

## **Petrology, geochemistry and tectonic setting of the intrusive mass associated with Rangraz copper deposit (North of Saveh, central part of Urumieh–Dokhtar magmatic arc)**

**Somayeh Dolatshahi <sup>1</sup>, Hasan Zamanian <sup>1\*</sup>**

**Alireza Karmzadeh Somarin <sup>2</sup> and Xiaoyong Yang <sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Department of Geology, Faculty of basic Science, Lorestan University, Khoram Abad, Iran and Center for International Scientific Studies and Collaboration(CISSC)

<sup>2</sup> Department of Geology, Faculty of basic Science, Brandone University, Brandone, Canada

<sup>3</sup> School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei, China

### **Abstract**

The Rangraz copper deposit is located 18 km of north of Saveh, in the central part of the Uromieh–Dokhtar magmatic arc. The host rocks are dominated by volcanics and volcanoclastics of Eocene, which altered and mineralized by intruding the quartz monzodiorite intrusion and andesitic-basaltic dikes. Hydrothermal alterations are propylitic, sericitization, silicification, and the chlorite- clay minerals-quartz assemblage. The principal hypogene ore minerals include pyrite, chalcopyrite, bornite, specular hematite, and magnetite. The essential minerals are plagioclase, K-feldspar, quartz, fine grain biotite and amphibole with granular to porphyritic textures. These rocks with metaluminous and calc-alkaline nature are chemically, characterized by high CaO (2.61 to 5.81 wt%), and Na<sub>2</sub>O (6.90 to 7.78 wt%) and low K<sub>2</sub>O (0.04 to 0.38 wt%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2.60 to 4.58 wt%), and MgO (1.22 to 2.81 wt%) contents. These chemical features can be caused by the extensive propylitic alteration in the rocks under study. According to the tectonic setting discrimination diagrams, and trace as well as rare earth elements distribution patterns, depletion of Ti, P and LREE enrichment are the criteria of subduction at active continental margin tectonic. The significant negative Eu anomalies and relative Sr depletion point to the presence of plagioclase as a stable phase at magmatic source. The result of petrogenetic studies represent that crystal fractionation, and magma mixing were the most dominant processes controlling magmatic evolution.

**Key words:** petrology, geochemistry, quartz monzodiorite, Rangraz copper deposit, Saveh, Uromieh–Dokhtar magmatic arc

\* zamanian.h@lu.ac.ir

مقاله پژوهشی

## سنگ شناسی، زمین شیمی و جایگاه زمین ساختی توده نفوذی همراه با کانسار مس رنگرز (شمال ساوه، بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه - دختر)

سمیه دولتشاهی<sup>۱</sup>، حسن زمانیان<sup>۱\*</sup>، علیرضا کریمزاده ثمرین<sup>۲</sup> و یانگ شائویانگ<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران دفتر همکاریهای علمی و بین المللی وزارت عتف

<sup>۲</sup> گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه برنودن، برنودن، کانادا

<sup>۳</sup> گروه علوم زمین و فضا، دانشگاه علم و صنعت چین، هفئی، چین

### چکیده

کانسار مس رنگرز در ۱۸ کیلومتری شمال ساوه و در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه- دختر رخمون دارد. سنگ های میزبان بیشتر سنگ های آتشفشانی و آذرآوری ائوسن هستند که به دنبال نفوذ یک توده با ترکیب کوارتز مونوزودیوریتی و دایک های آندزیت- بازالتی در آنها، دگرسانی و کانی سازی روی داده است. این دگرسانی های گرمایی شامل پروپیلیتیک، سریسیتی شدن، سیلیسی شدن و مجموعه کلریت، کانی های رسی، کوارتز هستند. پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، اسپیکولار هماتیت و مگنتیت از کانی های هیپوژن اصلی هستند. کوارتز مونوزودیوریت رنگرز بافت های گرانولار تا پورفیری نشان می دهد و در بردارنده کانی های پلاژیوکلاز، آکالی فلدسپار، کوارتز و ریزبلورهای آمفیبول و بیوتیت است. این سنگ ها بیشتر متآلومینوس و کالک آکالن هستند. بالا بودن مقدار اکسیدهای CaO (۲/۶۱ تا ۵/۸۱ درصدوزنی)، Na<sub>2</sub>O (۶/۹۰ تا ۷/۷۸ درصدوزنی) و کم بودن اکسیدهای K<sub>2</sub>O (۰/۰۴ تا ۰/۳۸ درصدوزنی)، Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (۲/۶۰ تا ۴/۵۸ درصدوزنی) و MgO (۱/۲۲ تا ۲/۸۱ درصدوزنی) چه بسا پیامد رخداد گسترده دگرسانی های پروپیلیتیک در سنگ های نفوذی منطقه است. برپایه نمودارهای شناسایی پهنه زمین ساختی و الگوی پراکندگی عنصرهای فرعی و خاکی کمیاب، تهی شدگی از عنصرهای Ti و P و غنی شدگی از LREE ها از ویژگی های پهنه زمین ساختی فرورانشی در مرز فعال قاره ای هستند. آنومالی منفی آشکارای Eu و تهی شدگی نسبی Sr نشان دهنده حضور پلاژیوکلاز در خاستگاه ماگمایی به عنوان فاز پایدار است. نتایج بررسی های سنگ زایی نشان دهنده این هستند که جدایش بلورین و آمیختگی ماگمایی اصلی ترین فرایندهای کنترل کننده تکامل ماگمایی بوده اند.

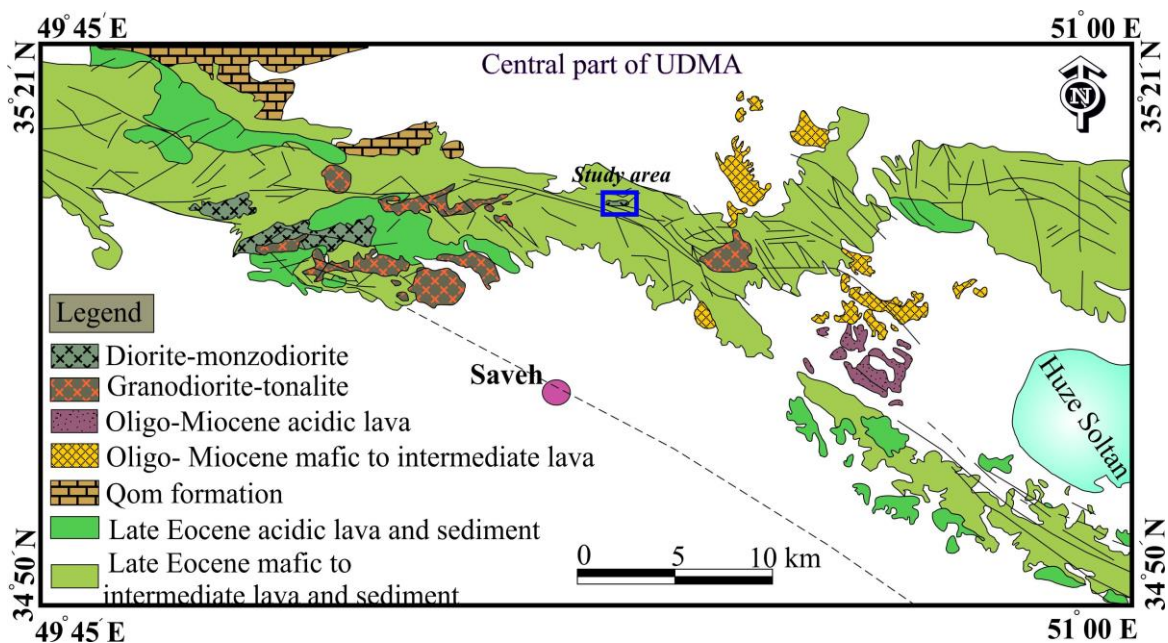
**واژه های کلیدی:** سنگ شناسی، زمین شیمی، کوارتز مونوزودیوریت، کانسار مس رنگرز، ساوه، کمان ماگمایی ارومیه- دختر

\* zamanian.h@lu.ac.ir

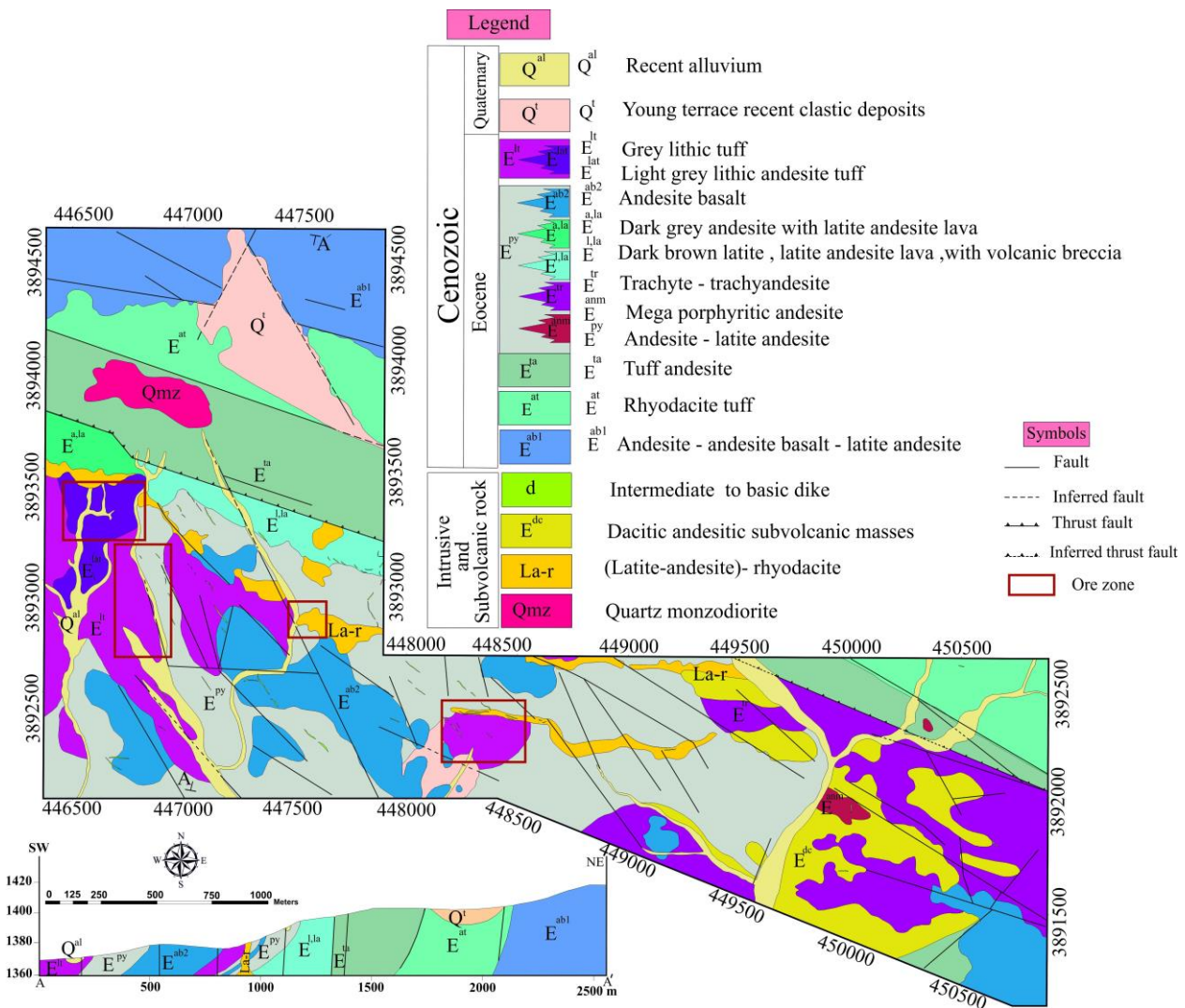
## مقدمه

کانه‌زایی مس در منطقه شناسایی شده است. در شکل ۲ جایگاه این پهنه‌ها نسبت به یکدیگر نشان داده شده است. گمان می‌رود پراکندگی کانی‌سازی‌ها در این منطقه از یک الگوی ساختاری ویژه پیروی می‌کند؛ به گونه‌ای که در بخش‌هایی که رخدادهای زمین‌شناسی گوناگون در آنها دیده می‌شود (مانند: گسل‌ها و شکستگی‌ها، نفوذ دایک‌ها، سنگ‌شناسی درهم و دگرسانی‌ها) رخنمون کانی‌سازی‌ها بیشتر است. برپایه نقشه ۱:۲۰۰۰۰ منطقه، برونزدهای کوچکی از یک توده نفوذی با مساحت نزدیک به ۳ کیلومتر مربع در شمال بخش‌های کانهدار به چشم می‌خورند. تا کنون درباره زمین‌شیمی، سنگ‌شناسی و سنگ‌زایی این توده نفوذی پژوهشی انجام نشده است. در این پژوهش، برپایه بررسی‌های سنگ‌نگاری و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، جایگاه زمین‌ساختی و سنگ‌زایی توده نفوذی رنگرز بررسی می‌شوند. در ادامه به اختصار کانی‌سازی همراه با این توده توصیف شده است.

کانسار مس رنگرز در ۱۸ کیلومتری شمال ساوه (مختصات طول جغرافیایی "۵۰°۲۴'۵۰" تا "۵۰°۲۶'۰۳" خاوری و عرض جغرافیایی "۳۵°۱۰'۵۷" تا "۳۵°۱۰'۱۴" شمالی) و در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه- دختر جای گرفته است (شکل ۱). وجود معادن و اندیس‌های مس (مانند معدن‌های نارباغی، کوه‌پنگ، زرنديه و اندیس مس علیشار) رخداد گسترده دگرسانی‌ها و گسترش توده‌های نفوذی در سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی در منطقه ساوه آن را به یکی از پهنه‌های مستعد برای اکتشاف پتانسیل‌های معدنی فلزی تبدیل کرده است. یافتن نشانه‌هایی از معدنکاری‌های قدیمی در منطقه رنگرز، قدمت فعالیت‌های معدنی در این منطقه را نشان می‌دهد. برپایه عملیات‌های اکتشافی گروه معدنی زرمش از سال ۱۳۹۲ تا کنون (شامل تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی، اکتشافات زمین‌فیزیکی و زمین‌شیمیایی، حفر ترانشه و گمانه)، ۴ پهنه



شکل ۱- جایگاه زمین‌شناسی منطقه مس رنگرز و توده‌های نفوذی شمال‌باختری ساوه در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه- دختر (اقتباس و تغییرات از Nouri و همکاران، ۲۰۱۸)



شکل ۲- جایگاه پهنه‌های کانزایی در نقشه ۱:۲۰۰۰۰ رنگرز (اقتباس و تغییرات از Zamin Joyan Pars, ۲۰۱۴)

## زمین‌شناسی

منطقه بررسی شده بخش کوچکی از ورقه ۱:۱۰۰,۰۰۰ است (Ghalamghash, ۱۹۹۸). در گستره این ورقه فراوانی واحدهای آذرین بیرونی ائوسن (گدازه‌ها، رسوبی‌های همراه و واحدهای آذرآواری) فراوان‌تر از سنگ‌های آذرین درونی است. گدازه‌ها و سنگ‌های آذرآواری حد واسط بخش بزرگی از سنگ‌های آذرین بیرونی را دربر گرفته‌اند و سنگ‌های بازیک (گدازه‌های بازالتی الیگوسن) رخنمون کمتری دارند. گدازه‌های آندزیتی-

تراکی آندزیتی همراه با توف‌های ریوداسیتی با سن ائوسن میانی از کهن‌ترین واحدهای رخنمون‌یافته در پهنه ساوه هستند (Ghalamghash, 1998). سنگ‌های آتشفشانی پهنه ساوه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی پهنه‌های فرورانش و سری‌های ماگمایی کالک‌آلکان را نشان می‌دهند (Davarpناه, 2009).

توده‌های نفوذی گرانیتویدی بروزدیافته در شمال‌باختری ساوه ترکیبی از کوارتزموزنوگابرو تا گرانیت دارند (Caillat et al., 1978; Helmi, ۱۹۹۱; Ramezani, 2005; Ghasemi et al.,

آذرآواری بیشتر ریوداسیت توف، توف آندزیتی، لیتیک آندزیت توف، ماسه سنگ های آتشفشانی، برش آتشفشانی و آگلومرا هستند. از دیدگاه دانه بندی این سنگ ها بیشتر در رده خاکستر توف تا لاپیلی توف شمرده می شوند. خرده های سنگی سازنده این سنگ های آذرآواری بیشتر ترکیب آندزیتی و ریوداسیتی دارند و خرده های کانیاپی بیشتر از بلورهای پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و کلسیت با بافت های گوناگون فراگمتال، نیمه بلورین، میکروپورفیری، برشی و شبه برشی، میکروکریستالین و بادامکی ساخته شده اند.

سنگ های آتشفشانی و آذر آواری منطقه دچار نفوذ دایک های حدواسط-بازیک و توده های نفوذی شده اند (شکل ۳) و از این رو، دگرسانی های گرمابی و کانه زایی در منطقه روی داده است. این دایک ها کمابیش در همه منطقه و با روند عمومی شمال باختری- جنوب خاوری گسترده شده اند. رخداد و پراکندگی این دایک ها در سراسر منطقه گویای جایگیری یک مخزن ماگمایی در ژرفای منطقه است که پس از پایان فوران ماگمایی به شکل تاخیری در دیگر واحدهای سنگی منطقه تزریق شده است. رخداد این دایک ها به صورت انفرادی یا دسته دایک های موازی است. درازای برخی از آنها به بیشتر از ۳۰۰ متر و سترای آنها به چند متر می رسد. دایک های یاد شده بیشتر ترکیب حد واسط تا بازیک دارند. به دنبال نفوذ این دایک ها در سنگ های منطقه، دگرسانی روی داده است، افزون بر این، دایک ها نیز تحت تأثیر محلول های گرمابی با شدت و ضعف دچار دگرسانی شده اند. این دایک ها از دیدگاه سنگ شناسی، بازالت آندزیتی، آندزیت بازالتی و آندزیت هستند (Bazoobandi *et al.*, 2016).

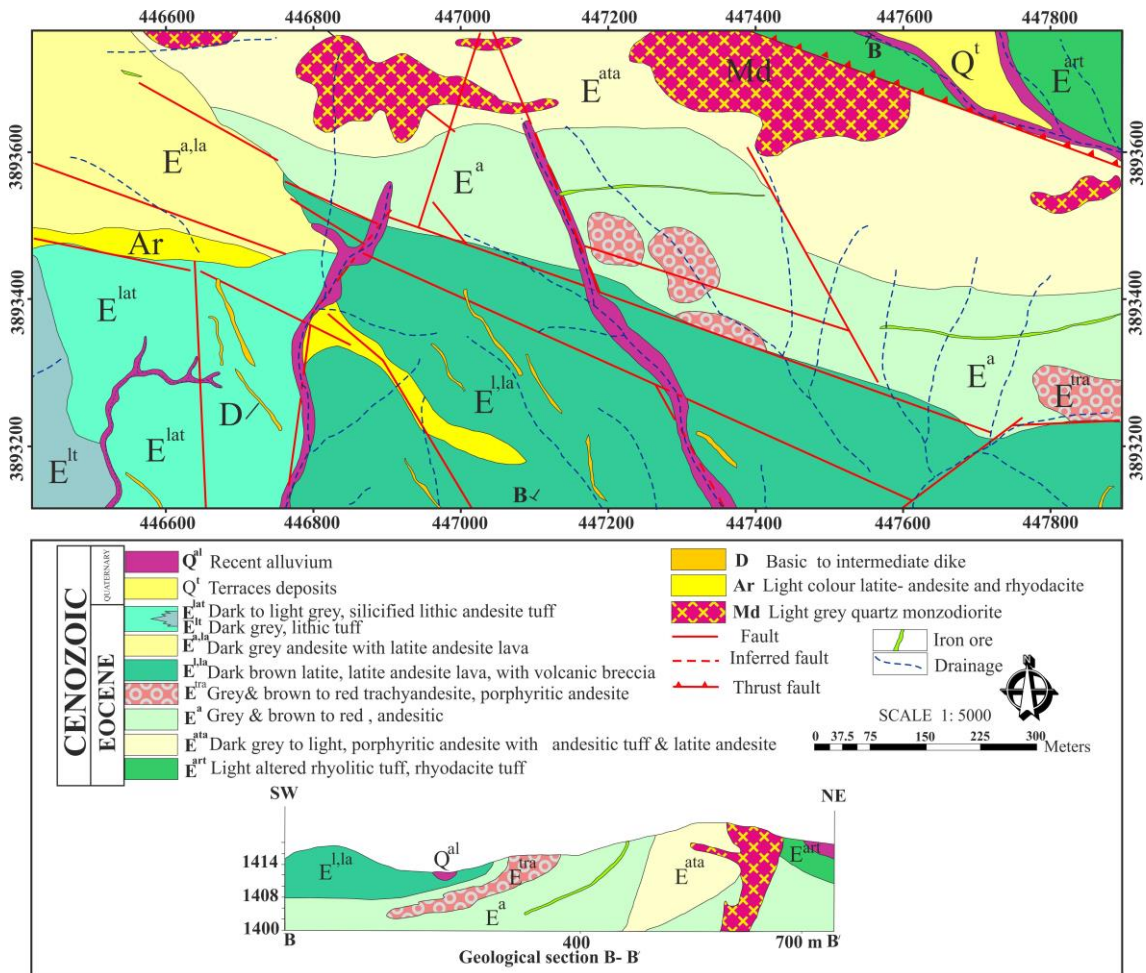
۲۰۰۷; Rezaei Kahkhaei *et al.*, 2011; Keshavarzi *et al.*, 2014a, b; Rezaei Kahkhaei *et al.*, 2014; Nouri *et al.*, 2018) و به سه گروه کوارتز مونوزودیوریت خلخاب، گرانودیوریت نشوه و گرانودیوریت سیلیجرده رده بندی می شوند (Rezaei Kahkhaei *et al.*, 2014). گرانودیوریت سیلیجرده با مساحتی افزون بر ۵۶ کیلومتر مربع بخش بزرگی از این مجموعه را دربر گرفته است. برپایه نسبت های ایزوتوپی Sr و Nd، متاسوماتیسم گوشته ای نقش مهمی را در پیدایش توده های نفوذی شمال باختری ساوه داشته است (Rezaei Kahkhaei *et al.*, 2014). همچنین، به باور Nouri و همکاران (۲۰۱۸)، ماگمای مادر و مافیک ساوه در پی ذوب بخشی کم ژرفای گوشته سنگ کراهی متاسوماتیسم شده در پی گسترش مرتبط با فشارزدایی در فشار کم پدید آمده است. برپایه سن سنجی اورانیم-سرب، کمپلکس ماگمایی شمال باختری ساوه در ائوسن بالایی (بارتونین) متبلور شده است (Nouri *et al.*, 2018).

رخنمون کانی سازی ها و دگرسانی ها در منطقه رنگرز در گستره ای به بزرگی نزدیک به ۷ کیلومتر مربع دیده می شود. سنگ های آتشفشانی و آذرآواری بخش بزرگی از این منطقه را پوشش داده اند. سنگ های آتشفشانی بیشتر دربردارنده آندزیت، لاتیت آندزیت، تراکیت- تراکی آندزیت، داسیت، ریوداسیت و آندزیت بازالت هستند. این سنگ های آتشفشانی ویژگی های میکروسکوپی کمابیش مشابهی دارند؛ به گونه ای که از درشت بلورهایی از پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار، زمینه دانه ریزی از پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کلریت و مقادیر اندکی بیوتیت، مگنتیت، پیریت و آپاتیت بسیار دانه ریز ساخته شده اند. سنگ های



مقاومت فیزیکی سنگ‌ها در برابر نیروهای زمین‌ساختی فشارشی بالاست، شکستگی‌ها نسبت به چین‌خوردگی‌ها پدیده غالب هستند و پیامد آنها فراوانی بالای گسل‌های فرعی در منطقه است.

گسل کوشک نصرت اصلی‌ترین سامانه گسلی در نزدیکی منطقه بررسی شده است. در کل، ساختارهای زمین‌شناسی منطقه روند شمال‌باختری - جنوب‌خاوری دارند. از آنجایی که



شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی ۱:۵۰۰۰ منطقه رنگرز (اقتباس و تغییرات از Zamin Joyan Pars, ۲۰۱۴)

دگرسانی را در پی داشته است؛ به گونه‌ای که برگزیدن نمونه‌های کاملاً سالم ممکن نبود. به هر روی، شمار ۱۰ نمونه از توده‌های نفوذی با دگرسانی کمتر برگزیده شد و برای اکسیدهای عنصرهای اصلی به روش XRF و عنصرهای فرعی و خاکی کمیاب به روش ICP-MS در آزمایشگاه زمین‌شیمی دانشگاه علم و صنعت چین (Hefei) تجزیه شدند. در پردازش داده‌ها از نرم‌افزارهای

## روش انجام پژوهش

پس از بازدیدهای صحرائی، شمار ۶۰ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی، آذرآواری، دایک‌ها و نفوذی‌های منطقه برگزیده و پس از ساخت مقطع نازک از آنها، بررسی سنگ‌نگاری شدند. همچنین، شمار ۵۵ مقطع صیقلی از بخش‌های کانهدار منطقه ساخته و بررسی کانی‌شناسی شد. عملکرد گسترده رویدادهای گرمابی درجات ضعیف تا شدید

(شکل ۴). ترکیب این سنگ‌ها به صورت میان‌انگشتی از دیوریت تا مونزودیوریت تغییر می‌کند. این واحدهای سنگی از یک سری بلورهای متوسط اندازه ساخته شده‌اند. همچنین، این سنگ‌ها بلورهای نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز با ساخت منطقه‌ای (شکل ۵- A)، بلورهای بی‌شکل آلکالی‌فلدسپار و بلورهای بی‌شکل کوارتز (با فراوانی نزدیک به ۸ درصد حجمی و با ابعاد کوچک‌تر از دیگر سازنده‌های سنگ) دارند (شکل ۵- B).

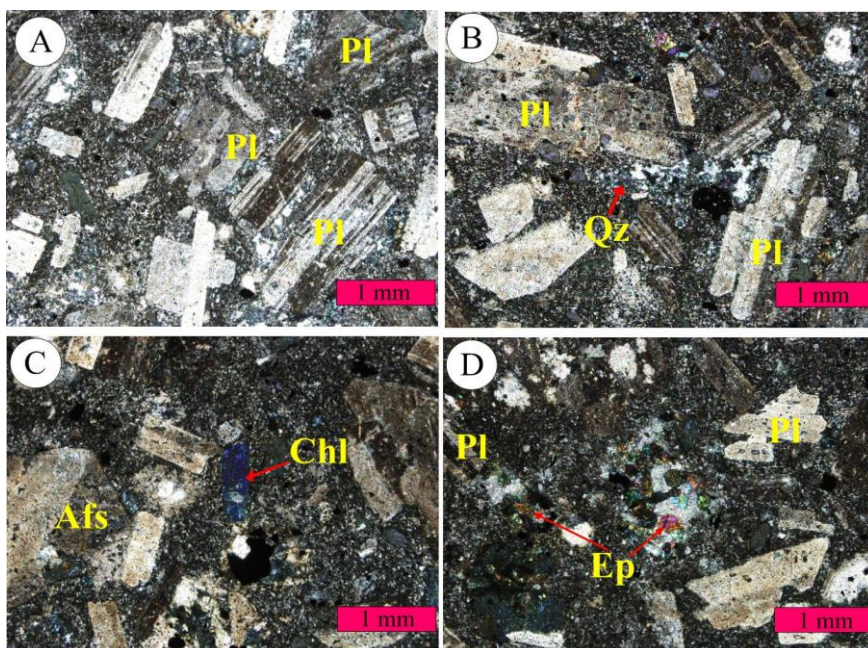
Excel و GCDKit برای شناخت روابط عنصری و خاستگاه سنگ‌های نفوذی منطقه بهره گرفته شد.

### سنگ‌شناسی توده نفوذی

توده‌های نفوذی منطقه بیشتر در بخش‌های شمالی درون سنگ‌های توف آندزیتی و آندزیت-لاتیت آندزیت تزریق شده‌اند و این سنگ‌ها را قطع کرده‌اند. رنگ عمومی این سنگ‌ها خاکستری روشن تا تیره است. این سنگ‌ها زمینه گرانولار و بافت پورفیری دارند و دگرسانی پروپیلیتیک با شدت متوسط را تجربه کرده‌اند



شکل ۴- نمایی از توده نفوذی در نمونه دستی



شکل ۵- تصاویرهای میکروسکوپی از توده نفوذی با ترکیب مونزودیوریت. (A) پلاژیوکلازهایی با ساخت منطقه‌ای؛ (B) کوارتز با فراوانی کمتر از ۱۰ درصد حجمی؛ (C) بلور کلریت به رنگ آبی پررنگ در مرکز تصویر؛ (D) بلورهای اپیدوت که با بلورهای پلاژیوکلاز دگرسان شده فراگرفته شده‌اند

کربنات (کلسیت و دولومیت)، کلریت، اپیدوت، اکسیدهای تیتانیم و کانی‌های رسی از کانی‌های ثانویه هستند. کانی‌های کدر، آپاتیت و روتیل نیز از کانی‌های فرعی به‌شمار می‌روند.

### شیمی سنگ کل

برپایه جدول ۱، مقدار  $SiO_2$  در سنگ‌های نفوذی منطقه رنگرز که برابر با ۵۸/۱۳ تا ۶۵/۷۶ درصدوزنی (میانگین: ۶۲/۶۰ درصدوزنی) است، نشان‌دهنده سرشت اسیدی این سنگ‌هاست.

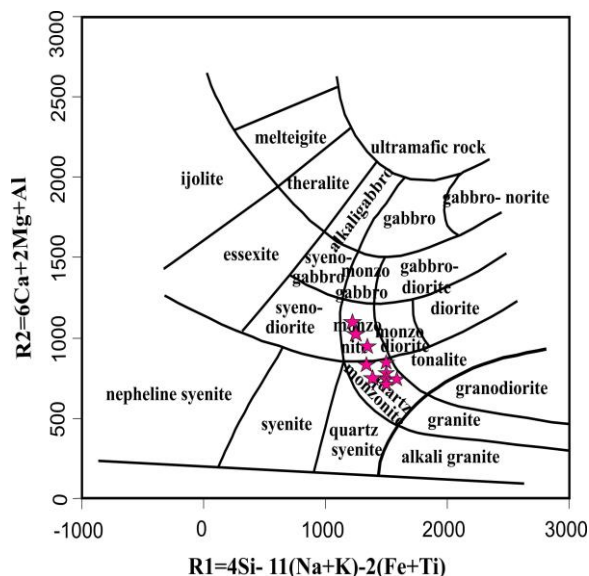
کانی‌های فرومنیزین سنگ را بلورهای آمفیبول و پولک‌های بیوتیت می‌سازند. جانشینی آنها با کربنات (کلسیت-دولومیت)، کلریت، اکسیدهای تیتانیم و اپیدوت در سنگ کمابیش به یک اندازه دیده می‌شود (شکل‌های ۵-C و ۵-D). جانشینی با کانی‌های رسی تا اندازه‌ای سطح بلورهای فلدسپار را کدر و مخدوش کرده است. در این سنگ‌ها نشانه‌هایی از هماتیت نیز دیده می‌شود که پیامد اکسیدشدن دانه‌های منیتیت در زمینه سنگ است. همچنین، در این سنگ‌ها نشانه‌هایی از دگرسانی تورمالینی شدن دیده می‌شود.

جدول ۱- داده‌های تجزیه شیمیایی سنگ‌های نفوذی (کوارتزومنزودیوریت) منطقه رنگرز (شمال ساوه) (اکسید عنصرهای اصلی (برپایه درصدوزنی) با روش XRF و عنصرهای فرعی و کمیاب (برپایه ppm) با روش ICP-MS به‌دست آمده‌اند؛ DL: آستانه آشکارسازی)

Sample No.	DL	D۶	D7	D8	D9	D2	D5	D10	D4	D3	D1
SiO <sub>2</sub>	0.01	58.13	59.04	59.78	62.24	63.36	63.51	63.69	64.99	65.54	65.76
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.59	0.61	0.67	0.59	0.54	0.57	0.53	0.55	0.52	0.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	15.62	15.38	16.14	15.49	14.79	15.56	15.02	15.38	15.16	14.86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	3.19	3.69	4.58	4.27	3.44	4.31	3.64	3.35	2.80	2.60
MnO	0.01	0.06	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.05	0.05
MgO	0.01	2.81	2.78	2.74	2.46	2.36	2.78	2.19	1.82	1.22	1.33
CaO	0.01	5.81	5.23	4.23	3.58	3.95	2.61	3.35	2.94	3.55	3.46
Na <sub>2</sub> O	0.01	7.33	7.32	6.90	7.56	7.25	7.57	7.43	7.62	7.78	7.60
K <sub>2</sub> O	0.01	0.04	0.04	0.38	0.06	0.05	0.05	0.05	0.09	0.09	0.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.18	0.18	0.21	0.18	0.16	0.16	0.15	0.15	0.14	0.14
LOI	0.01	5.82	5.36	4.45	3.50	4.13	3.04	3.35	3.17	3.42	3.35
Total	0.01	99.58	99.67	100.13	99.97	100.07	100.19	99.44	100.09	100.27	99.75
V	5	122	124	129	104	94	95	89	84	76	76
Cr	10	70	100	40	60	60	70	40	40	40	40
Ga	0.1	16.6	15.8	16.8	15	15	15.4	14.4	15.3	15	14
Rb	0.2	0.7	0.7	10	1	0.9	0.8	0.8	1.9	2	1.8
Sr	0.1	137	154	262	215	136.5	184.5	200	180.5	153	152
Zr	2	214	198	188	216	233	223	238	249	245	241
Nb	0.2	17.1	17.2	16.4	17.9	18	18.3	18.4	20.3	20	20
Cs	0.01	0.19	0.22	0.55	0.14	0.20	0.12	0.12	0.24	0.37	0.36
Ba	0.5	8.9	8.2	31.1	13.4	9.4	10.9	13	15.2	10.9	14.3
Th	0.05	12.05	11.70	10.70	12.95	13.75	13.90	14.95	15.90	15.75	15.30
U	0.05	3.08	3.01	3.10	3.44	3	3.25	3.40	3.56	3.48	3.47
Hf	0.2	5.3	4.8	4.6	5.1	5.7	5.5	5.8	6	5.9	6
Ta	0.1	1.3	1.2	1.2	1.3	1.4	1.4	1.5	1.5	1.6	1.6
W	1	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1
Sn	1	1	2	1	1	2	2	1	2	2	2
Y	0.1	21.5	21.7	22.1	17.4	18.9	14.7	13.9	18.6	17.7	20
La	0.1	16.8	17.9	17.3	34.2	15.2	19.3	13.3	17.5	17.2	17.4
Ce	0.1	32.4	35.3	34	64.7	30.5	36	26.4	34.6	34.5	33.4
Pr	0.03	3.84	4.10	4.16	6.78	3.44	3.94	2.95	4.05	3.94	3.87
Nd	0.1	14.5	14.9	15.9	24	12.1	13.4	10.6	14.7	14.5	14.2
Sm	0.03	3.45	3.22	3.93	4.78	2.73	2.72	2.79	3.21	3.30	3.09
Eu	0.03	0.89	0.84	1.23	1.09	0.64	0.60	0.70	0.69	0.67	0.73
Gd	0.05	3.53	3.58	3.99	3.70	2.98	2.49	2.65	3.19	3.29	3.32
Tb	0.01	0.61	0.61	0.65	0.59	0.55	0.44	0.40	0.53	0.52	0.62
Dy	0.05	3.85	3.87	4.20	3.32	3.41	2.80	2.51	3.40	3.04	3.80
Ho	0.01	0.77	0.81	0.87	0.69	0.80	0.62	0.53	0.75	0.69	0.81
Er	0.03	2.32	2.36	2.48	1.95	2.30	1.91	1.58	2.33	2.04	2.33
Tm	0.01	0.34	0.35	0.37	0.29	0.34	0.31	0.25	0.34	0.33	0.36
Yb	0.03	2.29	2.35	2.39	2.02	2.12	2.08	1.83	2.28	2.16	2.20
Lu	0.01	0.37	0.36	0.36	0.33	0.34	0.35	0.32	0.35	0.35	0.37



را نشان می‌دهد، نمونه‌های سنگ‌های نفوذی در سری سنگ‌های کالک‌آلکانل جای می‌گیرند (شکل ۷- C).



شکل ۶- ترکیب توده نفوذی منطقه رنگرز در نمودار R1 در برابر R2 (De La Roche *et al.*, 1980)

### شناسایی جایگاه زمین‌ساختی

برپایه نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 1983)، نمونه‌های بررسی‌شده در محدوده مرز فعال قاره‌ای جای می‌گیرند (شکل ۸- A). همچنین، Pearce و همکاران (۱۹۸۴) پهنه‌های زمین‌ساختی گوناگون گرانیتوئیدها را برپایه نسبت لگاریتم Nb به لگاریتم Y شناسایی کرده‌اند. برپایه این نمودار، همه نمونه‌ها در موقعیت گرانیت‌های کمان‌های آتشفشانی و همزمان با برخورد جای گرفته‌اند (شکل ۸- B). برپایه نمودار Y در برابر Zr (Muller and Groves, 1997)، همه نمونه‌های توده نفوذی منطقه مرتبط با کمان‌های آتشفشانی به‌شمار می‌روند (شکل ۸- C).

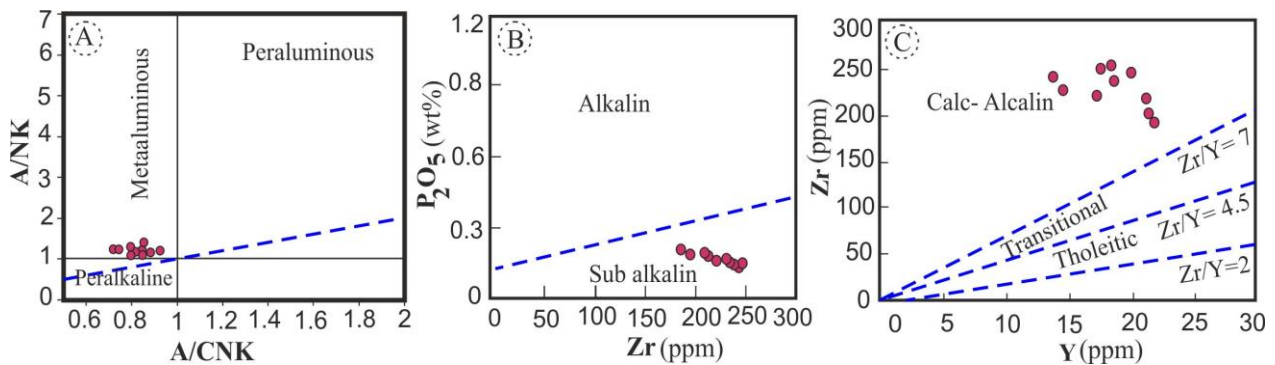
همچنین، در این سنگ‌های نفوذی، مقدار میانگین از  $Al_2O_3$  برابر با ۱۴/۷۹ تا ۱۶/۱۴ درصدوزنی، CaO برابر با ۲/۶۱ تا ۵/۸۱ درصدوزنی،  $Fe_2O_3$  برابر با ۲/۶۰ تا ۴/۸۵ درصدوزنی، MgO برابر با ۱/۲۲ تا ۲/۸۱ درصدوزنی و نسبت  $Na_2O/K_2O$  برابر با ۰/۰۵ تا ۰/۰۵۵ است.

افزایش مقدار اکسیدهای CaO،  $Na_2O$  و مقدار L.O.I. و کاهش اکسیدهای  $K_2O$ ،  $Fe_2O_3$  و MgO با رخداد گسترده دگرسانی‌های پروپیلیتیک در سنگ‌های نفوذی منطقه مرتبط دانسته می‌شود. غنی‌شدگی از CaO و کاهش  $K_2O$  و MgO چه‌بسا پیامد تجزیه کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار و بیوتیت و پیدایش کانی اپیدوت است که Ca بیشتری در ساختار خود دارند (Montoya and Hemley, 1975).

برای نام‌گذاری سنگ‌های نفوذی منطقه، نمودار R1-R2 (De La Roche *et al.*, 1980) به‌کار برده شد. برپایه این نمودار، سنگ‌های نفوذی منطقه در گستره مونزونیت و کوارتزمونزونیت جای می‌گیرند (شکل ۶).

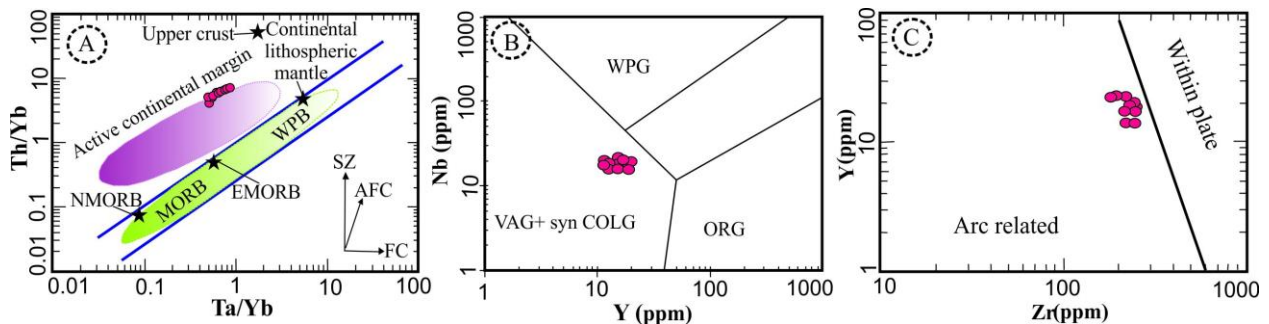
### تعیین شاخص اشباع از آلومینیم و سری ماگمایی

برپایه نمودار A/NK در برابر A/CNK (Shand, 1943)، سنگ‌های نفوذی منطقه از نظر شاخص اشباع از آلومینیم در گستره سنگ‌های متاآلومینوس جای می‌گیرند (شکل ۷- A). برپایه نمودار  $P_2O_5$  در برابر Zr (Winchester and Floyd, 1977)، سنگ‌های نفوذی سرشت ساب‌آلکانل دارند (شکل ۷- B). برپایه نمودار پیشنهادی Ross و Bedard (۲۰۰۹) که روند تغییرات میزان Zr در برابر Y



شکل ۷- A) نمودار تعیین شاخص آلومینیم (Shand, 1943)؛ B) شناسایی سری ماگمایی در نمودار  $P_2O_5$  در برابر Zr در برابر Ross and Bedard, ) C) تفکیک سری‌های ماگمایی سنگ‌های منطقه در نمودار Zr در برابر Y (Winchester and Floyd, 1977)؛

(۲۰۰۹)



شکل ۸- A) شناسایی پهنه زمین‌ساختی سنگ‌های نفوذی منطقه رنگرز در: A) نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 1983)؛ B) نمودار لگاریتمی Nb در برابر Y (Pearce et al., 1984)؛ C) نمودار Y در برابر Zr (Muller and Groves, 1997)؛

### بررسی الگوی عنصرهای فرعی و خاکی کمیاب

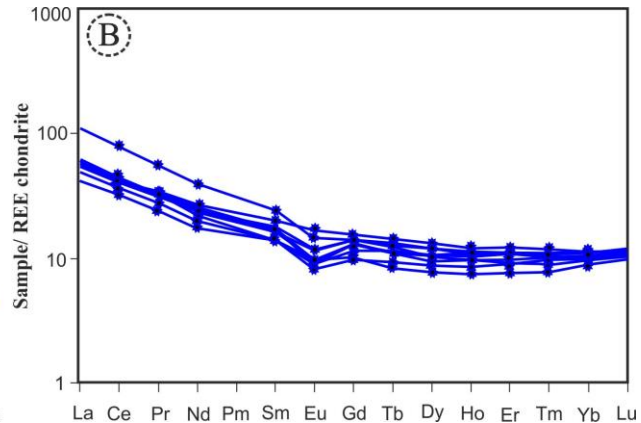
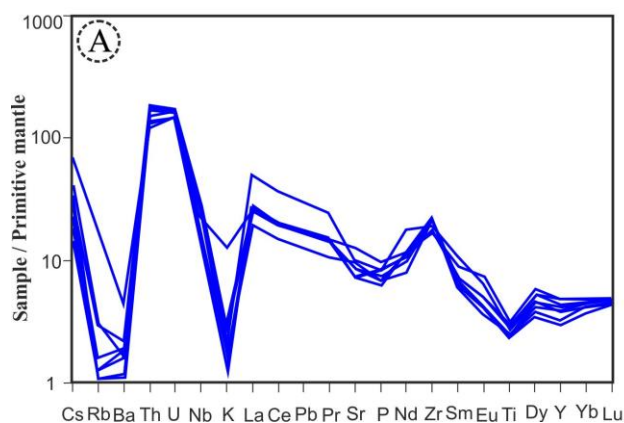
به کاربردن الگوی پراکندگی عنصرهای خاکی کمیاب و کمیاب در نمودارهای بهنجارشده به ترکیب کندریت از راه‌های کارآمد برای پی‌بردن به پهنه زمین‌ساختی سنگ‌های یک ناحیه است. در شکل ۹- A، نمودار عنکبوتی عنصرهای فرعی و برخی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, ۱۹۸۹)، برای سنگ‌های منطقه نشان داده شده است. برپایه این نمودار تأثیر فرایندهای دگرسانی به‌خوبی در الگوی پراکندگی برخی عنصرها آشکار است. تهی‌شدگی شدید K، Rb و Ba، پیامد شکسته‌شدن فلدسپارها هنگام رویداد فرایندهای دگرسانی است (Fulignati et al., 1999). Rb و

$Ba^{+2}$  در کانی‌های پتاسیم‌دار جانشین K می‌شوند و هنگام دگرسانی مقدار آنها شدیداً افت می‌کند. نبود آنومالی مثبت یا منفی Nb در این نمودار پیامد آنومالی منفی دروغین K در پی دگرسانی است. برپایه شکل ۹- A، سنگ‌های نفوذی منطقه از P و Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند. این ویژگی با سرشت زمین‌شیمیایی شاخص‌های سنگ‌های پهنه‌های زمین‌ساختی فرورانشی وابسته به مرز فعال قاره‌ای همخوانی دارد (Gill, 2010). آنومالی منفی P پیامد جداشدن آپاتیت از ماگماست. برپایه بررسی‌های Zhang و همکاران (۲۰۱۰) عواملی که آنومالی منفی Ti را به‌دنبال دارند، عبارتند از:

۱- ذوب‌بخشی سنگ‌هایی که فازهای

بجامانده‌ای مانند روتیل و ایلمنیت دارند؛  
 ۲- متاسوماتیسم همراه با فرورانش؛  
 ۳- آرایش پوسته‌ای.  
 در نمودار عنکبوتی در برابر ترکیب کندریت (Boynnton, 1984)، عنصرهای خاکی کمیاب نمونه‌های منطقه رنگرز شیب منفی دارند و LREEها در برابر HREEها غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۹- B). پیدایش سنگ‌ها در پهنه‌های فرورانش غنی‌شدگی LREEها را در پی دارد (Winter, 2001). Eu آنومالی منفی آشکارایی در سنگ‌های نفوذی منطقه نشان می‌دهد و نسبت  $Eu/Eu^*$  در سنگ‌های نفوذی منطقه از ۰/۶۲ تا ۰/۹۵ تغییر می‌کند. در کل، با افزایش دگرسانی و تخریب پلاژیوکلاز، Eu به صورت  $Eu^{2+}$  انتقال می‌یابد؛ زیرا در شرایط اکسیدان Eu با کمترین میزان پتاسیل یونی، تحرک پذیری بیشتری نسبت به دیگر عنصرهای خاکی کمیاب دارد (Puchlet and

Emmermann, 1976). در مقابل، در دگرسانی پروپیلیتی با افزایش شدت دگرسانی مقدار آنومالی منفی Eu کمتر می‌شود؛ زیرا در شرایط احیایی این دگرسانی، Eu به صورت دو ظرفیتی در سیال حضور دارد و اپیدوت میزبان خوبی برای  $Eu^{2+}$  است (به دنبال همانندی شعاع یونی Eu و Ca و جانشینی یوروپیم به جای کلسیم در ساختار اپیدوت). برپایه آنچه گفته شد، آنومالی منفی Eu پیامد رخداد دگرسانی در توده نفوذی نیست. اگر ناهنجاری منفی Eu با ناهنجاری منفی Sr همراه باشد، جدایش بلوری پلاژیوکلاز رخ داده است (Wilson, 1989). برپایه آنومالی منفی آشکارا در Eu و تهی‌شدگی نسبی Sr در سنگ‌های نفوذی منطقه، پس پلاژیوکلاز فاز پایدار در خاستگاه یا فاز مهم در هنگام جدایش بلورین و یا هنگام تغییر فوگاسیته اکسیژن بوده است (Rollinson, 1993; White, 2005).



شکل ۹- A) عنصرهای فرعی در سنگ‌های نفوذی منطقه در نمودار عنکبوتی بهنجارشده در برابر ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ B) عنصرهای خاکی کمیاب سنگ‌های نفوذی منطقه رنگرز در نمودار بهنجارشده به ترکیب کندریت (Boynnton, 1984)

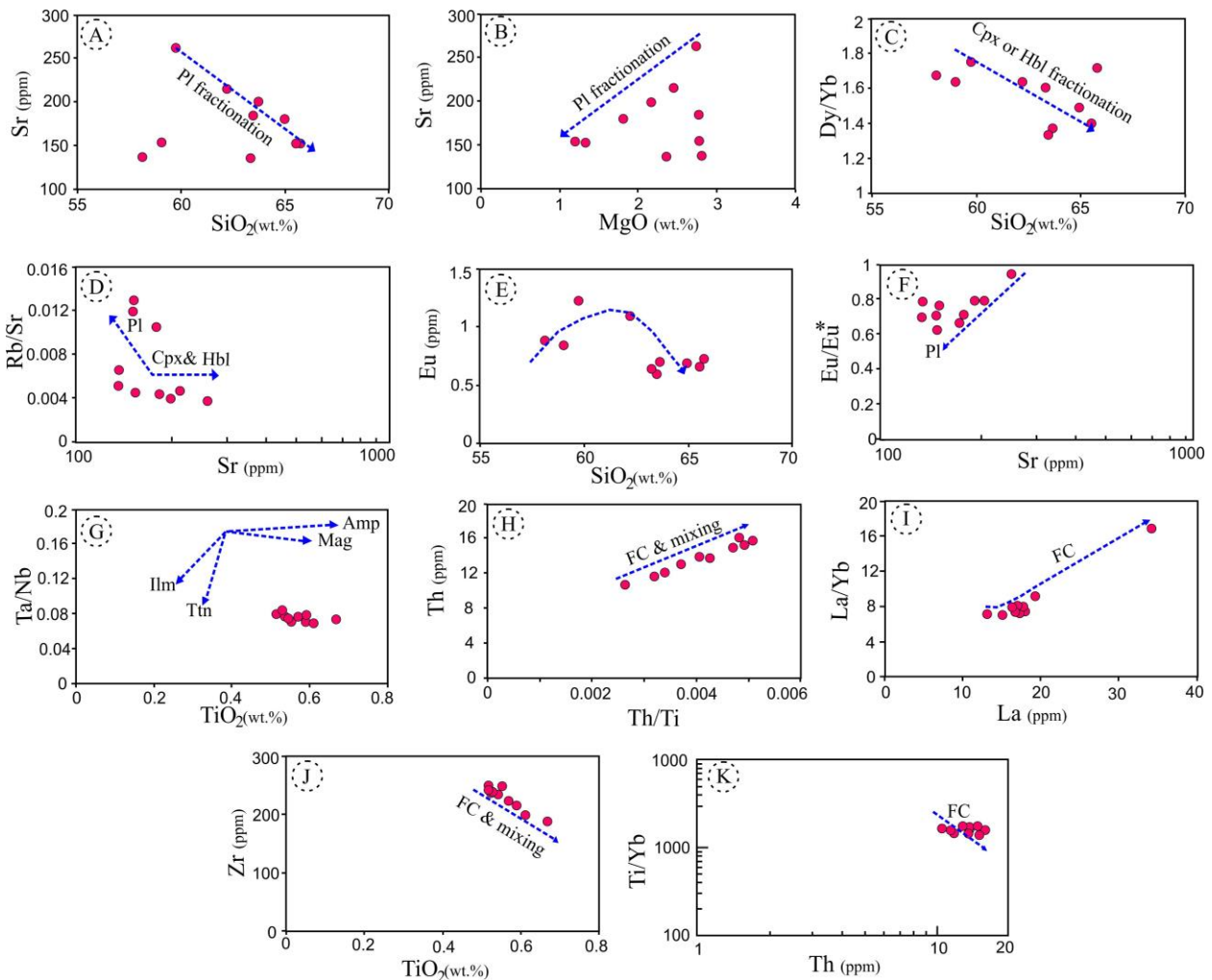
مانند آنها) که اغلب در تاریخچه پیدایش و تبلور هر کمپلکس ماگمایی رخ می‌دهد، نمودارهای ویژه‌ای به کار برده می‌شود. ماگماهای حدواسط تا

### سنگ‌زایی و فرایندهای ماگمایی

برای دستیابی به نقش تحولات ماگمایی (مانند: تفریق، جدایش بلورین، ذوب‌بخشی و

در کلینوپیروکسن نه. از این رو، با جدایش پیاپی پلاژیوکلاز، مقدار استرانسیم با افزایش مقدار  $\text{SiO}_2$  در توده‌های نفوذی منطقه کاهش می‌یابد (Wilson, 2007) (شکل ۱۰- A).

اسیدی بیشتر با جدایش از یک ماگمای مافیک یا در پی ذوب‌بخشی پوسته پدید می‌آیند (Castro, ۲۰۱۳). تغییرات Sr هم‌روند با جدایش ماگمایی کم فشار است. Sr در پلاژیوکلاز سازگار است؛ اما



شکل ۱۰- نمودارهای سنگ‌زایی برای توده‌های نفوذی منطقه رنگرز در نمودار: (A)  $\text{SiO}_2$  در برابر Sr؛ (B) MgO در برابر Sr؛ (C)  $\text{SiO}_2$  در برابر Dy/Yb؛ (D) Sr در برابر Rb/Sr؛ (E)  $\text{SiO}_2$  در برابر Eu؛ (F) Sr در برابر  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ ؛ (G)  $\text{TiO}_2$  در برابر Ta/Nb؛ (H) Th/Ti؛ (I) La در برابر Th؛ (J)  $\text{TiO}_2$  در برابر Zr؛ (K) Th در برابر Ti/Yb (روندهای تفریق برگرفته از: Davidson *et al.*, 2007; Klimm *et al.*, 2008; Wilson, 2007; Stepanov *et al.*, 2014)

می‌دهد جدایش کلینوپیروکسن یا هورنبلند تا اندازه‌ای در تکامل ماگمای منطقه تأثیرگذار بوده است (شکل ۱۰- C). مقدار نسبت Rb/Sr با افزایش مقدار Sr، نخست کاهش و سپس

در شکل ۱۰- B، مقدار Sr با کاهش مقدار MgO کاهش می‌یابد که نشان‌دهنده جدایش پلاژیوکلاز است. مقدار Dy/Yb با افزایش مقدار  $\text{SiO}_2$  تقریباً کاهش می‌یابد و این پدیده نشان



شده‌اند. همچنین، جانشینی ضعیف پلاژیوکلاز با آلبیت در واحد کوارتزومونزودیریت دیده می‌شود. برپایه حضور فراوان کلریت، دگرسانی کلریتی به‌عنوان زیررده‌ای از دگرسانی پروپیلیتیک دانسته می‌شود. در این زیررده از دگرسانی، کلریت و سریسیت جانشین پلاژیوکلاز شده‌اند و یا در زمینه حضور دارند. همراه با این دگرسانی پیریت نیز دیده می‌شود.

در بخش‌هایی از منطقه، نفوذ دایک‌ها به درون توف‌های آندزیتی دگرسانی‌های سریسیتی فراگیر را به‌دنبال داشته است (شکل ۱۱- A). سریسیت/ایلیت، کوارتز و کلسیت از مجموعه کانی‌های این دگرسانی به‌شمار می‌روند. در این دگرسانی، فلدسپارها به‌صورت اندک یا به‌صورت کلی با سریسیت جایگزین شده‌اند. دگرسانی سیلیسی به‌ویژه توف‌های آندزیتی میزبان کانی‌سازی را تحت‌تأثیر قرار داده است و به‌صورت سیلیس دانه‌ریز افشان در زمینه سنگ و یا حضور رگچه‌های کلوفرمی کوارتز دیده می‌شود (شکل ۱۱- B). این رگچه‌های کوارتزی در پی پرشدگی فضاهای تهی با سیال‌های گرمایی سرشار از سیلیس پدید آمده‌اند. همراه با این دگرسانی، سریسیتی شدن نیز چشمگیر است. مجموعه دگرسانی کلریت، کانی‌های رسی و کوارتز به رنگ زرد روشن به‌صورت یک نوار باریک از خاور تا باختر منطقه درون واحدهای سنگی آندزیت-لاتیت و ریوداسیت گسترش یافته‌اند. در این دگرسانی درشت‌بلورهای پتاسیم‌فلدسپار و به مقدار کمتری پلاژیوکلاز با کانی‌های رسی جانشین شده‌اند. کلریت هم در زمینه دیده می‌شود و یا در پی دگرسانی کانی‌های مافیک پدید آمده است. کوارتز

تغییرات کمابیش خطی نشان می‌دهد (شکل ۱۰- D). این ویژگی با جدایش پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن و هورنبلند سازگار است (Davidson *et al.*, 2007). Eu با افزایش مقدار  $\text{SiO}_2$  نخست افزایش و سپس کاهش می‌یابد. این نکته نشان می‌دهد جدایش پلاژیوکلاز نقش مهمی را در پیدایش ماگمایی با بیشتر از ۶۰ درصد دوزنی  $\text{SiO}_2$  دارد (شکل ۱۰- E). افزون‌براین، همبستگی مثبت میان Sr و نسبت  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  نشان‌دهنده جدایش چشمگیر پلاژیوکلاز است (شکل ۱۰- F). ثابت بودن نسبت Ta/Nb در برابر  $\text{TiO}_2$  نشان‌دهنده جدایش مگنتیت در ماگمای رنگرز است (شکل ۱۰- G). همان‌گونه که نمودارهای Th/Ti در برابر Th، La/Yb در برابر La (Schiano *et al.*, 2010) و Zr در برابر  $\text{TiO}_2$  و Th در برابر Ti/Yb نشان می‌دهند، ماگمای منطقه در هنگام رویداد فرایندهای جدایش بلورین دچار آرایش پوسته‌ای شده است (شکل‌های ۱۰- H، ۱۰- I، ۱۰- J و ۱۰- K).

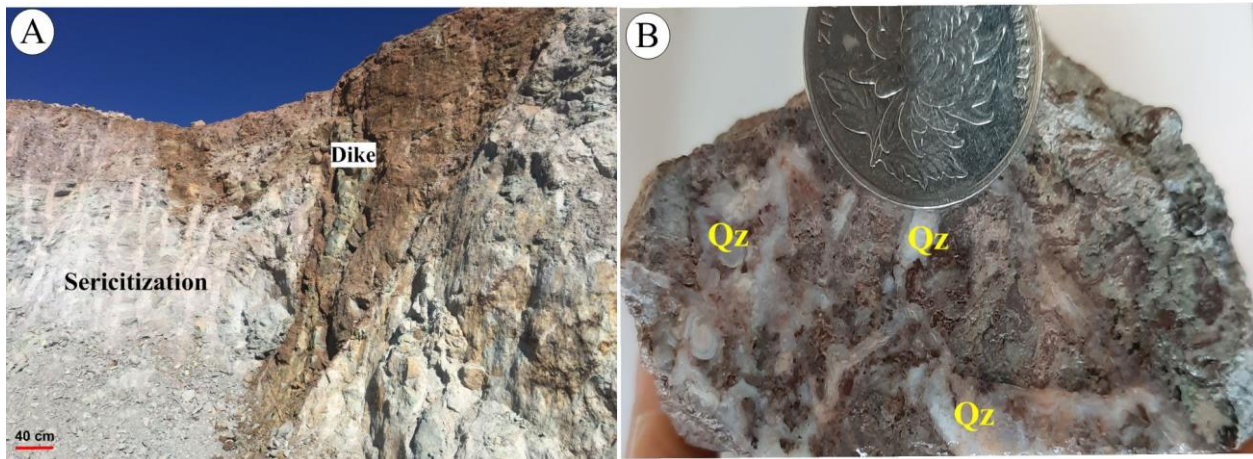
### دگرسانی و کانی‌سازی

برپایه بررسی‌های سنگ‌نگاری، پروپیلیتیک، سریسیتی شدن، سیلیسی شدن و مجموعه کلریت، کائولینیت، کوارتز از مجموعه دگرسانی‌های گرمایی دیده‌شده در منطقه هستند. دگرسانی پروپیلیتیک بیشتر واحدهای کوارتزومونزودیریت و دایک‌های حد واسط-بازیک را تحت‌تأثیر قرار داده است. در این دگرسانی، پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار و کانی‌های مافیک در هنگام رویداد فرایندهای گرمایی با کلریت، اپیدوت و کلسیت جایگزین

این مجموعه دگرسانی رخ داده است. هوازدگی و واکنش‌های اکسیداسیون در بخش‌های سطحی منطقه، رخداد گسترده اکسید و هیدروکسیدهای آهن را به دنبال داشته است.

به صورت دانه‌های ریز پراکنده در زمینه دیده می‌شود.

تقریباً در همه پهنه‌های کانی‌سازی منطقه مقدارهای چشمگیری از کانی‌سازی‌ها همراه با

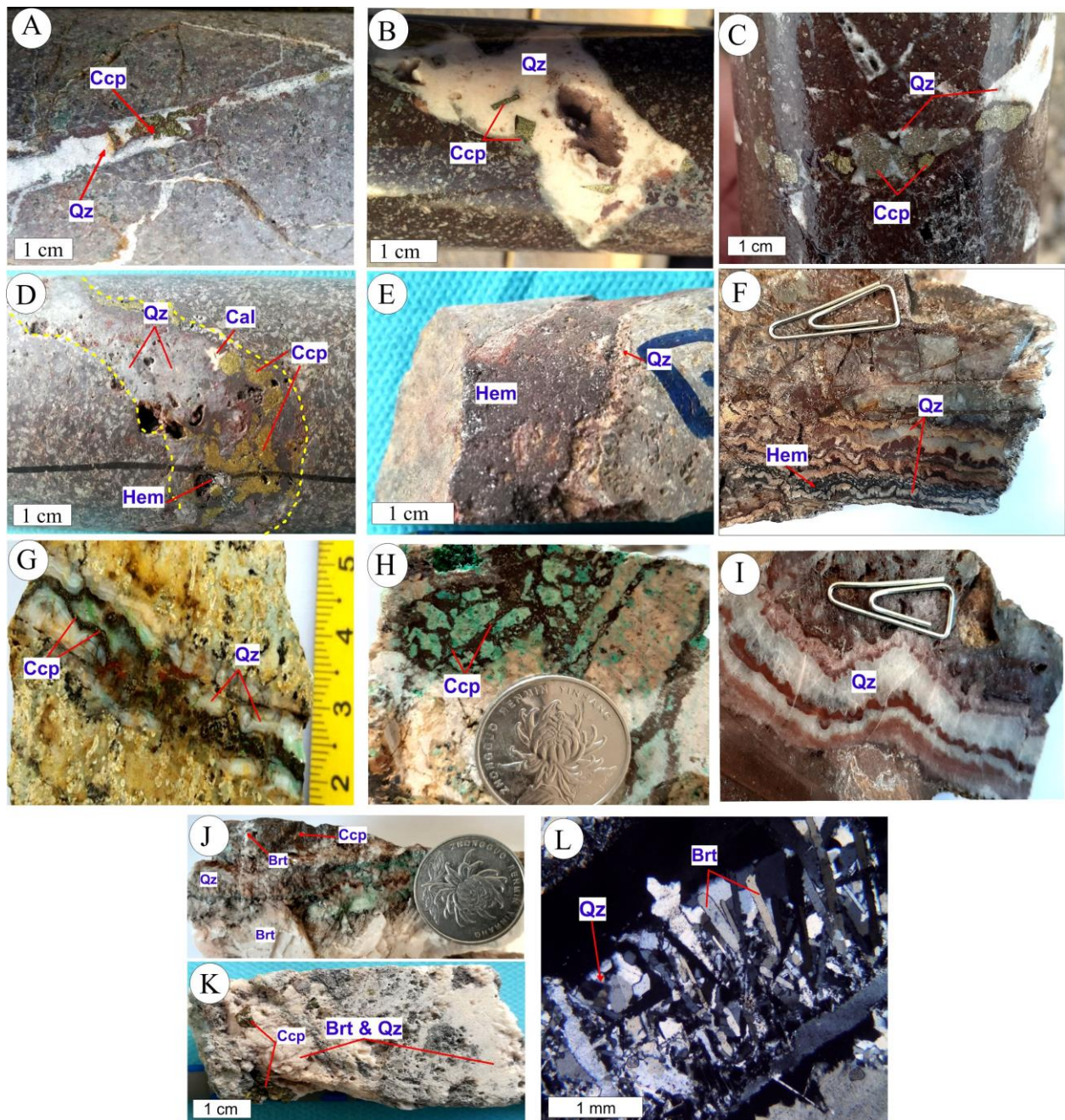


شکل ۱۱- (A) دگرسانی در پی نفوذ دایک در توف آندزیتی؛ (B) نمایی از سیلیسی شدن توف آندزیتی در نمونه دستی

دیگری از کانی‌سازی‌ها در منطقه است. حضور کوارتز، کالکوپیریت و اسپیکولار هماتیت در این نوع اهمیت دارد (شکل‌های F-۱۲ و G-۱۲). پیریت، مگنتیت، روتیل (به صورت اولیه و ثانویه) و به مقدار کمتر کالکوپیریت و اسپیکولار هماتیت فراوان‌ترین کانی‌هایی هستند که به صورت افشان دیده می‌شوند. برش‌های گرمابی در منطقه با گسترش ناچیز شامل قطعاتی از لیتیک‌اندزیت توف با سیمانی از بقایای کالکوپیریت و اکسیدهای مس هستند (شکل H-۱۲). کوارتز، باریت و کلسیت از کانی‌های باطله این منطقه به شمار می‌روند. کوارتز به صورت رگه-رگچه‌ای، کلوفرم، قشری (شکل I-۱۲) و در مواردی تیغه‌ای دیده می‌شود. باریت به صورت رگه‌ای، قشری و پرکننده فضاهای تهی دیده می‌شود و بیشتر با کوارتز هم‌رشد است (شکل‌های J-۱۲، K-۱۲ و L-۱۲).

سیمای کانی‌سازی‌ها در منطقه رنگرز بیشتر به صورت رگه-رگچه‌ای، قشری-قشری کلوفرم، افشان (پراکنده)، پرکننده فضاهای تهی و به ندرت برش گرمابی است. کانی‌سازی رگه-رگچه‌ای رخداد گسترده‌ای در منطقه رنگرز دارد. رگه-رگچه‌های گوناگون دیده شده در منطقه عبارتند از: رگه‌های کوارتز-کالکوپیریت (شکل‌های A-۱۲، B-۱۲ و C-۱۲)، رگه‌های کوارتز-کلسیت-کالکوپیریت-اسپیکولار هماتیت  $\pm$  پیریت (شکل D-۱۲)، رگه‌های کوارتز-اسپیکولار هماتیت (شکل E-۱۲)، رگه‌های کالکوپیریت  $\pm$  بورنیت-کوارتز  $\pm$  کلسیت. رگه-رگچه‌های کوارتز-کالکوپیریت فراوان‌ترین نوع کانی‌سازی‌ها در بخش‌های ژرف کانسار رنگرز هستند و ستبرای آنها از چندین میلیمتر تا چندین سانتیمتر تغییر می‌کند. کانی‌سازی به صورت نواری قشری/کلوفرم نوع





شکل ۱۲- (A) نمایی از یک رگه کوارتز- کالکوپیریت؛ (B) کانی‌سازی رگه‌ای کوارتز- کالکوپیریت؛ (C) نمایی از یک رگه کوارتز- کالکوپیریت که دچار زمین‌ساخت کششی شده است؛ (D) رگه کوارتز- کلسیت- کالکوپیریت- اسپیکولارهماتیت؛ (E) رگه کوارتز- اسپیکولارهماتیت؛ (F) کانی‌سازی اسپیکولار هماتیت- کوارتز به صورت قشری- کلوفرم؛ (G) نمایی از کانی‌سازی کالکوپیریت- کوارتز به صورت قشری- کلوفرم؛ (H) نمایی از یک برش گرمایی با قطعات توف آندزیتی و سیمانی از بقایای کالکوپیریت در زمینه‌ای از اکسیدهای ثانویه مس؛ (I) نمایی از حضور کوارتز با بافت قشری در منطقه؛ (J, K) نمایی از هم‌رشدی باریت- کوارتز همراه با کالکوپیریت؛ (L) نمایی از هم‌رشدی باریت- کوارتز در مقطع میکروسکوپی (نام اختصاری کانی‌ها (Whitney and Evans, 2010): Ccp: کالکوپیریت؛ Qz: کوارتز؛ Hem: هماتیت؛ Cal: کلسیت؛ Brt: باریت)

منطقه رنگرز شناسایی می‌شوند:

- مرحله هیپوزن: کانی‌سازی در پهنه هیپوزن

برپایه بررسی‌های میکروسکوپی سه مرحله

کانی‌سازی (هیپوزن، سوپرزن و اکسیداسیون) در

مگنتیت به صورت دانه پراکنده دیده می‌شود (شکل ۱۳-H).

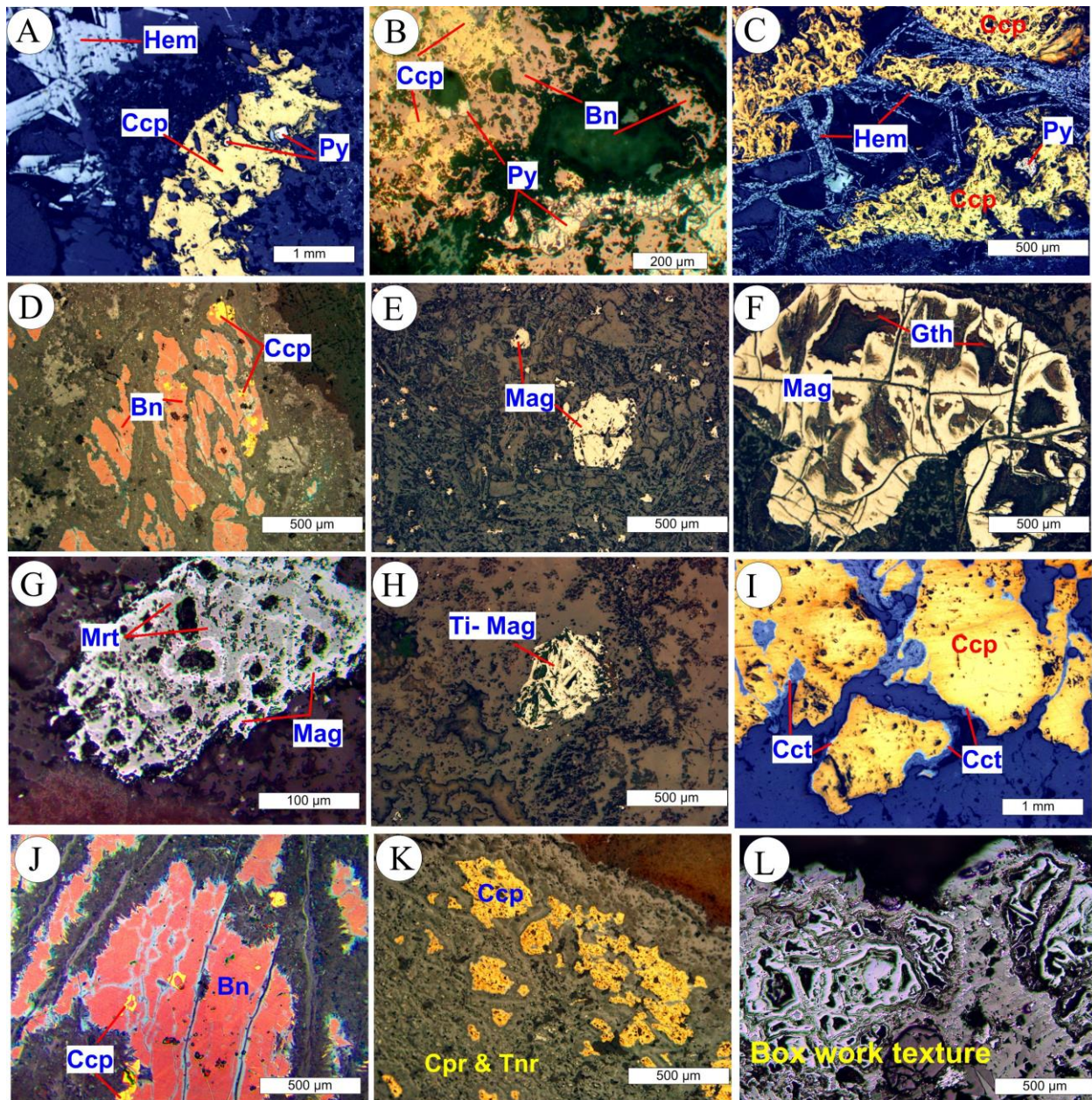
- مرحله سوپرزن (غنی‌شدگی ثانویه): در منطقه رنگرز، کالکوسیت، کولیت و دیژنیت مهم‌ترین کانی‌های پدیدآمده در این مرحله هستند. این مرحله در منطقه رنگرز گسترش بالایی نداشته است. میزان دیژنیت در برابر کالکوسیت و کولیت بسیار کمتر است. در پی تأثیر فرایندهای سوپرزن، کالکوپیریت و به میزان کمتر بورنیت با سولفورهای ثانوی مس (کالکوسیت، کولیت، دیژنیت) جانشین شده‌اند و حواشی کم ضخامتی از کانی‌های سولفیدی ثانویه در پیرامون سولفیدهای نخستین پدید آمده است (شکل‌های ۱۳-I و ۱۳-J).

- مرحله اکسیداسیون: گسترده‌ترین رخداد کانی‌سازی‌ها در این مرحله روی داده است. کوپیریت، تنوریت، مالاکیت، آزوریت، اکسید و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت و گوتیت) و نئوتوسیت از کانی‌های پدیدآمده در این مرحله هستند. کانی‌های سولفیدی مس، به‌ویژه کالکوپیریت، در پی اکسیداسیون در حاشیه با کوپیریت و تنوریت جانشین شده‌اند؛ به‌گونه‌ای که باقیمانده دانه‌های کالکوپیریت در زمینه‌ای از این کانی‌ها دیده می‌شود (شکل ۱۳-K). اکسیداسیون پیریت در بخش‌های سطحی پیدایش اکسید و هیدروکسیدهای آهن را به‌دنبال داشته است. در پی این فرایندها بافت‌های جعبه‌ای که از شاخص‌های پهنه‌های اکسیداسیون است پدید آمده است (شکل ۱۳-L).

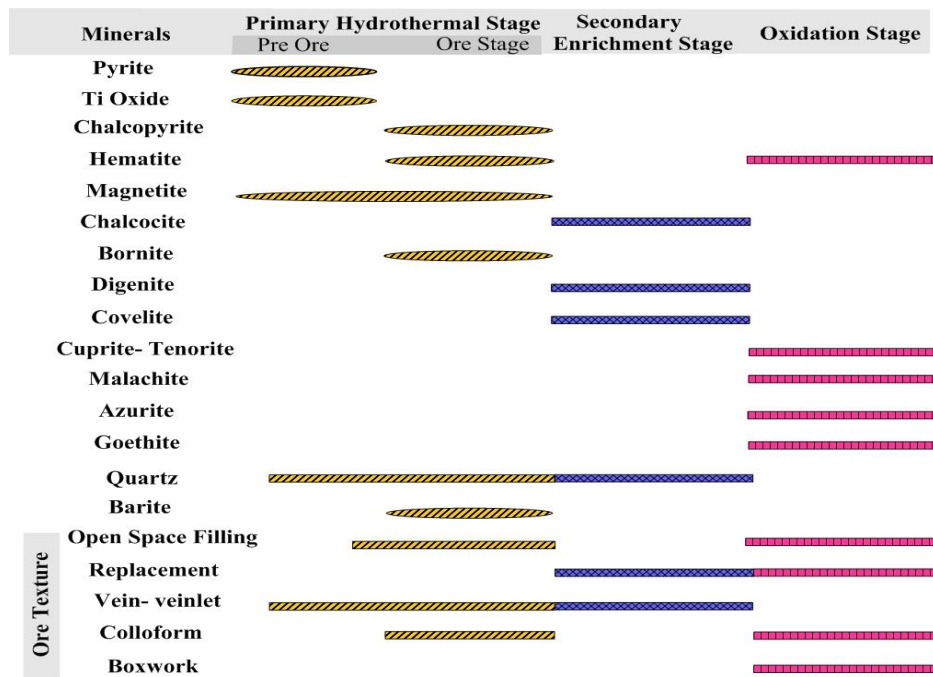
در شکل ۱۴ توالی کانی‌های همایند در مراحل گوناگون کانی‌سازی آورده شده است.

به صورت ۲ فاز اکسیدی و سولفیدی رخ داده است. کانی‌های سولفیدی اولیه در بردارنده پیریت، کالکوپیریت و بورنیت هستند. کانی‌های اکسیدی نیز در بردارنده اسپیکولار هماتیت، مگنتیت و تیتانومگنتیت هستند. پیریت نخستین کانی سولفیدی پدیدآمده در مرحله هیپوژن است. این کانی در مقاطع صیقلی بیشتر یوهدرال است و مگر در چند مورد ناچیز، ارتباط زایشی با کالکوپیریت یا دیگر کانی‌های مس‌دار نشان نمی‌دهد. از آنجایی که کالکوپیریت و بورنیت بلورهای پیریت را فراگرفته‌اند، این کانی در مرحله پیش از کانی‌سازی پدید آمده است و فاز قدیمی‌تری نسبت به کالکوپیریت و بورنیت است (شکل‌های ۱۳-A و ۱۳-B). کالکوپیریت اصلی‌ترین و فراوان‌ترین کانه مس در منطقه رنگرز است و فراوانی بیشتری نسبت به بورنیت دارد. اندازه دانه‌های کالکوپیریت از ۰/۱ میلی‌متر تا ۲/۵ سانتیمتر است. دانه‌های آن بیشتر بی‌شکل هستند. این کانی در چند مورد با اسپیکولارهماتیت هم‌رشدی نشان می‌دهد (شکل ۱۳-C). برپایه روابط میان دو کانی بورنیت و کالکوپیریت گمان می‌رود کالکوپیریت پس از بورنیت پدید آمده باشد (شکل ۱۳-D). هماتیت به صورت تیغه‌ای و ورقه‌ای در همه پهنه‌های کانی‌سازی منطقه گسترده شده است. مگنتیت به صورت دانه‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پراکنده در زمینه سنگ دیده می‌شود (شکل ۱۳-E). فراوان‌ترین بافت‌های دیده‌شده در مگنتیت عبارتند از بافت‌های برشی (کاتاکلاستی) (شکل ۱۳-F) و جانشینی (شکل ۱۳-G). تیتانومگنتیت با بافت اسکلتی در همراهی با





شکل ۱۳- (A) حضور دانه‌های شکل‌دار پیریت در زمینه کالکوپیریت؛ (B) دانه‌های شکل‌دار پیریت که با بورنیت فراگرفته شده‌اند؛ (C) نمایی از هم‌رشدی کانی‌های اسپیکولار هماتیت و کالکوپیریت در منطقه رنگرز؛ (D) پیدایش بورنیت و کالکوپیریت نخستین به‌صورت هم‌زمان با یکدیگر؛ (E) حضور مگنتیت‌های دانه‌درشت شکل‌دار در کنار مگنتیت‌های دانه‌ریز نشان‌دهنده دو نسل متفاوت از مگنتیت است؛ (F) مگنتیت دانه درشت کاتاکلاستی شده که در لبه‌ها با گوتیت با بافت کلوفرمی جایگزین شده است؛ (G) نمایی از جاننشینی مگنتیت با مارتیت؛ (H) نمایی از رخداد تیتانومگنتیت با بافت اسکلتی؛ (I) جاننشینی کالکوپیریت با کالکوسیت در لبه‌ها؛ (J) نمایی از جاننشینی بورنیت با کالکوسیت در لبه‌ها؛ (K) اکسیداسیون کالکوپیریت که جاننشینی آن با کانی‌های اکسیدی مس را به‌دنبال داشته است و جزیره‌هایی از کالکوپیریت به‌صورت باقیمانده در زمینه کانی‌های ثانویه به‌جای مانده است؛ (L) نمایی از بافت جعبه‌ای پدیدآمده از اکسیداسیون کانی‌های سولفیدی نخستین، شاخص پهنه شسته‌شده و اکسیدی (نام اختصاری کانی‌ها (Whitney and Evans, 2010): Ccp: کالکوپیریت؛ Mag: مگنتیت؛ Hem: هماتیت؛ Cct: کالکوسیت؛ Bn: بورنیت؛ Cpr: کالکوپیریت؛ Tnr: تنوریت؛ Gth: گوتیت؛ Py: پیریت؛ Mrt: مارتیت)



شکل ۱۴- توالی کانی‌های همایند به‌همراه فرم و بافت آنها و مراحل زمانی رخداد کانه‌سازی‌ها در منطقه رنگرز

## نتیجه‌گیری

برپایه بررسی‌های زمین‌شیمیایی این توده سرشت کالک آلکالن با سرشت متآلومینوس دارد. بررسی‌های سنگ‌زایی نشان‌دهنده نقش برجسته فرایندهای جدایش بلورین و آلیش پوسته‌ای در تحولات ماگمایی این منطقه است. الگوی عنصرهای کمیاب بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه نشان‌دهنده آنومالی منفی آشکار Ti و P است که از ویژگی‌های سنگ‌های مرتبط با پهنه‌های فروانش است. آنومالی منفی K در این الگو در ارتباط با فرایندهای دگرسانی است. مقدار میانگین نسبت‌های  $(La/Sm)_N$ ،  $(La/Yb)_N$  و  $(Dy/Yb)_N$  به‌عنوان شاخص‌های (LREE/HREE)، (LREE/MREE) و (MREE/HREE) برای سنگ‌های نفوذی منطقه به ترتیب برابر است با ۵/۸۲، ۳/۵۰ و ۱/۰۱. این مقادیر نشان‌دهنده غنی‌شدگی آشکارای LREE در برابر HREE است. غنی‌شدگی ضعیف MREE در برابر HREE نشان می‌دهد گارنت درگیر نبوده است. نسبت  $Eu/Eu^*$  از ۰/۶۲ تا ۰/۹۵ تغییر می‌کند که نشان‌دهنده جدایش چشمگیر پلاژیوکلاز

متأثر شدن سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری منطقه رنگرز با دایک‌های آندزیت-بازالتی و یک توده با ترکیب کلی کوارتز مونوزودیوریتی دگرسانی و کانی‌سازی در راستای گسل‌های شمال باختری-جنوب‌خاوری را در پی داشته است. آشکارترین نوع دگرسانی‌های گرمابی مرتبط با کانی‌سازی‌ها در منطقه رنگرز عبارتند از دگرسانی‌های سریسیتی‌شدن، سیلیسی‌شدن و مجموعه کلریت، کانی‌های رسی، کوارتز، کالکوپیریت و اسپیکولار هماتیت فراوان‌ترین کانی‌های سولفیدی و اکسیدی در منطقه به‌شمار می‌روند. کانی‌سازی‌ها بیشتر به‌صورت رگه-رگچه‌ای، قشری-کلوفر، افشان و شکافه پرکن رخ داده‌اند. برپایه بررسی‌های سنگ‌نگاری توده نفوذی رنگرز بافت گرانولار تا پورفیروئید دارد و پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، کوارتز، آمفیبول و بیوتیت از کانی‌های اصلی سازنده آن هستند.



برای در اختیار گذاشتن نقشه‌ها، داده‌ها و اطلاعات مغزه‌های حفاری بسیار سپاس گزارند. این پژوهش با پشتیبانی مالی مرکز مطالعات و همکاری‌های علمی بین‌المللی وزارت علوم، تحقیقات و فناوری انجام شده است.

است. برپایه نمودارهای شناسایی پهنه‌های زمین‌ساختی این توده نفوذی در کمان‌های آتشفشانی مرز فعال قاره‌ای جای گرفته است.

### سپاس‌گزاری

نگارندگان از گروه معدنی و بازرگانی زرمش

### منابع

- Bazoobandi, M. H., Arian, M. A., Emami, M. H., Tajbakhsh, G. and Yazdi, A. (2016) Petrology and geochemistry of dikes in the north of Saveh in Iran. *Open Journal of Marine Science* 6: 210-222.
- Boynton, W. V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements, Meteorite studies, in *Rare Earth Element Geochemistry*. In: *Developments in Geochemistry* (Ed. Henderson, P.) 115-1522. Elsevier, Amsterdam.
- Caillat, C., Dehlavi, P. and Martel Jantin, B. (1978) *Geologie de la region de Saveh (Iran)*. Contribution a l'etude du volcanism et du plutonism tertiaresde la zone de I Iran central. Ph.D. thesis, Grenoble, France.
- Castro, A. (2013) Tonalite–granodiorite suites as cotectic systems: a review of experimental studies with applications to granitoid petrogenesis. *Earth Science Review* 124: 68–95.
- Davarpanah, A. (2009) Magmatic Evolution of the Eocene Volcanic Rocks of the Bijgerd Kuhe Kharchin Area, Urumieh-Dokhtar Zone, Iran. M.Sc. thesis, Georgia State University, US.
- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C. and Dosseto, A. (2007) Amphibole “sponge” in arc crust? *Geology* 35: 787–790.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses-Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.
- Fulginiti, P., Gioncada, A. and Sbrana, A. (1999) Rare element (REE) behaviour in the alteration facies of the active magmatic-hydrothermal system of Volcano (Aeolian Islands, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 88: 325-342.
- Ghalamghash, J. (1998) Geological map of Saveh Quadrangle (scale 1:100000). Geological survey of Iran, Tehran.
- Ghasemi, H., Ramezani, A. and Khanalizadeh, A. (2007) Petrology, geochemistry and tectonomagmatic setting of the Silijerd intrusion, northwest Saveh. *Scientific Quarterly Journal* 67: 68-85 (in Persian).
- Gill, R. (2010) *Igneous rocks and Processes, a partical guide*. 2<sup>nd</sup> edition, Springer, Verlag, Berlin.
- Helmi, F. (1991) Petrology and Geochemistry of the igneous rocks in the Newshat area (northeast saveh). M.Sc. Thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Keshavarzi, R., Bijani, M. H., Esmaili, D. and Rezaei, M. (2014a) Geology, petrography and geochemical of the Selijerd intrusive rocks, northeast Saveh, central Iran. *International Research Journal of Applied and Basic Sciences* 8(10): 1839-1846.
- Keshavarzi, R., Esmaili, D., Rezaei Kakhkhaei, M., Mokhtari, M. A. and Kordlou, M. (2014b) Mineral chemistry and magmatic differentiation evidences in the Neshveh intrusion (NW Saveh, central Iran). *Open Journal of Geology* 4: 262-288.
- Klimm, K., Holtz, F. and King, P. L. (2008) Fractionation vs. magma mixing in the Wangrah suite A-type granites, Lachlan Fold Belt, Australia: experimental constraints. *Lithos* 102: 415–434.

- Montoya, J. W. and Hemley, J. J. (1975) relations and stabilities in alkalai feldspar and mica alteration reactions. *Economic Geology* 70: 577-594.
- Muller, D. and Groves, D. I. (1997) Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization, Springer-Verlag.
- Nouri, N., Azizi, H., Stern, R., Asahara, Y., Khodaparast, S., Madanipour, S. and Yamamoto, K. (2018) Zircon U-Pb dating, geochemistry and evolution of the Late Eocene Saveh magmatic complex, central Iran: Partial melts of sub-continental lithospheric mantle and magmatic differentiation. *Lithos* 314-315: 274-292.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230-249. Shiva, Nantwich.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Petrology* 25(4): 956-983.
- Puchlet, H. and Emmermann, R. (1976) Bearing of Rare Earth Patterns of appetites from Igneous and Metamorphic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 31: 279-286.
- Ramezani, A. (2005) Geology, petrology and geochemistry of Silijerd granitic rocks, NW of Saveh. M.Sc. Thesis, University of Shahrod, Shahrod, Iran (in Persian).
- Rezaei Kahkhaei, M., Esmaili, D. and Francisco, C.G. (2014) Geochemical and isotopic (Nd and Sr) constraints on elucidating the origin of intrusions from northwest Saveh, Central Iran. *Geopersia* 4(1): 103-123.
- Rezaei Kahkhaei, M., Galindo, C., Pankhurst, R. J. and Esmaeily, D. (2011) Magmatic differentiation in the calc-alkaline Khalkhab-Neshveh pluton, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 42: 499-514.
- Rollinson, H. (1993) *Using geochemical data: evolution, presentation and interpretation*, Longman, Singapore.
- Ross, P. S. and Bedard, J. H. (2009) Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace element discrimination diagram. *Canadian Journal of Earth Sciences* 46: 823-829.
- Schiano, P., Monzier, M., Eissen, J.P., Martin, H. and Koga, K.T. (2010) Simple mixing as the major control of the evolution of volcanic suites in the Ecuadorian Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160: 297-312.
- Shand, S. J. (1943) *Eruptive Rocks. Their Genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite*, New York: John Wiley and Sons.
- Stepanov, A., Mavrogenes, J.A., Meffre, S. and Davidson, P. (2014) The key role of mica during igneous concentration of tantalum. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 167: 1009.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the ocean basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publications, 142: 313- 345. Geological Society, London, UK.
- White, W. M. (2005) *Geochemistry*. First edition, Wiley-Blackwell, London, UK.
- Whitney, D. and Evans, B. (2010) Abbreviations for names of rock- forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis, a global tectonic approach*. London, Unwin Hyman.
- Wilson, M. (2007) *Igneous Petrogenesis*. Chapman & Hall, London. 411p.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.



- Winter, J. D. (2001) An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey.
- Zamin Joyan Pars (2014) 1:5000 and 1:20000 Rangraz Maps, Zarmesh mining and commercial group, Tehran, Iran.
- Zhang, C., Ma, C. and Holtz, F. (2010) Origin of high- Mg adakitic magmatic enclaves from the Meichuan pluton, southern Dabie orogen (central China): implications for delamination of the lower continental crust and melt-mantle interaction. *Lithos* 119: 467–484.