مطالعه زونهای دگرسانی، ژئوشیمی و پتروژنز اندیس معدنی چاه-شلغمی، شرق ایران

رضا ارجمندزاده [*۱]، محمدحسن کریم‌پور[۲]، سیداحمد مظاهری[۳]، ژوزه فرانسیسکو سانتوز[۴]، جرج مدینا[۴]، سید مسعود همام[۳]

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور

۲- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد

۳- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد

۴- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آویرو، پرتغال

پذیرش مقاله: ۱۳۸۸/۲/۱۲

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۸۹/۴/۲۰

چکیده

اندیس معدنی چاه‌شلغمی در ۱۹۰ کیلومتری جنوب بیرجند در کمربند آتشفشانی- نفوذی بلوک لوت واقع شده است. توده‌های نفوذی چاه‌شلغمی شامل کوارتز مونزونیت، مونزونیت، گرانودیوریت و دیوریت می‌باشند و جزء گرانیتهای کمانهای آتشفشانی کالک آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی هستند. پردازش تصویر ماهواره استر انواع کانیهای دگرسانی مرتبط با ذخایر اپی ترمال سولفیداسیون بالا شامل آلونیت، ژاروسیت، کلریت، دیکیت، سریسیت، مونتموریلونیت، کوارتز و اکسیدهای آهن را مشخص نموده است. مناطق سیلیسی، سولفیدی و رگچه‌های استوک‌ورک آنومالی‌هایی از عناصر Au, Cu, As, Bi, Mo, Sb, Pb, Zn را نشان می‌دهند. پیریت بصورت ریز بلور و پراکنده همراه با دگرسانی سیلیسی است و در برخی از رگچه‌ها مولیبدنیت، کالکوپیریت، اسفالریت، گالن و انارژیت مشاهده می‌شود. توده‌های نفوذی دارای روندهای خطی مشخصی در نمودارهای هارکر هستند که بیان کننده فرایند تفریق ماگمایی می‌باشد. نمودار عنکبوتی نرمالیزه عناصر فرعی نسبت به جبه اولیه نشان دهنده غنی‌شدگی عناصر (LILE) مانند Rb, Sr, Ba, Zr, Cs و تهی‌شدگی نسبت به عناصر با میدان پایداری بالا (HFSE) مانند Nb, P و Y می‌باشد. نمودار عنکبوتی نرمالیزه عناصر نادر نسبت به کندریت نشان دهنده غنی‌شدگی در عناصر LREE و درجه بالای تفریق La/Yb=۲۱/۴-۳۳/۷ می‌باشد و نبود آنومالی Eu مشخص است. توده‌های نفوذی چاه‌شلغمی بر اساس نسبتهای Sr/Y‌تY و La/Yb‌تYb دارای گرایش آداکیتی هستند و بر اساس نسبتهای ایزوتوپی $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ و εNd_i منشا آنها در ارتباط با مذابهای حاصل از جبه می‌باشد که با پوسته پایینی آلودگی داشته‌اند.

واژه‌های کلیدی: آداکیت، بلوک لوت، سولفیداسیون بالا، کالک آلکالن، عناصر کمیاب

---

*- نویسنده مسئول: ۰۹۱۵۵۱۰۶۵۷۹

Email : Arjmand176@gmail.com

Archive of SID

www.SID.ir

مقدمه

سنگهای آذرین سنوزوئیک ایران بطور عمده‌ای در سه کمربند قرار گرفته‌اند؛ کمربند ارومیه- دختر (UDB) یا سهند- بزمان بیش از ۲۵۰۰ کیلومتر با روند شمال غرب- جنوب شرق امتداد دارد و یک کمان ماگمایی به حساب می‌آید. کمربند البرز- آذربایجان (AAB) به طول ۸۰۰ کیلومتر با روند شمال غرب- جنوب شرق و شرقی- غربی و از غرب به کمربند ارومیه- دختر متصل می‌گردد. کمربند شرق ایران نیز به طول ۱۰۰۰ کیلومتر با روند شمالی- جنوبی در حاشیه بلوک لوت امتداد دارد. تکین (۱۹۷۲) بلوک لوت را بعنوان یک خرد قاره معرفی کرده است که توسط حوضه‌های اقیانوسی باریک مشابه دریای سرخ طی مزوزوئیک احاطه گردیده بوده است. این بلوک از سمت شرق توسط گسل نهبندان و مجموعه گسلهای همراه، از شمال توسط گسل درونه و مجموعه همراه (زون سبزوار) و از غرب توسط گسل نایبند احاطه می‌گردد. گسل جنوب جازموریان در جنوب کمان ماگمایی سهند- بزمان احتمالا محدوده جنوبی این بلوک را مشخص می‌کند. در حاشیه شرقی این بلوک شاخه‌های کمانی شکل گسلهای شمالی- جنوبی به درون آن وارد می‌شوند. در مورد سخت شدگی بلوک لوت نظر بر آن است که این بلوک در پاسخ به تصادم بین هند و اوراسیا بصورت یک جسم سخت شده خلاف عقربه‌های ساعت دوران نموده است (بسسه و همکاران، ۱۹۹۸). ماگماتیسم شمال بلوک لوت طی فرورانش بلوک افغان به زیر بلوک لوت تشکیل شده است (افتخارنژاد، ۱۹۸۱) و به عقیده بربریان (۱۹۸۳) سنگهای ماگمایی بلوک لوت کالک آلکالن بوده و مربوط به یک محیط فرورانش می‌باشند. مس- مولیبدن پورفیری سرخکوه و مس پورفیری گزو مربوط به یک محیط فرورانش در بلوک لوت هستند (شهاب‌پور، ۱۳۸۰). ملک-زاده (۱۳۸۸) با مطالعه رادیوایزوتوپ‌های Nd و Sr محیط تکتونوماگمایی از نوع جزایر قوسی را برای ذخیره مس- طلای پورفیری ماهرآباد و خوپیک در بلوک لوت در نظر گرفته‌است. در حالیکه اکثر زمین‌شناسان ماگماتیسم این زون را در ارتباط با فرورانش می‌دانند. نبوی (۱۳۵۵) معتقد است که تغییر رژیم زمین‌ساختی منطقه از وضعیت کششی به فشاری منجر به فرارانش پوسته اقیانوسی بر روی پوسته قاره‌ای شده است و فرورانشی در منطقه انجام نشده است. گرانیتوئیدهای پورفیری چاه‌شلغمی متعلق به کمربند آتشفشانی- نفوذی بلوک لوت در شرق ایران هستند (شکل۱). هدف از این مطالعات ارائه شواهد دگرسانی و ژئوشیمی عناصر کانساری، اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و نادر از توده‌های نفوذی چاه‌شلغمی به منظور بحث بر روی منشا ماگما و تحولات تکتونوماگمایی در بلوک لوت و ارتباط آن با کانی‌سازی بخصوص تیپ پورفیری است.

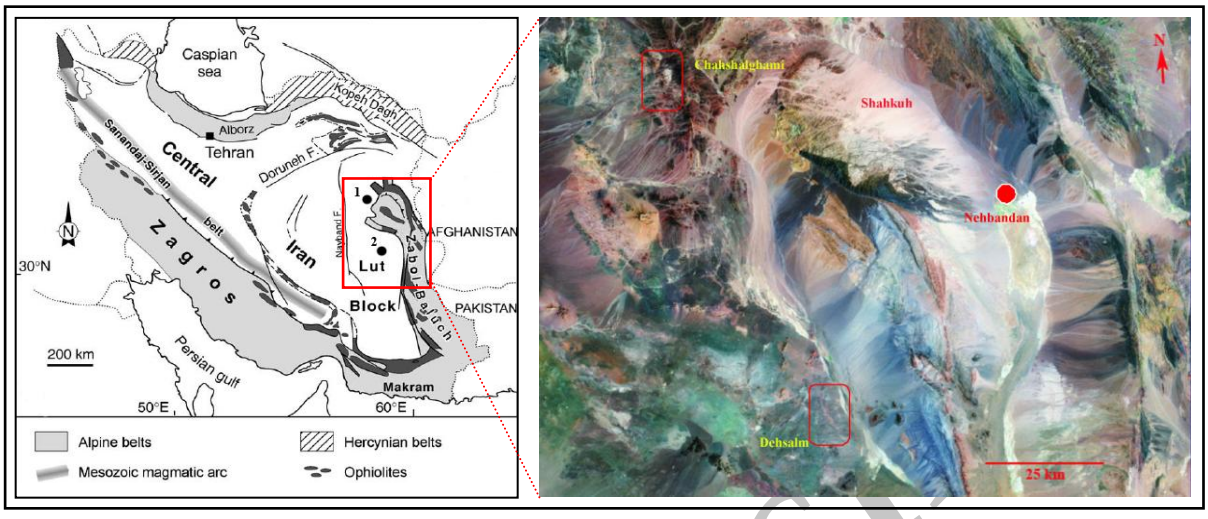
روش مطالعه

مطالعات سنجش از دور توسط کریم‌پور (۱۳۸۴) با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای استر انجام شد که در نتیجه آن دگرسانی گسترده‌ای در ارتباط با نهشته‌های موجود در محیط‌های اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا کشف شد. عملیات صحرایی در سال ۱۳۸۷ بمنظور برداشت‌های ژئوشیمیایی انجام و طی آن ۴۳ نمونه رسوبات آبراهه‌ای، ۷ نمونه کانی سنگین و ۶۰ نمونه از مناطق کانی-سازی و واحدهای زمین‌شناسی برداشت و در مرکز تحقیقات فراوری ایران در کرج آنالیز شدند. پس از آن مطالعات صحرایی بمنظور تهیه نقشه-های زمین‌شناسی و دگرسانی انجام شد و ۴۰

Archive of SID

www.SID.ir

نمونه از زونهای مختلف کانی‌سازی، دگرسانی و توده‌های نفوذی برداشت شدند.



شکل۱- نقشه زمین‌شناسی ایران (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱) و موقعیت توده‌های نفوذی دهسلم و چاه‌شلغمی در تصویر ماهواره‌ای

تعداد ۱۰۰ مقطع نازک و ۳۰ مقطع صیقلی تهیه و پس از تعیین محتوی LOI نمونه‌ها در آزمایشگاه شیمی تجزیه گروه شیمی دانشگاه فردوسی مشهد، ۲۵ نمونه از توده‌های نفوذی بدون دگرسانی یا با حداقل دگرسانی با استفاده از دستگاه XRF دانشگاه فردوسی مشهد برای تعیین اکسیدهای اصلی و ۲۰ نمونه برای تعیین عناصر کمیاب و نادر توسط ICP-MS در آزمایشگاه ACME ونکوور، کانادا آنالیز شدند. همچنین ۱۴ نمونه مربوط به توده‌های نفوذی و ۴ نمونه کانی پلاژیوکلاز و بیوتیت به منظور مطالعه نسبت‌های ایزوتوپی $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ و εNd_i در دانشگاه آویرو، پرتغال، آنالیز شدند. پس از آن نقشه زمین‌شناسی به وسعت حدود ۱۰ کیلومتر مربع تهیه شد.

زمین‌شناسی

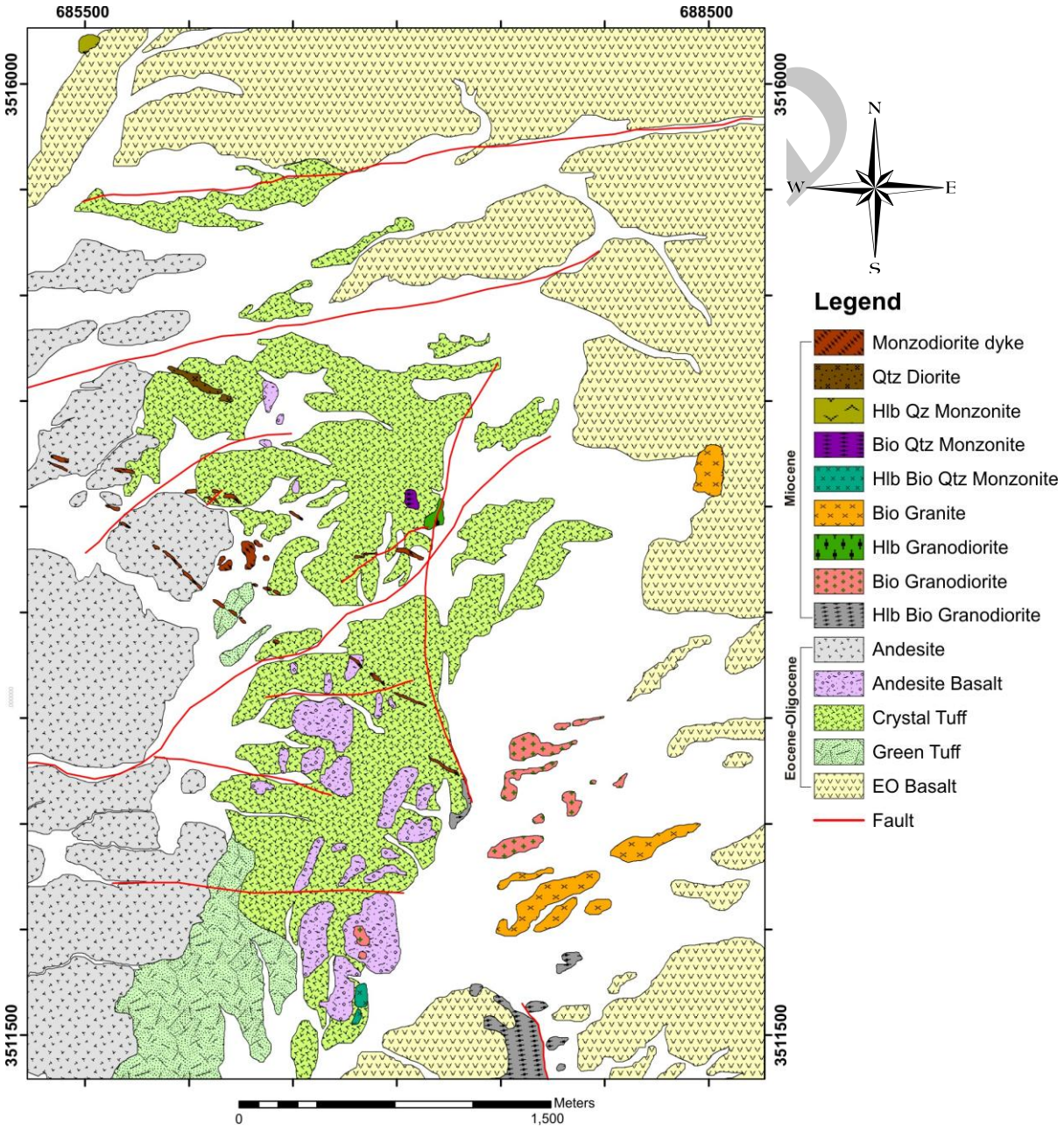
در محدوده اکتشافی چاه‌شلغمی، مطالعات زمین-شناسی و اکتشافی محدودی انجام شده است که می‌توان به گزارش بازدیدهای صحرایی و مطالعات چکشی توسط سیلیتو (۱۳۸۴)، پردازش داده‌های ماهواره آستر توسط کریم‌پور (۱۳۸۴) و اکتشاف مقدماتی مس و طلا توسط شرکت مهندسین مشاور زرناب اکتشاف در سال ۱۳۸۵ اشاره نمود.

اندیس معدنی چاه‌شلغمی یک زون دگرسانی گسترده و بیضوی شکل با میزبان آندزیتی می-باشد که در ۱۹۰ کیلومتری جنوب بیرجند و ۵ کیلومتری جنوب غربی معدن قلعه‌زری واقع شده است. اگرچه تنها در چند کیلومتری ذخیره مس-طلا- نقره قلعه زری و در یک کمربند متالوژنی قرار گرفته‌اند هیچ‌گونه رابطه زایشی بین آنها وجود ندارد (کریم‌پور ۱۳۸۳). مطالعات سن‌سنجی بر روی سنگهای آتشفشانی آندزیتی و آندزیت - بازالت نشان دهنده سنی در حدود ۲±۴۰ میلیون سال برای این مجموعه است (کلوی ور و همکاران، ۱۹۷۸).

مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد که توده‌های نفوذی چاه‌شلغمی دارای ترکیب کوارتز دیوریت، مونزودیوریت، هورنبلند کوارتز مونزونیت، هورنبلند

Archive of SID
www.SID.ir

بیوتیت کوارتز مونزونیت، بیوتیت کوارتز مونزونیت، هورنبلند گرانودیوریت، هورنبلند بیوتیت گرانودیوریت، بیوتیت گرانودیوریت، و بیوتیت گرانیت هستند (شکل۲) که درون ولکانیک‌های ائوسن- الیگوسن، کریستال توف، توف سبز، بازالت، آندزیت و آندزیت بازالت نفوذ کرده‌اند. این توده‌های نفوذی در نمودار میدل موست (۱۹۸۵) در محدوده کوارتز مونزونیت، مونزونیت، گرانودیوریت و دیوریت قرار می‌گیرند (شکل۳). مونزودیوریت اساسا بصورت دایکهای با روند ۱۲۰ درجه و استوکهای کوچک در مرکز نقشه به سمت شمال غرب رخنمون دارند و جدیدترین ساب ولکانیکهای منطقه هستند.

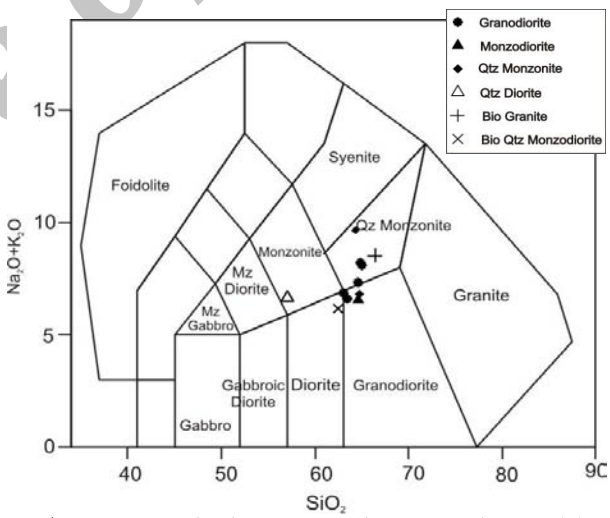


شکل۲- نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰ چاه‌شلغمی (ارجمندزاده و همکاران، ۲۰۱۱).

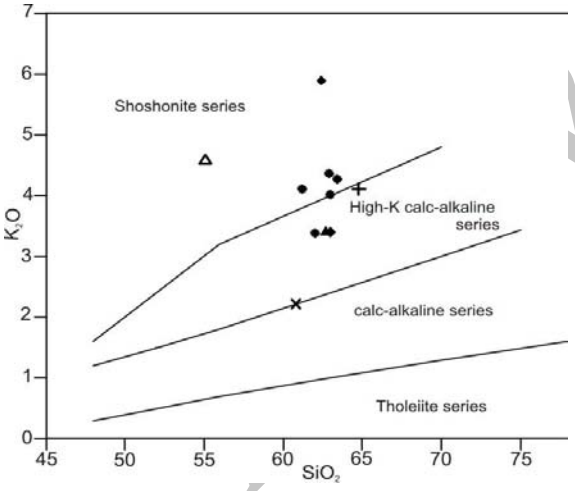
www.SID.ir

این واحد دارای بافت پورفیری بوده، شامل ۱۰ درصد هورنبلند و ۱۰ درصد پلاژیوکلاز بصورت فنوکریست است و بقیه سنگ را زمینه آن تشکیل می‌دهد. توده‌های کوارتز مونزونیت در سراسر نقشه بصورت استوکهای کوچک گسترده شده‌اند و حاوی فنوکریستهای فلدسپات پتاسیم، پلاژیوکلاز و مقادیر مختلفی هورنبلند و بیوتیت در یک ماتریکس ریز دانه هستند. این واحد دارای بافت فلسیتیک پورفیری بوده و نسبتهای زمینه و فنوکریست در آن با هم برابرند. گرانیت و گرانودیوریت از شمال شرق تا جنوب شرق نقشه رخنمون دارند و گسترده‌ترین توده‌های نفوذی می‌باشند.

توده‌های گرانودیوریتی دارای بافت ویژه‌ای هستند که شامل مگاکریستهای پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم به طول حداکثر ۷ میلی‌متر در یک بافت میکروگرانولار می‌باشند. فنوکریستهای فلدسپات پتاسیم دارای انکلوزیونهایی از هورنبلند و بیوتیت هستند و بافت پرتیتی دارند. این فنوکریستها در واحد گرانیتی دارای بافت میرمیکیتی هستند. فنوکریستهای بیوتیت و هورنبلند در مقادیر متفاوت در مقاطع نازک مشاهده می‌شوند. توده-های نفوذی چاه‌شلغمی در نمودارهای پیرس و همکاران (۱۹۸۴) و پیک سریلو و تیلور (۱۹۷۶) به ترتیب از نوع گرانیتهای کمان آتشفشانی و کالک آلکالن پر پتاسیم تا شوشونیتی می‌باشند (شکلهای۴ و ۵). نهشته‌های پورفیری- اپی‌ترمال مس از لحاظ زایشی در ارتباط با ماگماهای محیطهای قوسی هستند که گستره ترکیبی وسیعی از کالک آلکالن پتاسیم پایین تا پتاسیم بالا و آلکالن دارند(سیلیتو،۲۰۰۰ و توسدال و ریچاردز، ۲۰۰۱).



شکل۳- نمایش توده‌های نفوذی چاه‌شلغمی در نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2، (می‌دل موست، ۱۹۸۵)



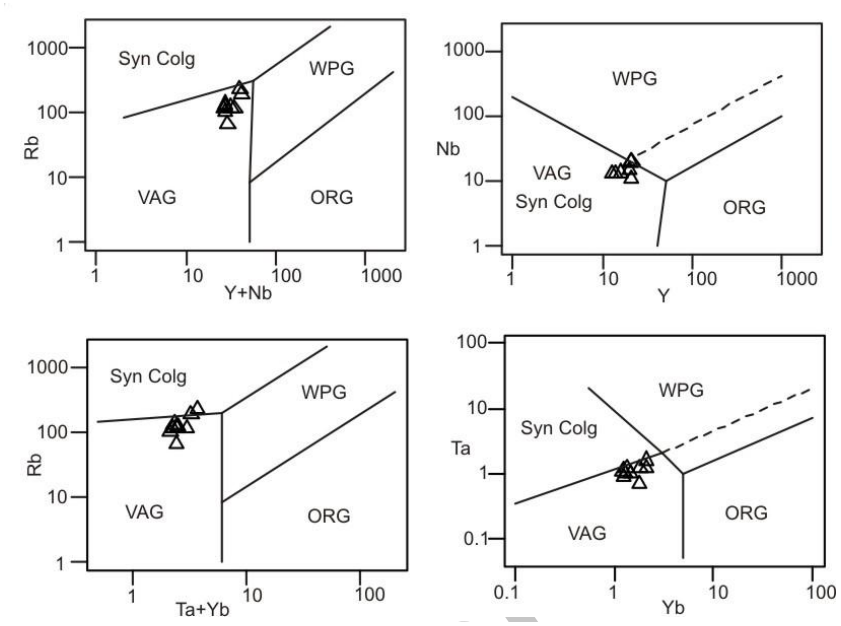
شکل۴- نمایش توده‌های نفوذی چاه‌شلغمی در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (پیک سریلو و تیلور، ۱۹۷۶)

دگرسانی

بر اساس پردازش داده‌های ماهواره آستر هاله دگرسانی بصورت یک زون گسترده و بیضوی شکل با ابعاد حدود ۳×۱ کیلومتر است (شکل۶) و کانیهای دگرسانی شامل آلونیت، ژاروسیت، دو نوع کلریت غنی از آهن و غنی از منیزیوم، دیکیت، سریسیت، مونتموریلونیت، کوارتز و اکسیدهای آهن می‌باشند (کریم‌پور، ۱۳۸۴). زونهای دگرسانی شناسایی شده شامل کوارتز حفره‌دار، کوارتز- آلونیت، کوارتز- مونتموریلونیت، کوارتز-

Archive of SID
www.SID.ir

دیکیت، سریسیت، کلریت - کربنات، پروپلیتیک، ژاروسیت و سوپرژن می‌باشند.



شکل۵- نمایش توده‌های نفوذی چاه‌شلغمی در نمودارهای ژئوتکتونیک (پیرس و همکاران،۱۹۸۴)
WPG, within plate granites; VAG, volcanic arc granites; ORG, ocean ridge granites; syn-COLG, syncollisional granites

۱- زون کوارتز حفره‌دار: این زون گسترش نسبتا وسیعی در مرکز نقشه دارد و بعلت حضور سیلیس فراوان نسبت به دگرسانی‌های اطراف بصورت تپه-های برجسته مشاهده می‌شود. کوارتز دانه ریز بوده و سنگ حفره‌دار است که به این حالت کوارتز حفره دار گفته می‌شود. محلول‌های با شرایط اسیدی موجب تجزیه سیلیکات‌ها شده و عناصر تشکیل دهنده آنها از سنگ شسته شده و سیلیس این کانیها بر جای مانده است.

۲- زون کوارتز- آلونیت: آلونیت اولیه در شرایط شستشوی محلول گرمابی اسیدی و محیط اکسیدان تشکیل می‌شود. شرایط تشکیل زون آلونیت اولیه شامل سولفید بالا، محلول با pH کمتر از ۳، دمای کمتر از ^{o}C ۳۰۰، محلول اکسیدان (سیلیتو،۲۰۰۰) و عمق نزدیک سطح زمین تاییدی بر حضور سیستم اپی‌ترمال با سولفید بالا در منطقه است. مطالعات XRD نشان می‌دهد که آلونیت از نوع سدیم‌دار یا ناتروآلونیت می‌باشد (شکل۷).

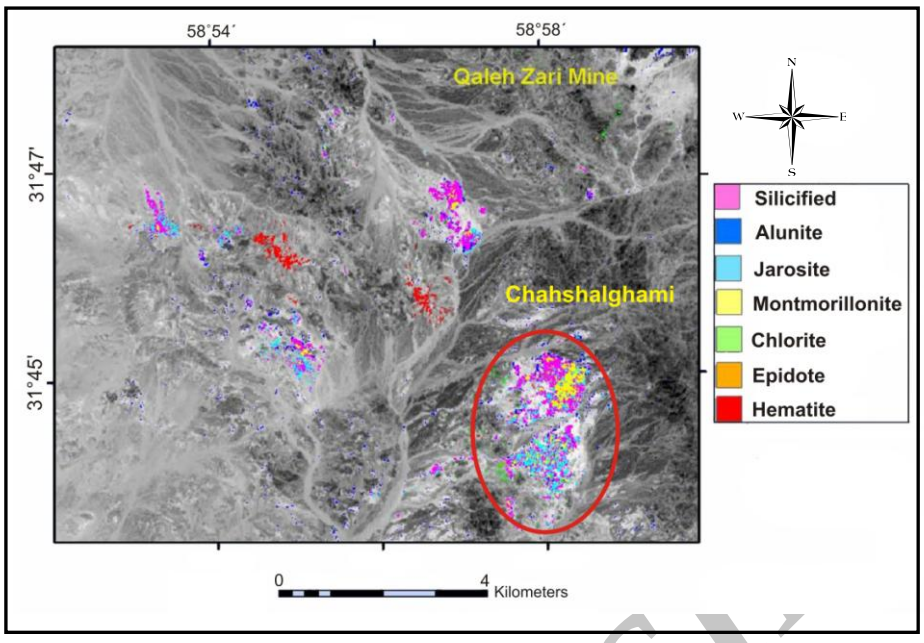
۱ -زون کوارتز- مونتموریلونیت: گسترش این زون از زون آلونیتی بیشتر است.

۲ -زون کوارتز- دیکیت بصورت خیلی محدود و در نقاط خاصی مشاهده می‌شود.

۳ -زون سریسیت دارای گسترش زیادی است و در بین زونهای سیلیسی و دگرسانی پروپیلیتیک و کلریتی قرار گرفته است. گاه همراه سریسیت، سایر کانیهای حاصل از دگرسانی مانند سیلیس و کلسیت نیز مشاهده می‌شوند.

Archive

www.SID.ir



شکل۶- هاله اصلی و انواع کانیهای دگرسانی در منطقه چاه‌شلغمی (کریم‌پور، ۱۳۸۴).

شکل۷- بلورهای اولیه آلونیت در زون کوارتز- آلونیت

۶- زون کلریت- کربنات: گسترش نسبتا زیاد دارد و از اطراف بصورت هاله‌ای سایر زونهای دگرسانی را احاطه کرده است. در این دگرسانی کلریت و کربنات جانشین فنوکریست‌های هورنبلند شده‌اند و در برخی مناطق، دگرسانی سریسیتی بر روی دگرسانی کلریتی اورپرینت شده است.

۷- در دگرسانی پروپلیتیک علاوه بر کلریت و کربنات، کانیهای خانواده اپیدوت نیز در سنگ به وفور وجود دارد.

۸- زون ژاروسیت: این زون گسترش نسبتا زیادی دارد که بیشتر ثانویه بوده و طی فرایند اکسیداسیون کانیهای سولفیدی تشکیل شده است. روابط زمانی- مکانی زونهای دگرسانی نسبت به یکدیگر انطباق زیادی با کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا دارد.

ژئوشیمی عناصر کانساری

مطالعات مینرالوگرافی نشان میدهد که کانیهای سولفیدی در منطقه چاه‌شلغمی شامل پیریت، مولیبدنیت، کالکوپیریت، اسفالریت، گالن و انارژیت هستند. دگرسانی سوپرژن در سطح، کانیهای سولفیدی را تحت تاثیر قرار داده و باعث

Archive of SID

www.SID.ir

تشکیل کانیهای مالاکیت، تنوریت، کریزوکولا، سروزیت و اکسیدهای آهن شده است. ۲۶ نمونه لیتوژئوشیمی از زونهای مختلف سیلیسی-سولفیدی و کوارتز حفره‌ای برداشت و در آزمایشگاه Chemex ونکوور، کانادا آنالیز شدند (کریم‌پور، ۱۳۸۴). بررسی نتایج آنالیز این نمونه‌ها نشان‌دهنده مقادیر طلا، مس، مولیبدن، آرسنیک، آنتیموان و سرب تا حداکثر ۳۲ میلی گرم در تن، ۱۴۴ گرم در تن، ۸۱ گرم در تن، ۴۰۱ گرم در تن، ۷۵ گرم در تن و ۲۴۰ گرم در تن می‌باشند، در حالی‌که عناصری مانند کادمیوم، نقره و روی فاقد آنومالی مهمی هستند (جدول ۱).

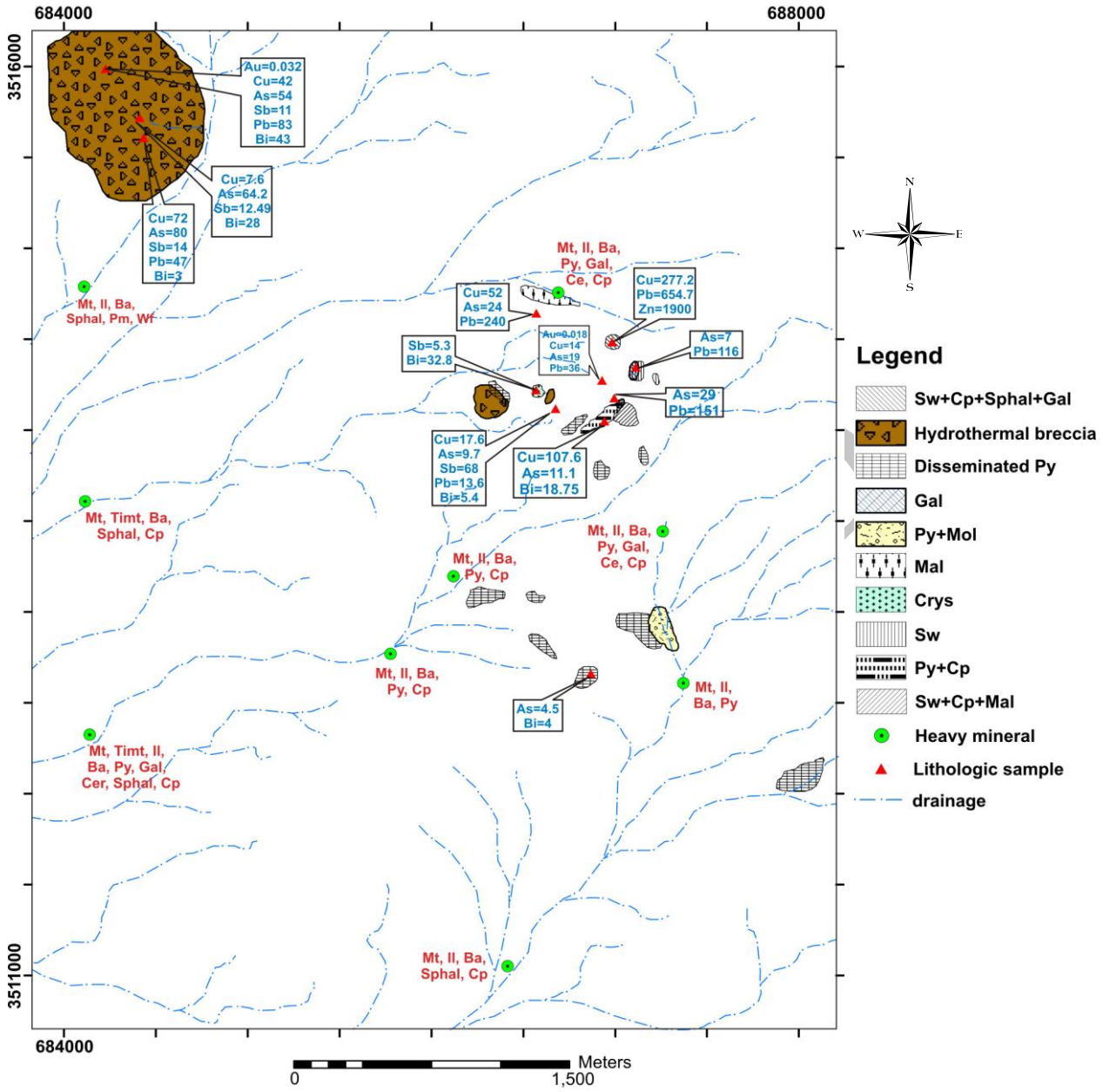
جدول ۱: نتایج آنالیز نمونه‌های لیتوژئوشیمی منطقه چاه‌شلغمی

Sample	X	Y	Au ppm	Cu ppm	As ppm	Sb ppm	Pb ppm	Zn ppm	Bi ppm	Mo ppm	Ag ppm
RCH1	686552	3514628	0.001	52	24	<5	240	8	<2	17	<0.5
RCH2	686817	3514540	0.001	5	4	<5	59	4	<2	4	<0.5
RCH3	686816	3514602	0.001	8	18	<5	78	5	<2	10	<0.5
RCH4	686921	3514573	0.001	22	8	<5	49	12	<2	5	<0.5
RCH5	686922	3514542	0.001	19	10	<5	63	10	<2	15	<0.5
RCH6	687001	3514513	0.008	6	6	<5	109	5	<2	3	<0.5
RCH7	687110	3514330	0.002	9	7	5	116	9	<2	16	<0.5
RCH8	686901	3514265	0.018	14	19	<5	36	15	<2	5	<0.5
RCH9	686927	3514234	0.005	6	16	<5	138	7	<2	21	<0.5
RCH10	686954	3514235	0.002	19	12	<5	19	9	<2	1	<0.5
RCH11	686981	3514174	0.001	11	29	5	151	7	<2	7	<0.5
RCH12	687009	3514113	0.002	12	26	<5	35	10	<2	2	<0.5
RCH13	686931	3514050	0.001	32	19	<5	52	12	<2	5	<0.5
RCH14	686375	3514224	0.001	15	41	5	33	5	<2	81	<0.5
RCH15	686349	3514193	0.001	27	15	<5	26	18	<2	21	<0.5
RCH16	686323	3514193	0.001	33	57	<5	28	10	3	22	<0.5
RCH17	685782	3513536	0.001	20	12	20	7	8	<2	19	<0.5
RCH18	685862	3513476	0.001	10	29	14	50	5	<2	13	<0.5
RCH19	684563	3515424	0.002	30	30	10	38	21	<2	35	<0.5
RCH20	684428	3515606	0.001	72	80	14	47	13	3	6	<0.5
RCH21	684211	3515972	0.015	24	125	11	32	6	15	8	<0.5
RCH22	684131	3516032	0.032	42	54	11	83	5	43	20	<0.5
RCH23	684052	3516000	0.014	144	220	75	38	28	5	27	<0.5
RCH24	684502	3517394	0.001	71	283	8	141	47	<2	16	<0.5
RCH25	684982	3517033	0.001	56	401	34	48	32	3	2	<0.5
RCH26	685008	3517065	0.001	18	46	15	100	29	<2	10	<0.5

همچنین بمنظور مطالعات ژئوشیمیایی ۳۰ نمونه رسوب آبراهه‌ای، ۶ نمونه کانی سنگین و ۷ نمونه از زونهای مختلف کانی‌سازی در مرکز تحقیقات کرج آنالیز شدند. کانی‌های مشاهده شده در نمونه‌های کانی سنگین شامل پیریت، اسفالریت، پیرومورفیت، اسمیت‌زونیت، مارماتیت، تیتانومگنتیت، گالن، سروزیت و کالکوپیریت هستند. نتایج آنالیز ۷ نمونه کانی‌سازی نشان دهنده عیارهای بالای عناصر کانساری در زونهای استوک‌ورک است و در یک نمونه عیار مس ۲۷۷/۲ پی‌پی‌ام، سرب ۶۵۴/۷۸ پی‌پی‌ام و روی ۱۹۰۰ پی‌پی‌ام می‌باشند که آنومالی‌های قابل توجهی هستند. در شکل ۸ نتایج آنالیز نمونه‌های لیتوژئوشیمیایی دارای آنومالی و کانی‌های سنگین همراه با زونهای کانی‌سازی نشان داده شده‌اند.

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۸- نقشه کانی‌سازی و ژئوشیمیایی منطقه چاه‌شلغمی (ارجمندزاده و همکاران، ۲۰۱۱). علائم اختصاری شامل موارد زیر هستند: Sw: Stockwork, Cp: Chalcopyrite, Sphal: Sphalerite, Gal: Galena, Py: Pyrite, Mol: Molibdenite, Mal: Malakite, Crys: Chrysocolla, Mt: Magnetite, Timt: Titanomagnetite, Il: Ilmenite, Ba: Barite, Cer: Cerussite, Wf: Wulfenite

ژئوشیمی توده‌های نفوذی

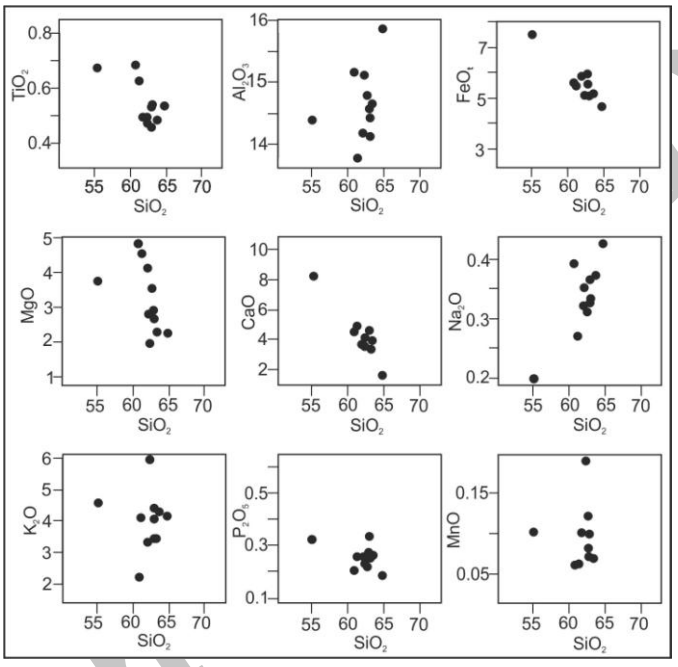
اکسیدهای اصلی

اکسیدهای اصلی توده‌های نفوذی مختلف چاه-شلغمی دارای روندهای خطی مشخصی در نمودارهای هارکر هستند که بیان کننده فرایند تفریق ماگمایی است (شکل ۹).

اکسیدهای MgO, FeO_t, CaO, TiO_2, P_2O_5 و تا حدی MnO با افزایش مقادیر SiO_2 کاهش می‌یابند. این روندهای منفی در ارتباط با تبلور بخشی پلاژیوکلاز کلسیم‌دار و کانیهای مافیک مانند پیروکسن و هورنبلند هستند. روندهای افزایشی آلکالی‌ها مانند Na و K با افزایش مقادیر

www.SID.ir

SiO_2 نیز در ارتباط با چنین تفریقی می‌باشد که نشان دهنده تبلور پیشرونده پلاژیوکلاز سدیم‌دار و فلدسپات پتاسیم است. یون Mn^{2+} ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشابهی با یون Fe^{2+} و تا حدودی Ca^{2+} دارد و معمولا جانشین آنها می‌شود، از این رو روند تغییرات آنها در ماگما با هم مشابه است. روند کاهشی و ضریب همبستگی منفی و بالای CaO نسبت به SiO_2 به علت حضور آن در ساختمان آنورتیت و هورنبلند است که در مراحل اولیه تفریق ماگمایی متبلور می‌شود. مشابه چنین روندهایی برای دیگر ذخایر مس پورفیری معروف در دنیا گزارش شده‌اند (دایلس،۱۹۸۷).



شکل ۹- نمایش توده‌های نفوذی چاه‌شلغمی در نمودارهای هارکر

عناصر فرعی و کمیاب

نمودار عنکبوتی نرمالیزه عناصر کمیاب نسبت به جبه اولیه (سان و مک دانوف، ۱۹۸۹) نشان دهنده غنی‌شدگی شدید عناصر LILE مانند Rb, Sr, Ba Zr, Cs و تهی‌شدگی نسبت به عناصر با میدان پایداری بالا (HFSE) مانند Nb ، P و Y می‌باشد (شکل۱-۱۰). غنی‌شدگی عناصر LILE و تهی‌شدگی عناصر با میدان پایداری بالا (HFSE) ویژگی‌های اصلی ماگماتیسم در کمربندهای فرورانش (ویلسون، ۱۹۸۹) و کمانهای آتشفشانی کالک آلکالن است. مقادیر بالای Sr و مقادیر پایین Nb, Ta ,Ti مربوط به عدم حضور پلاژیوکلاز و حضور اکسیدهای Fe-Ti در منشا می‌باشد (مارتین،۱۹۹۹). الگوی رفتار عناصر کمیاب در توده‌های نفوذی مختلف چاه‌شلغمی بسیار مشابه هستند و همه نمونه‌ها دارای آنومالی منفی Nb, P, Ta و Ti هستند که شاخص ماگماتیسم محیطهای فرورانش است (والکر و همکاران، ۲۰۰۱). پیک منفی Nb شاخص محیط‌های قوسی است و شدت تهی‌شدگی آن ممکن است در نتیجه تاثیر پوسته باشد (لان و همکاران، ۱۹۹۶). مقادیر Nb توده‌های نفوذی

www.SID.ir

چاه‌شلغمی از ۱۰/۹ تا ۲۰/۳ پی‌پی‌ام با مقدار میانگین ۱۴/۵ پی‌پی‌ام است. مقادیر پایین Nb و Zr سنگها نشان دهنده گرایش کالک آلکالن است و مقادیر پایین Y, Nb, Ta و Yb شاخص گرانیتهای کمان آتشفشانی می‌باشد. بعلاوه، نسبتهای مولار پایین $Al_2O_3/Na_2O+K_2O+CaO<1.1$ و نسبتهای پایین Rb/Sr با میانگین ۰/۱۹ پی‌پی‌ام برای توده‌های نفوذی چاه-شلغمی شاخص گرانیتوئیدهای تیپ I است.

مقادیرZr و Hf توده‌های نفوذی چاه‌شلغمی ۱۴۰/۱ تا ۲۷۶/۹ گرم در تن و ۳/۹ تا ۷/۴ گرم در تن تغییر می‌کنند. این مقادیر اندکی پایین‌تر و برخی برابر با مقادیر گرانیتهای تیغه های اقیانوسی هستند، در حالیکه مقادیر Nb اندکی بیشتر یا برابر با مقادیر این گرانیتها هستند. این مقادیر نشان می‌دهند که میزان مواد پوسته‌ای چه بصورت ترکیب شده با منشا جبه و یا آلوده کردن ماگمای صعود کننده موثر بوده است چون مواد پوسته‌ای شدیدا در Nb و Ta غنی شده هستند (بونین، ۱۹۷۸).

نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی که نسبت به کندریت نرمالیزه شده است غنی شدگی مهم LREE و درجه بالایی از تفریق عناصر نادر خاکی را نشان می‌دهد؛ برای مثال نسبت ۳۳/۷-La/Yb>۲۱/۴ در توده‌های نفوذی چاه‌شلغمی می‌باشند (شکل۲-۱۰). الگوهای REE متقاطع در نمودارهای این منطقه مشاهده نمی‌گردد که به احتمال زیاد در ارتباط با یک مذاب اولیه یکسان می‌باشد. عدم وجود آنومالی Eu در نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی مشخص است. بطور معمول آنومالی منفی Eu طی تحولات ماگمایی با توجه به تبلور تفریقی پلاژیوکلاز کلسیم بالا بوجود می‌آید (هندرسون،۱۹۸۴). بعلاوه در شرایط fO_2 بالا، Eu غالبا بصورت Eu^{+3} حضور دارد و بنابراین مقادیر کمی Eu^{+2} برای شرکت در ساختمان پلاژیوکلاز حضور خواهد داشت. این موارد می‌توانند عدم وجود آنومالی Eu را در استوکهای چاه‌شلغمی توجیه کنند. نمونه L3 با ترکیب مونزودیوریت که مربوط به دایکها و استوکهای بعد از کانی‌سازی می‌باشد و CH48 با ترکیب کوارتز مونزونیت دارای آنومالی خفیف منفی Eu هستند.

Archive of SID

www.SID.ir

تمامی توده‌های نفوذی چاه‌شلغمی بر اساس نسبتهای Sr/Y و La/Yb دارای گرایش آداکیتی هستند. آداکیت یک واژه پترولوژی است که دفنت و دروم موند (۱۹۹۰) برای اولین بار برای سنگهای آتشفشانی- نفوذی با سیلیکای بالا و مقادیر Sr/Y و La/Yb بالا در کمانهای سنوزوئیک مرتبط با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی جوان ۲۵≤ میلیون سال معرفی نمودند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیتها لزوما منحصر به ذوب تختال نیست و بطور گسترده‌ای منطبق با ذوب بازالت آبدار در فشار بالا می‌باشد (دروم موند و همکاران، ۱۹۹۶). اخیرا مذابهای حاصل از تختال به عنوان منشاء آداکیتها توسط ریچاردز و کریش (۲۰۰۷) تا حد زیادی به چالش کشیده شده است و مواردی مانند ذوب بخشی گارنت آمفیبولیت پوسته پایینی، برهم کنش مذابهای استنوسفری و پوسته پایینی (MASH) و تفریق بلوری نیز به عنوان منشا در نظر گرفته شده‌اند. شفیعی و همکاران (۲۰۰۹) با مطالعه پورفیری‌های آداکیتی مس‌دار منطقه کرمان، منشا آنها را در ارتباط با ذوب گارنت آمفیبولیت پوسته پایینی می‌داند.

آداکیتها در ایران اولین بار توسط ارجمندزاده و علیرضایی (۱۳۸۴) برای پورفیری خاروانا معرفی و مذابهای حاصل از تختال به عنوان منشا آن در نظر گرفته شد. توده‌های نفوذی با گرایش آداکیتی از لحاظ مکانی، زمانی و زایشی در ارتباط با کانی-سازی مس- طلا، مس- مولیبدن پورفیری و رگه-های طلای اپی‌ترمال هستند (والن و همکاران، ۲۰۰۴). در آند شیلی جایی که ذخایر مس پورفیری با شهرت جهانی تجمع یافته‌اند سنگهای آداکیتی همراه این ذخایر الیگوسن هستند که نشان دهنده یک ارتباط متالوژنیک بین ماگماتیسم و کانی‌سازی مس پورفیری می‌باشد (تیبله موند و همکاران، ۱۹۹۷). در فیلیپین نیز آداکیتها همراه با کانی‌سازی مس و طلای پورفیری هستند (ساجونا و مائوری، ۱۹۹۸). اویارزون و همکاران (۲۰۰۱) نشان دادند که ذخایر بزرگ مس پورفیری مانند چوکی کاماتا در ارتباط با سنگهای آداکیتی هستند در حالی که ذخایر کوچک تر همراه با ماگماهای با گرایش کالک آلکالن نرمال هستند. زانگ و همکاران (۲۰۰۱) پیشنهاد کرده‌اند که ذخایر مس پورفیری سراسر دنیا اکثرا در ارتباط با آداکیتها هستند. آنها همچنین پیشنهاد کرده‌اند که ذخایر مس پورفیری بزرگ در ارتباط با مذابهای آداکیتی شدیدا اکسیدی و غنی از آب هستند که از ذوب تختال طی فرورانش با شیب کم بوجود آمده‌اند.

آزمایشات جدید زیونگ و همکاران (۲۰۰۵) نشان دادند که کانی روتیل دارای مقادیر قابل توجهی Nb و Ta است و تنها روتیل باقی مانده می‌تواند منجر به آنومالی‌های شاخص Nb, Ta و Ti در مایعات اشتقاق یافته گردد. بنابراین علاوه بر گارنت، روتیل نیز یک فاز باقیمانده است و عمق یا فشاری که در آن تشکیل آداکیت صورت می-گیرد شرایط باید برای پایداری گارنت و روتیل مناسب باشد تا آنومالی‌های منفی Nb, Ta و Tiو همچنین تهی‌شدگی Y و HREE در آداکیتها توجیه گردد. چنین آنومالی‌های منفی از توده‌های نفوذی چاه‌شلغمی در نمودار عنکبوتی نرمالیزه عناصر کمیاب نسبت به جبه اولیه (سان و مکدانوف، ۱۹۸۹) نشان داده شدند.

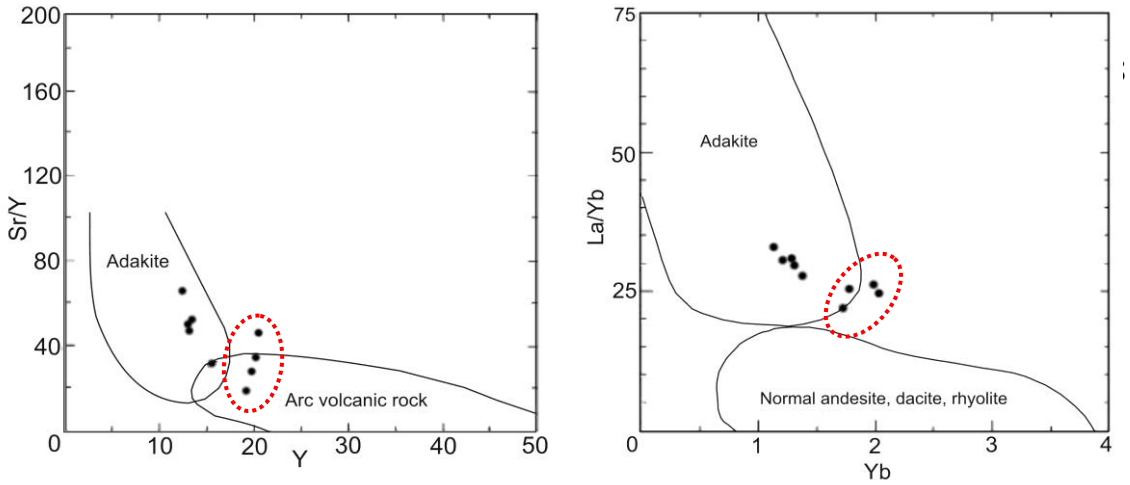
نسبتهای Sr/Y وLa/Yb توده‌های نفوذی چاه-شلغمی ۱۹/۷-۶۷ و ۲۱/۴-۳۳/۷ هستند و در نمودار Yت Sr/Y (شکل ۱-۱۰) تعدادی از نمونه-ها در هر دو محدوده آداکیت و کمان آتشفشانی نرمال قرار دارند و تعدادی نیز خارج از این محدوده‌ها هستند. نمونه‌های خارج از محدوده آداکیتی نیز مقدار Sr/Y و La/Yb مشابه با

Archive of SID

www.SID.ir

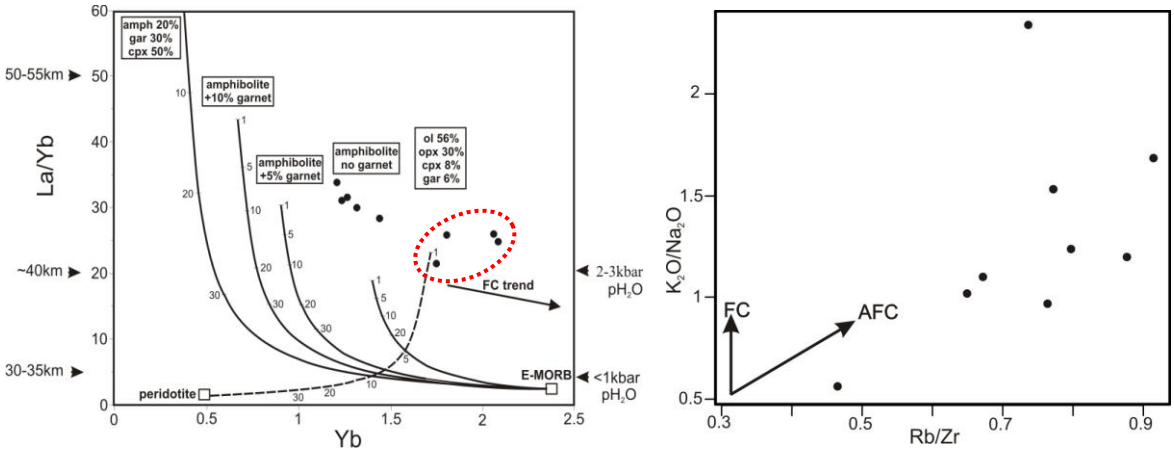
آداکیتها دارند اما اندک غنی‌شدگی Y و Yb توسط پوسته منجر به جابجایی نقاط به سمت راست نمودار شده است. البته این نمونه‌ها در این نمودار روند پیوسته‌ای دارند که در سایر نقاط دنیا و همچنین ایران مشابه چنین روندهایی مشاهده شده است. این نمونه‌ها شامل نمونه L3 و AC2 که دایکها و استوکهای جوان‌تر منطقه هستند و نمونه‌های CH36 با ترکیب گرانیتی و CH48 با ترکیب کوارتز مونزونیتی می‌باشند و گرایش آداکیتی مشخص‌تری را در نمودار Yb‌تLa/Yb دارند (شکل ۲-۱۰). این چهار نمونه دارای مقادیر بالاتری از عناصر LREE مانند Eu, Sm, Nd, Ce, La و HREE مانند Lu, Yb, Y, Dy, Tb, Gd نسبت به بقیه نمونه‌ها هستند و در نمودار Yb‌تLa/Yb (شکل ۱-۱۱) در انتهای خط مربوط به روند FC قرار دارند. مقادیر V، Co، CaO و FeO_t بیشترین غنی‌شدگی را در نمونه AC2 و مقادیر عناصر Nb، U و Th بطور مشخصی در نمونه‌های L3، CH48 و CH36 دارای غنی‌شدگی هستند.

برخی از ویژگی‌ها مانند مقادیر K_2O و Rb توده‌ها بیشتر از مقادیری است که در تعریف آداکیت وجود دارد. صعود ماگما از طریق پوسته ضخیم می‌تواند همراه با فرایندهای هضم و تبلور بخشی (AFC) باشد که منجر به نسبتهای بالای Rb/Sr و افزایش K_2O, Th, Y می‌شود. شواهد فرایندهای (AFC) بوسیله غنی‌شدگی K_2O بر Na_2Oیا غنی‌شدگی LILE ناسازگار مانند Rb, Th, Ba بر HFSE مانند Zr مشخص می‌گردد(اسپرانسا و همکاران، ۱۹۹۲) (شکل۲-۱۱). نسبتهای بالای Sr/Y و La/Yb می‌تواند در نتیجه برهم کنش مذابهای استنوسفری و پوسته پایینی و قرار گرفتن Y و HREE در گارنت باقی مانده باشد (ریچاردز و کریش، ۲۰۰۷). مقادیر $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ توده‌های نفوذی چاه شلغمی به ترتیب ۰/۷۰۵۵۰-۰/۷۰۴۷۰ و ۰/۵+ تا ۲/۷+ هستند و نشان می‌دهد که این توده‌ها، هم منشا هستند و از مذابهای مادر یکسانی طی فرایندهای تفریق ماگمایی مانند تفریق بلوری تشکیل شده‌اند.



شکل ۱-۱۰ و ۲-۱۰ - نمایش توده‌های نفوذی چاه‌شلغمی در نمودارهای Y در مقابل Sr/Y و Yb در مقابل La/Yb برای تفکیک ماگماهای کالک آلکالن و آداکیتی (دفنت و دروم موند،۱۹۹۰)

www.SID.ir



شکل۱-۱۱ و ۲-۱۱ - نمایش توده‌های نفوذی چاه‌شلغمی در نمودارهای La/Yb‌تYb و K_2O/Na_2O در مقابل Rb/Zr

نتیجه‌گیری

هاله‌های دگرسانی در منطقه چاه‌شلغمی دارای زون‌بندی منظمی هستند و انطباق زیادی با کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا دارند که مربوط به افقهای فوقانی ذخایر مس- طلای پورفیری می‌باشند. وجود آنومالی‌هایی از عناصر Au, Cu, As, Bi, Mo, Sb, Pb, Zn بصورت کانیهای سولفیدی و سولفوسالتی نیز تایید کننده این نوع کانی‌سازی می‌باشد. گرانیتوئیدهای آداکیتی چاه‌شلغمی متعلق به کمربند ولکانیک- پلوتونیک بلوک لوت و در ارتباط با کمان قاره‌ای هستند و غنی‌شدگی LILE و تهی‌شدگی HFSE و HREE نشان دهنده ماگماتیسم مربوط به محیط‌های فرورانش در این منطقه است. همچنین نسبتهای بالای LREE/HREE نشان دهنده تفریق بالای عناصر نادر خاکی در این توده‌ها می‌باشند. منشا این آداکیت‌ها مذابهای حاصل از جبه می‌باشد که با پوسته پایینی آلودگی داشته است و سیالات حاصل از صفحه فرورونده و شرایط اکسیدی ماگما شرایط مطلوبی را برای کانی‌سازی فراهم نموده است. وجود چنین ماگماتیسمی در بلوک لوت نشان دهنده یک محیط فرورانش همزمان یا کمی قبل از نفوذ این توده‌ها است که با چرخش بلوک لوت در یک محیط تکتونیکی برشی راست لغز در تضاد است. ژئوشیمی توده‌های نفوذی انطباق زیادی با انواع مولد کانسارهای مس- طلای پورفیری و ذخایر اپی‌ترمال دارد. با توجه به اینکه دگرسانی و آنومالی‌های ژئوشیمیایی مربوط به افقهای فوقانی سیستم مس- طلای پورفیری می‌باشند، امید زیادی به وجود کانی‌سازی تیپ پورفیری در عمق وجود دارد.

منابع

- ارجمندزاده، ر.، و علیرضایی، س.، ۱۳۸۴. ماگماتیسم آداکیتی و نهشته‌های مس- طلای پورفیری: مثال از خاروانا، شمال غرب ایران. بیست و چهارمین همایش زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- سیلیتو، ر.ه.، ۱۳۸۴. گزارش بازدیدهای صحرایی و مطالعات چکشی از منطقه اکتشافی چاه شلغمی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- شرکت مهندسین مشاور زرناب اکتشاف.، ۱۳۸۵. اکتشاف مقدماتی مس و طلا در محدوده اکتشافی بیشه ۱.

Archive of SID

www.SID.ir

- شهاب پور، جمشید.، ۱۳۸۰. زمین شناسی اقتصادی، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۵۰۹ صفحه.
- کریم‌پور، م.ح.، ۱۳۸۴. زونهای آلتراسیون کوارتز حفره‌دار و کوارتز- آلونیت (سولفید زیاد) بخش فوقانی سیستم مس پورفیری منطقه چاه شلغمی، جنوب بیرجند، سیزدهمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، کرمان.
- ملک‌زاده، آ.، ۱۳۸۸. زمین شناسی، کانی‌سازی، آلتراسیون، ژئوشیمی، میکروترمومتری، مطالعات ایزوتوپی و تعیین منشاء کانی سازی مناطق اکتشافی ماهرآباد و خوپیک، استان خراسان جنوبی. رساله دوره دکتری، دانشگاه فردوسی مشهد.
- نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی کشور، ۱۰۹ صفحه.

- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Santos, J.F., Medina, J., and Homam, S.M., 2011. Sr–Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut Block, Eastern Iran). Journal of Asian Earth Sciences, v. 41, p. 283–296.
- Berberian, M., and King, G.C., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 210–265.
-Berberian, M., 1983. Continental deformation on the Iranian Plateau, G.S.I., No. 52, p.14-48
- Besse, J., Torcq, F., Gallet, Y., Ricou, L.E., Krystyn, L., and Saidi, A., 1998. Late Permian to Late Triassic palaeomagnetic data from Iran: constraints on the migration of the Iranian block through the Tethyan Ocean and initial destruction of Pangaea. Geophysical Journal International 135:77–92. doi:10.1046/j.1365-246X.1998.00603.x.
- Bonin, B., Grelou-Orsini, C., and Vialette, Y., 1978. Age, origin and evolution of the anorogenic complex of Evisa (Corsica): A K-Li-Rb-Sr study: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 65, p. 425–435.
- Defant, M.J., and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature, v. 347, p. 662–665.
- Dilles, J.H., 1987. Petrology of the Yerington Batholith, Nevada: evidence for evolution of porphyry copper ore fluids. Economic Geology, v. 82, p. 1750–1789.
- Drummond, M.S., Defant, M.J., and Kepezhinskas, P.K., 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite tonalite-dacite/adakite magmas: Geological Society of America, Special Paper, v. 315, p. 205–215.
- Eftekharnejad, J., 1981. Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins. Journal of Iranian Petroleum Society, v. 82, p. 19–28, (in Persian).
- Esperanca, S., Crisci, M., de Rosa, R., and Mazzuli, R., 1992. The role of the crust in the magmatic evolution of the island Lipari (Aeolian Islands, Italy). Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 112, p. 450–462.
- Henderson, P., 1984. Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam. 510 p.
- Kluyver, H.M., Griffts, R.J., Tirrul, R., Chance, P.N., and Meixner, H.M., 1978. Explanatory Text of the Lakar Kuh Quadrangle 1:250,000. Geological Survey of Iran.
- Lan, C.Y., Jahn, B.M., Mertzman, S.A., and Wu, T.W., 1996. Subduction-related granitic rocks of Taiwan. Journal Southeast Asian Earth Science, v. 14, p. 11–28.
- Martin, H., 1999. The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. Lithos, v. 46 (3), p. 411–429.
- Middlemost, E. A. K., 1985. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth-Sciences Reviews, v. 37, p. 215–224.
- Oyarzun, R., Mۥrquez, A., Lillo, J., Lۥp ez, I., and Rivera, S., 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: Adakitic versus normal calc-alkaline magmatism: Mineralium Deposita, v. 36, p. 794–798.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination

Archive of SID

www.SID.ir

deposits, in Richards, J.P., and Tosdal, R.M., ed.: Reviews in Economic Geology, v. 14, p. 157-181.
- Walker, J.A., Patino, L.C., Carr, M.J., and Feigenson, M.D., 2001. Slab control over HFSE depletions in central Nicaragua. Earth and Planetary Science letters, v. 192, p. 533ت543.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., and Chappell, B.W., 2004. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 95, p. 407-419
- Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach. Harper Collins Academic, 466 p.
- Xiong, X.L., Adam, J., Green, T.H., 2005. Rutile stability and rutile/ melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: implications for TTG genesis. Chemical Geology, v. 218, p. 339ت 359.
- Zhang, Q., Wang, Y., and Qian, Q., 2001. The characteristics and tectonic-metallogenic significances of the Mesozoic adakitic rocks in eastern China. Acta Pet. Sin, v. 17, p. 236ت244 (in Chinese with English abstract).
diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, v. 25, 956ت983.
- Peccerillo, A. & Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 58, p. 63-81.
- Richards, J.P., and Kerrich, R., 2007. Special Paper: Adakite-Like Rocks: Their Diverse Origins and Questionable Role in Metallogenesis. Economic Geology, v. 102, p. 537-576.
- Sajona, F.G., and Maury, R.C., 1998. Association of adakites with gold and copper mineralization in the Philippines: Comptes rendus de l'Acadف ie des sciences. Sف ie II, Sciences de la terre et des planغtes, v. 326, p. 27ت34.
- Shafiei, B., Haschke, M., and Shahabpour., J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. Mineral Deposita, v. 44, p.265ت283
- Sillitoe, R.H., 2000. Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. Reviews in Economic Geology, v. 13, p.315ت344.
- Sillitoe, R.H., 1999. Styles of high-sulphidation gold, silver and copper mineralization in porphyry and epithermal environments: Pacrim ق99 Congress, Bali, Indonesia, 1999, Proceedings: Melbourne, Australasian Institute of Mining and Metallurgy, p. 29−44.
- Sun, S.S., and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopi systematics of oceanic basalts: implications for mantl composition and processes. In: Magmatism in the ocea: basins. The Geological Society London special publication 42.
- Takin, M., 1972. Iranian geology and continental drift in the Middle East. Nature, v. 235, p. 147ت150.
Thiطbemont, D., Stein, G., and Lescuyer, J.L., 1997. Gisements ptفthermaux et porphyriques: la connexion adakite. Earth and Planetary Science, v. 325, p.103ت109.
- Tosdal, R.M., and Richards, J.P., 2001. Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cuحم Moحم Au

Archive of SID

www.SID.ir