقدار ماکریم مس حدود 109 ppm و دارای میانگین 31 ppm می‌باشد. هر چند مقدار ماکریم Tarkian ppm 211 توسط et al (1983) در یک بانکیت تازه که حاوی دانه‌های ریز مس خالص می‌باشد گزارش شده است. مقدار میانگین اورانیوم حدود 2/3 ppm بوده و در برخی موارد به بیش از 16 ppm نیز می‌رسد اما انطباق خاصی بین این مقادیر و K_{2O} و SiO_2 سنگ‌ها وجود ندارد. در اکثر نمونه‌ها با میزان بالای اورانیوم (بیش از 6 ppm) نسبت U/Th کمتر از 1 می‌باشد. همان طور که توسط (Ruzicka 1990) میزان U/Th به مقدار 1/5 و در شرایط دما بالا و مآگمایی به دست آمد، فرآیندهای گرمابی و رسوبی باعث جدایش Th از U در سیالات می‌گردد که باعث تشکیل کانسارهای رگه‌ای و اپی ژنتیک در دماهای زیر 500 درجه سانتی گراد و با نسبت U/Th کمتر از 1 می‌شود. میزان بالای اورانیوم در این سنگ‌ها در ارتباط با تفریق مآگمایی نمی‌باشد. مقداری از اورانیوم که احتمالاً به درون سنگ میزبان مهاجرت کرده می‌تواند در ارتباط با محلول‌های هیدروترمال اورانیوم دار باشد. برخلاف نمونه‌های

رگه ای، هیچ انطباقی بین تغییرات Ni, Cu, U در نمونه های سنگ میزبان وجود ندارد. عدم وجود انطباق از جمله ویژگی های شاخص شوشوئیت ها و آندزیت ها می باشد که نشان می دهد این عناصر از سنگ میزبان منشاء نگرفته اند.

زمین شناسی محدوده کانسار

محدوده کانسار در یال جنوب غربی تاقدیس نامتقارن لکاب قرار گرفته است. در هسته تاقدیس شیست های سازند درختک با زمان پر کامبرین برونزد دارد، که کنگلومرای کرمان با دگرشیبی برروی آنها قرار می گیرد. توالی سنگ چینه ای رخنمون در محدوده کانسار از قدیم به جدید به صورت زیر است:

(1) شیست های درختک: بخشی از مجموعه دگرگونه انارک را تشکیل می دهد، در شمال و شمال شرق محدوده مطالعاتی در کوه لکاب و کوه کت در هسته تاقدیس لکاب رخنمون دارد، که خود به طرف شمال شرق و خارج از محدوده کانسار برروی شیست های چاه گربه متعلق به بخش بالایی واحدهای دگرگون انارک قرار دارند.

(2) کنگلومرای کرمان: به طور دگرشیب برروی شیست های درختک واقع شده و توسط سنگ های ولکانیکی اثوسن تحتانی (آندرزیت گرگاب) پوشیده شده است. همچنین در این واحد میان لایه هایی از کنگلومرا، ماسه سنگ، مارن و عدسی هایی از سنگ آهک به چشم می خورد.

(3) مجموعه سنگ های آتشفسانی سازند گرگاب: این مجموعه شامل توالی ضخیمی از سنگ های آتشفسانی با ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت و بین لایه های توف و شیل است که در مناطق گرگاب، تالمسی، مسکنی و سه بزرگس逞 دارد.

(4) سازند سهلاط، اثوسن میانی - بالایی: این سازند با یک دگرشیبی ناپیدا برروی مجموعه آتشفسانی گرگاب و کنگلومرای کرمان قرار گرفته است.

(5) نهشته های آواری اثوسن - الیگوسن: در بخش های جنوبی معدن مسکنی، نهشته های مولاس به سن اثوسن - الیگوسن حضور دارند که برروی سنگ های اثوسن و واحدهای قدیمی تر با دگرشیبی زاویه دار قرار گرفته است.

(6) نهشته های کواترنری: شامل پادگانه ها و مخروط افکنه های قدیمی و جوان رودخانه ای است که دشت آبرفتی جنوب کانسار را تشکیل می دهد.

روش تحقیق، شرح و بحث

نمونه برداری ژئوشیمیایی در کانسار مسکنی در مقیاس 1/5000 براساس طراحی شبکه نمونه برداری بر روی سنگ بستر، رسوبات رودخانه ای و مخروط افکنه ها صورت پذیرفت. نتایج حاصل از پردازش داده های پیانگر حضور آنومالی مس، نیکل، کبالت و اورانیوم در محدوده کانسار می باشد ضمن آنکه وجود روی، سرب، توریم، اورانیوم، زیرکونیوم و استرانسیوم نیز به اثبات رسید. در این مجال از ارائه داده های خام به دلیل حجم زیاد خودداری نموده و تنها به ارائه نتایج داده های حاصل از آنالیز می پردازیم. در ابتدا منحنی های همبستگی کبالت و اورانیوم، نیکل و اورانیوم، مس و اورانیوم، کبالت و نیکل، نیکل و مس و در نهایت کبالت و مس را به عنوان عناصر با اهمیت ترسیم نمودیم.

تنها پراکندگی این دو عنصر و روند آنها نسبت به هم به نمایش در می آید و همین طور شبیه بهترین خط عبوری که مثبت بودن آن در موارد بالا گویای همبستگی مثبت این عناصر نسبت به یکدیگر است. اما برای محاسبه مقدار همبستگی این عناصر نسبت به هم باید از فرمول همبستگی موجود در بخش محاسبات آماری نرم افزار Excel استفاده کرد که این مقادیر بعد از محاسبه به شرح زیر می باشند: کبالت و اورانیوم، 0/091، نیکل و اورانیوم، 0/084، مس و اورانیوم، 0/295، کبالت و نیکل، 0/870، نیکل و مس، 0/049، کبالت و مس، 0/010. در نمودار ستونی شماره 7 وضعیت همبستگی کبالت نسبت به سایر عناصر نشان داده می شود. در این نمودار همبستگی کبالت و روی، کبالت و سرب، کبالت و توریم، کبالت و زیرکونیوم، کبالت و استرانسیوم، کبالت و اورانیوم، کبالت و نیکل، کبالت و مس، به ترتیب 0/092، 0/085، 0/028، 0/026، 0/013، 0/091، 0/870 و 0/010 می باشند. در نمودار ستونی شماره 8 وضعیت همبستگی مس نسبت به سایر عناصر نشان داده می شود. در این نمودار همبستگی مس و روی، مس و سرب، مس و توریم، مس و زیرکونیوم، مس و استرانسیوم، مس و اورانیوم، مس و نیکل، مس و کبالت، به ترتیب 0/033، 0/022، 0/001، 0/033، 0/018، 0/04 و 0/010 می باشند.

نتیجه گیری

همان طور که در مقادیر بالا نیز کاملاً مشخص است همبستگی مس و اورانیوم بیشتر از میزان آن برای نیکل و اورانیوم و کبالت و اورانیوم می باشد و با توجه به پایین بودن همبستگی بین نیکل و مس، کبالت و مس و همین طور همبستگی بالای کبالت و نیکل نسبت به یکدیگر می توان این طور

استباط کرد که کبالت و نیکل مربوط به فاز کانه زایی مجزا از مس می‌باشد. و با توجه به همبستگی نسبی مس نسبت به اورانیوم می‌توان دو حالت را فرض نمود. با در نظر گرفتن این نکته که اورانیوم در حالت اکسیدان محلول و در حالت احیا ته نشست می‌کند می‌توان نتیجه گرفت که شرایط احیایی به وجود آمده توسط سولفیدهای مس باعث ته نشست اورانیوم شده است یا آنکه مس و اورانیوم به صورت کپلکس کربناته به محیط حمل شده‌اند. از طرفی نسبت U/Th کمتر از 1 بیانگر رفتار متضاد Th و U در سنگ‌های رسوبی و آذرین می‌باشد و نشانگر منشاء جوی و شورابه‌های حوضه‌ای اورانیوم است به این معنا که اورانیوم موجود، از سنگ میزان منشاء نگرفته است (McLennan and Taylor 1979). نمودار 9 گویای آن است که با افزایش اورانیوم نسبت U/Th کاهش می‌باید و بیانگر رفتار متضاد اورانیوم و توریم می‌باشد. داده‌ها گویای آن است که کبالت با نیکل بیشترین و با مس کمترین همبستگی را نشان می‌دهد. همبستگی‌های منفی در موارد بالا چشم گیر نبوده و در واقع اصلاً وجود ندارد اما در کل، همبستگی منفی با میزان قابل توجه بین دو عنصر نشان دهنده آن است که با ورود یکی از آن دو عنصر به محیط، دیگری از آن خارج می‌شود که این نتیجه با مطالعات صورت گرفته توسط سیالات درگیر و مطالعات میزalloگرافی توسط نگارنده (مخترزاده محمدی و باقری 1389) مبنی بر عملکرد چندین فاز کانه زایی مجزا و با شرایط ژئوشیمیایی متفاوت در کانسار مسکنی همخوانی دارد.

مراجع

خوبی، ن.، قربانی، م.، تاجبخش، پ.، 1387، کانسارهای مس در ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، 421 صفحه.

مخترزاده محمدی، ب.، باقری، ه.، 1389، مطالعه سیالات درگیر کانسار مس، نیکل، کبالت و اورانیوم مسکنی، چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین، دانشگاه ارومیه، 6 صفحه.

Jung. D., kursten, M., 1976, post Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro- Arabian under the Eurasian plate. In: Afar – between continental and oceanic rifting. Symposium volume, Bad Bergzabern, 1974, Inter – union comm. Geodyn. Sci. Rep., 16, 175 – 181.

Ahmadi, M., 2003. Geological and petrological studies of the north of Talmessi mine shoshonitic association, west of Anarak (north east of Isfahan province), M.Sc. Thesis, Isfahsn university, 214 pp. (in Persian).

- Muller, D., Groves, D.L., 1997, Potassic igneous rocks and associated gold – copper mineralization, Lecture Notes Earth Sci 56, 238.
- Tarkian, M., 1972, Geologie, petrography und geochemie der magmatite sudlich von Ardestan (zentral Iran), Diss. Univ. Hamburg, 176pp.
- Tarkian, M., Bock, W.D., Numann, M., 1983, Geology and mineralogy of the Cu – Ni – Co – U ore deposits at Talmessi and Meskani, central Iran, Tschermaks Min. Petr. Mitt. 32, 111 – 133.
- Ruzicka, V., 1990, vein uranium deposits, Ore Geology. Rev. 8, 247 – 276.
- Foley, S.F., Venturelli, G., Green, T.H., Toscani, L., 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification and constraints for petrogenetic models. Earth Sci. Rev. 24, 81 – 134.
- Le Maitre, R.W., 1989. A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms (IUGS): Recommendations of the IUGS subcommission on the systematic of Igneous Rocks. Blackwell, Oxford, 193 pp.
- McLennan, Scott M., Taylor, S.R., 1979, Rare earth element mobility associated with uranium mineralisation, research school of earth science, Australia, V. 282, 247 – 249.

مطالعه آلتراسیون‌های هیدرورترمال در منطقه مارسار(شمال شرق اصفهان) و نقش آنها در کانه‌زائی غیرفلزی

* مختاری، افشین^۱- نقره‌تیان، موسی^۲- مکی‌زاده، محمدعلی^۳

(۱) دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوزی، دانشگاه آزاد خوارسگان

(۲) دکتری پترولوزی، دانشیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان

(۳) دکتری پترولوزی، استادیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان

چکیده

منطقه مورد مطالعه در 88 کیلومتری شهرستان اصفهان واقع شده است. با بررسی آلتراسیون هیدرورترمال وجود انواع آلتراسیونهای آرژیلیک پیشرفته، متوسط و ضعیف، آلتراسیون پروپلیتیک، سیلیسی شدن، سریسیتی شدن، سوسوریتی شدن و کائولینیتی شدن محرز شده است. منشاء اصلی سیالات عامل دگرسانی‌ها، مانگماهی می‌باشد که به واسطه گسلها و از طریق دایکها به سطح بالا راه یافته و باعث دگرسانی ولکانیکها و پیروکلاستها در منطقه مارسار شده است. بر اساس آزمایشات XRD صورت گرفته وجود کانیهای ژاروسیت، ناتروژاروسیت، ایلیت و پیروفیت در منطقه تائید می‌شود.

واژه‌های کلیدی: آلتراسیون هیدرورترمال، ژاروسیت، مارسار، آرژیلیک، پروپلیتیک

مقدمه

منطقه مورد نظر در فاصله 88 کیلومتری شمال شرق اصفهان با طول جغرافیایی "17° 01' 53" و عرض جغرافیایی "38° 33' 0" در حوالی روستای مارسار قرار دارد. در خصوص زمین‌شناسی عمومی منطقه مارسار باید اشاره کرد که این منطقه بخشی از زون مانگماهی ارومیه دختر می‌باشد {4} و به موازات بخش دگرگونی کمربند سنتدج-سیرجان قرار دارد {2}.

دسترسی به منطقه از طریق جاده اصفهان-اردستان می‌باشد که پس از طی 57 کیلومتر جاده اسفالتی به سمت اردستان و رسیدن به روستای فسخود حدود 24 کیلومتر راه شنی را طی و از روستاهای عباس‌آباد، گلمل، شورقستان و رنگان در امتداد خط آهن عبور نموده تا به روستای مارسار برسیم و منطقه مورد نظر در 2 کیلومتری شمال روستای مارسار می‌باشد. در این منطقه پدیده آلتراسیون هیدرورترمال به طور وسیع صورت گرفته است و مناطق دگرسان شده بیشتر در امتداد و در اطراف

دایکهای موجود در منطقه می‌باشد که در اثر عملکرد این دایکها ترادفی از آندزیت، آندزیت-بازالت و توفها دگرسان شده است.

روش تحقیق

در این مقاله سنگهای آتشفسانی و آذرآواری سالم و دگرسان منطقه مورد بررسی قرار گرفته است. به این منظور پس از بازدید صحرایی تعداد 150 نمونه از سنگهای سالم و دگرسان شده از منطقه برداشت شد و تعداد 42 مقطع نازک میکروسکوپی تهیه شد و مطالعات پتروگرافی توسط میکروسکوپ دو چشمی پلاریزان (Olympus) در دانشگاه اصفهان انجام گرفت. همچنین جهت تعیین درصد عناصر اصلی و فرعی تعداد 18 نمونه از سنگها در آزمایشگاه شرکت ذوب آهن اصفهان به روش شیمی تر مورد آزمایش قرار گرفت. برای مطالعه دگرسانیهای منطقه، بر اساس مشاهدات صحرایی و داده‌های 4 نمونه XRD مطالعات صورت گرفته است. تعداد 6 نمونه نیز جهت آنالیز به روش ICP-MS در آزمایشگاه تجزیه شرکت ACMI کانادا مورد آنالیز قرار گرفت.

بحث

وسعت دگرسانی در منطقه نشان‌دهنده شدت تاثیر سیالات گرمابی است. ولکانیکها در محل بیشتر تحت تاثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند به همین دلیل بیشتر مطالعه بر روی آندزیتها و توف‌های منطقه صورت گرفته است. این سنگها در اثر هجوم محلولهای هیدروترمال به شدت دچار دگرسانی شده و زونهای دگرسان شده را به وجود آورده‌اند.

از لحاظ سنگ‌شناسی بر اساس نقشه 1:100000 اردستان، منطقه شامل آندزیت-بازالت، آندزیت، داسیت، ریولیت و سنگهای پیروکلاستیک و یک منطقه به طور کامل دگرسان شده، می‌باشد [1]. آندزیتها در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره می‌باشد و بافت‌های میکرولیتیک پرفیری و هیالوپوروفیری نشان می‌دهند که فوکریستهایی از پلازیوکلаз و هورنبند در زمینه فلدسپار و کوارتز دیده می‌شوند. کانیهای ثانویه کلسیت، سریسیت، کلریت، اپیدوت، زئولیت، کانیهای رسی، زیرکن و کانیهای اوپاک دیده می‌شود. همچنین با توجه به حضور پیروکسن می‌توان پیروکسن آندزیت را نیز تشخیص داد. شواهد پترولولوژیکی و صحرایی نشان می‌دهند که شروع ولکانیسم منطقه به صورت فوران انفجاری بوده که سبب تشکیل سنگهای آذرآواری شده است و در مراحل آخر محلولهای گرمابی از طریق درز و شکافهای فراوانی که به واسطه حاکمیت تکتونیک شدید در ولکانیکهای

منطقه حادث شده است، بالا آمده و سبب دگرسانی آنها گردیده است. در این منطقه عملکرد نیروهای تکتونیکی قابل توجه بوده و چندین گسل نسبتاً بزرگ و کوچک با یک جهت و روند مشابه (شمال-غرب-جنوب-شرق) در منطقه عمل نموده است که از آن جمله می‌توان به گسل قم-زفره که از نزدیک منطقه مورد نظر عبور می‌کند اشاره کرد همچنین از دیگر گسلهای این منطقه می‌توان به گسل معکوس کچوممقال یا بنگان، گسل معکوس کوه دوشاخ، گسل مارین-رنگان، گسل میلاجرد-زفره و گسل عباس‌آباد اشاره نمود {2}.

بر اساس مطالعات پتروگرافی صورت گرفته بر روی سنگهای سالم و دگرسان شده، انواع کانی‌های اصلی از نوع پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول، فلدسپات پتانسیم‌دار، کوارتز و کانی‌های فرعی اپیدوت، کلریت، ژاروسیت، زئولیت، سریسیت، سوسوریت، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های اوپاک در سنگهای منطقه تشخیص داده شد. همچنین انواع بافت‌های میکرولیتیک پرفیریک، هیالوپرفیریک، پیروکلاستیک، شارد گلاس، حفره‌ای، وزیکولار و برشی را در مقاطع میکروسکوپی می‌توان مشاهده کرد.

آلتراسیون‌های هیدروترمال: از عوامل مهم آلتراسیون در منطقه می‌توان به وجود گسلهای فوق الذکر که باعث هدایت محلولهای داغ هیدروترمال از طریق دایکهای اسیدی موجود در منطقه به سطح زمین شده اند، اشاره کرد. سنگهای میزبان منطقه بیشتر از نوع آذرآواری بوده که حالت توفی دارند و لایبندی نیز در آنها هنوز مشخص می‌باشد و این لایبندی به طور کامل از بین نرفته است و بعد از تاثیر محلولهای هیدروترمال و ایجاد آلتراسیون نیز این لایبندی در سنگها حفظ گردیده است. بر اساس آزمایشات XRD صورت گرفته بر روی سنگهای منطقه و نتایج بدست آمده از سازمان صنایع و معادن اصفهان کانی‌های جدول شماره 1 تشخیص داده شده است {2}.

همچنین بر اساس مشاهدات صحرایی صورت گرفته، ژیپس و انواع اکسیدهای آهن از نوع هماتیت، لیمونیت و گوئیت در منطقه به حد وفور وجود دارد و در نقاط مختلف مشاهده می‌شود. در این منطقه آندزیت‌ها و سنگهای آذرآواری تحت تاثیر محلولهای هیدروترمال قرار گرفته و کانی‌های اپیدوت، کلریت، کلسیت همچنین آمفیبولهای سوزنی (اکتینوت) در داخل کوارتز مشاهده می‌شود در مرحله آخر، محلولهای هیدروترمال باعث سوسوریتی شدن، سریسیتی شدن و کائولینیتی شدن پلاژیوکلازها شده است.

آلتراسیون سوسوریتی شدن: از دیگر پدیده‌های آلتراسیون که در سنگهای حاوی فلدسپات و بخصوص در آندزیتهايی که تحت تاثیر محلولهای آلتراسیون قرار گرفته‌اند سوسوریتی شدن می‌باشد.

کانی ثانویه سوسوریت که به دلیل غنی بودن پلازیو کلازها از آنورتیت می‌باشد، ایجاد می‌گردد. یک بلور پلازیو کلاز در آندزیت را نشان می‌دهد. در اثر این تبدیل، پلازیو کلازها به علت از دست دادن کلسیم دارای ترکیب سدیکتر می‌شوند و در نتیجه از پلازیو کلاز بازیک به طرف پلازیو کلاز اسیدی تمایل پیدا می‌نمایند در اثر پدیده سوسوریتیزاسیون مجموعه‌ای از کانی‌های ثانویه شامل آلیت، کلسیت، اپیدوت، کانی‌های اوپاک و کوارتز ثانویه را خواهیم داشت.

آلتراسیون کائولینیتی شدن: این فرایند بیشتر بر فلدسپار پتاسیم اثر می‌گذارد و معمولاً محصولات حاصله، آنقدر ریزدانه‌اند که ماده کاملاً دگرسان شده، در مقطع نازک، ظاهری بی‌شکل، خاکستری و غالباً تیره دارد. این دگرسانی‌های در هنگام سردشدن یا حوادث دگرسانی گرمابی رخ می‌دهند. با ورود آب و پراکندگی مجدد و یا خروج پتاسیم، سدیم و کلسیم و دیگر تغییرات همراه هستند.

به طور کلی آلتراسیون‌های هیدروترمال در منطقه مورد مطالعه بر اساس جایگاه زمین شناسی در دو گروه اصلی قرار می‌گیرند: ۱) آلتراسیون‌های هیدروترمال منطقه‌ای که خود شامل سریستی شدن و پروپلیتی شدن می‌باشد که انواع دگرسانی‌های اپیدوتی شدن، کلریتی شدن، کائولینیتی شدن، سیلیسی شدن و سوسوریتی شدن خود زیر مجموعه آلتراسیون پروپلیتیک می‌باشند. ۲) آلتراسیون هیدروترمال تحت کنترل ساختاری که خود شامل سه نوع آلتراسیون آرژیلیک می‌باشد {10}. در منطقه مورد نظر به علت فعالیت تکتونیکی بالایی که به خاطر عملکرد گسلهای منطقه وجود دارد، این نوع آلتراسیون به میزان زیاد اثر نموده است. آلتراسیون پروپلیتیک با تحمل آلتراسیون‌های شدیدتر به آلتراسیون آرژیلیک پیشرفته یا اسید سولفات تبدیل می‌گردد {3}.

آلتراسیون پروپلیتیک: شاخص این نوع آلتراسیون دو کانی ثانویه اپیدوت و کلریت می‌باشد که اپیدوتها ناشی از آلتراسیون پلازیو کلاز، کلینوپیر و کسن و آمفیبول می‌باشند و آنها را به دو صورت رگچه‌ای و جانشینی و هم در مشاهدات صحرایی در منطقه دیده می‌شوند.

همچنین کلریتها نیز از آلتراسیون پلازیو کلاز و آمفیبول به وجود آمده‌اند و آنها را به همراه زئولیت، کلسیت و اکسیدهای آهن در مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شوند. پروپلیتی شدن بر اثر تغییر در سنگهای آندزیتی و داسیتی به وجود می‌آید و از طرف بسیاری از محققین به عنوان تغییرات حاصل از فرایندهای گرمابی در درجه حرارت پایین و متوسط ارزیابی می‌گردد.

دگرسانی پروپلیتیک به واسطه رنگ سبز خود در که توسط سنجش از دور انجام می‌شود به راحتی شناسایی می‌گردد. این دگرسانی معمولاً فاقد ارزش اقتصادی و کانه‌زایی می‌باشد و شناسایی

آن برای دستیابی به کاسارها دارای اهمیت می‌باشد چون خارجی ترین بخش اکثر ذخایر مس را زون دگرسان پروپلیتیک تشکیل می‌دهد.

آلتراسیون سریسیتیک: سریسیت یک نوع مسکویت آبار می‌باشد که از تجزیه فلدسپاتها به وجود می‌آید و در محل مورد نظر جانشین پلاژیو کلازهای اسید و فلدسپاتهای K دار شده است.

همچنین این آلتراسیون به وسیله اجتماع مسکویت، کوارتز و مقادیری از پیریت، کلریت، ژیپس و هماتیت مشخص می‌شود {6} که همگی موارد به استثنای پیریت در منطقه دیده شده است و فقدان پیریت در منطقه را می‌توان به تجزیه آن در اثر آبهای اسیدی با Ph کمتر از 3.5 نسبت داد {3}.
آلتراسیون سیلیسیتیک: زون دگرسان رخساره سیلیسیت در منطقه مارسار رخمنون دارد.

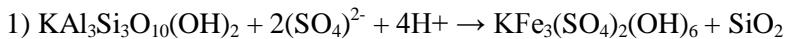
سیلیسی شدن در واقع یک نوع دگرسانی عمومی است که در اغلب دگرسانیها یافت می‌گردد. اسید سولفوریک تولید شده طی واکنشهایی که در مبحث دگرسانی اسید سولفات ارائه گردید با Ph کمتر از 2 با سیلیکاتهای سنگهای آتشفشاری و آذرآواری واکنش داده و با انحلال عناصری مانند سدیم، پتاسیم، کلسیم، منیزیم و در سنگ باعث بالا رفتن مقدار سیلیس در منطقه می‌گردد به طوری که تنها کانی تشکیل دهنده این سنگها، سیلیس می‌باشد و حدود 90 درصد از خلل و فرجها را پر می‌کنند. رخمنونهای زون سیلیسی در منطقه مارسار بسیار فراوان می‌باشد. ظاهر صخره مانند و پراکنده این زون در منطقه بسیار شاخص می‌باشد سیلیسی شدن یک نوع آلتراسیون عمومی می‌باشد که در اثر انحلال عناصر اصلی سیلیکاتهای در سنگهای منطقه، باعث بالا رفتن مقدار کوارتز می‌شود که این نوع آلتراسیون منطقه‌ای به میزان زیاد در منطقه مشاهده می‌گردد (شکل 6، د).

آلتراسیون آرژیلیک پیشرفته: این آلتراسیون با اجتماعات کانه‌هایی شامل آلونیت، پیروفیلت و کائولینیت مشخص می‌شود {11} به طوری که بافت اصلی سنگ به طور کامل از بین رفته باشد {10}. یکی از دلایل گسترش آلتراسیون آرژیلیک در منطقه می‌تواند وجود معدن خاک صنعتی مارسار (پیروفیلت-کائولینیت) درنزدیکی منطقه مورد نظر باشد. ولی هملی و همکاران آلتراسیون اسید سولفات از آرژیلیک پیشرفته را توسط وجود آلونیت در اجتماع آلونیت+کائولینیت+کوارتز+پیریت متمایز می‌دانند {7}.

در منطقه مورد مطالعه شاخص این نوع آلتراسیون کانی ژاروسیت می‌باشد که یکی از اعضای گروه آلونیت می‌باشد {9}. مطالعات پتروگرافی، فراوانی ژاروسیت در منطقه را به دو صورت رگه‌ای و توده‌ای اثبات نموده است این کانی در نور عادی به رنگ زرد عسلی و در نور پلاریزه رنگهای ایترفرانس درجه بالا از خود نشان می‌دهد و رلیف این کانی خیلی زیاد می‌باشد.

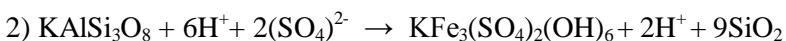
با توجه به فراوانی Na و اکسیدهای آهن در منطقه، ژاروویت‌ها می‌توانند از نوع ناتروژاروویت باشند آنها یک نوع ژاروویت سدیم دار باشند {3}. به طور کلی می‌توان زون آرژیلیک پیشرفته را فراگیرترین زون دگرسانی در سنگهای آتشفشارانی منطقه دانست.

شواهد میکروسکوپی نشان می‌دهد که سریسیت و فلدسپات ارتوکلاز هم مستقیماً می‌توانند به ژاروویت تبدیل گردند {5}:



سریسیت

ژاروویت



ارتوکلاز

ژاروویت

آلتراسیون آرژیلیک حد واسط: این آلتراسیون به واسطه کانی‌های رسی به ویژه کائولن، سریسیت، کوارتز، کلسیت، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن می‌باشد که با توجه به مشاهدات پتروگرافی و همچنین وجود ایلیت بر اساس نتایج آزمایشات XRD این نوع آلتراسیون نیز در منطقه مجرز می‌باشد. همچنین گنجی پاراژنر کانی‌هایی شامل سریسیت، کوارتز، فلدسپات K دارو کانی‌های رسی شامل کائولینیت و ایلیت را نشان دهنده این نوع آلتراسیون می‌داند {10}.

آلتراسیون آرژیلیک ضعیف: در این آلتراسیون مقدادیر کمی کانی‌های مربوط به آلتراسیون حد واسط کاهش یافته و فلدسپات‌ها و پلاژیوکلازها به صورت بخشی دگرسان شده‌اند که با توجه به مطالعات پتروگرافی صورت گرفته این نوع آلتراسیون نیز در منطقه مشهود می‌باشد {10}. این آلتراسیون را با اجتماعی از کانی‌های کوارتز، فلدسپات K دار، آلیت، سریسیت، کلریت، پیریت و کائولینیت که بافت سنگ تا حدود زیادی حفظ شده باشد، معرفی می‌کنند {10}.

تشکر و قدردانی

این پژوهش با حمایت شرکت سهامی ذوب آهن اصفهان انجام گرفته که بدینوسیله از خدمات آقایان مهندس آرش شفیعی مدیر آموزش و پژوهش ، مهندس محمدیاسر طیب‌نیا مدیر خرید مواد اولیه و انرژی و مهندس بهروز ترابی مدیر آزمایشگاه مرکزی شرکت سهامی ذوب آهن اصفهان تشکر می‌گردد.

نتیجه گیری

وجود سنگ مادر مناسب(اسیدی-حدوastط) همچنین وجود درز و شکاف فراوان در آنها باعث تشکیل معدن خاک صنعتی مارسار از منشاء گرمابی در منطقه شده است. بر اساس مطالعات پتروگرافی، مشاهدات صحرایی و همچنین نتایج آزمایشات XRD، آلتراسیون آرژیلیک پیشرفت به واسطه وجود کانی ژاروسیت، کانی های رسی(کائولینیت، پیروفلیت، ایلیت و کلریت)، کوارتز و ژپس، در مقیاس وسیعی عمل نموده است که معدن خاک صنعتی مارسار گواه این موضوع می باشد. از انواع دیگر آلتراسیونها مشاهده شده در منطقه می توان به آلتراسیون های سریسیتیک و پروپلیتیک(این آلتراسیون خود دارای زیرمجموعه هایی شامل سوسوریتی شدن، کائولینیتی شدن، سیلیسی شدن، اپیدوتی شدن، کلریتی شدن) اشاره نمود. آلتراسیون و کانه زایی غیرفلزی در منطقه مورد مطالعه تحت تاثیر فرایندهای ساختاری و نفوذ محلولهای هیدروترمال از طریق دایکها در سنگهای منطقه که عمدتاً آندزیت، آندزیت- بازالت و توف های پیروکلاستیک می باشند، صورت گرفته و در نهایت منجر به تشکیل معدن خاک صنعتی مارسار گردیده است. به طور کلی در منطقه مورد نظر می توان مجموعه ای از انواع آلتراسیونها را مشاهده نمود.

منابع

- رادفر، ج.، نقشه زمین‌شناسی 1:100000: ناحیه اردستان ، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور .
- صنایع و معادن استان اصفهان، 1379، گزارش پایان طرح عملیات اکتشاف(رس صنعتی مارسار) شرکت معدن‌گوهران .
- مظہری، ز.، نوربهشت، الف.، نقره‌ئان. و.م.، 1387، ژنز آلتراسیون اسید سولفات در منطقه سرخ شاد شمال غرب اثار ک(ایران مرکزی)، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، جلد 30، ص 28-17.
- محمدی ، س س، و ثوقي عابدينی، م ، هاشم امامی. و.م، 1376) پتروگرافی و ژئوشیمی سنگهای آتششانی منطقه اردستان ایران مرکزی ، اولین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران .
- نقره‌ئان، م.، مکی‌زاده، م.ع.، شرافت، ش ..، خدامی. و.م، 1378، اولین گزارش از رخداد آلونیت و ژاروسیت در اندیس معدنی شهرزاد، مقاله در سمینار داخلی دانشگاه اصفهان.

Deyell, C. I., Thompson, J. F. H., Groat, L. A., mortensen,J. K., Friedman, R.M.,1998, The style and origin of alteration on the limonite creek property, central british Columbia(931/12), geological fieldwork, p. 31-1-31-8.

j. j., Hemely, W. R., jones, chemical aspects of arsenic alteration with emphasis on hydrogen metasomtism: ECON. GEOL., v. 59,p.538-569;(1964).

KARIMZADEH SOMARIN A.,LENTZ D.R., 2008, Mineralogy, geochemistry and fluid evolution of fossil hedrothermal system in the paleogene mendegin olcanic sequence, East Azarbaijan, Iran, Miner petrol 94: 123-143.

keiko, S., Hidetaka, K., 2000, morphology of jarosite, v. 38, p. 45-56.

Ganji, A. R., 2005, Mineralogical investigation of hydrothermal alteration in the middle part of tarom mountains–northwestof Iran, Iranian society of crystallography and mineralogy, vol. 13, P. 121-133.

Rockwell, Barnaby W., Hofstra, Albert H., 2009, mapping argillic and advanced argillic alteration in volcanic rocks, quartzites, and quartz aranites in the western Richfield 1° x 2 ° quadrangle, southwestern Utah, using aster satellite data, rocky mountain section, vol. 41, p. 39.

بررسی خصوصیات زمین شناسی و پتروگرافی آندالوزیت های منطقه ازنا، لرستان

مختاری اصل، سمسیرا¹- مهرگان حمید²

1- دانشجوی دکتری زمین شناسی اقتصادی ، دانشکده علوم پایه، واحد تهران شمال ، عضو باشگاه پژوهشگران جوان

، مدرس دانشگاه پیام نور خرم آباد

2- حمید مهرگان ، کارشناس سازمان جهاد کشاورزی استان لرستان.

چکیده

آنالوزیت یکی از پلی مورفهای سیلیکاتهای آلومینیم داراست، که اغلب در شرایط دگرگونی دما بالا و فشار پایین بوجود می آید این کانی می تواند در محیط ماگمایی نیز متبلور شود. به علت خاصیت دیر گذازی، مقاومت زیاد در حرارت‌های بالا و ضریب انبساط حرارتی کم از جایگاه خاصی در صنعت نسوز برخوردار است. به دلیل همین خواص، مصرف این کانی در صنایع مختلف به عنوان نسوز روز به روز در حال افزایش است. در این منطقه سنگهای شیستی و فیلیتی آندالوزیت دار به سن ژوراسیک رخنمون دارند و یکی از مهمترین مناطق دارای پتانسیل بالای ماده‌ی معدنی آندالوزیت، موجود در زون سنتنج - سیرجان محسوب می‌شود. مطالعات کانی شناسی و سنگ شناسی منطقه نشان می‌دهد که علاوه بر کانیهای آندالوزیت و سیلیمانیت کانیهای بیوتیت، موسکوویت، تورمالین، گارنت، سرسیت، کلریت، گرافیت، پلازیوکلاز، آمفیبول و اکسیدهای آهن نیز وجود دارند. مقدار ۱۷-۲۱ درصد می‌باشد، از روی درجه تورق، شیستوزیته، پاراژنز کانیها و مطالعات کانی شناسی معلوم شد که دگرگونی ناحیه‌ای در این منطقه از نوع ضعیف تا متوسط در سنگهای منطقه، حدود ۹/۲ درصد می‌باشد. سنگ مادر، در این منطقه اکثراً پلیتی بوده و زونهای کانی شناسی شامل زون کلریت، بیوتیت، گارنت، آندالوزیت، استارولیت، آندالوزیت- استارولیت و سیلیمانیت می‌باشند. با توجه به نمودارهای سنگ شناسی اکثر نمونه‌ها در محدوده‌ی شیلها و رسها قرار گرفته‌اند و با استفاده از این نمودارها معلوم شد که پروتولیت آندالوزیت، سنگهای پلیتی و سمی پلیتی، شیلها و سیلتسونها و گری و کهابی بوده‌اند که گاه میزان آهک آنها بالا رفته‌اند. با توجه به راند مان وزنی متوسط آندالوزیت که حدود ۹/۲ درصد است، و قیمت جهانی بالای آندالوزیت این منطقه دارای پتانسیل اقتصادی بوده و می‌توان مبادرت به احداث کارخانه فراوری آندالوزیت نمود.

واژه‌های کلیدی: آندالوزیت، ازنا، پلیت، متامورفیسم، شیست، شیل.

مقدمه

منطقه مورد مطالعه در شمال شهرستان ازنا و نزدیکی روستای مرزیان واقع شده است، و دارای مختصات جغرافیایی 3045'50 تا 34'41 طول شرقی و 3331'34 تا 35'14 عرض شمالی می باشد. مساحت منطقه مطالعاتی حدود 5 کیلومتر مربع می باشد که در فاصله یک کیلومتری غرب روستای مرزیان قرار دارد.

در این منطقه سنگهای شیستی و فیلیت‌های آندالوزیت دار رخنمون دارند و یکی از مهمترین مناطق دارای پتانسیل ماده معدنی آندالوزیت موجود در زون سنتدج - سیرجان محسوب می شوند. بر طبق نظر علوی (1994) ساختار زون سنتدج - سیرجان غالباً به صورت صفحه‌های رورانده می باشد که در آن شدت دگرشکلی به سمت شمال شرقی پهنه بیشتر می گردد. علوی (2004) زون سنتدج - سیرجان را جزئی از کوهزائی زاگرس دانسته و آنرا زون زاگرس فلس مانند نامیده است. آندالوزیت یکی از تشکیل دهنده‌های عمومی سنگهای دگرگونی محسوب می شود. دارای سیستم تبلور ارتورومیک است، در مقاطع میکروسکوپی استاندارد در نور طبیعی بیرنگ و به ندرت صورتی یا سبزبوده و با چند رنگی مشخص صورتی سبز و زرد دیده می شود.

بحث

در منطقه‌ی مورد مطالعه بیشتر سنگ‌های شیستی و فیلیتی به سن دوران دوم زمین شناسی (سیمیرین پسین - پیشین) رخنمون دارند که در طی فازهای مهم دگرگونه بعدی و ماگماتیسم دچار پلی متامورفیسم و پیدایش کانیهای آندالوزیت و گاهآ سیلیمانیت شده است و نیز در بعضی از قسمتها رگه‌هایی از جنس آپلتیت سیلیسی و فلدسپاتی در سنگهای منطقه نفوذ کرده‌اند. بافت این سنگها اکثراً پورفیروبلاست بوده و کانیهای درشت، اغلب آندالوزیت می باشند. آندالوزیتهای موجود در این سنگها بیشتر به رنگ قرمز جگری تا خاکستری و خیاری شکل بوده که اندازه آنها گاهآ تا 10 سانتی متر در نمونه‌های دستی نیز می رسد. میزان فراوانی کانیهای آندالوزیت در این سنگها متغیر می باشد و گاهآ در بعضی از قسمتها تا حدود 40 درصد سنگ را در بر گرفته به طوری که اسم سنگ شیستی و فیلیتی منطقه به آندالوزیت شیست تغییر نام می یابند. در منطقه مذکور دو نوع سنگ میزبان وجود دارد، که یکی مربوط به بلورهای درشت و اتومورف آندالوزیت جگری تا بیرنگ و قرمزا جلای شیشه‌ای، در متن قهوه‌ای تا سیاهرنگ سنگهای شیستی و اسلیتی و فیلیتی می‌باشد، و دیگری مربوط به بلورهای

درشت و اتومورف آندالوزيت به رنگ سبز تا خاکستری، در متن خاکستری رنگ شيست و اسلیت و فیلیت می باشد، که طول بلورهای مزبور نسبتاً زیاد و حتی گاهآتا ده سانتیمتر نیز میرسند. تقریباً در تمامی نمونه ها میزان بالایی میکا بیشتر از نوع بیویت و موسکوویت مشاهده شده است. کانیهای کوارتز کم و بیش در نمونه ها، کلسیت و دولومیت، اکسیدهای آهن از نوع مگنتیت و هماتیت، کانی گارنت از نوع آلماندن به میزان کم و بیش متغیر و گاهی سیلیمانیت و کیاستولیت، آندالوزيت، سرسیت، اپیدوت، کلریت، پلاژیوکلازوگرافیت در کل نمونه ها دیده می شود. نکته مهم این است که آندالوزيت تقریباً در کل سنگ پراکنده بوده، و گاهی میزان آن تا 40 درصد می رسد. و میکاها به صورت باندهایی موجود هستند.

سنگهای شيست و فیلیت که طی فازهای مهم دگرگونه بعدی و ماجماییسم دچار پلی متامورفیسم و پیدایش کانیهای آندالوزيت شده اند همچنین دایکهای آپلیتی سیلیسی و فلدسپاتی، که در آخرین فاز فعالیت ماجمایی در مرحله پنوماتولیتیکی ایجاد شده اند، با روند شمال شرقی-جنوب غربی در میان گرانیت ها و شیست های آندالوزيت دار دیده می شده است. این دایکها بیشتر به صورت پگماتیت با بلورهای درشت تورمالین، مسکوویت، کوارتز و فلدسپات می باشد.

رگه های سیلیسی و فلدسپاتی و تورمالینی دارای امتداد 320 موازی شیستوزیته شیستها می باشند. که روند طولی آندالوزیتها با همین امتداد یکسان می باشد همچنین علاوه بر گسلها شکستگی هایی با همین امتداد گسل مذکور وجود دارد، همه بیانگر نا آرام بودن زون سنتدج-سیرجان می باشند.

آنالوزيت در داخل شیل ها یا رسهای غنی از آلومینی، که در اثر دگرگونی به شیستهای آندالوزيت دار تبدیل شده اند، وجود داشته است که در دوران ژوراسیک (سیمیرین پیشین و پسین) یک سری شیل در دریای ژوراسیک تشکیل شده، در اوخر دوران دوم، یعنی کرتاسه در اثر نفوذ توده های گرانیتی (فاز لارامید) شیره های باقیمانده از این توده ها (سیلیس و فلدسپات) به موازات شیستوزیته در شیستهای منطقه نفوذ کرده اند و بعداً در اثر تحولات ساختاری زون سنتدج-سیرجان و فشارهای تکتونیکی حاصله دچار گسل هایی با روند شمال شرقی-جنوب غربی شده اند. در منطقه مورد مطالعه دو نوع سنگ میزبان وجود دارد، که یکی مربوط به بلورهای درشت و اتومورف آندالوزيت جگری تا بیرنگ و قرمزا جلای شیشه ای، در متن قهوه ای تا سیاهرنگ سنگهای شیستی و اسلیتی و فیلیتی میباشد، و دیگری مربوط به بلورهای درشت و اتومورف آندالوزيت به رنگ سبز تا خاکستری، در متن خاکستری رنگ شيست و اسلیت و فیلیت می باشد، که طول بلورهای مزبور نسبتاً زیاد و حتی گاهآتا ده سانتیمتر نیز میرسند.

آنالوژیت های مزبور گاما دارای ادخالهای کربنی به شکل ظاهری علاوه (+) بوده که به آنها کیاستولیت می گویند. پولکهای کوچک و بزرگ سیاه و سفید در سنگها به خوبی قابل تشخیص می باشند به طوریکه سنگها منطقه دارای بافت‌های لپیدوپلاستیک و پوفیروپلاستیک فراوان می باشند. و همچنین در متن سنگ علاوه بر کانیهای آندالوژیت و میکاها کانی های کوارتز و فلدسپاتها وجود دارند و بلورهای آندالوژیت با ابعاد مختلف در سنگها پراکنده هستند برخی بلورها بسیار بزرگ و دارای وضع اسکلتی هستند در این صورت دارای ادخالهای میکای سیاه و کوارتز نیز می باشند و گاما بر اثر تجزیه به سریست تبدیل شده اند.

نتیجه گیری

منطقه مورد مطالعه از نظر توپوگرافی و ژئومورفولوژی از شرایط مطلوبی برخوردار است. و دارای تو پوگرافی ملایم و تپه ماهوری می باشد، و امکان دسترسی به همه قسمتهای کانسار مهیا است و همچنین از نظر امکاناتی نظیر جاده آسفالت، برق و... در بهترین موقعیت قرار دارد. از نظر سنگ شناسی سنگهای منطقه، بیشتر از نوع شیست و فیلیت با وفور آندالوژیت بین 15 تا 25 درصد می باشند. از نظر کانی شناسی این سنگها دارای کانیهای سریست، کلریت، موسکوویت، بیوتیت، کوارتز، فلدسپات، آندالوژیت، سیلیمانیت، گرافیت، گارنت و پلازیوکلاز می باشند. با مطالعه مقاطع نازک از سنگهای منطقه، معلوم شد که آندالوژیت از نوع کیاستولیت در منطقه به وفور وجود دارد. وضعیت زمین شناسی منطقه به خاطر واقع شدن در زون سنتندج - سیرجان دارای دو نوع سیستم غالب گسلی، درزه و شکاف با روند شمال غربی - جنوب شرقی و شمال شرقی - جنوب غربی می باشد. با توجه به شیستوزیته موجود در سنگها، وجهت یافنگی کانیهای ورقه ای، نتیجه‌همی گیریم که دگرگونی از نوع دگرگونی ناحیه ای متوسط تا ضعیف می باشد. از روی پاراژنر کانیها، پی بردیم که سنگهای منطقه مورد مطالعه در حدر خساره شیست سبز تا آمفیولیت هستند. با رسم دیاگرامهای مربوطه، معلوم شد که سنگ مادر منطقه مطالعه شده از نوع سنگهای پلیتی و سمی پلیتی می باشد. زون بندی در منطقه شامل زونهای کلریت، بیوتیت، گارنت، آندالوژیت، آندالوژیت - استارولیت، استارولیت و سیلیمانیت هست. مطالعات آنالیز شیمیایی نمونه ها، نشان دهنده درصد متوسط 17-21 درصد اکسید Al_2O_3 در سنگهای منطقه می باشد. بر طبق نتایج مشاهده می شود که با افزایش عیار K_2O در کنسانتره عیار Al_2O_3 افزایش پیدا کرده و عیار SiO_2 کاهش پیدا می کند. بررسی نتایج تجزیه ای شیمیایی نمونه ها از سنگهای پلیتی و سمی پلیتی منطقه نشان می دهد که میزان K_2O در این سنگها متغیر بوده و میانگین

آن ۲/۵ است ، در حالی که میزان $\text{O}_2/\text{Na}_2\text{O}$ کمتر بوده ($0/4 - 2/42$) و میانگین آن $1/2$ می باشد . این سیما مشخصه سنگهای رُسی می باشد.

منابع

- 1- بهاری فر، ع.، ۱۳۸۳، پترولوزی سنگهای دگرگونی منطقه همدان-رساله دکتری دانشگاه تربیت معلم
 - 2- جعفری، س.ر.، سپاهی گرو، ع. و آلیانی، ف.، ۱۳۸۵، نقش میگماتیت های استارولیت دار در تخمین شرایط دگرگونی منطقه سیمین، شرق توده پلوتونیک الوند، دهمین همايش انجمن زمین شناسی ايران، دانشگاه تربیت مدرس تهران.
 - 3- درویشی اسماعیل، ۱۳۸۱، بررسی پترولوزی و پتروگرافی سنگهای آذرین و دگرگونی شمال و شمال شرق ازنا با نگرشی بر پتانسیل کانی سازی آنها، دانشگاه تبریز رساله کارشناسی ارشد.
 - 4- درویشی اسماعیل، ۱۳۸۶، طرح تحقیقاتی پیجوبی، اکتشاف، استخراج و فراوری آندالوزیت از شیستهای آندالوزیت دار منطقه شمال ازنا جهت مصارف صنعتی (نسوزها، سایندها و....).
 - 5- درویش زاده، علی، ۱۳۷۱، سنگ شناسی دگرگونی، انتشارات دانشگاه پیام نور.
 - 6- شهاب پور، جمشید، ۱۳۸۲، زمین شناسی اقتصادی، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان
 - 7- کریم پور، محمد حسن، سعادت، سعید، ۱۳۸۱، زمین شناسی اقتصادی کاربردی، نشر مشهد
 - 8- کریم پور - محمد حسن، ۱۳۷۸، کانی ها و سنگ های صنعتی، نشر مشهد.
 - 9- ولی زاده، ع.، درویش زاده، ع.، ۱۳۸۰، معرفی تیپ دگرگونی ناحیه ای همدان با توجه به زون بندی کانیهای دگرگونی منطقه شمال شرق الوند. پنجمین همايش انجمن زمین شناسی ايران.
 - 10- ویلهم ولمر، فردیريك، یعقوب پور، عبدالمجید، ۱۳۷۳، ارزیابی اقتصادی در اکتشاف
- 1- Alavi, M., (1994), Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. *Tectonophysics*- 299, 211-238.
- 2- Alavi, M., (2004), Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution, *Amer. J. Sci.* 304 1-20.
- 3-Miyashiro, A. (1994) Metamorphic and metamorphic belts. Unwin Hyman, London .

شناسایی پهنه دگرسانی با استفاده از سنجش از دور با نگرشی ویژه بر اکتشاف

کانسارهای پلی متالیک دره ایانه (کاشان)

نسیم مرادی زاده^{*}، همایون صفائی و مرتضی شریفی

گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان

چکیده

منطقه مورد مطالعه در 50 کیلومتری جنوب شهر کاشان در دره ایانه واقع شده است. در این مطالعه بارزسازی پهنه دگرسانی به منظور شناسایی پتانسیلهای کانسارسازی مورد بررسی قرار گرفته است. در این منطقه آلتراسیون سطحی به شدت اثر کرده و سطح منطقه در اثر اکسیده شدن آهن به زردی گراییده است. ابتدا با پردازش داده‌های رقومی ماهواره‌ای مناطق دارای پتانسیل کانی‌سازی، شناسایی شده و در مراحل بعدی با انجام برداشت‌های صحرایی، مطالعات میکروسکوپی و انجام آنالیزهای شیمیایی، مطالعات تکمیلی از جمله بررسی کترول کننده‌های ساختاری، نوع دگرسانی، کانسار پلی متالیک و کانیهای در بر گیرنده کانسار مورد بررسی قرار گرفت. در این مطالعه از داده‌های ماهواره‌ای ETM⁺ و داده‌های IRS استفاده شده و به روش RGBI با یکدیگر تلفیق شده‌اند. از جمله تکنیک‌های مختلف پردازش داده‌های رقومی نظری نسبت باندها، آنالیز مولفه‌های اصلی (PCA) می‌باشد. با شناسایی گسلهای اصلی و فرعی منطقه نقش آنها در ایجاد زون دگرسانی مشخص گردید. دو گسل با راستای شمال غربی-جنوب شرقی در طرفین ناحیه دگرسان شده نقش اصلی در کترول این ناحیه را داشته‌اند. با توجه به مطالعات زمین شناسی که در منطقه صورت گرفته است، پهنه دگرسانی دارای واحدهای سنگی مختلف شامل آهک، ماسه سنگ برشی، داسیت، آندزیت، ریوداسیت و دیوریت می‌باشد. سنگ‌های آلتره شده حاوی کلریت، اپیدوت، پیریت و اکسیدهای آهن هستند. آنماليهای شیمیایی این منطقه دارای پتانسیل بالایی از فلزات گرانبها است. نتایج حاصل از آنالیزها شیمیایی برخی از نمونه‌ها نشان می‌دهد آنتیموان یه میزان حداقل ppm 12700، نقره به میزان 2500 ppm، آرسنیک به میزان 896 ppm و طلا به میزان 150 ppb در توده سنگ می‌باشد.

کلمات کلیدی: کانسارهای پلی متالیک، آلتراسیون، سنجش از دور، دره ایانه، کاشان.

منطقه مورد مطالعه حدوداً در 100 کیلومتری شمال شهر اصفهان و 30 کیلومتری شمال غرب نظر و در دره ایانه واقع شده است. در محدوده دره ایانه و مناطق مجاور مطالعات مختلفی در زمینه کانی سازی و مطالعات پترولوزی انجام گردیده است (زفرقدی، 1357، صفائی و همکاران، 1379 و حاج حیدری، 1382).

برای مطالعه پهنه دگرسانی روش های متعددی وجود دارد ولی یکی از بهترین این روش ها، استفاده از سنجش از دور است (Scanvic, 1997 & Rencz, 1998). مطالعات سنجش از دور در منطقه مورد مطالعه بر اساس داده های ETM^+ و داده های پانکروماتیک IRS صورت گرفته و مناطق دگرسانی هیدروترمال و گسلهای منطقه بدین روش به خوبی شناسایی شده اند. منطقه مورد مطالعه در کمریند آتشفشنایی ارومیه- دختر قرار دارد. این کمریند با طول تقریباً 1700 کیلومتر و عرض تقریبی 100 کیلومتر به موازات زون دگرگونی سنتدج- سیرجان و تراست زاگرس واقع شده است. قدیمی ترین سازند رخمنون یافته در منطقه، گروه شمشک (ژوراسیک زیرین) و جدیدترین واحدها تراورتن و رسوبات کواترنری می باشند. سری ولکانیکی- رسوبی ائوسن بیشترین رخمنون را در منطقه به خود اختصاص داده است. سنگ های آتشفشنایی ائوسن یا به صورت طبقات ریوداستی در لایه های لوتسین بالایی قرار گرفته و یا به صورت طبقات آندزیتی تشکیل تناوبی را با لایه های آهکی می دهند. سنگ های آتشفشنایی پلیوسن از توف و گدازه های داسیتی که روی رسوبات الیگومیوسن قرار گرفته اند شروع شده و به گدازه های آندزیتی که مربوط به آخرین فعالیت آتشفشنایی ناحیه است ختم می گردد (زاده‌ی، 1370).

استفاده از تکنیک سنجش از دور در زمینه های مختلف از جمله مطالعات زمین شناسی باعث کاهش زمان و هزینه مطالعات و همچنین بالا رفتن دقت نتایج می گردد. در این مطالعه نیز جهت شناسایی گسل های منطقه داده های رقومی ماهواره ای پردازش شده اند. بدین منظور بخشی از داده های ETM^+ ماهواره لندست هفت با شماره گذر 164 و ردیف 37 مورد بررسی قرار گرفته است. جهت استفاده از قدرت تفکیک طیفی داده های ETM^+ و قدرت تفکیک مکانی داده های IRS، این داده ها با یکدیگر تلفیق شده اند. برای این منظور از روش های مختلفی از جمله ادغام به روش RGBI استفاده شده است. جهت تفکیک بهتر مرز واحدهای سنگی - چینه ای در بخش های مختلف منطقه نیز غالباً از روش پردازش تصویر انفعالی (Interactive Image Processing) استفاده شده است (شکل 2). برای بازسازی بهتر خطواره های گسلی از پردازش های متفاوت استفاده شده است ولی عمدتاً جهت شناسائی بهتر آنها با توجه به عوامل موثر در شناسائی آنها (Nash, 1992)، از فیلترهای گذر بالا (High

(Pass Filters) و فیلترهای آشکار کننده لبه (Edge Filters) استفاده شده است. با شناسایی گسلهای اصلی و فرعی منطقه نقش آنها در ایجاد زون دگرسانی مشخص گردید. همانگونه که مشاهده می‌گردد ناحیه دگرسان شده در تصویر با رنگ روشن مشخص بوده و دو گسل با راستای شمال غربی-جنوب شرقی در طرفین ناحیه دگرسان شده نقش اصلی در کنترل این ناحیه را داردند. در منطقه مورد مطالعه آلتراسیون سطحی به شدت اثر کرده و سطح منطقه در اثر اکسیده شدن آهن به زردی گرائیده است.

تشخیص پهنه‌های دگرسانی هیدروترمال اغلب یکی از اولین کلیدهای دسترسی به منع کانی‌سازی در تصاویر رقومی است. عموماً ذخایر معدنی ابتدا در مطالعات صحرایی بوسیله شناسایی دگرسانی هیدروترمال سنگ درون گیر مشخص می‌گرددند ولی غالب دگرسانی‌ها در تصاویر رقومی بهتر از بررسیهای صحرایی ظاهر می‌گردند. زیرا بسیاری از کانی‌های دگرسانی دارای منحنی‌های جذبی در طول موج‌های طیف بازتابش می‌باشند که خارج از محدوده طیف مرئی است. در حالی که داده‌های رقومی سنجنده‌ها فراتر از محدوده طیف مرئی بوده و به همین دلیل اطلاعات بیشتری را نسبت به تصاویر تهیه شده در محدوده نور مرئی در اختیار قرار می‌دهند. به عنوان مثال ممکن است تشخیص دگرسانی ریولیت در مطالعات صحرایی مقدور نباشد زیرا تنها در محدوده طیف مرئی بررسی می‌شود، ولی با استفاده از داده‌های رقومی ماهواره‌ای در باند‌های مادون قرمز انعکاسی شناسایی آن به راحتی امکان پذیر می‌باشد. منطقه بندی در هاله‌های دگرسانی، بوسیله جانشینی کانی‌های سازنده با رده‌های طیفی در ترکیبات و بلورهای کانی‌های دگرسان باعث ظهور انعکاس گرادیان‌های شیمیایی و حرارتی در سیستم‌های هیدروترمال می‌شود و می‌تواند اطلاعات مهمی در رابطه با نوع و موقعیت ماده معدنی و فرآیند شکل گیری کانسار ارائه دهد. با توجه به مطالعات زمین‌شناسی که در منطقه ماده ایست، آندزیت، ریوداسیت و دیوریت می‌باشد. سنگ‌های آلتره شده حاوی کلریت، اپیدوت، پیریت و اکسیدهای آهن هستند. به همین منظور با توجه به نمودارهای انعکاسی طیفی واحدهای سنگی و کانی‌های منطقه دگرسان شده، جدول توزیع انعکاس طیفی شش باند TM که معادل باندهای پیریت و اکسیدهای آهن هستند. به همین منظور با توجه به نمودارهای انعکاسی طیفی واحدهای سنگی و کانی‌های منطقه دگرسان شده، جدول توزیع انعکاس طیفی شش باند TM که معادل باندهای مؤلفه‌های اصلی تصویر یکی دیگر از مواردی است که در افزایش وضوح تصاویر و نیز تعدیل سایه‌ها، کاربرد زیادی دارد (زیری، 1375). روش آنالیز مؤلفه‌های اصلی به وسیله کروستا و مور (Crosta and Moore) در سال (1989) برای تشخیص نواحی دگرسانی هیدروترمال پیشنهاد شد. این روش

برای تفکیک مناطق دگرسانی همراه با کانی زایی طلای اپی ترمال با موقیت در نواحی خشک و نیمه خشک به کار برده شده است (اسدی، 2000). برای تعیین مؤلفه های اصلی منطقه مورد مطالعه از باندهای 1، 4، 5 و 7 استفاده شده است. زیرا اکسیدهای آهن در باندهای 2 و 3 دارای انعکاس بالایی هستند، لذا به منظور اجتناب آگاهانه از تاثیر اکسیدهای آهن، باندهای 2 و 3 حذف گردیدند. همچنین طیف هیدرواکسید در اطراف باند 7 دارای جذب بالا و در اطراف باند 5 دارای انعکاس قوی می باشد. بنابر این بهترین مؤلفه اصلی برای تفکیک مناطق دگرسانی، مؤلفه ای است که در باندهای 5 و 7 دارای مجموعه ای از کمیت های بالا با علامت مخالف باشد، که به آن مقدار ویژه گویند. این مقدار به صورت واحدهای واریانس محاسبه می گردد. هر کدام از مقادیر ویژه دارای مختصاتی است که جهت محور اصلی را مشخص می کند. این مختصات را بردار ویژه ماتریس S و R می نامند.

بنابراین مقادیر ویژه و بردار ویژه، طول و جهت محورهای اصلی را مشخص می کنند (نجفی دیسفانی، 1377). روش دیگر برای مشخص کردن باندهای سه گانه ترکیب رنگی مجازی، استفاده از مؤلفه های اصلی تصویر است که برای مشخص کردن پدیده ای خاص بکار می رود. اولین مؤلفه اصلی تصویر (PC1) اطلاعات کلی و آخرین مؤلفه اصلی اطلاعات باقیمانده از تصویر را ارائه می کند. مؤلفه های ما بین ممکن است مقداری از اطلاعات باقیمانده را در خود داشته باشند (اسدی، 2000).

در این منطقه به دلیل اینکه هدف بارز سازی ناحیه دگرسانی می باشد، می توان از مؤلفه های اصلی دوم، سوم و چهارم (PC2, PC3, PC4) از باندهای 1، 4، 5 و 7 به ترتیب در رنگهای سبز، آبی و قرمز استفاده کرد. با توجه به حضور کانی های کلریت، اپیدوت، سریسیت و کلسیت در سنگ های منطقه، نوع دگرسانی پروپیلیتی می باشد. در اثر نفوذ دایک های تغذیه کننده گرانوودیوریت تا کوارتز دیوریت با سن اولیگومیوسن، منطقه مورد مطالعه تحت تاثیر دگرسانی قرار گرفته است. در زون های سطحی و مناطق برشی، اکسیداسیون پیریت (FeS_2) باعث تشکیل کانی های اکسید آهن گردیده، که با رنگ قهوه ای جلب نظر می کنند. استفاده از داده های رقومی ماهواره ای و رنگ های مجازی حاصل از پردازش های مختلف داده های ماهواره ای روش دیگری است که در شناسائی نواحی دگرسان شده و پایه گذاری عملیات اکتشافی مفید است. در منطقه مورد مطالعه تزریق توده های نفوذی الیگو-میوسن و فرآیندهای تاخیری پس از مأگمایی از مهمترین عوامل مؤثر در دگرسانی و کانی سازی منطقه می باشند. بررسی مطالعات صحرایی و میکروسکوپی نشان دهنده آلتراسیون هیدروترمال شدیدی در سنگ های منطقه است. در اثر محلول های گرمابی منیت ها از حاشیه بلورها و از جهت های کریستالوگرافی به همایت تبدیل شده اند (مارتیزیاسیون). همچنین اکسیدهای آبدار آهن شامل

لیمونیت و اولیئیست از آلتراسیون منیتیت ها حاصل شده است. نمودار جذبی باندهای مادون قرمز نزدیک (VNIR) کانی های حاوی آهن شامل هماتیت، گوتیت و ژاروسیت توسط سنجش از دور قابل شناسایی و تفکیک می باشد و لذا در شناسایی مناطق سوپرژن به کار می روند.

نتیجه گیری

در دره ایانه آلتراسیون سطحی به شدت اثر کرده و سطح منطقه در اثر اکسیده شدن آهن به زردی گراییده است. با پردازش داده های رقومی ماهواره ای مناطق دارای پتانسیل کانی سازی، شناسایی شده و در مرحله بعدی کنترل کننده های ساختاری و دگرسانی سنگ میزان در برگیرنده کانسار مورد بررسی قرار گرفت. دو گسل با راستای شمال غربی-جنوب شرقی در طرفین ناحیه دگرسان شده نقش اصلی در کنترل محدوده دگرسانی را داشته اند بیشترین نوع کانی سازی در منطقه از نوع کنتاکت متاسوماتیسم و هیدروترمالی و به شکل رگه ای و افshan است که کنترل کننده های ساختمانی از جمله گسلها نقش مهمی در کنترل کانی سازی داشته اند. با توجه به پتانسیل های معرفی شده در منطقه می توان نتیجه گرفت عناصر کالکوفیل (As, Sb, ...) در گامه پایانی تبلور و در رگه ها پدید آمده اند. در منطقه مورد مطالعه شکستگی ها و مناطق بررشی شده اکثراً تغییرات گرمابی شدیدی پیدا کرده اند. سریستی شدن و کلریتی شدن سنگ های دربرگیرنده و همچنین تشکیل کلریت در مناطق نفوذ رگه ها بارزترین پدیده این تغییرات است.

منابع

- حاج حیدری، ع.، 1382، بررسی منطقه دگرسانی در ارتباط با کانی سازی طلا در جنوب کاشان با استفاده از سنجش از دور، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، 131 صفحه.
- خلعت بری جعفری، م. و علائی محمدآبادی، س.، نقشه زمین شناسی چهارگوش نطنز، مقیاس 1/100000 سری 6457، سازمان زمین شناسی کشور.
- زاهدی، م.، 1370، شرح نقشه زمین شناسی چهارگوش کاشان، مقیاس 1/25000 شماره ف 7، سازمان زمین شناسی کشور، تهران.
- زیبری، م. و مجید، ع.، 1375، آشنایی با فن سنجش از دور و کاربرد در منابع طبیعی، انتشارات دانشگاه تهران، 317 صفحه.

- زرفقدی، م.، 1357، مطالعه زمین شناسی و پترولوزی سنگ‌های آذرین ناحیه شمال ایانه، بین کاشان و نطنز، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، 100 صفحه.
- صفایی، ه. و شریفی، م.، 1379، گزارش پایانی طرح پژوهشی صنعت و معدن تحت عنوان پی جوئی و اکتشاف طلا در استان اصفهان با استفاده از داده‌های رقومی ماهواره‌ای، دانشگاه اصفهان.
- نجفی دیسفانی، م.، 1377، پردازش کامپیوتربی تصاویر سنجش از دور، تهران، سازمان مطالعه و تدوین کتب علوم انسانی دانشگاه‌ها، 437 صفحه.

- Asadi, H.H., 2000. The Zarshuran gold deposit model applied in a mineral exploration GIS in Iran, Delft University of Technology, Phd Thesis, 140p.
- Nash, C.R., 1992: Factors affecting the acquisition of structural data from remotely- sensed images of eastern Australia, In Basement Tectonics 9, Rickared M.J., et al. (eds.), P. 109-121, Kluwer Academic Publishers, London.
- Rencz, A.N., 1998. Remote sensing for the Earth sciences manual of Remote sensing, 3rd end., vol. 3, American Society for photogrammetry, New York, 707p.
- Scanvic, J.Y., 1997. Aerospatale remote sensing in geology, A.A. Balkem-Rotterdam / Brookfield, 217p.
- Vincent, R.K., 1997. Fundamentals of geological and environmental remote sensing: Bowling Green State University, U. S., 370p.

بررسی تخلخل در تراورتن های شمال روستای ورتون (شمال شرق، اصفهان)

مصطفی زاده، حسن¹ - نصر اصفهانی، علی خان² - کنگازیان، عبدالحسین²

1: کارشناس ارشد رسوب شناسی و سنگ رسوی، عضو باشگاه پژوهشگران جوان دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوارسگان

2: استاد یاردانشگاه آزاد اسلامی واحد خوارسگان

چکیده

تراورتن های مورد مطالعه در مجاور و شمال روستای ورتون تا آب گرم و رتون و شمال شرق شهر اصفهان واقع شده است. این منطقه بخشی از زون ارومیه - دختر (شمال غرب - جنوب شرق) می باشد. از نظر ریخت شناسی تراورتن های منطقه مورد مطالعه از نوع شکاف- پشت و مربوط به زمان کواترنر است. شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشانگر عمدتاً ترمولین بودن این ذخایر می باشد. ویژگی های بافتی در این رسوبات تاییدی بر حضور فعال و فعالیت های زیستی و میکروبی همزمان با رسوبگذاری تراورتن می باشد. حضور لامیناسیون در تراورتن ناشی از رشد متابوب فصل / روزانه می باشد. اکثر این نهشته ها در فاصله یک تا دو کیلومتری از گسل های فعال منطقه دیده می شود. با توجه به روند این گسل ها عامل شکل گیری نهشته ها، کشش های موضعی ایجاد شده در پهنه همپوشانی این گسل ها است. شواهد زمین شناسی نشان می دهد که این سنگ ها در یک محیط ژئوگرادیان به واسطه فعالیت های تکتونیکی - ماگماتی ایجاد شده اند. چرخش آب های جوی در اعمق و ظهور دوباره آن در سطح از طریق شکستگی ها و گسل های موجود، بصورت چشمه های آب گرم باعث تشکیل تراورتن در محل چشمه ها و در امتداد گسلها و شکستگی های بزرگ شده است.

کلید واژه: تراورتن، ورتون، زون ارومیه دختر.

مقدمه

مجموعه تراورتن های استان اصفهان بخشی از کمربند آتشفسانی زون ارومیه - دختر در ایران مرکزی است که به طور عمده بر روی نواری به طول حدود 500 کیلومتر و عرض 100-80 کیلومتر با روند شمال غرب - جنوب شرق از گوش شمال غربی استان تا جنوب غربی باتلاق گاو خونی

کشیده شده است. بیشتر ذخایر اقتصادی استان در حاشیه غربی زون ایران مرکزی در زون ارومیه- دختر قرار دارد(قربانی،1382). ناحیه ورتون در شمال شرقی اصفهان واقع است و ذخایر تراورتن در بخش شرقی و شمال شرقی آن متصرکز است(نقشه 1ب). در این مقاله برای اولین بار تخلخل در رسوبات تراورتن در منطقه ورتون بررسی می شود.

موقعیت جغرافیایی منطقه

منطقه مورد مطالعه در طول جغرافیایی $4^{\circ} 52'$ تا $17^{\circ} 52'$ و عرض جغرافیایی $32^{\circ} 57'$ و $49^{\circ} 52'$ واقع شده است. کوتاه ترین راه دسترسی به منطقه جاده اصفهان- سگزی - ورتون است. بیشترین تمکز تراورتن در محدوده مورد مطالعه در شرق و شمال شرقی روستای ورتون متصرکز می باشد.

زمین شناسی عمومی

از نظر زمین شناسی این ناحیه در بین پادگانه های جوان پست واقع شده است(نقشه 1ب). تراورتن های مورد مطالعه در این ناحیه متعلق به کواترنر می باشد و در اکثر اوقات بطور مستقیم بر روی آهک های الیکومیوسن(سازند قم) قرار دارند و فرآیند تراورتن زایی در اطراف چشمته آب گرم ورتون هم اکنون قابل مشاهده است(آب گرم ورتون) این رسوبات را می توان هم ارز بخش های جوان تر رسوبات آبرفتی کواترنر دانست(رادفر،2002).

روش مطالعه

در کل حدود 150 نمونه دستی از قسمت های تازه وغیر سطحی(هوائزده) وبا ابعاد حداکثر 5×15 سانتی متر برداشت شد که پس از تفکیک آنها 80 نمونه برای مطالعه آزمایشگاهی مورد مقطع گیری قرار گرفت. با توجه به تحقیقات انجام گرفته در منطقه ورتون 8 پروفیل انتخاب گردید. نمونه ها با کمک میکروسکوپ پلاریزان نور انکساری مورد مطالعه و عکس برداری قرار گرفتند. یادآور می گردد با توجه به شرایط منحصر به فرد از نظر رخساره ای وپترو گرافی در هر واحد سنگی داده های ذیل برداشت شد:

بافت و ساخت شامل: اندازه دانه، ترکیب، شکل، نوع کانی، نوع انباستگی، رنگ، درصد تخلخل، وجود یا عدم ذرات آواری، میزان خردشده گی(درصد درز و شکستگی) و لامیناسیون.

مطالعات پتروگرافی

مجموعه های تراورتن در مطالعات صحرایی غالباً در ارتفاعات و به صورت مسطح و اکثراً با ضخامت زیاد و به رنگهای سفید شیری، قرمز، لیمویی و الوان دیده می شود. سیمان این سنگها از میکریت، میکرواسپار و اشکال مختلف بلورهای کلسیت تشکیل شده است. آنجه در مقاطع نازک میکروسکوپی دیده می شود خمیره (Matrix) و سیمان است و آلوکمی به شکل واقعی وجود ندارد. میکریت در مقاطع تیره و به شکل نواحی اپاک با نوارهای مبهم و گاهآ به صورت کلوخه ای، ریسمان مانند یا لایه های متناوب با دیگر بافتها دیده می شود (Pl.2/A-H). اسپاریت در مقاطع به صورت موزائیکی و بلورهای در هم قفل شده و در حاشیه حفرات (کلسیت دندان سگی) قابل مشاهده است. از اشکال قابل رویت در نمونه‌ی دستی که علاوه بر آن در مقاطع میکرسکپی نیز مطالعه می گردد، می توان به تخلخل اشاره نمود که به تفصیل بررسی می شود.

بحث

مطالعات تخلخل در تراورتن:

از اشکال قابل روئیت در مقاطع میکروسکوپی می توان به تخلخل اشاره کرد. اصولاً فضاهای خالی در مقیاس میکرسکپی به دو منشأ نسبت داده می شود. یکی جایگزینی ساختمانی سنگ و تخلخلی که از بدو دیاژنز همزمان با خروج گاز و سنگ شدن آغازی رسوبات حاصل می گردد و دیگری از تغییرات ثانوی ساختمان داخلی سنگ در اثر دیاژنز نتیجه می شود. در حالت اخیر تخلخل ثانوی پس از عمل انحلال و ایجاد رگه های مویین در سنگ ایجاد می شود. پدیده‌ی انحلال بخصوص در محیط های متوریک شایع است. جریان های محلول اشباع شده از یون های مختلف می توانند تخلخل اولیه یا ثانوی را به طور قابل ملاحظه ای تغییر داده و در آن موجب سازندگی یک سیمان آغازین یا پایانی گردد (خسرو تهرانی، 1360).

با توجه به مطالعات انجام گرفته در منطقه بر اساس نظر شوکت و پری (1970) می توان تخلخل ها را به دو دسته تحت کنترل فابریک و عدم کنترل توسط فابریک تقسیم ندی نمود.

الف: تخلخل های تحت کنترل فابریک:

الف-1- تخلخل ماتریکسی:

تخلخل بی نهایت ظریف و ریز نزدیک به یک میکرون(در حد میکروسکپی و الترامیکروسکپی) که طبیعتاً بین بلورهای بسیار ریز از نوع میکریت(ماتریکس) وجود دارد(خسرو تهرانی، 1360). در این قبیل مقاطع عملاً سیمان وجود ندارد و تخلخل ماتریکسی آن با ریز بودن خلل و فرج و فضاهای خالی میکروسکپی مشخص است. این نوع تخلخل در معدن الوان دیده شد(Pl.3/A).

الف-2- تخلخل روزنه ای:

تخلخلی است با فضاهای خالی کم و بیش طویل شده که معمولاً این فضاهای صورت بین لایه ای و جهت دار بوده گاهی نیز به یکدیگر متصل و به طور منظم دیده می شوند(خسرو تهرانی، 1360). این تخلخل تابع بافت(شوکت و پری، 1970) می باشد(Pl.3/C-D). چنین تخلخلی در معادن سفید، الوان و سفید متمایل به قرمز دیده شد.

تحلیل: بر اساس نظر شوکت و پری(1970) این تخلخل دراثر تجزیه ماده آلی جلبکها و تولید گاز و تورم حفره ها ایجاد می شود. این تخلخل به موازات لامیناسیون های رسوی و جلبکی گسترش می یابد.

ب: تخلخل های عدم کنترل توسط فایبریک عبارت است از:

ب-1- تخلخل ناشی از شکستگی در سنگ ها:

این تخلخل فایبریک سنگ را قطع می کند. این تیپ تخلخل از نوع غیر انتخابی می باشد. شبکه ای شکستگی های مویین و میکروسکپی از همان قوانین انتشار و گسترش شکستگی های بزرگ(چین خوردگی، گسل خوردگی، انحلال لایه های زیرین که منجر به افتادگی طبقات رویی می شود و یا به علت وجود مایعات فوق العاده تحت فشار در سنگها) تعیت می نماید(صحابی، 1375). این شکستگی ها در معادن سفید والوان دیده می شود.

تحلیل: شوکت و پری(1970) وجود این نوع تخلخل را حاصل نیروهای جهت دار(تکتونیکی) می دانند بنابراین وجود چنین تخلخل هایی در منطقه نشان دهنده وجود نیروهای تکتونیکی بعد از تشکیل سنگ های منطقه می باشد. البته با توجه به جوان بودن این سنگها احتمالاً می توان بروز این نوع تخلخل را به خشک شدن رسوبات نیز منتسب کرد.

ب-2- تخلخل حفره ای:

در این سنگ ها این نوع تخلخل عمدتاً بر اثر انحلال در محیط های مژهوریکی ایجاد می شود. انحلال از سطح دانه فراتر رفته و سیمان یا ماتریکس اطراف را نیز دربر گرفته و حفره ایجاد می کند. گاهی بلور های کلسیت به صورت دندان سگی حاشیه ای حفره را پوشانده است. تخلخل های از این

نوع به انواع انتخابی و غیر انتخابی تقسیم می شود و البته تخلخل در بیشتر تراورتن ها از جمله تراورتن های ورتون از نوع انتخابی است(فلوگل، 2004).

تحلیل: این نوع تخلخل عمدتاً بر اثر انحلال به وسیله سیالات غنی از CO_2 در سنگ ها ایجاد می شود(رحیم پور بناب، 1384). این نوع تخلخل در تراورتن معادن سفید، قسمت هایی از معدن الوان و سفید متمایل به دیده می شود.

تحلیل در مورد تخلخل های منطقه: تحقیقات نشان می دهد که به طور کلی تراورتن های ترمومژن تخلخل کمتری نسبت به تراورتن های متژن دارند(پتی کاست، 1995) و شکل و میزان تخلخل در تراورتن معادن سفید، الوان و سفید متمایل به قرمز تا حد زیادی با تخلخل در تراورتن های ترمومژن مطابقت دارد.

نتیجه گیری

حفره ها اشکال اختصاصی و قسمتی از مزو فابریک و میکروفابریک تراورتن های منطقه ورتون هستند. حفرات ماکرنسکپی گسترش یافته معمولاً با اندازه ۵-۲ میلی متر دیده می شود و به واسطه ای ادخال های گاز به وجود می آیند. این حفرات دارای نسبت طول به عرض زیاد (بیشتر از ۵) و با محور بلند موازی با لایه بندی دیده می شوند. ضمن این که وجود این حفرات در تراورتن های ترمومژن کاملاً طبیعی است(پتی کاست 1995). اصولاً فضاهای خالی در مقیاس میکرسکپی به دو منشأ نسبت داده می شود. یکی جایگزینی ساختمانی سنگ و تخلخلی که از بدو دیاژنز همزمان با خروج گاز و سنگ شدن آغازی رسوبات حاصل می گردد و دیگری که از تغییرات ثانوی ساختمان داخلی سنگ در اثر دیاژنز نتیجه می شود. در حالت اخیر تخلخل ثانوی پس از عمل انحلال و ایجاد رگه های مویین در سنگ ایجاد می شود. پدیده ای انحلال بخصوص در محیط های متئوریک شایع است. جریان های محلول اشباع شده از یون های مختلف می توانند تخلخل اولیه یا ثانوی را به طور قابل ملاحظه ای تغییر داده و در آن موجب سازندگی یک سیمان آغازی یا پایانی گردند(خسرو تهرانی 1360). بر اساس بررسی های انجام یافته رخمنون های تراورتن ورتون دارای ویژگی های ذیل می باشند:

از نظر شکل تراورتن های منطقه مورد مطالعه از نوع شکاف پشته و مربوط به زمان کواترنر است(هر چند مطالعات سن یابی بر روی این رسوبات انجام نشده است). تراورتن های تیپ شکاف پشته از یک شکاف مرکزی که تراورتن های نواری در آن رسوب کرده اند و تراورتن های شبیه دار مجاور آن تشکیل شده اند(بارگار 1978، چافتزا و همکار 1984). شکل گیری این مجموعه بدین صورت

است که آبهای اشباع از کربنات کلسیم از شکاف مرکزی بالا آمده و موجب رسوب تراورتن در دیواره شکاف و نیز طرفین آن می‌شود و در نتیجه یک پشه خطی ایجاد می‌شود که در بعضی موارد کمی انحدار هستند در جایی که نرخ جریان آب بالا آمده از شکاف مرکزی زیاد بوده پشته ایجاد شده ارتفاع کم و عرض زیاد دارد و در محلی که نرخ جریان آب کم بوده رسوبگذاری تراورتن در اطراف شکاف مرکزی بیشتر و در نتیجه ارتفاع پشته زیاد و عرض آن کم است (Altunel و همکار 1996).

منابع

- خسرو تهرانی خ. 1360. شناخت رخساره‌های رسوبی در مقیاس میکروسکپی، موسسه انتشارات و چاپ دانشگاه تهران، 352 ص.
- رادفر ج. 2002. نقشه چهارگوش 1:100000؛ منطقه کوهپایه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- رحیم پوربناب ح. 1384. سنگ شناسی کربناته، انتشارات دانشگاه تهران، 487 ص.
- سحابی ف. 1375. سنگ شناسی رسوبی، موسسه انتشارات و چاپ دانشگاه تهران. 256 ص.
- قربانی م. 1382. مبانی آتشفشنان شناسی با نگرشی بر آتشفشنان‌های ایران، انتشارات آرین زمین، 362 ص.
- Altunel, E., Hancock, P.L., 1996. Structural attributes of travertine- Filled extensional Fissures in the Pamukkale Plateau, Western Turkey. International Geology Review 38, 763-777.
- Bargar,K.E.,1978 Geology and thermal history of Mammoth into springs, Yellowstone National Park. Bulletin of the United States Geological Survey 1444, 1-55.
- Chafetz, H. S., Folk R. L (1984): Travertines. Depositional morphology and bacterially constructed constituents J. sed. Petrol. , 54, 289 – 316.
- Flügel E. 2004. Microfacies of carbonate Rocks. Analysis Interpretation and Application springer. Verlag Berlin, Heidelberg, Germany.
- Pentecost, A. and Viles, H.A. (1994):, A review and assessment of travertine classification, Geo. Phys. Quaternary, 48, 305-314.
- Pentecost, A. (1995): Geochemistry of Carbon dioxide in six travertine depositing waters of Italy, J. Hydrol., 167, 263-278.

آثارفعالیت زیستی در تراورتن های شمال روستای ورتون (شمال شرق، اصفهان)

مصطفی زاده، حسن¹- نصر اصفهانی، علی خان²- عبدالحسین، کنگازیان²

1: کارشناس ارشد رسوب شناسی و سنگ رسوی، عضو باشگاه پژوهشگران جوان دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوارسگان

2: استاد یاردانشگاه آزاد اسلامی واحد خوارسگان

چکیده

تراورتن های مورد مطالعه در مجاور و شمال روستای ورتون تا آب گرم ورتون و شمال شرق شهر اصفهان واقع شده است. این منطقه بخشی از زون ارومیه - دختر (شمال غرب - جنوب شرق) می باشد. از نظر ریخت شناسی تراورتن های منطقه مورد مطالعه از نوع شکاف - پشه و مربوط به زمان کواترنر است. شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیابی نشانگر عمدتاً ترموزن بودن این ذخایر می باشد. ویژگی های بافتی در این رسوبات تاییدی بر حضور فعال و فعالیت های زیستی و میکروبی همزمان با رسوبگذاری تراورتن می باشد. حضور لامیناسیون در تراورتن ناشی از رشد متاتوب فصل/روزانه می باشد. اکثر این نهشته ها در فاصله یک تا دو کیلومتری از گسل های فعال منطقه دیده می شود. با توجه به روند این گسل ها عامل شکل گیری نهشته ها، کشش های موضعی ایجاد شده در پهنه همپوشانی این گسل ها است. شواهد زمین شناسی نشان می دهد که این سنگ ها در یک محیط ژنوتکنیکی به واسطه فعالیت های تکتونیکی - ماگماتی ایجاد شده اند. چرخش آب های جوی در اعماق و ظهور دوباره آن در سطح از طریق شکستگی ها و گسل های موجود، بصورت چشم های آب گرم باعث تشکیل تراورتن در محل چشم ها و در امتداد گسلها و شکستگی های بزرگ شده است.

کلید واژه: تراورتن، ورتون، زون ارومیه دختر.

مقدمه

مجموعه تراورتن های استان اصفهان بخشی از کمربند آتشفسانی زون ارومیه - دختر در ایران مرکزی است که به طور عمدی بر روی نواری به طول حدود 500 کیلومتر و عرض 100-80 کیلومتر با روند شمال غرب - جنوب شرق از گوشه شمال غربی استان تا جنوب غربی باتلاق گاوخونی کشیده شده است. بیشتر ذخایر اقتصادی استان در حاشیه غربی زون ایران مرکزی در زون ارومیه - دختر قرار دارد (قربانی، 1382). ناحیه ورتون در شمال شرقی اصفهان واقع است و ذخایر تراورتن در بخش

شرقی و شمال شرقی آن متمرکر است. در این مقاله برای اولین بار تخلخل در رسوبات تراورتن در منطقه ورتون بررسی می شود.

موقعیت جغرافیایی منطقه

منطقه مورد مطالعه در طول جغرافیایی 4° و 52° تا 17° و 52° و عرض جغرافیایی 49° و 32° تا 57° و 32° واقع شده است. کوتاه ترین راه دسترسی به منطقه جاده اصفهان - سگزی - ورتون است. بیشترین تمترکز تراورتن در محدوده مورد مطالعه در شرق و شمال شرقی روستای ورتون متمرکز می باشد.

زمین شناسی عمومی

از نظر زمین شناسی این ناحیه در بین پادگانه های جوان پست واقع شده است(نقشه 1ب). تراورتن های مورد مطالعه در این ناحیه متعلق به کواترنر می باشد و در اکثر اوقات بطور مستقیم بر روی آهک های الیگومیوسن(سازند قم) قرار دارند و فرآیند تراورتن زایی در اطراف چشمeh آب گرم ورتون هم اکنون قابل مشاهده است(آب گرم ورتون) این رسوبات را می توان هم ارز بخش های جوان تر رسوبات آبرفتی کواترنردانست(رادفر، 2002).

روش مطالعه

در کل حدود 150 نمونه دستی از قسمت های تازه وغیر سطحی(هوانزده) وبا ابعاد حداکثر 5×5 سانتی متر برداشت شد که پس از تفکیک آنها 80 نمونه برای مطالعه آزمایشگاهی مورد مقطع گیری قرار گرفت. با توجه به تحقیقات انجام گرفته در منطقه ورتون 8 پروفیل انتخاب گردید. نمونه ها با کمک میکروسکوپ پلاریزان نور انکساری مورد مطالعه و عکس برداری قرار گرفتند. یادآور می گردد با توجه به شرایط منحصر به فرد از نظر رخساره ای و پتروگرافی در هر واحد سنگی داده های ذیل برداشت شد:

بافت و ساخت شامل: اندازه دانه، ترکیب، شکل، نوع کانی، نوع انباستگی، رنگ، درصد تخلخل، وجود یا عدم ذرات آواری، میزان خردشگی(درصد درز و شکستگی) و لامیناسیون.

بحث پتروگرافی

در این پژوهش، پتروگرافی تراورتن تحت عنوان میکروفابریک و مزو فابریک مطالعه می شود. اختصاصات میکرسکپی یا میکروفابریک در مقطع نازک و اختصاصات قابل رویت یا مزو فابریک در نمونه های دستی و صحرای مشاهده می شود. البته بعضی محققین با توجه به نقش فعالیت های باکتریایی، جلبکی و گیاهی در شکل گیری تراورتن معتقد به بیوفابریک نیز می باشند(پتنی کاست، 2005).

ویژگی های میکروفابریک تراورتن ها

اختصاصات میکرسکپی دارای اهمیت بیشتر بوده و راهنمای دانستن چگونگی تشکیل تراورتن و دیاژنر آن و توضیح بسیاری از اختصاصات فیزیکی مربوطه می باشد. به نظر فیض نیا(1375) در مطالعه رسوبات چشممه های آب گرم در زیر میکروسکوپ باید به وجود یا عدم وجود رشته های جلبکی، لامینه های فشرده به هم، نوارهای رنگی متناوب یا لایه های فنسترال با بافت لوله ای، لکه دار یا نerde ای و لایه های متخلخل توجه کرد. ابعاد بلورهای کلسیتی یا احیاناً آراغونیتی سازنده سنگ های تراورتنی نیز از ویژگی های قابل بررسی می باشد. بر این اساس این سنگ ها ممکن است از میکریت، میکرواسپار و اشکال مختلف کلسیت بلوری ساخته شده باشند. پتنی کاست(2005)- میکریت را بلورهای کلسیت یا آراغونیتی با اندازه 5-0 میکرون، میکرواسپار را بلورهایی با اندازه 5-35 میکرون و ماکرواسپار را بلورهایی در اندازه های بیشتر از >35 میکرون می داند. در این زمینه می توان از طبقه بندی فلک(1962) نیز بهره جست. وجود یا عدم وجود آلومینیم نیز از موارد قابل بررسی در بررسی های میکروسکوپی است.

ویژگی های میکروفابریک سنگ های کربناته غیر دریایی ناحیه مورد پژوهش: آلومینیم:

بررسی های میکروسکوپی نشان داد که تنها آلومینیم موجود در سنگ های کربناته غیر دریایی این ناحیه ذرات پلوئیدی هستند و آلومینیم های متداول در سنگ های کربناته دریایی و نیز سنگ های کربناته دریاچه ای در این سنگ ها دیده نشد. بنابراین می توان گفت که این سنگ ها عمدتاً از زمینه (ارتوم) تشکیل شده اند. ذرات پلوئیدی ذکر شده تنها در برخی از مقاطع نازک مربوط به معدن سفید، الوان و سفید متمایل به قرمز دیده شد.

تحلیل: عدم وجود ذرات آلومینی ثابت می نماید اولاً این سنگ های کربناته دریایی نبوده و ثانیاً نمی توانند از کربناته های دریاچه ای محسوب شوند.

بلور ها:

همانطور که ذکر شد زمینه یا ارتوکم، تشکیل دهنده اصلی سنگ های کربناته غیر دریایی مورد مطالعه می باشند. براساس ابعاد و اندازه بلورهای تشکیل دهنده، می توان ارتوکم های زیر را در این سنگ ها مشاهده کرد:

الف- میکریت:

ذرات میکریتی بلورهایی به ابعاد ۰-۵ میکرون (پتی کاست 2005) ابعاد کوچکتر از ۴ میکرون (فلک 1962) می باشند که معمولاً هم اندازه بوده و بی شکل هستند. ارتوکم میکریتی می تواند در زمان رسوبگذاری حادث شده باشد و یا اینکه در زمان دیاژنز به صورت سیمان میکریتی ته نشست یافته باشد. در سنگ های کربناته مورد مطالعه ارتوکم میکریتی عمدتاً به صورت فابریک لامینه ای یا لایه ای با ارتوکم های دیگر قرار گرفته اند. با این وجود به فرم کلوخه ای یا لخته ای و بوته ای نیز دیده می شود. میکریت ماتریکسی با فابریک لامینه ای در معادن الوان، میکریت با فابریک لایه ای در معادن الوان، با بافت کلوخه ای یا لخته ای در معادن الوان و سفید متمایل به قرمز وبا بافت بوته ای در معادن الوان و قرمز دیده شد.

تحلیل: میزان میکریت بنا به نظر پنتی کاست (2005) با فعالیت موجودات زنده رابطه مستقیم دارد ولی با سن سنگ های کربناته غیر دریایی رابطه معکوس دارد. به نظر می رسد همانطور که پنتی کاست (1995) معتقد است، میکریت های این سنگ ها نیز چه به صورت لامینه ای چه به صورت لایه و چه با فابریک کلوخه ای و بوته ای حاصل نهشته شدن آنها در اطراف و مابین کلنی های باکتریایی به خصوص سیانوباکتری ها می باشد.

ب- اسپاریت:

در مقاطع نازک اسپاریت به واسطه ای شفافیت و بلور های درهم قفل شده متمایز می گردد. بلورهای اسپاریتی نیز مانند میکریت به دو گونه در این سنگ ها دیده می شوند. نوع اول که فراوانی کمتری هم دارند اسپارهای سیمانی هستند که اغلب به شکل نا منظم فضاهای خالی را پر می کنند. این بلورها فابریک های متفاوتی دارند از جمله فابریک موزائیکی، دندان سگی و شعاعی. این اشکال به ترتیب در معادن الوان و سفید متمایل به قرمز دیده شده اند.

نوع دوم: بلورهای اسپاریتی هستند که در زمان رسوبگذاری تشکیل شده اند و در واقع تشکیل دهنده اصلی سنگ محسوب می شوند. در مطالعات انجام گرفته بلورهای از نوع فیبری با اندازه ۱۵ و نسبت طول به عرض بیشتر از ۶ میلیمتر در معدن الوان و همچنین بلورهای تیغه ای با اندازه ۴.۵ و نسبت طول به عرض بین ۲ تا ۶ میلیمتر در معدن الوان و بلورهای هم بعد با اندازه ۱.۵ و نسبت طول به عرض بین ۱ تا ۲ میلیمتر در معادن الوان و سفید متمایل به قرمز دیده شد. به غیر از اشکال در هم قفل شده و موزاییکی اسپار، شکل های پیچیده تر به شکل بلورهای دندانیتیک (درخت مانند) ظاهر می شود. این بادبزن های بلوری ریز عمدها خاموشی موجی نشان می دهد. این ساختمان های دندانیتی از نوع اسکاندیولیک بوده و شامل صفحات پلکانی کلسیت است که به طور منظم کنار هم چیده شده اند. این اشکال نیز در معدن قرمز دیده می شود.

تحلیل: بر اساس شواهد بدست آمده از رنگ آمیزی مقاطع در بلورها کلسیت این سنگ ها از نوع کم منیزیم می باشد لذا می توان نتیجه گرفت که در هنگام تشکیل نسبت Mg به Ca در این سنگ ها پایین بوده است بنابراین با توجه به شکل ۱-۵ می توان تشکیل بلورهای هم بعد را مربوط به زمان کاهش میزان ورود یون کربنات (CO_3^{2-}) و بلورهای تیغه ای و فیبری را به زمان افزایش ورود یون کربنات نسبت داد.

لامیناسیون ولايه بندی نازک

لامینه ها و لايه های نازک در معادن مورد مطالعه به دو گونه تقسیم می شوند ۱- صفحه ای ۲- موجی.

لامیناسیون ها و لايه های نازک صفحه ای در معدن سفید و لامیناسیون ها و لايه بندی های موجی در معدن الوان دیده می شود. لامیناسیون در معدن الوان بیشتر از نوع هتروپیکوس است و بعد آنها در حد ۱ سانتی متر است. در این لامیناسیون ها اغلب لامینه های روشن پهنه تر از لامینه های تیره هستند. تحلیل: به نظر پنتی کاست (2005) لامیناسیون (لايه بندی های نازک) بر تغیرات رسوبگذاری ناشی از عوامل فیزیکی مانند تغییرات آب و هوایا مرتبط با فعالیت های زیستی دلالت دارد. وی لامیناسیون در تراورتن ها را فصلی یا روزانه می داند به طوری که لايه های تیره تر غنی از مواد ارگانیکی احتمالاً از ماده زیستی جلبکی یا مواد ارگانیکی نشات گرفته از خاک در فصل تابستان یا هنگام روز نهشته می شوند لامیناسیون موجی نیز به نظر وی ناشی از تجمع رسوبات در پشت سد ها و موانع کوچک موجود در هنگام رسوبگذاری است. به نظر پنتی کاست (1995) چنین ویژگی می

تواند مختص تراورتن های ترمومژن باشد و نشانه رسوبگذاری سریع است. هتروپکوس بودن لامینه ها نشان دهنده رسوبگذاری یک زوج لایه تیره و روشن در یک سال است با توجه به ضخامت لامیناسیون ها (بیشتر از 2 میلیمتر) به ویژه در معدن الوان با توجه به نظر پتی کاست (2005) تشکیل آنها را می توان فصلی دانست همچنین پهن بودن لامینه های تیره به تشکیل آنها در مدارهای متوسط دلالت دارد.

بیوفابریک:

سنگ های کربناته غیر دریایی منطقه شمال ورتون دارای لامینه و لایه بندی استروماتولیتی می باشد. ویژگی مهم این ساختار تناوب لامینه ها و لایه های تیره و روشن است که حالت مواج دارند. همراه این ساختار به طور معمول ساختمان های روزنه ای (فنترال) دیده می شود که بر اساس نظر فلوگل (2004) از نوع شبه لامینه ای (LF) و تیپ B1 می باشند. این ساختمان به وفور در معادن سفید و سفید متمایل به قرمز و لیمویی دیده می شود و در معدن الوان کمتر دیده می شود و در معدن قرمز می توان گفت که نایاب است.

تحلیل: همانطور که هانیز (1978) می گوید اسکلت حاصل از بقایای ارگانیسم های گیاهی مانند جلبک ها که در خلال مراحل تنفس و فتوستنتز به ته نشست کربنات کلسیم کمک می کنند، جزء معمول بسیاری از تراورتن هاست. اما از آنجا که برای رشد و فعالیت این موجودات آب نباید دمایی بیشتر از 20 درجه سانتی گراد داشته باشد (گلامیم و ویت، 1984) لذا می توان نتیجه گرفت که چنین ساختاری در فواصل دورتر از منشا چشمeh آب گرم ایجاد شده است. علت وجود لامیناسیون تیره و روشن در این سنگ ها معمولاً تناوب لایه های غنی از مواد آلی و لایه های غنی از مواد کربناته است (فیض نیا، 1375). بنا به نظر هارדי (1977) فنترالهای لایه ای نیز محصول فساد مواد آلی، خشک شدگی وجودیابی لامینه ای (بیوژه در استروماتولیت های مسطح) می باشد.

نتیجه گیری

تراورتن های ناحیه ی شمال روستای ورتون از نوع اتوکتونوس (در جازا) بوده و احتمال زیاد ترمومژن هستند. زیرا نهشته های تراورتن ترمومژن با نواحی با تخلیه ی بالای دی اکسید کربن ناشی از فعالیت تکتونیکی مرتبط می باشند (مارکس و همکار 2006). مطالعات نشان می دهد که خروج CO_2 از آب چشمeh ها باعث تشکیل تراورتن در طول کواترنری شده است و بیشترین فراوانی این سنگ در نزدیکی این چشمeh ها مشاهده می شود (سیمد و همکار 2004). عده ای از محققین به حضور ماده ای اسکلتی در تراورتن های آب شیرین که ناشی از مراحل فتوستنتز و تنفس ارگانیسم های گیاهی می

باشد اشاره نمودند(درامیس و همکاران 1999). در بعضی نقاط ورتون آلگال مت(جرم ماده‌ی ارگانیکی) نقش اصلی را در تشکیل تراوerten داشته و جلبکهای سبز فیلامنت دار به وضوح ته نشست کرینات کلسیم را همراهی می‌کنند. بنابر این می‌توان گفت در مطالعات تراوerten ها علاوه بر ویژگی های سنگ شناسی باید به شواهد بیولوژی که گاهها در ته نشست تراوerten با تغییر محیط موثر بوده اند توجه بیشتری کرد.

منابع

- رادفر ج. 2002. نقشه چهارگوش 1:100000: منطقه کوهپایه، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قریانی م . 1382. مبانی آتشفسان شناسی با نگرشی بر آتشفسان های ایران، انتشارات آرین زمین، 362 ص.
- فیض نیا س . 1375. سنگ شناسی رسوبی کرینات، دانشگاه امام رضا(ع)، 304 ص.
- Flugel E. 2004. Microfacies of carbonate Rocks. Analysis Interpretation and Application. Springer. Verlag Berlin, Heidelberg, Germany.
- Folk R L. 1962. Spectral subdivision of limestone types. Amer. Assoc. petrol. Geol. Mem, 1: 62 – 84.
- Glime JM, Vitt D. 1977. Physiological of aquatic Musci. Lindbergia, 10: 41– 52.
- Hardie LA. 1968. The origine of the recent non-marine evaporate deposite of saline Valley, InyoCounty, California. Geochim.Cosmochim. Acta, 32: 1279-1301.
- Hynes H. B. N. 1978. The ecology of runing waters. Univ. press. Liverpool. 378pp.
- Marks j, Parnell R, Carter C, Dinger E, Haden G. 2006. Interaction bet ween geomorphology and ecosystem processes in travertine streams: Implications for decommissioning a dam on Fossil Creek, Arizona. Geomorphology, 77: 299-307.
- Pentecost A. 2005. Travertine, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Netherland, 445p.

بررسی ژئو شیمی سنگ های الترامافیک مشهد (آب و برق تا خلنج) و بررسی سرپانتینی شدن آنها

ابوالقاسم معصومی^{*} ۱، حسین مهدیزاده شهری^۲، محمد ابراهیم فاضل ولی پور^۳، شیوا بیورانی^۴.

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوزی دانشگاه شاهروود

۲- عضو هیات علمی دانشگاه صنعتی شاهروود

۳- عضو هیات علمی دانشگاه آزاد مشهد

۴- دانشجوی کارشناسی ارشد تکتونیک دانشگاه آزاد شاهروود

چکیده

مناطق مورد مطالعه از سنگ های مافیک و الترامافیک تشکیل شده اند که به یک مجموعه افولیتی وابسته می باشند مجموعه الترامافیک که در جهت شمال غرب ، جنوب شرق رخمنون دارند به گروه پریدوتیت ها و پیروکسن تعلق داشته و از سنگ هایی مانند دونیت - هارزبرژیت - لرزولیت و پیروکسینیت تشکیل شده اند آثار شدیدی از سرپانتینی شدن و نمونه های ماکروسکوپی و میکروسکوپی در این سنگ ها نشان می دهد که کانی های گروه سرپانتین مانند آزبست و تالک در مناطق آب و برق تا خلنج وجود دارند .

مقدمه

مناطق مورد مطالعه که در نقشه $\frac{1}{250000}$ مشهد و در حد فاصل طول جغرافیایی $30^{\circ}15' - 30^{\circ}30'$ و عرض جغرافیایی $59^{\circ}45' - 59^{\circ}15'$ واقع هستند . در این منطقه سنگ های مافیک و الترامافیک در جهت کلی شمال شرق فریمان تا شمال غرب مشهد با روند شمال غرب - جنوب شرق رخمنون دارند این سنگ ها متحمل انواع دگرگونی های هیدروترمال ، ناحیه ای و مجاورتی شده اند . شدت دگرگونی در نواحی مختلف متفاوت بوده و در برخی سنگ ها کمتر دگرگون شده اند . وجود شکستگی های فراوان از ویژگی های بارز این سنگ ها است که آثاری از سرپانتینی شدن را نشان می دهد . علاوه بر کانی های گروه سرپانتین مانند آزبست و آنتی گوریت کانی تالک نیز به وفور یافت می شود .

1- پتروگرافی

مطالعات پتروگرافی انجام شده بر روی سنگ‌های الترامافیک و مقاطع نازک، تهیه شده از آنها نشان می‌دهد که کانی‌های سازنده اصلی این گروه از سنگ‌ها الیوین، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن است. مهمترین کانی ثانوی تشکیل شده در این سنگ‌ها سرپانتین از نوع آنتی‌گوریت یا کریزوتیل می‌باشد که در برخی موارد قسمت اعظم سنگ را در برگرفته است. در مطالعات میکروسکوپی بقایایی از الیوین با بافت کومولوس در سنگ دونیت مشخص است که وجود این بافت می‌تواند حاکی از پدیده سرپانتینی شدن در منطقه باشد.

با توجه به شواهد صحرایی و میکروسکوپی می‌توان نتیجه گرفت که منطقه مورد مطالعه از سنگ‌هایی مانند دونیت، هارزبورژیت، لرزولیت و پیروکسینیت تشکیل شده‌اند.

2- ژئوشیمی

در مطالعه ژئوشیمیایی منطقه در مجموع 12 نمونه مورد تجزیه XRF قرار گرفت.

1-2 تعیین سری ماگمایی

در این مرحله با استفاده از نمودار آلکالن در برابر سیلیس (Irvin & Baragar) سنگ‌ها به دو گروه آلکالن و ساب آلکالن و سپس با استفاده از نمودار AFM بزرگ (Irvin & Baragar) به توله‌ایتی و کالکوآلکالن تفکیک می‌شود.

2- نمودار عنکبوتی

مقادیر نرمالیز کننده از (Thompson, 1982) اقتباس شده است شیب نمودار منفی است. یعنی به طرف عناصر ناسازگار HFS غنی شدگی کم می‌شود. در این نمودار U آنومالی مثبت دارد و Cr آنومالی منفی از خود نشان می‌دهند.

3- نتیجه گیری

از توصیف پتروگرافی و ویژگی‌های صحرایی و تجزیه شیمیایی منطقه چنین بر می‌آید که سنگ‌های الترامافیک از دونیت، هارزبورژیت، لرزولیت و پیروکسینیت تشکیل شده است. این سنگ‌ها که در نمونه‌های ماکروسکوپی به رنگ‌های سبز روشن - سبز تیره و قهوه‌ای مشاهده می‌گردند اکثرا تحت آلتراسیون قرار گرفته و سرپانتینی شده‌اند. همچنین مطالعات میکروسکوپی نیز بافت‌های

کومولوس را نشان داده که حاکی از پدیده سرپانتینی شدن در منطقه است . سنگ های الترامافیک منطقه همراه سنگ های مافیک به سکانس افیولیتی تعلق و ماجمای توله ایتی تا ساب آلکالن را دارند.

منابع

1. سازمان زمین شناسی کشور ، 1365 ، نقشه زمین شناسی چهار گوش مشهد ، شماره ک - 4 ، مقیاس 1/250000
2. Irvin . T.N., Baragar , W. R.A., 1971-A guide to the Chemical classification of the common volcanic rocks . Canadian Journal of earth Science Letters – V.8, pp. 523-584 .
3. Thompson R.N.,1982, British Tertiary volcanic province . Scott . Geol .,18,49-107 .

ویژگی های ژئوشیمیایی نفوذی گرانیتوئیدی همزمان با برخورد در جنوب تیران، غرب اصفهان

مرخصیه مهرانفر*، علی خان نصر اصفهانی، بابک وهابی مقامد

گروه کارشناسی ارشد پترولوزی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد خوراسگان، اصفهان، ایران

چکیده

توده نفوذی گرانیتوئیدی جنوب تیران، در غرب اصفهان واقع شده است و بخشی از زون ساختاری سندج - سیرجان می باشد. این پلوتون با سن احتمالی ژوراسیک میانی یا جوانتر سنگهای آتشفسانی - رسوی ژوراسیک و قدیمی تر را قطع کرده است. ترکیب توده نفوذی از مونز و گرانیت تا تونالیت تغییر می کند. کانی های اصلی تشکیل دهنده این توده شامل: کوارتز، پلازیوکلаз، فلدسپار آلکالن می باشدو کانی های فرومینزین آن شامل بیوتیت و آمفیبول است، بخش زیادی از کانی های فرومینزین به کانی های کلریتی تبدیل شده است. از ویژگی های این توده کشیدگی فیزیکی آن و جهت یافتنگی کانیابی در جهت شمال غرب - جنوب شرق به موازات روراندگی زاگرس می باشد. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی، سنگهای این توده در محدوده ساب آلکالن، کالکوآلکالن، پرآلومین قرار گرفته اند. توده نفوذی تیران با غنی شدگی از عناصر با شاعع یونی بزرگ (LILE) همچون Rb، Ba، K، Ce و تهی شدگی از عناصر با پتانسیل یونی بالا (HFSE) همچون Y و Zr مشخص می شود. الگوهای REEs نرمالایز شده نسبت به کندریت نشانگر غنی شدگی متوسط تا زیاد از LREEs و الگوی نسبتاً تفريقي نیافه در توزيع عناصر Eu HREEs را عرضه می کند. آنومالی منفی را از خود نشان می دهد که نشانگر خروج پلازیوکلاز طی تفريقي یا فرايند ذوب می باشد. اين ماگما می تواند از ذوب بخشی پوسته اى حاصل شده باشد که ویژگی های ژئوشیمیایی و ترکیبات کانی شناسی نفوذی جنوب تیران نشانگر تعلق آن به همزمان با برخورد باشد.

واژگان کلیدی: گرانیتوئید جنوب تیران، کالکوآلکالن.

مقدمه

نفوذی گرانیتوئیدی جنوب تیران در حدود 65 کیلومتری غرب اصفهان و در محدوده طول جغرافیائی $32^{\circ} 33'$ تا $35^{\circ} 51'$ و عرضهای جغرافیائی $4^{\circ} 40'$ تا $4^{\circ} 55'$ قرار گرفته است. اين توده، مجموعه های متابازیتی را قطع نموده است. مجموعه های متابازیتی شامل رخمنونهای شیست سبز و

آمفیبولیت می باشد. ناحیه مورد بررسی در کمان زاینده رود قرار دارد و بخش گسل خورده ای در حاشیه جنوبی زون ساختاری سنتندج- سیرجان بوده که نسبت به بلوكهای اطراف بالا آمده است (تیلمن 1981). این کمان بیشتر از تناوبهای دگرگون شده ژوراسیک و قدیمی تر تشکیل گردیده که توسط سنگهای رسوبی پالئوزوئیک و جوانتر پوشیده شده است (زاهدی و همکاران 1978، 1992). توده نفوذی و رخنمونهای سنگی همراه، تحت تاثیر دگرگونی ناحیه ای در حد رخساره شیست سبز قرار گرفته است (نصر اصفهانی 1371). روند کلی رخنمونهای منطقه از جمله توده نفوذی، شمال غرب- جنوب شرق، به موازات امتداد روراندگی زاگرس می باشد.

روش تحقیق

طی بازدیدهای صحرایی از بخش‌های دگرسان نشده از توده نفوذی متاگرانیتوئیدی، 60 نمونه سنگی برداشت شد و پس از تهیه 40 مقطع نازک و مطالعه آنها با میکروسکوپ پلاریزان، 15 نمونه به روش MS-ICP در آزمایشگاه Chemiex ALS کانادا، مورد تجزیه عناصر اصلی و فرعی قرار گرفت (نتایج تجزیه‌های شیمیابی قابل ارائه می باشد).

پتروگرافی

توده عموماً دانه متوسط بوده و دارای بافت گرانوبلاستیک (بقایای بافت گرانولار) می باشد. درشت بلورهای فلدسپات آلکالن با ترکیب پرتیت و میکروکلین به همراه کوارتز فراوانترین کانیهای موجود در سنگهای منطقه هستند. این بلورها تا حدودی به کانیهای رسی دگرسان شده اند. در مقطع نازک، کوارتز با بلورهای بی شکل، حواشی مضرس و خاموشی موجی قابل تشخیص می باشد که شدیداً خرد شده است. پلازیوکلاز با ترکیب آلتیت و الیگوکلاز دارای ماکل دگرشکلی به مقدار کمتر نسبت به فلدسپات آلکالن در سنگ وجود دارند. این کانیها، شدیداً سریسیتی شده اند بصورتی که بسختی می توان ترکیب آنها را تشخیص داد. کانی های فرمینیزین عبارتند از آمفیبول و کلریت که با جهت یافته‌گی خاصی در سنگهای آذرین مشاهده می شود. از دیگرویزگیهای این توده نفوذی حضور زنولیتهای مافیکی و شیستی است.

نام‌گذاری و ویژگیهای ژئوشیمیائی

سنگهای توده نفوذی مورد مطالعه علاوه بر نامگذاری مدار، بر اساس نمودار ترکیب شیمیایی نامگذاری شده اند و ترکیب آن از مونزوگرانیت تا تونالیت تغییر می کند ، توده نفوذی از نظر ماهیت ساب آلکالن ، کالکوآلکالن و پرآلومین می باشد، گرانیتوئیدهای کالکوآلکالن می توانند حاصل اختلاط مانگما بی باشد(بربریان 1999).

نمودارهای عنکبوتی

برای بررسی الگوهای REEs معمولاً از نمودار نرمالایز شده نسبت به کندریت استفاده می شود (سان و همکاران 1989). این نمودار(شکل a3) نشانگر روندی یکنواخت، مسطح و بطور کلی الگوی تفریق نیافته در توزیع عناصر HREEs را عرضه می کند، در حالی که LREEs غنی شدگی و تفریق یافتنگی از خود نشان می دهد. جدایش فلدسپار از مذاب فلزیک موجب پیدایش آنومالی منفی Eu آنومالی منفی را از خود نشان می دهد. جدایش فلدسپار از مذاب عناصر کمیاب نسبت به فراوانی آنها در کندریت نرمالایز شده است (تامسون 1982). و آنومالی منفی و مشخصی از Ti,Nb,Sr,Ba,P، همچنین آنومالی منفی از Ce,K,La,Th را نشان می دهد که خاص گرانیتوئیدهای کالکوالکالن قوی است و می تواند با مذاب حاصل از پوسته زیرین سازگار باشد. غنی شدگی از عناصر LREEs و تنهی شدگی از HFSE بیانگر مانگماتیسم در قوسهای آتشفسانی (VAG) است.

جایگاه تکتونوماگمایی

بتچلور و باودن (1985)، بر پایه تغییرات عناصر اصلی نمودار R1-R2 را به منظور تفکیک محیط های تکسونیکی گرانیتوئیدها ارائه نمودند. در این نمودار گرانیتوئیدهای مورد مطالعه به گروه های، همزمان با برخورد (Syn- collision) محدوده 6 قرار دارند.

بحث

گرانیت ها می توانند از منشأهای مختلفی تشکیل شوند (بلون و همکاران 1990، هیلدرت و همکاران 1988). گرانیت های نوع S معمولاً از ذوب بخشی پوسته قاره ای تشکیل می گردند (برآون 1984). منشأ این سنگ ها را بیشتر پوسته قاره ای در نظر گرفته است. مدل اول بدلیل حجم بودن توده گرانیتی جنوب تیران و اینکه ماگماهای فلزیک حجم نمی توانند از تفریق ماگماهای بازیک مشتق

شده از گوشته حاصل شده باشد و فقدان ترکیب بازالتی در طیف سنگهای توده (همه نمونه ها دارای مقدار SiO_2 بیشتر از 52 درصد هستند)، برای منطقه مورد مطالعه قادر نیست به تنها یی تشكیل این توده را توجیه کند (تایلور و همکاران 1985). از سوی دیگر توده گرانیتوئیدی جنوب تیران از نوع S ، کالک آلکالن با میزان پتانسیم متوسط می باشد و غنی شدگی عناصر ناسازگار ($\text{K}, \text{Th}, \text{La}, \text{Ce}, \text{Nd}$) و آنمالمی منفی $\text{Eu}, \text{Nb}, \text{Ta}, \text{P}, \text{Ti}, \text{Sr}$ در این بیشتر با مذابهای حاصل از پوسته قاره ای سازگار است (دورامونت و همکاران 1990، ریکوود 1989)، البته تایید این احتمال نیاز به شواهد ایزوتوپی دارد.

نتیجه گیری

از مطالعات صحرائی، پتروگرافی و ژئوشیمیائی، توده متاگرانیتوئیدی جنوب روستای آبونه نتایج زیر حاصل شد:

- 1- توده از نظر شیمیائی ساب آلکالن بوده و بر روی نمودار AFM روند کالکوآلکالن از خود نشان می دهد. نمونه های آنالیز شده این توده در محدوده گرانیت تا تونالیت قرار میگیرند. بر اساس مطالعات و مشاهدات صحرائی توده نفوذی تها محدود به مجموعه های متابازیتی می باشد و بصورت پنجره تکتونیکی در سطح زمین رخمنون یافته اند.
- 2- این توده از نظر هندسی دارای کشیدگی در جهت شمال غرب-جنوب شرق بوده و یک فابریک گنایی از خود نشان می دهد.
- 3- حضور زنولیتهاي مافیک دلیل بر منشا آدرین و وجود زنولیتهاي شیستی مؤید آلایش ماقمای گرانیتوئیدی با پوسته قاره ای است.
- 4- توده متاگرانیتوئیدی بر روی نمودارهای تکتونوماگماتی در محدوده همزمان با برخورد قرار می گیرد.
- 5- رشد فلدسپات بر روی فلدسپاتهای تخریب قدیمی، جهت یافنگی کانیهای تیره و کشیدگی کلی توده به موازات امتداد مجموعه های دگرگونی شواهدی بر این مطلب است که توده متاگرانیتوئیدی، دگرگونی ناحیه ای در حد رخساره شیست سبز را متحمل شده است.
- 6- مجموعه های متابازیتی دو مرحله دگرگونی را تحمل نموده اند که جوانترین مرحله از نظر شیستوزیته، منطبق بر جهت یافتگی توده نفوذی با امتداد شمال غرب-جنوب شرق است (نصر اصفهانی 1371).

- 7- از ويزگيهای زون سنتدج - سيرجان در دورانهای مژروئیک و سنوزوئیک، حضور توده های نفوذی گرانیتی می باشد (سبزه ئی 1369، داودزاده و دیفنباخ 1987). در واقع زون سنتدج - سيرجان قسمت داخلی دگرگون شده کوهزائی زاگرس در غرب ايران می باشد که به هنگام بسته شدن اقیانوس تیس جوان در کرتاسه پسین در اثر بر خورد پلیت عربی با ايران ایجاد شده است (محجل و همکار 2000، علوی 1994). نفوذ توده های گرانیتوئیدی در طی تکوین این زون بر اثر ذوب بخشی بقایای پوسته اقیانوسی نو تیس انجام گرفته و سپس با پوسته آلايش نموده است. بیشترین سنگهای نفوذی با سن ژوراسیک میانی - پالوسن در این زون، در نواحی بروجرد تا همدان نفوذ کرده اند. از ويزگی همه اين گرانیتوئیدها کشیدگی آنها در امتداد شمال غرب - جنوب شرق است (محجل و همکار 2000، ولی زاده و قاسمی 1372).
- 8- از مهمترین توده های نفوذی در این زون می توان به دیوریت آلماقلاق، گرانودیوریت شمال گلپایگان، گرانیت کلاه قاضی اشاره نمود (Zahedi 1976). بنابر اين اين توده نفوذی مشابه دیگر توده ها در زون سنتدج - سيرجان بسیار جوانتر از سنگهای درونگیگر خود با سن منتبه به پر کامبرین هستند.
- 9- فعالیتهای کوهزائی آپی باعث دگرگونی، گسل خوردگی و جهت یافتنگی ساختاری در مجموعه های سنگی منطقه شده است.

منابع

- Zahedi، مصطفی - صمدیان، م - مهدی تاووسیان، ش، 1978، نقشه زمین شناسی اصفهان (مقیاس 1:250000)، سازمان زمین شناسی کشور.
- Zahedi، مصطفی - رحمتی ایلخچی، م - واعظی پور، ج، 1992، نقشه زمین شناسی شهر کرد (مقیاس 1:250000)، سازمان زمین شناسی کشور.
- نصر اصفهانی - علیخان، 1371، ذخیره یابی باقیمانده معدن رویاز وجین بالا، گزارش داخلی شرکت معدن انجیره.
- سبزه ئی، مسیب، 1369، الگوی ژئودینامیکی دگرگونی زون سنتدج - سيرجان و لبه خرد شده زاگرس، نهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور.
- ولی زاده و قاسمی، 1372، بررسی گرانیتوئیدهای بوئین - میاندشت، مجله علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور.

Alavi, M., (1994), Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Iran: New Data & Interpretations, *Tectonophysics*, v.229, p.211-238.

Batchelor,R.A., and Bowden,P.(1985), "Petrogenetic interpretation of granitoid rock series uses multicationic parameters", *Chem. Geo*, 48-55.

Bullen T.D. and Clyne, M.A. 1990. Trace element and isotopic constraints on magmatic evolution at Lassen volcanic center. *J. Geoph.Rese.*, 95, 19671-19691.

Barbarin, B.(1999), A review of the relationship between granitoid types, their origins and geodynamic environments, *Lithos*, 46,,605-626.

Brown ,G.C., Thorpe, Webb, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments in magma sources *J.Geol .Soc.London*.141,413-426.

COX ,K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J.,1979.The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin ,.450p.

Davoodzadeh. M., and Difenbach, K., (1987), Contribution to the Paleogeography of upper Paleozoic of Iran. Stuttgart 175, P, 121-146.

Drummond.,M.S, Defant M.,1990. A model for trondhjemite – tonalite – dacite genesis and crustal growth via slab melting : Archean to modern comparison.s. *J..Geophy. Res*.95:21503-21521

Hilderth, E.W., Moorbath , S., 1988. Crustral contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile . *Contrib Mineral .Petrol* .76,177-195.

Irvine T.N. and W. R. A. Baragar (1971), A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Can. J. Earth Sci.*, 8 ,523-548.

Le Maitre R.W., Batman P. A. Dudek, J. Keller, M .J. Lameyre Le Bas, P. A. Sabine, R. Scmid, H. Sorensen, A. Streckeisen, A.R. Wooley and B. Zanettin(1989), A classification of igneous rocks and glossary of terms, Blackwell, Oxford.

Mohajjel, M., Fergusson, C, L., (2000), Dextral transpression in Late Cretaceous Continental Collosion, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of structural Geology*, No. 22, P, 1125-1139.

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.

Rickwood, P.C.,1989.Boundary lines within petrologic diagrams which use of major and minor elements. *Lithos* 22,247-263.

Sun S.S. and McDonough W.F.,(1989), "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts "implications for mantle composition and processes. In: Saunders A. D. and Norry M.J. (eds.), *Magmatism in ocean basins*. *Geol. Soc. London. Spec. Pub.*, 42, 313-345.

Taylor S. R.and McLennan S. M.(1985), The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford.

Thompson, A.B., 1982 Magmatism of the British Tertiary volcanic province. Scott. J. Geol., 18 , 50-107.

Tillman, J.E., Poosti, A., Rossello, S. & Eckert, A. (1981). Structural evolution of Sanandaj-Sirjan ranges near Esfahan, Iran., American Association Petroleum Geologists Bulletin, v.65, p.674-687.

Zahedi, M.(1976). Explanatory text of the Esfahan Quadrangle map:1:250000, Geol,Surv. Iran. p.49.

پترولوزی بقایای سنگ‌های آتشفشاری پوسته اقیانوسی نتوتیس در غرب اصفهان
زهرا نصر اصفهانی^۱، علی خان نصر اصفهانی^۲

کارشناس ارشد پترولوزی و عضو باشگاه پژوهشگران جوان دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان

Z.nasr64@yahoo.com

استاد یار گروه کارشناسی ارشد پترولوزی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان
nasr@khusf.ac.ir

چکیده

منطقه مورد مطالعه در جنوب تیران (غرب اصفهان) و در سرزمین شهرکرد- دهسرد قرار دارد این ناحیه بخشی از زون ساختاری سنتدج- سیرجان می باشد. در این منطقه رخنمون‌های دگرگونی شامل شیسته‌های سبز است. رخنمون‌های سنگ سبز در سرزمین شهرکرد- دهسرد را می‌توان بقایای پوسته اقیانوسی نتوتیس دومین تحت یک شرایط پشت قوسی دانست. در تریاپس پسین- ژوراسیک زیرین همزمان با شروع بسته شدن نتوتیس اولیه و زیر راندگی به زیر خوده قاره ایران مرکزی، کافت شدگی و مانگماتیزم کششی باعث ظهور نتوتیس دومین و جدا شدن سرزمین شهرکرد- دهسرد از حاشیه شمال شرق صفحه عربی- آفریقایی گردید و یک حوضه آتشفشاری پشت قوسی تکامل پیدا نمود. همزمان با حرکت این سرزمین و گسترش حوضه اقیانوسی نتوتیس دومین، بسته شدن نتوتیس اول و برخورد در پالوشن به بعد اتفاق افتاده است.

واژگان کلیدی: شیست سبز، بقایای پوسته، نتوتیس، زون سنتدج- سیرجان، ایران.

۱- مقدمه

منطقه مورد مطالعه در 65 کیلومتری غرب اصفهان و جنوب غرب تیران قرار دارد، مهمترین رخنمون‌های آتشفشاری دگرگونی در جنوب روستای آپونه مشاهده می‌شود. این منطقه، از نظر تقسیمات زمین شناسی بخشی از سرزمین شهرکرد- دهسرد در زون ساختاری سنتدج- سیرجان است (بربریان و کینگ، 1981؛ علوی، 1994). همچنین این منطقه را به عنوان قسمتی از کمال زاینده رود محسوب می‌کنند که نسبت به بلوکهای اطراف بالا آمده است (تیلمن و همکاران، 1981). در ابتدا سن این مجموعه دگرگونی را منتب به پرکامبرین منتب دانسته اند (زاهدی، 1371)، اما در کارهای مطالعاتی اخیر سن آن را ژوراسیک زیرین و قدیمی تر (فاسمی و همکاران، 1385) و ژوراسیک می‌دانند (ارفع نیا و همکار، 2009). این مجموعه‌های از سنگ‌های آتشفشاری بازی و

حدواسط دگرگونه تشکیل یافته که دایک های دولریتی آنها را قطع کرده است (نصر اصفهانی و همکار 1386). همچنین توده گرانیتوئیدی در سری های سنگ دگرگون شده جایگزین شده است. تاکنون در مورد منشاء این سنگ های آتشفسانی کار تحقیقی قابل توجهی انجام نشده است. در این مقاله ویژگی های پترولولوژیکی این سنگ ها مورد بررسی قرار می گیرد.

2- روش، بحث و بررسی

2-1- روش تحقیق

طی بازدیدهای صحرابی از رخنمون های دگرگون شده 68 نمونه سنگی برداشت شد. پس از تهیه 42 مقاطع نازک و مطالعه آنها با میکروسکوپ پلاریزان، 8 نمونه به روش XRF و 12 نمونه انتخاب و به روش ICP-MS در آزمایشگاه Chemiex ALS کانادا، مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت، در این مقاله برای مطالعه از شش نمونه سنگی که تحت دگرسانی متاسماتیزم قرار نگرفته بود استفاده شد (نتایج تجزیه شیمیایی نمونه ها توسط نویسنده کان مقاله قابل ارائه است). از نرم افزار Minpet برای ترسیم نمودارهای پتروگرافی و نورم گیری به روش CIPW استفاده شد.

2-2- پتروگرافی

بر اساس شواهد پتروگرافی و کانی شناسی سنگ های دگرگونی منطقه مورد مطالعه عمدها شامل سنگ سبز می باشد. از نظر کانی شناسی آمفیبول، گارنت و کوارتز مهمترین کانی های سنگ سبز است. آمفیبول از مهمترین کانی های شکل دار تانیمه شکل دار موجود در سنگ سبز هستند. این کانی به صورت بلورهای منشوری و بلورهای سوزنی در متن سنگ سبز یافت میشود. دارای پلنوکروئیسم سبز چمنی تا سبز- آبی و نوع آمفیبول اکتینولیت و ترمولیت می باشد. بافت اصلی در سنگ های سبز در مواردی که کانی ها فاقد جهت یافته اند باشد شیستوزیته می باشد. در سنگ هایی که در اثر سیر قهقرایی و تاثیر دگرشکلی دچار تحول شده اند کانی هایی نظیر اپیدوت، اسفن، کلریت و اپاک حضور گسترده دارد.

3- نام گذاری و تعیین محیط تکتونیکی

در نمودار Y-Nb/SiO₂- 1977) نمونه های مورد مطالعه در محدوده بازالت های ساب آلکالن واقع میشوند. برای بررسی سری ماگماهی و ماهیت ماگماهی تشکیل دهنده سنگهای مورد مطالعه از نمودارهای مختلفی استفاده شده از جمله از نمودار K₂O+Na₂O- SiO₂ که سنگ های مورد مطالع در محدوده ساب آلکالن قرار می گیرد (شکل 1ب). همچنین در

نمودار FeOt-FeOt/MgO دارای روند تولئیتی هستند. همچنین از نمودار V-Ti/1000 جهت تعیین محیط تکتونیکی استفاده شد. در این نمودار نمونه های مورد مطالعه در محدوده MORB، قرار می گیرد.

2-4- ویژگی های ژئوشیمیایی

نمونه ها نسبت به کندریت نرمالایز شده است که عناصر ناسازگار 100-1 برابر غنی شدگی دارند و به سمت سازگارها این میزان به زیر یک می رسد و تهی شدگی نشان می دهد. یک آنومالی مثبت برای Ba دیده میشود که این عنصر جزء عناصر ناسازگار است و تمایل دارد در مذاب باقی بماند و در ساختمان فلدسپات قرار گیرد آنومالی منفی شدیدی در عناصر Ni دیده می شود. عناصر مذکور که از جمله عناصر سازگار هستند در حین ذوب بخشی سنگ منشأ وارد مذاب نشده اند (شکل 2 الف). نمونه ها نسبت به E-MORB نرمالایز شده است که میزان غنی شدگی حداکثر تا 4 برابر است. این روند شباهت بسیار زیاد ترکیب نمونه ها با MORB است. احتمالاً قدری غنی شدگی شاید بدليل آغشتنگی یا متحرک بودن عناصر LREE و تمرکز آنها از سنگ های پوسته ای باشد. روند در کل افقی است و معادل خط 1 است.

نتیجه گیری

نمونه های سنگ سبز در نمودارهای ژئوشیمیایی مورد استفاده در محدوده بازالت آندزیتی قرار می گیرند که ماهیت ساب آلکالن از نوع تولئیت آبیسال را دارند. در نمودارهای تفکیک محیط تکتونیکی در محدوده MORB قرار می گیرند، این سنگ ها از نظر شیمیایی غنی تراز بازالت های میان اقیانوسی معمولی (N-MORB) مشابه E-MORB می باشد. و با توجه به نمودارهای نرمالایز شده، روند آنها مشابه E-REE است.

مراجع

- زاهدی، م. 1371. تهیه نقشه زمین شناسی چهارگوش شهر کرد (مقیاس 1:250000). سازمان زمین شناسی کشور.
- قاسمی ۱؛ حاج حسینی؛ حسینی م. 1385. تهیه نقشه زمین شناسی چهارگوش چادگان (مقیاس 1:100000). سازمان زمین شناسی کشور.

نصر اصفهانی ع؛ ضیایی ح. 1386. استفاده از روش های چند متغیره شناسایی و تفکیک مجموعه های سنگی در تصاویر ماهواره ای ETM+. رخمنون های سنگی در جنوب روستای آپونه تیران (غرب اصفهان). مجموعه علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی ویژه نامه زمین شناسی، شماره 65.

- Alavi, M. (1994). Tectonics of the Zagros Organic belt of Iran: New Data & Interpretations Tectonophysics, v.229, pp.211-238.
- Arfania, R., Shahriari, S. (2009). Role of southeastern Sanandaj-Sirjan Zone in the tectonic evolution of Zagros Orogenic Belt, Iran. Journal of Island Arc, 18, pp 555–576.
- Berberian, M and King, G.C.P. (1981). Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Science, 18,pp 210-265.
- Irvine, T.N, Baragar W.R.A. (1971). A guide to chemical classification of common volcanic rocks., Canadian Journal of Earth Sciences, 8,pp 523-547.
- Miyashiro A. 1975. Classification, characteristics and origin of ophiolites. Journal of Geology, v.83. pp. 249-281.
- Shervais JW. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern ophiolitic lavas. Earth and Planetary Science. Letters, v.59,pp 101-118.
- Sun, S.S., McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Sunders, A.D.,Norry, M.J.(Eds.), Magmatic in Oceanic Basins, Special Publication. 42.Geology Society of London, pp. 313–345.
- Taylor. S.R., McLennan, S.M. (1985). The Continental Crust: its Composition and Evolution. Blackwell, Cambridge. 312 p.
- Tillman, J.E, Poostti, A., Rossello, S, & Eckert, A. (1981). Structural evaluation of Sanandaj- Sirjan ranges near Esfahan, Iran. American Association Petroleum Geologists Bulletin, v.65, pp 674-687.
- Winchester JA and Floyd PA. 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and their Differentiation Products Using Immobile Elements. Chemical of Geology, v.20,pp 325-343.

مطالعه سنگ‌های دگرگونی مجموعه ماسال-شاندرمن

نوری، فاطمه^{*}- پورمعافی، سید محمد- مسعودی، فریبز، خواجه، حافظه

گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی

چکیده

منطقه مورد مطالعه در جنوب غربی شهرستان بندر انزلی واقع شده و بخشی از زون ساختاری البرز محسوب می‌شود. در این منطقه سنگ‌های دگرگونی برونزد دارند که چینه‌های آن عموماً رسوبات پالئوزوئیک بالایی و بعد از آن را تشکیل می‌دهند. متابازیت‌ها و متاپلیت‌های حاصل از دگرگونی ناحیه‌ای مهمترین سنگ‌های دگرگونی منطقه را تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها در رخساره‌های شیست‌ساز^{*} شیست‌آبی و اکلوژیت دگرگون شده‌اند. مطالعات صحرایی و میکروسکوپی نشانگر این است که به احتمال زیاد تیپ دگرگونی منطقه از نوع ابوکوما و سری ژادئیت- گلوكوفان بوده و در ضمن احتمال می‌رود که دو فاز دگرگونی بر سنگ‌های منطقه تاثیر گذار بوده‌اند.

مقدمه

مجموعه دگرگونی ماسال-شاندرمن در شمال ایران قرار دارد اوین مطالعات مدون در این منطقه در سال 1975 توسط کلارک و همکاران از سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام گرفته است. نتیجه این مطالعات به صورت نقشه 1:250000 و گزارش بررسی مقدماتی شمال غربی ایران و بندرانزلی منتشر شده است. در این بررسی‌ها طبق نقشه ارائه شده توسط محققین در بررسی‌های میکروسکوپی و ماکروسکوپی سنگ‌های دگرگون شده بر اساس کانی‌های موجود مجموعه‌ای از شیست‌ها و گنایس‌های سبز و خاکستری همراه با سنگ‌های التراباتزیک تشخیص داده شد و سن این دگرگونی‌ها را پر کامبرین نسبت دادند.

در بررسی‌های کوچک مقیاس در ارتباط با کوهزایی منطقه توسط افتخارنژاد و همکاران (1370) انجام شده است برونزدهای افیولیتی واقع در ارتفاعات جنوب غرب خزر را بقایایی از پالئوتیس تصویر نموده که در اثر رخدادهای هرسینین پدیدار شده است. اکلوژیت‌های شاندرمن نیز توسط یک گروه ایتالیایی (Zanchetta & Zanchi, 2009) مورد توجه قرار گرفت سن یابی‌های

جدیدی که با استفاده از روش آرگون بر روی میکاهای سفید پاراگونیتی توسط این گروه انجام گرفت نشانگر مجموعه های فشار بالا با سن کربونیفر پسین می باشد.

زمین شناسی عمومی منطقه

منطقه مورد مطالعه معروف به منطقه ماسال - شاندرمن در 55 کیلومتری جنوب غربی بندرانزلی و بین طول های جغرافیایی $17^{\circ} 48'$ و $15^{\circ} 49'$ و عرض های جغرافیایی $37^{\circ} 27'$ و $37^{\circ} 37'$ قرار گرفته است. این منطقه از لحاظ زمین ساختی بخشی از زون البرز است و در نقشه 1:100000 بندرانزلی واقع می گردد. سنگ های منطقه که عمدتاً دگرگون و دگر شکل شده اند شامل مجموعه ای از سنگ های دگرگونی (با منشا آذربین و روسی) همراه با توده های نفوذی می باشند.

سنگ های منطقه مورد مطالعه تحت تاثیر دگرگونی ناحیه ای به مجموعه ای از شیست ها، سرپانتینت ها، متابازیت ها و اکلوژیت ها، مرمرها تبدیل شده اند. دسته ای از سنگ ها به علت تاثیر فازهای متعدد دگرگونی در حد رخسارهای شیست سبز، شیست آبی و اکلوژیت دگرگون شده اند.

سنگ های این ناحیه از کربونیفر زیرین تا کرتاسه بالایی را شامل می شود، قدیمی ترین برونزد در محدوده مورد مطالعه سازند مبارک می باشد که شامل شیل ها و آهک هایی است که با همبری گسله بر روی سازندهای جوانتر یا قدیمی تر قرار گرفته است، این سازند بیشترین گسترش را در جنوب غربی منطقه دارد. رخمنون هایی از واحدهای پرمین (سازند دورود، روتله، نسن) با همبری گسله بر روی دگرگونی های شاندرمن قرار گرفته است، تفکیک کامل این سازند ها به طور کامل امکان پذیر نمی باشد، این واحدها محدود به بخش جنوبی منطقه می باشند و اندکی دگرگون شده اند، رخمنون هایی از سازند شمشک نیز به طور دگر شیب بر روی مجموعه دگرگونی شاندرمن جای گفته است.

مهمازین برش های بخش پایینی کرتاسه در مجاورت آندالوزیت شیست های مجموعه سنگی رخمنون دارد این واحد از یکسری سنگ آهک های سفید رنگ تشکیل شده است که تا حدودی دگرگون شده اند. رخساره ساحلی - دلتایی کرتاسه بالایی شامل یکسری سنگ های آواری، توف و گدازه های آندریتی تا بازیک است که در قسمت هایی فرسایش پوست پیازی نشان می دهد این واحدها محدود به بخش شمالی منطقه می باشند.

در این قسمت به بررسی دگرگونی غالب در منطقه، معرفی بافت‌ها و رخساره‌های موجود در منطقه ماسال - شاندرمن می‌پردازیم. مطالعه این سنگ‌ها در مجموعه دگرگونی ماسال - شاندرمن در تکوین زمین‌شناسی و روشن شدن پیچیدگی‌های تکتونیکی در شمال ایران ثمر بخش خواهد بود.

برای بررسی سنگ‌های دگرگونی منطقه در حدود 80 نمونه جهت مطالعات سنگ‌شناسی و اندازه‌گیری کمی عناصر اصلی و فرعی برداشت شد که نتایج تجزیه و تحلیل داده‌ها با توجه به اطلاعات صحرایی و میکروسکوپی به صورت خلاصه در زیر آمده است:

دگرگونی غالب در منطقه دگرگونی ناجه‌ای است که سنگ‌های متابازیکی و متاپلیتی را به وجود آورده است. متابازیک‌های موجود شامل: ترمولیت شیست، ترمولیت - گارنت شیست، سرپاتنیت، متاگابرو و اکلوژیت‌ها و متاپلیت‌ها شامل گارنت شیست‌ها، میکاشیست‌ها، آندالوزیت شیست‌ها و اسلیت‌ها، کالک شیست‌ها و مرمرهاست که از این میان ترمولیت - گارنت شیست‌ها و سرپاتنیت‌ها بخش اعظم سنگ‌های متابازیکی و آندالوزیت شیست‌ها بخش اعظم سنگ‌های متاپلیتی منطقه را تشکیل می‌دهند. بافت موجود در این سنگ‌ها شامل: بافت نماتوبلاستیک، پیدوپلاستیک و گرانوپلاستیک می‌باشد. این تنوع بافتی در سنگ‌های متابازیک و متاپلیتی به صورتی است که به اختصاصات رسوی سنگ مادر اولیه بر می‌گردد. هر گاه سنگ مادر اختصاصات رسوی گرانولار و لایه‌ای داشته باشد درصد کانی‌های کوارتز فلدسپاری و رسی افزایش یافته و بافت گرانوپلاستیک و پیدوپلاستیکی خواهد بود ولی اگر سنگ مادر آذرین باشد بافت نماتوبلاستیک و پیدوپلاستیک خواهد بود.

فرایند دگرگونی دینامیکی به صورت محلی در منطقه تاثیرگذار بوده که بیشترین تاثیر آن را می‌توان بر روی آندالوزیت شیست‌ها و اسلیت‌ها مشاهده کرد حاصل آن میلونیت از نوع پروتومیلونیت یا میلونیت‌های سطحی است. تاثیر دگرگونی دینامیکی باعث ایجاد پورفیروکلاست‌های پوششی زیگموئید و بلورهای میکافیش در میلونیت‌های منطقه شده است. رخساره‌های مشاهده شده در منطقه رخساره شیست سبز و رخساره اکلوژیت (بر اساس مجموعه میزالی) می‌باشد. تیپ دگرگونی منطقه از نوع ابوکوما و سری ژادئیت - گلوكوفان است. وجود دو محور فولیاسیون در شیست‌های منطقه نشانگر تاثیر دو فاز دگرگونی در منطقه می‌باشد. سنگ مادر متابازیت‌ها، گابرو - گابرو نوریت و الترامافیک (شکل 2-الف) و سنگ مادر متاپلیت‌ها را سنگ‌های پلیتی تشکیل داده است. در تعیین محیط تکتونیکی این سنگ‌ها، این سنگ‌ها محیط Volcanic Arc را نشان می‌دهند.

نتیجه گیری

دگرگونی غالب و گستردۀ در منطقه مورد مطالعه دگرگونی ناحیه‌ای است رخساره‌های مشاهده شده شیست سبز و اکلوژیت است. دگرگونی دینامیکی نیز به صورت محلی در منطقه تاثیر گذار بوده و میلونیت‌ها را به وجود آورده است. در ضمن با توجه به محورهای فولیاسیون دو فاز دگرگونی در منطقه تاثیر گذار بوده است، متابازیت‌های منطقه سنگ مادر گابر- گابر و نوریت و الترامافیک و متاپلیت‌های منطقه سنگ مادر پلیتی را نشان می‌دهند. این سنگ‌ها در نمودار تعیین محیط تکتونیکی بر اساس عناصر کمیاب محیط تکتونیکی Volcanic arc را نشان می‌دهند.

منابع

افتخارنژاد، ج و بهروزی، (1370). سن مجموعه دگرگونه و افیولیت‌های اسالم-شاندرمن و ارتباط ژئودینامیکی آن‌ها با پالثوتیس و پوسته شبه اقیانوسی خزر، فصلنامه علوم زمین، شماره 3. نوگل سادات، میرعلی اکبر. (1371). گزارش مقدماتی زمین‌شناسی استان گیلان، استانداری گیلان.

- Alavi, M. (1991) Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of American Bulletin, 103: 983-992.
- Clark, G. C., Davies, R. G., Hamzepour, G. & Jones, C. R. (1975) Explanatory Text of the Bandar-e-Pahlavi Quadrangle Map, Scale 1:250 000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Zanchetta, S., Zanchi, A., Villa, I., Poli, S., Muttoni, G. 2009. The Shanderman Eclogites: a Late Carboniferous High-Pressure Event in the NW Talesh Mountains(NW Iran). Geological society, London, Special publications.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, E., Garzanti, Molyneux, S., Navab, A., Sabouri, J. (2009) The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in North Iran. . Geological society, London, Special publications.
- Clark, G. C., Davies, R. G., Hamzepour, G. & Jones, C. R. (1975). Explanatory Text of the Bandar-e-Pahlavi Quadrangle Map, Scale 1:250000. Geological Survey of Iran, Tehran, 198.
- Davies, R. G., Jones, C. R., Hamzepour, B. & Clark, G. C. (1972). Geology of the Masuleh Sheet, NW Iran, Scale, 1:100 000. Geological Survey of Iran, Report, 24.
- Mukul, R. B., Taylor, S.R., (1981), Trace Element Geochemistry and Sedimentary Provinces: A Study from the Tasman Geosyncline, Australia, Chemical Geology, 33. Elsevier Scientific Publishing Company, Amesterdam- Printed in the Nethelands.

Mukul, R. B., Keith., A. W., (1986), Trace element characteristics of greywackes and Tectonic setting discrimination of sedimentary basins. Contributions to Mineralogy and Petrology, Springer.

بررسی ویژگی های میکروسکوپی و ارتباط دگرشکلی کانی ها در گارفت شیست های منطقه دگرگونی شاندرمن (گیلان)

نوری، فاطمه* - پورمعافی، سید محمد - مسعودی، فربیز - محمد، لنگرانی

گروه زمین شناسی دانشگاه شهید بهشتی

چکیده

در جنوب غرب بندر انزلی، واقع در پهنه البرز غربی، مجموعه ای از سنگ های دگرگونی وجود دارد که آثار بارزی از تاثیر فازهای دگرگونی و دگرشکلی را نشان می دهند. در این مطالعه از شواهد بافتی برای تحلیل روابط دگرشکلی کانی ها در گارنت شیست های منطقه استفاده شده است. سه فاز دگرگونی همراه با دو فاز دگرشکلی تشخیص داده شد. روابط بین پورفیروبلاست و فولیاسیون، نشان داد که رشد گارنت به صورت مرحله ای می باشد. همچنین مشخص گردید که گارنت در طول یک مرحله از تغییر شکل می تواند چندین سری قطع شدگی را در الگوی ادخال هایش نشان دهد. فاز اول و دوم دگرگونی باعث توسعه شیستوزیته S1 و S2 و رشد گارنت به صورت همزمان با تکتونیک شده اند و فاز سوم دگرگونی باعث رشد پست تکتونیک گارنت بر روی فولیاسیون شده است. در سنگ های مورد مطالعه چندین نسل کلریت شناخته شد، به گونه ای که یکسری از آنها به موازات فولیاسیون S1 قرار گرفته اند. گروهی دیگر که درشت ترند در اوایل فاز دوم تغییر شکل متبلور شده و تعدادی نیز به موازات فولیاسیون S2 جهت گیری کرده اند.

۱- مقدمه

حجمی از سنگ که تحت تاثیر دگریختی و دگرگونی است دائما در کانی ها و ساختار آن تغییراتی ایجاد خواهد شد. پورفیروبلاست ها منبع گرانبهایی از اطلاعات برای نمایش تکوین تکتونیکی و دگرگونی محل تشکیل خود می باشند. پورفیروبلاست ها اغلب دارای طرح های درونبارهایی است که بازگو کننده ساختار زمینه در طول رشد آن هاست طرح های درونبارها در پورفیروبلاست ها می تواند از ساختار سنگ دربرگیرنده در زمان تشکیل تقلید نماید و به بازسازی زمان نسبی رشد بلور، شرایط دگرگونی و دگرشکلی بیانجامد. پورفیروبلاست ها در همه سنگ ها و در همه شرایط دگرگونی به طور یکسان یافت نمی شوند. از آن جا که پورفیروبلاست ها برای تعیین فشار- حرارت - دگریختی در ارتباط با زمان (P-T-D-t) که در سنگ های دگرگونی روی داده

است نقش کلیدی دارند، صرف نظر از این که دارای چه درونباری هستند، می توانند تحول دگرگونی از هسته به حاشیه را گزارش کنند. ممکن است پهنه رشد وجود داشته باشد یا درونبارهایی از بلور خاص نشان دهنده شرایط فشار و حرارت (P-T) متفاوت از زمینه باشد. آلومینوسیلیکات هایی مثل گارنت از پورفیروبلاست هایی هستند که بیشتر معمول بوده و حاوی اطلاعات می باشند.

مجموعه دگرگونی شاندرمن در شمال ایران قرار دارد. اولین مطالعات مدون در این منطقه (Clark et al., 1975) از سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام گرفته است. نتیجه این مطالعات به صورت نقشه 1:250000 و گزارش بررسی مقدماتی شمال غربی ایران و بندرانزلی منتشر شده است. در این بررسی ها طبق نقشه ارائه شده توسط محققان در بررسی های میکروسکوپی و ماکروسکوپی سنگ های دگرگون شده بر اساس کانی های موجود مجموعه ای از شیست ها و گنایس های سبز و خاکستری همراه با سنگ های الترا بازیک تشخیص داده شد و سن این دگرگونی ها را پر کامبرین نسبت دادند. در بررسی های کوچک مقیاس در ارتباط با کوهزایی منطقه توسط افتخارنژاد و همکاران (1370) انجام شده، برونزدهای افیولیتی واقع در ارتفاعات جنوب غرب خزر، بقایایی از پالئوتیس در نظر گرفته شده که در اثر رخداد های هرسینین پدیدار شده اند. اکلوژیت های شاندرمن نیز توسط (Zanchetta et al., 2009) مورد توجه قرار گرفت. سن یابی های جدیدی که با استفاده از روش آرگون بر روی میکاهای سفید پاراگونیتی توسط این گروه انجام گرفت، نشانگر مجموعه های فشار بالا با سن کربونیfer پسین می باشد. سنگ های این مجموعه دگرگونی شامل شیست ها (در برگیرنده میکاشیست ها، آندالوزیت شیست ها، گارنت شیست ها، گارنت - ترمولیت شیست ها، ترمولیت شیست ها، کلریت شیست ها)، متابازیت ها، اسلیت ها، متاکابروها، اکلوژیت، مرمرها، کربنات میلونیت و کالک شیست می باشند. شیست ها از نظر کانی شناسی حاوی کلریت، مسکوکیت، بیوتیت، آمفیبول، کوارتز، آندالوزیت، گارنت به عنوان کانی های اصلی بوده تورمالین، اسفن و اکسیدهای فلزی نیز در این سنگ ها به صورت کانی فرعی وجود دارد. متابازیت ها به لحاظ کانی شناسی حاوی ترمولیت- اکینولیت، پلاژیوکلاز و اپیدوت به عنوان کانی های اصلی می باشد و اکسیدهای فلزی هم به طور پراکنده در آنها وجود دارند. اسلیت ها، رخمنون محدودی در حاشیه جنوبی منطقه مورد مطالعه دارند، کلریت، میکای سفید و کانی های تیره، کانی های اصلی تشکیل دهنده این سنگ ها می باشند. متاکابروها، لایه های وسیعی را در قسمت های شمالی تا شمال غربی منطقه را تشکیل می دهند و از نظر کانی شناسی حاوی الیوین و پیروکسن به عنوان کانی های اصلی، که تا حدودی سرپانتینی شده اند و کلسیت و کلریت به عنوان کانی فرعی می باشند.

سرپاپتینیت‌ها رخمنون را در بخش‌های شمالی منطقه به خود اختصاص داده‌اند. پلازیوکلاز و سرپاتینیت کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها هستند، کانی‌های الیوین، پیروکسن، آمفیبول، کوارتز و کلسیت به عنوان کانی‌های فرعی در سنگ حضور دارند. مشخص‌ترین رخمنون از اکلوژیت‌ها در نزدیکی روستای لچور دیده می‌شود، این واحد مورفولوژی صخره‌ای داشته و از لحاظ کانی‌شناسی حاوی گارنت، پیروکسن، مسکویت، زئوزیت و آمفیبول (ترمولیت، گلوکوفان و هورنبلند) می‌باشد. کلسیت، کلریت، کوارتز به عنوان کانی‌های فرعی در سنگ حضور دارد. رخمنون واحد مرمری به طور پراکنده در قسمت‌های مختلف مجموعه دگرگونی دیده می‌شود. بافت گرانولار و لاشه‌ای در سنگ مشهود است. کلسیت کانی اصلی تشکیل دهنده سنگ و کوارتز و پلازیوکلاز به عنوان کانی فرعی در سنگ حضور دارند. در کربنات میلونیت، کلسیت کانی اصلی تشکیل دهنده زمینه است و بافت گرانولار و میلونیتی در این دسته سنگ‌ها مشاهده می‌شود. کوارتز هم به عنوان کانی فرعی در سنگ حضور دارد. کالک شیست‌ها از نظر کانی‌شناسی حاوی کلسیت، کلریت، مسکویت به عنوان کانی اصلی و کوارتز و اکسیدهای فلزی به عنوان کانی فرعی می‌باشد.

2- زمین‌شناسی منطقه

منطقه شاندرمن در 55 کیلومتری جنوب غربی بندرانزلی و بین طول‌های جغرافیایی $17^{\circ}48'$ و $15^{\circ}49'$ و عرض‌های جغرافیایی $37^{\circ}17'$ و $37^{\circ}27'$ قرار گرفته است. این منطقه از لحاظ زمین ساختی بخشی از زون غربی البرز است و در نقشه 1:1000000 بمنزله سنگ‌های دگرگونی (با منشا آذربین و روسوبی) همراه با توده‌های نفوذی می‌باشند. سنگ‌های منطقه مورد مطالعه تحت تاثیر دگرگونی ناحیه‌ای به مجموعه ای از شیست‌ها، سرپاپتینیت‌ها، متاپازیت‌ها و اکلوژیت‌ها، مرمرها تبدیل شده‌اند. دسته‌ای از سنگ‌ها به علت تاثیر فازهای متعدد دگرگونی در حد رخسارهای شیست سبز، شیست آبی و اکلوژیت دگرگون شده‌اند. سنگ‌های این ناحیه از کربونیفر زیرین تا کرتاسه بالایی را شامل می‌شود، قدیمی‌ترین برونزد در محدوده مورد مطالعه سازند مبارک می‌باشد که شامل شیل‌ها و آهک‌هایی است که با همبری گسله بر روی سازندهای جوانتر یا قدیمی تر قرار گرفته است، این سازند بیشترین گسترش را در جنوب غربی منطقه دارد. رخمنون‌هایی از واحدهای پرمین (سازندهای دورود، روته و نسن) با همبری گسله بر روی دگرگونی‌های شاندرمن قرار گرفته اند که تفکیک کامل این سازند‌ها به طور کامل امکان پذیر نمی‌باشد، این واحدها محدود به بخش جنوبی منطقه می‌باشند و اندکی دگرگون شده‌اند. رخمنون‌هایی از سازند شمشک نیز به طور دگرگشیب بر

روی مجموعه دگرگونی شاندرمن جای گرفته است. مهمترین برش های بخش پایینی کرتاسه در مجاورت آندالوزیت شیستهای مجموعه سنگی رخنمون دارد. این واحد از یکسری سنگ آهک های سفید رنگ تشکیل شده است که تا حدودی دگرگون شده اند. رخساره ساحلی - دلتایی کرتاسه بالایی شامل یکسری سنگ های آواری، توف و گدازه های آندریتی تا بازیک است که در قسمت هایی فرسایش پوست پیازی نشان می دهنند. این واحدها محدود به بخش شمالی منطقه می باشند.

3-بحث

با توجه به وجود پورفیروبلاست های قبل، همزمان و بعد از تکتونیک در شیستهای گارت دار مجموعه دگرگونی شاندرمن، در این مطالعه سعی شده است تا از شواهد میکروسکوپی جهت تبیین و تعیین حوادث دگرگونی و فازهای دگرگربختی منطقه شاندرمن استفاده شود. مطالعه این پورفیروبلاست ها در فهم حوادث تکتونیکی بزرگ مقیاس و بازسازی تکامل تکتونیکی منطقه شاندرمن موثر است.

ویژگی میکروسکوپی: در مقاطع میکروسکوپی، بافت اصلی سنگ پورفیرولپیدوبلاستیک و گرانولپیدوبلاستیک است. بافت پوئی کیلو بلاستیک نیز به عنوان بافت فرعی در این سنگ ها وجود دارد، پورفیروبلاست های سنگ معمولاً گارت دار است اما گاه بلورهای مسکوویت و کلریت نیز در کنار گارت دار به صورت پورفیروبلاست دیده می شوند. گارت (10-15٪) کوارتز (50٪) مسکوویت و کلریت (20-30٪) کانی های اصلی تشکیل دهنده گارت شیستهای هاستند، پلازیوکلاز، کلسیت، گرافیت و اکسید های فلزی به عنوان کانی های فرعی و گاه ثانویه (مثل کلسیت) در برخی نمونه ها وجود دارند.

گارت های این سنگ ها غالباً بی شکل تانیمه شکل دار هستند و اندازه درشت تا متوسط دارند، بر جستگی بالا و ایزوتrop بودن در نور پلاریزه از ویژگی این کانی است. غالب بلورهای گارت پوئی کیلو بلاستیک بوده و دارای ادخال های فراوان کوارتز، کلریت، مسکوویت و به مقدار کمتر گرافیت هستند. در بیشتر گارت ها شکستگی دیده می شود این شکستگی ها نامنظم بوده و توسط رگه های کلسیتی و کلریتی پر شده است. کلریتیزاسیون در بیشتر گارت ها به چشم می خورد گاه این فرایند به قدری توسعه یافته که تمام و یا نیمی بلور گارت را به صورت پزو دومورفیسم اشغال می کند برخی از گارت ها نیز سایه فشاری نشان می دهند که از نوع نامتقارن است، مسکوویت، کلریت و کوارتز کانی های اصلی تشکیل دهنده سایه فشاری گارت ها می باشند. مسکوویت و کلریت تشکیل دهنده

شیستوزیته سنگ هستند و روبان های کلریت و مسکوویت بعضی گارنت ها را دور زده اند پورفیرولاست هایی از کلریت و مسکوویت نیز در زمینه دیده می شود که نسبت به شیستوزیته حالت مقاطعه دارند.

کوارتزها در اندازه ریز، متوسط و درشت وجود داشته و خاموشی موجی نشان می دهنده تشکیل دهنده بخش میکرولیتون سنگ می باشد این بلورها بیشتر مرز 120 درجه دارند، که نشانگر فرایند تبلور مجدد است.

پلاژیوکلازها نیز ریز هستند و ماکل های دسته مقاطعه نشان می دهنده، بنابراین از بقایای سنگ اولیه ای است که در طول دگرگونی حاشیه های آن رشد کرده است، بلورهای کلسیت نیز به طور پراکنده در زمینه دیده می شود بیشتر ماکلهای دگرشکلی دسته مقاطعه نشان می دهنده و در امتداد رگه ها تزریق شده اند. گارنت شیست ها نیز دو سری کلیواژ₁S که از نوع کلیواژ جریانی (شیستوزیته) و دیگری کلیواژ₂S که کلیواژ سطح محوری یا لغزشی است را نشان می دهد. ریزساختارهای باقیمانده درون پورفیرولاست ها، برای تکامل و گسترش تاریخچه ساختاری ثبت شده در زمینه سنگ نیز به کار می روند (Daris, 1995; Aerden, 1995; Johnson, 1992).

کلریت کانی کلریت طیف وسیعی از تبلور را نشان می دهد این کانی در شیست های درجه پایین به طور مشخص سازنده کلیواژ سنگ است بنابراین همزمان با S₁ تشکیل شده است و سپس در زمان تشکیل S₂، متحمل لغزش یا دگرشکلی شده است، اما کلریت هایی نیز وجود دارند که به طور مشخص همزمان یا بعد از S₂ پدید آمده اند. جهت یافتنگی اتفاقی کلریت ها، پژودومورفیسم کلریت به جای گارنت از شواهد تبلور پست تکتونیک کلریت هستند.

مسکوویت مسکوویت به عنوان کانی که در گستره وسیعی از درجات دگرگونی متابولور می شود به صورت قبل تا بعد از تکتونیک مشاهده می شود در این صورت این کانی تشکیل دهنده کلیواژ سنگ بوده و در حین تشکیل S₂ چین خورده است. ظهور این کانی فقط محدود به S₁ نیست، بلکه پس از تشکیل S₁ یا S₂ نیز تبلور آن ها صورت گرفته است، جهت یافتنگی اتفاقی مسکوویت ها دلیلی بر تبلور پست تکتونیک این کانی است.

گارنت این کانی در منطقه مورد مطالعه گسترش زیادی دارد، بر این اساس گارنت های منطقه اشکال متفاوتی از تبلور همزمان با S₁ (گلوله برفی)، وجود سایه فشاری نامتقارن که نشانه ای از عملکرد نیروهای برشی هستند (Passchier & Troaw, 2005)، همگی دلالت بر تبلور همزمان با S₁ گارنت ها دارد. هسته های سیاه دو تایی، در داخل این نمونه ها نیز شاهدی بر چرخش بلور گارنت در

حين رشد و تشکيل S_1 است، زيرا انکلوزيون های به شکل **0D** شاخص گارنت های سین تکتونيك است که در حين تشکيل چرخide اند (Barker, 1991). تهی شدگی مناطق اطراف گارنت از گرافيت و سایر ادخال ها و تمرکز آن ها در هسته گارنت، شاهد دیگری است که نشان می دهد گارنت در حين رشد ذرات گرافيت و سایر ذرات را در مرکز خود جای داده و حاشیه بلور از این ذرات به دور مانده است بدین ترتیب بلور گارنت ادامه یافته و حتی پس از پایان دگر شکلی نیز رشد نموده است، در این مرحله حاشیه های فاقد ادخال گرافيت و سایر ادخال ها تشکيل شده است، چنین حالتي برای نمونه مذکور مؤید بلور سین تا پست گارنت خواهد بود. بلور پست تکتونيك گارنت (بعد از S_1) نیز قابل مشاهده است، در چنین حالتي، گارنت ها خود شکل بوده و شیستوزیته اطراف را تحت تاثیر قرار نداده و منحرف نکرده است. همچنین پزو دومورفیسم کلریت به جای گارنت نیز دلالت بر بلور پست (بعد از S_1) گارنت دارد.

نتیجه گیری

با این شرایط می توان چنین در نظر گرفت که فاز اول تغییر شکل با فاز اول دگرگونی همراه بوده و توسط کانی های مسکویت تعریف می شود. فاز دوم دگرگونی نیز همزمان با فاز دوم تغییر شکل بوده و خود عامل ایجاد کانی های گارنت می باشد. هر چند در ادخال های برخی از گارنت ها قطع شدگی وجود دارد، ولی این اشکال می توانند یک فاز پیوسته تغییر شکل باشند. فاز سوم دگرگونی در منطقه، رشد پست تکتونيك گارنت و کلریت را باعث شده است. فاز نخست دگرگونی در حد رخساره شیست سبز و زون بیوتیت و دومین فاز دگرگونی در حد رخساره شیست سبز و زون گارنت قرار می گیرد.

منابع

- افتخارنژاد، ج و بهروزی، (1370). سن مجموعه دگرگونه و افیولیت های اسالم - شاندرمن و ارتباط ژئودینامیکی آن ها با پالئوتیس و پوسته شبه اقیانوسی خزر، فصلنامه علوم زمین، شماره پاشری، س و ترو، ر، میکرو تکتونیک، ترجمه مجل، م. (1388). انتشارات دانشگاه تربیت مدرس. نوگل سادات، میرعلی اکبر. (1371). گزارش مقدماتی زمین شناسی استان گیلان، استانداری گیلان. Alavi, M. (1991) Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remanents in northeastern Iran. Geological Society of American Bulletin, 103: 983-992.

Clark, G. C., Davies, R. G., Hamzepour, G. & Jones, C. R. (1975) Explanatory Text of the Bandar-e-Pahlavi Quadrangle Map, Scale 1:250 000. Geological Survey of Iran, Tehran.

Zanchetta, S., Zanchi, A., Villa, I., Poli, S., Muttoni, G. 2009. The Shanderman Eclogites: a Late Carboniferous High-Pressure Event in the NW Talesh Mountains(NW Iran). Geological society, London, Special publications.

Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, E., Garzanti, Molyneux, S., Navab, A., Sabouri, J. (2009) The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in North Iran. . Geological society, London, Special publications.

Passchier, C. W., Troaw, R. A.J. (2005) Micro tectonic, Springer, Berlin., Heidelberg, New York. 289 p.

مطالعه سنگ‌های متاسوماتیسمی سازند هرمز در گنبد‌های نمکی جنوب ایران (گچین، پل، کلات و هرمز)

نعمتی، رقیه^۱. کنعانیان، علی^۱. مکی‌زاده، محمدعلی^۲. تقی پور، صدیقه^۱.

پردیس علوم، دانشگاه تهران^۲ دانشگاه علوم پایه دانشگاه اصفهان

چکیده:

بر اساس مطالعات پتروگرافی سنگ‌های متاسوماتیسمی گنبد‌های نمکی جنوب ایران واقع در استان هرمزگان دارای طیف گسترده‌ای از سنگ‌های اسیدی تا بازیک می‌باشد. بازالت‌ها دگرسانی ضعیف هیدرоторمال در حد شیست سبز را نیز تحمل کرده‌اند. سنگ‌های اسیدی به ترتیب متاسوماتیسم پتاسیک، سدیک، کلسیک، سیلیسی و منیزین و سنگ‌های بازیک متاسوماتیسم سدیک، کلسیک، منیزین و سیلیسی را متحمل گشته‌اند. عدم حضور استرس قوی در این سنگ‌ها با رشد توده‌ای و بی‌جهت کانی‌های ثانویه در حفرات و رگه‌ها مشخص می‌گردد. برآسان آنالیز میکروپرور و XRD کلریت‌ها از نوع کلینوکلر، کروندوفیلیت و پسودوترونجیت-گارنت‌ها از نوع گرسولار و آلماندن - پیروکسن‌ها از نوع اوژیت، سالیت و نمونه‌ای از نوع فروساالت-آمفیبول‌ها از نوع کلسیک (اکتینولیت) و نوع آهن-منیزیم-منگنز (آنتوفیلیت و مگنزیوکومینگتونیت) و نیز مقادیری از ریکیت و ترمولیت در زمینه دارند. کانیهای فلزی مگنتیت و هماتیت می‌باشد. کانی سولفوره پیریت است.

واژگان کلیدی: گنبد نمکی، متاسوماتیسم، کانی شناسی

مقدمه

گنبد‌های نمکی جنوب ایران از نظر داشتن سنگ‌های آذرین و دگرگونی منحصر بفرد و متعلق به سازند هرمز با سن کامبرین زیرین هستند و در فصل مشترک سه پهنه ساختاری - رسوبی زاگرس، مکران و ایران مرکزی قرار گرفته‌اند. منطقه مورد مطالعه واقع در استان هرمزگان و شامل گنبد‌های نمکی گچین، پوهل، کلات و هرمز می‌شود و در موقعیت جغرافیایی $30^{\circ}30'N$ تا $55^{\circ}30'E$ و $00^{\circ}00'E$ تا $27^{\circ}30'E$ شمالی قرار گرفته‌اند. افرادی مانند مرادی (1382) به متاسوماتیسم گسترده در منطقه اشاره کرده‌اند. در این مقاله به بررسی اثرات کلی متاسوماتیسم و کانی شناسی سنگ‌های متاسوماتیسمی گنبد‌های نمکی جنوب ایران می‌پردازیم. به منظور این بررسی جهت بررسی فازهای دگرسان شده

دانه ریزاز آنالیز XRD بهره گرفته شد که این آزمایش روی 5 نمونه در دانشگاه دامغان توسط دستگاه بروکر مدل USA D8 ADVANCE با استفاده از فیلتر نیکل و تشعشع CU-K α با زاویه 40-70 درجه انجام شد. جهت بررسی دقیق ترکیب کانی های کلینوپیروکسن، آمفیول، کلریت، فلدسپات ها، گارنت تعداد 5 مقطع مقطع نازک و 3 مقطع صیقلی تهیه شد. آنالیز میکروپروروب طی دو مرحله در دپارتمان علوم زمین دانشگاه تورنتو کانادا انجام گردید. دستگاه پروروب مدل SX50 با سه طیف سنج که ولتاژ شتاب دهنده 14KV و شدت جریان 15nA و 1 μ m پرتو متتمر کر برای فازهای بی آب و 10 μ m پرتو غیرمتتمر کز برای فازهای آبدار مورد استفاده قرار گرفته است.

بحث

پتروگرافی: سنگ های آذرین به شدت متاسوماتیسم شده منطقه دارای ترکیب اسیدی و بازیک است که براساس مطالعات پترولولوژیکی شامل: ریولیت و مtarیولیت (40٪)، توف ریولیتی، توف دویتریفیتی شده، کریستال توف و توفیت (22٪)، میکروگابرو و اپیدوزیت (16٪)، آندزیت و میکروآندزیت (10٪)، بازالت بادامکی و کراتوفیر (2٪)، میکرودیوریت (4٪)، میکروگرانیت (4٪) و بقیه به میزان کمتر دلریت و کوارتزیت است. بافت غالب در سنگهای خروجی پورفیری است که فنوکریست ها را پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، کوارتز و به میزان کمتر سانیدین، پیریت و اسیدهای آهن تشکیل می دهند. بافت های ایترستیال، تراکیتی، گلومروپورفیری (شکل 3) و پوئی کلیتیک نیز مشاهده می گردد. زمینه اکثرا شامل کوارتز، فلدسپات، سریسیت و کانی های حاصل از دگرسانی است. بافت های فرعی در کوارتز و فلدسپارها به صورت بافت خلیجی و غربالی می باشد. (شکل 4) علت ایجاد این بافت را بطور عمده دو مورد می دانند: ۱- بهم خوردن تعادل او تکیک کوارتز- فلدسپات آلکالن به دلیل تغییرات فشار طی صعود ماگما ۲- اختلاط ماگمایی و ورود ماگمای داغ به درون حجره ماگمایی فلزیک (تاما را و تاتسومی 2002). که علت اول در منطقه مهمتر به نظر می رسد. دگرسانی رگه-رگچه ای به صورت ظهور رگه های کوارتز، کلسیت، اکتینولیت، اوژیت دیده می شود که به علت آن حجم سیال کمتر از حجم فازهای جامد سنگ است و در تبدیل گابرو ها به اپیدوزیت حجم سیال زیاد است و سنگ تعداد کمی کانی دارد. کانی ها در رگه ها و حفرات به صورت توده ای و بدون جهت یافنگی قرار دارند که دال بر عدم وجود نیروهای جهت دار در زمان تشکیل آنها است.

از دگرسانی های مشخص در تمام انواع سنگ ها پدیده آلتی شدن است. آلتراسیون پلازیو کلاز کلسیت به آلتیت و کانی های کلسیم دار در طی دگرسانی درجه پایین به خوبی ثابت گردیده است. در دماهای معتدل و حضور محلول های نمک الکالیک واکنش $\text{Na}^+ + \text{KAlSi}_3\text{O}_8 \rightarrow \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{K}$ پیشرفت می کند. که نشانه ای از دگرسانی حاصل از نمک در منطقه است. بیویتیت ها به کلریت تجزیه شده و با آزاد شدن تیتان، اسفن ایجاد شده است. تضاد در آلتراسیون پلازیو کلاز و پیروکسن ممکن است در اختلاف در ترکیب سیال، نسبت آب به سنگ و پارامترهای فیزیکوشیمیایی دیگر باشد. یعنی حضور کلینوپیر و کسن آلتره نشده ممکن است دلیلی بر این باشد که سیال موثر، بیشتر از ترکیب کلی سنگ آلمونینه است (M.Frey, 1987) متاسوماتیسم در این منطقه از نوع آلکالن خاکی و تمام انواع منیزین، سدیک، سدیک - کلسیک، کلسیک و پتاسیک می گردد.

آالیزهای شیمیایی

بر اساس نمودارهای XRD کلریت ها از نوع کلینوکلرو فلدسپات های آلکالن از نوع سانیدین و ارتوکلاز و آمفیبول ها ریبکیت، اکینولیت و ترمولیت هستند. حضور نمک و ژیپس نیز مشخص است. کانیهای فلزی مگنتیت و هماتیت می باشند و کانی سولفوره پیریت است. بر اساس آالیز میکروپریوب که برای اول بار در منطقه انجام گردید: کانی های فلدسپات از نوع ارتوز، آلتیت و به میزان کم آندزین است آمفیبول ها از نوع کلسیک (اکینولیت) و نوع آهن-منیزیم-منگنز (آتفیلیت و مگنیزیو کومینگتونیت) هستند. رینهاردت (2007) آتفیلیت را محصول آلتراسیون کلریتی سنگ های فلسیک و مافیک دگرسان شده که می تواند در ارتباط با تبخیری ها باشند معرفی کرد. مولر و همکاران (2003) پاراژنر تیغه های آتفیلیت، کومینگشتیت، آمفیبول کلسیک، تالک و کلریت را در گودال پایلوت KTB با واریا آلمان گزارش کرد که شرایط مشابه منطقه مورد مطالعه دارند و پیروکسن ها از نوع اوژیت، سالیت و نمونه ای از نوع فروسالیت و کلریت ها کرونوفیلیت و پسودوترونجبیت و گارنت ها از نوع گرسولار و آلماندن هستند.

نتیجه گیری

بر اساس پتروگرافی سنگ ها شامل ریولیت و متاریولیت، توف ریولیتی، توف دویتریفیتیه شده، کریستال توف و توفیت، میکروگابرو و اپیدوزیت، آندزیت و میکروآندزیت، بازالت بادامکی و کراتوفیر، میکرودیوریت، میکروگرانیت و به میزان کمتر دلریت است که دچار متاسوماتیسم شده

اندیسیترین حجم این سنگ‌ها مربوط به ریولیت‌ها و توف‌ها می‌شود که می‌تواند به دلیل فراوانی نسبی بیشتر این دسته از سنگ‌ها نسبت به سایر سنگ‌ها وجود درز و شکاف فراوان تر این سنگ‌ها جهت نفوذ سیالات باشد. کانی‌ها در سه مرحله بوجود آمده اند: ۱) ماگمایی: کانی‌های اولیه هستند. (پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول، گارنیت و آپاتیت) ۲) متاسوماتیسمی: کانی‌های ثانویه اند. (کلریت، اکتینولیت، کلسیت، آلبیت، کوارتز، بیوتیت، آپیدوت، پیریت و اسفن) ۳) رگه-رگچه ای: (کوارتز، کلسیت، اکتینولیت، کلریت، اپاک و آلبیت) و کلریت، آلبیت، کوارتز، اکتینولیت، کلسیت، بیوتیت، اکسیدهای آهن پولکی (ورقه ای) به صورت تاخری نشانه غنی بودن فاز نهایی از CaO , Na_2O , SiO_2 , K_2O , Fe_2O_3 است. حد دگرگونی نهایتاً شیست سبز می‌باشد و به حد آمفیبولیت نمی‌رسد به دلایل عدم حضور گلوکوفان، ظهور آلبیت که در حرارت‌های پائین تر از رخساره آمفیبولیت ظاهر می‌گردد و وفور سیلیکاتهای Al-Ca که شاخص دگرگونی درجه پائین است.

منابع

- مرادی، مسعود. 1382، تحولات پترولوزیکی واحدهای آذرین گنبدی‌های نمکی سواحل و جزایر خلیج فارس، پایان نامه دکتری، دانشگاه تهران، ص 262.
- Frey, M., 1987, Low temperature metamorphism, Chapman & hall. Gass, J. G., 1973, Intrusion, extrusion & metamorphism at constructive margins, Nature, v., 242, p. 522-545.
- Tuttle, O. F. and Bowen, N. L. (1958): Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8-\text{KAlSi}_3\text{O}_8-\text{SiO}_2\text{H}_2\text{O}$, Geologocal society of America Memoir, No, 74, 153pp.
- Müller, W. F., Schmädicke, E., Okrush, M. and Schüssler, U., 2003. Intergrowths between anthophyllite, gerdrite, calcic amphibole, cummingtonite, talk and chlorite in a metamorphosed ultramafic rock if the LTB pilot hole, Bravia, Eur., J. Miner. 15, pp. 295-307.
- Reinhardt, J., 2007. Cordierite-anthophyllite rocks from north-west Queensland, Australia, Journal of Metamorphic Geology, V. 5, Issue 4, pp. 451-472.
- Tamura, Y., and Tatsumi, Y.,(2002) Remelting of an andesitic crust as a possible origin for rhyolitic magma in oceanicarcs: An example from the Izu–Bonin Arc Journal of Petrology, 43,1029-1047.

پترولوزی و ژئوشیمی توده‌ی نفوذی مافیک در شمال زفره، شمال شرق اصفهان

محصوله هوشمند^{*}، علی خان نصر اصفهانی^۱، بابک وهابی مقدم

گروه کارشناسی ارشد پترولوزی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد خوراسگان، اصفهان، ایران

(*) دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوزی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان

۱) استاد یار و عضو هیئت علمی دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان

چکیده

توده نفوذی مافیک شمال زفره، در شمال شرق اصفهان واقع شده است و این بخشی از نوار آتشفسانی ارومیه - دختر می باشد. این پلوتون با سن احتمالی بعد از ائوسن - قبل از میوسن سنگهای آتشفسانی متعلق به ائوسن را قطع کرده است. ترکیب توده نفوذی از گابرو تا گابرو- دیوریت تغییر می کند. کانی های اصلی تشکیل دهنده این توده شامل: پلازیوکلاز، پپروکسن می باشد و بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی، سنگهای این توده در محدوده ساب آلکالن با ماهیت تولئیتی قرار گرفته اند. توده نفوذی شمال زفره با غنی شدگی از عناصر با شاعع یونی بزرگ (HFSE) همچون Rb، Ba، K، Ce (LILE) و تھی شدگی از عناصر با پاتنسیل یونی بالا (REEs) همچون Zr، Y، Nb مشخص می شود. الگوهای REEs نرماییز شده نسبت به کندریت نشانگر غنی شدگی متوسط تا زیاد از LREEs و الگوی نسبتاً تفرقی نیافته در توزیع عناصر HREEs را عرضه می کند. Eu آنومالی مثبت را از خود نشان می دهد که نشانگر حضور فنوکریستال های پلازیوکلاز می باشد. این ماغما می تواند از ذوب بخشی بقایای پوسته اقیانوسی نشوتیس و احتمالاً در یک محیط تکتونیکی فعال تشکیل شده باشد که ویژگی های ژئوشیمیایی و ترکیبات کانی شناسی نفوذی شمال زفره نشانگر تعلق آن به بازالتهای تولئیتی و بازالتها قوس آتشفسانی است.

واژگان کلیدی: گابرو، شمال زفره، ساب آلکالن.

مقدمه

محدوده مورد مطالعه در بخش شمال زفره، در شمال روستای رجب علی و مزرعه عبدالله و شمال شرق اصفهان قرار دارد.

مختصات جغرافیایی این محدوده بین طول های جغرافیایی $12^{\circ}52' \text{ تا } 15^{\circ}52'$ شرقی و عرض های جغرافیایی $33^{\circ}4' \text{ تا } 33^{\circ}1'$ شمالی قرار دارد، این توده نفوذی مورد معدن کاری قرار

گرفته است (شکل 1). سنگ‌های نفوذی با ترکیبات بازی تا حد واسط، مشتمل بر چندین توده کوچک و بزرگ مجزا در ناحیه اردستان سنگ‌های قدیمی تر راقطع نموده اند (عییدی 1975 به نقل از حاجیان 1386)، بنابراین زمان تزریق این ماسک‌ها باید بعد از ائوسن باشد (رادفر 1378). توجه به عدم کارهای مدون بر روی این رخنمون، این توده مورد مطالعات پترولوزی و ژئوشیمیایی قرار گرفت.

روش تحقیق

طی بازدیدهای صحرایی از بخش‌های دگرسان نشده از توده نفوذی گابرویی، 60 نمونه سنگی برداشت شد و پس از تهیه 40 مقطع نازک و مطالعه آنها با میکروسکوپ پلاریزان، 8 نمونه به روش ICP-MS در آزمایشگاه ALS Chemiex کانادا، مورد تجزیه عناصر اصلی و فرعی قرار گرفت. از این تعداد 5 نمونه مربوط به توده نفوذی در محل معدن و 3 نمونه مربوط به نواحی اطراف در محدوده مورد مطالعه از سایر رخنمون‌های نفوذی بوده است (نتایج تجزیه‌های شیمیایی قابل ارائه می‌باشد).

پتروگرافی:

بررسی نمونه‌های دستی از این توده نشان دهنده این است که بافت این سنگ‌ها دانه‌ای بوده و از کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن تشکیل شده است. در اغلب این نمونه‌های گابرویی میزان پلاژیوکلاز از پیروکسن بیشتر است. پلاژیوکلاز نیز از نوع لابرودوریت تا بایتونیت است. حضور پلاژیوکلاز با بیش از 50٪ آنورتیت به عنوان شاخصی برای تشخیص گابرو از دیوریت محسوب می‌گردد. در توصیف نمونه‌های دستی به این صورت می‌باشد که سنگ‌های گابرویی با رنگ خاکستری تیره و سبز تیره و بافت تمام بلورین ریز تا متوسط بلور مشخص می‌شوند. فلدسپات‌ها به رنگ سفید و پیروکسن‌ها به رنگ سبز تیره در متن سنگ نمایان هستند. از لحظه اندیس رنگی این سنگ‌ها در محدوده مزوکرات تا ملانوکرات می‌باشند. سنگ‌های توده‌های نفوذی شمال زفره توسط سنگ‌های آتشفسانی منطقه قطع شده اند. به نظر می‌رسد این توده‌های نفوذی بعد از سنگ‌های آتشفسانی جایگیر شده اند.

بر اساس مطالعات میکروسکوپی کانی‌های موجود در نمونه‌های مورد مطالعه از توده‌های نفوذی شمال زفره شامل کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، کلریت، اپیدوت و ایلمینیت می‌باشند.

نام گذاری و ویژگیهای ژئوشیمیائی

سنگهای توده نفوذی مورد مطالعه علاوه بر نامگذاری مдал، بر اساس نمودار ترکیب شیمیایی نامگذاری شده اند و ترکیب آن از گابرو تا گابرو دیوریت تغییر می کند.

نمودار Y-Zr/TiO₂-Nb

در این نمودار عناصر کم تحرک مورد بررسی قرار می گیرند، نسبت Y-Nb/TiO₂*0.0001 در این نمونه ها محدوده سنگهای ساب آلکالی بازالت (معادل درونی آن ساب آلکالی گابرو) را نشان می دهد.

ماهیت ماگما

توده نفوذی از نظر ماهیت ساب آلکالن و تولئیتی می باشد.

نمودارهای عنکبوتی

توده های نفوذی شمال زفره از لحاظ LREE ها نسبت به کندریت در حدود 22 برابر غنی شدگی را نشان می دهد. و الگوی منفی نسبت به کندریتی دارد که نشان می دهد احتمالا در گوشه بالایی ذوب بخشی کمی وجود داشته است. Eu به طور خفیف آنومالی مثبت دارد و شرایط اکسیدان در زمان تبلور نشان می دهد و یا اینکه حضور فتوکریستهای پلازیو کلазر و عدم تفریق آنها باشد، البته هر دو عامل می تواند باعث این آنومالی شود.

جایگاه تکتونوماگمایی

دیاگرام Ta/Yb در مقابل Th/Yb (پرس² 1982).

این دیاگرام قادر به تفکیک سری های ماگماهای شوشوئیتی، کالک آلکالن، تولئیتی، گوشه غنی شده و فقیر شده و حاشیه فعال قاره ای است. نمونه های موجود در قسمت تولئیتی بازالت های قوس آتشفسانی قرار می گیرند. و میزان Th/Yb در این نمونه ها به 1 می رسد.

نمودار Y-Nb-Zr

² Pearce, 1982

نمودار متمایز کننده بازالتها بر اساس $\text{Y}-\text{Nb}^*/\text{Zr}/4-\text{Nb}^*$ (مشد ۱۹۸۶^۳) در این نمودار نمونه های توده های نفوذی شمال زفره در محدوده D (MORB) نوع N و بازالت های قوس آتشفشارانی) قرار می گیرند.

نتیجه گیری

از مطالعات صحرائی، پتروگرافی و ژئوشیمیائی، توده گابرویی شمال زفره نتایج زیر حاصل شد:

- 1- توده های نفوذی شمال زفره با سن بعد از میوسن - قبل از اوسن سنگ های آتشفشارانی اوسن را قطع نموده است.
- 2- مهمترین کانی های تشکیل دهنده این توده شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن می باشد و از نظر ترکیب مودال سنگ گابرو تا گابرو- دیوریت می باشد.
- 3- بافت سنگ های تشکیل دهنده این توده ها ایترسراپ، اینترگرانولار، افیتیک ، ساب افیتیک و غربالی می باشد.
- 4- توده از نظر شیمیائی ساب آلکالن بوده و بر روی نمودار AFM روند تولیتی از خود نشان می دهد. نمونه های آنالیز شده این توده در محدوده گابرو تا گابرو- دیوریت قرار می گیرند.
- 5- توده های نفوذی شمال زفره با توجه به موقعیت تکتونیکی آن ها در زون ارومیه - دختر متعلق به N-MORB و قوس آتشفشارانی می باشند.

منابع

- رادفر، ج. (1376)، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، تهران ، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- عمیدی، م. (1977)، بررسی مآگماتیسم در منطقه نظرن - نایین - سورک ، پایان نامه دکترا و نیز گزارش شماره ۴۲ سازمان زمین شناسی کشور.
- حاجیان، محمود. (1386)، پترولولوژی سنگ های آتشفشارانی فلزیک در جنوب غرب اردستان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوارسگان.
- Sun S.S. and McDonough W.F.,(1989), "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts "implications for mantle composition and processes. In:

^۳ Meschede 1986

- Saunders A. D. and Norry M.J. (eds.), Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London. Spec. Pub., 42, 313-345.
- Irvine T.N. & Baragar, W.R.A. (1971). A guide to chemical classification of the common volcanic rocks: Can.J.Sci.8,523-548.
- Winchester,J.A.& Floyd,P.A. (1977).Geochemical discrimination of different magma series & their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology 20,325-343.
- Cox, K.G.,Bell,J.D.&Pankhurst,RJ.(1979).The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin,London.
- Pearce J.A.and Cann J.R., 1973,Tectonic setting of basic volcanic rocks determinaned using trace element analyses.Earth Planet.Sci. Lett.,19,290-300.
- Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiits with the Nb-Zr-Y diagram. Chemical Geology, v.56,pp 207-218.

مطالعات سنگ شناسی، کانی شناسی و دگرسانی در کانسار طلا دره اشکی (موته گلپایگان)

* یوسفی ناغانی، زینب¹ - شمسی پور، رضا²

¹ داشجویی کارشناسی ارشد زمین شناسی

² عضو هیات علمی دانشگاه اصفهان

چکیده

کانسار دره اشکی در شمال شرق معدن موته قرار دارد. این معدن درون زون دگرگونی سنتندج - سیرجان و در 55 کیلومتری گلپایگان قرار گرفته است. کانه زایی طلا در این کانسار در کمپلکس پرپر مین رخ داده. سنگ های این منطقه شامل گرانیت هاست که غالباً در مرکز منطقه قرار گرفته اند، سنگ های ولکانیک دگرگون شده شامل متاریولیت، متاریوداسیت و متا داسیت و انواع سنگ های دگرگونی مثل میکاشهیست و.... که بیشترین مقدار طلا در زون های دگرسانی و همراه متاریولیت ها و شیست ها مشاهده شده است. کانه زایی طلا در منطقه دره اشکی عموماً در ارتباط با پیریت است ولی کانه های کالکوپیریت، گالنوبیسموتیت، گالنواسفالریت و پیروتیت نیز در این منطقه گزارش شده است. از انواع دگرسانی های مشاهده شده در این کانسار کائولینیتی شدن، سرسیتی شدن، کلریتی شدن و سیلیسی شدن را می توان نام برد.

مقدمه

کانسار دره اشکی یکی از 9 اندیس طلا دار در معدن موته گلپایگان است مساحت تقریبی این کانسار 1 کیلومتر مربع است. این کانسار در شمال شرق معدن موته (10 کیلومتری روستای موته) گلپایگان قرار دارد که مختصات آن E^{15°43'50"} N^{33°41'12"} می باشد.

روش تحقیق

در ابتدا از محدوده کانسار دره اشکی در حدود 30 نمونه از انواع مختلف سنگ های رخنون یافته برداشته شد و از نمونه های انتخاب شده مقاطع نازک برای مطالعات سنگ شناسی و دگرسانی و صیقلی برای مطالعات کانی شناسی در دانشگاه اصفهان، تهیه شد، همچنین برخی از نمونه ها برای آنالیز مقدار طلا و بقیه عناصر توسط SEM به دانشگاه آزاد واحد مجلسی ارسال شد.

بحث

کانسار طلای دره اشکی از دیدگاه سنگ شناسی از سنگ هایی مثل گرانیت و گرانیت دگرسان شده، شیست ها (کوارتز، سرسیت، آلبیت، کلریت و بیوتیت شیست) و انواعی از سنگ های ولکانیک دگرگون شده مثل متا داسیت، متا ریولیت و متا ریو اسیت تشکیل شده است. در گنیس ها ی منطقه مورد مطالعه فلدسپات آلکالن حدود ۴۵٪ حجم سنگ را تشکیل می دهد که به صورت بلورهای درشت و در بعضی قسمت ها به صورت خود شکل و نیمه خود شکل هستند. در نمونه های میکاشیست منطقه موسکویت نیز مشاهده گردید که در شکل زیر نشان داده شده است.

بر اساس مطالعات میکروسکوپی انجام شده بر روی مقاطع نازک می توان چنین گفت که: در سنگ های گرانیتی و گنیسی موجود در منطقه مورد مطالعه وجود بافت های کاتا کلاستی و خاموشی موجی دانه های کوارتز، تیغه های ماکل خمیده در پلازیو کلاز، خطوط رخ خمیده در بیوتیت و شکستگی ها و ترک های ریز می تواند نشانگر تاثیر نیروهای تکتونیکی شدید و فشار بالا در این منطقه باشد. همچنین پلازیو کلاز دارای ماکل آلبیتی که تحت تاثیر نیروهای تکتونیکی تغییر شکل یافته است که نشان می دهد همزمان با تغییر شکل دما زیاد بوده است و این عمل موجب تابدار شدن بلورهای پلازیو کلاز شده است.

بافت ها و ساخت های مشاهده شده در نمونه ها:

بافت صفحه شطرنجی حاصل اضافه شدن یونهای Na^+ , K^+ به پلازیو کلاز اولیه است در این بافت تیغه های آلبیتی کوچک مثل صفحه شطرنج اما به صورت نامنظم در کنار هم قرار میگیرند.

دگرسانی ها

یکی از دگرسانی های مشاهده شده در سنگ های این منطقه دگرسانی در فلدسبارهاست که به صورت بلورهای درشت و در بعضی قسمت ها به صورت خود شکل و نیمه خود شکل هستند و محلولهای هیدروترمال سبب دگرسانی آنها شده که اثراً آن در این کانی نسبت به پلازیو کلاز کمتر است و شامل سرسیتیزاسیون و کائولینیتی شدن است. از دیگر دگرسانی های مشاهده شده راین کانسار سیلیسی شدن است که اشکال این دگرسانی ها در اشکال زیر نشان داده شده است.

کانه شناسی

طلای موته عمدتاً در ارتباط با پیریت تشکیل شده است (پایدار) ولی در این کانسار کانه هایی از قبیل گالنوبیسموتیت، ییسموت، گالنواسفالریت و پیروتیت نیز گزارش شده است. در مقاطع صیقلی مطالعه شده پیریت، کالکوپیریت و گوئیت مشاهده گردید.

نتیجه گیری

کانسار طلای دره اشکی یکی از اندیس های طلدار منطقه موته است که دارای انواع دگرگونی مثل میکا شیست ها، کوارتر و بیوتیت شیست ها است و نیر سنگ های ولکانیک اسیدی دگرگون شده مثل متا داسیت ها، متا ریولیت ها و... بر اساس بررسی های انجام شده بیشترین مقدار طلا در این کانسار در متاریولیت ها و شیست ها دیده می شود. همچنین کانه زایی طلا بیشتر همراه با پیریت در این کانسار مشاهده شده است.

منابع

- 1) باقری، ه. (1387). مقدمه ای بر نمونه برداری و تجزیه دستگاهی. انتشارات جهاد دانشگاهی.
- 2) شریفی، م.، 1376، زمین شناسی و پترولوزی سنگ های دگرگونی و آذرین منطقه شمال شرق گلپایگان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، 258 صفحه.
- 3) کریم النفس، م (1377). زمین شناسی و پترولوزی منطقه دره اشکی در شمال شرق موته، پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تهران، دانشکده علوم.
- 4) یوسفی نیا، ن. (1383). مطالعه سیالات در گیر کانسار طلای موته و امکان استفاده از آن به عنوان یک معیار اکتشافی جهت تفکیک زون های طلدار و عقیم، پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تربیت معلم تهران، دانشکده علوم.
- 5) Abdollahi, M. J., A. Kheradmand, M. H. Karimpour, 2009, Petrography and sulphur isotopic studies of pyrites in Muteh Gold deposit: American journal of applied sciences6 (6) , p. 1086 – 1092.
- 6) Abdollahi, M. J., A. Kheradmand, M. H. Karimpour, and A. Zaravandi, 2009, Stable isotopes (O, H, and S) in the Muteh Gold deposit, Golpayegan area, Iran: Natural Resources, v. 18, p. 137 – 151.
- 7) Rashidnezhad, O. N., M. H. Emmami, and H. M. Sabzehei, and E. Rastad, H. Bellon, 2002, Lithostratigraphy and Paleozoic to Paleocene history of

some metamorphic complex from Muteh area, Sanandaj – Sirjan zone (Southern Iran): Completes Rendus Geoscience, v. 334, p. 1185 – 1191.

پترولوزی و کانی شناسی توده گرانیتوئیدی جنوب ظفرقند (اردستان)

علی خان نصر اصفهانی

استاد یار گروه پترولوزی دانشگاه آزاد اسلامی واحد خواراسگان

E-mail:nasr@khusf.ac.ir

چکیده

نفوذی گرانیتوئیدی جنوب ظفرقند (اردستان) واقع است. این توده در زون آتشفسانی ارومیه-دختر قرار دارد. ترکیب این توده نفوذی از گرانودیبوریت تا تونالیت و دیبوریت تغییر می کند. کانی های اصلی تشکیل دهنده سنگ شامل کوارتز، پلازیوکلاز و کمتر فلدسپات قلایی می باشد و کانی های فرمونیزین بیشتر آمفیبول است. این توده طبق نمودارهای ژئوشیمیایی کالکوآلکالن و از نوع گرانیت های نوع I است. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی موقعیت زمین ساختی توده نفوذی ظفرقند، با گرانیتوئیدهای نوع کوهزایی قوس آتشفسانی (VAG) قابل مقایسه است. به احتمال زیاد منشاء این نفوذی پوسته زیرین بوده و حرارت لازم برای ذوب از طریق ذوب بخشی بقایای پوسته اقیانوسی نوتیس تامین شده است.

کلید واژه: ظفرقند، گرانیت تیپ I، کالکوآلکالن، نوتیس.

مقدمه

موقعیت جغرافیایی منطقه در جنوب ظفرقند (اردستان)، شمال شرقی استان اصفهان قرار دارد. از نظر تقسیمات زمین شناسی در زون ساختاری ارومیه-دختر قرار دارد. سنگ های آتشفسانی منطقه شامل رخمنون سنگ های فلزیک به سن ائوسن-الیگوسن می باشد.^[1] نفوذی های گرانیتوئیدی با سن ائوسن زیرین-میوسن بالایی می باشد. بر روی نواحی اطراف منطقه مورد مطالعه کارهای پژوهشی زیادی انجام شده است.^[2] در این مقاله سعی می شود بر اساس مطالعات کانی شناسی و شیمی توده گرانیتوئیدی، از نظر پترولوزی این نفوذی بررسی می گردد.

زمین شناسی

نفوذی ظفرقند در ناحیه اردستان قرار داشته و بعنوان بخشی از زون آتشفسانی ارومیه دختر شناخته می شود. روند عمومی نفوذی های گرانیتوئیدی در ناحیه اردستان، شمال باختری-جنوب خاوری بوده و کلأاز روند اصلی شکستگی های موجود در منطقه تبعیت می نماید. بیشترین گسترش سنگ های نفوذی منطقه مربوط به سنگ های دیوریتی تا مونزودیوریتی است که قسمتی از ارتفاعات کوه جو گند در خاور رستای ماریین-سلیمان آباد و بلندی های دورجین در جنوب و جنوب باختری رستای گنیان را در راستای گسل

مارین-رنگان تشکیل می دهند، مساحت این توده دیوریتی-مونزودیوریتی در حدود 52-50 کیلومتر مربع می باشد. انکلاوهایی در ابعاد کوچک و بزرگ از جنس دیوریت به وفور در بخش‌های مختلف توده های اسیدی و متوسط منطقه پراکنده هستند [1].

روش کار

طی بازدیدهای صحرایی از بخش‌های غیر دگرسان شده، حدود 30 نمونه سنگی برداشت شد و پس از تهیه مقاطع نازک و مطالعه آنها با میکروسکوپ پلاریزان، 7 نمونه به روش ICP-MS در آزمایشگاه ALS Chemise کانادا، مورد تجزیه قرار گرفت (نتایج تجزیه شیمیایی قابل ارائه می باشد).

پتروگرافی

نفوذی جنوب ظفرقد از نظر مodal دارای ترکیب گرانودیوریت تا تونالیت است. بر اساس مطالعات میکروسکوپی، مهمترین بافتها در نمونه ها شامل، میکرو گرانولار، پوئی کیلیتیک می باشد. در نمونه دستی این سنگها درشت بلور و ضربی رنگینی آنها متناسب با فراوانی کانی های مافیک متغیر است. کوارتز، پلازیوکلاز و کمتر فلدسپار قلیایی، کانی های اصلی در این نفوذی است. کانی های فرومیزین در نمونه ها بیشتر آمفیبول است. بلور پلازیوکلاز اغلب زون بنده از خود نشان می دهد. آمفیبول بصورت شکل دار تا نیمه شکل حضور دارد و بارنگ سبز دیده می شود. علاوه بر کانی های فرومیزین، سریسیت، کلسیت، کلریت، اپیدوت که اغلب کانی های دگرسانی هستند نیز حضور دارد.

نام‌گذاری سنگ

سنگهای توده نفوذی مورد مطالعه علاوه بر نام‌گذاری مдал، بر اساس ترکیب شیمیایی نام‌گذاری شده اند. بر اساس نمودار اشتر کایزن به نقل از [5] نمونه ها در محدوده گرانودیوریت، تونالیت قرار می گیرد. برای بررسی سری ماغماتی و یا ماهیت ماقمای تشکیل دهنده سنگهای مورد مطالعه از نمودارهای [5] و [6] استفاده شده است. براساس این نمودارها توده نفوذی ماهیت ساب آلکالن، متالومینوس از خود نشان داده و در نمودار AFM نمونه هادر محدوده کالکوآلکالن قرار می گیرند.

ویژگی های شیمیایی

مهمترین ویژگی های ژئوشیمیایی این توده نفوذی به شرح ذیل است: 1- میانگین مقادیر SiO_2 ، 65 درصد است. 2- از لحاظ شاخص آلمین، متالومین بوده و در نورم CIPW کانیها، دیوپسید در نمونه ها وجود ندارد. 3- درصد وزنی Na_2O_2 در این توده نفوذی، حدود 3 درصد است. 4- میانگین مجموع

اکسیدهای $\text{FeO}(\text{t}) + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2$ حدود به 7 درصد است. در نمودار Zr-Ga/AL [14] همه نمونه های این توده نفوذی در محدوده گرانیت های تیپ I مطابقت دارند. بالا بودن نسبت Ga/Al در این گرانیت ها به علت آن است که Al به صورت مقدم در شبکه پلازیوکلاز حبس می شود در حالی که Ga در مذاب به صورت ساختاری $\text{Ga}_6\text{Fe}^{3+}$ پایدار می ماند [15]. با استفاده از درصد وزنی عنصر اصلی K_2O و Na_2O ، گرانیت های نوع I از گرانیت های نوع S را می توان متمایز کرد [16]. در این مطالعه، گرانیتوئید و ش دره ر د نمودار در محدوده I-type قرار می گیرد.

نمودارهای عنکبوتی

سنگهای منطقه نسبت به گوشه اولیه نرمالیز شده اند. در این نمودار یک غنی شدگی از عنصر LILE تا 100 برابر می تواند به دلیل تاثیر پوسته قاره ای در تشکیل این نفوذی می باشد. بر اساس نمودار عنکبوتی نمونه ها نسبت به پلازیو گرانیتهای پشتہ میان اقیانوسی (ORG) نرمال شده اند، نشانگر عنصر غنی شدگی پوسته ساز همچون Ba, Rb, U و غنی شدگی کمتر از عنصری همچون Y, Zr, Nb می باشد که شاید نشانگر تشکیل در یک محیط احتمالی زیر رانده قاره ای است [17].

جایگاه تکتونوما گماي

با استفاده از نمودار $\text{SiO}_2/\text{CNK A}$ [18]، گرانیتها به سه دسته تقسیم می شوند. گرانیتهای پس از برخورد که معمولاً لوکو گرانیتها؛ گرانیتهای آناتکسی و پر آلومین در این رده قرار می گیرند، گرانیتهای مرتبط با فروراش که گرانیتهای با SiO_2 60 تا 70 درصد در این گروه جای می گیرند، و گروه آخر که مرتبط با گرانیتهای بعد از کوهزایی است و معمولاً گرانیتهای آلکالن را شامل می گردد. بر اساس این دیاگرام نمونه های گرانیتها بعد از کوهزایی است و طور عمده مرتبط با قوس تعلق دارد. همچنین در نمودار $\text{SiO}_2/\text{Na}+\text{K}/\text{Al}$ [19] گرانیتها علاوه بر تقسیم شدن به دو گروه گرانیتهای پس از برخورد و گرانیتهای قوس قاره ای، محدوده های انواع متا آلومین کالکو آلکالن، آلکالن و پر آلکالن متمایز شده است. بر اساس این نمودار تمامی نمونه ها زیر خط $0/87$ ضریب آگپائیتیک قرار می گیرند که نشانگر ترکیب متا آلومینه و کالکو آلکالن ماگمای منطقه ظرفقد و محیط تکتونیکی آن بر اساس این نمودار محیط تکتونیکی قوس قاره ای است. گرانیت های کمربند چین خورده لاخلان استرالیا بر اساس عنصر اصلی، این گرانیت ها را به دو گروه منیزیم دار و آهندار تقسیم کردنند [20]. یکی از ویژگی های عده این گرانیت ها در این است که گرانیت های با SiO_2 بیش از 65٪ در محدوده S قرار می گیرند در حالی که ویژگی های ژئوشیمیایی تیپ I را نشان می دهند. بر اساس این نمودار ها، نمونه های منطقه مورد مطالعه در محدوده منیزیم دار و کرديلا در قلمرو کلسیک و کالک آلکالن قرار می گیرند. با توجه به نمونه های فوق اغلب سنگهای با کمتر از 70٪ SiO_2 در رده منیزیم

دار جای دارد. به طور کلی در سنگهای متآلومینه معمولاً Fe^{*} پائین و در سنگهای پرآلومینه Fe^{*} بالا است. تغییرات عناصر کمیاب که نسبت به فراوانی آن‌ها در کندریت عادی شده، به وضوح طبیعت کالک آلکالن قوسی را برای توده گرانیتی توماج نشان می‌دهد. همچنین نسبت‌های بالای La/Yb و Th/Yb (10–100) حاکی از تعلق این توده به مagmaهای فلزیک قوس قاره ای است [20]. نسبت‌های لگاریتمی Th/Yb در مقابل Ta/Y [11] نیز بیانگر تشکیل این توده در محدوده حاشیه فعال قاره ای می‌باشد.

منشا مagmaی

مدلهای پترولوزیکی برای منشا مagmaهای فلزیک قوسی به دو گروه عمده تقسیم می‌گردند. بر اساس مدل اول، مagmaهای فلزیک قوسی در اثر فرایندهای هضم و تفریق بلوری (AFC) (magma بازالتی [17]) و یا در اثر فرایندهای [MASH] [12] که با اختلاط magmaهای گوشته ای و پوسته ای در مرز پوسته و گوشته همراه است به وجود می‌آیند. بر پایه مدل دوم، magmaهای بازالتی گرمای لازم برای ذوب بخشی سنگهای پوسته زیرین را فراهم می‌کند [20]. در واقع گوشته منشا magmaی است که ذوب شدگی پوسته را موجب می‌گردد [14]. مدل اول بدليل پائین بودن تمرکز عناصر V, Co, Cr, Ni, با حجم بودن توده گرانیتی ظرف‌قند و اینکه magmaهای فلزیک حجمی نمی‌توانند از تفریق magmaهای بازیک مشتق شده از گوشته حاصل شده باشد و فقدان ترکیب بازالتی در طیف سنگهای توده (همه نمونه‌ها دارای مقدار SiO_2 بیشتر از 52 درصد هستند)، برای منطقه مورد مطالعه غیر محتمل است. از سوی دیگر توده گرانیتوئیدی ظرف‌قند از نوع I، کالک آلکالن می‌باشد و غنی شدگی عناصر ناسازگار Ba, Eu, Nb, Ta, P, Ti, Sr (K, Th, Rb, La, Ce, Nd) و آنماقی منفی در این توده بیشتر با مذابهای حاصل از پوسته زیرین سازگار است.

نتیجه گیری

توده نفوذی جنوب ظرف‌قند در زون ساختاری ارومیه- دختر واقع است. این توده عمده‌تاً از گرانودیوریت و تونالیت تشکیل شده است. این توده در نمودارهای زمین شیمیایی، ویژگیهای گرانیتوئیدهای تیپ I (کالکوآلکالن) را نشان می‌دهد. لذا این توده نفوذی از دیدگاه زمین ساختی با گرانیتوئیدهای تیپ I (VAG) قابل مقایسه است. ترکیب شیمیایی بیویتیت‌ها نشانگر magmaهای کالک آلکالن نواحی کوه‌زایی است و محیط موثر در شکل گیری یک قوس magmaی مرتبط با زون فرورانش است. به احتمال زیاد منشای این نفوذی پوسته زیرین بوده و حرارت لازم برای ذوب از طریق ذوب بخشی بقایای پوسته اقیانوسی نتوتیس تامین شده است.

منابع

نصر اصفهانی، علیخان. حاجیان، محمود.، 1386، زمین شناسی کانسار منگنز بغم (جنوب اردستان) با تأکید بر ویژگی های پترولوزی سنگ میزبان آتشفسانی فلیزیک، اولین کنگره زمین شناسی کاربردی ایران، دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد. صفحه 86 تا صفحه .89

مهدوی زفرقدی، م.، (1357)، مطالعه زمین شناسی و پتروگرافی سنگهای آذرین ناحیه شمال ایانه، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، 22صفحه.

Davoudzadeh, M., 1972, Geology and petrography of the Area North of Nain , central Iran, Geological Survey of Iran, Report, n. 14,89 p.

Le Maitre R.W.,Batman P.,Dudek A.,Keller J.,Lameyre Le Bas M.J.,Sabine P.A.,Scmid R.,Sorensen H.,Streckeisen A.,Wooley A.R.and Zanettin B., "A classification of igneous rocks and glossary of terms".Blackwell,Oxford, (1989).

Irvine T.N.and Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks".Can.J.Earth Sci.,(1971),8,523-548.

Rickwood P.C., "Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements".Lithos,(1989),22,247-263.

Barbarin, B., "A review of the relationship between granitoid types, their origins and geodynamic environments."Lithos 46.(1999),605-626.

Maniar,P.D.and Piccoli,P.M., "Tectonic discrimination of granitoids",Geol.Soc.Am.Bull.,(1989),101:635-643.

De la Roche H.,Leterrier J.,Grande Claude P.and Marchal M., "A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses-its relationships and current nomenclature".Chem.Geol.,(1980)29,183-210.

Barker F., "Trondhjemite: Definition, environment and hypotheses of origin."In:Barker F.(ed.) ,Trondhjemites,dacites and related rocks. Elsevier ,Amsterdam,(1979),pp.1-12.

Sun S.S. and McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts "implications for mantle composition and processes.In :Saunders A.D.and Norry M.J. (eds.),Magmatism in ocean basins.Geol.Soc.London.Spec.Publ.(1989),42,pp.313-345.

Pearce, J.A.,Harris, N.B.W.and Tindle,A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks."Geol,Soc.Spec.Publ.,(1984),7,14-24.

Agrawal, S., "Discrimination between late-orogenic,post-orogenic and inorganic granites by major element composition."J.Geol,(1995),103,529-537.

- Best M.G."Igneous and metamorphic Petrology", W.H.Freeman and Co.(1982).pp.630.
- Whalen, J. B., Currie, K. L., and chappell, B. W., "A-type Granites, geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis.Contrib.min.Pet.,(1987),95,407-419.
- Chappell, B. W., " Granitites from Moonbi district, New England Batholiths, Eastern Australia", Jour. Geo. Soc. Aust.,(1987), 25, 267-283.
- Coolins, L. G., "K- and Si – metasomatism in the Donegal granites of North West Ireland, ISSN 1526-5757, Electronic Internet Publication (1997), 66-72.
- Batchelor, R.A. and Bowden, P., "Petrogenetic interpretation of granitoid rock series usies multicationic parameters".Cjem.Geo,(1985),48-55.
- Wickert, F., Altherr, R., Deutsch, M., 1990. Polyphase Variscan tectonics and metamorphism along a segment of the Saxothuringian–Moldanubian boundary: the Baden–Baden_ . Zone, northern Schwarzwald F.R.G. . Geol. Rundsch. 79, 627–647.

The Study of The Cenozoic Conglomerate Outcrops in The Eastern and
Western of The Zefreh Area, Northeast of Esfahan (Iran)

Abdolhosein Kangazian¹, Vahid Safaei², Peiman Salehin³

1, 2& 3: Department of Geology, Islamic Azad University, Khorasgan Branch,
Esfahan, Iran
kangazian@khusf.ac.ir

Abstract:

Two successions of the Cenozoic conglomerate, located in the west of the Central Iran zone (W & E of the Zefreh village, 65 km of NE of Esfahan) were examined. One of these successions (ca. 360 m thick) is conformably laid on the Eocene Volcaniclastics, whereas the other (ca. 66 m thick) is unconformably laid on thick bedded limestones of the Eocene age. The distance between these two is approximately 4 km. Field evidences proposed that these rocks probably is time equivalent, and lateral extension of the shallow marine Qom Formation (Oligo-Miocene). Seven following lithofacies were distinguished: 1) crudely graded bedded, massive, matrix conglomerate (Gmm facies), 2) normal to inverse graded bedded, matrix conglomerate (Gmg facies), 3) inverse graded bedded, clast supported conglomerate (Gci facies), 4) massive clast supported conglomerate (Gcm facies), 5) crudely to well bedded, clast supported conglomerate (Gh facies), 6) trough crass bedded, clast supported conglomerate (Gt facies), and 7) lenticular, massive sandstone (Sm facies). Based on statistical data the Gmg, Gcm, and Gh facies are the main and the Gci, Gmm, and Sm are the minor facies in the first section. In the second section the Gmg, Gcm, Gci facies are the main and the Gh, Gmm, and Sm are the minor facies. The main facies were originally deposited by debris flows, revealing that these rocks were occurred in a dry alluvial fan. Palaeocurrent directions could show that the fan was extended to the northeast (from the W section to E second) in the study area. Accorcing to sequence stratigraphy data, two 3rd sequences, composed of HST, FSST, and LST system tracts, were recognized, which can be corresponded in the both successions fittingly.

Key word: Alluvial fan, Conglomerate, Sequence Stratigraphy, Centeral Iran Zone.

1-Introduction:

Conglomerate rocks, have a lot of evidence, can reveal climatic, tectonic, and depositional characteristics of their environments, especially if these data be matched with sequence stratigraphy information. This paper is a case study about occurrence and evaluation of the Oligocene/Miocene conglomerates in the Zefreh area (65 km of the northeast of Isfahan /central Iran). All the geological studies have been done in this area, until now, are about paleontology, lithostratigraphy and carbonate sedimentology (e.g.: Hairapetian 2009, Reuter et al. 2007, Gholamalian 2007, Jafarian & Brice 1973 and so on).

But this study is the first investigation about the conglomerate and its sequence stratigraphy in the region. Consequently two outcrops, were located on the west and east side of the Zefreh village, were selected for inspecting. The positions of the bases of the west and the east sections are $32^{\circ}53'57''$ N, $52^{\circ}15'39''$ E and $32^{\circ}53'64''$ N, $52^{\circ}43'76''$ E, respectively.

2- Methodology:

The coarse clastic terrigenous rocks must be examined based on the field study. In this investigation, firstly, the pebble-type, texture, sedimentary structure, packing and the amount of the clasts and matrix of the rocks were studied- from the base toward the top of the sections. Secondly, the characteristics of the rock beds were checked vertically and laterally. Then the terrigenous rocks were classified based on the Petijohn (1975) and limestone was named according to Grabau's classification (1904). The lithofacies were recognized based on the Miall's method (2006). Based on the maximum grain size changes, along to the successions and by means of the Fisher's (1964) and Tucker's (2003) methods, the 3rd order sequences and their system trackts were determined. The sequence stratigraphy terms were extracted from Catuneanu (2006), and Coe et.al (2003).

3- Lithostratigraphy of the Successions:

The west succession, which conformably placed on the Eocene Volcaniclastic rocks (Radfar 2002), is composed of the following lithostratigraphic subdivisions:

Unit 1: It is composed of 33 m siliciclastics and Volcaniclastics rocks, including agglomerate and conglomerate, formed by various pebbles. Several tuff interbeds were also recorded.

Unit 2: The unit consists of the red, lens shaped pteromictic orthoconglomerates (ca. 209.6 m). The lenses are connected to each other without any lateral discontinuity. The contact with lower unit is sharp.

Unit 3: The unit is discriminated by its specific grey coloration from the underlying red unit 2. The lithostrata is also characterized by pteromictic orthoconglomerats and is made up of welded lenses such as previous unit. Sand lenses rarely are seen in this unit. Recent alluvial deposits covered upper part of this unit. Thickness of this unit is 119 meters.

The east succession conformably placed on the Eocene Volcaniclastic rocks, too. It can also be divided to three units which were explained in below:

Unit 1: this unit here, opposes the west succession, is thin (4 m) and composed of three limestone cycles (calcilutite to calcirudite). The unit conformably is located on the Volcaniclastic rocks.

Unit 2: a paleosol layer, about 0.3 to 1 m thickness, is the only component of this unit. Although it is an informal unit, but is very important in correlation of the both study successions (figure 3b).

Unit 3: like the west section, this unit was identified with its distinctive gray color conglomerates. This unit composed of lens shape conglomerate, and occasionally sandstone, layers which welded together and its thickness is 57.7 m. The conglomerate layers some time have erosional bases. This unit is covered by the recent alluvial sediments.

4- Petrography of the Successions:

Coarse grain siliciclastic rocks are composed of difference unstable detrital grains in these successions. They have a considerable extant and thicknesses and also composed of cobble to boulder size clasts. Consequently, according to Petijohn's classification (1975) and based on their matrix frequency, they can be called Orthoconglomerate. Based on point counting method data, it clears that the limestone, dolostone and sandstone clasts are abundant and Volcaniclastic, volcanic, and conglomerate clasts are scarce in these rocks. Consequently they were called Peteromictic Orthoconglomerate by means of Petijohns (1975). The rate of each clast-type changes from base to top of the sections. In the west succession, amount of the volcanic and Volcaniclastic fragments is abundant in the base (in unit 1) but in the upper portion (in units 2&3; chart 1) becomes rare, suddenly. The dolostone and limestone gravels are the most frequent gravels in unit 2 but their proportions are considerable in unit 3, too. Although amount of Sandstone clasts has an increasingly trend toward the top of the section and they are much more in unit 3, the carbonate gravels are the most abundance gravel in this unit, yet. It can't be done such comparison between the units of the east succession because units 1 and 2 are not terrigenous, here. However it can be stand that carbonate clasts are the most frequent clast in the unit 3 of this section, also. The decrease of the average size of the gravels and the increase of the sand lenses distribution are the most important differences between this section and the west one.

5- Lithofacies of the Successions:

According to the Mial's classification (2006) and based on the field study, 7 lithofacies, include of the 6 conglomerate and the1 sandstone lithofacies, as follow, were recognized:

5-1- Conglomerate lithofacies:

Gmm facies: all matrix supported conglomerates with crudely graded bedding refer to this facies . The facies has an eroding aspect in the field, because of the abundant matrix. A plastic debris flow has created this facies (Mial 2006) for the reason that it hasn't basal and lateral erosion boundaries.

Gmg facies: this facies composed of matrix supported conglomerate with normal grading. Mial (2006) believed that this facies was produced by psedoplastic debris flow.

Gci facies: this facies includes of claste-supported conglomerates with reverse grading . Clast-rich or psedoplastic debris flow was the response of this facies (Mial 2006).

Gcm facies: clast supported conglomerates without any indicative structures . formed this facies. Pesudoplastic debris flow can make the facies (Mial 2006).

Gh facies: this facies consist of well bedded, clast-supported conglomerates, that have weakly grading and also imberication . Longitudinal bar and sieve deposits can produce such conglomerates (Mial 2006). Althouth, thickness of each layer in the facies is up to several decimeters only but reaptation and moulstistori caused the facies became thick.

Gt facies: trough cross-bedded clast-supported conglomerates, which occurred in some minor channels (Mial 2006), form this facies . Eroding of their bases, presenting of more coarse grains in the trough basements, 2 to 12 m wide and 2 to 3 m thicknesses are the characteristics of the conglomerates that exactly coincide with Mial's (2006) definition .

All of these facies were reported from Miocene of the northern Vietnam (Wysoka & Świerczewska 2010) and Tertiary of SE Brazil (Neves et.al 2005)

5-2- Sandstone lithofacies:

Ss facies: very fine to coarse sandstones or gravelly sandstones make this facies. This sediment filled the scores. Weakly planar cross-bedding structures can be seen in them occasionally.

6- Sequence stratigraphy of the successions:

According to the changes of the lithofacies and to the trend of the changes of the longer gravels through the successions, and by means of the Fisher's (1964) method sequence stratigraphy of these sections are analyzed . Subsequently, two depositional 3rd order sequences (Sq1 & Sq2) are recognized. In the west succession, the Sq1, which started with first-type sequence boundary (SB_I), is located on the volcanic rocks and is covered by the Sq2. A two-type sequence boundary (SB_{II}) separates these two from each other. The latest sequence is partial and is covered by recent alluvial sediments. The Sq1 composes of HST and FSST, while the Sq2 consists of LST only and the other system tract (or tracts) is (or are) not exposed. Here depositional sequences and their system tracts completely coincide with lithostratigraphic units. Consequently, unit 1, unit 2, and unit 3 are equivalent of HST, FSST of Sq1 and LST of Sq2 respectively. In the east succession, the Sq1 is located between tow SB_I. This sequence, here, composed of a carbonate HST and FSST cannot be seen. In the Sq2, like the west section, LST can be followed, only. Also here we can correlate the lithostratigraphic units with the obtained sequence stratigraphy data so that unit 1, unit2 and unit 3 are correspondingly coincided with HST of Sq1, second SB_I, and LST of Sq2.

7- Discussion:

Statistical analyses shows that the Gcm facies is the most frequent conglomerate lithofacies in the west section. After that the Gmg facies is the most. Furthermore, the Gh and Gmm facies are on third and fourth frequency ranking, respectively . the other conglomerate and also sandstone lithofacies are

very infrequent. Consequently the Gcm, Cmg, Gh, and Gmm are the main lithofacies group and the Gci, Gt, and Ss are the minor one. According to Mial (1985, 2006), this main and this minor lithofacies can be referred to the SG and GB elementary structures, correspondingly. The field data, such as convex upward lens shape of these elementary, confirm those . Like the west section, Gcm facies is abundant in the east section. The Gci, Gmg, Gh, Gmm, and Ss are less frequent respectively. The Gt facies doesn't find here. Elementary structures in this succession exactly are equal the west section .

The Gcm, Gmm, and Gcm are the most frequent facies in the HST of the west section. The important elementary structure of this system tract is SG. Although the Gmm facies cannot be seen in the FSST, the SG elementary structure is predominant, yet. Main facies of the LST, here, which show the SG and probably HO elementary structures, are Gmm, Gmg, Gcm, and Gh facies .

8- Conclusion:

According to Mial (2006) all the previous mentioned lithofacies and the main elementary structure were produced by the debris flows. Consequently, they occurred in an arid alluvial fan. Infrequency of the sandstone facies confirms this idea and also shows that these sediments were deposited in the proximal portion of the proposed alluvial fan. This lithofacies association approximately is the same as the polygenic Conglomerate (pC) of Luzón (2005) that was referred to the flash flood and sheet flood of a proximal sector of large alluvial fans. Based on Sthnastreet and McCarthy (1993) this fan was a debris flow dominated kind that occurred in the barren and very steep landscapes in front of the mountains. Mial (2006) believed that such alluvial fans are small (less than 10 km long) and produced in the arid climate. Decreasing of the gravel diameters toward the east section, relative increasing in repetition and thickness of the sandstone lithofacies toward the same direction, abruptly decreasing of the siliciclastic sediments and appearance of carbonet rocks (unit1) and also absent of a siliciclastic unit 2 in this sections (figure 11) show that the apex of this fan and the paleorelief were near the west section in that time. A weakly paleodirection structure (imbrications of the Gh facies; show a flow that had moved toward the northeast of this area. However, this alluvial fan was no large and for this reason there aren't many outcrop of it in the district. The occurrence of such alluvial was referred to the fault events by Mial (1986). Safaea et.al (2008) and Safaea (2004) recorded such faults that were produced by Qom fault movement and have activated and affected the topography of the quarter since lower cretaceous. According to deposition of both successions on the Eocene volcanic and Volcaniclastic rocks (Radfar 2001) probably this alluvial fan was active in Oligocene/Miocene time and its sediments are the equivalent of the Qom Formation.

The trend of the change in the variety of the gravels in this area (chart 1) points not only to the variety of their source petrology but also to very

strange tectonic activity in this district. So that in course of time, the amount of Volcaniclastic gravels (that were destroyed from the Eocene rocks) suddenly decreased and instead the proportion of older carbonate gravels (which destroyed from cretaceous dolostone and limestones) increased. Sandstone gravels probably are broken from the oldest rocks in the source area and are abundant in the top of the sections (unit 3). So it can point to the tectonic activity of the region based on Dickinson (1985). Relatively lacks of changing and even a virtual increasing in the size of the gravels upwardly in the succession confirm this clime.

Sequence stratigraphy data also show that after a maximum flooding, the east area submerged and carbonate sediments were being deposited. While in this time (HST stage) the west region was out of the water and conglomerate and agglomerate sediments were deposited there in an alluvial fan environment. With gradually decreasing of the accommodation space and regression of the relative sea level, the east area came out of the water again. Instead, in this time (FSST stage), the accommodation space and rate of sedimentation increased in the alluvial fan on the west area by the marine regression whereas lack of sedimentation and to be a long time sub meteoric conditions produced a paleosoile layers (unit 3) in the east region. Although these two regions were not submerged after the re rising (LST stage) in Neotethys and the accommodation spaces decreased a little but the alluvial fan activations in the west extended to the east area. Consequently alluvial sediment covered the paleosoile there (12 d). The mentioned depositional 3rd order sequences are acceptable if their correct interval age can be obtain in the future study. The authors believed that it's better to call them, tectonic sequences instead of depositional sequences because sedimentation in an alluvial fan is not depend to sea level change directly but tectonic and weather conditions influence it powerfully, and in the other hand tectonic activation of these areas was very intense because they were located near a convergent plate boundary (Safaea and et.al 2008, Arfaneia and Shahrevari 2009).

10- Acknowledge:

This work is the result of a project supported by Islamic Azad university-Khorasgan branch. We are indebted to chancellor of this university and his colleagues for their logistics and financial support of this project.

Reference:

- Arfania, R., Shahriari, S., 2009. Role of southeastern Sanandaj-Sirjan Zone in the tectonic evolution of Zagros Orogenic Belt, Iran. Island Arc doi:10.1111/j. 1440-1738.
- Catuneanu, O., 2006, Principles of Sequence Stratigraphy, Department of Earth and Atmospheric Sciences, University of Alberta Edmonion, Alberta, Canada, 375pp.
- Cheal, R.J., 2005, Introduction to Clastic Sedimentology, Prentice Hall Inc., 130p.p

- Coe, A., Bosence, D., Pam, W.J. Church, Revin, D., Flint, Stephen, Howell, J.A., Wilson, R., Chris,L., 2005, The Sedimentary records of Sea-Level changes, Cambridge university press & the open university, Cambridge, UK. 427pp.
- Dickinson,W.R., 1985. Interprating provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Provenance of arenites (Ed. By G.G. Zuffa), pp. 333-361. Reidel, Dordrecht
- Fisher, AG., 1964, The loafer Cycloths in the Alpine Triassic Kansas. Journal of Geology Survy. Vol. 169: 107-146.
- Grabau, AW., 1904, on the classification of sedimentary rocks, American geologists, 33:228-243.
- Gholamalian, h. 2007. Conodont biostratigraphy of the Frasnian–Famennian boundary in the Esfahan and tabas areas, Central Iran. Geological Quarterly, 51, 453–476.
- Hairapetian, V., Ginter, M., 2009. Famennian chondrichthyan remains from the Chahrieh section, central Iran. Acta Palaeontologica Polonica, 59(2), 173–200.
- Jafarian, M.A., et Brice, D., 1973, Biostratigraphy des Brachioopds dans le Famennien superieur de la region d'Isfahan (Iran central), Misen evidence de la Zone d'Etreungt. CR4c.Sc., t.276, S.D. Paris.
- Luzón, A. 2005. Oligocene-Miocene alluvial sedimentation in the northern Ebro Basin, NESSpain: Tectonic control and paleogeographical evolution. Sedimentary Geology, 177: 19-39.
- Miall, A. D., 1985, Architectural-element analysts: a new method of facies analysts applied to fluvial deposits, Erth Sci. Rev. 22: 261-308
- Miall, A. D., 2006, The Geology of Fluvial Deposits, Springer, 582pp.
- Neves M.A., Morales N., Saad A.R. 2005, Facies analysis of tertiary alluvial fan deposits inthe Jundiaí region, São Paulo, southeastern Brazil. Journal of South American Earth Science, 19: 513-524.
- Pettijohn, F.J., 1975, Sedimentary Rocks, Harper & Row,New York, 628 pp.
- Radfar, J., 2002. A quadrangle Kuhpaieh geology map. Geological survive of iran.
- Reuter, M., Piller,W. E., Harzhauser, M., Mandic, O., Berning, B., Rogl, F., Kroh, A., Aubry M.P., Wielandt-Schuster, U., Hamedani, A., 2007, The Oligo/Miocene QomFormation (Iran): evidence for an early Burdigalian restriction of the TethyanSeaway and closure of Iranian gateways, Int J Earth Sci (Geol Rundsch), original paper.
- Safaea, H., Taheri, A., Vaziri moghadam, H., 2008, Structural Analysts and Evolution of the Kashan (Qom – Zefreh) Fault, Central Iran. Journal of Applied Sciences 8 (8): 1426-1434.
- Sthnistreet, IG., McCarthy, TS., 1993, The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems., Sediment Geol.,85: 115-133.
- Tucker, ME., 2003, The field description of Sedimentary rocks, Geological Society of London, 112pp.
- Wysoka A. & Świerczewska A. 2010, Lithofacies and depositional environments of Miocenedeposits from tectonically-controlled basins (Red River Fau Zone, northern Vietnam). Journal of Asian Earth Sciences, 39(3): 109-124.