مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیست و یکم، شمارهٔ ۴، زمستان ۹۲، از صفحهٔ ۶۶۵ تا ۶۷۶

انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

ژئوشیمی و سنگ‌شناسی مجموعه پلوتونیک کوه‌میش جنوب سبزوار

مجتبی رستمی*، سید احمد مظاهری

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی، مشهد

(دریافت مقاله: ۹۱/۴/۱۷، نسخه نهایی: ۹۱/۷/۹)

چکیده: مجموعه پلوتونیک کوه‌میش در ۳۰کیلومتری جنوب شهرستان سبزوار واقع شده و از نظر رده‌بندی زمین ساختی، بخشی از منطقه‌ی سبزوار است. واحدهای چینه‌ای مناطق اطراف آن شامل کنگلومرا، توف، ماسه‌سنگ با سن پالئوژن و واحدهای توف و رادیولاریت و آندزیت با سن کرتاسه فوقانی هستند. این مجموعه از دو گونه سنگ پلوتونیک تشکیل شده که عبارتنداز: (۱) مجموعه گرانیتوئیدهای واقع در شمال کوه‌میش که بیشتر از مونزوگرانیت و پیروکسن‌گرانودیوریت با سن بعد از پالئوسن تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها از نظر ژئوشیمی آهکی- قلیایی، پرآلومین و از نوع I هستند. (۲) مجموعه گابرو ـ دیوریت در جنوب کوه‌میش، که از سنگ‌های پلوتونیک مختلف مانند گابرو، دیوریت و گابرودیوریت با سن کرتاسه بالایی تشکیل شده است. این سنگ‌ها از نظر ژئوشیمی سری تولئیتی شبه رخشان، و از تیپ I هستند. این دو مجموعه در رژیم زمین‌ساختی قوس‌های آتشفشانی وابسته به حاشیه‌ی فعال قاره‌ای به‌وجود آمده و با تکیه بر داده‌های ژئوشیمیایی و روابط صحرایی خاستگاه ماگمایی مجموعه پلوتونیک بایستی ماگمایی مشتق از گوشته باشد. این ماگما از عناصر Nb،Ti و Ba بی‌هنجاری منفی را نشان می‌دهد که بیانگر تشکیل این سنگ‌ها در محیط فرورانش است و نیز بی‌هنجاری مثبت Rb و K نیز نشان‌گر محیط‌های فرورانش‌اند. با توجه به پیشینه‌ی زمین‌شناسی منطقه، احتمالاً با فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در اثر کوه‌زایی لارامید (در اواخر کرتاسه) همراه بوده است. مرز بین این دو توده به صورت سینوسی و تدریجی است. این نوع شکل وهمجواری نشانگر دگرنهادی و واکنش‌های شیمیایی بین ماگمای داغ گرانیتوئیدی با دیوریت‌های منجمد شده قبلی است.

واژه‌های کلیدی: *دیوریت؛ گرانیت؛ قوس آتشفشانی؛ کوه‌میش؛ سبزوار.*

مقدمه

مجموعه‌ی پلوتونیک کوه‌میش در ۳۰ کیلومتری جنوب شهرستان سبزوار قرار گرفته و از نظر رده‌بندی زمین‌ساختی، بخشی از زون سبزوار است و بخشی از فعالیت‌های ماگمائی این پهنه در زمان کرتاسه و فاز لارامین محسوب می‌شود. جای-گیری این توده را به کرتاسه فوقانی نسبت می‌دهند[۱]. بررسی توده‌های این پهنه به سبب اهمیتی که در آگاهی از ژئودینامیک پوسته‌ای ایران دارند مورد توجه بسیاری از زمین-شناسان بوده است. در منطقه‌ی کوه میش تاکنون بررسی‌های زیادی صورت نگرفته است. از جمله بررسی‌های معدودی که در مناطق مجاور انجام شده است می‌توان به [۳،۲] اشاره کرد. در این مقاله با استفاده از ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی، پتروژنز و جایگاه زمین‌ساختی مجموعه‌ی پلوتونیک منطقه بررسی شده است.

روش بررسی

سنگ‌نگاری، پتروژنز و نیز فرآیندهای وابسته به تشکیل مجموعه‌های پلوتونیک منطقه کوه‌میش از هدف‌های اصلی بوده است. بیش از ۲۰۰ نمونه از سنگ‌های منطقه برداشت شده است و ۷۰ مقطع نازک مورد بررسی‌های سنگ نگاری قرار گرفته و ۱۰ نمونه از سنگ‌های مجموعه پلوتونیک به روش

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۳۷۶۰۲۰۷۸۴، نمابر: ۵۵۸۳۱۶۴ (۰۳۱۱)، پست الکترونیکی: Mojtabarostami32@gmail.com

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-10]

XRF در آزمایشگاه کانساران بینالود تهران آنالیز شده‌اند. سپس با استفاده از نرم افزارهای GCXKi، Igpet و Excel و Gis نمودارها و نقشه‌های لازم تهیه و سپس با استفاده از داده-های صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی به تفسیر پتروژنز و محیط زمین‌ساختی این مجموعه‌های پلوتونیک پرداخته شده است.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

منطقه‌ی مورد بررسی در استان خراسان، در ۳۰ کیلومتری جنوب شهرستان سبزوار قرار گرفته و در شمال چهار گوش ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشمر بین عرض‌های جغرافیایی ۴۵ ،°۳۵ و ´۰۰ ،°۳۶ شمالی و نیز طول‌های جغرافیایی ´۳۰ ،°۵۷ و ´۴۵ ،°۵۷ شرقی واقع شده است، این ورقه بخشی از زون سبزوار است که خود بخشی از خرد قاره‌ی ایران مرکزی است [۴]. قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه شامل زون فیلیش است که سن آن به کرتاسه زیرین می‌رسد، این زون از خاکسترهای آتشفشانی همراه با تشکیلات رسوبی شامل مارن‌های آهکی خاکستری تا سبز روشن و ماسه‌های خاکستری تشکیل شده است. در اثر بسته شدن کافت‌هایی که خردقاره را در اواخر کرتاسه محدود می‌کرده است (فاز کوهزایی لارامید) افیولیت ملانژهای منطقه به‌وجود آمده است. هم زمان با ماگماتیسم در اواخر کرتاسه، توده‌ی نفوذی جنوب منطقه با گستردگی (حدود ۷۰ کیلومتر مربع ارتفاعات بلند شاه ابولقاسم) با ترکیب دیوریت به وجود می‌آید. در دوره‌ی ائوسن، فعالیت‌های شدید آتشفشانی زیر دریایی وجود داشته است، که ترکیب بیشتر آنها آندزیت، داسیت و توف بوده است[۱]. در ائوسن پایانی ـ الیگوسن مراحل آغازی، فاز کوهزایی پیرینه بوقوع می‌پیوندد که طی آن شکل فعلی ارتفاعات منطقه شکل گرفته است. وجود تشکیلات کنگلومرایی در شمال منطقه مربوط به حرکت‌های میوسن پایانی است، که طی آن علاوه بر کوهزایی، فرسایش شدیدی حاکم می‌شود. بالاخره بخش‌های مارنی و کنگلومرایی در شمال شرق ورقه را می‌توان به پلیستوسن نسبت داد[۱]. منطقه‌ی مورد بررسی به دلیل متأثر شدن از چند فاز کوه‌زایی و نزدیکی به گسل‌های بزرگی چون گسل درونه و بینالود دستخوش چین خوردگی و شکستگی حاصل از گسلش و ایجاد درز و شکاف شده است. این شکستگی‌ها مناسب ترین و مهم ترین گذرگاه برای عبور محلول‌های کانه‌زا از ژرفا به سمت بالا بوده است. روند گسل‌های نورمال منطقه مورد بررسی، شرقی ـ غربی است که البته به صورت پراکنده دیده می‌شوند. شیب این گسل‌ها به سمت جنوب‌اند[۵] (شکل ۱).

روابط صحرایی و سنگ‌نگاری

مجموعه‌ی پلوتونیک کوه میش بیضی شکل و دارای کشیدگی در راستای NW-SE است، و از واحدهای مختلفی تشکیل شده است. این پژوهش بر بررسی واحدهای دیوریتی متمرکز شده است. واحد دیوریتی، سازنده اصلی ارتفاعات کوه میش است، و در شمال منطقه‌ی واحدهای گرانیتوئیدی قرار دارد. مرز بین واحدها سینوسی شکل تدریجی است. این نوع و شکل همجواری نشان‌گر دگرنهادی و نتیجه‌ی واکنش شیمیایی بین ماگمای داغ گرانیتوئیدی با سنگ میزبان است. منطقه‌ی مورد بررسی دارای طیف ترکیبی سنگ‌شناسی متنوع و به هم پیوسته، متشکل از سه گروه بزرگ سنگ‌های مافیک، حدواسط و اسیدی است.

سنگ‌های مافیک

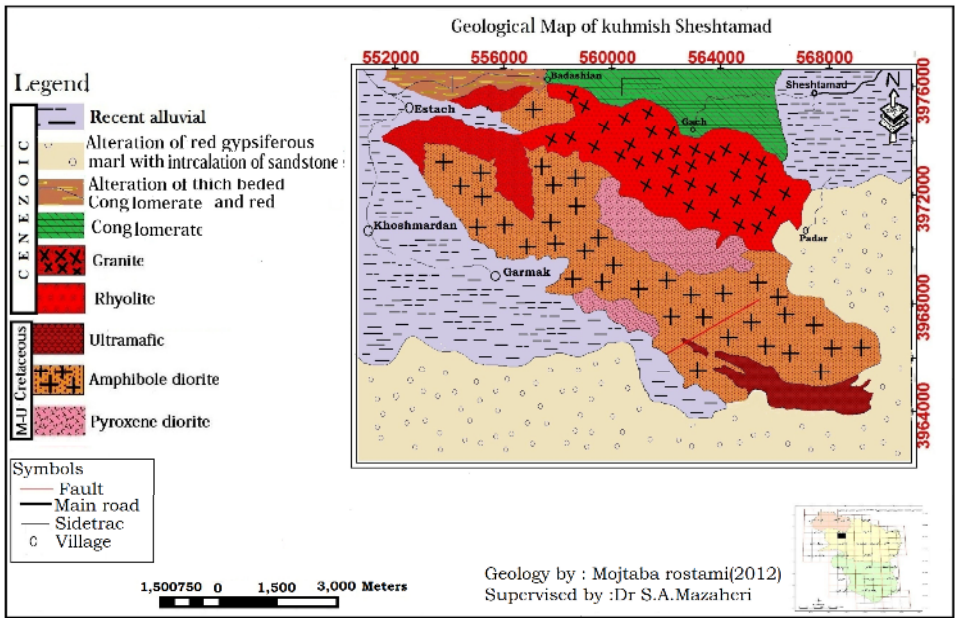
سنگ‌های این واحد به صورت چندین توده‌ی نفوذی و به صورت دایک با روند شرقی- غربی در سنگ‌های الترامافیک شرق و شمال‌منطقه نفوذ کرده‌اند.

دلریت: رخنمون‌های صحرایی دلریت‌ها به صورت دایک با روند شرقی- غربی در سنگ‌های الترامافیک شرق منطقه نفوذ کرده‌اند (شکل۲ ،الف). این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی تمام بلورین با شاخص رنگی مزوکرات و دارای رنگ سبز تیره تا سبز روشن بوده و از در بزرگ مقیاس دارای بافت دانه‌ای هستند. بافت غالب این سنگ‌ها هیپ‌ایدیومورف دانه‌ای است. علاوه بر این، بافت افیتیک‌لکه‌ای و ساب‌افیتیک نیز مشاهده می‌شود. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها از پلاژیوکلاز(لابرادوریت،۴۵-۳۵ درصد)، پیروکسن (دیوپسید،۳-۲۵درصد) تشکیل شده است. کانی‌های فرعی از بیوتیت (۵-۳درصد)، کوارتز (۳-۰درصد)، کدر ۵درصد، آپاتیت (۵-۳درصد)، هورنبلند (۲-۰درصد) تشکیل شده‌اند. از کانی‌های ثانویه می‌توان به کلریت، سرسیت، هورنبلند و اکسیدهای مختلف آهن اشاره کرد (شکل۲،ب).

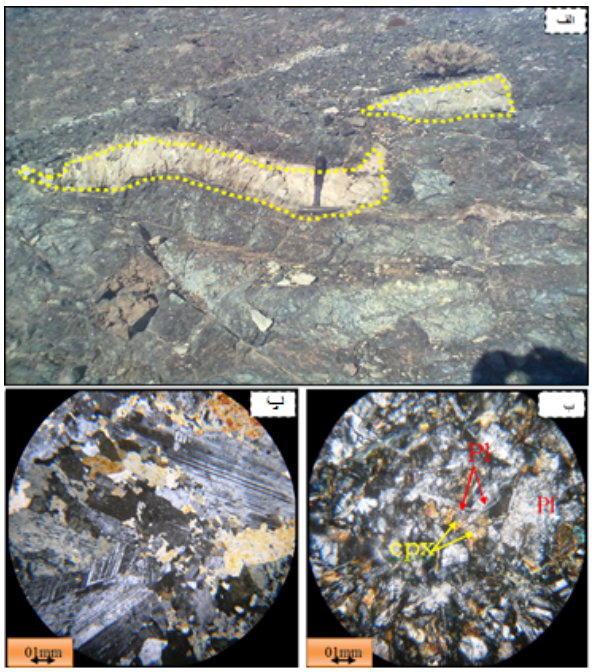
گابرو: رخنمون این توده در بخش شمالی منطقه مورد بررسی قرار دارد. این سنگ‌ها در نمونه دستی تمام بلورین با شاخص رنگی مزوکرات و دارای رنگ روشن و در بزرگ مقیاس این سنگ‌ها دارای بافت دانه‌ای هستند. بافت غالب این سنگ‌ها هیپ‌ایدیومورف دانه‌دار و بافت فرعی شامل پوئی‌کلیتیک است. پلاژیوکلازها (حدود۴۵ـ۵۰درصد) و پیروکسن (حدود ۲۵ تا ۳۰

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-10]

درصد) و هورنبلند (۱۰درصد) کانی‌های اصلی تشکیل دهندهٔ این سنگ‌ها هستند. بلورهای پلاژیوکلاز خود ریخت و نیمه شکلدار بوده و از نظر ترکیب لابرادوریت‌اند. پلاژیوکلازها دارای ماکل پلی‌سنتتیک، بدون منطقه‌بندی و در بعضی نمونه‌ها به سرسیت دگرسان شده‌اند. پیروکسن‌ها نیز بیشتر به صورت خودریخت و نیمه شکل دار از نوع دیوپسید و یا اوژیت‌اند که ۱۰اهی اورالتیزه، و از حاشیه‌ها به آمفیبول تبدیل شده‌اند که باعث ایجاد بافت کرونا شده‌است. هورنبلند بیشتر به صورت نیمه شکلدار و بی شکل و دارای چند رنگی سبز تا قهوه‌ای است و به کلریت تبدیل شده است. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت و کدرند (شکل۲،پ).



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی.



شکل۲ الف) نفوذ دلریتها در سنگ‌های الترامافیک منطقه ب) نمایش بافت افتیک و ساب‌افتیک در دولریت‌های منطقه مورد بررسی پ) نمایش بافت پوئی‌کلیتیک همراه با ماکل پلی‌سنتتیک در پلاژیوکلاز. (PL)پلاژیوکلاز، (CPX) کلینوپیروکسن.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-10]

سنگ‌های حدواسط

رخنمون‌های صحرایی این سنگ‌ها بخش وسیعی از منطقه‌ی مورد بررسی را به خود اختصاص داده‌اند. و با یک روند شمالی ـ جنوبی، کوه‌های مرتفع با توپوگرافی خشن را تشکیل داده است، که مهم‌ترین آنها به قرار زیرند:

آمفیبول‌دیوریت: این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی تمام بلورین با شاخص رنگی مزوکرات و دارای رنگ سبزتیره تا سبز روشن بوده و در بعضی از بلورها پلاژیوکلاز و آمفیبول با چشم غیر مسلح قابل تشخیص است. بافت اصلی مشاهده شده در این نمونه‌ها هیپ‌ایدیومورف گرانولار است. کانی‌های اصلی آن پلاژیوکلاز (حدود۵۰ـ۴۵درصد) و آمفیبول (حدود ۳۰-۲۵) است. پلاژیوکلاز از نوع آندزین و به صورت خود ریخت تا نیمه شکل‌دار، میان دانه‌متوسط تا درشت دانه با ماکل پلی‌سنتتیک و گاه دارای یا منطقه بندی هستند. کانی هورنبلند به صورت خودریخت تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شود. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت(۵-۳درصد)، اسفن(۵-۲درصد)، کانی کدر (۵درصد) و درصد خیلی کمی کوارتز (۵-۳درصد) است. از کانی‌های ثانویه می‌توان به کلریت، سرسیت، آکتینولیت اکسیدهای مختلف آهن اشاره کرد (شکل۳، الف).

پیروکسن‌دیوریت: این سنگ‌ها در نمونه دستی تمام بلورین با شاخص رنگی مزوکرات تا ملانوکرات و به رنگ سبز تیره دیده می‌شوند. بافت اصلی مشاهده شده در این نمونه‌ها هیپ‌ایدیومورف‌گرانولار است. کانی‌های اصلی آن شامل پلاژیوکلاز و پیروکسن (دیوپسید) است. پلاژیوکلاز به صورت خودریخت تا نیمه شکل‌دار میان دانه تا درشت دانه با ماکل پلی‌سنتتیک و گاه دارای منطقه‌بندی است (حدود۵۰-۴۵درصد). پلاژیوکلازها در اکثر نمونه‌ها به سرسیت دگرسان شده‌اند. کانی دیوپسید به صورت خودریخت تا نیمه شکل‌دار تقریباً (۳۰-۲۵درصد) از کل نمونه را به خود اختصاص داده و در حال تبدیل شدن به هورنبلندند کانی‌های فرعی شامل آپاتیت (۵-۲درصد)، کانی‌های کدر (۵درصد)، کلسیت (۵-۳درصد) و درصد خیلی کمی کوارتزند. از کانی‌های ثانویه می‌توان به کلریت، سرسیت، هورنبلند و اپیدوت اشاره کرد (شکل۳، ب).

سنگ‌های اسیدی

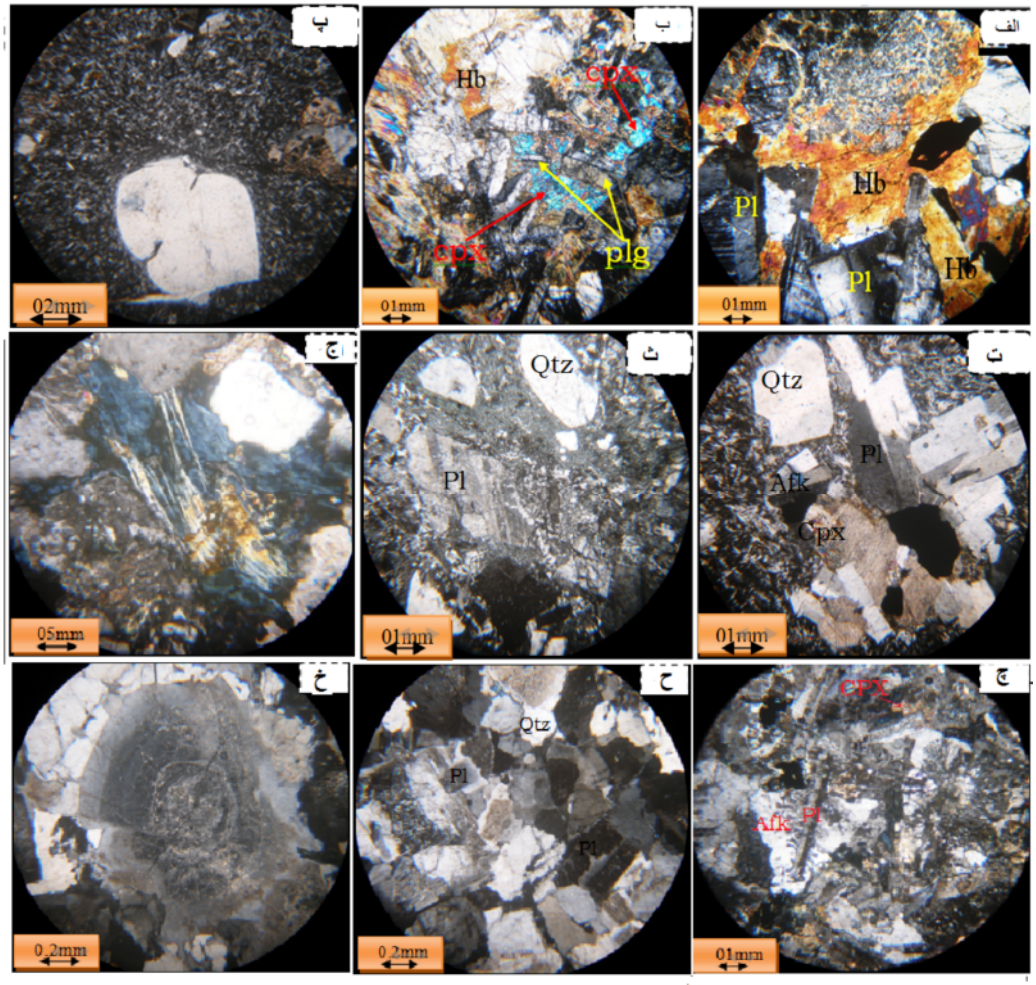
ریولیت: ریولیت‌های منطقه در صحرا در بخش غرب منطقه‌ی مورد بررسی مشاهده می‌شوند، و زیر میکروسکوپ دارای بافت گلوموپورفیری هستند. کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، کوارتز و - فلدسپار قلیایی است. پلاژیوکلازها فراوانترین کانی این سنگ‌ها به شمار می‌رود این کانی به صورت خودریخت [برونزاد] تا نیمه شکلدار ریز دانه تا میان دانه است (حدود۳۰-۳۵درصد). - فلدسپارهای قلیایی به صورت بی‌ریخت در زمینه دیده می‌شوند (حدود۳۵-۴۰درصد) که بیشتر به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. کوارتزها عموما به صورت خودریخت تا نیمه شکلدار بوده، که کانی‌ها بی ریخت به صورت پراکنده در زمینه‌ی سنگ هستند و کانی‌های خودریخت به صورت پورفیری در زمینه دیده می‌شوند، بلورهای کوارتز شکلی خلیجی دارند (حدود۲۵ درصد). کانی‌های فرعی شامل کلسیت (۵درصد)، کلینوپیروکسن (دیوپسید)، (۲درصد)، زیرکان (۲-۰) و کانی کدر (۳درصد) است (شکل۳، پ، ت).

آمفیبول ریوداسیت: ریوداسیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی در صحرا در بخش غربی آن مشاهده می‌شود. بافت اصلی مشاهده شده در این نمونه‌ها پورفیری، و کانی‌های اصلی آن شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپار قلیایی، آمفیبول (آکتینولیت) است. پلاژیوکلازها به صورت خودریخت تا بی‌ریخت ریزدانه تا میان دانه‌اند که دانه‌های ریز به صورت خمیر در زمینه بوده و کانی-های میان دانه به صورت پورفیری، و گاهی دارای منطقه بندی دیده می‌شوند (حدود ۴۰-۳۵درصد). کوارتزها به صورت خودریخت تا بی‌ریخت با خاموشی موجی و در بعضی موارد دارای بافت خلیجی مشاهده می‌شوند (۲۵-۲۰درصد). – فلدسپارهای قلیایی در بعضی نمونه‌ها از نوع ساندین با کشیدگی زیاد در زمینه دیده شدند (حدود۳۰درصد) که بیشتر به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. کانی‌های فرعی عبارتند از کلریت، اکتینولیت و اپیدوت (شکل۳، ث).

سنگ‌های اسیدی درونی

مونزوگرانیت: رخنمون این توده در جنوب غربی این منطقه قرار دارد، و تمام بلورین و لوکوکرات‌اند، و از نظر میکروسکوپی دارای بافت دانه‌ای هستند. کانی‌های اصلی از پلاژیوکلاز (۳۵-۳۰درصد)، کوارتز (۲۵-۲۰درصد)، فلدسپار قلیایی (۳۵-۳۰درصد) تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلازها خود ریخت تا نیمه شکل‌دار در حد الیگوکلازند. در برخی مقاطع رشد توام آن با کوارتز سبب ایجاد بافت گرانوفیری در سنگ شده است. کانی-های فرعی شامل پیروکسن، اسفن، کلسیت، کانی کدر (۳درصد) است. از کانی‌های ثانویه می‌توان به کلریت، سرسیت، آکتینولیت و اپیدوت اشاره کرد (شکل۳،ج، چ).

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-10]



شکل۳ الف) هورنبلند با رخ لوزی شکل در آمفیبول دیوریت.ب) نمایش بافت افتیک و ساب‌افتیک در پیروکسن دیوریت‌های منطقه‌ی مورد بررسی. پ) بافت خلیجی در ریولیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی. ت) نمایش بافت گلومروپورفیریتیک در ریولیت‌های منطقه. ث) نمایش پلازیوکلاز که دارای حاشیه تحلیل رفته در آمفیبول ریوداسیت است. ج) نمایش تبدیل کلینوپیروکسن به کلریت و آکتینولیت. چ) نمایش بافت گرانوفیری در مونزوگرانیت. ح) نمایش بافت گرانوفیری در پیروکسن‌گرانولیت. خ) بافت منطقه‌بندی در پیروکسن‌گرانودیوریت‌ها. (PL) پلاژیوکلاز؛ (CPX) کلینوپیروکسن، (Qtz) کوارتز ، (Afk) فلدسپارپتاسیم، در XPL.

پیروکسن گرانودیوریت: رخنمون این واحد در شمال غربی منطقه قرار دارد. در نمونه دستی تمام بلورین با شاخص رنگی هولولوکوکرات و دارای رنگ روشن و بافت دانه‌ای است. از نظر میکروسکوپی بافت این سنگ‌ها دانه‌ای بوده و از نظر بافت فرعی شامل خلیجی نیز می‌شوند. بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهد که پلاژیوکلازها (۴۰-۳۰درصد)، کوارتز (۲۵-۲۰درصد)، فلدسپار قلیایی (۳۰-۲۵) کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها هستند. پلاژیوکلازها میان دانه تا درشت دانه با ماکل آلبیتی و پلی‌سنتتیک‌اند و گاهی دارای منطقه بندی هستند. از کانی‌های فرعی می‌توان به، آپاتیت کدر و پیروکسن و از کانی‌های ثانویه به کلریت، سرسیت، بیوتیت اشاره کرد (شکل۳، ح، خ).

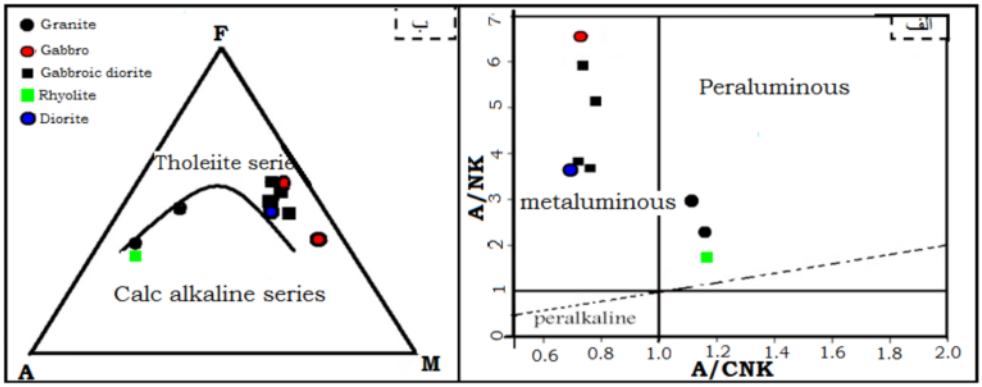
ژئوشیمی

عناصراصلی: دامنه‌ی محتوای SiO_2 واحدهای گابرو، دیوریت-گابرو تا دیوریت (۵۵-۴۸درصد) و گرانیت (۷۳-۷۱درصد) است (جدول۱) در این مجموعه واحدهای حدواسط از نظر درجه‌ی اشباع آلومینا، در نمودار تغییرات A/CNK نسبت به A/NK در قلمرو گرانیتوئیدهای متا آلومین و واحدهای گرانیتی در قلمرو پرآلومینوس قرار دارند (شکل۴، الف). تصویر نمونه‌های واحد-های سنگی گابرو، دیوریت‌گابرویی و گابرو در نمودار AFM بیانگر ترکیب تولئیتی و نمونه‌های گرانیتی بیانگر ترکیب آهکی- قلیایی بودن آنهاست (شکل۴، ب).

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-10]

جدول۱ نتایج آنالیز XRF نمونه‌های مورد بررسی.

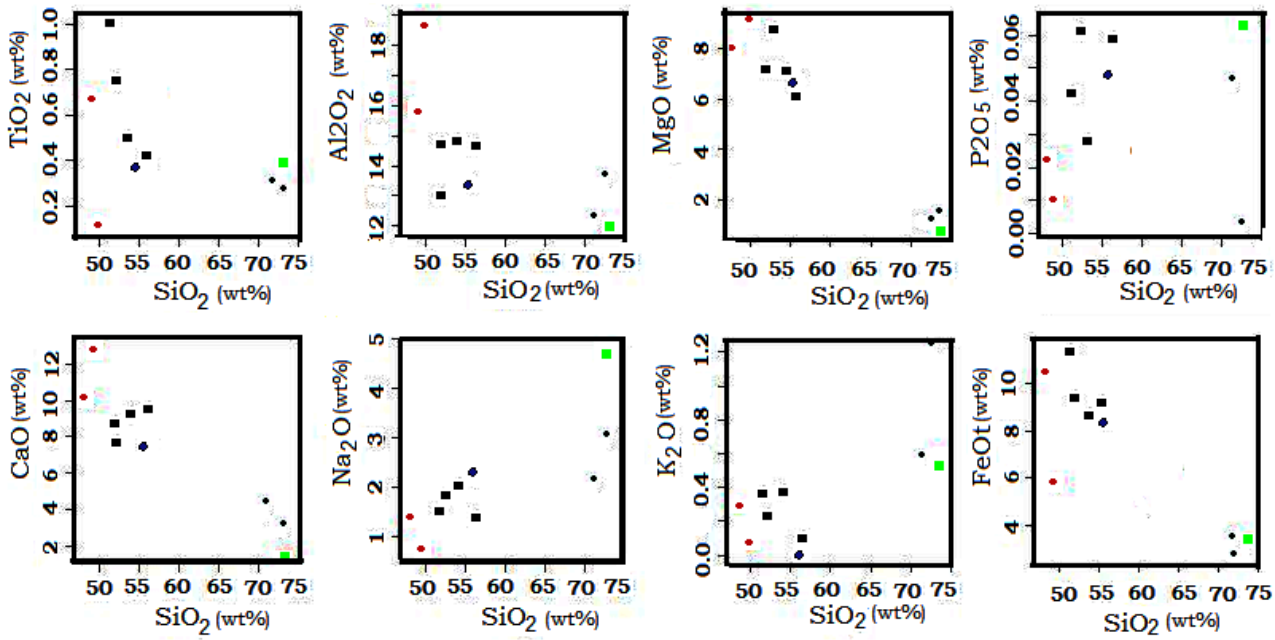
شماره نمونه	Ba-۱۹	GA-۳۰	GA-۳۷	St-۳	Ba-۳۸	GA-۱۷	Kh-۲۴	Ba-۱	BC-۲۳	E-۲
نام سنگ	گابرو	گابرو	گابرودیوریت	گابرودیوریت	گابرودیوریت	گابرودیوریت	دیوریت	گرانیت	گرانیت	ریولیت
X	۵۶۱۸۸۹	۵۵۹۹۲۶	۵۵۹۸۴۴	۵۵۶۸۲۷	۵۶۲۵۷۴	۵۵۹۵۷۶	۵۶۲۵۷۴	۵۶۱۸۴۴	۵۵۵۰۳۷	۵۵۵۰۳۷
Y	۳۹۶۸۹۷۶	۳۹۶۸۰۸۱	۳۹۷۰۰۵۷	۳۹۷۰۳۵۸	۳۹۷۲۱۹۰	۳۹۶۸۳۲۶	۳۹۶۸۹۷۶	۳۹۶۸۰۱۰	۳۹۷۳۹۶۲	۳۹۷۳۹۶۲
SiO2	۴۹٫۸۵	۴۸٫۳۲	۵۳٫۹۸	۵۵٫۸۸	۵۱٫۸۶	۵۲٫۳۲	۵۶٫۱۲	۷۱٫۷۸	۷۳٫۱۸	۷۳٫۴۵
TiO2	۰٫۹۹	۰٫۶۷۷	۰٫۵۱۶	۰٫۴۰۵	۱٫۰۱۵	۰٫۷۴۱	۰٫۳۶۲	۰٫۳۱۲	۰٫۲۷۷	۰٫۳۹۶
Al2O3	۱۸٫۸۲	۱۵٫۹۴	۱۴٫۸۷	۱۴٫۶۵	۱۴٫۸۲	۱۲٫۹۳	۱۳٫۳۴	۱۲٫۱۳	۱۳٫۶۱	۱۱٫۸۹
TFeO	۶٫۳	۱۱٫۶۳	۹٫۸	۱۰٫۰۵	۱۲٫۸	۱۰٫۴۶	۹٫۰۸	۳٫۸۲	۳٫۰۱	۳٫۸
MnO	۰٫۱۱۱	۰٫۱۷۹	۰٫۱۶۲	۰٫۲۰۲	۰٫۱۸۵	۰٫۱۹۲	۰٫۱۶۹	۰٫۱۰۲	۰٫۰۵۴	۰٫۱۶
MgO	۹٫۱	۷٫۸۲	۷٫۱۱	۶٫۳۲	۷٫۱۶	۸٫۷۱	۶٫۸۱	۱٫۱	۰٫۸۱	۰٫۹۳
CaO	۱۲٫۹۴	۹٫۹	۹٫۳۸	۹٫۵۵	۸٫۸۱	۷٫۸۹	۷٫۵۲	۳٫۶۳	۲٫۹۹	۱٫۴۹
Na2O	٫۶۴	۱٫۳	۲٫۰۴	۱٫۴۴	۱٫۵۲	۱٫۸۸	۲٫۱۹	۲٫۱۶	۳٫۰۲	۴٫۸۵
K2O	۰٫۰۴	۰٫۲۷	۰٫۳۸	۰٫۰۹	۰٫۳۶	۰٫۲۴	۰	۰٫۵۸	۱٫۲۳	۰٫۵۷
P2O5	۰٫۰۱	۰٫۰۲۳	۰٫۰۲۸	۰٫۰۵۹	۰٫۰۴۲	۰٫۰۶۱	۰٫۰۴۷	۰٫۰۴۵	۰٫۰۰۱	۰٫۰۶۴
LOI	۱٫۷۹	۲٫۹۳	۱٫۳۵	۱٫۰۵	۱٫۰۸	۴٫۲۹	۳٫۸	۳٫۹۱	۱٫۴۲	۲٫۰۳
Total	۱۰۰٫۵۹۱	۹۸٫۹۸۹	۹۹٫۶۱۶	۹۹٫۶۹۶	۹۹٫۶۵۲	۹۹٫۷۱۴	۹۹٫۴۳۸	۹۹٫۵۶۹	۹۹٫۶۰۲	۹۹٫۶۳
Rb	۱۸	۱۵	۱۶	۱۲	۱۷	۱۶	۱۶	۲۳	۴۰	۲۰
Ba	۱۸	۳۸	۴۸	۲	۶۸	۲۸	۱۸	۷۰	۶۲	۶۶
Th	۴	۵	۲	۳	۱	۱	۱۱	۱	۱	۱
Nb	۶	۲	۳	۴	۱	۱	۲	۱	۱	۳
Sr	۱۴۷	۱۷۸	۱۸۸	۲۲۹	۱۰۷	۱۶۵	۱۶۶	۳۸۹	۱۹۲	۶۴
Zr	۳۹	۳۷	۵۸	۶۰	۳۶	۶۰	۵۹	۱۲۰	۱۱۶	۹۴
Y	۳	۴	۱۷	۱۱	۱۰	۱۷	۱۱	۲۳	۲۴	۳۸
V	۷۹	۲۴۹	۱۵۷	۱۶۲	۴۰۷	۲۰۸	۱۵۶	۶۱	۳۹	۷۱
Cr	۳۶	۱۴۸	۸۷	۲۷	۱۷	۲۸۱	۶۳	۳	۱۴	۲
Co	۲	۵	۳	۱	۴	۴	۱	۱	۴	۴
Ni	۷۱	۸۵	۱۰۱	۵۲	۴۸	۱۵۳	۶۳	۳۴	۴۴	۳۶
Cu	۶۶	۷۲	۲۵۷	۸	۷۶	۶۳	۹۲	۳۴	۳۸	۵۰
Zn	۸۲	۷۵۸۵	۵۲۶	۱۳۸	۹۱	۱۹۹	۱۴۹۵	۹۹	۹۳۷	۱۶۴
Pb	۲۷	۷۷	۱۲	۷	۵۵	۱۶	۸۸	۱۶۵	۵۵	۶
Ce	۱۵	۱۲۳	۷۴	۸۰	۱۹۸	۱۰۱	۷۱	۲۶	۱۸	۳۱
La	۶	۱	۲	۱۱	۱	۴۰	۷	۱۱	۶	۳
W	۲	۴	۱	۴	۱	۵	۹	۱	۷	۱۲
As	۵	۹۱	۶۲	۱۱۵	۵	۱۱	۷۲	۶۱	۵	۶۶
U	۴	۳	۱		۲	۲	۷	۱	۲	۲
Mo	۲۳	۲۱	۴۶	۲۰	۳۲	۸	۴۹	۳۸	۴۵	۷۸
Ga	۱۴	۱۵	۱۴	۱۲	۱۴	۱۵	۱۲	۱۳	۱۴	۱۱
Cl	۶۰	۱۴۰	۲۰۷	۱۵۲	۱۸۹	۱۰۲	۱۵۶	۹۰	۸۷	۶۸
S	۰٫۰۰۱	۰٫۰۴۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱



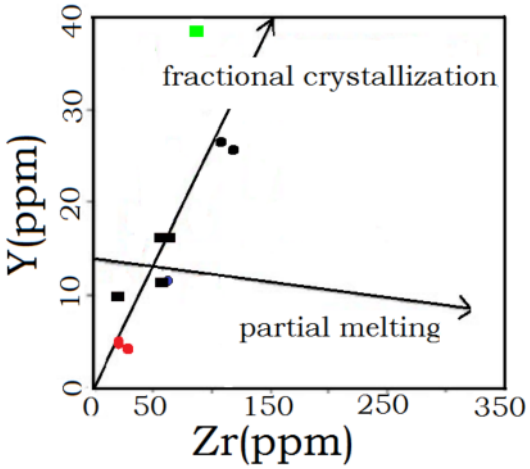
شکل۴ الف)رده‌بندی سنگ‌های مجموعه مورد بررسی با استفاده از نمودار [۶ و۷] ب) نمونه‌های واحدهای سنگی حدواسط و مافیک مورد بررسی در نمودار AFM درسری تولئیتی و سنگ‌های اسیدی در سری آهکی- قلیایی قرار گرفته‌اند. مرز جداکننده‌ی سری آهکی- قلیایی از تولئیتی بر اساس [۸] ترسیم شده است.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-10]

نمودارهای هارکر واحدهای مجموعه مورد بررسی نشان می‌دهند که نمونه‌ها فاقد همپوشی هستند (شکل۵). MgO, Fe_2O_3, MnO, TiO_2 و CaO با افزایش محتوای سیلیس رو به کاهش می‌گذارند و به اصطلاح از برازش منفی کلاسیک برخوردارند. که این تغییرات می‌تواند ناشی از جایگزینی آنها در ساختار کانی‌های فرومنیزین مراحل اولیه تبلور جدایشی ماگما باشد در حالی که K_2O و Na_2O با افزایش مقدار SiO_2 روند افزایشی و Al_2O_3 روند کاهشی دارد که روند طبیعی جدایش را نشان می‌دهد. P_2O_5 با افزایش مقدار SiO_2 روند کاهشی دارد که احتمالاً به خاطر تغییر پلاژیوکلازها از آنورتیت بیشتر به سمت آلبیت بیشتر و تشکیل و تبلور جدایشی آپاتیت در مراحل اولیه تبلور است (شکل۵). این نمودارها نشان‌دهنده‌ی این است که توده‌های منطقه با تزریق دو فاز ماگمایی متفاوت در زمان‌های مختلف‌اند، و نیز نمودار Zr نسبت به Y [۱۰] نیز نقش فرآیند تبلور جدایشی را در تشکیل سنگ‌های منطقه به خوبی نشان می‌دهد که این می‌تواند تأییدی بر نمودار AFM - باشد (شکل۶).



شکل ۵ تعیین عناصر اصلی در مقابل SiO_2 [۹].علائم مانند شکل۴.



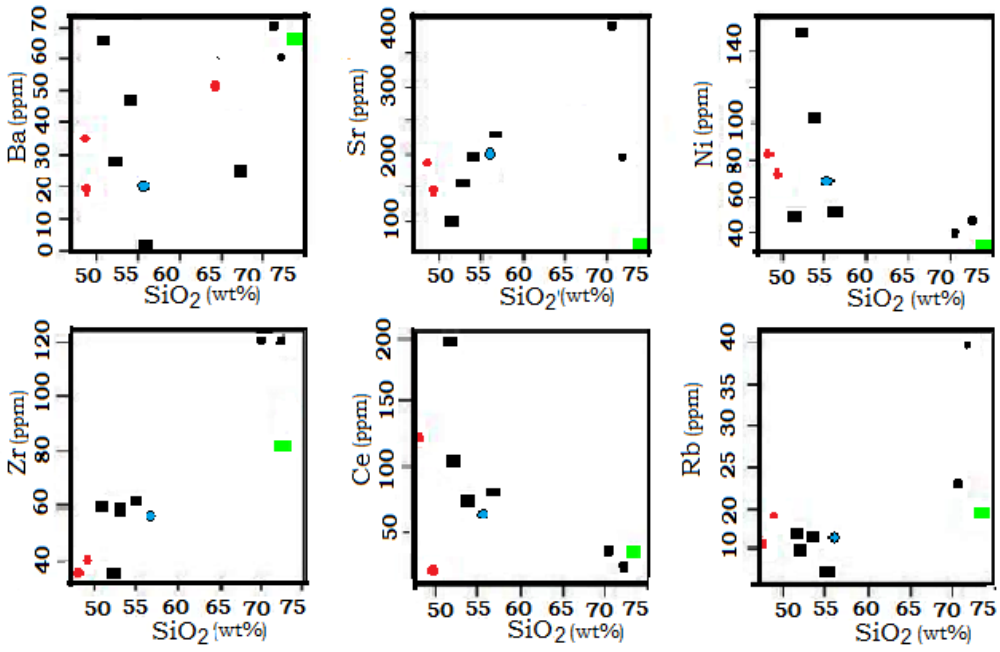
شکل۶ نمودار Y نسبت به Zr برای تشخیص جدایش بلوری و ذوب بخشی [۱۰].بر اساس موقعیت قرارگیری نمونه‌ها، نمونه‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی از روند تبلور جدایشی پیروی می‌کنند.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-10]

عناصر کمیاب: تغییرات عناصر کمیاب نسبت به SiO_2 در شکل ۷ نشان داده شده‌اند. چنانکه ملاحظه می‌شود با افزایش SiO_2 مقادیر Sr و Zr افزایش می‌یابند. Sr در کانی‌های مافیک به صورت ناسازگار عمل می‌کند و با پیشرفت عمل جدایش در کانی‌های واحدهای سنگی مراحل پایانی جدایش تمرکز می‌یابد. Zr به دلیل بار الکتریکی و شعاع یونی بالا وارد کانی‌های سنگ‌ساز رایج نمی‌شود و کانی مخصوص به خود یعنی کانی زیرکان را می‌سازد. کانی زیرکان در محصولات نهایی جدایش به فراوانی یافت می‌شود که علت آن می‌تواند مربوط به غلظت اولیه‌ی Zr ماگما باشد. در حالی که Ce ,Ni ,Rb ,Ba، روندی نزولی نسبت به SiO_2 دارند. Ni به دلیل دارا بودن بار و شعاع یونی مشابه Mg جانشین این عنصر در کانی‌های منیزیم‌دار به صورت پوشیده می‌شود بنابراین کانی‌های که در آغاز تبلور ماگما تشکیل می‌شوند دارای نسبت بالای Ni:Mg هستند و با ادامه‌ی جدایش میزان آن کاهش خواهد یافت. Ba و Rb در کانی‌های مافیک ناسازگارند و می‌توانند جانشین K در کانی‌های از قبیل فلدسپار قلیایی و بیوتیت شود. بنابر عقیده [۱۱] مقادیر Ce/Y و Zr/Y طی فرآیند تبلور جزء به جزء همواره به صورت تقریبا ثابت باقی می‌ماند و روندی تقریباً یکنواخت را با افزایش MgO از خود نشان می‌دهند. این در حالی است که مقادیر بالای Ce/Y و Zr/Y نشان‌دهنده‌ی درجات بالای آلودگی پوسته است. سنگ‌های منطقه مقادیر متغیری از Ce/Y و Zr/Y را از خود نشان می‌دهندکه این امر نشانگر تاثیر آلودگی پوسته در سنگ‌های منطقه است (شکل۸). بر اساس نمودارهای Rb نسبت به Zr/Rb و نیز نمودار Rb نسبت به Ba/Rb [۱۲] سنگ‌های منطقه آلایش احتمالی را با پوسته بالایی از خود نشان می‌دهند که این نیز می‌تواند موید نقش آلودگی در فرآیند سنگ‌زایی این سنگ‌ها باشد (شکل۸).

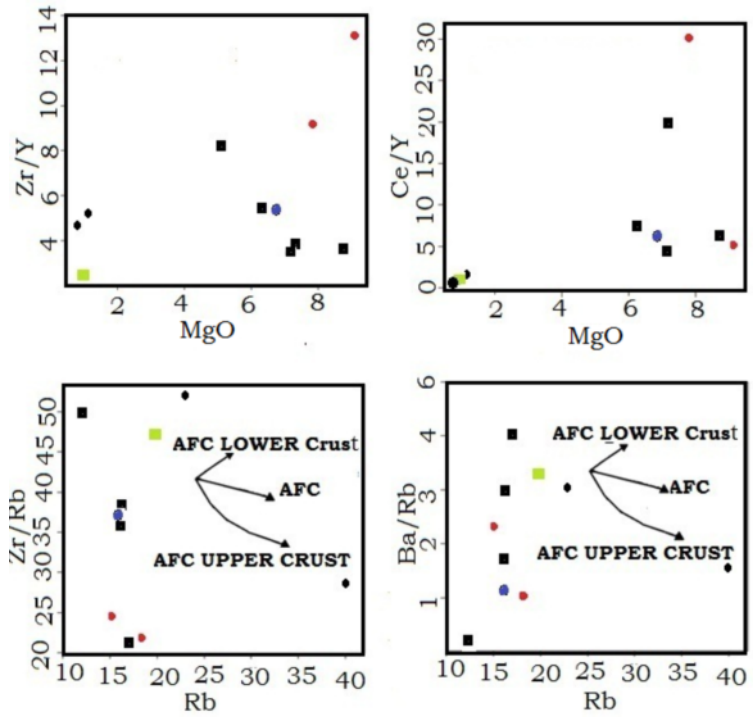
جایگاه زمین‌ساختی مجموعه پلوتونیک کوه میش

نمودارهای جدا کننده‌ی جایگاه‌های زمین ساختی، که بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگماها ترسیم می‌شوند [۱۴،۱۳] برای تعیین جایگاه زمین ساختی توده‌های نفوذی کوه میش مورد استفاده قرار گرفته‌اند. یک بررسی مقدماتی از غلظت عناصر اصلی و مخصوصاً Rb, Nb, Ti و k، پیدایش طیف گسترده‌ای از سنگ‌های اسیدی تا مافیک، ماگماتیسم تولئیتی و آهکی قلیایی مجموعه پلوتونیک کوه میش را مشابه سنگ‌های قوس‌های آتشفشانی وابسته به فرورانش حاشیه‌ی قاره کرده است. اما تشخیص ژئوشیمیایی ماگماتیسم وابسته به قوس آتشفشانی و برخی مثال‌های ماگماتیسم پس از برخورد ممکن است همیشه کاملاً روشن نباشد[۱۵]. برای مثال اگر



شکل ۷ نمودارهای تغییرات SiO_2 نسبت به عناصر کمیاب[۹].

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-10]



شکل۸ نمودار Mg در برابر Ce/Y و Zr/Y [۱۱] و نمودار Rb نسبت به Zr/Rb و Ba/Rb [۱۲] جهت بررسی نقش فرآیند آلایش پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه ی مورد بررسی.

صرفا از داده‌های آنالیز عناصر اصلی K_2O-SiO_2,FeO/(FeO+MgO)-SiO_2 و Al_2O_3-SiO_2 و عناصر کمیاب Nb-Y برای تعیین رژیم زمین ساختی استفاده شود، نفوذی‌های آلپین از نفوذی‌های فرورانش حاشیه‌ی قاره‌ای فعال آندین، که هر دو از سری‌های آهکی- قلیایی با غنی شدگی LILE هستند، غیر قابل تشخیص خواهند بود [۱۳]. لذا برای جدایش این دو رژیم زمین ساختی از نمودار Nb/Y استفاده شده و مشاهده می‌شود که نمونه‌ها در قلمرو گرانیت‌های قوس آتشفشانی و همزمان با برخورد قرار دارند (شکل۹). اما انتظار می‌رود یک ماگماتیسم همزمان با برخورد، با دامنه‌ای از ترکیب‌های گدازه ی پوسته‌ای همراه باشد و در صحرا نیز همراهان مافیک اعم از دایک‌ها برونبوم‌ها و یا پلوتون‌های پراکنده یافت نشوند [۱۳] که در منطقه‌ی مورد بررسی چنین نیست. از طرفی محتوای Rb و Th در سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی بالاست و این دقیقاً مشابه گرانیت‌های همزمان با برخورد مناطق چین، تبت و جنوب غربی انگلستان است که از گرانیت‌های این نوع در دنیا هستند و از محتوایی بالای Rb و Th برخوردارند (Th 19-34 و Rb 215-488). بالا بودن Rb از ویژگی‌های خاص گرانیت‌های همزمان با برخورد است اما بالا بودن مقدار Th همیشه نمی‌تواند برای اثبات همزمانی بکار رود [۱۳]. لذا نمودار Rb/Y+Nb، که به طور موثری گرانیت‌های همزمان با برخورد را از گرانیت‌های قوس آتشفشانی جدا می‌کند، نیز مورد استفاده قرار گرفته است. چنانکه این نمودار نشان می‌دهد، تمامی نمونه‌ها در گستره‌ی گرانیت‌های قوس‌های آتشفشای واقع شده‌اند (شکل۹).

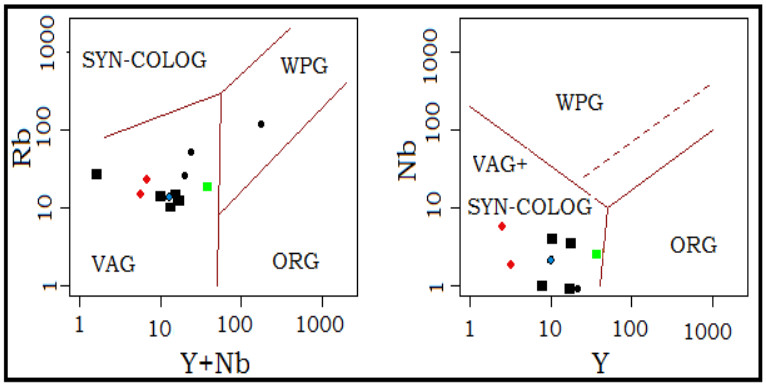
سنگ‌زایی

یکی از فرایندهای موثر در تشکیل مجموعه‌های پلوتونیک در محیط‌های قوس آتشفشانی وابسته به فرورانش حاشیه قاره‌ها، اختلاط ماگمایی است [۱۷،۱۶] و تعدادی از پژوهشگران ویژگی‌های دارا بودن برونبوم‌های مافیک را در درون باتولیت‌های آهکی- قلیایی نشان دهنده‌ی اختلاط ماگمایی دانسته‌اند که طی جریانی که ماگماهای مافیک‌تر میزبان سیلیسی را مورد هجوم قرار داده حاصل شده‌اند. ولی از آن‌جا که برونبوم‌های بازی موجود فاقد حاشیه انجماد سریع هستند [۳،۲] لذا فرضیه یک ماگمای بازی در داخل یک ماگمای اسیدی (که دمای آن زیاد نیست) مردود است. زیرا در این صورت می‌بایستی ماگمای بازی به صورت قطرک‌هایی در آمده و در محل تماس منجمد

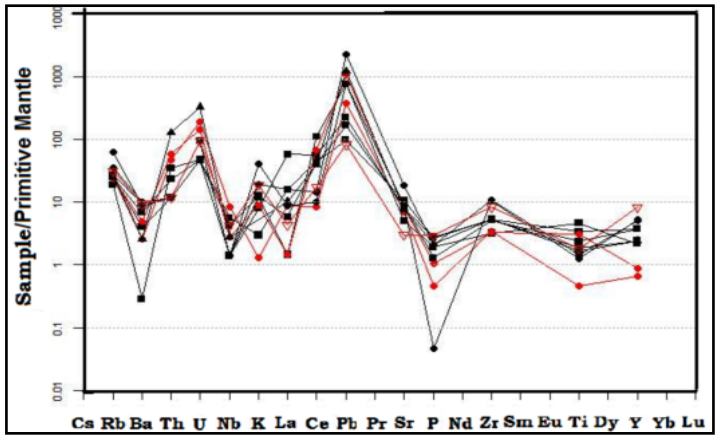
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-10]

شده، کرانه‌های انجماد سریع را بسازد [۳] ولی این نوع کرانه سریع در هیچ‌کدام از مرزهای برونبوم‌های موجود در گرانیتوئیدها مشاهده نشده است و برونبوم‌های بخش مرکزی بیشتر دارای حاشیه‌ی نامشخص و تدریجی هستند [۳،۲]. با این وجود با توجه به عدم وجود منطقه‌های واکنشی و تدریجی در مرز بین سنگ‌های مافیک، حدواسط و فلسیک و نبود تنوع سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی در آنها، تاثیر فرآیند اختلاط ماگماهای مافیک، حدواسط و اسیدی را رد می‌کند.

در نمودارهای عنکبوتی که بر اساس داده‌های [۱۸]، نسبت به گوشته‌ی اولیه بهنجار شده‌اند (شکل۹) تهی شدگی عناصر (Ti,Nb,Th)HFS و غنی شدگی از عناصر LIL (K,Rb) دیده می‌شود که از سرشتی‌های ماگماتیسم وابسته به زون‌های فرو رانش است، همچنین غنی‌شدگی از LILE می‌تواند به دلیل دخالت صفحه‌ی فرورونده و آغشتگی ماگما با پوسته‌ی قاره‌ای باشد. از طرف دیگر سنگ‌های منطقه، غنی شدگی از عناصری نظیر Sr, K و U دارند. غنی شدگی و تهی‌شدگی یاد شده از سرشتی‌های ماگمای وابسته به زون فرورانش است [۱۹-۲۱]. بنابر برداشت [۲۳،۲۲،۱۹]، بی‌هنجاری منفی Ti-Nb در سنگ‌های ماگمایی بیانگر تشکیل این سنگ‌ها در محیط فرورانش است و نیز [۲۴] بر این باورند که بی‌هنجاری مثبت Rb و K نیز نشانگر محیط‌های فرورانش هستند (شکل۱۰) به طور کلی الگوی تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در واحدهای مختلف منطقه مشابه است و تفاوت موجود در میزان تمرکز این عناصر است. این امر می‌تواند نشان‌دهنده‌ی ارتباط ژنتیکی نمونه‌ها با هم و خاستگاه مشترک آنها باشد [۲۵] و با توجه به این که گرانیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی دار ای برونبوم‌های بازی فراوان و فاقد برونبوم‌های غنی از میکا هستند، لذا در نظر گرفتن خاستگاه گوشته‌ای نوع M برای آن‌ها مناسب به نظر می‌رسد. این موضوع با توجه به این که تمامی نمونه‌ها در رده‌بندی [۲۶] در نمودار R1-R2 در قلمرو جدایش‌های گوشته‌ای طرح شده‌اند همخوانی دارد (شکل۱۱).

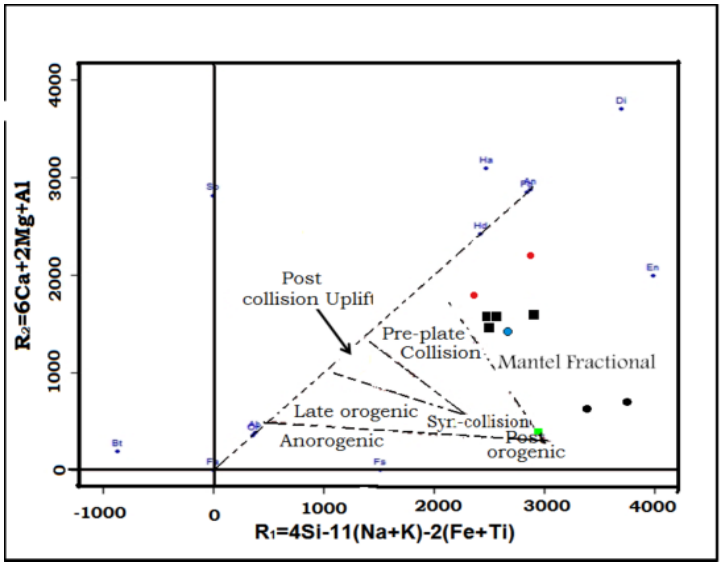


شکل ۹ نمودار Rb/Y+Nb و نمودار Nb/Y. [۱۴،۱۳] تمام نمونه‌های مجموعه‌ی مورد بررسی در هر دو نمودار در قلمرو سنگ‌های قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند. علائم مانند شکل ۶



شکل۱۰ نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت اولیه برای سنگ‌های منطقه ی مورد بررسی به گوشته.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-10]



شکل۱۱ موقعیت نمونه‌های منطقه در نمودار R1 نسبت به R2 [۲۶] نشان می‌دهد که تمامی سنگ‌ها در قلمرو جدا شده از گوشته قرار می‌گیرند.

برداشت

براساس جمع‌بندی اطلاعات به دست آمده از بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی نمونه‌های منطقه مورد بررسی، نتایج زیر قابل ذکراند: (۱) این توده حاصل تزریق متوالی دو فاز ماگمایی است. ماگمایی اسیدی به درون سنگ‌های حدواسط نفوذ کرده است و در پی آن دایک‌های اسیدی و دلریتی توده‌ی نفوذی را قطع کرده‌اند. (۲) مجموعه‌ی پلوتونیک منطقه کوه میش از دو گونه سنگ‌های پلوتونیک تشکیل شده‌اند. که عبارتند از: (الف) مجموعه گرانیتوئیدهای واقع در شمال کوه‌میش که بیشتر از مونزوگرانیت، پیروکسن‌گرانودیوریت تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها از نظر ژئوشیمی آهکی- قلیایی، پرآلومین و از نوع I هستند. (ب) مجموعه گابرو ـ دیوریت در جنوب کوه میش، که از سنگ‌های پلوتونیک مختلف مانند گابرو، دیوریت و گابرودیوریت تشکیل شده است. این سنگ‌ها از نظر ژئوشیمی سری تولئیتی شبه رخشان، و از نوع I هستند. (۳) نمودارهای جدا کننده‌ی محیط زمین ساختی بیانگر محیطی وابسته به فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای است سنگ‌های توده‌ی نفوذی مورد بررسی از عناصر HFSE تهی بوده و نسبت عناصر Nb/Y در آنها پایین است. نسبت‌های پایین Nb/Y از ویژگی سنگ‌هایی است که در قوس‌های ماگمایی وابسته به فرورانش تشکیل می‌شوند که تایید کننده‌ی این ادعا است (۴). به طور کلی الگوی تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در واحدهای مختلف منطقه مشابه است و تفاوت موجود در میزان تمرکز این عناصر است. این امر می‌تواند نشان‌دهنده‌ی ارتباط ژنتیکی نمونه‌ها با هم و خاستگاه مشترک آنها باشد. و با توجه به این که گرانیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی دارای برونبوم‌های بازی فراوان و فاقد برونبوم‌های غنی از میکا هستند لذا در نظر گرفتن خاستگاه گوشته‌ای نوع M برای آن‌ها مناسب به نظر می‌رسد. این موضوع با توجه به این که تمامی نمونه‌ها در رده بندی [۲۳] در نمودار R1-R2 در قلمرو جدا شده‌های گوشته‌ای طرح شده‌اند، همخوانی دارد.

مراجع

[۱] جعفریان م، جلالی ع.، *نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ ششتمد*، سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۷۷)

[۲] امینی ص.، سعیدی ع.، گوهرشاهی ر.، *بررسی فرآیند متاسوماتیسم در محل همجواری توده گرانیتوئیدی جنوب سبزوار با توده ساب ولکانیک کوه‌میش*، بیستمین گردهمایی علوم‌زمین، (۱۳۸۰)

[۳] گوهرشاهی ر.، امینی ص.، سعیدی ع.، *تفسیر علل وجود آنکلاو و زینولیت در توده گرانیتوئیدی جنوب سبزوار مجاور توده ساب ولکانیک کوه‌میش*، (۱۳۸۰)

[۴] معین‌وزیری ح.، *دیباچه‌ای بر ماگماتیسم ایران*، انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۷۵)، ۴۴۰ صفحه

[۵] دری م.، *گزارش اکتشافات چکشی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ ششتمد*، وزارت معادن و فلزات،(۱۳۷۷)

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-10]

[6] Shand SJ *Eruptive Rocks, Their Genesis, Composition, Classification and Their Relation to the Ore-deposits*. 3rd edition, J. Wiley & Sons, New York, (1947),pp. 488

[7] Maniar P.D., Piccoli P.M, *"Tectonic discrimination of granitoids"*, Geol. Amev. Bull 101 (1989), pp 635-643

[8]Irvine T.W., Bargar W.R.A., *"Aguide to the chemical classification of the common volcanic rocks*",Canadian journal of Earth sciences, vol. 8, (1971), pp.523-548

[9] Harker A., *"The natural history of igneous rocks*", Methven, London (1909).

[10] Abdollah S. A., Said A. A., Visona D., *"New geochemical and petrographic data on the gabbro-syenite suite between Hargeysa and Berbera Shiikh(North Somalia)*. J. of African Earth ciences, Vol, 23, No.3. (1997) pp.303-373

[11] Conly A.J., Brenan J.M., Bellon H., Scott S.D.,*: Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalı´a Region, Baja California Sur, Mexico*, Journal of Volcanology and Geothermal Research (2005*)*142303– 341

[12] Askren R. R., Whiteny J.A., Roden M. F., "*Petrology and geochemistry of the Huerto Andesite, San Juan volcanic field*", Colorado.Contributions to Mineralogy and Petrology (1999). No.189-206.

[13] j. A. Pearce, B. W. H. Harris, A. G., Tindie, *"Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*",j.petrology,vol.25, (1984),pp.956-983

[14] Pearce J., "*Sources and setting granitic rocks*", Episodes, 19 (4) (1996) 120-125.

[15] N.B.W. Harris, s. Inger, R XU., "*Cretaceous plutonism in central Tibet:an example of post collision magmatism?*:" j. volcanol. Geotherm. res., vol 44,(1990),pp. 21-32

[16] B. Barbarin, "*Field evidence for successive mixing and mingling between the piolard diorite and the saintjulien-La-Vetre monzogranite(Nord-Fotez,Massif central,france)*;can.j.Earth sci.,25, (1988), pp.49-59

[17] j. Didier, B. Barbarin, "*Enclaves and granite petrology*",Development in petrology .Elsevier, Amsterdam (1991).

[18] Suns s., Mc Donough W.f, *"chemical and isotopic systematic of oceanic basalts:implications for processes.In:Magmatism in the ocean basins*.Geol.soc.London specpulb. 42 (1989) pp.313-345

[19] Wilson M., "*Igneous petrogenesis*".Unwin Hyman. (1989)

[۲۰] آلیانی ف، صبوری ز، معانی‌جو م، سپاهی ع، *"سنگ-شناسی وژئوشیمی گرانیتوئیدهای هولولوکرات توده‌های گرانیتوئیدی الوند(همدان)"*، مجله بلورشناسی وکانی‌شناسی ایران، (۱۳۹۰)، ص ۱۳۴-۱۳۱

[۲۱] گردیده س، سپاهی ع، آلیانی ف، *"سنگ‌شناسی وژئوشیمی توده گرانیتوئیدی مشیر آباد (جنوب قروه-کردستان)"*، مجله بلور شناسی وکانی شناسی ایران،(۱۳۸۹)، ص ۵۸۰-۵۶۳

[22] Sajona f.G., Maury R., C Bellon, H., Cotton j., Defant M.Hig, "*strength element of Pliocene-pleistocene island-arc basalt zamboanga peninsula western Mindanao*.journal of petrology. 37, (1996), pp. 693-726.

[۲۳] ملائی م، *"ژئوشیمی و سنگ‌شناسی توده گرانیتوئیدی مزرعه،شمال اهر آذربایجان شرقی و مقایسه‌ی آن با توده‌های دیگر گرانیتوئیدی ایران و جهان"*، مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران (۱۳۹۰)،ص۱۹۸-۱۸۳

[24] Chappell B.W., White A.J.R., "*I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt*", Trans R Soc Edinburgh Earth Sciences. 83 (1992a) 1–26.

[25] Chen B., Jahn B.M.,Ye K., Liuj.B., "*Cogenetic relationship of the Yangkou gabbro-to-granite unite, su-luterrane*. j. geol. soc. london.(2002).159.

[26] Bowden R.A., Bathlor B.W., Chappell DiDier, j. lameyre, "*petrological,geochemicaland source criteria for the classification of granitic rocks:and iscussion,*"physics of the earth planetary Interiors,35 (1984) pp.1-11.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-10]