

Investigation of alkaline basalts of Joupar block in south of Kerman (Kerman Province)

Farzaneh Arzhangnezhad ¹, Gholamreza Ghadami ^{1*}
Abbas Moradian ² and Mohammad Poosti ¹

¹Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

²Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Shahid Bahonar, Kerman, Iran

Abstract

In the south of Kerman, western part of the Joupar block, near Glomak village, Neogene basaltic rocks are seen, covered the acidic rocks (rhyolitic). The Joupar block including basalt, andesite, dacite and rhyolite rocks. The studied basaltic rocks are dominated by the main minerals of plagioclase, pyroxene and olivine and have microphyry, glomeroporphyry, hyalo-porophyry, and sometimes-intergranular textures. The patterns of rare earth elements display a general decreasing trend indicating the enrichment of the studied rocks in light earth elements (LREE) and depletion of heavy earth elements (HREE). On the tectonomagmatic environment diagrams, all the investigated alkaline basalts plot in island arc setting of a subduction zone and show active continental setting characteristics. The primary magma of the studied rocks generated via melting of 1-5% of a mantle garnet lherzolite. It is thought the post collision convergence between Arabia and Eurasia continental plates, initiated in Miocene, resulted in thermal perturbation processes in the underlying lithospheric mantle led to partial melting at a low degree, producing alkaline- basalt magmas, with garnet remaining stable in the source region. The ascent of the basaltic magma and its emplacement in the lower crust resulted in the partial melting of the crustal materials and development of acidic magma. According to these features, first acidic magma and pyroclastic material erupted that originated from melting crust followed by eruption of alkali basic magma. All of geochemical features (Such as: high Rb / Th ratio to Assimilation Fractional Crystallization pattern(AFC), low value of Nb / La ratio and the Ta/Yb- Th/Yb variation point to the role of crustal contamination and assimilation in the generation of the Joupar magmatic rocks.

Key words: alkaline basalt, garnet lherzolite, active continental margin, Neogene, Joupar, Central Iran

* ghadami@homozgan.ac.ir

پتروولوژی، سال نهم، شماره سی و ششم، زمستان ۱۳۹۷، صفحه ۱۳۳-۱۵۲
تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۲/۱۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۶/۲۵

بررسی بازالت‌های آلکان بلوک جوپار در جنوب کرمان (استان کرمان)

فرزانه ارژنگ‌نژاد^۱، غلامرضا قدمی^{۱*}، عباس مرادیان^۲ و محمد پوستی^۳

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم فارابی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه کرمان، کرمان، ایران

چکیده

در جنوب شهرستان کرمان و در باختر بلوک جوپار، نزدیک روستای گلومک، سنگ‌های بازالتی به سن نئوژن دیده می‌شوند که بیشتر آنها روی سنگ‌های اسیدی (ریولیتی) جای گرفته‌اند. طیف گسترده‌تر ترکیب‌های آذرین بلوک جوپار بازالت، آندزیت، داسیت و ریولیت است. سنگ‌های بازالتی بررسی شده کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین دارند و بافت کلی آنها میکروولیتی پورفیری، گلوپورفیری، هیالوپورفیری و گاه اینترگرانولار است. در بررسی الگوهای عنصرهای خاکی کمیاب، شیب عمومی تغییرات روند کاهشی دارد و نشانه غنی‌شدگی این سنگ‌ها از عنصرهای خاکی کمیاب سبک و تهی‌شدگی آنها از عنصرهای خاکی کمیاب سنگین است. برپایه نمودارهای شناسایی پهنه تکتونو ماگمایی، همه نمونه‌های بررسی شده در محدوده جزیره‌های کمانی در پهنه‌های فرورانش جای می‌گیرند و ویژگی پهنه مرز فعال قاره‌ای را نشان می‌دهند. ماگمای اولیه سنگ‌های بررسی شده از ذوب‌بخشی ۱-۵ درصدی یک خاستگاه گوشته‌ای گارنت‌لرزلولیتی پدید آمده‌اند. گمان می‌رود ادامه همگرایی‌های عربستان و اوراسیا در پایان میو- پلیوسن، به هم‌خوردگی و آشفستگی در ترازهای حرارتی گوشته را به دنبال داشته است. در پی این آشفستگی حرارتی، گوشته لیتوسفری با فاز بجامانده گارنت و آهنک ذوب‌بخشی کم، ذوب شده است و ماگمای قلیایی منطقه بررسی شده را پدید آورده است. بالآمدن ماگمای بازی داغ و جایگیری آن در پوسته، ذوب‌بخشی در این ناحیه توسعه پیدا کرده و ماگمای اسیدی جوپار را پدید آورده است. در پی این ویژگی، نخست ماگمای اسیدی و آذرآوری‌ها که از ذوب پوسته پدید آمده خارج شده و سپس ماگمای بازی قلیایی فوران کرده است. شواهد زمین‌شیمیایی (مانند: نسبت بالای Rb/Th در الگوی هضم و تبلوربخشی AFC، کم‌بودن نسبت Nb/La و تغییرات نسبت Th/Yb- Ta/Yb) همگی نشان‌دهنده نقش آرایش و هضم پوسته‌ای در ماگمای سازنده سنگ‌های جوپار هستند.

واژه‌های کلیدی: بازالت آلکان، گارنت‌لرزلولیت، مرز فعال قاره‌ای، نئوژن، جوپار، ایران مرکزی

شهرستان کرمان، در بخش شمالی نقشه

مقدمه

زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رایین و بخش جنوبی

بلوک جوپار در ۲۰ کیلومتری جنوب

* ghadami@homozgan.ac.ir

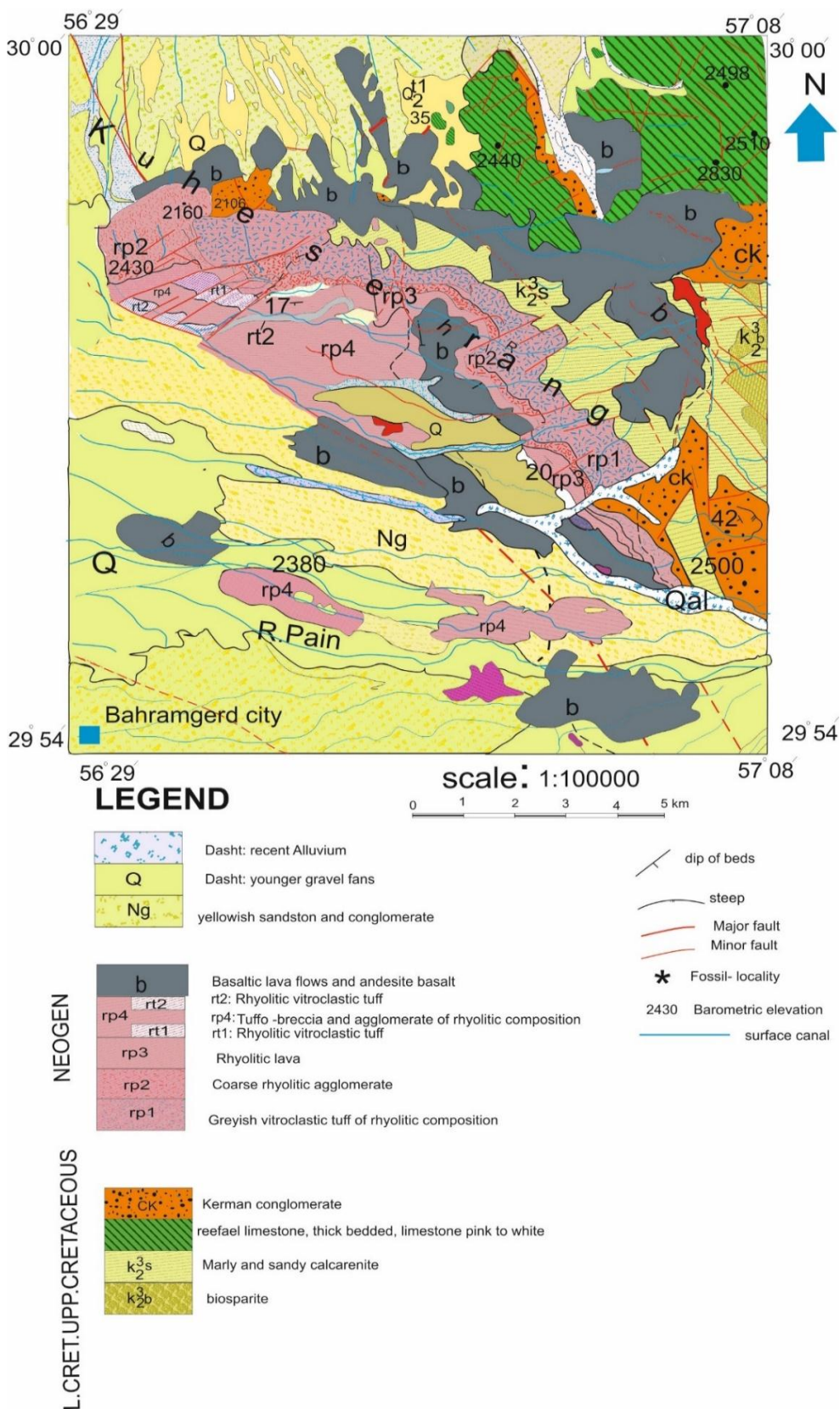
Copyright©2019, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot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

انجام نشده است. همچنین، به علت اهمیت ماگماتیسم در ایران مرکزی، در این پژوهش تلاش شده است به بررسی سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی سنگ‌های آذرین بلوک جوپار (که بخشی از ماگماتیسم ترشیری در ایران مرکزی هستند) پرداخته شود، تا جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین این مجموعه دانسته شود. هدف دیگر این پژوهش، تصحیح نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ راین است که در آن گستردگی سنگ‌های آذرین بیرونی (به ویژه بازالت‌ها) بیشتر از آن چیزی است که در نقشه Dimitrijevic و همکاران (۱۹۷۹) رسم شده است. از آنجایی که بازالت‌های جوپار جوان هستند و دچار دگرسانی و هوازدگی کمی شده‌اند، پس بررسی‌های زمین‌شیمیایی و تعیین سنگ‌زایی در این منطقه با دقت بیشتری انجام می‌شود. از بررسی‌هایی که در صفحه راین انجام شده است، بررسی Biabangard و همکاران (۲۰۱۷) روی گرانیتوئیدهای بخش شمالی راین است. نامبردگان جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوئیدها و اسکارن آهن بخش شمالی راین که در سنگ‌های رسوبی کرتاسه نفوذ کرده‌اند و سن پالئوژن نیز دارند، پهنه مرز فعال قاره‌ای می‌دانند.

بررسی‌های صحرایی

بلوک جوپار در پهنه ایران مرکزی و بخش جنوبی بلوک پشت‌بادام جای گرفته است و دربردارنده واحدهای سنگی رسوبی کرتاسه بالایی - پالئوسن تا واحدهای آتشفشانی نئوژن است. بیشتر واحدهای رسوبی کرتاسه، آهک ضخیم‌لایه، ماسه‌سنگ توفی و مارن هستند که به‌طور ناپیوسته با کنگلومرای کرمان به سن پالئوسن پوشیده شده‌اند (شکل ۱).

نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ کرمان جای گرفته است. برپایه آنچه از روابط صحرایی و چینه‌شناسی در این نقشه‌ها به دست آمده است، سنگ‌های آتشفشانی بلوک جوپار به سن نئوژن هستند (Dimitrijevic et al., 1979). در رده‌بندی پهنه‌های ساختاری، این منطقه بخشی از ایران مرکزی به‌شمار می‌رود و در بخش جنوبی بلوک پشت‌بادام جای دارد (Aghanabati, 2006). در ترشیری، بیشتر بخش‌های ایران (مگر کپه‌داغ و زاگرس) درگیر فعالیت‌های شدید آتشفشانی و پلوتونیکی بوده است. اوج فرایندهای آتشفشانی در ائوسن و شدت پلوتونیسم در الیگوسن و میوسن بوده است (Moinevaziri, 1998; Emami, 1981). درباره جایگاه زمین‌ساختی ماگماتیسم ترشیری ایران دو دیدگاه پیشنهاد شده است: دیدگاه نخست، ماگماتیسم ترشیری به‌ویژه در ائوسن پیامد پیدایش تیغه‌های حرارتی در زیر ورقه ایران می‌داند (مانند ماگماتیسم خاور آفریقا). به باور طرفداران این دیدگاه، در ترشیری یک مجموعه ریفت درون قاره‌ای در حال پیدایش بوده است که در پی فازهای فشارشی پیرنن و استیرین پیش از پیدایش اقیانوس بسته شده‌اند (Emami, 1981; Sabzehei, 1974). در دیدگاه دوم، خاستگاه ماگماتیسم در ایران را فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی می‌دانند. پژوهشگران این دیدگاه بر این باور هستند که الگوهای فرورانشی نسبت به ریفت‌های قاره‌ای همخوانی بیشتری را درباره ماگماتیسم ترشیری ایران نشان می‌دهند (Berberian and King, 1981). از آنجایی که بخش بزرگی از منطقه بررسی شده از واحدهای رسوبی است، تا کنون بررسی جامعی روی سنگ‌های آذرین این منطقه



شكل ۱- نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه جوبار و جاينگاه سنگ‌های آتشفشانی آن برگرفته از Dimitrijevic و همكاران (۱۹۷۹) با تصحيح

روش انجام پژوهش

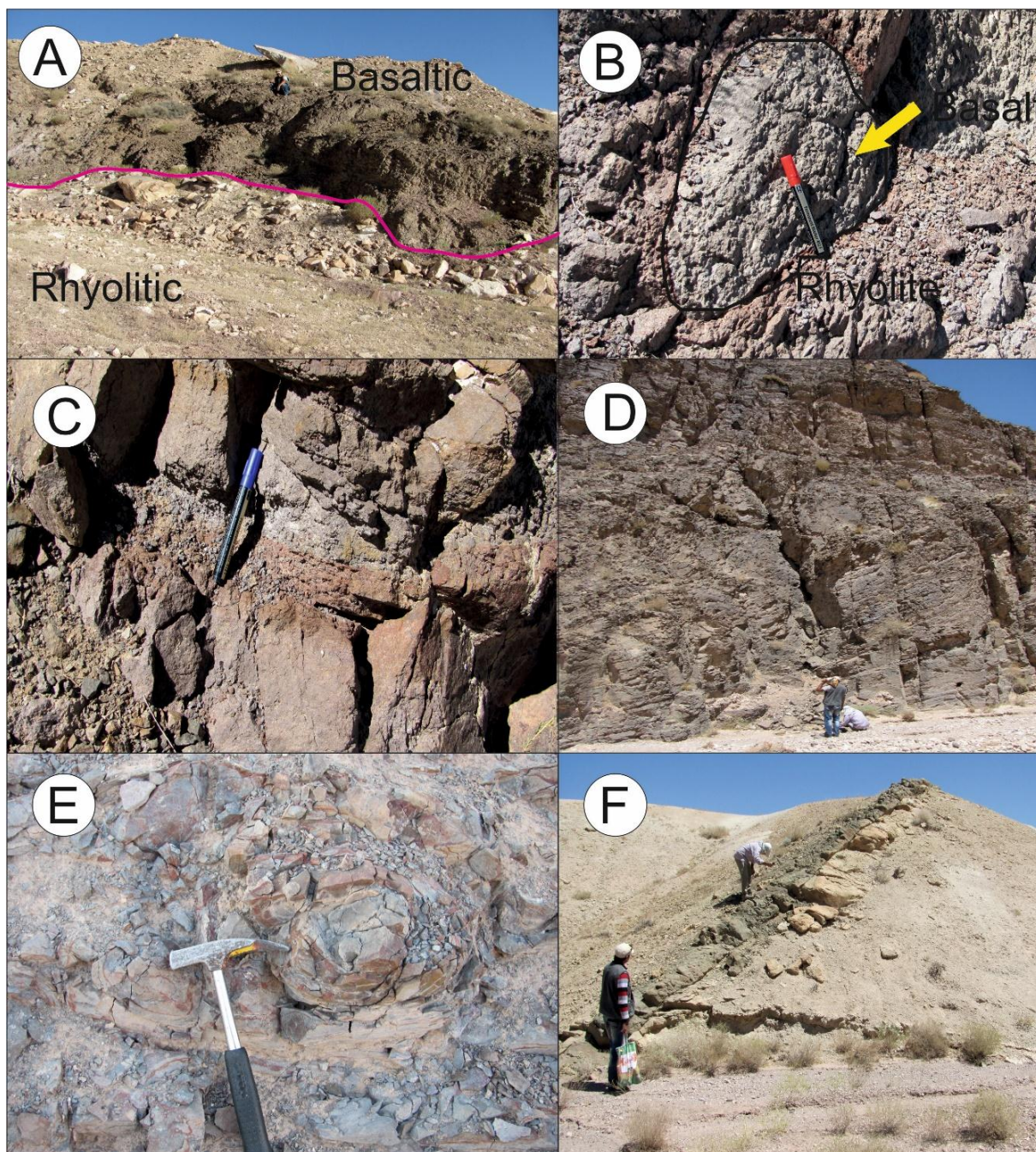
پس از گردآوری اطلاعات موجود درباره منطقه بررسی شده، هنگام پیمایش صحرایی شمار ۲۰۰ نمونه که نماینده رخنمون همه منطقه است برداشت شدند. بیشتر از ۱۰۰ مقطع نازک میکروسکوپی از سنگ‌های بازی برای انجام بررسی‌های سنگ‌نگاری ساخته شدند. برای انجام تجزیه به روش‌های ICP-MS و فلورسانس اشعه ایکس روی دیسک گذاشته (روش XRF)، شمار ۱۲ نمونه از سنگ‌های پودر شده به شرکت Lab West در استرالیا فرستاده شدند. داده‌های به دست آمده در جدول ۱ آورده شده‌اند. در تجزیه‌های انجام شده میزان آهن این سنگ‌ها به صورت Fe_2O_3T شده است. برای تفکیک FeO و Fe_2O_3 روش پیشنهادی Irvine و Baragar (۱۹۷۱) به کار برده شد. پردازش و رسم نمودارها با نرم‌افزارهای Iqpet نسخه ۲۰۰۵ (Carr, 1996) و GCDKit نسخه ۲.۱.۱ (Janousek et al., 2001) انجام شد.

سنگ‌نگاری

همان‌گونه که پیشتر نیز گفته شد، فعالیت آتشفشانی نئوژن بلوک جوپار نخست با واحدهای اسیدی (ریولیت) آغاز شده است و سپس گدازه‌های بازالتی و بازالتی آندزیت روی آنها جای گرفته‌اند. در برخی بخش‌ها، دایک‌های با ترکیب بازالت آندزیتی در واحدهای اسیدی و بازالتی نفوذ کرده‌اند. برپایه بررسی‌های میکروسکوپی، سنگ‌های بازی بررسی شده به سه دسته رده‌بندی می‌شوند. در ادامه ویژگی‌های هر گروه آورده می‌شود.

سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده در بخش باختری بلوک جوپار برونزد دارند. افزون بر بازالت‌های بررسی شده، سنگ‌های آذرین دیگری مانند سنگ‌های اسیدی (ریولیت) و حد واسط نیز یافت می‌شوند (Dimitrijevic et al., 1979). در بیشتر بخش‌ها، واحدهای بازالتی بررسی شده به صورت روانه‌های گدازه‌ای روی سنگ‌های اسیدی دیده می‌شوند. در برخی جاها به علت گرمای بسیار گدازه‌های بازالتی، ته‌نشست‌های زیرین دچار دگرگونی مجاورتی شده‌اند. حرارت گدازه‌های بازی کانی‌های فرومنیزین واحدهای ریولیتی زیرین را اکسید کرده است. سرخ‌رنگ شدن مرز میان واحدهای بازی و اسیدی پیامد آزاد شدن آهن از کانی‌های فرومنیزین است. از آنجایی که این نوع دگرگونی در فشار کم و در سطح زمین روی داده است، شدت بسیار اندکی داشته است (شکل‌های ۲-۲، A، B و C-۲).

برپایه روابط صحرایی لایه‌ها، واحدهای اسیدی که بسیار دگرسان شده‌اند، کهن‌ترین واحد آذرین به شمار می‌روند. بیشتر سنگ‌های بازی به صورت روانه‌هایی با ستبرای ۵ تا ۵۰ متری، به رنگ خاکستری تیره تا سیاه، با ساخت حفره‌دار تا متراکم و کاملاً تازه و سالم دیده می‌شوند. فرسایش پوست پیازی از پدیده‌های سطحی رایج در این سنگ‌ها است که ورقه ورقه شدن آنها را به دنبال دارد. گاه شکستگی‌های انقباضی و فرسایش پوست پیازی بعدی، تکه‌ها و گلوله‌های گرد بازالتی تیره‌رنگ را پدید آورده‌اند (شکل‌های ۲-D و E-۲). با اینکه بیشتر بازالت‌های جوپار به صورت روانه هستند؛ اما گاه به صورت دایک نیز رخنمون دارند (شکل ۲-F).



شکل ۲- تصویرهای صحرایی از منطقه جوپار در جنوب کرمان: (A) جایگیری بازالت‌ها روی واحدهای ریبولیتی و مرز میان واحد بازی و اسیدی؛ (B) نفوذ بازالت درون ریبولیت که همانند انکلاو به نظر می‌رسد؛ (C) خاک پخته پدیدآمده از حرارت بازالت‌ها روی ته‌نشست‌های کهن؛ (D) روانه آندزیت بازالتی با سستبرایی نزدیک به ۲۰-۳۰ متر؛ (E) تأثیر فرسایش و پیدایش قله‌های گرد بازالتی؛ (F) دایک بازالتی در واحد ریبولیتی

کلینوپیروکسن از فراوان‌ترین فنوکریست‌های آنها هستند (شکل ۳- A). پلاژیوکلازها به شکل‌های تیغه‌ای، به صورت فنوکریست یا میکرولیت (میانگین

الیوین بازالت‌ها: بافت این سنگ‌ها پورفیریتیک با خمیره میکرولیتی- شیشه‌ای و دانه متوسط است. بلورهای الیوین، پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر

بوده‌اند. تفاوت شدت ایدینگزیتی شدن چه‌بسا پیامدثبالا بودن اکتیویته اکسیژن و سیلیس (Carmichael *et al.*, 1974) یا در ارتباط با میزان آهن بلورهای الیوین باشد (Shelly, 1993). پیروکسن‌ها به‌صورت شکل‌دار و مستطیلی تا کره‌ای شکل هستند و کمتر از ۱۵ درصد حجمی این دسته سنگ را دربر می‌گیرند. زاویه خاموشی آنها ۳۹-۴۲ درجه است. رنگ تداخلی صورتی، زرد و سبز سری دوم دارند و ترکیب دیوپسید تا اوژیت نشان می‌دهند. زمینه الیوین‌بازالت‌ها از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، سانیدین، دانه‌های کلینوپیروکسن و کانی‌های کدر ریزدانه است. گاه میان آنها با شیشه اکسیدشده پر شده است. کلریت، کلسیت، سرسیت از کانی‌های ثانویه در این گروه سنگی هستند.

بازالت‌ها: بازالت‌های بررسی شده بافت‌های پورفیری، گلوپورپورفیری، بادامکی و جریانی دارند. کانی‌شناسی آنها کمابیش ساده است و دربردارنده کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین است. تفاوت این دسته سنگ‌ها با الیوین‌بازالت‌ها در فراوانی کمتر الیوین است. میانگین اندازه پلاژیوکلازها برابر با ۲ میلی‌متر و فراوانی آنها برابر با ۴۰-۵۰ درصد حجمی سنگ است. بلورهای پلاژیوکلاز تیغه‌ای و کشیده هستند و بیشتر آنها بافت غربالی دارند. در پی نفوذ شماره‌ها، سنگ‌های بازالتی تا اندازه‌های دستخوش دگرسانی شده‌اند و پلاژیوکلاز کلسیک آنها سوسوریتی شده است. گرم‌شدن پلاژیوکلاز در دمای بالاتر از دمای انجماد حل‌شدن و گردش آنها را به‌دنبال داشته است (Tsuchiyama, 1985) (شکل ۳-۳). حضور پلاژیوکلازهای با منطقه‌بندی و حاشیه خورده‌شده در این سنگ‌ها چه‌بسا نشان‌دهنده آرایش پوسته‌ای است (Conly *et al.*, 2005) (شکل ۳-۳). کلینوپیروکسن‌ها مهم‌ترین کانی مافیک این واحد سنگی به‌شمار می‌روند و نزدیک ۴۰ درصد حجمی سنگ را دربر می‌گیرند. بیشتر پیروکسن‌ها به‌صورت فنوکریست و

درازا: ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر) هستند. ترکیب آنها بر پایه زاویه خاموشی (۱۸-۳۵ درجه) آندزین- لابرادوریت است. این کانی نزدیک ۵۰-۶۰ درصد حجمی سنگ را دربر می‌گیرد. پلاژیوکلازها با ماکل پلی‌سینتتیک، کارلسباد- پلی‌سینتتیک و گاه بافت غربالی دیده می‌شوند (شکل ۳-۳). درباره پیدایش این بافت (بافت غربالی) دیدگاه‌های گوناگونی پیشنهاد شده است:

(۱) رشد اسکلتی (Kuo and Kirkpatrick, 1982)؛

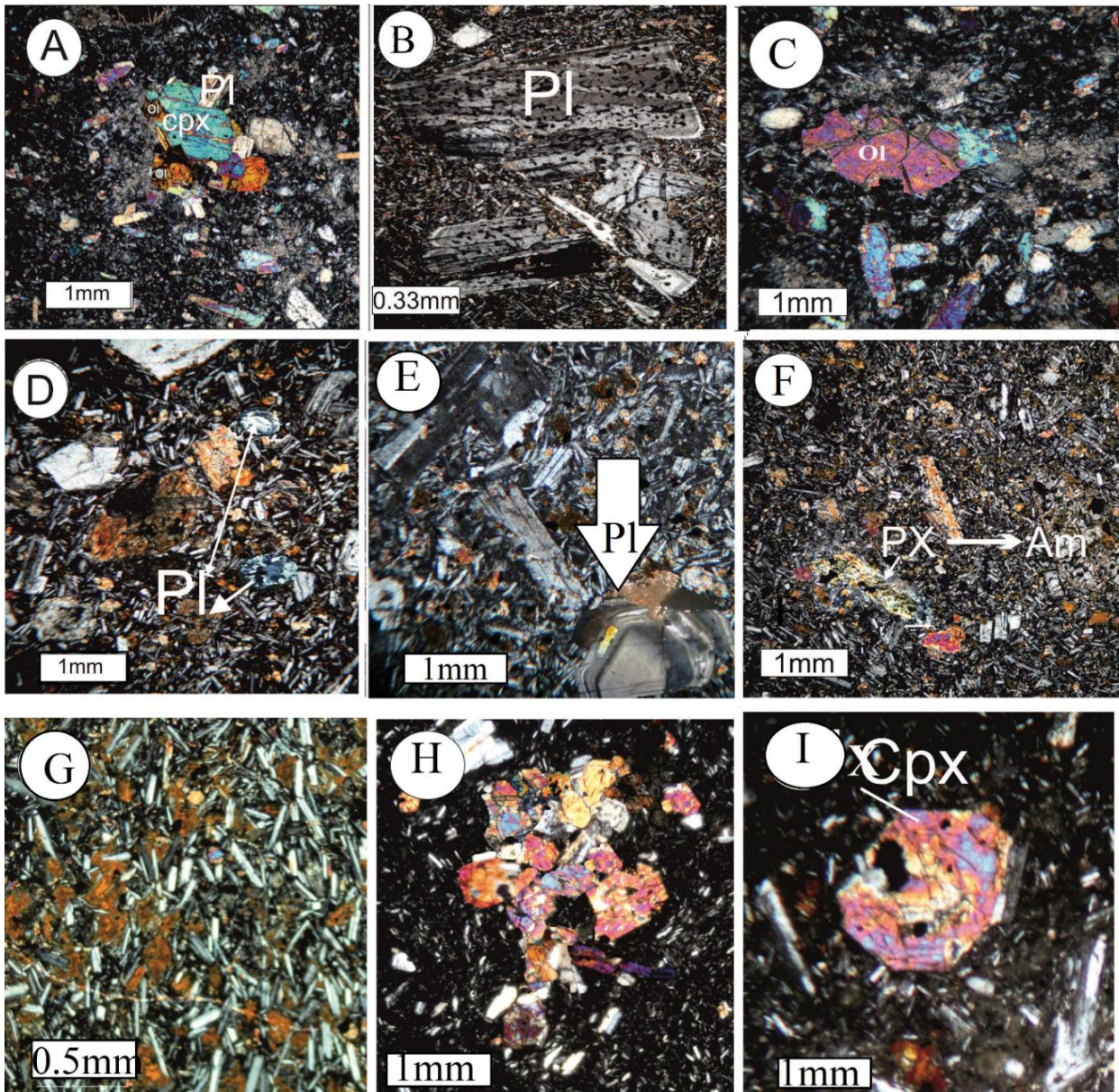
(۲) آمیختگی ماگمایی (Halsor, 1989)؛

(۳) کاهش سریع فشار (Pearce, 1987).

دیدگاه نخست تقریباً منسوخ شده است. در دیدگاه دوم نیز شواهد قانع‌کننده دیگری درباره آمیختگی ماگمایی در منطقه دیده نشد و از این رو، نمی‌توان آن را به آمیختگی ماگمایی نسبت داد. به احتمال بالا بافت غربالی پلاژیوکلازهای منطقه جوار پیامد کاهش فشار بوده است. بلورهای الیوین به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با اندازه ۱-۳ میلی‌متری نزدیک ۳۰ درصد حجمی الیوین‌بازالت‌ها را دربر می‌گیرند. در این سنگ‌ها در شکل و اندازه فنوکریست‌ها تغییر دیده می‌شود. تفاوت توزیع اندازه در بلورها چه‌بسا نشانه‌ای از تبلور دو مرحله‌ای است (Shelly, 1993). هضم‌شدگی بلورهای الیوین، بی‌آنکه هاله واکنشی از جنس ارتوپیروکسن پیرامون آنها پدید آید، از ویژگی‌های سنگ‌های آلکالن است (Righter and Rosas, 2001) (شکل ۳-۳). بلورهای الیوین نسبت به پلاژیوکلازها درصد حجمی کمتر و اندازه بزرگ‌تری دارند. این پدید پیامد سرعت رشد بالاتر بلورهای الیوین در برابر سرعت هسته‌بندی آنهاست (Shelly, 1993). در جریان بازالتی یادشده، الیوین‌ها نوعی ارتباط میان شدت دگرسانی و ایدینگزیتی شدن و ریخت‌شناسی بلورین نشان می‌دهند. الیوین‌های شکل‌دار بیشتر دگرسان شده‌اند؛ اما الیوین‌هایی که گردشده هستند کمتر دچار دگرسانی ایدینگزیتی

سنگ‌ها از پلاژیوکلاز، آکالی‌فلدسپار، پیروکسن و کانی‌های کدر ساخته شده است. نشانه‌هایی از سرسیتی‌شدن و کلسیتی‌شدن اندک نیز دیده می‌شوند. کانی‌های کدر از کانی‌های فرعی و کلریت، اپیدوت کلسیت، سرسیت و کوارتز از کانی‌های ثانویه هستند.

نیمه‌شکل‌دار به رنگ سبز کمرنگ دیده می‌شوند. این کانی در پی تأثیر محلول‌های گرمابی با آمفیبول جایگزین شده است (شکل ۳-۳). فراوانی الیوین در این سنگ‌ها نزدیک به ۱۰-۱۵ درصد حجمی سنگ‌هاست. بیشتر الیوین‌ها ایدیگزیتی شده‌اند. زمینه این دسته از



شکل ۳- تصویر میکروسکوپی بازالت‌های آکالان بلوک جوپار در جنوب کرمان: (A) تجمع گلوپورفیریک کانی‌های پیروکسن، الیوین و پلاژیوکلاز در سنگ‌های الیوین‌بازالت؛ (B) بافت غربالی در بلورهای پلاژیوکلاز سنگ‌های الیوین‌بازالتی و بازالتی؛ (C) خوردگی بلور الیوین بدون حاشیه واکنشی؛ (D) تصویر میکروسکوپی بلورهای پلاژیوکلاز گردشده؛ (E) منطقه‌بندی نوسانی در بلورهای پلاژیوکلاز سنگ‌های بازالتی؛ (F) جایگزین‌شدن پیروکسن با آمفیبول؛ (G) بافت اینترگرانولار در بازالتیک آندزیت؛ (H) بافت گلوپورفیریک از بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن؛ (I) منطقه‌بندی ترکیبی در کلینوپیروکسن‌ها

بازای منطقه جویبار به روش ICP-MS و XRF تجزیه شیمیایی شدند. داده‌های آنها در جدول ۱ آورده شده‌اند. در نمودار رده‌بندی TAS برگرفته از Le Bas و همکاران (۱۹۸۶) در گستره تراکی‌بازالت و بازالت جای می‌گیرند (شکل ۴- A). در نمودار رده‌بندی برپایه عنصرهای نامتحرک Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y ، نمونه‌ها در محدوده آکالی‌بازالت و تراکی‌اندزیت جای می‌گیرند (شکل ۴- B). برپایه نمودارهای تعیین سری ماگمایی، سنگ‌های بررسی شده در محدوده سری آکالن و انتقالی جای می‌گیرند (شکل‌های ۵- A و ۵- B).

بررسی پهنه زمین‌ساختی برپایه زمین‌شیمی عنصرهای کمیاب

الگوی عنصرهای خاکی کمیاب به‌نچار شده در برابر ترکیب کندریت در شکل ۶ نشان داده شده است. الگوی هم‌روند نمونه‌ها نسبت به هم چه‌بسا نشان‌دهنده خاستگاه یکسان (Wilson, 1989) برای سنگ‌های منطقه بررسی شده باشد. در این الگو (شکل ۶)، تمرکز تدریجی عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE) به‌سوی میانه (MREE) و سنگین (HREE) و با شیب منفی دیده می‌شود. افزون‌براین، نسبت‌های La_N/Sm_N (۳/۳۲ تا ۶/۶۰)، Sm_N/Yb_N (۲ تا ۴/۷) و La_N/Yb_N (۸/۴ تا ۱۷/۴۰) نیز نشان‌دهنده این روند هستند. افقی بودن عنصرهای HREE نشانه خاستگاه گوشته گارنت‌دار برای منطقه بررسی شده و تهی‌شدگی آنها (HREE) پیامد جدایش کانی‌های الیوین، زیرکن یا هورنبلند است (Rollinson, 1993).

بازالت‌اندزیتی: بافت‌های میکرولیتیک، میکرولیتیک حفره‌دار، پورفیریتیک، اینترگرانولار، ساب‌افتیک از بافت‌های گوناگون در بازالت‌اندزیت‌های منطقه بررسی شده هستند؛ اما بافت اینترگرانولار در این سنگها بیشتر دیده می‌شود (شکل ۳- G). پلاژیوکلاز و پیروکسن از مهم‌ترین کانی‌های این سنگها هستند. درصدحجمی کلینوپیروکسن در بازالت‌اندزیت‌ها بالا و نزدیک به ۵۰-۶۰ درصدحجمی است. بیشتر پیروکسن‌ها فنوکریست و نیمه‌شکل‌دار هستند و به رنگ سبز تیره دیده می‌شود و بافت گلومروپورفیریک نشان می‌دهند (شکل ۳- H). کلینوپیروکسن‌های این دسته از سنگها برپایه رنگ تداخلی زرد و بنفش سری دوم و نیز زاویه خاموشی ۳۹-۴۲ درجه آنها، ترکیب دیوپسید-اوزیست دارند. منطبقه‌بندی ترکیبی در درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن‌ها چه‌بسا پیامد رویداد آرایش پوسته‌ای است (شکل ۳- I). پلاژیوکلازها با اندازه ۱-۲ میلیمتر نزدیک به ۵۰ درصدحجمی سنگ را دربر می‌گیرند. برپایه زاویه خاموشی ۲۲-۳۶ درجه، نوع آنها الیگوکلاز-اندزین است. میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و فلدسپارهای قلیایی سازنده ترکیب اصلی خمیره سنگ هستند. در بازالت‌اندزیت‌ها، حضور کانی‌های تیره به‌صورت پویی‌کیلیتیک درون برخی کلینوپیروکسن‌ها نشان‌دهنده تقدم تبلور یا همزمانی تبلور این کانی‌هاست.

زمین‌شیمی

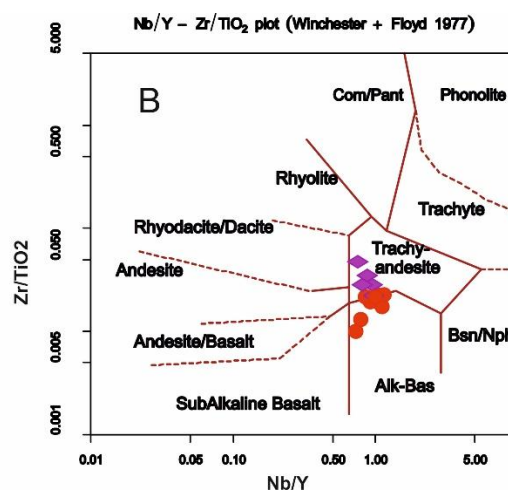
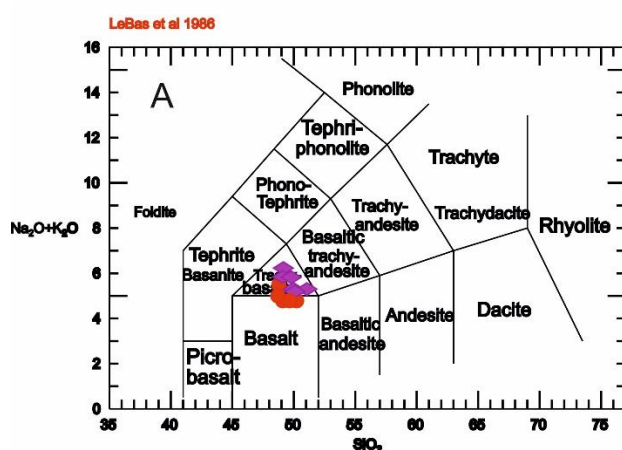
برای نامگذاری و بررسی سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی، شمار ۱۲ نمونه از سنگ‌های

جدول ۱- داده‌های تجزیه زمین‌شیمیایی آذرین بازیک منطقه جوپار (اکسید عنصرهای اصلی برپایه درصدوزنی و عنصرهای فرعی برپایه ppm)

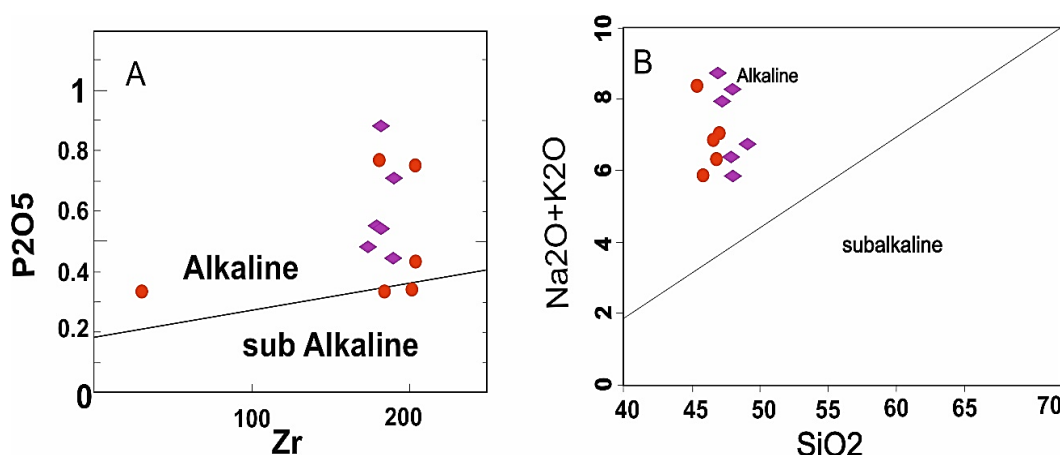
Sample No.	5j	12J	37j	89J	90J	112J	121J	217J	228J	245J	278J	Ah-2
SiO ₂	48.80	49.16	49.79	48.20	49.01	49.98	49.10	51.07	50.10	47.81	47.04	48.40
Al ₂ O ₃	16.60	16.92	16.95	15.40	16.21	13.90	14.60	16.95	16.42	16.58	17.78	17.00
Fe ₂ O ₃	8.95	10.01	8.23	10.50	9.54	8.63	11.00	9.25	9.51	10.90	7.35	8.93
CaO	8.05	7.49	9.82	10.01	9.83	10.28	8.50	8.77	9.57	10.30	11.60	9.43
MgO	7.30	5.73	5.40	7.90	8.01	7.01	7.66	6.93	5.41	2.85	5.96	7.30
Na ₂ O	2.69	3.24	2.97	3.01	2.58	2.90	3.50	2.53	3.02	3.63	3.33	3.66
K ₂ O	2.80	2.99	2.85	2.49	2.69	2.41	2.34	2.77	2.17	2.94	2.60	2.89
TiO ₂	0.96	1.52	0.82	0.97	0.59	1.59	0.90	0.98	0.97	0.96	0.89	1.06
MnO	0.91	0.23	0.80	0.15	0.14	0.42	0.38	0.15	0.15	0.17	0.14	0.14
P ₂ O ₅	0.74	0.89	0.72	0.75	0.42	0.48	0.34	0.45	0.55	0.33	0.34	0.33
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
LOI	2.10	1.80	1.93	0.82	1.11	2.56	2.09	1.03	1.82	2.85	2.96	1.53
Total	99.91	99.99	100.28	100.20	100.13	100.16	100.41	100.88	99.69	99.32	99.99	100.67
Li	45.45	30.5	45.6	40	42	46	45	39.1	36	42	36.6	46.3
Sc	19	27	17	19	19	18	19	21	27	13	20	18
V	143	242	140	162	123	151	148	180	242	117.9	184	142
Co	25.2	29.4	25.8	21.2	20.7	25	25.7	30.4	29.4	14	12	27
Cr	185	190	155	103	141	152	154	123	132	180	102	182
Ni	68	60	64	62	60	62	65	68	63	54	63	61
Ga	16.1	20.1	15.4	11.92	16.1	15.15	16.7	21.5	20.1	16.1	17.6	16.5
Ba	499	491	459	410	450	428	450	498	491	662	626	469
Rb	110	88.3	97.4	92	96	95.9	97	89	88.3	142	137	101
Sr	875	633	855	712	820	815	824	592	633	651	656	845
Y	39	30.8	33	35	39	39	35	29.4	30.8	25.8	27.8	35
Zr	186	179	193	205	203	175	184	188	180	186	203	190
Nb	29	23	28.5	25	27.1	27.45	28.3	24.6	26.3	28.1	26.8	33.2
Be	2.8	1.8	2.6	2.3	2.7	1.96	2.5	2.5	1.8	1.75	2.1	2.6
Cs	135	111	143	120	158	130	142	162	111	136	153	140
La	47	49	49	53	51	48	50	45	29	39.2	50.6	52
Ce	93	80	82	80	96	95	90	81	37.6	59.3	52.5	86
Pr	8.9	7.52	8.6	8.3	10.1	9	7.69	9.01	4.52	6.78	6.05	7.9
Nd	38	35	33.2	40.2	39.6	37	36	36.3	30.8	39	29	36
Sm	8.82	5	5.3	7.99	6.03	7.6	4.73	6.41	4.59	5.96	5.34	8.8
Eu	2.51	1.29	1.61	2.02	1.79	2.1	1.4	1.61	1.29	1.74	1.35	2.01
Gd	7.7	6.3	7.22	7.62	6.81	6.89	6.25	7.4	4.7	6.01	5.18	6.89
Tb	0.92	0.74	1.02	1.09	0.89	0.92	0.8	0.73	0.74	0.83	0.81	0.96
Dy	4.2	4.26	5.72	5.63	4.6	5.23	8.5	4.89	4.26	4.76	4.67	4.9
Ho	1.05	0.87	1.13	1.2	1.13	1.1	0.9	0.74	0.87	0.95	0.95	1
Er	2.32	2.53	3.18	3.01	2.72	2.99	2.2	2.35	2.53	2.97	2.79	2.63
Yb	2.92	2.28	2.82	2.2	2.73	2.85	2.1	2.04	2.28	2.83	2.6	2.03
Lu	0.31	0.32	0.4	0.31	0.3	0.4	0.26	0.36	0.32	0.38	0.37	0.39
Hf	4.53	3.8	4.51	4.4	4.02	4.12	4.11	3.58	2.69	3.39	3.93	4
Ta	1.8	0.94	1.44	1.22	1.77	1.78	1.23	0.99	0.34	0.4	0.5	1.4
Pb	17.5	13.8	20.6	19.2	22	20.2	21.1	15.5	13.8	23.4	22.6	17
Th	7	4.54	7.22	6.01	7.3	7.1	7.9	6.66	4.54	6.14	6.9	8.5

جدول ۱- ادامه

Sample No.	5j	12J	37j	89J	90J	112J	121J	217J	228J	245J	278J	Ah-2
U	3.87	1.46	3	5	4	3	4	2.83	1.46	2.74	2.33	3.33
Bi	0.1	<0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1
Cd	0.18	0.2	0.11	0.3	0.6	0.8	0.8	0.92	0.11	0.19	0.13	0.18
Cu	35	37.7	37.7	39	32.81	36.3	37	38.4	37.7	33.8	34.2	34
Ge	0.84	0.93	0.78	0.72	1.1	0.72	0.71	0.93	0.93	0.99	0.75	0.89
Hg	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
Mo	3.75	1.4	2.1	3.1	3.3	2.41	2.7	2	1.4	1.5	1.7	2.6
Tm	0.32	0.27	0.39	0.32	0.4	0.42	0.26	0.27	0.35	0.28	0.4	0.41
In	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06
Sb	0.8	0.4	0.4	0.5	0.4	0.5	0.3	0.6	0.4	0.3	0.3	0.08
Se	0.41	0.48	0.33	0.42	0.2	0.29	0.32	0.43	0.48	0.74	0.62	0.63
As	3.8	2.8	3.3	4.3	3.6	3.7	3.6	3.18	0.5	4	3.34	3.6
Sn	3.6	1.2	2.1	1.86	2.7	2.01	2.1	1.7	1.2	1.7	1.4	2.6
Te	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.02
Tl	0.9	0.2	0.6	0.5	0.6	0.6	0.4	0.3	0.2	3.42	2.2	1
W	2.45	0.7	2.3	2.8	2.02	2.7	2.4	2.1	0.7	2.4	1	2.4
Zn	87	104	88	90	82	102	80	115	104	96.7	94.8	96.4
Re	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	0.0005	<0.0005
Zr/Y	4.76	5.817	5.84	5.87	5.21	4.78	5.16	6.4	5.85	7.21	7.31	5.42
Rb/Zr	2.82	2.86	2.96	2.63	2.46	2.45	2.77	3.02	2.86	5.5	4.91	2.87
S.I	0.33	0.26	0.27	0.33	0.35	0.33	0.31	0.32	0.26	0.14	0.3	0.32
Zr/TiO ₂	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Nb/Ta	16.11	24.46	19.79	20.49	15.31	15.42	23	24.84	77.35	70.25	53.6	23.71
Nb/Zr	0.155	0.128	0.147	0.122	0.133	0.156	0.153	0.139	0.146	0.151	0.132	0.174
Nb/Ba	0.058	0.046	0.062	0.061	0.06	0.064	0.062	0.049	0.053	0.042	0.042	0.07
La/Sm	5.328	9.8	9.245	6.633	8.457	6.315	10.57	7.02	6.318	6.577	9.475	5.909
Ta/Yb	0.616	0.412	0.51	0.554	0.648	0.624	0.587	0.485	0.149	0.141	0.192	0.689
Rb/Th	15.71	19.44	13.49	15.3	13.15	13.5	12.27	13.36	19.44	23.12	19.85	11.88
Th/Yb	2.397	1.991	2.56	2.731	2.674	2.491	3.761	3.264	1.991	2.169	2.653	4.187

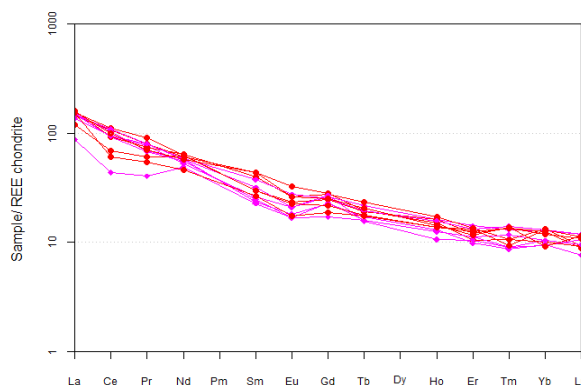


شکل ۴- جایگاه نمونه‌های آذرین بلوک جوپار در: (A) نمودار در برابر SiO₂ و Na₂O+K₂O (Le Bas et al., 1986)؛ (B) نمودار Nb/Y در برابر Zr/TiO₂ (Winchester and Floyd, 1977)؛ (●: تراکی بازالت؛ ♦: تراکی بازالت؛ ●: تراکی آندزیت؛ ♦: تراکی بازالت)



شکل ۵- جایگاه نمونه‌های آذرین بازیک منطقه جوپار در نمودارهای شناسایی سری ماگمایی. A) نمودار Zr (برپایه ppm) در برابر P_2O_5 (برپایه درصدوزنی) (Winchester and Floyd, 1977)؛ B) نمودار SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O (Irvine and Baragar, 1971) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴ است)

با سنگ‌های (Sirvastava and Singh, 2004) بررسی شده ($\sim 4/76$) نشان می‌دهد چه‌بسا سنگ‌های بررسی شده دچار آلیش پوسته‌ای شده‌اند؛ اما برپایه سرشت آلکالن نمونه‌های بازیک، ذوب‌بخشی درجه کم یک خاستگاه گوشته‌ای برای ماگمای سازنده این سنگ‌ها نیز محتمل است (Wass and Roger, 1980). نسبت LREE/HREE در سنگ‌های بررسی شده نشان می‌دهد خاستگاه ماگمایی از ذوب‌بخشی درجه کم تا متوسط گوشته ریشه گرفته است. برای به‌دست‌آوردن میزان ذوب‌بخشی از نمودار La در برابر La/Sm بهره گرفته می‌شود (شکل ۷- A). از مقایسه ترکیب اندازه‌ها با ترکیب ماگماهای ریشه‌گرفته از ذوب لرزولیت‌های اسپینل یا گارنت‌دار به درجه ذوب‌بخشی و سرشت گوشته خاستگاه منطقه بررسی شده پی برده می‌شود. از دیدگاه فراوانی La و Sm، ترکیب نمونه‌های بررسی شده همانند ماگماهای جدایش‌یافته از گوشته غنی شده است. در شکل ۷- A، این نمونه‌ها روی روند همخوان با ذوب‌بخشی ۱ تا ۵ درصد گارنت‌لرزولیت جای

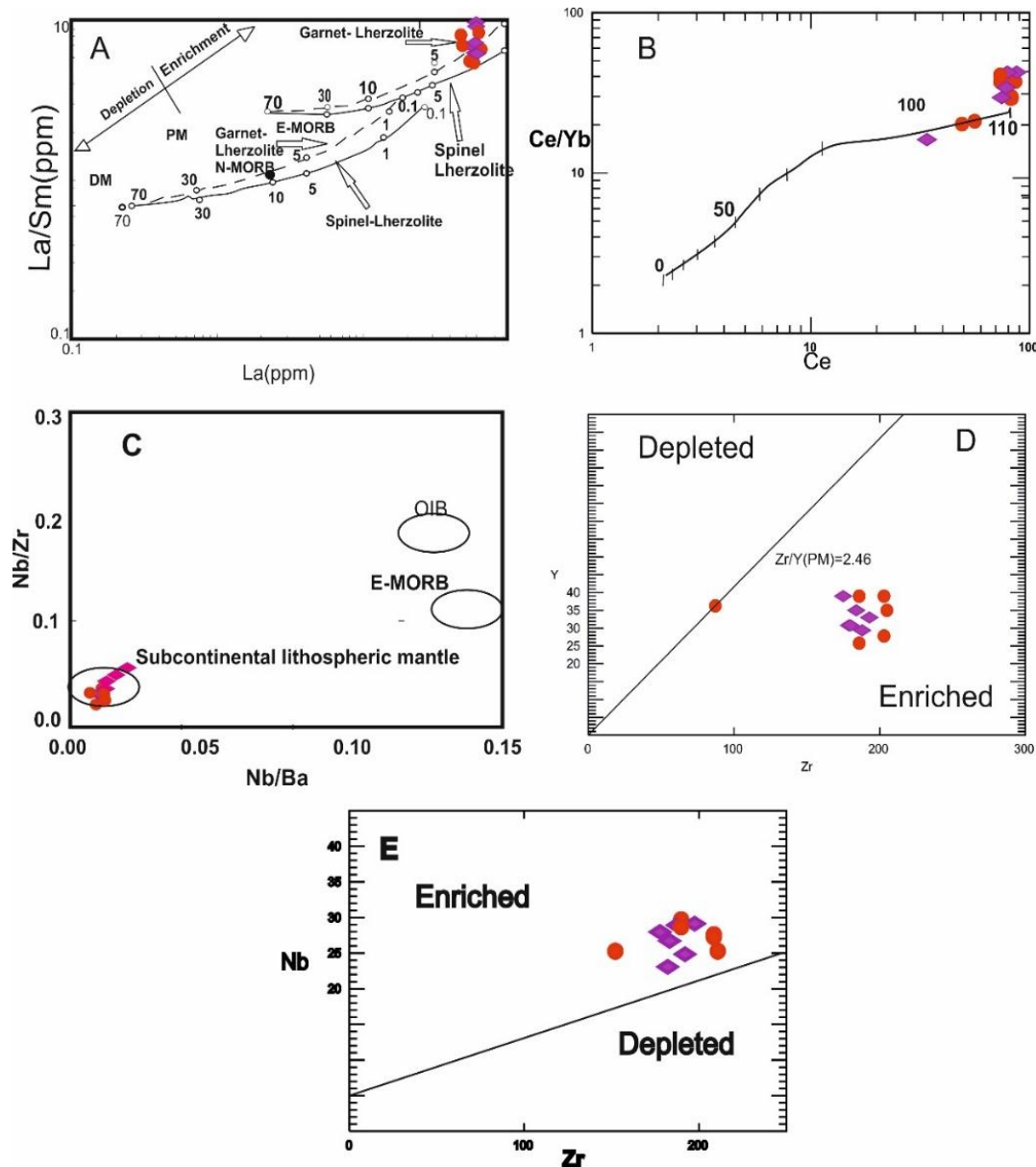


شکل ۶- الگوی REE در سنگ‌های بازالتی بلوک جوپار بهنجار شده در برابر ترکیب کندریت (Nakamura, 1974)

به باور Hirschman (۱۹۹۸)، غنی‌شدگی از عنصرهای کمیاب سبک را پیامد دو عامل درجه کم ذوب‌بخشی در خاستگاه گوشته‌ای غنی شده (کمتر از ۵ درصد) و آلیش ماگما با مواد پوسته‌ای است. نسبت‌های La_N/Sm_N نماینده نسبت‌های LREE/HREE هستند و نقش هریک از عوامل یادشده را نشان می‌دهند. اگر آلیش و هضم پوسته‌ای روی داده باشد، برپایه غنی‌بودن پوسته از LREE، باید این مقدار در سنگ‌های بررسی شده بسیار باشد. مقایسه میانگین نسبت La_N/Sm_N در سنگ‌های پوسته ($\sim 4/25$ ؛

نشان‌دهنده گارنت‌دار بودن و نبود اسپینل در خاستگاه سنگ‌های منطقه است، ژرفای خاستگاه ماگمای سازنده این سنگ‌ها دست‌کم در ژرفای بیشتر از ۸۰ کیلومتر دانسته می‌شود. برای ارزیابی ژرفای ماگمای خاستگاه، نمودار پیشنهادی Ellam (۱۹۹۲) به کار برده شد.

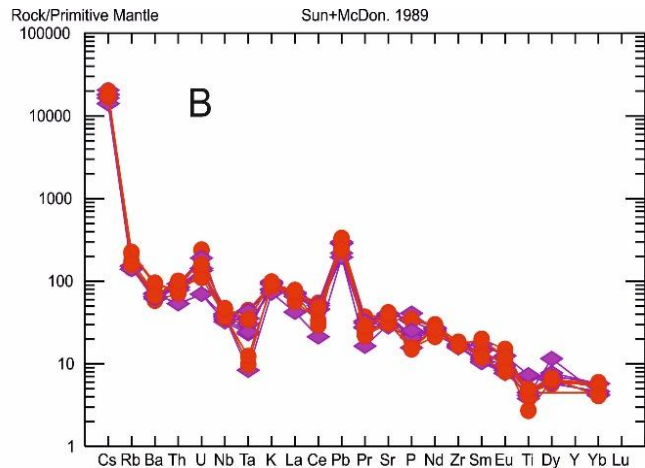
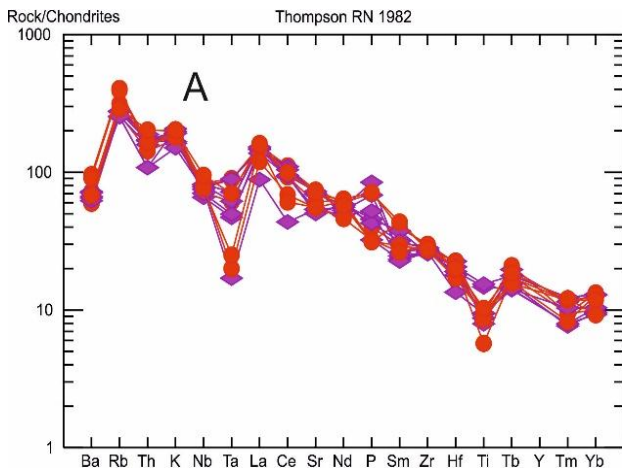
می‌گیرند. به‌باور Ellam (۱۹۹۲)، پهنه انتقال از اسپینل‌لرزلیت به گارنت‌لرزلیت در ژرفای ۶۰ تا ۸۰ کیلومتری است و به باور برخی دیگر، این پهنه در ژرفای ۷۰ تا ۸۰ کیلومتری گوشته بالایی جای دارد (Frey *et al.*, 1991; McKenzie and O’Nions, 1991). از آنجایی که این نمودار



شکل ۷- نمودارهای بررسی خاستگاه سنگ‌های آذرین بازیک بلوک چوپار. (A) نمودار La/Sm در برابر La برای به‌دست‌آوردن میزان ذوب‌بخشی (Aldanmaz and *et al.*, 2000)؛ (B) ژرفای ۱۱۰ کیلومتری برای نمونه‌های منطقه چوپار در نمودار Ce در برابر Ce/Yb (Ellam, 1992)؛ (C) نمودار Nb/Ba در برابر Nb/Zr (Hooper and Hawkesworth, 1993)؛ (D) نمودار Zr در برابر Y (برگرفته از: Ellam, ۱۹۹۲)؛ (E) نمودار Zr در برابر Nb (Ellam, 1992) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴ است)

است. در این نمودار، تهی‌شدگی آشکاری در Ba، Ti، Nb و Ta و غنی‌شدگی در عنصرهای K، Th و Rb دیده می‌شود. در نمودار چندعنصری بهنجارشده در برابر ترکیب گوشته اولیه از مقدمات‌های پیشنهادی Sun و McDonough (۱۹۸۹) بهره گرفته شد. در این نمودار غنی‌شدگی از Pb، Th، Rb، U و K و تهی‌شدگی از Nb، Ti، Ta و Ba دیده می‌شود (شکل ۸- B). آنومالی مثبت Pb و Cs در این نمودارها شاید پیامد آلیس ماگما با مواد پوسته‌ای (به‌علت انباشتگی بالای این عنصرها در پوسته قاره‌ای) باشد (Ghasemi and Jamshidi, 2011). پس توقف کوتاه‌مدت یا چه‌بسا گذر ماگمای سازنده از پوسته قاره‌ای ضخیم، به‌همراه نفوذ سیال‌های پوسته‌ای درون ماگما و یا هضم مواد پوسته‌ای به‌دست ماگمای سازنده سنگ‌ها، پیدایش این گونه از ناهنجاری‌ها در نمونه‌های بررسی‌شده را به‌دنبال داشته‌اند (Wayer et al., 2003; Wang et al., 2003).

همان‌گونه‌که در شکل ۷- B دیده می‌شود ژرفای ماگمای خاستگاه ۱۰۰-۱۱۰ کیلومتر است. برپایه آنچه گفته شد، ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه جوپار شاید از ژرفای ۱۰۰-۱۱۰ کیلومتری و از گوشته‌ای گارنت‌لرزلولیتی پدید آمده است. برای اینکه روشن شود خاستگاه ماگمای سنگ‌های بررسی‌شده گوشته سنگ‌کره‌ای است یا سست‌کره‌ای، نمودار Nb/Ba در برابر Nb/Zr به‌کار برده شد. این نمودار نشان می‌دهد بازالت‌های جوپار از گوشته سنگ‌کره‌ای زیر قاره‌ای پدید آمده است (شکل ۷- C) (Hooper and Hawkesworth, 1993). رسم همه نمونه‌ها در نمودارهای Zr در برابر Y و Nb نشان می‌دهد ماگمای خاستگاه از گوشته‌ای غنی‌شده پدید آمده است (شکل‌های ۷- D و ۷- E). در شکل ۸- A، الگوی فراوانی عنصرهای ناسازگار سنگ‌های آتشفشانی جوپار در برابر ترکیب کندریت (Thompson, 1982) بهنجار شده



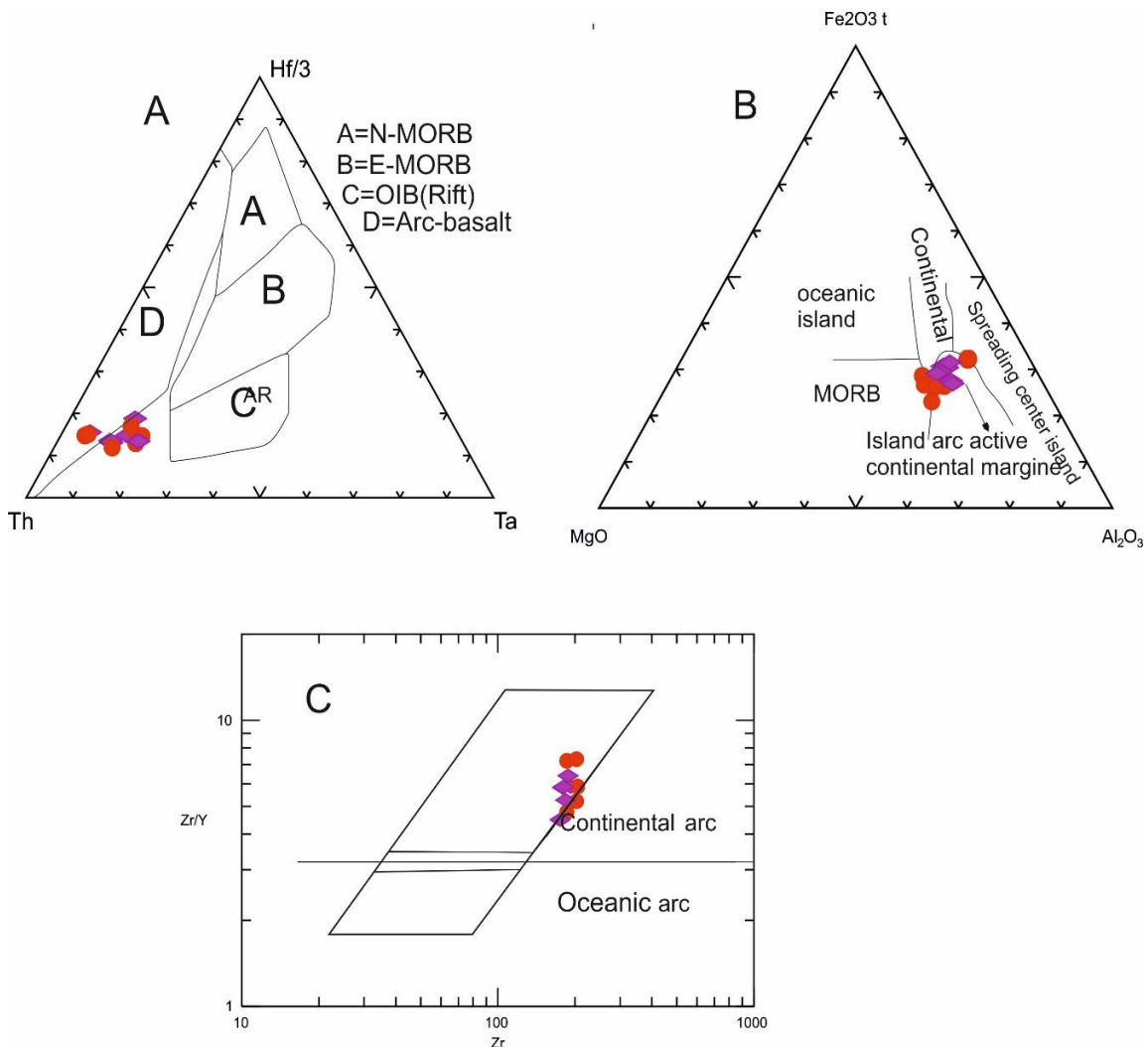
شکل ۸- نمودار بهنجارشده ترکیب سنگ‌کل سنگ‌های آذرین بازیک بلوک جوپار در جنوب کرمان در برابر ترکیب: (A) کندریت (Thompson, 1982); (B) گوشته اولیه (Sun and McDonagh, 1989) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴ است)

۱) خاستگاه‌گرفتن ماگماها از گوشته‌ای غنی‌شده (در پی سیال‌های فرورانشی)؛
 ۲) آلیس پوسته‌ای ماگماهای ریشه‌گرفته از گوشته.

به باور Kurt و همکاران (۲۰۰۸)، تهی‌شدگی از Ta-Nb و غنی‌شدگی از LREE و LILE پیامد دو عامل است:

برای اینکه روشن شود سنگ‌های منطقه بررسی شده وابسته به فرورانش هستند یا پیامد کشش‌های درون‌صفحه‌ای، نمودارهای گوناگونی به‌کار برده شدند. برپایه نمودار Hf/3-Ta، گدازه‌های منطقه جوپار در گستره کمان ماگمایی جای می‌گیرند (شکل ۹- A). پس از پیاده‌کردن نمونه‌ها در نمودار سه‌تایی MgO-FeO-Al₂O₃، نمونه‌ها در گستره جزیره‌های کمانی و مرز فعال قاره‌ای جای می‌گیرند (شکل ۹- B).

در سنگ‌های منطقه، هر چند آنومالی‌های دیده‌شده، به‌ویژه درباره عنصرهای Nb-Ta، از ویژگی‌های نمودارهای عنکبوتی ویژه پهنه‌های فرورانش هستند (Wilson, 1989; Pearce, 1982)، اما چنین آنومالی‌هایی در بازالت‌های درون‌صفحه قاره‌ای آلوده شده با پوسته (مانند: بازالت‌های ریفتی درون‌قاره‌ای و بازالت‌های طغیانی قاره‌ای) نیز گزارش شده‌اند (Wilson, 1989; Cox and Hawkesworth, 1985).



شکل ۹- جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین بازیک بلوک جوپار در: A) نمودار پیشنهادی Wood (۱۹۸۰)؛ B) نمودار پیشنهادی Pearce (۱۹۷۷)؛ C) نمودار Zr در برابر Zr/Y (Pearce, 1983) (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴ است)

کاربردی نخواهند داشت (Wilson, 1989). بازالت‌های جوپار $Mg\#$ کمتر از ۰/۶۸ دارند و مقدار Cr و Ni آنها نیز به ترتیب از ۶۳ ppm و ۱۹۰ کمتر است. از این رو، ماگمای سازنده سنگ‌های بررسی شده از ماگماهای اولیه و در تعادل با گوشته بالایی نبوده است. از این رو، یا پس از پیدایش در گوشته اولیه دستخوش تغییراتی در ترکیب شیمیایی ماگمایی اولیه شده‌اند و یا پیامد ماگمایی هستند که از گوشته دگرنهادی جدا شده‌اند. یکی از نکته‌های دیگری که نشان‌دهنده این پدیده است، ضریب انجماد است:

$$I.S. = MgO * 100 / (MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O)$$

اگر ضریب انجماد پیشنهادی Kuno (۱۹۵۹) برابر با ۳۵-۴۵ باشد، سنگ‌ها از نوع اولیه هستند و اگر این ضریب از ۳۵ کمتر باشد، سنگ‌ها از نوع جدایش یافته هستند. سنگ‌های بلوک جوپار ضریب انجماد برابر با ۲۶-۳۳ دارند پس از نوع جدایش یافته به شمار می‌روند (جدول ۱).

برای بررسی تأثیر فرایندهای AFC نیز نمودار Ta/Yb-Th/Yb به کار برده شد. روندهای FC و AFC در این نمودار دخالت سنگ‌کره قاره‌ای و نیمه‌قاره‌ای در سنگ‌زایی سنگ‌ها را نشان می‌دهند. برای نمونه‌های جوپار، تغییرات نسبت‌های Ta/Yb-Th/Yb نشان‌دهنده دخالت فرایندهای آلیش پوسته‌ای در سنگ‌زایی ماگمای مادر این سنگ‌ها هستند (شکل ۱۰-A). بالا آمدن ماگماهای پدیدآمده در گوه گوشته‌ای از میان پوسته ضخیم آلیش پوسته‌ای را در پی دارد. نسبت Nb/La کم پیامد تمرکز کم Nb در نمونه‌های منطقه است و نشان‌دهنده آلیش پوسته‌ای شدید است (شکل ۱۰-B).

برای بررسی فرایند AFC نسبت Rb/Th

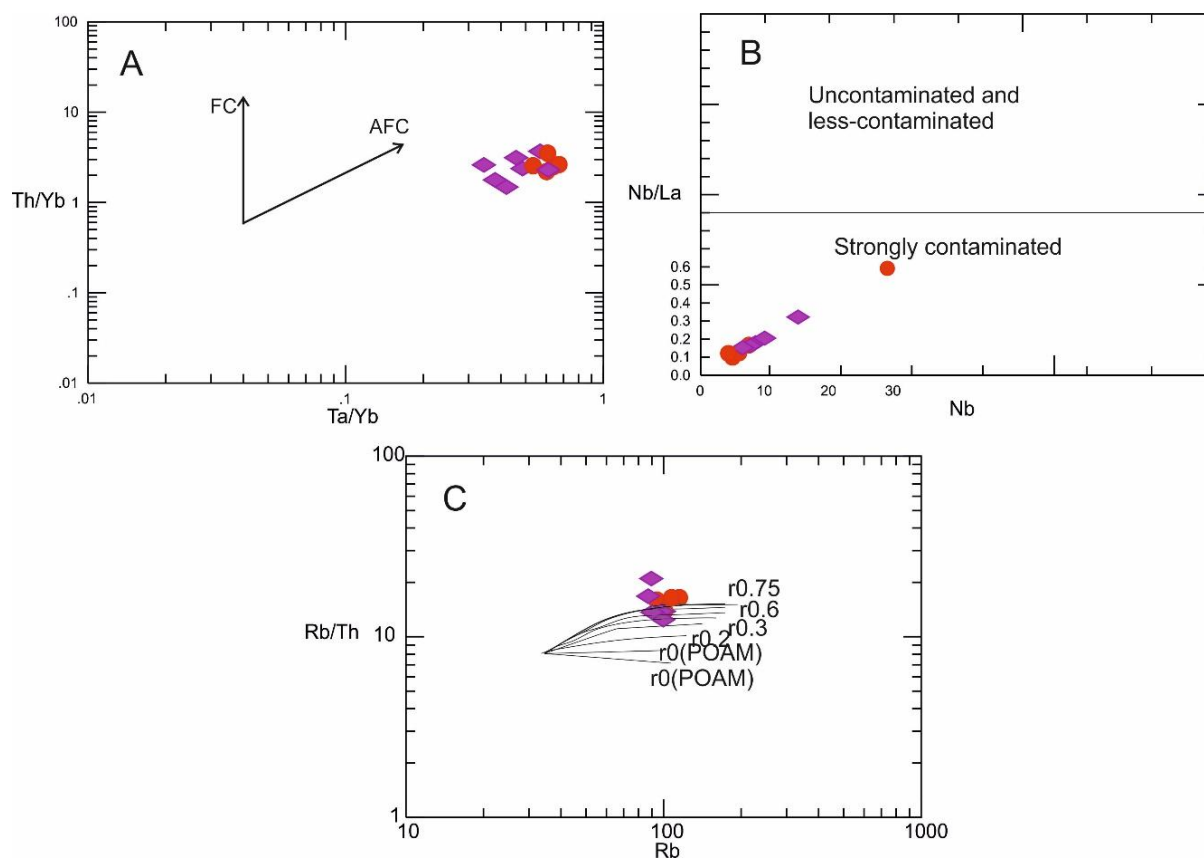
برای اینکه روشن شود کمان ماگمایی از نوع اقیانوسی است یا قاره‌ای، از نمودار Zr/Y برابر Zr/Y بهره گرفته شد (شکل ۹-C). در این نمودار، سنگ‌های بررسی شده در محدوده کمان‌های قاره‌ای جای می‌گیرند. کمان ماگمایی سازنده سنگ‌های این منطقه پیامد فرورانش پوسته‌ای اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای بوده است. افزون بر نمودارهای بالا، نسبت عنصرهای کمیاب Zr/Y نیز برای شناخت رژیم زمین‌ساختی به کار برده می‌شود (Pearce and Norry, 1979). بدین گونه که اگر در گدازه‌ها $Zr/Y > 3$ باشد، پهنه زمین‌ساختی کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای بوده و اگر $Zr/Y < 3$ باشد پهنه زمین‌ساختی به کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی وابسته بوده است. از آنجایی که سنگ‌های آتشفشانی جوپار نسبت Zr/Y بیشتر از ۳ دارند، در گروه کمان آتشفشانی جاب می‌گیرند. پس پهنه زمین‌ساختی ماگمایی منطقه بررسی شده چه بسا مرز فعال قاره‌ای بوده است.

ارزیابی هضم و تبلور بخشی (AFC)

برای اینکه روشن شود ماگمای بازالتی سازنده سنگ‌های منطقه از نوع اولیه است یا از گوشته‌ای پدید آمده است که ترکیبش تغییراتی روی داده است باید نگاهی به ویژگی‌های ماگماهای اولیه‌ای داشت که در تعادل با کانی‌شناسی شاخص گوشته بالایی (الیوین + ارتوپیروکسن + گارنت + اسپینل) هستند. این ویژگی‌ها عبارتند از $Mg\#$ یا عدد منیزیم بالا (بیشتر از ۰/۷) و مقادیر Ni بالا (۱۴۰۰-۱۵۰۰ ppm) و Cr بالا (بیشتر از ۱۰۰۰ ppm). با این ویژگی‌ها، اگر ماگما به جای جدایش از گوشته‌ای عادی، از گوشته‌ای تهی شده یا غنی شده جدا شده باشد، این معیارها دیگر

نشان‌دهنده نسبت سرعت هضم به سرعت تبلوربخشی است. برپایه این شکل، هرچه داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه سنگ‌ها به ترکیب پوسته‌ای نزدیک‌تر باشد هضم بیشتری روی داده است (Keskin *et al.*, 1998). رسم ترکیب سنگ‌های منطقه در این نمودار نشان می‌دهد سنگ‌های جوپار ترکیبی نزدیک‌به ترکیب پوسته‌ای دارند؛ پس دچار آلودگی و هضم شده‌اند (شکل ۱۰- C).

به‌کار برده شد؛ زیرا این دو عنصر تنها عنصرهایی هستند که دچار تبلور مجموعه‌های آبدار یا بی‌آب نمی‌شوند. مقدار نسبت Rb/Th در سنگ‌های پوسته‌ای از اندازه‌های بازیک بیشتر است؛ از این‌رو، بالارفتن این نسبت در سنگ‌های منطقه بررسی شده شاید پیامد هضم پوسته‌ای باشد. در این نمودار، Rb نشان‌دهنده جدایش است. این الگو درجات مختلف تبلوربخشی در برابر مقادیر گوناگون (r) را نشان می‌دهد.



شکل ۱۰- سنگ‌های آذرین بازیک بلوک جوپار در: (A) نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Pearcem, 1983) برای بررسی فرایند AFC؛ (B) نمودار Nb در برابر Nb/La (Xiao *et al.*, 2014)؛ (C) نمودار Rb/Th در برابر Rb (Keskin *et al.*, 1998) برای نشان دادن فرایندهای AFC (نماد نمونه‌ها همانند شکل ۴ است)

بررسی و ارزیابی شد. بررسی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد بازالت‌های بررسی شده با ترکیب سنگ‌شناسی الیوین‌بازالت،

بحث و نتیجه‌گیری

در این پژوهش، با بررسی‌های زمین‌شیمیایی، جایگاه و پهنه زمین‌ساختی بازالت‌های جوپار

آمده است. جایگیری ماگمای بازی قلیایی نخستین در پهنه‌های ژرف پوسته سبب ذوب‌بخشی پوسته شده و ماگمای اسیدی پدید آمده است. ماگمای کم‌چگال اسیدی مانند فیلتری از گذر مذاب به سطوح بالاتر جلوگیری می‌کند. با آغاز فوران، نخست ماگمای اسیدی به بیرون راه پیدا می‌کند. سپس ماگماهای بازی ژرف در پی فعالیت‌های گسل‌ها با آرایش پوسته‌ای به سطح زمین می‌رسد و این گدازه‌ها بازالت‌های قلیایی را می‌سازند.

سپاس‌گزاری

نگارندگان این مقاله از جناب مهندس شکوریان مدیر شرکت زرازمای ماهان برای فرستادن نمونه‌ها به استرالیا برای انجام آنالیزهای شیمیایی سپاس‌گزارند. همچنین، از جناب آقای مهندس آرمین بهرامپور برای همراهی در نمونه‌برداری و گرفتن مقطع‌های نازک و از داوران گرامی که وقت و دقت خود را در بررسی مقاله به کار برده‌اند بسیار سپاس‌گزارند.

بازالت و بازالت‌اندزیتی از نوع آلکالن هستند. برپایه داده‌های زمین‌شیمیایی منطقه (مانند: غنی‌شدگی عنصرهای LILE در برابر HFSE و غنی‌شدگی LREE در برابر HREE همراه با تهی‌شدگی Nb و Ta) اینگونه تعمیم داده می‌شود که ماگمای سازنده بازالت‌های جوپار در پهنه‌ای فرورانشی از نوع مرز فعال قاره‌ای پدید آمده‌اند. نمودارهای La/Sm در برابر La نشان‌دهنده ذوب‌بخشی ۱-۵ درصدی از خاستگاهی غنی‌شده هستند. جایگاه نمونه‌های بررسی‌شده در نمودارهای Ta/Yb در برابر Rb/Th، Nb در برابر La/Nb و Rb در برابر Rb/Th نقش آرایش پوسته‌ای در پیدایش این سنگ‌ها را نشان می‌دهد. برپایه آنچه گفته شد، به احتمال بالا چه‌بسا ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه جوپار ماگمایی جداشده در پهنه فرورانش بوده است. در پی فرورانش مایل اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی، نخست ماگمای مادر بازیک از گوشته‌ای غنی‌شده یا متاسوماتیسم‌شده پدیده

منابع

- Aghanabati, A. (2006) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G. (2000) Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102: 67-95.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and Tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Sciences* 20: 163-183.
- Biabangard, H. Sepehr, S. and Boomeri, M. (2017) Petrology and Geochemistry of Shakh Sefid Granitoid and related skarn in the North of Rayen (southeastern of Kerman). *Iranian Journal of Petrology* 5(20): 1-14 (in Persian).
- Carmichael, I. S. E., Turner, F. J. and Verhoogen, J. (1974) *Igneous Petrology*. McGraw-Hill, New York, US.
- Carr, M. (1995) *Program Igpet*. Terra Softa, Somerset, New Jersey, U.S.A.
- Conly, A. G., Brenan, J. M., Bellon, H. and Scott, S. D. (2005) Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalía region, Baja California Sur, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142: 303-341.

- Cox, K. G. and Hawkesworth, C. J. (1985) Geochemical stratigraphy of Decan Traps, at Mahabalshwar, Western Ghats, India, with implication for open system magmatic processes. *Journal of Petrology* 26: 355-377.
- Dimitrijevic, M. N., Djockovic, I., Cvetic, S. and Halaviatiz, J. (1979) Geological map of Rayen 1:100000 seris, sheet 7449, Geological Survey of Iran, Iran.
- Ellam, E. M. (1992) Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology* 20: 153-156.
- Emami, M. H. (1981) *Geologie de la region de QomAran (Iran)*. Granoble, France, 489.
- Frey, F. A., Garcia, M. O., Wise, W. S., Kennedy, A., Gurriet, P. and Albarede, F. (1991) The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: Petrogenesis of tholeiitic and alkalic basalts. *Journal of Geophysical Research* 96: 29-40.
- Ghasemi, H. Jamshidi, K (2011) Geochemistry, petrology and proposed tectonomagmatic model for generation of alkaline basic rocks in the base of the Shemshak Formation, the eastern Alborz zone. *Journal of Crystallography and Mineralogy* 19: 699-714 (in Persian).
- Halsor, S. P. (1989) Large glass inclusions in plagioclase phenocrysts and their bearing on the origin of mixed andesitic lavas at Toliman Volcano, Guatemala. *Bulletin of Volcanology* 51: 271-280
- Hirschman, M. (1998) Origin of the transgressive granophyres in the layered series of the Skaergaard intrusion, east Greenland. *Journal of Volcanology and Petrology* 52(3): 185-207.
- Hooper P. R. and Hawkesworth C. J. (1993) Isotopic and geochemical constraints on the origin and evolution of the Columbia River Basalts. *Journal of Petrology* 34: 1203-1246.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Janousek, V., Geist, D. J. and White, C. M. (2001) A quickbasic program for petrochemical re-calculation of whole-rock major element analyses on IBMPC. *Journal of the Czech Geological Society* 46(2): 9-13.
- Keskin, M., Pearce, J. A. and Mitchell, J. G. (1998) Volcano Stratigraphy and geochemistry of Collision related Volcanism on the Erzurum kars Plateau, northeastern Turkey. *Journal of Volcanology* 54: 43-89.
- Kuno, H. (1959) Origin of Cenozoic petrologic provinces of Japan and surrounding areas. *Volcanology* 20: 37-76.
- Kuo, L. C. and Kirkpatrick, R. J. (1982) Preeruption history of phryicbasalts from DSDP legs 45 and 44. Evidence from morphology and zoning in plagioclase. *Contribution to Mineralogy Petrology* 79:13-27.
- Kurt, H., Asan, K. and Ruffet, G. (2008) The relationship between collision-related calcalkaline, and withinplate alkaline volcanism in the Karacadag Area (KonyaTurkiye, Central Anatolia). *Chemie der Erde, Geochemistry* 68: 155-1766.
- Le Bas M. J., Maitre R. W., Streckeisen A. and Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750
- Mckenzie D. P. and O'Nions R. K. (1991) Partial melt distribution from inversions of rare earth element concentration. *Journal of Petrology* 32: 1021-1091.
- Moinevaziri, H. (1998) *an Introduction to Magmatism of Iran*. Tehran University Press, Tehran (in Persian).
- Nakamura, N. (1974) Determinations of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-773.

- Pearce, T. H., Gorman, B. E. and Birkett, T. C. (1977) The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 36: 121-132.
- Pearce, J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *Andesites* (Ed. Thorpe, R. S.) 525-548. John Wiley & Sons, Inc., New York, US.
- Pearce, J. A. (1983) The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M.J.) 230-249. Nantwich, Cheshire, Shiva Publications.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 33-47.
- Pearce, T. H., Russell, J. K. and Wolfson, I. (1987) Laser-interference and Noma ski interference imaging of zoning profiles in plagioclase phenocrysts from the May-18, 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington. *American Mineralogist* 72: 1131-1143.
- Righter, K. and Rosas-Lguera, J. (2001) Alkaline lavas in the volcanic front of the western Mexican volcanic belt: Geology and Petrology of the Ayutal and Tapala volcanic fields. *Journal of Petrology*, 36: 2333-2361.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. 1st edition, Longman Scientific and Technical, London, UK.
- Sabzehei, M. (1974) Les mélanges ophiolitique de la region, Esfandagheh (Iran meridional). Etude petrographique et structurale. Interpretation dans Le carte Iranian. Ph.D. thesis University of Grenoble, Grenoble, French.
- Shelly, D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall, University Press, Cambridge, UK.
- Sirvastava, R. K. and Singh, R., K. (2004) Trace element geochemistry and genesis of Precambrian subalkaline mafic dikes from the Indian craton: Evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 23: 373-389.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications* 42(1): 313-345.
- Thompson, R. N. (1982) Magmatism of British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology* 18(3): 49-107.
- Tsuchiyama, A. (1985) Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the systems diopside albite-anorthite and the origin of dusty plagioclase in andesite, *Contribution to mineralogy petrology* 89: 1-16
- Wang, Y., Fan, W. and Guo, F. (2003) Geochemistry of early Mesozoic potassium-rich diorites granodiorites in southeastern Hunan Province, South China: Petro genesis and tectonic implications. *Geochemical Journal* 37: 427-448.
- Wass, S. Y. and Roger, N. W. (1980) Mantle metamorphism- Precursor to alkaline continental volcanism. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 44: 1811-1823
- Wayer, S., Munker, C. and Mezger, K. (2003) Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust-mantle system. *Earth and Planetary Science Letters* 205: 309-324.
- Wilson, M. (1989) *igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Unwin Hymen, London, UK.

- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-342.
- Wood D. A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters* 50: 11-30.
- Xiao, Y., Niu, Y., Li, H., Wang, H., Liu, X. and Davidson, J. (2014) Trace element budgets and (re) distribution during subduction- zone ultrahigh pressure metamorphism: Evidence from Western Tianshan, China. *Chemical Geology* 365: 54-68.