



## مقاله پژوهشی

# گرانیتوئیدهای پهنه سنندج-سیرجان متعلق به سری ایلمینیت (نوع S)، همزاد با کوهزایی سیمیرین (۱۶۰-۱۷۸ میلیون سال پیش): بررسی علت عدم تشکیل کانی‌سازی قلع پورفیری

محمدحسن کریم‌پور<sup>۱\*</sup>، نرگس شیردشت‌زاده<sup>۳</sup> و مارتیا صادقی<sup>۲</sup>

(۱) گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

(۲) دانشکده علوم زمین، دانشگاه کلرادو، بولدر، امریکا

(۳) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

(۴) بخش زمین‌شناسی اقتصادی، سازمان زمین‌شناسی سوئد، اوپسالا، سوئد

دریافت مقاله: ۱۴۰۰/۰۱/۰۴، پذیرش: ۱۴۰۰/۰۳/۰۱

## چکیده

در این پژوهش، بر اساس داده‌های زمین‌شناسی، زمین‌فیزیکی، زمین‌شیمیایی ایزوتوپی موجود برای گرانیتوئیدهای ژوراسیک (بازه ۱۷۸-۱۶۰ میلیون سال پیش) در پهنه سنندج-سیرجان<sup>۱</sup>، به بررسی خاستگاه و پهنه تکتونوماگمایی این گرانیتوئیدها و امکان کانی‌سازی قلع در ارتباط با آنها پرداخته می‌شود. ویژگی‌های زمین‌شناسی، زمین‌فیزیکی و زمین‌شیمیایی گرانیتوئیدهای پهنه سنندج-سیرجان (مانند نبود کمان آتشفشانی و سنگ‌های آتشفشانی، ضخیم‌شدگی پوسته قاره‌ای (۵۲ تا ۵۶ کیلومتر) و تشکیل توده‌های گرانیتوئیدی با ابعاد بزرگ (باتولیت) در عمق بیشتر از ۴ کیلومتر، پیدایش سنگ‌های دگرگونی و رویداد دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره شلیست سبز (و آمفیبولیت) در پی فرایندهای کوهزایی سیمیرین، مقدار  $(Eu/Eu)_N$  کم (شرایط احیایی)، پذیرفتاری مغناطیسی کمتر از  $10^{-5} \times 10^{-5}$  (سری ایلمینیت)،  $\epsilon Nd_i$  منفی و  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$  بیشتر از ۰/۷۰۷) برخلاف پژوهش‌های پیشین نشان می‌دهند که این گرانیتوئیدها از گرانیتوئیدهای نوع S پدید آمده در پی ذوب پوسته قاره‌ای در پهنه برخوردی هستند. از این‌رو، وقوع کانی‌سازی قلع در ارتباط با پیدایش آنها محتمل است؛ اما شواهد بسیاری بیانگر نبود کانی‌سازی قلع توسط ماگمای سازنده این گرانیتوئیدهاست که عبارتند از نبود محلول‌های گرمایی و در نتیجه توانایی کانی‌سازی (با توجه به نبود کانی‌های دگرسانی در تصاویر ماهواره ASTER)، فراوانی اندک عنصرهای قلع، مس، سرب و روی در این گرانیتوئیدها و رسوب‌های رودخانه‌ای وابسته به آنها، مقدار  $(Eu/Eu)_N$  بیشتر از ۰/۲، Rb/Sr کمتر از ۳، Y کم (۷۵-۱۰ ppm)، Ba بیشتر از ۲۰۰ ppm و شباهت‌های زمین‌شناسی، زمین‌فیزیکی و زمین‌شیمیایی به گرانیتوئیدهای نوع S (سری ایلمینیت) نابارور در بلوک لوت (در مناطق نجم‌آباد، سرخ‌کوه تا شاه‌کوه) که در پهنه برخورد قاره‌ای و در طی کوهزایی سیمیرین پدید آمده‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** گرانیتوئید نوع S، کانسار قلع، کوهزایی سیمیرین، پهنه سنندج-سیرجان

## مقدمه

تاکنون بررسی‌ها و تلاش‌های بسیاری برای شناخت مجموعه گرانیتوئیدهای گوناگون و محیط زمین‌ساختی پیدایش ماگمای سازنده آنها انجام شده است که بر اساس ترکیب زمین‌شیمیایی عنصرهای اصلی و کمیاب (Pearce et al., 1984; Chappell and White, 2001; Chappell et al., 2004; Gill, 2010; Clemens et al., 2011; Clemens and Stevens, 2012; Grebennikov, 2014) و نیز ترکیب ایزوتوپی Sr و Nd اولیه (McCulloch and Chappell, 1982; Gill, 2010) گرانیتوئیدها استوار هستند. بر اساس این بررسی‌ها، گرانیتوئیدهای نوع S با مقدار  $\epsilon\text{Nd}_i$  بسیار کم (منفی) و نسبت  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  بالا (۰/۷۰۸ تا ۰/۷۶۵) و گرانیتوئیدهای نوع I با مقدار  $\epsilon\text{Nd}_i$  بالا (مثبت) و بازه محدودتری از  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  (۰/۷۰۴ تا ۰/۷۰۶) از یکدیگر شناخته می‌شوند. همچنین بر اساس پهنه زمین‌ساختی پیدایش ماگما، گرانیتوئیدهای گروه I همراه با مجموعه کانی‌شناسی بیوتیت و هورنبلند و نوع S به‌صورت گرانیت‌های دو میکایی دیده می‌شوند (Pitcher, 1983). از دیدگاه کانی‌های مغناطیسی، گرانیت‌ها در دو گروه مگنتیت و یا مگنتیت/ایلمینیت و گروه ایلمینیت رده‌بندی شده‌اند (Ishihara, 1977). گرانیت‌های گروه مگنتیت با ویژگی مغناطیسی بالا، بیشترین همخوانی را با گرانیت‌های گروه I نشان می‌دهند؛ اما گرانیت‌های گروه ایلمینیت با ویژگی مغناطیسی کم با گرانیت‌های نوع S همخوانی دارند (Takahashi et al., 1980; Ellwood and Wenner, 1981).

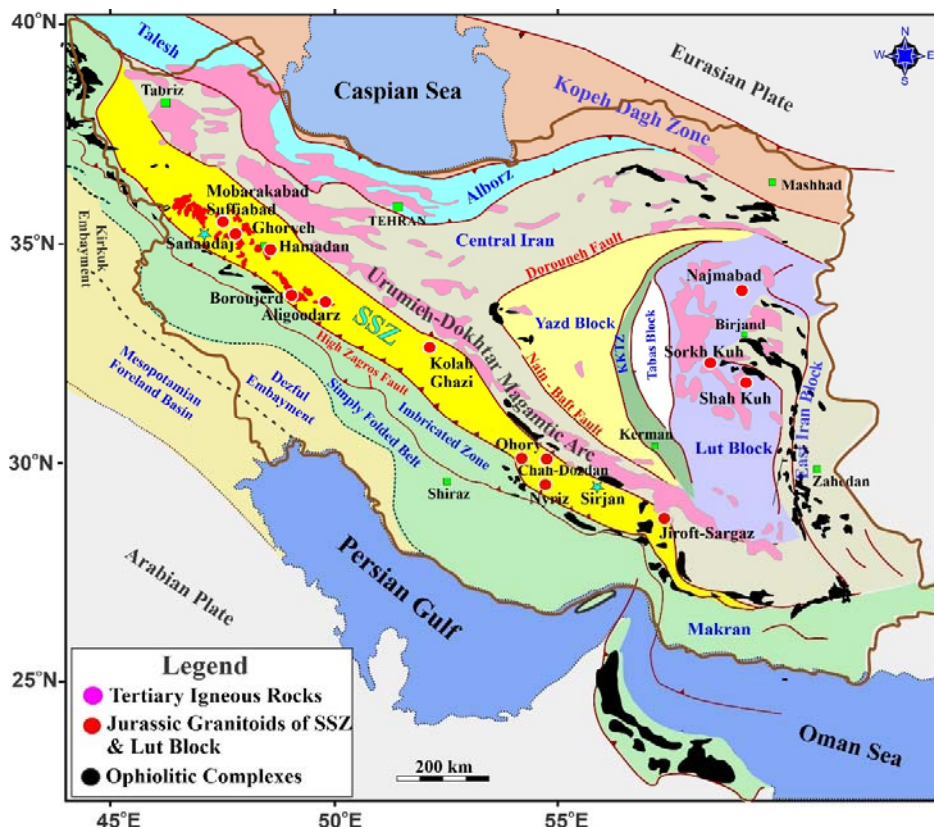
از سوی دیگر، بیشتر نهشته‌های قلع پورفیری با گرانیت‌های گروه ایلمینیت (نوع S) همراه هستند (Ishihara, 1977; Chappell and White, 2001; Neiva, 2002). فراوانی قلع در این گروه از گرانیت‌ها نزدیک به ۲ تا ۲۰ برابر بیشتر از گرانیت‌های معمولی و ۲ تا ۳ برابر بیشتر از میانگین فراوانی قلع در پوسته است (Lehmann, 1987; Heinrich, 1990; Solomon et al., 1994)؛ به گونه‌ای که گرانیت‌های قلع‌دار نادرگرسا می‌توانند تا ۱۸-۲۶ ppm (Lehmann, 1990) داشته باشند.

در پهنه سسندج-سیرجان، توده‌های گرانیتوئیدی ژوراسیک به سن ۱۷۸-۱۶۰ میلیون سال پیش (Chiu et al., 2013; Zhang et al., 2018) در مناطق همدان، الوند (Shahbazi et al., 2010)، ملایر (Ahadnejad et al., 2011)، بروجرد (Khalaji et al., 2007)، آستانه (Tahmasbi et al., 2010)، الیگودرز (Esna-Ashari et al., 2012)، کلاه‌قازی (Bayati et al., 2017)، نیریز (قوری) و جیرفت-سرگز (شکل ۱) رخنمون یافته‌اند. بر اساس بیشتر این بررسی‌ها، این گرانیتوئیدها از نوع گرانیتوئیدهای متاآلوئینوس و گرانیتوئیدهای نوع I پدیدآمده در پهنه فروانش نوع آندی و کمان ماگمایی (Khalaji et al., 2007; Tahmasbi et al., 2010; Ahadnejad et al., 2011; Esna-Ashari et al., 2012)، گرانیتوئیدهای نوع I پدیدآمده در حوضه کششی مرتبط با پهنه فروانش (Shahbazi et al., 2010)، گرانیتوئیدهای پدیدآمده از ذوب پوسته قاره‌ای در پی فرایند عقب‌گرد پوسته اقیانوسی نئوتتیس در حال فروانش (Zhang et al., 2018) و گرانیتوئیدهای نوع S مرتبط با پهنه فروانش (Bayati et al., 2017) در نظر گرفته شده‌اند. از این‌رو، این بررسی‌ها خاستگاه زمین‌ساختی پیدایش ماگمای سازنده این گرانیتوئیدها را کمان ماگمایی و یا سیستم کششی مرتبط با فروانش نئوتتیس دانسته‌اند.

در این پژوهش، داده‌های زمین‌شیمیایی، ایزوتوپی و سن‌سنجی گرانیتوئیدهای نوع S بازه زمانی ۱۷۸ تا ۱۶۰ میلیون سال پیش در پهنه SaSZ گردآوری شده است و از دیدگاه سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی بازنگری و جمع‌بندی می‌شود. سپس با نتایج به‌دست آمده از شواهد صحرایی و زمین‌فیزیکی (داده‌های مغناطیس‌سنجی هوایی) و دورسنجی این پهنه مقایسه می‌شوند. پس از جمع‌بندی، ارزیابی و بازنگری دقیق سرشت زمین‌شیمیایی این گرانیتوئیدها، خاستگاه ماگمای سازنده آنها و پهنه زمین‌ساختی پیدایش آنها، به بررسی امکان رویداد کانی‌سازی قلع در ارتباط با گرانیتوئیدهای این پهنه زمین‌شناسی پرداخته

Yanbei (جنوب چین)، Yinyan (جنوب چین)، Xishan (چین)، Wagone (میانمار، تایلند)، Mawchi (میانمار، تایلند)، Cornubian (انگلیس) و Ervedosa (پرتغال) مقایسه شده‌اند.

می‌شود. همچنین، برای بررسی بیشتر متالورژی قلع در این پهنه و نیز در ارتباط با گرانیت‌های نوع S، داده‌های گرانیت‌های نوع S پهنه همدان-سیرجان با داده‌های زمین‌شیمیایی، ایزوتوپی و سن‌سنجی برخی گرانیتوئیدهای دارای Sn در جهان (مانند:



شکل ۱. نقشه ساده شده زمین‌شناسی ایران و کوهزاد زاگرس (با تغییراتی پس از لوگاززیک و همکاران (Le Garzic et al., 2019))

Fig. 1. Simplified geological map of Iran and Zagros Orogen (modified after Le Garzic et al. (2019))

## زمین‌شناسی

به دنبال سرگذشت و فرایندهای زمین‌شناسی پیچیده، سرزمین ایران دربردارنده واحدهای ساختاری گوناگونی است که عبارتند از (Alavi, 1994; Mohajjel and Fergusson, 2014): کوهزاد زاگرس (شامل کمربند چین‌خورده و رورانده زاگرس)، پهنه افیولیتی بیرونی، پهنه SaSZ، پهنه افیولیتی درونی و پهنه ماگمایی ارومیه-دختر، ایران مرکزی (شامل خردقاره شرق-

ایران مرکزی (شامل بلوک‌های یزد، طبس و لوت)، البرز و سبزواری، خاور ایران، پهنه کپه‌داغ و مکران (شکل ۱). کوهزاد زاگرس که بخش مرکزی بزرگ پهنه هم‌گرایی آلپ-همیالیاست، از مدیترانه باختری تا شمال عراق و سپس شمال‌باختری ایران تا تنگه هرمز، عمان و همیالیاست گسترش دارد (Agard et al., 2005; Ajirlu et al., 2016).

دگرگونی (۱۶۸ میلیون سال پیش (Monfaredi et al., 2020))، شیل ها تا رخساره شایست سبز (و آمفیبولیت) دگرگون شده و با اسلیت، فیلیت و شایست دگرگون شده اند (Shahbazi et al., 2010; Mahmoudi et al., 2011; Sheikholeslami, 2015; Shakerardakani et al., 2015; Fergusson et al., 2016; Sepahi et al., 2018; Hemmati et al., 2018; Monfaredi et al., 2020; Azizi et al., 2020).

### روش مطالعه

مجموعه ای از داده های زمین شیمیایی (عنصرهای اصلی، کمیاب و خاکی کمیاب)، داده های ایزوتوپی (مانند  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub>،  $\epsilon\text{Nd}_i$  و سن سنجی U-Pb زیرکن، به همراه داده های زمین فیزیکی (مغناطیس سنجی هوایی) و داده های دورسنجی برای گرانیتوئیدهای ژوراسیک پهنه SaSZ (شامل همدان، الوند، ملایر، آستانه (شازند)، بروجرد (نظام آباد)، الیگودرز، کلاه قاضی، نیریز (قوری) و جیرفت- سرگز) گردآوری شدند. این مجموعه داده شامل فراوانی عنصرهای اصلی، کمیاب و خاکی کمیاب از بیش از ۷۰ نمونه سنگی به همراه داده های  $\epsilon\text{Nd}_i$  و  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> و داده های سن سنجی U-Pb زیرکن در بیش از ۲۵ نمونه است. گزیده ای از داده های سن سنجی و ایزوتوپی و زمین شیمیایی در جدول های ۱ و ۲ آمده است.

این سنگ ها شامل سنگ هایی با ترکیب حد واسط تا اسیدی (گرانیت، گرانودیوریت، دیوریت، گابرو دیوریت و مونزونیت)

هستند (Khalaji et al., 2007; Shahbazi et al., 2010; Tahmasbi et al., 2010; Ahadnejad et al., 2011; Esna-Ashari et al., 2012; Chiu et al., 2013; Bayati et al., 2017; Zhang et al., 2018; Yang et al., 2018).

در این پژوهش، تنها داده های سن سنجی زیرکن U-Pb، داده های ایزوتوپی Sr و Nd و زمین شیمیایی (عنصرهای اصلی، کمیاب و خاکی کمیاب)، نمونه هایی که به روش آماده سازی ذوب با لیتیوم متابورات تجزیه و محلول سازی و با دستگاه های LA-ICP-MS، ICP-MS، XRF در آزمایشگاه های معتبر

در پی کوه زاد زاگرس و رویداد فرایندهای شکافتن و بسته شدن پوسته اقیانوسی نئوتتیس میان بلوک SaSZ و عربی (Berberian and King, 1981; Alavi, 1994; Mohajjel et al., 2003; Ghasemi and Talbot, 2006; Mohajjel and Fergusson, 2014; Fergusson et al., 2016)، پهنه SaSZ در بخش خاوری گسل تراسست زاگرس، دچار دگرخیختی های گسترده ای شده و مجموعه ای از سنگ های دگرگونی-ماگمایی در آن پدید آمده است (Mehdipour, 2015) (Ghazi and Moazzen, 2015) (شکل ۱). از این رو، پهنه SaSZ که در بخش شمال خاوری کوه زاد زاگرس جای دارد، کمربندی دگرگونی-ماگمایی است که با سنگ های دگرگونی و دگرریخت و پلوتون ها و گدازه های کالک آلکال مزوزوئیک شناخته می شود (Agard et al., 2011). بر اساس داده های سن سنجی (۵۲۶-۵۹۶ میلیون سال پیش) روی پی سنگ پهنه SaSZ (Hassanzadeh et al., 2008; Hassanzadeh et al., 2008; Jamshidibadr et al., 2013; Safarzadeh et al., 2016; Shabanian et al., 2018; Daneshvar et al., 2019) در بخش های گوناگون (شمال باختری SaSZ، سقز، سورات، موه، ازنا، گل گهر) که از سنگ های دگرگونی، آذرین و رسوبی ساخته شده اند، بخشی از مرز جنوب باختری قاره سیمیرین<sup>۱</sup> دانسته می شود (Ricou, 1994; Stampfli and Borel, 2002; Fergusson et al., 2016). در دوران مزوزوئیک، پهنه SaSZ مرزی فعال قاره ای با ماگماتیسم کالک آلکال دانسته شده است (Agard et al., 2005, 2011; Berberian and King, 1981). در پی فرایند کوه زایی سیمیرین (در ژوراسیک آغازین تا میانی) (Fergusson et al., 2016) و فروانش پوسته اقیانوسی، جای گیری و نفوذ توده های آذرین درونی مزوزوئیک در ۱۷۰ تا ۱۴۵ میلیون سال پیش ((دگرگونی همبری در ۱۶۸ میلیون سال پیش، (Monfaredi et al., 2020)، این پهنه برخوردی دچار دگرگونی و دگرخیختی ((دگرگونی ناحیه ای در بیش از ۱۷۰ میلیون سال پیش (Shakerardakani et al., 2015) شده است (Agard et al., 2011). از این رو، افزون بر پیدایش هاله های

(مانند ACME و غیره) تجزیه شده‌اند، به کار برده شد. همچنین،  
 برای بررسی باروری Sn، از داده‌های به‌دست آمده برای  
 گرانیتوئیدهای دارای Sn جهان (مانند Yanbei (جنوب  
 چین)، Yinyan (جنوب چین)، Xishan (چین)، Wagone  
 (میانمار، تایلند)، Mawchi (میانمار، تایلند)، Cornubian  
 (انگلیس) و Ervedosa (پرتغال) استفاده شده است (جدول ۲).

جدول ۱. داده‌های سن‌سنجی و ایزوتوپی گرانیتوئیدهای ژوراسیک (۱۶۰-۱۷۸ میلیون سال پیش) پهنه SaSZ

Table 1. Geochronological and isotopic data from Jurassic (178-160 Ma) granitoids of SaSZ

| Location                  | Rock Type      | U-Pb Age (Ma) | $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ | $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ | $\epsilon\text{Nd}_i$ | $T_{\text{DM}}$ | Reference                 |
|---------------------------|----------------|---------------|-------------------------------------|---------------------------------------|-----------------------|-----------------|---------------------------|
| W Hamadan                 | Granite        | 171           | N.A.                                | N.A.                                  | N.A.                  | N.A.            | Zhang et al. (2018)       |
|                           |                | 168           | N.A.                                | N.A.                                  | N.A.                  | N.A.            |                           |
| S Hamadan                 | Granite        | 167           | N.A.                                | N.A.                                  | N.A.                  | N.A.            | Chiu et al. (2013)        |
| Alvand<br>(Hamadan)       | Leucogranite   | 165           | N.A.                                | N.A.                                  | N.A.                  | N.A.            |                           |
|                           |                | 164           | N.A.                                | N.A.                                  | N.A.                  | N.A.            |                           |
|                           | Granite        | 163-161       | 0.719380                            | 0.512257                              | -3.3                  | 1200            | Shahbazi et al. (2010)    |
|                           |                | 163 161       | 0.709240                            | 0.512312                              | -2.3                  | 1130            |                           |
|                           | Granite        | 164           | 0.708830                            | 0.512252                              | -3.4                  | 1220            |                           |
|                           | Granite        | 161           | 0.706990                            | 0.512375                              | -1.1                  | 1030            |                           |
|                           | Granite        | 154           | 0.713010                            | 0.512260                              | -3.5                  | 1230            |                           |
|                           |                | 154           | 0.713770                            | 0.512210                              | -4.5                  | 1310            |                           |
| Malayer                   | Syenogranite   | 184           | 0.709440                            | 0.512230                              | -3.4                  | 1132            | Ahadnejad et al. (2011)   |
|                           |                | 184           | 0.710870                            | 0.512190                              | -4.3                  | 1269            |                           |
|                           | Diorite        | 174           | 0.708560                            | 0.512280                              | -2.7                  | 955             |                           |
|                           |                | 170           | 0.709210                            | 0.512260                              | -2.6                  | 1124            |                           |
|                           | Granodiorite   | 170           | 0.708550                            | 0.512230                              | -3.7                  | 1152            |                           |
|                           |                | 169           | 0.708770                            | 0.512300                              | -2.3                  | 1092            |                           |
|                           | Tonalite       | 162           | 0.707970                            | 0.512160                              | -4.9                  | 1330            |                           |
|                           |                | 162           | 0.708580                            | 0.512190                              | -4.6                  | 1252            |                           |
| Astaneh<br>(Shazand)      | Granodiorite   | 171           | 0.708240                            | 0.512124                              | 5.8                   | 1370            | Tahmasbi et al. (2010)    |
|                           | Qtz-diorite    | 171           | 0.708420                            | 0.512143                              | 5.4                   | 1350            |                           |
|                           |                | 171           | 0.708040                            | 0.512110                              | 6.0                   | 1390            |                           |
| Nezam Abad<br>(Boroujerd) | Monzogranites  | 172           | 0.706300                            | 0.512260                              | -3.0                  | 1006            | Khalaji et al. (2007)     |
|                           | Granodiorite   | 172           | 0.706600                            | 0.512250                              | -3.3                  | 869             |                           |
|                           |                | 171           | 0.706600                            | 0.512240                              | -3.5                  | 867             |                           |
|                           |                | 171           | 0.706200                            | 0.512230                              | -3.6                  | 1135            |                           |
|                           | Quartz diorite | 170           | 0.707400                            | 0.512260                              | -3.1                  | 1269            |                           |
| Aligoodarz                | Granodiorite   | 170           | N.A.                                | N.A.                                  | N.A.                  | N.A.            | Zhang et al. (2018)       |
|                           |                | 167           | N.A.                                | N.A.                                  | N.A.                  | N.A.            |                           |
|                           |                | 165           | 0.710100                            | 0.512140                              | -5.5                  | 1450            | Esna-Ashari et al. (2012) |
|                           |                | 165           | 0.710100                            | 0.512150                              | -5.4                  | 1410            |                           |
|                           |                | 165           | 0.709700                            | 0.512180                              | -4.8                  | 1530            |                           |
|                           |                | 165           | 0.711000                            | 0.512160                              | -5.3                  | 2420            |                           |
|                           | Granite        | 165           | 0.711000                            | 0.512160                              | -5.3                  | 2420            |                           |

**ادامه جدول ۱.** داده‌های سن‌سنجی و ایزوتوپی گرانیتوئیدهای ژوراسیک (۱۶۰-۱۷۸ میلیون سال پیش) پهنه SaSZ

**Table 1 (Continued).** Geochronological and isotopic data from Jurassic (178-160 Ma) granitoids of SaSZ

| Location       | Rock Type    | U-Pb Age (Ma) | ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>i</sub> | ( <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd) <sub>i</sub> | εNd <sub>i</sub> | T <sub>DM</sub> | Reference            |
|----------------|--------------|---------------|----------------------------------------------------|------------------------------------------------------|------------------|-----------------|----------------------|
| Kolah-Ghazi    | Monzogranite | 167-175       | N.A.                                               | N.A.                                                 | N.A.             | N.A.            | Bayati et al. (2017) |
|                | Granite      | 165           | N.A.                                               | N.A.                                                 | N.A.             | N.A.            | Chiu et al. (2013)   |
| Qhory (Neyriz) | Granite      | 175           | N.A.                                               | N.A.                                                 | N.A.             | N.A.            |                      |
|                |              | 173           | N.A.                                               | N.A.                                                 | N.A.             | N.A.            | Yang et al. (2018)   |
|                |              | 170           | N.A.                                               | N.A.                                                 | N.A.             | N.A.            |                      |
|                |              | 175           | N.A.                                               | N.A.                                                 | N.A.             | N.A.            | Chiu et al. (2013)   |

**جدول ۲.** گزیده‌ای از داده‌های زمین‌شیمیایی گرانیتوئیدهای ژوراسیک (۱۶۰-۱۷۸ میلیون سال پیش) پهنه SaSZ و نمونه‌هایی از گرانیتوئیدهای قلع

پورفیری جهان

**Table 2.** Representative geochemical data of Jurassic (178-160 Ma) granitoids of SaSZ and some source granitoids of porphyry Sn deposits in the world

| Location                      | Age (Ma) | ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>i</sub> | εNd <sub>i</sub> | Rb   | Sr  | Y     | Ba   | (Eu/Eu) <sub>N</sub> | References                                                       |
|-------------------------------|----------|----------------------------------------------------|------------------|------|-----|-------|------|----------------------|------------------------------------------------------------------|
| Yanbei<br>(S. China)          | 114      | 0.711                                              | -5               | 685  | 21  | 97.9  | 87   | 0.037                | Liu et al. (1999)                                                |
|                               |          |                                                    |                  | 710  | 32  | 93    | 89   | 0.036                |                                                                  |
|                               |          |                                                    |                  | 690  | 31  | 95    | 93   | 0.038                |                                                                  |
|                               |          |                                                    |                  | 712  | 26  | 98    | 78   | 0.047                |                                                                  |
|                               |          |                                                    |                  | 821  | 20  | 100.9 | 87   | 0.050                |                                                                  |
| Yinyan<br>(S. China)          | 77       | 0.719                                              | -6               | 670  | 13  | 90.7  | 14.8 | 0.003                | Zhengshu et al. (1989);<br>Zheng et al. (2016); Hu et al. (2020) |
|                               |          |                                                    |                  | 689  | 14  | 90    | 12   | 0.007                |                                                                  |
|                               |          |                                                    |                  | 650  | 12  | 154   | 8    | 0.003                |                                                                  |
|                               |          |                                                    |                  | 590  | 13  | 120   | 7    | 0.005                |                                                                  |
|                               |          |                                                    |                  | 750  | 19  | 108   | 12.1 | 0.006                |                                                                  |
| Xishan<br>China)              | 79       | 0.718                                              | -5               | 772  | 4   | 174   | 5.7  | 0.003                | Zhang et al. (2017)                                              |
|                               |          |                                                    |                  | 776  | 4.2 | 130   | 5.7  | 0.004                |                                                                  |
|                               |          |                                                    |                  | 1065 | 7.1 | 220   | 13.5 | 0.004                |                                                                  |
|                               |          |                                                    |                  | 924  | 7   | 161   | 10.3 | 0.004                |                                                                  |
|                               |          |                                                    |                  | 1015 | 4.8 | 181   | 11.2 | 0.005                |                                                                  |
| Wagone<br>(Myanmar, Thailand) | 75       |                                                    |                  | 1005 | 4.5 | 135   | 7.5  | 0.004                | Li et al. (2018)                                                 |
|                               |          |                                                    |                  | 588  | 19  | 69.3  | 90   | 0.092                |                                                                  |
|                               |          |                                                    |                  | 590  | 22  | 67    | 89   | 0.088                |                                                                  |
|                               |          |                                                    |                  | 340  | 21  | 33.5  | 71   | 0.075                |                                                                  |
|                               |          |                                                    |                  | 630  | 26  | 63.3  | 78   | 0.137                |                                                                  |
| Mawchi<br>(Myanmar, Thailand) | 42       |                                                    |                  | 583  | 21  | 158.5 | 89   | 0.037                | Myint et al. (2017)                                              |
|                               |          |                                                    |                  | 961  | 17  | 152   | 11   | 0.026                |                                                                  |
|                               |          |                                                    |                  | 870  | 18  | 147   | 14   | 0.022                |                                                                  |
|                               |          |                                                    |                  | 850  | 16  | 149   | 13   | 0.025                |                                                                  |
|                               |          |                                                    |                  | 902  | 18  | 145   | 12   | 0.024                |                                                                  |
| Cornubian<br>(England)        | 280      | 0.713                                              | -7               | 685  | 17  | 147   | 24   | 0.022                | Darbyshire and Shep (1994); Simons et al. (2016)                 |
|                               |          |                                                    |                  | 657  | 51  |       | 68   | 0.075                |                                                                  |
|                               |          |                                                    |                  | 689  | 46  |       | 80   | 0.079                |                                                                  |
|                               |          |                                                    |                  | 676  | 42  |       | 78   | 0.090                |                                                                  |
|                               |          |                                                    |                  | -6.4 | 732 | 32    | 63   | 0.157                |                                                                  |
|                               |          |                                                    |                  | 712  | 38  |       | 78   | 0.089                |                                                                  |

**ادامه جدول ۲.** گزیده‌ای از داده‌های زمین‌شیمیایی گرانیتوئیدهای ژوراسیک (۱۶۰-۱۷۸ میلیون سال پیش) پهنه SaSZ و نمونه‌هایی از گرانیتوئیدهای

قلع پورفیری جهان

**Table 2 (Continued).** Representative geochemical data of Jurassic (178-160 Ma) granitoids of SaSZ and some source granitoids of porphyry Sn deposits in the world

| Location               | Age (Ma) | ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>i</sub> | εNd <sub>t</sub> | Rb  | Sr  | Y    | Ba   | (Eu/Eu) <sub>N</sub> | References                                                             |
|------------------------|----------|----------------------------------------------------|------------------|-----|-----|------|------|----------------------|------------------------------------------------------------------------|
| Ervedosa<br>(Portugal) | 327      | 0.7158                                             |                  | 598 | 27  | 46   | 89   | 0.155                | Gomes and Neiva (2000)                                                 |
|                        |          |                                                    |                  | 589 | 25  |      | 86   | 0.192                |                                                                        |
|                        |          | 0.7157                                             |                  | 545 | 26  | 43   | 90   | 0.187                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 578 | 27  | 42   | 89   | 0.180                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 500 | 29  | 46   | 66   | 0.170                |                                                                        |
| W-Hamadan<br>(Iran)    | 168      |                                                    |                  | 194 | 245 | 30   | 729  | 0.582                | Zhang et al. (2018)                                                    |
|                        |          |                                                    |                  | 161 | 418 | 32.7 | 765  | 0.631                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 167 | 294 | 33.5 | 129  | 0.573                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 180 | 91  | 20.8 | 212  | 0.375                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 163 | 167 | 26.2 | 469  | 0.406                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 166 | 170 | 19.8 | 460  | 0.341                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 175 | 168 | 21.1 | 480  | 0.582                |                                                                        |
| Malayer<br>(Iran)      | 170      | 0.709                                              | -3               | 134 | 320 | 15   | 1150 | 0.391                | Ahadnejad et al. (2011)                                                |
|                        |          |                                                    |                  | 88  | 347 | 23.4 | 355  | 0.447                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 77  | 231 | 30.2 | 361  | 0.457                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 87  | 142 | 42   | 162  | 0.339                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 96  | 160 | 17.7 | 292  | 0.774                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 86  | 141 | 16.9 | 286  | 0.719                |                                                                        |
| Aligoodarz<br>(Iran)   | 165      | 0.71                                               | -5               | 137 | 113 | 20.9 | 345  | 0.494                | Esna-Ashari et al. (2012);<br>Zhang et al. (2018)                      |
|                        |          |                                                    |                  | 104 | 192 | 37.4 | 348  | 0.257                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 141 | 124 | 27.1 | 347  | 0.370                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 130 | 138 | 23.1 | 291  | 0.556                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 166 | 146 | 22   | 406  | 0.517                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 151 | 107 | 29.3 | 401  | 0.546                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 137 | 113 | 20.9 | 345  | 0.494                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 104 | 192 | 37.4 | 348  | 0.323                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 82  | 206 | 23.6 | 259  | 0.487                |                                                                        |
| Alvand<br>(Iran)       | 167-171  | 0.709-0.710                                        | -3               | 163 | 134 | 44   | 387  | 0.287                | Shahbazi et al. (2010) ;<br>Chiu et al. (2013); Zhang et<br>al. (2018) |
|                        |          |                                                    |                  | 148 | 151 | 10.9 | 667  | 0.473                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 248 | 140 | 54.4 | 178  | 0.534                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 190 | 160 | 17   | 130  | 0.616                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 198 | 160 | 27.3 | 800  | 0.252                |                                                                        |
| Boroujerd<br>(Iran)    | 169.6    | 0.708                                              | -3.5             | 79  | 197 | 18.4 | 236  | 0.671                | Khalaji et al. (2007)                                                  |
|                        |          |                                                    |                  | 101 | 388 | 19.8 | 454  | 0.648                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 88  | 347 | 23.4 | 355  | 0.484                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 143 | 330 | 37.4 | 853  | 0.277                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 77  | 231 | 30.2 | 361  | 0.457                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 72  | 361 | 14.7 | 306  | 0.983                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 72  | 355 | 14.8 | 318  | 0.971                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 105 | 424 | 16.6 | 518  | 0.828                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 100 | 433 | 19.1 | 588  | 0.883                |                                                                        |
|                        |          |                                                    |                  | 120 | 438 | 18.7 | 628  | 0.924                |                                                                        |

## بحث

## تعیین خاستگاه و پهنه تکتونوماگمایی گرانیتوئیدها

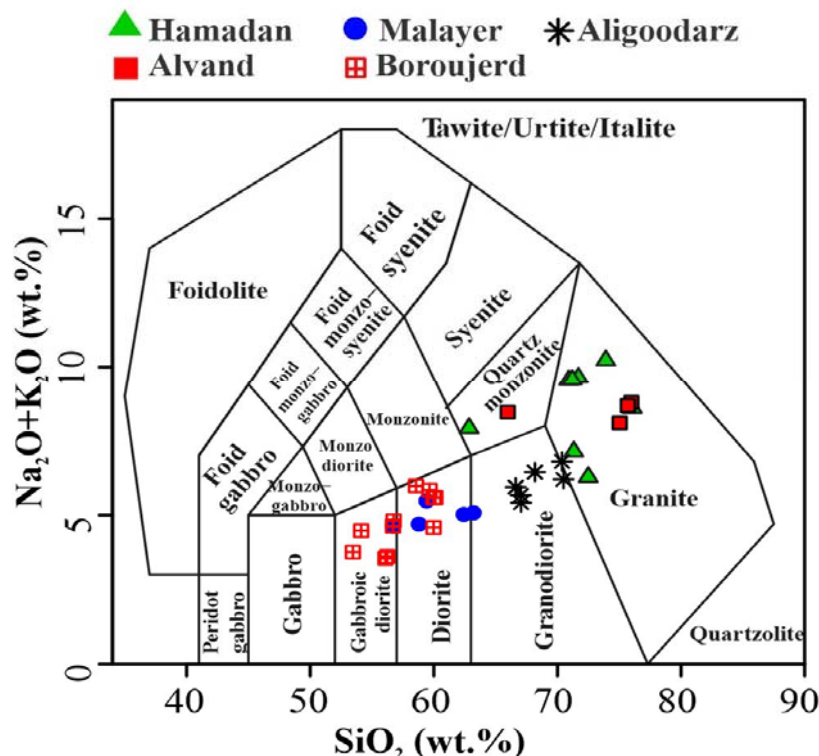
## الف) ویژگی‌های زمین‌شناسی منطقه

تشکیل توده‌های گرانیتوئیدی با ابعاد بزرگ (باتولیت) در پی ذوب پوسته قاره‌ای (Healy et al., 2004; Celemens et al., 2017) و در اعماق بیشتر از ۴ کیلومتر همراه با نبود سنگ‌های آتشفشانی و عدم پیدایش کمان آتشفشانی، رخداد دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره شیست سبز (و آمفیبولیت) در پی فرایندهای کوه‌زایی سیمیرین (Ricou, 1994; Stampfli and Borel, 2002; Fergusson et al., 2016) و در نتیجه پیدایش سنگ‌های دگرگونی مانند اسلیت، فیلیت و شیست (Shahbazi et al., 2010; Mahmoudi et al., 2011; Sheikholeslami, 2015; Shakerardakani et al., 2015; Fergusson et al., 2016; Sepahi et al., 2018; Hemmati et al., 2018; Azizi et al., 2020; Monfaredi

(et al., 2020) از ویژگی‌های زمین‌شناسی است که نشان می‌دهند گرانیتوئیدهای پهنه SaSZ پیامد ماگماتیسم در یک محیط برخورد قاره‌ای طی کوه‌زایی سیمیرین هستند؛ در حالی که اگر این گرانیتوئیدها پیامد ماگماتیسم در پهنه فروانش و متعلق به نوع I بودند، در آن مقطع زمانی سنگ‌های آتشفشانی نیز تشکیل می‌شدند.

## ب) داده‌های زمین‌شیمیایی عناصر و ترکیب ایزوتوپی

در پهنه SaSZ (همدان، الوند، ملایر، بروجرد، الیگودرز، کلاه‌قاسی، نیریز (قوری) و جیرفت-سرگز) (شکل ۱) گرانیتوئیدها با محدوده ترکیبی  $\text{SiO}_2$  برابر با ۵۵ تا ۷۵ درصد وزنی و مجموع آلکالی‌ها ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) برابر با ۴ تا ۱۰ درصد وزنی در گروه دیوریت گابروئیک، دیوریت، گرانودیوریت، کوآرتز مونزونیت، تا گرانیت رده‌بندی می‌شوند (شکل ۲).

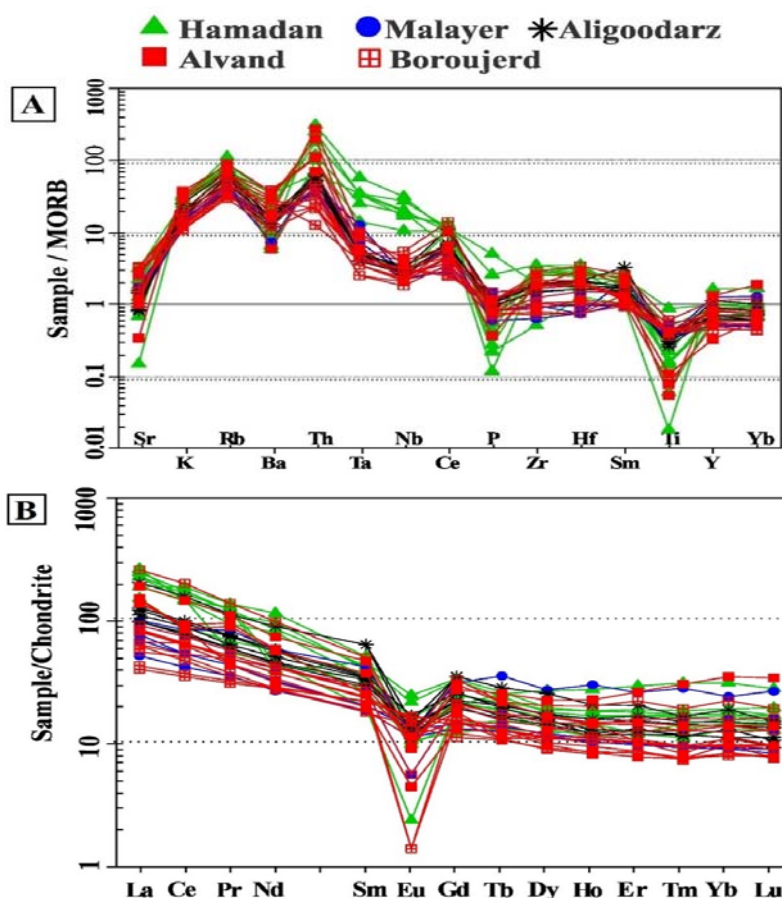


شکل ۲. گرانیتوئیدهای ژوراسیک (۱۶۰-۱۷۸ میلیون سال پیش) پهنه SaSZ در نمودار رده‌بندی  $\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (Middlemost, 1994)  
**Fig. 2.** Jurassic (178-160 Ma) granitoids of SaSZ in  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  classification diagram (Middlemost, 1994)



الگوی فراوانی عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب در نمونه‌های گرانیتوئید ژوراسیک همدان، الوند، ملایر، بروجرد، الیگودرز، کلاه‌قازی، نیریز (قوری) و جیرفت-سرگز در نمودار بهنجار شده به ترکیب MORB<sup>۱</sup> (شکل ۳-۱)، همانند سنگ‌هایی با خاستگاه پوسته‌ای است و در آن عنصرهای LFSE و HFSE<sup>۲</sup> به ترکیب MORB<sup>۱</sup> (شکل ۳-۱)، همانند سنگ‌هایی با خاستگاه پوسته‌ای است و در آن عنصرهای LFSE و HFSE<sup>۲</sup>

الگوی فراوانی عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب در نمونه‌های گرانیتوئید ژوراسیک همدان، الوند، ملایر، بروجرد، الیگودرز، کلاه‌قازی، نیریز (قوری) و جیرفت-سرگز در نمودار بهنجار شده به ترکیب MORB<sup>۱</sup> (شکل ۳-۱)، همانند سنگ‌هایی با خاستگاه پوسته‌ای است و در آن عنصرهای LFSE و HFSE<sup>۲</sup>



شکل ۳. گرانیتوئیدهای ژوراسیک (۱۶۰-۱۷۸ میلیون سال پیش) پهنه SaSZ در A: نمودار بهنجار شده به ترکیب MORB (مقادیر بهنجارسازی برگرفته از پیرس (Pearce 1983)) و B: نمودار بهنجار شده به ترکیب کندریت (مقادیر بهنجارسازی برگرفته از بوینتون (Boynton 1984))

**Fig. 3.** Jurassic (178-160 Ma) granitoids of SaSZ in A: MORB-normalized diagram (normalization values are from Pearce (1983)) and B: Chondrite-normalized diagram (normalization values are from Boynton (1984))

اکسیدژن و کاهیدگی و شرایط احیایی مذاب (مانند مذاب‌های آناتکسی سری ایلمینیت پیشنهادی ایشهارا (Ishihara, 1977)،

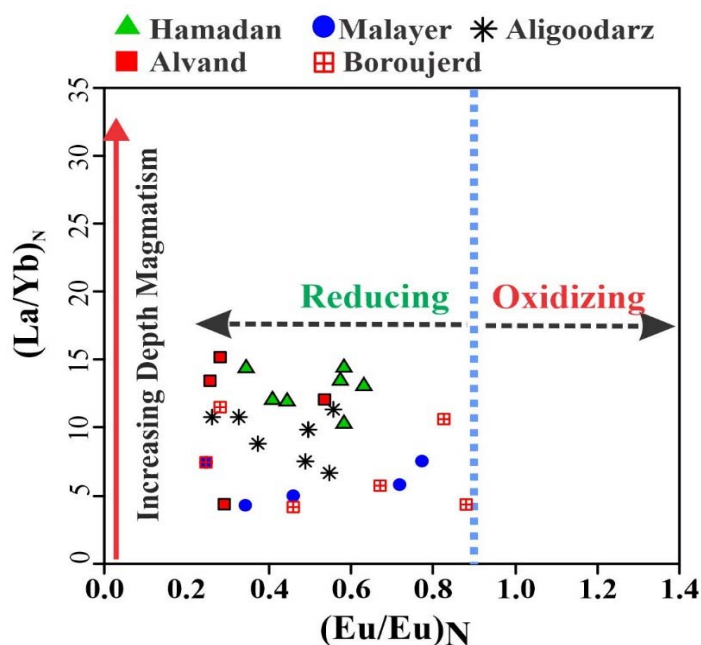
مقدار کم  $(Eu/Eu)_N$  ( $< 1-0/9$ ) و آنومالی به شدت منفی Eu (شکل ۳-۱) به علت پیدایش ماگما در شرایط فوگاسیته کم

1. Mid Ocean Ridge Basalt  
2. Low Field Strength Elements  
3. High Field Strength Elements

4. Light Rare Earth Elements  
5. Heavy Rare Earth Elements

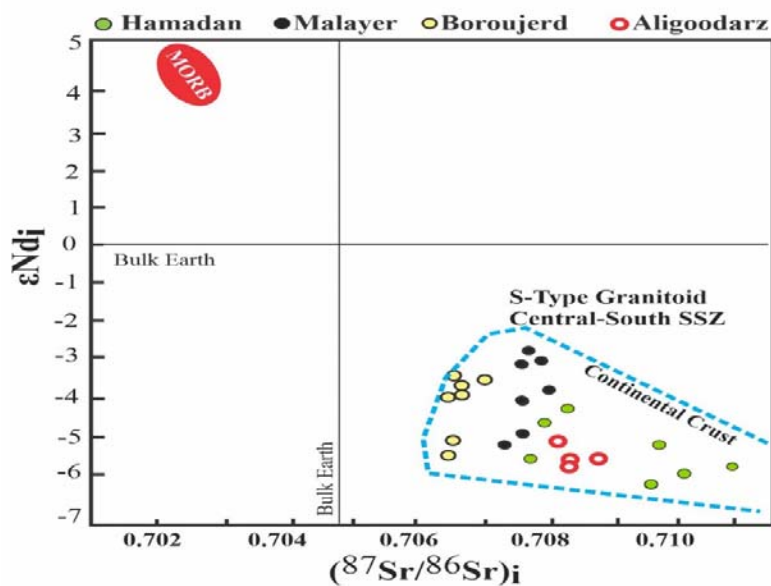
و آناتکسی نوع S هستند (شکل های ۴ و ۵) که از ذوب بخشی پوسته قاره ای ضخیم شده در حاشیه فعال قاره پدید آمده اند.

مقدارهای بالای  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  ( $> 0.707$ ) (جدول ۱) و مقدارهای کم و منفی  $\epsilon\text{Nd}_i$  ( $> -2$ ) (جدول ۱) نشان دهنده شباهت مذاب سازنده نمونه های بررسی شده به مذاب های احيایی



شکل ۴. گرانیتوئیدهای ژوراسیک (۱۶۰-۱۷۸ میلیون سال پیش) پهنه SaSZ در نمودار  $(\text{Eu}/\text{Eu})_N$  در برابر  $(\text{La}/\text{Yb})_N$

Fig. 4. Jurassic (178-160 Ma) granitoids of SaSZ in  $(\text{Eu}/\text{Eu})_N$  versus  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  plot



شکل ۵. گرانیتوئیدهای ژوراسیک (۱۶۰-۱۷۸ میلیون سال پیش) پهنه SaSZ در نمودار  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  در برابر  $\epsilon\text{Nd}_i$

Fig. 5. Jurassic (178-160 Ma) granitoids of SaSZ in  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  versus  $\epsilon\text{Nd}_i$  plot

### ج) داده‌های زمین‌فیزیکی

بر اساس داده‌های زمین‌فیزیکی، بیشترین ضخامت پوسته قاره‌ای در پهنه SaSZ (۵۲-۵۶ کیلومتر) (Jiménez-Munt et al., 2012) در بخش مرکزی تا جنوبی این پهنه و از همدان تا سیرجان دیده می‌شود. با توجه به این نکته و نیز داده‌های سن-سنجی گرانیتوئیدهای ژوراسیک این پهنه (۱۷۸ تا ۱۶۰ میلیون سال پیش)، این پهنه را می‌توان یک پهنه برخورد قاره‌ای با ضخیم‌شدگی پوسته قاره‌ای در پی رویداد کوه‌زایی سیمیرین دانست.

پذیرفتاری مغناطیسی برای گرانیت‌ها بسیار متغیر است و از  $10^{-6}$  در گرانیت‌های لویکوکراتیک تا  $10^{-2}$  در گرانودیوریت‌ها و توانلیت‌ها متغیر است. همان‌گونه که پیشتر گفته شد، بر اساس میزان کانی‌های مغناطیسی، گرانیت‌های نوع I و S به ترتیب با گروه مگنتیت و یا مگنتیت-ایلمینیت و گروه لیلمینیت (Ishihara 1977) هم‌خولنی دارند (Takahashi et al., 1980). گرانیت‌های گروه مگنتیت که پذیرفتاری مغناطیسی بالاتر از  $10^{-5} \times 100$  (SI) نشان می‌دهند، در پهنه‌های فروانش و شرایط اکسیداسیون بالاتر پدید می‌آیند و خاستگاه نهشته‌های طلا-مس پورفیری هستند؛ اما پوسته قاره‌ای و شرایط احیایی خاستگاه گرانیت‌های گروه ایلمینیت پذیرفتاری مغناطیسی کمتر از  $10^{-5} \times 100$  (SI) نشان می‌دهند و می‌توانند خاستگاه نهشته‌های قلع پورفیری باشند. البته دگرسانی در سنگ از شناسایی و تفسیر درست پذیرفتاری مغناطیسی سنگ‌ها جلوگیری می‌کند.

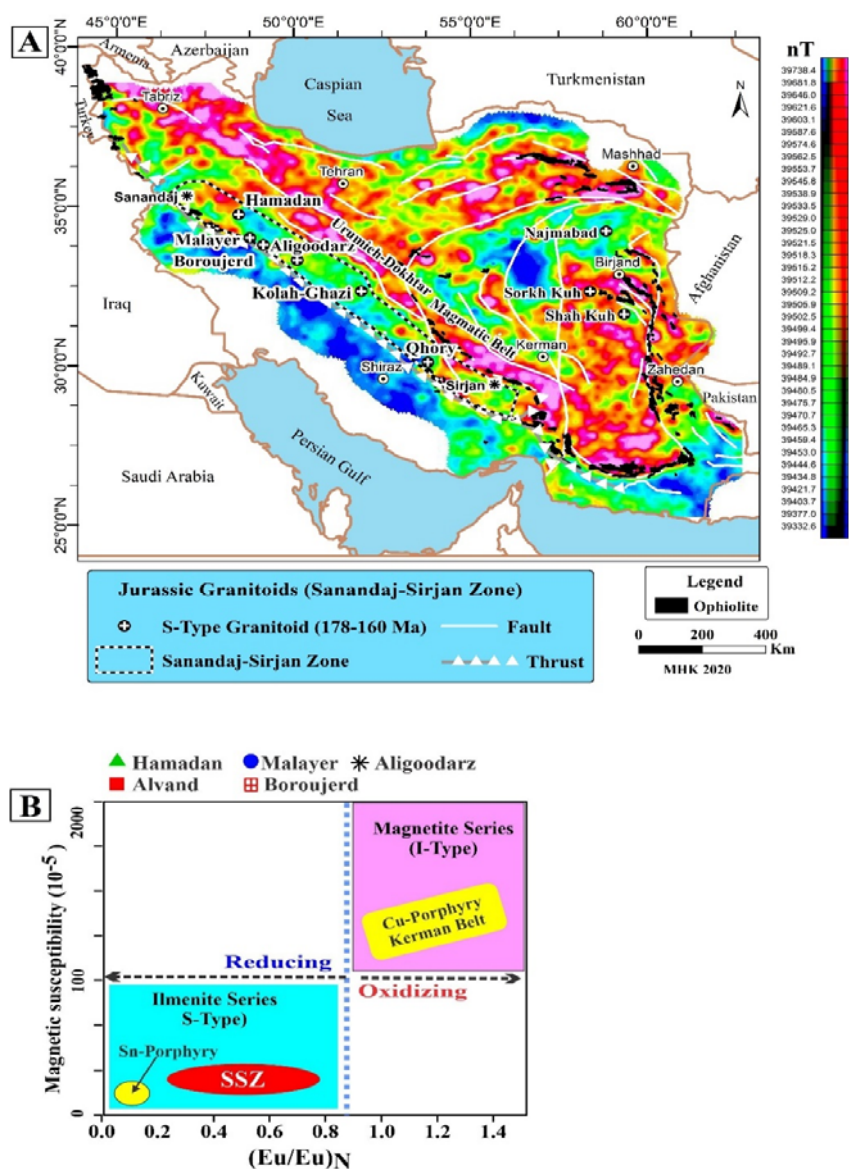
بر اساس نقشه پذیرفتاری مغناطیسی ایران (Teknik and Ghods, 2017)، گرانیت‌های نوع S پهنه SaSZ شدت کل میدان مغناطیس هوایی یا پذیرفتاری مغناطیسی کمی دارند که می‌تواند نشان‌دهنده تعلق آنها به گرانیتوئیدهای گروه ایلمینیت باشد؛ در حالی که گرانیت‌های نوع I و A که بیشترین گستردگی را در پهنه ساندج تا همدان دارند، پذیرفتاری مغناطیسی بالاتری دارند (شکل ۶-۱). البته بیشترین پذیرفتاری مغناطیسی در محدوده ارومیه-دختر (Raeisi et al., 2018; Golestani et al., 2018)

(al., 2019; Kazemi et al., 2019) دیده می‌شود (شکل ۶-۱). مرز باختری پهنه SaSZ با گسل اصلی رورانده زاگرس شناخته می‌شود (شکل ۱). بر اساس نقشه پذیرفتاری مغناطیسی ایران (Teknik and Ghods, 2017)، آنومالی‌های مغناطیسی در راستای این گسل رورانده در بخش باختری آن بسیار اهمیت دارد و چه‌بسا نشان‌دهنده وجود برخی سنگ‌های ماگمایی (برای نمونه، بقایای پوسته اقیانوسی پالئوتتیس و کمان‌های آتشفشانی تریاس پایانی-ژوراسیک آغازین) در زیر این روراندگی هستند. بر اساس تفاوت مذاب گرانیتوئیدهای نوع S با I از نظر پذیرفتاری مغناطیسی و شرایط کاهیدگی اکسیژن، رسم نموداری برپایه ترکیب  $(Eu/Eu)_N$  گرانیتوئیدها در برابر پذیرفتاری مغناطیسی آنها به‌خوبی این دو گروه گرانیتوئیدی را از یکدیگر تفکیک می‌کند (شکل ۶-۲). بر اساس این نمودار، گرانیتوئیدهای نوع S که مذاب سازنده آنها در شرایط احیایی پدید می‌آید با  $(Eu/Eu)_N$  کمتر از ۰/۸ و پذیرفتاری مغناطیسی کمتر از  $10^{-5} \times 100$  (SI) (سری ایلمینیت) شناخته می‌شوند؛ اما گرانیتوئیدهای نوع I با ماگمای سازنده اکسایشی  $(Eu/Eu)_N$  بیشتر از ۰/۸ و پذیرفتاری مغناطیسی بیشتر از  $10^{-5} \times 100$  (SI) (سری مگنتیت) دارند (شکل ۶-۲). به این ترتیب می‌توان گفت در پهنه SaSZ، وجود گرانیتوئیدهای نوع S، افزایش ضخامت پوسته قاره‌ای و رویداد دگرگونی ناحیه‌ای در پی رویداد کوه‌زایی سیمیرین با رویداد یک رژیم برخوردی و پوسته قاره‌ای ضخیم‌شده در ۱۷۸ تا ۱۶۰ میلیون سال پیش همخوانی دارند.

چکیده‌ای از ویژگی‌های زمین‌شناسی، زمین‌فیزیکی و زمین‌شیمیایی توده‌های گرانیتوئیدهای پهنه SaSZ در مقایسه با گرانیتوئیدهای نوع I و S جهان در جدول ۳ آمده است. بر اساس این ویژگی‌ها، نبود کمان آتشفشانی و سنگ‌های آتشفشانی، ضخیم‌شدگی پوسته قاره‌ای، پیدایش سنگ‌های دگرگونی و رویداد دگرگونی ناحیه‌ای در پی فرایندهای کوه‌زایی، تشکیل باتولیت‌های بزرگ، پذیرفتاری مغناطیسی کمتر از  $10^{-5} \times 100$  (سری ایلمینیت)،  $\epsilon Nd_i$  منفی و  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$  بیشتر از ۰/۷۰۷ از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع S پدیدآمده از ذوب پوسته

هستند. بر اساس این جدول می‌توان گفت گرانیتوئیدهای بازه زمانی ۱۷۸ تا ۱۶۰ میلیون سال پیش در پهنه SaSZ بیشترین هم‌پوشانی زمین‌شناسی، زمین‌فیزیکی و زمین‌شیمیایی را با گرانیتوئیدهای نوع S نشان می‌دهند.

قاره‌ای (شکل ۵) در پهنه برخوردی قاره‌ای هستند؛ اما پیدایش کمان آتشفشانی و سنگ‌های آتشفشانی، نبود سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای، تشکیل استوک، پذیرفتاری مغناطیسی بیشتر از  $10^{-5} \times 100$  (سری مگنتیت) و  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  کمتر از ۰/۷۰۷ از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I وابسته به پهنه‌های فروانش



شکل ۶. جایگاه گرانیتوئیدهای ژوراسیک در پهنه SaSZ و بلوک لوت روی نقشه مغناطیس‌سنجی هوایی ایران (چرخش به قطب RTP؛ نقشه مغناطیس‌سنجی هوایی از تکنیک و قدس (Teknik and Ghods, 2017) و B: نمودار  $(\text{Eu}/\text{Eu})_N$  در برابر پذیرفتاری مغناطیسی

**Fig. 6.** Location of Jurassic granitoid rocks along SaSZ and Lut Block are plotted on A: aeromagnetic map of Iran (rotation to pole RTP; aeromagnetic map from Teknik and Ghods (2017) and B:  $(\text{Eu}/\text{Eu})_N$  versus magnetic susceptibility

**جدول ۳.** ویژگی‌های زمین‌فیزیکی، زمین‌شیمیایی، صحرایی و پهنه زمین‌ساختی ماگمای سازنده توده‌های گرانیتوئیدی ژوراسیک (۱۶۰-۱۷۸ میلیون سال پیش) در پهنه SaSZ در مقایسه با گرانیتوئیدهای نوع I و S

**Table 3.** Geophysical, geochemical, field relation, and tectonomagmatic setting of Jurassic (178-160 Ma) granitoids of SaSZ compared to type I and S granitoids

|                                                      | Granitoids                   |                              |                              |
|------------------------------------------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|
|                                                      | I-Type                       | S-Type                       | SSZ (178-162 Ma)             |
| <b>Tectonic Setting</b>                              | <b>Subduction Zone</b>       | <b>Continental Collision</b> | <b>Continental Collision</b> |
| <b>Volcanic Arc</b>                                  | Yes                          | No                           | No                           |
| <b>Volcanic Rock</b>                                 | Yes                          | No                           | No                           |
| <b>Orogeny</b>                                       | -                            | Yes                          | Cimmerian                    |
| <b>Regional Metamorphic Rocks</b>                    | No                           | Yes                          | Yes                          |
| <b>Depth of Emplacement</b>                          | Volcanic & Sub-volcanic      | Depth > 4 Km                 | Slate & Schist               |
| <b>Shape &amp; Geometry</b>                          | Stock                        | Deep Pluton                  | Depth > 4 Km                 |
| <b>(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub></b> | Less than 0.706              | Big Batholite                | Deep Pluton                  |
| <b>Magnetic Susceptibility (SI)</b>                  | >100 × 10 <sup>-5</sup> (SI) | Higher than 0.707            | Big Batholite                |
|                                                      | Magnetite Series             | <100 × 10 <sup>-5</sup> (SI) | Higher than 0.707            |
| <b>Total Magnetic Intensity</b>                      | High                         | Ilmenite Series              | <100 × 10 <sup>-5</sup> (SI) |
|                                                      |                              | Low                          | Ilmenite Series              |
|                                                      |                              |                              | Low                          |

سیستم‌های گرمایی و پورفیری پدید می‌آیند (Lehmann, 1982; Neiva, 1984; Govett and Atherden, 1988; Neiva, 2002)، هرچند در مواردی پیدایش برخی از نهشته‌های قلع به گرانیت‌های نوع A و I نیز نسبت داده شده‌اند (Xu et al., 2017 و منابع آن). بنابراین، با توجه به اینکه کانی‌سازی قلع پورفیری با گرانیت‌های سری ایلمینیت (نوع S) و کانی‌سازی مس پورفیری با گرانیتوئیدهای سری مگنتیت (نوع I) همراه هستند (Ishihara, 1977; Chappell and White, 2001; Neiva, 2002)، به‌سادگی نبود احتمال و استعداد رویداد کانی‌سازی مس پورفیری در ارتباط با این توده‌ها و محتمل بودن کانی‌سازی قلع اثبات می‌شود. با توجه به محتمل بودن کانی‌سازی قلع و برخی عنصرهای کمیاب دیگر (جدول ۴) در ارتباط با پیدایش گرانیتوئیدهای نوع S در پهنه SaSZ در بازه زمانی ۱۶۰-۱۷۸ میلیون سال پیش، در ادامه به بررسی احتمال وجود محلول‌های گرمایی با بررسی دگرسانی گرانیتوئیدها بر اساس داده‌های ماهواره ASTER و نیز ترکیب زمین‌شیمیایی گرانیتوئیدها و رسوبات رودخانه‌ای مرتبط با آنها پرداخته می‌شود.

### کانی‌سازی در گرانیتوئیدهای نوع S ژوراسیک پهنه SaSZ

ژراسوندی و همکاران (Zarasvandi et al., 2019, 2020) بر اساس ترکیب برخی عنصرهای اصلی و نمودارهای قدیمی (مانند سدیم و پتاسیم در نمودار پیشنهادی چاپل و وایت (Chappell and White, 2001))، گرانیتوئیدهای پهنه SaSZ (بروجرد، الوند، آستانه و الیگودرز) را از نوع گرانیتوئیدهای نوع I دانسته‌اند؛ لذا به بررسی توان کانی‌سازی مس در ارتباط با این گرانیتوئیدها پرداخته‌اند و بر این باور هستند که پیدایش مذاب‌های بی‌آب برخاسته از گوشته تهی‌شده و شاید سنگ‌کره پوسته قاره‌ای زیرین و نبود جریان متمرکز سیال‌ها، علت روی‌ندادن کانی‌سازی مس در این مناطق بوده است. در حالی که بررسی داده‌های زمین‌شناسی، داده‌های زمین‌شیمیایی ایزوتوپی و زمین‌فیزیکی (شکل ۶-A و B) که در بخش پیشین به آنها اشاره شد، به‌روشنی نشان می‌دهند ماگمای سازنده این گرانیتوئیدها از نوع S با خاستگاه پوسته قاره‌ای بوده و سرشت احیایی داشته است. از سوی دیگر، معمولاً سنگ‌های ماگمایی با ترکیب گرانیت نوع S در پهنه‌های زمین‌ساختی برخوردی فراوان‌ترین و معمول‌ترین خاستگاه نهشته‌های اولیه قلع هستند که در

**جدول ۴.** گزیده‌ای از داده‌های عنصرهای کمیاب (بر اساس ppm) در گرانیتوئیدهای ژوراسیک (۱۷۸-۱۶۰ میلیون سال پیش) پهنه SaSZ

**Table 4.** Representative trace elements content (in ppm) of Jurassic (178-160 Ma) granitoids of SaSZ

| Region      | Sn   | Cu | Pb | Zn | Reference                                  |
|-------------|------|----|----|----|--------------------------------------------|
| Hamadan     | 2    | 14 | 9  | 12 | Zhang et al. (2018)                        |
|             | 4    | 12 | 12 | 16 |                                            |
|             | 3    | 19 | 8  | 11 |                                            |
|             | 2    | 18 | 16 | 19 |                                            |
| Malayer     | 2    | 15 | 25 | 32 | Ahadnejad et al. (2011)                    |
|             | 2    | 12 | 18 | 26 |                                            |
|             | 3    | 13 | 22 | 35 |                                            |
|             | 2    | 11 | 27 | 19 |                                            |
| Aligoodarz  | 2    | 28 | 18 | 43 | Esna-Ashari et al. (2012)                  |
|             | 3    | 13 | 15 | 28 |                                            |
|             | 2    | 25 | 12 | 25 |                                            |
| Boroujerd   | 3    | 12 | 20 | 41 | Khalaji et al. (2007); Zhang et al. (2018) |
|             | 2    | 17 | 11 | 55 |                                            |
|             | 2    | 20 | 16 | 28 |                                            |
| Kolah-Ghazi | N.A. | 30 | 24 | 63 | Bayati et al. (2017)                       |
|             | N.A. | 28 | 15 | 45 |                                            |
|             | N.A. | 18 | 30 | 52 |                                            |

N.A.: not analyzed

بررسی‌های پیشین ریچارد (Richards, 2015) فرسایش رو به پایین در باتولیت‌های ژوراسیک SaSZ را عامل نبود کانی‌سازی (مس) دانسته است؛ اما از آنجایی که در باتولیت‌های این پهنه آثار دگرسانی و کانی‌های کلریت، اپیدوت، سریسیت و کائولن دیده نمی‌شود (بر اساس تصویرهای ماهواره ASTER، شکل‌های ۸ تا ۱۱) پس سیستم‌های یادشده دچار فرسایش نشده‌اند، بلکه نبود محلول‌های کانی‌ساز و گرمایی عامل اصلی نبود کانی‌سازی در این منطقه هستند. از سوی دیگر، در همه کانسارهای قلع پورفیری، مس پورفیری و مولیبدن پورفیری، در بخش زیرین ذخیره، هنگام جدایش محلول‌های ماگمایی کوارتز با بافت ویژه رشد یک جهتی<sup>۲</sup> متبلور می‌شود؛ اما از آنجایی که در این پهنه رخنمون این بافت در سطح زمین گزارش نشده است، پس ماگما محلول کافی و مناسبی برای کانی‌زایی نداشته است.

#### **ب) بررسی کانی‌سازی بر اساس زمین‌شیمی رسوبات رودخانه‌ای**

در منطقه همدان و ملایر، فراوانی عنصر قلع در رسوبات رودخانه‌ای مرتبط با توده آذرین و سنگ‌های دگرگونی

#### **الف) بررسی رخداد دگرسانی و وجود محلول‌های گرمایی**

دگرسانی می‌تواند بیانگر وجود محلول‌های گرمایی و رویداد کانی‌سازی باشد. یکی از روش‌های متداول در شناسایی رخداد دگرسانی، بررسی تصویرهای ماهواره‌ای لندست و ASTER و پردازش آنهاست. برای بررسی احتمال کانی‌سازی قلع در ارتباط با رویداد کوه‌زایی سیمیرین، از میان توده‌های آذرین درونی ژوراسیک مورد بررسی در این پژوهش، تصویرها و داده‌های ماهواره‌ای دو توده آذرین مناطق بروجرد-ملایر و همدان بررسی و به روش زاویه طیفی<sup>۱</sup> پردازش شدند. بررسی تصویرهای ماهواره‌ای ASTER این مناطق نشان می‌دهد، توده‌های آذرین یادشده دچار دگرسانی نشده‌اند و در آنها آثاری از پیدایش کانی‌های کلریت، اپیدوت (شکل A-۷ و B)، مسکویت (سریسیت) و کائولن دیده نمی‌شود. در واقع، آثار کلریت‌زایی و اپیدوت‌زایی دیده‌شده در سنگ‌های دگرگونی دربرگیرنده گرانیتوئیدها، پیامد دگرگونی ناحیه‌ای آنها در حد رخساره شست‌سبز است و ارتباطی با توده‌های آذرین ندارد. در

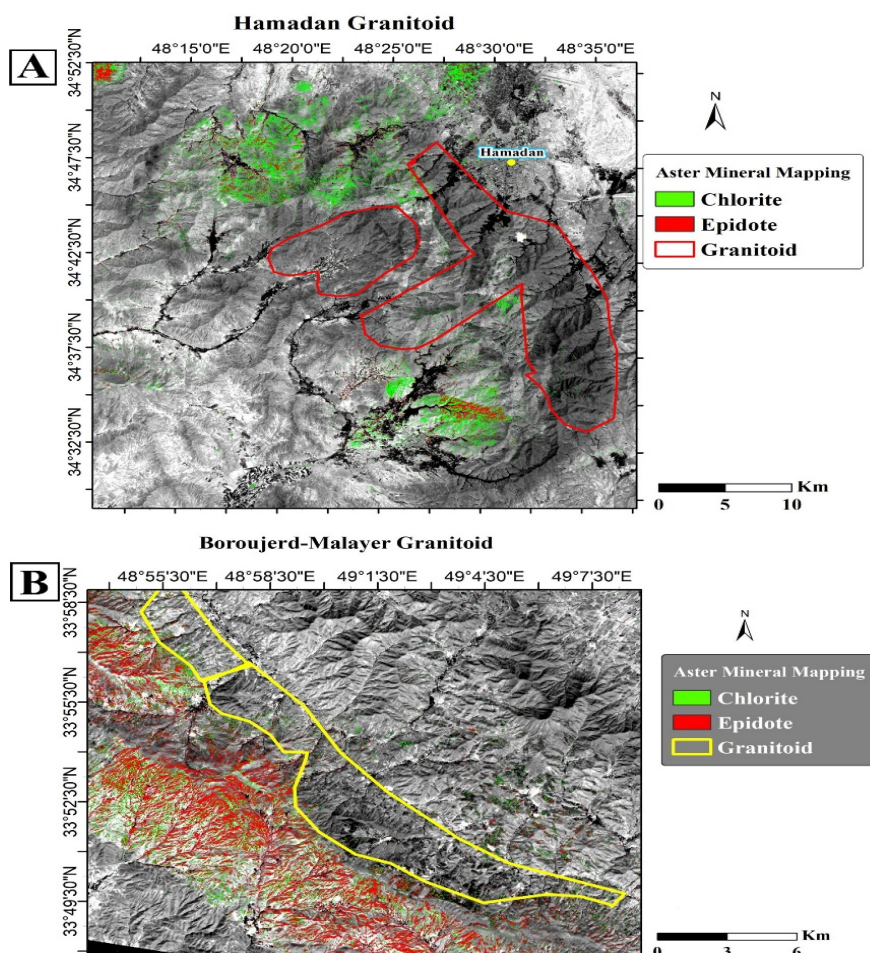
1. Spectral Angle Mapper (SAM)

2. UST or Unidirectional Solidification Texture



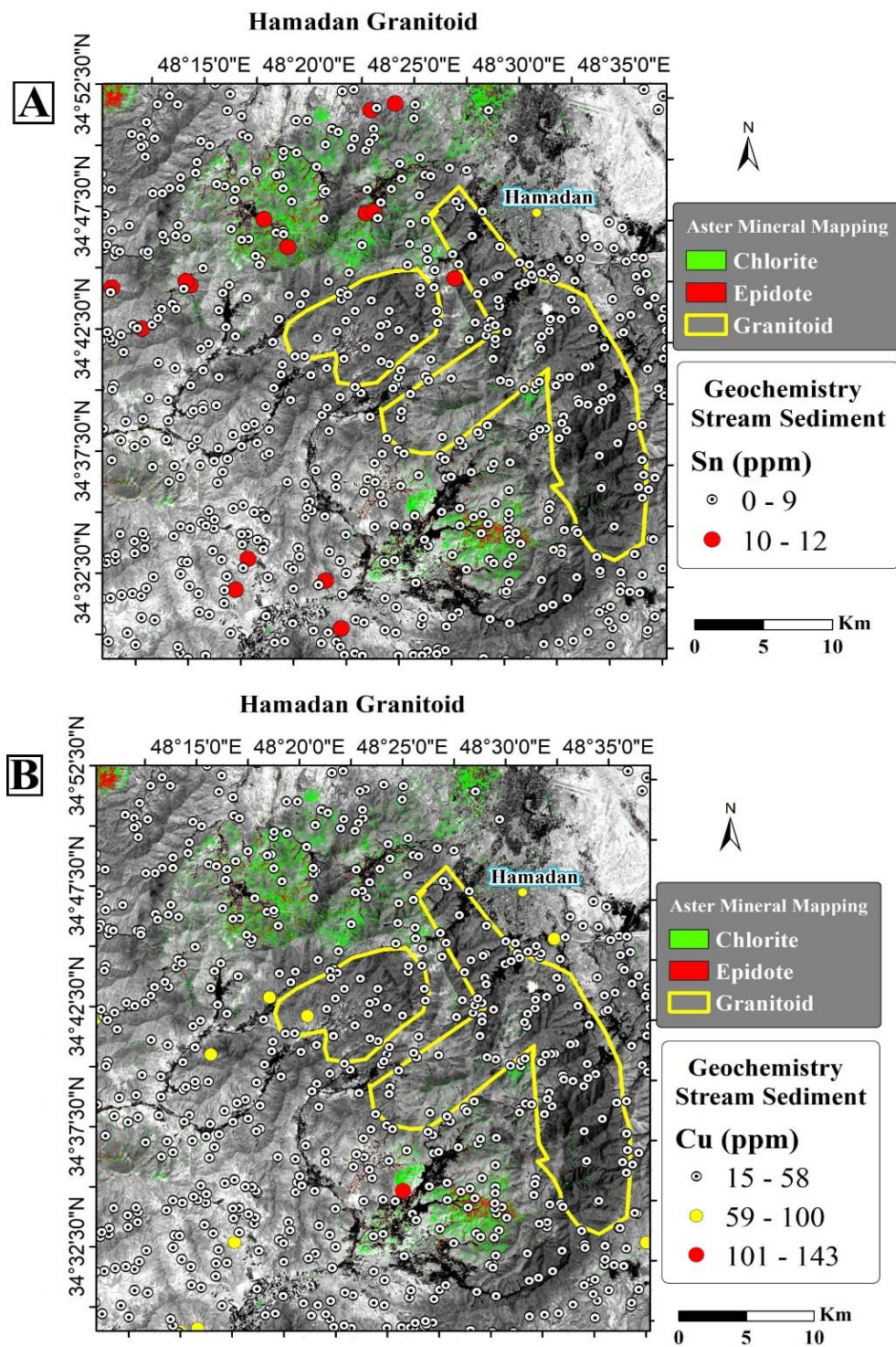
۱۰-B و ۱۱-B در این منطقه دیده می‌شود. بر اساس پراکندگی فراوانی داده‌های زمین‌شیمیایی رسوب‌های رودخانه‌ای در منطقه بروجرّد-ملایر و همدان (شکل‌های ۸ تا ۱۱) و داده‌های زمین‌شیمیایی گرانیتوئیدها (جدول ۴)، می‌توان گفت در مناطق بروجرّد-ملایر و همدان، فراوانی عنصر قلع، مس، سرب و روی در گرانیتوئیدها در حد زمینه و عادی است و آنومالی نشان نمی‌دهند؛ بنابراین درباره آنها هیچ فرایند کانی‌سازی روی نداده است.

دربرگیرنده آنها کم ( $>9 \text{ ppm}$  در همدان) (شکل ۸-A) ( $>4 \text{ ppm}$  در بروجرّد-ملایر) (شکل ۹-A) است و پراکندگی کم‌وبیش یکنواختی را نشان می‌دهد. تنها به‌ندرت در برخی سنگ‌های دگرگونی، فراوانی آن به ۱۰ تا ۱۲ ppm (همدان؛ شکل ۸-A) رسیده است که البته این فراوانی با رویداد کلریت‌زایی و اپیدوت‌زایی در سنگ‌های دگرگونی رابطه منطقی نشان نمی‌دهد (شکل‌های ۸-A و ۹-A). روند مشابهی درباره پراکندگی و فراوانی عنصرهای مس (شکل‌های ۸-B و ۹-B)، سرب (شکل‌های ۱۰-A و ۱۱-A) و روی (شکل‌های



شکل ۷. تصویر ماهواره‌ای ASTER از پراکندگی کلریت‌زایی و اپیدوت‌زایی در مناطق A: همدان و B: بروجرّد-ملایر (محدوده توده آذرین درونی در میان سنگ‌های دگرگونی نشان‌داده شده است)

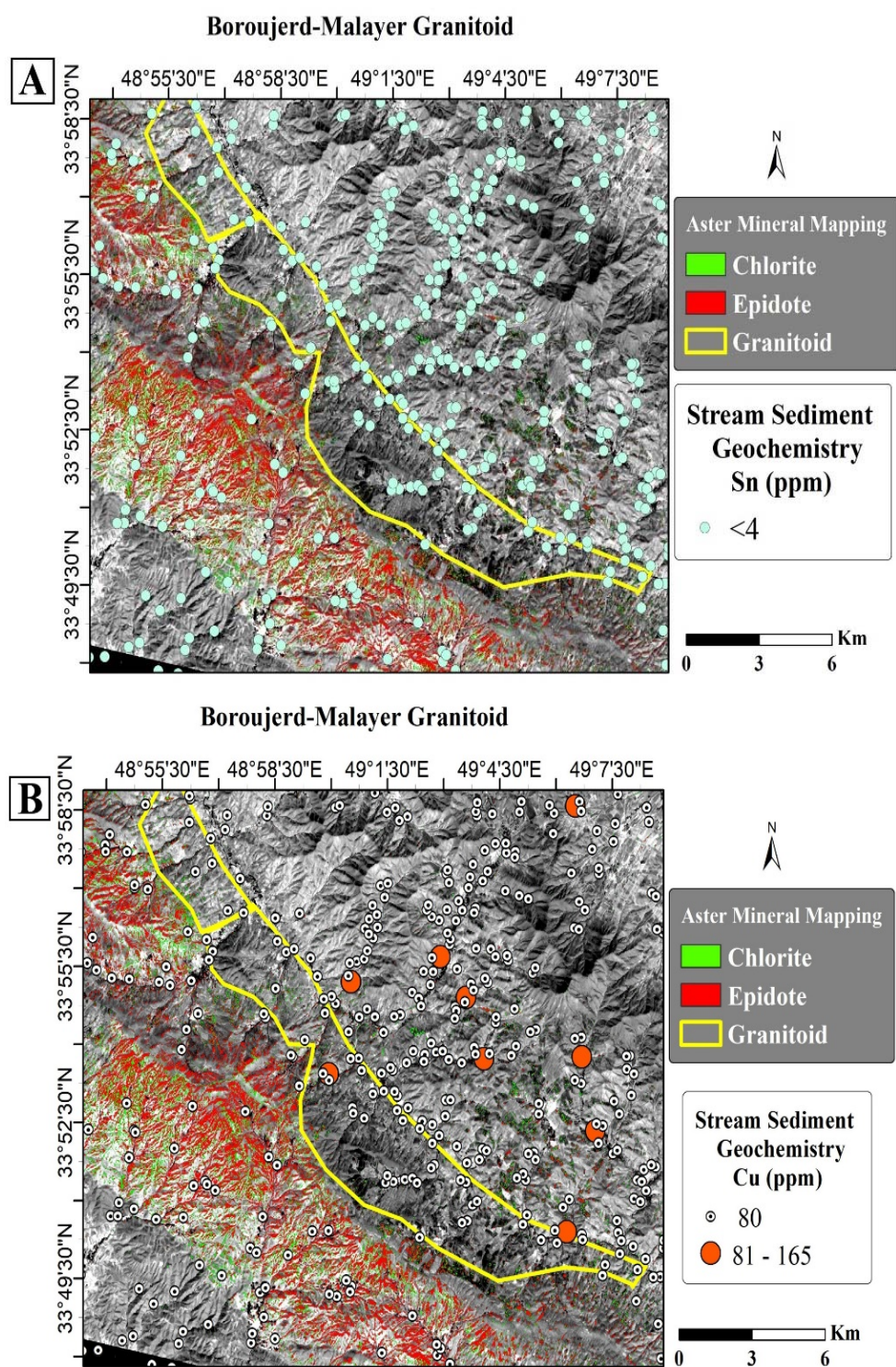
**Fig. 7.** ASTER images for distribution of chloritization and epidotization in A: Hamedan, and B: Boroujerd-Malayer areas (borders of intrusions among metamorphic rocks are shown)



شکل ۸. فراوانی عنصرهای A: قلع و B: مس (بر اساس ppm) در رسوب‌های رودخانه‌ای در تصویر ماهواره‌ای ASTER منطقه همدان

Fig. 8. Frequency of A: tin, and B: copper elements (in ppm) in river sediments in ASTER image of Hamedan region

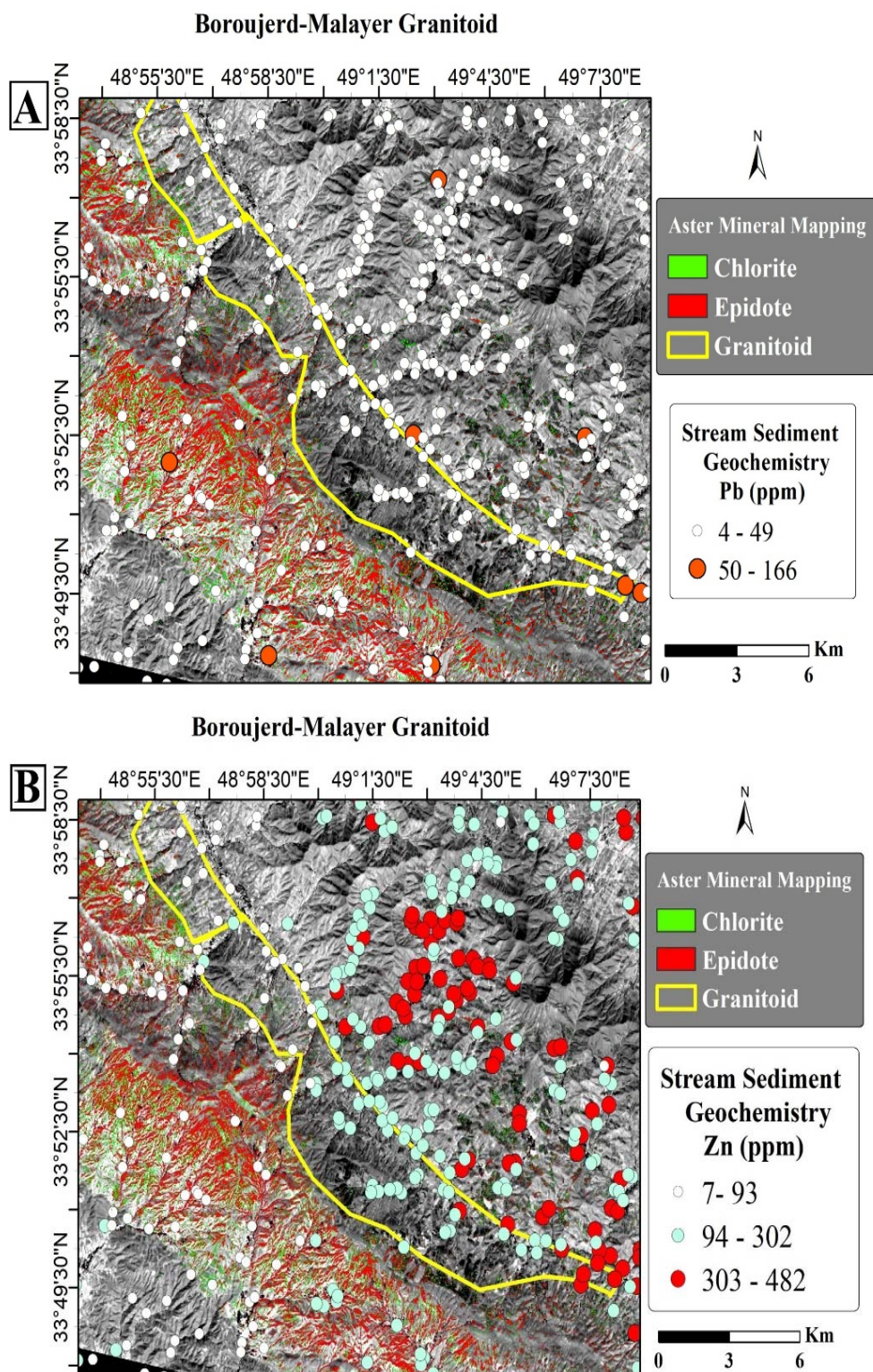




شکل ۹. فراوانی عنصرهای A: قلع و B: مس (بر اساس ppm) در رسوب‌های رودخانه‌ای در تصویر ماهواره‌ای ASTER منطقه بروجرد-ملایر

**Fig. 9.** Frequency of A: tin, and B: copper elements (in ppm) in river sediments in ASTER image of Boroujerd-Malayer region

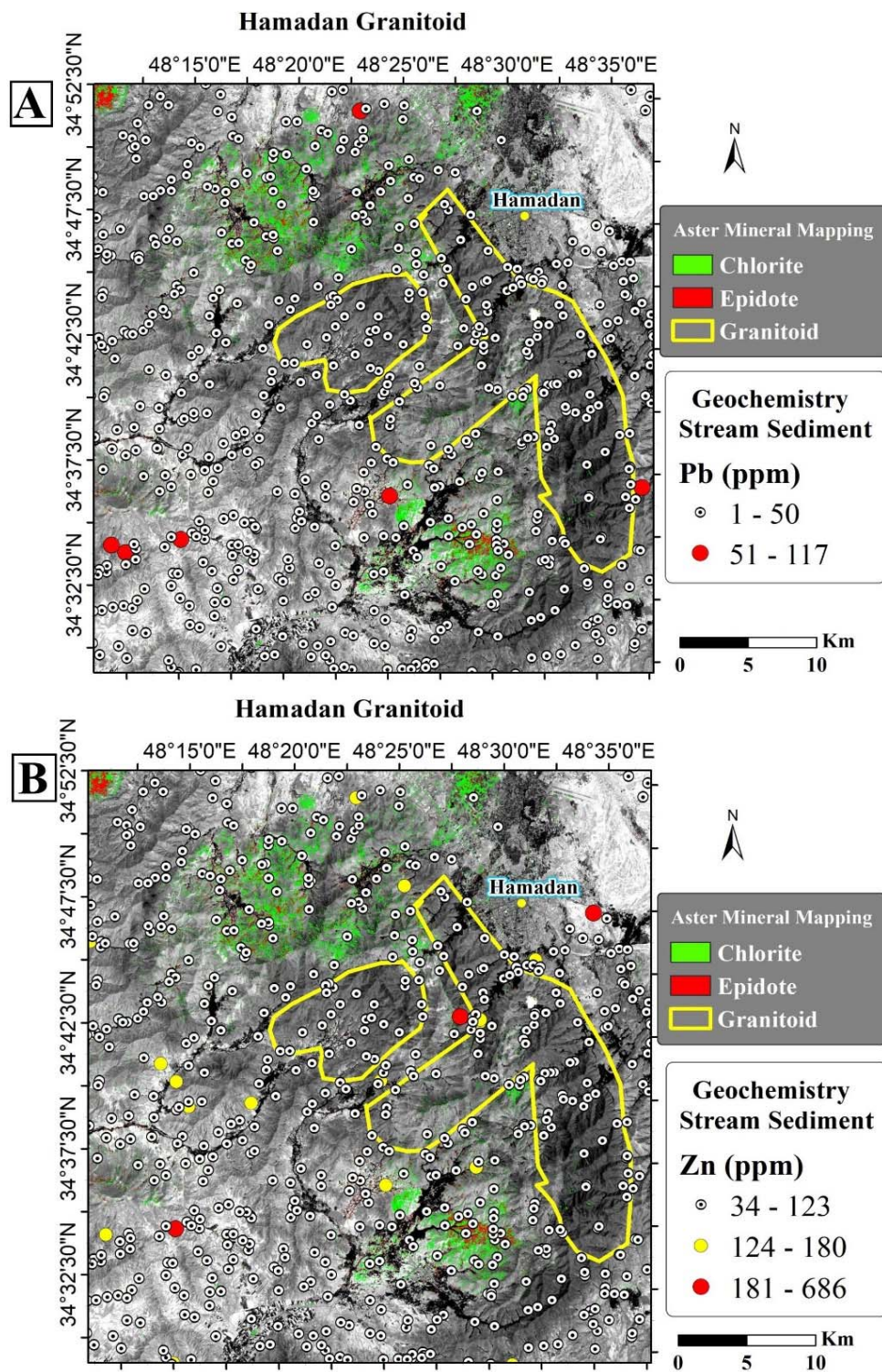




شکل ۱۰. فراوانی عنصرهای A: سرب و B: روی (بر اساس ppm) در رسوب‌های رودخانه‌ای در تصویر ماهواره‌ای ASTER منطقه همدان

**Fig. 10.** Frequency of A: lead, and B: zinc elements (in ppm) in river sediments in ASTER image of Hamedan region





شکل ۱۱. فراوانی عنصرهای A: سرب و B: روی (برپایه ppm) در رسوب‌های رودخانه‌ای در تصویر ماهواره‌ای ASTER منطقه بروجرد-ملایر

**Fig. 11.** Frequency of A: lead, and B: zinc elements (in ppm) in river sediments in ASTER image of Boroujerd-Malayer region

### ج) بررسی احتمال کانی سازی قلع بر اساس داده های زمین شیمیایی

فراوانی برخی عناصر (مانند Ba، نسبت Rb/Sr) به عنوان راهنما برای تمایز میان کانی سازی مس پورفیری، قلع و مولیبدن به کار برده می شود (Karimpour and Bowes, 1983; Neiva, 1984). در این پژوهش، داده های زمین شیمیایی به دست آمده (مانند  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ،  $\text{Ba}$ ،  $\text{Y}$ ،  $\text{Sr}$ ،  $\text{Rb}$ ،  $\text{ENd}_i$  و  $(\text{Eu}/\text{Eu})_N$ ) برای ۶۴ نمونه از نهشته ها و کانسارهای قلع پورفیری جهان، شامل نمونه هایی از رسوبات قلع پورفیری Yinyan و Yanbei (جنوب چین)، Xishan (چین)، Wagone و Mawchi (میانمار، تایلند)، Cornubian (انگلستان) و Ervedosa (پرتغال) گردآوری، بررسی و ارزیابی شدند (جدول ۲). سپس داده های یاد شده با داده های مشابه به دست آمده برای گرانیتهای نوع S بخش مرکزی تا جنوبی پهنه SaSZ (همدان تا سیرجان) مقایسه شدند تا احتمال و توان کانی سازی قلع در این پهنه ارزیابی شود.

مقدار  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  در گرانیتهای نوع S ژوراسیک پهنه SaSZ برابر با ۰/۷۰۸ تا ۰/۷۱۰ است؛ اما میزان این نسبت در گرانیتهایی که در جهان خاستگاه نهشته های قلع پورفیری هستند، بیشتر و برابر با ۰/۷۱۱ تا ۰/۷۱۹ است (جدول ۲)، در حالی که خاستگاه هر دو گروه پوسته قاره ای است. در حقیقت، ماگمای خاستگاه گرانیتهای نوع S، ژوراسیک پهنه SaSZ کمتر رادیوژنیک بوده است.

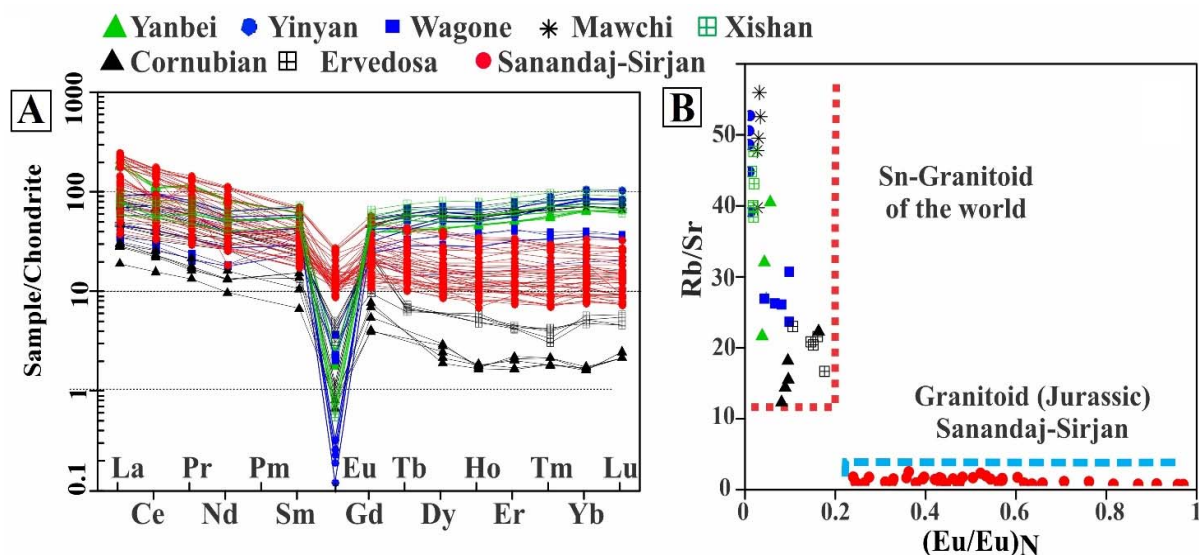
از سوی دیگر، نهشته های قلع مربوط به گرانیتهای قلع دار (با ۱۸ تا ۲۶ ppm قلع؛ (Lehmann, 1990) غنی شدگی ۲ تا ۲۰ برابری از قلع نسبت به گرانیتهای معمولی نشان می دهند؛ زیرا گرانیتهای قلع دار پیامد جدایش ماگمایی مذاب های خاستگاه با ۲ تا ۳ برابر قلع بیشتر نسبت به فراوانی میانگین پوسته ای و گرانیتهای معمولی هستند (Lehmann, 1987; Heinrich, 1990; Solomon et al., 1994).

در الگوی بهنجار شده عنصرهای خاکی کمیاب، گرانیتهای قلع دار سراسر جهان ناهنجاری منفی Eu آشکارتری را نسبت به

گرانیتهای مورد بررسی پهنه SaSZ نشان می دهند (شکل ۱۲-A). ناهنجاری Eu به فوگسیته اکسیژن بستگی دارد (Drake, 1975). بنابراین، ناهنجاری منفی قوی Eu در گرانیتهای قلع دار نشان می دهد ماگمای سازنده آنها در شرایط به شدت احیایی پدید آمده است.

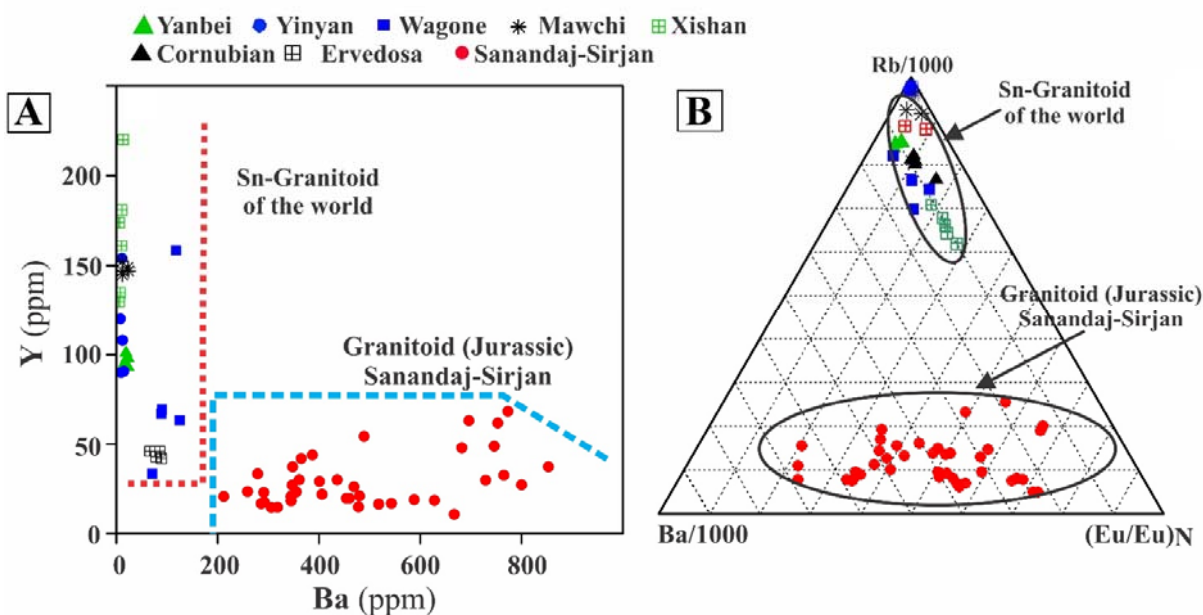
با توجه به ویژگی های زمین شیمیایی کانی سازی قلع مرتبط با گرانیتهای، نسبت های عنصری و نمودارهای گوناگون بررسی شدند و نمودارهای تمایز جدیدی پیشنهاد شدند که به خوبی گرانیتهای نابارور و کانه زا را از یکدیگر متمایز می کنند. این نمودارها عبارتند از: الگوی عنصرهای خاکی کمیاب (شکل ۱۲-A)، نمودارهای دوتایی  $(\text{Eu}/\text{Eu})_N$  در برابر Rb/Sr (شکل ۱۲-B)، Ba در برابر Y (شکل ۱۳-A) و نمودار سه تایی  $\text{Ba} - \text{Rb}/\text{Sr} - (\text{Eu}/\text{Eu})_N$  (شکل ۱۳-B).

نمودار  $(\text{Eu}/\text{Eu})_N$  در برابر Rb/Sr به خوبی گرانیتهای قلع دار و بدون کانی سازی در پهنه SaSZ را از یکدیگر جدا کرده است (شکل ۱۲-B). بر اساس این نمودار، مقدار  $(\text{Eu}/\text{Eu})_N$  مؤلفه ای مهم در اکتشاف نهشته های پورفیری قلع است، به گونه ای که مقدار  $(\text{Eu}/\text{Eu})_N$  در گرانیتهای قلع دار برابر با ۰/۰۱ تا ۰/۲ است؛ اما این مقدار در گرانیتهای بدون کانی سازی (مانند گرانیتهای پهنه SaSZ) برابر با ۰/۲ تا ۰/۸ است (شکل ۸-B). افزون بر این، نسبت Rb/Sr در گرانیتهای قلع دار بالاتر از ۱۷ و در گرانیتهای ژوراسیک بدون کانی سازی در پهنه SaSZ کمتر از ۳ است (شکل ۱۲-B). نمودار Ba در برابر Y یکی دیگر از نمودارهای پیشنهادی است که می تواند گرانیتهای قلع دار را از گرانیتهای نابارور و بدون کانی سازی جدا کند. در این نمودار، مقدار Y در گرانیتهای قلع دار برابر با ۳۰ تا ۲۳۰ ppm است؛ اما در گرانیتهای نابارور و بدون کانی سازی پهنه SaSZ این مقدار برابر با ۱۰ تا ۷۵ ppm است (شکل ۹-A). همچنین، مقدار Ba در گرانیتهای قلع دار کمتر از ۲۰۰ ppm است؛ اما در گرانیتهای نابارور و بدون کانی سازی پهنه SaSZ این مقدار برابر با ۲۰۰ تا ۸۴۰ ppm است (شکل ۹-A).



شکل ۱۲. گرانیتویدهای ژوراسیک (۱۶۰-۱۷۸ میلیون سال پیش) پهنه SaSZ در A: نمودار عنصرهای خاکی کمیاب بهنجار شده به کندریت و B: نمودار  $(Eu/Eu)_N$  در برابر  $Rb/Sr$  (داده‌های نهشته‌های پورفیری قلع در جدول ۲ آورده است)

Fig. 12. Jurassic (178-160 Ma) granitoids of SaSZ in A: chondrite-normalized REE diagram, and B:  $(Eu/Eu)_N$  versus  $Rb/Sr$  plot (data of porphyry Sn deposits are given in Table 2)



شکل ۱۳. گرانیتویدهای ژوراسیک (۱۶۰-۱۷۸ میلیون سال پیش) پهنه SaSZ در A: نمودار Ba در برابر Y (بر اساس ppm)؛ B: نمودار سه‌تایی  $Ba - Rb - (Eu/Eu)_N$  (داده‌های نهشته‌های پورفیری قلع در جدول ۲ آورده شده‌اند)

Fig. 13. Jurassic (178-160 Ma) granitoids of SaSZ in A: Ba versus Y (in ppm) plot, and B:  $Rb-Ba-(Eu/Eu)_N$  ternary plot (data of porphyry Sn deposits are given in Table 2)

نیامده است. نسبت های ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd (Tarkian et al., 1983; Esmaily et al., 2005; Moradi Noghondar et al., 2011) نیز نشان می دهند خاستگاه ماگمای سازنده این سنگ ها، پوسته قاره ای بوده است. این توده های سری ایلمینیت نیز که همانند توده های گرانیتوئیدی بررسی شده در پهنه SaSZ در پهنه برخورد قاره ای شکل گرفته اند، فاقد کانی سازی قلع هستند.

### نتیجه گیری

- بر اساس مستندات مهم زمین شناسی، زمین شیمیایی و زمین فیزیکی، گرانیتوئیدهای همدان، الیگودرز، ملایر، بروجرد و کلاه قاضی که هم زمان با کوه زایی سیمیرین (۱۷۸-۱۶۰ میلیون سال پیش) تشکیل شده اند، از نوع S و متعلق به سری ایلمینیت هستند. به علت استفاده از ترکیب برخی عنصرهای اصلی و نمودارهای قدیمی (مانند سدیم و پتاسیم در نمودار پیشنهادی چاپل و وایت (Chappell and White, 2001))، موجب شده است، در برخی پژوهش های پیشین، این گرانیتوئیدها به اشتباه از نوع I معرفی شوند؛ در حالی که شواهد زیر نشان می دهند این گرانیت ها از نوع S (سری ایلمینیت) و احیایی هستند:

- این گرانیتوئیدها همزاد با کوه زایی سیمیرین هستند و همراه با مجموعه سنگ های دگرگونی ناحیه ای (اسلیت و شیست) دیده می شوند؛

- عدم تشکیل سنگ های آتشفشانی در این مقطع زمانی موضوع کمر بند ولکانیک-پلوتونیک مرتبط با پهنه فرو رانش را رد می کند؛

- همه این گرانیتوئیدها دارای ابعاد بزرگ (باتولیت) هستند و در اعماق بیش از ۴ کیلومتر متبلور شده اند؛ در حالی که اگر این گرانیتوئیدها به نوع I متعلق می بودند، در ابعاد کوچک (استوک) و اعماق کم زمین متبلور می شدند و در آن مقطع زمانی، سنگ های آتشفشانی نیز تشکیل می شدند؛

- بر اساس عدد پذیرفتاری مغناطیسی ( $10^{-5} \times 100$  SI) و پایین بودن میزان شدت کل میدان مغناطیس هوایی، همه این مجموعه گرانیتوئید متعلق به سری ایلمینیت (نوع احیایی) هستند؛

نمودار سه تایی Rb - (Eu/Eu)<sub>N</sub> - Ba (شکل ۹-B) نیز تمایز خوبی میان گرانیتوئیدهای قلع دار و گرانیتوئیدهای نابارور و بدون کانی سازی پهنه SaSZ نشان می دهد. از این رو، می توان گفت میزان بالای Rb، مقدار بسیار اندک Ba و (Eu/Eu)<sub>N</sub> بسیار کم و منفی از ویژگی های زمین شیمیایی گرانیتوئیدهای قلع دار به شمار می روند و در مقابل، میزان کم Rb/Sr ( $< 3$ )، مقدار Y برابر با ۱۰ تا ۷۵ ppm، مقدار بالای Ba (بیشتر از ۲۰۰ ppm) و (Eu/Eu)<sub>N</sub> برابر با ۰/۳ تا ۰/۸ از ویژگی های زمین شیمیایی گرانیتوئیدهای نابارور و بی کانی سازی قلع به شمار می روند.

به این ترتیب می توان گفت، سیستم ماگمایی ژوراسیک در پهنه SaSZ استعداد کانی سازی قلع را داشته است؛ اما به جز در چندین نقطه از منطقه همدان که شواهد محدودی از کانی سازی قلع به صورت ناچیز و پراکنده دیده شده است (م. معانی جو، گفته شفاهی، ۱۳۹۹)، در دیگر بخش ها به علت خاستگاه و شرایط زمین شیمیایی ماگما این کانی سازی روی نداده است.

همانند گرانیتوئیدهای پهنه SaSZ، در بخش خاوری ایران (بلوک لوت) نیز رخنمون هایی از توده های گرانیتوئیدی نوع S از سری ایلمینیت در مناطق نجم آباد (۱۶۱/۸۵ میلیون سال پیش؛  $\epsilon_{Nd_i} = -6/51$ ؛  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0/7091$  Moradi (Noghondar et al., 2011))، سرخ کوه (۱۶۵ میلیون سال پیش؛  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0/707$  (Tarkian et al., 1983)) تا شاه کوه (۱۶۵ میلیون سال پیش؛  $\epsilon_{Nd_i} = -2/5$ ؛  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0/7065$  (Esmaily et al., 2005)) دیده می شوند (شکل های ۱ و ۶). ویژگی های زمین شناسی، زمین فیزیکی و زمین شیمیایی این توده ها بسیار همانند گرانیتوئیدهای ۱۷۸ تا ۱۶۰ میلیون سال پیش در SaSZ است. برای نمونه، این باتولیت ها نیز در پی کوه زایی سیمیرین در اسلیت های پیش از ژوراسیک (مانند کمپلکس دگرگونی ده سلم (Esmaily et al., 2005)) نفوذ کرده اند. همچنین، پذیرفتاری مغناطیسی آنها همانند گرانیت های سری ایلمینیت کمتر از  $10^{-5} \times 100$  است و هیچ سنگ آتشفشانی مرتبط با کمان ماگمایی در این بازه زمانی در این منطقه پدید



شناسایی نشدند؛ ۲) میزان فراوانی عنصرهای مس، قلع، سرب و روی در این گرانیتوئیدها و رسوبات رودخانه‌ای مرتبط با آنها در حد عادی است و هیچ گونه آنومالی نشان نمی‌دهد؛ ۳) مقدار  $(Eu/Eu)_N$  بیشتر از ۰/۲،  $Rb/Sr$  کمتر از ۳،  $Y$  کم (۱۰- ppm) و ۷۵ و  $Ba$  بیشتر از ۲۰۰ ppm در این گرانیتوئیدها را از گرانیتوئیدهای قلع‌دار بارور جدا می‌کند؛ ۴) این گرانیتوئیدها با گرانیتوئیدهای نوع S (سری ایلمینیت) در بلوک لوت (مناطق نجم‌آباد، سرخ‌کوه تا شاه‌کوه) که در پهنه برخورد قاره‌ای و در طی کوه‌زایی سیمیرین پدید آمده‌اند، شباهت‌های زمین‌شناسی، زمین‌شیمیایی و زمین‌فیزیکی بسیار بالایی دارند و همانند آنها از نظر کانی‌سازی قلع‌نابرور هستند. مقایسه زمین‌شیمی گرانیتوئیدهای پهنه SaSZ با گرانیتوئیدهای دارای قلع پورفیری جهانی به ارائه چند نمودار مناسب منجر شد (نمودار  $(Eu/Eu)_N$  در برابر  $Rb/Sr$ ، نمودار  $Ba$  در برابر  $Y$ ، نمودار سه‌تایی  $Ba-Rb-(Eu/Eu)_N$ ) که نقش کلیدی در اکتشاف دارند.

- کاهیدگی نسبت  $Eu/Eu$  نشانه مهمی از رخداد ذوب در شرایط احیایی است و این شرایط بیشتر به ذوب در پوسته قاره‌ای مربوط است؛

-  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$  بیشتر از ۰/۷۰۷ در گرانیتوئیدهای این پهنه، مدرک مهمی مبنی بر خاستگاه این گرانیتوئیدها از پوسته قاره‌ای است.

با توجه به اینکه این گرانیتوئیدها از نوع S هستند، بنابراین توان کانی‌سازی قلع پورفیری دارند. نسبت‌دادن این مجموعه گرانیتوئیدها به نوع I موجب شده است که برخی افراد در پی بررسی امکان کانی‌سازی مس پورفیری باشند؛ اما چند ویژگی بسیار مهم نشان می‌دهند این گرانیتوئیدها شرایط لازم برای کانی‌سازی را نداشته‌اند: ۱) آثار دگرسانی (مانند کلریت، اپیدوت، سریسیت و کاتولن) بر اساس پردازش داده‌های ماهواره ASTER و نبود کوارتز با بافت ویژه رشد یک جهتی یا UST که بیانگر وجود محلول‌های گرمایی و در نتیجه توان کانی‌سازی در این توده‌های گرانیتوئیدی هستند در این گرانیتوئیدها

## References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94: 401-419. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4>
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5-6): 692-725. <https://doi.org/10.1017/S001675681100046X>
- Ahadnejad, V., Valizadeh, M., Deevsalar, R. and Rezaei-kahkhaei, M., 2011. Age and geotectonic position of the Malayer granitoids: Implication for plutonism in the Sanandaj-Sirjan Zone, W Iran. *Neues Jahrbuch für*

- Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, 261(1): 61-75. <https://doi.org/10.1127/0077-7749/2011/0149>
- Ajirlu, M.S., Moazzen, M. and Hajialioghli, R., 2016. Tectonic evolution of the Zagros Orogen in the realm of the Neotethys between the Central Iran and Arabian Plates: An ophiolite perspective. *Central European Geology*, 59(1-4): 1-27. <https://doi.org/10.1556/24.59.2016.001>
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(3-4): 211-238. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2)
- Azizi, H., Nouri, F., Stern, R.J., Azizi, M., Lucci, F., Asahara, Y., Zarinkoub, M.H. and Chung, S.L., 2020. New evidence for Jurassic continental rifting in the northern Sanandaj

- Sirjan Zone, western Iran: the Ghalaylan seamount, southwest Ghorveh. *International Geology Review*, 62(13–14): 1635–1657. <https://doi.org/10.1080/00206814.2018.1535913>
- Bayati, M., Esmaily, D., Maghdour-mashhour, R., Li, X. and Stern, R.J., 2017. Geochemistry and petrogenesis of Kolah-Ghazi granitoids of Iran: Insights into the Jurassic Sanandaj-Sirjan magmatic arc. *Chemie der Erde- Geochemistry*, 77(2): 281–302. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2017.02.003>
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210–265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Boynton, W., 1984. Cosmochemistry of rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Editor), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 63–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489–499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>
- Chappell, B.W., White, A.J.R., Williams, I.S. and Wyborn, D., 2004. Low- and high-temperature granites. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 95(1–2): 125–140. <https://doi.org/10.1017/s0263593300000973>
- Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M. and Iizuka, Y., 2013. Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos*, 162–163: 70–87. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.006>
- Clemens, J.D. and Stevens, G., 2012. What controls chemical variation in granitic magmas? *Lithos*, 134–135: 317–329. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.01.001>
- Clemens, J.D., Stevens, G. and Farina, F., 2011. The enigmatic sources of I-type granites: The peritectic connexion. *Lithos*, 126(3–4): 174–181. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.07.004>
- Daneshvar, N., Maanijou, M., Azizi, H. and Asahara, Y., 2019. Petrogenesis and geodynamic implications of an Ediacaran (550 Ma) granite complex (metagranites), southwestern Saqqez, northwest Iran. *Journal of Geodynamics*, 132: 101669. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2019.101669>
- Darbyshire, D.P.F. and Shepherd, T.J., 1994. Nd and Sr isotope constraints on the origin of the Cornubian batholith, SW England. *Journal of Geological Society*, 151(5): 795–802. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.151.5.0795>
- Drake, M.J., 1975. The oxidation state of europium as an indicator of oxygen fugacity. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39(1): 55–64. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(75\)90184-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(75)90184-2)
- Ellwood, B.B. and Wenner, D.B., 1981. Correlation of magnetite susceptibility with  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  data in late orogenic granites of the southern Appalachian Piedmont. *Earth and Planetary Science Letters*, 54(2): 200–202. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90003-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90003-0)
- Esmaily, D., Nedelec, A., Valizadeh, M., Moore, F. and Cotton, J., 2005. Petrology of the Jurassic Shah-Kuh granite (eastern Iran), with reference to tin mineralization. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25(6): 961–980. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.09.003>
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Valizadeh, M., Hassanzadeh, J. and Sepahi, A., 2012. Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 43(1): 11–22. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.09.001>
- Fergusson, C.L., Nutman, A.P., Mohajjel, M. and Bennett, V.C., 2016. The Sanandaj – Sirjan Zone in the Neo-Tethyan suture, western Iran: Zircon U – Pb evidence of late Palaeozoic rifting of northern Gondwana and mid-Jurassic oogenesis. *Gondwana Research*, 40: 43–57. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.08.006>
- Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(6): 683–693. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.01.003>
- Gill, R., 2010. *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. Wiley-Blackwell, Chichester, 438 pp. Retrieved January 01, 2021 from <https://b-ok.asia/book/3095543/af00d1>
- Golestani, M., Karimpour, M.H., Malekzadeh

- Shafaroudi, A. and Hidarian Shahri, M.R., 2018. Geochemistry, U-Pb geochronology and Sr-Nd isotopes of the Neogene igneous rocks, at the Iju porphyry copper deposit, NW Shahr-e-Babak, Iran. *Ore Geology Reviews*, 93: 290–307.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.01.001>
- Gomes, M.E.P. and Neiva, A.M.R., 2000. Chemical zoning of muscovite from the Ervedosa granite, northern Portugal. *Mineralogical Magazine*, 64(2): 347–358.  
<https://doi.org/10.1180/002646100549247>
- Govett, G.J.S. and Atherden, P.R., 1988. Applications of rock geochemistry to productive plutons and volcanic sequences. *Journal of Geochemical Exploration*, 30(1–3): 223–242.  
[https://doi.org/10.1016/0375-6742\(88\)90062-3](https://doi.org/10.1016/0375-6742(88)90062-3)
- Grebennikov, A.V., 2014. A-type granites and related rocks: Petrogenesis and classification. *Russian Geology and Geophysics*, 55(11): 1353–1366.  
<https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.10.011>
- Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Horton, B.K., Axen, G.J., Stockli, L.D., Grove, M., Schmitt, A.K. and Walker, J.D., 2008. U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics*, 451(1–4): 71–96.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.11.062>
- Healy, B., Collins, W.J., and Richards, S.W., 2004. A hybrid origin for Lachlan S-type granites: the Murrumbidgee Batholith example. *Lithos*, 78(1–2): 197–216.  
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.047>
- Heinrich, C.A., 1990. The chemistry of hydrothermal tin (-tungsten) ore deposition. *Economic Geology*, 85(3): 457–481.  
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.85.3.457>
- Hemmati, O., Tabatabaei Manesh, S.M. and Nadimi, A.R., 2018. Deformation Mechanisms of Darreh Sary Metapelites, Sanandaj–Sirjan Zone, Iran. *Geotectonics*, 52: 281–296.  
<https://doi.org/10.1134/S0016852118020024>
- Hu, P.C., Zhu, W.G., Zhong, H., Zhang, R.Q., Zhao, X.Y. and Mao, W., 2020. Late Cretaceous granitic magmatism and Sn mineralization in the giant Yinyan porphyry tin deposit, South China: constraints from zircon and cassiterite U–Pb and molybdenite Re–Os geochronology. *Mineralium Deposita*, 56: 743–765.  
<https://doi.org/10.1007/s00126-020-00997-3>
- Ishihara, S., 1977. The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitic Rocks. *Mining Geology*, 27(145): 293–305.  
<https://doi.org/10.11456/shigenchishitsu1951.27.293>
- Jamshidibadr, M., Collins, A.S., Masoudi, F., Cox, G. and Mohajjel, M., 2013. The U-Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22(1): 1–31.  
<https://doi.org/10.3906/yer-1001-37>
- Jiménez-Munt, I., Fernández, M., Saura, E., Vergés, J. and Garcia- Castellanos, D., 2012. 3-D lithospheric structure and regional/residual Bouguer anomalies in the Arabia–Eurasia collision (Iran). *Geophysical Journal International*, 190(3): 1311–1324.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05580.x>
- Karimpour, M.H. and Bowes, W.W., 1983. Application of Trace Elements and Isotopes for Discriminating between Porphyry Molybdenum, Copper, and Tin Systems and the Implications for Predicting the Grade. *Global Tectonics and Metallogeny*, 2(1–2): 29–36.  
<https://doi.org/10.1127/gtm/2/1983/29>
- Kazemi, K., Kananian, A., Xiao, Y. and Sarjoughian, F., 2019. Petrogenesis of Middle-Eocene granitoids and their Mafic microgranular enclaves in central Urmia-Dokhtar Magmatic Arc (Iran): Evidence for interaction between felsic and mafic magmas. *Geoscience Frontiers*, 10(2): 705–723.  
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.006>
- Khalaji, A.A., Esmaily, D. and Valizadeh, M. V., 2007. Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj–Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29(5–6): 859–877.  
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.06.005>
- Le Garzic, E., Vergés, J., Sapin, F., Saura, E., Meresse, F. and Ringenbach, J.C., 2019. Evolution of the NW Zagros Fold-and-Thrust Belt in Kurdistan Region of Iraq from balanced and restored crustal-scale sections and forward modeling. *Journal of Structural Geology*, 124:

- 51–69.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.04.006>
- Lehmann, B., 1982. Metallogeny of tin; magmatic differentiation versus geochemical heritage. *Economic Geology*, 77(1): 50–59.  
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.1.50>
- Lehmann, B., 1987. Tin granites, geochemical heritage, magmatic differentiation. *Geologische Rundschau*, 76: 177–185.  
<https://doi.org/10.1007/BF01820581>
- Lehmann, B., 1990. Metallogeny of Tin. Springer, Berlin, Heidelberg, 212 pp.  
<https://doi.org/10.1007/BFb0010922>
- Li, H., Palinkaš, L.A., Watanabe, K. and Xi, X.S., 2018. Petrogenesis of Jurassic A-type granites associated with Cu-Mo and W-Sn deposits in the central Nanling region, South China: Relation to mantle upwelling and intra-continental extension. *Ore Geology Reviews*, 92: 449–462.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.11.029>
- Liu, C.S., Ling, H.F., Xiong, X.L., Shen, W.Z., Wang, D.Z., Huang, X.L. and Wang, R.C., 1999. An F-rich, Sn-bearing Volcanic-intrusive complex in Yanbei, South China. *Economic Geology*, 94(3): 325–341.  
<https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.3.325>
- Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mohajjel, M., 2011. U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41(3): 238–249.  
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.03.006>
- McCulloch, M.T. and Chappell, B.W., 1982. Nd isotopic characteristics of S- and I-type granites. *Earth and Planetary Science Letters*, 58: 51–64. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90102-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90102-9)
- Mehdipour Ghazi, J. and Moazzen, M., 2015. Geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan Zone, Zagros Orogen, Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 24(5): 513–528.  
<https://doi.org/10.3906/yer-1404-12>
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3–4): 215–224.  
[https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Mohajjel, M. and Fergusson, C.L., 2014. Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. *International Geology Review*, 56(3): 263–287.  
<https://doi.org/10.1080/00206814.2013.853919>
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous – Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj – Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4): 397–412. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4)
- Monfaredi, B., Hauzenberger, C., Neubauer, F., Schulz, B., Genser, J., Shakerardakani, F. and Halama, R., 2020. Deciphering the Jurassic–Cretaceous evolution of the Hamadan metamorphic complex during Neotethys subduction, western Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 109: 2135–2168.  
<https://doi.org/10.1007/s00531-020-01893-x>
- Moradi Noghondar, M., Karimpour, M., Farmer, G. and Stern, C., 2011. Sr-Nd isotopic characteristic, U-Pb zircon geochronology, and petrogenesis of Najmabad Granodiorite batholith, Eastern Iran. *Journal of Economic Geology*, 3(5): 27–145.  
<https://doi.org/10.22067/econg.v3i2.11436>
- Myint, A.Z., Zaw, K., Swe, Y.M., Yonezu, K., Cai, Y., Manaka, T. and Watanabe, K., 2017. Geochemistry and geochronology of granites hosting the Mawchi Sn–W deposit, Myanmar: implications for tectonic setting and emplacement. *Geological Society, London, Memoirs*, 48: 385–400.  
<https://doi.org/10.1144/M48.17>
- Neiva, A.M.R., 1984. Geochemistry of tin-bearing granitic rocks. *Chemical Geology*, 43(3–4): 241–256. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(84\)90052-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(84)90052-4)
- Neiva, A.M.R., 2002. Portuguese granites associated with Sn-W and Au mineralizations. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 74: 79–101. <https://doi.org/10.17741/bgsf/74.1-2.003>
- Pearce, J., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (Editors), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, pp. 230–249. Retrieved January 01, 2021 from <http://orca.cf.ac.uk/id/eprint/8626>
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–983.



- <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>  
Pitcher, W., 1983. Granite type and tectonic environment. In: K. Hsu (Editor), Mountain Building Processes. Academic Press, London, pp. 19–40. Retrieved January 01, 2021 from <https://www.csus.edu/indiv/c/cornwell/earth/mountains.pdf>
- Raeisi, D., Mirnejad, H. and Sheibi, M., 2019. Emplacement mechanism of the Tafresh granitoids, central part of the Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc, Iran: evidence from magnetic fabrics. *Geological Magazine*, 156(9): 1510–1526.  
<https://doi.org/10.1017/S0016756818000766>
- Richards, J.P., 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision. *Ore Geology Reviews*, 70: 323–345.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.11.009>
- Ricou, L.E., 1994. Tethys reconstructed: plates continental fragments and their boundaries since 260 Ma from Central America to South-eastern Asia. *Geodinamica Acta*, 7(4): 169–218.  
<https://doi.org/10.1080/09853111.1994.11105266>
- Safarzadeh, E., Masoudi, F., Hassanzadeh, J. and Pourmoafi, S.M., 2016. The presence of Precambrian basement in Gole Gohar of Sirjan (south of Iran). *Iranian Journal of Petrology*, 7(26): 153–170.  
<https://doi.org/10.22108/ijp.2016.20847>
- Sepahi, A.A., Salami, S., Lentz, D., 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 Sciences*, 107: 1059–1096.  
<https://doi.org/10.1007/s00531-017-1515-4>
- Shabanian, N., Reza, A., Dong, Y. and Liu, X., 2018. U–Pb zircon dating, geochemistry and Sr–Nd–Pb isotopic ratios from Azna–Dorud Cadomian metagranites, Sanandaj–Sirjan Zone of western Iran. *Precambrian Research*, 306: 41–60.  
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.12.037>
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafae, M., Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Shang, C.K. and Abedini, M.V., 2010. Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(6): 668–683.  
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.04.014>
- Shakerardakani, F., Neubauer, F., Genser, J., Masoudi, F. and Mehrabi, B., 2015. Tectonic history of the central Sanandaj–Sirjan zone, Iran: Potentially Permian to Mesozoic polymetamorphism and implications for tectonics of the Sanandaj–Sirjan zone. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, Vienna Austria.
- Sheikhholeslami, M.R., 2015. Deformations of Palaeozoic and Mesozoic rocks in southern Sirjan, Sanandaj–Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 106: 130–149.  
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.03.007>
- Simons, B., Shail, R.K. and Andersen, J.C.Ø., 2016. The petrogenesis of the Early Permian Variscan granites of the Cornubian Batholith: Lower plate post-collisional peraluminous magmatism in the Rhenohercynian Zone of SW England. *Lithos*, 260: 76–94.  
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.05.010>
- Solomon, M., Groves, D. and Jaques, A., 1994. *The Geology and Origin of Australia's Mineral Deposits*. Oxford University Press, New York, 951 pp.
- Stampfli, G.M. and Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(1–2): 17–33.  
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X)
- Tahmasbi, Z., Castro, A., Khalili, M., Khalaji, A.A. and De, J., 2010. Petrologic and geochemical constraints on the origin of Astaneh pluton, Zagros. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(3): 81–96.  
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.03.001>
- Takahashi, M., Aramaki, S. and Ishihara, S., 1980. Magnetite-Series/Ilmenite Series vs. I-type/S-type granitoids, Granitic Magmatism and related mineralization. *Mining Geology, Special Issue*, 8: 13–28.
- Tarkian, M., Lotfi, M. and Bauman, A., 1983.

- Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposit in central Lut, East of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 51, 26 pp.
- Teknik, V. and Ghods, A., 2017. Depth of magnetic basement in Iran based on fractal spectral analysis of aeromagnetic data. *Geophysical Journal International*, 209(3): 1878–1891. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx132>
- Xu, B., Jiang, S.Y., Luo, L., Zhao, K.D. and Ma, L., 2017. Origin of the granites and related Sn and Pb-Zn polymetallic ore deposits in the Pengshan district, Jiangxi Province, South China: constraints from geochronology, geochemistry, mineral chemistry, and Sr-Nd-Hf-Pb-S isotopes. *Mineralium Deposita*, 52: 337–360. <https://doi.org/10.1007/s00126-016-0659-7>
- Yang, T.N., Chen, J.L., Liang, M.J., Xin, D., Aghazadeh, M., Hou, Z.Q. and Zhang, H.R., 2018. Two plutonic complexes of the Sanandaj-Sirjan magmatic-metamorphic belt record Jurassic to Early Cretaceous subduction of an old Neotethys beneath the Iran microplate. *Gondwana Research*, 62: 246–268. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.03.016>
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Raith, J.G. and Lentz, D.R., 2020. Why are there no Cu-porphyry deposits in Jurassic Sanandaj-Sirjan zone intrusions of Iran? *International Geology Review*, 1–15. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1864792>
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Tashi, M., Fereydouni, Z., and Saed, M., 2019. Comparison of geochemistry and porphyry copper mineralization efficiency in granitoids of the Sanandaj-Sirjan and Urumieh-Dokhtar zones; using rare earth elements geochemistry. *Journal of Economic Geology*, 11(1): 1–32. <https://doi.org/10.22067/econg.v11i1.64476>
- Zhang, L., Zhang, R., Hu, Y., Liang, J., Ouyang, Z., He, J., Chen, Y., Guo, J. and Sun, W., 2017. The formation of the Late Cretaceous Xishan Sn–W deposit, South China: Geochronological and geochemical perspectives. *Lithos*, 290–291: 253–268. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.08.013>
- Zhang, Z., Xiao, W., Ji, W., Majidifard, M.R., Rezaeian, M., Talebian, M., Xiang, D., Chen, L., Wan, B., Ao, S. and Esmaeili, R., 2018. Geochemistry, zircon U-Pb and Hf isotope for granitoids, NW Sanandaj-Sirjan zone, Iran: Implications for Mesozoic-Cenozoic episodic magmatism during Neo-Tethyan lithospheric subduction. *Gondwana Research*, 62: 227–245. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.04.002>
- Zheng, W., Mao, J., Zhao, C., Ouyang, H. and Wang, X.-Y., 2016. Re–Os Geochronology of Molybdenite from Yinyan Porphyry Sn Deposit in South China. *Resource Geology*, 66(1): 63–70. <https://doi.org/10.1111/rge.12087>
- Zhengshu, Z., Jinchu, Z. and Keqin, X., 1989. Geology, geochemistry and genesis of Yinyan porphyry tin deposit. *Chinese Journal of Geochemistry*, 8: 374–384. <https://doi.org/10.1007/BF02837841>

## COPYRIGHTS

©2021 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.



## How to cite this article

Karimpour, M.H., Shirdashtzadeh, N. and Sadeghi, M., 2021. Granitoids of Sanandaj-Sirjan Zone that are concurrent with Cimmerian Orogeny (178-160 Ma) belong to ilmenite series (S-type): investigation of reason for lacking the porphyry tin mineralization. *Journal of Economic Geology*, 13(1): 1–28. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/econg.v13i1.1011>



## Granitoids of Sanandaj-Sirjan Zone that are concurrent with Cimmerian Orogeny (178-160 Ma) belong to ilmenite series (S-type): investigation of reason for lacking the porphyry tin mineralization

Mohammad Hassan Karimpour<sup>1 & 2\*</sup>, Nargess Shirdashtzadeh<sup>3</sup> and Martiya Sadeghi<sup>4</sup>

1) Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

2) Department of Geological Sciences, University of Colorado, Boulder, U.S.A.

3) Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, P.O. Box: 8174673441, Isfahan, Iran

4) Department of Mineral Resources, Economic Geology unit, Geological Survey of Sweden, Box 670, SE-75128, Uppsala, Sweden

Submitted: Mar. 24, 2021

Accepted: May 22, 2021

**Keywords:** S-type granitoid, Sn deposit, Cimmerian Orogeny, Sanandaj-Sirjan Zone

### Introduction

The granitic rocks are divided into magnetite and ilmenite series (Ishihara 1977), coinciding spatially with the I-type ( $\epsilon\text{Nd}_i$ ;  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i \sim 0.704-0.706$ ) and S-type granites ( $\epsilon\text{Nd}_i < 0$ ;  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i \sim 0.708-0.765$ ), respectively (Takahashi et al., 1980). Most porphyry Sn deposits are associated with ilmenite (S-type) granitoids (Ishihara, 1977; Neiva, 2002). The published concepts on the origin and tectonomagmatic setting of Sanandaj-Sirjan Zone (SaSZ) Jurassic granitoids of 178-160 Ma are (1) metaluminous I-type granites formed in a magmatic arc of an Andean subduction system (Khalaji et al., 2007; Tahmasbi et al., 2010; Ahadnejad et al., 2011; Esna-Ashari et al., 2012), (2) subduction-related extensional basin (Shahbazi et al., 2010), (3) continental crust melting by roll-back of Neo-Tethys oceanic crust (Zhang et al., 2018), and (4) subduction-related S-type granites (Bayati et al., 2017). In this research, the origin and tectonomagmatic setting of Jurassic granitoids (from 178 to 160 Ma) in Sanandaj-Sirjan Zone and the tin mineralization potential are investigated based on the available geological, geophysical and isotopic geochemical data.

### Materials and methods

We used an integrated collection of published geochemical data (major, trace and rare earth

elements of 102 samples), isotopic (e.g.,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  of 50 samples,  $\epsilon\text{Nd}_i$  of 64 samples), geochronological (U-Pb dating of zircons), and geophysical data (airborne magnetic intensity) for the SaSZ granitoids of 178-160 Ma.

### Result

The SaSZ Jurassic granitoids include granite, monzonite, diorite, Syenogranite, tonalite batholiths. The  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i > 0.707$ , N-MORB normalized patterns with enrichment in Low- and High Field Strength Elements (LFSE and HFSE) and depletion in P and Ti contents, chondrite-normalized patterns with flat heavy rare earth elements (HREE) patterns, magnetic susceptibility  $< 10^{-5} \times 100$  (ilmenite series), no alteration, and no Sn, Cu, Pb, and Zn anomalies in whole rock composition of granitoids nor in the associated river sediments, absence of volcanic rocks, and occurrence of metamorphic rocks (slate and schist) during Cimmerian orogeny indicate the SaSZ granitoids are S-type granitoids formed in a continental collision zone.

### Discussion

Geological, geophysical and geochemical characteristics of granitoids in Sanandaj-Sirjan Zone (such as the absence of volcanic arc and

\*Corresponding author Email: karimpur@um.ac.ir

volcanic rocks, continental crust thickening (56-52 km) and the formation of large-scale (batholith) granitoids at depths >4 km, regional metamorphism at green schist facies (and amphibolite) following Cimmerian orogeny, low (Eu/Eu)<sub>N</sub> (reducing conditions), magnetic susceptibility <100×10<sup>-5</sup> (ilmenite series), negative ε<sub>Nd</sub> and (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>I</sub> >0.707) show that, unlike previous studies, these granitoids are S-type granitoids formed by melting the continental crust in a collisional zone. Therefore, tin mineralization might probably occurred in connection with them. However, there is ample evidence of the absence of tin mineralization by the magma that forms these S-type granitoids, that are including the lack of hydrothermal fluids and consequently mineralization potential (due to the absence of alteration minerals in ASTER satellite images), low content of tin, copper, lead and zinc elements in these granitoids Sanandaj-Sirjan Zone and associated river sediments, (Eu/Eu)<sub>N</sub> value > 0.2, Rb/Sr <3, low Y (10-75 ppm), Ba > 200 ppm, as well as the geological, geophysical and geochemical similarities to barren S-type (ilmenite series) granitoids in Lut block (in Najmabad, Sorkh kuh to Shah kuh areas) which have formed in a continental collision system during the Cimmerian orogeny.

## References

- Ahadnejad, V., Valizadeh, M., Deevsalar, R. and Rezaei-kahkhaei, M., 2011. Age and geotectonic position of the Malayer granitoids: Implication for plutonism in the Sanandaj-Sirjan Zone, W Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, 261(1): 61–75. <https://doi.org/10.1127/0077-7749/2011/0149>
- Bayati, M., Esmaily, D., Maghdour-mashhour, R., Li, X. and Stern, R.J., 2017. Geochemistry and petrogenesis of Kolah-Ghazi granitoids of Iran: Insights into the Jurassic Sanandaj-Sirjan magmatic arc. *Chemie der Erde- Geochemistry*, 77(2): 281–302. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2017.02.003>
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Valizadeh, M., Hassanzadeh, J. and Sepahi, A., 2012. Geochemistry and zircon U–Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 43(1): 11–22. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.09.001>
- Ishihara, S., 1977. The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitic Rocks. *Mining Geology*, 27(145): 293–305. <https://doi.org/10.11456/shigenchishitsu1951.27.293>
- Khalaji, A.A., Esmaily, D. and Valizadeh, M. V., 2007. Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29(5-6): 859–877. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.06.005>
- Neiva, A.M.R., 2002. Portuguese granites associated with Sn-W and Au mineralizations. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 74: 79–101. <https://doi.org/10.17741/bgsf/74.1-2.003>
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafae, M., Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Shang, C.K. and Abedini, M.V., 2010. Geochemistry and U – Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj – Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(6): 668–683. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.04.014>
- Takahashi, M., Aramaki, S. and Ishihara, S., 1980. Magnetite-Series/Ilmenite Series vs. I-type/S-type granitoids, Granitic Magmatism and related mineralization. *Mining Geology, Special Issue*, 8: 13–28.
- Tahmasbi, Z., Castro, A., Khalili, M., Khalaji, A.A. and De, J., 2010. Petrologic and geochemical constraints on the origin of Astaneh pluton, Zagros. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(3): 81–96. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.03.001>
- Zheng, W., Mao, J., Zhao, C., Zhang, Z., Xiao, W., Ji, W., Majidifard, M.R., Rezaeian, M., Talebian, M., Xiang, D., Chen, L., Wan, B., Ao, S. and Esmaily, R., 2018. Geochemistry, zircon U–Pb and Hf isotope for granitoids, NW Sanandaj-Sirjan zone, Iran: Implications for Mesozoic-Cenozoic episodic magmatism during Neo-Tethyan lithospheric subduction. *Gondwana Research*, 62: 227–245. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.04.002>