

# بررسی زمین‌شیمی عناصر فرعی و کمیاب (نادر خاکی) در کانی‌سازی رگه‌ای فلزات پایه منطقه یارالوجه (شمال غرب اهر-آذربایجان شرقی)

زهرة جبارزاده<sup>۱\*</sup>، محمدرضا حسین‌زاده<sup>۲</sup>، محسن مؤید<sup>۳</sup>، رزگار فرامرزی<sup>۴</sup>

۱. کارشناس ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۳. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۴. دانشجوی دکتری گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه

تاریخ دریافت: ۹۳/۲/۲۱

تاریخ پذیرش: ۹۳/۹/۳

## چکیده

اندیس رگه‌ای یارالوجه در ۴۰ کیلومتری شمال غرب اهر در استان آذربایجان شرقی واقع شده است. براساس نتایج حاصل از داده‌های زمین‌شیمیایی، ترکیب اولیه سنگ میزبان دگرسان شده در محدوده میکرودیوریت با سری ماگمایی کالک-آلکالن قرار گرفته و محیط زمین‌ساختی تشکیل آن، کمان آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای است. کانه‌سازی به صورت پراکنده، داربستی و رگه-رگچه‌ای و حاوی کانی‌های کربناتی، کوارتز و سولفید در سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی دگرسان شده در حد میکرودیوریت، است. پیریت، اسفالریت، گالن و کالکوپیریت مهم‌ترین کانی‌های سولفیدی منطقه هستند. مهم‌ترین دگرسانی‌های مشاهده شده در منطقه، سریسیتی و کربناتی شدن بوده و کانی‌های کوارتز، سریسیت، ایلیت، آلپیت، کائولینیت، لوکوکسن و کربنات‌های تأخیری از مهم‌ترین کانی‌های شناسایی شده در زون‌های دگرسانی هستند. نمودارهای دو متغیره Ba+Sr در برابر Zr و Ce+Y+La در برابر TiO<sub>2</sub> و همچنین مقادیر کمتر از یک برای TiO<sub>2</sub> نشان‌دهنده منشأ درون‌زاد برای سیالات دگرسان‌کننده می‌باشد. نمودارهای عنکبوتی عناصر نادر خاکی به‌هنگار شده نسبت به کندریت و متوسط ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی نشان‌دهنده تفریق LREE از HREE و تهی‌شدگی بیشتر LREEها نسبت به متوسط ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی می‌باشد. براساس شاخص‌های زمین‌شیمیایی مانند Hf/Sm، Nb/La و Th/La و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE، مهم‌ترین همبافت‌های یونی انتقال‌دهنده فلزات، همبافت‌های Cl<sup>-</sup> هستند. بررسی بی‌هنجاری‌های Eu، Ce، Pr و Eu/Eu\*، Ce/Ce\* و Pr/Pr\* در رگه کانه‌دار و سنگ میزبان نشان‌دهنده pH نزدیک به خنثی برای سیالات مسئول دگرسانی و شرایط Eh احيائی محیط تشکیل اندیس رگه‌ای یارالوجه می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: عناصر نادر خاکی، زمین‌شیمی، دگرسانی گرمایی، بی‌هنجاری Eu و Ce، یارالوجه.

## مقدمه

در گذشته عناصر نادر خاکی (REE)ها در طی فرآیند دگرسانی، عناصری بی‌تحرک در نظر گرفته می‌شدند (Palacios et al., 1986). اما بررسی‌های بعدی در خصوص تمرکز این عناصر در سیالات گرمایی (Lewis et al., 1997) و زون‌های دگرسانی (Alderton et al., 1980) نشان دادند که این عناصر در شرایط خاص سیالات گرمایی مانند نسبت بالای آب به سنگ، pH پایین و فراوانی هم‌بافت‌های یونی  $F^-$ ،  $CO_3^{2-}$ ،  $SO_4^{2-}$ ،  $PO_4^{3-}$  و  $Cl^-$  کاملاً بی‌تحرک نیستند (Michard, 1989). از طرف دیگر در سیستم‌های زمین‌شناسی، Eu و Ce بیش از یک حالت اکسایش ( $Ce^{3+}$ ،  $Ce^{4+}$ ،  $Eu^{3+}$ ،  $Eu^{2+}$ ) دارند و بر روی نمودارهای توزیع عناصر نادر خاکی خارج از روند کلی تعریف‌شده توسط عناصر دیگر قرار می‌گیرند که ممکن است یک بی‌هنجاری را ایجاد کنند (McLennan, 1989). از این‌رو، تحلیل رفتار این دو عنصر نسبت به دیگر REEها و تلفیق آن با دیگر فاکتورهای کنترل‌کننده توزیع عناصر نادر خاکی، راهنمای خوبی برای درک شرایط فیزیکوشیمیایی سیال گرمایی مسئول دگرسانی و محیط دگرسانی محسوب می‌شود (Mill and Elderfield, 1995; Wilkinson et al., 2005).

اندیس رگه‌ای یارالوجه با موقعیت جغرافیایی  $46^{\circ}53'54''$  تا  $46^{\circ}55'00''$  طول شرقی و  $38^{\circ}42'00''$  تا  $38^{\circ}43'37''$  عرض شمالی در فاصله ۴۰ کیلومتری شمال غرب اهر و ۱۷ کیلومتری شمال شرق معدن سونگون در استان آذربایجان شرقی قرار دارد. بررسی‌های انجام شده قبلی بر روی این گستره تنها شامل تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰

ورزقان (مهرپرتو و امینی‌افضل، ۱۳۷۱) می‌باشد. از این‌رو، اطلاعات جامع و دقیقی درباره ویژگی‌های زمین‌شناسی و زمین‌شیمیایی این اندیس رگه‌ای وجود ندارد و تاکنون مطالعه‌ای در مورد تأثیر دگرسانی‌ها بر رفتار و چگونگی توزیع عناصر نادر خاکی (REE) آن صورت نگرفته است.

## روش بررسی

برای بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی در منطقه یارالوجه، مطالعه در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شد. زمین‌شناسی، تغییرات ریخت‌شناسی رگه‌ها و دگرسانی گرمایی سنگ دیواره در بخش صحرایی مورد بررسی قرار گرفت و از رخنمون رگه‌ها و سنگ میزبان دگرسان‌شده در دیواره دره‌ها نمونه‌برداری به‌عمل آمد. بررسی‌های آزمایشگاهی شامل تجزیه شیمیایی نمونه‌ها بوده است. برای بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و تعیین مقادیر عناصر اصلی، فرعی و کمیاب، تعداد ۳ نمونه از رگه و اطراف آن (نمونه‌های Jb-6-2، Jb-6-9 و Jb-7) و ۵ نمونه از سنگ میزبان دگرسان‌شده (نمونه‌های Jb-3، Jb-2، Jb-1-2، Jb-1-1 و Jb-5) به روش ICP-MS در آزمایشگاه Amdel استرالیا مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت که نتایج آن در جدول ۱ آورده شده است. مقادیر LOI نمونه‌های یادشده در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی شمال باختری کشور براساس اندازه‌گیری وزن نمونه‌ها قبل و پس از گرما دادن (در ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۱ ساعت) محاسبه شدند. نتایج حاصل از بررسی ICP-MS همراه با LOI نمونه‌های مورد بررسی در جدول ۱ ارائه شده است.

## زمین‌شناسی

جدول ۱. نتایج بررسی نمونه‌های دگرسان‌شده به روش ICP-MS و مقادیر محاسبه‌شده نسبت‌های  $n(\text{La}/\text{Sm})$ ،  $n(\text{La}/\text{Yb})$ ،  $n(\text{Gd}/\text{Yb})$ ،  $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)$ ،  $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)$ ،  $(\text{Pr}/\text{Pr}^*)$ ،  $(\text{Th}/\text{La})$ ،  $(\text{Nb}/\text{La})$ ،  $(\text{Hf}/\text{Sm})$ ،  $(\text{Y}/\text{Ho})$  نسبت فراوانی REE نمونه‌ها مطابق با Taylor and McLennan (1985) نسبت به کندریت به‌هنجار شده‌اند

Jb-7	Jb-6-9	Jb-6-2	Jb-5	Jb-3	Jb-2	Jb-1-2	Jb-1-1	DL	شماره نمونه
عناصر اصلی بر حسب درصد می‌باشند.									
۴۸/۹۱	۴۲/۵۱	۲۳/۴۲	۴۰/۰۲	۵۷/۰۰	۵۲/۲۴	۵۹/۵۷	۵۸/۰۳	-	SiO <sub>2</sub>
۰/۹۱	۰/۷۶	۰/۵۳	۰/۴۶	۰/۷۰	۰/۷۴	۰/۸۳	۰/۸۷	۱۰	TiO <sub>2</sub>
۱۴/۰۰	۱۲/۰۰	۹/۰۱	۷/۹۰	۱۴/۷۰	۱۵/۷۰	۱۴/۰۰	۱۶/۰۸	۱۰	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
۲/۵۱	۲/۲۶	۳/۲۶	۳/۴۷	۲/۱۹	۲/۱۹	۱/۶۶	۱/۷۳	۱۰	MgO
۰/۲۴	۰/۱۹	۰/۴۳	۰/۴۲	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۱۲	۰/۱۲	۲	MnO
۸/۰۰	۱۲/۰۰	۱۶/۵۶	۷/۴۷	۴/۵۷	۵/۲۵	۵/۸۵	۵/۲۲	۱۰۰	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>*</sup>
۳/۶۴	۳/۶۴	۸/۳۸	۱۳/۳۰	۴/۶۰	۶/۹۰	۲/۸۰	۲/۹۳	۱۰	CaO
۰/۱۲	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۱۶	۰/۳۰	۰/۲۰	۰/۱۹	۱۰	Na <sub>2</sub> O
۳/۰۲	۲/۷۲	۲/۰۹	۰/۷۵	۴/۰۲	۳/۱۶	۳/۱۸	۳/۶۰	۱۰	K <sub>2</sub> O
۰/۱۶	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۱۵	۵	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
۴/۶۵	۹/۵۰	۱۶/۲۷	۲/۳۰	۲/۶۸	۲/۹۲	۲/۷۶	۲/۳۷	۵۰	S
۱۳/۲۰	۱۴/۲۰	۱۹/۸۰	۲۳/۸۰	۹/۱۰	۱۰/۳۰	۸/۹۰	۸/۷۰	-	L.O.I
۹۹/۳۶	۹۹/۹۷	۱۰۰/۰۴	۱۰۰/۰۵	۹۹/۹۶	۹۹/۹۹	۱۰۰/۰۱	۹۹/۹۹	-	Total%
عناصر کمیاب بر حسب ppm می‌باشند.									
۱/۴۰	۵/۱۰	۱۸/۳۰	۰/۴۰	۰/۶۶	۰/۴۶	۱/۶۰	۱/۵۰	۰/۰۱	Ag
۳۵/۸۰	۱۰/۱۹۰	۲۵۲/۳۰	۴/۱۰	۸/۱۰	۸/۰۰	۴/۹۰	۴/۴۰	۰/۰۵	As
۱۷۱/۰۰	۱۳۳/۰۰	۹۱/۰۰	۵۷/۰۰	۳۱۶/۰۰	۳۲۸/۰۰	۲۴۲/۰۰	۲۴۸/۰۰	۰/۰۲	Ba
۰/۵۰	۰/۴۰	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۷۰	۱/۰۰	۰/۹۰	۱/۰۰	۰/۰۲	Be
۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۳۹	۰/۴۰	۱/۳۰	۰/۳۹	۰/۳۸	۰/۰۱	Bi
۶/۶۰	۹۴/۸۰	۳۵۱/۴۰	۲/۰۰	۰/۵۹	۰/۳۷	۴/۱۰	۲/۲۰	۰/۰۵	Cd
۲۱/۰۰	۲۲/۰۰	۲۳/۰۰	۱۶/۰۰	۱۲/۲۰	۱۹/۰۰	۱۷/۰۰	۱۷/۰۰	۰/۰۲	Co
۱۰/۰۰	۵/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۳/۰۰	۲/۰۰	۹/۰۰	۹/۰۰	۲	Cr
۰/۶۰	۰/۸۰	۰/۷۰	۰/۷۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۰/۶۰	۰/۶۰	۰/۰۱	Cs
۵۵/۰۰	۱۰۵/۰۰	۵۸۴/۰۰	۳۸/۰۰	۲۵/۹۰	۱۲/۸۰	۶۲/۰۰	۳۲/۰۰	۰/۰۲	Cu
۳/۴۰	۲/۹۰	۳/۶۰	۲/۷۰	۱۳/۶۰	۱۴/۹۰	۱۴/۸۰	۱۵/۱۰	۰/۰۵	Ga
۰/۹۶	۰/۹۱	۰/۸۲	۰/۸۶	۱/۰۶	۱/۱۲	۱/۲۱	۱/۳۲	۰/۰۵	Ge
۰/۹۸	۱/۰۶	۰/۹۸	۱/۰۲	۱/۶۰	۱/۶۷	۱/۵۸	۱/۴۹	۰/۰۲	Hf
۰/۹۸	۰/۹۵	۰/۸۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	۰/۰۵	Hg
۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۱	In
۱۱/۰۰	۱۲/۰۰	۹/۰۰	۱۹/۰۰	۱۰/۵۰	۱۳/۵۰	۱۱/۰۰	۱۰/۰۰	۰/۰۵	Li
۱/۲۳	۱/۴۴	۱/۲۶	۱/۵۵	۰/۳۰	۰/۵۰	۱/۴۱	۱/۴۳	۰/۰۱	Mo
۴/۱۰	۳/۵۰	۳/۶۰	۳/۴۰	۶/۵۰	۶/۹۰	۶/۸۰	۶/۸۰	۰/۰۵	Nb
۸/۰۰	۹/۰۰	۱۰/۰۰	۶/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۹/۰۰	۹/۰۰	۲	Ni
۹۱۳/۰۰	۱۶۶۳/۰۰	۷۳۱/۰۰	۴۷/۰۰	۸۸/۵۰	۴۳/۶۰	۴۱/۰۰	۲۲۴/۰۰	۰/۰۲	Pb
۹۸/۰۰	۹۱/۰۰	۵۷/۰۰	۸۶/۰۰	۱۳۰/۰۰	۱۰۵/۰۰	۱۳۱/۰۰	۱۴۲/۰۰	۰/۰۱	Rb
۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۰۳	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	<۰/۰۱	۰/۰۱	Re
۰/۹۴	۱/۱۹	۱/۱۴	۰/۹۷	۱/۲۰	۰/۹۰	۱/۰۵	۱/۰۲	۰/۰۱	Sb
۲۱/۲۰	۲۰/۲۰	۱۲/۰۸	۱۲/۶۰	۱۱/۰۰	۱۲/۰۰	۱۳/۴۰	۱۴/۰۰	۱	Sc
۳/۸۶	۴/۱۲	۳/۱۶	۳/۰۸	۱/۸۹	۱/۰۰	۱/۱۷	۱/۰۸	۰/۰۵	Se
۳/۶۰	۳/۴۰	۳/۷۰	۳/۲۰	۱/۴۰	۰/۹۰	۳/۳۰	۳/۳۰	۰/۰۲	Sn
۵/۰۰	۷/۰۰	۱۳/۰۰	۷/۰۰	۹۳/۴۰	۱۹۶/۰۰	۲۱/۰۰	۲۲/۰۰	۰/۰۱	Sr
۰/۲۴	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۳۷	۰/۴۲	۰/۴۱	۰/۴۶	۰/۰۱	Ta
۱/۹۰	۲/۴۰	۲/۲۰	۲/۱۰	۲/۰۰	۰/۹۰	۱/۱۰	۰/۹۰	۰/۰۲	Te
۴/۹۰	۴/۳۰	۵/۱۰	۴/۶۰	۳/۰۰	۳/۱۲	۵/۱۰	۵/۸۰	۰/۰۲	Th
۲/۱۰	۱/۹۰	۱/۷۰	۱/۸۰	۲/۴۰	۲/۰۰	۱/۹۰	۲/۲۰	۰/۰۱	Tl
۱/۴۰	۱/۴۰	۲/۲۰	۰/۸۰	۰/۸۶	۰/۸۹	۱/۳۰	۱/۴۰	۰/۰۲	U

شماره نمونه	DL	Jb-1-1	Jb-1-2	Jb-2	Jb-3	Jb-5	Jb-6-2	Jb-6-9	Jb-7
V	۲	۱۶۵/۰۰	۱۵۴/۰۰	۱۴۲/۰۰	۱۳۴/۰۰	۱۲۰/۰۰	۱۰۷/۰۰	۲۱۲/۰۰	۲۳۴/۰۰
W	۰/۱	۱/۲۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۲/۱۰	۲/۳۰	۱/۸۰	۲/۲۰	۲/۴۰
Zn	۰/۲	۲۲۱/۰۰	۵۷۸/۰۰	۸۰/۹۰	۹۲/۷۰	۲۶۸/۰۰	۴۰۷۰۸	۱۰۸۸۴	۶۸۵/۰۰
Zr	۱	۱۶۳/۰۰	۶۴/۰۰	۶۳/۰۰	۶۳/۰۰	۵۷/۰۰	۵۹/۰۰	۵۶/۰۰	۹۸/۰۰
La	۰/۰۵	۱۸/۰۰	۱۵/۰۰	۱۶/۸۰	۱۴/۰۰	۱۰/۰۰	۷/۰۰	۱۰/۰۰	۱۱/۰۰
Ce	۰/۰۵	۳۳/۰۰	۲۸/۰۰	۳۲/۴۰	۲۶/۵۰	۱۸/۰۰	۱۳/۰۰	۱۷/۰۰	۲۰/۰۰
Pr	۰/۰۵	۴/۲۶	۴/۱۳	۴/۰۳	۳/۳۳	۲/۸۱	۲/۰۶	۲/۷۷	۲/۹۶
Nd	۰/۰۲	۱۷/۱۰	۱۶/۸۰	۱۶/۳۰	۱۳/۲۰	۸/۲۰	۶/۳۰	۸/۹۰	۹/۱۰
Sm	۰/۰۲	۳/۵۶	۳/۴۷	۳/۶۲	۳/۰۲	۲/۰۸	۲/۱۶	۲/۰۹	۲/۲۱
Eu	۰/۰۲	۱/۲۶	۱/۲۱	۱/۱۴	۰/۹۸	۰/۶۲	۰/۵۸	۰/۶۴	۰/۷۳
Gd	۰/۰۵	۳/۲۴	۳/۱۸	۳/۵۳	۲/۹۴	۱/۹۱	۱/۸۹	۲/۱۲	۲/۴۲
Tb	۰/۰۲	۰/۵۸	۰/۵۶	۰/۵۹	۰/۴۹	۰/۱۴	۰/۱۷	۰/۲۱	۰/۱۹
Dy	۰/۰۲	۴/۰۱	۳/۹۸	۳/۵۳	۲/۸۷	۱/۸۶	۱/۷۴	۱/۹۲	۲/۱۶
Ho	۰/۰۲	۰/۷۸	۰/۸۱	۰/۷۳	۰/۶۳	۰/۳۱	۰/۲۶	۰/۲۹	۰/۳۶
Er	۰/۰۵	۲/۱۷	۲/۱۴	۲/۰۷	۱/۸۹	۱/۱۷	۱/۱۲	۱/۲۴	۱/۳۶
Tm	۰/۰۵	۰/۳۴	۰/۳۱	۰/۳۳	۰/۲۹	۰/۱۹	۰/۱۲	۰/۱۸	۰/۲۱
Yb	۰/۰۵	۲/۳۰	۱/۸۰	۱/۹۹	۱/۸۲	۲/۰۰	۱/۹۰	۱/۶۰	۲/۲۰
Lu	۰/۰۲	۰/۲۸	۰/۳۱	۰/۳۳	۰/۲۹	۰/۱۸	۰/۰۶	۰/۱۵	۰/۱۷
Y	۰/۰۵	۱۹/۰۰	۱۶/۰۰	۲۱/۱۰	۱۸/۷۰	۱۷/۰۰	۱۱/۰۰	۸/۰۰	۱۶/۰۰
LREE	-	۷۷/۱۸	۶۸/۶۱	۷۴/۲۹	۶۱/۰۴	۴۱/۷۱	۳۱/۱۰	۴۱/۴۰	۴۶/۰۰
HREE	-	۳۲/۷۰	۲۹/۰۹	۳۴/۲۰	۲۹/۹۲	۲۴/۷۶	۱۸/۳۶	۱۵/۷۱	۲۵/۰۷
LR/HR	-	۲/۳۶	۲/۳۶	۲/۱۷	۲/۰۴	۱/۶۸	۱/۶۹	۲/۶۴	۱/۸۳
ΣREE	-	۱۰۹/۸۸	۹۷/۷۰	۱۰۸/۴۹	۹۰/۹۶	۶۶/۴۷	۴۹/۴۶	۵۷/۱۱	۷۱/۰۷
Eu/Eu*	-	۱/۱۰	۱/۰۸	۰/۹۵	۰/۹۷	۰/۹۲	۰/۸۵	۰/۹۰	۰/۹۴
Ce/Ce*	-	۲/۲۶	۱/۹۸	۲/۳۴	۲/۳۲	۱/۸۷	۱/۸۴	۱/۷۹	۱/۹۷
Pr/Pr*	-	۱/۰۶	۱/۱۲	۱/۰۳	۱/۰۵	۱/۳۶	۱/۳۴	۱/۳۳	۱/۲۹
Th/La	-	۰/۳۲	۰/۳۴	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۴۶	۰/۷۳	۰/۴۳	۰/۴۵
Nb/La	-	۰/۳۸	۰/۴۵	۰/۴۱	۰/۴۶	۰/۳۴	۰/۵۱	۰/۳۵	۰/۳۷
Hf/Sm	-	۰/۴۲	۰/۴۶	۰/۴۶	۰/۵۳	۰/۴۹	۰/۴۵	۰/۵۱	۰/۴۴
Y/Ho	-	۲۴/۳۶	۱۹/۷۵	۲۸/۹۰	۲۹/۶۸	۵۴/۸۴	۴۲/۳۱	۲۷/۵۹	۴۴/۴۴
Co/Ni	-	۱/۸۹	۱/۸۹	۴/۷۵	۳/۰۵	۲/۶۷	۲/۳۰	۲/۴۴	۲/۶۳

محدوده مورد بررسی است که با کانی‌سازی تیپ اسکارنی در حواشی مشخص شده و به درون سنگ‌های کربناته و فیلیشوئیدی کرتاسه فوقانی و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن تزریق شده است (مهرپر تو و امینی‌افضل، ۱۳۷۱) و توده پورفیری علی جواد نیز با کانی‌سازی مس-طلا پورفیری به درون توده گرانیتوئیدی شیور تزریق شده است. با توجه به تشابهات دگرسانی و بافتی بین توده نیمه‌آتشفشانی یارالوجه با توده علی‌جواد احتمال دارد که سن نفوذ آن‌ها مشابه باشد (حاج‌علیلو، ۱۳۹۱). در قسمت‌های شمال غربی روستای یارالوجه رخنمون‌هایی از توده‌های نیمه‌آتشفشانی میکرودیوریتی دگرسان شده در اثر زمین‌لغزش دیواره دره‌ها قابل مشاهده است که حدود ۱ کیلومترمربع وسعت دارد (شکل ۲-الف). این دگرسانی‌ها تمام واحدهای سنگی

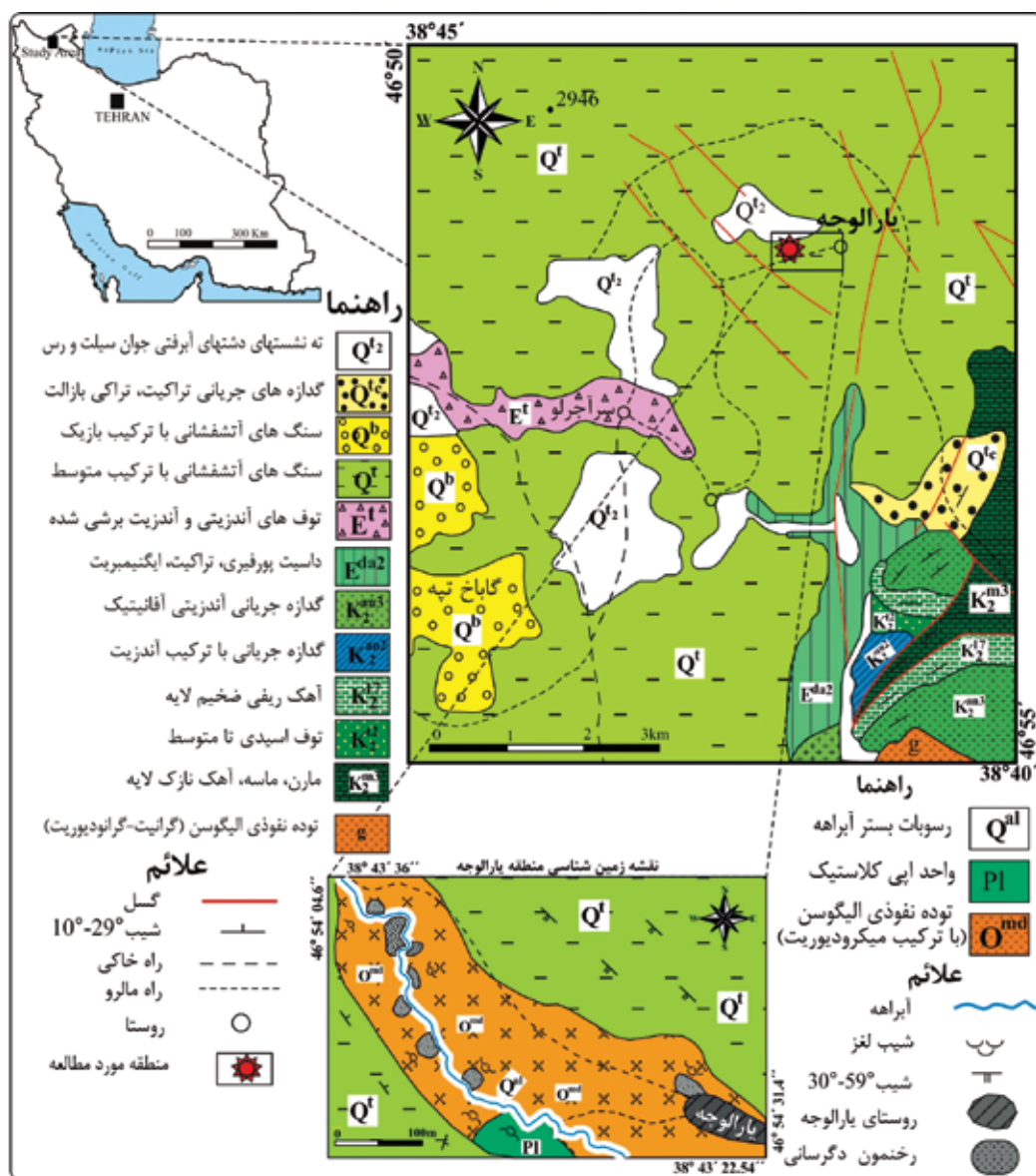
منطقه مورد مطالعه در تقسیم‌بندی زمین‌شناسی (آقابات‌ی، ۱۳۸۳)، در پهنه مرکزی ایران با گسترش سنگ‌های آتشفشانی ترشیری قرار گرفته است و به عقیده Alavi (1991) این منطقه بخشی از نوار ماگمایی البرز-آذربایجان محسوب می‌شود. منطقه یارالوجه تماماً با واحدهای آذرین آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی پوشیده شده است. فعالیت آتشفشانی در این ناحیه حداقل از ائوسن تا کواترنر به‌طور متناوب ادامه داشته است. سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی بازالتی و آندزیتی به سن پلیوکواترنری، توده‌های آتشفشانی داسیتی و توده‌نفوذی با ترکیب گرانودیوریتی، کوارتزموونزیتی تا میکرومونزونیتی به سن الیگوسن را پوشانده‌اند (شکل ۱). باتولیت گرانیتوئیدی شیور، توده‌ای نفوذی در جنوب‌شرق

## نتایج و بحث

### کانه

کانه‌های موجود در اندیس رگه‌های یارالوجه شامل اسفالریت، گالن، کالکوپیریت و پیریت هستند (جبارزاده و همکاران، ۱۳۹۲). پیریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی بوده و به‌صورت رگه‌های، رگه-رگچه‌های داربستی و افشان حضور دارد. مهم‌ترین کانی سولفیدی مس، کالکوپیریت است که در اطراف اسفالریت و همچنین به‌صورت ادخال‌های بی‌شکل داخل آن دیده می‌شود و نسبت به سایر سولفیدها از مقدار کمتری برخوردار است (شکل ۳-الف).

منطقه را به جز واحدهای آتشفشانی دوران چهارم تحت تأثیر قرار داده و تغییرات شیمیایی و کانی‌شناسی وسیعی را ایجاد کرده‌اند. سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی این منطقه به‌طور فراگیر دگرسان شده و توسط شبکه نامنظمی از رگه-رگچه‌های کربناتی، کوارتز و سولفیدی قطع شده‌اند. از میان کانی‌های سولفیدی، پیریت از فراوانی بیشتری برخوردار بوده و علاوه بر رخنمون رگه-رگچه‌ای (شکل ۲-ب) به‌صورت پراکنده (شکل ۲-پ) و داربستی (شکل ۲-ت) نیز در سنگ‌های دگرسان شده دیده می‌شود.



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی (مه‌پریتو و امینی‌افضل، ۱۳۷۱ با تغییرات)



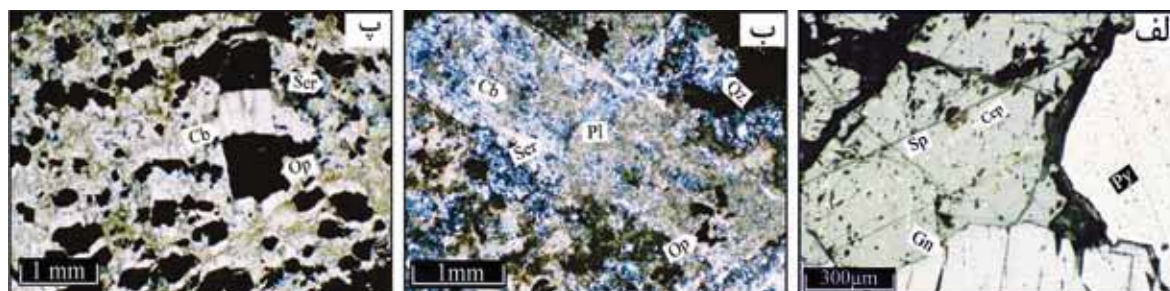
### دگرسانی

۳-ب). با ادامه فرآیند دگرسانی، کربناتی شدن، دگرسانی غالب در منطقه بوده و در بیشتر موارد با دگرسانی سریسیتی همپوشانی دارد و بیشتر به صورت پرکننده فضای خالی دیده می‌شود (شکل ۳-پ). علاوه بر این، سیالات جوی نیز موجب ایجاد تغییرات برون‌زاد و هوازدگی در بخش‌های فوقانی توده نیمه‌آتشفشانی میکرودیوریتی شده‌اند که بیشتر روی بخش‌های سطحی زون سریسیتی ایجاد شده است. آب‌های اسیدی حاصل شده از انحلال پیریت‌های موجود در این زون باعث شستشوی عناصر متحرک و ایجاد کانی‌های رسی، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن با خاستگاه برون‌زاد شده است (جبارزاده و همکاران، ۱۳۹۴).

در منطقه مورد مطالعه، توده نفوذی میکرودیوریتی موجب خردشدگی و ایجاد رگه-رگچه‌های داربستی شده است که گردش سیالات گرمایی و گسترش دگرسانی‌ها را تسهیل کرده است. انواع دگرسانی شناسایی شده در این محدوده شامل دگرسانی سریسیتی و کربناتی است که توسط دگرسانی برون‌زاد تحت تأثیر قرار گرفته است. دگرسانی فیلیک در دیواره دره‌ها رخنمون چشمگیری دارد و حاوی رگچه‌های داربستی کوارتز-پیریت است و کوارتز، سریسیت، پیریت، ایلیت، کلسیت و لوکوکسن مهم‌ترین کانی‌های شناسایی شده در این دگرسانی هستند (شکل



شکل ۲. تصاویر صحرایی از منطقه مورد مطالعه، الف) رخنمون دگرسانی گرمایی و بازالت‌های پلیوکواترنر در ارتفاعات منطقه مورد مطالعه، (دید به سمت شمال غرب)، ب) کانی‌سازی رگه‌ای سولفیدی پیریت، اسفالریت، گالن و کالکوپیریت، پ) کانی‌سازی پراکنده پیریت‌های شکل‌دار، ت) رگچه‌های داربستی پیریت



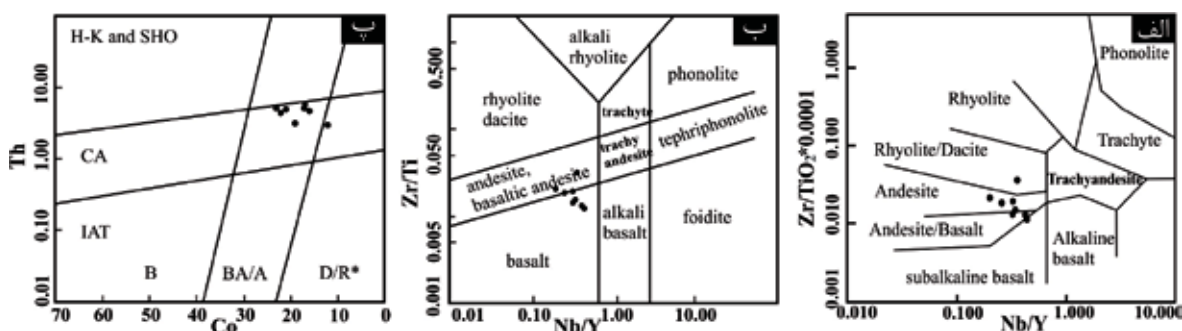
شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از کانه‌سازی و دگرسانی در منطقه یارالوجه، الف) رشد تماسی اسفالریت، گالن و پیریت همراه با بافت برونرستی کالکوپیریت در اسفالریت (PPL)، ب) تشکیل کانی‌های کربناته، کوارتز و سریسیت در دگرسانی فیلیک که جانشین پلاژیوکلاز شده‌اند (XPL)، پ) طی دگرسانی کربناته، کانی‌های کربناته با پهنای میانگین  $250 \mu\text{m}$  در اطراف پیریت‌های از قبل موجود در زمینه سنگ نهشته شده‌اند (XPL) علائم اختصاری کانی‌ها Py=Pyrite, Ccp=Chalcopyrite, Gn=Galena, Sp=Sphalerite, (Whitney and Evans, 2010)

### بررسی‌های زمین‌شیمیایی

تعیین ترکیب اولیه سنگ میزبان و سری ماگمایی با استفاده از عناصر کمیاب

به منظور تعیین ترکیب اولیه سنگ میزبان از نمودارهای عناصر کمیاب و جزئی استفاده شد. براساس نمودار دو متغیره Nb/Y در برابر  $Zr/TiO_2$  (Winchester and Floyd, 1977)، نمونه‌ها در محدوده آندزیت، آندزیت-بازالت و داسیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-الف) و با ترسیم نمونه در نمودار دو متغیره Nb/Y در برابر Zr/Ti (Pearce, 1996)،

نمونه‌ها محدوده بازالت و آندزیت-بازالت آندزیتی را نشان می‌دهند (شکل ۴-ب). طبق نمودار دو متغیره Co در برابر Th (Hastie et al., 2007)، ماگمای مولد توده‌ها در محدوده کالک‌آلکان قرار می‌گیرد (شکل ۴-پ). بر این اساس سنگ میزبان اندیس رگه‌ای یارالوجه با توجه به کانی‌های ثانویه تشکیل شده در اثر دگرسانی و نیمه آتشفشانی بودن آن از نظر ترکیب در محدوده‌ی میکرودیوریت کالک‌آلکان قرار می‌گیرد.



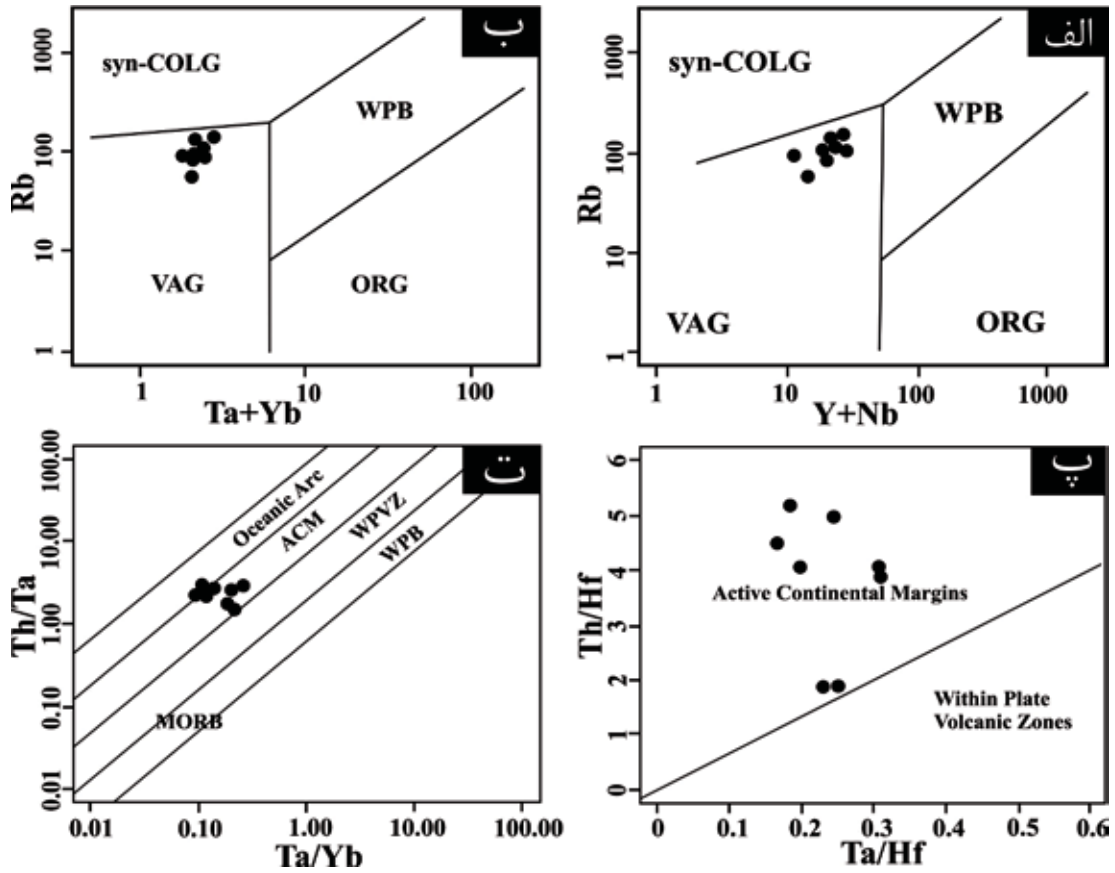
شکل ۴. سری ماگمایی و تعیین ترکیب شیمیایی نمونه‌های مورد بررسی براساس الف) نمودار Nb/Y در برابر  $Zr/TiO_2$  (Winchester and Floyd, 1977)، ب) نمودار Nb/Y در برابر Zr/Ti (Pearce, 1996)، پ) نمودار Co در برابر Th (Hastie et al., 2007)

### تعیین جایگاه زمین‌ساختی

تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی با استفاده از داده‌های زمین‌شیمیایی عناصر کمیاب برای اولین بار توسط Cann (1973 and 1971) انجام شد. برای رفع نتایج ابهام‌آمیز، در این پژوهش از چند نمودار با عناصر متفاوت که

می‌توانند نتایج دقیق‌تر و مطمئن‌تری را ارائه دهند، استفاده شده است. براساس نمودار دو متغیره Rb در برابر Y-Nb (شکل ۵-الف) و نمودار Rb در برابر Yb-Ta (شکل ۵-ب) نمونه‌های مورد بررسی در محدوده کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (Pearce et al., 1984). همچنین براساس

نمودارهای دو متغیره Th/Hf در برابر Ta/Hf (شکل ۵-پ)، Ta/Hf برابر در برابر Th/Hf (شکل ۵-ت)، و Th/Ta در برابر Ta/Yb (شکل ۵-ب) بررسی در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند.



شکل ۵. تعیین موقعیت زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه براساس الف) نمودار Rb در برابر Y+Nb (Pearce et al., 1984)، ب) Rb در برابر Ta+Yb (Pearce et al., 1984)، ت) Th/Ta در برابر Ta/Yb (Schandl and Gorton, 2002)، پ) Th/Hf در برابر Ta/Hf (Pearce et al., 1984) (and Gorton, 2002)

معتقد است که مقدار  $TiO_2$  کمتر از یک مربوط به منشأ درون‌زاد و بیشتر از یک مربوط به منشأ برون‌زاد می‌باشد. با توجه به بازه مقادیر  $TiO_2$  نمونه‌های مورد بررسی که بین ۰/۴۶ تا ۰/۹۱ متغیر است (جدول ۱)، می‌توان چنین استنباط کرد که تشکیل اندیس رگه‌ای یارالوجه در ارتباط با عملکرد سیالات درون‌زاد بر روی سنگ میزبان میکرودیوریتی کالک‌آلکان بوده است. همچنین از نمودار Ba+Sr در برابر Ce+Y+La (Dill et al., 2000)، برای مشخص کردن ماهیت منشأ سیالات استفاده شد. ترسیم نمودار مذکور نشان می‌دهد مقادیر Ce+Y+La با مقادیر کانسارهای درون‌زاد هم‌خوانی دارد اما به دلیل شستگی

## تعیین منشأ محلول‌های دگرسان‌کننده

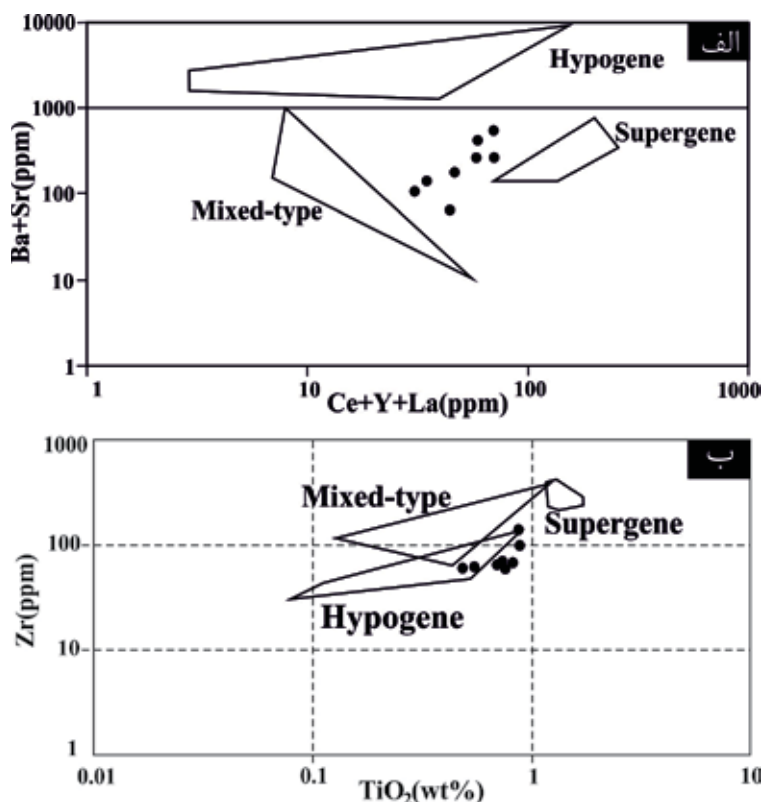
عناصر کمیاب موجود در کانی‌ها می‌توانند شرایط تشکیل توده معدنی را تا اندازه‌ای منعکس کنند و ممکن است نشان‌دهنده مدل زایشی کانسار باشند. از نظر زایشی، نسبت Co/Ni در کانسارهای با منشأ آتشفشانی، رسوبی و گرمایی به ترتیب ۵-۱۰، <۱ و >۵ می‌باشد (Price, 1972). این نسبت در نمونه‌های مورد بررسی بین ۴/۷۵-۱/۸ متغیر است که نشان‌گر ژنر گرمایی اندیس رگه‌ای یارالوجه می‌باشد.

از مقادیر  $TiO_2$  نمونه‌ها برای تعیین منشأ محلول‌های کانی‌سازی استفاده شده است. (Maiza et al., 2003)



محلول‌های عامل کانی‌سازی و دگرسان‌کننده استفاده شده است که نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار (الف) Zr- TiO<sub>2</sub> (Dill et al., 2000)، در داخل و اطراف محدوده درون‌زاد قرار می‌گیرند (شکل ۶-ب).

شدید پلاژیوکلازها در طی دگرسانی، Sr به‌شدت و Ba با شدت کمتر در نمونه‌های مورد بررسی تهی شده است که منجر به قرارگیری نمونه‌ها در زیر محدوده درون‌زاد می‌شود (شکل ۶-الف). از مقادیر Zr و TiO<sub>2</sub> نیز برای تشخیص

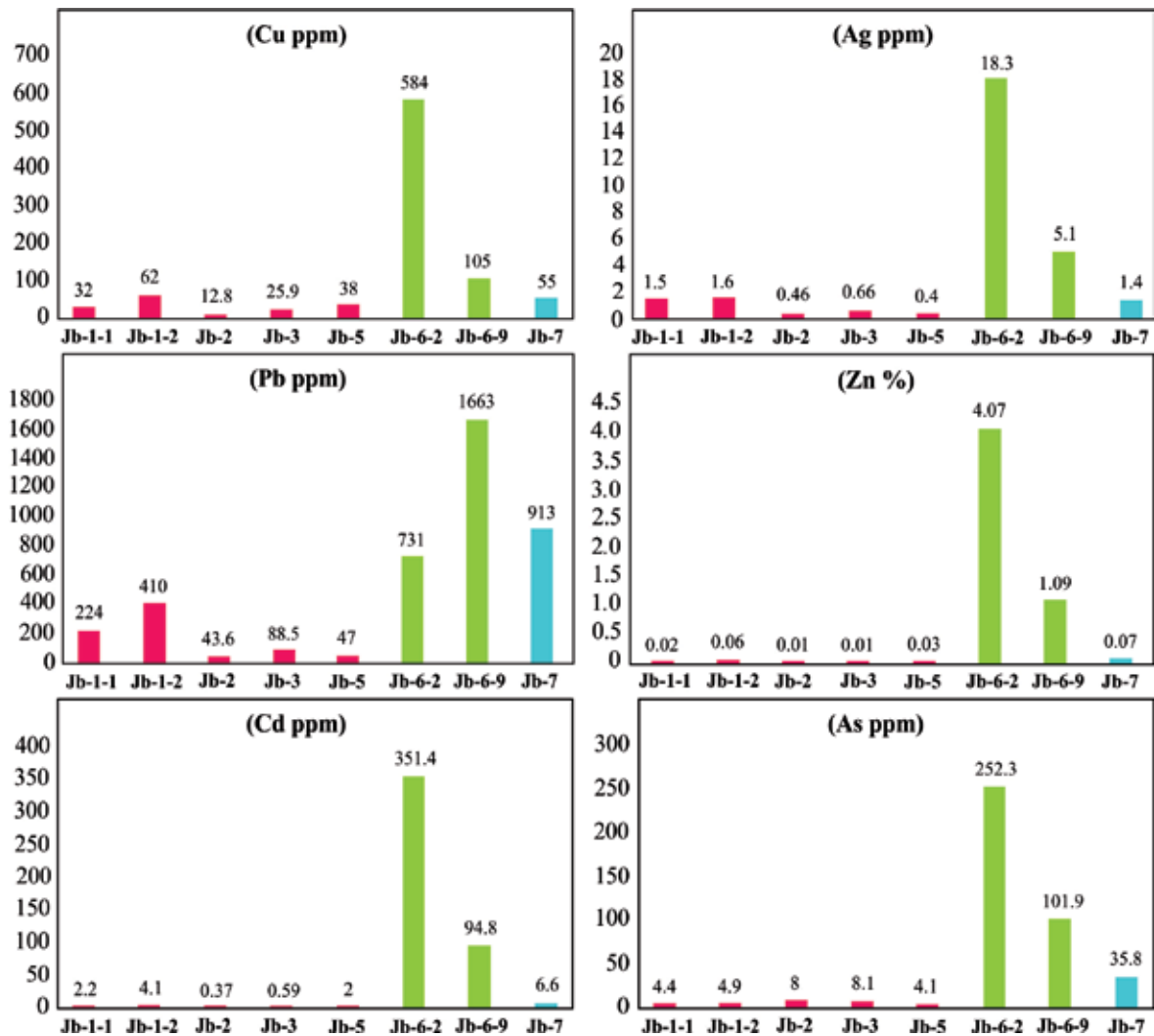


شکل ۶. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تعیین منشأ سیالات دگرسان‌کننده (الف) نمودار (Ba+Sr) در برابر (Ce+Y+La) (Dill et al., 2000) و (ب) نمودار (Zr) در برابر (TiO<sub>2</sub>) (Dill et al., 2000).

## توزیع فلزات پایه

غلظت عناصر Cu، Zn، Pb و Ag به ترتیب ۵۳۰، ۶۶۹۰، ۱۱۴/۳ و ۳/۶۷ قسمت در میلیون (ppm) است. که حداکثر غلظت آن‌ها در رگه حاوی کانه‌زائی دیده می‌شود. محاسبه ضریب همبستگی پیرسون (Rollinson, 1993) نشان می‌دهد که Cd با Zn همبستگی مثبت و کامل (R=1) دارد، همچنین Ag و As با فلزات پایه همبستگی مثبت و خوبی (R=۰/۹۸ میانگین) را نشان می‌دهد، که پیشنهاد می‌کند این عناصر احتمالاً در کانی‌های سولفیدی تمرکز دارند (جبارزاده و همکاران، ۱۳۹۲).

چگونگی توزیع و فراوانی فلزات پایه (As، Ag، Cu، Pb، Zn، Cd) در ۸ نمونه آنالیز شده از زمینه سنگ و رگه حاوی کانه‌سازی مورد بررسی قرار گرفت. نمودار فراوانی این عناصر نشان‌گر افزایش آن‌ها در رگه حاوی کانی‌سازی سولفیدی (نمونه‌های Jb-6-2 و Jb-6-9، نمونه Jb-7 نزدیک به رگه است) و کاهش در سنگ میزبان (نمونه‌های Jb-1-1، Jb-1-2، Jb-2، Jb-3، Jb-5 و Jb-7) می‌باشد (شکل ۷). افزایش Zn، Cu، Pb و Fe در رگه به ترتیب در ارتباط با تشکیل کانه‌های اسفالریت، گالن، کالکوپیریت و پیریت می‌باشد. میانگین



شکل ۷. بررسی توزیع عناصر فلزی در سنگ میزبان و رگه حاوی کانی‌سازی سولفیدی اندیس رگه‌ای بارالوجه

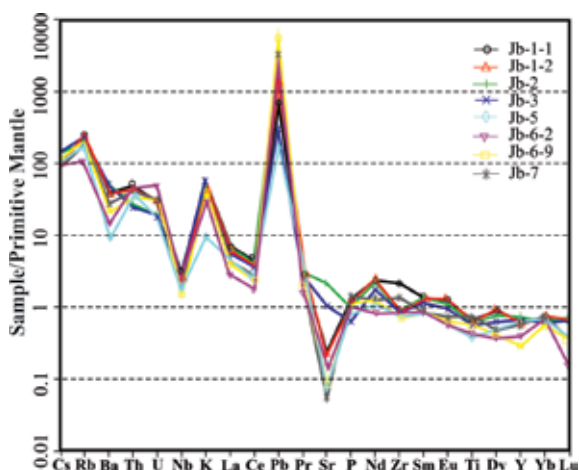
## عوامل زمین‌شیمیایی مؤثر بر توزیع عناصر نادر خاکی

از LREE به سمت عناصر HREE را نشان می‌دهد که دلالت بر تفریق و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در طی فرآیند دگرسانی دارد. غنی‌شدگی LREE و مقادیر کمتر از یک نسبت‌های  $\text{Th/La}$  و  $\text{Hf/Sm}$ ،  $\text{Nb/La}$  که هم‌بافت‌های یونی انتقال‌دهنده فلزات پایه، هم‌بافت‌های می‌باشند (Oreskes and Einaudi, 1990; Bi et al., 2004). از آنجاکه معمولاً در pH‌های خنثی، پایداری کمپلکس‌های HREE نسبت به LREE در محلول‌های کانستگ‌ساز بالا می‌باشد (Ronov et al. 1967)، به‌نظر می‌رسد مهم‌ترین دلیل تفریق، pH نزدیک به خنثی سیالات گرمایی می‌باشد.

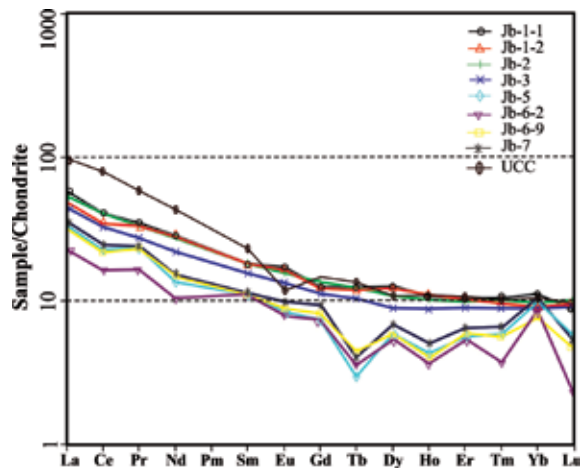
در این پژوهش برای تعیین عوامل فیزیکوشیمیایی مؤثر در توزیع عناصر نادر خاکی در سنگ میزبان و رگه حاوی کانی‌سازی، مقادیر REE نمونه‌ها و متوسط ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی (UCC) نسبت به کندریت (Taylor and McLennan, 1985) به‌هنجار شده است (شکل ۸). نتایج آنالیزهای شیمیایی نشان می‌دهند که مقدار REE در نمونه‌های مورد بررسی از ۴۹-۱۱۰ ppm متغیر است و میانگین REE در زون‌های دگرسانی ۷۹/۵ ppm می‌باشد. الگوی کلی توزیع REE در سنگ میزبان دگرسان شده و رگه‌های حاوی کانی‌سازی یک شیب منفی مشخص

## تغییرات عناصر نادر خاکی نسبت به گوشته اولیه

در نمودار عنکبوتی مربوط به نمونه‌های دگرسان منطقه، روند تغییرات عناصر تقریباً از روند مربوط به متوسط ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی پیروی می‌کند و تهی‌شدگی اغلب عناصر REE (خصوصاً LREE بجز Eu) قابل مشاهده است. که به علت حضور هم‌بافت‌های کلریدی و حاکم بودن شرایط خنثی تا اندکی اسیدی می‌باشد. از طرف دیگر، میزان تهی‌شدگی نسبتاً شدید در این دگرسانی‌ها نسبت به متوسط ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی و غالب بودن دگرسانی سریسیتی و فراگیر بودن آن می‌تواند حاکی از نسبت بالای آب به سنگ و محتوای پایین REE در سیالات مسئول دگرسانی باشد (Fulignati et al., 1999; Alderton et al., 1980). براساس شواهد سنگ‌نگاری (جانشینی پلاژیوکلازها توسط سریسیت)، غنی‌شدگی نسبی Eu در بعضی از نمونه‌های مورد بررسی نسبت به متوسط ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی نشان‌دهنده آزاد شدن مقداری از Eu جانشین شده در داخل پلاژیوکلازها طی دگرسانی گرمایی و حضور کانی‌های رسی و سولفیدهای گرمایی برای تمرکز و غنی‌شدگی Eu می‌باشد (Peter et al., 2003; Alderton et al., 1980). رفتار غیر عادی REE‌ها در رگه سولفیدی می‌تواند در ارتباط با تفاوت در میزان دگرسانی و اختلاف در مقادیر کانی‌های حاضر در رگه باشد.



شکل ۹. نمودار عنکبوتی عناصر REE نمونه‌های مورد مطالعه به‌هنگار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)



شکل ۸. الگوی توزیع عناصر نادر خاکی نمونه‌های مورد بررسی و متوسط پوسته قاره‌ای بالایی (UCC) به‌هنگار شده نسبت به کندریت براساس Boynton (1984)

## کنترل کانی‌شناسی سنگ بر روی توزیع عناصر نادر خاکی

MnO، ضریب همبستگی منفی و بالایی وجود دارد که به ترتیب برابر با ۰/۸۵ و ۰/۷۴ می‌باشد و نشان‌دهنده عدم تمرکز REE‌ها توسط کانی‌های آهن و منگنزدار است. از طرفی، وجود ضریب همبستگی مثبت و متوسط بین REE‌ها با TiO<sub>2</sub> و Zr که به ترتیب برابر با ۰/۵۲ و ۰/۴۷ هستند، نشان می‌دهد کانی‌های تیتانیوم‌دار و زیرکن می‌توانند در کنترل عناصر نادر خاکی مؤثر باشند.

این احتمال وجود دارد، علاوه بر فازهای کانیایی شناسایی شده در بررسی‌های سنگ‌نگاری، کانی‌های دیگری نیز میزبان REE‌ها در این سنگ‌ها باشند که با بررسی‌های میکروسکوپی شناسایی نشده‌اند. همبستگی مثبت و بالا بین عنصر Y و REE‌ها (R=۰/۶۵) حکایت از نقش موثر کانی زینوتایم در توزیع REE‌ها در سنگ میزبان دگرسان شده دارد.

چندین دسته کانی به‌عنوان میزبان REE‌ها در زون‌های دگرسانی گزارش شده‌اند که از آن جمله می‌توان به کانی‌های رسی، کانی‌های فسفات‌دار، اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن و منگنز، کانی‌های تیتانیوم‌دار و زیرکن اشاره کرد (Alderton et al., 1980; Lottermoser, 1990). در این پژوهش، به منظور مشخص نمودن کانی‌های میزبان REE‌ها، از ضریب همبستگی رتبه‌ای پیرسون (Rollinson, 1993) استفاده شد (جدول ۲). همبستگی مثبت و بالای بین REE‌ها و اکسیدهای Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>، SiO<sub>2</sub> و K<sub>2</sub>O وجود دارد و به ترتیب برابر با ۰/۸۷، ۰/۸۲ و ۰/۶۲ هستند و دلالت بر نقش اصلی کانی‌های سریسیت، ایلیت و کائولینیت در تمرکز و تثبیت REE‌ها دارد. بین REE‌ها و اکسیدهای Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

جدول ۲- بررسی ضریب همبستگی رتبه‌ای پیرسون بین عناصر در نمونه‌های مورد مطالعه (اعداد با علامت "در سطح اطمینان ۹۹٪ و با علامت" در سطح اطمینان ۹۵٪ اندازه‌گیری شده‌اند)

	Y	Zr	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	K <sub>2</sub> O	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	
La	۰/۷۵'	۰/۵۳	۰/۵۸	۰/۱۹	-۰/۸۱'	۰/۶۵	-۰/۸۴"	۰/۸۵"	۰/۸۹"	
Ce	۰/۷۹'	۰/۴۹	۰/۵۵	۰/۱۵	-۰/۷۸'	۰/۶۵	-۰/۸۴"	۰/۸۵"	۰/۸۷"	
Pr	۰/۷۰	۰/۴۷	۰/۶۰	۰/۲۹	-۰/۸۱	۰/۵۸	-۰/۸۳	۰/۸۰'	۰/۹۰"	
Nd	۰/۶۸	۰/۴۳	۰/۵۷	۰/۲۰	-۰/۸۳'	۰/۶۶	-۰/۷۸'	۰/۸۲'	۰/۸۸"	
Sm	۰/۷۰	۰/۳۸	۰/۴۷	۰/۱۱	-۰/۷۴'	۰/۶۵	-۰/۷۰	۰/۷۹'	۰/۷۸"	
Eu	۰/۶۸	۰/۴۸	۰/۵۸	۰/۲۳	-۰/۸۰'	۰/۶۸	-۰/۷۵'	۰/۸۲'	۰/۸۵"	
Gd	۰/۷۲'	۰/۳۷	۰/۶۰	۰/۱۶	-۰/۸۲'	۰/۷۴'	-۰/۷۶'	۰/۸۹"	۰/۸۵"	
Tb	۰/۶۶	۰/۳۵	۰/۵۰	۰/۰۵	-۰/۸۰'	۰/۷۳'	-۰/۷۱'	۰/۸۳'	۰/۸۳'	
Dy	۰/۶۴	۰/۴۸	۰/۵۷	۰/۲۷	-۰/۷۸'	۰/۶۳	-۰/۷۲'	۰/۷۹'	۰/۸۳"	
Ho	۰/۷۰	۰/۴۰	۰/۵۲	۰/۱۵	-۰/۷۸'	۰/۶۷	-۰/۷۷'	۰/۷۹'	۰/۸۶"	
Er	۰/۶۹	۰/۴۲	۰/۵۶	۰/۱۵	-۰/۸۲'	۰/۷۲'	-۰/۷۷'	۰/۸۴"	۰/۸۷"	
Tm	۰/۷۸'	۰/۴۵	۰/۵۷	۰/۱۳	-۰/۹۲'	۰/۶۷	-۰/۸۸"	۰/۸۴"	۰/۹۳"	
Yb	۰/۵۸	۰/۷۹	۰/۲۸	۰/۴۵	۰/۰۱	۰/۰۶	-۰/۳۳	۰/۲۸	۰/۱۷"	
Lu	۰/۷۷'	۰/۱۹	۰/۳۴	-۰/۰۸	-۰/۶۷	۰/۶۱	-۰/۷۷'	۰/۷۲'	۰/۷۹"	

آن در جدول ۱ موجود است:

$$Eu/Eu^* = Eu_N / [(Sm)_N \times (Gd)_N^{1/2}] \quad (\text{معادله ۱})$$

$$Ce/Ce^* = 2Ce_N / (La_N + Pr_N) \quad (\text{معادله ۲})$$

$$Pr/Pr^* = Pr_N / [(Ce)_N \times (Nd)_N^{1/2}] \quad (\text{معادله ۳})$$

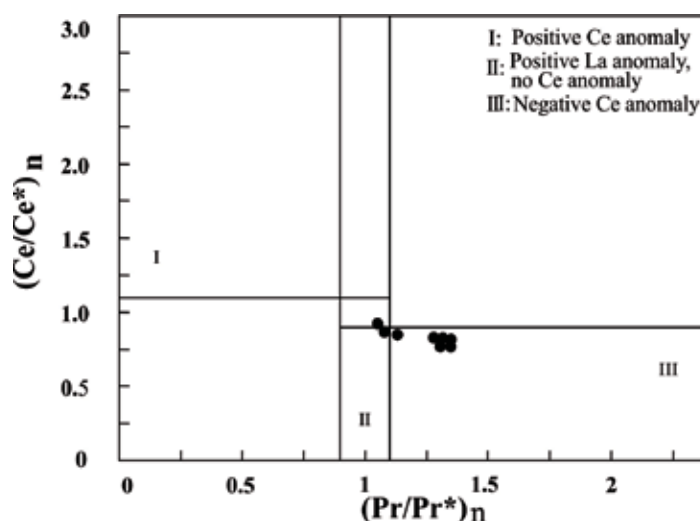
در روابط بالا، N به‌هنگار شدن عناصر نسبت به کندریت

## تفسیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce

در این نوشتار برای اندازه‌گیری مقادیر بی‌هنجاری‌های Eu، Ce و Pr در رگه حاوی کانی‌سازی و سنگ میزبان دگرسان شده آن‌ها به ترتیب از روابط Taylor and McLennan (1985) استفاده شد، که نتایج

بررسی کمتر از ۱ است که این بی‌هنجاری منفی Ce مبین شرایط احيایی بوده که با حضور سولفیدهای گرمایی خصوصاً پیریت منطبق است. برای کنترل این نتایج از نمودار دو متغیره  $Ce/Ce^*$  در برابر  $Pr/Pr^*$  (Bau and Dulski, 1996) استفاده شد (شکل ۱۰). نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار مذکور در محدوده بی‌هنجاری منفی Ce قرار گرفته‌اند که حاکی از تهی‌شدگی Ce و شرایط احيایی محیط تشکیل می‌باشد.

(Taylor and McLennan, 1985) را نشان می‌دهد. بر پایه محاسبات انجام شده میزان بی‌هنجاری Ce، Eu و Pr در سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی دگرسان شده به ترتیب از ۰/۸۵ تا ۱/۱۰، ۰/۷۶ تا ۰/۹۱ و ۱/۰۳ تا ۱/۳۶ متغیر می‌باشد (جدول ۱). دامنه تغییرات نزدیک به ۱ برای نسبت  $Eu/Eu^*$  نشان‌دهنده محیط تشکیل خنثی تا اندکی اسیدی برای دگرسانی و فعالیت کم اکسیژن در زمان تبلور می‌باشد (Rollinson, 1993). نسبت  $Ce/Ce^*$  برای نمونه‌های مورد



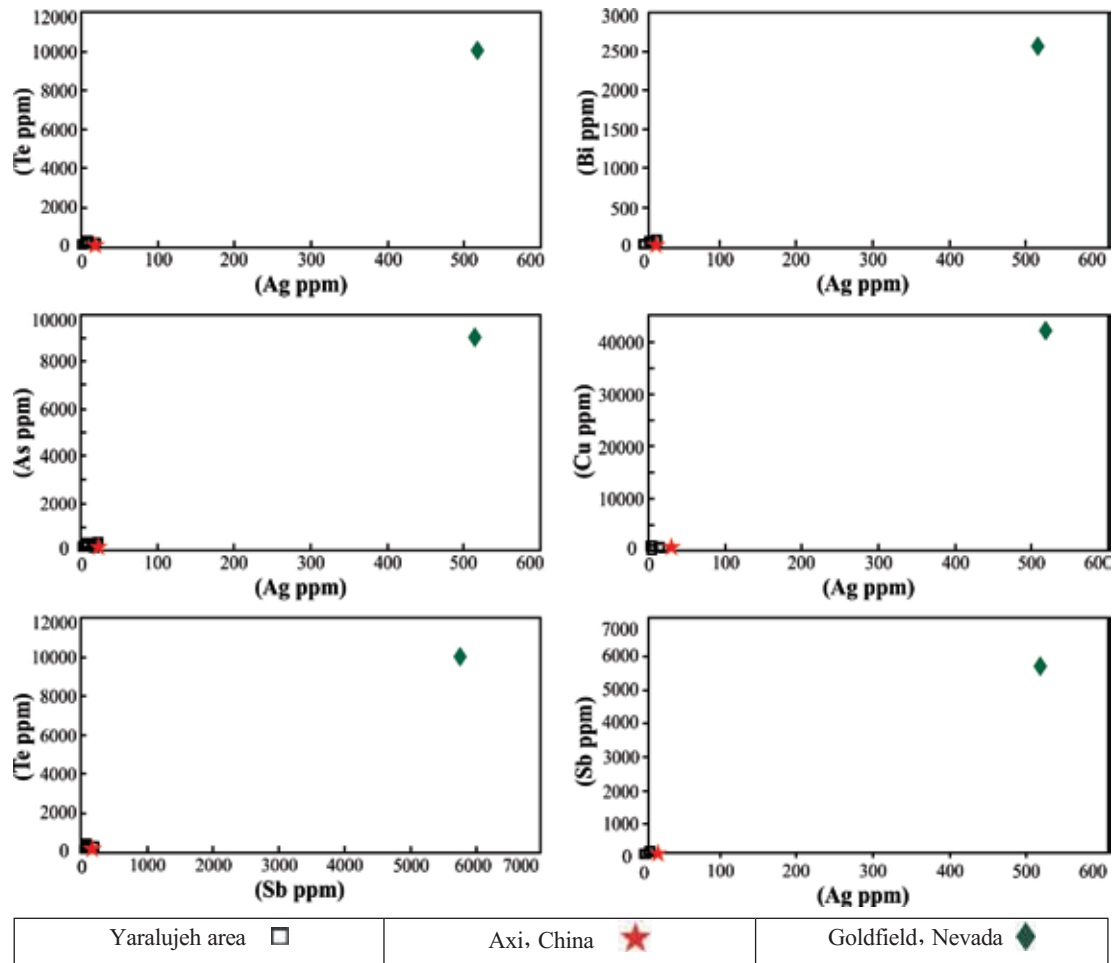
شکل ۱۰. در نمودار  $(Ce/Ce^*)_n$  در برابر  $(Pr/Pr^*)_n$  نمونه‌های مورد بررسی عمدتاً در محدوده III قرار گرفته‌اند و آنومالی منفی Ce را نشان می‌دهند (Bau and Dulski, 1996)

یارالوجه و مقایسه با مقدار متوسط ذخایر رگه‌ای جهانی سولفید بالای گلدفیلد نوادا (Ashley and Albers, 1975) و سولفید پایین کانسار طلای Axi چین (Zhai et al., 2009) نشان داد که اندیس رگه‌ای یارالوجه بسیار مشابه با کانسار Axi (رگه‌ای سولفید پایین) است (شکل ۱۱).

### بررسی نمودارهای دوتایی عناصر در اندیس رگه‌ای یارالوجه و مقایسه آن با الگوی جهانی LS و HS

رسم نمودار دوتایی مقدار Ag در برابر As، Te، Cu، Bi، Sb و مقدار Te در برابر Sb، نمونه‌های مورد بررسی در منطقه





شکل ۱۱. نمودار دوتایی عنصری Ag در برابر Sb، Te، As، Cu، Bi، Sb در برابر Ag در اندیس رگه‌ای یارالوجه که با متوسط کانسار گلدفیلد نوادا (الگوی جهانی سولفید بالا (Ashley and Albers, 1975)) و Axi چین (الگوی سولفید پایین (Zhai et al., 2009)) مورد مقایسه قرار گرفته است

## نتیجه‌گیری

مهم‌ترین نتایج حاصل از بررسی‌های زمین‌شناسی و زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی اندیس رگه‌ای یارالوجه عبارتند از:

۱. سنگ میزبان اندیس رگه‌ای یارالوجه، یک توده نیمه‌آتشفشانی با ترکیب میکرودیوریتی و سری ماگمایی کالک‌آلکان است. که به‌طور فراگیر تحت دگرسانی‌های سرپسیتی و کربناتی شدن قرار گرفته است و محیط زمین‌ساختی تشکیل آن، کمان آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای می‌باشد.

۲. نمودارهای دو متغیره Ba+Sr در برابر Ce+Y+La و Zr

در برابر  $TiO_2$  و همچنین مقادیر کمتر از یک برای  $TiO_2$  نشان دهنده منشأ درون‌زاد برای سیالات دگرسان کننده می‌باشند. همچنین نسبت Co/Ni نشان‌گر ژنز گرمایی اندیس یارالوجه است.

۳. مقادیر کمتر از یک برای شاخص‌های زمین‌شیمیایی مانند Nb/La، Hf/Sm، و Th/La و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE نشان‌دهنده این است که مهم‌ترین هم‌بافت‌های یونی در سیالات گرمایی هم‌بافت‌های Cl هستند.

۴. بررسی‌های زمین‌شیمیایی حکایت از آن دارد که توزیع و تثبیت عناصر نادر خاکی در رگه و سنگ میزبان

- زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the paleo-Tethys remnants Iran. Geological Society of American Bulletin, 103, 983-992.
  - Alderton, D.H.M., Pearce, J.A. and Potts, P.J., 1980. Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from south-west England. Earth and Planetary Science Letters, 49, 149-165.
  - Ashley, R.P., and Albers, J.P., 1975. Distribution of gold and other ore-related elements near ore bodies in the oxidized zone at Goldfield, Nevada, Geology and Geochemistry of the Goldfield Mining district, Nevada. Geological Survey. Professional, 1-48.
  - Bau, M. and Dulski, P., 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. Precambrian Research, 79, 37-55.
  - Bi, X.W., Hu, R.Z., Peng, J.T. and Wu K.X., 2004. REE and HFSE geochemical characteristics of pyrites in Yao an gold deposit: tracing ore forming fluid signatures. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 23, 1-4 (in Chinese with English abstract).
  - Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies, in Henderson, P., ed., Rare earth element geochemistry. Amsterdam Elsevier, 63-114.
  - Dill, H.G., Bosse, H.R. and Kassbohm, J., 2000. Mineralogical and chemical studies of volcanic-related argillaceous industrial minerals of the Central America Cordillera (Western Salvador). Economic Geology, 95, 517-538.
  - Fulignati, P., Gioncada, A. and Sbrana, A., 1999. Rare earth element behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrother-
- دگرسان شده تابع عواملی نظیر تغییرات Eh و pH، میزان دسترسی به لیگاندهای همبافت ساز ( $\text{CO}_3^{2-}$ , F<sup>-</sup>،  $\text{SO}_4^{2-}$ ،  $\text{PO}_4^{3-}$  و Cl<sup>-</sup>)، تثبیت در کانی‌های ثانویه و نسبت بالای آب به سنگ می‌باشد.
۵. الگوی توزیع REEها به همراه بی‌هنجاری Pr و Eu، در رگه‌های حاوی کانی‌سازی و سنگ‌های دگرسان شده درون‌گیر آن‌ها نشان‌دهنده pH خنثی تا اندکی اسیدی برای سیالات مسئول دگرسانی و شرایط احیایی محیط تشکیل می‌باشد.
۶. همبستگی مثبت بین  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{K}_2\text{O}$ ،  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و Y با REEها دلالت بر نقش کانی‌های سریسیت، ایلیت، کائولینیت، زینوتایم و کانی‌های تیتانیوم‌دار در تمرکز و تثبیت REEها دارد.
۷. تلفیق یافته‌های زمین‌شناسی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی نشان‌دهنده این است که رگه‌ها و مجموعه کانی‌های دگرسانی گرمایی مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه قابل قیاس با کانسارهای اپی‌ترمال سولفید پایین نوع حدواسط و رگه‌های چند فلزی دما متوسط مرتبط با کانسارهای مس پورفیری می‌باشد.

## منابع

- آقائباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.
- جبارزاده، ز.، حسین‌زاده، م.ر.، مؤید، م.، و فرامرزی، ر.، ۱۳۹۲. کانی‌سازی رگه‌های فلزات پایه در اندیس رگه‌ای یارالوجه (شمال غرب اهر-استان آذربایجان شرقی). هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی دانشگاه شهید بهشتی، ۳۶۹-۳۶۲.
- جبارزاده، ز.، حسین‌زاده، م.ر.، مؤید، م.، و فرامرزی، ر.، ۱۳۹۴. کانی‌شناسی و زمین‌شیمی دگرسانی‌های گرمایی در اندیس رگه‌ای یارالوجه، (شمال غرب اهر-استان آذربایجان شرقی). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و سوم، ۹۴، ۷۵-۸۶.
- حاج‌علیلو، ب.، ۱۳۹۱. گزارش عملیات اکتشاف فلزات پایه با اولویت مس در کانسار علی جواد اهر. سازمان صنعت، معدن و تجارت استان آذربایجان شرقی.
- مهرپر تو، م. و امینی‌افضل، ع.، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی ورزقان با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰. انتشارات سازمان

- mal system of Volcano (Aeolian Islands, Italy). *Journal of Volcanology and geothermal research*, 88, 325-342.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48, 2341-2357.
  - Lewis, A.J., Palmer, M.R., Sturchio, N.C. and Kemp A.J., 1997. The rare earth element geochemistry of acid-sulfate and acid-sulfate-chloride geothermal systems from Yellowstone National Park, Wyoming, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 695-706.
  - Lottermoser, B.G., 1990. Rare-earth element and heavy metal behaviour associated with the recent epithermal gold deposit on Lihir Island, Papua New Guinea. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.*, 40, 269-289.
  - Maiza, P.J., Pieroni, D. and Marfile, S.A., 2003. Geochemistry of hydrothermal kaolin in the SE area of Los Menvcos, Province of Rlonegro, Arrgentina. In: Dominguez, E.A., Mas, G.R., Cravero, F. (Eds.), 2001. *A Clay Odyssey Elsevier, Amsterdam*, 123-130.
  - McLennan, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: Lipin, B.R., McKay, G.A. (Eds.). *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Reviews in Mineralogy*, 21, 169-200.
  - Michard A., 1989. Rare earth element systematics in hydrothermal fluid. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 745-750.
  - Mill, R.A. and Elderfield, H., 1995. Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG Mound, 26°N Mid-Atlantic Ridge. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 3511-3524.
  - Oreskes, N. and Einaudi, M.T., 1990. Origin of rare earth element-enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, South Australia. *Economic Geology*, 85, 1-28.
  - Palacios, C.M., Hein, U.F. and Dulski, P., 1986. Behaviour of rare earth elements during hydrothermal alteration at the Buena Esperanza copper-silver deposit, northern Chile. *Earth Planetary Science Letter*, 80, 208-216.
  - Pearce J.A., Harris N.B.W and Tindle A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Petrology.*, 25, 956-983
  - Pearce, J.A., 1996. Ausers guide to basalt discrimination diagram, in: D. A. Wyman (ED.), *Trace element Geochemistry of volcanic rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration, Short Courses Notes. Geological Association of Canada*, 12, 79-113.
  - Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1971. Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth Planetary Science Letter.*, 32, 339-349.
  - Peter J.M., Good Fellow W.D. and Doherty W., 2003. Hydrothermal sedimentary rocks of the Heath Steel Belt, Bathurst mining camp, New Brunswick: Part 2, In: Good Fellow W.D., McCutcheon, S.R., Peter J.M. (Ed), *Massive sulfide deposits of the Bathurst mining camp, New Brunswick and Northern Main. Economic Geology*, 11, 391-415.
  - Price, B.J., 1972. Minor element in pyrites from the Smithers Map Area, British Columbia and Exploration Applications of Minor element Studies (doctoral dissertation). Vancouver: Columbia University.

- Rio, R., Dupuy, C. and Dostal, J., 1981. Geochemistry of coexisting alkaline and calc-alkaline volcanic rocks from Northern Azarbijan (NW Iran). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 11, 253-275.
- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, 352.
- Ronov A. B., Balashov Y. A. and Migdisov A. A., 1967. Geochemistry of the rare earths in the sedimentary cycle. *Geochemistry International*, 4, 1-17.
- Schandle, E.S. and Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, 97, 629-642
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. London. Geological Society Special Publication, 42, 313-345.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell. Oxford, 312.
- Whitney L., Evans W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187
- Wilkinson, J.J., Eyre, S.L. and Boyce, A.J., 2005. Ore-forming processes in Irish-type carbonate-hosted Zn-Pb deposits: evidence from mineralogy, chemistry and isotopic composition of sulfides at the Lisheen Min. *Economic Geology*, 100, 63-86.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 16, 325-343.
- Zhai, W., Sun, X., Sun, W., Su, L., He, X., and Wu, Y., 2009. Geology, Geochemistry, and genesis of Axi: A Paleozoic Low Sulfidation type epithermal gold deposit in Xinjiang. China, *Ore Geology Reviews*, 36, 265-281.