

Petrology, geochemistry and tectonomagmatic setting of Zajkan granitoid (Tarom- Hashtjin sub-zone, West of Qazvin)

Abbas Seyedqaraeini, Mir Ali Asghar Mokhtari * and Hossein Kouhestani
Geology Department, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

Abstract

Zajkan area as a part of Tarom-Hashtjin magmatic belt is dominated by some granitic intrusions intruding the Eocene volcano-sedimentary rocks. The Eocene volcano-sedimentary rocks are as alternation of acidic to intermediate tuffs and lavas. These intrusions composed of gabbro, pyroxene quartz monzodiorite, pyroxene quartz monzonite and granodiorite with high-K calc-alkaline composition and I-type metaluminous nature. On the spider diagrams, the studied rocks have similar trace elements patterns indication of their genetic relation. The rocks also display LILEs enriched along with negative HFSEs anomalies. Based on chondrite-normalized REE patterns, these intrusions are characterized by LREE enrichment, high LREE/HREE and La_N/Yb_N (6.1-9.1). The overall field investigation, petrological and geochemical studies, as well as tectonic setting discrimination diagrams show that the Zajkan intrusions were possibly formed from a subduction related metasomatized lithospheric mantle in a post-collisional setting.

Key words: Geochemistry, Granitoid, Zajkan, Tarom-Hashtjin, Qazvin

* amokhtari@znu.ac.ir

سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و محیط تکتونوماگمایی توده گرانیتوئیدی زاجکان زیرپهنه طارم - هشتجین، باختر قزوین

عباس سیدقراعی، میرعلی اصغر مختاری* و حسین کوهستانی
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

چکیده

منطقه زاجکان بخشی از پهنه ماگمایی طارم- هشتجین است. این منطقه دربرگیرنده توده‌های گرانیتوئیدی است که در سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن نفوذ کرده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن متشکل از تناوب توف و گدازه‌های اسیدی و حد واسط هستند. بررسی‌های سنگ‌شناسی نشان‌دهنده ترکیب گابرو، پیروکسن کوارتزومونودیوریت، پیروکسن کوارتزومونونیت و گرانودیوریت برای توده‌های گرانیتوئیدی هستند. این سنگ‌ها سرشت کالک‌آلکالین پتاسیم‌بالا دارند و در شمار گرانیت‌های نوع I متألومین جای می‌گیرند. در نمودارهای بهنجار شده برای عنصرهای کمیاب، این توده‌ها الگوی همانندی نشان می‌دهند. این ویژگی چه‌بسا نشان‌دهنده وابستگی زایشی آنهاست. این نمودارها الگوی سرشار از LILE همراه با بی‌هنجاری منفی از عنصرهای HFSE نشان می‌دهند. الگوی بهنجار شده به ترکیب کندریت برای عنصرهای خاکی کمیاب نشان‌دهنده الگوی کمابیش پرشیب سرشار از LREE با نسبت بالای LREE/HREE است. نسبت LaN/YbN برای این سنگ‌ها برابر با ۹/۱ تا ۶/۱ است. مجموعه اطلاعات به‌دست‌آمده از بررسی‌های صحرایی، سنگ‌شناختی، زمین‌شیمی و نمودارهای شناسایی پهنه‌های زمین‌ساختی نشان‌دهنده اینست که توده‌های نفوذی منطقه زاجکان در ارتباط با یک گوشته سنگ‌کره‌ای غنی شده مرتبط با فروانش است و شاید در یک محیط پس از برخورد پدید آمده‌اند.

واژه‌های کلیدی: زمین‌شیمی، گرانیتوئید، زاجکان، طارم- هشتجین، قزوین

مقدمه

هشتجین (Hajalilou, 1999; Ghorbani, 2013)

است. همانند بسیاری از بخش‌های پهنه البرز- آذربایجان، در این منطقه نیز در پی رویداد کوهزایی آلپی، سنگ‌های آذرین بیرونی، نیمه‌درونی و درونی گوناگونی از ائوسن تا

منطقه زاجکان در نزدیک به ۴۰ کیلومتری شمال ابهر و ۶۵ کیلومتری باختر قزوین جای دارد و بخشی از پهنه البرز- آذربایجان (Nabavi, 1976) در زیرپهنه ماگمایی- فلززایی طارم-

* amokhtari@znu.ac.ir

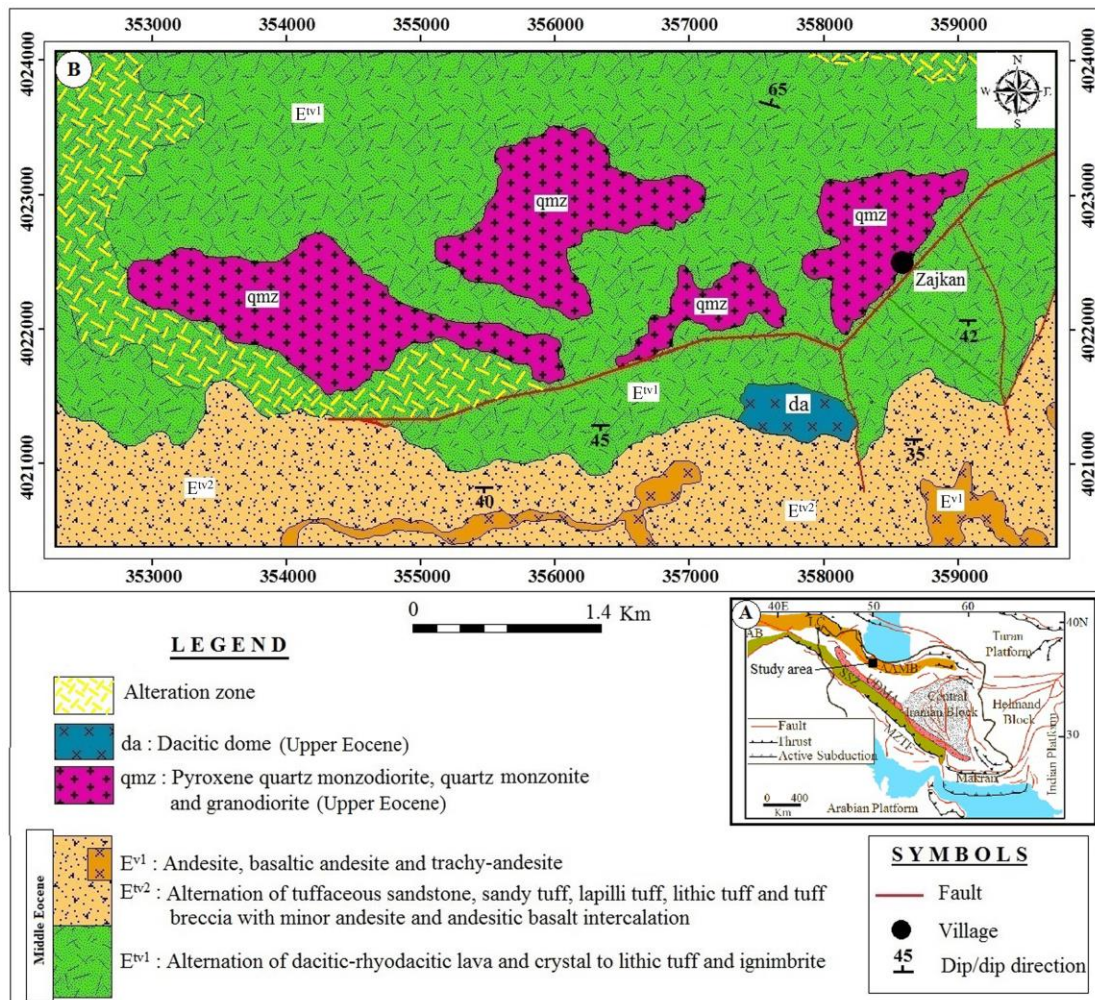
Copyright©2019, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

DOI: <https://doi.org/10.22108/ijp.2020.118649.1147>

به پدیده‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی توده‌های گرانیتوئیدی بزرگ همراه با کانه‌زایی‌های در این زیرپهنه پرداخته‌اند (Moayyed, 2001; Naderi, 2011; Nazari Nia *et al.*, 2014; Nabatian *et al.*, 2014b; Aghazadeh *et al.*, 2015; Nabatian *et al.*, 2016a, b; Saiedi *et al.*, 2018; Yasami *et al.*, 2018).

منطقه زاجکان در کرانه جنوب‌خاوری پهنه طارم- هشتجین (شکل ۱- A)، دربردارنده توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن (هم‌ارز سازند کرج) است که با توده‌های آذرین درونی به سن ائوسن بالایی (Hosseini *et al.*, 2016) قطع شده‌اند.

الیگوسن پدید آمده‌اند. این سنگ‌های آذرین ارتباط فضایی و مکانی نزدیکی با کانه‌زایی‌های فلزی آهن، مس، سرب- روی و طلا دارند. تا کنون بررسی‌های بسیاری روی کانه‌زایی‌های فلزی در بخش‌های گوناگون زیرپهنه طارم- هشتجین انجام شده‌اند (Rahmani *et al.*, 2004; Mehrabi *et al.*, 2009, 2016; Khanmohammadi *et al.*, 2010; Bazargani Guilani and Parchekani, 2010; Ghasemi Siani, 2014; Nabatian *et al.*, 2014a; Hosseinzadeh *et al.*, 2015, 2016; Esmaeli *et al.*, 2015; Mokhtari *et al.*, 2016; Kouhestani *et al.*, 2018, 2019). بررسی‌های انجام‌شده روی توده‌های آذرین درونی نیز بیشتر



شکل ۱- A) جایگاه منطقه زاجکان روی نقشه ساختاری ساده‌شده ایران (Ramezani and Tucker, 2003); B) نقشه زمین‌شناسی منطقه زاجکان با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰

تصویرهای میکروسکوپی برگرفته از Whitney و Evans (۲۰۱۰) هستند. گزینش نمونه‌های صحرایی بر پایه تغییرات رنگ، بافت و ترکیب سنگ‌شناسی واحدهای گوناگون است و تا جای ممکن نمونه‌های با کمترین نشانه‌های دگرسانی برگزیده شدند. پس از بررسی‌های میکروسکوپی، شمار ۱۰ نمونه از سالم‌ترین نمونه‌های فازهای گوناگون توده آذرین درونی برگزیده شدند. نمونه‌ها نخست با خردکننده فولادی تا اندازه نزدیک به ۵ مش خردایش شدند و سپس با آسیاب تنگستن‌کاربید به مدت ۲ دقیقه تا اندازه نزدیک به ۲۰۰ مش پودر شدند. پس از پودرکردن هر نمونه، ماسه‌های کوارتزی آسیاب شدند تا میزان آلودگی به کمترین برسد. سپس، میزان ۲۰ گرم از پودر نمونه‌ها برای بررسی فراوانی عنصرهای اصلی، کمیاب و خاکی کمیاب به روش‌های ICP-MS و XRF به شرکت زرآرما در تهران فرستاده شدند. برای تجزیه به روش XRF برای عنصرهای اصلی، قرصی از نمونه‌های پودر شده ساخته شد. برای به‌دست‌آوردن میزان عنصرهای خاکی کمیاب به روش ICP-MS نیز نزدیک به ۰/۲ گرم از هر نمونه در لیتیم‌متابرات/تترابرات ذوب و سپس در اسیدنیتریک حل شدند. میزان دقت برای عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب میان ۳ تا ۵ درصد بوده است. مقدار LOI نمونه‌ها با نگهداری پودر سنگ‌ها در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد به مدت ۲ ساعت به‌دست آمد.

زمین‌شناسی

منطقه زاجکان بخش کوچکی از ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ابهر (Hosseini et al., 2016) است. بر پایه نقشه یادشده و بر پایه بررسی‌های صحرایی انجام‌شده، واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در این منطقه، مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی

بر پایه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی ابهر (Hosseini et al., 2016)، این توده‌ها ترکیب سنگ‌شناختی میکرومونزودیوریت و میکروگرانیت دارند. با اینکه این توده با کانه‌زایی‌های سرب- روی- مس منطقه ارتباط فضایی نزدیکی دارد (Kouhestani et al., 2019)، اما تا کنون بررسی علمی دقیقی روی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و سنگ‌شناسی آنها انجام نشده است؛ از این‌رو، در این نوشتار ویژگی‌های سنگ‌شناختی، زمین‌شیمیایی و پهنه زمین‌ساختی پیدایش ماگمایی توده آذرین درونی زاجکان بررسی شده‌اند. این بررسی‌ها در شناسایی وابستگی کانه‌زایی‌های سرب- روی- مس منطقه با توده‌های آذرین درونی اهمیت دارند. گفتنی است تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ زنجان (Stöcklin and Eftekharneshad, 1969) و ۱:۱۰۰۰۰۰ ابهر (Hosseini et al., 2016)، بررسی‌های پژوهشی روی کانه‌زایی سرب- روی- مس زاجکان (Kouhestani et al., 2019) و همچنین، فعالیت‌های اکتشافی شرکت روی‌گداز زنجان درباره پیجویی سرب- روی- مس در منطقه از بررسی‌های پیشین در این منطقه هستند.

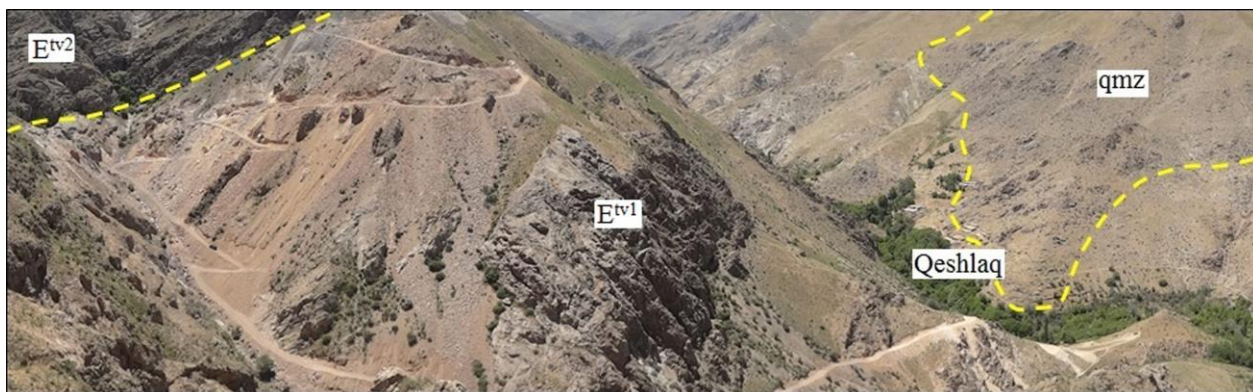
روش انجام پژوهش

این پژوهش در دو بخش بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده است. در بخش بررسی‌های صحرایی به شناسایی فازهای گوناگون توده آذرین درونی زاجکان و نمونه‌گیری از آنها برای بررسی‌های آزمایشگاهی پرداخته شد. در این راستا، افزون‌بر انجام بررسی‌های صحرایی و تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰، بیشتر از ۴۵ نمونه برداشت شدند که از میان آنها شمار ۲۴ مقطع نازک برای بررسی‌های سنگ‌شناختی ساخته شد. نام‌های اختصاری کانی‌ها در

E^{IV1} به همراه یک گنبد داسیتی (da) و چندین رخنمون توده آذرین درونی با ترکیب کلی گابرو، پیروکسن کوارتز مونزودیوریت، کوارتز مونزونیت و گرانودیوریت (qmz) هستند.

واحد E^{IV1} : این واحد دربردارنده تناوب لایه‌های توفی اسیدی (کریستال توف، لیتیک کریستال توف و لیتیک توف) همراه با گدازه‌های داسیتی-ریوداسیتی و گاه ایگنمبریت است که بخش بزرگی از منطقه بررسی شده در بخش شمالی آن را دربر گرفته است (شکل‌های ۱ و ۲).

اوسن هستند. این سنگ‌ها از قدیم به جدید، گدازه‌ها و توف‌های ریوداسیتی، آندزیت داسیتی و ایگنمبریت‌ها و کریستال توف‌های اسیدی همراه با میان لایه‌های آندزیت، بازالت و تراکی آندزیت و تناوب ماسه‌سنگ‌های توفی، توف ماسه‌ای، لاپیلی توف، کنگلومرا و برش توفی حد واسط به همراه میان لایه‌های گدازه‌های آندزیتی، تراکی آندزیتی و بازالت‌های آندزیتی و الیوین بازالت هستند. برپایه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ منطقه بررسی شده (شکل ۱)، واحدهای سنگی در این منطقه دربردارنده واحدهای آتشفشانی-رسوبی E^{IV1} ، E^{IV2} و



شکل ۲- نمایی از واحد E^{IV1} که با توده گرانیتوئیدی زاجکان در آن نفوذ کرده است و خود به صورت هم‌شیب با واحد E^{IV2} پوشیده شده است (دید رو به باختر)

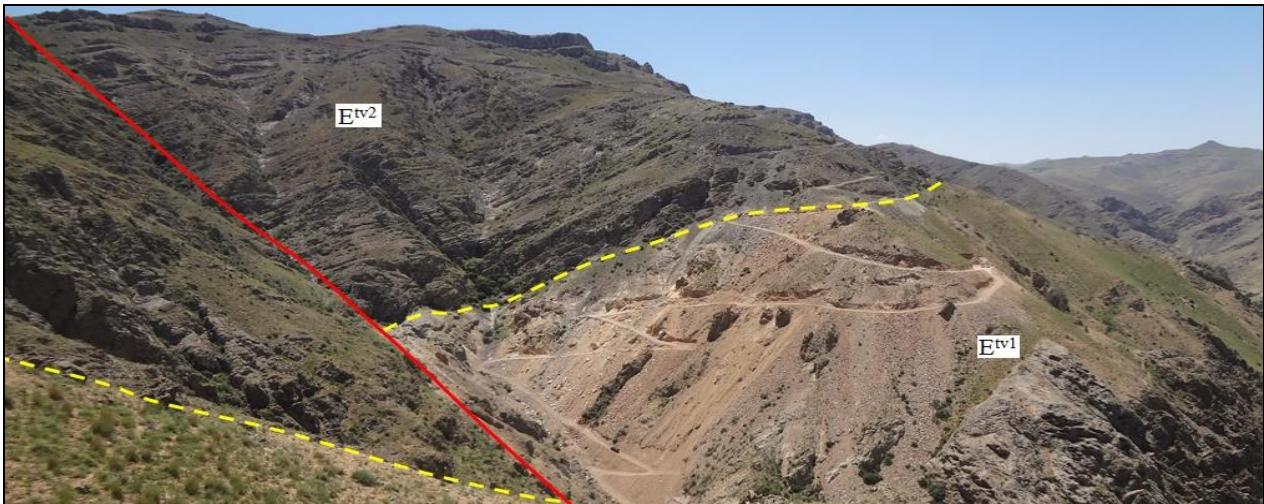
واحد E^{IV2} : این واحد دربردارنده تناوب ماسه‌سنگ توفی، توف ماسه‌ای، لاپیلی توف، لیتیک توف و توف‌برش با میان لایه‌های محدود از گدازه‌های آندزیتی و بازالت آندزیتی است که بخش‌های جنوبی منطقه را دربر گرفته‌اند (شکل‌های ۱ و ۳). روند عمومی این واحد باختری-خاوری با شیب نزدیک به ۵۰-۳۵ درجه رو به جنوب است و به صورت هم‌شیب روی واحد E^{IV1} جای می‌گیرد (شکل ۳).

واحد E^{IV1} : بخش‌های گدازه‌ای واحد E^{IV2} در برخی بخش‌ها ستبرای چشمگیری دارد و به عنوان

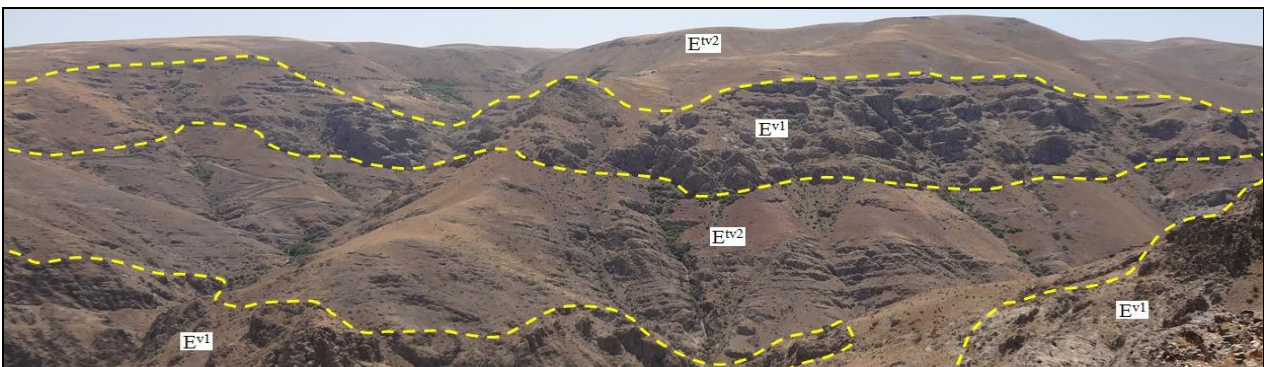
روند عمومی این واحد، باختری-خاوری با شیب نزدیک به ۶۵-۴۰ درجه و رو به جنوب است. توده گرانیتوئیدی زاجکان (qmz) درون این واحد نفوذ کرده است و در مرز همبری با توده آذرین درونی، نشانه‌های دگرسانی گرمابی به صورت آرژیلیکی شدن گسترده در این سنگ‌ها دیده می‌شود. شدت دگرسانی آرژیلیکی در بخش‌های خاوری به اندازه‌ای پیشرفته است که پهنه دگرسانی یادشده برای خاک صنعتی (کائولن) در حال بهره‌برداری است. این واحد سنگی به سوی بالا با واحد E^{IV2} به صورت هم‌شیب پوشیده شده است (شکل ۳).

واحد جداگانه‌ای شناخته می‌شود. این سنگ‌ها که بیشتر ترکیب آندزیت، مگاپورفیریتیک آندزیت و بازالت آندزیتی دارند، با نام واحد E^{v1} در نقشه ۱:۲۰۰۰۰ منطقه نشان داده شده‌اند (شکل‌های ۱ و ۴). ستبرای واحدهای گدازه‌ای یادشده گاه به نزدیک به ۲۰ متر می‌رسد.

واحد جداگانه‌ای شناخته می‌شود. این سنگ‌ها که بیشتر ترکیب آندزیت، مگاپورفیریتیک آندزیت و بازالت آندزیتی دارند، با نام واحد E^{v1} در نقشه ۱:۲۰۰۰۰ منطقه نشان داده شده‌اند (شکل‌های ۱ و ۴). ستبرای واحدهای گدازه‌ای یادشده گاه به نزدیک به ۲۰ متر می‌رسد.



شکل ۳- نمایی از واحد E^{tv2} که به صورت هم‌شیب روی واحد E^{tv1} جای گرفته است (دید رو به جنوب‌باختری)



شکل ۴- نمایی از واحد E^{v1} که درون توالی واحد E^{tv2} جای گرفته است (دید رو به جنوب)

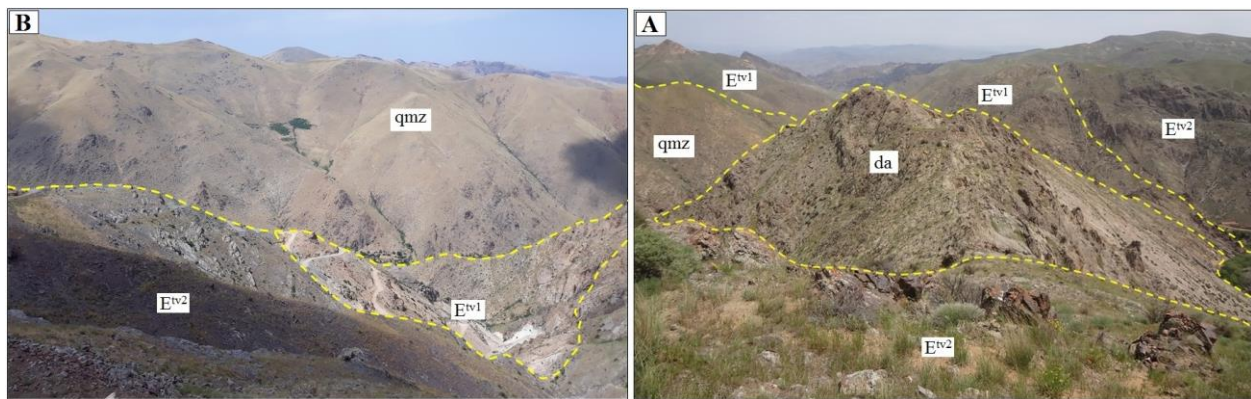
باختر روستای زاجکان، توده گرانیتوئیدی درون توالی آتشفشانی- رسوبی واحد E^{tv1} و در هسته تاقدیس زاجکان رخنمون دارد (شکل‌های ۱ و ۵ - B). این توده گرانیتوئیدی به صورت چند رخنمون جداگانه در منطقه دیده می‌شود (شکل ۱)؛ اما در نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ ابهر (Hosseini et al., 2016) به صورت یک توده نمایش داده شده است. بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهند این توده ترکیب سنگ‌شناسی متنوعی دارد؛ به گونه‌ای که از باختر به سوی خاور، ترکیب

گنبد داسیتی (da): در بخش مرکزی تا خاوری منطقه بررسی شده و در جنوب توده گرانیتوئیدی زاجکان، یک توده داسیتی با ساختار گنبدی شکل در مرز میان واحدهای E^{tv1} و E^{tv2} خودنمایی می‌کند (شکل‌های ۱ و ۵ - A). توده داسیتی یادشده شکستگی‌های دیاکلازی مشخصی دارد. توده داسیتی بیضوی شکل است و درازای آن راستای خاوری- باختری نشان می‌دهد.

توده گرانیتوئیدی زاجکان (qmz): در شمال و

دگرسانی شده است و رگه کوارتزی با کانه‌زایی سرب- روی درون آن (شمال روستای زاجکان) پدید آمده است. همچنین، درون بخش پیروکسن کوارتزمونزودیوریتی (بخش شمالی توده) نیز رگه کوارتزی با کانه‌زایی سرب- روی دیده می‌شود. توده پیروکسن کوارتزمونزودیتی بافت پورفیری و پورفیرویدی با فنوکریست‌های درشت دارد؛ اما دگرسانی شاخص و رگه‌های کوارتزی کانه‌دار ندارد.

گابرو، پیروکسن کوارتزمونزودیوریت تا پیروکسن کوارتزمونزودیتی و گرانودیوریت نشان می‌دهد. بخش‌های باختری به صورت ارتفاعات بلند است و بافت میکروگرانولار دارند؛ اما بخش خاوری در ارتفاعات پایین رخمون دارد و بافت‌های پورفیری تا پورفیرویدی و گرانولار نشان می‌دهد. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در برخی بخش‌ها درون این توده دیده می‌شوند. بخش گرانودیوریتی دچار



شکل ۵- A) نمای از گنبد داسیتی (da) در مرز میان واحدهای E^{iv1} و E^{iv2} (دید رو به خاور)؛ B) دورنمایی از توده گرانیتویدی زاجکان (qmz) درون واحدهای آتشفشانی- رسوبی (دید رو به شمال)

دیده می‌شوند (شکل ۶- A) و برخی از آنها منطقه‌بندی نشان می‌دهند. در برخی بلورها دگرسانی ضعیف سریسیتی دیده می‌شود. در برخی بلورها، میان‌بهرایی از کانی‌های کدر، پیروکسن و آپاتیت بافت پویی کلیتیک را پدید آورده‌اند. اندازه بلورهای پلاژیوکلاز تا ۴ میلی‌متر نیز می‌رسد. فراوانی پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها نزدیک به ۶۵ درصد حجمی است. کلینوپیروکسن‌ها بیشتر به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار هستند و با درجات مختلف به اکتینولیت دگرسان شده‌اند (شکل ۶- B). در پی دگرسانی به اکتینولیت، کانی‌های کدر نیز پدید آمده‌اند. برخی بلورهای کلینوپیروکسن میان‌بهرایی از پلاژیوکلاز دارند و این ویژگی بافت افیتیک را پدید آورده است (شکل ۶- C). اندازه پیروکسن‌ها تا ۲ میلی‌متر نیز می‌رسد و فراوانی بلورهای آنها نزدیک به

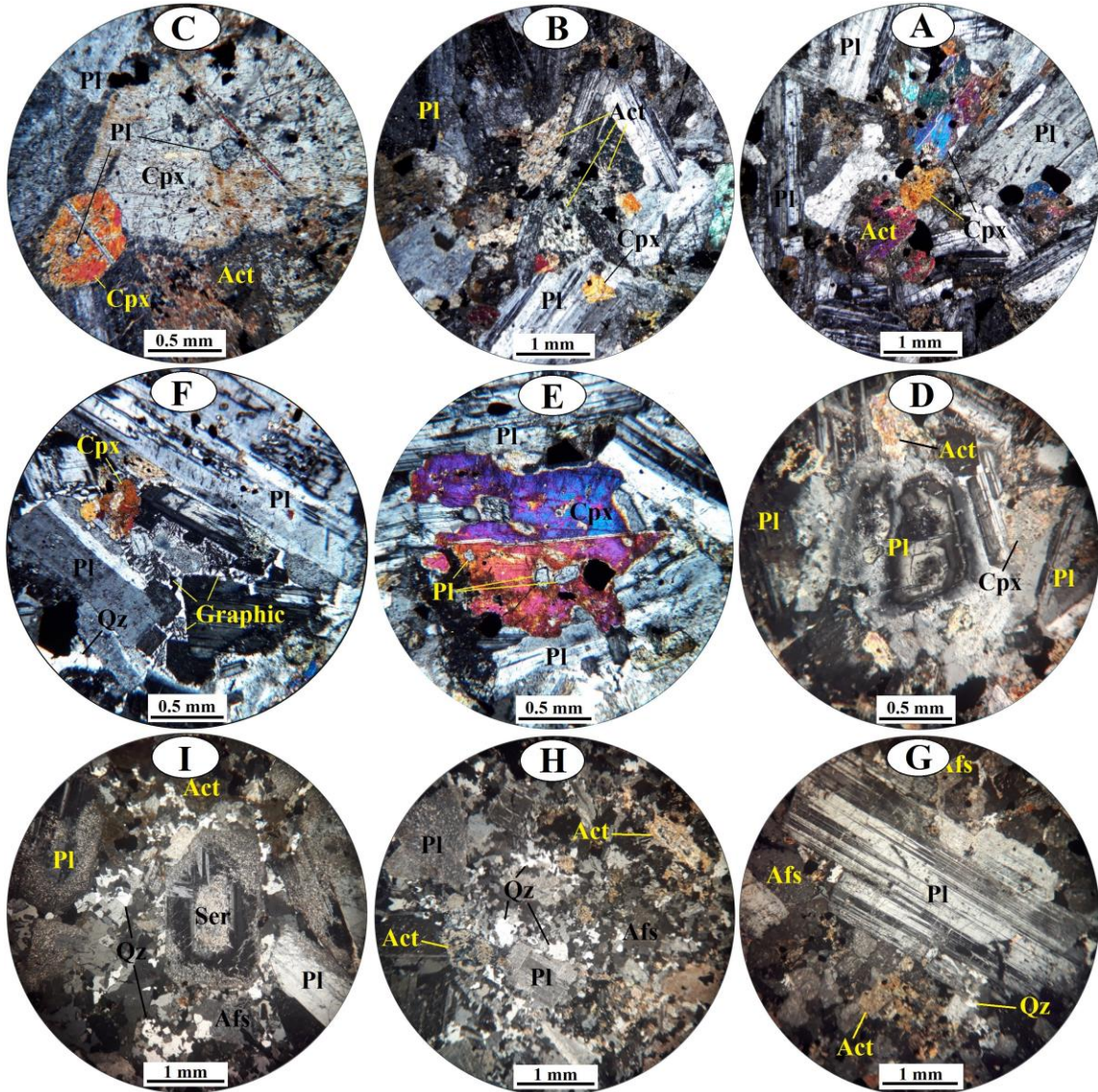
سنگ‌شناسی توده‌های آذرین درونی

- گابرو

این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره با بافت دانه‌ای دیده می‌شوند و در مقیاس با دیگر گروه‌های سنگی، رنگ تیره‌تری دارند. در مقیاس میکروسکوپی، بافت اصلی سنگ گرانولار است و بافت‌های افیتیک و ساب‌افیتیک و پویی کلیتیک در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. از دیدگاه کانی‌شناسی، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن‌های اکتینولیتی شده از کانی‌های اصلی و آلکالی‌فلسپار، کوارتز، کانی‌های کدر و آپاتیت از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها به شمار می‌روند. سریسیت، اکتینولیت و کانی‌های کدر در پی دگرسانی کانی‌های نخستین پدید آمده‌اند. پلاژیوکلازها به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ماکل نواری

پیروکسن‌ها دیده می‌شوند و فراوانی آنها در مجموع از ۳ درصد حجمی کمتر است.

۳۰ درصد حجمی است. کوارتز و آلکالی‌فلدسپار به صورت بلورهای کوچک و بی‌شکل در میان پلاژیوکلازها و



شکل ۶- تصویرهای میکروسکوپی (در نور عبوری پلاریزه متقاطع یا XPL) از کانی‌ها و بافت توده‌های آذرین درونی منطقه زاچکان: (A) تجمع بلورهای پلاژیوکلاز به‌همراه کلینوپیروکسن با بافت گرانولار در گابروها؛ (B) بلورهای کلینوپیروکسن جایگزین شده با اکتینولیت در کنار پلاژیوکلازها در گابروها. میانبار کلینوپیروکسن درون پلاژیوکلاز درون بلورهای کلینوپیروکسن و پیدایش بافت افیتیک در گابروها؛ (D) بلور درشت پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی و با بخش مرکزی با منطقه‌بندی و ویژگی‌های نوری متفاوت نسبت به حاشیه در پیروکسن کوارتزومونودیوریت؛ (E) میانبارهای پلاژیوکلاز درون بلورهای کلینوپیروکسن و پیدایش بافت افیتیک در پیروکسن کوارتزومونودیوریت؛ (F) هم‌رشدی کوارتز و آلکالی‌فلدسپار و پیدایش بافت گرافیک در پیروکسن کوارتزومونودیوریت؛ (G) بلور درشت پلاژیوکلاز در میان بلورهای کوچک‌تر آلکالی‌فلدسپار و کلینوپیروکسن اکتینولیتی شده در پیروکسن کوارتزومونونیت؛ (H) کانی‌های مافیک جانشین شده با اکتینولیت به‌همراه بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه دانه‌ریز کوارتز- فلدسپار در گرانودیوریت‌ها؛ (I) بلورهای درشت پلاژیوکلاز با دگرسانی سریستی در گرانودیوریت‌ها. بلورهای ریز و بی‌شکل کوارتز در فضای میان آنها دیده می‌شوند (Act): اکتینولیت؛ (Afs): آلکالی‌فلدسپار؛ Cpx: کلینوپیروکسن؛ Graphic: بافت گرافیکی؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ Qz: کوارتز؛ Ser: سریست)

- پیروکسن کوارتز موزود یوریت

این سنگ‌ها در نمونه‌دستی به رنگ خاکستری تیره و با بافت دانه‌ای ریزبلور دیده می‌شوند. در مقایسه با گابروها، این سنگ‌ها رنگ کمابیش روشن‌تری دارند و ریزبلور هستند. در مقیاس میکروسکوپی، این سنگ‌ها بافت‌های گرانولار ریزبلور تا پورفیرویدی نشان می‌دهند. بافت‌های افیتیک و ساب‌افیتیک، پویی‌کیلیتیک، گرافیکی و غربالی نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. به ترتیب فراوانی، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، کواتز و آلکالی‌فلدسپار از کانی‌های اصلی هستند. بیوتیت‌های کلریتی‌شده، کانی‌های کدر، آپاتیت و زیرکن نیز از کانی‌های فرعی شمرده می‌شوند. همچنین، اکتینولیت، سریسیت، کانی‌های رسی، کلریت و کانی‌های کدر از شمار کانی‌های ثانویه هستند. پلاژیوکلازها که فراوان‌ترین کانی در این سنگ‌ها هستند، به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند. برخی بلورهای پلاژیوکلاز منطقه‌بندی دارند. اندازه بیشتر بلورهای پلاژیوکلاز تا ۲/۵ میلیمتر می‌رسد؛ اما در نمونه‌های با بافت پورفیرویدی، اندازه آنها به ۶ میلیمتر نیز می‌رسد. برخی بلورهای پلاژیوکلاز میانبارهایی از کانی کدر و پیروکسن دارند و از این رو، بافت پویی‌کیلیتیک نشان می‌دهند. درون برخی بلورهای پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی، بقایایی از پلاژیوکلازهای قدیمی دیده می‌شوند (شکل ۶- D) که گمان می‌رود ترکیب متفاوت‌تری نسبت به بخش حاشیه‌ای دارند. بلورهای پلاژیوکلاز با درجات مختلف به کانی‌های رسی و سریسیت دگرسان شده‌اند. فراوانی پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها نزدیک به ۵۵ تا ۶۰ درصد حجمی است. کلینوپیروکسن به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند و اندازه آنها تا ۳ میلیمتر می‌رسد. بیشتر بلورهای کلینوپیروکسن به اکتینولیت دگرسان شده‌اند. در پی این دگرسانی، کانی‌های کدر نیز پدید آمده‌اند. بقایای پیروکسن درون

برخی اکتینولیت‌ها دیده می‌شوند. برخی بلورهای درشت کلینوپیروکسن میانبارهایی از پلاژیوکلاز دارند و از این رو، بافت افیتیک و ساب‌افیتیک نشان می‌دهند (شکل ۶- E). برخی بلورهای درشت کلینوپیروکسن ماکل نواری دارند. در کل، پیروکسن‌های سالم و اکتینولیتی‌شده نزدیک به ۲۵ درصد حجمی از کل سنگ را دربر می‌گیرند. کوارتز و آلکالی‌فلدسپار به صورت بلورهای کوچک بی‌شکل در زمینه سنگ و در فضای میان بلورهای درشت پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن دیده می‌شوند. فراوانی هر کدام از آنها نزدیک به ۵ تا ۷ درصد حجمی است. اندازه بلورهای کوارتز و آلکالی‌فلدسپار از یک میلیمتر کمتر است. در پی هم‌رشدی کوارتز و آلکالی‌فلدسپار، در برخی نمونه‌ها بافت گرافیکی پدید آمده است (شکل ۶- F). معمولاً بافت گرافیکی پیامد تبلور هم‌زمان کوارتز و آلکالی‌فلدسپار در نقطه اوتکتیک دانسته می‌شود. به باور Shelly (۱۹۹۳)، پیدایش بافت گرافیکی پیامد فشار بخار آب بالا هنگام تبلور است. بلورهای ورقه‌ای بیوتیت با اندازه کمتر از یک میلیمتر و با فراوانی کمتر از ۳ درصد حجمی در میان دیگر کانی‌ها دیده می‌شوند. برخی از آنها تا اندازه‌ای با کلریت جانشین شده‌اند.

- پیروکسن کوارتز موزونیت

این سنگ‌ها در نمونه‌دستی بافت پورفیری تا پورفیرویدی با درشت‌بلورهای فلدسپار دارند و به رنگ خاکستری دیده می‌شوند. بافت این سنگ‌ها بیشتر پورفیرویدی تا گرانولار است. پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، کلینوپیروکسن‌های اکتینولیتی‌شده و کوارتز از کانی‌های اصلی و بیوتیت، کانی‌های کدر، آپاتیت و زیرکن از کانی‌های فرعی آنها هستند. سریسیت، کانی‌های رسی، اکتینولیت، کلریت، کانی‌های کدر و رگچه‌های کلسیت و اپیدوت نیز از کانی‌های ثانویه به‌شمار می‌روند. پلاژیوکلاز به صورت بلورهای درشت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده

پورفایروئیدی و گرانولار دارند (شکل‌های H-۶ و I-۶) و از کانی‌های پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، کوارتز، کانی‌های مافیک کلریتی- اپیدوتی و اکتینولیتی شده ساخته شده‌اند. کانی‌های کدر، آپاتیت و زیرکن از کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها هستند. سریسیت، کانی‌های رسی، کلریت، اکتینولیت، اپیدوت و کانی‌های کدر نیز به‌صورت ثانویه در این سنگ‌ها پدید آمده‌اند. پلاژیوکلازها به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند و دگرسانی به سریسیت، کانی‌های رسی و گاه اپیدوت به‌فراوانی در آنها دیده می‌شود (شکل I-۶). در برخی بلورهای پلاژیوکلاز، منطقه‌بندی آشکاری دیده می‌شود. اندازه بلورهای پلاژیوکلاز تا ۶ میلی‌متر می‌رسد. فراوانی پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها نزدیک به ۴۰ درصد حجمی است. آلکالی‌فلدسپارها بیشتر به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با دگرسانی به کانی‌های رسی در زمینه سنگ جای گرفته‌اند (شکل‌های H-۶ و I-۶). اندازه بلورهای آلکالی‌فلدسپار از یک میلی‌متر کمتر است و فراوانی آنها از ۲۵ درصد حجمی کمتر است. کوارتز به‌صورت بلورهای ریز و بی‌شکل زمینه سنگ را پوشش داده است (شکل‌های H-۶ و I-۶). اندازه بلورهای کوارتز از یک میلی‌متر کمتر است. گاه بلورهای کمابیش درشت کوارتز به‌صورت گردشده دیده می‌شوند و اندازه آنها تا ۲ میلی‌متر است. فراوانی کوارتز در این سنگ‌ها تا نزدیک به ۲۰ درصد حجمی نیز می‌رسد. کانی‌های مافیک نخستین سنگ به‌طور کامل با مجموعه اکتینولیت- کلریت و کانی‌های کدر جانشین شده‌اند (شکل H-۶). این کانی‌ها در کل فراوانی نزدیک به ۱۵ درصد حجمی دارند و گمان می‌رود پیامد دگرسانی هورنبلند باشند. اپیدوت به‌صورت بلورهای شکل‌دار کوچک با برجستگی بالا و با فراوانی کم در زمینه دانه‌ریز سنگ پراکنده است.

زمین‌شیمی

برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی فازهای گوناگون

می‌شود (شکل G-۶). اندازه بلورهای پلاژیوکلاز بیشتر تا ۳ میلی‌متر می‌رسد؛ اما بلورهایی به اندازه یک سانتیمتر نیز دیده می‌شوند. برخی بلورهای پلاژیوکلاز به دگرسانی ضعیفی به سریسیت، آن هم بیشتر در حاشیه بلور، دچار شده‌اند. شماری از بلورهای پلاژیوکلاز منطقه‌بندی و برخی دیگر از آنها میانبارهایی از کانی‌های کدر، کلینوپیروکسن‌های اکتینولیتی شده، آپاتیت و حتی زیرکن دارند. فراوانی پلاژیوکلازها نزدیک به ۳۰ تا ۳۵ درصد حجمی است. آلکالی‌فلدسپارها بیشتر به‌صورت بلورهای کوچک نیمه‌شکل‌دار در زمینه سنگ دیده می‌شوند (شکل G-۶) و اندازه آنها تا یک میلی‌متر نیز می‌رسد. این کانی‌ها با درجه‌های مختلفی به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. فراوانی بلورهای آلکالی‌فلدسپار نزدیک به ۳۵ درصد حجمی است. کلینوپیروکسن‌ها به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار با فراوانی نزدیک به ۱۵ درصد حجمی در میان فلدسپارها دیده می‌شوند. اندازه بلورهای کلینوپیروکسن تا ۱/۵ میلی‌متر می‌رسد. کلینوپیروکسن‌ها با درجات شدیدی به اکتینولیت و گاه به کلریت دگرسان شده‌اند و به‌ندرت بقایای پیروکسن سالم در آنها دیده می‌شود. کوارتز به‌صورت بلورهای کوچک و بی‌شکل در زمینه سنگ و در همراهی با آلکالی‌فلدسپار در فضای میان دیگر کانی‌ها جای گرفته است (شکل G-۶). اندازه بلورهای کوارتز از یک میلی‌متر کمتر است و فراوانی آنها به نزدیک به ۱۰ درصد حجمی می‌رسد. بیوتیت با فراوانی نزدیک به ۲ درصد حجمی به‌صورت بلورهای ورقه‌ای در اندازه کمتر از ۰/۵ میلی‌متر در میان دیگر کانی‌ها دیده می‌شود.

- گرانودیوریت

این سنگ‌ها در نمونه دستی با بافت پورفیری تا گرانولار درشت‌بلور با رنگ خاکستری روشن دیده می‌شوند. نشانه‌هایی از دگرسانی با درجات مختلف در نمونه دستی دیده می‌شوند. این سنگ‌ها بافت پورفیری تا

توده گابرویی و یک نمونه از توده گرانودیوریتی) به روش‌های XRF و ICP-MS در آزمایشگاه شرکت زراژما در تهران تجزیه شدند (جدول ۱).

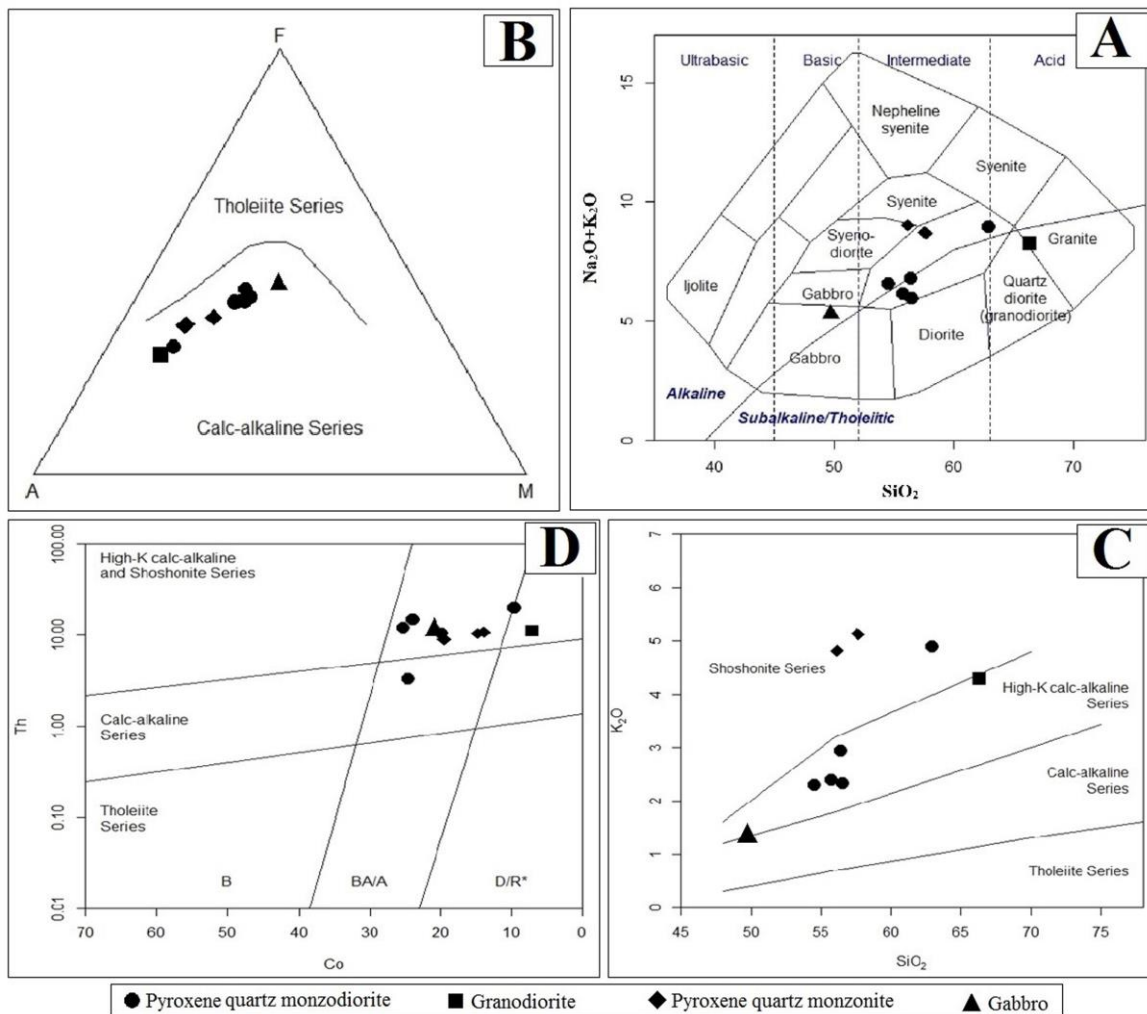
توده گرانیتیویدی زاجکان، شمار ۱۰ نمونه از این توده (۵ نمونه از توده پیروکسن کوارتزومونودیوریت، ۳ نمونه از توده پیروکسن کوارتزومونونیت، یک نمونه از

جدول ۱- داده‌های تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی (برپایه درصدوزنی یا wt%) و عنصرهای کمیاب (برپایه گرم در تن یا ppm) در نمونه‌های توده گرانیتیویدی زاجکان (gb: گابرو؛ qmzd: پیروکسن کوارتزومونودیوریت؛ qmz: پیروکسن کوارتزومونونیت؛ gd: گرانودیوریت)

Sample No.	Za- 01	Za- 02	Za- 04	Za- 05	Za- 07	Za- 08	Za- 09	Za- 10	Za- 11	Za- 12
Rock Type	qmzd	qmzd	qmzd	qmzd	qmzd	gb	qmz	qmz	qmz	gd
SiO ₂	55.77	56.53	62.94	54.55	56.41	49.70	57.58	57.69	56.16	66.33
TiO ₂	0.98	0.90	0.67	1.05	1.03	0.96	0.94	0.92	0.95	0.53
Al ₂ O ₃	16.65	16.46	15.44	16.90	16.72	17.69	16.69	16.75	16.32	15.12
Fe ₂ O ₃	8.45	7.76	5.26	8.15	7.75	9.59	6.66	6.61	8.17	4.17
MnO	0.14	0.13	0.05	0.10	0.13	0.12	0.22	0.21	0.15	0.08
MgO	3.72	3.87	2.10	4.01	3.55	5.22	2.43	2.34	3.66	1.67
CaO	7.22	6.85	2.96	7.01	6.37	9.20	5.09	5.09	3.99	2.34
Na ₂ O	3.77	3.61	4.06	4.26	3.86	3.98	3.58	3.57	4.20	3.96
K ₂ O	2.38	2.33	4.89	2.30	2.94	1.32	5.14	5.12	4.82	4.29
P ₂ O ₅	0.26	0.25	0.16	0.31	0.28	0.38	0.33	0.31	0.26	0.15
LOI	0.53	1.14	1.41	1.25	0.91	1.76	1.27	1.32	1.24	1.27
Total	99.87	99.83	99.92	99.89	99.95	99.92	99.93	99.93	99.92	99.91
As	1.3	2.3	4.2	2.3	3.4	1.8	1.7	1.3	11.1	3.2
Se	1.66	2.74	2.21	1.3	2.5	1.38	1.32	1.54	1.38	0.82
Sc	19	17.1	9.4	18.8	17.7	21.2	12.3	12.9	18.8	8.4
V	169	152	97	165	143	199	104	103	153	77
Cr	24	26	16	25	41	47	20	20	33	6
Co	25.2	23.9	9.6	19.8	20.7	24.5	14.7	13.9	19.5	7.1
Ni	85	21	<1	6	14	28	<1	<1	27	<1
Cu	69	52	36	18	83	12	54	55	45	8
Zn	53	46	48	48	41	50	68	66	54	87
Rb	57	51	164	42	68	15	140	147	121	109
Sr	508.3	499	387.4	487.7	460.9	634.2	349.2	371.1	412.6	253.6
Y	17.5	17.1	14.8	17.4	17.9	14.6	17.7	18.3	17.1	15.6
Zr	127	72	56	46	36	27	48	47	41	40
Nb	20.1	23.6	18.1	20.1	22.3	11.3	27.5	29.6	24.5	18
Cs	2.3	2.5	1.2	1.5	1.8	2.3	1.6	1.7	1.2	0.8
Ba	490	497	670	447	545	345	682	696	692	860
Pb	18	17	15	16	13	12	24	31	45	36
La	23	24	24	23	27	17	26	27	24	21
Ce	49	47	44	45	51	30	50	51	41	35
Pr	7.6	8.39	6.36	7.54	8.35	5.56	7.75	7.71	6.71	5.13
Nd	30.5	32.6	23	30.3	33.4	24	29.2	29.1	25.9	18.8
Sm	6.37	6.21	4.27	6.19	6.6	4.9	5.58	5.82	5.16	3.58
Eu	1.75	1.73	1.12	1.72	1.75	1.77	1.56	1.53	1.41	1.13
Gd	5.62	5.53	3.83	5.78	6.01	4.76	5.21	5.28	4.89	3.3
Tb	0.91	0.9	0.67	0.91	0.93	0.75	0.84	0.9	0.83	0.65
Dy	5.39	5.25	4.13	5.29	5.41	4.5	5.27	5.31	5.05	4.15
Er	2.89	2.94	2.42	2.91	2.87	2.37	2.98	3.03	2.77	2.53
Tm	0.46	0.45	0.39	0.44	0.47	0.37	0.47	0.46	0.43	0.42
Yb	2.2	2.1	1.8	2.2	2.1	1.9	2.1	2.1	2.1	1.8
Lu	0.42	0.4	0.36	0.39	0.38	0.32	0.4	0.42	0.35	0.4
Hf	3.67	2.55	2.44	1.76	1.93	1.61	2.32	2.27	2	1.91
Ta	1.15	1.32	0.83	1.02	1.21	0.67	1.37	1.52	1.32	1.19
Th	12.03	14.68	19.58	10.53	11.14	3.3	10.46	10.78	8.97	11.12
U	3.2	3.7	3.5	2.38	1.8	1.1	2.2	2.2	1.9	2.6

کالک‌آلکان جای می‌گیرند (شکل ۷- B). برپایه نمودار SiO_2 در برابر K_2O ، نمونه‌های توده‌های بررسی شده در گستره کالک‌آلکان پتاسیم متوسط تا بالا جای می‌گیرند (شکل ۷- C). برپایه نمودار Co در برابر Th نیز بیشتر نمونه‌های بررسی شده در گستره کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی جای می‌گیرند (شکل ۷- D).

برپایه نمودار SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O ، سنگ‌های منطقه در گستره گابرو، مونزونیت، گرانودیوریت و سیونودیوریت جای می‌گیرند (شکل ۷- A). از سوی دیگر، این نمودار نشان می‌دهد بیشتر نمونه‌های برداشت‌شده از منطقه، در مرز میان سری آلکان و ساب‌آلکان هستند. در نمودار AFM نیز همه نمونه‌ها در گستره



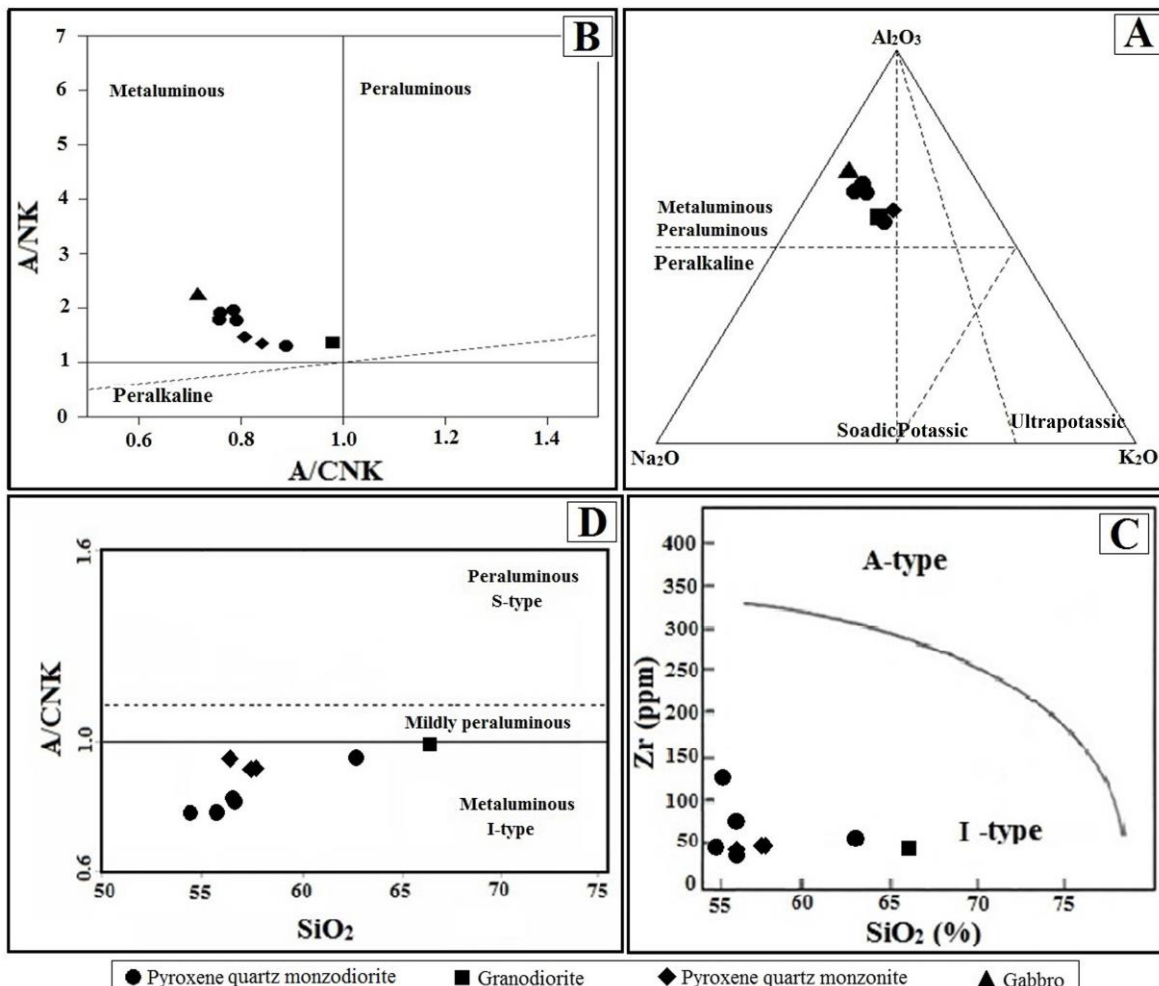
شکل ۷- جایگاه نمونه‌های توده‌های نفوذی منطقه زاچکان روی: (A) نمودار SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O (برپایه درصدوزنی) (Cox et al., 1979)؛ (B) نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971)؛ (C) نمودار SiO_2 در برابر K_2O (برپایه درصدوزنی) (Peccerillo and Taylor, 1976)؛ (D) نمودار Co در برابر Th (برپایه ppm) (Hastie et al., 2007)

این نمودار، نمونه‌های بررسی شده در گستره متآلومین-پرالومین جای گرفته‌اند (شکل ۸- A). در نمودار

در نمودار سه‌تایی $Na_2O-Al_2O_3-K_2O$ ، دو گستره متآلومین-پرالومین و پرآلکان نشان داده شده‌اند. در

گارت، آندالوزیت و سیلیمانیت، وجود برخی انکلاوهای میکروگرانولار و نبود انکلاوهای سورمیکاسه، نبود کربنوم در نورم این سنگ‌ها و نیز روند کاهشی P_2O_5 در برابر SiO_2 که با تبلور آپاتیت در گرانیت‌های نوع I توجیه‌پذیر است (Chappell and White, 1992)) نشان‌دهنده I-type بودن توده‌های نفوذی منطقه زاجکان هستند. افزون‌براین، برپایه رده‌بندی Barbarin (۱۹۹۹) و برپایه ویژگی‌های کانی‌شناسی و شیمیایی نمونه‌های بررسی‌شده، توده گرانیتوئیدی زاجکان از گروه گرانیتوئیدهای کالک‌آلکان آمفیبول‌دار (ACG) دانسته می‌شود.

A/CNK در برابر A/NK، همه نمونه‌های بررسی‌شده در گستره متاآلومین جای می‌گیرند (شکل ۸- B). برای شناسایی گرانیت‌های نوع I و A، از نمودار SiO_2 در برابر Zr (Collins *et al.*, 1982) بهره گرفته شد. در این نمودار، همه نمونه‌ها در گستره گرانیت‌های نوع I جای می‌گیرند (شکل ۸- C). در نمودار SiO_2 در برابر A/CNK نیز همه نمونه‌ها در گستره گرانیتوئیدهای تیپ I جای می‌گیرند (شکل ۸- D). افزون‌بر نمودارهای یادشده، شواهد و ویژگی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی (مانند: حضور کلینوپیروکسن، هورنبلند و نبود مسکوویت، کردیریت،



شکل ۸- جایگاه نمونه‌های توده‌های آذرین درونی منطقه زاجکان روی: (A) نمودار سه‌تایی $Na_2O-Al_2O_3-K_2O$ (Villaseca *et al.*, 1998)؛ (B) نمودار A/NK-A/CNK (Maniar and Piccoli, 1989)؛ (C) نمودار SiO_2 در برابر Zr (Collins *et al.*, 1982)؛ (D) نمودار SiO_2 در برابر A/CNK (Chappell and White, 1992)

همراه‌بودن آنومالی مثبت Pb و آنومالی منفی Nb و Ta نشانه ماگماهای پدیدآمده در کمان‌های آتشفشانی و ماگماهای متأثر از پوسته قاره‌ای است (Hofmann, 1988). در کل، برپایه شکل ۹-A و با به‌یادداشتن عوامل گوناگون در رویداد بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی عنصرها، ماگمای نخستین سازنده توده‌های آذرین درونی در منطقه زاجکان در پهنه‌های فرورانشی و از گوشته‌ای متاسوماتیسم‌شده پدید آمده است.

در نمودار عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت (McDonough and Sun, 1995)، در همه نمونه‌های بررسی‌شده الگوی همانندی دیده می‌شود (شکل ۹-B). نمونه‌های بررسی‌شده الگویی سرشار از عنصرهای LREE در برابر HREE و با نسبت بالای LREE/HREE نشان می‌دهند (شکل ۹-B). عنصر Eu در بیشتر نمونه‌ها آنومالی منفی ضعیف نشان می‌دهد؛ اما در نمونه گابرویی، آنومالی مثبت ضعیف دارد (شکل ۹-B) که چه‌بسا در ارتباط با تمرکز بالای پلاژیوکلاز در این نمونه در مقایسه با دیگر نمونه‌هاست. عنصرهای HREE الگوی کمابیش همواری را نشان می‌دهند که شاید با حضور گارنت در ناحیه خاستگاه در ارتباط باشد (Wright and McCurry, 1997). مشارکت‌نکردن آنها در پیدایش مذاب باعث فقیرشدن مذاب پدیدآمده از عنصرهای HREE و پیدایش الگوی هموار در این عنصرها می‌شود. غنی‌شدگی بالای عنصرهای LREE نیز می‌تواند پیامد درجه کم ذوب‌بخشی و فراوانی کم عنصرهای HREE در ارتباط با حضور گارنت در ناحیه ذوب باشد (Wright and McCurry, 1997).

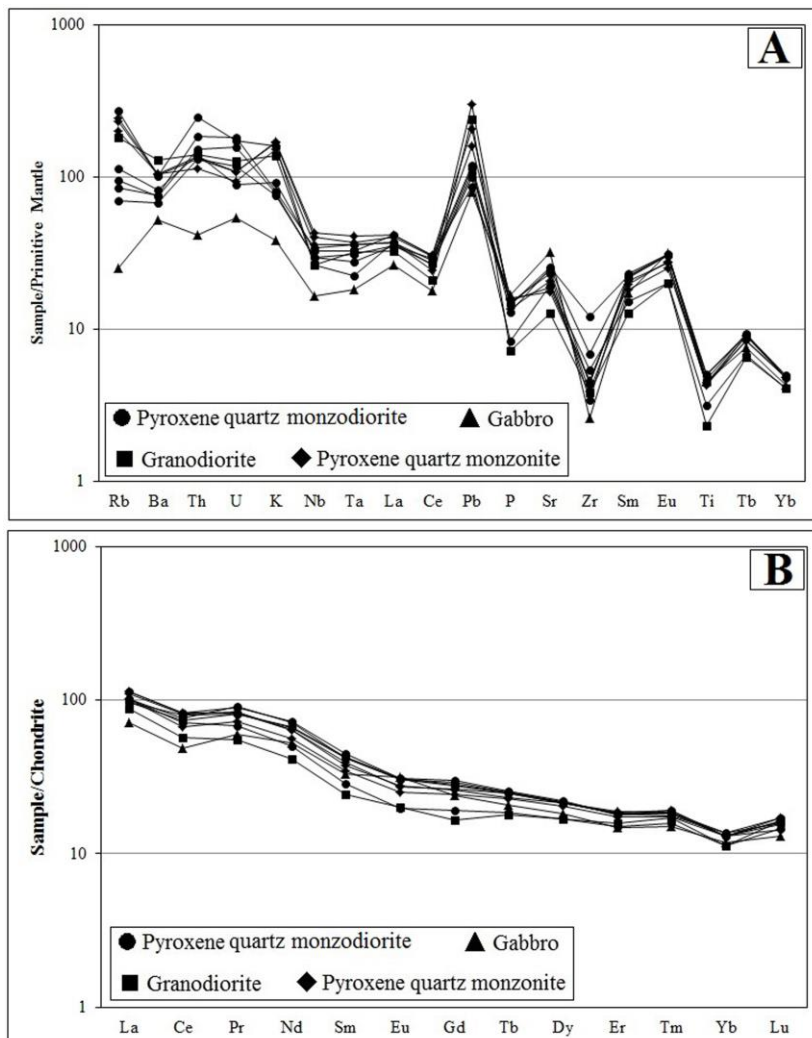
در نمونه‌های پیروکسن‌کوارتزومونوزودیوریت،

در الگوی تغییرات عنصرهای کمیاب بهنجارشده در برابر ترکیب گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995)، همه گروه‌های سنگی الگوی همانندی نشان می‌دهند (شکل ۹-A). در این نمودار، غنی‌شدگی عنصرهای LILE (Ba, Rb, Th و Cs) همراه با آنومالی منفی عنصرهای HFSE (Nb, Ta, Zr و P) دیده می‌شود. کمبود عنصرهای HFSE پیامد عوامل گوناگونی دانسته می‌شود؛ مانند: ماگماهای جداشده از گوشته‌ای متاسوماتیسم‌شده در پهنه فرورانش و ماگماتیسیم وابسته به فرایند فرورانش (Kuster and Harms, 1988; Wilson, 1989). شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی (Rollinson, 1993) و فقر این عنصرها در خاستگاه و همچنین، پایداری فازهای دارای این عنصرها هنگام ذوب‌بخشی و یا جدایش آنها هنگام فرایند جدایش ماگمایی (Wu et al., 2003). آنومالی مثبت عنصرهای LILE در همراهی با آنومالی منفی عنصرهای HFSE چه‌بسا از ویژگی‌های ماگماهای پدیدآمده از گوشته سنگ‌کره‌ای متاسوماتیسم‌شده زیر قاره‌ای در پهنه فرورانشی است (Pearce, 1982; Foley and Wheller, 1990; Pearce and Parkinson, 1993). آنومالی منفی Nb و Ti از ویژگی‌های توده‌های آذرین درونی در کمان‌های ماگمایی مرز قاره‌ای به‌شمار می‌رود (Wang and Chung, 2004). آنومالی مثبت Pb در همه نمونه‌ها ویژگی آشکار در نمودار عنصرهای کمیاب بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه است. این ویژگی شاید نشانه تأثیر پوسته قاره‌ای در پیدایش ماگمای مادر سنگ‌های منطقه و یا آلايش پوسته‌ای ماگمای پدیدآمده از ذوب‌بخشی گوشته در ترازهای بالاتر باشد (Kamber et al., 2002).

منفی ضعیف در Yb نیز به حضور گارنت در ناحیه خاستگاه و به جاماندن این عنصر در این کانی مرتبط دانسته می‌شود (Wright and McCurry, 1997).

در کل، الگوی کمابیش پرشیب غنی از عنصرهای LREE و الگوی سطح عنصرهای HREE با نسبت بالای LREE/HREE برای توده‌های آذرین درونی منطقه زاجکان نشان می‌دهند این سنگ‌ها از خاستگاه ماگمایی مشترکی پدید آمده‌اند و پیامد ذوب‌بخشی درجه کم گوشته‌ای غنی‌شده در پهنه‌ای فرورانشی هستند.

پیروکسن کوارتز مونزونیت و گرانودیوریت نسبت Eu/Eu^* برابر با $0.98 - 0.82$ است؛ اما این نسبت در نمونه گابرویی برابر با $1/1$ است. آنومالی مثبت ضعیف Eu و نسبت بالاتر Eu/Eu^* ($1/1$) در نمونه گابرویی نشان‌دهنده تمرکز نسبی پلاژیوکلاز در گابروها و جدایش آن در دیگر فازهای نفوذی بررسی‌شده است. همچنین، نسبت La_n/Yb_n در نمونه گابرویی برابر با $6/1$ و در دیگر نمونه‌های سنگی برابر با $9/1$ تا $7/1$ است. بالابودن مقدار عنصرهای LREE در برابر HREE از ویژگی‌های آشکار سنگ‌های کمان آتشفشانی در پهنه‌های فرورانش در مرز فعال قاره‌ای است (Pearce,)

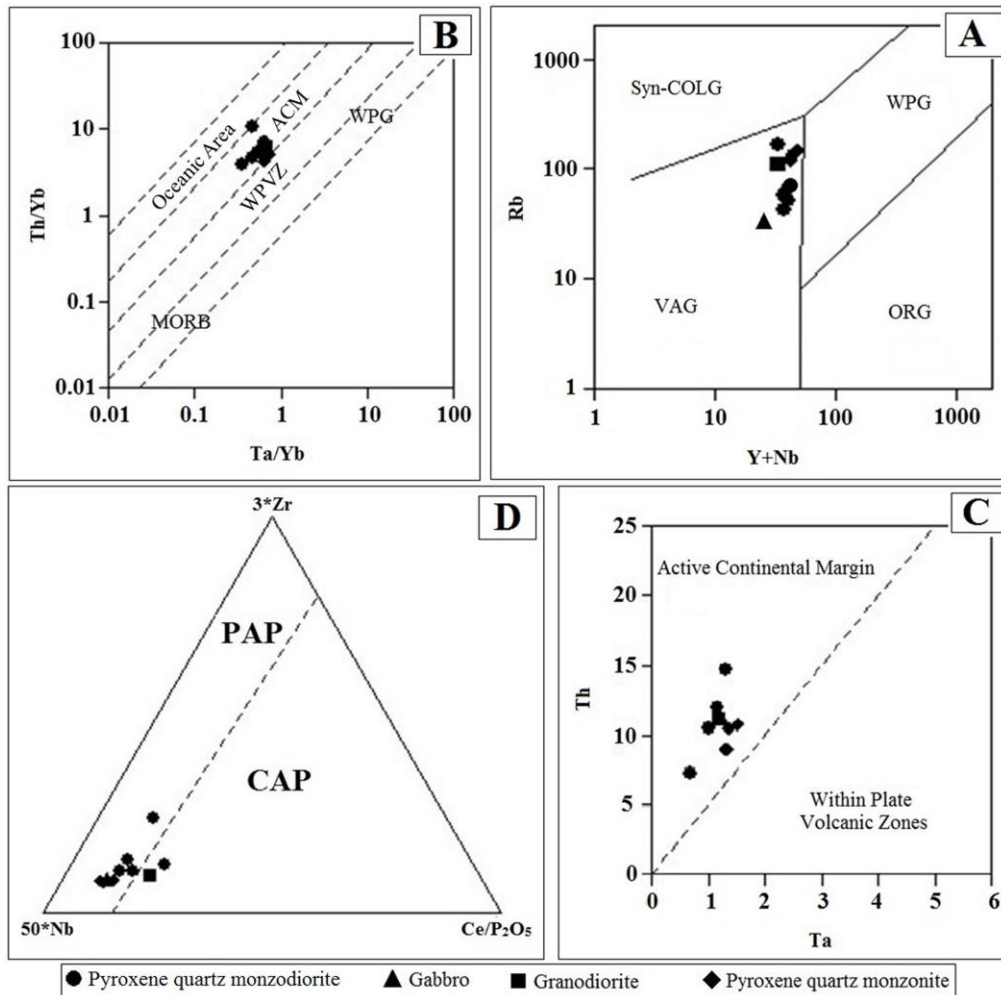


شکل ۹- A) الگوی عنصرهای کمیاب نمونه‌های منطقه زاجکان بهنجارشده به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995)؛ B) الگوی عنصرهای خاکی کمیاب نمونه‌های منطقه زاجکان بهنجارشده به ترکیب کندریت (McDonough and Sun, 1995)

جایگاه تکتونوماگمایی

نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی پیدایش ماگما، نمودارهای تغییرات زمین‌شیمیایی هستند که برپایه آنها، ماگماهای پدیدآمده در جایگاه‌های زمین‌ساختی گوناگون برپایه ویژگی‌های شیمیایی از یکدیگر شناخته می‌شوند (Rollinson, 1993). در نمودار دو متغیره $Rb + Nb$ در برابر Y ، سنگ‌های بررسی‌شده در گستره گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) جای

می‌گیرند (شکل ۱۰- A). در نمودارهای Ta/Yb در برابر Th/Yb و Th در برابر Ta ، سنگ‌های بررسی‌شده در گستره مرز فعال قاره‌ای جانمایی می‌شوند (شکل‌های ۱۰- B و ۱۰- C). برای شناسایی کمان‌های ماگمایی مرز فعال قاره‌ای و کمان‌های ماگمایی پس از برخورد، نمودار سه‌تایی $Nb-Zr-Ce/P_2O_5$ به کار برده شد. در این نمودار، بیشتر نمونه‌ها در گستره کمان ماگمایی پس از برخورد (PAP) جای می‌گیرند (شکل ۱۰- D).



شکل ۱۰- جایگاه نمونه‌های توده‌های آذرین درونی در منطقه زاچکان روی: (A) نمودار $Y+Nb$ در برابر Rb (Pearce et al., 1984); (B) نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Gorton and Schandl, 2002); (C) نمودار Ta در برابر Th (Gorton and Schandl, 2002); (D) نمودار سه‌تایی $Nb-Zr-Ce/P_2O_5$ (Muller and Groves, 1997). گرانیت‌های کمان ماگمایی: VAG; گرانیت‌های پشته اقیانوسی، WPG; گرانیت‌های درون صفحه‌ای، Syn- COLG; گرانیت‌های همزمان با برخورد، ACM; مرز فعال قاره‌ای، WPVZ; پهنه‌های آتشفشانی درون صفحه‌ای، CAP; کمان مرز فعال قاره‌ای، PAP; کمان پس از برخورد

سنگ‌زایی

همان‌گونه‌که پیشتر گفته شد، سنگ‌های منطقه زاجکان با ترکیب گابرو، پیروکسن کوارتزومونودیوریت، پیروکسن کوارتزومونونیت و گرانودیوریت از ماگمای کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط تا بالا خاستگاه گرفته‌اند. باور بر این است که سنگ‌های ماگمایی کالک‌آلکالن پتاسیم‌بالا بیشتر در کمان‌های ماگمایی و محیط‌های زمین‌ساختی پس از برخورد پدید می‌آیند (Foley and Peccerillo, 1992; Turner *et al.*, 1996) و به‌ندرت در پهنه‌های درون صفحه‌ای دیده می‌شوند (Muller and Groves, 1997; Bonin, 2004). به باور Turner و همکاران (۱۹۹۶) ماگماتیسیم پتاسیک پس از برخوردی از ویژگی‌های متداول بسیاری از پهنه‌های کوهزایی برخوردی در جهان است. از سوی دیگر، غنی‌شدگی از LREE و LILE، به‌همراه بی‌هنجاری منفی Nb و Ti، ویژگی ماگماهای وابسته به پهنه‌های فرورانش هستند (Wilson, 1989; Foley and Wheler, 1990; Pearce and Parkinson, 1993; Wang and Chung, 2004; Vetrin and Rodionov, 2008). این ماگماها خاستگاه گوشته‌ای دارند که از عنصرهای LILE با سیال‌های متاسوماتیک جداشده از رسوب‌ها یا صفحه فرورو غنی‌شده است (Pearce, 1982; Hawkesworth *et al.*, 1997; Cameron *et al.*, 2003). از آنجایی‌که توده‌های آذرین درونی زاجکان از عنصرهای LILE، Th، Pb و LREE غنی‌شدگی و از عنصرهای HFSE تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۹)، پیدایش این سنگ‌ها مرتبط با فرورانش دانسته می‌شود.

پیشنهاد‌های گوناگونی درباره خاستگاه توده‌های گرانیتوئیدی نوع کالک‌آلکالن پتاسیم‌بالا و شوشونیتی ارائه شده است. ذوب‌بخشی

سنگ‌های پوسته قاره‌ای زیرین (Bitencourt and Nardi, 2004)، محصول فرایند AFC ماگمای خاستگاه گرفته از گوشته (López-Moro and López-Plaza, 2004) و ذوب‌بخشی گوشته سنگ‌کره‌ای متاسوماتیسیم شده با فرایند فرورانش و با رگه‌های آمفیبول و فلوگوپیت (Jiang *et al.*, 2012) از شمار این پیشنهادها هستند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی توده‌های گرانیتوئیدی بررسی شده با خاستگاه گرفتن با فرایندهای نخست و دوم سازگار نیستند؛ زیرا مذاب‌های کالک‌آلکالن پتاسیم‌بالا و شوشونیتی که از ذوب‌بخشی پوسته زیرین پدید می‌آیند بیشتر از ۴ درصدوزنی Na_2O دارند (Xiao and Clemens, 2007). این درحالی است که بیشتر نمونه‌های بررسی شده محتوای Na_2O کمتر از ۴ درصدوزنی دارند (جدول ۱). این نکته نشان می‌دهد توده‌های آذرین درونی زاجکان از ذوب‌بخشی یک خاستگاه پوسته زیرین پدید نیامده‌اند. الگوی عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب در نمودارهای عنکبوتی نیز از الگوی دوم برای خاستگاه گرفتن توده‌های آذرین درونی زاجکان حمایت نمی‌کند؛ به‌گونه‌ای که همخوانی مثبتی میان افزایش محتوای SiO_2 و میزان LREE دیده نمی‌شود. هرچند برپایه ستبرای پوسته قاره‌ای البرز (نزدیک به کمتر از ۳۵ کیلومتر؛ Dehghani and Makris, 1984) می‌توان آرایش پوسته‌ای مذاب‌ها هنگام بالآمدن از پوسته را تا اندازه‌ای متصور شد.

به باور Morata و همکاران (۲۰۰۵)، نسبت‌های کم Zr/Nb (۷/۶ - ۶/۳)، Ba/Nb (۰/۱۵ - ۰/۰۹)، Th/La (۰/۱۱ - ۰/۰۳) و Ba/La

(Temel *et al.*, 1998). نسبت‌های Ba/Nb بیشتر از ۲۸ ویژگی سنگ‌هایی است که در پهنه‌های فرورانش و در مرز فعال قاره‌ای پدید می‌آیند (Fitton *et al.*, 1988). این نسبت در نمونه‌های بررسی شده برابر با ۲۱/۰۶ تا ۴۷/۸ (میانگین: نزدیک به ۲۸/۴) است.

بررسی‌های ایزوتوپی Nd- Sr توده‌های آذرین درونی در زیرپهنه طارم- هشتجین (Nabatian *et al.*, 2014b, 2016a; Ghasemi Siani *et al.*, 2015) نشان‌دهنده خاستگاه گوشته سنگ‌کره‌ای غنی شده برای این توده‌هاست. بر این پایه، توده‌های آذرین درونی سرشار از پتاسیم در منطقه زاجکان نیز در ارتباط با یک گوشته سنگ‌کره‌ای غنی شده مرتبط با فرورانش و در یک پهنه پس از برخوردی پدید آمده‌اند.

به پیشنهاد Furman و Graham (۱۹۹۹)، در مذاب‌های در تعادل با یک خاستگاه فلوگوپیت‌دار، مقدار $Rb/Sr > 0.1$ و $Ba/Rb < 15$ است؛ اما در مذاب‌های در تعادل با خاستگاه آمفیبول‌دار این مقادارها به صورت $Rb/Sr < 0.06$ و $Ba/Rb > 15$ هستند. مقدار نسبت‌های Rb/Sr و Ba/Rb در توده گابرویی (مافیک‌ترین سنگ بررسی شده) به ترتیب برابر با ۰/۰۲ و ۲۳ است. این نکته نشان می‌دهد در خاستگاه ماگمای پدیدآورنده توده‌های آذرین درونی زاجکان، آمفیبول نقش شاخص‌تری داشته است. بخش‌های گوناگون توده گرانیتوئیدی زاجکان با نسبت La_N/Sm_N بیشتر از ۲/۱۷ و نسبت Tb_N/Yb_N کمتر از ۱/۹۷ شناخته می‌شوند. این ویژگی نشان‌دهنده پیدایش این سنگ‌ها از خاستگاه گوشته‌ای با ترکیب اسپینل پریدوتیت تا گارنت اسپینل پریدوتیت است (شکل ۱۱).

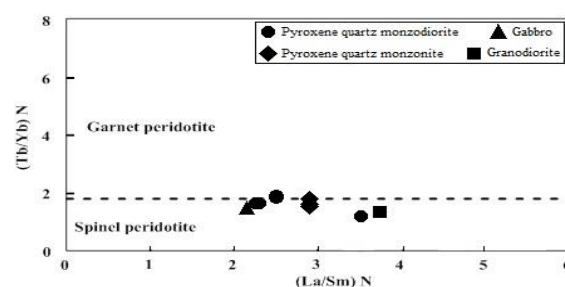
نشان‌دهنده فعالیت‌های ماگمایی مرتبط با گوشته غنی شده هستند؛ اما این نسبت‌ها در ماگماهای جدا شده از پوسته به صورت Th/Nb (۰/۴۴)، Ba/Nb (۵۴)، La/Nb (۲/۲) و Zr/Nb (۱۶/۲) گزارش شده‌اند (Weaver and Tarney, 1984). مقایسه این نسبت‌ها برای توده‌های آذرین درونی زاجکان ($Zr/Nb = 1.6 - 6.3$; $Th/Nb = 0.36 - 1.08$; $Ba/Nb = 21.06 - 47.8$; $La/Nb = 8.9 - 13.3$; $Th/La = 0.19 - 0.81$; $Ba/La = 19.4 - 40.9$)، نشان‌دهنده گرایش آنها به ترکیب حد واسط مذاب‌های جدا شده از گوشته غنی شده و پوسته است. به باور DePaolo و Daley (۲۰۰۰)، نسبت La/Nb در ماگماهای جدا شده از گوشته سنگ‌کره‌ای بیشتر از یک است؛ اما این نسبت در ماگماهای جدا شده از سست‌کره عموماً نزدیک به ۰/۷ است. در نمونه‌های بررسی شده، این نسبت برابر با ۸/۹ تا ۱۳/۳ است و نشان‌دهنده پیدایش ماگمای نخستین از ذوب‌بخشی گوشته سنگ‌کره‌ای است.

در پهنه‌های فرورانشی، میزان Th افزایش می‌یابد؛ اما نسبت Th/Ta در سنگ‌های مرتبط با فرورانش در مرز فعال قاره‌ها نزدیک به ۲۰-۶ است (Gorton and Schandle, 2000). این نسبت برای توده‌های آذرین درونی زاجکان برابر با ۴/۹ تا ۲۳/۶ است. این نکته شاید نشان‌دهنده پیدایش سنگ‌های منطقه زاجکان در پهنه فرورانشی مرز فعال قاره‌ای باشد. توده‌های آذرین درونی زاجکان از عنصرهای HFSE تهی هستند و نسبت Nb/Y در آنها برابر با ۱/۶-۰/۸ (میانگین: ۱/۲۷) است. نسبت‌های Nb/Y (۰/۳۲ تا ۱/۷۲) از ویژگی سنگ‌هایی است که در کمان‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش پدید می‌آیند

ذوب بخشی سنگ کره گوشته‌ای غنی شده را به دنبال داشته و مذاب پتاسیم بالای کمان ماگمایی طارم- هشتجین در طول ائوسن بالایی را پدید آورده است. نازک شدن پوسته به همراه بالآمدن مواد داغ سست کره کمان ماگمایی طارم- هشتجین چه بسا به آسانی ذوب بخشی گوشته ناهمگن متاسوماتیزه را به دنبال داشته و ماگمای نخستین بازیک را پدید آورده است. در ادامه، ماگمای یادشده در پی فرایند جدایش ماگمایی، طیف گسترده‌ای از سنگ‌ها شامل گابرو تا گرانودیوریت (بیشتر پیروکسن کوارتز مونزونیت و کوارتز مونزونودیوریت و پیروکسن کوارتز مونزونیت) را پدید آورده است.

سپاس‌گزاری

نگارندگان از پشتیبانی‌های مالی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش سپاس‌گزاری می‌کنند. همچنین، از راهنمایی‌های علمی ارزنده داوران گرامی برای غنای بیشتر مقاله، بسیار سپاس‌گزارند.



شکل ۱۱- جایگاه نمونه‌های منطقه زاجکان روی نمودار LaN/SmN در برابر TbN/YbN (Wang et al., 2002)

برداشت

یافته‌های این پژوهش نشان می‌دهند توده آذرین درونی زاجکان در بردارنده گابرو، پیروکسن کوارتز مونزونودیوریت، پیروکسن کوارتز مونزونیت و گرانودیوریت با سرشت کالک‌آلکان پتاسیم بالا است. ماگمای مافیک نخستین توده‌های آذرین درونی زاجکان از ذوب بخشی سنگ کره گوشته‌ای متاسوماتیسم شده در پی فرایند فروانش و شاید در یک پهنه پس از برخورد پدید آمده است. در محیط کششی پس از برخورد، بی‌هنجاری دمایی پدیدآمده از بالا آمدن سست کره،

منابع

- Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z. and Castro, A. (2015) Petrogenesis and U-Pb dating (SHRIMP) of Tarom intrusions. *Geosciences, Scientific Quarterly Journal* 95: 3-20 (in Persian).
- Barbarin, B. (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46: 605- 626.
- Bazargani Guilani, K. and Parchekani, M. (2010) Metallogenic Properties of Barik-Ab Pb-Zn (Cu) Ore Deposit with Acidic Tuff Host-Rock, west Central Alborz, NW Iran. *Geosciences, Scientific Quarterly Journal* 78: 97-104 (in Persian).
- Bitencourt, M. F. and Nardi, L. V. S. (2004) The role of xenoliths and flow segregation in the genesis and evolution of the Paleoproterozoic Itapema Granite, a crustally derived magma of shoshonitic affinity from southern Brazil. *Lithos* 73: 1-19.
- Bonin, B. (2004) Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. *Lithos* 78: 1-24.
- Cameron, B. I., Walker, J. A., Carr, M. J., Patino, L. C., Matias, O. and Feigenson, M. D. (2003) Flux versus decompression melting at stratovolcanoes in southeastern Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 119: 21-50.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I- and S-type granites in Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 83: 1- 26.
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. and Chappell, B. W. (1982) Nature and origin of

- A- type granites with particular reference to south eastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80: 189-200.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) The interpretation of igneous rocks. Unwin Hyman, London, UK.
- Dehghani, G. A. and Makris, J. (1984) The gravity field and crustal structure of Iran. *Neues Jahrbuch Für Geologie Und paläontologie Abhandlungen* 168: 215- 229.
- DePaolo, D. J. and Daley, E. E. (2000) Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. *Chemical Geology* 169: 157-185.
- Esmaeli, M., Lotfi, M. and Nezafati, N. (2015) Fluid inclusion and stable isotope study of the Khalyfehlou copper deposit, Southeast Zanjan, Iran. *Arabian Journal of Geosciences* 8: 9625-9633.
- Fitton J. G., James D., Kempton P. D., Ormerod D. S. and Leeman W. P. (1988) The role of lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic basic magmas in the western United States. *Journal of Petrology, Special Volume 1*: 331-349.
- Foley, S. and Peccerillo, A. (1992) Potassic and ultrapotassic magmas and their origin. *Lithos* 28: 181-185.
- Foley, S. F. and Wheler, G. E. (1990) Parallels in the origin of the geochemical signature of island arc volcanic rocks and continental potassic igneous rocks: The role of titanites. *Chemical Geology* 85: 1-18.
- Furman, T. and Graham, D. (1999) Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Lithos* 48: 237-262.
- Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Azizi, H., Wilkinson, C. M. and Ganerød, M. (2015) Geochemistry and geochronology of the volcano-plutonic rocks associated with the Glojeh epithermal gold mineralization, NW Iran. *Open Geosciences* 7: 207-222.
- Ghasemi Siani, M. (2014) Timing and origin of the epithermal veins and geochemical zoning in the Glojeh district, Iran. Ph. D. thesis, Geosciences Department, Kharazmi University, Tehran, Iran (in Persian).
- Ghorbani, M. (2013) The economic geology of Iran: Mineral deposits and natural resources. Springer Dordrecht Heidelberg.
- Gorton, M. P. and Schandle, E. S. (2000) From continental to island arc: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canadian Mineralogist* 38: 1065-1073.
- Hajalilou, B. (1999) Tertiary Metallogeny in Western Alborz- Azarbaijan (Mianeh-Siahroud) with special attitude on Hashtjin area. Ph. D. thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran (in Persian).
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F. (2007) Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th-Co Discrimination Diagram. *Journal of Petrology* 48: 2341-2357.
- Hawkesworth, C. J., Turner, S. P., Mcdermott, F., Peate, D. W. and Van Calsteren, P. (1997) U-Th isotopes in arc magmas: implications for element transfer from the subducted crust. *Science* 276: 551-555.
- Hofmann, A. W. (1988) Chemical differentiation of the earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90: 297-314.
- Hosseini, M., Mousavi, E. and Rasouli Jomadi, F. (2016) Explanatory text of Abhar. Geological Quadrangle Map 1:100000, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

- Hosseinzadeh, M. R., Maghfouri, S., Moayyed, M. and Rahmani, A. (2016) Khalifehlu deposit: high sulfidation epithermal Cu-Au mineralization in the Tarom magmatic zone, north Khoram dareh. *Geosciences, Scientific Quarterly Journal* 99: 179-194 (in Persian).
- Hosseinzadeh, M. R., Maghfouri, S., Moayyed, M., Lotfeghnia, M. and Hajsililou, B. (2015) Petrology, geochemistry and alteration at the polymetallic (Cu-Pb-Zn) vein and veinlet mineralization in the Luin-Zardeh area, NE Zanjan. *Geosciences, Scientific Quarterly Journal* 96: 41-52 (in Persian).
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science* 8: 523-276.
- Jiang, Y. H., Liu, Z., Jia, R. Y., Liao, S. Y., Zhou, Q. and Zhao, P. (2012) Miocene potassic granite-syenite association in western Tibetan Plateau: Implications for shoshonitic and high Ba-Sr granite genesis. *Lithos* 134-135: 146-162.
- Kamber, B. S., Ewart, A., Collerson, K. D., Bruce, M. C. and McDonald, G. D. (2002) Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models: Contributions to Mineralogy and Petrology 144: 38- 56.
- Khanmohammadi, N., Khakzad, A. and Izadyar, J. (2010) Mineralogical, structural and textural studies and genesis of Zaker iron- apatite deposit (NE Zanjan). *Geosciences, Scientific Quarterly Journal* 76: 119-126 (in Persian).
- Kouhestani, H., Mokhtari, M. A. A., Chang, Z. and Johnson, C. A. (2018) Intermediate sulfidation type base metal mineralization at Aliabad-Khanchy, Tarom-Hashtjin metallogenic belt, NW Iran. *Ore Geology Reviews* 93: 1-18.
- Kouhestani, H., Mokhtari, M. A. A., Qin, K. and Zhao, J. (2019) Fluid inclusion and stable isotope constraints on ore genesis of the Zajkan epithermal base metal deposit, Tarom-Hashtjin metallogenic belt, NW Iran. *Ore Geology Reviews* 109: 564-584.
- Kuster, D. and Harms, U. (1998) Post- collisional potassic granitoids form the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos* 45: 177-195.
- López-Moro, F. J. and López-Plaza, M. (2004) Monzonitic series from the Variscan Tormes Dome (Central Iberian Zone): petrogenetic evolution from monzogabbro to granite magmas. *Lithos* 72: 19-44.
- Ma, L., Jiang, S., Hou, M., Dai, B., Jiang, Y., Yang, T., Zhao, K., Wie, P., Zhu, Z. and Xu, B. (2014) Geochemistry of early cretaceous calc-alkaline lamprophyres in the Jiaodong Peninsula: Implication for lithospheric evolution of the eastern North China craton. *Gondwana research* 25: 859-872.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643.
- McDonough, W. F. and Sun, S. S. (1995) Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.
- Mehrabi, B., Ghasemi Siani, M., Goldfarb, R., Azizi, H., Ganerod, M and Marsh, E. E. (2016) Mineral assemblages, fluid evolution and genesis of polymetallic epithermal veins, Glojeh district, NW Iran. *Ore Geology Reviews* 78: 41-56.
- Mehrabi, B., Taleh Fazel, A., Ghasemi Syani, M. and Egbali, M. A. (2009) Investigation on genesis and formation condition of Glujeh Cu- Au vein deposit (north of Zanjan) based on mineralogical, geochemistry and Fluid inclusion evidences. *Journal of Science (University of Tehran)* 35(4): 185-199 (in Persian).
- Moayyed, M. (2001) Petrological studies of western Alborz- Azarbaijan Tertiary volcano-plutonic belt with emphasis on Hashtjin area. Ph. D. thesis, Shahid Beheshti University,

- Tehran, Iran (in Persian).
- Mokhtari, M. A. A., Kouhestani, H. and Saiedi, A. (2016) Investigation on type and origin of copper mineralization at Aliabad Mousavi- Khanchy occurrence, east of Zanjan, using petrological, mineralogical and geochemical data. *Geosciences, Scientific Quarterly Journal* 100: 259-270 (in Persian).
- Morata, D., Oliva, C., Cruz, R. and Suarz, M. (2005) The Bandurrias Gabbro: Late Oligocene alkaline magmatism in the Patagonian Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences* 18: 147-162.
- Muller, D. and Groves, D. I. (1997) Potassic igneous rocks and associated gold copper mineralization. 2nd edition, Springer, Verlag, Berlin.
- Nabatian, G., Ghaderi, M. and Honarmand, M. (2016b) Petrography and mineral chemistry of Tarom plutonic complex, NE Zanjan. *Iranian Journal of Petrology* 26: 99-116 (in Persian).
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Corfu, F., Neubauer, F., Bernroider, M., Prokofiev, V. and Honarmand, M. (2014a) Geology, alteration, age and origin of iron oxide-apatite deposits in Upper Eocene quartz monzonite, Zanjan district, NW Iran. *Mineralium Deposita* 49: 217-234.
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Neubauer, F., Honarmand, M., Xiaoming, L., Dong, Y., Jiang, S. H., Quadt, A. and Bernroider, M. (2014b) Petrogenesis of Tarom high-potassic granitoids in the Alborz-Azarbaijan belt, Iran: Geochemical, U-Pb zircon and Sr-Nd-Pb isotopic constraints. *Lithos* 184-187: 324-345.
- Nabatian, G., Jiang, S. Y., Honarmand, M. and Neubauer, F. (2016a) Zircon U-Pb ages, geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Tarom-Olya pluton, Alborz magmatic belt, NW Iran. *Lithos* 244: 43-58.
- Nabavi, M. H. (1976) Introduction to geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Naderi, M. (2011) Petrology of quartz monzonitic intrusion at the southern range of Tarom sub-zone, east of Zanjan. M. Sc. thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran (in Persian).
- Nazari Nia, A., Rashidenejhad Omran, N., Aghazadeh, M. and Arvin, M. (2014) Petrology and geochemistry of quartz monzonite intrusion at the Tarom sub-zone, NE Zanjan. *Iranian Journal of Petrology* 20: 91-106 (in Persian).
- Pearce, J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate margins. In: *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks* (Ed. R.S. Thorpe) 525-548. Wiley, New York, US.
- Pearce, J. A. and Parkinson, I. J. (1993) Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: *Magmatic Processes and Plate Tectonics* (Eds. Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N. B. W. and Neary, C. R.) Special Publications 76:373-403. Geological Society, London, UK.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-125.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Rahmani, S., Abedian, N. and Mokhtari, M. A. A. (2004) Geology and Genesis of iron oxide-apatite deposits in Tarom zone (Zanjan). In proceeding of the 23th Symposium on Geosciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Ramezani, J. and Tucker, R. D. (2003) The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science* 303: 622-665.

- Rollinson, H. R. (1993) Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation. Longman, Singapore.
- Saiedi, A., Mokhtari, M. A. A. and Kouhestani, H. (2018) Petrology and geochemistry of intrusive rocks at Khanchay- Aliabad region (Tarom sub-zone, East of Zanjan). Iranian Journal of Petrology 33: 207-229 (in Persian).
- Shelly, D. (1993) Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Chapman and Hall, London, UK.
- Stöcklin, J. and Eftekhārnezhdād, J. (1969) Explanatory of Zanjan. Geological Quadrangle Map 1:250000, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Temel, A., Gondogdu, M.N. and Gourgaud, A. (1998) Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high K- calc alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research 85: 327-357.
- Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., Van Calsteren, P. and Deng, W. (1996) Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan, Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and source of ocean island basalts. Journal of Petrology 37: 45-71.
- Vetrin, V. R. and Rodionov, N. V. (2008) Sm-Nd Systematics and petrology of post-orogenic Granitoids in the Northern Baltic Shield. Geochemistry International 46: 1090-1106.
- Villaseca, C., Barbero, L. and Rogers, G. (1998) Crustal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints. Lithos 43: 55-79.
- Wang, K., Plank, T., Walker, J. D. and Smith, E. I. (2002) A mantle melting profile across the basin and range, SWUSA. Journal of Geophysical Research 107: ECV 5-1–ECV 5-21.
- Wang, K. L. and Chung, S. L. (2004) Geochemical constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the northern Taiwan region. Journal of Petrology 45: 975-1011.
- Weaver B. L. and Tarney J. (1984) Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. Nature 310: 575-577.
- Wilson, M. (1989) Igneous Petrogenesis. Chapman and Hall, London, UK.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviation for names of rock- forming minerals. American Mineralogist 95: 185-187.
- Wright, J. B. and McCurry, P. (1997) Geochemistry of calc-alkaline volcanic in northwestern Nigeria, and a possible PAN- AFRICAN suture zone. Earth and Planetary Science Letters 37: 90-96.
- Wu, F., Jahn, B., Wildec, S. A., Lod, C. H., Yuie, T. F., Lina, Q., Gea, W. and Suna, D. (2003) Highly fractionated I-type granites in NE China II: isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. Lithos 67: 191-204.
- Xiao, L. and Clemens, J. D. (2007) Origin of potassic (C-type) adakite magmas: experimental and field constraints. Lithos 95: 399-414.
- Yasami, N., Ghaderi, M., Mokhtari, M. A. A. and Mousavi Motlagh, S. H. (2018) Petrogenesis of the two phases of intrusive rocks at Chodarchay, NW Iran: using trace and rare earth elements. Arabian Journal of Geosciences 11: 605.