



کانی شناسی، دگرسانی، زمین شیمی و بررسی میانبارهای سیال منطقه اکتشافی مس - طلا بالازرد، جنوب غرب نهبندان

روح الله میری بیدختی^۱، علیرضا الماسی^{۲*}، محمدحسن کریم پور^۱، سید احمد مظاهری^۱

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

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان

(دریافت مقاله: ۹۸/۱۲/۲۴، نسخه نهایی: ۹۹/۴/۲۸)

چکیده: منطقه اکتشافی بالازرد در ۱۲۰ کیلومتری جنوب غرب نهبندان در استان خراسان جنوبی در بخش مرکزی کمربند آتشفشانی-ماگمایی قطعه لوت واقع است. نفوذ یک توده گرانیتوئیدی به درون سنگ‌های ریولیتی و آندزیتی منجر به دگرسانی و کانی-سازی شده است. پهنه‌های دگرسانی شامل آرژیلیک، سربیسیت-آرژیلیک، سیلیس-آرژیلیک، پروپلیتیک و آرژیلیک پیشرفته هستند. کانی‌سازی سولفیدی و اکسیدی به صورت افشان، رگچه‌ای، برش گرمایی و رگه‌های سیلیسی-کربناتی رخ داده است. داده‌های رادیو ایزوتوپی و زمین شیمیایی سازگار با ماگمای وابسته به فروانش بوده که در کرانه قاره‌ای فعال تشکیل شده است، این داده‌ها همچنین بیانگر آغشتگی ماگما با پوسته بالایی طی صعود است. بر پایه ریزدماسنجی سیال‌های درگیر در رگه کوارتزی طلادار، مقادیر دمای همگن شدگی از ۳۸۵ تا ۵۵۰ درجه سانتیگراد و شوری متوسط از ۷/۱ تا ۲۱ درصد وزنی معادل NaCl به دست آمد که بیانگر رخداد آمیختگی سیال‌های کانه‌ساز است. بررسی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، دگرسانی، سیال‌های درگیر و زمین‌شیمی در منطقه بالازرد بیانگر رخداد دو نوع کانی‌سازی فراگرمایی با درجه سولفیدشدگی بالا و پورفیری است.

واژه‌های کلیدی: کانی شناسی، زمین شیمی، میانبارهای سیال، منطقه اکتشافی بالا زرد؛ قطعه لوت.

مقدمه

سازی‌های فلزی و غیر فلزی در پهنه ساختاری قطعه لوت شده است [۱]. از بین کانی‌سازی‌های متعدد این منطقه، می‌توان به مس - طلا- نقره قلعه زری [۲]، رخداد چند فلزی رودگز [۳]، کانسار حوض رئیس [۴]، مس - طلای پورفیری ماهرآباد-خوپیک [۵، ۶]، طلای چاه شلغمی [۷]، مس پورفیری-اسکارن ده سلم [۸] و کانسار چند فلزی ماهر [۹، ۱۰] اشاره کرد. نفوذ توده‌های نیمه عمیق بیشتر حدواسط به درون سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیتی تا ریولیتی موجب دگرسانی و کانی‌سازی در منطقه بالازرد شده است. پتانسیل منطقه برای کانی‌زایی طلا - مس و روی نخست با سنجش از دور و بررسی‌های زمین شیمی خرده سنگی [۱۱] مشخص شد. بر اساس این بررسی ها، دگرسانی‌های فراگیر پروپلیتی،

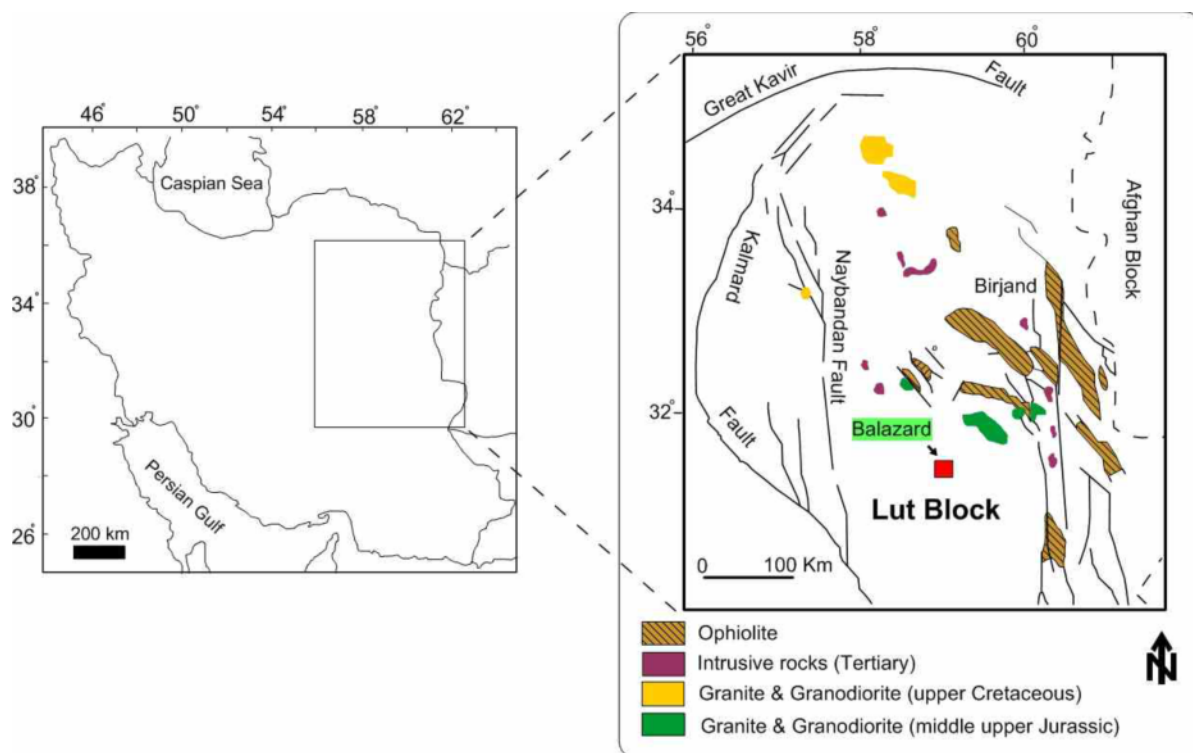
منطقه اکتشافی بالازرد با مساحت تقریبی ۴۵ کیلومتر مربع در گستره‌ای بین طول‌های "59°03'30" تا "59°08'50" شرقی و عرض‌های جغرافیایی "32°09'00" تا "32°11'20" شمالی در شرق ایران و در ۱۲۰ کیلومتری جنوب غرب نهبندان و ۳۰ کیلومتری غرب روستای دهسلم در استان خراسان جنوبی واقع است. راه دسترسی به این منطقه جاده آسفalte نهبندان- شهداد است که پس از عبور از روستاهای چاهداسی و دهسلم و طی ۱۲۰ کیلومتر به منطقه مورد بررسی می‌رسد. منطقه بالا زرد از نظر تقسیمات زمین‌ساختی و ساختاری جزئی از بخش مرکزی قطعه لوت است (شکل ۱). گسترده‌گی فعالیت ماگمایی ترشیری با تنوع ماهیت زمین شیمیایی منجر به رخداد گسترده کانی

بررسی‌های کانی‌شناسی، ۱۳ مقطع نازک- صیقلی و ۱۰ قطعه صیقلی از نمونه‌های برداشت شده از رگه‌های کانه‌دار منطقه تهیه شد. برای اندازه‌گیری اکسیدهای عناصر اصلی، تعداد ۶ نمونه با کمترین دگرسانی در آزمایشگاه کانساران بینالود مشهد تجزیه شدند. از این نمونه‌ها، تعداد ۴ نمونه با کمترین مقدار مواد فرار (L.O.I) انتخاب و برای اندازه‌گیری عناصر کم‌یاب و خاکی نادر در آزمایشگاه Acme کانادا به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) تجزیه شدند (در این روش، ۰/۲ گرم از پودر نمونه‌ها با متابورات و تترابورات لیتیوم و اسید نیتریک حل شد)، همچنین این نمونه‌ها برای تعیین نسبت‌های ایزوتوپی Rb/Sr و Sm/Nd در آزمایشگاه زمین شیمی ایزوتوپی دانشگاه آویرو کشور پرتقال با استفاده از طیف‌سنج جرمی VG Sector 54 (TIMS) تجزیه شدند. بررسی‌های سنگ‌نگاری میانبارهای سیال برای ۶ مقطع دوبر صیقل تهیه شده از رگه‌های کوارتزی کانه‌دار انجام شد. دماسنجی با استفاده از میکروسکوپ مجهز به پلاتین گرمایی - گرمایی ساخت شرکت لینکام مدل TMH 600 برای ۴۸ میانبار سیال در دانشگاه فردوسی مشهد انجام شد. گفتنی است که مقادیر شوری برای ۳۸ میانبار اندازه‌گیری شد.

سرسیتی و آرژیلیک با گسترشی حدود ۲۰ کیلومتر مربع در منطقه بالا زرد شناسایی شد. در این منطقه، کانی‌سازی‌ها در رگه‌های کوارتز- کربناتی رخ داده که بیشترین مقادیر طلا، نقره، مس، سرب، روی، آنتیموان، و آرسنیک در این رگه‌ها به ترتیب برابر با ۲۴۶۲ ppm، ۱۰۳ ppm، و ۹۸ ppm است [۱۱]. در این پژوهش برپایه بررسی‌های کانی‌شناسی، میانبارهای سیال و زمین شیمی توده نفوذی وابسته به کانی‌سازی‌ها، ماهیت و شرایط تشکیل کانی‌سازی‌ها تعیین گردید. آگاهی از چگونگی تشکیل این کانی‌سازی‌ها می‌تواند راهنمای اکتشافی مناسبی برای شناسایی کانی‌سازی‌های مشابه در مناطق همسایه باشد.

روش بررسی

در این پژوهش پس از عملیات صحرایی و کنترل واحدهای سنگی برونزد یافته در منطقه مورد بررسی، از توده نفوذی نیمه عمیق، پهنه‌های دگرسان و رگه‌های کانه‌دار نمونه برداری شد. به منظور بررسی‌های سنگ‌شناسی و دگرسانی تعداد ۶۰ مقطع نازک از نمونه‌های برداشت شده از سنگ‌های آذرین منطقه و بخش‌های دگرسان مورد بررسی‌های سنگ‌شناسی قرار گرفت. برای شناسایی کانی‌های رسی، دو نمونه به روش پراش پرتو X (XRD) در دانشگاه فردوسی مشهد تجزیه شدند. در راستای



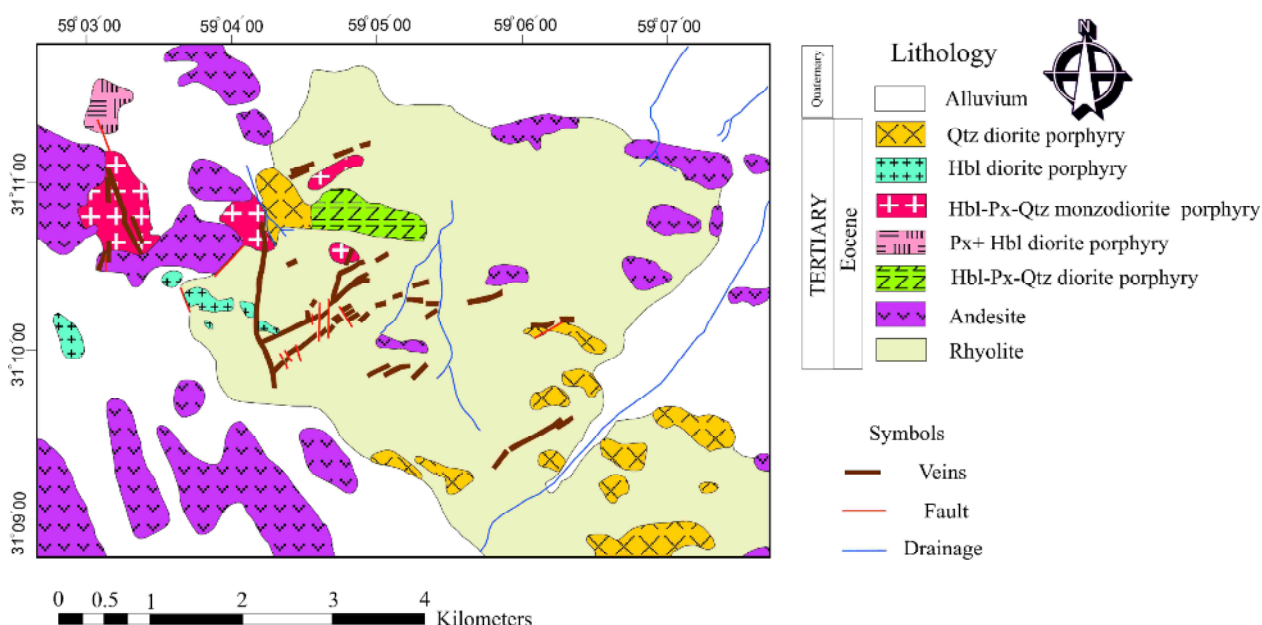
شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه اکتشافی بالا زرد در قطعه ساختاری لوت، اقتباس از [۶] با تغییر جزئی.

زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه

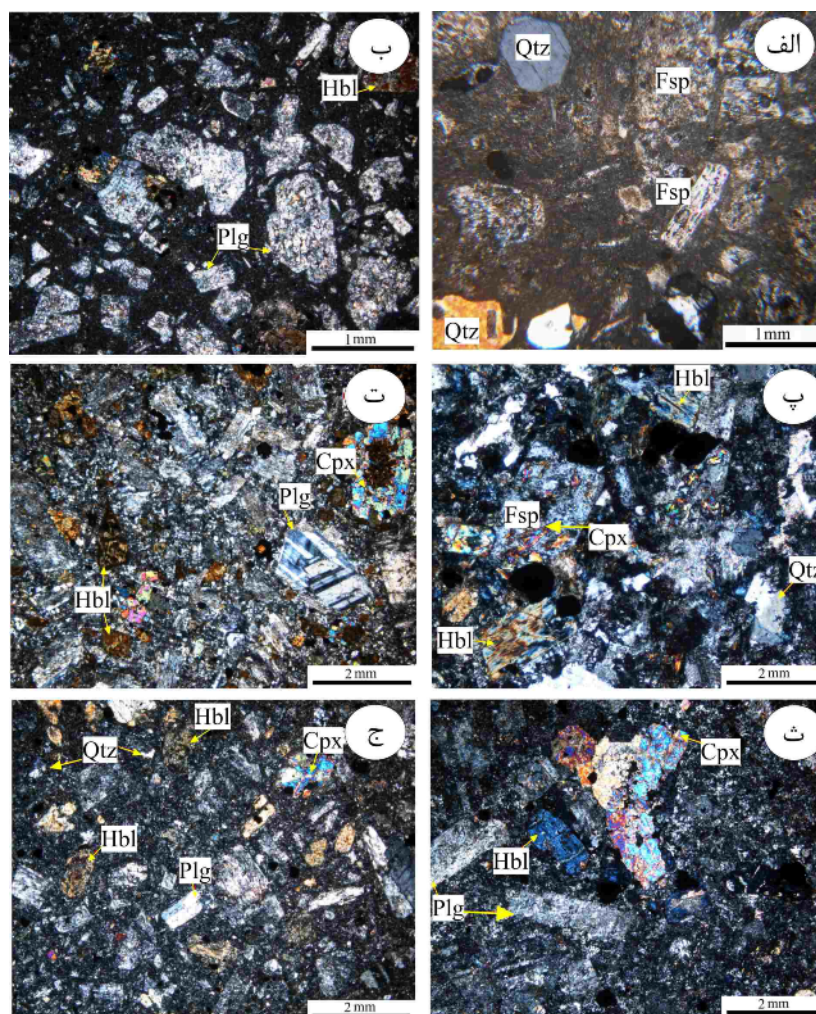
منطقه اکتشافی بالازرد در بخش غربی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دهسلم [۱۲] واقع است. بر اساس بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی، واحدهای سنگی در منطقه‌ی اکتشافی بالازرد را می‌توان به سه بخش واحدهای آتشفشانی، توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق و پادگانه‌های آبرفتی، ماسه بادی و رسوب‌های رودخانه‌ای عهد حاضر تفکیک کرد (شکل ۲). در بین واحدهای آتشفشانی، حجم سنگ‌های ریولیتی بیشتر از آندزیت است. این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری و جریان‌ی با زمینه‌ای شیشه‌ای و ریز دانه هستند (شکل‌های ۳ الف و ب). همه واحدهای آتشفشانی دچار دگرسانی‌های سیلیسی، آرژیلیک، آرژیلیک-سیلیسی و آرژیلیک-سریسیتی قرار گرفته‌اند. توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق با ترکیب حدواسط بیشتر در بخش‌های شمالی منطقه برونزد دارند. به دلیل نفوذ این واحدها به درون سنگ‌های آتشفشانی، سن آن‌ها پس از ائوسن در نظر گرفته شده است. توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق شناسایی شده در منطقه عبارتند از کوارتز مونزودیوریت پورفیری، پیروکسن هورنبلند دیوریت پورفیری، هورنبلند پیروکسن کوارتز دیوریت پورفیری، کوارتز دیوریت پورفیری و هورنبلند دیوریت پورفیری.

واحد سنگی هورنبلند پیروکسن کوارتز مونزودیوریت پورفیری دارای بافت پورفیری است، کانی‌های درشت آن شامل پلاژیوکلاز (۲۵ تا ۳۰ درصد) با اندازه ۰/۳ تا ۵ میلیمتر، فلدسپارتاسیم (۱۰ تا ۱۵ درصد) با اندازه ۰/۲ تا ۱ میلیمتر، کوارتز (۴ تا ۵ درصد) تا به اندازه ۰/۵ میلیمتر، هورنبلند (۳ تا ۵ درصد) با اندازه ۰/۴ تا ۱ میلیمتر و کلینو پیروکسن (۲ تا ۳ درصد) با اندازه ۰/۱ تا ۰/۳ میلیمتر هستند. زمینه از کانی‌های نام برده با دگرسانی سیلیسی و آلونیتی تشکیل شده است (شکل ۳ پ). دگرسانی پلاژیوکلاز به اپیدوت و کلسیت و دگرسانی هورنبلند به کلریت و مگنتیت در این واحد سنگی دیده می‌شود.

واحد سنگی هورنبلند پیروکسن دیوریت پورفیری دارای بافت پورفیری است. درشت بلورهای آن شامل پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی (۳۰ تا ۳۵ درصد) با اندازه ۰/۳ تا ۴ میلیمتر (شکل ۳ ت)، هورنبلند (۶ تا ۱۰ درصد) با اندازه ۰/۳ تا ۰/۸ میلیمتر و پیروکسن (۵ تا ۷ درصد) با اندازه ۰/۵ تا ۳ میلیمتر هستند. در زمینه سنگ افزون بر این کانی‌ها، کانی‌های کدر نیز پراکنده هستند. دگرسانی پلاژیوکلاز به اپیدوت در این واحد سنگی مشهود است.



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه اکتشافی بالازرد.



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از واحدهای سنگی منطقه بالازرد: الف) درشت بلورهای فلدسپار پتاسیم در ریولیت، ب) بافت پورفیری در آندزیت، پ) سیلیسی شدن در کوارتز مونزودیوریت پورفیری، ت) پلاژیوکلازهای با ساخت منطقه‌ای در پیروکسن هورنبلند دیوریت. ث) درشت بلورهای هورنبلند، پیروکسن و پلاژیوکلاز در زمینه دانه ریز هورنبلند پیروکسن کوارتز دیوریت و ج) کوارتز دیوریت پورفیری با درشت بلورهای پلاژیوکلاز فراوان. Qtz، کوارتز؛ Hbl، هورنبلند؛ Plg، پلاژیوکلاز؛ Fsp، فلدسپار پتاسیم؛ Cpx، کلینوپیکروکسن. تصاویر در نور قطبیده متقاطع تهیه شده‌اند (XPL).

درصد کوارتز با اندازه ۰/۱ تا ۰/۵ میلیمتر، ۳-۴ درصد هورنبلند با اندازه ۰/۴ تا ۱ میلیمتر و ۲-۳ درصد پیروکسن (اوژیت) با اندازه ۰/۵ تا ۱ میلیمتر هستند. کانی‌های زمینه سنگ نیز شامل پلاژیوکلاز و کوارتز است. کانی‌های کدر شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و مقدار آنها تا ۲ درصد است. پلاژیوکلازها بصورت جزئی به اپیدوت و هورنبلند به کلریت دگرسان شده‌اند.

واحد سنگی هورنبلند دیوریت پورفیری با حجم کم، بافت پورفیری و دگرسانی غالب پروپیلیتی در بخش‌های جنوب غرب منطقه برونزد دارد. درشت بلورهای آن شامل پلاژیوکلاز (۳۰ تا ۳۵ درصد)، فلدسپار پتاسیم (۵ درصد)، هورنبلند (۵ تا ۱۰ درصد)، و کوارتز (۳ تا ۴ درصد) در زمینه دانه‌ریز آن هستند.

واحد پیروکسن هورنبلند کوارتز دیوریت پورفیری با بافت پورفیری شامل ۵۰ تا ۶۰ درصد درشت بلور است که عبارتند از پلاژیوکلاز (۳۰ تا ۳۵ درصد) با اندازه ۲ تا ۴ میلیمتر پیروکسن (۱۰ تا ۱۵ درصد) با اندازه ۲ تا ۵ میلیمتر، و هورنبلند (۵ تا ۱۰ درصد) با اندازه ۰/۳ تا ۱ میلیمتر (شکل ۳). این واحد دستخوش دگرسانی پروپیلیتی شده است.

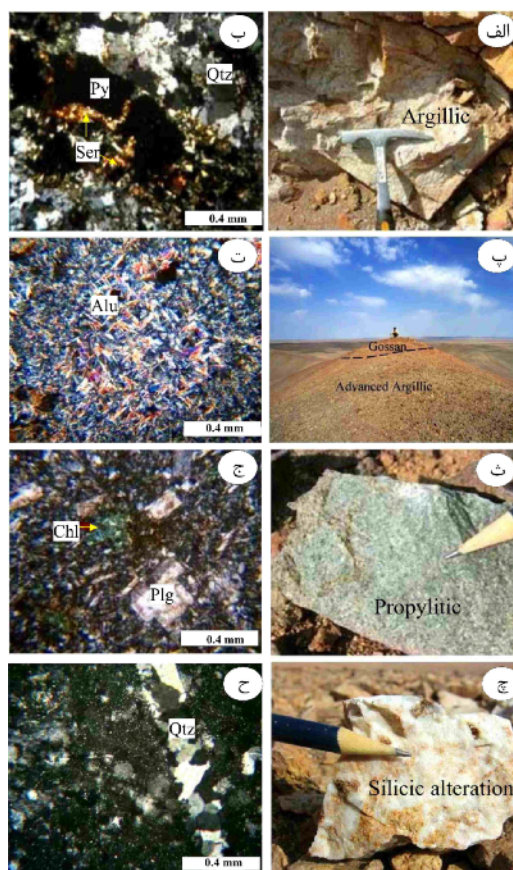
کوارتز دیوریت پورفیری بیشتر در بخش جنوب شرق و یک توده در مرکز نقشه بصورت به نسبت گسترده رخنمون دارد و دارای بافت پورفیری با زمینه دانه‌ریز است (شکل ۳ ج). درشت بلورها حدود ۳۵ تا ۴۰ درصد هستند. کانی‌های درشت بلور شامل ۲۵ درصد پلاژیوکلاز با اندازه ۰/۵ تا ۲ میلیمتر، ۵-۶

در منطقه بالازرد، کانی سازی در رگه های کوارتز- کربنات صورت گرفته که این رگه ها در راستای گسل ها تشکیل شده اند و دارای دو روند شمالی- جنوبی و شمال شرق- جنوب غرب هستند. تعدد گسل ها در منطقه بالازرد بیانگر عملکرد زمین- ساختی فعال در این منطقه است. به نظر می رسد که در این منطقه، عملکرد گسل ها باعث جدایش مرز واحدهای سنگی از هم نشده و به طور کلی گسل ها نقش مهمی در کنترل برخوردگاه سنگ شناسی واحدهای سنگی منطقه نداشته اند.

دگرسانی

براساس بررسی های صحرایی و آزمایشگاهی، دگرسانی های آرژیلی، آرژیلی پیشرفته، پروپیلیتی، و سیلیسی شدن در رخنمون سطحی واحدهای سنگی منطقه شناسایی شده اند. این دگرسانی ها از لبه به مرکز شامل دگرسانی های پروپیلیتی و آرژیلی هستند.

بخش عمده ای از واحدهای سنگی منطقه به ویژه واحدهای ریولیتی دستخوش دگرسانی آرژیلی شده اند. بخش های مرکزی و شرقی منطقه رخداد این دگرسانی را با شدت بیشتری نشان می دهند. این دگرسانی در صحرا به رنگ زرد دیده می شود (شکل ۴ الف). تخریب بافتی ناشی از این دگرسانی منجر به ایجاد پستی و بلندی های پست و تپه ماهوری شده است. کانی های رسی و به طور جزئی کوارتز و سرسیت از کانی های این دگرسانی هستند. با توجه به فراوانی کوارتز و سرسیت می توان این دگرسانی را به انواع سرسیتی-آرژیلی و سیلیس-آرژیلی تفکیک کرد (شکل ۴ ب). بخش عمده کانی سازی رگه ای شناسایی شده در منطقه توسط این دگرسانی میزبانی می شود، اما به نظر می رسد که این نوع کانی سازی ارتباط مشخصی با این دگرسانی نداشته باشد.



شکل ۴ تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از دگرسانی های منطقه بالازرد: الف) دگرسانی آرژیلی در ریولیت، ب) سرسیتی شدن درشت بلور فلدسپار پتاسیم در دگرسانی سرسیت-آرژیلی ریولیت، پ) کلاک گوسان و پهنه آرژیلی پیشرفته، ت) شکل های سوزنی آلونیت در دگرسانی آرژیلی پیشرفته، ث) دگرسانی پروپیلیتی در هورنبلند دیوریت پورفیری، ج) کلریتی شدن در هورنبلند دیوریت پورفیری، چ و ح) سیلیسی شدن در نمونه دستی و میکروسکوپی (Qtz، کوارتز؛ Py، پیریت؛ Ser، سرسیت؛ Alu، آلونیت؛ Chl، کلریت؛ Plg، پلاژیوکلاز) تصاویر میکروسکوپی در نور XPL تهیه شده اند.

دگرسانی آرژیلی پیشرفته ارتفاع ساز است و با کانی‌های رسی و بخش‌های سیلیسی، سریسیتی، سولفید اکسیدی، لیمونیت، ژاروسیت و به‌ویژه آلونیت مشخص می‌شود. در بخش بالایی دگرسانی آرژیلی پیشرفته، کلاhek گوسان دیده می‌شود (شکل ۴ پ). در مرتفع‌ترین بخش پهنه آرژیلی پیشرفته، پهنه های قرمز تیره تا قهوه‌ای رنگ به همراه رگچه‌های کوارتزی و رگچه‌های لیمونیت، ژاروسیت و گوتیت دیده می‌شود که موجب تشکیل کلاhek گوسان شده است. در این بخش، کوارتز حفره-دار نیز دیده می‌شود. بر اساس نتایج XRD، فازهای اصلی کوارتز، آلونیت، ارتوکلاز و فاز فرعی ژاروسیت است (شکل ۴). دگرسانی پروپیلیتی بیشترین گستردگی را در شمال‌غرب و غرب منطقه دارد و بخش بزرگی از واحدهای نفوذی دستخوش آن شده‌اند. بیشتر واحدهای نفوذی کوارتز مونزودوریت پورفیری، کوارتز دیوریت پورفیری، پیروکسن هورنبلند دیوریت پورفیری، هورنبلند پیروکسن کوارتز دیوریت پورفیری و هورنبلند دیوریت پورفیری و واحد آتشفشانی آندزیتی دچار این دگرسانی شده‌اند. این دگرسانی در صحرا به رنگ سبز روشن دیده می‌شود (شکل ۴ ث). کانی‌های دگرسانی به ترتیب فراوانی شامل کلسیت، کلریت و اپیدوت هستند (شکل ۴ ج). تشکیل کلسیت بیشتر در اثر تجزیه کانی‌های آهن و منیزیم‌دار چون هورنبلند و با اهمیت کمتر کانی‌های فلدسپات کلسیمی است و مقدار آن در مقاطع نازک از ۱۰ تا ۳۰ درصد تغییر می‌کند. افزون بر کلسیت، با اهمیت کمتر مجموعه‌ای از کانی‌های ثانویه با همبری کلریت \pm سریسیت \pm اپیدوت \pm اکسید آهن نیز در این پهنه دگرسان دیده می‌شوند. پیریت به صورت افشان با فراوانی ۳ درصد در این دگرسانی دیده می‌شود. این نوع دگرسانی ارتباط مشخصی با کانی‌سازی‌های منطقه نشان نمی‌دهد.

دگرسانی سیلیسی شدن از گسترش چندانی در منطقه مورد بررسی برخوردار نیست. این دگرسانی با فراوانی بیش از ۹۰ درصد کوارتز به صورت بی شکل و ریز بلور در ارتباط نزدیک با رگه‌های کانه‌دار و به صورت پراکنده درز و شکاف سنگ‌ها دیده می‌شود (شکل‌های ۴ چ و ح).

کانی‌شناسی و توالی همبرزایی

کانی‌سازی در این منطقه به سه صورت رگه‌ای، افشان و برش گرمابی دیده می‌شود.

کانی‌سازی در رگه‌های سیلیسی-کربناتی: در منطقه بالازرد چندین رگه سیلیسی-کربناتی به ضخامت متوسط ۱ تا ۲ متر و

طول تا بیش از ۱۰۰۰ متر و تعدادی رگه کوچکتر با ضخامت کمتر از ۱ متر و طول متفاوت دیده می‌گردد (شکل ۵ الف). تقریباً همه این رگه‌ها در واحد ریولیت نفوذ کرده‌اند و روند کلی آنها شمالی-جنوبی و شمال شرق - جنوب غرب است. تمرکز این رگه‌ها بیشتر در بخش مرکزی منطقه است. در برخی از بخش‌های این رگه‌ها، آثاری از دگرسانی ضعیف سریسیتی و آرژیلی دیده می‌شود. از نظر کانی‌سازی نیز آغشتگی به اکسید آهن و آثار کانی‌سازی مس در این رگه‌ها وجود دارد. آغشتگی ملاکیت در نمونه دستی قابل دیده است.

کانی‌سازی افشان: کانی‌سازی در سطح به صورت کانی‌سازی سولفیدی افشان و با گسترش بسیار در واحدهای آتشفشانی و نفوذی است (شکل ۵ ب). کانی‌سازی افشان بیشتر شامل پیریت (۲ تا ۵ درصد) و کمتر کالکوپیریت است که بصورت دانه پراکنده در متن سنگ تشکیل شده‌اند. بیشترین پراکندگی این نوع کانی‌سازی در پهنه دگرسانی پروپیلیتی و آرژیلی-سریسیت دیده می‌شود. افزون بر کانی‌سازی پیریت کانی‌های هماتیت، اکسید و هیدروکسیدهای ثانویه آهن قابل مشاهده‌اند (شکل ۵ ت و ث).

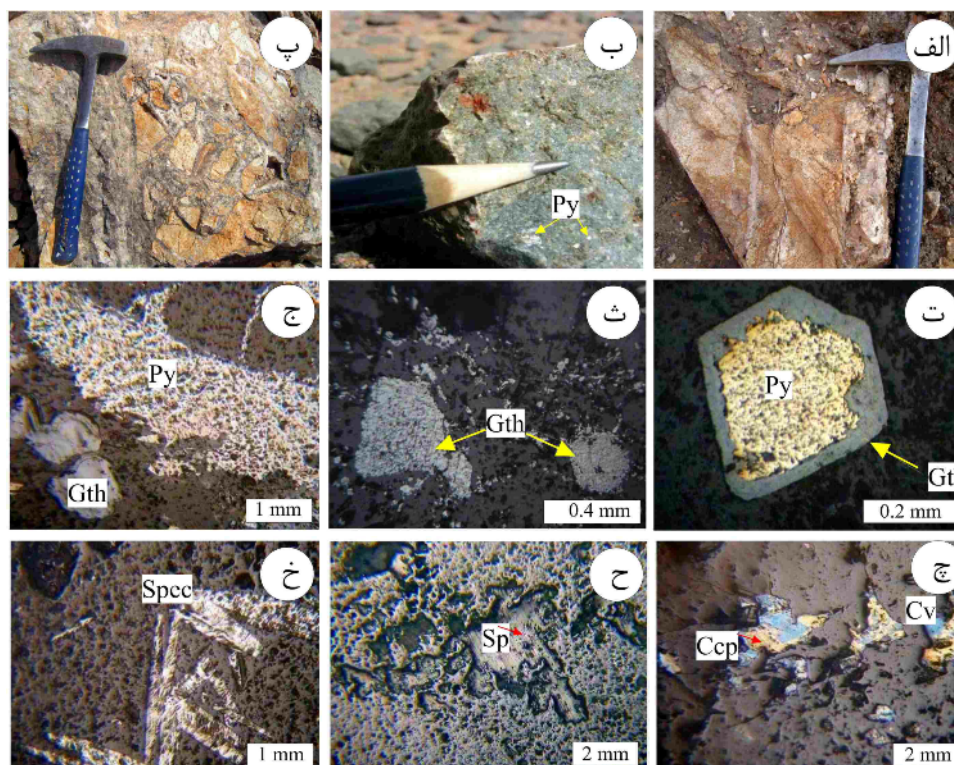
برش گرمابی: این نوع کانی‌سازی دربردارنده قطعه‌های ریز و درشت زاویه‌دار از ۱ تا ۱۰ سانتیمتر است. جنس این قطعه‌ها ریولیت بوده که توسط کوارتز و کربنات سیمانی شده است (شکل ۵ پ). کانی‌سازی پیریت در قطعه‌های برشی شده و کانی‌سازی پیرولولویت و اسپیکیولاریت در سیمان بین قطعه‌ها دیده می‌شود که نشانگر دو مرحله مختلف کانی‌سازی است. قطعه‌های برش به شدت دگرسان شده‌اند و به رنگ‌های روشن دیده می‌شوند.

براساس بررسی‌های کانی‌نگاری انجام شده بر مقاطع صیقلی تهیه شده از رگه‌ها، حضور کانی‌های درونزاد چون پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، گالن و اسپیکیولاریت آشکار است. افزون بر این، کولیت به صورت ثانویه در لبه کالکوپیریت دیده می‌شود. از بین کانی‌های نام برده، پیریت فراوانترین کانی فلزی در مقاطع صیقلی است و به صورت بلورهای نیمه شکلدار تا شکلدار با اندازه حدود ۰/۵ میلیمتر دیده می‌شود (شکل ۵ ج). بلورهای پیریت در مقاطع بیشتر دگرسان بوده و از لبه‌ها در حال تجزیه و تبدیل به اکسید و هیدروکسیدهای ثانویه آهن هستند. کالکوپیریت کانی سولفیدی با اهمیت دیگری است که در مقاطع دیده می‌شود. این کانی به صورت بلورهای بی‌شکل با

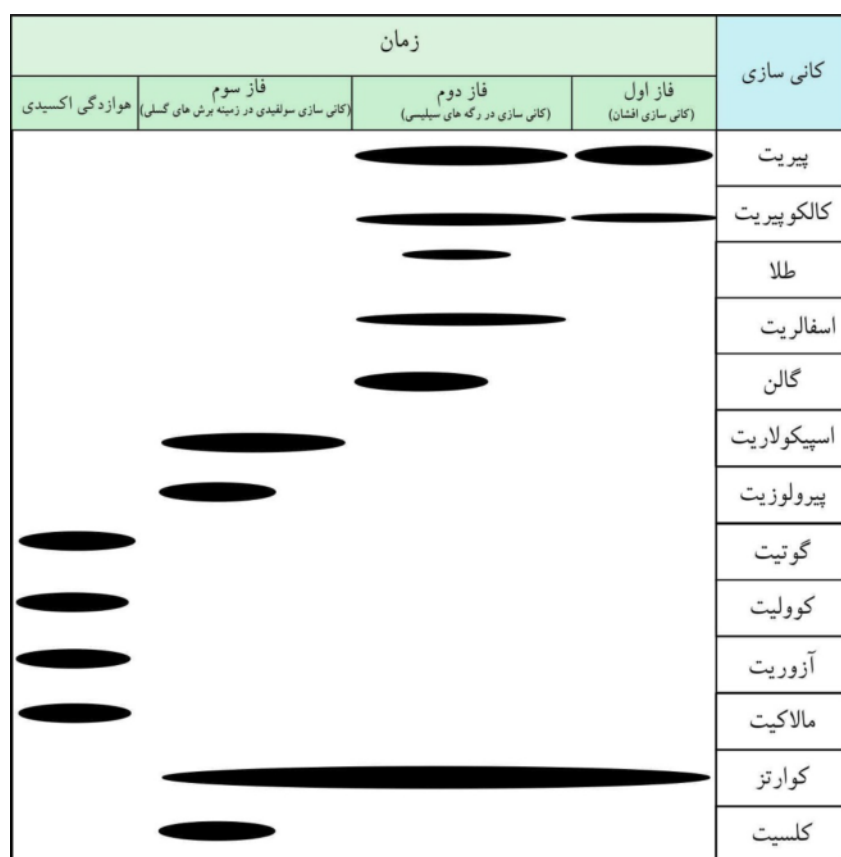
بررسی‌های کانی نگاری بطور کلی نشانگر سه فاز عمده کانی-سازی است؛ فاز اول با کانی‌سازی پیریت بصورت افشان در متن ریولیت و توده‌های نیمه عمیق چون کوارتز مونزودیوریت پورفیری و کوارتز دیوریت پورفیری مشخص می‌شود. در سنگ-های آتشفشانی منطقه این پیریت دگرسان شده و به اکسیدهای آهن تبدیل شده است. در توده‌های نیمه عمیق چون کوارتز دیوریت پورفیری حدود ۵ درصد پیریت دیده می‌شود. فاز دوم کانی‌سازی به صورت فراگرمایی و دیرتر از فاز اول رخ داده است و در رگه‌های سیلیسی-کربناتی دیده می‌گردد. نمود آن کانی-های کالکوپیریت، اسفالریت، گالن و پیریت است. فاز سوم که در واقع هوازگی اکسیدی است، آخرین فعالیت کانی‌سازی در منطقه است و با کانی‌سازی در مرکز رگه‌های کوارتز-کربنات بصورت کانی‌های اسپیکولاریت و پیرولولزیت و همچنین زمینه برش‌های گسلی مشخص می‌شود. توالی همبرزایی مجموعه‌های کانیایی در منطقه بالازرد در شکل ۶ نشان داده شده است.

اندازه حدود ۰/۵ تا ۴ میلیمتر بوده و از لبه‌ها در حال تجزیه و تبدیل به کولیت است (شکل ۵ چ). اسفالریت نیز به صورت بلورهای شکلدار با اندازه حدود ۱ تا ۵ میلیمتر و فراوانی اغلب کمتر از یک درصد در مقاطع صیقلی دیده می‌شود (شکل ۵ ح). اسپیکولاریت به صورت بلورهای شکل‌دار تیغه‌ای با اندازه حدود ۱ تا ۶ میلیمتر دیده می‌گردد (شکل ۵ خ). باتوجه به عیار بالای طلا در نمونه‌ها [۱۱] و نبود آن در مقاطع صیقلی بصورت فاز مستقل، بنظر می‌رسد که طلا در شبکه فازهای سولفیدی چون پیریت و کالکوپیریت رخ داده است. عیار بالای طلا در نمونه‌های غنی از پیریت و کالکوپیریت این امر را تایید می‌کند [۱۱]. در رگه‌های سیلیسی-کربناتی، قطعه‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی به شدت دگرسان (سیلیسی-آرژیلی) دیده می‌شود که در سیمانی از کوارتز و کربنات قرار گرفته‌اند. این رگه‌ها توسط گسل‌های عرضی راستالغز بریده و جابجا شده‌اند.

تعبیر و تفسیر زایشی در منطقه اکتشافی بالازرد براساس



شکل ۵. تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از انواع کانی‌سازی‌های منطقه: (الف) رگه‌های سیلیسی کانی‌سازی شده در سنگ میزبان ریولیت، (ب) پیریت دانه پراکنده در کوارتز دیوریت پورفیری، (پ) کانی‌سازی پیرولولزیت و گوتیت در زمینه برش گرمایی، (ت) کانی‌سازی افشان پیریت در کوارتز دیوریت پورفیری که پیریت در لبه به گوتیت تبدیل شده است، (ث) جانشینی کامل پیریت توسط گوتیت، (ج) کانی‌سازی پیریت در رگه‌های سیلیسی، (چ) تبدیل شدگی کالکوپیریت به کولیت، (ح) کانی‌سازی اسفالریت در رگه‌های سیلیسی و (خ) کانی‌سازی اکسیدی آهن به صورت اسپیکولاریت در رگه کوارتزی. (Py، پیریت؛ Gth، گوتیت؛ Ccp، کالکوپیریت؛ Cv، کولیت؛ Sp، اسفالریت؛ Spec، اسپیکولاریت).



شکل ۶ توالی همبرزایی مجموعه کانیایی در منطقه بالازرد.

زمین شیمی

نام‌گذاری و تعیین سری ماگمایی

نتایج تجزیه اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و کمیاب در ترکیب سنگ کل توده‌های نفوذی منطقه بالازرد در جدول ۱ آورده شده است. مقدار SiO_2 در این توده‌های نفوذی بین ۴۹/۵۱ تا ۵۷/۶۱ درصد وزنی متغیر است. بر اساس نمودار نام‌گذاری سنگ‌های آذرین درونی [۱۳]، گرانیتوئیدهای بالازرد در گستره سنگ‌شناسی مونزوگابرو، گابرودیوریت، و دیوریت قرار دارند (شکل ۷ الف). مزیت این نمودار نسبت به دیگر نمودارهای رده‌بندی سنگ‌های آذرین، استفاده از شیمی همه عناصر اصلی سنگ در رده‌بندی است [۱۴]. بر اساس نمودار $A/NK = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ نسبت به $A/CNK = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [۱۵]، همه نمونه‌ها در گستره متاآلومین قرار دارند (شکل ۷ ب). بر اساس نمودار تفکیک سری‌های ماگمایی [۱۶]، همه نمونه‌ها در گستره آهکی

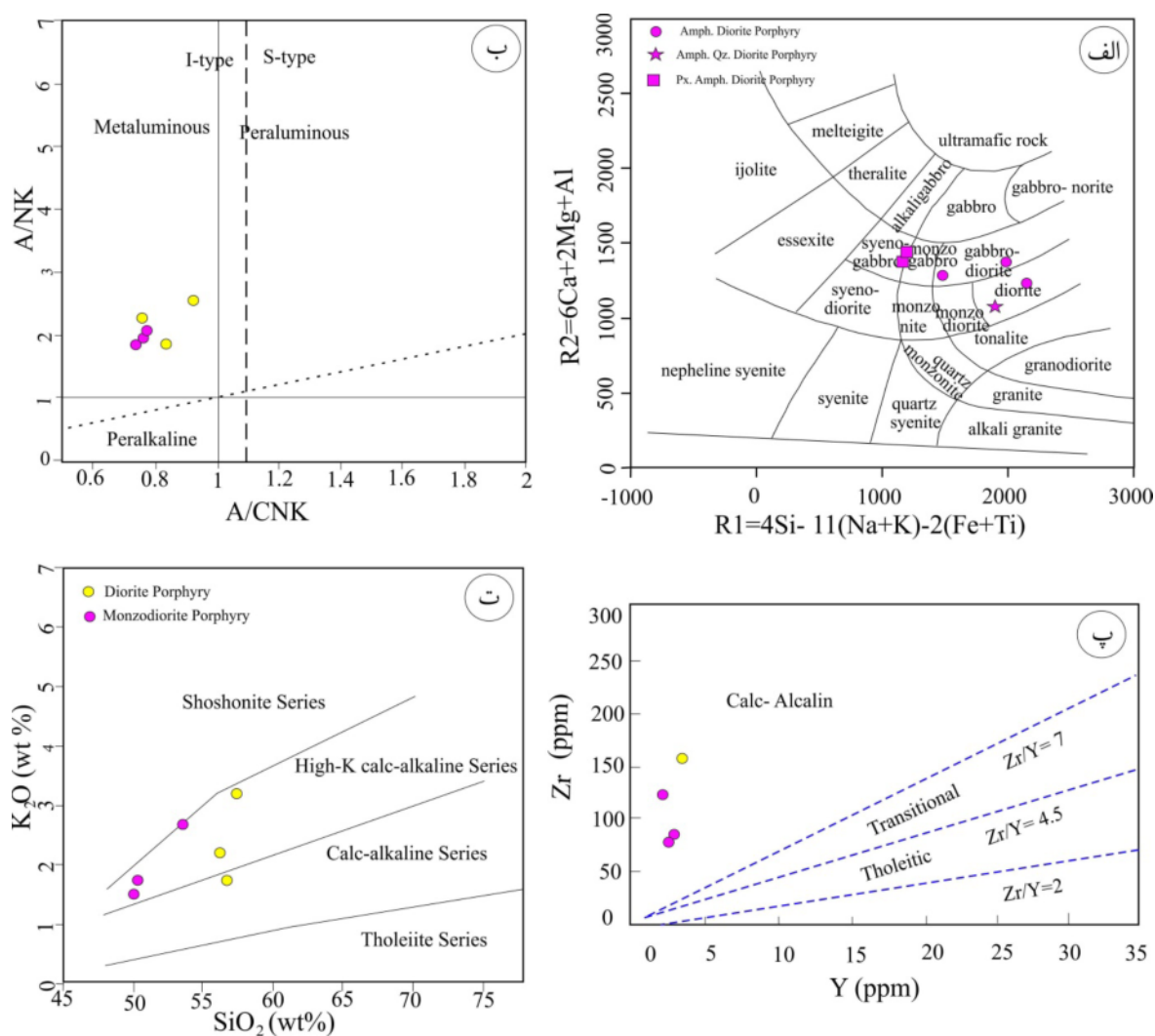
قلیایی (شکل ۷ پ) و با توجه به نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۱۷]، نمونه‌ها در گستره آهکی قلیایی پتاسیم بالا قرار دارند (شکل ۷ ت).

جایگاه زمین‌ساختی

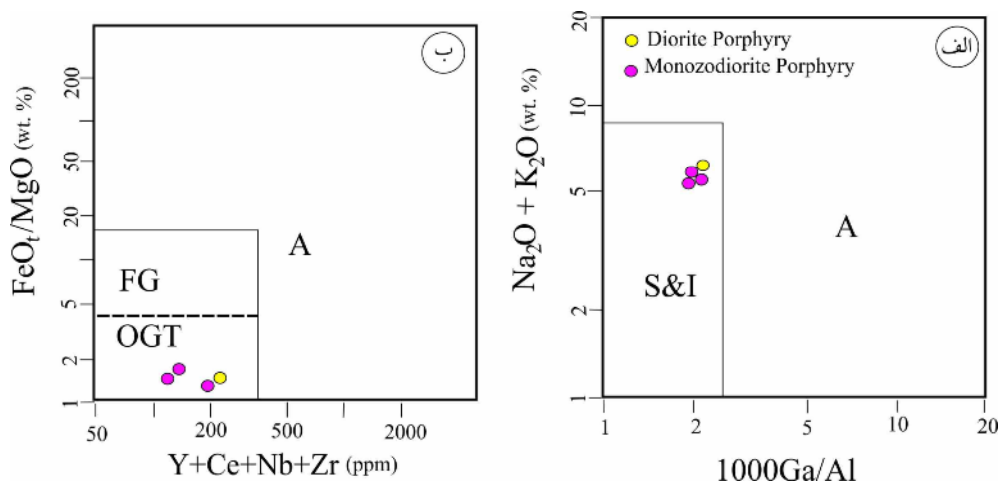
در نمودار تفکیک گرانیتوئیدهای نوع A از دو نوع S و I بر اساس اکسیدهای اصلی و عناصر آلومینیوم و گالیوم، گرانیتوئیدهای بالازرد در گستره نوع S یا I قرار دارند و ماهیت زمین‌شیمی آن‌ها متفاوت از گرانیتوئیدهای نوع A است [۱۸] (شکل ۸). همه نمونه‌ها از آنجا که دارای مقدار A/CNK کمتر از ۱ هستند، در گستره گرانیتوئیدهای سری I قرار می‌گیرند [۱۹، ۲۰]. بر پایه نمودارهای مرجع [۲۱]، گرانیتوئیدهای بالازرد در موقعیت زمین‌ساختی کمربندهای آتشفشانی پهنه فرورانش (VAG) واقع هستند (شکل‌های ۹ الف و ب). بر پایه نمودارهای مرجع [۲۲]، گرانیتوئیدهای بالازرد در کرانه قاره‌ای فعال تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۹ ج و د).

جدول ۱ نتایج تجزیه سنگ‌های نفوذی منطقه بالازرد (جنوب غرب نهبندان). که اکسیدهای عناصر اصلی (برحسب درصد وزنی) با روش طیف-سنجی فلئورسانس پرتوی x (XRF) و عناصر فرعی و کم یاب (بر حسب ppm) با روش ICP-MS تعیین شده‌اند. Dph: دیوریت پورفیری، Mzdph: مونزودیوریت پورفیری.

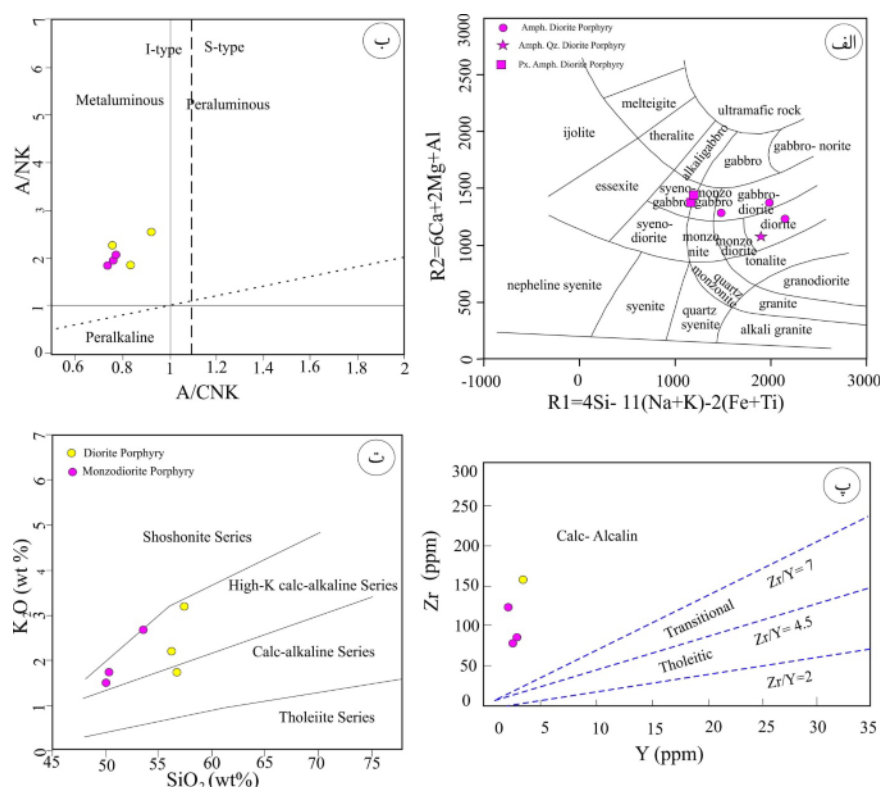
نمونه UTM (X) UTM (Y)	Dph 698226 3451362	Mzdph 695542 3452504	Mzdph 695554 3452523	Mzdph 698140 3451394	Dph 698568 3451307	Dph 697219 3448344
SiO ₂	۵۷٫۶۱	۵۱٫۴۹	۴۹٫۵۷	۵۱٫۷۵	۵۶٫۴۸	۵۶٫۴۱
TiO ₂	۰٫۸۵	۰٫۹۵	۰٫۹۸	۰٫۹۳	۰٫۹۱	۰٫۸۵
Al ₂ O ₃	۱۴٫۵۶	۱۷٫۳۴	۱۷٫۲۷	۱۴٫۴۹	۱۵٫۴۹	۱۶٫۲۳
FeO _t	۸٫۲۴	۹٫۰۴	۹٫۳۴	۹٫۰۴	۷٫۹۱	۷٫۵۷
MnO	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۲	۰٫۱۸	۰٫۱۴
MgO	۴٫۷	۵٫۸۴	۵٫۷۵	۶٫۲۹	۴٫۸۹	۵٫۱۱
CaO	۵٫۲۲	۷٫۵۱	۷٫۷۱	۶٫۴۸	۷٫۳۲	۵٫۹۸
Na ₂ O	۲٫۶۸	۴٫۲	۴٫۱	۲٫۵۴	۲٫۶۵	۲٫۷۸
K ₂ O	۳٫۱۸	۱٫۵۵	۱٫۶۲	۳٫۳۸	۲٫۳۲	۱٫۶۳
P ₂ O ₅	۰٫۲۶	۰٫۳	۰٫۳۲	۰٫۲۷	۰٫۲۶	۰٫۳
LOI	۲٫۲۵	۲٫۶۴	۲٫۲	۳٫۱۷	۱٫۳۲	۲٫۵۱
SO ₃	۰٫۱۱	۰٫۷۲	۰٫۷۴	۱٫۲۳	-	-
مجموع	۹۹٫۸	۹۹٫۷۵	۹۹٫۷۶	۹۹٫۷۷	۹۹٫۷۳	۹۹٫۶۱
Ga	۱۷٫۱	۱۸٫۴	۱۸٫۶	۱۶٫۶	-	-
Rb	۱۱۴٫۱	۴۴٫۸	۴۵٫۸	۱۱۷٫۲	-	-
Sr	۵۲۱	۶۵۴٫۳	۶۴۸٫۵	۴۸۰٫۲	-	-
Zr	۱۵۵٫۷	۷۵٫۱	۸۰٫۴	۱۲۱٫۱	-	-
Nb	۱۰٫۷	۵٫۵	۵٫۳	۷٫۱	-	-
Cs	۱۹	۱۴٫۵	۱۶٫۳	۲۰٫۳	-	-
Ba	۴۶۰	۲۶۲	۲۷۰	۴۹۵	-	-
Th	۹٫۸	۳٫۱	۳٫۱	۶	-	-
U	۲٫۲	۰٫۸	۱	۱٫۵	-	-
Hf	۴٫۷	۲	۱٫۵	۳٫۵	-	-
Ta	۰٫۸	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۶	-	-
Y	۳٫۵	۲٫۵	۲٫۶	۲٫۱	-	-
La	۲۶٫۴	۱۲٫۸	۱۳٫۸	۲۰٫۸	-	-
Ce	۵۵٫۳	۲۸	۲۷٫۹	۴۱٫۱	-	-
Pr	۵٫۹۲	۳٫۴	۳٫۵۸	۴٫۸۲	-	-
Nd	۲۴٫۵	۱۲٫۵	۱۳٫۲	۲۰٫۱	-	-
Sm	۴٫۳۱	۳٫۲۲	۳٫۱۸	۱۴٫۱۲	-	-
Eu	۱٫۰۷	۰٫۹۹	۱٫۰۲	۱٫۰۵	-	-
Gd	۴٫۲۹	۳٫۰۶	۳٫۴۵	۳٫۷۳	-	-
Tb	۰٫۵۸	۰٫۵۱	۰٫۵	۰٫۵۶	-	-
Dy	۳٫۷۲	۲٫۹۴	۳٫۰۲	۳٫۵۷	-	-
Ho	۰٫۷۶	۰٫۵۶	۰٫۵۹	۰٫۷۴	-	-
Er	۱٫۷۷	۱٫۸۱	۱٫۵۹	۲٫۰۱	-	-
Tm	۰٫۳۴	۰٫۲۲	۰٫۲۶	۰٫۳	-	-
Yb	۱٫۸۳	۱٫۷۲	۱٫۸۲	۱٫۷۲	-	-
Lu	۰٫۲۹	۰٫۲۲	۰٫۲۱	۰٫۲۹	-	-
EuEu*	۰٫۷۶	۰٫۹۶	۰٫۹۴	۰٫۸۲	-	-
(La,Yb) _N	۹٫۷۳	۵٫۰۲	۵٫۱۱	۸٫۱۵	-	-



شکل ۷ الف) ترکیب توده نفوذی منطقه بالازرد بر اساس نمودار R2 نسبت به R1 [۱۳]. ب) نمودار تعیین شاخص آلومینیم [۱۵]؛ داده‌های مربوط به مرز بین گرانیت‌های I و S برگرفته از مرجع [۱۸] هستند. پ) تفکیک سری‌های ماگمایی سنگ‌های منطقه با استفاده از نمودار Zr نسبت به Y [۱۶]. ت) موقعیت نمونه‌های منطقه در نمودار دو تایی SiO₂ نسبت به K₂O [۱۷].



شکل ۸ موقعیت گرانیتوئیدهای بالازرد در نمودارهای تفکیک کننده گرانیتوئیدها [۱۸].



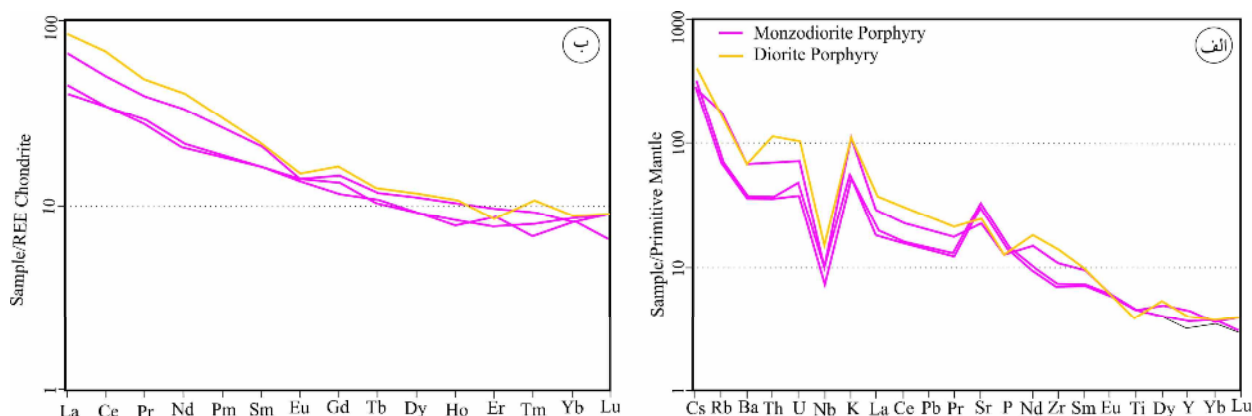
شکل ۹ الف و ب) نمودارهای تعیین موقعیت زمین‌ساختی گرانیتوئیدها و جایگاه توده‌های نفوذی بالازرد در آنها [۲۱]. پ و ت) نمودارهای تعیین موقعیت زمین‌ساختی گرانیتوئیدهای بالازرد [۲۲].

می‌تواند ناشی از آرایش این ماگماها با مواد پوسته‌ای طی صعود باشد. کاهش P ، Ti ، K در نمونه‌ها مربوط به تبلور جدایشی کانی‌هایی چون تیتانومگنتیت و آپاتیت از ماگماست [۲۹]. ناهنجاری منفی Ti نیز از ویژگی‌های بارز سنگ‌های پوسته‌ای است به عقیده ویلسون [۳۰] ناهنجاری منفی Nb مربوط به مناطق فروران و ناهنجاری مثبت آن ویژه مناطق کششی و کافتی است.

به منظور بررسی زمین شیمی عناصر خاکی نادر در توده های نفوذی بالازرد، نمودار عنکبوتی عناصر بهنجار شده با کندریت بر اساس داده‌های مرجع [۳۱] رسم شد (شکل ۱۰ ب). غنی‌شدگی نسبی در عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به الگوی سطح عناصر خاکی نادر متوسط (MREE) و سنگین (HREE) در همه نمونه‌ها دیده می‌شود. البته این مقدار زیاد نبوده و مقدار $(La/Yb)_N$ نمونه‌ها در گرانیتوئید بالازرد ۵/۰۲ تا ۹/۷۳ است. در این نمودار، عنصر Eu ناهنجاری منفی نشان می‌دهد و مقدار Eu/Eu^* از ۰/۷۶ تا ۰/۹۶ متغیر است. ناهنجاری منفی Eu به احتمال بسیار ناشی از بر جا ماندن کانی پلاژیوکلاز و فلدسپار بصورت تفاله در سنگ خاستگاه ماگماست.

بررسی الگوهای عناصر کمیاب و خاکی نادر

نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب توده گرانیتوئیدی بالازرد که بر اساس داده‌های مرجع [۲۳] نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده‌اند در شکل ۱۰ الف نشان داده شده است. برپایه این نمودار، تهی‌شدگی مشخصی در عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) چون P ، Ti ، Nb و نسبت به، غنی‌شدگی در عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) چون K ، Rb ، Ba ، Cs ، Sr ، Th دیده می‌شود. غنی‌شدگی در LILE ها و عناصر خاکی نادر سبک و تهی‌شدگی در HFSE ها از نشانه‌های ماگمای وابسته به پهنه فروران است [۲۴، ۲۵]. تهی‌شدگی عناصر با شدت میدان بالا چون P ، Nb و Ti که از ویژگی‌های برجسته محیط‌های کم‌انرژی است، می‌تواند ناشی از شکل‌گیری ماگما از یک پوسته اقیانوسی فرورانده شده، گوشته بالای آن، تبلور جدایشی و یا آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای باشد [۲۶، ۲۷]. آرایش با مواد پوسته‌ای موجب تغییر فراوانی برخی عناصر فرعی (به ویژه عناصر ناسازگار) می‌شود؛ برای مثال، آرایش با مواد پوسته‌ای باعث افزایش مقدار Rb ، K و Ba و از طرفی کاهش Nb ، Ti ، Y ، Zr می‌شود [۲۸]. افزون بر این، ناهنجاری منفی Nb از ویژگی‌های سنگ‌های پوسته قاره‌ای است، بنابراین، ناهنجاری منفی ماگماهایی با خاستگاه گوشته‌ای از این عنصر،



شکل ۱۰ الف) نمودار عنکبوتی عناصر فرعی در سنگ های نفوذی منطقه، بهنجار شده با گوشته اولیه [۲۳]؛ ب) نمودار عناصر خاکی نادر سنگ های نفوذی منطقه بالازرد، بهنجار شده به کندریت [۳۱].

نسبت های ایزوتوپی Sm/Nd و Rb/Sr

بیش از مقادیر آن‌ها برای بازالت‌های پشته میان اقیانوسی (MORB، ۰/۵۱۳۰ تا ۰/۵۱۳۴) است که علت آن آرایش ماگمایی با پوسته قاره‌ای است. مقایسه مقادیر $\square \text{Nd}_i$ و $\square \text{Sr}_i$ توده گرانیتوئیدی بالازرد با توده‌های نفوذی دهسلم و چاه شلجی که از ماگمای برآمده از ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی با آغستگی کم در پهنه فرورائش تشکیل شده اند [۱، ۳۲]، نشان می‌دهد که ماگمای توده نفوذی بالازرد از ذوب پوسته اقیانوسی ایجاد شده و نسبت به توده‌های نفوذی ده سلم و چاه شلجی آرایش بیشتری با پوسته قاره‌ای داشته است.

داده‌های ایزوتوپی Sm-Nd و Rb-Sr نمونه‌های مربوط به گرانیتوئید بالازرد در جدول های ۲ و ۳ ارائه شده است. مقدار نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه گرانیتوئید بالازرد بین ۰/۷۰۴ تا ۰/۷۰۶۶ و نسبت $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه بین ۰/۵۱۲۴۶ تا ۰/۵۱۲۵۳ به دست آمد. بر اساس مقادیر $\square \text{Nd}_i$ نسبت به $\square \text{Sr}_i$ ، نمونه‌های بالا زرد در موقعیت بین سنگ‌های با خاستگاه گوشته‌ای و پوسته قاره‌ای قرار دارند (شکل ۱۱). مقادیر $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه به دست آمده برای توده نفوذی بالازرد

جدول ۲ داده‌های ایزوتوپی Rb-Sr برای گرانیتوئیدهای بالازرد.

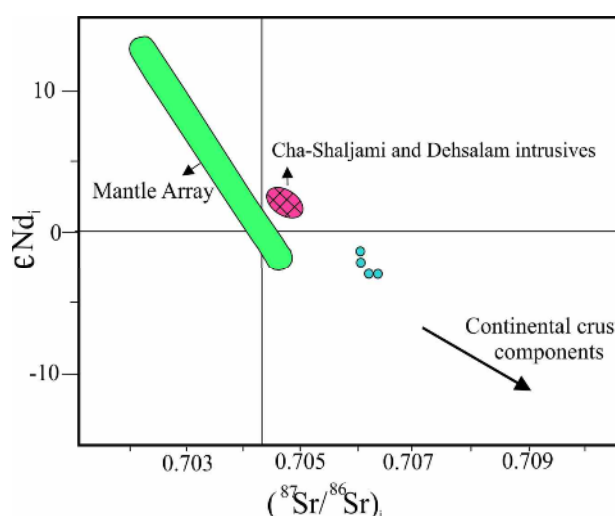
نمونه	Sr(ppm)	Rb (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ خطای (2s)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ خطای (2s)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$
B11	۵۲۱/۰	۱۱۴/۱	۰/۶۳۴	۰/۰۱۸	۰/۷۰۶۹۴۰	۰/۰۰۰۰۲۰	۰/۷۰۶۵۸
B20	۴۸۰/۲	۱۱۷/۲	۰/۷۰۶	۰/۰۲۰	۰/۷۰۶۸۷۰	۰/۰۰۰۰۲۱	۰/۷۰۶۴۸
B17	۶۴۸/۵	۴۵/۸	۰/۲۰۴	۰/۰۰۶	۰/۷۰۶۴۷۳	۰/۰۰۰۰۱۳	۰/۷۰۶۳۷
B12	۶۵۴/۳	۴۴/۸	۰/۱۹۸	۰/۰۰۶	۰/۷۰۶۴۸۹	۰/۰۰۰۰۲۴	۰/۷۰۶۳۸

Note: ^{87}Rb decay $\lambda_{\text{Rb}} = 1.393 \times 10^{-11} \text{ year}^{-1}$ [۳۳، ۳۴]

جدول ۳ داده‌های ایزوتوپی Nd-Sm، گرانیتوئیدهای بالازرد.

Sample	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ خطای (2s)	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ خطای (2s)	$\square \text{Nd}_i$	TDM
B11	۲۴/۵	۴/۳۱	۰/۱۰۶	۰/۰۰۶	۰/۵۱۲۴۶۰	۰/۰۰۰۰۱۶	-۳/۱۰	۸۶۳
B20	۲۰/۱	۴/۱۲	۰/۱۲۴	۰/۰۰۷	۰/۵۱۲۴۵۸	۰/۰۰۰۰۱۵	-۳/۲۰	۱۰۲۰
B17	۱۳/۲	۳/۱۸	۰/۱۴۶	۰/۰۰۸	۰/۵۱۲۵۱۷	۰/۰۰۰۰۱۷	-۲/۱۵	۱۱۹۳
B12	۱۲/۵	۳/۲۲	۰/۱۵۶	۰/۰۰۸	۰/۵۱۲۵۳۳	۰/۰۰۰۰۲۰	-۱/۸۸	۱۱۰۵

Note: ^{147}Sm decay $\lambda = 6.54 \times 10^{-12} \text{ year}^{-1}$; The $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios of chondrite and depleted mantle at present day are 0.512638 and 0.1967, 0.51315 and 0.2137, respectively [۳۵]



شکل ۱۱ نمودار ϵNd_i نسبت به Sr_i ، نمونه‌های منطقه بالازرد.

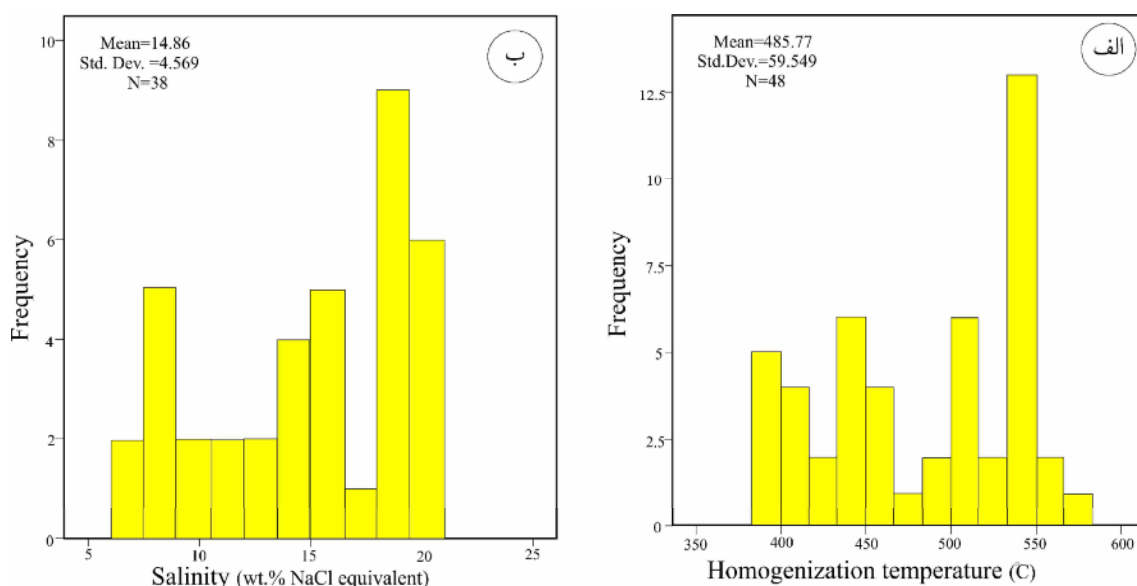
میانبارهای سیال

بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، میانبارهای سیال موجود در نمونه‌های برداشت شده از رگه‌های کوارتزی منطقه بیشتر از نوع اولیه و دوفازی غنی از مایع هستند. میانبارهای سیال ثانویه به مقدار کم دیده شدند. به دلیل اندازه کوچک بلورهای کوارتز گرمایی و یا وجود کوارتزهای نهان بلوری، یافتن میانبارهای سیال بزرگتر ۴ میکرون مشکل بود و تنها ۳۰ درصد از میانبارهای سیال دارای اندازه بیش از ۴ میکرون بودند. این سیال‌ها با شکل‌های نامنظم، کروی تا بیضوی دارای طول ۴ تا ۱۵ میکرون و عرض ۳ تا ۶ میکرون هستند. شواهدی از گردن دارشدگی و ترکش در میانبارها دیده نشد. در بررسی‌های سنگ‌نگاری هیچ فاز جامد و کانی‌دختری دیده نگردید.

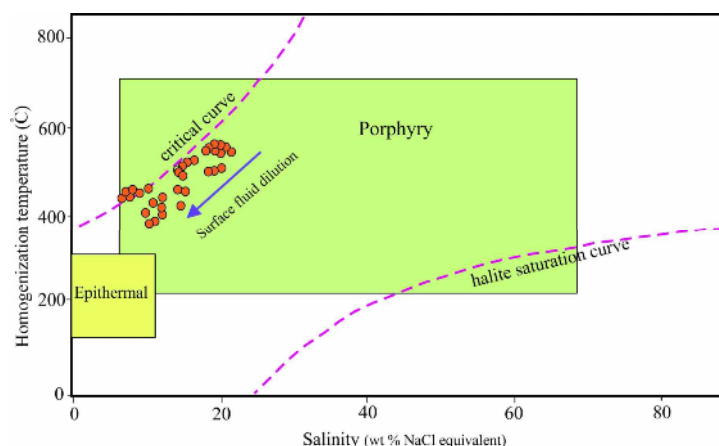
با توجه به نبود فاز نمک در میانبارهای سیال منطقه بالازرد، پس از انجماد کامل سیال درگیر و گرم کردن دوباره آن با بدست آوردن دمای شروع ذوب و تشکیل نخستین قطره مایع (T_{im})، نوع نمک‌های موجود در سیال و با تعیین دمایی که آخرین قطعه یخ ذوب (T_m)، مقدار شوری تعیین گردید. گفتنی است که شوری و چگالی برپایه یافته‌ها رابطه مرجع [۳۶] در نرم افزار FLINCOR محاسبه شد. نتایج نشان می‌دهد که نخستین نقطه ذوب یخ یا همگدازی (T_{im}) در نمونه‌های مورد بررسی از حدود $-55/3$ تا $-58/7$ درجه سانتی‌گراد است. نخستین نقطه ذوب یخ رابطه مستقیمی با ترکیب نمک موجود در سیال گرمایی دارد [۳۷]. مقادیر T_{im} بدست آمده با سامانه $NaCl+KCl+CaCl_2$ همخوانی دارد. بنابراین فازهای نمک از نوع $CaCl_2$ ، $NaCl$ ، KCl در سیال درگیر اولیه وجود دارند. بر

اساس سامانه $NaCl+KCl$ [۳۸]، مقدار شوری بین ۷/۱ تا ۲۰/۹۵ و بطور میانگین ۱۴/۸۶ معادل درصد وزنی $NaCl$ محاسبه شد. مقدار چگالی میانبارهای سیال نیز از ۰/۴۱ تا ۰/۶۹ گرم بر سانتیمتر مکعب متغیر است. در بررسی‌های گرمایش، نمونه‌ها تا حدود ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد گرم شده و بیشتر سیال‌های به فاز مایع همگن شدند. دماهای همگن شدگی میانبارهای سیال در گستره ۳۸۵ تا بیش از ۵۵۰ و بطور میانگین ۴۸۵ درجه سانتی‌گراد محاسبه شد. در شکل ۱۲، نمودارهای ستونی فراوانی دمای همگن‌شدگی و شوری میانبارهای سیال نشان داده شده است.

روند تکاملی سیال کانی‌ساز در منطقه بالازرد در منحنی دمای همگن‌شدگی نسبت به شوری (شکل ۱۳) نشان داده شده است. داده‌های ریزدماسنجی منطقه بالازرد با روندی مشخص در گستره‌ای با شوری متوسط و دمای بالا قرار دارند. که بیانگر کاهش شوری و دمای میانبارهای سیال از ترکیب اولیه در اثر آمیختگی با آب‌های جوی است. بر اساس شکل ۱۳، نمونه‌های بالازرد در گستره سامانه‌های پورفیری قرار دارند. با توجه به شوری متوسط سیال‌ها، به احتمال بسیار کانی‌سازی بالازرد در بخش بالایی یک سامانه پورفیری واقع است. در بررسی کلی میانبارهای سیال در کانسارهای مس-طلای پورفیری، برای سیال‌های با شوری بالا خاستگاه نزدیک به سامانه پورفیری در نظر گرفته می‌شود که با حرکت سیال‌ها به سمت بالا و دور شدن از مرکز سامانه پورفیری، مقدار شوری تا ۱/۵ درصد معادل $NaCl$ کاهش می‌یابد.



شکل ۱۲ نمودار فراوانی مقادیر الف) دمای همگن شدگی و ب) شوری برای سیال‌های درگیر در رگه‌های کوارتزی بالازرد.



شکل ۱۳ داده‌های ریزدماسنجی منطقه بالازرد در نمودار شوری-دمای همگن شدگی. بر گرفته از مرجع [۳۹] با اندکی تغییر.

مدل کانی سازی در منطقه اکتشافی بالازرد

کانی‌سازی در منطقه اکتشافی بالازرد، در جایگاه زمین‌ساختی پهنه فروانش و در ارتباط با توده‌های نفوذی نیمه عمیق و دگرسانی‌های وابسته به آنها شکل گرفته است. واحدهای آتشفشانی منطقه دارای ترکیب اسیدی (ریولیت) و حدواسط (آندزیت) هستند که توده‌های نفوذی بیشتر حدواسط با ترکیب مونزودیوریت تا دیوریت پورفیری در آنها نفوذ کرده و موجب دگرسانی و کانی‌سازی شده‌اند. دگرسانی در این منطقه گستره‌ای بیش از ۲۰ کیلومتر مربع را در بر می‌گیرد و شامل پهنه‌های دگرسانی آرژیلی، سیرسیت - آرژیلی، سیلیس - آرژیلی، آرژیلی پیشرفته و پروپلیتی است. کانی‌سازی سولفیدی و اکسیدی به

صورت پراکنده در متن سنگ، رگه‌ای و برش گرمابی دیده می‌شود. حضور، گسترش و مقدار بالای اکسیدهای آهن پراکنده (تا ۱۵ درصد در پهنه گوسان) بیانگر قرارگیری پهنه‌های سولفیدی با عیار بالا در معرض هوازدگی و اسیدشویی است. منطقه‌بندی‌های دگرسانی از نظر تنوع، گسترش و شکل، همچنین ویژگی‌های کانی‌سازی در این منطقه شبیه با سامانه‌های مس - طلا پورفیری و فراگرمایی سولفیدشدگی بالاست [۳۹، ۴۰]. بین کانسارهای پورفیری و فراگرمایی با سولفیدشدگی بالا یک ارتباط مکانی و زمانی وجود دارد. بررسی‌های باستان‌شناسی زمین، ایزوتوپ‌های پایدار و سیال‌های درگیر شواهدی از ارتباط زایشی بین کانسارهای پورفیری

گسترده پورفیری در ارتباط با توده‌های نفوذی در منطقه باشد، زیرا اکنون ارتباط مکانی و زمانی بین ذخایر فراگرمایی طلا و ذخایر مس طلا پورفیری در مناطق مختلف جهان به اثبات رسیده است [۴۹]. پهنه‌های کوارتز-آلونیت شناسایی شده و گسترش بسیار دگرسانی آرژیلی همراه با پهنه‌های سربیسیت-آرژیلی، رگه‌های کوارتز-کربنات و کانی‌سازی گسترده اکسید آهن به صورت دانه پراکنده نشان می‌دهد که سطح فرسایش فعلی در واقع بخشی از سامانه رگه‌ای فراگرمایی و بخش بالایی یک سامانه پورفیری است.

برداشت

متاثر شدن سنگ‌های آتشفشانی منطقه بالازرد از توده گرانیوتئیدی با ترکیب کوارتز مونزودیوریت، کوارتز دیوریت و دیوریت موجب دگرسانی و کانی‌سازی شده است. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، توده نفوذی بالازرد دارای بافت پورفیری و شامل کوارتز مونزودیوریت پورفیری، پیروکسن هورنبلند دیوریت پورفیری، هورنبلند پیروکسن کوارتز دیوریت پورفیری و کوارتز دیوریت پورفیری است. براساس ویژگی‌های زمین شیمیایی، سری ماگمایی این توده‌ها از نوع آهکی قلیایی با پتاسیم بالاست. این توده‌ها براساس شاخص آلومینیم، از نوع متاآلومین هستند و در کمربند پهنه فروانش تشکیل شده‌اند. غنی‌شدگی در LREEها نسبت به الگوی HREEها در همه توده‌های نفوذی دیده می‌شود که شاخص ماگماهای تشکیل شده در پهنه فروانش است. مقدار Eu/Eu^* از ۰/۷۶ تا ۰/۹۶ در تغییر است که نشانگر ذوب در شرایط کمی اکسایشی و آلودگی ماگما با پوسته قاره‌ای است. در الگوی بهنجار شده عناصر کمیاب نسبت به گوشته اولیه، غنی‌شدگی در عناصر سنگ دوست یون بزرگ (LILE) و تهی‌شدگی در عناصر شدت میدان بالا (HFSE) بیانگر فعالیت ماگمایی کمان‌های آتشفشانی نفوذی کرانه قاره است. براساس نمودارهای مختلف سنگ‌شناسی نیز محیط زمین‌ساختی تشکیل توده‌های نفوذی مورد بررسی وابسته به پهنه‌های فروانش کرانه فعال قاره‌ای است. نتایج بررسی‌های سنگ‌زایی و مقادیر $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ و Nd_i بیانگر آغشتگی ماگمای تشکیل شده از ذوب پوسته اقیانوسی فرورانده شده با پوسته قاره‌ای طی جایگیری ماگما در افق‌های بالایی است. بررسی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، دگرسانی، سیال‌های درگیر و زمین شیمیایی در منطقه بالازرد نشان می‌دهد که کانی‌سازی سولفیدی در رگه‌های سیلیسی-

و فراگرمایی سولفیدشدگی بالا را در اختیار قرار می‌دهند [۴۱]. از ویژگی‌های این کانسارها حضور کلاهدک سنگی و کوارتز حفره‌ای است. کلاهدک سنگی پوشش افقی یا نیمه افقی از کوارتز و دگرسانی‌های آرژیلی پیشرفته (آلونیت، کائولینیت، کوارتز حفره‌دار) با خاستگاه درونزاد بر توده‌های نفوذی است [۴۱]. این کلاهدک‌های سنگی میزبان کانسارهای سولفیدشدگی بالا بویژه انواعی با کنترل ساختاری و شکستگی هستند. از نظر زایشی کلاهدک‌های سنگی ممکن است با توده‌های نفوذی مولد کانسارهای پورفیری عمیق در ارتباط باشند [۴۲، ۴۳، ۴۴]. کوارتز حفره‌دار بوسیله آبشویی اسیدی در pH کمتر از ۲ ایجاد می‌شود [۴۵].

تشکیل طلا در ذخایر گرمایی بیشتر وابسته به دما، فشار، pH، گریزندگی اکسیژن، غلظت Cl^- و گریزندگی H_2S سامانه گرمایی است [۴۶]. طلا در سامانه‌های گرمایی با دمای بیش از ۴۰۰ درجه سانتیگراد اغلب بصورت $AuCl_2^-$ حمل می‌شود و کاهش دما سازوکار اولیه نهشت طلاست [۴۷]. برای مثال، کاهش دما از ۴۰۰ به ۳۴۰ درجه سانتیگراد در سیال گرمایی موجب ناپایداری ۹۰ درصد کمپلکس‌ها و نهشت طلا می‌شود [۴۸]. با توجه به دمای تشکیل رگه‌های کوارتزی در منطقه بالازرد که براساس بررسی سیال‌های درگیر بطور میانگین ۴۸۵ درجه سانتی گراد است، به نظر می‌رسد که کمپلکس حمل کننده طلا در این منطقه $AuCl_2$ است که به دلیل کاهش دما در اثر آمیختگی با آب‌های جوی فرورو و کاهش فشار بدلیل ورود سیال گرمایی به پهنه‌های گسلی نهشته می‌گردد. کانی‌سازی در رگه‌های کانه‌دار بالازرد به دلایل زیر از نوع فراگرمایی سولفیدشدگی بالاست: ارتباط کانی‌سازی با توده‌های نیمه‌عمیق حدواسط پورفیری، دگرسانی گسترده منطقه همراه با منطقه-بندی، نوع کانی‌سازی به شکل‌های رگه‌ای و برش گرمایی، مجموعه کانی‌های درونزاد شامل پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت و گالن و ناهنجاری بالای طلا (تا ۲۴۷۰ میلی‌گرم در تن) و نقره (تا ۱۱۴ گرم در تن) و همچنین ناهنجاری بالای عناصر سرب، روی، مس، آرسنیک و آنتیموان [۱۲].

کانی‌سازی وسیع و پراکنده پیریت همراه با پهنه‌های گسترده دگرسانی با منطقه‌بندی مشخص که با نوع رگه‌ای همخوانی ندارد، نمایانگر فعالیت گسترده سیال‌های گرمایی در منطقه بوده و شرایط را برای کانی‌سازی از نوع پورفیری مناسب ساخته است. کانی‌سازی رگه‌ای می‌تواند نشانه‌ای از کانی‌سازی

tectonomagmatic setting of intrusive plutons in Dehsalm and Chah Shaljami mineral index, Lut block, East of Iran(in Persian)", PhD thesis in economic geology, Ferdowsi University of Mashhad (2011), 369 p.

[8] Arjmandzadeh R., Karimpour M.H., Santoz G.F., Mazaheri S.A., Medina J., Hamam S.M., "Hydrothermal fluid evolution in different alteration- mineralization zones in Dehsalm porphyry system, Lut block, East Iran(in Persian)", 2th Conference on Iranian Economic Geology Society, Lorestan University (2011).

[9] Karjo M., "The primary exploration report of Mahour Cu deposit (in Persian)", (2007) 270 P.

[10] Mirzaei Rayeni, R., Ahmadi A., Mirnejad H., "Mineralogy and fluid inclusion studies in Mahour copper deposit, East of Lut block, central Iran (in Persian)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 20 (2012), 307-318.

[11] Miri Beydokhti R., Karimpour M.H., Mazaheri S.A., "Remote Sensing, alteration, mineralization and geochemistry at the Balazard Cu-Au prospecting areas, West of Nehbandan(in Persian)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 22 (2013), 459-470.

[12] Akrami A., Naderi N., "1:100000 geological map of Dehsalm", Geological Survey of Iran (2005).

[13] Dela Roche H., Leterrier J., Grande Claude P., Marchal M., "A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses its relationships and current nomenclature", Chemical Geology 29 (1980) 183-210.

[14] Rollinson H. R., "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, and Interpretation", Longman Science and Technical (1993) 352 p.

[15] Maniar P. D., Piccoli P. M., "Tectonic discrimination of granitoids", Geological Society of America Bulletin 101 (1989) 635-643.

[16] Ross P.S., Bedard J. H., "Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace element discrimination diagram", Canadian Journal of Earth Sciences 46(2009), 823-829.

[17] Peccherillo A., Taylor S. R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area (Northern Turkey)", Contributions to mineralogy and petrology 58 (1976) 63-81.

[18] Whalen J. B., Currie K. L., Chappell B. W., "A-type granites: geochemical characteristics,

کربناتی در اثر عملکرد یک سیال گرمایی که در راستای گسل‌ها و پهنه‌های برشی در حرکت بوده، ایجاد شده و از نوع کانی-سازی فراگرمایی سولفیدشدگی بالاست. افزون بر این، کانی‌سازی گسترده و پراکنده پیریت و به مقدار کمتر کالکوپیریت همراه با پهنه‌های دگرسانی نمایانگر فعالیت گسترده سیال‌های گرمایی در منطقه بوده و شرایط را برای کانی‌سازی از نوع پورفیری مناسب ساخته است.

مراجع

[1] Arjmandzadeh R., Karimpour M. H., Mazaheri S. A., Santos J. F., Medina J. M., Homam S. M., "Sr/Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah- Shaljami granitoids (Lut Block, Eastern Iran)", Journal of Asian Earth Sciences 41 (2011) 283-296.

[2] Karimpour M.H., "Comparison of Qaleh Zari Cu-Au-Ag deposit with other Iron Oxides Cu-Au (IOGC-Type) deposits and a new classification (in Persian) ", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 13(2005), 203-222.

[3] Haji Mirzajan H., Karimpour M.H., Malekzadeh Shafarodi A., Heidarian Shahri M.R., Hamouni S.J., "Combining geological data, mineralization, geochemistry and IP / RS geophysical studies and geometric magnetometry of Rudgaz region, southeast of Gonabad, Khorasan Razavi province (in Persian)", Economic geology 1 (2013), 117-136.

[4] Malekzadeh Shafarodi A., Karimpour M.H., "Geology, mineralization and studies of fluids inclusions in House Raeis Pb-Zn-Cu , East of Iran(in Persian)", Advanced Applied Geology 6(2012)63-73.

[5] Karimpour M.H., Malekzadeh Shafarodi A., Mazaheri S.A., Heidarian Shahri M.R., "Magmatism and mineralization of copper, gold, tin and tungsten in Lut block(in Persian)", 15th Iranian Conference on Crystallography and Mineralogy (2007), 604-598.

[6] Malekzadeh Shafarodi A., "Geology, mineralization, alteration, geochemistry, interpretation of geophysical data, microthermometry, isotopic studies and determination of mineralization origin of Mahrabad and Khopik prospects, South Khorasan province (in Persian)", PhD Thesis in Economic Geology, Ferdowsi University of Mashhad (2009), 600 p.

[7] Arjmandzadeh R., "Mineralization studies, geochemistry, dating and determination of

- [30] Wilson M., "Igneous petrogenesis: A global tectonic approach", Harper Collins Academic, New York (1989).
- [31] Boynton W. V., "Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, in rare earth element geochemistry", Elsevier, Amsterdam (1985).
- [32] Arjmandzadeh R., Santos S. A., "Sr-Nd isotope geochemistry and tectonomagmatic setting of the Dehsalm Cu-Mo porphyry mineralizing intrusives from Lut Block, eastern Iran", International Journal of Earth Sciences (GeolRundsch) 103 (2014) 123-140.
- [33] Nebel O., Scherer E. E., Mezger K., "Evaluation of the ^{87}Rb decay constant by age comparison against the U-Pb system", Earth and Planetary Science Letters 301 (2011) 1-8.
- [34] Jacobsen S. B., Wasserburg G. J., "Sm-Nd isotopic evolution of chondrites", Earth and Planetary Science Letters 50 (1980) 139-155.
- [35] Brown P. E., Lamb W. M., "P-V-T properties of fluids in the system $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies", Geochim. Acta 53 (1989) 1209-1221.
- [36] Sheppherd T. J., Rankin A. H., Alderton D. H. M., "A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies", Blackie and Son (1985) 239 p.
- [37] Bodnar R. J., "Revised equation and table for determining the freezing point depression of $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ solutions", Geochimica et Cosmochimica Acta 57 (1993) 683-684.
- [38] Wilkinson J. J., "Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits", Lithos 55 (2001) 229-272.
- [39] Sillitoe R., "Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery", SEG Reviews 13 (2000) 315-345
- [40] Sillitoe R. H., Hedenquist J. W., "Linkages between Volcanotectonic Settings, Ore-Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposit", Society of Economic Geologists 13 (2003) 1-29.
- [41] Sillitoe R., "Exploration and discovery of base- and precious-metal deposits in the Circum-Pacific region during the last 25 years", Resource Geology Special issue 19(1995), 119 p.
- [42] Sillitoe R. H., "Porphyry copper systems", Economic Geology 105(2010), 3-41.
- [43] Sillitoe R., "Styles of high-sulphidation gold, silver and copper mineralization in the porphyry and epithermal environments", Australian Institute discrimination and petrogenesis", Contributions to Mineralogy and Petrology 95 (1987) 407-419.
- [19] Chappell B. W., White A. J. R., "I- type and S- type granites in the Lachlan Fold Belt, Transactions of the Royal Society of Edinburg", Earth Science 83 (1992) 1-26.
- [20] Chappell B. W., White A. J. R., "Two contrasting granite type: 25 years later", Australian Journal of Earth Science 48 (2001) 489-499.
- [21] Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", Journal of Petrology 25 (1984) 956-983.
- [22] Schandl E. S., Gorton M. P., "Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments", Economic Geology 97 (2002) 629-642.
- [23] Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", The Geological Society of London 42 (1989) 313-345.
- [24] Pearce J. A., "Role of the sub- continental lithosphere in magma genesis at active continental margins", In: Hawkesworth, C. J., and Norry M. J., (Eds.): Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Shiva, Nantwich (1983) 230-249.
- [25] Gill J. B., "Orogenic andesites and plate tectonics", Springer (1981) New York.
- [26] Saunders A.D., Storey M., Kent R.W., Norry M.J., "Consequences of plum - lithosphere interactions", In: Story, B.c., Alabaster, T. Pankhurst, R.J. (Eds), Magmatism, and the Causes of Continental Breakup, vol. 68. Geological society of London special publication, London (1992), 41-60.
- [27] Nagudi N. O., Koberl CH., Kurat G., "Petrography and geochemistry of the Singo granite, Uganda and implications for its origin", Journal of African earth sciences 35 (2003) 51-59.
- [28] Reichew M. K., Saunders A. D., White R. V., Al M-Ukhamedov A. I., "Geochemistry and Petrogenesis of Basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo- Triassic Siberian Traps, Russia", Lithos 79 (2004) 425-452.
- [29] Pearce J. A., Parkinson I. J., "Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis, In: Prichard H. M., Alabaster T., Harris N. B. W., Neary C. R., editors, Magmatic Processes and Plate Tectonics", Geological Society, London, Special Publication 76 (1993) 373-403.

- [46] Zhu Y., An F., Tan J., "*Geochemistry of hydrothermal gold deposits*", a review. *Geoscience. Front* 2(2011), 367–374.
- [47] Gammons C.H., Williams-Jones A.E., "*Chemical mobility of gold in the porphyry-epithermal environment*", *Economic Geology* 92 (1997) 45-59.
- [48] Kerrich R., "*Nature's gold factory*", *Science* 284 (1999) 2101-2102.
- [49] Cooke D.R., Deyell C.L., Waters P.J., Gonzales R.I., Zaw K., "*Evidence for magmatic-hydrothermal fluids and ore-forming processes in epithermal and porphyry deposits of the Baguio district, Philippines*", *Economic Geology* 106(2011), 1399–1424.
- of Mining and Metallurgy, PacRim '99, Bali, Indonesia, 10–13 October, Proceedings, (1999)29–44.
- [44] Hedenquist J.W., Arribas A. Jr., Reynolds T.J., "*Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system; Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines*", *Economic Geology* 93 (1998)373–404.
- [45] Stoffregen R.E., "*Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu- Ag mineralization at Summitville, Colorado*", *Economic Geology* 82(1987), 1575–1591.