

# تعیین دمای تشکیل، فوگاسیته اکسیژن و نسبت $Ce^{4+}/Ce^{3+}$ با استفاده از شیمی زیرکن در دایک‌های پگماتیتهی ملایر-بروجرد-شازند، پهنه سنج-سیرجان

مجید قاسمی سیانی<sup>(۱)</sup>

۱. استادیار، گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی

تاریخ دریافت: ۱۴۰۱/۰۸/۰۸

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۱۱/۱۱

## چکیده

پلوتون‌های گرانیتوئیدی در پهنه سنج-سیرجان میزبان دایک‌های پگماتیتهی متعددی هستند. این پژوهش بر روی مطالعه شیمی کانی زیرکن در دایک‌های پگماتیتهی گستره ملایر، بروجرد و شازند به منظور ارزیابی دمای تبلور زیرکن، فوگاسیته اکسیژن و نسبت  $Ce^{4+}/Ce^{3+}$  و همچنین تعیین ضریب توزیع عناصر نادر خاکی، عناصر اورانیوم، توریوم، تالیوم، نیوبیم و ایتریوم متمرکز شده است. نمودارهای متمایزکننده گرانیتوئیدها از جمله Th در برابر Y و Yb/Sm در برابر Y و Nb، نشان داد، زیرکن‌های مورد مطالعه در گستره سنگ‌های سینیت پگماتیته قرار دارند. ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل نشان داد، بلورهای زیرکن غنی‌شدگی نسبت HREE به LREE دارند. شیمی زیرکن نشان داد، دایک‌های پگماتیتهی ملایر و شازند دارای مقادیر Hf کمتر و تغییرات کمتر در REE نسبت به زیرکن‌های دایک پگماتیته بروجرد هستند که نشان‌دهنده نقش فرایندهای هیدروترمالی بعدی در تشکیل زیرکن‌های بروجرد است. دمای تبلور، فوگاسیته اکسیژن و نسبت‌های  $Ce^{4+}/Ce^{3+}$  از دایک پگماتیتهی ملایر به شازند و در نهایت بروجرد کاهش یافته است. شرایط احیایی ماگماتیسم، مقدار Th/U کمتر از یک و مقدار Y/Ho بالای ۲۰ نشان می‌دهد، بنابراین این پگماتیته‌ها از لحاظ کانی‌سازی عقیم هستند.

واژه‌های کلیدی: شیمی زیرکن، دایک‌های پگماتیتهی، ضریب توزیع، عناصر نادر خاکی، فوگاسیته اکسیژن، پهنه سنج-سیرجان.

## مقدمه

(Harrison et al., 2007). همچنین با توجه به آنومالی‌های Eu و Ce و محتوی عنصر تیتانیوم در زیرکن، می‌توان به ترتیب اطلاعاتی در مورد فوگاسیته اکسیژن سنگ مادر و دمای تبلور زیرکن به دست آورد (Hofmann et al., 2014; Trail et al., 2012; Trail et al., 2011; Harrison et al., 2007; Ferry and Watson, 2007; Watson

زیرکن به دلیل پایداری بالا در برابر هوازدگی، دارای مقادیر اورانیوم و توریوم همساز، و حاوی عناصر نادر خاکی بالا و دمای تشکیل بالا است و می‌تواند در پژوهش‌های پتروژنز، ژئوشیمی و سن‌سنجی سنگ‌های آذرین مفید باشد (Cabral and Zeh, 2015; Zeh et al., 2010)

\* نویسنده مرتبط: majid4225@yahoo.com

(Sepahi et al., 2020, 2018). پگماتیت‌های مورد مطالعه در این تحقیق در حدفاصل بروجرد، ملایر و شازند به صورت دایک‌هایی از چند متر تا چند صد متر طول و چند متر عرض با روند غالب شمال غربی-جنوب شرقی در سنگ‌های میزبان گرانیتوئیدی (بیشتر گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت) و دگرگونی (شیست و هورنفلس) رخمون دارند (شکل ۱). رگه‌های پگماتیته با میزبان آذرین دارای بافت پگماتوئیدی، گرافیکی و درشت‌بلور است و متشکل از کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار، موسکویت و تورمالین است. دایک‌های پگماتیته با میزبان هورنفلسی و شیستی کانی‌شناسی مشابه با دایک‌های با میزبان گرانیتوئیدی دارد با این تفاوت که دارای مقادیر بیشتر موسکویت و مقدار کمتر تورمالین و همچنین دارای گارنت است. کانی‌هایی مثل بیوتیت، گارنت، زیرکن و کانی‌های اوپک با فراوانی جزئی همراه با کانی‌های حاصل از دگرسانی (سریسیت و کانی‌های رسی) دیگر کانی‌های تشکیل‌دهنده دایک‌های پگماتیته هستند (برای توضیحات بیشتر به Ghasemi Siani et al., 2021 مراجعه شود). زیرکن با ابعاد کمتر از ۲۰۰ میکرون در دایک‌های پگماتیته بیشتر در مرز بین بلورهای فلدسپار و کوارتز و ادخال در بلورهای فلدسپار مشاهده شده است (شکل ۲-الف و ب). تصاویر کاتودولومینسانس زیرکن نشان داد که اکثر بلورهای زیرکن در این دایک‌های پگماتیته به صورت بلورهای منشوری و شکسته تا بلورهای خودشکل با ابعادی بین ۴۰۰ تا ۵۰۰ میکرون هستند (شکل ۲-ج). نسبت طول به عرض آنها یک به یک تا پنج به یک متغیر است. زیرکن به صورت بلورهای هموزن (هم تیره و هم روشن) و در مواردی دارای مرکز تیره و حاشیه روشن و یا بالعکس است. بخش‌های روشن‌تر غنی از اورانیوم، توریم و عناصر نادر خاکی است (Nasdala et al., 2010; Corfu et al., 2003).

### روش مطالعه

مقاطع نازک تهیه شده از دایک‌های مورد مطالعه در دانشگاه خوارزمی تهران با میکروسکوپ نوری دو منظوره عبوری-انعکاسی زایس مدل Axioplan 2 به منظور شناسایی زیرکن مورد مطالعه قرار گرفت. بعد از پژوهش‌های میکروسکوپی تعداد سه نمونه انتخاب و برای جدایش زیرکن

(et al., 2006). زیرکن‌های هیدروترمالی از نوع ماگمایی و دگرگونی با استفاده از نمودارهای عناصر نادر خاکی از هم قابل تشخیص هستند؛ (Belousova et al., 2006; Hoskin, 2005; Pettke et al., 2005; Hoskin and Schaltegger, 2003; Belousova et al., 2002). از طرف دیگر، تفسیر توزیع عناصر نادر خاکی در کانی زیرکن/سنگ کل کاربرد مهمی در منشأ سنگ، پتروژنز و تشخیص گرانیت‌های بارور دارد (Nardi et al., 2013). این ضریب‌ها توزیع بین عناصر جزئی/مذاب به صورت تجربی محاسبه شده است. نتایج نشان داده ضریب‌ها به دما بستگی دارد و ضریب توزیع از ۱۰ در دمای ۱۰۵۰ درجه سانتی‌گراد به ۷۰۰ در دمای ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد رسیده است (Rubatto and Hermann, 2007). با این حال هنوز هم ضریب توزیع عناصر نادر خاکی در کانی زیرکن/سنگ می‌تواند در تعیین منشأ و پژوهش‌های متالوژنی سنگ‌های آذرین کاربرد داشته باشد (Nardi et al., 2013).

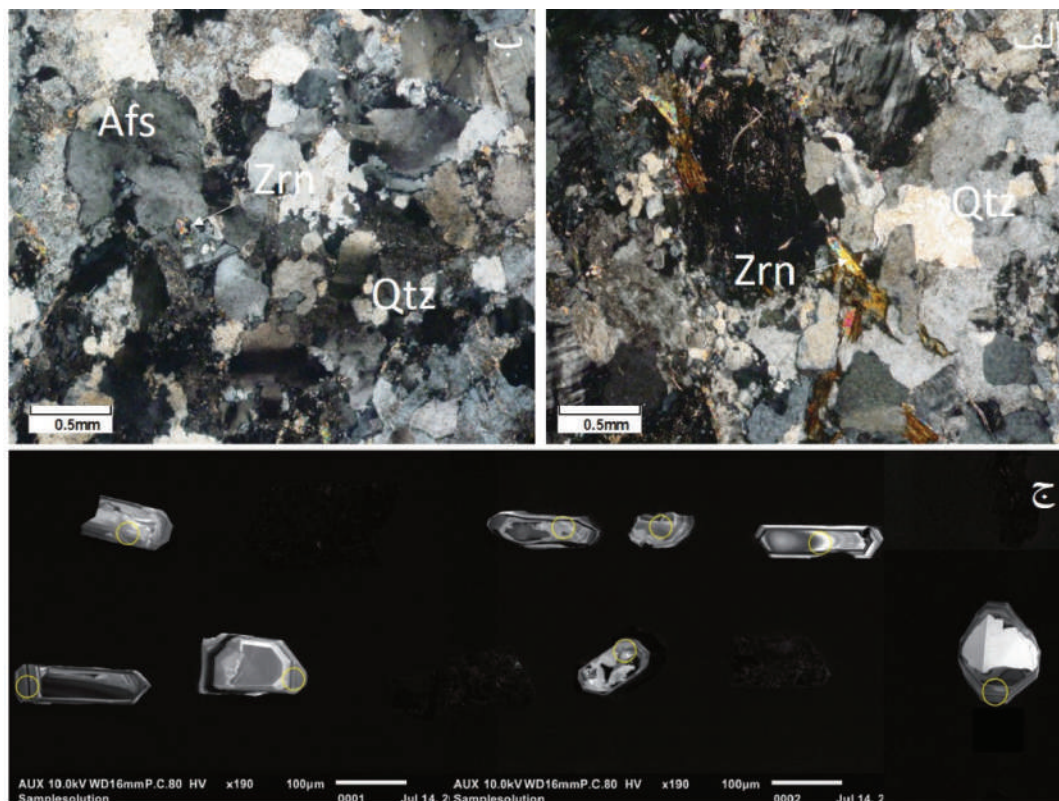
دایک‌های پگماتیته متعددی با سنگ میزبان دگرگونی و آذرین در پهنه بین ملایر-بروجرد-شازند با امتداد شمال‌باختری-جنوب‌خاوری رخمون دارند. کانی‌شناسی، شیمی‌کانه‌ها، سن-سنجی، پتروژنز و ژئودینامیک و ژئوشیمی این دایک‌ها به طور جامع مورد مطالعه قرار گرفت (Ghasemi Siani et al., 2021). در این تحقیق دما و فوگاسیته اکسیژن دایک‌های پگماتیته با استفاده از آنومالی  $Ce$  و مقادیر  $Ce^{4+}/Ce^{3+}$  و  $Ti$  در زیرکن، مورد محاسبه قرار گرفت. همچنین با استفاده از ضرایب توزیع زیرکن/سنگ کل عناصر نادر خاکی، اورانیوم، توریم، نیوبیم، تالیوم و ایتربیم در دایک‌های پگماتیته ملایر-بروجرد-شازند در پهنه سندنجد-سیرجان، ضمن تفسیر، به مقایسه آنها با گرانیتوئیدهای بارور پرداخته شده است.

### دایک‌های پگماتیته

پهنه دگرگونی سندنجد-سیرجان محل رخمون گرانیتوئیدهای S-type هم‌زمان با برخورد به سن مزوزوئیک فوقانی تا اوایل سنوزوئیک است که به دنبال بسته‌شدن نئوتتیس جایگزین شده و این گرانیتوئیدها اغلب حاوی رگه‌های پگماتیته است؛ (Ghasemi Siani et al., 2021)



شکل ۱. تصویر صحرایی از یک دایک پگماتیته در سمت راست و بخشی از آن دایک در سمت چپ که نشان می‌دهد بلورهای کوارتز، فلدسپار و تورمالین مهم‌ترین کانی‌های تشکیل‌دهنده آن است



شکل ۲. الف) بلور زیرکن (Zrn) با اندازه ۲۰۰ میکرون در دایک‌های پگماتیته پروچرد، ب) زیرکن در دایک‌های پگماتیته ملایر که ادخال در آلکالی فلدسپار (Afs) در مرز با بلورهای کوارتز (Qtz) است، ج) تصاویر کاتودولومینسانس از بلورهای زیرکن انتخابی در دایک‌های مورد مطالعه. دایره‌های زرد رنگ نشان‌دهنده نقطه تجزیه شیمی هستند

با پلات کردن  $\ln Di$  در برابر  $(r_i - r_0)^2$  ( $r_i/3 + r_0/6$ ) یک ارتباط خطی بین سری‌های کاتیونی هم‌والانس سه‌ظرفیتی و چهارظرفیتی به دست می‌آید. با توجه به مشخص بودن شعاع یونی  $Ce^{3+}$  و  $Ce^{4+}$ ، ضریب توزیع این گونه‌ها نیز به وسیله درون‌یابی به دست می‌آید. از آنجایی که  $Ce$  به دو صورت  $Ce^{3+}$  و  $Ce^{4+}$  وجود دارد، مقدار  $D_{Ce}$  zircon/rock بین این دو ضریب توزیع قرار می‌گیرد (Ballard et al., 2002) و با استفاده از معادله ۱ و ۲، می‌توان فوگاسیته اکسیژن را به دست آورد (Smythe and Brennan, 2016). شعاع یونی برای عناصر نادر خاکی، Hf، Th و U از Shannon (1976) گرفت.

دمای تشکیل زیرکن نیز از معادله ۳ محاسبه شده است (Ferry and Watson, 2007).

$$\ln \left[ \frac{x_{Ce^{4+}}^{melt}}{x_{Ce^{3+}}^{melt}} \right] = 1/4 \ln fO_2 + 13136 (\pm 591)/T - 2.064 (\pm 0.011) NBO/T - 8.878 (\pm 0.112) \cdot xH_2O - 8.955 (\pm 0.091) \quad (2)$$

که در آن دما برحسب درجه کلوین هستند و بر اساس مقدار تیتانیوم در زیرکن طبق معادله ۳ به دست می‌آید.  $NBO/T$  برابر سهم اکسیژن غیر اتصال به کاتیون‌های چهار ظرفیتی هماهنگ (Virgo et al., 1988) است و بر اساس پایه بدون آب محاسبه می‌شود.  $xH_2O$  نیز مقدار مول آب در مذاب و سنگ کل را نشان داده است.

$$\log(T_{zircon}) = (5.711 \pm 0.072) - 4800 \pm 86/T - \log aSiO_2 + \log aTiO_2 \quad (3)$$

که در اینجا،  $T_{zircon}$  برابر محتوی تیتانیوم در زیرکن و  $T$  برابر دمای تشکیل بر اساس درجه کلوین هستند.

## نتایج

الگوهای عناصر نادر خاکی به کندی در زیرکن نشان داد، مقادیر HREE غنی‌شدگی شدید و مقادیر LREE تهی‌شدگی نشان می‌دهند. بر همین اساس مقادیر به‌دست‌آمده برای (Lu)N در دایک‌های پگماتیتهی ملایر، بروجد و شازند به ترتیب در بازه ۵۸۴۳ تا ۳۷۸۲۱، ۱۰۵۷ تا ۸۴۴۷۴ و ۶۹۶۳ تا ۱۴۰۴۵ برابر کندیتهی (داده‌های

اقدام شد. زیرکن‌های جداشده به دانشگاه علوم زمین یوهان در چین ارسال شد و تصاویر کاتودولومینسانس توسط کاتودولومینسانس مدل BII CLF-2 که به میکروسکوپ نوری مدل زایس متصل هستند و با شرایط ۱۵ کیلوولت و ۳۰۰ آمپر با قطر بیم ۳۰ میکرون تهیه شدند. تجزیه بلورهای زیرکن با استفاده از GeolasPro laser ablation system انجام شده و متشکل از COMPexPro 102 ArF excimer laser با طول موج ۱۹۳ نانومتر و بیشینه انرژی ۲۰۰ میلی‌ژول و یک MicroLas optical System است. قطر تجزیه نقاط انتخاب شده بر روی بلورهای زیرکن برابر ۳۲ میکرون با فرکانس پنج هرتز است و با استفاده از دستگاه Agilent 7700e ICP-MS مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت. شیشه NIST610 برای کالیبره کردن نتایج شیمی زیرکن استفاده شده است. نتایج شیمی زیرکن در جدول ۱ ارائه شده است. همچنین سه نمونه انتخاب شده توسط روش فلوئورسانس اشعه ایکس<sup>۱</sup> برای عناصر اصلی و عناصر منتخب همراه با عناصر نادر خاکی توسط روش ICP-MS در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت (جدول ۲).

با استفاده از ترکیب سنگ کل و تمرکز عناصر نادر خاکی و عناصر فرعی در زیرکن، مقدار  $D_{Ce^{4+}}^{zircon/rock}$  می‌تواند محاسبه شود. تخمین برای  $D_{Ce^{4+}}^{zircon/rock}$  و  $D_{Ce^{3+}}^{zircon/rock}$  بر اساس روش (Ballard et al., 2002) به دست می‌آید. در این روش ضریب توزیع برای عناصر نادر خاکی سه‌ظرفیتی و سری‌های چهارظرفیتی مثل Hf، Th و U به ترتیب برای به دست آوردن  $D_{Ce^{4+}}^{zircon/rock}$  و  $D_{Ce^{3+}}^{zircon/rock}$  استفاده شد. ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل برای یک کاتیون  $i$  در ارتباط با انرژی شبکه کرنشی تولید شده توسط جانشین شدن یک عنصر با شعاع یونی ( $r_i$ ) متفاوت از مقدار بهینه برای ( $r_0$ ) است که مبین فرمول زیر است (Blundy and Wood, 1984):

$$\ln D_i = \ln D_0 - 4\pi EN_A / RT (r_i/3 + r_0/6) (r_i - r_0)^2 \quad (1)$$

که در اینجا  $D_0$  معادل ضریب توزیع کرنشی،  $E$  برابر مدول یانگ،  $N_A$  برابر عدد آووگادرو،  $R$  نسبت گازی ثابت و  $T$  معادل دما هستند.

تا ۱۴۴/۴) مقادیر بالاتری را نشان داده است و شاید در ارتباط با تحولات ماگمایی (تفریق بیشتر) در این دایک‌ها است (Nardi et al., 2013). مقدار Hf در دایک‌های پگماتیتهی شازند (۲۶۲۷ تا ۲۷۸۱۷ گرم در تن) کم‌وبیش مشابه دایک‌های پگماتیتهی ملایر (۲۳۶۷ تا ۳۴۳۶۸ گرم در تن) است که کم‌وبیش برابر با مقدار در زیرکن‌های ماگمایی اولیه است (Wang et al., 2010). این مقدار در دایک‌های پگماتیتهی بروجرد (۳۶۸۸۱ تا ۱۲۵۱۰۴ گرم در تن) نشان‌دهنده این است، زیرکن‌های بروجرد در اثر فعالیت‌های ماگمایی نهایی و یا نقش دگرسانی هیدروترمالی در آنها است (Wang et al., 2010; Claiborne et al., 2006).

نتایج ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل در جدول ۳ ارائه شده است. نتایج ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل نشان داد، HREE دارای بیشترین تمرکز در زیرکن هستند. تمرکز بالای HREE در زیرکن در نمودارهای عنکبوتی نرمالیز شده با کندریت نیز تأیید شده است (Ghasemi Siani et al., 2021). عناصر LREE کمترین ضریب توزیع را دارند و به‌خصوص La که بین صفر تا سه برابر این مقدار در سنگ کل است (جدول ۳). به‌جز یک نمونه در دایک‌های پگماتیتهی بروجرد که ضریب توزیع La به ۶۰/۷۵ رسیده، به دلیل وجود ادخال‌هایی از کانی‌های دیگر (شاید آپاتیت) در زیرکن و همچنین نقش فعالیت‌های هیدروترمالی در این زیرکن‌ها است که در بالا به آن اشاره شد (El-Bialy and Ali, 2013). غنی‌شدگی غیرعادی در برخی از عناصر نادر خاکی (مثل La, Ce, Nb) و عناصری مانند فسفر و تیتانیوم به دلیل ادخال‌هایی احتمالی مانند آپاتیت، مونازیت و روتیل در زیرکن است (El-Bialy and Ali, 2013). اورانیوم نسبت به تورپیوم با توجه به شعاع و بار یونی ترجیح بیشتری برای قرار گرفتن در ساختار کانی زیرکن دارد، بنابراین ضریب توزیع اورانیوم در زیرکن بیشتر از تورپیوم است. نسبت‌های ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل در برابر شعاع یونی عناصر در شکل‌های ۳ تا ۵ ارائه شده است. همانطور که از شکل‌ها مشخص است از LREE به سمت HREE، ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل به دلیل ترجیح

کندریت بر اساس (Sun and McDonough, 1989) است و نشان‌دهنده غنی‌شدگی شدید HREE است. مقادیر (La/Yb)<sub>N</sub> در دایک‌های پگماتیتهی ملایر، بروجرد و شازند کمتر از ۰/۱ و در بیشتر نمونه‌ها صفر است و نشان‌دهنده تهی‌شدگی شدید از LREE است (جدول ۱). دایک‌های پگماتیتهی دارای آنومالی منفی Eu با مقادیر ۰/۰۳ تا ۰/۲۸ (ملایر)، ۰/۰۲ تا ۰/۶۵ (بروجرد) و ۰/۰۸ تا ۰/۶۱ (شازند) و آنومالی مثبت Ce با مقادیر یک تا ۳۸ (ملایر) و ۳۰ و ۱۴۹ (شازند) هستند. درحالی‌که نمونه‌های بروجرد دارای آنومالی منفی تا مثبت سریم هستند (۰/۵۲ تا ۱/۹۲). مقادیر Th/U در نمونه‌های مورد مطالعه کمتر از ۰/۷۵ است که نشان‌دهنده ماگمایی بودن زیرکن‌ها است (Corfu et al., 2003). مقادیر Nb و Ta دارای بیشترین مقدار در دایک‌های پگماتیتهی بروجرد به ترتیب با مقادیر سه تا ۲۰۸۴ و ۶۵ تا ۳۰۸ گرم در تن هستند، این مقادیر در دایک‌های پگماتیتهی شازند کمترین مقدار چهار تا هفت و دو تا ۱۹ گرم در تن را دارند. مقادیر بالای Nb و Ta در دایک‌های پگماتیتهی بروجرد شاید در ارتباط با ادخال‌هایی از کانی‌های حاوی این عناصر در داخل زیرکن است. دایک‌های پگماتیتهی ملایر دارای مقادیر دو تا ۶۵ برای Nb و یک تا ۲۷ گرم در تن برای Ta هستند (جدول ۱). باین‌حال، مقادیر Nb/Ta در دایک‌های پگماتیتهی ملایر (۱/۲۷ تا ۲/۸۸)، دایک‌های پگماتیتهی شازند (۰/۳۷ تا ۲/۳۸) و دایک‌های پگماتیت بروجرد (۰/۰۵ تا ۶/۷۵) کمتر از این مقادیر در کندریت (مقدار ۱۷/۵ است (Linnen and Keppler, 1997). مقادیر Y/Ho برای دایک‌های پگماتیتهی ملایر (۲۷/۶۱ تا ۲۹/۲۴)، بروجرد (۲۵/۷۲ تا ۴۱/۱۴) و شازند (۲۷/۲۸ تا ۳۰/۶۱) به‌جز دایک‌های پگماتیتهی بروجرد همگی در گستره کندریت قرار دارند (گستره کندریت ۲۵ تا ۳۲ است) (Bau, 1996). مقادیر بالاتر Y/Ho در گرانیت‌های حاوی قلع نیز گزارش شده است (Nardi et al., 2013) و می‌تواند شباهت نمونه‌های دایک‌های پگماتیتهی بروجرد با گرانیت‌های نوع احیایی را نشان دهد. مقادیر Nb/Ce در دایک‌های پگماتیتهی ملایر (۰/۰۸ تا ۰/۶۹) و شازند (۰/۰۵ تا ۰/۶۷) در یک گستره مشابه قرار دارند، این مقدار در دایک‌های پگماتیتهی بروجرد (۱/۷۲)

بیشتر قرار گرفتن HREE در ساختار زیرکن افزایش نشان داده است. دایک‌های پگماتیته ملایر و شازند دارای ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل متناسب با سنگ میزبان خود هستند و بیشتر نشان‌دهنده این است، عناصر نادر خاکی تجزیه شده بیشتر در ساختار زیرکن هستند تا ادخال کانی‌های دیگر در زیرکن. از طرف دیگر، ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل در

دایک‌های پگماتیته بروجرد از نظم خوبی برخوردار نیست و به‌خصوص در دو نقطه اندازه‌گیری شده دارای افزایش بار LREE هستند و نشان‌دهنده تجزیه احتمالی ادخال کانی‌های دیگر (شاید آپاتیت) و نقش فرایندهای هیدروترمالی در تشکیل این زیرکن‌ها است (Hoskin, 2005).

جدول ۱. نتایج شیمی زیرکن در دایک‌های پگماتیته که با روش LA-ICPMS مورد تجزیه قرار گرفته است

Samples	۱۲-۰۱	۱۲-۰۲	۱۲-۰۳	۱۲-۰۴	۱۲-۰۵	۱۲-۰۶	۱۲-۰۷	۱۲-۰۸	۱۰-۰۱	۱۰-۰۲
	Malayer pegmatite dikes						Boroujerd			
Elements										
P (ppm)	۱۶۵۶/۵۲	۱۶۰۶/۸۸	۱۴۴۵/۶۸	۲۸۰۲۳/۵۹	۱۴۹۳/۴۱	۱۳۸۳/۸۱	۴۸۰۴/۰۴	۲۸۷۱/۲۷	۱۷۱۳/۶۲	۲۱۰۹۵/۱۲
Ti	۱۷/۰۰	۱۰/۹۴	۲۲/۵۷	۵۱/۰۴	۲۶/۶۵	۱۴/۹۳	۱۵/۱۶	۱۹/۸۱	۱/۰۰	۸/۸۴
Y	۲۲۸۷/۶۰	۴۶۵۴/۰۸	۳۶۳۱/۰۹	۱۷۵۲۶/۲۸	۷۸۸۷/۰۷	۵۹۳۹/۴۴	۱۴۷۹۷/۷۷	۳۹۶۴/۱۶	۹۹۸/۷۲	۲۱۹۶۸/۹۸
Nb	۹/۱۳	۳۶/۰۷	۱۳/۰۹	۴/۶۰	۱۷/۹۰	۶۵/۹۳	۱۷/۲۹	۲/۱۱	۳/۶۴	۸۹/۴۴
La	۱۱/۱۴	۶/۸۴	۰/۰۳	۱۰/۰۶	۲/۷۸	۰/۹۴	۸/۹۸	۰/۰۲	۰/۰۳	۱۱/۵۵
Ce	۴۶/۰۸	۷۱/۹۰	۲۵/۲۹	۵۶/۲۵	۵۷/۲۷	۱۱۳/۶۸	۱۳۷/۰۵	۳/۰۵	۰/۱۵	۵۲/۱۰
Pr	۳/۸۲	۲/۶۰	۰/۳۵	۱۸/۲۲	۱/۵۴	۰/۷۴	۴/۳۶	۰/۰۲	۰/۰۰	۱۶/۹۶
Nd	۱۸/۲۰	۱۶/۰۵	۷/۲۶	۱۹۱/۲۹	۱۵/۲۸	۷/۷۰	۳۸/۷۹	۱/۷۱	۰/۱۸	۱۵۸/۲۵
Sm	۹/۲۲	۱۴/۲۷	۱۴/۳۲	۲۰۵/۰۰	۲۵/۹۲	۱۴/۸۳	۵۵/۷۹	۵/۱۴	۱/۳۵	۳۹۰/۹۹
Eu	۰/۵۰	۰/۳۰	۰/۴۸	۳/۸۲	۲/۱۲	۱/۴۴	۱۱/۹۷	۰/۵۵	۰/۰۰	۵/۱۳
Gd	۴۶/۶۶	۸۷/۳۱	۸۰/۲۵	۶۰۷/۶۸	۱۵۲/۰۷	۱۰۱/۹۴	۳۰۴/۵۱	۴۱/۶۰	۹/۴۲	۱۰۷۸/۵۸
Tb	۱۵/۴۵	۳۱/۸۸	۲۸/۴۳	۱۷۴/۲۳	۵۴/۶۶	۳۶/۵۶	۱۱۰/۴۶	۱۹/۷۸	۸/۳۰	۴۵۶/۶۲
Dy	۲۰۴/۴۵	۴۱۳/۹۰	۳۳۶/۵۴	۱۸۳۲/۷۴	۶۸۵/۸۴	۵۰۲/۳۰	۱۳۵۵/۱۳	۳۰۹/۷۳	۹۸/۲۲	۳۵۷۵/۴۶
Ho	۸۰/۲۱	۱۶۳/۲۹	۱۳۱/۵۰	۶۳۰/۲۸	۲۷۰/۴۲	۲۰۶/۹۸	۵۲۴/۴۶	۱۳۵/۵۷	۲۴/۶۸	۶۵۳/۲۴
Er	۳۵۹/۷۹	۷۴۹/۳۶	۵۷۶/۷۶	۲۵۲۲/۸۴	۱۲۴۴/۵۷	۹۶۶/۵۷	۲۳۵۶/۲۵	۶۹۵/۸۸	۱۰۴/۱۵	۱۸۸۳/۷۰
Tm	۸۰/۳۶	۱۶۳/۴۵	۱۲۳/۰۸	۴۸۵/۰۲	۲۷۲/۳۵	۲۱۹/۷۲	۵۱۵/۲۸	۱۸۴/۴۷	۳۷/۰۹	۴۳۱/۸۲
Yb	۷۶۲/۴۵	۱۵۵۲/۸۲	۱۱۴۹/۳۱	۴۱۸۱/۲۳	۲۵۷۹/۹۵	۲۱۵۶/۳۱	۵۰۰۲/۶۹	۲۰۵۲/۶۱	۵۱۹/۲۲	۴۱۱۲/۰۸
Lu	۱۴۸/۴۳	۲۹۲/۴۵	۲۱۷/۰۷	۷۱۵/۰۳	۴۸۷/۶۹	۴۱۰/۶۱	۹۶۰/۶۶	۴۲۶/۵۱	۹۴/۰۷	۵۶۵/۸۵
Hf	۳۰۸۳۰/۰۰	۳۴۳۶۸/۸۷	۲۹۵۵۵/۸۰	۲۶۸۷۲/۵۰	۲۴۰۷۲/۹۳	۳۱۱۲۶/۵۸	۲۳۶۷۰/۶۰	۳۲۵۰۳/۶۱	۱۲۵۱۰۴/۳۰	۵۰۶۱۲/۵۶
Ta	۵/۱۱	۱۷/۸۳	۶/۳۷	۲/۶۲	۷/۵۵	۲۷/۰۶	۶/۰۱	۱/۶۶	۶۹/۰۶	۷۲/۹۸
Th	۴۶۹/۹۲	۲۰۴۱/۲۵	۱۰۵۴/۱۳	۶۴۷/۳۴	۱۴۹۲/۳۹	۲۵۹۸/۰۶	۳۰۱۰/۵۸	۵۷/۹۳	۳۰/۰۵	۸۷۱/۳۳
U	۹۶۲/۴۰	۳۴۰۰/۰۰	۱۶۵۹/۱۷	۱۴۷۳/۶۳	۲۰۰۱/۵۳	۴۷۲۸/۶۹	۳۹۹۷/۴۳	۸۶۰/۹۸	۶۸۸۵/۳۰	۵۴۳۷۴/۱۹
Eu*	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۲۸	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۰۲
Ce*	۱/۷۱	۴/۱۲	۶۴/۱۹	۱/۰۱	۶/۴۹	۳۲/۸۴	۵/۳۰	۳۸/۷۵	۱/۹۲	۰/۹۰
Th/U	۰/۴۹	۰/۶۰	۰/۶۴	۰/۴۴	۰/۷۵	۰/۵۵	۰/۷۵	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۲
(Lu)N	۵۸۴۳/۸۰	۱۱۵۱۳/۹۴	۸۵۴۶/۲۲	۲۸۱۵۰/۹۰	۱۹۲۰۰/۵۸	۱۶۱۶۵/۷۰	۳۷۸۲۱/۴۲	۱۶۷۹۱/۷۶	۳۷۰۳/۹۳	۲۲۲۷۷/۸۲
(La/Yb)N	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Nb/Ta	۱/۷۹	۲/۰۲	۲/۰۵	۱/۷۶	۲/۳۷	۲/۴۴	۲/۸۸	۱/۲۷	۰/۰۵	۱/۲۳
Y/Ho	۲۸/۵۲	۲۸/۵۰	۲۷/۶۱	۲۷/۸۱	۲۹/۱۷	۲۸/۷۰	۲۸/۲۲	۲۹/۲۴	۴۰/۴۶	۳۳/۶۳
Nb/Ce	۰/۲۰	۰/۵۰	۰/۵۲	۰/۰۸	۰/۳۱	۰/۵۸	۰/۱۳	۰/۶۹	۲۳/۱۱	۱/۷۲

ادامه جدول ۱.

Samples	۱-۰۳	۱-۰۴	۱-۰۱	۱-۰۲	۱۱-۰۱	۱۱-۰۲	۱۱-۰۳	۱۱-۰۳
Elements	Boroujerd pegmatite dikes				Shazand pegmatite dikes			
P (ppm)	۱۶۰۰/۰۴	۱۸۳۷۵/۱۰	۲۶۱۱۶/۸۹	۱۰۲۹۹/۹۸	۱۴۸۲/۵۲	۱۰۸۲/۹۹	۱۴۶۰/۵۶	۵۴۵/۴۹
Ti	۳۴/۲۴	۱۵/۰۴	۵۴۱/۶۳	۷۱/۵۹	۲۸/۱۱	۴۱/۳۱	۲۱/۱۴	۱۰/۹۹
Y	۲۰۰۷/۲۴	۳۰۳۱۶/۶۲	۲۷۴۱۲/۴۹	۱۴۰۱۲/۰۰	۵۶۸۰/۲۲	۳۰۲۸/۸۸	۵۱۵۵/۴۶	۳۳۷۴/۸۲
Nb	۵۶/۲۱	۶۹/۴۳	۲۰۸۴/۱۶	۲۲۰/۸۲	۵/۰۶	۷/۱۲	۴/۵۱	۵/۴۰
La	۰/۳۶	۶/۴۳	۲۲۹/۶۲	۸/۲۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۳
Ce	۰/۳۸	۲۲/۸۵	۳۷۲/۷۵	۳۶/۳۳	۲۲/۷۷	۱۰/۶۴	۲۰/۰۴	۱۰۰/۴۴
Pr	۰/۰۴	۶/۱۸	۱۳۱/۵۶	۶/۴۴	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۱۳	۰/۸۸
Nd	۱/۲۰	۳۸/۸۹	۷۴۷/۱۴	۴۷/۹۷	۴/۱۹	۵/۵۵	۳/۷۱	۱۴/۱۸
Sm	۴/۳۰	۱۹۴/۷۹	۵۸۴/۳۷	۱۳۶/۷۳	۱۳/۵۸	۱۳/۵۲	۱۰/۹۴	۲۱/۰۶
Eu	۰/۱۵	۴/۷۶	۱۷۷/۱۲	۲۲/۲۸	۲/۴۸	۰/۷۷	۲/۹۱	۸/۹۵
Gd	۵۳/۶۲	۱۲۲۱/۷۵	۱۱۸۰/۸۶	۵۹۹/۷۴	۱۰/۱۸۵	۶۸/۶۰	۸۶/۱۵	۹۵/۸۵
Tb	۳۹/۸۸	۷۴۰/۱۹	۴۸۸/۳۶	۳۳۱/۳۴	۳۷/۵۹	۲۴/۱۲	۳۳/۶۹	۲۷/۵۶
Dy	۳۴۳/۴۴	۵۹۰۶/۵۳	۴۵۲۴/۸۷	۲۷۵۳/۸۸	۵۱۰/۰۰	۲۹۳/۲۵	۴۵۳/۰۳	۳۰۵/۹۸
Ho	۴۸/۷۶	۸۲۵/۸۹	۱۰۶۵/۸۶	۴۲۶/۳۱	۲۰۸/۰۴	۱۰۸/۲۹	۱۸۸/۹۶	۱۱۰/۲۵
Er	۱۱۳/۴۲	۱۶۹۰/۶۴	۴۱۱۴/۵۲	۱۰۲۴/۳۴	۹۵۸/۷۷	۴۷۷/۰۷	۸۵۹/۴۹	۴۹۷/۴۹
Tm	۲۲/۲۳	۲۷۸/۲۵	۱۱۶۱/۵۷	۱۹۲/۴۵	۲۰۸/۹۰	۹۸/۶۷	۱۸۹/۹۷	۱۱۳/۰۳
Yb	۲۰۹/۵۴	۲۰۵۵/۶۵	۱۳۰۲۸/۷۳	۱۴۹۸/۷۴	۱۹۴۵/۵۰	۹۴۳/۹۲	۱۷۸۸/۱۵	۱۱۶۲/۸۵
Lu	۲۶/۸۶	۱۸۸/۹۱	۲۱۴۵/۶۴	۱۶۰/۴۸	۳۵۶/۷۶	۱۷۶/۸۷	۳۳۱/۳۱	۲۴۳/۸۶
Hf	۱۱۷۷۴۸/۸۰	۵۸۸۵۱/۴۳	۳۶۸۸۱/۵۵	۷۹۵۶۹/۰۰	۲۶۵۸۶/۴۵	۲۷۸۱۷/۶۷	۲۶۲۷۵/۰۴	۲۶۶۲۲/۲۲
Ta	۶۵/۷۴	۶۶/۲۳	۳۰۸/۷۴	۲۰۸/۲۱	۲/۴۴	۱۹/۲۹	۲/۰۴	۲/۲۷
Th	۵۱/۰۷	۴۷۶/۶۳	۵۵۰/۷۳	۳۲۲۰/۷۰	۱۰۷/۲۵	۳۵۲/۶۵	۸۰/۶۳	۱۴۹۳/۱۸
U	۱۰۸۵۸/۲۹	۹۹۱۵۸/۵۰	۴۵۰۵۷/۵۲	۲۴۶۵۸/۴۷	۲۰۱/۱۴	۶۷۰/۱۸	۱۷۰/۴۵	۱۴۳۳/۴۴
Eu*	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۶۵	۰/۲۴	۰/۲۰	۰/۰۸	۰/۲۹	۰/۶۱
Ce*	۰/۷۳	۰/۸۸	۰/۵۲	۱/۲۱	۹۵/۳۵	۳۰/۰۸	—	۱۴۹/۸۱
Th/U	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۱۳	۰/۵۳	۰/۵۳	۰/۴۷	۱/۰۴
(Lu)N	۱۰۵۷/۶۱	۷۴۳۷/۶۱	۸۴۴۷۴/۳۹	۶۳۱۸/۳۱	۱۴۰۴۵/۶۲	۶۹۶۳/۳۹	۱۳۰۴۳/۷۸	۹۶۰۰/۶۳
(La/Yb)N	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Nb/Ta	۸۵/۰	۱/۰۵	۶/۷۵	۱/۰۶	۲/۰۷	۰/۳۷	۲/۲۲	۲/۳۸
Y/Ho	۴۱/۱۶	۳۶/۷۱	۲۵/۷۲	۳۲/۸۷	۲۷/۳۰	۲۷/۹۷	۲۷/۲۸	۳۰/۶۱
Nb/Ce	۱۴۴/۱۴	۳/۰۴	۵/۵۹	۶/۰۸	۰/۲۲	۰/۶۷	۰/۲۳	۰/۰۵

جدول ۲. نتایج شیمی سنگ کل در دایک‌های پگماتیته. شماره ۱۰ (بروجرد)، شماره ۱۱ (شازند) و شماره ۱۲ (ملایر)

Samples	۱۰	۱۱	۱۲
SiO <sub>2</sub> wt. %	۷۷/۵۶	۷۳/۲۶	۷۳/۱۳
TiO <sub>2</sub>	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۳/۳۷	۱۲/۲۴	۱۳/۴۷
FeOT	۱/۰۹	۱/۵۵	۰/۸۹
MnO	۰/۰۱	۰/۱۴	۰/۰۱
MgO	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۱۰
CaO	۰/۳۳	۰/۸۷	۰/۶۴
Na <sub>2</sub> O	۲/۳۵	۲/۳۰	۴/۷۶

تعیین دمای تشکیل، فوگاسیته اکسیژن و نسبت  $Ce^{4+}/Ce^{3+}$  با استفاده از شیمی زیرکن ...

ادامه جدول ۲.

Samples	۱۰	۱۱	۱۲
K <sub>2</sub> O	۴/۱۷	۶/۶۲	۴/۰۵
P <sub>2</sub> P5	۰/۲۸	۰/۱۶	۰/۴۲
La (ppm)	۳/۷۸	۳/۰۱	۳/۲
Ce	۱۶/۶۲	۲۲/۰۰	۲۱/۸۷
Pr	۳/۲۵	۲/۷۳	۲/۵۵
Nd	۳/۰۰	۳/۸۰	۳/۳۰
Sm	۱/۲۵	۱/۳۵	۱/۳۰
Eu	۱/۱۰	۰/۹۶	۱/۰۲
Gd	۱/۲۰	۱/۰۶	۱/۶۱
Tb	۰/۷۲	۰/۴۵	۰/۴۴
Dy	۴/۳۰	۲/۵۶	۲/۶۳
Ho	۱/۱۰	۰/۹۵	۰/۸۸
Er	۲/۲۵	۲/۹۳	۳/۸۵
Tm	۰/۲۸	۰/۴۳	۰/۳۹
Yb	۱/۴۲	۲/۰۰	۱/۹
Lu	۰/۱۹	۰/۲۰	۰/۲۲
Hf	۵/۰۰	۴/۸۲	۴/۴۰
Th	۴/۰۰	۵/۶۵	۳/۳۰
U	۴/۱۰	۴/۶۰	۴/۱۰
Zr	۵۸/۰۰	۵۲/۱۸	۵۵/۹۹

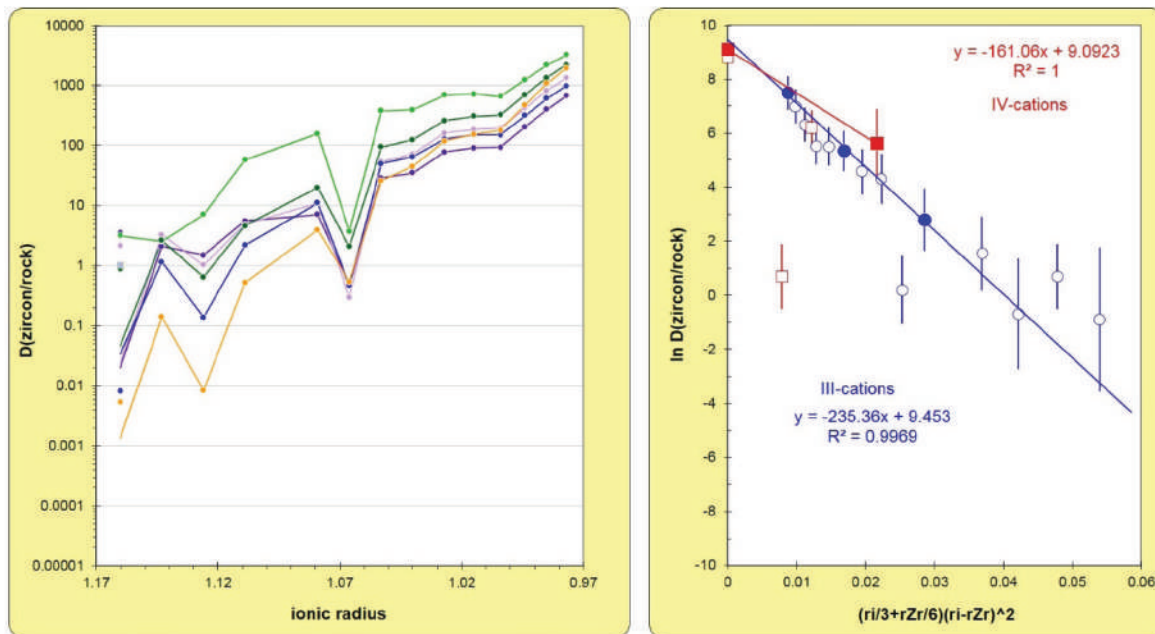
جدول ۳. نتایج ضریب‌های توزیع زیرکن/سنگ کل (عناصر نادر خاکی و برخی از عناصر کمیاب) برای دایک‌های پگماتیته بروجرده، ملایر و شازند

Samples	۱۲-۰۱	۱۲-۰۲	۱۲-۰۳	۱۲-۰۴	۱۲-۰۵	۱۲-۰۶	۱۲-۰۷	۱۲-۰۸	۱۰-۰۱	۱۰-۰۲	
Elements	Malayer pegmatite dikes							Boroujerd			
La	۳/۴۸	۲/۱۴	۰/۰۱	۳/۱۴	۰/۸۷	۰/۲۹	۲/۸۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۳/۰۶	
Ce	۲/۱۱	۳/۲۹	۱/۱۶	۲/۵۷	۲/۶۲	۵/۲۰	۶/۲۷	۰/۱۴	۰/۰۱	۳/۱۴	
Pr	۱/۵۰	۱/۰۲	۰/۱۴	۷/۱۴	۰/۶۴	۰/۲۹	۱/۷۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۵/۲۲	
Nd	۵/۵۲	۴/۸۶	۲/۲۰	۵۷/۹۷	۴/۶۳	۲/۳۳	۱۱/۷۵	۰/۵۲	۰/۰۶	۵۲/۷۵	
Sm	۷/۰۹	۱۰/۹۸	۱۱/۰۲	۱۵۷/۷۰	۱۹/۹۴	۱۱/۴۱	۴۲/۹۲	۳/۹۶	۱/۰۹	۳۱۲/۷۹	
Eu	۰/۴۹	۰/۲۹	۰/۴۷	۳/۷۴	۲/۰۸	۱/۴۲	۱۱/۷۳	۰/۵۴	۰/۰۹	۴/۶۷	
Gd	۲۸/۹۸	۵۴/۲۳	۴۹/۸۴	۳۷۷/۴۴	۹۴/۴۶	۶۳/۳۲	۸۹/۱۴	۲۵/۸۴	۷/۸۶	۸۹۸/۸۲	
Tb	۳۵/۱۲	۷۲/۴۵	۶۴/۶۱	۳۹۵/۹۷	۱۲۴/۲۳	۸۳/۱۰	۲۵۱/۰۴	۴۴/۹۵	۱۱/۵۳	۶۳۴/۲۱	
Dy	۷۷/۷۴	۱۶۱/۶۸	۱۲۷/۹۶	۸۹۶/۸۶	۲۶۰/۷۸	۱۹۰/۹۹	۵۱۵/۲۶	۱۱۷/۷۷	۲۲/۸۴	۱۰۸۳/۴۷	
Ho	۹۱/۱۵	۱۸۵/۵۶	۱۴۹/۴۳	۷۱۶/۲۳	۳۰۷/۳۰	۲۳۵/۲۱	۵۹۵/۹۷	۱۵۴/۰۵	۱۹/۴۴	۵۱۴/۳۶	
Er	۹۳/۴۵	۱۹۴/۶۴	۱۴۹/۸۱	۶۵۵/۲۸	۳۲۳/۲۷	۲۵۱/۰۶	۶۱۲/۰۱	۱۸۰/۷۵	۴۶/۲۹	۸۳۷/۲۰	
Tm	۲۰۶/۰۶	۴۱۹/۱۱	۳۱۵/۵۹	۱۲۴۳/۶۵	۶۹۸/۳۳	۵۶۳/۳۹	۱۳۲۱/۲۳	۴۳۷/۰۰	۱۳۲/۴۹	۱۵۴۲/۲۲	
Yb	۴۰/۲۹	۸۱۷/۲۸	۶۰۴/۹۰	۲۲۰/۶۵	۱۳۵۷/۸۷	۱۱۳۴/۹۰	۲۶۳۳/۰۰	۱۰۸۰/۳۲	۳۶۵/۶۵	۲۸۹۵/۸۳	
Lu	۶۷۴/۶۹	۱۳۲۹/۳۴	۹۸۶/۷۰	۳۲۵۰/۱۵	۲۲۱۶/۷۹	۱۸۶۶/۴۰	۴۳۶۶/۶۵	۱۹۳۸/۶۸	۳۴۸/۴۴	۲۰۹۵/۷۶	
Hf	۷۰۰۶/۸۲	۷۸۱۱/۱۱	۶۷۱۷/۲۳	۶۱۰۷/۳۹	۵۴۷۱/۱۲	۷۰۷۴/۲۲	۵۳۷۹/۶۸	۷۳۸۷/۱۸	۲۵۰۲۰/۸۶	۱۰۱۲۲/۵۱	
Zr	۸۸۸۶/۵۰	۸۸۸۶/۵۰	۸۸۸۶/۵۰	۸۸۸۶/۵۰	۸۸۸۶/۵۰	۸۸۸۶/۵۰	۸۸۸۶/۵۰	۸۸۸۶/۵۰	۸۵۷۸/۵۳	۸۵۷۸/۵۳	
U	۲۳۴/۷۳	۸۲۹/۲۷	۴۰۴/۶۷	۳۵۹/۴۲	۴۸۸/۱۸	۱۱۵۳/۳۴	۹۷۴/۹۸	۲۱۰/۰۰	۱۷۲۱/۳۳	۱۳۵۹۳/۵۵	
Th	۱۴۲/۴۰	۶۱۸/۵۶	۳۱۹/۴۳	۱۹۶/۱۶	۴۵۲/۲۴	۷۸۷/۲۹	۹۱۲/۳۰	۱۷/۵۶	۱۷/۲۷	۱۸/۲۵	



ادامه جدول ۳.

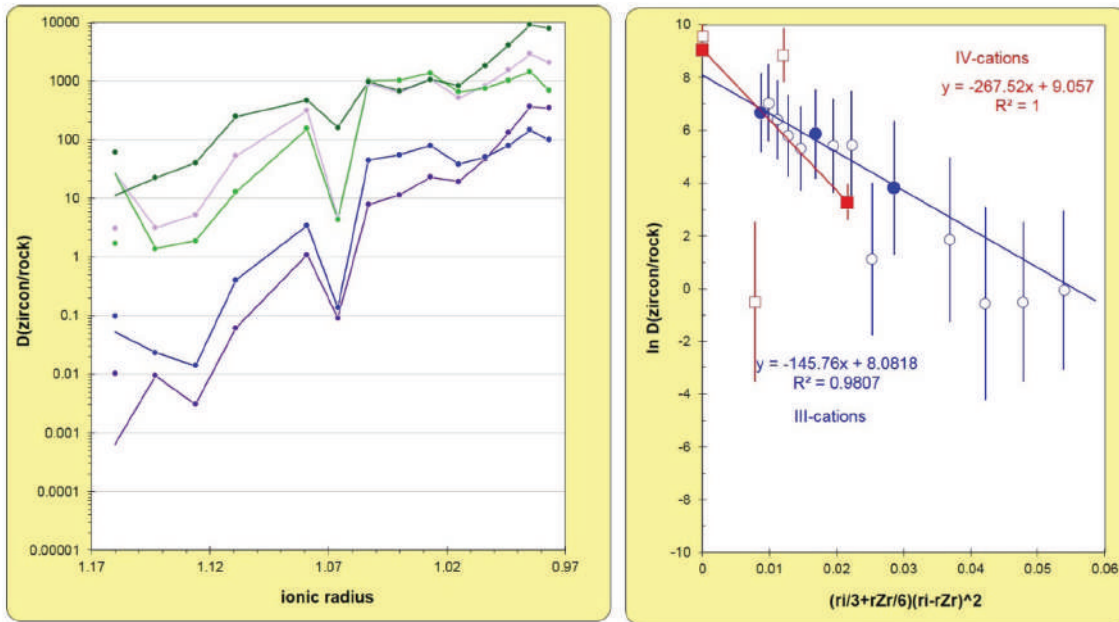
Samples	۱۰-۰۳	۱۰-۰۴	۱۰-۰۱	۱۰-۰۲	۱۱-۰۱	۱۱-۰۲	۱۱-۰۳	۱۱-۰۳
Elements	Boroujerd pegmatite dikes				Shazand pegmatite dikes			
La	۰/۱۰	۱/۷۰	۶۰/۷۵	۲/۱۷	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱
Ce	۰/۰۲	۱/۳۸	۲۲/۴۳	۲/۱۹	۱/۰۳	۰/۴۸	۰/۹۱	۴/۵۷
Pr	۰/۰۱	۱/۹۰	۴۰/۴۸	۱/۹۸	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۳۲
Nd	۰/۴۰	۱۲/۹۶	۲۴۹/۰۵	۱۵/۹۹	۱/۱۰	۱/۴۶	۰/۹۸	۳/۷۳
Sm	۳/۴۴	۱۵۵/۸۴	۴۶۷/۵۰	۱۰۹/۳۹	۱۰/۰۶	۱۰/۰۲	۸/۱۰	۱۵/۶۰
Eu	۰/۱۴	۴/۳۳	۱۶۱/۰۳	۲۰/۲۶	۲/۵۹	۰/۸۱	۳/۰۴	۹/۳۲
Gd	۴۴/۶۹	۱۰۱۸/۱۳	۹۸۴/۰۵	۴۹۹/۷۹	۹۶/۰۹	۶۴/۷۲	۸۱/۲۷	۹۰/۴۳
Tb	۵۵/۴۰	۱۰۲۸/۰۴	۶۷۸/۲۸	۴۶۰/۲۰	۸۳/۵۲	۵۳/۶۰	۷۴/۸۷	۶۱/۲۵
Dy	۷۹/۸۷	۱۳۷۳/۶۱	۱۰۵۲/۳۰	۶۴۰/۴۴	۲۹۹/۲۲	۱۳۳/۹۱	۱۶۷/۹۷	۱۱۹/۵۲
Ho	۳۸/۴۰	۶۵۰/۳۱	۸۳۹/۲۶	۳۳۵/۶۸	۲۱۸/۹۹	۱۱۳/۹۸	۱۹۸/۹۰	۱۱۶/۹۵
Er	۵۱/۴۱	۷۵۱/۴۰	۱۸۲۸/۶۸	۴۵۵/۲۷	۲۴۳/۹۶	۱۲۱/۳۹	۲۱۸/۷۰	۱۲۶/۵۹
Tm	۷۹/۷۵	۱۰۲۵/۹۰	۴۱۴۸/۴۸	۶۸۷/۳۵	۴۸۵/۸۱	۲۲۹/۴۷	۴۴۱/۷۸	۲۶۲/۸۶
Yb	۱۴۷/۵۷	۱۴۴۷/۶۴	۹۱۷۵/۱۶	۱۰۵۵/۴۵	۹۷۲/۷۵	۴۷۱/۹۶	۸۹۴/۰۷	۵۸۱/۴۳
Lu	۹۹/۴۹	۶۹۹/۶۹	۷۹۴۶/۸۵	۵۹۴/۳۹	۱۷۸۳/۷۹	۸۸۴/۳۵	۱۶۵۶/۵۶	۱۲۱۹/۲۸
Hf	۲۳۵۴۹/۷۷	۱۱۷۷۰/۲۹	۷۳۷۶/۳۱	۱۵۹۱۳/۸۰	۵۵۱۵/۸۶	۵۷۷۱/۳۰	۵۴۵۱/۲۵	۵۵۲۳/۲۸
Zr	۸۵۷۸/۵۳	۸۵۷۸/۵۳	۸۵۷۸/۵۳	۸۵۷۸/۵۳	۹۵۳۵/۳۶	۹۵۳۵/۳۶	۹۵۳۵/۳۶	۹۵۳۵/۳۶
U	۲۷۱۴/۵۷	۲۴۷۸۹/۶۳	۱۱۲۶۴/۳۸	۶۱۶۴/۶۲	۴۳/۷۳	۱۴۵/۶۹	۳۷/۰۵	۳۱۱/۶۲
Th	۱۶/۴۴	۱۶/۵۶	۷۷/۱۹	۵۲/۰۵	۱۸/۹۸	۶۲/۴۲	۱۴/۲۷	۲۶۴/۲۸



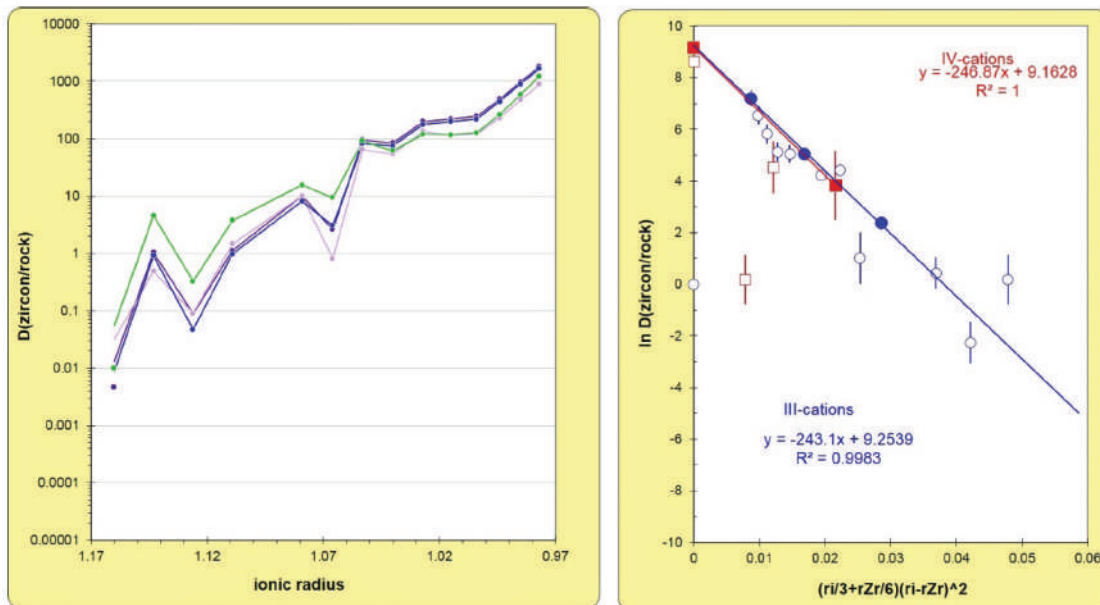
شکل ۳. نمودار ضریب توزیع  $D(\text{zircon}/\text{rock})$  در برابر شعاع یونی (نمودار سمت چپ)، نمودار لگاریتم طبیعی  $(\ln D(\text{zircon}/\text{rock}))$  در برابر پارامتر شبکه کرنشی برای  $\text{REE}^{3+}$  (نمودار سمت راست) در نمونه دایک پگماتیته ملایر

1. Lattice-strain parameter

تعیین دمای تشکیل، فوگاسیته اکسیژن و نسبت  $Ce^{4+}/Ce^{3+}$  با استفاده از شیمی زیرکن ...



شکل ۴. نمودار ضریب توزیع  $D(zircon/rock)$  در برابر شعاع یونی (نمودار سمت چپ)، نمودار لگاریتم طبیعی  $(\ln D(zircon/rock))$  در برابر پارامتر شبکه کرنشی برای  $REE^{3+}$  (نمودار سمت راست) در نمونه دایک پگماتیتهی بروجرد



شکل ۵. نمودار ضریب توزیع  $D(zircon/rock)$  در برابر شعاع یونی (نمودار سمت چپ)، نمودار لگاریتم طبیعی  $(\ln D(zircon/rock))$  در برابر پارامتر شبکه کرنشی برای  $REE^{3+}$  (نمودار سمت راست) در نمونه دایک پگماتیتهی شازند

## بحث

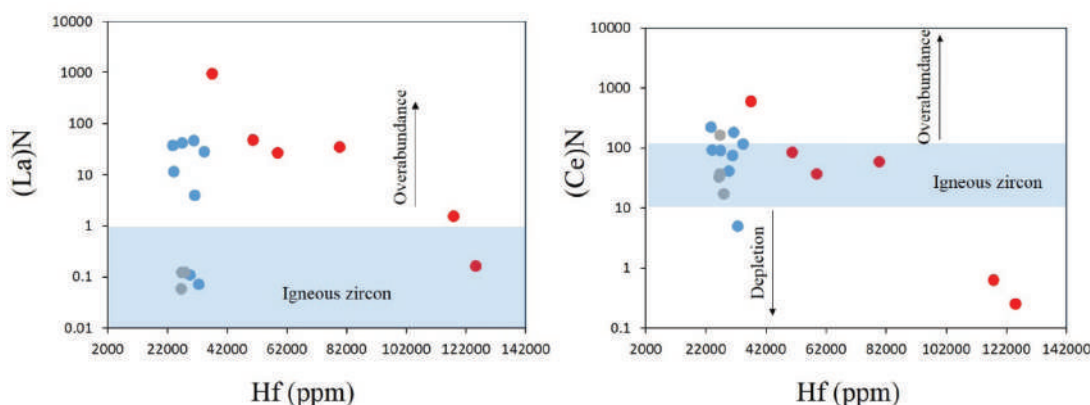
دیگر است. شیمی زیرکن نشان داد، مقادیر هافنیم در دایک‌های پگماتیتهی بروجرد بیشتر از دو ناحیه دیگر است. با در نظر گرفتن این موضوع، می‌توان مقادیر بالای هافنیم و نبود سازگاری توزیع عناصر نادر خاکی بین زیرکن و سنگ کل در دایک‌های پگماتیتهی بروجرد را به فرایندهای هیدروترمالی

همان‌طور که جدول و نمودارهای ضریب توزیع زیرکن/سنگ کل نشان داد، عناصر HREE تمایل بیشتری برای قرار گرفتن در شبکه ساختاری زیرکن در هر سه ناحیه دارند، با این تفاوت که سازگاری این ضریب توزیع بین زیرکن و سنگ کل در دایک‌های پگماتیتهی بروجرد کمتر از دو ناحیه

به طور کامل مشهود است و این نبود سازگاری در نمونه‌های ملایر کمتر مشاهده شده است (شکل ۳)، در حالی که نمونه‌های شازند به طور کامل سازگار هستند و نشان دهنده زیرکن‌های ماگمایی اولیه است. تأثیر فرایندهای هیدروترمالی در نمونه‌های بروجرد بسیار بیشتر است.

مقادیر  $Ce^{4+}/Ce^{3+}$  در نمونه‌های زیرکن مطالعه شده در جدول ۴ ارائه شده است (Ballard et al., 2002). این مقادیر در زیرکن دایک پگماتیتهی ملایر برابر  $7/64$  تا  $31/78$  با حذف مقادیر غیرعادی بیشینه و کمینه، در دایک پگماتیتهی شازند برابر  $2/83$  تا  $21/25$  و در دایک پگماتیتهی بروجرد برابر  $0/14$  تا  $1/55$  است. این مقادیر نشان می‌دهد، مقدار  $Ce^{4+}/Ce^{3+}$  از دایک‌های پگماتیتهی ملایر به سمت شازند و در نهایت بروجرد کم شده است. مقدار  $Ce^{4+}$  در زیرکن‌های متبلور شده از ماگمای اولیه بیشتر وارد ساختمان زیرکن می‌شود (Krauskopf, 1979) و بنابراین محتوی پایین  $Ce^{4+}/Ce^{3+}$  در دایک پگماتیتهی بروجرد را می‌توان متبلور شدن دایک در مراحل پایانی تفریق ماگمایی در نظر گرفت. با افزایش تفریق ماگمایی و به دنبال آن فرایندهای هیدروترمالی باعث فقدان آنومالی مثبت Ce نیز در زیرکن پگماتیتهی بروجرد شده است. مقادیر  $Ce^{4+}/Ce^{3+}$  در زیرکن نشان دهنده فوگاسیته اکسیژن در زمان تشکیل زیرکن است (Trail et al., 2011, 2012). با کاهش مقادیر  $Ce^{4+}/Ce^{3+}$  از دایک پگماتیتهی ملایر به سمت شازند و در نهایت بروجرد با کاهش فوگاسیته اکسیژن و  $FMQ\Delta$  همراه شده است (جدول ۴).

و تشکیل ادخال‌هایی از کانی‌های حاوی عناصر نادر خاکی (شاید آپاتیت و مونازیت) نسبت داد (Zhong et al., 2018; Nardi et al., 2013; Wang et al., 2010; Claiborne et al., 2006). با در نظر گرفتن دمای تشکیل زیرکن (جدول ۴)، می‌توان گفت که زیرکن‌های دایک پگماتیتهی ملایر در دمای  $754$  تا  $925$  درجه سانتی‌گراد تشکیل شده که دمای کم‌وبیش یکسان با دمای تشکیل زیرکن‌های دایک پگماتیتهی شازند است که دمای  $754$  تا  $899$  درجه سانتی‌گراد دارد. دو دمای محاسبه شده برای دایک‌های پگماتیتهی بروجرد دماهای بسیار بالایی را نشان داده است ( $971$  و  $1339$  درجه سانتی‌گراد) که به دلیل ادخال روتیل در زیرکن‌های تجزیه شده و مقادیر بالای تیتانیوم (به ترتیب  $71$  و  $541$  گرم در تن تیتانیوم) در ساختار این زیرکن‌ها است. از طرفی تغییرات محتوی REE در زیرکن‌های ماگمایی متأثر از فرایندهای هیدروترمالی بیشتر از زیرکن‌های ماگمایی اولیه است (Nardi et al., 2013; Wang et al., 2010). این موضوع در مورد دایک پگماتیتهی بروجرد با مقادیر هافنیم بالاتر و REE بالاتر صدق می‌کند. برای بررسی غنی‌شدگی LREE در نمونه‌های زیرکن از نمودارهای  $N(La)$  و  $N(Ce)$  در برابر محتوی هافنیم به گرم در تن استفاده شد (El-Bialy and Ali, 2013). این نمودارها نشان داد که غنی‌شدگی و در مواردی تهی‌شدگی LREE در نمونه‌های دایک‌های پگماتیتهی ناحیه بروجرد و ملایر وجود دارد (شکل ۶). این غنی‌شدگی در نمونه‌های بروجرد نمود بیشتری دارد، چراکه نبود سازگاری عناصر بین زیرکن/سنگ کل در نمودار شکل ۴



شکل ۶. نمودارهای  $(La)N$  و  $(Ce)N$  در برابر محتوی هافنیم به گرم در تن (El-Bialy and Ali, 2013) برای نشان دادن مقادیر بالای LREE در نمونه‌های زیرکن مطالعه شده را نشان داده است. دایره قرمز (بروجرد)، دایره آبی (ملایر) و دایره طوسی (شازند) را نشان داده است

تعیین دمای تشکیل، فوگاسیته اکسیژن و نسبت  $Ce^{4+}/Ce^{3+}$  با استفاده از شیمی زیرکن ...

جدول ۴. نتایج محاسبات پارامترهای دمای تشکیل، فوگاسیته اکسیژن، مقادیر  $(Ce/Ce^{*})D$  و  $Ce^{4+}/Ce^{3+}$

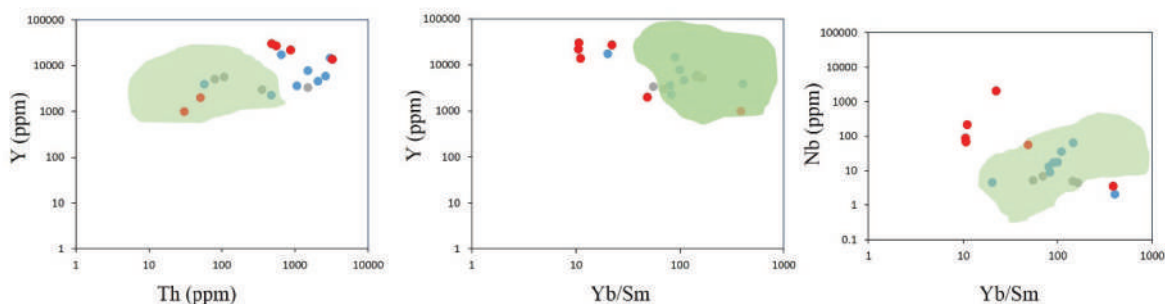
Samples	Malayer pegmatite dikes								Boroujerd
	۱۲-۰۱	۱۲-۰۲	۱۲-۰۳	۱۲-۰۴	۱۲-۰۵	۱۲-۰۶	۱۲-۰۷	۱۲-۰۸	
T(C)-Ti	۷۹۸/۱۲	۷۵۴/۲۱	۸۲۸/۴۱	۹۲۵/۹۴	۸۴۶/۹۷	۷۸۴/۸۱	۷۸۶/۴۱	۸۱۴/۲۵	۵۶۷/۶۳
$Ce^{4+}/Ce^{3+}$	۲۵/۳۳	۳۱/۷۸	۷/۶۴	-۰/۶۸	۱۲/۳۷	۶۶/۴۱	۱۲/۷۱	۱۴/۳۴	۱/۵۵
$(Ce/Ce^{*})D$	۳/۲۰	۵/۴۳	۲/۹۷	۰/۱۵	۳/۷۶	۱۷/۴۹	۳/۵۲	۳/۴۵	۱/۵۳
$\log fO_2 [T(C)-Ti]$	-۲۱/۲۳	-۲۱/۳۲	-۲۰/۱۷	-۲۶/۶۰	-۱۸/۵۰	-۱۵/۴۶	-۲۱/۴۱	-۲۰/۲۲	-۳۷/۳۳
$\Delta FMQ [T(C)-Ti]$	-۶/۸۸	-۵/۹۸	-۶/۴۶	-۱۵/۷۴	-۵/۱۷	-۰/۸۲	-۶/۸۰	-۶/۲۲	-۱۶/۵۹

Sample	Boroujerd pegmatite dikes				Shazand pegmatite dikes				
	۱۰-۰۲	۱۰-۰۳	۱۰-۰۴	۱۰-۰۱	۱۰-۰۲	۱۱-۰۱	۱۱-۰۲	۱۱-۰۳	۱۱-۰۳
T(C)-Ti	۷۳۴/۳۱	۸۷۶/۱۶	۷۸۵/۶۱	۱۳۳۹/۰۵	۹۷۱/۶۳	۸۵۳/۰۴	۸۹۹/۰۳	۸۲۱/۲۶	۷۵۴/۶۷
$Ce^{4+}/Ce^{3+}$	-۰/۹۴	-۰/۸۵	-۰/۹۷	-۰/۱۴	-۰/۹۱	۱۵/۱۴	۲/۸۳	۱۹/۲۴	۲۱/۲۵
$(Ce/Ce^{*})D$	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۴۰	۰/۱۷	۵/۴۵	۱/۴۷	۵/۸۹	۵/۶۸
$\log fO_2 [T(C)-Ti]$	-۳۷/۳۵	-۳۰/۳۰	-۳۵/۱۵	-۱۲/۷۴	-۲۵/۴۸	-۱۶/۸۶	-۱۹/۹۶	-۱۷/۹۰	-۲۱/۱۳
$\Delta FMQ [T(C)-Ti]$	-۲۱/۵۳	-۱۷/۵۳	-۲۰/۵۳	-۶/۲۱	-۱۴/۳۸	-۳/۶۵	-۷/۶۲	-۴/۰۵	-۵/۷۹

ناحیه نیاز به بررسی‌های بیشتری دارد. اگرچه گرانیتوئیدهای بارور دارای مقادیر Th/U بالای یک و مقادیر Y/Ho کمتر از ۲۰ هستند (Nardi et al., 2013)، این نسبت‌ها برای زیرکن‌های مورد مطالعه به ترتیب کمتر از یک و بالاتر از ۲۰ است و نشان‌دهنده عقیم بودن دایک‌های پگماتیته در مناطق مورد بررسی است. نمونه‌های مورد بررسی در گستره و یا نزدیک به گستره سینیت پگماتیته‌های معرفی شده توسط (Belousova et al., 2002) قرار دارند، هرچند که برخی از نمونه‌های بروجرد و ملایر به دلیل تأثیر فعالیت‌های هیدروترمالی تمایل به خارج از گستره دارند (شکل ۷).

فوگاسیته پایین اکسیژن در زیرکن‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد، پگماتیته‌های مورد مطالعه از لحاظ توان کانی‌سازی ضعیف هستند و تأییدکننده پژوهش‌های کانی‌شناسی و شیمی کانی‌ها است (Ghasemi Siani et al., 2021). البته کانی‌سازی‌هایی همراه با گرانیتوئیدهای احیایی از جمله قلع و تنگستن تشکیل می‌شود، لیکن بایستی زیرکن موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی میزبان دایک‌های پگماتیته در مناطق بروجرد، شازند و ملایر مورد بررسی قرار گیرد. این موضوع از آنجایی دارای اهمیت است که شواهدی از کانی‌سازی قلع و تنگستن همراه با گرانیتوئید شازند گزارش شده است و این



شکل ۷. قرار گرفتن نمونه‌های پگماتیته مورد مطالعه در گستره و یا نزدیک به گستره زیرکن در سینیت پگماتیته (کادر سبز رنگ) (Belousova et al., 2002). دایره قرمز (بروجرد)، دایره آبی (ملایر) و دایره طوسی (شازند) را نشان داده است

## نتیجه‌گیری

در نوع کانی‌سازی‌های همراه مفید واقع شود. این تحقیق پیش‌درآمدی بر مطالعه پگماتیته‌های پهنه سنندج-سیرجان بر اساس نتایج شیمی زیرکن است. هرچند که بایستی

بررسی گرانیتوئیدهای پهنه سنندج-سیرجان از لحاظ کانی‌سازی دارای اهمیت است و مقایسه آنها با گرانیتوئیدهای ائوسن-میوسن در کمربند ماگمایی ارومیه دختر می‌تواند

zircon without detritus: a result of 496 Ma-old fluid-rock interaction during the gold-lode formation of Passagem, Minas Gerais, Brazil. *Lithos*, 212-215, 415-427.

- Claiborne, L.L., Miller, C.F., Walker, B.A., Wooden, J.L., Mazdab, F.K. and Bea, F., 2006. Tracking magmatic processes through Zr/Hf ratios in rocks and Hf and Ti zoning in zircons: an example from the Spirit Mountain batholith, Nevada. *Mineralogy Magazine* 70, 517-543.

- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. and Kinny, P., 2003. Atlas of zircon textures. In: Hanchar JM, Hoskin PWO (Eds). *Review in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 469-500.

- El-Bialy, M. Z. and Ali, K. A., 2013. Zircon Trace Element Geochemical Constraints on the Evolution of the Ediacaran (600-614 Ma) Post-Collisional Dokhan Volcanics and Younger Granites of SE Sinai, NE Arabian-Nubian Shield. *Chemical Geology*, 360/361, 54-73.

- Ferry, J.M. and Watson, E.B., 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 154, 429-437.

- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Bayat, S., Neubauer, F. and Cao, Sh., 2021. Geochronology, geochemistry and mineral chemistry of Malayer-Boroujerd-Shazand pegmatite dikes, Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran. *International Journal of Earth Sciences*. Doi: 10.1007/s00531-021-02009-9.

- Harrison, T.M., Watson, E.B. and Aikman, A.B., 2007. Temperature spectra of zircon crystallization in plutonic rocks. *Geology*, 35, 635-638.

- Hofmann, A.E., Baker, M.B. and Eiler, J.M., 2014. Sub-micron-scale trace element distributions in natural zircons of known provenance: implications for Ti-in-zircon thermometry. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 168, 1057.

پژوهش‌های شیمی زیرکن در پلوتون‌های گرانیتوئیدی پهنه سندنج-سیرجان انجام شود. نتایج این تحقیق نشان داد که ضریب توزیع عناصر نادر خاکی و عناصر جزئی در زیرکن به سنگ کل با کاهش دما کاهش یافته و سازگاری این ضریب توزیع بین زیرکن و سنگ کل در دایک‌های پگماتیتهی بروجرد و بعد از آن ملایر به دلیل نقش فرایندهای هیدروترمالی و غنی‌شدگی و تهی‌شدگی LREE کمتر شده است. زیرکن در دایک‌های پگماتیتهی مورد مطالعه در گستره سنگ‌های پگماتیتهی قرار دارد و با توجه به مقادیر Th/U و Y/Ho و فوگاسیته پایین اکسیژن در آنها، می‌توان آنها را از نوع پگماتیتهای عقیم دانست.

## منابع

- Bau, M., 1996. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 323-333.

- Ballard, J.R., Palin, M.J. and Campbell, I.H., 2002. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: application to porphyry copper deposits of northern Chile. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 144, 347-364.

- Belousova, E.A., Griffin, W.L. and O'Reilly, S.Y., 2006. Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modelling: examples from Eastern Australian granitoids. *Journal of Petrology*, 47, 329-353.

- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. and Fisher, N.I.I., 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 143, 602-622.

- Blundy, J.D. and Wood, B.J., 1994. Prediction of crystal-melt partition coefficients from elastic moduli. *Nature* 372, 452-454.

- Cabral, A.R. and Zeh, A., 2015. Detrital

- Hoskin, P.W.O., 2005. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 637-648.
- Hoskin, P.W.O. and Schaltegger, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, 27-62.
- Krauskopf, K.B., 1979. Introduction to Geochemistry. McGraw-Hill, New York. 721p.
- Linnen, R.L. and Keppler, H., 1997. Columbite solubility in granitic melts: consequences for the enrichment and fractionation of Nb and Ta in the earth's crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128, 213-227.
- Nardi, L.V.S., Formoso, M.L.L., Müller, I.F., Fontana, E., Jarvis, K. and Lamarão, C., 2013. Zircon/rock partition coefficients of REEs, Y, Th, U, Nb, and Ta in granitic rocks: Uses for provenance and mineral exploration purposes. *Chemical Geology*, 335, 1-7.
- Nasdala, L., Hanchar, J.M., Rhede, D., Kennedy, A.K. and Váczi, T., 2010. Retention of uranium in complexly altered zircon: an example from Bancroft, Ontario. *Chemical Geology*, 269, 290-300.
- Pettke, T., Audetat, A., Schaltegger, U. and Heinrich, C.A., 2005. Magmatic-to hydrothermal crystallization in the W-Sn mineralized mole granite (NSW, Australia)-part II: evolving zircon and thorite trace element chemistry. *Chemical Geology*, 220, 191-213.
- Rubatto, D. and Hermann, J., 2007. Experimental zircon/melt and zircon/garnet trace element partitioning and implications for the geochronology of crustal rocks. *Chemical Geology*, 241, 38-61.
- Schaltegger, U., 2007. Hydrothermal zircon. *Elements*, 3, 51.
- Sepahi, A.A., Salami, S., Lentz, D.R., McFarlane, C. and Maanijou, M., 2018. Petrography, geochemistry, and U-Pb geochronology of pegmatites and aplites associated with the Alvand intrusive complex in the Hamedan region, Sanandaj-Sirjan zone, Zagros orogen (Iran). *International Journal of Earth Science*, 107(3), 1059-1096.
- Sepahi, A.A., Vahidpour, H., Lentz, D.R., McFarlane, C.R., Maanijou, M., Salami, S., Miri, M., Mansouri, M. and Mohammadi, R., 2020. Rare sapphire-bearing syenitoid pegmatites and associated granitoids of the Hamedan region, Sanandaj-Sirjan zone, Iran: analysis of petrology, lithogeochemistry and zircon geochronology/trace element geochemistry. *Geological Magazine*, 157(9), 1499-1525. Doi: 10.1017/S0016 75682 00000 23.
- Shannon, R.D., 1976. Revised effective ionic radii and systematic studies of inter-atomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Crystallographica Section B: Structural Science, Crystal Engineering and Materials* 32, 751-767.
- Smythe, D.J. and Brenan, J.M., 2016. Magmatic oxygen fugacity estimated using zircon-melt partitioning of cerium. *Earth and Planetary Science Letters* 453, 260-266.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts. Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications 42, 313-345.
- Trail, D., Watson, E.B. and Tailby, N.D., 2012. Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 97, 70-87.
- Trail, D., Watson, E.B. and Tailby, N.D., 2011. The oxidation state of Hadean magmas and implications for early Earth's atmosphere. *Nature*, 480, 79-82.
- Virgo, D., Mysen, B.O. and Kushiro, I.,

1980. Anionic constitution of 1-atmosphere silicate melts: implications for the structure of igneous melts. *Science* 20, 1371-1373.
- Wang, X., Griffin, W.L. and Chen, J., 2010. Hf contents and Zr/Hf ratios in granitic zircons. *Geochemical Journal* 44, 65-72.
  - Watson, E.B., Wark, D.A. and Thomas, J.B., 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 151, 413-433.
  - Zeh, A., Gerdes, A., Will, T.M. and Frimmel, H.E., 2010. Hafnium isotope homogenization during metamorphic zircon growth in amphibolite-facies rocks: examples from the Shackleton Range (Antarctica). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74, 4740-4758.