

Petrology of volcanic rocks from Khan- Ghohestan area (Northeast of Birjand, East of Iran)

Mohammad Hossein Yousefzadeh ^{1*}, Fatemeh Fanoodi ¹ and Golamreza Fotoohi Rad ²

¹ Department of Geology, Faculty of Science, University of Birjand, Birjand, Iran

² Department of Mining Engineering, Faculty of Engineering, University of Birjand, Birjand, Iran

Abstract

The Tertiary volcanic rocks in the Khan area have vast outcrops and alternatively include of lava and pyroclastic rocks. The composition of most lavas are dacite, andesite and basaltic trachyandesite with medium potassium calc-alkaline nature. The most phenocrysts in these rocks include oscillatory chemical zonal plagioclases with andesine to oligoclase composition, hornblende, pyroxene, and quartz with apatite as a common accessory mineral. The most important textures of these rocks are porphyritic with microgranular and microlitic matrix, glomeroporphyritic, flow and vesicular. The essential mineral textures are sieve, gulf corrosion and zoning, which point to inequilibrium and magma mixing processes during magma ascension. Depletion of Ti and Nb of these rocks can be indication of magmatism of subduction zone. Nb negative anomaly in the rocks under study is indicator of continental rocks and may be related to crustal involvement in magmatic processes. Based on normalized spider diagrams for rare and rare earth elements, depletion of incompatible elements with high ionic potential such as Ti, Nb, P and Zr in the studied samples can be attributed to magmatism of subduction zone and may be ascribed to the presence of an enriched and metasomatized mantle source by subduction processes and also the occurrence of amphibole and high oxygen fugacity in the magma. Based on the interpretation of tectono-magmatic diagrams, the study volcanic rocks are related to active continental margin subduction zone.

Key words: andesite, calc-alkaline, active continental margins, mantle source, Khan–Ghohestan, Lut Block

* mhyousefzadeh@birjand.ac.ir

سنگ‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی منطقه خوان - قهستان (شمال خاوری بیرجند، خاور ایران)

محمدحسین یوسفزاده^{۱*}، فاطمه فنودی^۱ و غلامرضا فتوحی‌راد^۲

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

^۲ گروه مهندسی معدن، دانشکده مهندسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی ترشیری در منطقه خوان گسترش بسیاری دارند و دربردارنده تنوعی از سنگ‌های گدازه‌ای و آذرآواری هستند. گدازه‌ها بیشتر دربردارنده داسیت، آندزیت و تراکی آندزیت بازالتی هستند و سرشت کالک‌آلکالن (پتاسیم متوسط) دارند. بلورهای پلاژیوکلاز (با منطقه‌بندی شیمیایی نوسانی و ترکیب آندزین تا الیگوکلاز)، هورنبلند، کوارتز و پیروکسن فراوان‌ترین درشت‌بلورهای این سنگ‌ها هستند. آپاتیت کانی فرعی این سنگ‌هاست. بیشتر بافت‌های این سنگ‌ها پورفیریستیک با زمینه میکروگرانولار و میکروولیتی، گلوپورپورفیریستیک، جریان‌ی و حفره‌ای هستند. بافت غربالی، خوردگی خلیجی و منطقه‌بندی از بافت‌های کانیایی آنها بوده و نشان‌دهنده نبود تعادل و آرایش ماگما در هنگام بالآمدن است. تهی‌شدگی سنگ‌های منطقه از Nb و Ti، همانندی آنها با ماگماتیسیم پهنه فروانش را نشان می‌دهد. بی‌هنجاری منفی Nb در سنگ‌های منطقه، ویژگی سنگ‌های قاره‌ای است و نشان‌دهنده مشارکت پوسته‌ای در فرایندهای ماگمایی است. برپایه نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده عناصر کمیاب و نادر خاکی، تهی‌شدگی نمونه‌های بررسی شده از عناصر ناسازگار با پتانسیل یونی بالا (مانند: Nb، Ti، Zr و P) پیامد ماگماتیسیم وابسته به پهنه فروانش، خاستگاه گوشته‌ای متاسوماتیزه و غنی شده در پی فرایندهای فروانش و از سوی دیگر، دارابودن آمفیبول و نیز بالابودن فوگاسیته اکسیژن در ماگماست. برپایه نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی ماگما، سنگ‌های آتشفشانی منطقه در پهنه فروانش حاشیه قاره‌ای فعال پدید آمده‌اند. واژه‌های کلیدی: آندزیت، کالک‌آلکالن، حاشیه فعال قاره‌ای، خاستگاه گوشته‌ای، خوان - قهستان، بلوک لوت

مقدمه

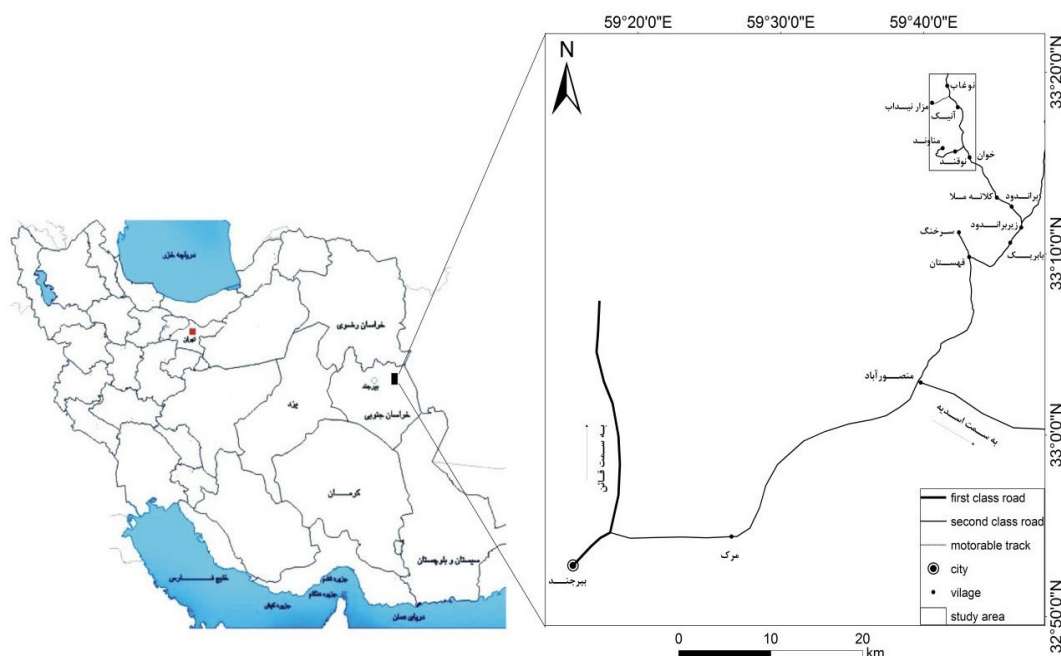
طول‌های جغرافیایی خاوری ۴۰' ۵۹° تا ۴۳' ۵۹° و عرض‌های جغرافیایی شمالی ۱۴' ۳۳° تا ۲۰' ۳۳° است. همچنین، در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سرچاه این

منطقه خوان - قهستان در نزدیک به ۹۰ کیلومتری شمال خاوری بیرجند (۳۰ کیلومتری قهستان) و میان

* mhyousefzadeh@birjand.ac.ir

دربدارنده سنگ‌های آتشفشانی ترشیری است. تناوب سنگ‌های گدازه‌ای و آذرآواری گستره چشمگیری را در بر گرفته است. این سنگ‌ها با رسوب‌های جوان کواترنری پوشیده شده‌اند. برپایه داده‌های نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سرچاه، سنگ‌های آتشفشانی ترشیری و آذرآواری‌های مرتبط با آنها از سنگ‌های این منطقه هستند (Omrani and Nazary, 2002).

منطقه در شمال‌خاوری بیرجند (Omrani, ۲۰۰۲) و در جنوب‌خاوری نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ قاینات (Eftekharneshad, 1991) در استان خراسان جنوبی در خاور ایران) جای گرفته است. مهم‌ترین راه دسترسی به منطقه از راه بیرجند- قهستان- خوان است (شکل ۱). این منطقه در کرانه شمال‌باختری ایالت ساختاری سیستان و شمال‌خاوری پهنه لوت جای دارد و



شکل ۱- نقشه راه‌های دسترسی به منطقه منطقه خوان- قهستان در شمال‌خاوری بیرجند (خاور ایران) (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سرچاه: Omrani, ۲۰۰۲)

کالک‌آلکالن و وابسته به حاشیه قاره‌ای فعال است. بررسی‌های Mohammadi و همکاران (۲۰۱۱) در منطقه حسین‌آباد (جنوب‌باختری بیرجند) نشان می‌دهد سنگ‌های آتشفشانی ترشیری منطقه از سری ماگمایی کالک‌آلکالن با ویژگی آداکیتی هستند و خاستگاهی گارنت آمفیبولیتی دارند.

یافته‌های Sabzehei و Yousefzadeh (۲۰۱۲a) نشان می‌دهد آندزیت، داسیت، آندزیت‌داسیتی، تراکی‌آندزیت، آندزیت بازالتی و

این منطقه، بخشی از مجموعه جوش‌خورده پدیدآمده از برخورد پهنه لوت با بلوک افغان است و به نام زمین درز سیستان شناخته می‌شود (Tirrul et al. 1983).

برپایه بررسی‌های Fotoohi Rad (۲۰۰۴) حرکت بلوک لوت به‌سوی بلوک افغان، در پی فروروانش سنگ‌کرده اقیانوسی به‌سوی خاور است.

برپایه پیشنهاد Elah Pour و همکاران (۲۰۱۱)، سرشت آتشفشانی‌های ترشیری در شمال‌خاوری بیرجند،

دارند (شکل ۲). در بسیاری از توده‌های منطقه خوان- قهستان، درزه‌ها و شکستگی‌ها، استحکام نخستین سنگ‌ها را از میان برده‌اند و از این‌رو، سنگ‌ها بسیار دچار دگرسانی شده‌اند. سیستم شکستگی‌های سیستماتیک درزه‌ای منظم بوده و فرسایش پلکانی در آندزیت‌ها را در پی داشته است. رخنمون پیروکسن آندزیت‌ها در بخش‌های خاوری تا باختری منطقه خوان دیده می‌شود. رنگ این سنگ‌ها تیره‌تر از آندزیت و خاکستری تیره است. داسیت‌ها در بخش‌های شمال‌خاوری منطقه به‌صورت ساخت‌های ستونی دیده می‌شوند. در برخی بخش‌ها، آذرآواری‌ها در زیر گنبد‌های داسیتی به چشم می‌خورند. این آذرآواری‌ها کهن‌تر از داسیت‌ها هستند و در پی فرسایش بسیار، گاه به رنگ تیره هم دیده می‌شوند. سیستم‌های گسلی و درزه‌ای، بر فرایندهای دگرسانی و فرسایشی افزوده است؛ به‌گونه‌ای که آبراهه‌ها و دره‌ها در راستای آنها پدید آمده‌اند. در منطقه خوان- قهستان، گسل‌خوردگی و شکستگی‌های پیچیده، بسیار بیشتر از چین‌خوردگی‌ها دیده می‌شوند.

روش انجام پژوهش

برای شناسایی مجموعه سنگ‌های منطقه و روابط صحرایی آنها، نخست بررسی‌های صحرایی انجام شد و سپس شمار ۸۵ مقطع نازک ساخته و ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی آنها بررسی شد. برای بررسی‌های شیمیایی شمار ۱۰ نمونه که دربرگیرنده همه واحدهای سنگی منطقه بود به روش ICP (برای عنصرهای اصلی) و ICP-MS (برای عنصرهای فرعی و کمیاب) در آزمایشگاه ACME کشور کانادا تجزیه شیمیایی شده‌اند. از نرم‌افزارهای CorelDraw، GCDkit، Minpet و ArcGIS برای رسم نقشه‌ها و نمودارها بهره گرفته شد.

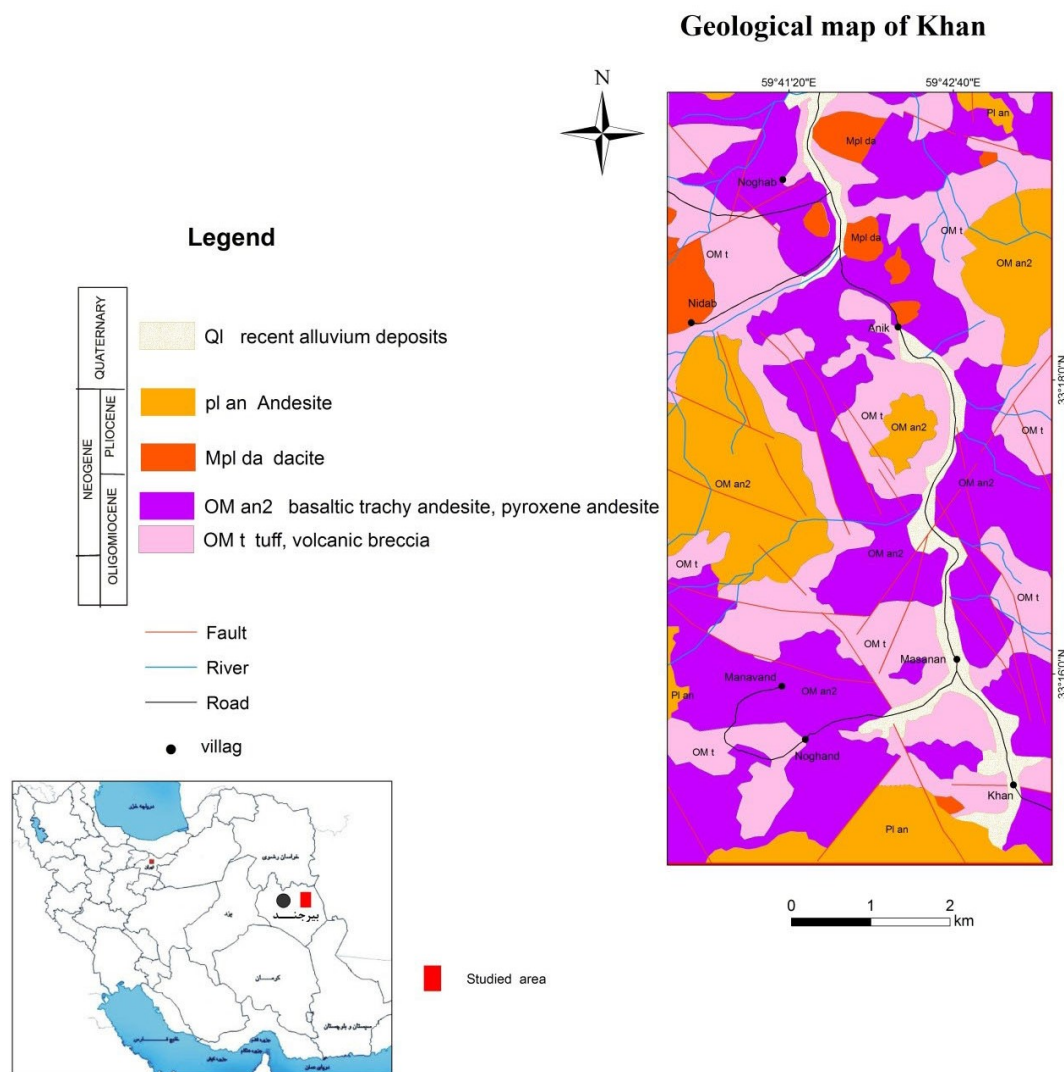
ریولیت از سنگ‌های آتشفشانی منطقه بیرجند-خوسف بوده و سری ماگمایی آنها کالک‌آلکالن است. پهنه پیدایش این سنگ‌ها با حاشیه فعال قاره‌ای همخوانی دارد. داسیت‌ها و آندزیت‌های داسیتی این منطقه برونوم‌های گوناگون آمفیبولیتی و متاپلیتی دارند.

در بررسی‌های Sabzehei و Yousefzadeh (۲۰۱۲b) سن سنگ‌های آتشفشانی منطقه بیرجند - خوسف ترشیری (ائوسن - الیگوسن) دانسته شده است.

در راستای بررسی پیدایش و پیشینه زمین‌شناسی خاور کشور، این پژوهش به بررسی زمین‌شیمی و سنگ‌شناسی این سنگ‌های آتشفشانی می‌پردازد.

زمین‌شناسی منطقه

برپایه نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ سرچاه، سنگ‌های آتشفشانی منطقه خوان- قهستان سن الیگو-میوسن دارند (Omrani, 2002). در این زمان، در پی فرایندهای کششی اندک، بخشی از ماگماتیسم این زمان به‌صورت روانه‌های گدازه‌ای شده است. روانه‌های الیگو-میوسن داسیتی و گدازه‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی هستند و همراهانی از سنگ‌های آذرآواری دارند. نهشته‌های آذرآواری در منطقه حجم چشمگیری دارند. این نهشته‌ها در مرحله‌های نخستین و انفجاری فرایندهای آتشفشانی در منطقه پدید آمده‌اند. رخنمون‌های فراوانی از تراکی آندزیت‌های بازالتی در بلندی‌های خاوری روستاهای خوان و انیک و جنوب‌باختر روستاهای مناوند و ماسنان به‌صورت سنگ‌های گدازه‌ای سرخ‌رنگ دیده می‌شوند. در برخی بخش‌ها، تراکی آندزیت‌های بازالتی به رنگ خاکستری تیره و دانه‌ریز برونزد دارند. در کل، آندزیت‌ها بیشترین گستردگی را در جنوب منطقه



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه خوان- قهستان در شمال‌خاوری بیرجند (خاور ایران) (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سرچاه؛ Omrani, ۲۰۰۲)

سنگ‌نگاری

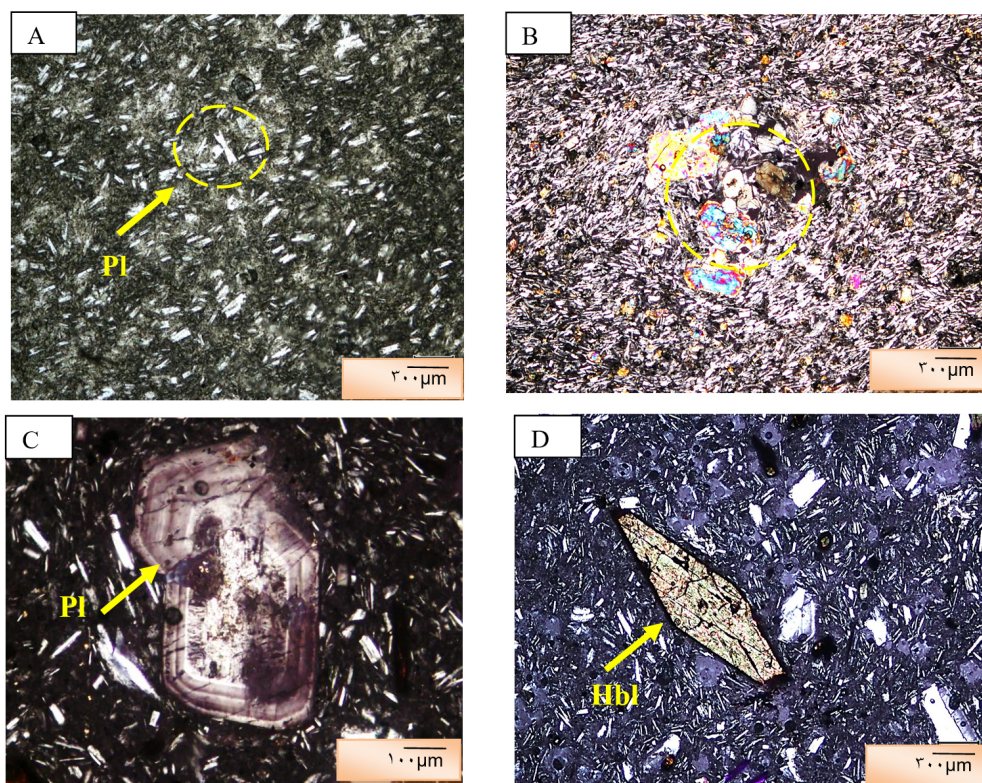
۱- تراکی‌آندزیت بازالتی

رخنمون‌های فراوانی از تراکی‌آندزیت بازالتی در بلندی‌های جنوب‌باختری و خاور منطقه، به رنگ‌های خاکستری تیره و یا سرخ دیده می‌شوند. این سنگ‌ها بافت‌های دانه‌ریز (میکروکریستالین)، پورفیریتیک با خمیره ریزدانه تا نهان‌بلورین و میکروولیتی دارند. اختلاف بسیار و ناگهانی میان اندازه فنوکریست‌ها و زمینه را پیامد تبلور مرحله‌ای می‌دانند؛ به گونه‌ای که بلورهای درشت در ژرفا

پدید می‌آیند و نشان‌دهنده مراحل نخستین تبلور هستند (Shelly, 1993). میکروولیت‌های پلاژیوکلاز گاه بافت جریان‌ی نشان می‌دهند (شکل ۳- A). برپایه پیشنهاد Hyndman (۱۹۸۵)، علت پیدایش بافت غالب میکروولیتی در این سنگ‌ها را این‌گونه دانست که ماگمای سازنده این سنگ‌ها مواد فرار داشته و هنگام حرکت به‌سوی بالا، با آب‌های زیرزمینی برخورد کرده است. این ویژگی به آنها کمک می‌کند به‌صورت جریان‌ی پدید آیند. انباشتگی بلورهای کلینوپیروکسن (اوژیت) نیز پیدایش بافت

ماگما با یکدیگر برخورد می‌کنند و چنانچه شبکه بلوری آنها با یکدیگر موازی باشد و یا در جهت ماکلی مناسب قرار گیرند، به یکدیگر می‌چسبند و گلومرول‌ها را پدید می‌آورند (Shelley, 1993).

گلوپروپورفیریتیک را در پی داشته است (شکل ۳- B). این بافت پیامد انباشتگی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن در زمینه‌ای از ریزبلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و کانی‌های کدر است. بلورها هنگام بالا آمدن



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی (XPL) از تراکی‌اندزیت‌های بازالتی منطقه خوان (شمال‌خاوری بیرجند). (A) بافت‌های میکروولیتی جریان، دو سر چنگالی و کروات در پلاژیوکلازها؛ (B) بافت گلوپروپورفیریتیک پدیدآمده از انباشتگی درشت‌بلورهای کلینوپروکسن؛ (C) بافت غربالی و منطقه‌بندی شیمیایی در پلاژیوکلاز؛ (D) هورنبلندهایی با حاشیه‌های اپاسیتی و بافت پورفیریتیک

کانی گاه کناره‌های خلیجی شکل و بافت غربالی (همگن) و با منطقه‌بندی دارد (شکل ۳- C). بافت غربالی پیامد تغییرات دمایی و شیمیایی بلوری است که در تماس با مذاب است. این بافت چه‌بسا در پی انتقال بلور به بخش دیگری از ماگما، یا پیدایش جریان مذاب در میان بلورهای که زودتر پدید آمده‌اند و یا جدایش بلوری پیشرونده مذاب پدید می‌آید (Reubi, 2002; Arvin *et al.*, 2003). در برخی مقطع‌ها، میکروولیت‌های پلاژیوکلاز در زمینه، بافت دو سر چنگالی دارند (شکل ۳- A). این بافت نشان

پلاژیوکلاز و پتاسیم‌فلدسپار (سانیدین) کانی‌های اصلی هستند؛ اما هورنبلند، کلینوپروکسن و بیوتیت نیز به مقدار کمتر یافت می‌شوند. پلاژیوکلازها نزدیک به ۵۵ تا ۶۰ درصد حجمی کل سنگ را در بر گرفته‌اند و برپایه زاویه خاموشی (روش میشل لوی) در محدوده الیگوکلاز تا آندزین جای می‌گیرند. این کانی به دو صورت فنوکریست شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و میکروولیتی در خمیره سنگ دیده می‌شود. پلاژیوکلاز با بزرگی چند دهم میلیمتر تا سه میلیمتر، فراوان‌ترین کانی سازنده این سنگ‌هاست. این

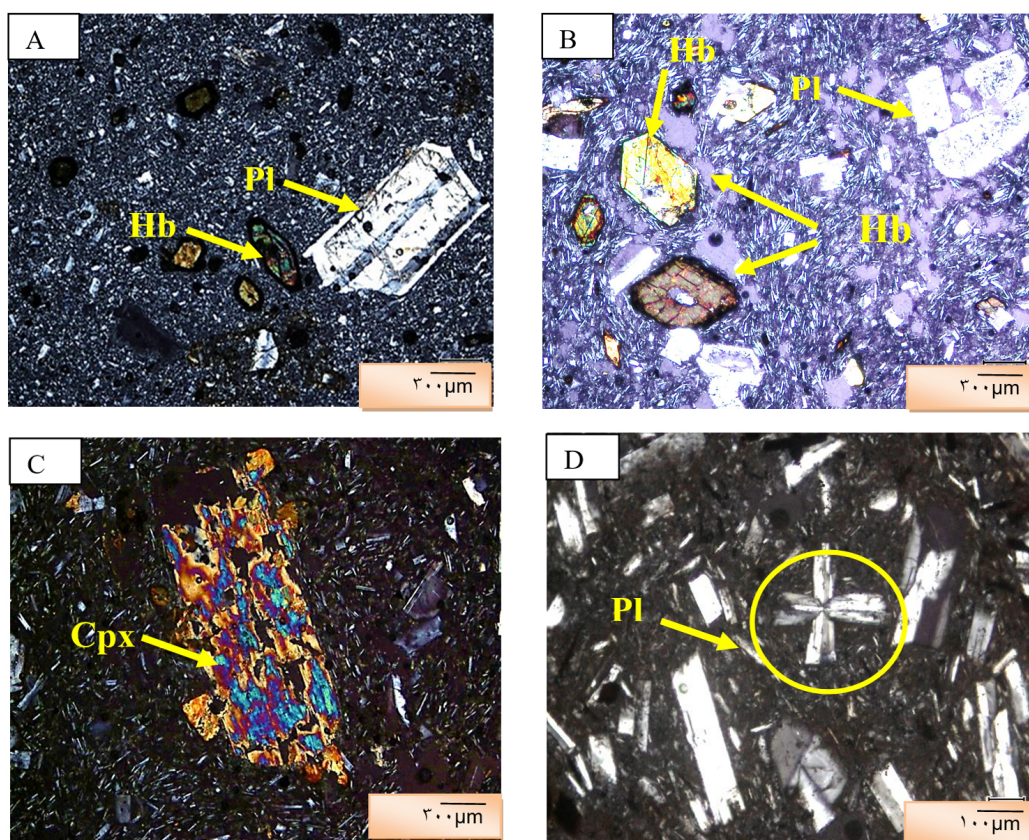
را کاهش می‌دهد و آنها را دستخوش واجذبی می‌کند؛ از این رو، حاشیه‌های سیاه رنگی در گرداگرد بلورهایمانند هورنبلند پدید می‌آیند (Devine and Sigurdsson, 1995).

آندزیت

آندزیت فراوان‌ترین واحد سنگی در منطقه خوان است که به صورت گدازه‌ای و آذرآواری‌های مرتبط، در بخش‌های مرکزی، خاور و باختر منطقه رخنمون دارد. بافت غالب در آندزیت‌ها، پورفیریتیک با خمیره دانه‌ریز تا نهان‌بلور و گاه خمیره میکروولیتی است (شکل ۴- A).

می‌دهد نرخ سردشدن ماده مذاب بسیار پرشتاب بوده است (Lofgeron, 1980). همچنین، برپایه بررسی‌های Mislanker و همکاران (۲۰۰۱)، سردشدگی، جریان سیالی، ترکیب مایع، سرعت هسته‌بندی و رشد، هسته‌بندی ناهمگون و ته‌نشینی یا شناوری بلورها از سازوکارهایی هستند که بافت میکروولیت‌های پلاژیوکلاز (مانند: بافت دو سر چنگالی) را کنترل می‌کنند.

هورنبلندها حاشیه اپاسیتی دارند (شکل ۳- D). حاشیه اپاسیتی پیامد واکنش‌های اکسیداسیون هنگام فوران بوده و بیشتر از کانی‌های تیتانومگنتیت، ایلمنیت و مگنتیت ساخته شده است (Plechov et al., 2006). افت فشار، گستره پایداری برخی کانی‌ها



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی (XPL) از آندزیت‌های منطقه خوان (شمال خاوری بیرجند). A) بافت پورفیریتیک با زمینه دانه‌ریز، درشت‌بلور پلاژیوکلاز با بافت غربالی و بلورهای هورنبلند با حاشیه اپاسیتی؛ B) چندرنگی قهوه‌ای روشن تا تیره هورنبلند و نیز بافت پورفیریتیک با زمینه میکروولیتی؛ C) درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن (اوژیت) در زمینه ساخته‌شده از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز؛ D) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی شیمیایی که از مرکز به کانی‌هانی رسی و کربنات کلسیم دگرسان شده‌اند

پرشتاب ماگما، کاهش ناگهانی فشار و نقش آرایش پوسته‌ای است (Housh and Luher, 1991). برپایه بررسی‌های Shelley (۱۹۹۳)، ماکل آلپیتی دیده‌شده در برخی بلورهای پلاژیوکلاز، همانند هم‌رشدی دو بلور هم ترکیب است که چه‌پسا نخستین یا ثانویه باشند. پیروکسن دومین کانی فراوان این سنگ‌هاست و نزدیک به ۱۵ تا ۲۰ درصد حجم این سنگ‌ها را در بر می‌گیرد. پیروکسن‌های این سنگ‌ها، از نوع کلینوپیروکسن (اوژیت) است. کانی‌های کدر و کانی‌های رسی کانی‌های ثانویه پدیدآمده از دگرسانی هستند. کربناتی‌شدن پیروکسن‌ها و پلاژیوکلازها از دگرسانی‌های رایج در این سنگ‌هاست. کلسیت از کانی‌های ثانویه‌ای است که در متن سنگ و به‌صورت رگه، در شکستگی‌های سنگ دیده می‌شود. فرایند آپاسیتی‌شدن در بلورهای منشوری هورنبلند دیده می‌شود و در برخی بلورها، تنها حاشیه آنها و در برخی دیگر، همه بلور با کانی‌های کدر جایگزین شده است. جایگزینی کانی پلاژیوکلاز با کانی رسی در سنگ‌های منطقه بسیار رایج است.

داسیت

رخمون گندهای داسیتی در بخش‌های شمالی و شمال‌خاوری منطقه دیده می‌شوند. بخش بالایی این گندها، ساخت‌های ستونی شگرفی را به نمایش می‌گذارند. رنگ این سنگ‌ها خاکستری روشن بوده و از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، کوارتز نیمه‌شکل‌دار و کمی آلکالی‌فلدسپار (سانیدین) ساخته شده‌اند. بافت این سنگ‌ها پورفیریتیک، با خمیره دانه‌ریز تا دانه متوسط و گاه میکرولیتیک است. جایگیری بلورهای درشت در زمینه‌ای از کانی‌های دانه‌ریز (میکرولیت) و یا شیشه نشان‌دهنده پیدایش فنوکریست‌ها در پی تبلور آهسته

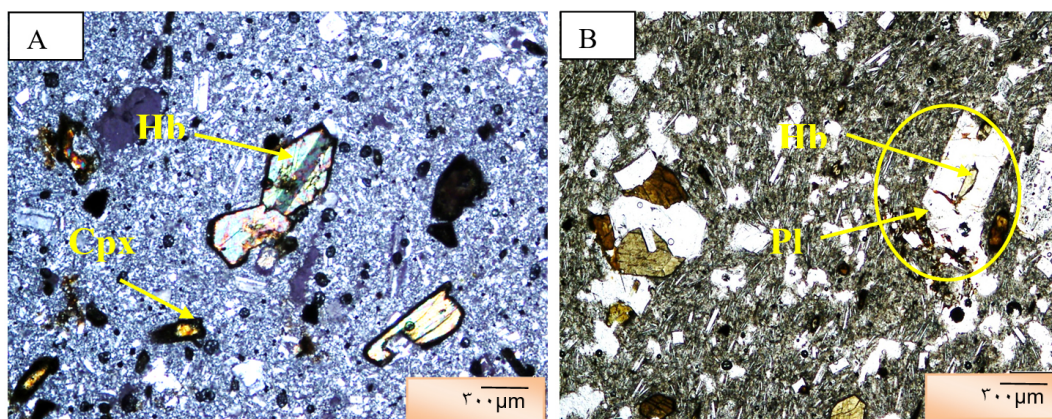
در برخی نمونه‌ها، بافت گلوپورفیریتیک و در برخی، بافت حفره‌ای نیز دیده می‌شود (اندازه حفره‌ها تا ۲ میلی‌متر). بافت حفره‌ای پیامد خروج مواد فرار و گازی است. گاه حفره‌ها از کانی‌های کربناته پر شده و بافت آمیگدالوئیدال را پدید آورده‌اند. پلاژیوکلاز اصلی‌ترین کانی سازنده آندزیت‌های منطقه است (شکل ۴- A). این کانی ۶۰ تا ۶۵ درصد حجم کل سنگ را در بر می‌گیرد. فراوانی این کانی نشان می‌دهد هنگام فوران ماگمای آندزیتی، پلاژیوکلاز فاز جامد گدازه بوده است (Housh and Luher, 1991). درباره علت پیدایش بافت غربالی (شکل ۴- A)، افزون بر نبود تعادل شیمیایی، بالا آمدن پرشتاب ماگما و کاهش ناگهانی فشار و آرایش پوسته‌ای پیشنهاد شده است (Raymond, 2002). در برخی نمونه‌ها، هورنبلند چندرنگی قهوه‌ای روشن تا تیره نشان می‌دهد (شکل‌های ۴- A و ۴- B)؛ اما در بیشتر نمونه‌ها، هورنبلند سبز دیده می‌شود. بلورهای ریز آپاتیت که کانی ویژه آندزیت‌های کوهزایی است (Kuno, 1969)، از کانی‌های فرعی این سنگ‌هاست.

پیروکسن آندزیت

پیروکسن آندزیت‌ها در بخش‌های خاوری و باختری منطقه دیده می‌شوند. رنگ این سنگ‌ها تیره‌تر از آندزیت و به رنگ خاکستری تیره است. بافت بیشتر آنها پورفیریتیک، میکرولیتیک و شیشه‌ای است. پلاژیوکلاز و پیروکسن کانی اصلی (شکل ۴- C) و هورنبلند کانی عادی این سنگ‌هاست. بلورهای پلاژیوکلاز گاه به شکل صلیب هم دیده می‌شوند (شکل ۴- D). برخی پلاژیوکلازها لبه‌های گردشده دارند که پیامد جذب دوباره ناقص، نبود تعادل شیمیایی، بالا آمدن

(الیگوکلاز - آندزین) جای می‌گیرد. در برخی نمونه‌ها، پلاژیوکلازها منطقه‌بندی دارند. لبه‌های خورده‌شده و هسته گردشده که پیامد جذب توسط ماگماست نیز در این نمونه‌ها دیده می‌شوند. بلورهای ریزی از پلاژیوکلاز نیز در خمیره یافت می‌شوند. برخی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با به‌دام‌انداختن هورنبلند و بیوتیت بافت پویی کیلیتیک نشان می‌دهند (شکل ۵- A).

در ژرفای زمین و پیدایش زمینه در پی سردشدن پرشتاب (در سطح و یا نزدیکی سطح) است (Vernon, 2004). پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار و کوارتز از کانی‌های اصلی و آلکالی‌فلدسپار و کانی‌های فرومنیزین، از کانی‌های عادی این سنگ‌ها هستند. پلاژیوکلاز فراوان‌ترین فنوکریست در داسیت‌های منطقه است. ترکیب پلاژیوکلاز برپایه زاویه خاموشی در محدوده



شکل ۵- تصویرهای میکروسکوپی (XPL) از داسیت‌های منطقه خوان (شمال‌خاوری بیرجند). (A) درشت‌بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هورنبلند با ماکل نورای و حاشیه اپاسیتی؛ (B) بافت پویی کیلیتیک در پلاژیوکلاز و پلاژیوکلازهای سالم و دگرسان‌شده

رخ می‌دهد. جایگزینی کانی پلاژیوکلاز با کانی رسی در سنگ‌های منطقه بسیار رایج است. دگرسانی آرژیلیک حدواسط بر فلدسپارهای پلاژیوکلاز مؤثر است و با پیدایش کانی‌های رسی کائولینیت و گروه اسمکتیت (بیشتر مونت‌موریلونیت) شناخته می‌شود. دگرسانی آرژیلیک حدواسط بیشتر با متاسوماتیسم H^+ همراه است (Pirajno, 2009).

زمین‌شیمی و سنگ‌زایی

داده‌های تجزیه شیمیایی به روش ICP برای عنصرهای اصلی (برپایه درصد وزنی) و روش ICP-MS برای عنصرهای فرعی و کمیاب (برپایه ppm)، برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه خوان در جدول ۱ آورده شده‌اند.

از نکته‌های مهم در نمونه‌های بررسی‌شده، رویداد پلاژیوکلاز سالم و دگرسان‌شده در کنار هم است (شکل ۵- B). برپایه پیشنهاد Shelley (۱۹۹۳)، این دو، مربوط به دو نسل پلاژیوکلاز است. پلاژیوکلازهای سالم که به‌صورت درشت‌بلور یا میکروولیت (در خمیره) دیده می‌شوند، نسل دوم هستند. در پی رفتار محلول‌های گرمابی، پلاژیوکلاز نسل اول زودتر واکنش داده و دگرسان شده است؛ اما پلاژیوکلاز نسل دوم به نسبت سالم به‌جای مانده است (دگرسانی انتخابی). دگرسانی‌های آرژیلیک، کربناتی‌شدن و اکسیدشدن از دگرسانی‌های رایج در منطقه هستند. دگرسانی آرژیلیک در پی آبشویی فلدسپارها و در شرایط اسیدی روی می‌دهد. کربناتی‌شدن نیز در پی رفتار محلولی سرشار از CO_2

جدول ۱- داده‌های تجزیه شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه خوان- قهستان (شمال‌خاوری بیرجند) (اکسید عنصرهای اصلی برپایه درصد وزنی و عنصرهای فرعی و کمیاب برپایه ppm)

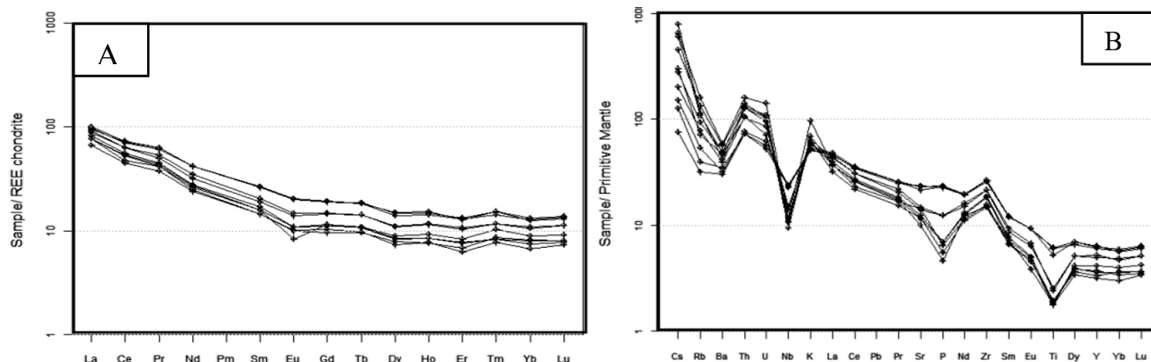
Sample No.	F-9	F-15	F-69	F-74	F-98	F-102	F-103	F-115	F-118	F-87
SiO ₂	68.13	67.72	66.10	66.67	65.25	58.43	67.67	57.36	56.81	64.38
TiO ₂	0.40	0.41	0.38	0.42	0.52	1.13	0.38	1.33	1.31	0.55
Al ₂ O ₃	15.37	15.8	15.22	15.11	15.64	17.08	14.62	17.38	17.29	15.63
Cr ₂ O ₃	0.004	0.009	0.007	0.006	0.006	0.007	0.006	0.005	0.006	0.006
Fe ₂ O _{3t}	3.12	3.72	3.09	3.22	4.34	7.15	3.05	7.08	7.30	4.36
MnO	0.06	0.09	0.04	0.03	0.06	0.13	0.11	0.13	0.12	0.08
MgO	1.25	1.32	1.32	1.58	1.36	2.94	1.49	3.33	3.27	1.99
CaO	4.11	3.83	4.38	4.35	4.54	5.53	3.33	5.72	5.69	4.68
Na ₂ O	3.81	3.88	3.61	3.68	4.06	4.57	3.38	4.84	4.74	3.67
K ₂ O	1.84	2.09	1.81	1.95	1.74	1.62	2.92	1.56	1.53	1.92
P ₂ O ₅	0.15	0.15	0.14	0.12	0.27	0.50	0.10	0.51	0.49	0.27
LOI	1.6	1.4	3.7	2.7	½	0.7	2.8	0.5	1.2	2.2
Ni	20	29	23	22	20	25	20	22	26	20
Sc	6	6	6	8	8	10	7	11	11	8
Ba	342	335	393	294	328	225	412	212	245	279
Be	2	1	2	1	1	3	1	3	1	1
Co	6.3	7.4	5.	7.8	7.6	16.2	6.6	17.1	16.8	2.2
Cs	2.2	4.8	3.6	6.3	2.4	1.2	5.2	0.6	0.1	1.6
Ga	14.8	14.2	13.5	14.3	15.2	16.6	13.9	17.0	16.2	13.6
Hf	4.7	4.7	4.2	4.0	5.2	5.7	4.0	5.7	5.8	5.0
Nb	8.1	7.7	7.6	6.7	10.7	16.3	8.3	17.1	16.6	10.2
Rb	59.5	69.7	84.8	72.8	45.2	34.2	103.0	20.1	25.3	49.5
Sn	2	3	2	2	2	2	2	2	2	1
Sr	259.6	241.9	298.0	246.2	310.8	450.3	210.6	490.6	496.1	292.4
Ta	0.7	0.6	0.7	0.6	0.8	1.1	0.8	1.2	1.1	0.8
Th	11.0	11.2	12.0	10.9	8.9	6.5	13.6	6.2	6.2	9.0
U	2.0	2.3	2.2	2.2	1.8	1.3	3.0	1.2	1.1	1.5
V	45	48	44	63	62	66	48	77	74	62
W	1.1	1.3	0.9	1.5	0.8	0.5	1.0	0.5	0.5	0.6
Zr	208.8	205.5	175.2	164.7	242.7	299.0	167.6	299.0	288.5	241.0
Y	16.7	16.2	14.4	15.1	22.5	28.5	18.6	28.9	27.3	23.3
La	27.4	25.4	25.6	22.0	30.2	33.1	25.5	31.3	32.0	29.5
Ce	48.2	46.1	41.3	39.1	54.7	63.5	45.8	61.5	60.6	54.5
Pr	5.04	4.86	4.65	4.23	6.01	7.07	4.68	7.07	6.80	5.65
Nd	17.5	17.1	15.6	15.0	21.8	26.2	16.6	26.5	26.3	20.2
Sm	3.44	3.20	2.96	2.92	4.16	5.39	3.19	5.32	5.27	3.84
Eu	0.84	0.83	0.78	0.76	1.13	1.56	0.64	1.55	1.55	1.07
Gd	3.17	3.04	2.86	2.62	4.10	5.32	3.19	5.20	5.20	4.02
Tb	0.50	0.51	0.46	0.45	0.67	0.86	0.51	0.87	0.86	0.67
Dy	2.82	2.88	2.49	2.69	3.77	5.11	3.05	5.08	4.80	3.75
Ho	0.59	0.56	0.54	0.53	0.81	1.07	0.65	1.04	1.00	0.80
Er	1.71	1.74	1.41	1.53	2.41	2.86	1.87	2.99	2.93	2.31
Tm	0.25	0.25	0.23	0.26	0.35	0.46	0.31	0.46	0.43	0.35
Yb	1.65	1.77	1.48	1.78	2.38	2.90	1.96	2.77	2.79	2.32
Lu	0.26	0.27	0.25	0.27	0.38	0.47	0.31	0.44	0.46	0.38

و نزدیک به مرز جداکننده ساب‌آلکالین از آلکالین جای می‌گیرند (شکل ۶- B). در نمودار پیشنهادی Muller و Groves (۱۹۹۲)، نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکالین هستند (شکل ۶- C). در نمودار پیشنهادی Peccerillo و Taylor (۱۹۷۶) نیز سنگ‌های منطقه در سری ماگمایی کالک‌آلکالین پتاسیم متوسط جای می‌گیرند (شکل ۶- D).

برای نامگذاری شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه، نمودارهای گوناگونی به کار برده شد. برپایه نمودار Na₂O+K₂O در برابر SiO₂ (Cox et al., 1979)، نمونه‌های منطقه خوان در محدوده داسیت، آندزیت و تراکی‌آندزیت بازالیتی هستند (شکل ۶- A). در نمودار مجموع آلکالی‌ها (Na₂O + K₂O) در برابر SiO₂ (Irvine and Bragar, 1971) نیز نمونه‌ها در محدوده ساب‌آلکالین

کمیاب با شدت میدان بالا (HFSE) را نشان می‌دهد. در این نمودار عنصرهای K، U، Th و Cs آنومالی مثبت و عنصرهای Ti، P، Nb و Ba آنومالی منفی نشان می‌دهند (شکل ۷- B).

است. در نمودار فراوانی عنصرهای کمیاب و خاکی نادر که در برابر ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) بهنجارشده‌اند، شیب منفی، غنی‌شدگی انتخابی عنصرهای لیتوفیل بزرگ یون (LILE) در برابر عنصرهای



شکل ۷- نمونه‌های منطقه خوان (شمال‌خاوری بیرجند) در: A) نمودار عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده در برابر ترکیب کندریت (Nakamura, 1974); B) نمودار عنکبوتی عنصرهای خاکی نادر و کمیاب بهنجارشده در برابر ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)

Rollinson (۱۹۹۳)، آنومالی منفی Nb نشان‌دهنده سنگ‌های قاره‌ای است و چه‌بسا نشان‌دهنده شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی تیز باشد. غنی‌شدگی نمونه‌ها از عنصرهای لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (مانند: Rb و K) و تهی‌شدگی یکنواخت از عنصرهای با قدرت یونی بالا (مانند: Nb و Ti) نشان‌دهنده ماگماتیسم در کمان‌های آتشفشانی حاشیه قاره است (Wilson, 1989; Chappell, 1999). تهی‌شدگی عنصرهای با شدت میدان بالا یا HFSE (مانند: Nb، P و Ti) از ویژگی‌های برجسته محیط‌های کمانی است. این ویژگی، خاستگاه ماگما از پوسته اقیانوسی فرورونده و گوۀ گوشته‌ای دگرنهاد روی آن، تحمل فرایند تبلور جدایشی و نیز هضم و آلیش ماگما با مواد پوسته‌ای را نشان می‌دهد (Saunders *et al.*, 1992; Nagudi *et al.*, 2003). در ریولیت‌ها، تهی‌شدگی آشکار Ti و P به جدایش بلوری آپاتیت و تیتانومگنتیت و غنی‌شدگی Th و U در این سنگ‌ها، به آلودگی پوسته‌ای و یا

به باور Wang و همکاران (۲۰۰۴)، غنی‌شدگی از Cs، نشانه آلیش ماگما با مواد پوسته‌ای است. این فرایند در پی انباشتگی بالای این عنصر در پوسته قاره‌ای و توقف ماگمای سازنده سنگ‌ها (هرچند برای مدت کوتاه) در پوسته قاره‌ای زیرین، به‌همراه نفوذ سیال‌های پوسته‌ای به درون ماگما و یا هضم مواد پوسته‌ای درون ماگما در هنگام بالآمدن روی می‌دهد. در کل، LILE غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند؛ زیرا به پهنه فروانش وابستگی دارند (Zanette *et al.*, 1999). غنی‌شدگی از LILE (مگر Ba) از ویژگی‌های ماگمای وابسته به پهنه فروانش است (Gencalioglu, 2010; Kuscü and Geneli, 2010).

در نمودارهای عنکبوتی که برپایه داده‌های بهنجارشده در برابر ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، از دیدگاه زمین‌شیمیایی، آنومالی منفی Nb و Ti پیدایش ماگما در پهنه‌های فروانش را نشان می‌دهد (Wilson, 1989). به باور

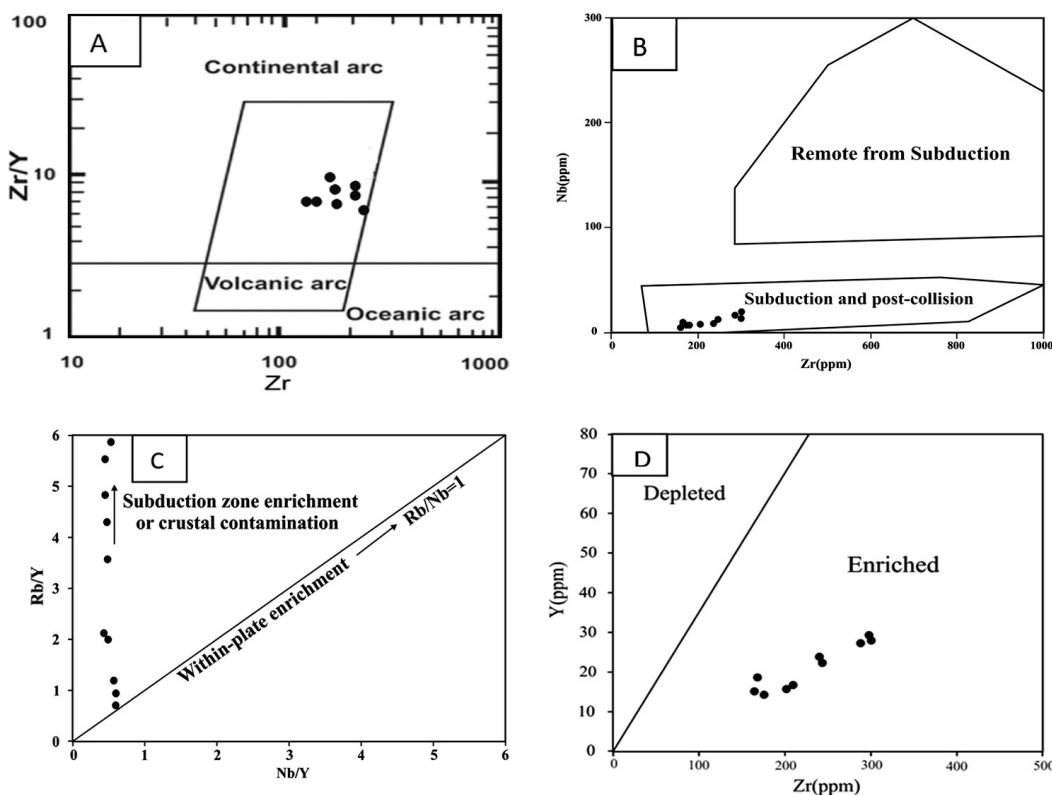
ماگمایی جزایر کمانی، از نمودار Pearce (۱۹۸۳) بهره گرفته شد. برپایه این نمودار، سنگ‌های منطقه در گروه کمان آتشفشانی قاره‌ای جای می‌گیرند. پس پهنه زمین‌ساختی پیدایش ماگما در منطقه خوان-قهستان بخشی از پهنه‌های حاشیه فعال قاره‌ای به‌شمار می‌رود. نسبت عنصرهای کمیاب Zr-Y برای شناسایی رژیم زمین‌ساختی به‌کار برده می‌شود. اگر نسبت Zr/Y بیشتر از ۳ باشد، گدازه‌ها در پهنه کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای و اگر کمتر از ۳ باشد، در کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی پدید آمده‌اند (Pearce and Norry, 1979). از آنجایی که این نسبت در سنگ‌های آتشفشانی منطقه خوان بیشتر از ۳ است، پس پیدایش این سنگ‌ها در پهنه کمان آتشفشانی قاره‌ای دانسته می‌شود (شکل ۸-۸). برپایه نسبت Zr/Nb، پهنه‌های وابسته به فرورانش و کوهزایی از پهنه‌های غیرکوهزایی شناخته می‌شوند. اگر این نسبت، بیشتر از ۱۰ باشد، نشان‌دهنده ماگماتیسم وابسته به خاستگاهی تغییر یافته هنگام فرورانش است و اگر این نسبت کمتر از ۱۰ باشد، خاستگاه ماگما غیرکوهزایی بوده است (Sommer, 2006). میانگین این نسبت در سنگ‌های منطقه خوان-قهستان ۲۱/۹ است (شکل ۸-۸) و نمودار پیشنهادی Thompson و Flower (۱۹۸۶)، نشان می‌دهد سنگ‌های آتشفشانی این منطقه در محدوده فرورانش و پس از برخورد جایگیری کرده‌اند. برای شناسایی غنی‌شدگی با سیال‌های پهنه فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای و غنی‌شدگی در پهنه درون‌صفحه‌ای (شکل ۸-۸)، نمودار Nb/Rb در برابر Rb/Y به‌کار برده می‌شود (Edwards et al., 1991). روند عمودی داده‌ها، ویژگی‌های غنی‌شدگی در پهنه فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای را نشان می‌دهند. همچنین، تغییرات Nb و Rb در سنگ‌های منطقه خوان-قهستان نیز غنی‌شدگی در پهنه فرورانش یا

ویژگی‌های خاستگاه وابسته است (Gencalioglu, Kuscü and Geneli, 2010). ناهنجاری منفی Nb از ویژگی‌های آشکار سنگ‌های قاره‌ای است. از این‌رو، ناهنجاری‌های منفی ماگمای گوشته‌ای از عنصر Nb، پیامد آرایش این ماگما با مواد پوسته‌ای در هنگام بالا آمدن و جایگزینی است (Rollinson, 1993). آنومالی منفی Ti نیز بازتابی از نقش اکسیدهای Ti و Fe است؛ زیرا برپایه بررسی‌های Rollinson (۱۹۹۳)، این آنومالی پیامد افزوده شدن عنصر Ti به ساختار کانی‌هایی مانند تیتانومگنتیت در مراحل نخستین جدایش بلوری است. آنومالی منفی Ti از ویژگی‌های آشکار سنگ‌های پوسته‌ای است. به باور Wilson (۱۹۸۹)، آنومالی منفی Nb و Ta ویژه پهنه‌های فرورانش و آنومالی مثبت آنها ویژه پهنه‌های کششی و کافتی است. ناهنجاری مثبت Th و U نشانه افزوده شدن رسوب‌های پلاژیک و یا پوسته اقیانوسی دگرسان شده به خاستگاه ذوب‌شدگی است (Gue et al., 2003). الگوی REE نمونه‌ها با غنی‌شدگی از LREE و با آنومالی منفی بسیار کم Eu شناخته می‌شود. معمولاً آنومالی منفی Eu پیامد جدایش بلورین پلاژیوکلاز است (Anderson and Arthur, 1984). روند تغییرات عنصرهای کمیاب در سنگ‌های منطقه خوان-قهستان کم‌وبیش موازی است که این امر نشان‌دهنده هم‌خاستگاه بودن آنها است. برپایه نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده در برابر عنصرهای کمیاب و نادر خاکی، تهی‌شدگی نمونه‌های بررسی شده از عنصرهای ناسازگار با پتانسیل یونی بالا (مانند: Ti, Nb, P و Zr) پیامد ماگماتیسم وابسته به پهنه فرورانش، خاستگاه گوشته‌ای متاسوماتیزه و غنی شده (در پی فرایندهای فرورانش) و از سوی دیگر، دارا بودن آمفیبول و نیز بالا بودن فوگاسیته اکسیژن ماگماست.

برای ارزیابی پهنه زمین‌ساختی پیدایش ماگما و شناسایی کمان ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای از کمان

نسبت عنصرهای ناسازگار Y و Zr به کار برده شد. برپایه نمودار Sun و McDonough (۱۹۸۹) (شکل ۷-D)، نمونه‌ها در گستره سنگ‌های پدیدآمده از گوشته غنی‌شده جای می‌گیرند. علت کاربرد عنصرهای Zr و Y، نامتحرک بودن این عنصرها در برابر سیال‌ها و اطلاعاتی است که درباره خاستگاه گوشته‌ای و میزان غنی‌شدگی و تهی‌شدگی در اختیار ما می‌گذارند (Thompson and Flower, 1986).

آلایش پوسته‌ای را نشان می‌دهند. جایگاه نمونه‌ها روی نمودار، تهی‌شدگی از عنصرهای HFSE را نشان می‌دهد که معمولاً در گدازه‌های مربوط به پهنه‌های فرورانش دیده می‌شود. در پهنه‌های فرورانش عنصرهای HFSE (مانند: Ti) در صفحه فرورونده به جای می‌مانند و عنصرهای LILE (Ba, Rb, Sr, K) به آسانی به بخش بالایی گوشته برده می‌شوند (Pearce, 1983). برای بررسی بود یا نبود غنی‌شدگی در خاستگاه سنگ‌های منطقه خوان،



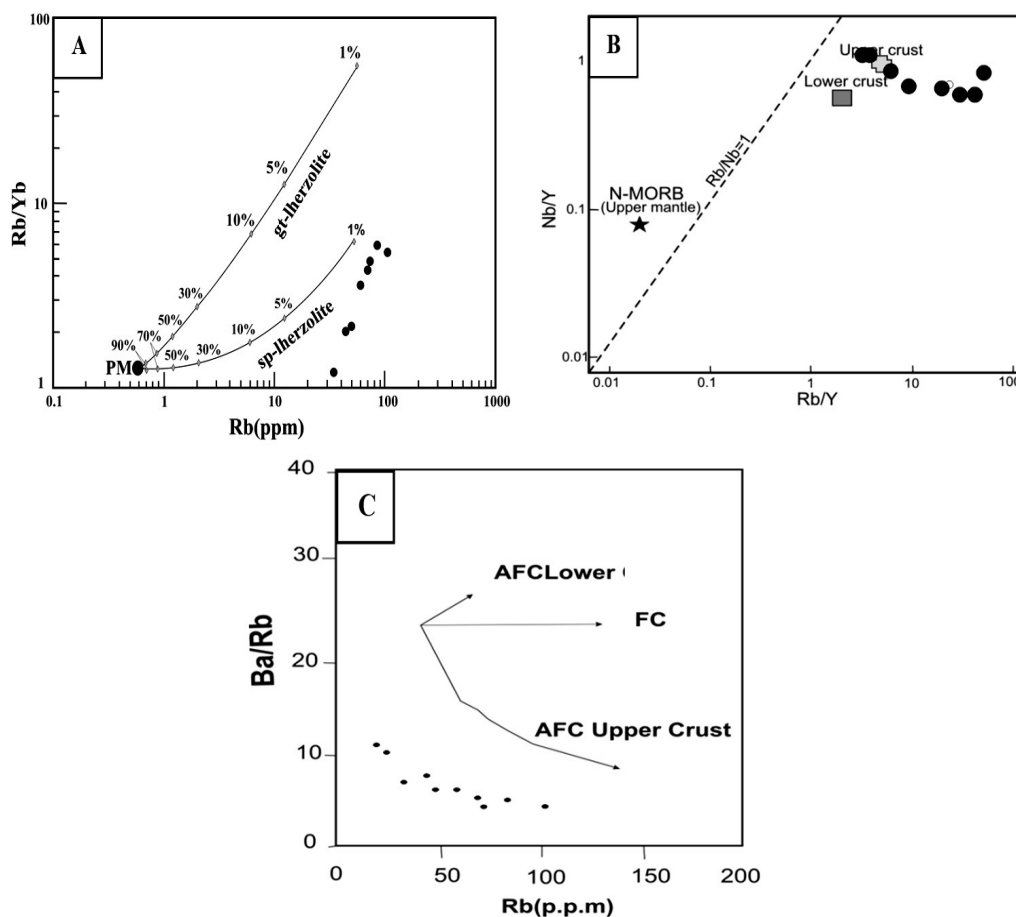
شکل ۷- جایگاه نمونه‌های منطقه خوان (شمال‌خاوری بیرجند) در: (A) نمودار تغییرات Zr در برابر Zr/Y (Pearce, 1983)؛ (B) نمودار فراوانی Zr در برابر Nb (Thompson and Flower, 1986)؛ (C) نمودار Nb/Rb در برابر Rb/Y (Edwards et al., 1991)؛ (D) نمودار Zr در برابر Y (Sun and McDonough, 1989)

گارنت است. پس این نمودار برای شناسایی ذوب گوشته اسپنیل لرزولیتی از گارنت لرزولیتی کاربرد دارد. همان‌گونه که در (شکل ۸-A) دیده می‌شود، روند داده‌های منطقه، با منحنی ذوب اسپنیل

برای ارزیابی خاستگاه و سنگ مادر سنگ‌های این منطقه، نمودار Rb در برابر Rb/Nb (Ozdemir et al., 2006) به کار برده شد؛ زیرا گارنت کانی اصلی نگهدارنده Yb و نسبت متغیر Rb/Nb وابسته به

درجه‌های ذوب‌بخشی کم خاستگاه است، کاملاً سازگار است. چنین خاستگاه مشابهی برای سنگ‌های آتشفشانی خاور نابر (جنوب‌باختری کاشان) با سن ائوسن نیز گزارش شده است (Ebrahimi and Tabatabaei Manesh, 2016).

لرزشولیت همخوانی دارد و نشان می‌دهد میزان ذوب برای پیدایش ماگمای سازنده این سنگ‌ها برابر با ۱۰ درصد بوده است. میزان درجه ذوب‌بخشی کم سنگ خاستگاه (۱ تا ۱۰ درصد ذوب)، با شیب کمابیش تند نمودارهای عنکبوتی که پیامد



شکل ۸- جایگاه نمونه‌های منطقه خوان (شمال‌خاوری بیرجند) در: (A) نمودار Rb در برابر Rb/Yb (Ozdemir *et al.*, 2006)؛ (B) نمودار Nb/Y به Rb/Y (Chazot and Bertrand, 1995)؛ (C) نمودار Ba/Rb در برابر Rb (Askren *et al.*, 1999)

درجه سانتیگراد و فشار زیر زمین در ژرفای ۱۲۰ تا ۱۷۰ کیلومتری پایدار هستند (Gurney and Harte, 1991). به باور آنها، گارنت لرزشولیت‌هایی که در بخش بالایی این محدوده دمایی در تعادل هستند، در هاله‌های پردمای دیاپیرهای بالآمده پدید آمده‌اند. اسپینل تا ژرفای ۸۰ کیلومتری پایدار است؛ اما گارنت تا بخش‌های

پهنه انتقالی میان اسپینل لرزشولیت و گارنت لرزشولیت در ژرفای ۶۰ تا ۸۰ کیلومتر دانسته شده است (Ellam, 1992). به باور برخی زمین‌شناسان دیگر (مانند: Middlemost, ۱۹۸۵)، چنین ژرفایی در ۷۰ تا ۸۰ کیلومتری گوشته بالایی است. به باور برخی دیگر، بسیاری از گارنت لرزشولیت‌ها در دمای ۹۰۰ تا ۱۴۰۰

- بافت غالب این سنگ‌ها پورفیری‌تیک با خمیره میکروگرانولار، میکرولیتی و شیشه‌ای است؛ هرچند بافت‌های گلوپورفیری‌تیک، جریان‌ی و حفره‌ای نیز دیده می‌شوند. بافت غربالی، خوردگی خلیجی و منطقه‌بندی شیمیایی از بافت‌های کانایی اصلی هستند و نشان‌دهنده نبود تعادل و آلایش ماگما در هنگام بالآمدن هستند.

- آنومالی منفی Ti و Nb در سنگ‌های منطقه و همچنین، میزان HREE کم و LREE بالا در آنها نشانه رخداد ماگماتیسم در پهنه فروانش است.

- برپایه نمودار Rb در برابر Rb/Yb، سنگ خاستگاه مذاب سازنده سنگ‌های منطقه، اسپینل لرزولیتی بوده که نزدیک به ۱ تا ۱۰ درصد ذوب‌بخشی را سپری کرده است.

- بی‌هنجاری منفی Nb در سنگ‌های منطقه که ویژگی سنگ‌های قاره‌ای است، مشارکت پوسته‌ای در فرایندهای ماگمایی را نشان می‌دهد.

- برپایه نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی پیدایش ماگما، سنگ‌های آتشفشانی منطقه خوان، بخشی از پهنه فروانش حاشیه قاره‌ای فعال است.

- ویژگی‌های سنگ‌نگاری، نمودارهای عنصرهای سازگار و ناسازگار در برابر یکدیگر و هماهنگی الگوی توزیع REE و عنصرهای ناسازگار میان نمونه‌ها نشان‌دهنده وابستگی این سنگ‌ها به یکدیگر از راه جدایش بلوری است.

- نمودار Ba/Rb در برابر Rb نشان‌دهنده آلایش سنگ‌های منطقه با پوسته بالایی است.

- دگرسانی‌های گوناگون در منطقه (مانند: آرژیلیتی‌شدن، سرسیتی‌شدن، کربناتی‌شدن، آپاسیتی‌شدن و اکسیدشدن)، این منطقه را برای پی‌جویی مواد معدنی (مانند: کانی‌های رسی و اندوخته‌های گرمابی) توانمند نشان می‌دهد.

ژرف‌گوشته نیز پایداری دارد (Ellam, 1992). از آنجایی که این نمودار، نشان‌دهنده اسپینل‌داربودن و نبود گارنت در خاستگاه سنگ‌های این منطقه است، پس بیشینه ژرفای جایگیری ماگمای سازنده این سنگ‌ها، ۸۰ کیلومتر دانسته می‌شود. برپایه نسبت عنصرهای کمیاب (Rb/Y و Nb/Y) ماگمای پدیدآمده از مواد گوشته‌ای و پوسته‌ای شناخته می‌شوند (Chazot and Bertrand, 1995) (شکل ۸-B). اگر نسبت Rb/Nb بیشتر از ۱ باشد، نشان‌دهنده خاستگاه پوسته‌ای ماگمای مادر است و اگر کمتر از ۱ باشد، خاستگاه ماگمای مادر گوشته بالایی بوده است. میانگین نسبت Rb/Nb سنگ‌های آتشفشانی منطقه خوان- قهستان، ۶/۴۷ است که نشان می‌دهد ماگمای مادر سنگ‌های آتشفشانی منطقه از ذوب مواد پوسته‌ای پدید آمده است. برای آشکارترکردن نقش آلودگی پوسته‌ای در پیدایش سنگ‌های یادشده، نمودار Rb در برابر Ba/Rb به کار برده شد (Askren *et al*, 1999). همان‌گونه که در شکل ۸-C دیده می‌شود، سنگ‌های منطقه خوان- قهستان روند آلایش با پوسته بالایی را نشان می‌دهند. آلودگی‌های پوسته‌ای برای بسیاری از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در بخش‌های مرکزی ایران (Ebrahimi and Tabatabaei Manesh, 2016) و شمال‌باختری کشور (Pirmohammadi, 2016) و شمال‌باختری کشور (Alishi, 2015) نیز گزارش شده است.

نتیجه‌گیری

- سنگ‌های آتشفشانی ترشیری منطقه خوان دربردارنده تنوایی از سنگ‌های آذرآواری و گدازه هستند. تناوب آذرآواری‌ها و گدازه در منطقه، رخداد ولکانیسم دو مرحله‌ای را نشان می‌دهد. در مرحله فوران نخستین، مواد آذرآواری پرتاب و نهشته‌شده شده‌اند و سپس با بازشدن مجاری و دودکش‌های آتشفشانی، برون‌ریزی جریان‌های گدازه‌ای روی داده است.

منابع

- Anderson, T. F. and Arthur, M. A. (1984) Stable Isotope of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. In: Stable Isotopes (Eds. Arthur, M. A., Anderson, T. F., Kaplan, I. R., Viezer J. and Land, L.) 1: 11-151. Sedimentary Geology, SEPM Short Course 10 Section.
- Arvin, M., Daraghi, S. and Babaei, A. A. (2003) Mafic microgranular enclave swarms in the Chenar granitoid stock NW of Kerman. Iran: evidence for magma mingling. *Journal of Asian Earth Science* 24: 105-113.
- Askren, D. R., Roden, M. F. and Whitney, J. A. (1999) Petrogenesis of Tertiary andesite lava flows interlayered with large-volume felsic ash-flow tuffs of the Western USA. *Journal of Petrology* 38: 1021-1046.
- Chappell, B. W. (1999) Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos* 46: 535-551.
- Chazot, G. and Bertrand, H. (1995) Genesis of silicic magmas during Tertiary continental rifting in Yemen. *Lithos* 36: 69-83.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) The interpretation of igneous rocks, Allen and Unwin, London, UK.
- Devine, G. D. and Sigurdsson, H. (1995) Petrology and eruption styles of Kick'em Jenny submarine volcano, Lesser Antilles island arc. *Volcanology and Geothermal Research* 69: 35.
- Ebrahimi, L. and Tabatabaei Manesh, S. M. (2016) Petrography and geochemistry of volcanic rocks in the east of Nabar (SW of Kashan) with emphasis on the role of crustal contamination. *Iranian Journal of Petrology* 7(27) 83- 104 (in Persian).
- Edwards, C., Menzies, M. and Thirlwall, M. (1991) Evidence from Muriah, Indonesia, for the interplay of supra-subduction zone and intraplate processes in the genesis of potassic alkaline magmas. *Journal of Petrology* 32: 555- 592.
- Eftekhari Nezhad, J., Alavi Naini, M. and Behrouzi, A. (1991) Geological map of Gayen 1:250000. No. K7, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Elah Pour, E., Vosoughi Abedini, M. and Pourmoafi, S. M. (2011) Petrology and Chemical composition analysis Mafic minerals Output igneous rocks Area North East of Birjand. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 3: 477- 497 (in Persian).
- Ellam, R. M. (1992) Lithospheric as a control on basalt geochemistry. *Geology* 20 153-156.
- Fan, W. M., Gue, F., Wang, Y. J. and Lin, G. (2003) Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China. *Volcanology and Geothermal Research* 121: 115-135.
- Fotoohi Rad, G. (2004) Petrology and geochemistry East of Birjand ophiolites metamorphic. Ph.D. Thesis, University of Teacher Training, Tehran, Iran (in Persian).
- Gencalioglu Kuscu, G. and Geneli, F. (2010) Review of post- collision volcanism in the central Anatolian volcanic province (Turkey), with special reference to the Tepekoy volcanic complex. *International Journal of Earth Science* 99: 593-621.
- Gurney, J. J. and Harte, B. (1991) Chemical variations in upper mantle nodules from southern Africa Kimberlites. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 297(1980): 273-293.
- Housh, B. T. and Luher, F. J. (1991) Plagioclase- melt equilibrium in hydrous system. *American Mineralogist* 76: 477- 492.
- Hyndman, D. W. (1985) Petrology of igneous and metamorphic rocks. McGraw Hill, New York, US.

- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) Guide to the chemical classification of the common volcanic. Canadian Journal of Earth Sciences 8: 523-548.
- Kuno, H. (1969) Plateau Basalts in the earths' Crust and Upper Mantle. American Geophysical Union., Washington D. C., US.
- Lofgren, G. (1980) Experimental studies on the dynamic crystallization of silicate melts. In Physics of Magmatic Processes (Ed. Hargraves, R. B.) Princeton University Press, New Jersey, US.
- Middlemost, E. A. K. (1985) Magmas and magmatic rocks an introduction to igneous petrology. Longman, London.
- Mislanker, P. G. and Layer, S. D. (2001) Petrographical indicators of petrogenesis Examples from Central Indian Ocean Basin Basalts. Indian Journal of Marine Science 30: 1- 8.
- Mohammadi, S. S., Zarrinkoub, M. H. and Keramati, F. (2011) The geochemistry and petrogenesis of Hossein Abad Tertiary volcanic rocks (southwest of Birjand, East of Iran). Petrolog 2(6): 83-96 (in Persian).
- Muller, D., Rock, N. M. S. and Groves, D. I. (1992) Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic setting a pilot study. Mineralogy and Petrology 46: 256-289.
- Nagudi, N., Koberl, Ch. and Kurat, G. (2003) Petrography and geochemistry of the sigo granite, Uganda and implications for origin. Journal of African Earth Sciences 36: 1-14.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimical et Cosmochimical Acta 38: 757-775.
- Omrani, G. and Nazary, H. (2002) Geological map of Sarchah 1:100000. No.7956, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Ozdemir, Y., Karaog L. u. O., Tolluoglu, A. U. and Gulec, N. (2006) Volcanostratigraphy and petrogenesis of the Nemrat stratovolcano (East Anatolian High Plateau): the most recent post collisional volcanism in Turkey. Chemical Geology 226: 189-221.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Continental Basalts and Mantle Xenoliths (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230-249. Shiva Publishing Ltd., Nantwich, UK.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology 69: 33-47.
- 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.
- Pimohammdi Alishah, F. (2015) Petrogenesis of post collisional- Plio- Quaternary adakitic rocks in south of Tabriz. Petrology 6(22) 71- 90 (in Persian).
- Pirajno, F. (2009) Hydrothermal processes and mineral systems. Springer, New York, USA.
- Plechov, P. Yu., Tsai, A. E., Shcherbakov, V. D. and Dirksen, O. V. (2006) Opacitization conditions of Hornblende in Bezymyannyi Volcano Andesites (March 30, 1956 Eruption). Journal of Petrology 16: 21-37.
- Raymond, L. A. (2002) Petrology: The study of Igneous, Sedimentary and Metamorphic rocks. McGraw-Hill, New York, US.
- Reubi, O., Nicholls, I. A. and Kamenetsky, V. S. (2002) Early mixing and mingling in the evolution of basaltic magmas: evidence from phenocryst. Geothermal Research 119: 255-274.
- Rollinson, H. R. (1993) Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific & Technical, London, UK.

- Saunders, A. D., Storey, M., Kent, R. W. and Norry, M. J. (1992) Consequences of plume-lithosphere interactions. In: *Magmatism and the causes of continental break-up* (Eds. Storey, B. C., Alabaster, T. and Pankhurst, R. J.) Special Publication. 68: 41-60. Geological Society of London.
- Schandl, E. S. and Gorton, M. P. (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments. *Economic Geology* 7: 629-642.
- Shelley, D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall, University Press, Cambridge, UK.
- Sommer, C. A., Lima, E. F., Naradi, L. V. S., Lisz, J. D. and Waichel, B. L. (2006) The evolution of Neoproterozoic magmatism in Southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica saturated, sodic alkaline volcanism in post collisional basins. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 78: 563-589.
- 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 Publication 42: 313-345. Geological Society of London, UK.
- Thompson, R. N. and Flower, M. B. (1986) Subduction related shoshonitic and ultrapotassic magmatism, A study of Siluro-Ordovician syenites, from the Scottish Caledonides. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 94: 501-522.
- Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J. and Camp, V. E. (1983) The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 94: 134-150.
- Vernon, R. H. (2004) *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge, England.
- Wang, F., Xu, Q., J., Zhao, Z. H., Bao, Z. W., Xu, W. and Xiong, X. L. (2004) Cretaceous high-potassium intrusive rocks in the Yueshan-Hongzhen area of east China: Adakites in an extensional tectonic regime within a continent. *Geochemical Journal* 38: 417-434.
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London, UK.
- Winter, J. D. (2001) *An introduction to Igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall.
- Yousefzadeh, M. H. and Sabzehei, M. (2012a) Geothermobarometry of Markouh Dacite (NE Birjand) and its Amphibolitic Xenoliths. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 20(1): 42-53 (in Persian).
- Yousefzadeh, M. H. and Sabzehei, M. (2012b) Petrography, mineral chemistry and geothermobarometry of enclaves in the Kuh-e-Barandeh volcanic rocks (east of Kousf). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 20(3): 491-504 (in Persian).
- Zanette, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G. and Vannucci, R. (1999) The Finero Phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134: 107-122.