



## محاسبه موازنه جرم در زون‌های دگرسانی گرمابی کانسار مس پورفیری سرچشمه

محمد معانی جو\*، محمد مستقیم

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

دریافت مقاله: ۱۳۹۱/۱۰/۱۹، پذیرش: ۱۳۹۲/۳/۸

### چکیده

کانسار مس پورفیری سرچشمه در استان کرمان و در ۶۵ کیلومتری جنوب غرب رفسنجان واقع شده است. کانسار سرچشمه در کمربند ارومیه-دختر و بخش جنوب شرقی آن یعنی کمربند دهج-ساردوئیه قرار دارد. کانسارسازی در سرچشمه با نفوذ یک استوک گرانودیوریتی به سن میوسن میانی در سنگهای آتشفشانی-رسوبی دارای راندگی و گسل خوردگی مربوط به اوایل ترشیری حادث شده است. در این پژوهش، دگرسانی پتاسیک نسبت به سنگ تازه (غیر دگرسان) حاصل از قسمت‌های عمقی توده نفوذی، فیلک نسبت به پتاسیک، آرژیلیک نسبت به فیلک و دگرسانی پروپیلیتیک نسبت به آندزیت‌های دگرسان‌نشده اطراف کانسار از دیدگاه تغییرات جرمی و تحرک‌پذیری عناصر در طول فرآیندهای گرمابی مورد بررسی قرار گرفته‌اند. در زون پتاسیک، به واسطه حضور فلدسپارهای پتاسیم‌دار و افزایش Fe حاصل از دگرسانی بیوتیت‌های اولیه غنی‌شدگی در مقدار  $Fe_2O_3$  و  $K_2O$  به خوبی دیده می‌شود، غنی‌شدگی Cu و Mo به کانی‌سازی کالکوپریت، بورنیت و مولیبدنیت در این زون بستگی دارد. در زون فیلک نیز به علت خروج سدیم، کلسیم و منیزیم از سنگهای آلومینوسیلیکاته و تبدیل فلدسپارهای پتاسیم‌دار به سریسیت و کوارتز؛ غنی‌شدگی در  $SiO_2$  و تهی‌شدگی در  $MgO$ ،  $CaO$ ،  $Na_2O$  و  $K_2O$  قابل مشاهده است. در زون آرژیلیک نیز اکسیدهای  $Al_2O_3$ ،  $CaO$ ،  $MgO$ ،  $Na_2O$  و  $MnO$  دارای غنی‌شدگی می‌باشند، غنی‌شدگی در مقدار  $Al_2O_3$  می‌تواند ناشی از تشکیل کائولینیت و ایلیت در این زون باشد. غنی‌شدگی  $SiO_2$ ،  $Al_2O_3$  و  $CaO$  در دگرسانی پروپیلیتیک کانسار را می‌توان به تشکیل کلریت، اپیدوت و کلسیت به‌عنوان کانیهای معرف این زون نسبت داد.

واژه‌های کلیدی: مس پورفیری، سرچشمه، دگرسانی، موازنه جرم، غنی‌شدگی و تهی‌شدگی.

### مقدمه

استخراج روباز (Open pit) با تولید روزانه ۴۱۰۰۰ تن می‌باشد. استخراج ماده معدنی در عمیق‌ترین نقطه تا عمق ۲۵۰۰ متری انجام پذیرفته و جبهه‌های استخراجی متعددی در آن مورد بهره‌برداری قرار دارد. تا کنون مطالعات گسترده و جامعی توسط پژوهشگران بر روی توده نفوذی کانسار، سنگهای در برگیرنده آن و دایک‌های موجود در محدوده معدن صورت پذیرفته، که در این مطالعات ویژگیهای ژئوشیمیایی، دگرسانی، سنگ‌شناسی، کانه‌نگاری و ... مد نظر قرار گرفته است. با وجود این، در هیچ‌کدام از تحقیقات پیشین، محاسبه تغییرات جرم و چگونگی تغییر جرم در طول دگرسانی گرمابی در توده نفوذی سرچشمه و سنگهای آتشفشانی در برگیرنده آن مورد توجه قرار نگرفته است. کانسارهای پورفیری معمولاً همراهی نزدیکی با توده‌های

کانسار مس پورفیری سرچشمه در استان کرمان و در ۶۵ کیلومتری جنوب غرب رفسنجان واقع شده است. طول و عرض جغرافیایی این منطقه به ترتیب  $53^{\circ}55'$  و  $58^{\circ}29'$  می‌باشد. در سالهای اخیر شرکت ملی صنایع مس ایران میزان ذخیره این کانسار را یک میلیارد و دوست میلیون تن کانسنگ سولفیدی با عیار ۰/۶۹ درصد مس، ۰/۰۳ درصد مولیبدن، ۰/۲۷ گرم در تن طلا و ۳/۰۹ گرم در تن نقره برآورد کرده است. البته با توجه به حفاریهای جدید میزان ذخیره این کانسار حدود دو میلیارد تن تخمین زده شده است؛ که حدود ۴۰۰ میلیون تن از آن برداشت و تقریباً یک میلیارد و ششصد میلیون تن از کانسنگ سولفیدی باقی مانده است. میزان کانسنگ استخراجی ۱۴ میلیون تن در سال به روش

مکانی نمونه‌ها نسبت به مناطق کانه‌دار و دگرسان مورد توجه قرار گیرد. نمونه‌های دگرسان نشده عمدتاً از مغزه‌های حفاری حاصل از قسمتهای عمقی و سطحی کنسار انتخاب و با مطالعات میکروسکوپی از دگرسان نبودن آنها اطمینان حاصل شد. علت انتخاب دو دسته نمونه دگرسان نشده بدین‌منظور بوده است که در کنسارهای با تیپ پورفیری زون‌های دگرسانی مختلف در نتیجه تأثیر سیالات ماگمایی و جوی و همچنین اختلاط این دو سیال به‌وجود می‌آیند؛ به‌طوری‌که دگرسانی پتاسیک، فلیک و تا حدودی آرژیلیک در توده نفوذی پورفیری سرچشمه حادث شده‌اند؛ که تأثیر آبهای ماگمایی در تشکیل آنها کاملاً مشهود است؛ از طرفی دگرسانی پروپیلیتیک کنسار مذکور تحت تأثیر آبهای جوی به‌وجود آمده است. در مطالعات تغییرات جرم نمونه‌های حاصل از دگرسانی پتاسیک نسبت به سنگ دگرسان‌نشده عمقی، دگرسانی فلیک نسبت به دگرسانی پتاسیک و دگرسانی آرژیلیک نسبت به دگرسانی فلیک به‌نجار شده‌اند، در صورتی که دگرسانی پروپیلیتیک نسبت به نمونه دگرسان‌نشده سطحی به‌نجار شده است. در جدول ۱ نتایج به‌دست آمده ارائه و مقادیر مربوط به سنگهای تازه و دگرسان‌نشده؛ به‌صورت میانگین نتایج حاصل از سه نمونه درج شده است.

#### بحث

#### زمین‌شناسی منطقه

کنسار مس پورفیری سرچشمه و تعداد دیگری از کنسارهای پورفیری بر روی نوار ولکانیکی ایران مرکزی قرار دارند [۳]. این کمرند مهمترین کمرند فلززایی ایران است که تحت عنوان کمرند ارومیه - دختر معرفی می‌شود. مجموعه ماگمایی ارومیه - دختر در واقع کمرند آتشفشانی - نفوذی ترشیری ایران مرکزی است [۴] که تحت عناوین کمرند سهند - بزمان [۵] یا کمرند ماگمایی - فلززایی نیز خوانده می‌شود. این کمرند را حاصل هضم پوسته اقیانوسی نئوتتیس از طریق فرورانش به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی می‌دانند [۶]. این فرورانش و برخورد قاره‌ای از پالئوسن تا الیگوسن ادامه داشته و باعث افزایش فعالیت آذرین پلوتونیک و آتشفشانی کالک آلکالن و آلکالن در این کمرند شده است [۷، ۸]. این کمرند بر کمرند جهانی کوه‌زایی - فلززایی آلپ - هیمالیا منطبق است و به مانند دیگر کمانهای ماگمایی حاشیه قاره‌مانند آند و

نفوذی پلوتونیک حدواسط تا اسیدی داشته و از روی دگرسانی گرمایی شدید و گستره سنگ میزبان مشخص می‌شوند [۱]. لذا آنچه غالباً در مطالعه زون‌های دگرسانی مورد بحث قرار می‌گیرد، مطالعه کانیهای موجود در این زون‌ها و بررسی ویژگیهای شیمیایی محلولهای دگرسان‌کننده است [۲]. اما در مطالعه و بررسی زون‌های دگرسانی یک سوال مهم مطرح است و آن این که ترکیب شیمیایی سنگ منشأ (یا سنگ تازه و غیر دگرسان) چه بوده و در طی فرآیندهای دگرسانی، محتمل چه تغییراتی شده است؟ در حین دگرسانیهای مختلف روند تغییرات عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی چگونه بوده و چه ارتباطی بین این تغییرات و تغییرات کانی‌شناسی و کانه‌سازی در زون‌های مختلف وجود دارد؟ آیا تغییرات عناصر مختلف جهت‌دار بوده و می‌تواند به منظور هدایت کارهای اکتشافی و معدن‌کاری مورد استفاده قرار گیرد؟ در این پژوهش سعی شده است با استفاده از روش موازنه‌ی جرم<sup>۱</sup> به بررسی این قبیل پرسشها پرداخته شود.

#### روش مطالعه

در این پژوهش با بهره‌گیری از مطالعات و دانسته‌های پیشین در مورد کنسار سرچشمه، از انواع دگرسانیهای موجود در کنسار نمونه‌برداری شد، که این نمونه‌برداریها شامل نمونه‌های سطحی و نمونه‌های حاصل از چاههای حفاری بوده است. ترکیب کانی‌شناسی سنگهای دگرسان شده به روش سنگ‌نگاری میکروسکوپی (۴۳ نمونه) و پراش اشعه ایکس (XRD) (۱۰ نمونه) مورد بررسی قرار گرفت. تعداد ۱۲ نمونه از زون‌های دگرسانی پتاسیک، فلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک، و نیز ۶ نمونه از سنگهای سالم و دگرسان‌نشده عمقی توده‌ی نفوذی و آندزیت‌های اطراف کنسار برداشت و اکسیدهای اصلی و برخی از عناصر کمیاب و عناصر نادر، در شرکت SGS با استفاده از ذوب لیتیم متابورات (Lithium metaborate fusion) به روشهای ICP-AES و ICP-MS مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. میزان خطای آزمایشگاهی نمونه‌ها برای اکسیدهای اصلی کمتر از ۲ درصد و برای عناصر کمیاب در دامنه ۳-۵ درصد می‌باشد.

در انتخاب نمونه‌های سالم سعی بر این بوده است که فاصله

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های غیر دگرسان و دگرسان‌شده زون‌های دگرسانی مختلف کانسار مس پورفیبری سرچشمه. (نتایج برای اکسیدهای اصلی بر حسب درصد و برای عناصر کمیاب و جزئی بر حسب ppm بیان شده است)

گروه‌بندی غیر دگرسان	دگرسانی پتاسیک				دگرسانی فیلیک				دگرسانی آرژیلیک				دگرسانی پروپیلیتیک				آندزیت غیر دگرسان
	Sar158-3R	Sar139-7R	Sar139-4R	میانگین	Sar10-7-3R	Sar12-3-2R	Sar14-1-3R	میانگین	Sar16-1-5R	Sar42-3R	Sar-43	میانگین	Sar-41	Sar14-5-3R	Sar82-5R	میانگین	
Sample	میانگین	میانگین	میانگین	میانگین	میانگین	میانگین	میانگین	میانگین	میانگین	میانگین	میانگین	میانگین	میانگین	میانگین	میانگین	میانگین	
SiO <sub>2</sub>	۶۰/۷۶	۶۲/۲	۶۲/۹	۶۳/۱۳	۶۹/۷	۶۸/۶	۶۷/۹	۶۸/۷۳	۶۰/۰۰	۵۹/۳	۶۰/۸	۶۰/۰۳	۵۸/۱	۵۴/۸	۵۹/۴	۵۷/۴۳	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۶/۳۶	۱۵	۱۵/۲	۱۵/۱	۱۴/۶	۱۶/۹	۱۵/۷	۱۵/۷۳	۲۴/۸۸	۲۴/۵۵	۲۴/۵۶	۲۴/۳۳	۱۸/۴	۱۷/۹	۱۷/۶	۱۷/۹۶	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۵/۲	۷/۰	۶/۲	۶/۶۵	۷/۳	۶/۵۹	۶/۴۶	۶/۷۸	۳/۵۲	۲/۸۲	۳/۸۴	۳/۸۴	۷/۱	۸/۳۴	۴/۵۶	۵/۶۴	
CaO	۴/۴۵	۱/۲۴	۲/۵۱	۱/۷۸	۰/۱۴	۰/۵۵	۰/۰۷	۰/۲۵	۰/۳۶	۰/۳۳	۰/۳	۰/۳	۵/۱۹	۵/۵۴	۴/۹۶	۵/۲۳	
MgO	۳/۵۴	۱/۷۴	۱/۹۳	۱/۶۲	۰/۶۱	۰/۴۱	۰/۴۹	۰/۵	۰/۶۶	۰/۴۲	۰/۶۸	۰/۵۸	۳/۱	۳/۱۳	۱/۵۵	۲/۵۹	
Na <sub>2</sub> O	۳/۳	۲/۵	۲/۳	۲/۱	۰/۶	۰/۷	۱/۳	۰/۸۳	۱/۳۲	۱/۱	۱/۳	۱/۳	۰/۷	۱/۵	۰/۸	۱	
K <sub>2</sub> O	۲/۷۳	۴/۱۲	۷/۴۵	۵/۵۳	۳/۰۶	۳/۳۸	۲/۹۴	۲/۱۲	۲/۵۲	۲/۷	۱/۸۳	۱/۸۳	۴/۴۹	۳/۲۴	۵/۴۶	۴/۴۳	
TiO <sub>2</sub>	۰/۵۷	۰/۴۵	۰/۵۸	۰/۵۵	۰/۴۶	۰/۵۲	۰/۶۴	۰/۵۴	۰/۴۶	۰/۵۲	۰/۵	۰/۴۹	۰/۴۸	۰/۵۶	۰/۵۴	۰/۵۸	
MnO	۰/۰۸	۰/۰۱	۰/۱	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰/۷۷	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۳۳	۰/۲۲	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۸	۰/۱۵	۰/۲۲	۰/۱۹	۰/۲۴	۰/۲۹	۰/۲۴	
LOI	۲/۷۳	۴/۸۳	۱/۲۲	۲/۹۸	۳/۵۵	۲/۴	۳/۷	۳/۴۱	۶/۱۹	۸/۳۳	۷/۱۶	۷/۱۹	۲/۷۳	۵/۱	۴/۷۵	۴/۱۹	
Total	۱۰۰/۰۳	۹۹/۳	۱۰۰/۶۵	۹۹/۸۱	۱۰۰/۲۵	۱۰۰/۳۴	۹۹/۳۶	۹۹/۹۵	۱۰۰/۲	۱۰۰/۶	۱۰۰/۵	۱۰۰/۴۳	۱۰۰/۸۴	۱۰۰/۴۸	۹۹/۹۵	۱۰۰/۳۹	
V	۱۰۵/۳۳	۸۳	۲۶۵	۱۵۲/۳۳	۷۲	۱۱۱	۱۰۹	۹۷/۳۳	۷۰	۱۱۷	۲۶۱	۱۴۹/۳۳	۳۴۲	۳۵۵	۱۱۶	۲۰۴/۳۳	
Co	۱۶/۵۳	۲۱	۱۳/۷	۱۸/۲۶	۴/۷	۱۲/۳	۱۰/۸	۹/۲۶	۷/۸	۲۷/۲	۳۷/۹	۲۴/۳	۲۷/۹	۴۷/۸	۸/۳	۲۸	
Ni	۱۰/۳۳	۱۵	۲۶	۲۰/۶۶	۱۵	۱۷	۱۶	۱۶	<۵	۴۶	۳۳	<۲۴/۶	۱۲	۳۱	<۵	<۱۶	
Cu	۲۴۰	۸۰۰۰	۱۲۸۰	۱۲۶۰	۹۶۰۱	۷۸۷۶	۱۰۴۲۰	۹۲۹۹	۵۸	۱۴۲	۲۰۸۰	۷۶۰	۴۱۲	۵۱۹۰	۱۳۷۳	۳۳۲۵	
Zn	۷۶/۳۳	۵۶	۳۴	۳۴/۳۳	۱۲	۱۰۵	۲۵	۴۷/۳۳	۵۸	۱۵۲	۱۶۷	۱۳۵/۶۶	۱۴۱	۵۴	۵۴	۸۲	
Ga	۱۸/۶۶	۱۵	۱۸	۱۷	۱۷	۱۹	۱۷	۱۷/۶۶	۲۰	۲۱	۱۹	۲۰	۱۵	۱۶	۱۹	۱۶/۶۶	
Rb	۹۳/۱۶	۱۶۹	۹۷/۳	۱۳۳/۱	۹۷/۹	۱۰۰	۸۸/۷	۹۵/۵۳	۶۲/۲	۸۲/۲	۱۱/۱	۵۱/۸۳	۱۶/۳	۱۷/۹	۵۴/۹	۸۲/۴	
Sr	۶۱۳/۳۳	۱۶۰	۶۰۰	۴۳۶/۶۶	۴۷۰	۴۵۰	۱۸۰	۳۶۶/۶۶	۷۲۰	۳۹۰	۳۸۰	۴۹۶/۶۶	۳۳۰	۱۳۰	۱۳۶۰	۶۰۶/۶۶	
Y	۱۱/۲۶	۹/۸	۲۰/۴	۱۶/۸۶	۷/۸	۷/۶	۱۵/۷	۱۰/۳۶	۶/۲	۱۲/۳	۱۷/۹	۱۲/۱۳	۲۱/۴	۲۲/۳	۷/۹	۱۷/۵۳	
Zr	۹۳/۴۳	۱۱۲	۷۲/۳	۱۰۲/۴۳	۹۷	۸۳/۸	۱۰۹	۹۶/۶	۹۶	۷۷/۷	۹۲/۲	۸۸/۶۳	۶۴/۳	۹۲	۷۲/۷	۷۶/۳۳	
Nb	۳	۳	۳	۲/۶۶	۸	۶	۷	۷	۴	۳	۲	۳	۲	۳	۳	۲/۶۶	
Mo	۳۸/۳۳	۲۰۵۷	۱۸۶۳	۱۷۹۹/۶۶	۸۳۳	۲۰۴	۱۳۴۰	۷۵۹	<۲	۴	<۲	<۲/۶۶	<۲	۸	۳	<۴/۳۳	



دگرسانی فلیک، آرژلیک و پروپیلیتیک مشاهده می‌شود (شکل ۳). دگرسانی گرمایی و کانی‌سازی در سرچشمه بر روی استوک متمرکز شده و به‌طور گسترده‌ای هم‌زمان با جای‌گزینی آن واقع شده است.

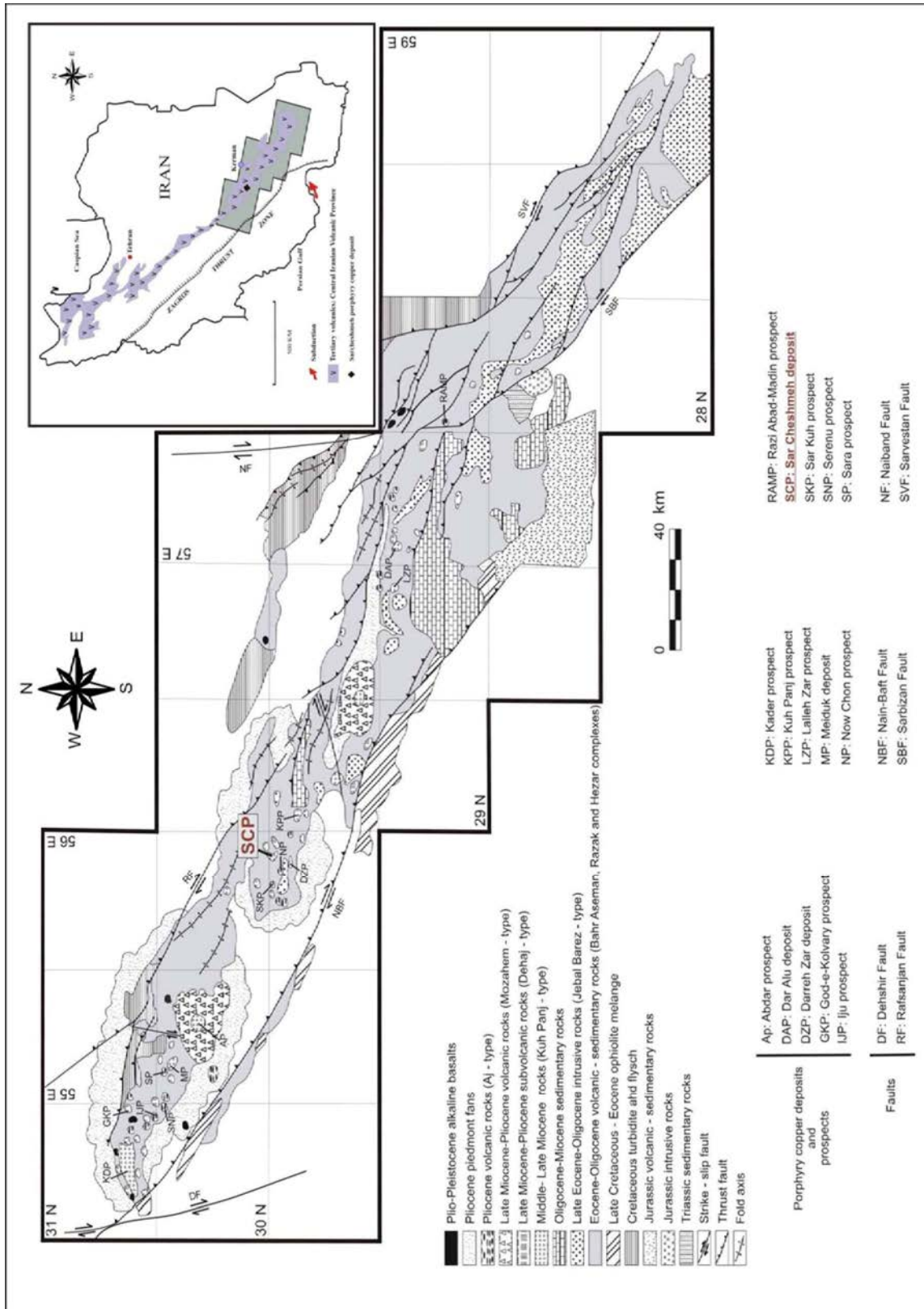
**دگرسانی پتاسیک:** در این دگرسانی پتاسیم فلدسپار از دگرسانی پلاژیوکلازها و یا تبلور مجدد پتاسیم فلدسپار اولیه حاصل می‌شود و بیوتیت ثانویه نیز از دگرسانی بیوتیت‌های اولیه و هورنبلند ایجاد می‌شود. آهن آزاد شده از دگرسانی بیوتیت‌های ماگمایی می‌تواند در عمق صرف تولید یک یا تعداد بیشتری از کانیهای کالکوپیریت، پیریت و بورنیت شود. با توجه به مطالعه مقاطع میکروسکوپی مربوط به دگرسانی پتاسیک کانسار مس پورفیری سرچشمه می‌توان عنوان کرد، پتاسیم فلدسپار در این زون به‌علت دگرسانی پلاژیوکلاز حاصل شده و بیوتیت‌های ثانویه در نتیجه دگرسانی بیوتیت‌های اولیه یا ماگمایی و هورنبلندها ایجاد شده‌اند (شکل ۴-ب). در بعضی از قسمت‌ها نیز در اثر دگرسانی بیوتیت‌های اولیه یا ثانویه، کلریت تشکیل شده و در اثر دگرسانی پتاسیم فلدسپار، مسکویت دیده می‌شود، که این فرآیندها و تشکیل این کانیها نشان‌دهنده کاهش  $K^+/aH^+$  در سیال گرمایی است. در این زون رگه‌هایی از انیدریت قابل مشاهده است که این رگه‌ها فاقد کانی‌سازی‌اند و احتمالاً از سرد شدن سیالات گرمایی در محیط‌های دما بالا (بیش از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) و به‌دلیل بالا بودن فشار اکسیژن در محلول ماگمایی حاصل شده‌اند [۱]. فنوکریست‌های هورنبلند در مقاطع مورد مطالعه به بیوتیت‌های ثانویه، انیدریت و به مقدار کمی به کانیهای اپک (مگنتیت و کالکوپیریت) دگرسان شده‌اند. در اثر دگرسانی فنوکریست‌های بیوتیت نیز ممکن است؛ انیدریت حاصل شود. در قسمت‌های بالایی زون پتاسیک این زون به زون بیوتیتی تبدیل می‌شود که در مقاطع میکروسکوپی مطالعه شده از این زون، حضور مقدار زیادی بیوتیت ثانویه و تبدیل شدن آمفیبول به بیوتیت و مگنتیت و نبود آن در مقاطع مورد مطالعه کاملاً مشهود است. بیوتیت‌های ثانویه در زمینه کوارتز و فلدسپار قرار گرفته‌اند و به‌طور موضعی جانشین فنوکریست‌های هورنبلند و بیوتیت اولیه شده‌اند. کالکوپیریت کانی اصلی سولفیدی در این زون است، که به‌صورت افشان در زمینه سنگ، هم‌رشدی با مگنتیت و به‌صورت رگه‌ای با کوارتز دیده می‌شود.

کردپلرا، میزبان کانسارهای مس - مولیبدن به‌همراه دیگر کانسارهای وابسته به این خاستگاههای ژئودینامیکی می‌باشد، که اکثر کانسارهای مس پورفیری ایران در این کمربند کمانهای ماگمایی حاشیه قاره مانند قرار دارند [۶، ۹، ۱۰]. بخش جنوب شرقی کمربند ارومیه-دختر، که کانسار مس پورفیری سرچشمه نیز در آن قرار دارد، تحت عنوان کمربند دهج - ساردوئیه خوانده می‌شود؛ که با روند شمال غرب - جنوب شرق در استان کرمان قرار گرفته [۱۱] و بیشترین مقدار ماگمای ایجاد شده در کمربند ارومیه - دختر را به‌خود اختصاص داده است.

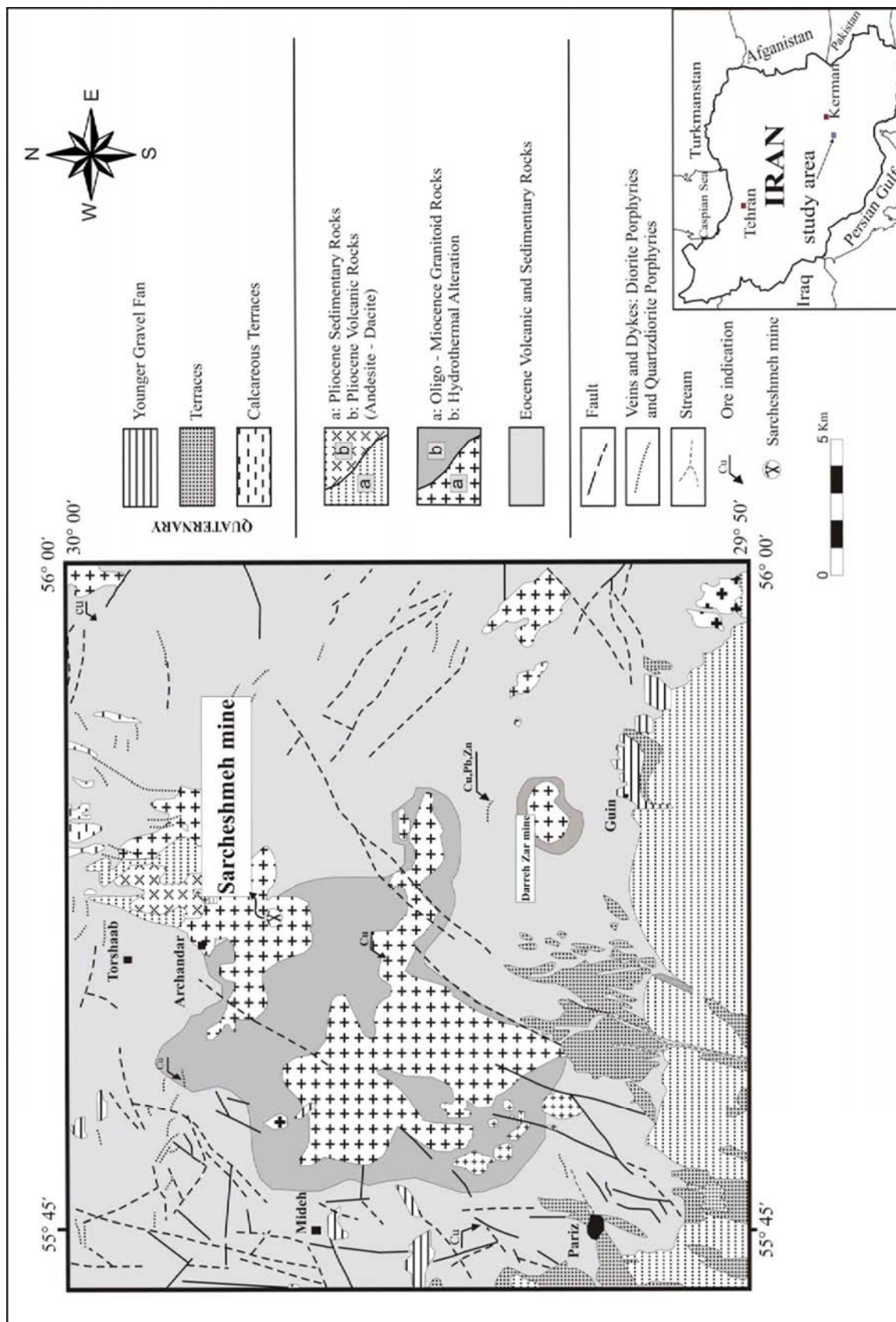
کمربند دهج - ساردوئیه در حقیقت یک کمربند آتشفشانی - نفوذی است؛ که شواهد متعددی از کانسارهای پورفیری و مناطق امیدبخش در آن دیده می‌شود (شکل ۱). ماگمای ایجاد شده در این کمربند اختصاص به دوران سنوزوئیک داشته و در ائوسن به‌صورت فرآیندهای آتشفشانی و در الیگوسن بیشتر به‌صورت نفوذ ماگما نمود داشته است. فاز اصلی نفوذی و مولد کانسارسازی در منطقه سرچشمه استوکی با ترکیب گرانودیوریت تا تونالیت بوده و دارای سن ۱۲/۵ میلیون سال می‌باشد [۸]، که این استوک عامل اصلی کانی‌سازی در معدن سرچشمه تلقی می‌شود. این استوک در سنگهای آتشفشانی - رسوبی نفوذ کرده و آنها را تحت تأثیر دگرسانی قرار داده است. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی منطقه سنگهای آتشفشانی ائوسن هستند [۳] و عمدتاً ترکیب آن‌دزیتی دارند که همراهی آنها با رسوبات این دوره نشان‌دهنده یک محیط آتشفشانی - رسوبی زیردریایی در آن زمان است. قسمت اعظم این مجموعه از سنگهای مختلف با منشأ آتشفشانی تشکیل شده است و سنگهای قدیمی‌تر در منطقه مورد مطالعه که پایه این تشکیلات را به‌وجود آورده‌اند، رخنمون ندارند و به همین دلیل بیشتر سازندهای مورد بررسی مربوط به ترشیری و بعد از آن می‌باشند. سنگهای نفوذی و نیمه‌عمیق و همچنین دایک‌ها، این مجموعه را در بسیاری از نقاط قطع کرده‌اند (شکل ۲).

#### دگرسانی

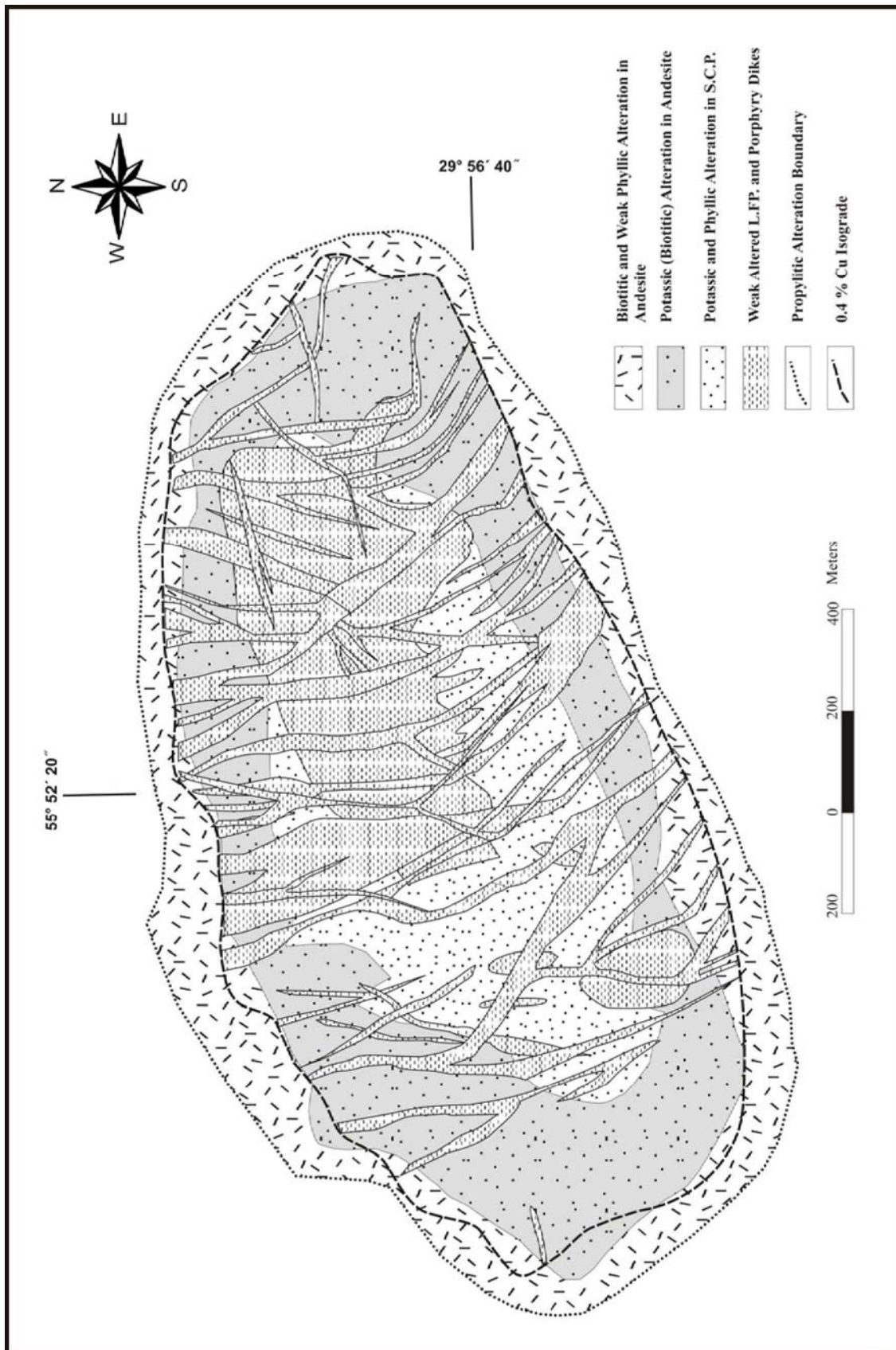
الگوی دگرسانی کانسار مس پورفیری سرچشمه قابل مقایسه با الگوی دگرسانی دیگر کانسارهای مس پورفیری توصیف شده توسط لوول و گیلبرت [۱۲] می‌باشد. بدین ترتیب دگرسانی پتاسیک در مرکز سیستم قرار می‌گیرد و به‌طرف بیرون



شکل ۱. موقعیت کمرند آتشفشانی ارومیه- دختر و پراکندگی کانسارها و محدوده‌های امیدبخش با تیب پورفیری در کمرند دهج - سارودنیه [۱۱] و موقعیت کمرند دهج - سارودنیه بر روی نقشه ایران (نقشه اقتباس شده از شهاب‌پور و کرامر، [۱۳] همراه با تغییر).



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه سرچشمه [۱۱].

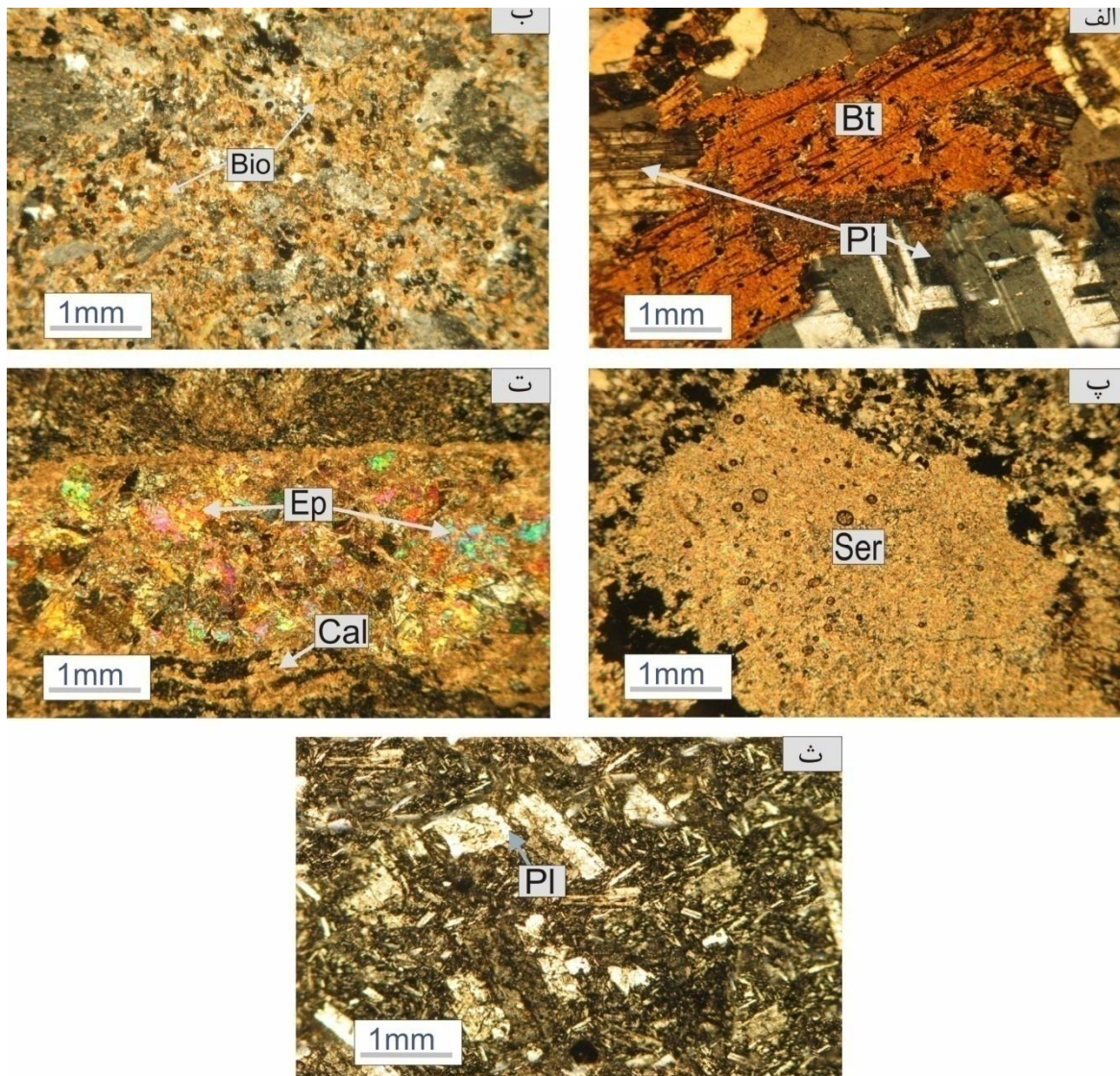


شکل ۳. زون‌های دگرسانی مختلف در کانسار مس پورفیری سرچشمه [۳].



و به‌خصوص در اعماق کمتر به‌صورت رگه‌چهای رخ داده است و با رگه‌های کوارتزار نیز دیده می‌شوند.

مقادیر کمی از بورنیت همراه با کالکوپیریت در این زون دیده می‌شود و پیریت نیز به‌صورت افشان و رگه‌چهای در زون پتاسیک تشکیل شده است. مولیبدنیت در دگرسانی پتاسیک



شکل ۴: تصاویر میکروسکوپی مربوط به سنگهای غیر دگرسان و دگرسان شده کانسار مس پورفیبری سرچشمه:

الف) تصویر میکروسکوپی مربوط به نمونه تازه و دگرسان نشده حاصل از قسمت‌های عمقی توده نفوذی گرانودیوریتی، (Sar 145)؛ در این تصویر بیوتیت و پلاژیوکلازهای اولیه به‌خوبی قابل مشاهده است. ب) تصویر میکروسکوپی مربوط به دگرسانی پتاسیک کانسار (هاله بیوتیتی)، (Sar 103)، در این مقطع بیوتیت ثانویه در زمینه‌ای از کوارتز و آلکالی‌فلدسپار دیده می‌شود. پ) تصویر میکروسکوپی مربوط به دگرسانی فلیک کانسار (Sar 110)، همان‌طور که در این تصویر دیده می‌شود، بلورهای پلاژیوکلاز به‌طور کامل به سرسیت دگرسان شده است. ت) تصویر میکروسکوپی مربوط به دگرسانی پروپیلیتیک کانسار (Sar 136)، همان‌طور که در تصویر قابل مشاهده است، کانیهای مافیک اولیه (بیوتیت و هورنبلند) و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز در اثر دگرسانی به کلریت، اپیدوت و کربنات تبدیل شده‌اند. ث) تصویر میکروسکوپی مربوط به آندزیت‌های تازه و دگرسان نشده اطراف کانسار، در این تصویر بلورهای پلاژیوکلاز در یک زمینه با خمیره میکروولیتیک تا شیشه‌ای حضور دارند. همه تصاویر در وضعیت XPL تهیه شده‌اند (Bt: بیوتیت، Bio: بیوتیت ثانویه، Cal: کلسیت، Ep: اپیدوت و Pl: پلاژیوکلاز).

**دگرسانی فیلیک:** این دگرسانی در نتیجه خروج سدیم، کلسیم و منیزیم از سنگهای آلومینوسیلیکاتی و ورود پتاسیم مربوط به فلدسپارهای موجود در سنگ، برای تشکیل سرسیت حادث می‌شود. این زون دگرسانی در سرچشمه با حضور سرسیت، پیریت و کوارتز و مقدار جزئی کلریت، ایلیت و روتیل و مقدار خیلی کمی پیروفیلیت مشخص می‌شود، که سرسیت جانشین پلاژیوکلاز، کوارتز و بیوتیت‌های اولیه و ثانویه شده است (شکل ۴-پ) و کلریت می‌تواند جانشین بیوتیت‌های اولیه و ثانویه شده باشد. آهن حاصل از دگرسانی بیوتیت و کانیهای مافیک با آهن و گوگرد موجود در سیالات گرمابی، تولید پیریت می‌نماید، که این کانی سولفیدی، ۱۰ درصد حجمی کانیهای موجود در دگرسانی مذکور را تشکیل می‌دهد. در این زون دگرسانی کربنات‌ها و انیدریت از کانیهای کمیاب به‌شمار می‌آیند، ولی احتمال حضور آنها با رگه‌چه‌های کوارتز وجود دارد. در بخش درونی این زون سرسیت کانی غالب است، در صورتی که به سمت بخشهای بیرونی، کانیهای رسی اهمیتی بیشتر می‌یابند. سرسیتی شدن نیز، بر فلدسپارها و بیوتیت اولیه اثر می‌گذارد و دگرسانی بیوتیت، مقدار ناچیز روتیل تولید می‌کند [۱]. همچنین محلول غنی از سولفید که دارای خاصیت اسیدی است موجب هیدرولیز سیلیکات‌ها می‌شود.

هیدرولیز از سیلیکات‌های فرومنیزیم‌دار شروع شده و در مرحله نهایی فلدسپارهای پتاسیم‌دار دگرسان می‌گردند. کانیهایی که ابتدا دگرسان می‌شوند درصد دگرسانی‌شان زیادتر است و در صورت دگرسان شدن فلدسپارهای پتاسیم‌دار، کانیهایی که ابتدا دگرسان شده‌اند به جای سرسیت، کائولینیت در آنها یافت خواهد شد. در این دگرسانی پیریت عمدتاً به صورت رگه‌های و بعضاً به صورت افشان قابل مشاهده است. کالکوپیریت نیز عمدتاً در رگه‌ها به همراه پیریت قابل مشاهده بوده و مولیبدنیت به مقدار ناچیز در رگه‌ها دیده می‌شود.

**دگرسانی آرژیلیک:** بین و بودنار<sup>۱</sup> [۱۴] معتقدند دگرسانی آرژیلیک در کانسارهای پورفیری تحت تأثیر محلولهای گرمابی اولیه به وجود نمی‌آید و بیشتر در اثر فرآیندهای سوپرژن ایجاد می‌شوند. همچنین معتقدند که در طی این دگرسانی همه کانیهای تشکیل دهنده سنگ به‌طور کامل به کانیهای رسی، سرسیت، کوارتز و هماتیت دگرسان می‌شوند.

مطالعات کانی‌شناسی به روش پراش اشعه ایکس (XRD) بر روی دو محدوده آرژیلیک موجود در قسمت غربی و شمالی کانسار سرچشمه صورت پذیرفته است، در نتیجه بررسیهای انجام شده بر روی نمونه‌های محدوده غربی کانسار بیانگر حضور کائولینیت، ایلیت-میکا، کوارتز و پیریت به‌عنوان تنها کانی سولفیدی موجود در این محدوده می‌باشد و با توجه به آنالیزهای انجام شده، در این محدوده هیچ‌گونه تغییری از قسمت‌های عمقی به طرف سطح و حاشیه کانسار دیده نشده است. همچنین مطالعه نمونه‌های حاصل از قسمت شمالی کانسار مس پورفیری سرچشمه مؤید حضور ایلیت-میکا، کائولینیت، مونت‌موریونیت، کلریت و کوارتز در این قسمت از کانسار است. با انجام یک‌سری مطالعات سیستماتیک (به روش پراش اشعه ایکس از عمق به طرف سطح دگرسانی) بر روی نمونه‌های حاصل از دگرسانی آرژیلیک در محدوده شمالی کانسار مشخص شد که نمونه‌های عمقی و نزدیک به توده نفوذی کائولینیت بیشترین فراوانی را دارد و به سمت قسمت‌های خارجی و حاشیه کانسار مونت‌موریونیت افزایش می‌یابد. اوانز<sup>۲</sup> [۱] معتقد است که، در کانسارهای مس پورفیری کائولینیت با نزدیکتر شدن به توده نفوذی فراوان شده و با دور شدن از آن، مونت‌موریونیت افزایش می‌یابد و کوربت<sup>۳</sup> [۱۵] بیان می‌کند که دگرسانی آرژیلیک در اعماق بیشتر ایلیتی و کائولینیتی بوده و به سمت بالا و حاشیه کانسار به مجموعه ایلیت-اسمکتیت و اسمکتیت تبدیل می‌شود و در صورت پایین بودن سولفید و اکسیدهای آهن، این زون برای وجود کائولینیت حائز اهمیت است. نبود مونت‌موریونیت در این محدوده از دگرسانی آرژیلیک کانسار سرچشمه را می‌توان به غالب بودن یون  $K^+$  نسبت به یون‌های  $Ca$  و  $Na$  در محلول، pH اسیدی در سیالات مؤثر در دگرسانی، کمبود سیلیس برای تشکیل مونت‌موریونیت و فشار لیتواستاتیک ناشی از طبقات فوقانی و یا عمق تشکیل دگرسانی نسبت داد، به‌طوری‌که با کاهش عمق مقدار سیلیس افزایش یافته و فشار حاکم برای خارج کردن آب از ساختار مونت‌موریونیت کاهش می‌یابد و باعث تمرکز این کانی می‌شود. همچنین اگر به جای  $H^+$  در مونت‌موریونیت یون  $K^+$  قرار بگیرد (به‌منظور خنثی نمودن و کمبود ناشی از جانشینی  $Al^{+3}$  با  $Si^{+4}$  در لایه اکتاندر) ایلیت تشکیل می‌شود. به‌طور کلی می‌توان گفت که حضور مقادیر بالایی از یون  $K^+$  و

اسیدهای ناپایدار شیمیایی  $(Na_2O + K_2O + CaO)$  می‌باشد. معادله (۱):

$$CIA = Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO)$$

به‌طور کلی فرآیندهای دگرسانی و هوازدگی به خارج کردن عناصر قابل حل و افزایش مقدار CIA منجر می‌شود. در نتیجه با افزایش CIA مقدار  $Al_2O_3$  افزایش و  $Na_2O + K_2O + CaO$  کاهش می‌یابد [۱۸]. مقادیر CIA مربوط به زون‌های مختلف دگرسانی کانسار سرچشمه در جدول ۲ ارائه شده است. بالاترین مقدار CIA در نمونه‌های سنگی مختلف کانسار مورد مطالعه مربوط به زون آرژیلیک است که غالباً به علت شدت فرآیندهای دگرسانی، تخریب فلدسپارها و تشکیل کانیه‌های رسی حاصل شده است. همچنین کمترین مقدار مؤلفه مذکور مربوط به نمونه‌های تازه و غیردگرسان عمقی و سطحی کانسار می‌باشد.

برای ارزیابی شدت دگرسانی در نمونه‌های دگرسان نشده و نمونه‌های دگرسان شده از روش محاسبه شاخص دگرسانی کانی‌شناختی یا  $MIA^1$  و  $WIKO^2$  و همکاران [۱۹] استفاده شده است.  $WIKO$  و همکاران بر اساس معادله ۲ و مقدار  $MIA$ ، شدت هوازدگی یا دگرسانی را به ۴ دسته کلی به شرح زیر تقسیم می‌کنند:

$$MIA = 2 \times (CIA - 50) \quad \text{معادله (۲)}$$

الف) نمونه سالم و بدون تأثیر هوازدگی (۰-۲۰٪)، ب) شدت هوازدگی ضعیف (۲۰-۴۰٪)، پ) شدت هوازدگی متوسط (۴۰-۶۰٪)، ج) شدت هوازدگی شدید تا بسیار شدید (۶۰-۱۰۰٪). در نمونه‌های مورد مطالعه کمترین مقدار  $MIA$  مربوط به نمونه‌های آندزیتی و گرانودیوریتی تازه و دگرسان نشده سطحی و عمقی است، که نشان می‌دهد این نمونه‌ها از دگرسانی محفوظ مانده‌اند و خیلی کم تحت تأثیر فرآیندهای دگرسانی قرار گرفته‌اند. اما بیشترین مقدار به زون‌های دگرسانی فیلیک و آرژیلیک تعلق دارد، که نشانگر شدت دگرسانی متوسط در زون فیلیک و شدید تا بسیار شدید در زون آرژیلیک کانسار مورد مطالعه می‌باشد.

### همبستگی و معادله‌ی خط برگشت<sup>۲</sup>

به‌منظور تعیین مناسبترین عنصر برای انجام کارهای موازنه جرم، بررسی همبستگی و معادله خط برگشت بین عناصر کم‌تحرک لازم و ضروری به نظر می‌رسد. لذا برای سنجش ارتباط بین دو متغیر عددی، از شاخصی به نام ضریب

محیطی اسیدی‌تر نسبت به قسمت‌های سطحی دگرسانی، شرایط لازم را برای حضور کائولینیت و نبودن مونت‌موریونیت در قسمت‌های عمقی فراهم کرده است. در دگرسانی آرژیلیک کانسار سرچشمه به‌طور کلی کانی‌سازی انجام نشده است و تنها به عنوان یک زون راهنما در کارهای اکتشافی مورد بررسی قرار می‌گیرد.

**دگرسانی پروپیلیتیک:** محلول‌های ماگمایی و جوی غنی از منیزیم، آهن، کلسیم و بی‌کربنات در سنگهای منطقه موجب تغییرات شیمیایی و کانی‌شناسی شده است، که در نتیجه کانیهایی از جمله اپیدوت، کلریت، کربنات، ژئولیت، آلبیت و مونت‌موریونیت تشکیل می‌شوند [۱۶]. در کانسار مس پورفیری سرچشمه این دگرسانی توسط کانیهای کلسیم و منیزیم‌دار مشخص می‌شود. کانیهای فرعی این زون دگرسانی شامل آپاتیت، انیدریت، آنکرایت و همتایت است. در دگرسانی پروپیلیتیک کانسار سرچشمه کانیهای مافیک اولیه (بیوتیت و هورنبلند) به‌طور بخشی یا کامل به کلریت، اپیدوت و کربنات تبدیل شده‌اند و پلاژیوکلاز در بیشتر قسمت‌ها بدون تغییر باقی‌مانده و یا به سرسیت، کلریت و اپیدوت تبدیل شده است (شکل ۴-ت). در بعضی از قسمت‌های کانسار، به‌خصوص در افق‌های بالایی و غربی معدن، رگه‌هایی از کلسیت، کلریت و اپیدوت در درون سنگهای آندزیت‌های میزبان دیده می‌شود، که معرف دگرسانی پروپیلیتیک می‌باشند و از طرفی بیانگر این مطلب که این زون در اثر دگرسانی کانیهای مافیک و جزء آنورتیتی پلاژیوکلاز و تزریق سیال غنی از منیزیم، آهن و بی‌کربنات ایجاد شده است. چیرگی کانیهای کربناتی نظیر کلسیت در دگرسانی پروپیلیتیک نشانگر عملکرد سیال دگرسان‌ساز با pH قلیایی و نزدیک به خنثی و همچنین غنی از گاز  $CO_2$  می‌باشد. لذا در صورتی که محتوای گاز  $CO_2$  در سیال پایین باشد، کانی ژئولیت تشکیل می‌شود و در صورت کاهش هر چه بیشتر گاز  $CO_2$ ، شاهد حضور کانی اپیدوت به صورت شاخص، در مجموعه کانیهای دگرسانی خواهیم بود [۱۷].

### شاخص شیمیایی دگرسانی

شدت دگرسانی از طریق محاسبه شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) با استفاده از نسبت‌های مولکولی محاسبه می‌شود [۱۸]. محاسبه CIA با اندازه‌گیری نسبت  $Al_2O_3$  در مقابل

روش محاسبه ضریب همبستگی پیرسون با استفاده از معادله ۳ و ۴ محاسبه و نتایج به‌دست آمده در جدول ۳ ارائه شده است.

$$\text{معادله (۳): } E(xy) - E(X).E(Y)/n-1 = \text{کواریانس}$$

معادله (۴):

$$\text{همبستگی} = (E(xy) - E(X).E(Y)/n-1) / (\sqrt{\text{var}(x) \text{var}(y)/n-1})$$

$$\text{var}(y)/n-1 = E(xy) - E(X).E(Y) / \sqrt{\text{var}(x) \text{var}(y)}$$

$E(Y)$  و  $E(X)$  مقدار عددی مؤلفه‌های  $x$  و  $y$ ، تعداد نمونه‌ها  $n$  و  $\text{var}(x)$  و  $\text{var}(y)$  واریانس  $x$  و  $y$ .

همبستگی استفاده می‌شود، که هر چه مقدار این ضریب به ۱ یا -۱ نزدیکتر باشد ارتباط بین دو متغیر شدیدتر است و اگر دو متغیر مستقل باشند، مقدار ضریب همبستگی برابر صفر خواهد بود. در روشهای مختلف موازنه جرم عمدتاً از عناصر بی‌تحرک به عنوان عنصر مبنا استفاده می‌شود. عناصری مانند  $Al$ ،  $Ti$ ،  $Zr$  و  $Nd$  به عنوان کم‌تحرک‌ترین عناصر در طول فرآیندهای دگرسانی به خصوص در کانسارهای گرمایی و کانسارهای با تیپ پورفیری شناخته می‌شوند، که برای محاسبه همبستگی این عناصر با چند عنصر دیگر از

جدول ۲. مقادیر CIA و MIC مربوط به نمونه‌های غیردگرسان و دگرسان‌شده زون‌های مختلف دگرسانی کانسار مس پورفیری سرچشمه

(CIA= شاخص شیمیایی دگرسانی و MIC= شاخص دگرسانی کانی‌شناختی).

اندزیت غیر دگرسان	دگرسانی پروپیلیتیک	دگرسانی آرژیلیک	دگرسانی فیلیک	دگرسانی پتاسیک	گرانودیوریت غیر دگرسان
۵۸/۸۰-۶۰/۲۲	۶۱/۰۶-۶۳/۹۳	۸۵/۵۵-۹۲/۱۷	۷۸/۴۹-۷۹/۳۴	۵۵/۳۵-۶۴/۹۴	۵۹/۴۱-۶۰/۹۵
۱۷/۶۰-۲۰/۴۴	۲۲/۱۳-۲۷/۸۶	۷۱/۱۱-۸۴/۳۵	۵۶/۹۹-۵۸/۶۹	۱۰/۷۰-۲۹/۸۹	۱۸/۸۳-۲۱/۹۰

حال کمی کردن این ارتباط گاهی سودمند خواهد بود که این کار به‌طور معمول با استفاده از معادله خط برگشت انجام می‌شود. جهت محاسبه رگرسیون از تغییرات  $Al_2O_3$  در مقابل  $TiO_2$  و عناصر  $V$ ،  $Zr$ ،  $Nb$ ،  $Nd$  و  $Th$  استفاده شده است. همان‌طور که از شکل ۶ بر می‌آید، ارتباط خاصی بین عناصر کم‌تحرک و عناصر دیگر وجود ندارد و به‌خصوص عناصر کم‌تحرک به‌صورت مستقل و مجزا عمل می‌کنند و به یکدیگر وابسته نیستند.

در نتیجه با توجه به محاسبات ضریب همبستگی، ارتباط معنی‌دار عناصر با یکدیگر، نمودار خوشه‌ای و معادله خط برگشت بین عناصر کم‌تحرک  $Al$ ،  $Ti$ ،  $Zr$  و  $Nd$  و تعدادی دیگری از عناصر، عنصر  $Ti$  به‌عنوان باثبات‌ترین و کم‌تحرک‌ترین عنصر جهت محاسبات موازنه جرم انتخاب شد، همچنین در انتخاب این عنصر تغییرات ناچیز آن در نمونه‌های مختلف آنالیز شده مورد توجه قرار گرفته است.

چنان‌که از این جدول بر می‌آید، در بین عناصر کم‌تحرک،  $Ti$  کمترین همبستگی را با عناصر و اکسیدهای دیگر دارد. همچنین با انجام ضریب همبستگی با نرم افزار SPSS درجه اهمیت ارتباط و یا ارتباط معنی‌دار این عناصر<sup>۱</sup> با یکدیگر مشخص شده است و در صورتی ارتباط بین عناصر معنی‌دار خواهد بود که این مقدار کمتر از ۰/۰۵ باشد. در نتیجه همان‌طور که از جدول ۴ بر می‌آید هیچ‌گونه ارتباط معنی‌داری بین عناصر کم‌تحرک و عناصر دیگر دیده نمی‌شود. در شکل ۵ نیز نمودار خوشه‌ای این عناصر رسم شده است و این‌گونه که از شکل بر می‌آید تنها بین عناصر  $Nd$  و  $Th$  و عناصر  $V$  و  $Y$  ارتباط ضعیفی وجود دارد و بقیه عناصر مستقل بوده و ارتباط معنی‌داری با یکدیگر ندارند.

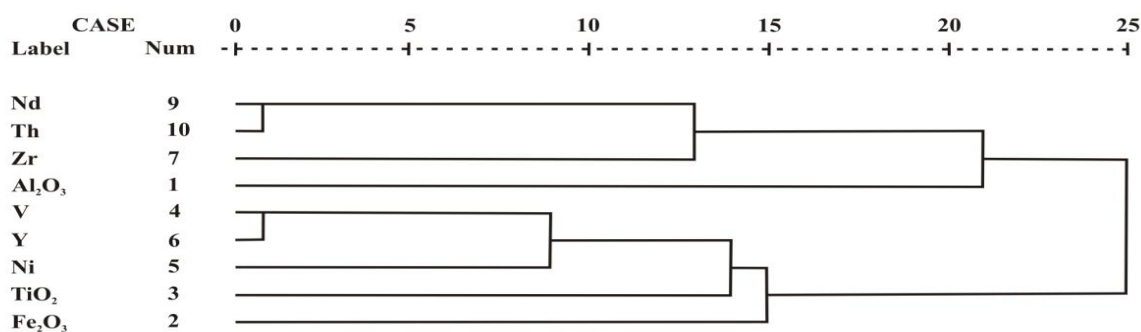
رگرسیون یا معادله خط برگشت یکی از پرکاربردترین روشهای آماری است که برای سنجش و ارائه مدل ارتباط یک متغیر با یک یا چند متغیر دیگر به کار می‌رود. در نتیجه در زمین‌شناسی اغلب قدرت یک ارتباط، آن‌گونه که با استفاده از ضریب همبستگی تعریف می‌شود، اطلاعات بسنده‌ای برای استنتاج نتیجه‌گیریهای سنگ‌شناختی و آماری به‌دست می‌دهد. به هر

جدول ۳. محاسبه ضریب همبستگی بین عناصر کم‌تحرک Al, Ti, Zr, Nd و چند عنصر دیگر در کانسار مس پورفیری سرچشمه.

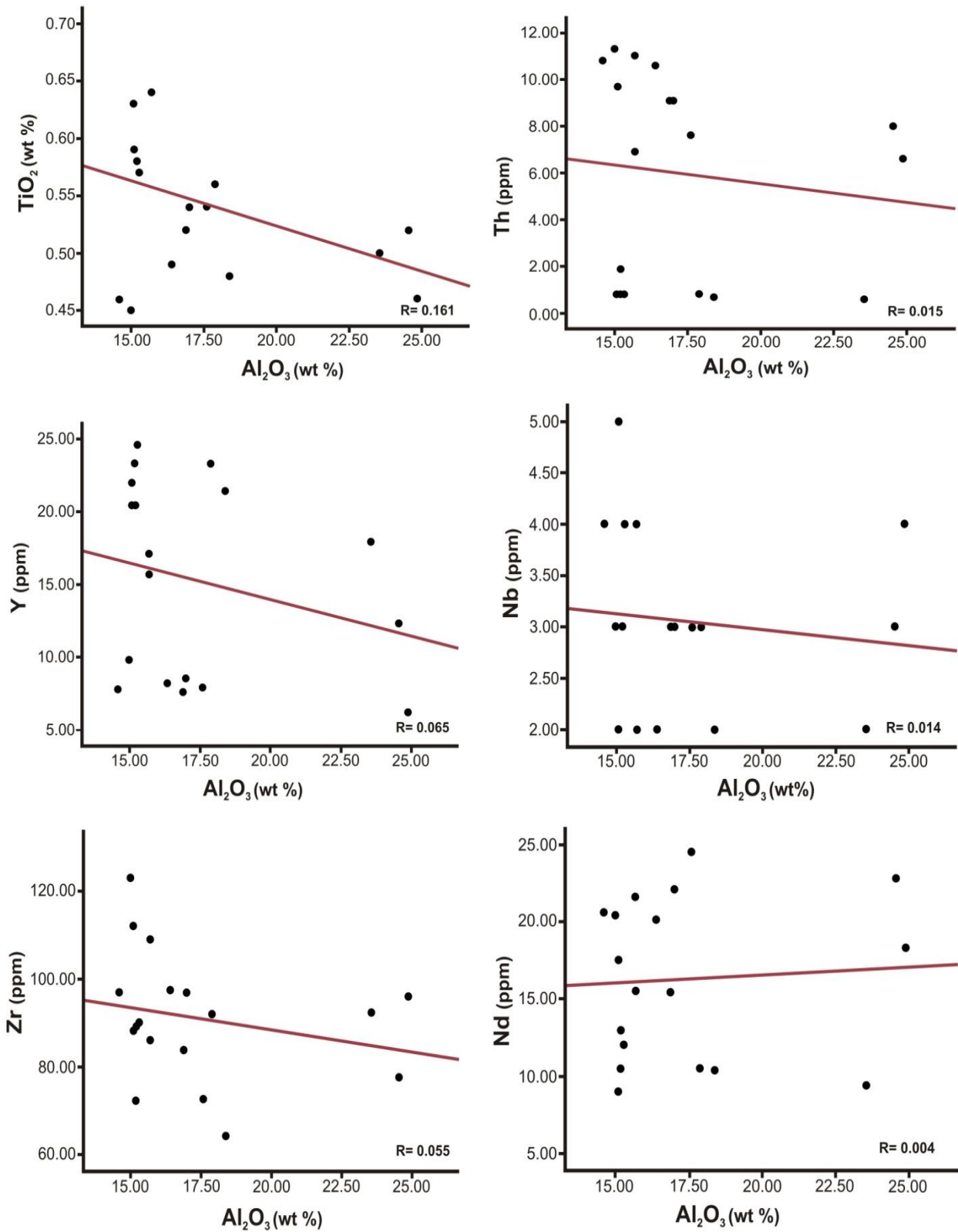
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	V	Ni	Y	Zr	Nb	Nd	Th
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱/۰۰۰									
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-۰/۶۱۷	۱/۰۰۰								
TiO <sub>2</sub>	-۰/۴۰۱	۰/۱۵۸	۱/۰۰۰							
V	-۰/۰۶۲	۰/۲۴۷	۰/۲۲۲	۱/۰۰۰						
Ni	۰/۰۹۸	-۰/۰۷۰	۰/۰۲۷	۰/۵۰۹	۱/۰۰۰					
Y	-۰/۲۵۴	۰/۳۹۳	۰/۵۳۵	۰/۸۴۷	۰/۴۷۰	۱/۰۰۰				
Zr	-۰/۲۳۵	۰/۲۰۶	-۰/۰۰۷	-۰/۴۵۰	-۰/۰۹۳	-۰/۱۸۸	۱/۰۰۰			
Nb	-۰/۱۱۹	-۰/۱۱۰	۰/۰۶۸	۰/۰۴۹	۰/۰۹۰	۰/۰۰۹	-۰/۰۹۷	۱/۰۰۰		
Nd	۰/۰۶۶	-۰/۳۹۸	-۰/۱۲۹	-۰/۱۸۶۴	-۰/۴۱۲	-۰/۷۶۷	۰/۱۷۳	۰/۰۱۷	۱/۰۰۰	
Th	-۰/۱۲۴	-۰/۱۲۲	-۰/۰۹۷	-۰/۹۴۰	-۰/۴۵۱	-۰/۷۵۹	۰/۴۴۵	-۰/۰۵۷	۰/۸۷۴	۱/۰۰۰

جدول ۴. محاسبه درجه اهمیت و ارتباط عناصر کم‌تحرک Al, Ti, Zr, Nd و چند عنصر دیگر در کانسار مس پورفیری سرچشمه.

	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	V	Ni	Y	Zr	Nb	Nd	Th
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-									
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰/۰۰۶	-								
TiO <sub>2</sub>	۰/۰۹۹	۰/۵۳۱	-							
V	۰/۸۰۶	۰/۳۲۳	۰/۳۷۶	-						
Ni	۰/۶۹۸	۰/۷۸۲	۰/۹۱۵	۰/۰۳۱	-					
Y	۰/۳۰۹	۰/۱۰۷	۰/۰۲۲	۰/۰۰۰	۰/۰۴۹	-				
Zr	۰/۳۴۸	۰/۴۱۳	۰/۹۷۷	۰/۰۶۱	۰/۷۱۳	۰/۴۵۵	-			
Nb	۰/۶۳۸	۰/۶۶۳	۰/۷۹۰	۰/۸۴۷	۰/۷۲۲	۰/۹۷۳	۰/۷۰۱	-		
Nd	۰/۷۹۴	۰/۱۰۲	۰/۶۱۱	۰/۰۰۰	۰/۰۸۹	۰/۰۰۰	۰/۴۹۲	۰/۹۴۸	-	
Th	۰/۶۲۳	۰/۶۳۰	۰/۷۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۶۰	۰/۰۰۰	۰/۰۶۴	۰/۸۲۳	۰/۰۰۰	-



شکل ۵. نمودار خوشه‌ای عناصر کم‌تحرک و چند عنصر دیگر در کانسار مس پورفیری سرچشمه.



شکل ۶. نمودار معادله رگرسیون تعدادی از عناصر کم‌تحرک و چند عنصر دیگر در مقابل  $Al_2O_3$ . (اکسیدهای  $Al_2O_3$  و  $TiO_2$  بر حسب درصد وزنی (wt %) و بقیه عناصر بر حسب قسمت در میلیون یا ppm می‌باشد).

### ترکیب شیمیایی و موازنه جرم (Mass-balance) در دگرسانیهای مختلف

روشهای موازنه جرم، برای تعیین گسترش دگرسانی و تحرک نسبی عناصر در مناطق به شدت دگرسان و در یافتن روندهای شیمیایی در مناطق کانی‌سازی به کار گرفته می‌شوند. محاسبات موازنه جرم، برای کمی‌کردن تغییرات شیمیایی حاصل از دگرسانیهای مختلف (پتاسیک، فلیک، آرزیلیک و پروپیلیتیک) نسبت به سنگ مادر غیردگرسان یا با دگرسانی ناچیز صورت پذیرفت. نمونه مرکب (Composite Sample) که در واقع، مخلوطی از ۳ نمونه سنگ مادر حاصل از قسمتهای عمقی توده‌ی نفوذی گرانودیوریتی و ۳ نمونه گرفته‌شده از آندزیت‌های اطراف کانسار می‌باشد؛ به‌عنوان نمونه‌های مورد مقایسه با نمونه‌های حاصل از دگرسانیهای مختلف مورد استفاده قرار گرفته است. در حقیقت روشهای موازنه جرم؛ برای تعیین گسترش دگرسانی و تحرک نسبی عناصر در مناطق به شدت دگرسان و در یافتن روندهای شیمیایی در مناطق کانی‌سازی به کار گرفته می‌شوند.

در محدوده کانسار سرچشمه به‌منظور شناخت رفتار ژئوشیمیایی عناصر و فرآیندهای ژئوشیمیایی درگیر در حین دگرسانیهای گرمایی مرتبط با کانی‌سازی در این معدن از روش بررسی تغییرات جرم عناصر استفاده شده است. روابط جرم بین سنگ مادر و محصولات دگرسانی از طریق افزایش یا کاهش عناصر تعیین می‌شود. به بیان دیگر تحرک عناصر نتیجه‌ای از شکسته‌شدن کانیهای معین با پیشرفت دگرسانی و ته‌نشینی آنهاست [۲۰]. در توده نفوذی سرچشمه و سنگهای آندزیتی میزبان آن مقادیر قابل توجهی از عناصر کمیاب در ترکیب کانیهای اولیه مانند پلاژیوکلاز و پیروکسن وارد می‌شوند. عناصر کمیابی که در ساختار این کانیها جای گرفته‌اند می‌توانند توزیع دوباره یابند یا از سیستم خارج شوند. حفظ عناصر کمیاب در زون دگرسان به تشکیل و پایداری کانیهای ثانویه که می‌توانند میزبان این عناصر باشند، بستگی دارد. کانیهای ثانویه به خصوص رس‌ها، زئولیت‌ها، فسفات‌ها و اکسی/هیدروکسیدهای آهن فرآورده‌های رایج کانیهای اولیه هستند و می‌توانند حاوی عناصر کمیاب به‌عنوان اجزای اصلی یا فرعی باشند [۲۱]. نسبت غنی‌شدگی یا تهی‌شدگی عناصر توسط تصحیح تغییرات جرم و سپس محاسبه‌کردن تغییرات ترکیبی توسط مقایسه با سنگ مادر با کمترین دگرسانی

تعیین شده است [۲۲، ۲۳، ۲۴، ۲۵، ۲۶، ۲۷، ۲۸] که در این‌جا همان نمونه غیر دگرسان یا کمتر دگرسان شده است. این  $\text{TiO}_2$  سنگ با کمترین دگرسانی یا سنگ تازه ( $C_{\text{TiO}_2}^{\text{O}}$ ) در مقایسه با معادل دگرسان‌شده ( $C_{\text{TiO}_2}^{\text{A}}$ ) مقایسه می‌شود و برای تغییر در وزن مخصوص سنگ دگرسان ( $\rho^{\text{A}}$ ) و سنگ با کمترین دگرسانی ( $\rho^{\text{O}}$ ) تصحیح می‌شود تا ضریب حجمی (eq. 1) محاسبه شود. ضریب حجمی عبارت است از:

$$f_V = C_{\text{TiO}_2}^{\text{O}} / C_{\text{TiO}_2}^{\text{A}} * (\rho^{\text{O}} / \rho^{\text{A}}) \quad \text{معادله (۵)}$$

در محاسبات نسبت واقعی موازنه جرمی ( $\Delta C_i / C_i^{\text{O}}$ ) برای سنگ [۱۸، ۲۳] داریم:

$$\Delta C_i / C_i^{\text{O}} = [(f_V) (\rho^{\text{O}} / \rho^{\text{A}}) (C_i^{\text{A}} / C_i^{\text{O}}) - 1] \quad \text{معادله (۶)}$$

با جای‌گزینی معادله (۵) در معادله (۶)، معادله (۷) را خواهیم داشت:

$$\Delta C_i / C_i^{\text{O}} = (C_{\text{TiO}_2}^{\text{O}} / C_{\text{TiO}_2}^{\text{A}}) (C_i^{\text{A}} / C_i^{\text{O}}) - 1 \quad \text{معادله (۷)}$$

$C_i^{\text{O}}$  = درصد مولکولی یک عنصر در مقدار محاسبه‌شده آن در سنگ با کمترین دگرسانی و  $C_i^{\text{A}}$  = درصد مولکولی یک عنصر در مقدار محاسبه‌شده آن در سنگ دگرسان. داده‌های حاصل از محاسبه تغییر جرم در جدول ۵ ارائه شده است. پس از محاسبات موازنه جرم نتایج به صورت نمودارهای غنی‌شدگی - تهی‌شدگی ارائه شده است. این نمودارها راهی مناسب برای نشان‌دادن غنی‌شدگی و تهی‌شدگی عناصر اصلی، جزئی و کمیاب به‌شمار می‌روند. همچنین این نمودارها می‌توانند با مقایسه شیمی اعضای نخستین و پسین یک مجموعه آذرین سودمند واقع گردند. رولینسون [۲۹] معتقد است که نمودارهای غنی‌شدگی - تهی‌شدگی به منزله راهی برای نمایش تحرک عناصر نیز سودمند است، که به‌ویژه در زون‌های دگرسانی همراه با کانی‌سازی گرمایی قابل استفاده است.

### رفتار عناصر اصلی و فرعی در دگرسانیهای مختلف کانسار سرچشمه

**الف) تغییرات جرم در دگرسانی پتاسیک:** نمونه‌های حاصل از دگرسانی پتاسیک کانسار سرچشمه با توجه به نمونه مرکب حاصل از سه نمونه گرفته‌شده از قسمتهای عمقی توده نفوذی که فاقد دگرسانی بوده‌اند؛ به‌نچار شده‌اند. لذا همان‌طور که از نتایج جدول ۵ و شکل ۷-الف بر می‌آید نمونه‌های موجود در دگرسانی پتاسیک کانسار نسبت به

نادر خاکی (REE) موجود در نمونه‌های ایسن زون به واسطه عوامل عنوان شده؛ به‌خصوص نسبت بالای سنگ/آب و افزایش کمپلکس‌ها یا کاتیون‌های مؤثر در انتقال عناصر دارای تهی‌شدگی در مقدار LREE و غنی‌شدگی در مقدار HREE نسبت به سنگ تازه و دگرسان‌نشده می‌باشند.

ب) تغییرات جرم در دگرسانی فیلیک: نمونه‌های آنالیز شده از دگرسانی فیلیک کانسار سرچشمه با میانگین مقادیر نمونه‌های حاصل از دگرسانی پتاسیک به‌نجار شده‌اند، در نتیجه با توجه به نتایج به‌دست آمده و شکل ۷-ب می‌توان نتیجه‌گیری کرد که نمونه‌های موجود در دگرسانی مذکور به لحاظ  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  دارای غنی‌شدگی می‌باشند. اوانز [۱] معتقد است که در طی دگرسانی فیلیک فلدسپار پتاسیم به سرسیت و کوارتز تبدیل می‌شود، لذا غنی‌شدگی در مقدار  $\text{SiO}_2$  و تا حدودی  $\text{Al}_2\text{O}_3$  به این فرآیند بستگی دارد؛ که باعث افزایش سیلیس در این زون و معرفی کوارتز به‌عنوان یکی از کانیهای شاخص این دگرسانی

شده است. آهن حاصل از دگرسانی بیوتیت و کانیهای مافیک با آهن و گوگرد موجود در سیالات گرمایی، در دگرسانی فیلیک تولید پیریت می‌نماید، که این عامل باعث غنی‌شدگی  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  در این زون شده است. همچنین نمونه‌های مذکور به لحاظ  $\text{CaO}$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{Na}_2\text{O}$ ،  $\text{K}_2\text{O}$  و  $\text{MnO}$  دارای تهی‌شدگی اند. دگرسانی فیلیک عمدتاً با خروج سدیم، کلسیم و منیزیم از سنگهای آلومینوسیلیکاتی و ورود پتاسیم مربوط به فلدسپارهای موجود در سنگ، برای تشکیل سرسیت حادث می‌شود؛ البته این دگرسانی به علت نبود فلدسپارهای پتاسیم‌دار دارای تهی‌شدگی در مقدار  $\text{K}_2\text{O}$  نسبت به نمونه‌های پتاسیک است.

در این زون دگرسانی عناصر کمیاب و نیز عناصر فلزی عمدتاً دارای تهی‌شدگی هستند (شکل ۹). تهی‌شدگی بعضی از این عناصر مانند  $\text{Cu}$  و  $\text{Zn}$  به آب‌شویی کانیهای سولفیدی اولیه نسبت داده می‌شود [۳۶]. البته کاهش جرم عناصر کمیاب در این زون می‌تواند به‌علت دگرسانی و فروشست فلدسپارها توسط سیالات باشد، لذا به واسطه این فرآیند  $\text{Ba}$  و  $\text{Sr}$  به راحتی از ساختار فلدسپارها خارج می‌شوند. از طرفی این کاهش جرم نیز می‌تواند به‌وسیله دگرسانی کانیهایی از قبیل آمفیبول و بیوتیت که به‌طور جزئی حامل آنها هستند نیز شدت یابد.

نمونه‌های دگرسان‌نشده عمقی به لحاظ عناصر  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ،  $\text{K}_2\text{O}$  و  $\text{P}_2\text{O}_5$  دارای غنی‌شدگی می‌باشند. لذا افزایش  $\text{K}_2\text{O}$  به‌علت حضور فلدسپارهای پتاسیم‌دار در دگرسانی پتاسیک کانسار است. همچنین افزایش  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  به‌علت تشکیل مگنتیت و سیلیکات‌های آهن‌دار از قبیل بیوتیت‌های ثانویه در قسمت‌هایی از این کانسار است؛ که می‌تواند به‌واسطه دگرسان‌شدن بیوتیت‌های اولیه و آمفیبول به‌وجود آمده باشد. از طرفی غنی‌شدگی  $\text{SiO}_2$ ، به واسطه افزایش سیلیس ناشی از آب‌شویی سایر تشکیل‌دهنده‌های سنگ و نیز افزایش سیلیس به‌صورت رگچه‌های کوارتز می‌باشد. نمونه‌های مذکور نسبت به سنگ تازه و دگرسان‌نشده به لحاظ  $\text{CaO}$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{MnO}$  دارای تهی‌شدگی‌اند. تهی‌شدگی عناصر  $\text{Ca}$ ،  $\text{Mg}$  و  $\text{Na}$  می‌تواند در ارتباط با دگرسانی پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول در این زون دگرسانی حادث شده باشد.

این زون دگرسانی در بین عناصر کمیاب به شدت از نظر  $\text{Mo}$ ،  $\text{Cu}$ ،  $\text{Ba}$  و  $\text{W}$  دارای غنی‌شدگی است (شکل ۸). غنی‌شدگی  $\text{Mo}$  و  $\text{Cu}$  به کانی‌سازی مس و مولیبدن در این زون و قسمت‌های عمقی کانسار بستگی دارد، به‌طوری که هزارخانی [۳۰] معتقد است که در طول دگرسانی پتاسیک و مرحله اصلی کانی‌سازی مس-مولیبدن دما در حدود ۳۶۰ تا ۵۱۰ درجه سانتی‌گراد بوده است، که مولیبدنیت زمانی می‌تواند از سیال جدا شده و ته‌نشست پیدا کند که دما تقریباً از ۵۱۰ به ۴۶۰ درجه سانتی‌گراد کاهش یابد. غنی‌شدگی  $\text{W}$  تا حدودی به افزایش مقدار  $\text{Mo}$  در این زون بستگی دارد، لذا به‌علت شعاع یونی مشابه این عنصر با مولیبدن، این دو عنصر به‌راحتی می‌توانند جای‌گزین یکدیگر شوند [۳۱]. بقیه عناصر کمیاب نیز تغییر قابل ملاحظه‌ای ندارند. علت غنی‌شدگی  $\text{Cu}$  در این زون را می‌توان به حضور کالکوپیریت و به مقدار کمتر بورنیت نسبت‌داد، که به‌صورت افشان در زمینه سنگ و در رگچه‌ها قابل مشاهده‌اند. مطالعات جدید بر روی سنگهای دگرسانی محیط‌های اپی‌ترمال و کانسارهای پورفیری نشان‌دهنده، که در شرایط خاصی عناصر نادر خاکی توسط سیالات گرمایی متحرک می‌شوند [۳۲، ۳۳]. لذا عناصر نادر خاکی (REE) در محیطی با pH پایین، نسبت بالای سنگ/آب، فراوانی یون‌های  $\text{CO}_3^{2-}$ ،  $\text{PO}_4^{3-}$ ،  $\text{SO}_4^{2-}$  و  $\text{F}^-$  و  $\text{Cl}^-$  در سیالهای گرمایی متحرک می‌شوند [۳۴، ۳۵]. عناصر

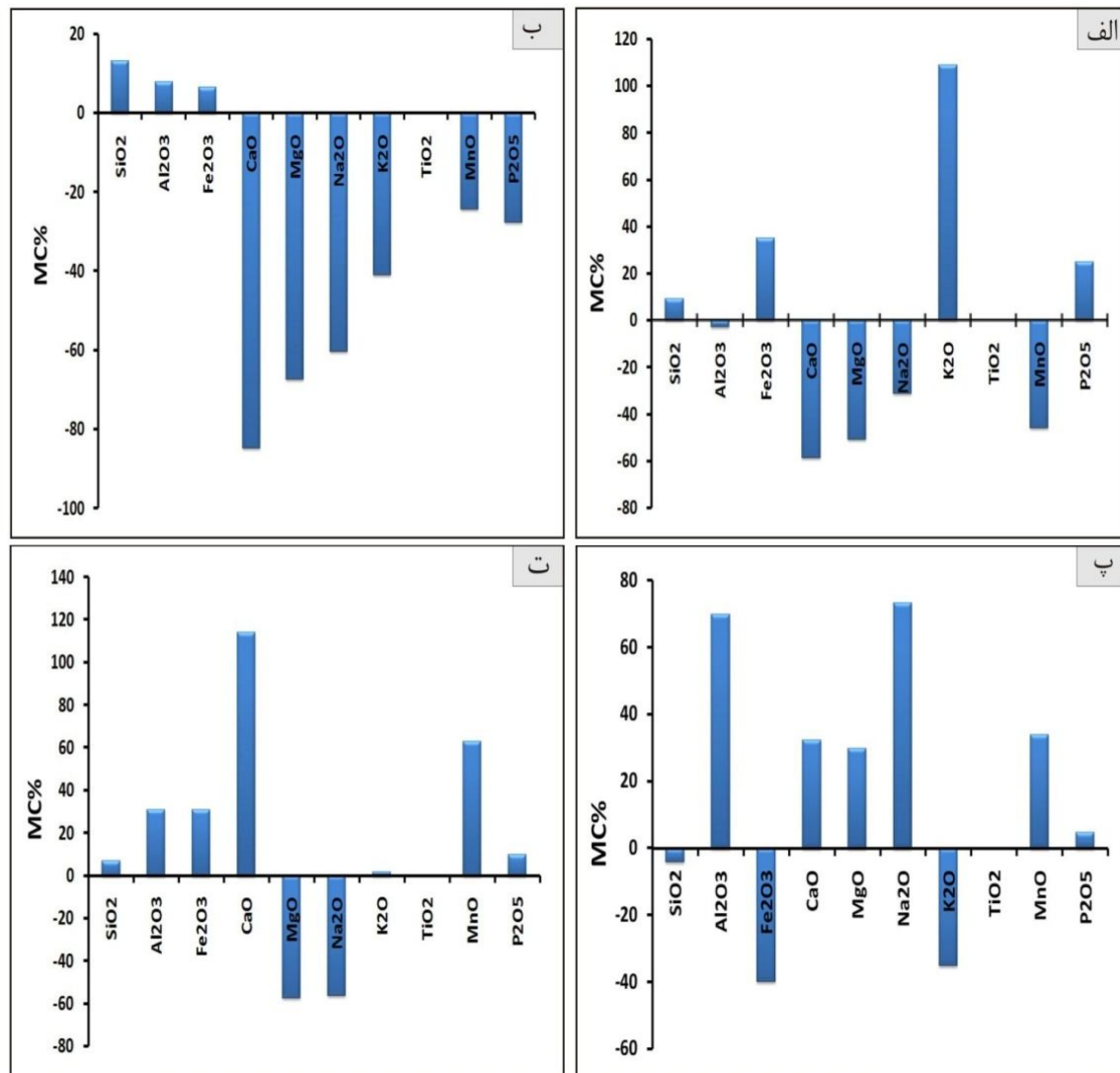


جدول ۵. داده‌های تغییر جرم (MC) مربوط به نمونه‌های کانسار مس پورفیری سرچشمه. (مقادیر بر حسب درصد و با فرض نامتحرک بودن  $TiO_2$  محاسبه و ارائه شده است)

Sample	دگرسانی پتاسیک				دگرسانی فلیک				دگرسانی آرژیلیک				دگرسانی پروپیلیتیک			
	Sar158-3R	Sar139-7R	Sar139-4R	میانگین	Sar107-3R	Sar123-2R	Sar141-3R	میانگین	Sar161-5R	Sar42-3R	Sar-A3	میانگین	Sar-A1	Sar145-3R	Sar82-5R	میانگین
$SiO_2$	-۴/۲۵	۲۹/۶۷	۱/۷۴	۹/۰۵	۳۲/۰۱	۱۴/۹۳	-۷/۵۷	۱۳/۱۲	۲/۵۱	-۱۰/۴۰	-۴/۲۶	-۴/۱۱	۱۷/۹۹	-۴/۶۰	۷/۲۳	۶/۸۷
$Al_2O_3$	-۱۶/۴۹	۱۶/۱۴	-۸/۶۹	-۳/۰۲	۱۵/۶۱	۱۸/۳۸	-۱۰/۶۵	۷/۷۸	۸۵/۶۸	۶۲/۰۷	۶۱/۷۶	۶۹/۸۴	۴۶/۳۷	۲۴/۳۷	۲۴/۳۷	۳۰/۸۷
$Fe_2O_3$	۱۷/۲۷	۷۰/۷۶	۱۷/۱۸	۳۵/۰۷	۳۱/۲۵	۴/۸۱	-۱۶/۵۲	۶/۵۲	-۳۹/۰۵	-۵۶/۸۰	-۱۵/۱۰	-۳۷/۰۰	۵۲/۱۱	۵۲/۱۵	-۱۳/۱۶	۳۰/۷۰
$CaO$	-۶۷/۳۷	-۶۴/۷۰	-۴۴/۵۷	-۵۸/۸۵	-۹۰/۶۰	-۶۷/۳۲	-۹۶/۶۲	-۸۴/۸۴	۶۹/۰۴	۳۷/۰۸	-۹/۲۸	۳۲/۳۸	۱۳۲/۳۷	۱۱۲/۵۱	۹۷/۳۱	۱۱۴/۰۳
$MgO$	-۶۹/۰۷	-۳۷/۷۴	-۶۶/۴۲	-۵۱/۰۸	-۵۴/۹۸	-۷۲/۳۳	-۷۴/۰۱	-۶۷/۴۱	۵۴/۹۶	-۱۲/۷۶	۴۶/۸۸	۲۹/۶۹	-۴۵/۰۰	-۵۲/۴۰	-۷۵/۵۵	-۵۷/۶۵
$Na_2O$	-۵۸/۸۷	-۴/۰۴	-۳/۱۵۰	-۳/۱۴۷	-۶۵/۸۴	-۶۴/۷۴	-۵/۸۹	-۶/۱۴۹	۸۶/۶۹	۳۷/۶۲	۹۵/۱۸	۷۳/۱۶	-۶۶/۱۷	-۳۷/۸۶	-۶۵/۶۳	-۵۶/۵۵
$K_2O$	۶۷/۰۳	۹/۱/۱۶	۱۶/۸/۱۹	۱۰/۸/۷۹	-۳۳/۸۴	-۳۵/۳۵	-۵۴/۳۱	-۴/۱/۱۷	-۵/۱/۸	-۱۰/۱/۱۳	-۸/۹/۹۶	-۳۵/۰/۹	۱۲/۱/۰	-۲۸/۵۳	۲/۱/۱۷	۱/۵۸
$TiO_2$	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
$MnO$	-۷۷/۳۸	-۸۴/۱۷	۲۲/۸۴	-۴۶/۳۳	-۷۰/۱۱	۳۲/۲۱	-۳۵/۵۵	-۲۴/۴۸	۵۶/۵۲	۷۳/۰/۸	-۲۸/۰/۰	۳۳/۸۷	۱۴/۱/۶۷	۳/۵/۷	۴۳/۲/۱	۶۲/۸/۲
$P_2O_5$	۵۷/۵۰	۲/۱/۹۸	-۵/۳/۶	۲۴/۷۰	-۲/۳/۹	-۲۲/۰/۸	-۴/۰/۰	-۳۷/۸/۲	۱۷/۳/۹	۲۶/۲/۲	-۲۹/۵/۷	۴/۷/۵	-۴/۳/۴	۳/۵/۷	۲۹/۷/۸	۹/۱/۶۷
V	-۶/۳۷	-۰/۱/۹	۱۴/۷/۲۵	۴۶/۹۰	-۴۳/۴۹	-۲۲/۹/۳	۳/۸/۵۱	-۳۴/۹/۷	-۱۵/۵/۷	۲۴/۸/۳	۱۸/۹/۶۱	۶۶/۳/۹	۱۴/۶/۷	۳/۵/۷	-۵/۱/۱۴	-۱۰/۹/۷
Co	۱۴/۹۴	۴/۹/۸	۱۹/۵/۰	۱۳/۱/۴	-۶/۹/۲۲	-۲۸/۷/۵	-۴/۹/۱/۷	-۴۹/۰/۵	-۱/۱/۲	۲۰/۵/۰/۳	۳۴/۲/۰/۳	۱۸/۱/۹/۸	-۴/۹/۴۷	۳/۵/۷	-۸/۱/۳۵	-۳۵/۷/۵
Ni	۳/۱/۳۸	۱۵/۷/۵۰	۱۴/۷/۳۵	۱۱۲/۰/۸	-۱۳/۱/۹	-۱۲/۹/۷	-۳۳/۳/۵	-۱۹/۸/۷	-۶۳/۳/۲	۱۹/۸/۵۶	۵۵/۲/۵	۶۳/۵/۰	-۵/۲/۳۳	۳/۵/۷	-۸/۲/۶۸	-۴۴/۱/۱
Cu	۴۹/۹/۵۴	۳۰/۶/۹۶	۴۰/۸/۳۵	۴۰/۴/۹۵	-۷/۸/۷	-۳۳/۱/۴	-۲/۸/۱/۳	-۳۳/۰/۵	-۹/۹/۲/۷	-۹/۸/۴/۱	-۷/۵/۸/۴	-۹/۱/۱/۷	-۲/۶/۹/۸	۵۸۰/۴/۲	۸۶/۶/۷	۲/۱۰/۴
Zn	-۳۳/۶۲	-۷۸/۴۳	-۵۶/۳۲	-۵۶/۰/۹	-۵۸/۲/۱	۲۳۲/۵۰	-۳۷/۴/۲	۴۲/۶/۳	۴۴/۸/۶	۲۳۳/۵۰	۲۸/۱/۰/۷	۱۸۶/۱/۴	۲۴۴/۰/۷	۳/۵/۷	۷۳/۱/۳	۸۳/۷/۹
Ga	-۲۷/۳۷	۲۲/۱/۹	-۵/۲/۰	-۳/۴/۳	۱۹/۵/۷	۱۸/۳/۱	-۱۴/۰/۶	۷/۹/۱	۳۲/۹/۵	۲۲/۴/۹	۱۶/۱/۹	۲۴/۲/۱	۱۳/۲/۸	۳/۵/۷	۲۷/۵/۵	۱۴/۸/۰
Rb	۶۴/۱/۳	۴۰/۰/۵	۲/۶/۴	۳۵/۶/۱	-۴/۹/۱	-۱۴/۰/۸	-۳/۸/۰/۸	-۱۹/۰/۲	-۳۲/۵/۷	-۱۰/۶/۴	-۸/۷/۴/۵	-۴۰/۵/۵	-۸/۹/۰/۰	۳/۵/۷	-۶/۷/۰/۶	-۵۰/۸/۳
Sr	-۷۶/۴۰	۱۳/۵/۹	-۳/۸/۶	-۲۲/۳/۲	۲۸/۶/۹	۹/۰/۰	-۶/۴/۵/۷	-۸/۹/۶	۱۳/۰/۵/۲	۱۰/۱/۶/۶	۱/۱/۹/۳	۵۰/۹/۷	۲۰/۶/۷/۳	۳/۵/۷	۱۰/۳۲/۶/۵	۴/۱/۳/۲
Y	۶۲/۹/۲	۱۰/۳/۴	۷/۸/۰/۵	۵۰/۷/۴	-۴/۴/۶۸	-۵/۲/۳/۲	-۱/۹/۹/۷	-۳/۸/۹/۹	-۴/۹/۷/۵	۲۲/۲/۹	۸/۶/۰/۰	۲۶/۷/۲	۱۰/۹/۸	۳/۵/۷	-۶/۳/۵/۸	-۱۶/۳/۴
Zr	۸/۲/۶	۶۶/۷/۶	-۳۳/۹/۵	۱۷/۰/۹	۱۳/۱/۳	-۱۳/۴/۷	-۸/۵/۵	-۲/۹/۳	۱/۶/۶/۶	-۱/۶/۴/۷	۳/۰/۸	۱/۰/۹	-۱۲/۷/۰	۷/۰/۶	-۱۲/۲/۶	-۵/۹/۷
Nb	-۳/۹/۶۸	۲/۶/۶/۶	-۱/۷/۲	-۴/۹/۱	۷/۹/۷/۹	۱/۹/۳/۸	-۳/۵/۳/۸	۲/۱/۳/۳	۵/۶/۵/۲	۳/۸/۴	-۲/۸/۰/۰	۱۰/۷/۸	-۱/۹/۴/۴	۳/۵/۷	۷/۴/۱	-۲/۸/۲
Mo	۳۳/۹/۱/۱	۶۶/۹/۶/۳	۴۶/۳/۱/۷	۴۹/۳/۱/۷	-۴/۴/۶/۶	-۸/۸/۰/۱	-۴/۰/۷/۹	-۵/۷/۸/۲	-۹/۹/۶/۹	-۹/۹/۴/۵	-۹/۹/۷/۲	-۹/۹/۶/۲	-۶/۹/۷/۹	۳/۵/۷	-۵/۹/۷/۲	-۴/۱/۹/۸

ادامه جدول 5. داده‌های تغییر جرم (MC) مربوط به نمونه‌های کانسار مس پورفیبری سرچشمه. مقادیر بر حسب درصد و با فرض نامتحرک بودن  $TiO_2$  محاسبه و ارائه شده است.

Sn	۱۰۸۱۷۹	-۲۱۵۶	-۳۶۲۸	۳۱۵۴	-۲۰۲۴	-۱۱۱۷۴	-۲۱۱۹۲	-۱۸۸۸۰	-۱۷۱۴۸	۱۴۱۶۷	۳۱۵۷	۷۴۱	۵۰/۸۸
Cs	-۹۱۵۲	۹۱۲۰	-۱۲۲۱	-۳۲۱۰۷	-۱۸۱۱۶	۱۷۲۶۹	۲۸۹۴۲	-۴۶۱۰۰	۸۶۱۹۴	-۶۷۱۰۵	۳۱۵۷	-۵۶۱۰۶	-۳۹/۸۴
Ba	۳۵۳۱۹۰	۳۶۳۸۹	۷۱۵۴	-۴۸۱۲۲	-۱۰۱۸۷	۲۹۱۶۶	-۲۲۱۵۰	-۹۵۱۱۶	-۲۹۱۳۴	۹۸۸۵	۳۱۵۷	۵۰۳۶۰۳	۱۶۸۳/۱۵
La	-۴۵۴۴	۲۸۱۱۲	۲۵۶۱	-۱۸۱۶۵	۳۲۱۷۸	۶۱۰۳	-۰/۱۹۴	-۶۱۱۱۸	-۱۸۱۷۰	۳۱۱۸۲	۳۱۵۷	۳۹۴۰۷	۱۴۳/۱۵
Ce	-۳۸۳۴	۲۶۱۱۶	۱۷۸۳	-۱۷۱۴۴	۴۴۲۲۲	۱۵۱۶۵	۱۱۱۰۳	-۶۵۱۸۷	-۱۳۱۰۶	۱۶۱۶۴	۳۱۵۷	۲۶۸۴۷	۹۶/۲۳
Pr	-۳۲۱۸	۲۵۲۴۴	۹۱۰۰	-۱۸۱۱۰	۱۷۱۱۵	۲۱۱۸۷	۲۳۲۴۳	-۵۵۱۸۴	-۳۱۵۱	۲۲۱۷۱	۳۱۵۷	۲۱۲۱۵۰	۷۹/۹۳
Nd	-۲۵۳۱	۲۱۱۸۹	۳۱۹۶	-۲۱۱۴۶	۹۱۶۰	۲۵۱۱۹	۳۷۹۸	-۴۰۸۴	۷/۴۴	۱۹۱۶۸	۳۱۵۷	۱۵۰۱۶۲	۵۷/۹۶
Sm	-۱۴۸۵	۱۵۴۹	-۲۱۵۳	-۲۲۳۸	-۹/۴۰	۱۷۲۶۹	۳۸۱۴۶	-۴۱۰۰	۱۷۲۸	۲۵۸۸۹	۳۱۷۶	۷۲۱۱۶	۳۳/۹۴
Eu	-۱۶۶۲	۲۰۱۴۶	-۲۹۴۹	-۲۸۳۹	-۱۶۱۹۲	۲۹۱۷۵	۵۳۱۰۴	۵۹۱۱۶	۴۷۱۳۱	۲۵۸۸۲	۳۱۵۷	-۱۰۳۱	۶/۳۶
Gd	۲۵۲۳	۱۰۱۵۵	-۳۷۳۵	-۴۴۸۰	-۲۶۱۴۱	-۳/۵۵	۳۴۳۳	۳۴۳۳	۲۱۱۵۶	۱۳۱۴۳	۳۱۵۷	-۸۱۷۵	۲/۷۵
Tb	۵۲۱۵۲	۱۹۲۴۴	-۴۳۸۸	-۴۴۵۹	-۳۳۳۳۸	-۱۱۱۹۶	۲۰۱۰۷	۴۱۱۷۵	۱۶۱۶۲	۱۱۱۰۹	۳۱۵۷	-۴۴۱۵۶	-۹/۹۷
Dy	۵۶۲۳	۶۱۴۵	-۵۱۸۶	-۲۱۱۲۰	-۳۵۱۵۷	-۲۸۲۳۳	۱۴۱۰۷	۶۸۱۹۹	۱۸۱۲۸	۷۴۷	۳۱۵۷	-۵۵۱۴۰	-۱۴/۷۹
Ho	۶۲۷۳	۲۱۵۴	-۵۱۴۵	-۱۶۱۸۸	-۳۷۱۱۶	-۳۵۱۱۳	۶۱۵۸	۹۰۱۴۲	۲۰۱۶۲	۱۰۱۰۹	۳۱۵۷	-۶۵۱۳۹	-۱۷/۲۴
Er	۸۰۳۳	۵۱۵۵	-۵۴۹۷	-۲۰۱۰۲	-۴۱۱۹۵	-۳۹۱۸۲	-۲۱۲۶	۸۷۱۸۷	۱۵۱۲۶	۴۲۴	۳۱۵۷	-۶۹۱۳۷	-۲۰/۵۲
Tm	۹۹۰۵	۹۱۷۸	-۵۹۳۲	-۱۷۱۳۷	-۴۲۱۰۳	-۴۵۱۲۲	-۳۱۰۸	۹۴۱۴۰	۱۵۱۳۷	۴۹۳	۳۱۵۷	-۷۷۱۳۹	-۲۲/۹۶
Yb	۷۱۵۹	-۱۱۷۲	-۶۳۳۲	-۱۰۱۵۹	-۴۱۱۸۴	-۴۳۱۰۱	-۱۹۱۳۴	۷۸۱۲۵	۵۱۳۰	۱۰۱۷۶	۳۱۵۷	-۷۳۱۱۵	-۱۹/۱۶۰
Lu	۹۶۹۲	-۳۱۴	-۶۰۸۳	-۴۰۴۳	-۴۴۱۸	-۳۷۳۳۹	-۳۱۰۸	۸۷۱۲۰	۱۵۱۵۸	۷۷۷	۳۱۵۷	-۷۳۱۸۷	-۲۰/۸۴
Hf	۲۱۰۴	۴۲۱۸۶	-۲۶۱۱۱	-۲۰۴۷	۳۱۷۷	۳۲۴۰	-۲۱۱۹۲	-۱۸۸۸۰	-۲۱۷۷	۲۰۱۸۳	۳۱۵۷	۷۴۱	۱۰/۶۰
Ta	-۹۱۵۲	۲۶۶۷	-۱۱۲۲	-۱۴۱۰۶	۱۱۱۷۳	۱۰۱۷۵	-۲۱۰۳	۱۱۸۹	۳/۵۳	۲۰۱۸۳	۳۱۵۷	۷۴۱	۱۰/۶۰
W	۲۰۷۱۰	۱۸۱۱۱	۹۲۴۵	-۷۸۱۱۱	۲۷۱۰۷	-۸۴۱۴۶	-۸۱۱۶۷	-۹۵۱۲۳	-۸۷۱۱۲	-۹۶۹۷	۳۱۵۷	-۸۶۱۵۷	-۵۹/۳۲
Th	-۱۴۲۱	۳۹۹۲	۶۹۳۴	-۲۲۱۲۸	۴۴۱۳۷	-۱۳۲۲۴	-۶۹۷	-۹۲۱۷۴	-۳۷۱۶۵	۵۷۳	۳۱۵۷	۹۲۰۳۷	۳۰/۸۹
U	-۴۱۷۲	۳۳۳۳	۷۵۸۶	۹۱۱۳	۶۵۱۳۸	-۲۰۴۵	-۱۴۱۸۷	-۹۵۱۸۹	-۴۳۱۷۳	-۸۴۱۸	۳۱۵۷	۱۲۹۱۵۳	۱۶/۲۷



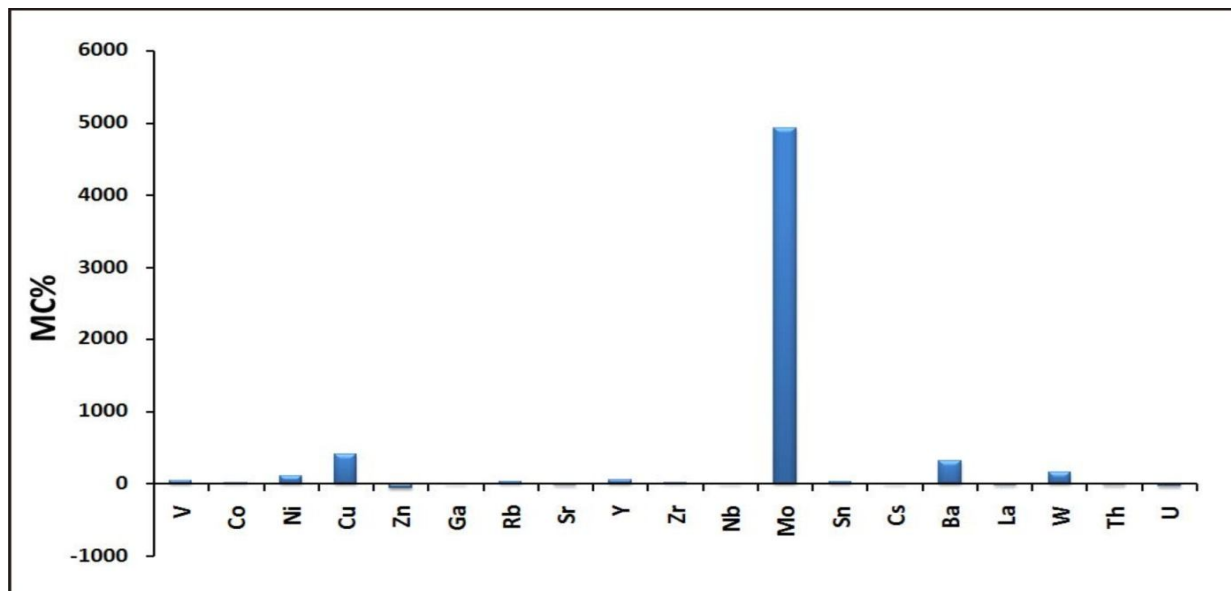
شکل ۷. نمودارهای تغییر جرم اکسیدهای اصلی نمونه‌های حاصل از زون‌های دگرسانی مختلف کانسار سرچشمه که نسبت به نمونه‌های تازه و دگرسان‌نشده و زون‌های دگرسانی بهنجار شده‌اند. الف) نمودار تغییر جرم اکسیدهای اصلی موجود در دگرسانی پتاسیک که نسبت به نمونه دگرسان‌نشده عمقی بهنجار شده‌اند. ب) نمودار تغییر جرم اکسیدهای اصلی موجود در دگرسانی فیلیک که نسبت به دگرسانی پتاسیک بهنجار شده‌اند. پ) نمودار تغییر جرم اکسیدهای اصلی موجود در دگرسانی آرژیلیک که با استفاده از نمونه‌های دگرسانی فیلیک بهنجار شده‌اند. ت) نمودار تغییر جرم اکسیدهای اصلی موجود در دگرسانی پروپیلیتیک که نسبت به نمونه‌های آندزیتی سطحی و دگرسان‌نشده بهنجار شده‌اند (MC = Mass Change).

تهی‌شدگی در مقدار LREE و غنی‌شدگی در مقدار HREE می‌باشند. در این زون تهی‌شدگی و غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی می‌تواند به فراوانی سولفور، pH پایین و دمای کمتر این زون نسبت به دگرسانی پتاسیک حادث شده باشد. همچنین در این زون به‌علت دگرسانی شدید و تجزیه پلاژیوکلازها مقدار زیادی از عناصر نادر خاکی از

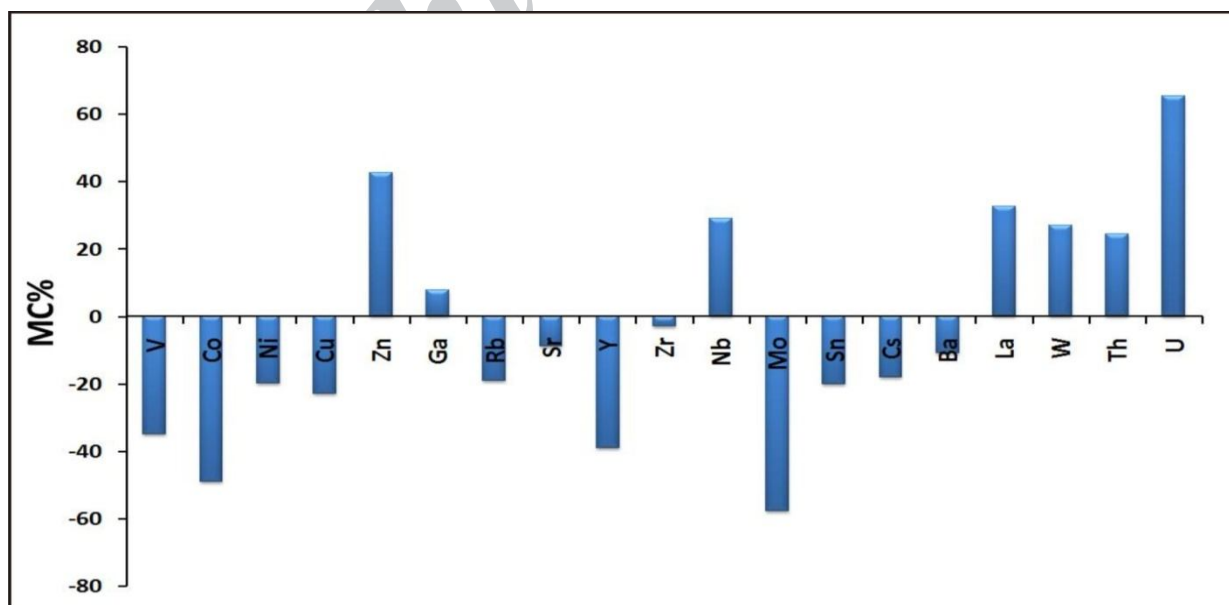
علت تهی‌شدگی Cu و Mo را می‌توان به کاهش مقدار این عناصر در این زون و آبشویی مجدد آنها به وسیله سیالات نسبت داد. تهی‌شدگی Mo در این زون می‌تواند به‌علت خروج عناصر قلیایی نیز شدت یابد [۳۱]. عناصر نادر خاکی نمونه‌های مورد مطالعه از این زون نسبت به نمونه‌های حاصل از دگرسانی پتاسیک کانسار سرچشمه، عمدتاً دارای

تهی‌شدگی در مقدار Eu می‌شود. به طور کلی تهی‌شدگی زون فیلپک از عناصر نادر خاکی به آب‌شویی بالای کاتیون‌ها، از ساختمان کانیهای اولیه سنگ؛ به واسطه تأثیر مقادیر بالای سنگ‌آب نسبت داده می‌شود.

ساختار این کانیها توسط نسبت بالای سنگ‌آب شسته می‌شود. به طوری که لوتمزر<sup>۱</sup> [۳۷] معتقد است که افزایش در نسبت سنگ/سیال، شدت دگرسانی و تجزیه پلاژیوکلازها (پلاژیوکلاز از Eu دوظرفیتی نسبتاً غنی می‌باشد) باعث



شکل ۸. نمودار تغییر جرم برخی از عناصر کمیاب در زون دگرسانی پتاسیک که نسبت به نمونه‌های عمقی تازه و دگرسان‌نشده بهنجار شده‌اند. (MC = Mass Change)



شکل ۹. نمودار تغییر جرم برخی از عناصر کمیاب در زون دگرسانی فیلپک که نسبت به نمونه‌های حاصل از دگرسانی پتاسیک بهنجار شده‌اند. (MC = Mass Change)

همچون افزایش pH، دما و فراوانی کمپلکس‌های سولفات و کلرید فراهم می‌شود. در نتیجه در این زون عناصر نادر خاکی رها شده از سیالات گرمایی در این محیط در ساختار سیلیکات‌های ورقه‌ای مانند کائولینیت متمرکز می‌شوند [۳۹].

ت) تغییرات جرم در دگرسانی پروپیلیتیک: نمونه‌های مورد مطالعه از دگرسانی پروپیلیتیک کانسار سرچشمه نسبت به آندزیت‌های تازه و کمتر دگرسان شده اطراف کانسار بهنجار شده‌اند. نمودار تغییرات جرمی این نمونه‌ها در شکل ۷-ت قابل مشاهده است. همان‌طور که از این شکل و مقادیر موجود در جدول ۵ به دست می‌آید؛ این نمونه‌ها به لحاظ اکسیدهای  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ،  $\text{CaO}$ ،  $\text{K}_2\text{O}$  و  $\text{MnO}$  دارای غنی‌شدگی می‌باشند. غنی‌شدگی  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و  $\text{CaO}$  نیز در این زون می‌تواند به علت تشکیل کانیهای آلومینوسیلیکاته از جمله کلریت و اپیدوت باشد، همچنین مقدار زیادی از غنی‌شدگی  $\text{CaO}$  را می‌توان به تهنشینی کلسیت و حضور این کانی به‌عنوان یکی از کانیهای معرف این دگرسانی نسبت داد، که این غنی‌شدگی نشانگر عملکرد یک سیال دگرسان‌ساز با pH قلیایی و نزدیک به خنثی و همچنین غنی از گاز  $\text{CO}_2$  می‌باشد [۱۷]. غنی‌شدگی جزئی  $\text{P}_2\text{O}_5$  در این زون می‌تواند به علت حضور مقدار ناچیزی آپاتیت در این دگرسانی باشد. همچنین نمونه‌های مذکور نسبت به نمونه دگرسان نشده از نظر  $\text{MgO}$  و  $\text{Na}_2\text{O}$  دارای تهی‌شدگی اند؛ که این کاهش می‌تواند به دلیل دگرسانی کانیهای مانند بیوتیت و فلدسپارها ایجاد شده باشد.

عناصر کمیاب موجود در دگرسانی پروپیلیتیک نسبت به آندزیت‌های تازه و دگرسان نشده دارای غنی‌شدگی در مقدار  $\text{Cu}$ ،  $\text{Zn}$ ،  $\text{Sr}$ ،  $\text{Ba}$ ،  $\text{La}$  و  $\text{Th}$  و همچنین تهی‌شدگی در مقدار عناصر  $\text{Co}$ ،  $\text{Ni}$ ،  $\text{Rb}$ ،  $\text{Mo}$ ،  $\text{Cs}$  و  $\text{W}$  می‌باشند (شکل ۱۱). همچنین عناصر نادر خاکی (REE) در این زون نسبت به آندزیت‌های دگرسان نشده دارای غنی‌شدگی در مقدار LREE و تهی‌شدگی در مقدار HREE هستند.

#### برداشت

شرایط تشکیل و ترکیب کانی‌شناسی هر یک از دگرسانیها با دیگری متفاوت است و موازنه جرم در سنگ‌های دگرسان نسبت به سنگ‌های تازه و کمتر دگرسان نشده اولیه، انعکاسی از تغییرات کانی‌شناسی و شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم به هر

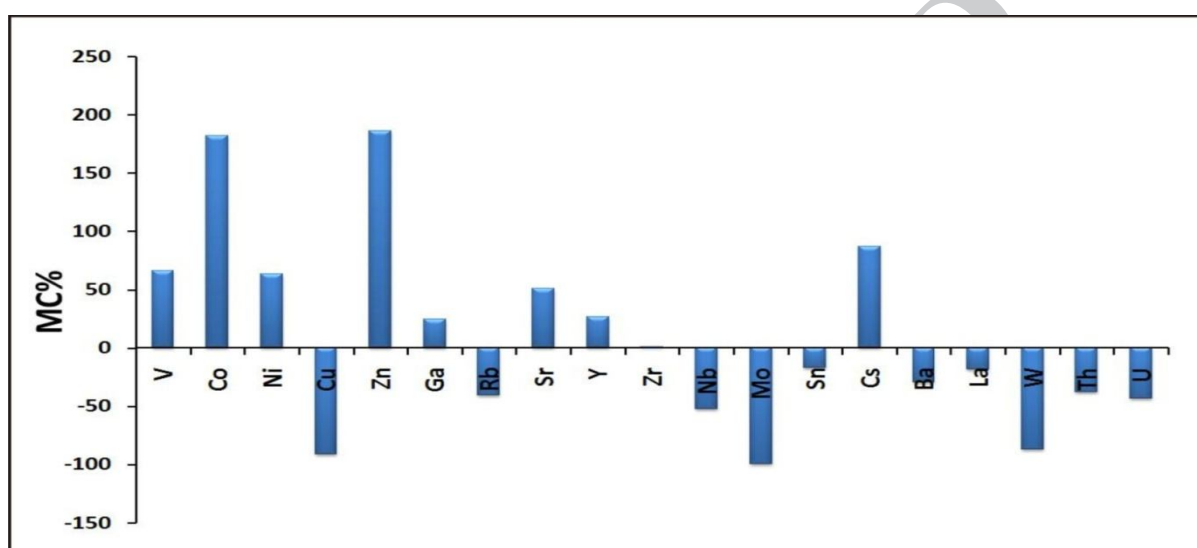
پ) تغییرات جرم در دگرسانی آرژیلیک: نمونه‌های آنالیز شده از دگرسانی آرژیلیک کانسار سرچشمه با میانگین مقادیر نمونه‌های حاصل از دگرسانی فیلک بهنجار شده‌اند، همان‌طور که از نتایج بر می‌آید و در شکل ۷-پ قابل مشاهده است، نمونه‌ها به لحاظ اکسیدهای  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ،  $\text{CaO}$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{MnO}$  دارای غنی‌شدگی می‌باشند. غنی‌شدگی در مقدار  $\text{Al}_2\text{O}_3$  می‌تواند به دلیل تشکیل کانیهای رسی (از جمله کائولینیت و ایلیت) در این زون باشد. نمونه‌های موجود در این زون نسبت به دگرسانی فیلک دارای غنی‌شدگی در اکسیدهای  $\text{CaO}$ ،  $\text{MgO}$  و  $\text{Na}_2\text{O}$  می‌باشند، که علت آن را می‌توان به آبشویی عناصر قلیایی و قلیایی خاکی از دگرسانی فیلک و تهنشینی قسمتی از آن در این دگرسانی نسبت داد. نمونه‌های حاصل از این دگرسانی نسبت به نمونه‌های مبنا از نظر  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  و  $\text{K}_2\text{O}$  دارای تهی‌شدگی اند، که دلیل تهی‌شدگی  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  به کاهش مقدار پیریت در این زون مرتبط است، همچنین کاهش جرم  $\text{Fe}$  می‌تواند به علت شرایط احیایی محلی باشد، که این عامل امکان مهاجرت  $\text{Fe}^{2+}$  را همراه با سایر عناصر حساس در یک شرایط اکسایشی-کاهشی به خارج از سیستم داده است [۳۸]. کوربت<sup>۱</sup> [۱۵] نیز معتقد است که کاهش اکسیدهای آهن می‌تواند زمینه‌ساز حضور کائولینیت در این زون باشد. همچنین تهی‌شدگی مقدار  $\text{K}_2\text{O}$  به انتقال  $\text{K}^+$  توسط سیال در نتیجه دگرسان شدن سرسیت به کائولینیت وابسته است.

همان‌طور که در جدول ۵ و شکل ۱۰ قابل مشاهده است، در این زون تغییرات جرمی عناصر کمیاب، دارای غنی‌شدگی در عناصر  $\text{V}$ ،  $\text{Co}$ ،  $\text{Ni}$ ،  $\text{Zn}$ ،  $\text{Ga}$ ،  $\text{Sr}$ ،  $\text{Y}$  و  $\text{Cs}$  و تهی‌شدگی در عناصر  $\text{Cu}$ ،  $\text{Rb}$ ،  $\text{Nb}$ ،  $\text{Mo}$ ،  $\text{Ba}$ ،  $\text{La}$ ،  $\text{W}$  و  $\text{Th}$  می‌باشند. عناصری از جمله  $\text{Cu}$ ،  $\text{Mo}$ ،  $\text{Sn}$ ،  $\text{Ba}$ ،  $\text{W}$  و  $\text{U}$  به وسیله آبشویی، توسط سیالاتی که در اثر برخورد با استوک گرم و در حین حرکت به سمت بالا و حل کردن کانیهای سولفیدی؛ دارای خاصیت اسیدی شده‌اند، از کانیها (فلدسپارها و کانیهای مافیک اولیه) و زمینه سنگ شسته و دارای تهی‌شدگی در این زون شده‌اند. عناصر نادر خاکی در این زون دارای تهی‌شدگی در  $\text{La}$ ،  $\text{Ce}$  و  $\text{Pr}$  و غنی‌شدگی در سایر عناصر نادر خاکی می‌باشند. غنی‌شدگی جزئی عناصر نادر خاکی این زون دگرسانی، بستگی به غلظت این عناصر در سیال دارد که توسط تغییرات شرایط فیزیکوشیمیایی

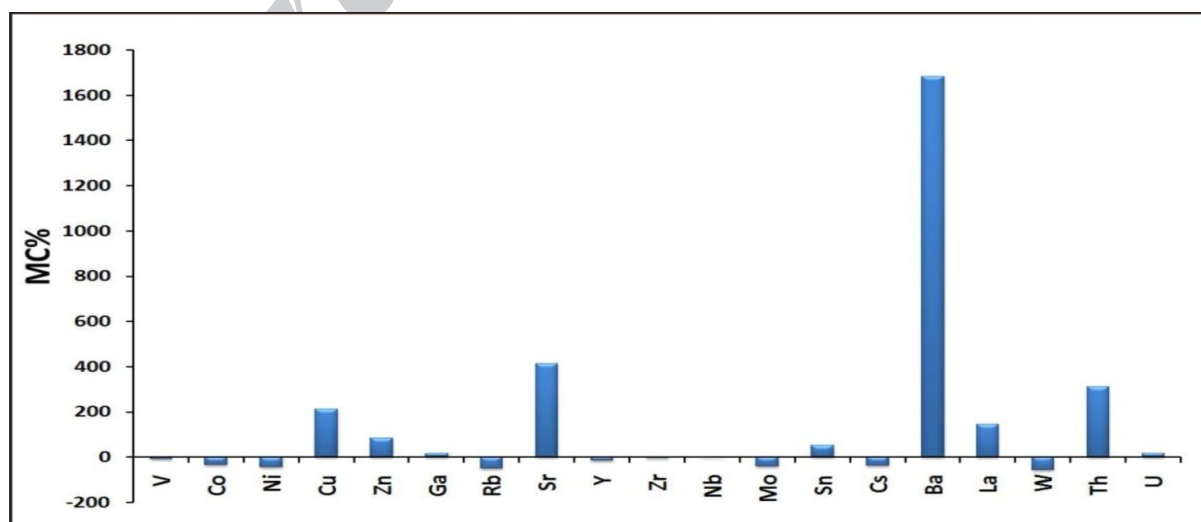
قسمتهایی از این کانسار نسبت‌داده شده است. این زون دگرسانی به‌شدت از نظر  $\text{Cu}$ ،  $\text{Mo}$ ،  $\text{Ba}$  و  $\text{W}$  دارای غنی‌شدگی است، غنی‌شدگی  $\text{Cu}$  و  $\text{Mo}$  به کانی‌سازی مس و مولیبدن در این زون و قسمتهای عمقی کانسار بستگی دارد. در دگرسانی فیلیک  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  نسبت به دگرسانی پتاسیک دارای غنی‌شدگی می‌باشند. تهی‌شدگی بعضی از عناصر کمیاب مانند  $\text{Cu}$  و  $\text{Zn}$  به آب‌شویی کانیهای سولفیدی اولیه نسبت داده می‌شود.

دگرسانی است. لذا روش موازنه جرم برای تعیین گسترش دگرسانی و تحرک عناصر در زون‌های دگرسانی مختلف کانسار سرچشمه به‌کار گرفته شده است، که با انتخاب  $\text{Ti}$  ( $\text{TiO}_2$ ) به‌عنوان عنصر کم‌تحرک؛ نتایج خوبی از این مطالعات به‌دست آمده است.

در نتیجه در دگرسانی پتاسیک  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  و  $\text{K}_2\text{O}$  و  $\text{P}_2\text{O}_5$  دارای غنی‌شدگی می‌باشند. لذا افزایش  $\text{K}_2\text{O}$  به‌علت حضور فلدسپارهای پتاسیم‌دار و افزایش  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  به‌علت تشکیل مگنتیت و سیلیکات‌های آهن‌دار از قبیل بیوتیت‌های ثانویه در



شکل ۱۰. نمودار تغییر جرم برخی از عناصر کمیاب در زون دگرسانی آرژیلیک که نسبت به نمونه‌های حاصل از دگرسانی فیلیک به‌نجار شده‌اند (MC = Mass Change).



شکل ۱۱. نمودار تغییر جرم برخی از عناصر کمیاب در زون دگرسانی پروپیلیتیک که نسبت به نمونه‌های آندزیتی دگرسان‌نشده و تازه به‌نجار شده‌اند (MC = Mass Change).

- [4] Jung D., Kürsten M., Takian M., "Post-Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian plate", In: Pilger, A., Rosler, A. (Eds.), *Afar between continental and oceanic rifting*. Schweizerbartsche Verlaghuchhandlung, Stuttgart (1976) 175-181.
- [5] Vialon P., Houshmandzadeh A., Sabzaheh M., "Dum model pevolution petrostructural de quelques montagenese Iraniennes", comme une consequence de la tectonique des pbques. *Geology Congr 3* (1972) 196-208.
- [6] Forster H., "Mezozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran", *Journal of the Geological Society* 135 (1978) 443-445.
- [7] Etminan H., "Fluid inclusion studies of the porphyry copper ore bodies at Sar-Cheshmeh, Darreh Zar and Mieduk (Kerman region, southeastern Iran) and porphyry copper discoveries at Sar-Cheshmeh, Gozan, and Kighal, Azarbaijan region (northwestern Iran)", International Association. *Genesis of ore deposits Fifth Symposium*, Snowbird, Utah, Abstract 88 (1978).
- [8] Shahabpour J., "Aspects of alteration and mineralization at the Sarcheshmeh copper - molybdenum deposit. Kerman, Iran", Unpub Ph.D. thesis., Leeds University (1982) 342.
- [9] Bazin D., Hübner H., "Copper deposits in Iran. *Geology survey of Iran*", Peport 13 (1969) 232.
- [10] Shahabpour J., "The role of deep structures in the distribution of some major ore deposits in Iran, NE of Zagros thrust zone", *Journal of geodynamics* 28 (1999) 237-250.
- [11] Dimitrijevic M. D., "Geology of Kerman region", *Geological Survey of Iran Report* 52 (1973) 334.
- [12] Lowell J. D., Guilbert J. M., "Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits", *Economic Geology* 65 (1970) 373-408.
- [13] Shahabpour J., Kramers J. D., "Lead isotope data from the Sar-Cheshmeh porphyry copper deposit, Iran", *Mineralium Deposita* 22 (1987) 278-281.
- [14] Beane R. E., Bodnar R. J., "Hydrothermal fluids and hydrothermal alteration in porphyry copper deposits", In Pierce F. W., and Bohm J. G., eds., *porphyry copper deposits of the American Cordillera*, Arizona Geological Society Digest 20 (1995) 82-93.

اکسیدهای  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{MnO}$  در دگرسانی آرژیلیک نسبت به دگرسانی فیلیک دارای غنی‌شدگی می‌باشند. غنی‌شدگی در مقدار  $\text{Al}_2\text{O}_3$  می‌تواند به دلیل تشکیل کانیه‌های رسی (از جمله کائولینیت و ایلیت) در این زون باشد. در دگرسانی پروپیلیتیک نیز  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  و  $\text{MnO}$  دارای غنی‌شدگی می‌باشند. غنی‌شدگی  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و  $\text{CaO}$  در این زون می‌تواند به تشکیل کانیه‌های آلومینوسیلیکاته از جمله کلریت و اپیدوت مرتبط باشد. همچنین مقدار زیادی از غنی‌شدگی  $\text{CaO}$  به تهنشینی کلسیت و حضور این کانی به‌عنوان یکی از کانیه‌های معرف این دگرسانی نسبت‌داده شده است. لذا با استفاده از روش موازنه جرم می‌توان به این نتیجه رسید که روند تغییرات اکسیدهای اصلی، عناصر کمیاب و نادر خاکی یا به بیان دیگر روند‌های شیمیایی در زون‌های دگرسانی مختلف به چه صورت است و با توجه به این تغییرات اهداف اکتشافی را تعریف و قسمت‌های مناسب جهت کارهای معدنی کم‌هزینه را مشخص کرد. به‌عنوان مثال تمرکز کانه‌های مهم از جمله مولیبدنیت در زون دگرسانی پتاسیک کانسار مورد مطالعه حداکثر است و به سمت ترازهای بالاتر و حاشیه کانسار از غلظت آن کاسته می‌شود. کانه‌های مس نیز عمدتاً در مرز بین دگرسانی پتاسیک و فیلیک غنی‌شدگی دارند و باعث افزایش عیار مس در این قسمت از کانسار شده‌اند، لذا شناخت این تغییرات و محل آنها می‌تواند در هدایت کارهای اکتشافی و در افزایش عیار و برداشت ماده معنی مؤثر واقع شود.

#### تشکر و قدردانی

از مدیران و کارشناسان امور تحقیق و توسعه مجتمع مس سرچشمه، به‌ویژه خانم مهندس حسینی به‌خاطر همکاری و تلاش‌های بی‌دریغشان تشکر و سپاس‌گزاری می‌شود.

#### مراجع

- [1] Evans M. A., "Ore Geology and Industrial Minerals An Introduction", Blackwell Science Ltd and Blackwell Publishing company (1993) 389.
- [2] Lowenstern J. B., "Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems", *Mineralium Deposita* 36 (2001) 490-502.
- [3] Waterman G. C., Hamilton R., "The sarcheshmeh porphyry copper deposit", *Economic Geology* 70 (1975) 568-576.

In Alteration processes associated with ore-forming systems, Edited by D. R. Lentz, Geological Association of Canada, Short Course Notes 11 (1994) 161-192.

[27] Grant J. A., "Isocon analysis: A brief review of the method and applications", Physics and Chemistry of the Earth 30 (2005) 997-1004.

[۲۸] معانی جو، م.، رسا، ا.، لنتز، د.، علیرضایی، س.، "سنگ‌نگاری و دگرسانی کانسار مس چهل کوره، شمال باختر زاهدان: موازنه جرم و رفتار عناصر نادر کمیاب"، مجله علوم زمین، شماره ۶۷ (۱۳۸۷) ص ۸۶-۱۰۱.

[29] Rollinson H. R., "Using geochemical data evaluation", Presentation, Interpretation, Longman Publishing Group (1993) 384.

[30] Hezarkhani A., "Hydrothermal evolutions at the Sar-Cheshmeh porphyry Cu-Mo deposit, Iran: evidence from fluid inclusions", Journal of Asian Earth Sciences 28 (2006) 408-422.

[۳۱] امین‌زاده، ب.، "مطالعه کانی‌شناسی و ژئوشیمی سیالات درگیر در ارتباط با کانسارسازی مولیبدن در معدن مس سرچشمه و کاربرد آن در بازیابی موثر مولیبدن"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه شهید باهنر کرمان (۱۳۸۵) ص ۱۱۲.

[32] Arribas A. Jr., "Characteristics of high sulfidation epithermal deposits and their relation to magmatic fluids", Mineralogical Association of Canada Short Course Series 23 (1995) 419-454.

[33] Bissig T., Clark A. H., Lee J. K. W., Hodgson, C. J. B., "Miocene landscape evolution and geomorphologic controls on epithermal processes in the El Indio- Pascua Au-Ag-Cu belt, Chile and Argentina", Economic Geology 79 (2002) 971-996.

[34] Wood S. A., "The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium: 2. Theoretical prediction of speciation in hydrothermal solutions to 350°C at saturation water vapor pressure", Chemical Geology 88 (1990) 99-125.

[35] Haas J. R., Shock E. L., Sassani D. C., "Rare earth elements in hydrothermal systems: estimates of standard partial molal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures", Geochimica et Cosmochimica Acta 59 (1995) 4329-4350.

[36] Bache W., Peucher-Ehrenbrink ., Hart S. R., Blusztajn J. S., "Geochemistry of hydrothermally altered oceanic crust: DSDP/ODP Hole 504B-

[15] Corbett G. J., "Epithermal gold for exploration", Astralian Institute of Geoscientists Presidents Lecture: AIG Journal 67 (2002) 1-8.

[۱۶] کریم‌پور، م.ح.، سعادت، س.، "زمین‌شناسی اقتصادی کاربردی"، نشر مشهد، ویرایش جدید، (۱۳۸۱) ص ۵۳۳.

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

[18] Fedo C. M., Nesbitt H.W., Young G.M., "Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, With implications for paleoweathering conditions and provenance", Geology 23 (1995) 921-924.

[19] Voicu G., Bardoux M., Jebrak M., "Normative mineralogical calculations for tropical weathering profiles", Winnipeg 96, Ann. Meet., Geol. Asso. Can. Mineral. Assoc. Can. Prog 21 (1996).

[20] Aiuppa A., Allard P. D., Alessandro W., Michel A., Parello F., Treuil M., Valeza M., "Mobility and fluxes of major elements, minor and trace metals during basalt weathering and groundwater transport at Mt. Enta volcano sicily", Geochimica et Cosmochimica Acta 64 (2000) 1827-1841.

[21] Terakado Y., Fujitani T., "Behaviour of the rare earth elements and other trace elements during interactions between acidic hydrothermal solutions and silicic volcanic rocks Southwestern Japan", Geochimica et Cosmochimica Acta 62(11) (1998) 1903-1917.

[22] Grant J. A., "The isocon diagram- a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration", Economic Geology 81 (1986) 1976-1982.

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

[24] Mori Y., Nishiyama T., Yanagi T., "Mass transfer paths in alteration zones around carbonate veins in the Nishisonogi Metamorphic Rocks, southwest Japan", American Mineralogist 88 (2003) 611-623.

[25] Cail T. L., Cline J. S., "Alteration associated with gold deposition at the Getchell Carlin-type gold deposit, North-central Nevada", Economic Geology 96 (2001) 1343-1359.

[26] Leitch C. H. B., Lentz D. R., "The Gresens approach to mass balance constraints of alteration systems: Methods, pitfalls, examples",



south American Earth Sciences 19 (2005) 479-493.

[۳۹] مکی‌زاده م.ع.، تقی‌پور ب.، "زمین‌شناسی، ژئوشیمی و بررسی رفتار عناصر نادر و نادر خاکی در دگرسانی‌های گرمابی کوهستان کرکس، شمال اصفهان"، مجله پترولوژی، شماره ۸ (۱۳۹۰) ص ۵۵-۶۸.

*Implications for seawater-crust exchange budgets and Sr and Pb isotopic evolution of the mantel*", *Geochem. Geophys. Geosys.* 4(3) (2003) 8904.

[37] Lottermoser B. G., "Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes", *Ore Geology Reviews* 7 (1992) 25-41.

[38] Kirschbaum A., Martinez E., Pettinari G., Herrero S., "Weathering profiles in granites, Sierra Norte (Cordoba, Argentina)", *Journal of*

Archive of SID