



مقاله پژوهشی

بررسی سنگ‌شناسی و پتروژنز بازالت‌های نئوژن گزبلند، شمال غرب شهر بابک

ملیحه گلستانی*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه ولایت، ایرانشهر، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۹/۰۵/۲۰، پذیرش: ۱۴۰۰/۰۱/۲۸

چکیده

منطقه گزبلند در شمال غرب شهرستان شهر بابک، در غرب استان کرمان واقع است. بازالت‌ها با سن پلیو- پلیستوسن، در این منطقه گسترش نسبتاً محدودی دارند. بافت غالب این سنگ‌ها میکروولیتی پورفیری است که شامل کانی‌های اصلی الیون، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز و کانی‌های ثانویه کلسیت، کلریت، اکسیدهای آهن و کانی‌های کدر است. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی، بازالت‌های منطقه گزبلند ماهیت ساب‌آلکالین و کالک‌آلکالین دارند. غنی‌شدگی در LREE، LILE و Th، U نسبت به HFSE (Hf و Ti، Ta)، HREE، بیانگر وابستگی این سنگ‌ها به محیط فرورانش و حاشیه فعال قاره‌ای است. بر اساس نسبت‌های عنصری و نمودارهای مختلف، رخداد ذوب‌بخشی و تشکیل ماگمای سازنده بازالت‌های گزبلند، حدود ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری، یعنی منطبق بر گوشته آستونسفری و عمق پایداری لرزولیت گارنت‌دار است. منبع گوشته‌ای این بازالت‌ها، توسط سیال آبدار مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده در فرایند فرورانش کمی غنی شده است. این ماگما در حین صعود، فرایند AFC را نیز تحمل کرده است.

واژه‌های کلیدی: بازالت، کمان آتشفشانی، لرزولیت گارنت‌دار، گزبلند، شهر بابک

مقدمه

(2007). ماگماتیسم در مجموعه آتشفشانی- نفوذی ارومیه- دختر در اوایل ائوسن شروع شد و تا پلیستوسن ادامه یافت. اوج ولکانیسم در ائوسن میانی تا بالایی رخ داده است (Berberian and King, 1981; Alavi, 1994). ولکانیسم، با برخورد قاره‌ای بین صفحه‌های ایران و عربی در طول میوسن بالایی یا قبل از آن که به کوتاه‌شدگی و ضخیم‌شدگی پوسته قاره‌ای در لبه غربی صفحه ایران منجر شده است و تا امروز نیز ادامه دارد،

تکامل ژئودینامیکی سنوزوئیک ایران تحت سیطره فرورانش مداوم نئوتتیس به زیر خرد قاره ایران مرکزی قرار دارد. حرکت صفحه عربستان به طرف شمال شرقی، در طول ائوسن تا میوسن باعث ایجاد ولکانیسم گسترده ناشی از فرورانش، در کمربند آتشفشانی- نفوذی ارومیه- دختر شد (Forster et al., 1972; Jung et al., 1976; Berberian et al., 1982; Ahmad and Posht Kuhi, 1993; Alavi, 2004; Shahabpour,

دنبال‌شده است (McQuarrie et al., 2003; Omrani et al., 2008). شواهد نشان می‌دهد که برخورد اولیه در ائوسن بالایی تا الیگوسن رخ داده است (Jolivet and Faccenna, 2000; Agard et al., 2005; Vincent et al., 2005; Ballato et al., 2010). به دنبال رویداد برخورد، ولکانیسم در برخی از قسمت‌های کمربند آتشفشانی- نفوذی ارومیه- دختر مانند ولکانیسم بازیگ پلیستوسن در منطقه شهر بابک در غرب کرمان به طور چشمگیری ادامه یافت؛ لذا بازالت‌های نئوژن ناحیه کرمان در منطقه گزبلند به عنوان آخرین فعالیت ماگمایی این بخش از ایران شناخته می‌شوند. فعالیت‌های ماگمایی پس از میوسن کمربند آتشفشانی- نفوذی ارومیه- دختر از دید ماگمایی و زمین‌ساخت اهمیت شایان توجهی دارند و بررسی آنها کمک عمده‌ای به شناخت یک محیط پس از برخوردی خواهد کرد. از آنجایی که می‌توان از منشأ و گرایش ژئوشیمیایی گدازه‌های بازالتی برای درک بهتر تکامل زمین‌ساخت منطقه کمک گرفت (Pearce and Gale, 1977)؛ در این مقاله سعی شده است تا با استفاده از شواهد سنگ‌شناختی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی بازالت‌های منطقه گزبلند، تصویر روشن‌تری از وضعیت ماگمایی و زمین‌ساخت کمربند آتشفشانی- نفوذی ارومیه- دختر در نئوژن ارائه کرد و گرایش ژئوشیمیایی، جایگاه تکتونوماگمایی و منشأ ماگمایی این سنگ‌ها را به گونه‌ای مناسب مشخص کرد.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه گزبلند در شمال غرب شهرستان شهر بابک، واقع در غرب استان کرمان، بین مختصات جغرافیایی $30^{\circ}36'$ تا $30^{\circ}39'$ عرض شمالی و $54^{\circ}55'$ تا $55^{\circ}00'$ طول شرقی واقع شده است. این منطقه از لحاظ تقسیم‌بندی زون‌های زمین‌شناسی و ساختاری ایران، در کمربند دهج- ساردوئیه واقع در جنوب شرقی کمربند آتشفشانی- نفوذی ارومیه دختر قرار گرفته است (شکل ۱-۱). در این منطقه، واحدهای سنگی مربوط به سنوزوئیک (از ائوسن تا پلیو- پلیستوسن) را می‌توان مشاهده کرد (شکل ۱-۲). بر اساس بررسی‌های صحرایی و همچنین نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ دهج (Djokovic et al., 1973)، شیل‌های قرمز و

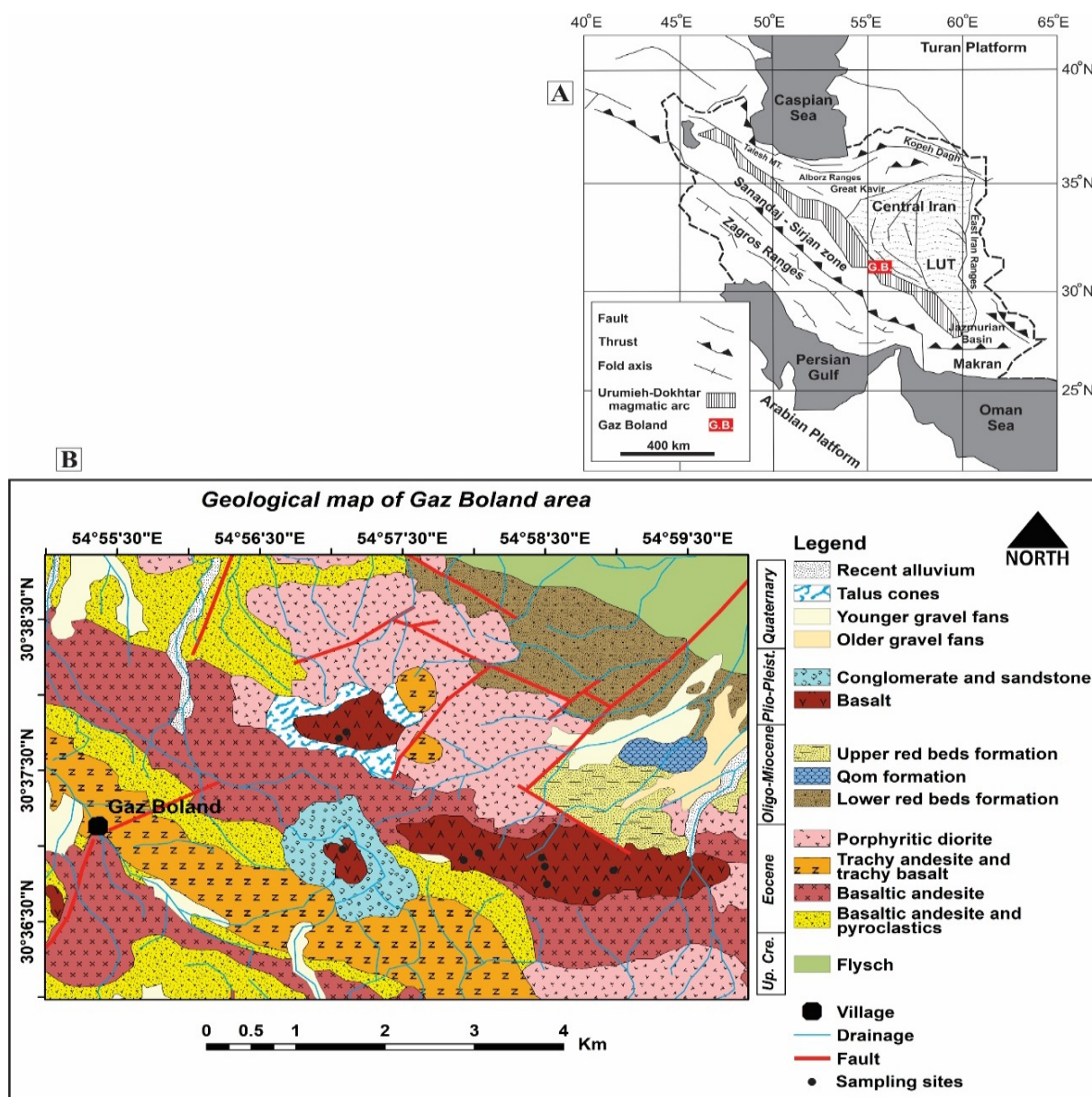
ماسه سنگ‌های سازند سرخ پایینی با ضخامت بیش از ۲۵۰ متر و سازند قم با لایه‌های سنگ آهک به همراه میان‌لایه‌هایی از مارن‌های هوازده خاکستری رنگ به سن میوسن زیرین و ضخامت ۸۰ متر و همچنین سازند سرخ بالایی با سنگ‌های رسی- توفی قرمز رنگ، کوارتز خاکستری و ماسه سنگ به همراه کربنات و کنگلومراها با ضخامتی حدود ۲۰۰ متر در بخش شرقی و شمال شرقی منطقه مورد بررسی، به طور هم شیب بر روی هم قرار گرفته‌اند. همچنین در منطقه گزبلند سنگ‌های آتشفشانی شامل بازالت، آندزیت بازالتی، تراکی آندزیت و تراکی بازالت و واحد نفوذی دیوریت پورفیری به همراه ماسه سنگ و کنگلومرای پلیو- پلیستوسن رخمون‌دارند (شکل ۱-۲). بازالت‌های نئوژن گزبلند به صورت روانه‌هایی با گسترش نسبتاً محدود در این منطقه برون‌زد یافته‌اند (شکل ۲-۲). این سنگ‌ها به رنگ خاکستری روشن تا تیره، به دلیل ویسکوزیته پایین گدازه بازالتی، اغلب به صورت تپه‌ماهوری با مورفولوژی پست دیده می‌شوند (شکل ۲-۲ و ۲-۱). رخمون‌های بازالتی در بعضی قسمت‌ها دارای ساخت متراکم بوده، تازه و سالم به نظر می‌رسند (شکل ۲-۲)؛ اما در برخی جاها، به دلیل هوازگی و فرسایش دچار خردشدگی شده‌اند؛ به طوری که به قطعات بسیار ریز تا قطر $1 \leq$ سانتی‌متر تبدیل شده‌اند. بازالت‌های منطقه گزبلند گاهی بر روی ماسه سنگ و کنگلومراهای نئوژن قرار گرفته‌اند (شکل ۱-۲). با توجه به جوان بودن ولکانیسم در این منطقه، این سنگ‌ها خیلی کمتر تحت تأثیر عملکرد فرایندهای هوازگی و دگرسانی قرار گرفته‌اند؛ به طوری که ویژگی‌های ماگمای اولیه را می‌توان در آنها مشخص کرد.

روش انجام پژوهش

پس از بررسی و نمونه‌برداری صحرایی (تعداد ۳۱ نمونه)، برای بررسی‌های سنگ‌نگاری از نمونه‌های برداشت شده مقطع نازک تهیه شد. پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری، برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه، تعداد ۱۰ نمونه مناسب انتخاب شد و در شرکت کانساران بینالود، عناصر اصلی به

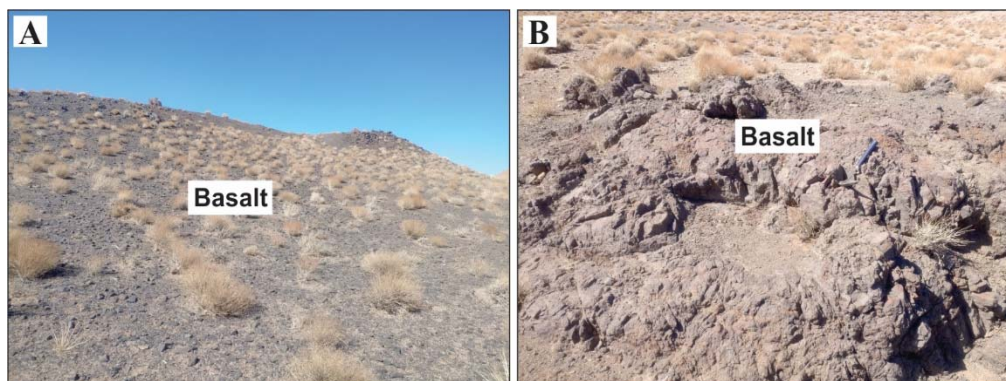
درآمده و سپس توسط دستگاه با حد تشخیص ppm تا بیشینه ۱ در صد خوانش شد. در تفسیر نتیجه تجزیه‌ها و رسم نمودارها از نرم‌افزارهای GCDKit و Corel Draw استفاده شد و نقشه زمین‌شناسی منطقه با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS ترسیم شد.

روش XRF و عناصر کمیاب به روش ICP-MS تجزیه شدند. در روش XRF، عناصر P_2O_5 ، TiO_2 ، MnO بیشینه تا ۵ درصد گزارش می‌شوند و L.O.I نیز در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد اندازه‌گیری شد. در روش تجزیه با دستگاه ICP-MS، نیز نمونه‌ها توسط مخلوط ۴ اسید به صورت محلول



شکل ۱. A: نقشه ساختاری ایران که موقعیت منطقه گزبلند در پهنه‌های ساختاری ایران را نشان می‌دهد (ترکیب‌شده از علوی (Alavi, 1991) و بربریان (Berberian, 1981)) و B: نقشه زمین‌شناسی منطقه گزبلند، برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ دهج (Djokovic et al., 1973)

Fig. 1. A: Structural map of Iran showing the main structural units and locations of the Gaz Boland area (compiled and modified from Alavi (Alavi, 1991) and Berberian (Berberian, 1981)), and B: Simplified geological map of the Gaz Boland area (modified from Geological map of Iran, 1:100000 Series, Dehaj (Djokovic et al., 1973))



شکل ۲. A: واحد بازالتی در غرب منطقه گزبلند و B: رخمون توده بازالتی با ساخت تقریباً متراکم در منطقه گزبلند

Fig. 2. A: Basaltic unit in the west of Gaz Boland area, and B: Outcrop of basaltic massif with an almost dense structure in the Gaz Boland area

سنگ‌نگاری

بررسی‌های سنگ‌نگاری بازالت‌های منطقه نشان می‌دهد که بافت اصلی این سنگ‌ها میکروولیتی پورفیری و گلوپورفیری (شکل ۳-A و B) است. علاوه بر این، بافت‌های جریان (شکل ۳-D)، اینترگرانولار (شکل ۳-C) و غیرتعدلی (شکل ۳-F) نیز به صورت محلی در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. بافت اینترگرانولار به همراه بافت جریانی در گدازه‌های کوتاه‌تر دیده می‌شوند. درشت‌بلورها ۵۰ تا ۵۵ درصد حجمی کل سنگ را در بازالت‌های منطقه گزبلند تشکیل می‌دهند و به طور کلی شامل الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز هستند که در زمینه‌ای غنی از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و ریز بلورهای الیوین، کلینوپیروکسن و کانی‌های کدر قرار گرفته‌اند (شکل ۳-A). کانی کدر، رایج‌ترین کانی فرعی موجود در این سنگ‌هاست که به صورت درشت‌بلور و ریزبلور در متن سنگ حضور دارد. همچنین کلسیت، کلریت و اکسیدهای آهن از کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌ها هستند. ویژگی بارز این بازالت‌ها، وجود درشت‌بلورها و ریزبلورهای الیوین در این سنگ‌هاست. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، درشت‌بلورهای الیوین با اندازه ۰/۵ تا ۳ میلی‌متر، گاهی تا ۲۵ درصد حجمی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. این بلورها به صورت خودشکل و بیشتر به صورت نیمه‌شکل‌دار و بی‌شکل تا گرد شده بوده که گاهی دارای حاشیه‌های خورده شده و خلیج مانند هستند (شکل ۳-F). تبلور

زود هنگام الیوین سبب می‌شود که این کانی از نظر ترمودینامیکی با ماگمای موجود در حال تعادل نبوده و در نتیجه تحت تأثیر تغییر در ترکیب شیمیایی ماگما، هضم و به صورت گرد شده درآید (Augustithis, 1979). عدم تعادل ماگمایی سبب واکنش الیوین با ماگما و ایجاد حاشیه‌های خورده شده و خلیج مانند در آن می‌شود که در این حالت بلور از حالت پایدار به حالت ناپایدار تبدیل شده است (Cox et al., 1979). همچنین حضور حباب‌های گاز در مجاورت سطح بلور، سبب خوردگی بلورهای الیوین موجود در سنگ‌های آتشفشانی می‌شود (Ghasemi and Fattahi, 2004). علاوه بر این، الیوین‌های موجود در سنگ‌های منطقه دارای شکستگی‌های عرضی قابل توجهی هستند. وجود شکستگی‌های فراوان در این بلورها، سبب ایدینگستی شدن آنها در طول شکستگی‌ها و حاشیه بلور شده است (شکل ۳-E). درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن به شکل‌های منشوری تا بی‌شکل دیده می‌شوند که گاه اورالیتی شده‌اند. از جمله ویژگی‌های بافتی شاخص در این کلینوپیروکسن‌ها، وجود بافت غربالی و ماکل‌های دوتایی و تکراری است (شکل ۳-G). کلینوپیروکسن‌ها بر اساس زاویه خاموشی از نوع دیوپسید تا اوژیت هستند. این کانی‌ها با اندازه متوسط ۰/۵ تا ۳/۵ میلی‌متر، ۱۸ تا ۲۰ درصد حجمی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلازها به دو صورت درشت‌بلور و میکروولیت در زمینه این سنگ‌ها حضور دارند (شکل ۳-D و

(H). درشت بلورهای پلاژیوکلاز، بیشتر به صورت تیغه‌ای و تقریباً شکل دار تا نیمه‌شکل دار از فراوانی اندکی برخوردار هستند (شکل ۳-H). این کانی‌ها با اندازه ۰/۱ تا ۲ میلی‌متر، کمتر از ۱۰ درصد حجمی سنگ را به خود اختصاص داده‌اند و بر اساس زاویه خاموشی از نوع لابرادوریت هستند. در غالب موارد ماکل‌های پلی‌سنتیک و آلیتی در این بلورها دیده می‌شود (شکل ۳-H و I). علاوه بر این، در برخی از بلورهای پلاژیوکلاز، بافت غربالی به علت افت سریع فشار توسعه یافته است (شکل ۳-I) (Nelson and Montana, 1992). خوردگی خلیج مانند در بلورهای الوین و وجود بافت غربالی و منطقه‌بندی در درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز، نشان‌دهنده عدم تعادل در حین تبلور ماگماست.

زمین‌شیمی

نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی نئوژن گزبلند در جدول ۱ آمده است. از ۱۰ نمونه تجزیه شده در ۸ نمونه سنگی، میزان SiO_2 ، بین ۴۹/۹۵ تا ۵۲/۰۶ درصد وزنی (گروه سنگ‌های بازیک) و در ۲ نمونه سنگی، میزان SiO_2 ، ۵۳/۴۸ و ۵۵/۲۷ درصد وزنی (گروه سنگ‌های حدواسط) است (جدول ۱). این سنگ‌ها در نمودار رده‌بندی TAS (Middlemost, 1994)، در محدوده بازالت و آندزیت بازالتی قرار می‌گیرند (شکل ۴-A). بر مبنای نمودار SiO_2 در مقابل $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Irvine and Baragar, 1971)، تمامی نمونه‌های منطقه مورد بررسی در محدوده ساب‌آلکالن واقع شده‌اند (شکل ۴-B). بر این اساس، در نمودار Co در مقابل Th (Hastie et al., 2007)، رده ماگمایی نمونه‌های گزبلند، کالک‌آلکالن است و از نظر ترکیبی نیز در محدوده بازالت و آندزیت بازالتی جای گرفته‌اند (شکل ۴-C).

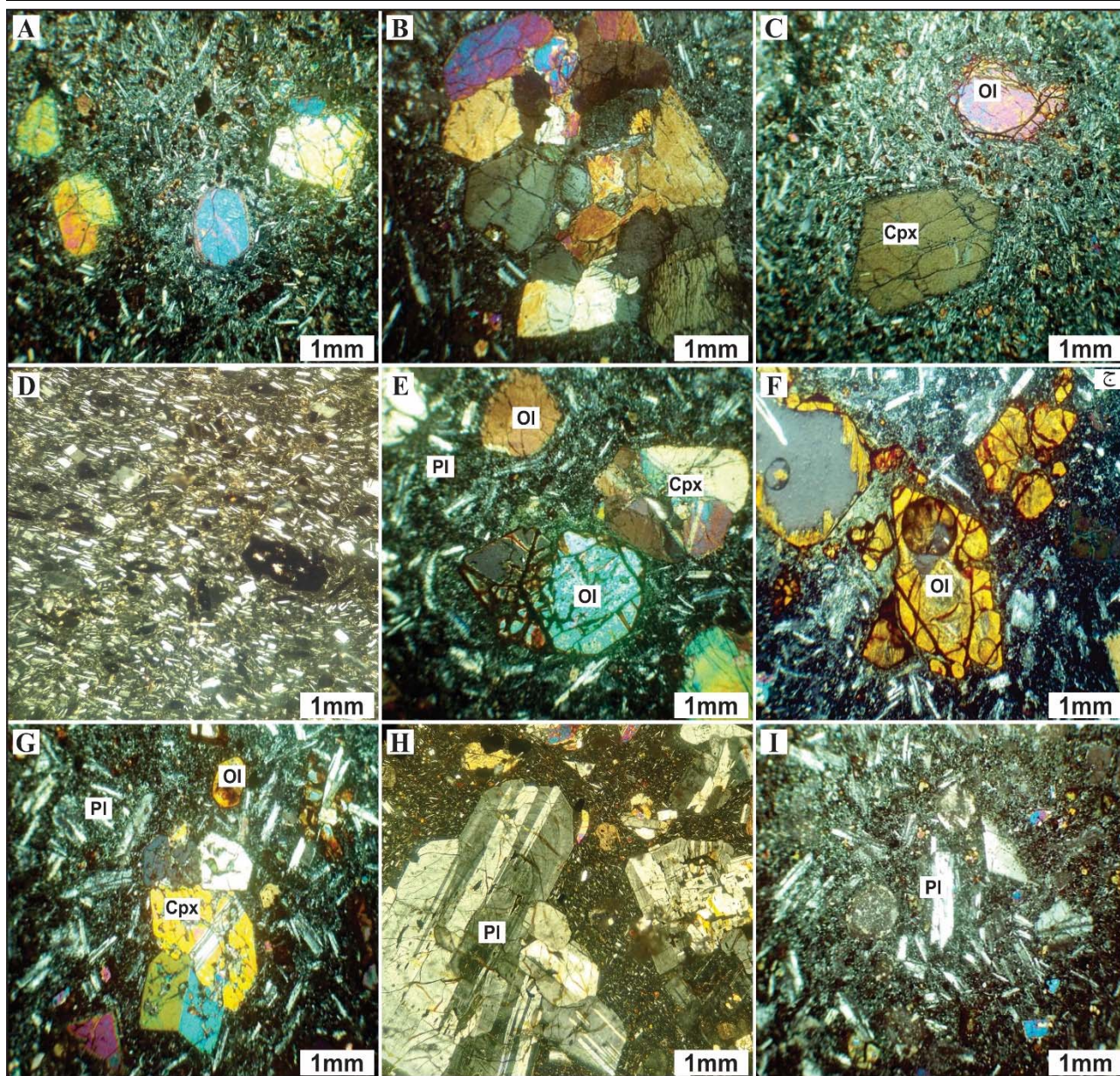
عناصر کمیاب و خاکی کمیاب

بر پایه نمودارهای چند عنصری بهنجار شده با گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995)، بازالت‌های گزبلند در عناصر ناسازگار لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ^۱ مانند Ba، Rb،

Cs، K، Pb و همچنین در عناصر Th و U غنی‌شدگی و در عناصر با شدت میدان بالا^۲ مانند Ta، Ti و Hf تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۵-A). غنی‌شدگی از LILE به همراه تهی‌شدگی از HFSE، ویژگی شاخص مذاب‌های وابسته به کمان آتشفشانی است (Zanetti et al., 1999; Kuscu and Geneli, 2010; Karimpour et al., 2012; Malekian Dastjerdi et al., 2017). غلظت عناصر HFS توسط شیمی‌سنگ منشأ و فرایندهای بلور/مذاب، در طول تشکیل سنگ، کنترل می‌شود (Rollinson, 1993). لذا، تهی‌شدگی این عناصر می‌تواند نتیجه پایداری برخی از کانی‌های دیرگداز (مانند روتیل، تیتانومگنتیت، اسفن و ایلمنیت) در سنگ منشأ مذاب باشد؛ زیرا این عناصر، در این کانی‌ها به شدت سازگار هستند و در هنگام ذوب‌بخشی وارد مذاب نمی‌شوند و این سبب می‌شود که مذاب‌های مناطق فرورانشی و کمان‌های آتشفشانی از این عناصر تهی شوند (Ringwood, 1990; Pearce and Peate, 1995; Tabbakh Shabani et al., 2018). غنی‌شدگی از عناصر LIL نیز می‌تواند پیامد درجه‌های کم تا متوسط ذوب‌بخشی منشأ گوشته‌ای، گوشته غنی‌شده (متاسوماتیزه) یا به عبارتی کنترل این عناصر توسط سیالات و در نتیجه تحرک عناصر هنگام دگرسانی باشد. از این رو، طی فرایند آب‌زدایی، عناصر HFS در صفحه فرورونده باقی می‌مانند؛ در حالی که عناصر LIL به راحتی به قسمت بالایی گوشته منتقل می‌شوند. از آنجایی که این عناصر در پوسته قاره‌ای تمرکز یافته‌اند، ممکن است غنی‌شدگی آنها، نشان‌دهنده آلاش پوسته‌ای باشد (Gill, 1981; Menzies and Wass, 1983; Pearce, 1983; Rollinson, 1993; Temizel et al., 2016). بی‌هنجاری مثبت عناصر Th و U نیز می‌تواند به علت افزوده شدن رسوبات پلاژیک و پوسته اقیانوسی دگرسان شده به منشأ و یا آلاش پوسته‌ای باشد (Fan et al., 2003; Kuscu and Geneli, 2010). همچنین بی‌هنجاری مثبت Pb نیز از ویژگی‌های متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیالات ناشی از پوسته اقیانوسی فرورو و یا آلاش ماگما با پوسته قاره‌ای به شمار می‌رود (Hofmann, 1997; Kamber et al., 2002).

1. LILE

2. HFSE



شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی بازالت‌های گزبلند (تمامی تصویرها در نور XPL هستند). A: بافت میکرولیتی پورفیری حاصل قرارگیری درشت‌بلورهای الیون و کلینوپیروکسن در زمینه میکرولیتی بازالت‌های منطقه گزبلند، B: بافت گلومروپورفیری در بازالت‌های گزبلند، C: بافت اینترگرانولار در بازالت‌های گزبلند، D: بافت جریان‌ی در بازالت‌های گزبلند، E: ایدینگستی شدن الیون‌ها در طول شکستگی‌ها و حاشیه بلور، F: حاشیه‌های خورده شده و خلیج مانند در بلورهای الیون، G: ماکل دوتایی و تکراری در کلینوپیروکسن، H: ماکل پلی‌سنتیک در درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و I: ماکل آلیتی و بافت غربالی در پلاژیوکلازهای منطقه گزبلند. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans 2010) اقتباس شده است (Ol: الیون، Cpx: کلینوپیروکسن، Pl: پلاژیوکلاز).

Fig. 3. Microscopic images of the Gaz Boland basalts (all images are in XPL light). A: Microlitic porphyritic texture due to the placement of olivine and clinopyroxene phenocrysts in the microlithic background of basalts of the Gaz Boland area, B: glomero-porphyritic texture in the basalts of Gaz Boland, C: Intergranular texture in the basalts of Gaz Boland, D: Fluxion texture in the basalts of Gaz Boland, E: Idiosyncratic fracturing of olivines during fractures and crystal margins, F: Corroded and embayed margins in olivine crystals, G: Double and polysynthetic twinning in clinopyroxene, H: Polysynthetic twinning in plagioclase phenocrysts, and I: Albite twinning and sieve texture in plagioclases of Gaz Boland area. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ol: Olivine, Cpx: Clinopyroxene, Pl: Plagioclase).

جدول ۱. نتایج تجزیه ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب بازالت‌های منطقه گزبلند

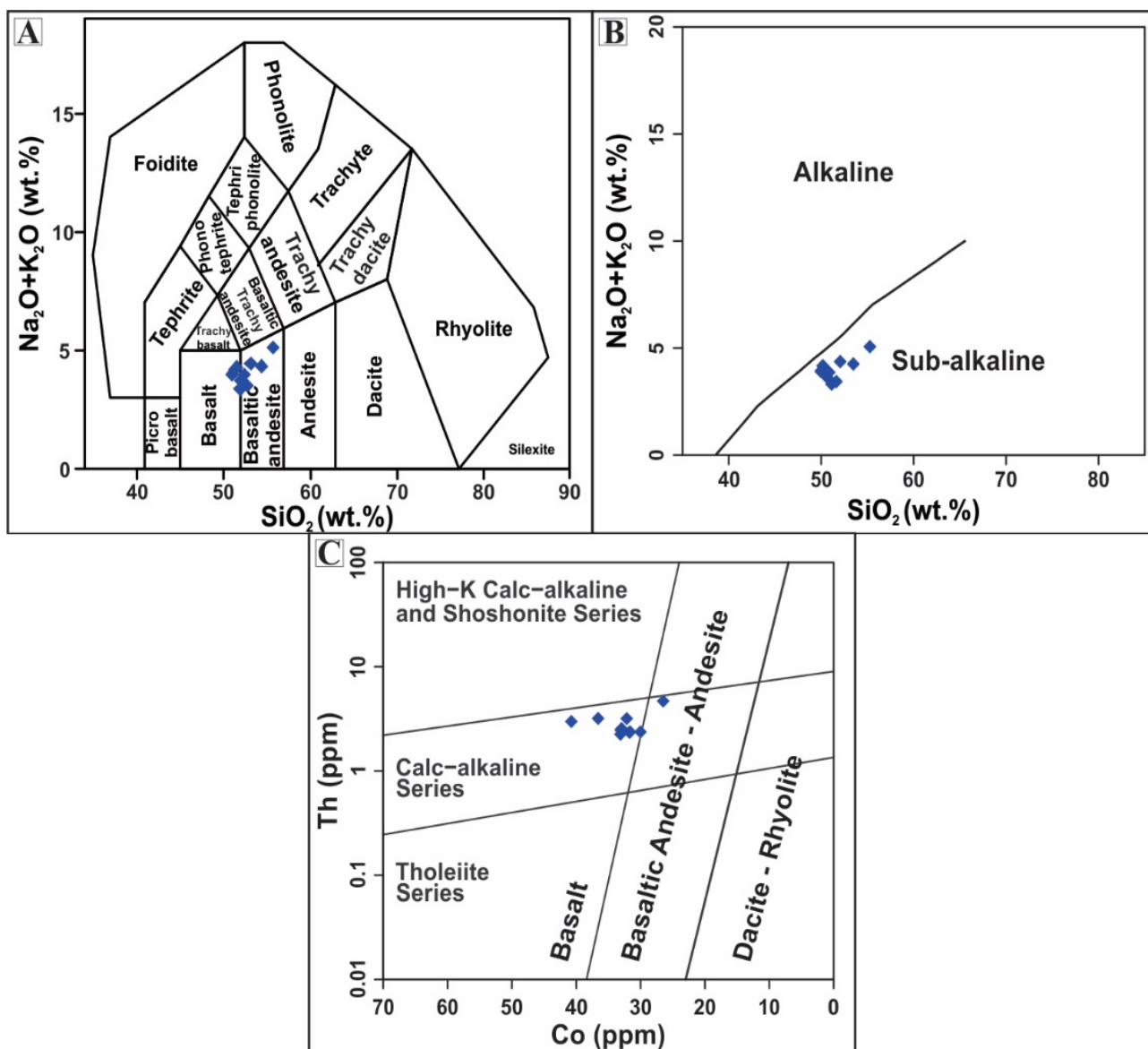
Table 1. Whole-rock major and trace element analyses of the Gaz Boland basalt rocks

Sample No.	KB-7	KB-8	KB-9	KB-10	KB-11	KB-12	KB-14	KB-15	KB-16	KB-17
(wt.%)										
SiO ₂	51.13	51.64	50.26	53.48	49.95	55.27	50.18	50.66	52.06	50.86
TiO ₂	0.88	0.87	0.78	1.01	0.88	1.03	0.90	0.94	0.93	0.95
Al ₂ O ₃	15.28	14.82	12.94	15.53	15.41	16.18	15.43	15.60	15.31	14.77
Fe ₂ O ₃	8.32	8.11	7.73	7.27	7.67	6.94	7.92	7.62	7.22	7.71
MnO	0.17	0.16	0.16	0.16	0.17	0.14	0.18	0.16	0.15	0.16
MgO	9.39	9.69	11.07	7.54	10.01	5.74	8.26	9.43	9.40	9.40
CaO	9.69	8.87	10.44	8.66	9.52	8.42	9.91	9.03	8.18	8.93
Na ₂ O	1.86	1.41	1.54	2.24	1.78	2.12	1.91	1.83	1.91	2.00
K ₂ O	1.44	2.01	2.55	2.00	2.12	2.93	2.25	1.78	2.44	1.85
P ₂ O ₅	0.21	0.23	0.37	0.26	0.32	0.28	0.33	0.29	0.28	0.29
L.O.I	1.33	1.98	1.92	1.59	1.95	0.64	2.43	2.36	1.84	2.81
Mg#	47	48	53	45	50	39	45	49	50	49
(ppm)										
Be	1.32	1.44	1.71	1.56	1.52	2.06	1.69	1.84	1.63	1.77
Co	33.13	36.60	40.76	32.15	31.62	26.49	31.74	32.95	30.02	33.10
Cr	303	334	476	198	245	204	241	268	270	269
Ni	206.9	259.7	251.1	109.8	123.1	91.6	124.4	178.5	189.1	206.6
Cu	141	181	128	131	166	86	124	114	99	123
Zn	65	73	72	141	79	71	69	70	65	67
Ga	7.21	7.22	7.92	9.21	9.49	10.85	9.39	8.81	8.37	8.83
Rb	27.22	32.17	66.10	61.70	47.88	108.75	46.08	37.63	64.65	43.87
Sr	495	550	477	433	553	519	573	518	502	499
Th	2.25	3.19	2.98	3.18	2.37	4.68	2.35	2.55	2.37	2.47
V	339	333	309	273	310	249	321	321	275	321
Y	43	33	53	28	30	26	33	43	30	32
Zr	57	69	86	138	103	181	106	91	130	93
Nb	12	12	12	15	13	14	13	13	13	13
Nd	7.30	7.15	12.77	10.04	9.86	12.39	10.47	9.53	8.32	9.55
Mo	1.40	1.32	1.58	1.87	1.47	1.78	1.21	1.36	1.52	1.40
Sn	0.58	0.60	0.54	0.71	0.63	0.76	0.70	0.61	0.58	0.72

ادامه جدول ۱. نتایج تجزیه ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب بازالت‌های منطقه گزبلند

Table 1 (Continued). Whole-rock major and trace element analyses of the Gaz Boland basalt rocks

Sample No.	KB-7	KB-8	KB-9	KB-10	KB-11	KB-12	KB-14	KB-15	KB-16	KB-17
<i>(ppm)</i>										
Cs	1.18	2.26	3.16	4.45	1.86	3.15	1.73	7.32	0.83	6.54
Ba	276	278	449	315	454	422	460	366	347	353
La	2.52	2.70	8.29	6.00	5.35	9.36	5.79	5.45	4.67	5.39
Ce	5.71	6.37	19.22	13.20	11.49	19.72	12.48	11.88	10.30	11.60
Pr	4.10	4.18	5.75	5.06	4.84	5.72	5.13	4.85	4.39	4.75
Sm	4.05	4.11	5.47	4.85	4.59	5.32	4.86	4.85	3.97	4.55
Eu	1.12	1.12	1.73	1.42	1.44	1.57	1.41	1.43	1.24	1.27
Gd	3.57	3.64	4.94	4.65	4.43	4.81	4.20	4.22	3.94	4.24
Tb	0.49	0.48	0.74	0.72	0.63	0.59	0.58	0.57	0.57	0.61
Dy	2.38	2.52	3.25	3.49	2.94	3.46	3.00	3.02	2.80	2.97
Ho	0.57	0.56	0.70	0.78	0.66	0.77	0.65	0.67	0.63	0.67
Er	1.91	1.85	2.13	2.47	2.06	2.50	1.98	2.26	2.01	2.07
Tm	0.21	0.22	0.23	0.30	0.23	0.33	0.27	0.26	0.27	0.24
Yb	1.1	1.1	1.1	1.6	1.2	1.6	1.1	1.3	1.2	1.3
Lu	0.21	0.22	0.23	0.32	0.25	0.29	0.24	0.27	0.25	0.31
Hf	1.47	1.51	1.90	2.23	1.53	2.59	1.75	1.68	1.79	1.81
Ta	0.14	0.12	0.13	0.25	0.14	0.21	0.15	0.17	0.13	0.13
Pb	14.00	7.01	6.46	33.39	19.60	9.35	5.37	8.18	10.41	6.47
U	0.69	0.83	1.14	1.82	0.79	1.61	0.90	0.72	0.85	0.67
<i>(Ratios)</i>										
Zr/Nb	4.7	5.7	6.9	9.1	8.2	12.5	8.4	7.1	10.2	7.4
Nb/Th	5.3	3.8	4.2	4.8	5.3	3.1	5.4	5.0	5.4	5.1
La/Nb	0.2	0.2	0.7	0.4	0.4	0.6	0.5	0.4	0.4	0.4
La/Ta	18	23	64	24	38	45	39	32	36	41
Ce/Yb	5	6	17	8	10	12	11	9	9	9
Nb/La	4.8	4.5	1.5	2.5	2.4	1.5	2.2	2.3	2.7	2.3
Eu/Eu*	0.9	0.89	1.02	0.91	0.98	0.95	0.95	0.97	0.96	0.88
(La/Yb) _N	1.6	1.7	5.0	2.5	3.0	4.0	3.6	2.9	2.7	2.8
(La/Sm) _N	0.4	0.4	1.0	0.8	0.7	1.1	0.8	0.7	0.7	0.8
(Gd/Yb) _N	2.7	2.7	3.6	2.3	3.0	2.5	3.1	2.7	2.7	2.7
(Sm/Yb) _N	4.1	4.1	5.3	3.2	4.1	3.6	4.8	4.1	3.7	3.8



شکل ۴. زمین‌شیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه گزبلند. A: نمودار رده‌بندی TAS پیشنهادی میدلموست (Middlemost, 1994)، B: نمودار SiO₂ vs. Na₂O+K₂O (Irvine and Baragar, 1971)، و C: نمودار پیشنهادی هیستی و همکاران (Hastie et al., 2007)، برای شناسایی رده ماگمایی سنگ‌های آذرین بیرونی

Fig. 4. Geochemistry of the Gaz Boland volcanic rocks. A: TAS diagram suggested by Middlemost (Middlemost, 1994), B: SiO₂ vs. Na₂O+K₂O diagram (Irvine and Baragar, 1971), and C: Suggested diagram of Hastie et al. (Hastie et al., 2007), to identify the magmatic series of volcanic rock

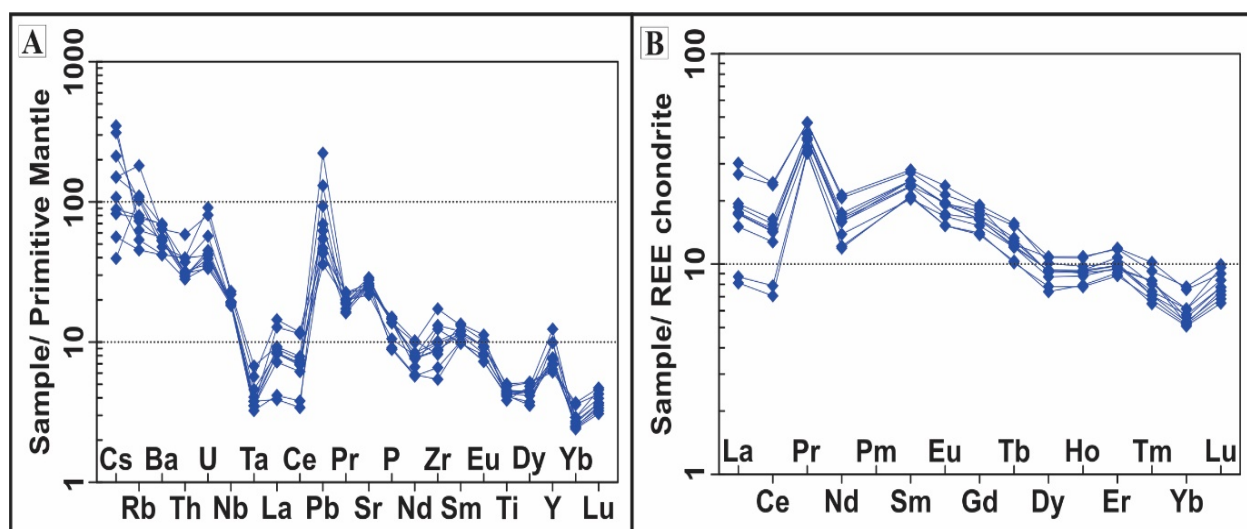
پوسته قاره‌ای، ناهنجاری منفی نسبت به عناصر ذکر شده نشان دهند (Rollinson, 1993).

نمودار عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت (Boynton, 1984)، برای بازالت‌های نوژن گزبلند، غنی‌شدگی

از سوی دیگر، پیرس (Pearce, 1983)، بر این باور است که بی‌هنجاری منفی عناصر Ta و Ti در نمودار عنکبوتی می‌تواند در اثر آلودگی توسط پوسته نیز ایجاد شود. فقر پوسته از عناصر Ta و Ti سبب می‌شود که ماگماهای بازالتی آرایش یافته با

خاکی کمیاب گزبلند، بی‌هنجاری منفی قابل توجهی در Eu دیده نمی‌شود (شکل ۵-B) و نسبت Eu/Eu^* محاسبه شده برای نمونه‌های گزبلند ۰/۸۸ تا ۱/۰۲ است (جدول ۱). به عقیده ریچارد و همکاران (Richards et al., 2012)، نبود بی‌هنجاری منفی قابل توجه در Eu ($Eu/Eu^* \approx 1$) می‌تواند به دلیل ۱) عدم تفریق پلاژیو کلاز از ماگمای اولیه، ۲) توقف تفریق پلاژیو کلاز به دلیل محتوای بالای آب ماگمایی و ۳) حالت اکسایش بالا در ماگما باشد. علاوه بر این، نبود بی‌هنجاری منفی Eu، بیانگر حضور گارنت و نبود پلاژیو کلاز در ناحیه منشأ است. از طرفی غلظت Sr نیز به وسیله پلاژیو کلاز کنترل می‌شود. میزان Sr در سنگ‌های گزبلند (۵۷۳ - ۴۳۳ ppm) بیانگر عدم تفریق و جدایش گسترده پلاژیو کلاز از ماگمای سازنده این سنگ‌هاست. همچنین، هانسون (Hanson, 1980)، معتقد است که حضور کلینوپیروکسن در مذاب می‌تواند سبب بی‌هنجاری مثبت Eu شود؛ اما حضور پلاژیو کلاز در مذاب به بی‌هنجاری منفی Eu کمک خواهد کرد؛ به طوری که نسبت مساوی پلاژیو کلاز و کلینوپیروکسن، مذابی با آنومالی ناچیز Eu تولید خواهد کرد.

نسبی از LREE $(La/Yb)_N = 1/6 - 5$ و $(La/Yb)_N = 0.4 - 1.1$ و $(La/Sm)_N$ و تهی‌شدگی نسبی از HREE $(3/6 - 2/3) = (Gd/Yb)_N$ و $(Sm/Yb)_N = 3/2 - 5/3$ نشان می‌دهند (جدول ۱) که بیانگر تفکیک جزئی در بخش عناصر خاکی کمیاب است (شکل ۵-B). رولینسون (Rollinson, 1993)، بر این باور است که تمامی REE ها در مذاب های بازالتی و آندزیتی، به صورت ناسازگار عمل می‌کنند و ممکن است فقط تفریق جزئی پیدا کنند. از سویی دیگر، عناصر HREE به شدت در ساختمان گارنت سازگار هستند (Ellam, 1992). گارنت با حفظ این عناصر در خود، سبب تهی‌شدگی آنها در مذاب می‌شود (Lentz, 1998)؛ لذا، غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در سنگ‌های گزبلند ممکن است به دلیل درجه پایین ذوب‌بخشی منشأ و باقی ماندن گارنت در منشأ باشد (Clague and Frey, 1982; Srivastava and Singh, 2004). وجود شیب منفی الگوی بهنجار شده عناصر خاکی کمیاب از ویژگی های بارز ماگما های کالک آلکالن وابسته به کمان آتشفشانی است و با جایگاه تکتونوماگمایی مرتبط با زون فرورانش همخوانی دارد (Winter, 2001). در نمودار عناصر



شکل ۵. نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی منطقه گزبلند. A: بهنجار شده با گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) و B: بهنجار شده با عناصر خاکی کمیاب کندریت (Boynton, 1984)

Fig. 5. The spider diagrams of the Gaz Boland volcanic rocks. A: Primitive mantle- normalized trace element distribution patterns (McDonough and Sun, 1995), and B: Chondrite-normalized REE patterns (Boynton, 1984)

بحث

جایگاه تکتونوماگمایی: تمایز در عناصر کمیاب مانند عناصر با شدت میدان بالا، عناصر لیتوفیل بزرگ یون و عناصر نادر خاکی^۱، در محیط‌های زمین‌ساختی مختلف، ابزاری کلیدی برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی است (Condie, 2005; Senyah et al., 2016). الگو و فراوانی عناصر کمیاب و خاکی کمیاب، بیانگر این بود که سنگ‌های منطقه مورد بررسی، مربوط به زون فرورانش و شبیه به ماگماهای کمان آتشفشانی هستند. برای نتیجه‌گیری بهتر، از نمودارهای متمایزکننده محیط زمین‌ساختی استفاده شد. از این‌رو، برای تفکیک محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی گزبلند، از نمودار Th-Hf/3-Ta (Wood, 1980) و نمودار Yb در مقابل Th-Ta (Schandl and Gorton, 2002) استفاده شد. بازالت‌های گزبلند میزان Th نسبتاً بالا؛ اما میزان Ta پایین دارند (جدول ۱). لذا، این سنگ‌ها در محدوده بازالت‌های کالک‌آلکالن کمان آتشفشانی (شکل ۶-۱) و گستره حاشیه فعال قاره‌ای (شکل ۶-۲) جای می‌گیرند. علاوه بر این، سنگ‌های آتشفشانی گزبلند دارای مقادیر نسبتاً پایین Ti/V (۱۵-۲۳) هستند که مشابه بازالت‌های کالک‌آلکالن تشکیل‌شده در محیط کمان آتشفشانی و بازالت‌های حوضه پشت‌کمانی^۲ هستند (شکل ۶-۳). گراویو (Graviou, 1984)، بر این باور است که در پشت‌کمان، ذوب لرزولیت گارنت‌دار که از عناصر هیگروماگمافیل غنی است، به تشکیل ماگمای کالک‌آلکالن منجر می‌شود. از ویژگی بازالت‌های پشت‌کمانی، ماهیت ساب‌آلکالن با مواد قلیایی بالاتر (Moore and Modabberi, 2001) و همچنین نبود بی‌هنجاری منفی Nb (Verma, 2009) است.

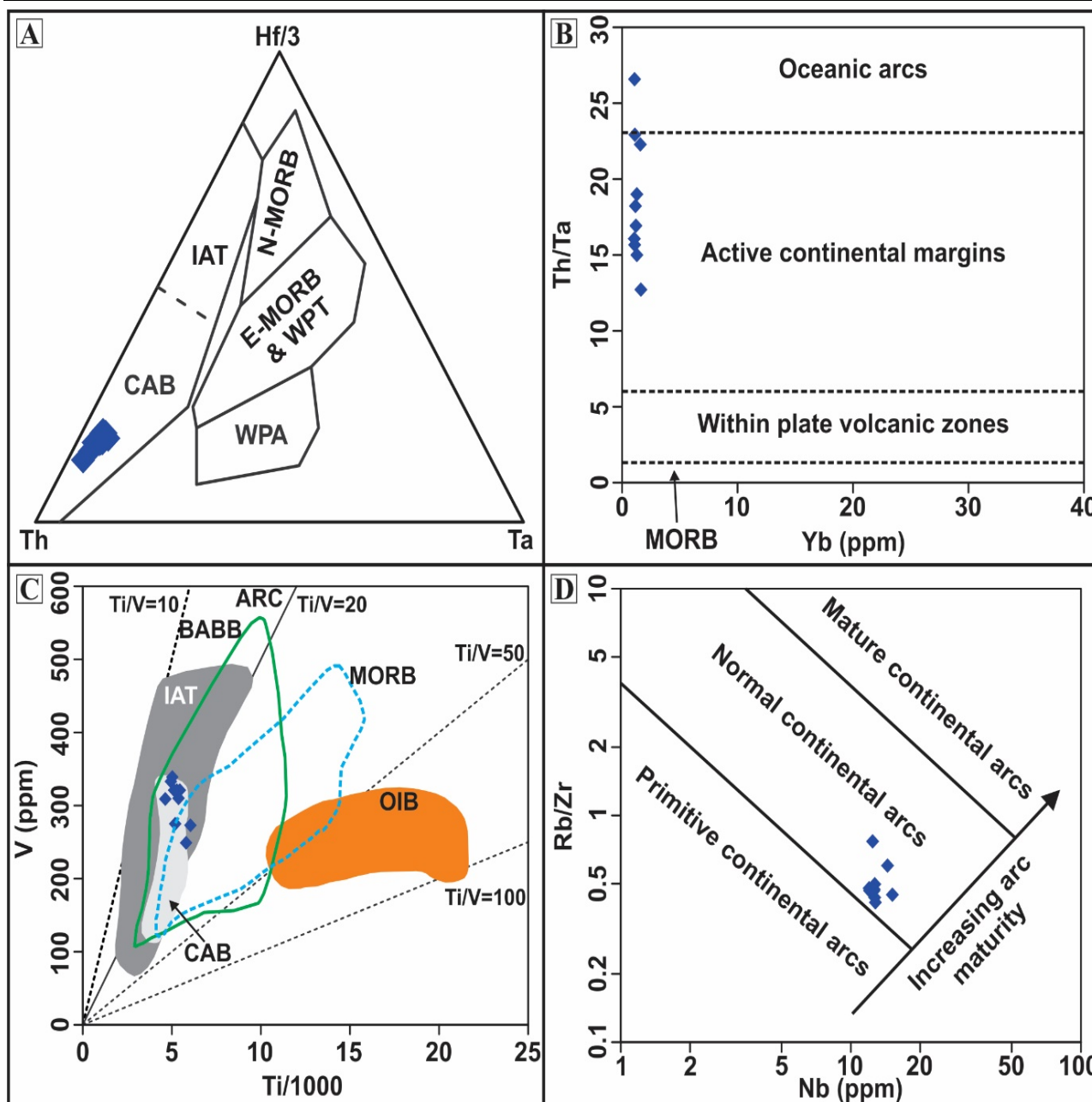
بر پایه نمودار Nb در مقابل Rb/Zr (Brown et al., 1984)، بازالت‌های گزبلند در محدوده کمان قاره‌ای عادی جای می‌گیرند (شکل ۶-۴).

منشأ ماگمای سازنده: بر اساس بررسی‌های تجربی، عدد منیزیمی (Mg#) شاخصی مفید برای تمایز مذاب‌های مشتق‌شده

از پوسته ($Mg\# < 40$) و مذاب‌های گوشته‌ای ($Mg\# > 40$) است. میزان Mg# در سنگ‌های آتشفشانی نئوژن گزبلند از ۳۹ تا ۵۳ متغیر است (جدول ۱) که بیانگر نقش گوشته در تشکیل آنهاست (Smithies and Champion, 2000; Zhang et al., 2016). از سوی دیگر، مذاب‌های بازالتی که در تعادل با ترکیب کانی‌شناسی گوشته بالایی هستند، دارای نسبت $0.7 > (Mg/Mg+Fe)$ و میزان Ni بیشتر از ۴۰۰ ppm تا ۵۰۰ و میزان Cr بیشتر از ۱۰۰۰ ppm و مقدار SiO_2 آنها کمتر از ۵۰ درصد وزنی است (Wilson, 1989). اما در نمونه‌های مورد بررسی میزان $(Mg/Mg+Fe)$ از ۰/۵ تا ۰/۶ و مقدار $Ni = 92 \text{ ppm}$ تا ۲۶۰ و مقدار $Cr = 198 \text{ ppm}$ تا ۴۷۶ و مقدار SiO_2 نیز حدود ۵۰ تا ۵۵ درصد وزنی متغیر است. به نظر می‌رسد که نمونه‌های بازالتی منطقه گزبلند، نسبت به یک مذاب بازالتی اولیه متعادل با ترکیب گوشته‌ای، اختلاف محسوسی دارد. این ویژگی می‌تواند به علت تبلور تفریقی کانی‌هایی مانند الیون و کلینوپیروکسن در حین صعود و رسیدن مذاب به سطح زمین باشد (Tabbakh Shabani et al., 2018). مقدار عناصر ناسازگار در مواد فرار حاصل از آب‌گیری پوسته اقیانوسی، به تناسب عمق افزایش می‌یابد. بنابراین گوه گوشته‌ای به تناسب عمق فرورانش و دوری از گودال اقیانوسی از عناصر ناسازگار غنی می‌شود. در این مناطق عمیق دگرسان‌شده، گارنت به جای اسپینل ظاهر می‌شود. از این رو، نمودار Sm/Yb در مقابل Ce/Sm (Çoban, 2007)، بیانگر وجود گارنت در منشأ سنگ‌های آتشفشانی گزبلند است (شکل ۷-۱). برای ارزیابی ویژگی‌های منشأ ماگمای مادر و همچنین درجه ذوب بخشی از نمودار Sm در مقابل Sm/Yb (Aldanmaz et al., 2000) و نمودار La/Yb در مقابل Yb (Özdemir and Güleç, 2014) استفاده شد (شکل ۷-۲ و ۷-۳). بر پایه این نمودارها، نمونه‌های گزبلند در محدوده ذوب بخشی حدود ۱۰ تا ۱۵ درصدی یک منشأ لرزولیت غنی از گارنت جای گرفته‌اند.

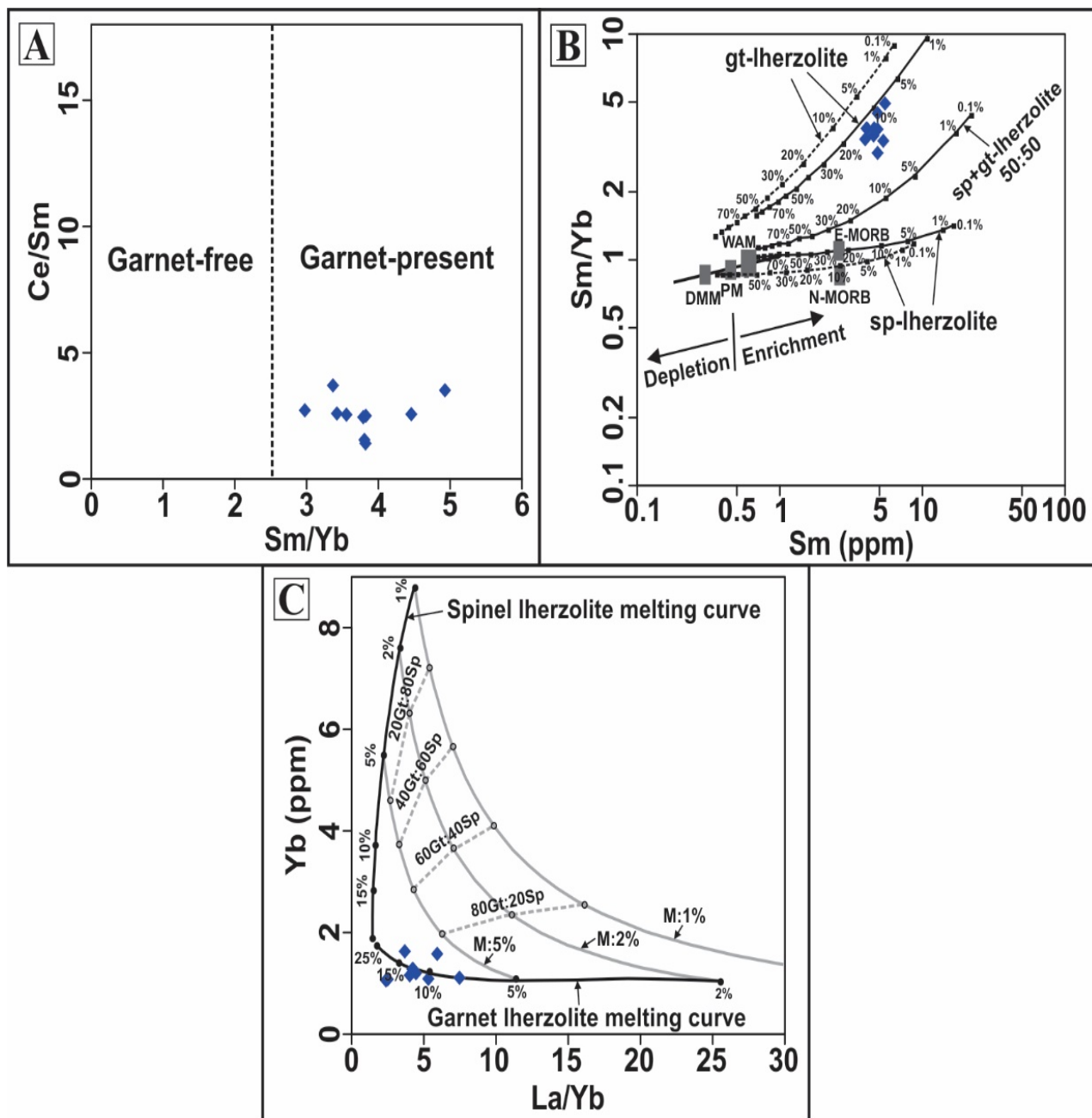
1. REE

2. Back-Arc Basin Basalts (BABB)



شکل ۶. جایگاه تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه گزبلند. A: نمودار Th-Hf/3-Ta پیشنهادی از وود (Wood, 1980) که بازالت‌های گزبلند در محدوده بازالت‌های کالک‌آلکالن کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند، B: نمودار Yb در مقابل Th/Ta پیشنهادی از شاندل و گورتون (Schandl and Gorton, 2002) که نمونه‌های گزبلند در گستره حاشیه فعال قاره‌ای جای می‌گیرند، C: نمودار Ti در مقابل V (Shervais, 1982)، که نمونه‌ها مشابه بازالت‌های کالک‌آلکالن تشکیل شده در محیط کمان آتشفشانی در حوضه پشت‌کمانی هستند و D: نمودار Nb در مقابل Rb/Zr پیشنهادی از براون و همکاران (Brown et al., 1984) که بر اساس آن بازالت‌های گزبلند در محدوده کمان قاره‌ای عادی جای می‌گیرند.

Fig. 6. Tectono-magmatic setting of the Gaz Boland volcanic rocks. A: Th-Hf/3-Ta discrimination diagram proposed by Wood (Wood, 1980), in which the Gaz Boland basalts are within the calc-alkaline basalts range of the volcanic arc, B: Yb versus Th/Ta diagram (Schandl and Gorton, 2002), in which the Gaz Boland samples plot within the active continental margin field, C: The Ti vs. V diagram (Shervais, 1982), whose samples are similar to the calc-alkaline basalts formed in the volcanic arc setting in the back-arc basin, and D: The Nb versus Rb/Zr diagram proposed by Brown et al. (Brown et al., 1984), according to which the Gaz Boland basalts are located within the normal continental arc field.



شکل ۷. تعیین منشأ ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی منطقه گزبلند. A: نمونه‌های گزبلند در نمودار Sm/Yb در مقابل Ce/Sm (Çoban, 2007)، بیانگر منشأ در محدوده حضور فاز گارنت در گوشته منشأ ماگمای مادر قرار دارند، B: نمودار Sm در مقابل Sm/Yb (Aldanmaz et al., 2000)، بیانگر منشأ گوشته غنی‌شده از LREE با ترکیب لرزولیت گارنت‌دار است و C: نمودار La/Yb در مقابل Yb (Özdemir and Güleç, 2014)، بیانگر ذوب‌بخشی حدود ۱۰ تا ۱۵ درصدی یک منشأ لرزولیت غنی از گارنت است.

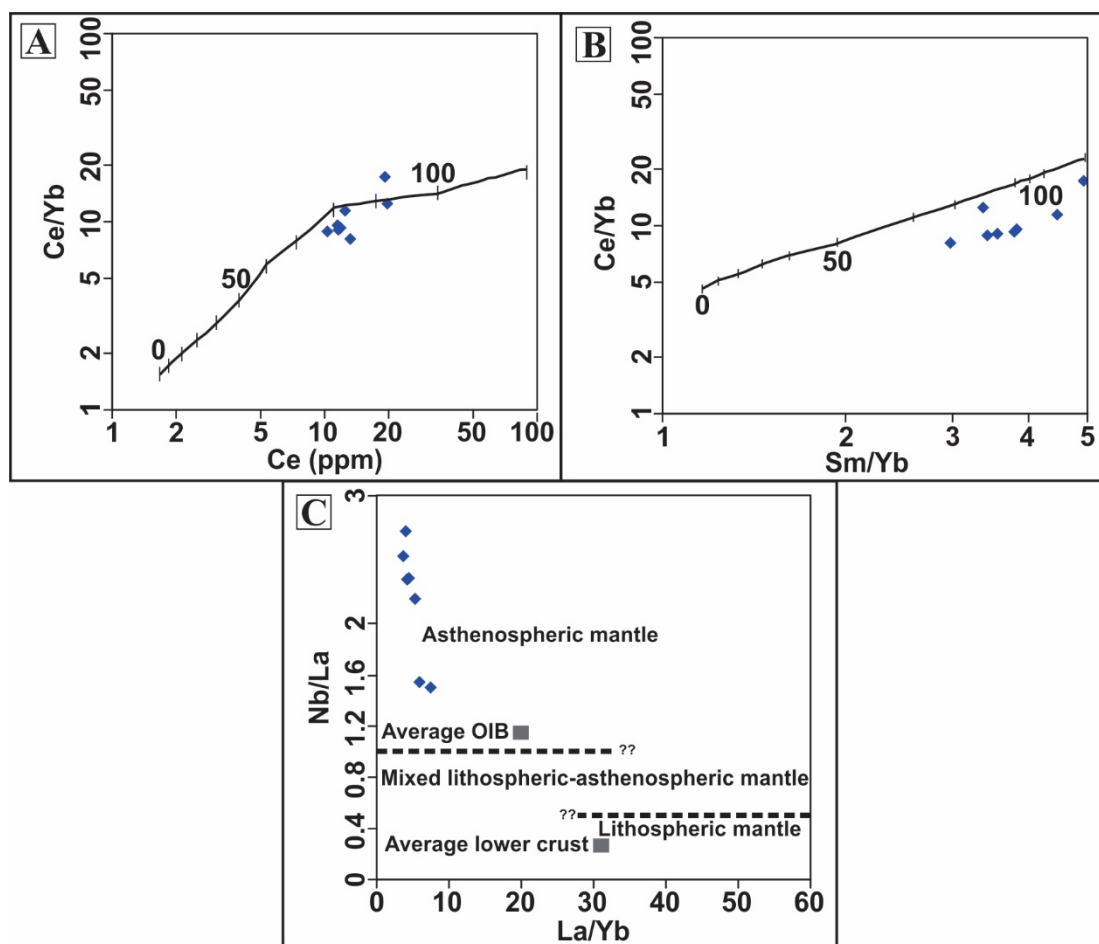
Fig. 7. Determining the origin of volcanic rocks-forming magma in the Gaz Boland area. A: Gaz Boland samples in the Sm/Yb versus Ce/Sm diagram (Çoban, 2007), are plotted within the garnet presence range in the mantle source of parent magma, B: The diagram of Sm vs. Sm/Yb (Aldanmaz et al., 2000), indicates the origin of LREE-enriched mantle with the composition of garnet-bearing lherzolite, and C: The La/Yb versus Yb diagram (Özdemir and Güleç, 2014), confirms the partial melting of about 10 to 15% of a garnet-rich lherzolite source.

گوشته مولد ماگما: شواهد قوی سنگ‌شناختی و کانی‌شناختی، تأکید می‌کند که ماگمای والد، اغلب از ذوب‌بخشی گوشته آستنو سفری بالای صفحه فرورونده، منشأ می‌گیرد. این گوه از لرزولیت تشکیل‌شده و بارورتر از لیتوسفر بالای آن است (Moore and Modabberi, 2001). به باور پیرس و همکاران (Pearce et al., 1990)، گوشته بالای یک زون فرورانش می‌تواند ماگمایی با ویژگی‌های کالک‌آلکان ایجاد کند. تشکیل ماگمای کالک‌آلکان در زون فرورانش به میزان آب و درجه ذوب‌بخشی بستگی دارد؛ به طوری که از ذوب‌بخشی گوشته بالایی، در حضور آب کافی (فشار آب حدود ۱/۳ کیلوبار)، ماگمای کالک‌آلکان ایجاد می‌شود؛ در حالی که در مقادیر کمتر آب یا درجه پایین ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای، ماگمای آلکان تشکیل می‌شود (Bonin, 1990). ایلام (Ellam, 1992)، معتقد است که نسبت‌های Ce/Yb و Sm/Yb شاخص حساسی برای تغییرات ضخامت لیتوسفری هستند که می‌تواند به راحتی برای بازالت‌ها استفاده شوند؛ زیرا تحت تأثیر تبلور تفریقی قرار نمی‌گیرند. به این منظور، از نمودار تغییرات Ce در مقابل Ce/Yb و نمودار Sm/Yb در مقابل Ce/Yb (Ellam, 1992)، برای تعیین عمق رخداد ذوب‌بخشی ناحیه منشأ ماگما استفاده شد که بر مبنای آن عمق رخداد ذوب‌بخشی و تشکیل ماگمای سازنده بازالت‌های گزبلند، حدود ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری، یعنی منطبق بر بخش‌های زیرین گوشته لیتو سفری (Lallemand et al., 2005) و عمق پایداری لرزولیت گارنت‌دار است (شکل ۸- A و B). به باور ایلام (Ellam, 1992)، منطقه انتقال گارنت (اسپینل ← گارنت)، در عمق ۶۰ تا ۸۰ کیلومتری است. نسبت‌های عنصری و نمودارهای مختلفی برای شناسایی منبع گوشته‌ای استفاده می‌شود. برای مثال، نسبت Nb/La برای شناسایی منبع گوشته‌ای بسیار مفید است؛ زیرا در گوشته لیتو سفری عناصر با شدت میدان بالا، مانند Nb نسبت به LREE تهی می‌شوند. بنابراین نسبت پایین Nb/La ($< ۰/۵$) نشان‌دهنده گوشته لیتو سفری و نسبت بالای Nb/La (> ۱) بیانگر گوشته

آستنوسفری است (Smith et al., 1999). از سوی دیگر، نسبت La/Nb در ماگمای وابسته به گوشته لیتو سفری (> ۱) و در ماگماهای مشتق شده از گوشته آستنو سفری ($\approx ۰/۷$) است (DePaolo and Daley, 2000). در سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد بررسی، نسبت La/Nb بین ۰/۲ تا ۰/۷ و نسبت Nb/La بین ۱/۵ تا ۴/۸ است (جدول ۱). برای نتیجه‌گیری بهتر از نمودار La/Yb در مقابل Nb/La (Abdel-Rahman and Nassar, 2004) استفاده شد که بر مبنای آن، بازالت‌های گزبلند در محدوده گوشته آستنوسفری قرار می‌گیرند (شکل ۸-C). بی‌هنجاری منفی Nb ویژگی مشخصی برای همه ماگماهایی است که توسط سنگ‌های پوسته قاره‌ای آلوده می‌شوند (Rollinson, 1993) و از سوی دیگر، ویژگی بارز ماگماهای مربوط به زون فرورانش است؛ اما این بی‌هنجاری در سنگ‌های آتشفشانی گزبلند مشاهده نمی‌شود. به عقیده ورما (Verma, 2009)، نبود بی‌هنجاری منفی Nb از ویژگی بازالت‌های پشت‌کمانی است. همچنین بایر و همکاران (Baier et al., 2008)، بر این باورند که بی‌هنجاری منفی Nb ، به دلیل حلالیت بسیار کم Nb در سیالات آبگین و حلالیت بالای آن در کلینوپیروکسن‌های آلومینیم‌دار، روتیل و برخی فازهای بالقوه دیگر در فشارها (۱-۲ Gpa) و دماهای (۶۰۰ درجه سانتی‌گراد) نسبتاً پایین است. جدایش ترجیحی Nb توسط کلینوپیروکسن‌های آلومینیم‌دار سبب می‌شود که سیال آزادشده از آب‌گیری پوسته اقیانوسی حتی در صورت وجود روتیل از Nb تهی شود. از این رو، بی‌هنجاری منفی Nb ، ویژگی سیالاتی است که در قسمت‌های نسبتاً کم‌عمق زون فرورانش تشکیل می‌شوند؛ اما در فشارهای بالاتر (۵ Gpa) و نواحی عمیق‌تر زون فرورانش، حلالیت Nb در سیال افزایش می‌یابد. در نتیجه، بی‌هنجاری منفی Nb از بین خواهد رفت. لذا، نبود بی‌هنجاری Nb در سنگ‌های آتشفشانی گزبلند می‌تواند به دلیل فشارها و دماهای بالاتر در منطقه منشأ باشد که خود بیانگر نشأت گرفتن این سنگ‌ها از نواحی عمیق‌تر زون فرورانش است.

نسبت در بازالت‌های گزبلند بین ۴/۷ تا ۱۲/۵ متغیر است (جدول ۱). لذا، بر اساس نمودار Zr در مقابل Nb (Abu-Hamattah, 2005)، منشأ این سنگ‌ها را می‌توان به گوشته غنی‌شده نسبت‌داد (شکل ۹-B). از سویی دیگر، ماگماهای کمان‌های آتشفشانی را می‌توان بر مبنای نسبت Ce/Yb به دو گروه بسیار غنی‌شده و کمی غنی‌شده تقسیم‌بندی کرد (Hawkesworth et al., 1991; Juteau and Maury, 1997).

بر اساس مباحث ذکر شده، تغییراتی در غلظت عناصر کمیاب و خاکی کمیاب بازالت‌های گزبلند نسبت به گوشته اولیه مشاهده می‌شود که می‌توان آنها را از دیدگاه غنی‌شدگی منشأ گوشته‌ای یا آلودگی پوسته‌ای بررسی کرد. از این رو، بر اساس نمودار Nb/Y در مقابل Rb/Y (Aydınçakır, 2016)، این تغییرات ناشی از عوامل فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای هستند (شکل ۹-A). نسبت Zr/Nb در گوشته اولیه برابر با ۱۵/۷ است (Sun and McDonough, 1989; Abu-Hamattah, 2005).



شکل ۸. گوشته مولد ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی منطقه گزبلند. A و B: بر اساس نمودار Ce در مقابل Ce/Yb و نمودار Sm/Yb در مقابل Ce/Yb (Ellam, 1992)، عمق رخداد ذوب بخشی و تشکیل ماگمای سازنده، حدود ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری است و C: بر پایه نمودار La/Yb در مقابل Nb/La (Abdel-Rahman and Nassar, 2004)، بازالت‌های گزبلند از گوشته آستنسفری منشأ گرفته‌اند.

Fig. 8. Productive mantle of the volcanic rocks-forming magma in the Gaz Boland area. A and B: According to the Ce vs. Ce/Yb and the Sm/Yb vs. Ce/Yb diagrams (Ellam, 1992), the depth of occurrence of partial melting and magma formation, is about 80 to 100 km, and C: Based on the La/Yb versus Nb/La diagram (Abdel-Rahman and Nassar, 2004), Gaz Boland basalts are derived from asthenospheric mantle.

اگر نسبت $Ce/Yb > 15$ باشد، ماگمای کمانی از نوع بسیار غنی شده و چنانچه میانگین نسبت $Ce/Yb < 15$ باشد، از نوع کمی غنی شده است. میانگین این نسبت در سنگ‌های گزبلند 9/7 است. همچنین، بر پایه نمودار Th/Yb در مقابل Ba/La و نمودار Th/Nb در مقابل Ba/Th (Peng et al., 2016)، سیالات آبگین مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده، به منبع گوشته‌ای ماگمای مولد این سنگ‌ها وارد شده‌اند (شکل 9-C و D).

از آنجایی که متاسوماتیسم مربوط به سیالات در فرایند فروورانش به ترتیب به کاهش Ta و Hf نسبت به La و Sm منجر خواهد شد؛ لذا، بر پایه نمودار $(Ta/La)_N$ در مقابل $(Hf/Sm)_N$ (LaFlèche et al., 1998)، سنگ‌های مورد بررسی در مجاورت محدوده متاسوماتیسم سیالات مربوط به فروورانش قرار می‌گیرند (شکل 9-E). همچنین، در نمودار Ta/Yb در مقابل Th/Yb (Pearce, 1983)، نمونه‌های گزبلند با ماهیت کالک‌آلکالن به موازات روند غنی‌شدگی زون فروورانش قرار گرفته‌اند که بیانگر نقش عوامل فروورانش در غنی‌شدگی Th/Yb در منشأ است (شکل 9-F). لذا، پیشنهاد می‌شود که منبع گوشته‌ای بازالت‌های گزبلند، توسط سیال آبدار مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده در فرایند فروورانش کمی غنی شده است.

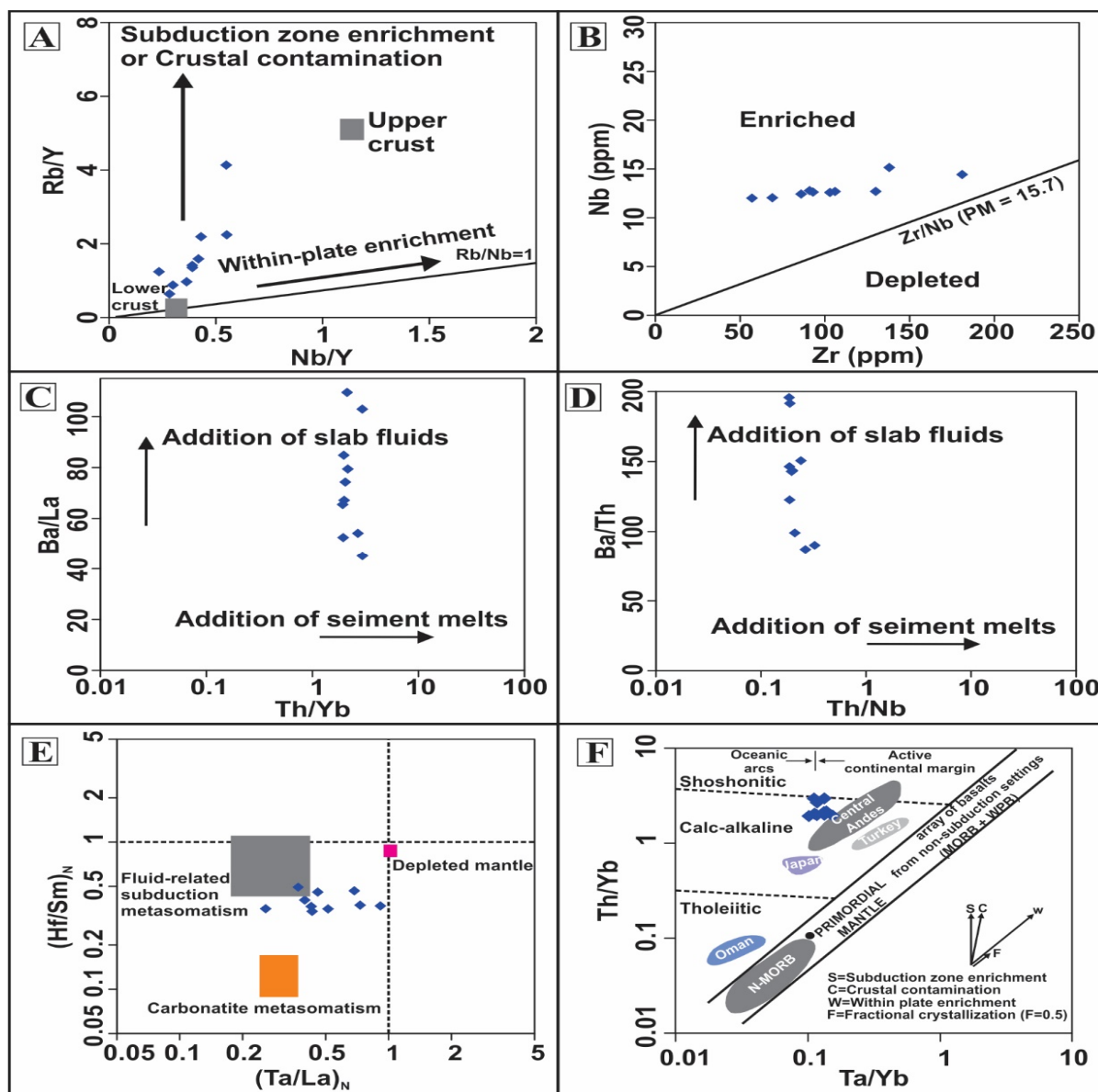
آلایش پوسته‌ای: لیتوسفر قاره‌ای اغلب در پتروژنز بازالت‌ها دخالت دارد و پوسته و گوشته لیتوسفری به عنوان آلاینده‌های ماگمای آستنسفری شناخته شده‌اند. لیتوسفر مانند سدی در مقابل ادامه روند صعود گوشته آستنسفری عمل می‌کند که عمق برخورد آستنسفر با این سد لیتوسفری به شدت بر میزان ذوب و ماهیت کانی‌های باقی‌مانده گوشته تأثیر می‌گذارد. از این رو، به طور اساسی ترکیب عناصر کمیاب ماگماهای تولیدشده را کنترل می‌کند (Ellam, 1992). از طرفی، ماگماهای مافیکی که از گوشته مشتق می‌شوند، با پوسته قاره‌ای که به داخل آن

وارد می‌شوند، تعامل دارند و این تعامل می‌تواند به طور قابل توجهی، ترکیب چنین ماگماهایی را تغییر دهد (Reiners et al., 1996; Farmer, 2007). لذا، فرایند هضم و تبلور تفریقی¹ در سنگ زایش این ماگماها مهم است. ماگمای بازالتی اولیه تولیدشده در گوه گوشته‌ای تا اعماقی که در آن اختلاف چگالی ماگما و دیواره صفر شود، بالا می‌آید. این عمق در حاشیه قاره‌ها در عمق پوسته و نزدیک به موهو است.

پوسته قاره‌ای به دلیل چگالی کمتر نسبت به مواد اقیانوسی، به عنوان فیلتری عمل می‌کند که باعث توقف ماگمای صعودکننده شده و آنها را در اعماق زیاد، دچار آلودگی و تفریق می‌کند (Moore and Modabberi, 2001). از این رو، وجود بافت پورفیری در سنگ‌های گزبلند، بیانگر توقف ماگمای مادر گوشته‌ای در مخزن ماگمایی و انجام فرایندهای مخزن مانند تبلور تفریقی و احتمالاً آلیش، آمیختگی و یا ترکیبی از این فرایندهاست.

برای تعیین نقش آلودگی پوسته‌ای در ترکیب سنگ‌ها از نسبت‌های عنصری و نمودارهای مختلفی استفاده می‌شود. جوکوم و همکاران (Jochum et al., 1991)، تأکید می‌کنند که نسبت Nb/Th ، شاخصی بسیار حساس برای تعیین آلودگی پوسته‌ای است که برای تمایز بین گدازه‌های آلوده و آنهایی که نسبت اولیه عناصر کمیاب خود را حفظ کرده‌اند، مورد استفاده قرار می‌گیرد. پایین‌ترین میزان Nb/Th در بازالت‌هایی پیدا می‌شود که با پوسته قاره‌ای آلوده شده‌اند.

به عقیده کاندی (Condie, 2003)، نسبت $Nb/Th < 5$ نشان‌دهنده آلودگی قابل توجه پوسته‌ای ($> 5\%$ آلودگی پوسته‌ای) و یا مؤلفه‌های ژئوشیمیایی فروورانش است. علاوه بر این، سنگ‌های بازالتی که تحت تأثیر آلودگی پوسته‌ای قرار گرفته‌اند، دارای نسبت‌های $La/Ta > 22$ (Abdel-Rahman and Nassar, 2004) هستند.



شکل ۹. گوشته غنی شده سنگ‌های آتشفشانی منطقه گزبلند. A: نمودار Nb/Y در مقابل Rb/Y (Aydiñçakir, 2016)، نشان‌دهنده تأثیر عوامل فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای بر ماگماست، B: در نمودار Zr در مقابل Nb (Abu-Hamatteh, 2005)، نمونه‌های گزبلند در محدوده گوشته غنی شده جای می‌گیرند، C و D: نمودار Th/Yb در مقابل Ba/La و نمودار Th/Nb در مقابل Ba/Th (Peng et al., 2016)، بیانگر ورود سیالات مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده دگرسان‌شده به منبع گوشته‌ای ماگمای مولد این سنگ‌هاست، E: در نمودار $(Ta/La)_N$ در مقابل $(Hf/Sm)_N$ (نمونه‌های گزبلند در مجاورت محدوده متاسوماتیسم سیالات مربوط به زون فرورانش قرار می‌گیرند و F: نمودار Ta/Yb در مقابل Th/Yb (Pearce, 1983) نیز تأکیدی بر نقش عوامل فرورانش در غنی‌شدگی منشأ سنگ‌های گزبلند است.

Fig. 9. Enriched mantle of the Gaz Boland volcanic rocks. A: The Nb/Y versus Rb/Y diagram (Aydiñçakir, 2016), shows the effect of subduction factors or crustal contamination on magma, B: In the Zr vs. Nb diagram (Abu-Hamatteh, 2005), Gaz Boland samples plot within the range of enriched mantle, C and D: The Th/Yb versus Ba/La and the Th/Nb versus Ba/Th diagrams (Peng et al., 2016), confirm the entry of fluids derived from the subducted oceanic crust into the mantle source of the parent magma of these rocks, E: In the $(Ta/La)_N$ vs. $(Hf/Sm)_N$ diagram, the Gaz Boland samples are located in the vicinity of the metasomatism range of the fluids related to the subduction zone, and F: The Ta/Yb versus Th/Yb diagram (Pearce, 1983), also emphasizes the role of subduction factors in the enrichment of the origin of Gaz Boland rocks.

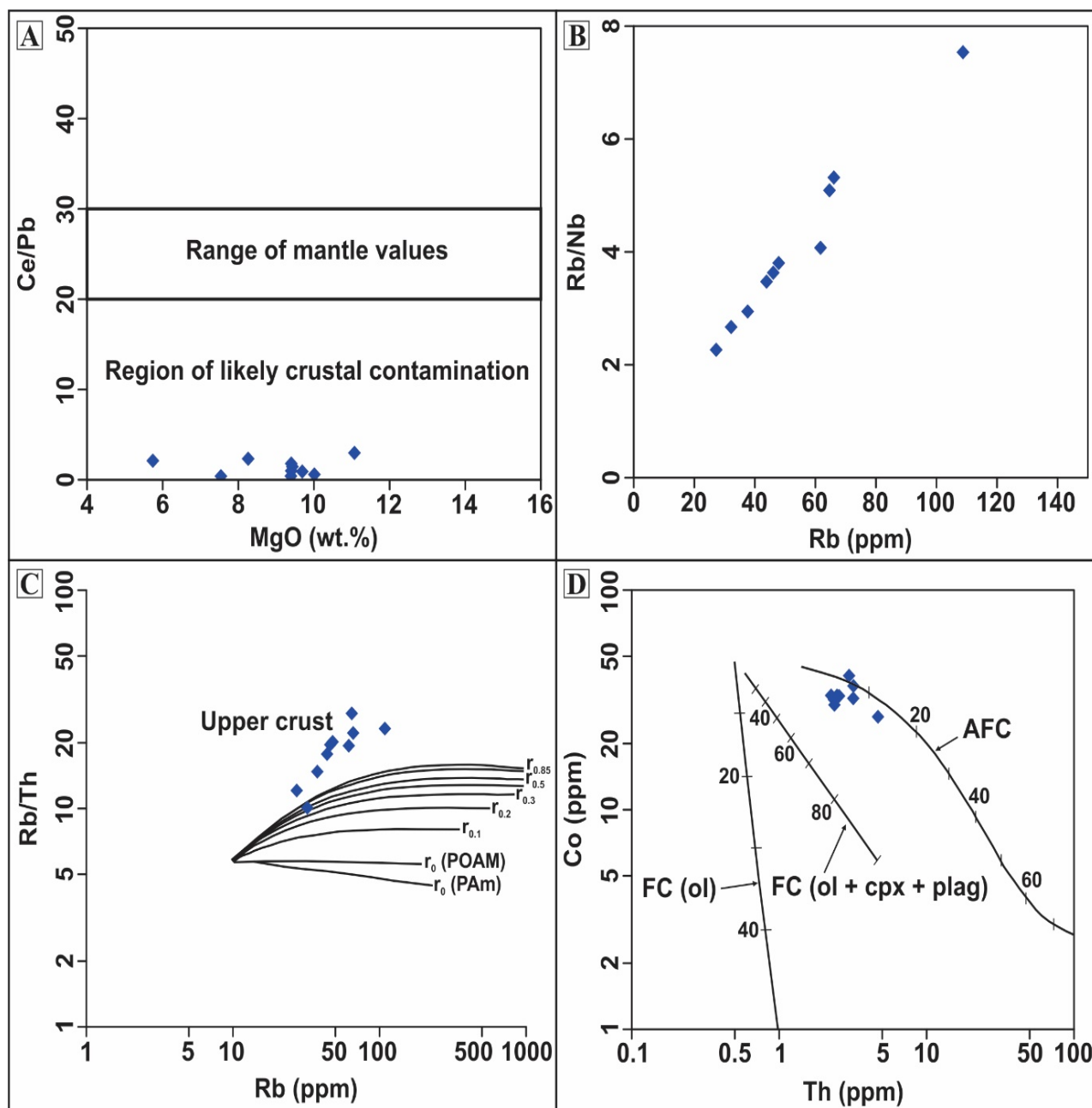
(شکل ۱۰-D).

بیشتر پژوهشگران زمان برخورد قاره‌ای را میوسن بالایی می‌دانند؛ لذا، بازالت‌های پلیو- پلیستوسن (Djokovic et al., 1973) گزبلند، مربوط به یک محیط پس از برخوردی هستند. در پلیوسن و پلیستوسن در بخش‌هایی از کمر بند آتشفشانی- نفوذی ارومیه- دختر فعالیت‌های ماگمایی رخ داده است. فعالیت ماگمایی پلیوسن بیشتر دارای ماهیت کالک‌آلکان است؛ اما در پلیستوسن گاهی فعالیت ماگمایی آلکان نیز به همراه کالک‌آلکان دیده می‌شود (Berberian and King, 1981). ناحیه شهر بابک از جمله بخش‌هایی از مجموعه آتشفشانی- نفوذی ارومیه- دختر است که در آن فعالیت ماگمایی کالک‌آلکان و آلکان پس از برخوردی به وقوع پیوسته است. وقوع ماگماتیسم کالک‌آلکان بعد از برخورد در پلیو- پلیستوسن در منطقه گزبلند می‌تواند نشان‌دهنده این باشد که گوشته غنی‌شده (متاسوماتیزه) هنوز قادر به تولید ماگمای کالک‌آلکان است. چنین فرایندی در ایالت‌های پس از برخوردی مشاهده می‌شود (Coulon et al., 1986; Deniel et al., 1998; Aldanmaz et al., 2000; Alici et al., 2002; Alici-Şen et al., 2004; Guo et al., 2006). تشکیل ماگمای کالک‌آلکان در منطقه گزبلند مربوط به کشیدگی در لیتوسفر و شکسته شدن پوسته اقیانوسی فرورونده و فروکش کردن آن به داخل بخش‌های زیرین گوشته بالایی است. فروکش کردن پوسته اقیانوسی فرورونده، به توسعه یک پنجره آستنسفری منجر می‌شود؛ به طوری که گوشته دست‌نخورده آستنسفری به داخل گوشته غنی‌شده لیتوسفری صعود می‌کند و سبب می‌شود گوشته متاسوماتیزه در بخش‌های زیرین خود با گوشته آستنسفری مخلوط شود. به دلیل داغ بودن گوشته آستنسفری، گرادیان زمین‌گرایی افزایش یافته است و باعث ذوب بخشی در این قسمت می‌شود؛ لذا از اختلاط ماگمای آستنسفری با بخش زیرین گوشته متاسوماتیزه لیتوسفری ماگمای کالک‌آلکان گزبلند ایجاد شده است (شکل ۱۱).

مقادیر Nb/Th و La/Ta در بازالت‌های گزبلند به ترتیب ۳ تا ۵ و ۱۸ تا ۱۶۴ است (جدول ۱) که بیانگر آلودگی پوسته‌ای در این سنگ‌هاست. همچنین، نسبت Ce/Pb، به خوبی توسط هافمن و همکاران (Hofmann et al., 1986)، برای سیالات مشتق شده از گوشته اولیه ($Ce/Pb = 25 \pm 5$) تعریف شده است. از این رو، فورمن (Furman, 2007)، عقیده دارد که این نسبت شاخص حساس و مفید برای تعیین آلودگی پوسته‌ای است؛ به طوری که مقادیر پایین آن نشان‌دهنده آلودگی پوسته‌ای است. این نسبت در سنگ‌های منطقه گزبلند بین ۰/۴ تا ۳ متغیر است (شکل ۱۰-A).

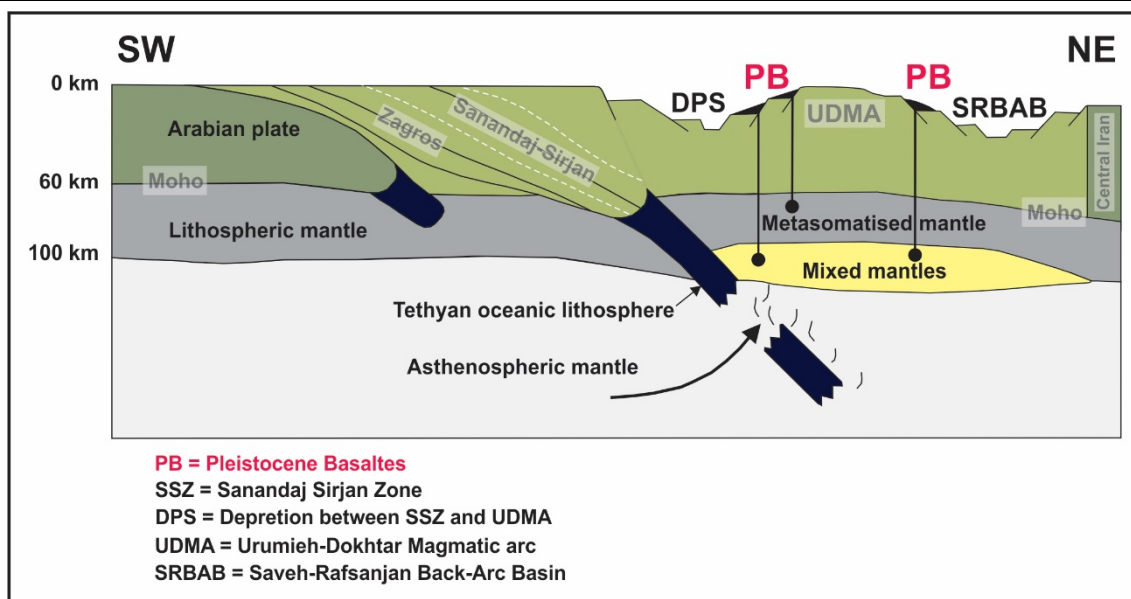
مششا و شینجو (Meshesha and Shinjo, 2007)، بر این باورند که آلکالی‌ها به شدت در سنگ‌های پوسته‌ای فلسیک غنی شده‌اند؛ بنابراین حتی در جه‌های پایین آلودگی باعث غنی‌شدگی شدید در تمرکز عناصر قلیایی می‌شود و به افزایش نسبت Nb/Alکالی در بازالت‌های آلوده‌شده با پوسته منجر می‌شود. لذا، چنان که در شکل B-۱۰ مشاهده می‌شود، همبستگی مثبت بالایی بین Rb و نسبت Rb/Nb وجود دارد که بیانگر آلودگی پوسته‌ای ماگمای سازنده آتشفشان‌های گزبلند است. Rb و Th تنها عناصری هستند که تحت تأثیر تبلور مجموعه‌های آبدار یا بدون آب قرار نمی‌گیرند و نسبت Rb/Th در سنگ‌های پوسته‌ای بیشتر از ماگماهای بازیک است. از این رو، برای بررسی فرایند AFC از نمودار Rb در مقابل Rb/Th استفاده شد (شکل ۱۰-C). در این نمودار، r بیانگر نسبت سرعت هضم به سرعت تبلور تفریقی است و هرچه ترکیب نمونه‌های مورد بررسی به ترکیب پوسته نزدیک‌تر باشد، هضم بیشتری روی داده و مقادیر بالاتری از r را در برمی‌گیرد (Keskin et al., 1998).

بر اساس این نمودار، ماگمای سنگ‌های آتشفشانی گزبلند در حین صعود، فرایند AFC را تحمل کرده است. همچنین، نمودار Th در مقابل Co (Halama et al., 2007)، نیز تأکیدی بر نقش فرایند AFC در تحولات ماگمایی بازالت‌های گزبلند است.



شکل ۱۰. آلودگی پوسته‌ای ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی منطقه گزبلند. A و B: نمودار MgO در مقابل Ce/Pb ارائه شده توسط فورمن (Furman, 2007) و نمودار Rb در مقابل Rb/Nb (Meshesha and Shinjo, 2007)، بیانگر آلودگی پوسته‌ای ماگمای سازنده این سنگ‌ها هستند، C و D: نمودار Rb در مقابل Rb/Th (Keskin et al., 1998) و نمودار Th در مقابل Co (Halama et al., 2007)، بیانگر نقش AFC بر تحولات ماگمایی این سنگ‌ها هستند.

Fig. 10. Crustal contamination of the volcanic rocks-forming magma in the Gaz Boland area. A and B: The MgO versus Ce/Pb diagram presented by Furman (Furman, 2007) and the Rb versus Rb/Nb diagram (Meshesha and Shinjo, 2007), indicate the Crustal contamination of the parent magma of these rocks, C and D: The diagram of Rb vs. Rb/Th (Keskin et al., 1998) and the Th versus Co diagram (Halama et al., 2007), confirm the role of the AFC on the magmatic evolution of these rocks.



شکل ۱۱. الگوی ژئودینامیکی تشکیل بازالت‌های پلیو- پلیستوسن منطقه گزبلند (بر گرفته از حسینی (Hosseini, 2010)، همراه با تغییرات)

Fig. 11. Geodynamic pattern of formation of Plio-Pleistocene basalts in the Gaz Boland area (modified from Hosseini (Hosseini, 2010)).

نتیجه‌گیری

زون فرورانش و حاشیه فعال قاره‌ای است. بر مبنای نسبت‌های عنصری و نمودارهای مختلف، ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی گزبلند، از گوشته آستونسفری در اعماق زون فرورانش مشتق شده است. ترکیب سنگ منشأ این بازالت‌ها، لرزولیت گارنت‌دار است که طی فرایند فرورانش، تحت تأثیر سیالات نشأت گرفته از پوسته اقیانوسی فرورونده، اندکی غنی شده است. ماگمای سازنده این سنگ‌ها در حین صعود نیز با پوسته قاره‌ای، آلاش یافته و فرایند AFC را تحمل کرده است.

قدردانی

نویسنده از زحمات جناب آقای مهندس نظام دولتی به سبب کمک در عملیات صحرائی قدردانی می‌کند.

بازالت‌های پلیو- پلیستوسن، جوان‌ترین فعالیت آتشفشانی در منطقه گزبلند محسوب می‌شوند. بافت اصلی این سنگ‌ها میکرولیتی پورفیری به همراه بافت گلوپورفیری است. کانی‌های سازنده این واحد سنگی؛ شامل کانی‌های اصلی الیون، کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز و کانی‌های ثانویه کلسیت، کلریت، اکسیدهای آهن و کانی‌های کدر است. وجود بافت غربالی و منطقه‌بندی در درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن و همچنین خوردگی خلیج مانند در بلورهای الیون، نشان‌دهنده عدم تعادل در حین تبلور ماگماست. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی منطقه گزبلند از یک ماگمای کالک‌آلکالن حاصل شده‌اند. همچنین بررسی نمودارهای عناصر کمیاب این گدازه‌ها بیانگر ماگمای وابسته به

References

Abdel-Rahman, A.F.M. and Nassar, P.E., 2004. Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from northern

Lebanon. Geological Magazine, 141(5): 545–563.

<https://doi.org/10.1017/S0016756804009604>

Abu-Hamattah, Z.S.H., 2005. Geochemistry and

- petrogenesis of mafic magmatic rocks of the Jharol Belt, India: geodynamic implication. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25(4): 557–581.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.05.006>
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94(3): 401–419.
<https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4>
- Ahmad, T. and Posht Kuhi, M., 1993. Geochemistry and petrogenesis of Urumiah-Dokhtar volcanic belt around Nain and Rafsanjan areas: a preliminary study. *Treatise on the Geology of Iran*, Iranian Ministry of Mines and Metals, Isfahan, 90 pp.
- Alavi, M., 1991. Tectonic map of the Middle East, scale 1:5,000,000. Geological Survey of Iran.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(3): 211–238.
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2)
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its Proforeland Evolution. *American Journal of Science*, 304(1): 1–20.
<https://doi.org/10.2475/ajs.304.1.1>
- 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(1–2): 67–95. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00182-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00182-7)
- Alici, P., Temel, A. and Gourgaud, A., 2002. Pb–Nd–Sr isotope and trace element geochemistry of Quaternary extension-related alkaline volcanism: A case study of Kula region (western Anatolia, Turkey). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115(3–4): 487–510. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00328-6](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00328-6)
- Alici-Şen, P., Temel, A. and Gourgaud, A., 2004. Petrogenetic modelling of Quaternary post-collisional volcanism: A case study of central and eastern Anatolia. *Geological Magazine*, 141(1): 81–98.
<https://doi.org/10.1017/S0016756803008550>
- Augustithis, S.S., 1979. Atlas of the textural patterns of basalts and their genetic signification. Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam, 323 pp.
- Aydinçakir, E., 2016. Subduction-related Late Cretaceous high-K volcanism in the Central Pontides orogenic belt: constraints on geodynamic implications. *Geodinamica Acta*, 28(4): 379–411.
<https://doi.org/10.1080/09853111.2016.1208526>
- Baier, J., Audétat, A. and Keppler, H., 2008. The origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 267(1–2): 290–300.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.032>
- Ballato, P., Mulch, A., Landgraf, A., Strecker, M.R., Dalconi, M.C., Friedrich, A. and Tabatabaei, S.H., 2010. Middle to late Miocene Middle Eastern climate from stable oxygen and carbon isotope data, southern Alborz mountains, N Iran. *Earth and Planetary Science Letters*, 300(1): 125–138.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.043>
- Berberian, M., 1981. Active faulting and tectonics of Iran. In: H.K. Gupta and F.M. Delany (Editors), *Zagros-Hindukosh-Himalaya. Geodynamic Evolution*, Geodynamic Series 3, American Geophysical Union, Washington DC, pp. 33–69.
<https://doi.org/10.1029/GD003p0033>
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210–265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J. and Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and early Miocene Andian-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. *Journal of the Geological Society*, 139(5): 605–614.
<https://doi.org/10.1144/gsjgs.139.5.0605>
- Bonin, B., 1990. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geological Journal*, 25(3–4): 261–270.
<https://doi.org/10.1002/gj.3350250309>
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Editor), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 63–114. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Brown, G.C., Thorpe, R.S. and Webb, P.C., 1984.

- The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society*, 141(3): 413–426. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.3.0413>
- Clague, D.A. and Frey, F.A., 1982. Petrology and Trace Element Geochemistry of the Honolulu Volcanics, Oahu: Implications for the Oceanic Mantle below Hawaii. *Journal of Petrology*, 23(3): 447–504. <https://doi.org/10.1093/petrology/23.3.447>
- Çoban, H., 2007. Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension-related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia. *Earth-Science Reviews*, 80(3–4): 219–238. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.08.006>
- Condie, K.C., 2003. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(1): 1–28. <https://doi.org/10.1029/2002GC000333>
- Condie, K.C., 2005. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos*, 79(3–4): 491–504. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.014>
- Coulon, C., Maluski, H., Bollinger, C. and Wang, S., 1986. Mesozoic and cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet: ^{39}Ar - ^{40}Ar dating, petrological characteristics and geodynamical significance. *Earth and Planetary Science Letters*, 79(3–4): 281–302. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(86\)90186-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90186-X)
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Punkhurst, R.J., 1979. The Interpretation of Igneous Rocks. Allen and Unwin, Winchester, 450 pp. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1>
- Deniel, C., Aydar, E. and Gourgaud, A., 1998. The Hasan Dagı stratovolcano (Central Anatolia, Turkey): Evolution from calc-alkaline to alkaline magmatism in a collision zone. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 87(1–4): 275–302. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00097-3](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00097-3)
- 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(1–2): 157–185. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00261-8](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00261-8)
- Djokovic, I., Cvetic, S. and Dimitrijevic, M.D., 1973. Geological map of Iran, scale 1:100,000, sheet 6951-Dehaj. Geological Survey of Iran.
- Ellam, R.M., 1992. Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology*, 20(2): 153–156. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0153:LTAACO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0153:LTAACO>2.3.CO;2)
- Fan, W.M., Gue, F., Wang, Y.J. and Lin, G., 2003. Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of orogenic extension in the northern Da Hinggan mountains, northern China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 121(1–2): 115–135. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00415-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00415-8)
- Farmer, G.L., 2007. Continental basaltic rocks. *Treatise on Geochemistry*, 3: 1–39. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03019-X>
- Forster, H., Fesefeldt, K. and Kurster, M., 1972. Magmatic and orogenic evolution of the central Iranian volcanic belt. 24th International Geology Congress, University of Montreal, Montreal, Canada.
- Furman, T., 2007. Geochemistry of East African Rift basalts: An overview. *Journal of African Earth Sciences*, 48(2–3): 147–160. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2006.06.009>
- Ghasemi, H. and Fattahi, A.A., 2004. Neogene magmatism in Sarvelayat district, south of Quchan. 8th Symposium of Geological Society of Iran, Iranian Geological Society, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran. (in Persian with English abstract)
- Gill, J.B., 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 390 pp. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-68012-0>
- Graviou, P., 1984. Pétrogenèse des magmas calco-alcalins: exemple des granitoïdes cadomiens de la région trégorroise (Massif Armoricaïn). Université de Rennes, Rennes, 236 pp.
- Guo, Z., Wilson, M., Liu, J. and Mao, Q., 2006. Post-collisional, Potassic and Ultrapotassic Magmatism of the Northern Tibetan Plateau: Constraints on Characteristics of the Mantle Source, Geodynamic Setting and Uplift Mechanisms. *Journal of Petrology*, 47(6): 1157–1185.

- 1177–1220.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egl007>
- Halama, R., Joron, J.L., Villemant, B., Markl, G. and Treuil, M., 2007. Trace element constraints on mantle sources during mid-Proterozoic magmatism: evidence for a link between the Gardar (South Greenland) and Abitibi (Canadian Shield) mafic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 44(4): 459–478.
<https://doi.org/10.1139/e06-108>
- Hanson, G.N., 1980. Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, 8(1): 371–406.
<https://doi.org/10.1146/annurev.ea.08.050180.002103>
- 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(12): 2341–2357.
<https://doi.org/10.1093/petrology/egm062>
- Hawkesworth, C.J., Hergt, J.M., McDermott, F. and Ellam, R.M., 1991. Destructive margin magmatism and the contributions from the mantle wedge and subducted crust. *Australian Journal of Earth Sciences*, 38(5): 577–594.
<https://doi.org/10.1080/08120099108727993>
- Hofmann, A.W., 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385(6613): 219–229.
<https://doi.org/10.1038/385219a0>
- Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M. and White, W.M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 79(1–2): 33–45.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(86\)90038-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90038-5)
- Hosseini, S.Z., 2010. Mineralogy, geochemistry and petrogenesis evolution of Pleistocene post collisional volcanism in N-NW of Shahre-Babak. Ph.D. Thesis, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran, 253 pp.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523–548.
<https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Jochum, K.P., Arndt, N.T. and Hofmann, A.W., 1991. Nb-Th-La in komatiites and basalts: constraints on komatiite petrogenesis and mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 107(2): 272–289.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90076-T](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90076-T)
- Jolivet, L. and Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 19(6): 1095–1106.
<https://doi.org/10.1029/2000TC900018>
- Jung, D., Kursten, M.O.C. and Tarkian, M., 1976. Post-Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the afro-Arabian under the Eurasian plate. In: A. Pilger and A. Rosler (Editors), *Afar between continental and oceanic rifting*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, pp. 175–181.
 Retrived March 8, 2021 from
https://www.schweizerbart.de/publications/detail/isbn/9783510650705/Afar_Vol_II_Between_Continental_and
- Juteau, T. and Maury, R., 1997. *Géologie de la croûte océanique: pétrologie et dynamique endogènes*. Masson, Paris, 367 pp.
- 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(1): 38–56.
<https://doi.org/10.1007/s00410-002-0374-5>
- Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Farmer, G.L. and Stern, C.R., 2012. Petrogenesis of Granitoids, U-Pb zircon geochronology, Sr-Nd Petrogenesis of granitoids, U-Pb zircon geochronology, Sr-Nd isotopic characteristics, and important occurrence of Tertiary mineralization within the Lut block, eastern Iran. *Journal of Economic Geology*, 4(1): 1–27. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v4i1.13391>
- 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 and Geothermal Research*, 85(1–4): 355–404.
[https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00063-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00063-8)
- Kuscu, G.G. and Geneli, F., 2010. Review of post-collisional volcanism in the Central Anatolian Volcanic Province (Turkey), with special

- reference to the Tepekoy Volcanic Complex. *International Journal of Earth Sciences*, 99(3): 593–621. <https://doi.org/10.1007/s00531-008-0402-4>
- LaFlèche, M.R., Camire, G. and Jenner, G.A., 1998. Geochemistry of post-Acadian, Carboniferous continental intraplate basalts from the Maritimes Basin, Magdalen islands, Quebec, Canada. *Chemical Geology*, 148(3–4): 115–136. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00002-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00002-3)
- Lallemant, S., Huchon, P., Jolivet, L. and Prouteau, G., 2005. *Convergence lithosphérique*. Vuibert, Paris, 182 pp.
- Lentz, D.R., 1998. Petrogenetic evolution of felsic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic-hosted massive sulphide systems: the role of extensional geodynamics. *Ore Geology Reviews*, 12(5): 289–327. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(98\)00005-5](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(98)00005-5)
- Malekian Dastjerdi, M., Mohammadi, S.S., Nakhaei, M. and Zarrinkoub, M.H., 2017. Geochemistry and tectonomagmatic setting of Tertiary volcanic rocks of the Kangan area, northeast of Sarbisheh, southern Khorasan. *Journal of Economic Geology*, 8(2): 553–568. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v8i2.54029>
- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4): 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- McQuarrie, N., Stock, J.M., Verdel, C. and Wernicke, B.P., 2003. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical Research Letters*, 30(20): 2036. <https://doi.org/10.1029/2003GL017992>
- Menzies, M.A. and Wass, S.Y., 1983. CO₂ and LREE-rich mantle below eastern Australia: a REE and isotopic study of alkaline magmas and apatite-rich mantle xenoliths from the southern highlands province, Australia. *Earth Planetary Science Letters*, 65(2): 287–302. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90167-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90167-X)
- Meshesha, D. and Shinjo, R., 2007. Crustal contamination and diversity of magma sources in the northwestern Ethiopian volcanic province. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 102(5): 272–290. <https://doi.org/10.2465/jmps.061129>
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3–4): 215–224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Moore, F. and Modabberi, S., 2001. *Plate tectonics and geological processes*. Koosha Mehr Publications, Shiraz, 467 pp. (in Persian)
- Nelson, S.T. and Montana, A., 1992. Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77(11–12): 1242–1249. Retrived March 8, 2021 from <https://pubs.geoscienceworld.org/msa/ammin/article-abstract/77/11-12/1242/42641/Sieve-textured-plagioclase-in-volcanic-rocks?redirectedFrom=fulltext>
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2008. Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, 106(3–4): 380–398. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.09.008>
- Özdemir, Y. and Güleç, N., 2014. Geological and Geochemical Evolution of the Quaternary Süphan Stratovolcano, Eastern Anatolia, Turkey: Evidence for the Lithosphere-Asthenosphere Interaction in Post-Collisional Volcanism. *Journal of Petrology*, 55(1): 37–62. <https://doi.org/10.1093/petrology/egt060>
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (Editors), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Cheshire, UK., pp. 230–249. Retrived March 8, 2021 from <http://orca.cf.ac.uk/8626/>
- Pearce, J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Guner, Y., Saroglu, F., Yilmaz, Y., Moor bath, S. and Mitchell, J.G., 1990. Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44(1–2): 189–229. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90018-B](https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90018-B)
- Pearce, J.A. and Gale, G.H., 1977. Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. *Journal of the Geological Society*, 7(1): 14–24. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1977.007.01.03>

- Pearce, J.A. and Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic ARC magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23: 251–285. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.23.050195.001343>
- Peng, B., Sun, F., Li, B., Wang, G., Li, S., Zhao, T., Li, L. and Zhi, Y., 2016. The geochemistry and geochronology of the Xiarihamu II mafic-ultramafic complex, Eastern Kunlun, Qinghai Province, China: Implications for the genesis of magmatic Ni–Cu sulfide deposits. *Ore Geology Reviews*, 73(1): 13–28. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.10.014>
- Reiners, P.W., Nelson, B.K. and Nelson, S.W., 1996. Evidence for multiple mechanisms of crustal contamination of magma from compositionally zoned plutons and associated ultramafic intrusions of the Alaska Range. *Journal of Petrology*, 37(2): 261–292. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.2.261>
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A. and Fletcher, T., 2012. High Sr/Y Magmas Reflect Arc Maturity, High Magmatic Water Content, and Porphyry Cu $\pm$ Mo $\pm$ Au Potential: Examples from the Tethyan Arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Economic Geology*, 107(2): 295–332. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.2.295>
- Ringwood, A.E., 1990. Slab-mantle interactions: 3. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. *Chemical Geology*, 82: 187–207. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(90\)90081-H](https://doi.org/10.1016/0009-2541(90)90081-H)
- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, London. 352 pp.
- Schandl, E.S. and Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, 97(3): 629–642. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.629>
- Senyah, G.A., Dampare, S.B. and Asiedu, D.K., 2016. Geochemistry and tectonic setting of the Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the Chirano Gold District, Sefwi belt, Ghana. *Journal of African Earth Sciences*, 122: 32–46. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.07.022>
- Shahabpour, J., 2007. Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30(5): 652–665. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2007.02.004>
- Shervais, J.W., 1982. Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59(1): 101–118. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90120-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90120-0)
- Smith, E.I., Sánchez, A., Walker, J.D. and Wang, K., 1999. Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane volcanic field, Utah: Implications for small- and large-scale chemical variability of the lithospheric mantle. *The Journal of Geology*, 107(4): 433–448. <https://doi.org/10.1086/314355>
- Smithies, R.H. and Champion, D.C., 2000. The Archaean high-Mg diorite suite: links to tonalite-trondhjemite-granodiorite magmatism and implications for Early Archaean crustal growth. *Journal of Petrology*, 41(12): 1653–1671. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.12.1653>
- Srivastava, R.K. and Singh, R.K., 2004. Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(3): 373–389. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(03\)00150-0](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00150-0)
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in ocean basins*. Geological Society, Special Publication, London, pp. 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Tabbakh Shabani, A.A., Delavari Kooshan, M. and Hajiabdolrahim Khabbaz, M., 2018. Geochemistry and Mineral Chemistry of Zeolites Bearing Basic Volcanic Rocks from the Boumehen-Roudehen Area, East of Tehran. *Journal of Economic Geology*, 9(2): 397–418. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v9i2.49478>
- Temizel, I., Arslan, M., Yücel, C., Abdioğlu, E. and Ruffet, G., 2016. Geochronology and geochemistry of Eocene-aged volcanic rocks

- around the Bafra (Samsun, N Turkey) area: Constraints for the interaction of lithospheric mantle and crustal melts. *Lithos*, 258–259: 92–114.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.04.023>
- Verma, S.P., 2009. Continental rift setting for the central part of Mexican volcanic belt: A statistical approach. *The Open Geology Journal*, 3(1): 8–29.
<https://doi.org/10.2174/1874262900903010008>
- Vincent, S.J., Allen, M.B., Ismail-zadeh, A.D., Flecker, R., Foland, K.A. and Simmons, M.D., 2005. Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region. *Geological Society of America Bulletin*, 117(11–12): 1513–1533.
<https://doi.org/10.1130/B25690.1>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. Unwin Hyman, London, 466 pp. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4>
- Winter, J.D., 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall Inc, New Jersey, 697 pp.
- 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(1): 11–30.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90116-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90116-8)
- Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G. and Vannucci, R., 1999. The Finro phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 134(2–3): 107–122.
<https://doi.org/10.1007/s004100050472>
- Zhang, W., Chen, H., Han, J., Zhao, L., Huang, J., Yang, J. and Yan, X., 2016. Geochronology and geochemistry of igneous rocks in the Bailingshan area: Implications for the tectonic setting of late Paleozoic magmatism and iron skarn mineralization in the eastern Tianshan, NW China. *Gondwana Research*, 38: 40–59.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.10.011>

COPYRIGHTS

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



How to cite this article

Golestani, M., 2021. Investigation of petrology and petrogenesis of the Gaz Boland Neogene basalts, northwest of Shahr-e-Babak. *Journal of Economic Geology*, 13(3): 601–626. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/econg.v13i3.88183>



Investigation of petrology and petrogenesis of the Gaz Boland Neogene basalts, northwest of Shahr-e-Babak

Malihe Golestani*

Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, University of Velayat, Iranshahr, Iran

Submitted: Aug. 10, 2020

Accepted: Apr. 17, 2021

Keywords: *Basalt, Volcanic arc, Garnet-bearing lherzolite, Gaz Boland, Shahr-e-Babak*

Introduction

The Gaz Boland area is located in the northwest of Shahr-e-Babak city within the southern extension of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc. The extended convergence history of the Neo-Tethys Ocean between Arabia and Eurasia (from ~150 to 0 Ma) comprised of a long-lasting period of subduction followed by continental collision during the Tertiary (Omran et al., 2008). Following the collision, volcanism continued dramatically in some parts of the Urumieh-Dokhtar volcanic-plutonic belt, such as Pleistocene basic volcanism in the Shahr-e-Babak area in western Kerman. Thus, Neogene basalts in the Gaz Boland area in Kerman are known as the last magmatic activity of this part of Iran.

Materials and methods

Ten samples of volcanic rocks were selected for geochemical analyses. All samples were analyzed for major elements by X-ray fluorescent (XRF) and trace elements using Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS), in the Kansaran Binaloud Co., Iran. The results of the analyses were evaluated using the GCDKIT software package.

Results

Plio-Pleistocene basaltic rocks are the youngest volcanic activity in the Gaz Boland area. The main texture of these rocks is porphyritic with microlithic form and they contain major minerals of olivine, clinopyroxene, and plagioclase. Based on geochemical data, the volcanic rocks of the Gaz

Boland region have been derived from a calc-alkaline magma. Moreover, examination of trace element diagrams of these lavas indicates that magma is related to the subduction zone and active continental margin. Based on various elemental ratios and diagrams, the volcanic rock-forming magma in the Gaz Boland area have been derived from the asthenospheric mantle deep in the subduction zone. The source rock composition of these basalts is garnet-bearing lherzolite, which has been slightly enriched during the subduction process by fluids originating from the subducting oceanic crust. The rock-forming magma was also contaminated by the continental crust during the ascent and has endured the AFC process.

Discussion

The Gaz Boland calc-alkaline basalts show enrichment in LILE, LREE, Th, and U, but depletion in HFSE (Ta, Ti, and Hf) and HREE. These rocks show characteristics of subduction-related (active) continental margin tectonic environments. According to the Sm vs. Sm/Yb diagram (Aldanmaz et al., 2000), the Gaz Boland samples were plotted in the partial melting range of about 10 to 15% of a garnet-rich lherzolite source. Asthenospheric mantle-derived magmas have Nb/La ratios > 1 or $\text{La/Nb} \approx 0.7$. A low Nb/La ratio (< 0.5) indicates lithospheric mantle and high Nb/La ratio (> 1) indicates asthenospheric mantle (Smith et al., 1999). On the other hand, lithospheric mantle-dependent magmas have a La/Nb ratio greater than 1, whereas, in asthenospheric mantle-derived magmas, it is about 0.7 (DePaolo and Daley, 2000). In volcanic rocks of the study area,

*Corresponding author Email: m.golestani@velayat.ac.ir

La/Nb and Nb/La ratios are 0.2 to 0.7 and 1.5 to 4.8, respectively. In addition, volcanic arcs can be classified into highly enriched and poorly enriched categories based on Ce/Yb ratios. Enriched arcs are defined as having Ce/Yb >15 (Hawkesworth et al., 1991; Juteau and Maury 1997). The mean Ce/Yb of the Gaz Boland rocks is 9.7 which defines a poorly enriched arc signature. Certain chemical parameters can be used to assess the degree of contamination. For example, basaltic rocks affected by crustal contamination exhibit La/Ta ratios > 22 (Abdel-Rahman and Nassar, 2004) and Nb/Th ratios < 5 (Condie, 2003). The values of such elemental ratios in the Gaz Boland basalts are 18 to 64 and 3 to 5, respectively (Table 1), which suggest that the magma was subjected to crustal contamination.

References

- Abdel-Rahman, A.F.M. and Nassar, P.E., 2004. Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon. *Geological Magazine*, 141(5): 545–563. <https://doi.org/10.1017/S0016756804009604>
- 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(1–2): 67–95. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00182-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00182-7)
- Condie, K.C., 2003. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(1): 1–28. <https://doi.org/10.1029/2002GC000333>
- 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(1–2): 157–185. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00261-8](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00261-8)
- Hawkesworth, C.J., Hergt, J.M., McDermott, F. and Ellam, R.M., 1991. Destructive margin magmatism and the contributions from the mantle wedge and subducted crust. *Australian Journal of Earth Sciences*, 38(5): 577–594. <https://doi.org/10.1080/08120099108727993>
- Juteau, T. and Maury, R., 1997. Géologie de la croûte océanique: pétrologie et dynamique endogènes. Masson, Paris, 367 pp.
- Omraní, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2008. Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, 106(3–4): 380–398. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.09.008>
- Smith, E.I., Sánchez, A., Walker, J.D. and Wang, K., 1999. Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane volcanic field, Utah: Implications for small- and large-scale chemical variability of the lithospheric mantle. *The Journal of Geology*, 107(4): 433–448. <https://doi.org/10.1086/314355>