



محاسبه موازنه جرم در زون‌های دگرسانی گرمابی کانسار مس پورفیری سرچشمه

محمد معانی جو*، محمد مستقیمی

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

دریافت مقاله: 1391/10/19، پذیرش: 1392/3/8

چکیده

کانسار مس پورفیری سرچشمه در استان کرمان و در 65 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 به‌خوبی دیده می‌شود، غنی‌شدگی Cu و Mo به کانی‌سازی کالکوپیریت، 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 41000 تن می‌باشد. استخراج ماده معدنی در عمیق‌ترین نقطه تا عمق 2500 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 65 کیلومتری جنوب غرب رفسنجان واقع شده است. طول و عرض جغرافیایی این منطقه به ترتیب $29^{\circ}58'$ و $55^{\circ}53'$ می‌باشد. در سالهای اخیر شرکت ملی صنایع مس ایران میزان ذخیره این کانسار را یک میلیارد و دویست میلیون تن کانسنگ سولفیدی با عیار 0/69 درصد مس، 0/03 درصد مولیبدن، 0/27 گرم در تن طلا و 3/09 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 400 میلیون تن از آن برداشت و تقریباً یک میلیارد و ششصد میلیون تن از کانسنگ سولفیدی باقی مانده است. میزان کانسنگ استخراجی 14 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 صورتی‌که دگرسانی پروپیلیتیک نسبت به نمونه دگرسان‌نشده سطحی به‌نجار شده است. در جدول 1 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 [3]. این کمرند مهمترین کمرند فلزایی ایران است که تحت عنوان کمرند ارومیه - دختر معرفی می‌شود. مجموعه ماگمایی ارومیه - دختر در واقع کمرند آتشفشانی - نفوذی ترشیری ایران مرکزی است [4] که تحت عناوین کمرند سهند - بزمان [5] یا کمرند ماگمایی - فلزایی نیز خوانده می‌شود. این کمرند را حاصل هضم پوسته اقیانوسی نئوتتیس از طریق فرورانش به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی می‌دانند [6]. 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 [7، 8]. این کمرند بر کمرند جهانی کوه‌زایی - فلزایی 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 [1]. لذا آنچه غالباً در مطالعه زون‌های دگرسانی مورد بحث قرار می‌گیرد، مطالعه کانیه‌های موجود در این زون‌ها و بررسی ویژگیهای شیمیایی محلولهای دگرسان‌کننده است [2]. اما در مطالعه و بررسی زون‌های دگرسانی یک سوال مهم مطرح است و آن این‌که 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 جرم¹ 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 (43 نمونه) و پراش اشعه ایکس (XRD) (10 نمونه) مورد بررسی قرار گرفت. تعداد 12 نمونه از زون‌های دگرسانی پتاسیک، فلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک، و نیز 6 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 2 درصد و برای عناصر کمیاب در دامنه 3-5 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 آرژلیک				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-A3	میانگین	Sar-A1	Sar14-5-3R	Sar82-5R	میانگین	
Sample	میانگین															میانگین	
SiO ₂	۶۰/۷۶	۶۲/۳	۶۷/۹	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	۵۹/۵
Al ₂ O ₃	۱۶/۳۶	۱۵	۱۵/۲	۱۵/۱	۱۴/۶	۱۶/۹	۱۵/۷	۱۵/۷۳	۲۴/۸۸	۲۴/۵۵	۲۲/۵۶	۲۴/۳۳	۱۸/۴	۱۷/۹	۱۷/۶	۱۷/۹۶	۱۵/۲
Fe ₂ O ₃	۵/۲	۷/۰۱	۶/۲	۶/۶۵	۷/۳	۶/۵۹	۶/۴۶	۶/۷۸	۳/۵۲	۲/۸۲	۵/۳۳	۳/۸۴	۷/۱	۸/۳۴	۴/۵۶	۶/۶۶	۵/۶۴
CaO	۴/۴۵	۱/۶۱	۲/۵۱	۱/۷۸	۰/۱۴	۰/۵۵	۰/۰۷	۰/۲۵	۰/۳۶	۰/۳۳	۰/۲۱	۰/۳	۵/۱۹	۵/۵۴	۴/۹۶	۵/۲۳	۲/۷
MgO	۳/۵۴	۱/۲۱	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	۶/۸۱
Na ₂ O	۳/۳	۲/۵	۲/۳	۲/۱	۰/۶	۰/۷	۱/۲	۰/۸۳	۱/۳۲	۱/۱	۱/۵	۱/۳	۰/۷	۱/۵	۰/۸	۱	۲/۵
K ₂ O	۲/۷۳	۴/۱۲	۷/۴۵	۵/۵۳	۳/۰۶	۳/۳۸	۲/۹۴	۲/۱۲	۲/۵۲	۲/۷	۰/۲۹	۱/۸۳	۴/۴۹	۳/۳۴	۵/۴۶	۴/۴۳	۴/۸۴
TiO ₂	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	۰/۵۲	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	۰/۱۱	۰/۰۳
P ₂ O ₅	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	۰/۲۴
LOI	۲/۷۳	۴/۸۳	۱/۲۲	۲/۹۸	۳/۵۵	۲/۴	۳/۷	۲/۲۱	۶/۱۹	۸/۲۳	۷/۱۶	۷/۱۹	۲/۷۳	۵/۱	۴/۷۵	۴/۱۹	۲/۱
Total	۱۰۰/۰۳	۹۹/۵	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	۱۰۰/۱۴
V	۱۰۵/۳۳	۸۳	۲۶۵	۱۵۲/۳۳	۷۲	۱۱۱	۱۰۹	۹۷/۳۳	۷۰	۱۱۷	۲۶۱	۱۴۹/۳۳	۳۴۲	۲۵۵	۱۱۶	۲۰۴/۳۳	۲۵۵
Co	۱۶/۵۳	۲۱	۲۰/۱	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	۴۷/۸
Ni	۱۰/۳۳	۱۵	۲۶	۲۰/۶۶	۱۵	۱۷	۱۶	۱۶	<۵	۴۶	۲۳	<۲۴/۶	۱۲	۳۱	<۵	<۱۶	۳۱
Cu	۲۴۰	۸۰۰۰	۱۲۸۸۰	۱۲۴۶۰	۹۶۰۱	۷۸۷۶	۱۰۴۲۰	۹۲۹۹	۵۸	۱۴۲	۲۰۸۰	۷۶۰	۴۱۲	۵۱۹۰	۱۳۷۳	۳۳۲۵	۷۹۰
Zn	۷۶/۳۳	۵۶	۳۴	۳۴/۳۳	۱۲	۱۰۵	۲۵	۴۷/۳۳	۵۸	۱۵۲	۱۶۷	۱۲۵/۶۶	۱۴۱	۵۱	۵۴	۸۲	۵۱
Ga	۱۸/۶۶	۱۵	۱۸	۱۷	۱۷	۱۹	۱۷	۱۷/۶۶	۲۰	۲۱	۱۹	۲۰	۱۵	۱۶	۱۹	۱۶/۶۶	۱۶
Rb	۹۳/۱۶	۱۶۹	۹۷/۳	۱۲۳/۱	۹۷/۹	۱۰۰	۸۸/۷	۹۵/۵۳	۶۲/۲	۸۲/۲	۱۱/۱	۵۱/۸۳	۱۶/۳	۱۷۹	۵۴/۹	۸۳/۴	۱۷۹
Sr	۶۱۳/۳۳	۵۵۰	۶۰۰	۴۳۶/۶۶	۴۷۰	۴۵۰	۱۸۰	۳۶۶/۶۶	۷۲۰	۳۹۰	۳۸۰	۴۹۶/۶۶	۳۳۰	۱۳۰	۱۳۶۰	۶۰۶/۶۶	۱۳۰
Y	۱۱/۲۶	۲۰/۴	۲۰/۴	۱۶/۸۶	۷/۸	۷/۶	۱۵/۷	۱۰/۴۶	۶/۲	۱۲/۳	۱۷/۹	۱۲/۱۳	۲۱/۴	۲۲/۳	۷/۹	۱۷/۵۳	۲۲/۳
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	۸۹
Nb	۳	۳	۳	۲/۶۶	۸	۶	۷	۷	۴	۳	۲	۳	۲	۳	۳	۲/۶۶	۳
Mo	۳۸/۳۳	۱۴/۹	۱۸۶۳	۱۷۹۹/۶۶	۸۳۳	۲۰۴	۱۲۴۰	۷۵۹	<۲	۴	<۲	<۲/۶۶	<۲	۸	۳	<۴/۳۳	۸

ادامه جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های غیر دگرسان و دگرسان‌شده: زون‌های دگرسانی مختلف کانسار مس پورقیری سرچشمه.

(نتایج برای اکسیدهای اصلی بر حسب درصد و برای عناصر کمیاب و جزئی بر حسب ppm بیان شده است)

	۱/۳	۳	<۱	<۱	<۱/۶۶	<۱	<۱	۲	<۱/۳۳	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۲	۱	۱	۱	۱/۳۳	۱	۱
Sn	۲/۹	۲/۹	۲/۵	۲/۲	۲/۵۳	۱/۹	۲/۱	۲	۲	۲	۷/۵	۱	۳/۵	۱/۸	۶/۶	۲/۷	۳/۷	۱/۳۳	۱/۳۳	۱/۳۳	۱	۱
Cs	۱۹۹/۲۳	۱۰۰۰	۷۳۰	۶۶۰	۷۹۶/۶۶	۷۲۰	۸۱۰	۴۸۰	۶۷۰	۷۴۰	۵۰۰	۳۰	۴۲۳/۳۳	۱۰۰	۱۱۰	۵۲۶۰	۱۸۲۳/۳	۱۸۲۳/۳	۱۸۲۳/۳	۱۱۰	۱۱۰	۶/۶
Ba	۲۶/۲	۱۵/۸	۲۶/۵	۱۰	۱۷/۴۳	۲۷/۹	۲۰/۷	۱۶/۵	۲۱/۷	۱۹/۶	۲۰/۷	۷/۸	۱۶/۰۳	۶	۵/۵	۲۵/۳	۱۲/۲۶	۱۲/۲۶	۱۲/۲۶	۵/۵	۵/۵	۱۴/۴
Ce	۴۹/۶	۳۳/۸	۴۹/۴	۲۰/۵	۳۴/۵۶	۴۹/۸	۳۸/۵	۳۳/۲	۴۰/۵	۳۹/۹	۴۲/۳	۱۲/۸	۳۲	۱۳/۹	۱۴/۴	۴۹/۴	۲۵/۹	۲۵/۹	۲۵/۹	۱۴/۴	۱۴/۴	۱۴/۴
Pr	۵/۷۱	۴/۲۸	۵/۶۵	۲/۸۷	۴/۲۶	۵/۷۲	۴/۳۹	۴/۰۶	۴/۷۲	۴/۹	۵/۶۱	۱/۹۳	۴/۱۴	۲/۱۵	۲/۱	۶/۱۱	۳/۴۵	۳/۴۵	۳/۴۵	۲/۱	۲/۱	۲/۱
Nd	۲۱/۲	۱۷/۵	۲۰/۴	۱۳	۱۶/۹۶	۲۰/۶	۱۵/۴	۱۵/۵	۱۷/۱۶	۱۸/۳	۲۲/۸	۹/۴	۱۶/۸۳	۱۰/۴	۱۰/۵	۲۴/۵	۱۵/۱۳	۱۵/۱۳	۱۵/۱۳	۱۰/۵	۱۰/۵	۱۰/۵
Sm	۳/۴	۳/۲	۳/۱	۳	۳/۱۱	۳	۲/۳	۲/۸	۲/۷	۲/۷	۳/۶	۲/۴	۲/۹	۲/۶	۲/۵	۴	۳/۰۳	۳/۰۳	۳/۰۳	۲/۵	۲/۵	۲/۵
Eu	۱/۰۲	۰/۹۴	۰/۹۷	۰/۹۷	۰/۹۶	۰/۸۶	۰/۹۴	۰/۸	۰/۷۶	۰/۸۴	۱/۱۲	۱/۱۲	۱/۰۲	۱/۰۱	۰/۹۷	۰/۸۱	۰/۹۳	۰/۹۳	۰/۹۳	۰/۹۷	۰/۹۷	۰/۹۷
Gd	۲/۸۳	۳/۹۲	۲/۴۷	۳/۷۱	۳/۳۶	۲/۳۳	۱/۹۹	۲/۹۴	۲/۴۲	۱/۹۸	۳/۱۳	۳/۰۱	۲/۷	۳/۳۷	۳/۵۹	۳/۰۵	۳/۲۳	۳/۲۳	۳/۲۳	۳/۵۹	۳/۵۹	۳/۵۹
Tb	۰/۳۵	۰/۵۹	۰/۳۳	۰/۵۵	۰/۴۹	۰/۲۸	۰/۲۶	۰/۴۳	۰/۳۲	۰/۲۴	۰/۳۷	۰/۴۲	۰/۳۴	۰/۵۷	۰/۶۲	۰/۳۲	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۶۲	۰/۶۲	۰/۶۲
Dy	۲/۱۳	۳/۶۸	۱/۷۹	۳/۵۷	۳/۰۱	۱/۶۷	۱/۳۷	۲/۷۶	۱/۹۳	۱/۱۸	۲/۱۲	۳/۰۲	۲/۱۱	۳/۶۲	۴/۰۷	۱/۶۹	۳/۱۲	۳/۱۲	۳/۱۲	۴/۰۷	۴/۰۷	۴/۰۷
Ho	۰/۴۲	۰/۷۶	۰/۳۴	۰/۷۳	۰/۶۱	۰/۲۹	۰/۲۸	۰/۵۹	۰/۳۸	۰/۲۱	۰/۳۹	۰/۶۷	۰/۴۲	۰/۸۲	۰/۹	۰/۷۹	۰/۶۷	۰/۶۷	۰/۶۷	۰/۹	۰/۹	۰/۹
Er	۱/۲۶	۲/۵۱	۱/۰۵	۲/۵۱	۲/۰۲	۰/۸۳	۰/۸۶	۱/۸۸	۱/۱۹	۰/۶۱	۱/۱۲	۲/۰۷	۱/۲۶	۲/۴۵	۲/۸۴	۰/۸۱	۲/۰۳	۲/۰۳	۲/۰۳	۲/۸۴	۲/۸۴	۲/۸۴
Tm	۰/۸۵	۰/۳۳	۰/۱۳	۰/۳۳	۰/۲۶	۰/۱۱	۰/۱	۰/۲۵	۰/۱۵	۰/۰۷	۰/۱۴	۰/۲۷	۰/۱۶	۰/۳۳	۰/۳۸	۰/۰۸	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۳۸
Yb	۱/۱۶	۲/۲	۰/۹	۲/۱۱	۱/۷۳	۰/۷	۰/۶	۱/۸	۱/۰۳	۰/۵	۰/۸	۱/۷	۱	۲/۲	۲/۴	۰/۶	۱/۷۳	۱/۷۳	۱/۷۳	۲/۴	۲/۴	۲/۴
Lu	۰/۱۷	۰/۳۷	۰/۱۲	۰/۳۲	۰/۲۷	۰/۱۱	۰/۱	۰/۲۵	۰/۱۵	۰/۰۸	۰/۱۴	۰/۲۶	۰/۱۶	۰/۳۳	۰/۳۷	۰/۰۹	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۳۷	۰/۳۷	۰/۳۷
Hf	۲/۶۶	۳	۳	۲	۲/۶۶	۳	۲	۳	۲/۶۶	۳	۲	۲	۲/۳۳	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲
Ta	۰/۵	<۰/۵	۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	۰/۶	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵۳	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵
W	۷/۶۶	۲۶	۱۷	۱۵	۱۹/۴۳	۴۳	۴	۲۱	۲۲/۶۶	۳	۴	۱	۲/۶۶	۱	۲۴	۳	۹/۴۳	۹/۴۳	۹/۴۳	۲۴	۲۴	۲۴
Th	۱۰/۲۳	۹/۷	۱۱/۳	۱/۹	۷/۶۳	۱۰/۸	۹/۱	۶/۹	۸/۹۳	۶/۶	۸	۰/۶	۵/۰۶	۰/۷	۰/۸	۷/۶	۲/۷۹	۲/۷۹	۲/۷۹	۰/۸	۰/۸	۰/۸
U	۳/۹۹	۲/۵۷	۴/۲	۰/۷۹	۲/۵۲	۴/۴۵	۴/۱۹	۳/۲	۳/۹۴	۲/۶۷	۳/۲۳	۰/۱۵	۲/۰۱	۰/۱۹	۱/۴۶	۳/۱۲	۱/۵۹	۱/۵۹	۱/۵۹	۱/۴۶	۱/۴۶	۱/۴۶

کرد پلرا، میزبان کانسارهای مس - مولیبدن به همراه دیگر کانسارهای وابسته به این خاستگاههای ژئودینامیکی می باشد، که اکثر کانسارهای مس پورفیری ایران در این کمربند کمانهای ماگمایی حاشیه قاره مانند قرار دارند [6، 9، 10]. بخش جنوب شرقی کمربند ارومیه - دختر، که کانسار مس پورفیری سرچشمه نیز در آن قرار دارد، تحت عنوان کمربند دهج - ساردوئیه خوانده می شود؛ که با روند شمال غرب - جنوب شرق در استان کرمان قرار گرفته [11] و بیشترین مقدار ماگمای ایجاد شده در کمربند ارومیه - دختر را به خود اختصاص داده است.

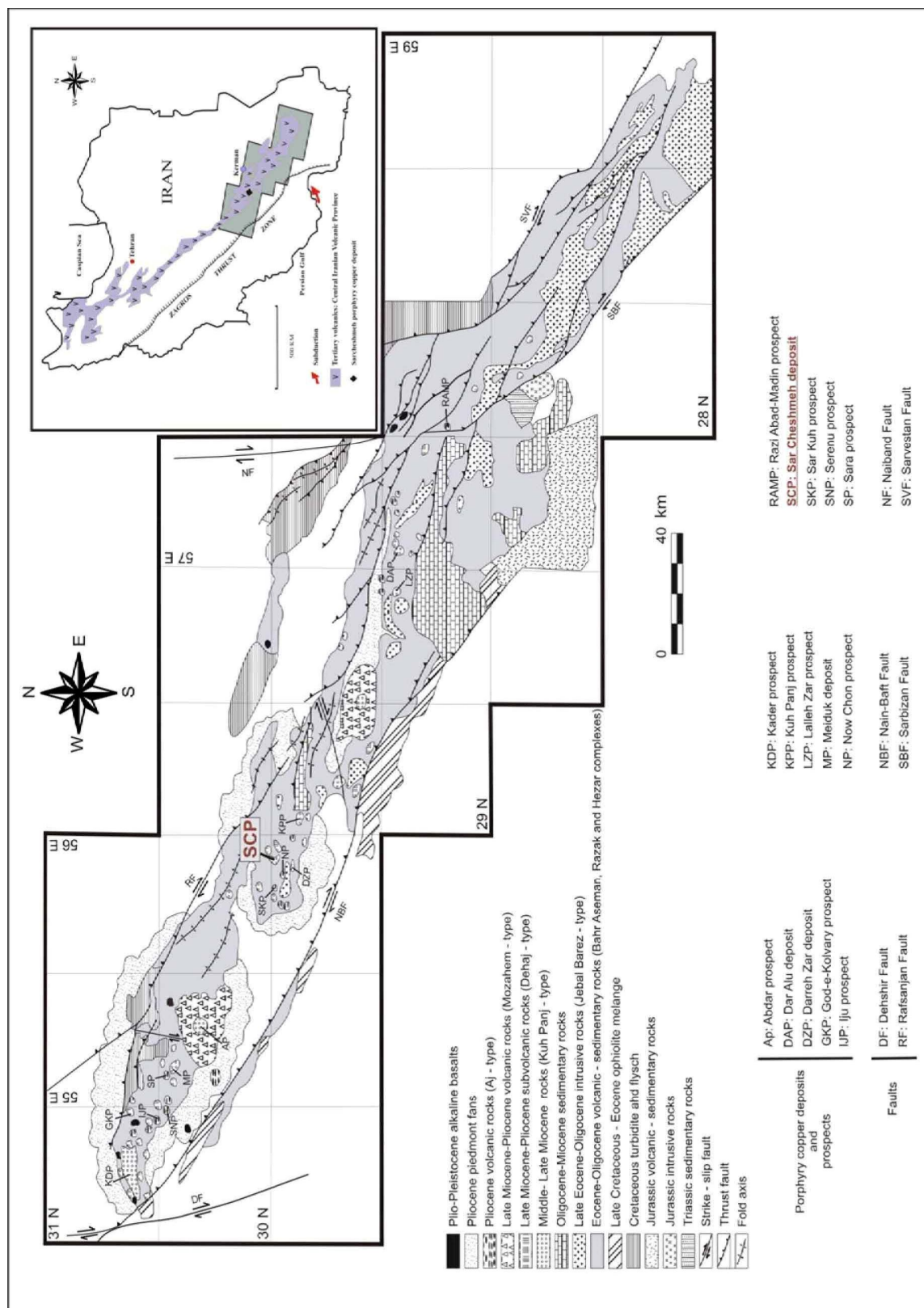
کمربند دهج - ساردوئیه در حقیقت یک کمربند آتشفشانی - نفوذی است؛ که شواهد متعددی از کانسارهای پورفیری و مناطق امیدبخش در آن دیده می شود (شکل 1). ماگمای ایجاد شده در این کمربند اختصاص به دوران سنوزوئیک داشته و در ائوسن به صورت فرآیندهای آتشفشانی و در الیگوسن بیشتر به صورت نفوذ ماگما نمود داشته است. فاز اصلی نفوذی و مولد کانسار سازی در منطقه سرچشمه استوکی با ترکیب گرانودیوریت تا تونالیت بوده و دارای سن 12/5 میلیون سال می باشد [8]، که این استوک عامل اصلی کانی سازی در معدن سرچشمه تلقی می شود. این استوک در سنگهای آتشفشانی - رسوبی نفوذ کرده و آنها را تحت تأثیر دگرسانی قرار داده است. قدیمی ترین واحدهای سنگی منطقه سنگهای آتشفشانی ائوسن هستند [3] و عمدتاً ترکیب آندزیتی دارند که همراهی آنها با رسوبات این دوره نشان دهنده یک محیط آتشفشانی - رسوبی زیر دریایی در آن زمان است. قسمت اعظم این مجموعه از سنگهای مختلف با منشأ آتشفشانی تشکیل شده است و سنگهای قدیمی تر در منطقه مورد مطالعه که پایه این تشکیلات را به وجود آورده اند، رخنمون ندارند و به همین دلیل بیشتر سازندهای مورد بررسی مربوط به ترشیری و بعد از آن می باشند. سنگهای نفوذی و نیمه عمیق و همچنین دایک ها، این مجموعه را در بسیاری از نقاط قطع کرده اند (شکل 2).

دگرسانی

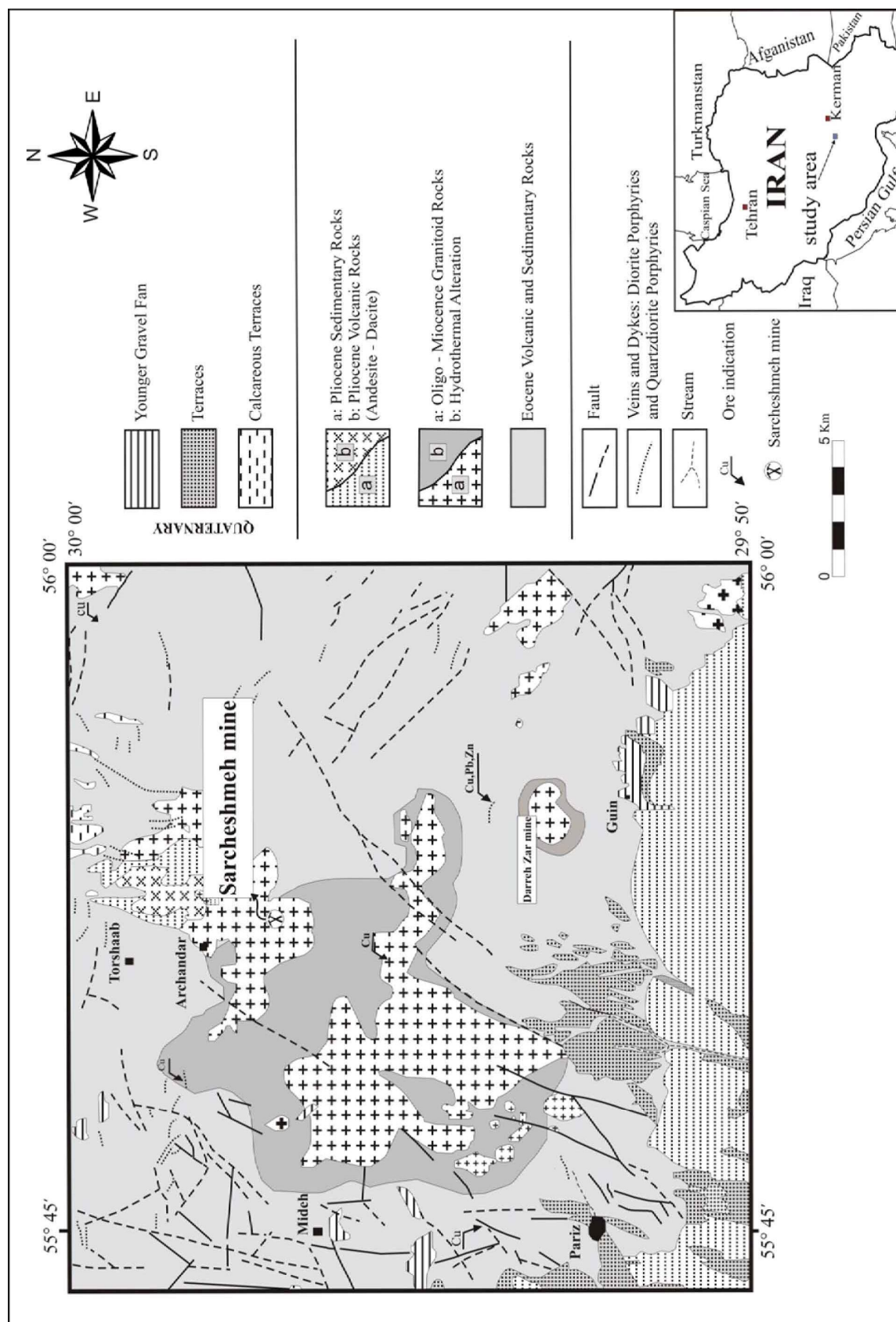
الگوی دگرسانی کانسار مس پورفیری سرچشمه قابل مقایسه با الگوی دگرسانی دیگر کانسارهای مس پورفیری توصیف شده توسط لوول و گیلبرت [12] می باشد. بدین ترتیب دگرسانی پتاسیک در مرکز سیستم قرار می گیرد و به طرف بیرون

دگرسانی فلیک، آرژلیک و پروپلیتیک مشاهده می شود (شکل 3). دگرسانی گرمایی و کانی سازی در سرچشمه بر روی استوک متمرکز شده و به طور گسترده ای همزمان با جایگزینی آن واقع شده است.

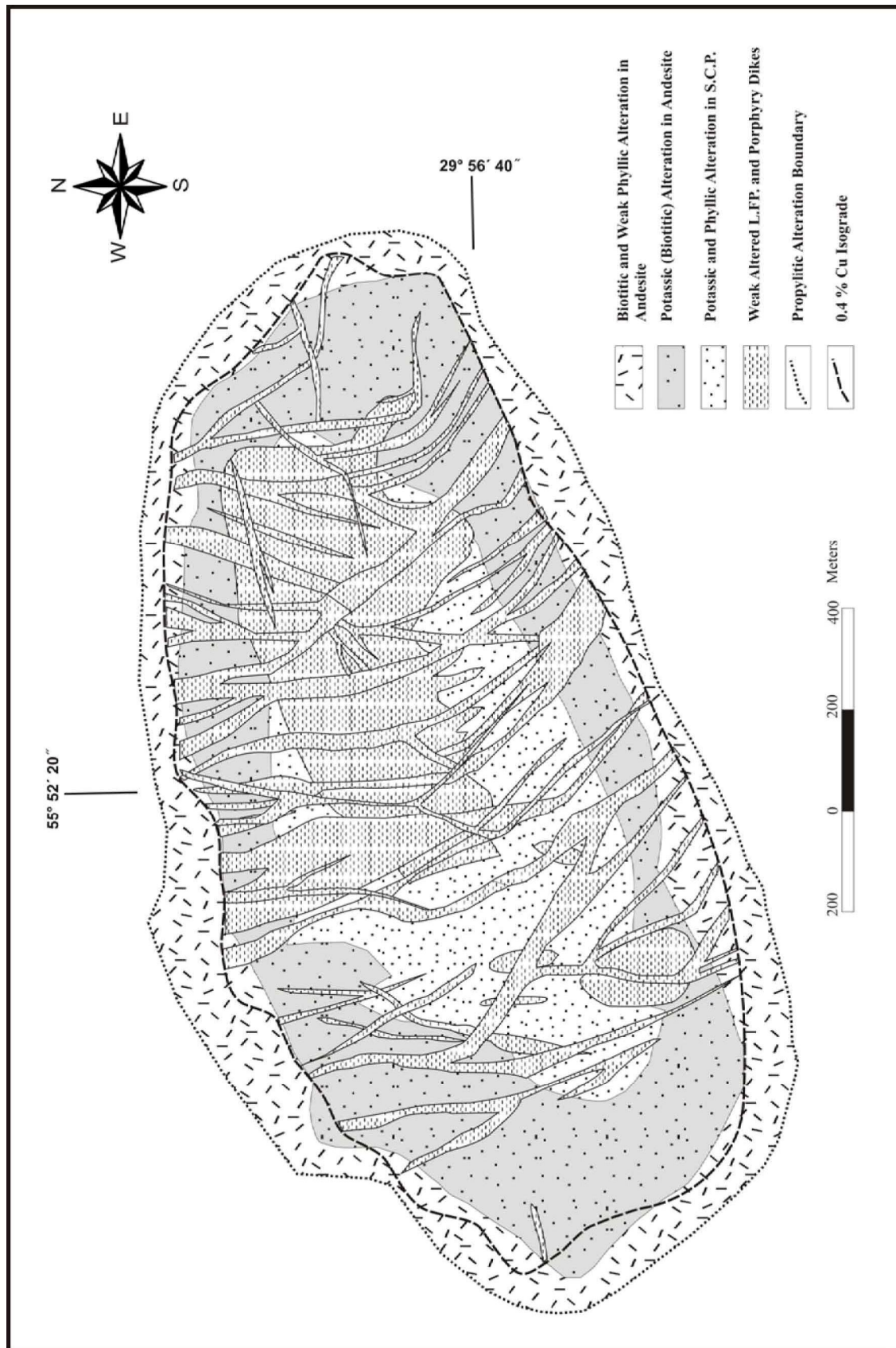
دگرسانی پتاسیک: در این دگرسانی پتاسیم فلدسپار از دگرسانی پلاژیوکلازها و یا تبلور مجدد پتاسیم فلدسپار اولیه حاصل می شود و بیوتیت ثانویه نیز از دگرسانی بیوتیت های اولیه و هورنبلند ایجاد می شود. آهن آزاد شده از دگرسانی بیوتیت های ماگمایی می تواند در عمق صرف تولید یک یا تعداد بیشتری از کانیهای کالکوپیریت، پیریت و بورنیت شود. با توجه به مطالعه مقاطع میکروسکوپی مربوط به دگرسانی پتاسیک کانسار مس پورفیری سرچشمه می توان عنوان کرد، پتاسیم فلدسپار در این زون به علت دگرسانی پلاژیوکلاز حاصل شده و بیوتیت های ثانویه در نتیجه دگرسانی بیوتیت های اولیه یا ماگمایی و هورنبلندها ایجاد شده اند (شکل 4-ب). در بعضی از قسمت ها نیز در اثر دگرسانی بیوتیت های اولیه یا ثانویه، کلریت تشکیل شده و در اثر دگرسانی پتاسیم فلدسپار، مسکویت دیده می شود، که این فرآیندها و تشکیل این کانیها نشان دهنده کاهش K^+/aH^+ در سیال گرمایی است. در این زون رگه هایی از انیدریت قابل مشاهده است که این رگه ها فاقد کانی سازی اند و احتمالاً از سرد شدن سیالات گرمایی در محیط های دما بالا (بیش از 300 درجه سانتی گراد) و به دلیل بالا بودن فشار اکسیژن در محلول ماگمایی حاصل شده اند [1]. فنوکریست های هورنبلند در مقاطع مورد مطالعه به بیوتیت های ثانویه، انیدریت و به مقدار کمی به کانیهای اپک (مگنتیت و کالکوپیریت) دگرسان شده اند. در اثر دگرسانی فنوکریست های بیوتیت نیز ممکن است؛ انیدریت حاصل شود. در قسمت های بالایی زون پتاسیک این زون به زون بیوتیتی تبدیل می شود 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. بیوتیت های ثانویه در زمینه کوارتز و فلدسپار قرار گرفته اند و به طور موضعی جانشین فنوکریست های هورنبلند و بیوتیت اولیه شده اند. کالکوپیریت کانی اصلی سولفیدی در این زون است، که به صورت افشان در زمینه سنگ، هم رشدی با مگنتیت و به صورت رگه ای با کوارتز دیده می شود.



شکل ۱. موقعیت کمرند آتشفشانی ارومیه- دختر و پراکندگی کاسارها و محدوده‌های امیدبخش با تپ پورقیری در کمرند دهج - ساردوئیه [۱۱] و موقعیت کمرند دهج - ساردوئیه بر روی نقشه ایران (نقشه اقتباس شده از شهاب‌پور و کرارمز [۱۳] همراه با تغییر).



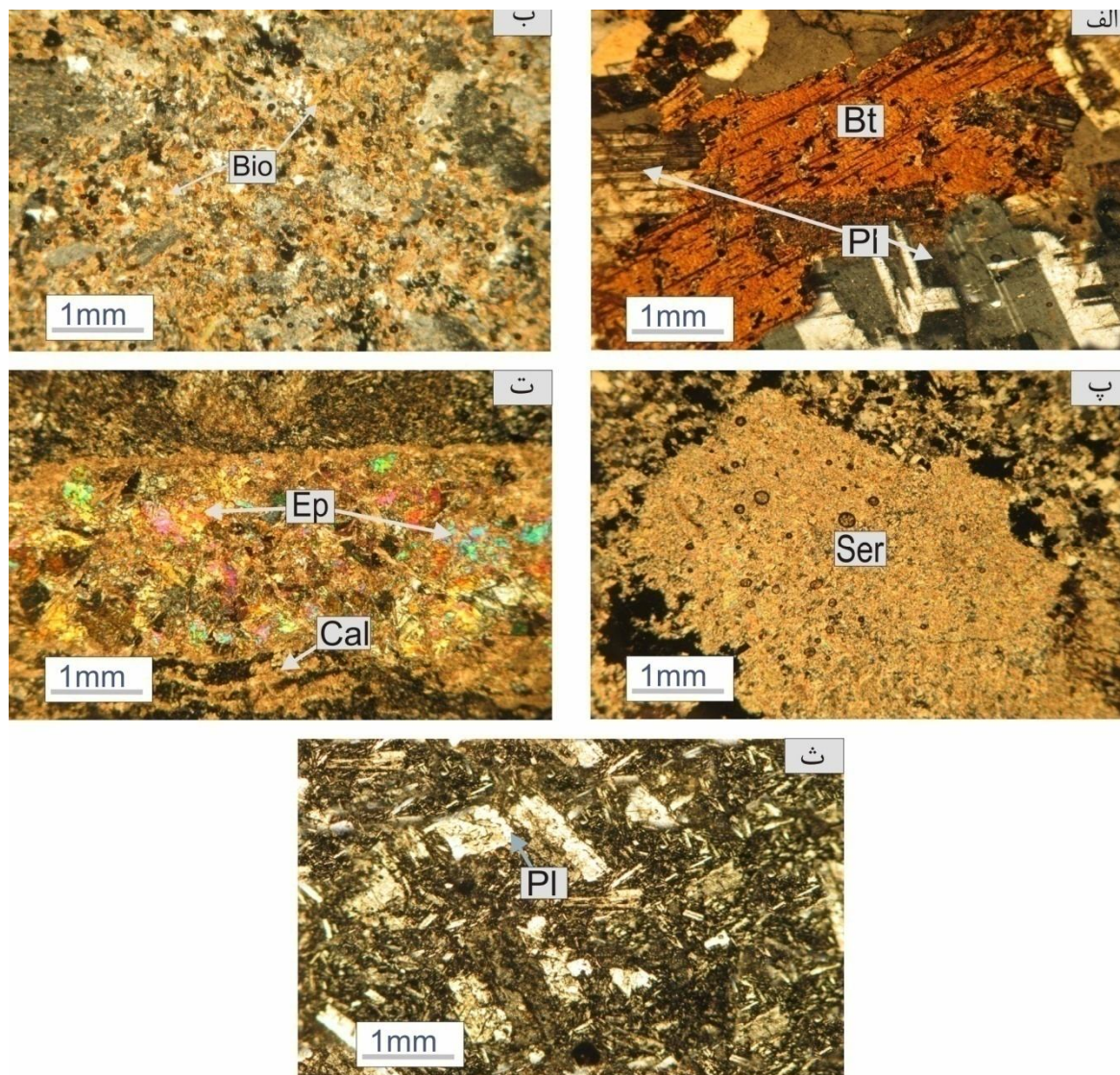
شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه سرچشمه [۱۷].



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 4: 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 پروپیلیتی 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 میکرولیتیک تا شیشه‌ای حضور دارند. همه تصاویر در وضعیت XPL تهیه شده‌اند (Bt: بیوتیت، Bio: بیوتیت ثانویه، Cal: کلسیت، Ep: اپیدوت و Pl: پلاژیوکلاز).

دگرسانی فلیک: 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 4-پ) و کلریت می‌تواند جانشین بیوتیت‌های اولیه و ثانویه شده باشد. آهن حاصل از دگرسانی بیوتیت و کانیه‌های مافیک با آهن و گوگرد موجود در سیالات گرمابی، تولید پیریت می‌نماید، که این کانی سولفیدی، 10 درصد حجمی کانیه‌های موجود در دگرسانی مذکور را تشکیل می‌دهد. در این زون دگرسانی کربنات‌ها و انیدریت از کانیه‌های 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، کانیه‌های رسی اهمیتی بیشتر می‌یابند. سرسیتی‌شدن نیز، بر فلدسپارها و بیوتیت اولیه اثر می‌گذارد و دگرسانی بیوتیت، مقدار ناچیز روتیل تولید می‌کند [1]. 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 دگرسان‌شدن 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 رگه‌چه‌ها به همراه پیریت قابل مشاهده بوده و مولیبدنیت به مقدار ناچیز در رگه‌چه‌ها دیده می‌شود.

دگرسانی آرژیلیک: بین و بودنار¹ [14] 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 کانیه‌های تشکیل‌دهنده سنگ به طور کامل به کانیه‌های 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 انجام‌شده بر روی نمونه‌های محدوده غربی کانسار بیانگر حضور کائولینیت، ایلیت-میکا، کوارتز و پیریت به عنوان تنها کانی سولفیدی موجود در این محدوده می‌باشد و با توجه به آنالیزهای انجام‌شده، در این محدوده هیچ گونه 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 یک سری 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. اوانز² [1] 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 کوربت³ [15] 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 پایین‌بودن 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، به طوری که 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 (به منظور خنثی نمودن و کمبود ناشی از جانشینی Al^{+3} با Si^{+4} در لایه اکتاندر) ایلیت تشکیل می‌شود. به طور کلی می‌توان گفت که حضور مقادیر بالایی از یون K^+ و

اکسیدهای ناپایدار شیمیایی ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$) می‌باشد. معادله (1):

$$\text{CIA} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$$

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 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$ کاهش می‌یابد [18]. مقادیر CIA مربوط به زون‌های مختلف دگرسانی کانسار سرچشمه در جدول 2 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 ویکو² و همکاران [19] استفاده شده است. ویکو و همکاران بر اساس معادله 2 و مقدار MIA، شدت هوازدگی یا دگرسانی را به 4 دسته کلی به شرح زیر تقسیم می‌کنند:

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

الف) نمونه سالم و بدون تأثیر هوازدگی (0-20%)، ب) شدت هوازدگی ضعیف (20-40%)، پ) شدت هوازدگی متوسط (40-60%)، ج) شدت هوازدگی شدید تا بسیار شدید (60-100%). 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 فلیک و آرژیلیک تعلق دارد، که نشانگر شدت دگرسانی متوسط در زون فلیک و شدید تا بسیار شدید در زون آرژیلیک کانسار مورد مطالعه می‌باشد.

همبستگی و معادله‌ی خط برگشت³

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 [16]. در کانسار مس پورفیری سرچشمه این دگرسانی توسط کانیهایی کلسیم و منیزیم‌دار مشخص می‌شود. کانیهایی فرعی این زون دگرسانی شامل آپاتیت، انیدریت، آنکرایت و همتایت است. در دگرسانی پروپیلیتیک کانسار سرچشمه کانیهایی مافیکی 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 4 - ت). در بعضی از قسمت‌های کانسار، به‌خصوص در افق‌های بالایی و غربی معدن، رگه‌هایی از کلسیت، کلریت و اپیدوت در درون سنگهای آندزیتی‌های میزبان دیده می‌شود، که معرف دگرسانی پروپیلیتیک می‌باشند و از طرفی بیانگر این مطلب که این زون در اثر دگرسانی کانیهایی مافیکی و جزء آنورتیتی پلاژیوکلاز و تزریق سیال غنی از منیزیم، آهن و بی‌کربنات ایجاد شده است، چیرگی کانیهایی 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 کانیهایی دگرسانی خواهیم بود [17].

شاخص شیمیایی دگرسانی

شدت دگرسانی از طریق محاسبه شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) با استفاده از نسبت‌های مولکولی محاسبه می‌شود [18]. محاسبه CIA با اندازه‌گیری نسبت Al_2O_3 در مقابل

روش محاسبه ضریب همبستگی پیرسون با استفاده از معادله 3 و 4 محاسبه و نتایج به‌دست آمده در جدول 3 ارائه شده است.

$$\text{معادله (3): } E(xy) - E(X).E(Y)/n-1 = \text{کوواریانس}$$

$$\text{معادله (4): } (E(xy) - E(X).E(Y)/n-1) / (\sqrt{\text{var}(x)} \sqrt{\text{var}(y)/n-1}) = \text{همبستگی}$$

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

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

همبستگی استفاده می‌شود، که هر چه مقدار این ضریب به 1+ و یا 1- 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 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 2، 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).

آندزیت غیر دگرسان	دگرسانی پروپیلیتیک	دگرسانی آرژیلیک	دگرسانی فیلیک	دگرسانی پتاسیک	گرانودیوریت غیر دگرسان	
58/80-60/22	61/06-63/93	85/55-92/17	78/49-79/34	55/35-64/94	59/41-60/95	CIA
17/60-20/44	22/13-27/86	71/11-84/35	56/99-58/69	10/70-29/89	18/83-21/90	MIC

حال کمی‌کردن 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 6 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 عناصر¹ با یکدیگر مشخص شده است و در صورتی ارتباط بین عناصر معنی‌دار خواهد بود که این مقدار کمتر از 0/05 باشد. در نتیجه همان‌طور که از جدول 4 بر می‌آید هیچ‌گونه ارتباط معنی‌داری بین عناصر کم‌تحرک و عناصر دیگر دیده نمی‌شود. در شکل 5 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.

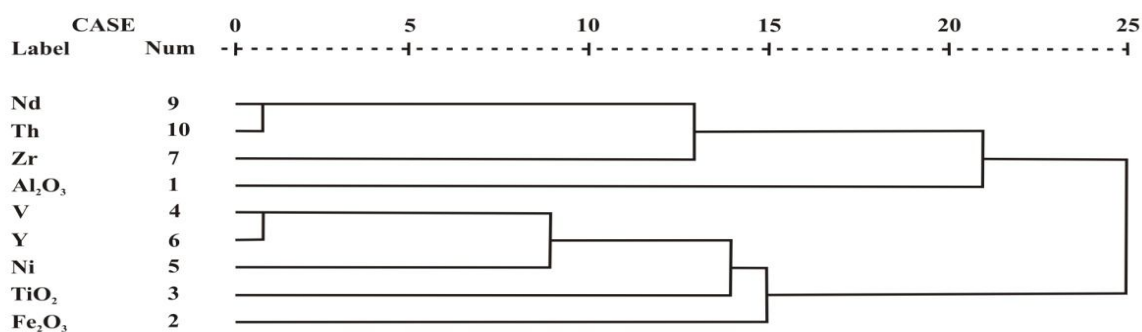
رگرسیون یا معادله خط برگشت یکی از پرکاربردترین روشهای آماری است که برای سنجش و ارائه مدل ارتباط یک متغیر با یک یا چند متغیر دیگر به کار می‌رود. در نتیجه در زمین‌شیمی اغلب قدرت یک ارتباط، آن‌گونه که با استفاده از ضریب همبستگی تعریف می‌شود، اطلاعات بسنده‌ای برای استنتاج نتیجه‌گیریهای سنگ‌شناختی و آماری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

جدول 3. محاسبه ضریب همبستگی بین عناصر کم‌تحرک Al، Ti، Zr، Nd و چند عنصر دیگر در کانسار مس پورفیری سرچشمه.

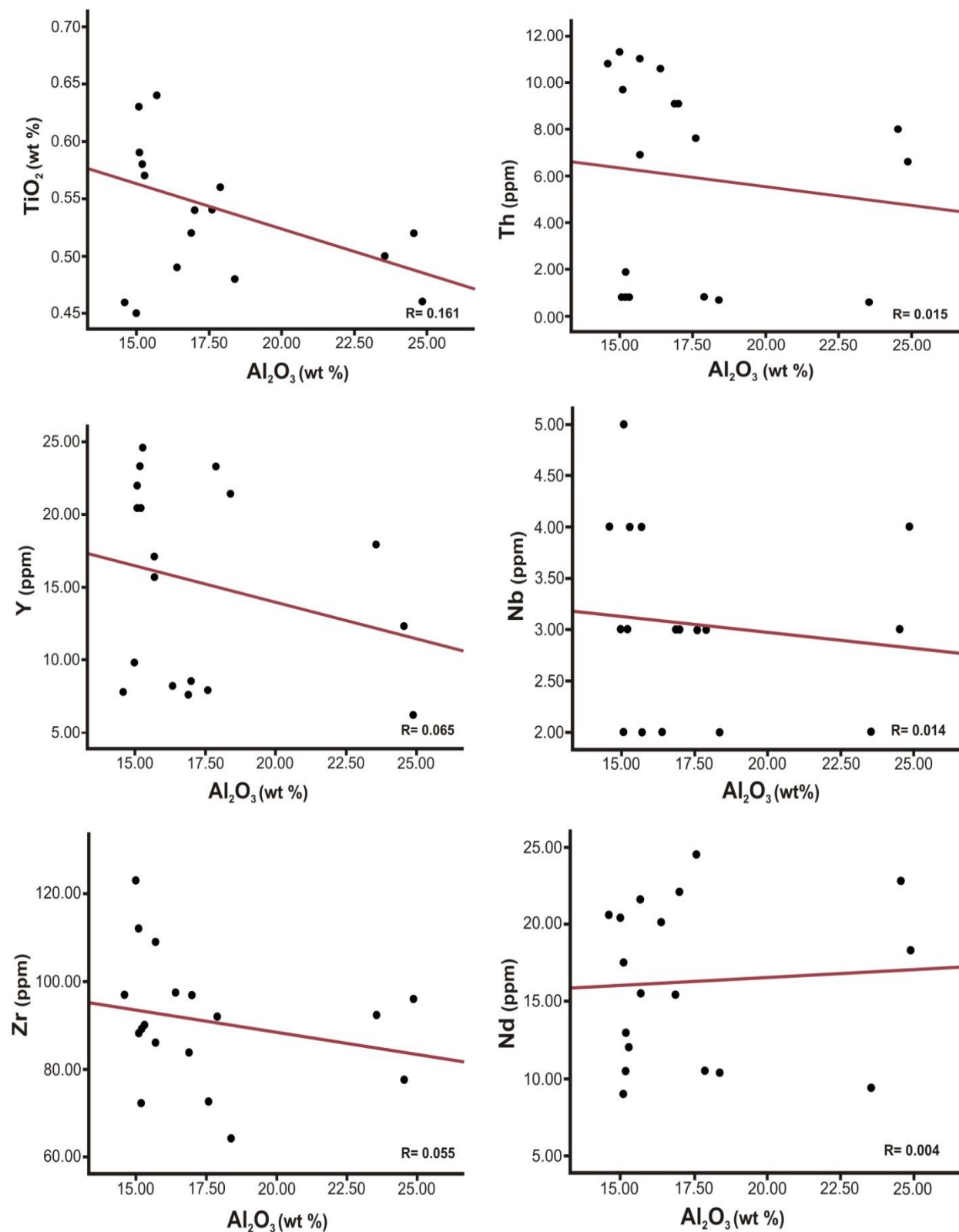
	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	V	Ni	Y	Zr	Nb	Nd	Th
Al ₂ O ₃	1/000									
Fe ₂ O ₃	-0/617	1/000								
TiO ₂	-0/401	0/158	1/000							
V	-0/062	0/247	0/222	1/000						
Ni	0/098	-0/070	0/027	0/509	1/000					
Y	-0/254	0/393	0/535	0/847	0/470	1/000				
Zr	-0/235	0/206	-0/007	-0/450	-0/093	-0/188	1/000			
Nb	-0/119	-0/110	0/068	0/049	0/090	0/009	-0/097	1/000		
Nd	0/066	-0/398	-0/129	-0/864	-0/412	-0/767	0/173	0/017	1/000	
Th	-0/124	-0/122	-0/097	-0/940	-0/451	-0/759	0/445	-0/057	0/874	1/000

جدول 4. محاسبه درجه اهمیت و ارتباط عناصر کم‌تحرک Al، Ti، Zr، Nd و چند عنصر دیگر در کانسار مس پورفیری سرچشمه.

	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	V	Ni	Y	Zr	Nb	Nd	Th
Al ₂ O ₃	-									
Fe ₂ O ₃	0/006	-								
TiO ₂	0/099	0/531	-							
V	0/806	0/323	0/376	-						
Ni	0/698	0/782	0/915	0/031	-					
Y	0/309	0/107	0/022	0/000	0/049	-				
Zr	0/348	0/413	0/977	0/061	0/713	0/455	-			
Nb	0/638	0/663	0/790	0/847	0/722	0/973	0/701	-		
Nd	0/794	0/102	0/611	0/000	0/089	0/000	0/492	0/948	-	
Th	0/623	0/630	0/701	0/000	0/060	0/000	0/064	0/823	0/000	-



شکل 5. نمودار خوشه‌ای عناصر کم‌تحرک و چند عنصر دیگر در کانسار مس پورفیری سرچشمه.



شکل 6. 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 کمی کردن تغییرات شیمیایی حاصل از دگرسانیهای مختلف (پتاسیک، فلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک) نسبت به سنگ مادر غیردگرسان یا با دگرسانی ناچیز صورت پذیرفت. نمونه مرکب (Composite Sample) که در واقع، مخلوطی از 3 نمونه سنگ مادر حاصل از قسمت‌های عمقی توده‌ی نفوذی گرانودیوریتی و 3 نمونه گرفته شده از آندزیتی‌های اطراف کانسار می‌باشد؛ به عنوان 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 به منظور 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 شکسته شدن کانیهای معین با پیشرفت دگرسانی و ته‌نشینی آنهاست [20]. 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 به عنوان اجزای اصلی یا فرعی باشند [21]. نسبت غنی‌شدگی یا تهی‌شدگی عناصر توسط تصحیح تغییرات جرم و سپس محاسبه کردن تغییرات ترکیبی توسط مقایسه با سنگ مادر با کمترین دگرسانی

تعیین شده است [22، 23، 24، 25، 26، 27، 28] که در این‌جا همان نمونه غیر دگرسان یا کمتر دگرسان شده است. TiO_2 سنگ با کمترین دگرسانی یا سنگ تازه ($C_{\text{TiO}_2}^0$) در مقایسه با معادل دگرسان شده ($C_{\text{TiO}_2}^A$) مقایسه می‌شود و برای تغییر در وزن مخصوص سنگ دگرسان (ρ^A) و سنگ با کمترین دگرسانی (ρ^0) تصحیح می‌شود تا ضریب حجمی (eq. 1) محاسبه شود. ضریب حجمی عبارت است از:

$$f_V = C_{\text{TiO}_2}^0 / C_{\text{TiO}_2}^A * (\rho^0 / \rho^A) \quad (5): \text{معادله}$$

در محاسبات نسبت واقعی موازنه جرمی ($\Delta C_i / C_i^0$) برای سنگ [18، 23] داریم:

$$\Delta C_i / C_i^0 = [(f_V) (\rho^0 / \rho^A) (C_i^A / C_i^0) - 1] \quad (6): \text{معادله}$$

با جای‌گزینی معادله (5) در معادله (6)، معادله (7) را خواهیم داشت:

معادله (7): $\Delta C_i / C_i^0 = (C_{\text{TiO}_2}^0 / C_{\text{TiO}_2}^A) (C_i^A / C_i^0) - 1$
 C_i^0 = درصد مولکولی یک عنصر در مقدار محاسبه شده آن در سنگ با کمترین دگرسانی و C_i^A = درصد مولکولی یک عنصر در مقدار محاسبه شده آن در سنگ دگرسان. داده‌های حاصل از محاسبه تغییر جرم در جدول 5 ارائه شده است. پس از محاسبات موازنه جرم نتایج به صورت نمودارهای غنی‌شدگی - تهی‌شدگی ارائه شده است. این نمودارها راهی مناسب برای نشان دادن غنی‌شدگی و تهی‌شدگی عناصر اصلی، جزئی و کمیاب به شمار می‌روند. همچنین این نمودارها می‌توانند با مقایسه شیمی اعضای نخستین و پسین یک مجموعه آذرین سودمند واقع گردند. رولینسون¹ [29] 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 گرفته شده از قسمت‌های عمقی توده نفوذی که فاقد دگرسانی بوده‌اند؛ بهنجار شده‌اند. لذا همان‌طور که از نتایج جدول 5 و شکل 7-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 فیلک: نمونه‌های آنالیز شده از دگرسانی فیلک کانسار سرچشمه با میانگین مقادیر نمونه‌های حاصل از دگرسانی پتاسیک به‌نجار شده‌اند، در نتیجه با توجه به نتایج به‌دست آمده و شکل 7-ب می‌توان نتیجه‌گیری کرد که نمونه‌های موجود در دگرسانی مذکور به لحاظ SiO_2 ، Fe_2O_3 و Al_2O_3 دارای غنی‌شدگی می‌باشند. اوانز [1] معتقد است که در طی دگرسانی فیلک فلدسپار پتاسیم به سرسیت و کوارتز تبدیل می‌شود، لذا غنی‌شدگی در مقدار SiO_2 و تا حدودی Al_2O_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 فیلک تولید پیریت می‌نماید، که این عامل باعث غنی‌شدگی Fe_2O_3 در این زون شده است. همچنین نمونه‌های مذکور به لحاظ CaO ، MgO ، Na_2O ، K_2O و MnO دارای تهی‌شدگی‌اند. دگرسانی فیلک 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 K_2O نسبت به نمونه‌های پتاسیک است.

در این زون دگرسانی عناصر کمیاب و نیز عناصر فلزی عمدتاً دارای تهی‌شدگی هستند (شکل 9)، تهی‌شدگی بعضی از این عناصر مانند Cu و Zn به آبشویی کانیهای سولفیدی اولیه نسبت داده می‌شود [36]. البته کاهش جرم عناصر کمیاب در این زون می‌تواند به‌علت دگرسانی و فروشست فلدسپارها توسط سیالات باشد، لذا به واسطه این فرآیند Ba و 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 SiO_2 ، Fe_2O_3 ، K_2O و P_2O_5 دارای غنی‌شدگی می‌باشند. لذا افزایش K_2O به‌علت حضور فلدسپارهای پتاسیم‌دار در دگرسانی پتاسیک کانسار است. همچنین افزایش Fe_2O_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 SiO_2 ، به واسطه افزایش سیلیس ناشی از آب‌شویی سایر تشکیل‌دهنده‌های سنگ و نیز افزایش سیلیس به‌صورت رگه‌چه‌های کوارتز می‌باشد. نمونه‌های مذکور نسبت به سنگ تازه و دگرسان‌نشده به لحاظ CaO ، MgO ، Na_2O و MnO دارای تهی‌شدگی‌اند. تهی‌شدگی عناصر Ca ، Mg و Na می‌تواند در ارتباط با دگرسانی پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول در این زون دگرسانی حادث شده باشد.

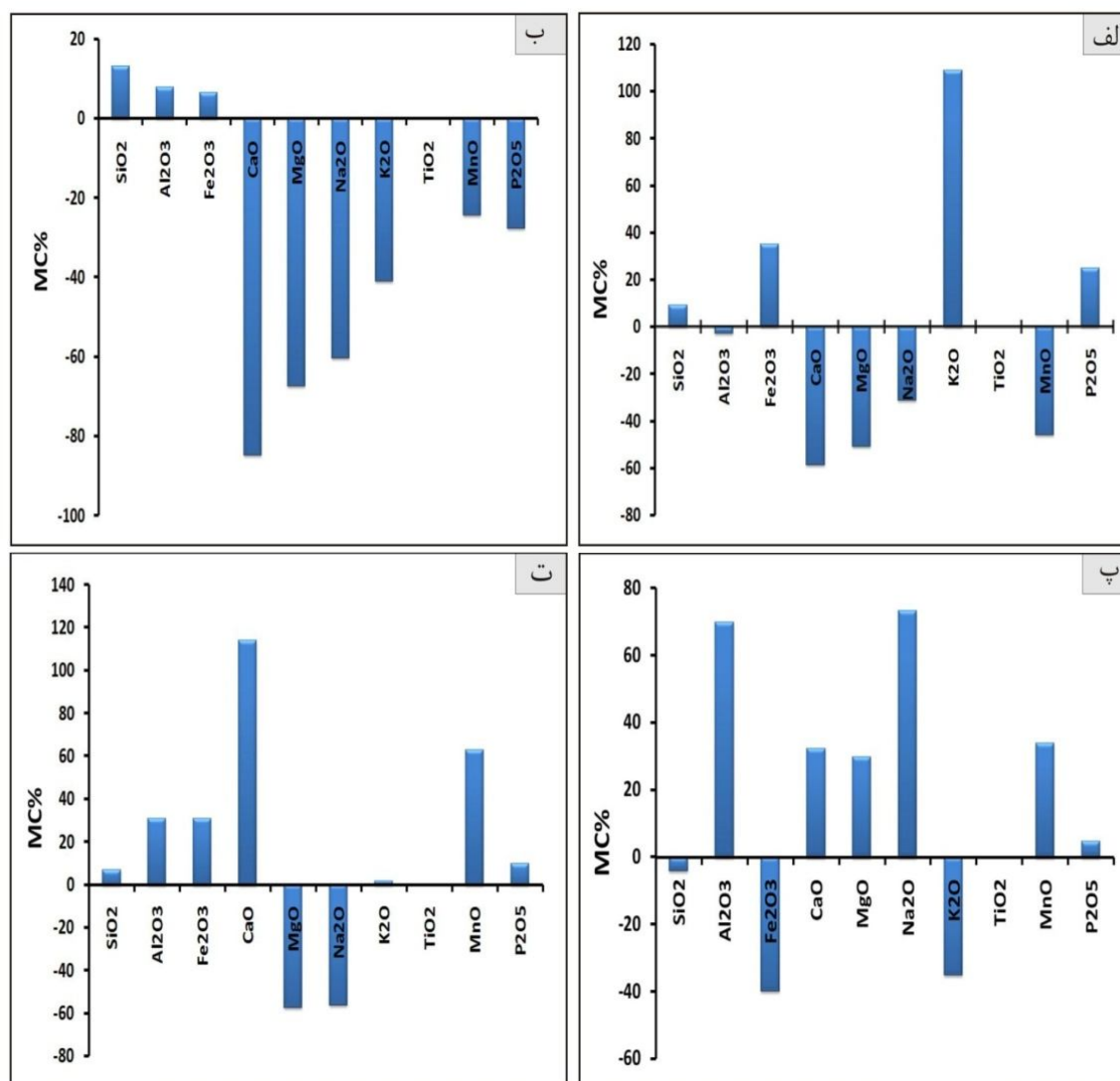
این زون دگرسانی در بین عناصر کمیاب به شدت از نظر Mo ، Cu ، Ba و W دارای غنی‌شدگی است (شکل 8). غنی‌شدگی Mo و Cu به کانی‌سازی مس و مولیبدن در این زون و قسمت‌های عمقی کانسار بستگی دارد، به‌طوری که هزارخانی [30] معتقد است که در طول دگرسانی پتاسیک و مرحله اصلی کانی‌سازی مس - مولیبدن دما در حدود 360 تا 510 درجه سانتی‌گراد بوده است، که مولیبدنیت زمانی می‌تواند از سیال جدا شده و ته‌نشست پیدا کند که دما تقریباً از 510 به 460 درجه سانتی‌گراد کاهش یابد. غنی‌شدگی W تا حدودی به افزایش مقدار Mo در این زون بستگی دارد، لذا به‌علت شعاع یونی مشابه این عنصر با مولیبدن، این دو عنصر به‌راحتی می‌توانند جای‌گزین یکدیگر شوند [31]. بقیه عناصر کمیاب نیز تغییر قابل ملاحظه‌ای ندارند، علت غنی‌شدگی Cu در این زون را می‌توان به حضور کالکوپیریت و به مقدار کمتر بورنیت نسبت داد، که به‌صورت افشان در زمینه سنگ و در رگه‌چه‌ها قابل مشاهده‌اند. مطالعات جدید بر روی سنگهای دگرسانی محیط‌های اپی‌ترمال و کانسارهای پورفیری نشان داده، که در شرایط خاصی عناصر نادر خاکی توسط سیالات گرمایی متحرک می‌شوند [32، 33]. لذا عناصر نادر خاکی (REE) در محیطی با pH پایین، نسبت بالای سنگ/آب، فراوانی یون‌های Co_3^{2-} ، PO_4^{3-} ، SO_4^{2-} و F^- و Cl^- در سیالهای گرمایی متحرک می‌شوند [34، 35]. عناصر

جدول 5: 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 فیلیک				دگرسانی آرژیلیک				دگرسانی پروپیلیتیک			
	Sar158-3R	Sar139-7R	Sar139-4R	میانگین	Sar107-3R	Sar123-2R	Sar141-1-3R	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	۲۱/۹۷	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	۳۲/۲۸	۱۳۷/۳۷	۱۱۲/۵۱	۹۷/۳۱	۱۱۴/۰۳
MgO	-۶۹/۰۷	-۳۷/۷۴	-۴۶/۴۲	-۵۱/۰۸	-۵۴/۹۸	-۷۲/۲۳	-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	-۳۱/۵۰	-۳۱/۴۷	-۶۵/۸۴	-۶۴/۷۴	-۵/۸۹	-۶/۴۹	۸۶/۶۹	۳۷/۶۲	۹۵/۱۸	۷۳/۱۶	-۶۶/۱۷	-۳۷/۸۶	-۶۵/۶۳	-۵۶/۵۵
K_2O	۶۷/۰۳	۹۱/۱۶	۱۶/۸۱	۱۰/۸۷	-۳۳/۸۴	-۲۵/۳۵	-۵۴/۳۱	-۴۱/۱۷	-۵/۱۸	-۱۰/۱۱۳	-۸۹/۹۶	-۳۵/۰۹	۱۲/۱۰	-۲۸/۵۳	۲۱/۱۷	۱/۵۸
TiO_2	-/۰۰	-/۰۰	-/۰۰	-/۰۰	-/۰۰	-/۰۰	-/۰۰	-/۰۰	-/۰۰	-/۰۰	-/۰۰	-/۰۰	-/۰۰	-/۰۰	-/۰۰	-/۰۰
MnO	-۷۷/۳۸	-۸۴/۱۷	۲۲/۸۴	-۴۶/۳۳	-۷۰/۱۱	۳۲/۲۱	-۳۵/۵۵	-۲۴/۴۸	۵۶/۵۲	۷۳/۰۸	-۲۸/۰۰	۳۳/۸۷	۱۴۱/۶۷	۳/۵۷	۴۳/۲۱	۶۲/۸۲
P_2O_5	۵۷/۵۰	۲۱/۹۸	-۵/۳۶	۲۴/۷۰	-۲۰/۲۹	-۲۲/۰۸	-۴/۰۱	-۲۷/۸۲	۱۷/۳۹	۲۶/۶۲	-۲۹/۵۷	۴/۷۵	-۴۳/۴	۳/۵۷	۲۹/۷۸	۹/۶۷
V	-۶/۳۷	-۰/۱۹	۱۴۷/۲۵	۴۶/۹۰	-۴۳/۴۹	-۲۲/۹۳	۳۸/۵۱	-۳۴/۹۷	-۱۵/۵۷	۲۴/۸۳	۱۸۹/۶۱	۶۶/۴۹	۱۴/۶۷	۳/۵۷	-۵۱/۱۴	-۱۰/۹۷
Co	۱۴/۹۴	۴/۹۸	۱۹/۵۰	۱۳/۱۴	-۶۹/۲۲	-۲۸/۷۵	-۴۹/۱۷	-۴۹/۰۵	-۱/۱۲	۲۰/۵۰۳	۳۴۲/۰۳	۱۸۱/۹۸	-۴۹/۴۷	۳/۵۷	-۸۱/۳۵	-۳۵/۷۵
Ni	۳۱/۳۸	۱۵۷/۵۰	۱۴۷/۳۵	۱۱۲/۰۸	-۱۳/۱۹	-۱۲/۹۷	-۳۳/۴۵	-۱۹/۸۷	-۶۳/۳۲	۱۹۸/۵۶	۵۵/۲۵	۶۳/۵۰	-۵۲/۳۳	۳/۵۷	-۸۲/۶۸	-۴۴/۱۱
Cu	۴۹۹/۵۴	۳۰۶/۹۶	۴۰۸/۳۵	۴۰۴/۹۵	-۷/۸۷	-۳۳/۱۴	-۲۸/۱۳	-۲۳/۰۵	-۹۹/۲۷	-۹۸/۴۱	-۷۵/۸۴	-۹۱/۱۷	-۳۶/۹۸	۵۸۰/۴۲	۸۶/۶۷	۲۱۰/۰۴
Zn	-۳۳/۶۲	-۷۸/۴۳	-۵۶/۲۲	-۵۶/۰۹	-۵۸/۲۱	۲۲۲/۵۰	-۳۷/۴۲	۴۲/۶۳	۴۳/۸۶	۲۳۳/۵۰	۲۸۱/۰۷	۱۸۶/۱۴	۲۴۲/۰۷	۳/۵۷	۷۳/۱۳	۸۳/۷۹
Ga	-۲۷/۳۷	۲۲/۱۹	-۵/۲۰	-۳/۴۳	۱۹/۵۷	۱۸/۲۱	-۱۴/۰۶	۷/۹۱	۳۲/۹۵	۲۲/۶۹	۱۶/۱۹	۲۴/۲۱	۱۳/۲۸	۳/۵۷	۲۷/۵۵	۱۴/۸۰
Rb	۶۴/۱۳	۴۰/۰۵	۲/۶۴	۳۵/۶۱	-۴/۹۱	-۱۴/۰۸	-۳۸/۰۸	-۱۹/۰۲	-۳۷/۵۷	-۱۰/۶۴	-۸۷/۴۵	-۴۰/۵۵	-۸۹/۰۰	۳/۵۷	-۶۷/۰۶	-۵۰/۸۳
Sr	-۱۶/۴۰	۱۳/۵۹	-۳/۸۶	-۲۲/۲۲	۲۸/۶۹	۹/۰۰	-۶۴/۵۷	-۸/۹۶	۱۳/۰۵۲	۱۰/۶۶	۱۱/۹۳	۵۰/۹۷	۲۰/۶۷۳	۳/۵۷	۱۰/۲۳/۶۵	۴۱۱/۳۲
Y	۶۳/۹۲	۱۰/۳۴	۷۸/۰۵	۵۰/۷۴	-۴۴/۶۸	-۵۲/۳۲	-۱۹/۹۷	-۳۸/۹۹	-۲۹/۷۵	۲۲/۷۹	۸۶/۶۰	۲۶/۷۲	۱۰/۹۸	۳/۵۷	-۶۳/۵۸	-۱۶/۳۴
Zr	۸/۴۶	۶۶/۷۶	-۳۳/۹۵	۱۷/۰۹	۱۳/۲۳	-۱۳/۴۷	-۸/۵۵	-۲/۹۳	۱۶/۶۶	-۱۶/۴۷	۳/۰۸	۱/۰۹	-۱۲/۷۰	۷/۰۶	-۱۲/۲۶	-۵/۹۷
Nb	-۳۹/۶۸	۳۶/۶۶	-۱/۷۲	-۴/۹۱	۷۹/۷۹	۱۹/۲۸	-۳۵/۳۸	۲۱/۲۳	۵۶/۵۲	۳/۸۴	-۲۸/۰۰	۱۰/۷۸	-۱۹/۴۴	۳/۵۷	۷/۴۱	-۲/۸۲
Mo	۳۳۹/۱/۱	۶۶۹/۶۳	۴۶۱/۶۲	۴۹۲/۱۷	-۴۴/۶۶	-۸۸/۰۱	-۴/۰/۹	-۵۷/۸۲	-۹۹/۶۹	-۹۹/۴۵	-۹۹/۷۲	-۹۹/۶۲	-۶۹/۷۹	۳/۵۷	-۵۹/۷۲	-۴۱/۹۸

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

Sn	۱۰۸/۷۹	۲/۵۶	-۳۴/۴۰	۲۷/۲۷	-۲۷/۹۷	-۳۶/۲۸	۳/۵۴	-۲۰/۲۴	-۱۱/۷۴	-۳۱/۹۲	-۱۸۸/۰	-۱۷/۴۸	۱۴۱/۶۷	۳/۵۷	۷/۴۱	۵۰/۸۸
Cs	-۹/۵۲	۹/۲۰	-۲۵/۴۵	-۸/۵۹	-۱۰/۲۱	-۱۲/۲۱	-۳۲/۰۷	-۱۸/۱۶	۱۷/۷۹	۲۸۹/۴۲	-۴۶/۰۰	۸۶/۹۴	-۶۷/۰۵	۳/۵۷	-۵۶/۰۶	-۳۹/۸۴
Ba	۳۵۳/۹۰	۳۶۳/۸۹	۲۲۵/۴۰	۳۱۴/۴۰	۸/۰۶	۷/۵۴	-۴۸/۲۲	-۱۰/۸۷	۲۹/۶۶	-۲۲/۵۰	-۹۵/۱۶	-۲۹/۳۴	۹/۸۵	۳/۵۷	۵۰۳۶/۰۳	۱۶۸۳/۱۵
La	-۴۵/۴۴	۲۸/۱۲	-۶۲/۴۹	-۲۶/۶۰	۹/۱۳۹	۲۵/۶۱	-۱۸/۶۵	۳۲/۷۸	۶/۰۳	-۰/۹۴	-۶/۱۱۸	-۱۸/۷۰	۳/۱۸۲	۳/۵۷	۳۹۴/۰۷	۱۴۳/۱۵
Ce	-۳۸/۳۴	۲۶/۱۶	-۵۹/۳۸	-۲۳/۸۶	۷۲/۲۹	۱۷/۸۳	-۱۷/۴۴	۲۴/۲۲	۱۵/۶۵	۱۱/۰۳	-۶۵/۸۷	-۱۳/۰۶	۱۶/۶۴	۳/۵۷	۲۶۸/۴۷	۹۶/۲۳
Pr	-۳۲/۱۸	۲۵/۳۴	-۵۰/۶۰	-۱۹/۱۵	۶۰/۵۴	۹/۰۰	-۱۸/۱۰	۱۷/۱۵	۲۱/۸۷	۳۳/۴۳	-۵۵/۸۴	-۳/۵۱	۲۳/۷۱	۳/۵۷	۲۱۲/۵۰	۷۹/۹۳
Nd	-۲۵/۳۱	۲۱/۸۹	-۳۹/۷۴	-۱۴/۳۹	۴۵/۲۳	-۳/۹۶	-۲۱/۴۶	۶/۶۰	۲۵/۱۹	۳۷/۹۸	-۴۰/۸۴	۷/۴۴	۱۹/۶۸	۳/۵۷	۱۵۰/۶۲	۵۷/۹۶
Sm	-۱۴/۸۵	۱۵/۴۹	-۱۳/۲۹	-۴/۲۱	۱۵/۷۱	-۲۱/۵۳	-۲۲/۳۸	-۹/۴۰	۱۷/۲۹	۳۸/۴۶	-۴/۰۰	۱۷/۲۸	۲۵/۸۹	۳/۷۶	۷۲/۱۶	۳۳/۹۴
Eu	-۱۶/۶۲	۲۰/۴۶	-۶/۵۴	-۰/۹۰	۷/۱۱	-۲۹/۴۹	-۲۸/۳۹	-۱۶/۹۲	۲۹/۷۵	۵۳/۰۴	۵۹/۱۶	۴۷/۳۱	۲۵/۸۲	۳/۵۷	-۱۰/۳۱	۶/۳۶
Gd	۲۵/۳۲	۱۰/۵۵	۲۸/۸۴	۲۱/۵۷	-۱۷/۰۸	-۳۷/۳۵	-۴/۸۰	-۲۶/۴۱	-۳/۹۵	۳۴/۳۱	۳۴/۳۳	۲۱/۵۶	۱۳/۴۳	۳/۵۷	-۸/۷۵	۲/۷۵
Tb	۵۲/۵۲	۱۹/۴۴	۵۴/۴۳	۴۲/۱۳	-۳/۱۶۸	-۴۳/۸۸	-۴۴/۵۹	-۳۳/۳۸	-۱۱/۹۶	۲۰/۰۷	۴۱/۷۵	۱۶/۶۲	۱۱/۰۹	۳/۵۷	-۴۴/۵۶	-۹/۹۷
Dy	۵۶/۳۲	۶/۴۵	۶۴/۷۲	۴۲/۴۹	-۳۷/۶۶	-۵۱/۸۶	-۲۱/۲۰	-۳۵/۵۷	-۲۸/۲۳	۱۴/۰۷	۶۸/۹۹	۱۸/۲۸	۷/۴۷	۳/۵۷	-۵۵/۴۰	-۱۴/۷۹
Ho	۶۳/۷۲	۲/۵۴	۷۰/۸۱	۴۵/۶۹	-۴۳/۱۶	-۵۱/۴۵	-۱۶/۸۸	-۳۷/۱۶	-۳۵/۱۳	۶/۵۸	۹۰/۴۲	۲۰/۶۲	۱۰/۰۹	۳/۵۷	-۶۵/۳۹	-۱۷/۲۴
Er	۸۰/۲۳	۵/۵۵	۹۵/۷۷	۶۰/۵۲	-۵۰/۸۷	-۵۴/۹۷	-۲۰/۰۲	-۴۱/۹۵	-۳۹/۸۲	-۲/۲۶	۸۷/۸۷	۱۵/۲۶	۴/۲۴	۳/۵۷	-۶۹/۳۷	-۲۰/۵۲
Tm	۹۹/۰۵	۹/۷۸	۱۱۶/۲۱	۷۵/۰۱	-۴۹/۴۱	-۵۹/۳۲	-۱۷/۳۷	-۴۲/۰۳	-۴۵/۲۲	-۳/۰۸	۹۴/۴۰	۱۵/۳۷	۴/۹۳	۳/۵۷	-۷۷/۳۹	-۲۲/۹۶
Yb	۷۱/۵۹	-۱/۷۲	۷۷/۹۱	۴۹/۲۶	-۵۱/۶۲	-۶۳/۳۲	-۱۰/۵۹	-۴۱/۸۴	-۴۳/۰۱	-۱۹/۳۴	۷۸/۲۵	۵/۳۰	۱۰/۷۶	۳/۵۷	-۷۳/۱۵	-۱۹/۶۰
Lu	۹۶/۹۲	-۳/۱۴	۸۶/۹۹	۵۹/۵۹	-۵۱/۲۹	-۶۰/۸۳	-۲۰/۴۳	-۴۴/۱۸	-۳۷/۳۹	-۳/۰۸	۸۷/۲۰	۱۵/۵۸	۷/۷۷	۳/۵۷	-۷۳/۸۷	-۲۰/۸۴
Hf	۲/۰۴	۴۲/۸۶	-۳۶/۱۱	۶/۲۶	۳۴/۸۵	-۲۰/۴۷	-۳/۰۸	۳/۷۷	۳۲/۴۰	-۲/۱۹۲	-۱۸۸/۰	-۲/۷۷	۲۰/۸۳	۳/۵۷	۷/۴۱	۱۰/۶۰
Ta	-۹/۵۲	۲۶/۶۷	-۱/۷۲	۵/۱۴	۴۳/۴۸	۵/۷۷	-۱۴/۰۶	۱۱/۷۳	۱۰/۷۵	-۲/۰۳	۱/۸۹	۳/۵۳	۲۰/۸۳	۳/۵۷	۷/۴۱	۱۰/۶۰
W	۲۰/۷۱۰	۱۸۱/۱۱	۹۲/۴۵	۱۶۰/۲۲	۱۶۵/۹۸	-۷۸/۱۱	-۶/۶۴	۲۷/۰۷	-۸۴/۴۶	-۸۱/۶۷	-۹۵/۲۳	-۸۷/۱۲	-۹۶/۹۷	۳/۵۷	-۸۶/۵۷	-۵۹/۳۲
Th	-۱۴/۲۱	۳۹/۹۲	-۸۱/۷۵	-۱۸/۶۸	۶۹/۳۴	۲۶/۱۵	-۲۲/۲۸	۲۴/۳۷	-۱۳/۲۴	-۶/۹۷	-۹۲/۷۴	-۳۷/۶۵	۵/۷۳	۳/۵۷	۹۲۰/۳۷	۳۰۹/۸۹
U	-۴/۱۷۲	۳۳/۳۳	-۸۰/۵۴	-۲۹/۶۴	۱۱۱/۱۴	۷۵/۸۶	۹/۱۳	۶۵/۳۸	-۲۰/۴۵	-۱۴/۸۷	-۹۵/۸۹	-۴۳/۷۳	-۸۴/۱۸	۳/۵۷	۱۴۹/۵۳	۱۶/۲۷



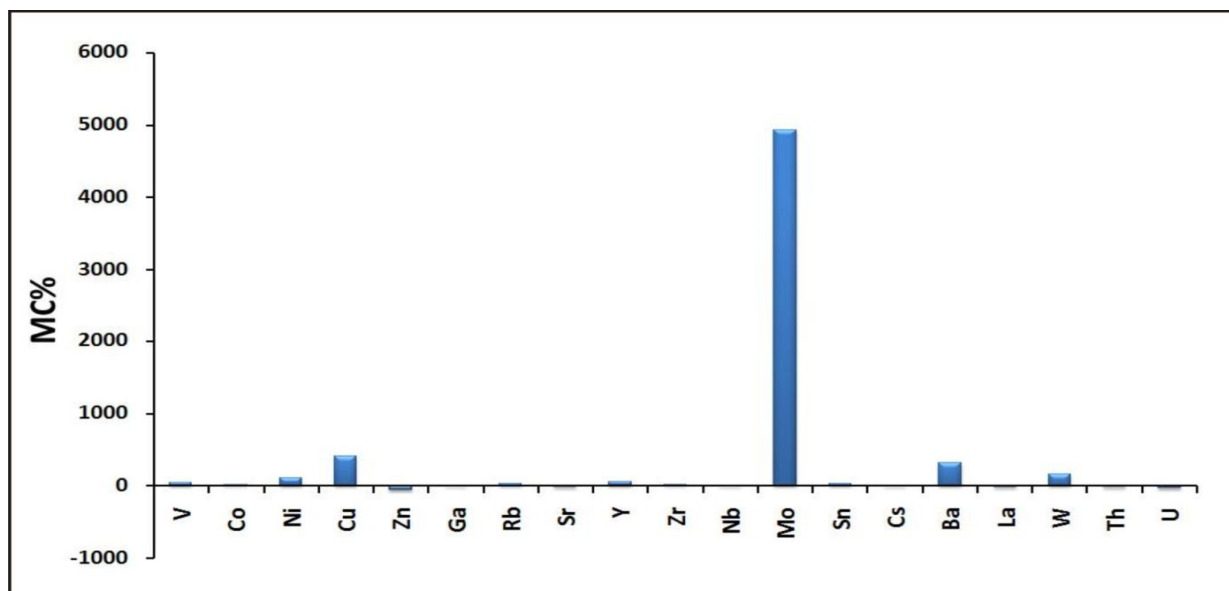
شکل 7. نمودارهای تغییر جرم اکسیدهای اصلی نمونه‌های حاصل از زون‌های دگرسانی مختلف کانسار سرچشمه که نسبت به نمونه‌های تازه و دگرسان‌نشده و زون‌های دگرسانی بهنجار شده‌اند. الف) نمودار تغییر جرم اکسیدهای اصلی موجود در دگرسانی پتاسیک که نسبت به نمونه دگرسان‌نشده عمقی بهنجار شده‌اند. ب) نمودار تغییر جرم اکسیدهای اصلی موجود در دگرسانی فلیک که نسبت به دگرسانی پتاسیک بهنجار شده‌اند. پ) نمودار تغییر جرم اکسیدهای اصلی موجود در دگرسانی آرژیلیک که با استفاده از نمونه‌های دگرسانی فلیک بهنجار شده‌اند. ت) نمودار تغییر جرم اکسیدهای اصلی موجود در دگرسانی پروپیلیتی 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

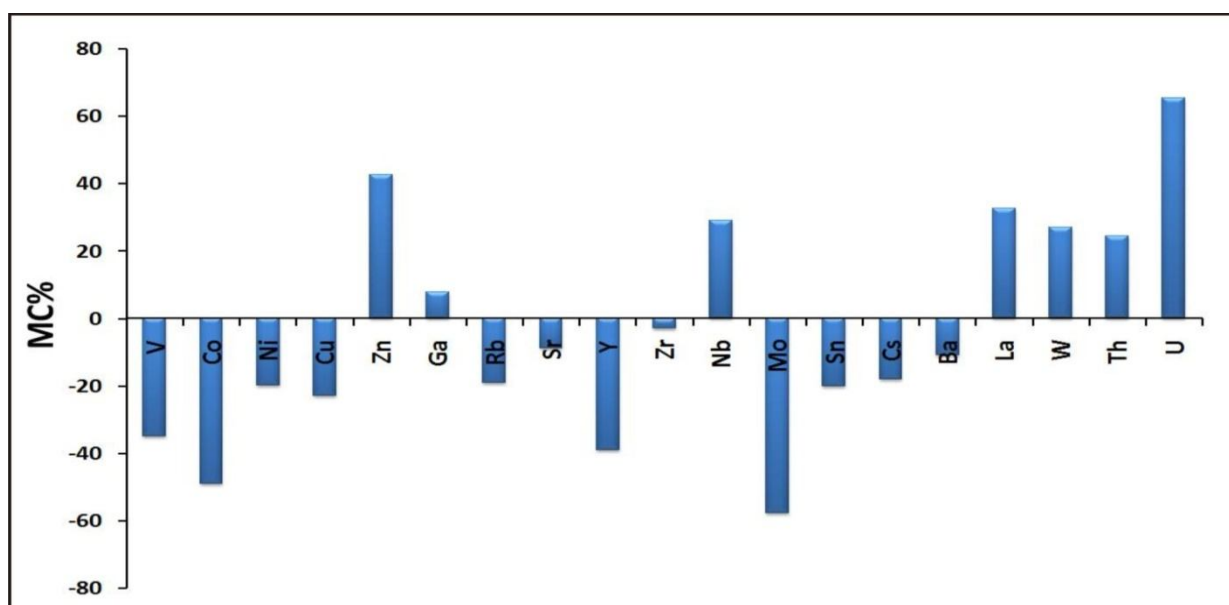
علت تهی‌شدگی Cu و Mo را می‌توان به کاهش مقدار این عناصر در این زون و آبشویی مجدد آنها به وسیله سیالات نسبت داد. تهی‌شدگی Mo در این زون می‌تواند به‌علت خروج عناصر قلیایی نیز شدت یابد [31]. عناصر نادر خاکی نمونه‌های مورد مطالعه از این زون نسبت به نمونه‌های حاصل از دگرسانی پتاسیک کانسار سرچشمه، عمدتاً دارای

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

ساختار این کانیه‌ها توسط نسبت بالای سنگ‌آب شسته می‌شود. به‌طوری که لوترمزر¹ [37] معتقد است که افزایش در نسبت سنگ/سیال، شدت دگرسانی و تجزیه پلاژیوکلازها (پلاژیوکلاز از Eu دوظرفیتی نسبتاً غنی می‌باشد) باعث



شکل 8. نمودار تغییر جرم برخی از عناصر کمیاب در زون دگرسانی پتاسیک که نسبت به نمونه‌های عمقی تازه و دگرسان‌نشده به‌نچار شده‌اند (MC = Mass Change).



شکل 9. نمودار تغییر جرم برخی از عناصر کمیاب در زون دگرسانی فیلپک که نسبت به نمونه‌های حاصل از دگرسانی پتاسیک به‌نچار شده‌اند (MC = Mass Change).

پ) تغییرات جرم در دگرسانی آرژیلیک: نمونه‌های آنالیز شده از دگرسانی آرژیلیک کانسار سرچشمه با میانگین مقادیر نمونه‌های حاصل از دگرسانی فلیک بهنجار شده‌اند، همان‌طور که از نتایج بر می‌آید و در شکل 7-پ قابل مشاهده است، نمونه‌ها به لحاظ اکسیدهای Na_2O ، MgO ، CaO ، Al_2O_3 و MnO دارای غنی‌شدگی می‌باشند، غنی‌شدگی در مقدار Al_2O_3 می‌تواند به دلیل تشکیل کانیهای رسی (از جمله کائولینیت و ایلیت) در این زون باشد، نمونه‌های موجود در این زون نسبت به دگرسانی فلیک دارای غنی‌شدگی در اکسیدهای Na_2O ، MgO ، CaO می‌باشند، که علت آن را می‌توان به آبشویی عناصر قلیایی و قلیایی خاکی از دگرسانی فلیک و ته‌نشینی قسمتی از آن در این دگرسانی نسبت داد، نمونه‌های حاصل از این دگرسانی نسبت به نمونه‌های مبنا از نظر Fe_2O_3 و K_2O دارای تهی‌شدگی اند، که دلیل تهی‌شدگی Fe_2O_3 به کاهش مقدار پیریت در این زون مرتبط است، همچنین کاهش جرم Fe می‌تواند به علت شرایط احیایی محلی باشد، که این عامل امکان مهاجرت Fe^{2+} را همراه با سایر عناصر حساس در یک شرایط اکسایشی-کاهشی به خارج از سیستم داده است [38]، کوربت¹ [15] نیز معتقد است که کاهش اکسیدهای آهن می‌تواند زمینه‌ساز حضور کائولینیت در این زون باشد، همچنین تهی‌شدگی مقدار K_2O به انتقال K^+ توسط سیال در نتیجه دگرسان شدن سرسیت به کائولینیت وابسته است.

همان‌طور که در جدول 5 و شکل 10 قابل مشاهده است، در این زون تغییرات جرمی عناصر کمیاب، دارای غنی‌شدگی در عناصر V، Co، Ni، Zn، Ga، Sr، Y و Cs و تهی‌شدگی در عناصر Cu، Rb، Nb، Mo، Sn، Ba، La، W، Th و U می‌باشند، عناصری از جمله Cu، Mo، Sn، Ba، W و 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 La، Ce و 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

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 [39].

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 7-ت قابل مشاهده است. همان‌طور که از این شکل و مقادیر موجود در جدول 5 به دست می‌آید؛ این نمونه‌ها به لحاظ اکسیدهای SiO_2 ، Al_2O_3 ، Fe_2O_3 ، CaO ، K_2O و MnO دارای غنی‌شدگی می‌باشند، غنی‌شدگی SiO_2 ، Al_2O_3 و CaO نیز در این زون می‌تواند به علت تشکیل کانیهای آلومینوسیلیکات از جمله کلریت و اپیدوت باشد، همچنین مقدار زیادی از غنی‌شدگی CaO را می‌توان به ته‌نشینی کلسیت و حضور این کانی به عنوان 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 CO_2 می‌باشد [17]، غنی‌شدگی جزئی P_2O_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 MgO و Na_2O 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 Cu، Zn، Sr، Ba، La و Th و همچنین تهی‌شدگی در مقدار عناصر Co، Ni، Rb، Mo، Cs و W می‌باشند (شکل 11). همچنین عناصر نادر خاکی (REE) در این زون نسبت به آندزیت‌های دگرسان نشده دارای غنی‌شدگی در مقدار LREE و تهی‌شدگی در مقدار HREE هستند.

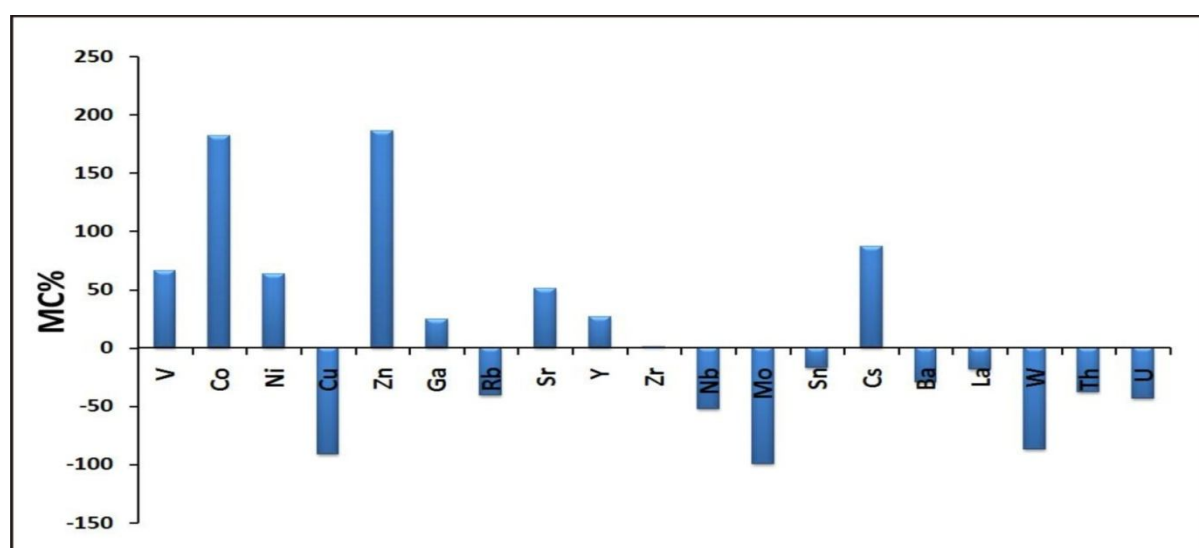
برداشت

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

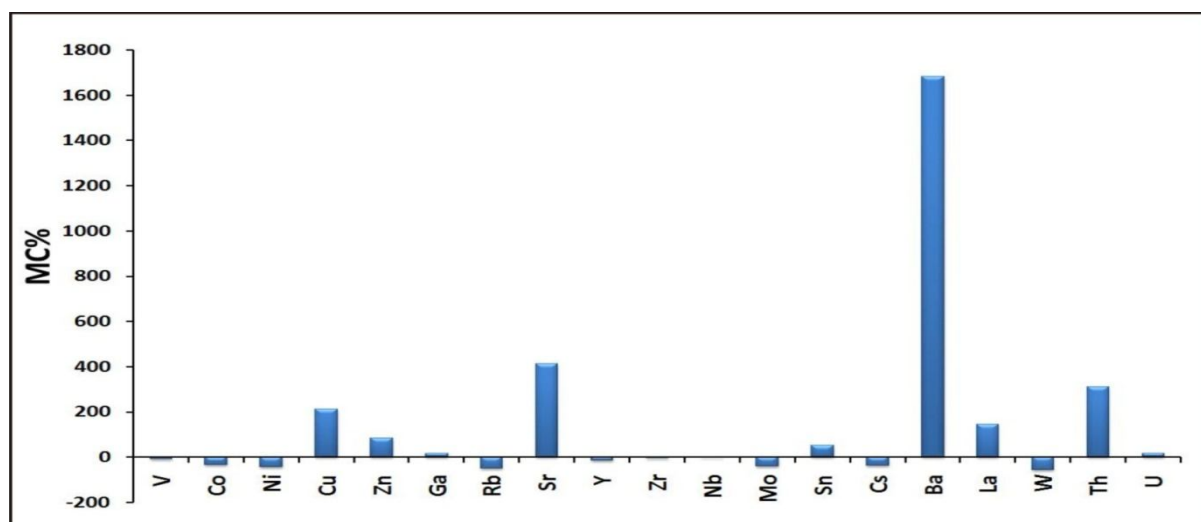
قسمتهایی از این کانسار نسبت داده شده است. این زون دگرسانی به شدت از نظر Cu ، Mo ، Ba و W دارای غنی‌شدگی است، غنی‌شدگی Cu و Mo به کانی‌سازی مس و مولیبدن در این زون و قسمتهای عمقی کانسار بستگی دارد. در دگرسانی فیلیک SiO_2 ، Fe_2O_3 و Al_2O_3 نسبت به دگرسانی پتاسیک دارای غنی‌شدگی می‌باشند. تهی‌شدگی بعضی از عناصر کمیاب مانند Cu و 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 به کار گرفته شده است، که با انتخاب Ti (TiO_2) به عنوان عنصر کم‌تحرک؛ نتایج خوبی از این مطالعات به دست آمده است.

در نتیجه در دگرسانی پتاسیک SiO_2 ، Fe_2O_3 و K_2O و P_2O_5 دارای غنی‌شدگی می‌باشند. لذا افزایش K_2O به علت حضور فلدسپارهای پتاسیم‌دار و افزایش Fe_2O_3 به علت تشکیل مگنتیت و سیلیکات‌های آهن‌دار از قبیل بیوتیت‌های ثانویه در



شکل 10. 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 11. نمودار تغییر جرم برخی از عناصر کمیاب در زون دگرسانی پروپیلیتیک که نسبت به نمونه‌های آندزیتی دگرسان نشده 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 Al_2O_3 , CaO , MgO , Na_2O و MnO در دگرسانی آرژلیک نسبت به دگرسانی فلیک دارای غنی‌شدگی می‌باشند. غنی‌شدگی در مقدار Al_2O_3 می‌تواند به دلیل تشکیل کانیه‌های رسی (از جمله کائولینیت و ایلیت) در این زون باشد. در دگرسانی پروپیلیتیک نیز SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , K_2O و MnO دارای غنی‌شدگی می‌باشند. غنی‌شدگی SiO_2 , Al_2O_3 و CaO در این زون می‌تواند به تشکیل کانیه‌های آلومینوسیلیکاته از جمله کلریت و اپیدوت مرتبط باشد. همچنین مقدار زیادی از غنی‌شدگی CaO به تهنشینی کلسیت و حضور این کانی به عنوان یکی از کانیه‌های معرف این دگرسانی نسبت داده 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. به عنوان مثال تمرکز کانه‌های مهم از جمله مولیبدینیت 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 فلیک 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.

[28] معانی جو، رسا،، 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 67 (1387) ص 86-101.

[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.

[31] 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 (1385) ص 112.

[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.

[16] کریم‌پور م.ج،، سعادت س، "زمین‌شناسی اقتصادی کاربردی"، نشر مشهد، ویرایش جدید، (1381) ص 533.

[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.

[39] مکی‌زاده م.ع، تقی‌پور ب، "زمین‌شناسی، ژئوشیمی و بررسی رفتار عناصر نادر و نادر خاکی در دگرسانی‌های گرمایی کوهستان کرکس، شمال اصفهان"، مجله پترولوژی، شماره 8 (1390) ص 55-68.

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 (Cardoba, Argentina)", *Journal of*

