

زمین‌شناسی، زمین‌شیمی و تبادل های جرمی در پهنه‌های دگرسانی محدوده ساری خان بیگلو، شمال غرب مشگین شهر

کمال سیاه چشم*، امیررضا عبدالله پور اقدم، علی اصغر کلاگری، وارطان سیمونز، حیدر اصغرزاده اصل

گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۳/۱۲/۲۶، نسخه نهایی: ۱۴۰۴/۴/۴)

چکیده: پهنه دگرسانی ساری خان بیگلو در پهنه فلززایی ترشیری اهر- ارسباران و بر کمر بند آتشفشانی- آذرین نفوذی البرز- آذربایجان در شمال غرب ایران واقع است. بروزند واحدهای سنگی شامل توالی های آذرآورای پالئوسن-ائوسن (توف، آندزیت-داسیت، میان لایه‌های ایگنیمبریتی) و واحدهای خروجی آندزیت-بازالتی ائوسن گستره وسیعی از منطقه را پوشانده است که به همراه توده‌های نیمه نفوذی (دیوریتی تا گرانیتی) الیگومیوسن دچار دگرسانی‌های فیلک، سیلیسی و آرژیلیک حدواسط غیرفراگیر پیرامون رگه‌ها و پوشش‌های سیلیسی و آرژیلیک پیشرفته فراگیر بر واحدهای توفی قرار گرفته‌اند. کانی‌سازی طلای فراگرمایی سولفیدشدگی پایین در رگه‌های سیلیسی درون واحد آندزیتی و سولفیدشدگی بالا در کوارتزهای بر جای مانده مهم‌ترین آثار و نشانه‌های کانی‌سازی فلزی در منطقه هستند. محاسبه‌های تبادل جرمی در پهنه‌های دگرسانی منطقه مورد بررسی الگوهای زمین‌شیمیایی متمایزی را نشان می‌دهند. در پهنه فیلک، کاهش جرم عناصر Sr، Ca و P همراه با افزایش Fe، Mn و Mg است؛ افزون بر این، افزایش کمی در مقدار Si به دلیل فرآیند سیلیسی شدن از ویژگی‌های این پهنه محسوب می‌شود. در پهنه آرژیلیک، کاهش جرم اکسیدهای K₂O و CaO ناشی از تخریب فلدسپارها و آزادسازی عناصر همراه با افزایش نسبی Na₂O، SO₃، Nb و Ta، توانایی نگهداری کاتیون در بین لایه‌های کانی‌های گروه اسمکتیت را آشکار می‌کند. پهنه آرژیلیک پیشرفته، به دلیل واکنش‌های شدید دگرسانی، شاهد افزایش قابل توجه جرم Si، Fe، Cu، Pb، Zn، Cd و Ni بوده و همچنین کاهش جرم Ti، K، Mn، P، Sr و Zr به عنوان پیامد شرایط اسیدی محلول‌ها به روشنی نمایان است. در پهنه سیلیسی Si، Mn، K، Cs، Rb، Hf، Cu، Pb، Mo، Zn و As غنی شده و Fe، Mg، Mn، Al، Na، Ca، Ba، Sr، Zr و Y و عناصر خاکی نادر (REE) تهی شده‌اند که نشان‌دهنده pH پایین و نسبت بالای سیال به سنگ است. پهنه‌های مختلف در منطقه مورد بررسی دارای اثرانگشت های زمین شیمیایی متفاوتی هستند که بیانگر شرایط متغیر دگرسانی و پتانسیل‌های متنوع کانی‌سازی هستند.

واژه‌های کلیدی: زمین شیمی دگرسانی؛ تغییرهای جرمی؛ فراگرمایی؛ آرژیلیک پیشرفته؛ ساری خان بیگلو؛ مشگین شهر.

مقدمه

ویژه قرار گرفته است. پژوهش‌های انجام‌شده در مناطق مختلف ایران نشان می‌دهد که سامانه‌های فراگرمایی به دلیل تعامل پیچیده سیال‌های دگرسانی با سنگ‌های میزبان، تغییرهای قابل توجهی در ترکیب شیمیایی و توزیع عناصر اصلی، فرعی و

در سال‌های اخیر، پژوهش پیرامون زمین‌شیمی پهنه‌های دگرسانی و تغییرهای جرمی در ذخایر فراگرمایی به عنوان رویکردی نوین در بررسی فرآیندهای کانی‌سازی مورد توجه

*نویسنده مسئول، تلفن: ۳۳۳۹۲۶۹۳ (۰۴۱)، پست الکترونیکی: kl_siahcheshm@tabrizu.ac.ir



عناصر خاکی نادر (REE) ایجاد می‌کنند. نفوذ رگه‌های سیلیسی-کلسیتی با انشعاب‌های متعدد و طول‌های متغیر به عنوان مسیرهای اصلی انتقال سیال‌های دگرسانی عمل نموده و در اثر عواملی چون pH و پتانسیل اکسایش - کاهش (Eh) سیال، منجر به غنی یا تهی‌شدن عناصر در پهنه‌های مختلف شده است [۱، ۲].

منطقه قره داغ در پهنه فلززایی اهر - ارسباران، یکی از نواحی مستعد کانی‌سازی فراگرمایی در ایران است. در این ناحیه، کانسارهایی چون ساریلار-زایلک-نوقدوز [۱]، نبی جان [۳]، مسجد داغی [۴]، آق درق [۵] شناسایی شده‌اند که هر یک نمونه‌ای از اثر عمیق سیال‌های دگرسانی بر تغییرهای زمین‌شیمی سنگ‌های میزبان به شمار می‌آیند. همچنین، منطقه ساری خان بیگلو در شمال غرب مشکین شهر، که توسط سازمان زمین‌شناسی کشور شناسایی شده، نشان‌دهنده اثر گسترده نفوذ سیال‌های گرمابی در سنگ میزبان است که با تشکیل رگه‌های سیلیسی و پهنه‌های دگرسانی فراگرمایی همراه است [۶].

با توجه به اهمیت تحلیل‌های زمین شیمی در شناسایی سازوکارهای کانی‌سازی و تعیین شاخص‌های اقتصادی ذخایر معدنی، استفاده از روش‌های نوین تحلیلی از جمله موازنه جرم (گرنیت) برای بررسی تغییرهای جرمی عناصر ضروری به نظر می‌رسد. این رویکرد امکان تعیین مسیرهای انتقال، تغییرها در غنی‌شدن و تهی‌شدن عناصر و درک بهتر فرآیندهای دگرسانی را فراهم می‌آورد. از این رو، تحلیل دقیق تغییرهای جرمی عناصر می‌تواند ابزاری کارآمد در ارزیابی پتانسیل ذخایر فراگرمایی و بهبود مدل‌های کانی‌سازی باشد. تاکنون بررسی دقیق و جامعی بر این منطقه از نظر تغییرهای جرم در پهنه‌های دگرسانی انجام نشده است. در این پژوهش، تغییرهای جرمی عناصر اصلی، فرعی و عناصر خاکی نادر در پهنه‌های دگرسانی ذخایر فراگرمایی منطقه ساری خان بیگلو به روش موازنه جرم (گرنیت) بررسی شده است.

روش بررسی

در راستای دستیابی به اهداف این پژوهش، طی چند مرحله پیمایش صحرایی در پهنه‌های دگرسانی منطقه مورد بررسی ۳۸ نمونه سطحی برداشت شد. به منظور بررسی ویژگی‌های زمین شیمیایی، ۲۱ نمونه برای تجزیه به روش طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) با تمرکز بر

نمونه‌های دگرسان شده آندزیتی و ۱۷ نمونه برای بررسی همبرزایی کانی‌شناسی پهنه‌های دگرسانی به روش پراش پرتوی ایکس (XRD) و تعداد ۱۰ نمونه برای تهیه مقاطع کانی‌شناسی انتخاب و به آزمایشگاه زراژما زنجان و سازمان زمین‌شناسی تبریز ارسال شدند. حد تشخیص دستگاه ICP-MS برای Y, Lu, Yb, Tm و Eu برابر با ۰/۱ گرم در تن، برای Ho, Dy و Sm برابر با ۰/۲ گرم در تن، برای Er, Gd و Pr برابر با ۰/۵ گرم در تن و برای Nd, Ce و La برابر با ppm گرم در تن بوده است.

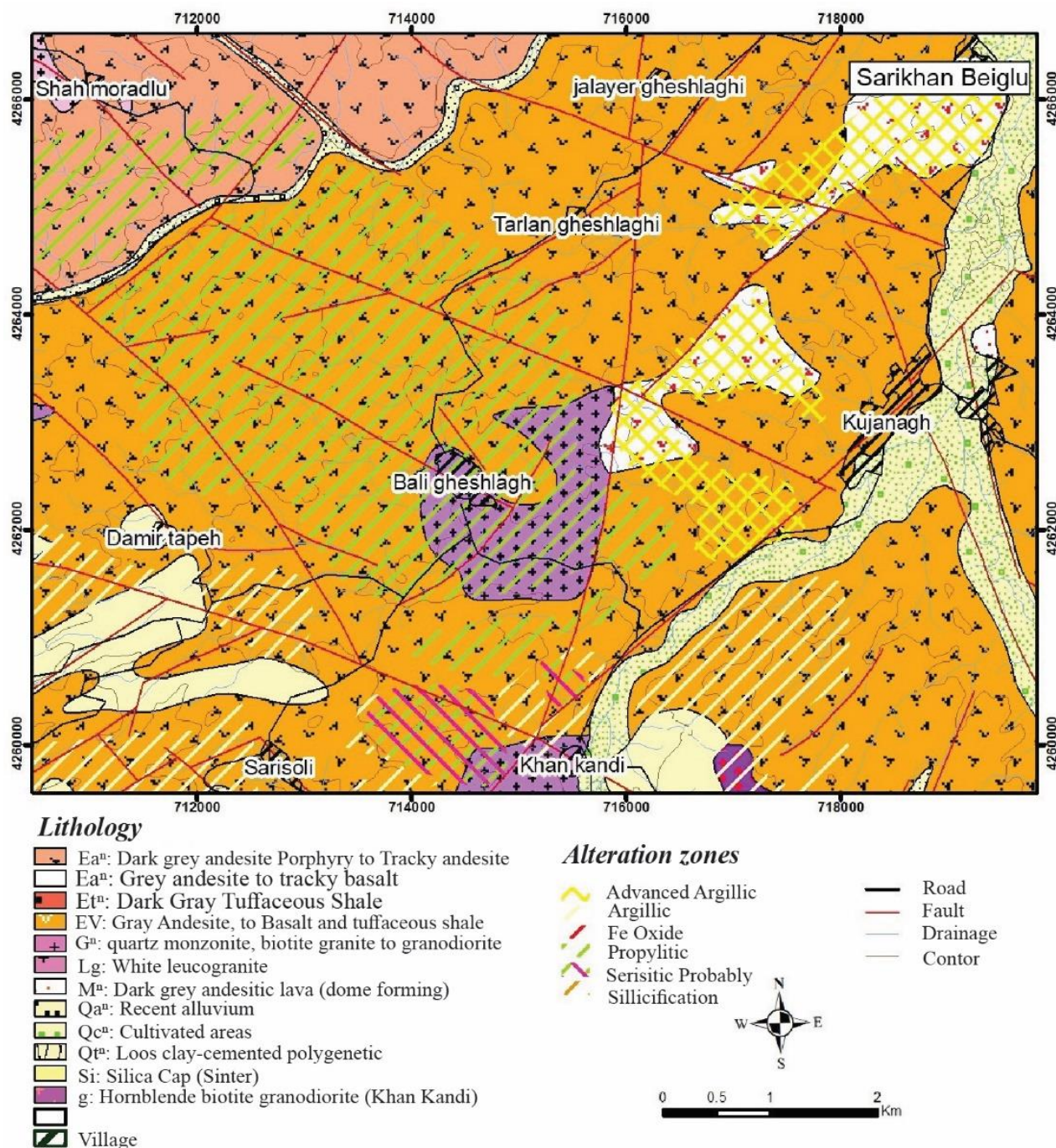
زمین‌شناسی منطقه

منطقه ساری خان بیگلو در ۲۲ کیلومتری شمال غربی مشکین شهر، با مختصات جغرافیایی $47^{\circ} 25' 44''$ تا $31^{\circ} 17' 47''$ طول شرقی و $40^{\circ} 27' 38''$ تا $54^{\circ} 30' 38''$ عرض شمالی، در دورترین بخش جنوبی نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ لاهرود و کلیبر واقع است. این منطقه بخشی از پهنه زمین-ساختی البرز - آذربایجان [۷] و کوه‌های قره داغ است. بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰۰ منطقه مورد بررسی (شکل ۱)، اغلب واحدهای سنگی منطقه شامل برونزدهای آتشفشانی-آذرآواری به سن ائوسن و همچنین توده‌های نفوذی به سن الیگوسن هستند، که درز و شکستگی‌های بسیاری در آنها تشکیل شده است.

قدیمی‌ترین واحد رخنمون یافته در منطقه ساری خان بیگلو، توف سنگی با ترکیب حدواسط تا بازیک است (E^{al}) که در شمال منطقه و جنوب روستای دوست بیگلو دارای رخنمون بوده و دچار دگرسانی آرژیلیک ضعیف شده است. واحد E^a در شمال منطقه ساری خان بیگلو دارای رخنمون قابل توجهی بوده و ترکیب آن گدازه‌های آندزیتی تا تراکی آندزیتی با لایه-بندی مشخص است که در بخش شرقی منطقه، رگه‌های سیلیسی تشکیل شده‌اند. واحد توف سنگی تا توف ماسه‌ای E^{ft} در شمال منطقه و در مرزبین جنوب روستای اوچ آغال تا غرب روستای ساری خان بیگلو دارای رخنمونی منطقه و در مرکز منطقه و شمال روستای خان کندی دارای رخنمونی قابل توجه است. این واحد در مرکز منطقه بطور جانبی به ایگنمبریت تبدیل می‌شود. واحد گدازه E^{a2} دارای رخنمون قابل توجه در مرکز منطقه و شمال روستای خان کندی بوده و ترکیب اصلی آن آندزیت است که در بخش‌هایی به تراکی آندزیت و تراکیت تبدیل می‌شود. این واحد ضخامت کمی دارد و به شدت

هایی از این واحد دستخوش دگرسانی پروپلیتیک شده است. واحد E^{pan} در مرکز منطقه ساری خان بیگلو دارای رخنمون است و با ضخامت کم بر واحد E^{at} قرار دارد. ترکیب آن آندزیت پورفیری تا مگاپورفیری است که در بخش‌هایی به تراکی - آندزیت و تراکیت تبدیل می‌شود.

خردشدگی نشان می‌دهد. در بخش‌هایی از این واحد سنگی، دگرسانی پروپلیتی گسترش یافته است. واحد E^{at} در مرکز منطقه ساری خان بیگلو و در گستره شمال روستای صاحب دیوان تا غرب روستای ساری خان بیگلو و تا شمال روستای خان کندی دارای رخنمونی قابل توجه است. ترکیب آن توف سنگی بوده که به شدت دچار دگرسانی رسی شده است بخش -



شکل ۱ نقشه زمین شناسی و دگرسانی منطقه ساری خان بیگلو با مقیاس ۱:۵۰۰۰۰



شکل ۲ تصاویر صحرایی برونزد پهنه‌های دگرسانی مختلف در منطقه ساری خان بیگلو. الف) دگرسانی آرژیلیک پیشرفته در واحد توف اسیدی ائوسن، ب) نمایی از دگرسانی آرژیلیک روپوشانی شده با دگرسانی اکسید آهن، پ) نمایی از رگه‌های سیلیسی در واحد E^a شمال منطقه، (دید به سمت شمال شرق)، ت) پوشش سنگ سیلیسی همراه با دگرسانی‌های اکسید آهن و آرژیلیک (دید به سمت شمال غرب)، ث) کوارتز بر جای مانده در پهنه آرژیلیک پیشرفته در کنار معدن قدیمی گوگرد، ج) دگرسانی سریسیتی (همراه با کانی‌زایی پیریتی در نمونه دستی).

این واحد دارای همبری مشخص با واحدهای ائوسن و مرز گسله با واحد نفوذی O^{mz} است. واحد نفوذی O^{mz} با ترکیب دیوریت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت تا گرانیت به طور گسترده در بخش جنوب غرب منطقه مورد بررسی در راستای رودخانه اهر چای و همچنین به شکل توده‌های نفوذی کوچک مقیاس

واحدهای سنگی الیگوسن بصورت توده‌های نفوذی ظاهر شده‌اند که شامل واحدهای O^g و O^{mz} هستند. واحد O^g دارای ترکیب گرانیت، گرانیت قلیایی و کوارتز سینیت است که به طور گسترده در بخش جنوب شرقی منطقه مورد بررسی در راستای رودخانه اهر چای با ریختار صخره ساز رخنمون دارد.

سینیت کلیر) و همچنین سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب اسیدی تا بازیک است. این فعالیت ماگمایی در ناحیه باعث دگرسانی‌های شدید کائولینیتی، آلونیتی و سیلیسی گردیده که به همراه آن کانی سازی عناصر Au , Ag , Mo , Pb-Zn , Cu و چندفلزی (Hg , Sb و As) به صورت پورفیری و گرمابی رگه‌ای رخ داده است.

منطقه مورد بررسی دارای انواع دگرسانی‌های آرژلیک پیشرفته، آرژلیک متوسط، سیلیسی و فلیک است. این دگرسانی‌ها اغلب در ارتباط با شکستگی‌ها و پهنه‌های خرد شده گسلی گسترش یافته‌اند.

دگرسانی آرژلیک پیشرفته: این دگرسانی به طور فراگیر بر واحد Eat با ترکیب توف سنگی اسیدی اثر داشته است (شکل ۲ الف) و در هیچ یک از واحدهای سنگی دیگر دیده نمی‌شود. آبکافت شدید سیلیکات‌های آلومینیوم‌دار در محیط اسیدی موجب تشکیل کانی‌های رسی از جمله کائولینیت می‌شود. گسترش این دگرسانی در منطقه مورد بررسی چشمگیر است و بیشتر همراه با پهنه‌های سیلیسی شده دیده می‌شود کانی شناسی پهنه دگرسانی آرژلیک پیشرفته بر اساس نتایج پراش پرتو ایکس (XRD) نشان‌دهنده وجود کانی‌های شاخص اصلی چون پیروفیلیت، کائولینیت و آلونیت در این پهنه است که با کانی‌های دیگری چون کوارتز، و سولفیدهای اکسید شده همراهی می‌شوند (جدول ۱). براساس نتایج کانی‌شناسی، شواهد صحرایی و فازهای کانایی چون آلونیت، ژاروسیت، کائولینیت، آناز و ایلیت که نمایانگر محیط‌های اسیدی و دگرسانی آرژلیک پیشرفته هستند، نوع سامانه گرمابی دگرسان‌ساز پهنه دگرسانی آرژلیک پیشرفته، فراگرمابی سولفید بالا در نظر گرفته می‌شود [۸، ۹].

در سطح منطقه دیده می‌شود. واحدهای آذرین شبه آتشفشانی الیگومیوسن با ترکیب آندزیت تا میکرودیوریت دارای بافت پورفیری تا مگاپورفیری (O^{mpa}) و میکرودیوریت دانه‌ای دانه‌ریز (O^{md}) هستند. سنگ‌های آتشفشانی میوسن (M^{d}) به صورت گنبدی شکل و با ترکیب داسیت تا ریولیت در جنوب روستای ساری خان بیگلو واحدهای آتشفشانی - آذرآواری ائوسن را قطع کرده‌اند. این سنگ‌ها بصورت محلی به شدت سیلیسی شده هستند و افزون بر آن، دگرسانی اکسید آهن به صورت رگچه‌ای مهم‌ترین دگرسانی‌های دیده شده در این واحد هستند. واحد سنگی پلیوسن Pl^{ta} در مرکز و شمال شرق منطقه ساری خان بیگلو و مرز بین شمال روستای صاحب دیوان و جنوب روستای ساری خان بیگلو دارای رخنمون قابل توجهی بوده و ترکیب آن آندزیت تا تراکی آندزیت با بافت پورفیری تا مگاپورفیری است. جایگاه زمین‌ساختی همه این سنگ‌های آذرین، قوس ماگمایی کرانه فعال قاره‌ای است. این محیط با فعالیت‌های ماگمایی ناشی از ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده و پوسته قاره‌ای ضخیم شده در ارتباط است [۱، ۳، ۶]. رسوب‌های آبرفتی شامل شن و ماسه سست به سن کواترنری (Q^{al}) جوانترین واحد چینه‌ای منطقه مورد بررسی هستند که در کرانه رودخانه اهرچای در مرکز منطقه ساری خان بیگلو دیده می‌شوند.

نتایج و بحث

دگرسانی و کانه زایی

مولد اصلی کانی‌سازی در پهنه اهر- ارسباران فعالیت ماگمایی قلیایی کرانه قاره‌ای به سن ائوسن- پلیوسن و شامل واحدهای گرانیته، گرانودیوریتی، سینیتی، نفلین سینیتی، مونزوسینیتی، گابرویدیوریتی و دیوریت (چون گرانیته تا گرانودیوریت - تونالیت شیورداغ، خانباز- خانکندی، اردوباد، یوسف لو، نفلین

جدول ۱ نتایج XRD نمونه‌های برداشت شده از پهنه دگرسانی آرژلیک پیشرفته.

شماره نمونه	X	Y	کانی‌شناسی
۱	۷۱۸۸۶۹	۴۲۶۶۱۰۹	آلونیت + کوارتز + روتیل
۲	۷۱۸۶۷۸	۴۲۶۵۴۲۲	کوارتز + کریستوبالیت + پیروفیلیت + تالک
۳	۷۲۰۷۲۲	۴۲۶۷۱۳۸	کائولینیت + موسکویت + کریستوبالیت + آلونیت
۴	۷۲۰۲۲۴	۴۲۶۶۸۵۶	ژیپس + کوارتز + جاروسیت + آناز + دولومیت + سانیدین
۵	۷۱۸۱۷۶	۴۲۶۵۶۷۷	کریستوبالیت + آپاتیت + کالکوپیریت + پیروفیلیت + بیوتیت + کائولینیت + آناز
۶	۷۱۸۱۴۹	۴۲۶۵۳۷۱	کوارتز + جاروسیت + آناز + ایلیت

دگرسانی آرژلیک: کانی‌های مهم این پهنه دگرسانی شامل دیکیت، کائولینیت، هالیوزیت، آلفان، مونتموریلونیت و مقدار جزئی سریسیت هستند. فلدسپارها در این پهنه به طور عمده به کانی‌های رسی دگرسانی شده‌اند. این پهنه دگرسانی در منطقه ساری خان بیگلو گسترش وسیعی دارد و بیشتر در واحدهای آتشفشانی ائوسن با ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت تا بازالت رخ داده است. کانی‌شناسی پهنه دگرسانی آرژلیکی - سیلیسی و نتایج XRD نشان‌دهنده وجود کانی‌های اصلی از جمله کائولینیت، مونتموریلونیت و کانی‌های فرعی چون مسکویت و کلریت هستند (جدول ۲). در بسیاری موارد، این نوع دگرسانی با گسل محدود شده و یا شدیدتر می‌شود. این پهنه‌ها اغلب با افزایش سیلیسی شدن همراه هستند و به پهنه سیلیسی شده با مقادیر کمی از کانی‌های رسی تغییر ماهیت می‌دهند. از این رو، نقش گسل‌ها در ایجاد پهنه‌های آرژلیکی و یا آرژلیکی - سیلیسی به خوبی روشن است (شکل‌های ۲ ب و ت). این پهنه دگرسانی بیشتر در بخش‌های جنوبی منطقه ساری خان بیگلو رخنمون دارد. سنگ‌های میزبان این دگرسانی اغلب توف اسیدی دگرسان هستند و کل توالی آتشفشانی در برگیرنده این واحد با مزر گسله توسط یک واحد قدیمی‌تر با سن کرتاسه قطع می‌شود.

دگرسانی سیلیسی: این دگرسانی در منطقه مورد بررسی به نسبت زیاد یافت می‌شود. افزایش مقدار کوارتز و یا شکل‌های دیگر سیلیس (چرت، اوپال، کلسدون) را در سنگ به اصطلاح سیلیسی شدن گویند (جدول ۳). سیلیسی شدن از دو راه صورت می‌گیرد: (۱) اضافه شدن SiO_2 به سنگ توسط محلول - های گرمایی و (۲) بالارفتن مقدار سیلیس به دلیل انحلال مواد دیگر سنگ. عوامل مؤثر در ته‌نشینی سیلیس شامل کاهش فشار، دما و pH محلول هستند. این نوع دگرسانی با توجه به گسترش و موقعیت رخداد در منطقه ساری خان بیگلو، پس از دگرسانی آرژلیک پیشرفته و در کنار دگرسانی آرژلیک مهم - ترین دگرسانی موجود است و به شکل‌های رگه‌های سیلیسی و پوشش سنگ‌های سیلیسی در منطقه ساری خان بیگلو دیده می‌شود (شکل‌های ۲ پ و ت). در شرایط وجود سنگ‌شناسی مناسب، برای مثال توف سیال‌های اسیدی باعث انحلال همه کانی‌ها شده و فقط سنگی شامل کوارتز به صورت حفره‌دار باقی می‌ماند که به آن کوارتز باقی‌مانده (Vuggy residual quartz) می‌گویند. کوارتز بر جای مانده در کانسارهای طلای فرا گرمایی سولفیدشدگی بالا بسیار مهم بوده و میزبان اصلی کانی‌سازی طلا است. این پدیده در منطقه اکتشافی ساری خان بیگلو در کنار پهنه آرژلیک پیشرفته دیده گردید.

جدول ۲ آنالیز XRD نمونه‌های بر داشت شده از پهنه دگرسانی آرژلیک.

شماره نمونه	X	Y	کانی‌شناسی
۱	۷۲۰۳۳۵	۴۲۶۸۳۹۴	آلبیت + همتایت + موسکویت + آنورتیت + مونتموریلونیت + ایلیت
۲	۷۱۶۵۹۳	۴۲۶۰۲۳۲	کوارتز + موسکویت + ایلیت
۳	۷۱۷۷۱۹	۴۲۵۹۷۲۰	موسکویت + کوارتز + ایلیت
۴	۷۱۲۱۶۹	۴۲۵۸۹۹۷	کوارتز + موسکویت + مونتموریلونیت + میکروکلین + ایلیت + جاروسیت
۵	۷۱۷۱۱۷	۴۲۶۰۲۹۹	کوارتز + کائولینیت + پیروفیلیت + ارتوکلاز یا سانیدین
۶	۷۲۰۵۷۱	۴۲۶۸۸۳۴	ارتوکلاز + آلبیت + میکروکلین + موسکویت + ایلیت + دیوپسید + دولومیت
۷	۷۱۶۸۹۹	۴۲۶۰۱۰۱	جاروسیت + آنتیگوریت + کوارتز + مونتموریلونیت + ایلیت

جدول ۳ آنالیز XRD نمونه‌های برداشت شده از پهنه دگرسانی سیلیسی.

شماره نمونه	X	Y	کانی‌شناسی
۱	۷۱۸۱۹۰	۴۲۶۵۶۹۷	اوپال + کریستوبالیت + تری‌دیمیت + کوارتز + ایلیت + روتیل
۲	۷۲۰۳۶۳	۴۲۶۷۳۰۸	اوپال + کریستوبالیت + تری‌دیمیت + کراندالیت + روتیل
۳	۷۱۷۲۹۵	۴۲۶۴۵۵۷	اوپال + کریستوبالیت + تری‌دیمیت + کراندالیت + روتیل
۴	۷۱۶۵۹۵	۴۲۶۳۷۶۷	کوارتز + کریستوبالیت + اوپال

(۱) بالای خط هم غلظت (عنصری که طی دگرسانی به سامانه اضافه شده‌اند)، (۲) روی خط هم غلظت (عنصری که طی دگرسانی بی‌حرک مانده‌اند) و (۳) زیرخط هم غلظت (عنصری که طی دگرسانی از سامانه خارج شده‌اند).

محاسبه تبادلهای جرمی

در این پژوهش، تبادل جرمی پهنه‌های دگرسانی فیلیک، آرژیلیک، آرژیلیک پیشرفته و سیلیسی نسبت به ترکیب نمونه-های کمتر دگرسان شده آندزیت محاسبه شده‌اند. این انتخاب به دلیل فراوانی نمونه‌های آندزیتی دارای رخنمون دگرسان شده است. نتایج محاسبه تبادلهای جرمی و تغییرهای غلظت (ΔC) اکسیدهای اصلی و عناصر انتخابی از بین نمونه‌های پهنه‌های دگرسانی مختلف و نمونه‌های کمتر دگرسان شده منطقه ساری خان بیگلو در جدول ۴ آورده شده است.

پهنه دگرسانی فیلیک

نتایج محاسبه تغییرهای جرم عناصر اصلی، فرعی و کمیاب (شکل‌های ۳ الف و ب) نشان دهنده کاهش جرم P, Ca, Sr و افزایش جرم Na, Mg, Fe, Mn در پهنه دگرسانی فیلیک است. در این پهنه، مقدار Si کمی افزایش یافته که این در ارتباط با سیلیسی شدن است که از ویژگی‌های اصلی پهنه دگرسانی فیلیک به شمار می‌رود [۱۰]. اضافه شدن Si به صورت رگه‌های کوارتز در شکستگی‌ها و رگچه‌های درون سنگ علت رایج افزایش مقدار Si است. این پدیده در نمونه‌های به دست آمده و مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از نمونه‌ها در این پهنه، دیده می‌شود. K_2O در این دگرسانی غنی‌شدگی نشان می‌دهد، یعنی پتاسیم ناشی از تخریب فلدسپارهای پتاسیم در کانی‌هایی چون ایلیت، کلریت و سریسیت تثبیت شده است غنی‌شدگی MgO در دگرسانی کلریتی - سریسیتی می‌تواند به دلیل تثبیت منیزیم در کانی کلریت و کلینوکلر باشد [۱۱]. در این پهنه، مقدار Ca کاهش یافته است که این امر می‌تواند ناشی از تخریب پلاژیوکلاز در این پهنه باشد که مقاومتی کمتر از فلدسپار پتاسیم در برابر دگرسانی گرمایی دارد. غنی‌شدگی عنصر Cu می‌تواند بر اثر ورود محلول‌های درونزاد به سامانه و تشکیل کانی‌های فلزی به صورت فازهای سولفوری مس باشد. به علت ماهیت بی‌حرک عنصری چون Hf در سنگ‌های دگرسان شده، این عناصر به صورت غیرقابل حل مانده و در سامانه تمرکز می‌یابند [۱۲]. افزایش جرم عنصری چون Mn می‌تواند دلیلی بر نقش موثر فرایندهایی از جمله روبش و

دگرسانی سریسیتی: این نوع دگرسانی به دگرسانی نوع فیلیک و در بعضی ذخایر به دگرسانی کوارتز، سریسیت، پیریت نیز معروف است. سریسیت، کوارتز، پیریت، پیروفیلیت، دیکیت، کائولینیت و آندالوزیت مهم‌ترین کانی‌های پهنه دگرسانی سریسیتی هستند که درصد سریسیت از بقیه بیشتر است. سنگ‌های آذرین به ویژه نوع غنی از آلومینیوم و سنگ‌های رسوبی چون مارن و شیل در صورتی که در معرض محلول‌های اسیدی واقع شوند کاتیون‌های $Ca^{+2}, K^{+}, Na^{+}, Fe^{+2}, SiO_4^{-4}$ Mg^{+2} آن‌ها توسط محلول‌های گرمابی آبشویی شده و در نتیجه کانی‌های سریسیت، کائولن، دیکیت، کوارتز و پیریت تشکیل می‌شوند.

تغییرهای جرمی

برای محاسبه‌های موازنه جرم، از نمونه‌های با کمترین دگرسانی از میان نمونه‌های سنگی از نوع آندزیت استفاده شد. این انتخاب به دلیل فراوانی نمونه‌های آندزیتی دارای رخنمون دگرسان شده است. نمونه‌های انتخاب شده از چهار پهنه دگرسانی شامل آرژیلیک، آرژیلیک پیشرفته، فیلیک و سیلیسی هستند. استفاده از سنگ مرجع یکسان (آندزیت تازه) برای پهنه‌های مختلف دگرسانی امکان مقایسه اصولی تغییرهای شیمیایی ناشی از دگرسانی را در قالب یک سنگ‌شناسی مشترک به‌ویژه در شرایطی که سنگ کاملاً تازه در منطقه یافت نمی‌شود یا واحدهای مختلف دچار دگرسانی ناهمگون شده‌اند فراهم می‌سازد. واکنش‌های دگرسانی شامل خارج شدن برخی عناصر از سنگ میزبان و اضافه شدن عناصر دیگر هستند. این تغییرها بر پایه افزایش و کاهش عناصر تعیین می‌شود.

برای نخستین بار روش بررسی تغییرهای جرم و غنی‌شدگی طی دگرسانی گرمابی به کار برده شد [۸]. این روش بعدها به صورت رابطه زیر بیان شد [۹]:

$$\Delta C_i / C_i^O = (C_{Al_2O_3}^O / C_{Al_2O_3}^A) (C_i^A / C_i^O) - 1 \quad (1)$$

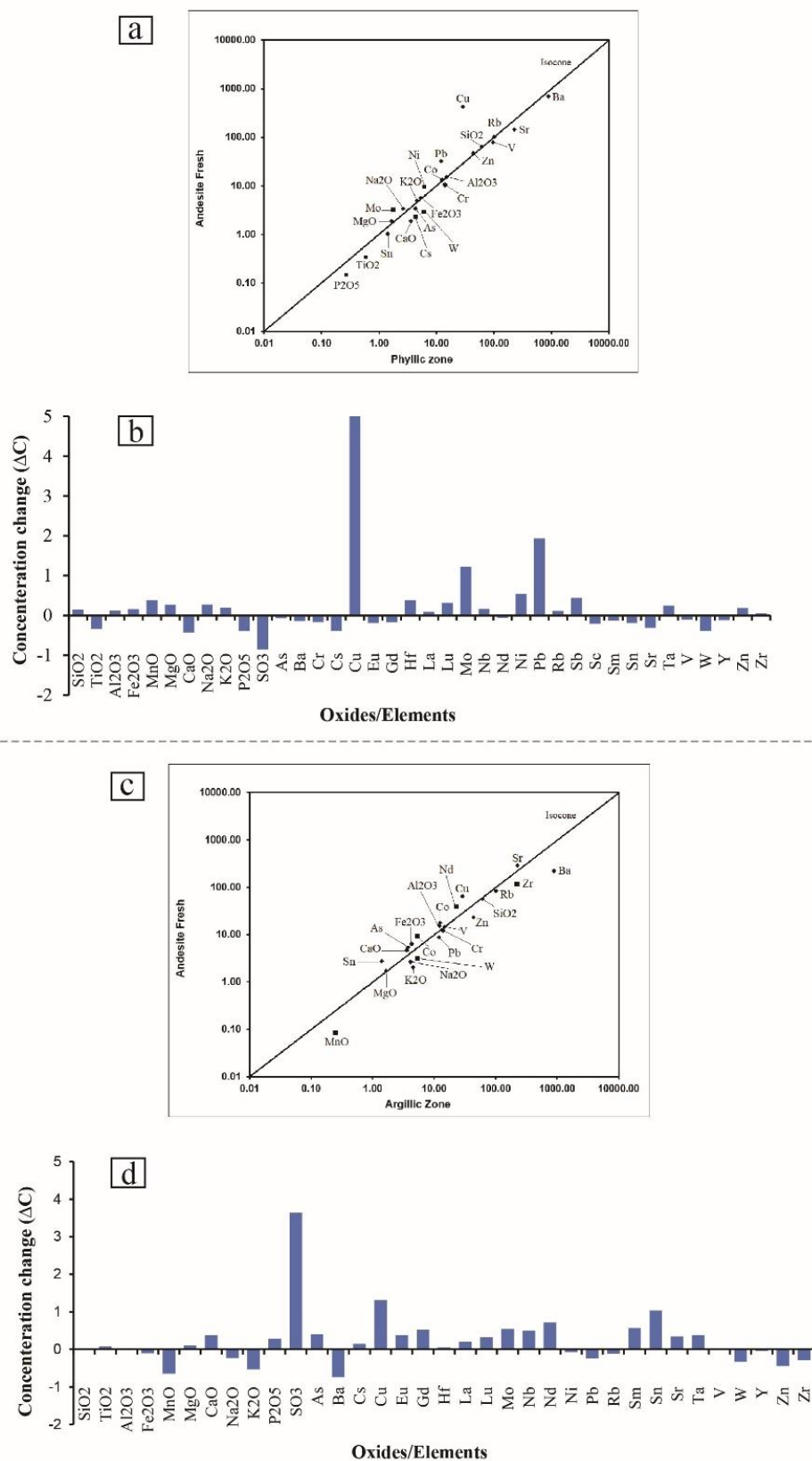
در این رابطه C_i^O درصد وزنی اکسید یا عنصر در سنگ سالم، $C_{Al_2O_3}^A$ درصد وزنی اکسید یا عنصر در سنگ دگرسان، $C_{Al_2O_3}^O$ درصد وزنی Al_2O_3 در سنگ سالم، $C_{Al_2O_3}^A$ درصد وزنی Al_2O_3 در سنگ دگرسان و $\Delta C_i / C_i^O$ تغییر جرم عنصر یا اکسید طی دگرسانی است. به طور کلی، با قرار دادن سنگ‌های دگرسان نسبت به سنگ‌های مادر سالم و رسم نمودارهای هم غلظت، تغییرات عناصر طی دگرسانی تعیین می‌شود [۸]. در این نمودارها عناصر در سه موقعیت قرار می‌گیرند که عبارتند از

تمرکز توسط فازهای کانیاپی آهن‌دار باشد. کم شدن Sr در این پهنه می‌تواند به دلیل تخریب کانی‌های نام برده طی فرایند دگرسانی باشد. با توجه به افزایش جرم عناصر کانی‌ساز Cu، Zn و Pb در سامانه دگرسانی مورد بررسی، به نظر می‌رسد که این افزایش جرم به دلیل ورود آن‌ها توسط سیال‌های دگرسان کننده به سامانه رخ داده باشد که می‌تواند ناشی از محلولی با خاستگاه ماگمایی و یا فروشست از سنگ‌های پیرامون باشد. غنی‌شدگی بسیار بالای مس، مولیبدن، گاه سرب و به‌ندرت روی، به دلیل ورود آن‌ها توسط سیال‌های دگرسان‌کننده و تمرکز در پهنه فیلیک همراه با نهشت کانی‌های سولفیدی چون کالکوپریت، گالن و گاهی مولیبدنیت است. غنی‌شدگی روی نیز می‌تواند به دلیل نقش کانی‌های رسی در تثبیت و تمرکز

آن باشد. در مرز پهنه فیلیک با دیگر پهنه‌ها، حضور کائولینیت و سایر کانی‌های رسی می‌تواند نقش مؤثری در تمرکز روی از راه جذب سطحی و تبادل یونی داشته باشند [۱۳]. از بین عناصر خاکی نادر سبک (LREE)، Eu با کاهش جرم همراه است. غنی‌شدگی برخی از LREE‌ها و تهی‌شدگی همه عناصر خاکی نادر (HREE)‌ها دلیلی بر وجود pH خنثی تا کمی قلیایی طی گسترش این پهنه دگرسانی است. اغلب در pH‌های خنثی تا کمی قلیایی، HREE نسبت به LREE کمپلکس‌های پایدارتری را تشکیل می‌دهند. با توجه به این امر، به نظر می‌رسد که توزیع عناصر خاکی نادر در این پهنه با عواملی چون درجه دگرسانی فلدسپارها و اختلاف درجه کمپلکس‌سازی کنترل گردیده است.

جدول ۴ نتایج محاسبه تبادل‌های جرمی و تغییرهای غلظت عناصر انتخابی بر پایه میانگین ترکیب شیمیایی پهنه‌های دگرسانی مختلف و نمونه‌های غیر دگرسان منطقه ساری خان بیگلو

عنصر	اندزیت اکسیدها و عناصر (N=3)	ΔC	اندزیت	Argillic (N=10)	ΔC	اندزیت	رسی پیشرفت (N=4)	ΔC	اندزیت	اندزیت (N=2)	ΔC
SiO ₂	۶۰٫۸۹ ۶۳٫۵۳	۰٫۴۳۳۵۷	۶۰٫۸۹	۵۶٫۵۶	-۰٫۲۰۶۷	۶۰٫۸۹	۶۷٫۷۳	۰٫۲۳۵۹۲۶	۶۰٫۸۹	۷۴٫۷۴	۰٫۴۴۴۰۷
Al ₂ O ₃	۱۴٫۸۴ ۱۵٫۱۶	۰٫۲۱۵۶۳	۱۴٫۸۴	۱۴٫۶	۰٫۲۳۵۶۰۸	۱۴٫۸۴	۱۳٫۸۸	-۰٫۲۹۲۲۳۳	۱۴٫۸۴	۹٫۶۳	-۰٫۲۳۶۵۶
Fe ₂ O ₃	۵٫۳۴ ۵٫۶۲	۰٫۰۵۲۵۳۴	۵٫۳۴	۴٫۵۶	-۰٫۱۰۱۱۲	۵٫۳۴	۵٫۴۷	۰٫۱۳۸۱۶۱	۵٫۳۴	۳٫۷۲	-۰٫۱۸۰۴۴
MgO	۱٫۶۵ ۱٫۹	۰٫۱۵۱۱۵	۱٫۶۵	۱٫۷۴	۰٫۱۱۰۰۴۸	۱٫۶۵	۱٫۲۷	-۰٫۱۴۴۷۸	۱٫۶۵	۱٫۰۶	-۰٫۲۴۴۲۱
CaO	۳٫۶ ۱٫۸۹	-۰٫۴۷۵	۳٫۶	۴٫۷	۰٫۳۷۴۲۶۹	۳٫۶	۰٫۴۲	-۰٫۸۷۰۳۷	۳٫۶	۱٫۴۸	-۰٫۵۱۶۳۴
Na ₂ O	۳٫۰۱ ۳٫۴۹	۰٫۱۵۹۴۶۸	۳٫۰۱	۴٫۵	۰٫۵۷۳۷۰۲	۳٫۰۱	۱٫۸۴	-۰٫۳۲۰۷۸	۳٫۰۱	۱٫۰۹	-۰٫۵۷۳۹۷
K ₂ O	۴٫۵۵ ۴٫۹۴	۰٫۰۸۵۷۱۴	۴٫۵۵	۲٫۰۴	-۰٫۵۲۸۰۵	۴٫۵۵	۳٫۷۱	-۰٫۰۹۴۰۲	۴٫۵۵	۵٫۲۸	۰٫۳۶۵۲۲۳
Cr	۱۴ ۱۰٫۶۷	-۰٫۲۳۷۸۶	۱۴	۱۲٫۴	-۰٫۰۶۷۶۷	۱۴	۲۴٫۳۹	۰٫۹۳۵۷۱۴	۱۴	۲۵	۱٫۱۰۰۸۴
Co	۱۲٫۳ ۱۱٫۲۳	۰٫۰۸۶۹۹	۱۲٫۳	۱۵٫۳۹	۰٫۳۱۷۰۷۳	۱۲٫۳	۷٫۴۵	-۰٫۳۲۷۰۱	۱۲٫۳	۹٫۶۵	-۰٫۰۷۷
V	۹۷ ۷۹	-۰٫۱۸۵۵۷	۹۷	۹۲٫۲	۰٫۰۰۵۴۳	۹۷	۱۰۵٫۷۱	۰٫۲۱۰۸۸۲	۹۷	۴۵	-۰٫۴۵۴۲۱
Cu	۲۹ ۲۸٫۳۳	۱۳٫۷۷	۲۹	۶۳٫۸	۱٫۳۱۵۷۸۹	۲۹	۲۸۴٫۳۵	۰٫۹۸۹۴۶۳۶	۲۹	۴۱۷۴٫۵	۱۶۸۳۵۰۹
Pb	۱۲ ۳۲	۱٫۶۶۶۶۶۷	۱۲	۸٫۷	-۰٫۲۳۶۸۴	۱۲	۸۶٫۳	۶۹۹۰۷۴۱	۱۲	۱۲۷	۱۱۴۵۰۹۸
Zn	۴۴ ۴۷٫۳۳	۰٫۰۷۵۶۸۲	۴۴	۲۳٫۲	-۰٫۴۴۴۹۸	۴۴	۷۱٫۳۶	۰٫۸۰۲۰۲	۴۴	۱۴۶	۲٫۰۳۷۴۳
Sn	۱٫۴ ۱٫۰۳	-۰٫۲۶۴۲۹	۱٫۴	۲٫۷۱	۱٫۰۳۷۵۹۴	۱٫۴	۱٫۲۸	۰٫۰۱۵۸۷۳	۱٫۴	۱٫۳	۰٫۰۹۲۴۳۷
As	۴٫۴ ۳٫۷۳	-۰٫۱۵۲۲۷	۴٫۴	۵٫۸۷	۰٫۴۰۴۳۰۶	۴٫۴	۱۹٫۸۸	۴٫۰۲۰۲۰۲	۴٫۴	۱۵٫۷۵	۳٫۲۱۱۲۳
Rb	۱۲ ۰٫۲۳۳	۷٫۵۲۷۵	۱۲	۸۴٫۸	۰٫۴۳۸۵۹۶	۱۲	۷۷٫۹۴	۶۲۱۶۶۶۷	۱۲	۱۱۵٫۵	۱۰۳۲۳۵۳
Ba	۸۹۳ ۴۲٫۸۷	-۰٫۲۱۵۳۸	۸۹۳	۲۲۱٫۹	-۰٫۷۳۸۴۳	۸۹۳	۳۹۰٫۴	-۰٫۵۱۴۲۵	۸۹۳	۴۴۲	-۰٫۴۱۷۶۹
Sr	۲۲۷٫۷ ۴۲٫۸۷	-۰٫۳۷۲۵۵	۲۲۷٫۷	۲۹۰٫۵۶	۰٫۳۴۳۲۲۶	۲۲۷٫۷	۸۶٫۴۸	-۰٫۵۷۸	۲۷۷٫۷	۶۹٫۹۵	-۰٫۶۲۸۵۹



شکل ۳ نمودارهای تبادلهای جرمی برپایه روش هم غلظت و تغییرهای ترکیبی عناصر (ΔC) در پهنه‌های دگرسانی فیلیک و آرژیلیک. (الف و ب) در پهنه فیلیک ($N=3$) نسبت به توده آندزیتی با کمترین دگرسانی و (ب و ت) در پهنه آرژیلیک ($N=10$) در مقایسه با توده آندزیتی با کمترین دگرسانی.

پهنه دگرسانی آرژلیک

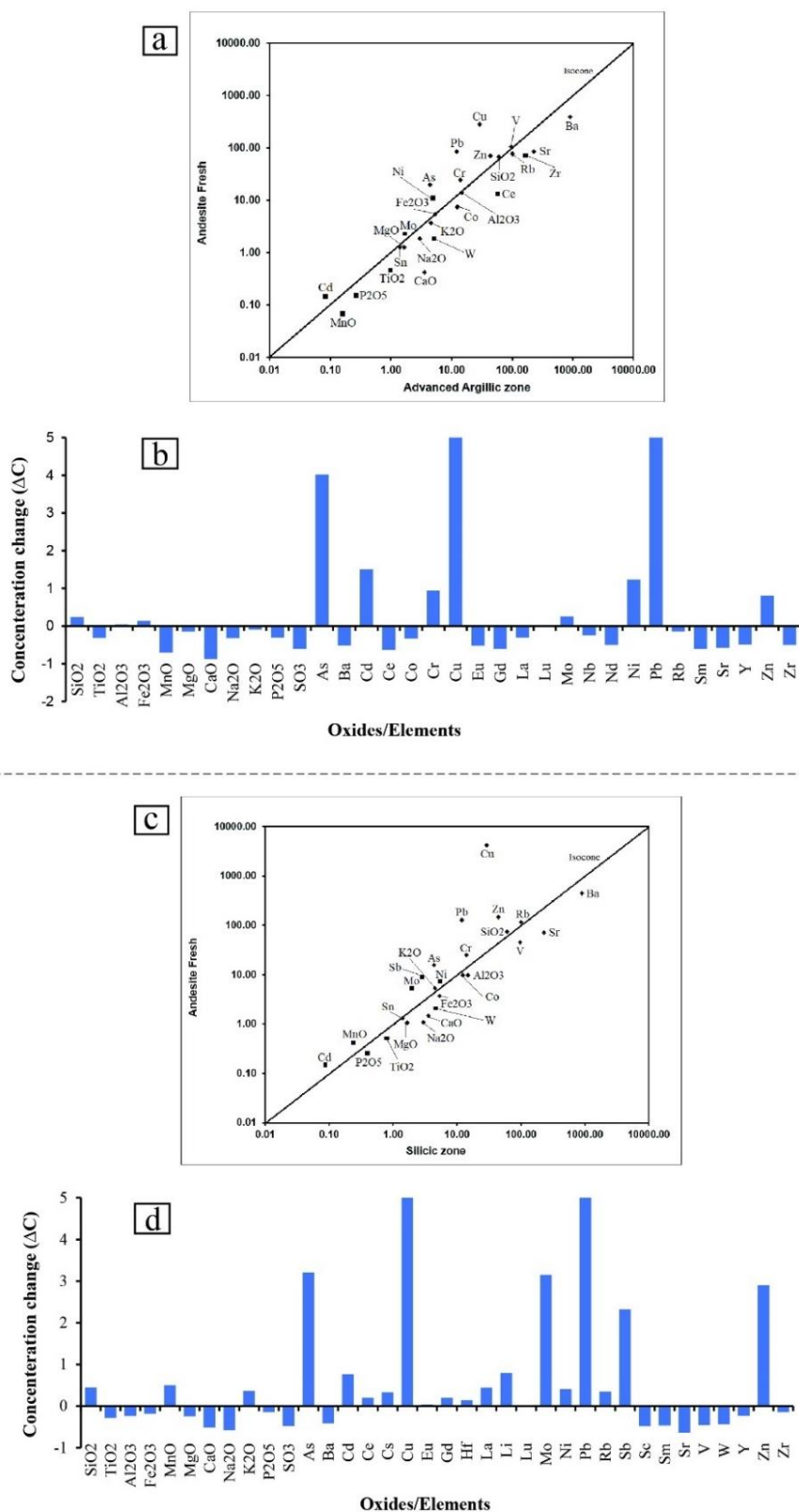
بر پایه نمودار تغییرهای جرمی بین پهنه دگرسانی آرژلیک و سنگ کمتر دگرسان شده (شکل‌های ۳ پ و ت)، خروج K_2O و CaO از سامانه نشانگر دگرسانی فلدسپارها به ویژه پلاژیوکلاز و آزاد شدن بخشی از این عناصر به درون محلول‌های دگرسان کننده است. نهشته شدن کانی‌های کربناتی و کلسیت به صورت رگچه‌ای در برخی از نمونه‌های دگرسانی آرژلیک می‌تواند دلیلی بر افزایش جرم CaO باشد. Na_2O غنی‌شدگی جزئی نشان می‌دهد که دلیل آن شستشوی به نسبت کم سدیم (در شرایط ویژه pH و فعالیت بالای سدیم)، پایداری نسبی آل بیت و تا حدی توانایی نگهداری کاتیون در بین لایه‌های کانی‌های گروه اسمکتیت (مونتموریلونیت) است [۱۴]. تهی‌شدگی Mn نیز بیانگر شکسته شدن کانی‌های فرومنیزین و آزاد شدن عناصر نام برده به درون محلول‌های مسئول دگرسانی است. عناصری چون K دچار کاهش جرم شده‌اند، که می‌تواند به دلیل فرایند کائولینیتی شدن فلدسپارها باشد، فرایند کائولینیتی شدن نیز می‌تواند سبب آزاد شدن بخشی سیلیس از سامانه گردد [۱۵].

SO_3 غنی‌شدگی نشان می‌دهد که به دلیل حضور کانی‌های گوگرددار چون سولفیدها و سولفات‌ها (سنگ گچ و انیدریت) است. طی فرایندهای دگرسانی اغلب مقدار Ti ثابت مانده و این عنصر به صورت بی تحرک عمل می‌کند. Ba طی دگرسانی این پهنه دچار کاهش جرم شده است که این امر می‌تواند به دلیل تشابه یونی Ba با عناصر تشکیل دهنده فلدسپارها از جمله K و Na باشد که به صورت جاننشینی وارد ساختار این کانی‌ها می‌شود. غنی‌شدگی Nb و Ta می‌تواند به دلیل تثبیت آن‌ها توسط کانی‌های رسی باشد [۱۶]. Ta، V و Y اغلب طی گسترش فرایندهای دگرسانی بی تحرک هستند [۱۷]. بر اساس بررسی‌های انجام شده، عناصر خاکی نادر می‌توانند در شرایط ویژه‌ای به صورت متحرک عمل کنند. به طور معمول در شرایط pH پایین، نسبت بالای آب به سنگ و فراوانی لیگاندهای کمپلکس ساز چون F^- ، Cl^- ، CO_3^{2-} ، SO_4^{2-} ، PO_4^{3-} ، این عناصر می‌توانند به تحرک در آیند [۱۸]. افزون بر این، OH‌های پایین و بالا، به ترتیب باعث شستشو و ترسیب REE در سامانه‌های دگرسانی می‌شوند [۱۹]. بر اساس مطالب بیان شده تغییر pH محلول‌های مسئول دگرسانی را می‌توان مهم‌ترین عامل کنترل‌کننده توزیع، تحرک و غنی‌شدگی عناصر

خاکی نادر در پهنه آرژلیک در نظر گرفت. همچنین به نظر می‌رسد که ماهیت pH پایین محلول دگرسان کننده را می‌توان به محلول درونزادی نسبت داد که به دلیل نسبت بالای فلوئید به سنگ و فراوانی لیگاندهای کمپلکس‌ساز موجب تهی‌شدگی عناصر خاکی نادر از سامانه شده است. غنی‌شدگی Nd، La و Sm بیانگر حضور کانی‌هایی چون کائولینیت، مونتموریلونیت و ایلیت برای جذب و روبش لاتانیدهاست که نقش آن‌ها در تثبیت لاتانیدها به ویژه LREE به اثبات رسیده است. عناصر خاکی نادر طی گسترش این پهنه دگرسانی رفتار بی‌مانندی از خود نشان می‌دهند. LREE با تهی‌شدگی و HREE با غنی‌شدگی همراه بوده‌اند. تهی‌شدگی LREE و غنی‌شدگی HREE طی تشکیل این پهنه دگرسانی را می‌توان به بالا بودن مقدار F محلول‌های دگرسان کننده نسبت داد. اغلب LREE با F^- کمپلکس‌های پایدارتری را نسبت به HREE تشکیل داده و در نتیجه خروج بخشی آن‌ها از سامانه تسهیل شده است [۲۰].

پهنه دگرسانی آرژلیک پیشرفته

تشکیل این پهنه دگرسانی نقش بسیار مهمی در ایجاد نفوذ پذیری لازم برای چرخش حجم عمده‌ای از سیال گرمایی دارد. به علت شستشوی شدید عناصر قلیایی در این پهنه دگرسانی، فضاهای خالی زیادی در سنگ‌های تشکیل دهنده این پهنه ایجاد می‌شود. این پهنه دگرسانی جزء جدایی‌ناپذیر سامانه‌های سولفیدشدگی بالاست [۲۱]. این نوع دگرسانی در ارتباط با محیط‌های ثانویه است، به طوری که پس از تشکیل پهنه آرژلیک، نفوذ سیال‌های جوی و زیرزمینی سبب تشکیل پهنه آرژلیک پیشرفته می‌گردد. اغلب این نوع آب‌ها دارای pH اسیدی هستند و با نفوذ به اعماق، دمای آن‌ها افزایش می‌یابد. این فرایندها سبب واکنش‌های شیمیایی بین سیال و سنگ‌های پیرامون دچار شکستگی با فعالیت گسل‌ها می‌شود. این پهنه دگرسانی دارای نسبت پایین Na^+/H^+ در شرایط قلیایی ضعیف و حضور سیال‌های به شدت اسیدی است. بر پایه نتایج بررسی تغییرهای جرم در پهنه آرژلیک پیشرفته (شکل‌های ۴ الف و ب)، علت افزایش جزئی SiO_2 این است که حتی در حضور محلول‌های اسیدی که بقیه عناصر شسته می‌شوند، سیلیکا تمایل به باقی ماندن دارد و گاهی به صورت کوارتز حفره‌دار ظاهر می‌شود [۲۲].



شکل ۴ نمودارهای تبادل های جرمی بر پایه روش هم غلظت و تغییرهای ترکیبی عناصر (ΔC) در پهنه‌های دگرسانی آرژیلیک پیشرفته و سیلیسی. (الف و ب) در پهنه آرژیلیک پیشرفته (N=4) نسبت به توده آندزیتی با کمترین دگرسانی و (پ و ت) در پهنه سیلیسی (N=2) در مقایسه با توده آندزیتی با کمترین دگرسانی.

علت افزایش Fe در این پهنه این است که اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن در شکستگی‌های رگچه‌های کوارتز ترسیب می‌یابند که این امر در مقاطع میکروسکوپی نیز دیده می‌شود. TiO_2 در پهنه آرژیلیک پیشرفته تهی شده است که نشانگر دگرسانی کانی‌های فرومنیزین چون بیوتیت و هورنبلند و آزاد شدن آهن و تیتان و خروج آن‌ها از محیط است. تهی شدگی Mn نیز بیانگر شکسته شدن کانی‌های فرومنیزین و آزاد شدن این عناصر به درون محلول‌های دگرسان کننده است. کاهش جرم عنصر P نیز به دلیل تجزیه شدن آپاتیت‌ها توسط محلول‌های آبگین است. کاهش جرم عنصر Sr نیز می‌تواند بر اثر دگرسانی فلدسپارها و آزاد شدن این عنصر به درون محلول‌های دگرسان کننده رخ دهد. عنصر Zr نیز طی فرایندهای دگرسانی در این پهنه شسته شده و از سامانه خارج می‌شود. دلیل این امر نیز می‌تواند پایین بودن pH و شرایط اسیدی محلول‌های دگرسان کننده باشد. غنی‌شدگی بسیار بالای Cu و گاهی Pb و به ندرت Zn به دلیل حضور کانی‌های سولفیدی و کانی‌های اکسیدی است. غنی‌شدگی Zn نیز می‌تواند به دلیل نقش کانی‌های رسی در تثبیت و تمرکز آن باشد [۲۳]. مقدار بالای Ni و Cd به دلیل تمرکز آنها در کانی‌های سولفیدی است. در پهنه دگرسانی آرژیلیک پیشرفته به دلیل شکسته شدن کانی‌های فرومنیزین و آزاد شدن عناصر نام برده به درون محلول‌های دگرسان کننده، مقدار Mn با کاهش شدید همراه است. دگرسانی آرژیلیک پیشرفته برونزاد در محیط نفوذ آب-های جوی و حرکت آن‌ها با دمای ۳۰ تا ۴۰ درجه سانتی‌گراد از میان گسل‌ها و شکستگی‌ها به سمت پایین رخ می‌دهد. این دگرسانی با کانی‌های شاخص کائولینیت (یا دیکیت)، پیروفیلیت و دیاسپور، گاهی سریسیت، کوارتز، پیریت، جاروسیت، تورمالین و توپاز و همچنین آلونیت همراه است. که وجود آلونیت در این پهنه نشان دهنده فعالیت بالای یون سولفات در سیال‌های گرمایی است [۲۴].

پهنه دگرسانی سیلیسی

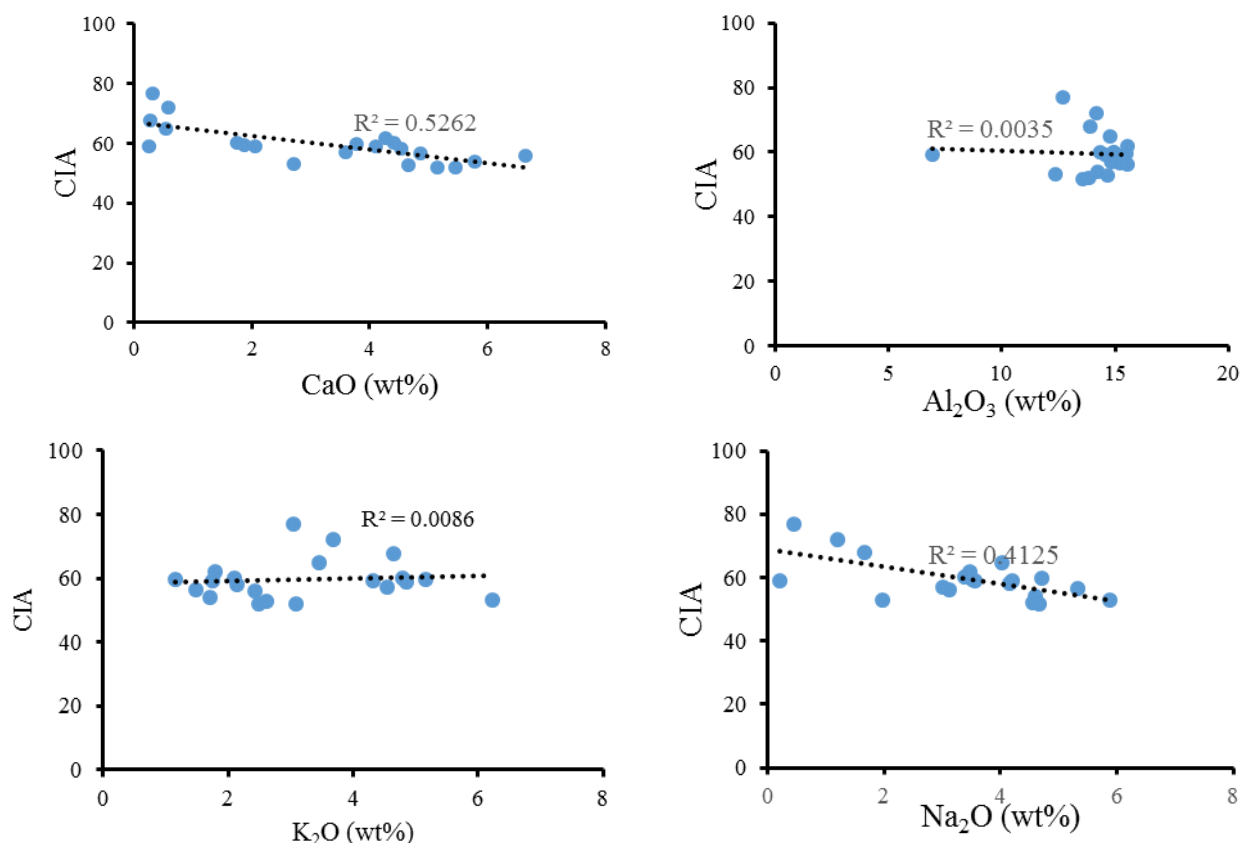
این دگرسانی نتیجه افزایش نسبت کوارتز یا سیلیس ریزیلورین در سنگ‌های دگرسان شده بوده و برآمده از شستشوی شدید و

خارج شدن همه فلزهای قلیایی و قلیایی خاکی است. قابلیت انحلال سیلیس با افزایش دما و فشار افزایش می‌یابد و در فشار و دمای پایین به راحتی نهشت پیدا می‌کند [۱۲]. به طور کلی، این دگرسانی ناشی از هجوم سیال‌های غنی از سیلیس به صورت رگه و رگچه‌های سیلیس متراکم و فراوان است. این دگرسانی بیشتر در نزدیکی شکستگی‌ها و پهنه‌های خرد شده با نفوذ پذیری بالا دیده می‌شود، زیرا نیازمند شستشوی اسیدی شدیدتر است. بر اساس نتایج تغییرهای جرم عناصر اصلی و فرعی (شکل‌های ۴ پ و ت) طی فرایندهای دگرسانی در این پهنه، مقدار Si نسبت به سنگ اولیه افزایش یافته است. افزایش مقدار Si طی تثبیت این عنصر پس از شسته شدن کامل کاتیون‌های قلیایی چون Na، Ca، K در اثر شکسته شدن فلدسپارهای سنگ اولیه و کاهش عناصر Fe، Mg، Mn ناشی از شکسته شدن کانی‌های فرومنیزین و Al است. کاهش زیاد عناصر Na، Ca بیشتر در ارتباط با دگرسانی پلاژیوکلاز و فلدسپارها توسط سیال گرمایی بوده که باعث تهی‌شدگی این عنصر در پهنه سیلیسی شده است. افزایش جرم MnO در این پهنه می‌تواند دلیلی بر تبدیل Mn^{2+} به Mn^{4+} و تثبیت این عنصر به صورت اکسید و هیدرواکسیدهای غیرقابل حل در این سامانه باشد [۲۵]. خروج عنصر Fe می‌تواند در ارتباط با دگرسانی هورنبلاند باشد. تهی‌شدگی Mg به علت تخریب کانی‌های فرومنیزین صورت گرفته است. تهی‌شدگی Ti در این پهنه ناشی از تخریب بیوتیت توسط محلول‌های درونزاد است [۲۶]. تهی‌شدگی P نیز می‌تواند در اثر فرایند دگرسانی و شکسته شدن آپاتیت توسط محلول‌های دگرسان کننده رخ داده باشد. در مورد عناصر سنگ دوست با شعاع یونی بزرگ در پهنه دگرسانی سیلیسی، تهی‌شدگی Ba، Sr و غنی‌شدگی عناصر Cs، Rb دیده می‌شود. از بین عناصر با شدت میدان بالا در این پهنه، Y، Zr بر اثر شکسته شدن فازهای کانایی حامل این عناصر توسط محلول‌های دگرسان کننده از محیط خارج شده‌اند. در پهنه دگرسانی سیلیسی، عناصری چون Zn، Pb، Mo، Cu، As افزایش یافته‌اند. بر اساس پژوهش شارد [۲۷] شرایط موجود در پهنه دگرسانی سیلیسی شامل دمای پایین (کمتر از

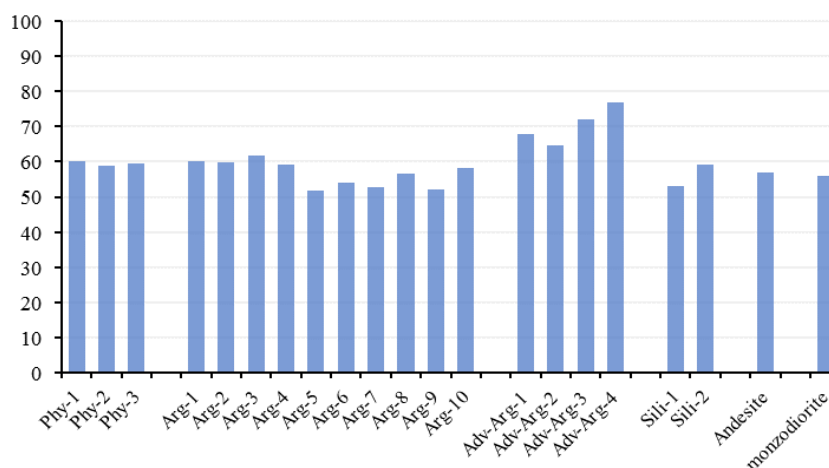
شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA)

این شاخص بر اساس رابطه $CIA = 100 \times (Al_2O_3 / Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$ شدت دگرسانی را اندازه‌گیری می‌نماید. مقدار CIA برای کانی‌های اولیه و غیر دگرسان اغلب ۵۰ و کمتر از آن است؛ به طور مثال برای فلدسپارها برابر با ۵۰، بیوتیت برابر با ۵۵-۵۰، هورنبلند برابر با ۳۰-۱۰ و برای کلینوپیروکسن برابر با ۲۰-۰ است [۳۱-۳۰]. با پیشروی هوازدگی سنگ، کانی‌های اولیه از بین می‌روند و کانی‌های ثانویه تولید می‌شوند. از این رو، مقادیر CIA افزایش می‌یابد که نشان دهنده کاهش مقدار کانی‌های اولیه و افزایش مقدار فازهای آلومینیومی ثانویه است، به طوری که شاخص شیمیایی دگرسانی برای کانی‌های ثانویه اسمکتیت و ایلیت بین ۷۰ تا ۸۵ است و برای کانی‌های گروه کائولن به مقدار ۱۰۰ افزایش می‌یابد. مقدار CIA تابعی از مقادیر اکسیدهای CaO ، Al_2O_3 ، Na_2O و K_2O است و مقادیر Al_2O_3 و CaO نقش مهمی در مقادیر کانی‌شناسی نمونه‌های این منطقه دارند. بررسی تغییرهای جرم اکسیدهای نام برده نسبت به CIA (شکل ۵) نشان می‌دهد که با افزایش جرم Al_2O_3 ، مقدار CIA تقریباً ثابت مانده است که نشان می‌دهد که با وجود دگرسانی فلدسپارها، کانی‌های آلومینوسیلیکاتی چون ایلیت و مونتوریلونیت در پهنه‌های دگرسانی هنوز حضور دارند. تغییر جرم CaO و K_2O نسبت به CIA روند خطی بسیار خوب و منطقی با شیب منفی نشان می‌دهد که به دلیل خروج Ca و K طی پیشرفت فرآیند دگرسانی است. تغییر Na_2O نسبت به CIA روند خطی با شیب بسیار کم و منفی را نشان می‌دهد که بیانگر اثر بسیار کم Na بر CIA است. با توجه به نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های سطحی، مقادیر میانگین CIA برای نمونه‌های با دگرسانی فیلک حدود ۵۹/۵۱، دگرسانی آرژیلیک حدود ۵۶/۶۳، دگرسانی آرژیلیک پیشرفته حدود ۷۰/۴۳، با دگرسانی سیلیسی حدود ۵۶/۱۱، برای سنگ آندزیتی تقریباً سالم ۵۷/۰۸، و برای سنگ مونزودیوریت حدود ۵۶/۰۳ است (شکل ۶).

۳۰۰ درجه سانتی‌گراد)، pH پایین، اکسایش بالا و فراوانی سولفور است. عامل اصلی کمپلکس سازی این فلزها در این پهنه یون سولفات است. تهی‌شدگی عناصری چون V، Y، W، Sc، Sm نشان دهنده خروج این عناصر توسط سیال‌های گرمابی از سامانه است. در این پهنه، کاهش عناصر خاکی نادر دیده می‌شود که وابسته به قدرت اسیدی سیال‌ها و تجزیه کانی‌های اولیه در شرایط pH بسیار پایین (کمتر از ۲) است [۲۸]. بر پایه داده‌های موجود می‌توان گفت که بالا بودن نسبت فلوئید به سنگ طی تشکیل و گسترش پهنه دگرسانی سیلیسی و نیز نبود کانی‌های مناسبی که بتوانند این عناصر را در ساختار خود جا دهند شرایط لازم را برای خروج هر چه بیشتر REE از سامانه فراهم نموده است. فرایند دگرسانی در این پهنه منجر به تغییرهای فاحش نسبت به سه پهنه دیگر در مقدار توزیع عناصر خاکی نادر شده است. با توجه به غنی‌شدگی بیشتر LREEها و تهی‌شدگی HREEها می‌توان گفت که pH محلول‌های مسئول دگرسانی به خنثی تا قلیایی تغییر نموده است. علت اصلی تغییر در روند کاهش و افزایش جرم REE در این پهنه می‌تواند به اختلاف در درجه پایداری لیگاند‌های کمپلکس‌ساز باشد. به نظر می‌رسد که pHهای خنثی تا قلیایی محلول‌های دگرسان کننده موجب پایداری بیشتر HREE با لیگاند‌های کمپلکس ساز شده باشد [۲۸، ۲۹]. در مورد روند تغییرهای عناصر اصلی، فرعی و جزئی برای این پهنه دگرسانی گفتنی است که بسیاری از عناصر فلزی چون As ، Zn ، Pb ، Cu ، Mo ، Bi ، Sb ، Cd توسط سیال‌های مسئول دگرسانی به این پهنه وارد شده‌اند. این روند افزایش جرم برای عناصر فلزی نشان می‌دهد که pH محلول‌های درون‌زاد نقش کنترلی مهمی در گسترش این پهنه‌های دگرسانی داشته‌اند. سیال‌های منجر به گسترش پهنه‌های دگرسانی در منطقه غنی از فلزهای ارزشمند و قیمتی بوده و پتانسیل لازم برای تشکیل کانسنگ‌های این عناصر را دارا بوده‌اند. در پهنه دگرسانی سیلیسی، مقدار عناصر فلزی چون Mo ، Sb ، Cd ، As ، Zn ، Pb ، Cu با افزایش قابل توجه همراه است.



شکل ۵ نمودارهای دو متغیره تغییرهای اکسیدهای الف (Al_2O_3 ، ب) CaO ، پ) K_2O و ت) Na_2O نسبت به شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA).



شکل ۶ نمودار شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) محاسبه شده برای نمونه‌های با دگرسانی‌های فیلیک (۵۹/۵۱)، آرژیلیک (۵۶/۶۳)، آرژیلیک پیشرفته (۷۰/۴۳) و سیلیسی (۵۶/۱۱)، سنگ آندزیتی تقریباً سالم (۵۷/۰۸) و سنگ مونزودیوریت (۵۶/۰۳).

برداشت

جرم عناصر Sr، Ca و P همراه با افزایش Fe، Mn، Mg، Na و Cu نمایان است. همچنین غنی‌شدن نسبی LREE و تهی‌شدن HREE ها نشانگر شرایط خنثی تا کمی قلیایی و اثر مستقیم سیال‌ها در انحلال و رسوبگذاری فازهای کانیایی است.

بررسی تبادل‌های جرمی در چهار پهنه دگرسانی منطقه ساری خان بیگلر (فیلیک، آرژیلیک، آرژیلیک پیشرفته و سیلیسی) نشان‌دهنده تغییرهای زمین شیمیایی بارزی است که ناشی از نفوذ سیال‌های دگرسان کننده است. در پهنه فیلیک، کاهش

Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 27(2) (2019) 347–360.

[2] Moshtaq S., Siahcheshm K., Hosseinzadeh M., "Geology, petrology, and geochemistry of alteration in the Pordad copper deposit, east of Shahrud", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, in press (2024).

[3] Jamali H., Mahmoudabadi Poor T., Shokoohi H., "Geochemical halos of gold and associated elements in the Nabi Jan gold deposit (southwestern Kalibar, northwestern Iran)", Petrology 8(30) (2017) 139–156.

[4] Akbarpour A., Rasa A., Mehrparto M., Majidi B., "Investigation of mineralization in the Masjed-Daghi area, Jolfa", Journal of Earth Sciences 62 (2006) 42–51.

[5] Asgarzadeh Asl H., Mehrabi B., Taleh Fazel E., "Mineralogy, mineralization occurrence, and temperature-pressure conditions of the multi-metallic deposit of Agh Dareh, the Ahar-Arasbaran metallogenic region", Economic Geology Journal 9(1) (2017) 1–23.

[6] Mohammadian H., Simmonds V., Siahchashm K., "Mineralization, geochemistry, and fluid inclusion studies in the silicified veins of the Sari Khanloo region, northwest Meshgin Shahr (northwest Iran)", Journal of Earth Sciences 32(1) (2022) 1–18.

[7] Nabavi M. H., "A Preface to Iran's Geology", Geological Survey of Iran (1976) 1–109.

[8] Hedenquist. J. W., Arribas. A., Gonzalez-Urien. E., "Exploration for epithermal gold deposits", Reviews in Economic Geology (13) (2000) 245–277.

[9] Emraei, S., Niroumand, Sh., "Geochemical, mineralogical, alteration, and fluid inclusion studies of the gold-bearing vein system of Koudakan exploration area, South Khorasan, Iran", Journal of Advanced Applied Geology (19) (2016) 34–47.

[8] Gresens R. L., "Composition-volume relationships of metasomatism", Chemical Geology 2 (1967) 47–65.

[9] Grant J. A., "Isocon Analysis: A Brief Review of the Method and Applications", Physics and Chemistry of the Earth 30 (2005) 997–1004.

[10] Hezarkhani A., "Mass change during hydrothermal alteration/mineralisation in a porphyry copper deposit, eastern Sungun, northwestern Iran", Journal of Asian Earth Science 20 (2002) 567–588.

[11] Süssenger, A., Pospiech, S., & Schmidt, S. T., "[MnO|SiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO] balanced log-

در پهنه آرژلیک، کاهش جرم اکسیدهای K₂O، Na₂O و CaO به همراه کاهش Mn و Fe بیانگر تخریب فلدسپارها و آزادسازی عناصر است. افزون بر این، افزایش جرم Na₂O، SO₃، Nb و Ta به عنوان نشانه‌های توانایی نگهداری کاتیون در بین لایه‌های کانی‌های گروه اسمکتیت (در شرایط ویژه pH و فعالیت بالای سدیم) آشکار شده است. این نتایج به خوبی شرایط pH پایین محلول‌ها و اثر گسل‌ها در هدایت سیال‌ها را نشان می‌دهند.

پهنه آرژلیک پیشرفته به دلیل شدت دگرسانی، غنی شدن Si، Fe، Cu، Pb، Zn، Cd و Ni را نشان می‌دهد. در حالی که خروج Ti، K، Mn، P، Sr و Zr از سامانه به دلیل شرایط اسیدی محلول‌های مسئول دگرسانی، از مشخصه‌های این پهنه است. این روندها ناشی از شستشوی شدید عناصر قلیایی و شرایط اسیدی است و به ایجاد فضای خالی در ساختار سنگ منجر شده‌اند.

در پهنه سیلیسی، افزایش شدید Si به همراه غنی شدن K، Mn، Cs، Rb، Hf، Cu، Pb، Mo، Zn و As و کاهش Mg، Fe، Al، Na، Ca، Ba، Sr، Zr، Y و عناصر خاکی نادر، نمایانگر نفوذ سیال‌های غنی از سیلیس و تغییر pH محلول‌هاست.

این یافته‌ها، در کنار شواهد میکروسکوپی و داده‌های زمین‌شیمیایی، پایه‌ای مستحکم برای یافتن مسیرهای انتقال عناصر و بهبود مدل‌های کانی‌سازی در مناطق مشابه محسوب می‌شوند. در پایان، این پژوهش با ارائه یک تحلیل دقیق از تبادلهای جرمی عناصر، نقش تعیین‌کننده سیال‌های دگرسان‌کننده در تغییر ساختار و ترکیب شیمیایی سنگ‌های میزبان را برجسته ساخته و اهمیت استفاده از روش‌های نوین زمین‌شیمیایی در بررسی زمین‌شناسی و کانی‌سازی را تأیید می‌کند.

قدرانی

نگارندگان از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز برخوردار بوده‌اند. آنها به این وسیله از نظرهای و پیشنهادهای سازنده داوران محترم مجله سپاسگزاری می‌نمایند.

مراجع

[1] Miranvari A. A., Calagari A. A., Siahchashm K., Sohrabi G., "Geochemical investigation of alteration zones around gold-bearing silicic veins in Zaylik, east of Ahar, East Azerbaijan Province",

- [23] Proust D., "Sorption and distribution of Zn in a sludge-amended soil: Influence of the soil clay mineralogy", *Journal of Soils and Sediments* 15(7) (2015) 1531–1541.
- [24] Ducart D. F., Crósta A., Filho C. R. S., Coniglio J., "Alteration mineralogy at the Cerro La Mina epithermal prospect, Patagonia, Argentina: Field mapping, short-wave infrared spectroscopy, and ASTER images", *Journal of South American Earth Sciences* 21(3) (2006) 235–249.
- [25] Elliott-Meadows S. R., Appleyard E. C., "The alteration geochemistry and petrology of the Lar Cu-Zn deposit, Lynn Lake area, Manitoba, Canada", *Economic Geology* 86(3) (1991) 486–505.
- [26] Harlov D. E., Johansson L., Van Den Kerkhof A., Förster H. J., "The role of advective fluid flow and diffusion during localized, solid-state dehydration: Söndrum Stenhuggeriet, Halmstad, SW Sweden", *Journal of Petrology* 47(1) (2006) 3–33.
- [27] Schardt C., Cooke D. R., Gemmell J. B., Large R. R., "Geochemical modeling of the zoned footwall alteration pipe, Hellyer volcanic-hosted massive sulfide deposit, western Tasmania, Australia", *Economic Geology* 96(5) (2001) 1037–1054.
- [28] Cuadros J., Mavris C., Nieto J. M., "Rare earth element signature modifications induced by differential acid alteration of rocks in the Iberian Pyrite Belt", *Chemical Geology* 619 (2023) 121323.
- [29] Inguaggiato C., et al., "Precipitation of secondary minerals in acid sulphate-chloride waters traced by major, minor and rare earth elements in waters: The case of Puracé volcano (Colombia)", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (2020) 107106.
- [30] Depetris P. J., Probst J. L., "Variability of the Chemical Index of Alteration (CIA) in the Paraná River Suspended Load", *Mineralogical Magazine* 62A(1) (1998) 366–367.
- [31] Parry W. T., Jasumback M., Wilson P. N., "Clay mineralogy of phyllic and intermediate argillic alteration at Bingham, Utah", *Economic Geology* 97(2) (2002) 221–239.
- ratio in chlorites: A tool for chemo-stratigraphic mapping and proxy for the depositional environment". *Clay Minerals*, 53(3) (2018), 351–375.
- [12] Pirajno F., "Hydrothermal Processes and Mineral Systems", Springer Science & Business Media B.V. (2009) 1250 p.
- [13] Muchangos A., "The Role of Clay Minerals in the Stabilization and Concentration of Zinc in Enriched Soils", *Journal of Environmental Geology* 48(3) (2006) 123–135.
- [14] Reed M. H., "Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition", in: Barnes H. L. (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Wiley, 3rd ed. (1997) 303–365.
- [15] MacLean W. H., Barrett T. J., "Lithogeochemical techniques using immobile elements", *Journal of Geochemical Exploration* 48(2) (1993) 109–133.
- [16] Panahi A., Young G. M., Rainbird R. H., "Behavior of major and trace elements including (REE) during Paleoproterozoic pedogenesis and diagenetic alteration of an Archean granite near Ville Marie, Quebec, Canada", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64 (2000) 2199–2220.
- [17] Christidis G. E., "Comparative study of the mobility of major and trace elements during alteration of an andesite and a rhyolite to bentonite, in the islands of Milos and Kimolos, Aegean, Greece", *Clays and Clay Minerals* 46(4) (1998) 379–399.
- [18] Michard A., "Rare earth element systematics in hydrothermal fluid", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53 (1989) 745–750.
- [19] Han K. N., "Characteristics of Precipitation of Rare Earth Elements with Various Precipitants", *Minerals* 10(2) (2020) Article No. 178.
- [20] Byrne R. H., Li B., "Comparative complexation behavior of the rare earths", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59(22) (1995) 4575–4589.
- [21] Bensaman B., Rosana M. F., Yuningsih E. T., "High Sulphidation Mineralization and Advanced Argillic Alteration within Concealed Gajah Tidur Porphyry, Grasberg District, Papua", *Indonesian Journal on Geoscience* 11(1) (2024) 15–33.
- [22] Hedenquist J. W., Arribas A., "Exploration implications of multiple formation environments of advanced argillic minerals", *Economic Geology* 117(3) (2022) 609–643.