

ژئوشیمی و پتروژنز دایک‌های مافیک ناحیه زرین، شمال خاور اردکان، ایران مرکزی

نسیم عسکری^۱، رضا زارعی سهامیه^۲، سید جعفر عمرانی^۳، محمد هاشم امامی^۴، کارملا واکارو^۵ و خوزه فرانسیسکو سانتوس^۶

^۱دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران
^۲استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران
^۳دکتر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
^۴دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اسلامشهر، اسلامشهر، ایران
^۵استادیار، دانشکده علوم فیزیک و زمین، دانشگاه فرارا، فرارا، ایتالیا
^۶استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه آویرو، آویرو، پرتغال

چکیده

دایک‌های مافیک منطقه زرین با روند شمال باختر- جنوب خاور در توده گرانیتویدی زرین واقع در باختر بلوک یزد، ایران مرکزی را جای گرفته‌اند. این دایک‌ها از نوع گابروهای ساب‌آلکان، دارای بافت اینترگرانولار و در برخی موارد میلونیتی می‌باشند. داده‌های ژئوشیمیایی نشان داده‌اند که آنها حاصل ذوب بخشی خاستگاه گوشته‌ای اسپینل پریدوتیتی بوده و مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (۰/۷۰۲۸-۰/۷۰۴۴) و $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ (۰/۵۱۲۲-۰/۵۱۲۳) نیز خاستگاه گوشته لیوسفری دایک‌های مافیک منطقه زرین را تأیید می‌کند. الگوی پراکندگی عناصر فرعی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه از لحاظ غنی‌شدگی از LILEs نسبت به HFSEs و آنومالی مثبت Rb، Ba و آنومالی منفی Nb، Ta، Zr، Th نشان‌دهنده ماگماتیسیم وابسته به فرورانش و متاسوماتیزم شدن خاستگاه آنها توسط سیالات حاصل از فرورانش است. تشکیل دایک‌های منطقه زرین را می‌توان به ذوب گوشته لیوسفری در اثر بالاآمدگی استوسفر در یک محیط کششی وابسته به فرورانش نسبت داد.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۵/۲۲

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۱/۱۸

تاریخ انتشار: ۱۴۰۰/۰۸/۱۰

کلیدواژه‌ها:

دایک مافیک

داده‌های ایزوتوپی Sr-Nd سنگ کل

بلوک یزد

زون ایران مرکزی

۱- پیش‌نوشتار

مطالعه و بررسی دایک‌های مافیک نقش مهمی در درک فرایندهای پتروژنتیک و تاریخچه حوادث مهم تکتونیکی در منطقه مورد مطالعه دارد (Sklyarov et al., 2003; Piper et al., 2011; Hou, 2012; Peng, 2015)، زیرا با بررسی ماگمای بازالتی می‌توان به ماهیت ماگمای گوشته‌ای و تاریخچه تکامل تکتونیکی منطقه مورد مطالعه دست یافت. در ناحیه زرین، به عنوان بخشی از پهنه ایران مرکزی، دایک‌های مافیکی وجود دارند که توده گرانیتویدی زرین و سنگ‌های رسوبی- دگرگونی با سن پراکندگی پهن- کامبرین پسین- کامبرین پیشین را قطع کرده‌اند. ایران مرکزی شامل سنگ‌های دگرگونی، رسوبی، سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی از پری کامبرین تا عهد حاضر است. به طور کلی تاریخچه تکامل زمین‌شناسی ایران متأثر از فرایندهای باز و بسته شدن اقیانوس تیتیس در طول زمان‌های مختلف در ایران است. وجود سنگ‌های دگرگونی و فعالیت‌های ماگمایی به سن ۵۰۰ - ۶۰۰ میلیون سال پیش بخصوص در مرکز و شمال ایران بیانگر سخت شدن پی سنگ ایران در طی فرایند فرورانش پوسته اقیانوسی پروتوتیتیس به زیر ابرقاره گندوانا است (Hassanzadeh et al., 2008; Ramezani and Tucker, 2003; Moghadam et al., 2015; Faramarzi et al., 2015) و بیشتر پژوهشگران بر این باورند که در زمان پراکندگی ایران به عنوان بخشی از حاشیه فعال قاره‌ای در حاشیه

شمالی ابرقاره گندوانا قرار داشته است (Berberian and King, 1981; Hassanzadeh et al., 2008; Balaghi et al., 2014; Stocklin, 1968; Rossetti et al., 2014). در پالئوزوئیک ایران مرکزی بخشی از حاشیه غیرفعال پالئوتیتیس بوده که در آن زمان همانند سایر نقاط ایران وضعیت پلاتفرمی حاکم بوده است. همزمان با بسته شدن پالئوتیتیس در طول زمان پرمین تا تریاس پسین اقیانوس نئوتیتیس بین بلوک ایران مرکزی و عربی باز می‌شود (Sengör, 1979; Muttoni et al., 2009; Shakerardakani et al., 2017). سپس ورقه‌های عربی و اوراسیا در ژوراسیک تا بعد از کرتاسه میانی همگرا شده و نئوتیتیس شروع به بسته شدن و فرورانش در امتداد زون سندج- سیرجان می‌کند (Regard et al., 2004; Hafkenscheid et al., 2006; Fursich et al., 2009). با این وجود، هنوز در بین پژوهشگران درباره زمان پایان فرورانش و برخورد ورقه عربی به ایران مرکزی اتفاق نظر وجود ندارد. برخی برای آن زمان کرتاسه پسین (Berberian and King, 1981)، برخی دیگر زمان برخورد اولیه را ائوسن پایانی- الیگوسن (Agard et al., 2005; Ballato et al., 2010) و نیز میوسن می‌دانند (Verdel et al., 2011). در ایران همگرایی دو ورقه عربی و اوراسیا سبب ماگماتیسیم گسترده وابسته به فرورانش (ورقه نئوتیتیس به زیر ایران مرکزی) در ائوسن- الیگوسن در مرکز و شمال ایران به خصوص در کمربند ماگمایی ارومیه- دختر شده است (Berberian and Berberian, 1981; Agard et al., 2005, 2011; Vincent et al., 2007)، حتی شواهد این ماگماتیسیم در حوضه‌های درون ورقه‌ای ایران مرکزی با فاصله ۱۰۰۰ کیلومتری از زون برخوردی نیز وجود دارد (Omran, et al., 2008). همچنین فرورانش نئوتیتیس به زیر ایران مرکزی سبب نازک‌شدگی، کشش و بالاآمدگی کمپلکس هسته-

*نویسنده مسئول: رضا زارعی سهامیه؛ E-mail: zarei.r@lu.ac.ir

حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است.

doi: GSJ.2021.242619.1829

doi: 20.1001.1.10237429.1400.31.3.9.6



This is an open access article Under the by-nc/4.0/ License
 (https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/)

جاده اردکان به سمت زاجات و حاجی آباد به روستای زرین به عنوان مهم‌ترین مرکز روستایی در منطقه مورد مطالعه رسید (شکل ۱-الف).

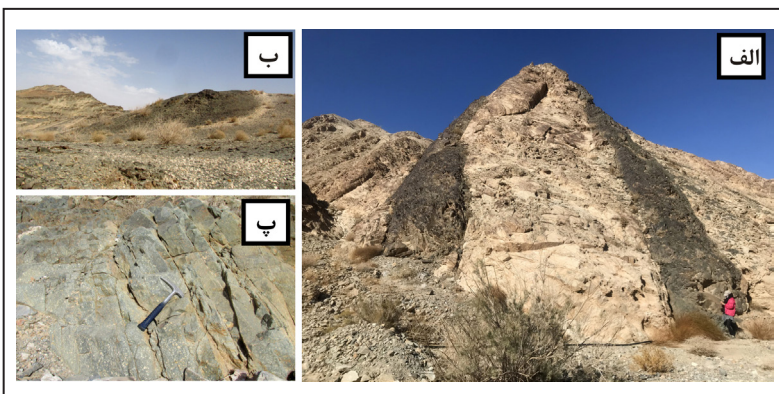
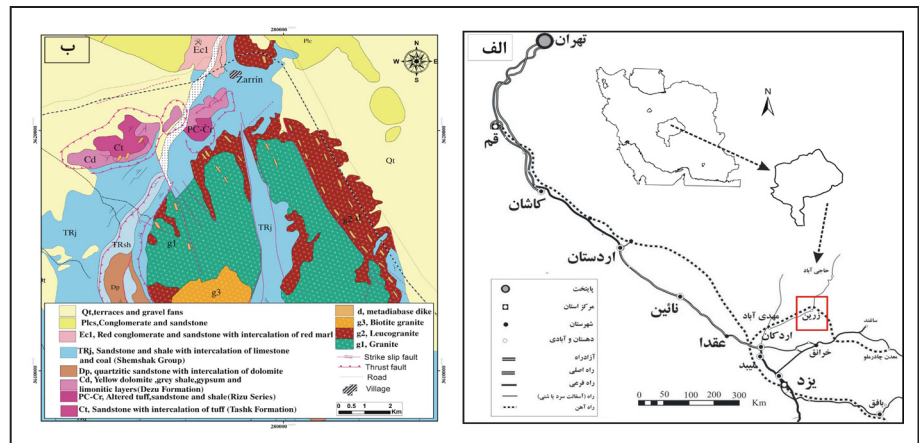
واحدهای سنگی در منطقه مورد مطالعه شامل توف دگرسان، ماسه سنگ با میان‌لایه‌های دولومیت (سری ریزو)؛ دولومیت، شیل و ژئیس (سری دزو) و واحد پالئوزویک شامل ماسه‌سنگ کوارتزی سفید با میان‌لایه‌هایی از دولومیت نخودی رنگ رخنمون دارند. همچنین شیل و ماسه‌سنگ با میان‌لایه‌های زغال‌دار تریاس-ژوراسیک (معادل سازند شمشک) نیز رخنمون دارد. توده گرانیتی زرین توسط این واحدها در بر گرفته شده است (شکل ۱-ب). جوان‌ترین واحدهای سنگی در این منطقه شامل رسوبات آواری قرمز میوسن، کنگلومرای پلیوسن و رسوبات آواری کواترنری است که در شمال و خاور منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند. در این ناحیه دایک‌های مافیک مورد مطالعه با روند شمال باختر- جنوب خاور توده گرانیتی زرین و واحدهای سنگی قدیمی پرکامبرین-پسین- کامبرین پیشین را قطع نموده‌اند (شکل ۲-الف و ب). بررسی‌های صحرایی و تصاویر ماهواره‌ای نشان می‌دهند که تمرکز آنها در خاور توده زرین بیشتر است. پهنای آنها از نیم تا چندین متر و در آنها آثار دگرسانی مشهود است. با توجه به روابط صحرایی سن دایک‌های مورد مطالعه از آن جهت که گرانتیت زرین و واحدهای پری کامبرین- کامبرین پیشین را قطع کرده‌اند و قطعات آنها در کنگلومرای پلیوسن دیده شده‌است، پس از کامبرین و پیش از کرتاسه تخمین زده می‌شود. به علاوه، در منطقه زیرگان در جنوب منطقه زرین نیز دایک‌های مافیکی که در گرانتیت زیرگان جایگزین شده‌اند که توسط (تاج‌بخش، ۱۳۹۹) مورد بررسی قرار گرفته‌اند. سن توده گرانیتی زرین توسط (Ramezani and Tucker, 2003) 27 ± 524 تعیین شده است. با توجه به شواهد صحرایی سن دایک‌هایی که در توده گرانیتی زرین جایگزین شده‌اند بعد از کامبرین و پیش از کرتاسه تعیین شده است (تاج‌بخش، ۱۳۹۹). بنابراین با در نظر گرفتن روابط چینه‌شناسی، دایک‌های منطقه زرین می‌تواند قابل مقایسه با دایک‌های مورد اشاره در گرانتیت زیرگان باشند.

دگرگونی چاپدونی در ناحیه ساغند در خاور منطقه مطالعه در ائوسن میانی شده است (Ramezani and Tucker, 2003; Kargaranbafghi et al., 2007; Verdell et al., 2007) و به عقیده Kargaranbafghi et al (2015) کشش تا الیگوسن پیشین نیز ادامه می‌یابد. در باختر ایران مرکزی به خصوص در ناحیه اردکان سنگ‌های دگرگونی و ماگمایی بروزند دارد که پیشتر همه آنها را به عنوان پی‌سنگ پرکامبرین ایران مرکزی معرفی می‌کردند (Haghipour et al., 1977) اما مطالعات سن‌سنجی جدید بر اساس سن‌سنجی به روش (U-Pb) بیانگر سه مرحله فعالیت کوهزایی در نئوپروتروزویک پسین- کامبرین پیشین، تریاس پسین و ائوسن در این ناحیه می‌باشند (Ramezani and Tucker, 2003; Verdell et al., 2011; Kargaranbafghi et al., 2012). دایک‌های مافیک منطقه زرین در باختر بلوک یزد توسط عمرانی و همکاران (۱۳۷۱) و شاکراردکانی و همکاران (۱۳۸۵) به صورت محدود مورد بررسی قرار گرفته‌اند ولی تا کنون مطالعه جامعی بر روی آنها انجام نشده است. در این پژوهش سعی بر آن است تا با استفاده از شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری، داده‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و ایزوتوپی Sr-Nd سنگ کل به بررسی پتروژنز، خاستگاه، فرایندهای مؤثر در تحول و تکامل ماگمای سازنده دایک‌های منطقه زرین به عنوان بخشی از ماگماتیسزم در ایران مرکزی پرداخته شود. امید است نتایج حاصل از این پژوهش نقش مؤثری در فهم تاریخچه تکامل ماگمایی ایران مرکزی داشته باشد.

۲- زمین‌شناسی عمومی

دایک‌های مافیک منطقه زرین در بخش مرکزی نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ اردکان و جنوب باختر نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زرین جای دارند، این منطقه بخشی از پهنه ایران مرکزی بوده و در بلوک یزد واقع است (آقائباتی، ۱۳۸۳). منطقه زرین در شمال خاور اردکان می‌باشد. برای دسترسی به این محدوده می‌توان با طی حدود ۸۰ کیلومتر در مسیر

شکل ۱- الف) نقشه راه‌های دسترسی به منطقه زرین را نشان می‌دهد؛ ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه زرین و پراکنندگی واحدهای سنگی با اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زرین (یوسفی و همکاران، ۱۳۸۳) را نشان می‌دهد.



شکل ۲- الف) نمای از رخنمون دایک مافیک در گرانتیت زرین را نشان می‌دهد؛ ب) نمای از نفوذ دایک مافیک در واحدهای پرکامبرین-پسین- کامبرین پیشین را نشان می‌دهد؛ پ) نمای نزدیک از دایک مافیک به رنگ سبز- خاکستری با بلورهای فلدسپار را نشان می‌دهد.

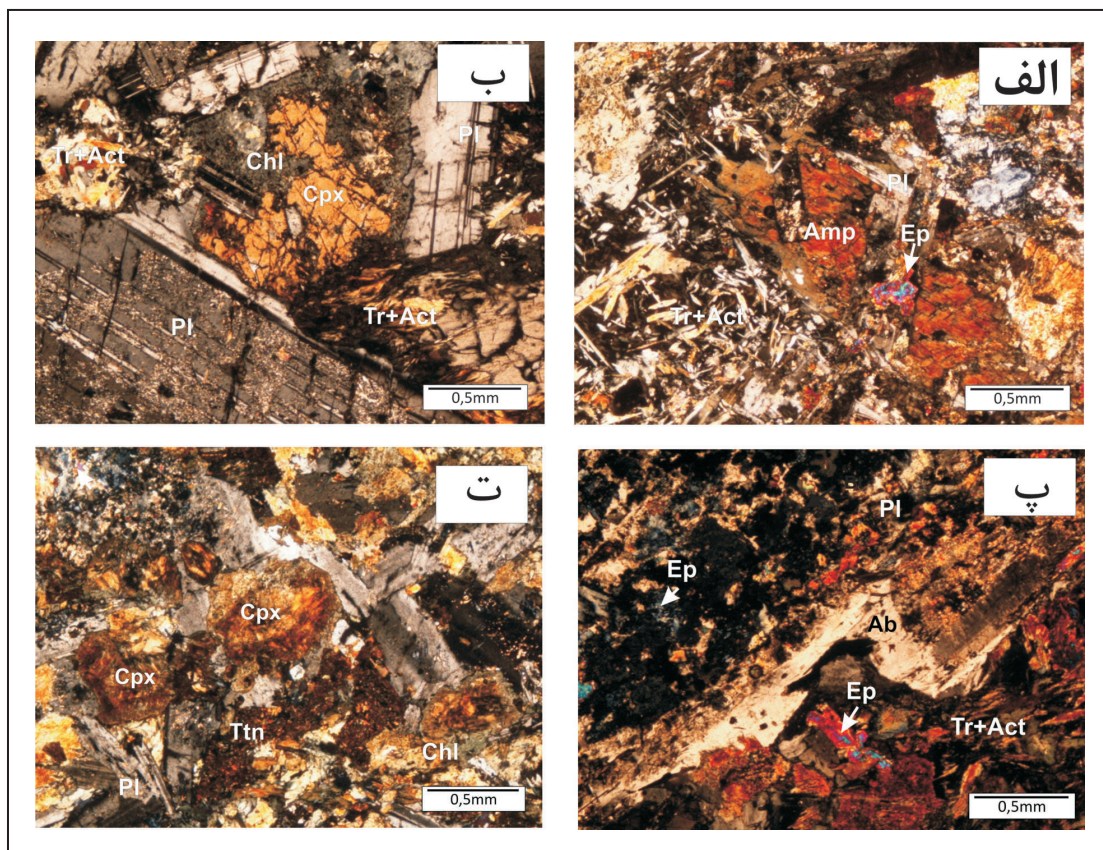
۳- روش پژوهش

اینترگرانولار، ساب افیتیک و در برخی از نمونه‌ها ویژگی میلیونی نیز دیده می‌شود، کانی‌های اولیه به شدت دگرسان اما بافت اولیه سنگ حفظ شده‌است. پلاژیوکلاز (۴۰-۶۰ درصد حجمی) به صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار، با اندازه ۰/۲ تا ۱ سانتی‌متر، و دارای ماکل نواری؛ اغلب دگرسان و به کانی‌هایی نظیر سریسیت، کربنات، پرهینت در مرکز و آلپیت در حواشی آن دگرسان شده‌است. در بیشتر مقاطع کانی‌های مافیک شامل آمفیبول، پیروکسن، اپیدوت (زوئیزیت و کلینوزوئیزیت) و کلریت هستند. کلینوپیروکسن اورالیتی شده و به ترمولیت، اکتینولیت و گاهی به کلریت دگرسان شده‌است. آمفیبول (۳۰-۶۵ درصد حجمی) خودشکل و نیمه‌شکل‌دار اغلب دگرسان و گاهی همراه با کلینوپیروکسن و اپیدوت (زوئیزیت و کلینوزوئیزیت) دیده می‌شوند. در برخی مقاطع بخش‌هایی از پیروکسن در کلریت به صورت ادخال دیده می‌شود که نشان می‌دهد این بخش‌ها بقایایی از پیروکسن اولیه هستند که اکنون به کلریت دگرسان شده‌اند. در تمامی مقاطع یک نوع دگرسانی در حد رخساره شیت سبز دیده شده و کانی‌های ترمولیت، اکتینولیت، اپیدوت (زوئیزیت و کلینوزوئیزیت)، کلریت، آلپیت، لوکوکسن، سریسیت، اسفن، اکسید آهن، پرهینت از جمله کانی‌های ثانویه و حاصل دگرسانی در این سنگ‌ها می‌باشند (شکل ۳).

در انجام پژوهش پیش رو از دایک‌های مافیک منطقه زرین از مجموع ۲۰ نمونه سنگی برداشت شده ۱۵ نمونه برای تهیه مقطع نازک انتخاب و مورد مطالعه سنگ‌نگاری قرار گرفتند. با توجه به مطالعات پتروگرافی ۵ نمونه از دایک‌های مافیک جهت سنجش عناصر اصلی و کمیاب انتخاب شده و توسط دستگاه XRF و ICP-MS در دانشگاه فرارا ایتالیا تجزیه شیمیایی گردیدند. همچنین به منظور بررسی ژئوشیمی ایزوتوپی، ۲ نمونه از آنها در دانشگاه آویرو کشور پرتغال مورد سنجش نسبت ایزوتوپی Sr- Nd در شیمی سنگ کل قرار گرفتند. نتایج حاصل از تجزیه‌های ژئوشیمیایی فوق با استفاده از نرم افزارهای GCDkit و Excell مورد پردازش و نمودارهای ژئوشیمیایی توسط نرم افزارهای CorelDRAW و Photoshop تصحیح شدند.

۴- سنگ‌نگاری

دایک‌های مافیک منطقه زرین در صحرا به رنگ خاکستری- سبز می‌باشند، ریزدانه تا درشت بلور بوده و در برخی مناطق بلورهای درشت پلاژیوکلاز با چشم غیر مسلح نیز قابل مشاهده می‌باشند (شکل ۲- پ). دایک‌های مافیک مورد بررسی تنوع سنگ شناسی نداشته و بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی (De La Roche et al., 1980) همه نمونه‌ها گابرو هستند. بافت این سنگ‌ها



شکل ۳- تصویر میکروسکوپی (XPL) از بافت‌های موجود در سنگ‌های دایک‌های گابرویی منطقه زرین (الف، ب، پ، ت). الف) نمایی از حضور کانی‌های آمفیبول، ترمولیت، اکتینولیت و اپیدوت حاصل از دگرسانی؛ ب) نمایی از حضور کانی‌های کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، ترمولیت، اکتینولیت و کلریت حاصل از دگرسانی؛ پ) تشکیل آلپیت در اطراف پلاژیوکلاز، اپیدوتی شدن پلاژیوکلاز و کانی‌های ثانویه ترمولیت و اکتینولیت؛ ت) اورالیتی شدن در دایک‌های مافیک منطقه زرین را نشان می‌دهد. نام اختصاری کانی‌ها در تصاویر میکروسکوپی برگرفته از Fettes and Desmons (2007) می‌باشد.

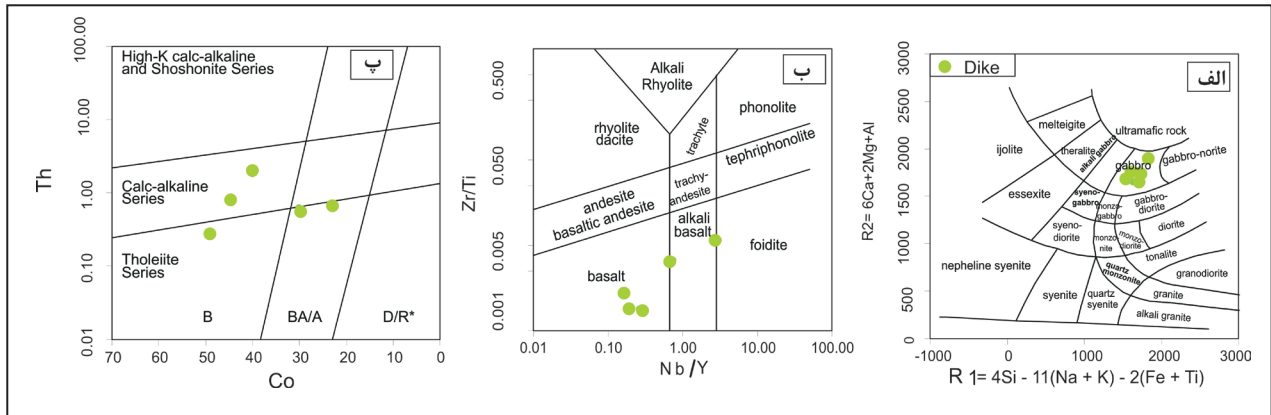
۵- ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی سنگ کل

جدول ۱ ارائه شده است. دایک‌های مافیک منطقه زرین از نوع گابرو بوده (شکل ۴- الف) و دارای مقدار همسان از لحاظ SiO_2 (۴۸-۴۸/۸۴) بوده

بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری ۵ نمونه (با کمترین میزان دگرسانی) انتخاب و از لحاظ ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی مورد سنجش و آنالیز قرار گرفتند که نتایج آن در

مقدار کم (SiO₂) ۴۵-۴۸ درصد و مقدار نسبتاً بالای MgO (۶-۱۱ درصد) در دایک‌های مافیک منطقه زرین نشان می‌دهد که آنها از یک منشأ گوشته‌ای مشتق شده‌اند. همچنین مقدار (Mg#) در دایک‌های مافیک مورد مطالعه از ۵۱/۶۸ تا ۶۸/۸۱، بیانگر آن است که این سنگ‌ها حاصل مذاب‌هایی با مراحل متفاوت تفریق و تحول یافته می‌باشند. مجموع مقادیر عناصر نادر خاکی کمیاب (REE) در دایک‌های مافیک منطقه زرین ppm ۳۱/۶۹-۷۶/۰۲ است، میزان تفریق در نمونه‌ها متفاوت و مقادیر نسبت (La/Yb)_N ۷/۸-۱/۳ می‌باشد به طوری که بیشترین میزان در نمونه Z40 و کمترین آن در نمونه Z8 مشاهده می‌شود.

درصد وزنی، مقدار بالای Al₂O₃ (۱۳/۱۴-۲۰/۴۷ درصد وزنی)، مقدار بالای MgO (۷/۴۰-۱۱/۴۴ درصد وزنی)، Fe₂O₃ (۶/۵-۱۳/۶۳)، CaO (۸/۷۵-۱۰/۸۵) درصد وزنی، K₂O (۰/۳۹-۱/۲۸ درصد وزنی)، مقادیر Na₂O (۲/۵۲-۳ درصد وزنی) و Na₂O+K₂O (۳/۶۸-۶/۴۴ درصد وزنی)، نسبت K₂O/Na₂O (۱/۲۹-۰/۳۷)، مقادیر نسبتاً پایین MnO (۰/۲-۰/۱ درصد وزنی)، P₂O₅ (۰/۴-۰/۱ درصد وزنی)، TiO₂ (۰/۷-۱/۹۹) است. مقدار L.O.I در نمونه‌ها (۱/۵-۳/۲) درصد وزنی بوده و نشان‌دهنده دگرسانی در این سنگ‌ها است (Burianek et al., 2008)، همچنین این سنگ‌ها از نوع ساب آکالن می‌باشند (Hastie et al., 2007) (شکل ۴-ب و پ).



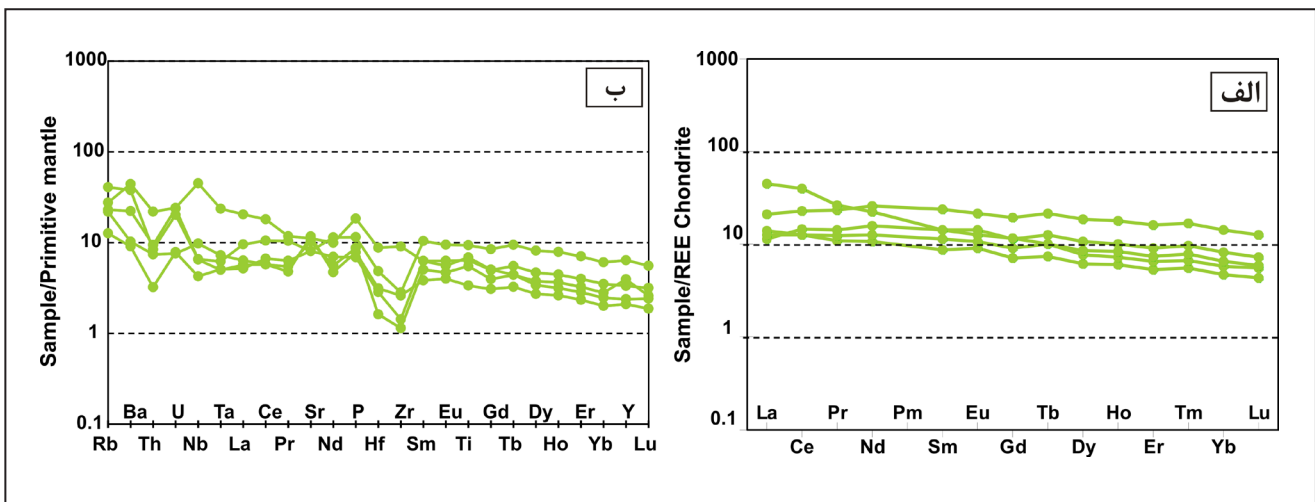
شکل ۴- الف) نمودار رده‌بندی شیمیایی دایک‌های مافیک منطقه زرین R1- R2 (De la Roche et al., 1980)؛ ب) نمودار Nb/Y در برابر Zr/Ti برای تفکیک سنگ‌های آکالن از ساب آکالن (Pearce, 1996)؛ پ) نمودار تعیین سری ماگمایی و موقعیت نمونه‌ها در نمودار Co در برابر Th (Hastie et al., 2007).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی ICP-MS و XRF مربوط به دایک‌های مافیک منطقه زرین.

Sample	Z8	Z29	Z36	Z40	Z89
Wt%					
SiO ₂	45.33	47.63	47.41	46.19	48.17
TiO ₂	1.38	1.99	0.72	1.47	1.18
Al ₂ O ₃	13.89	12.93	20.23	13.83	16.38
Fe ₂ O ₃	11.75	13.41	6.42	11.54	9.53
MnO	0.15	0.20	0.12	0.16	0.15
MgO	11.32	7.24	7.15	10.12	6.98
CaO	8.82	9.75	10.73	8.67	10.22
Na ₂ O	2.50	2.89	2.60	2.50	2.97
K ₂ O	0.38	0.58	0.97	1.27	1.21
P ₂ O ₅	0.15	0.25	0.17	0.40	0.19
LOI	3.26	1.55	2.34	2.95	2.26
Total	98.93	98.42	98.86	99.11	99.24
(ppm)					
V	214.00	311.10	127.30	201.70	209.60
Cr	328.80	158.00	180.10	296.70	164.10
Co	49.10	44.70	30.20	40.20	23.60
Ni	114.50	36.70	51.70	129.20	25.20
Zn	64.50	91.10	59.40	88.20	70.80
Rb	8.03	14.64	13.89	17.52	25.87
Sr	170.24	169.72	247.01	235.79	217.07
Y	15.19	29.15	9.55	10.85	17.95
Zr	16.02	31.63	29.22	101.50	12.77
Nb	3.03	4.69	6.97	32.08	4.63
Ba	63.40	155.70	71.60	308.80	264.60
Sample	Z8	Z29	Z36	Z40	Z89
(ppm)					
La	3.56	6.56	4.36	14.05	3.91
Ce	14.70	30.00	20.00	45.90	20.90
Pr	1.75	2.88	1.32	3.25	1.50
Nd	9.43	15.48	6.38	13.50	7.56
Sm	2.80	4.63	1.70	2.79	2.24
Eu	1.06	1.59	0.67	0.93	0.79
Gd	2.96	5.05	1.83	3.01	2.36
Tb	0.60	1.02	0.35	0.48	0.48
Dy	3.45	6.00	2.00	2.51	2.78
Ho	0.73	1.30	0.43	0.52	0.60
Er	1.91	3.38	1.13	1.36	1.56
Yb	1.73	2.99	0.99	1.22	1.38
Lu	0.23	0.41	0.14	0.18	0.19
Hf	0.88	1.49	0.97	2.71	0.50
Ta	0.21	0.25	0.30	0.97	0.21
Pb	9.40	13.70	26.80	11.90	14.20
Th	0.27	0.80	0.63	1.86	0.72
U	0.16	0.50	0.16	0.51	0.42
Eu/Eu*	1.13	1.01	1.16	0.99	1.05
(La/Yb) _N	1.40	1.49	2.99	7.85	1.92
La/Yb	2.06	2.19	4.40	11.56	2.83
Gd/Yb	1.71	1.69	1.85	2.48	1.71
Nb/Y	0.20	0.16	0.73	2.96	0.26
Sr/Y	11.21	5.82	25.85	21.74	12.09

ماگما و اینکه پلاژیوکلاز فاز اصلی نیست و نقش خاصی در تشکیل ماگما ندارد (Zhu et al., 2015). الگوی فراوانی عناصر فرعی دایک‌های منطقه زرین در مقایسه با مقادیر آنها در گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) مبین غنی‌شدگی از LILEs در مقایسه با HFSEs است (شکل ۵-ب). در این نمودار تهی‌شدگی از عناصری نظیر Nb, Ta, Zr, Th و غنی‌شدگی از Rb مشابه با ویژگی‌های ماگماتیسیم وابسته به فرورانش است (Wilson, 1989; Winter, 2001; Verdel, et al., 2011).

الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به مقادیر کندریت (Boynton, 1984) (شکل ۵-الف) نشان‌دهنده غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک LREEs نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین HREEs است. غنی‌شدگی از LREEs نسبت به HREEs نشان‌دهنده تفریق ماگما، درجات ذوب بخشی کم در خاستگاه و یا آلودگی ماگما با سنگ‌های پوسته بالایی است. در تمامی نمونه‌ها آنومالی کمی مثبت از Eu مشاهده می‌شود و مقدار Eu/Eu^* در حدود ۰/۹-۱/۱۶، مبین شرایط اکسیدان

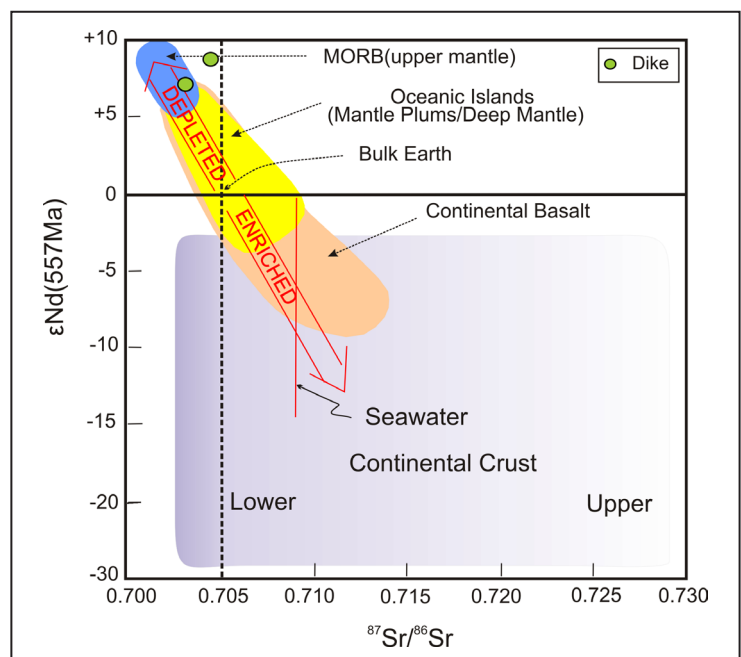


شکل ۵-الف) الگوی فراوانی عناصر نادر خاکی کمیاب دایک‌های مافیک منطقه زرین بهنجار شده نسبت به مقادیر کندریت (Boynton, 1984)؛ ب) فراوانی عناصر فرعی و خاکی دایک‌های مافیک منطقه زرین در مقایسه با مقادیر آنها در گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989) را نشان می‌دهد، نمادها مطابق با شکل ۴ است.

۶- داده‌های ایزوتوپی Sr-Nd سنگ کل

طوری که در نمودار $\epsilon Nd_{(i)}$ در برابر $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ (شکل ۶) نمونه‌ها در منطقه دوم نمودار و در بخش نزدیک به مورب و در محدوده OIB در بخشی که نشانگر خاستگاه گوشته‌ای و خارج از بخش پوسته قاره‌ای قرار می‌گیرند. مقادیر کم $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ و $\epsilon Nd_{(i)}$ مثبت مبین خاستگاه گوشته‌ای که احتمالاً متحمل تبلور تفریقی و هضم اجزای پوسته‌ای برای سنگ‌های دایک‌های مافیک است (De Paolo, 1981).

نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd دایک‌های مافیک منطقه زرین در جدول ۲ ارائه شده است. نسبت‌های ایزوتوپی اولیه دایک‌های مافیک منطقه زرین بر اساس سن تقریبی (۵۵۰ Ma) محاسبه شده و دارای نسبت اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ (۰/۷۰۲۸ - ۰/۷۰۴۴) و تغییرات نسبت $^{143}Nd/^{144}Nd_{(i)}$ (۰/۵۱۲۲ - ۰/۵۱۲۳) می‌باشد. در دایک‌های مافیک مورد بررسی $\epsilon Nd_{(i)}$ (+۷/۰۴ و +۸/۸۷) بوده که نشان‌دهنده خاستگاه گوشته لیئوسفری نسبتاً تهی‌شده برای سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد. به



شکل ۶- نمودار نسبت ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ در برابر $\epsilon Nd_{(i)}$ برای دایک‌های مافیک منطقه زرین برگرفته از (Caro and Bourdon, 2010) که نشان‌دهنده خاستگاه گوشته لیئوسفری نسبتاً تهی‌شده برای سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد، نمادها مطابق با شکل ۴ است.

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی ایزوتوپی Sr-Nd مربوط به دایک‌های مافیک منطقه زرین.

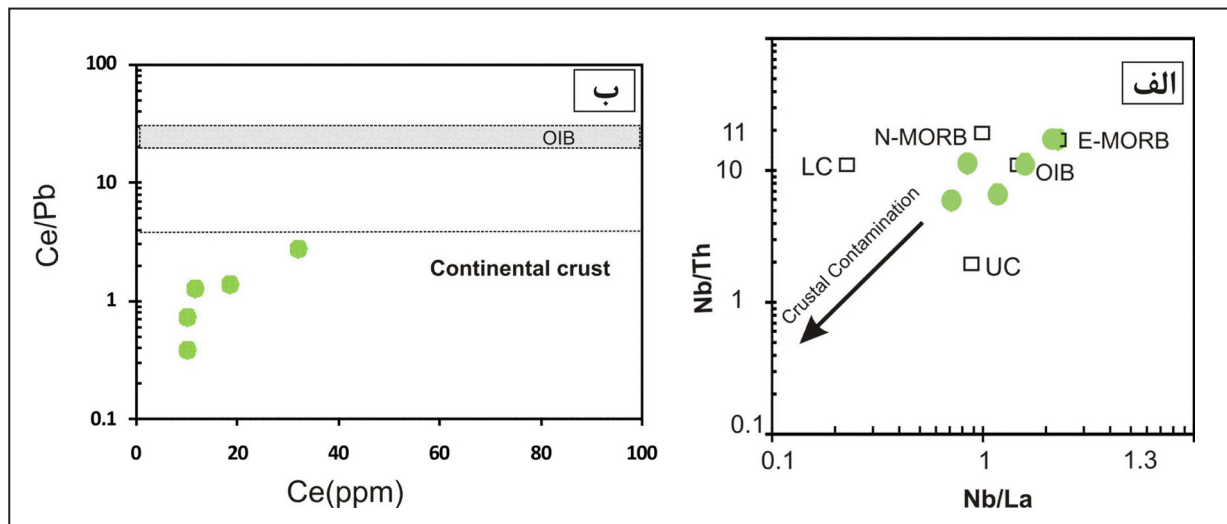
Sample	Lithology	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	Error	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Error	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	Error	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	Error	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr (557Ma)	¹⁴⁴ Nd/ ¹⁴³ Nd (557Ma)	eNd (557Ma)	TDM (Ma)
			(2σ)		(2σ)		(2σ)		(2σ)				
Z36	Gabbro	0.163	0.005	0.70568	0.00002	0.161	0.011	0.51296	0.000018	0.70441	0.51237	8.87	380
Z40	Gabbro	0.215	0.006	0.70449	0.00002	0.125	0.007	0.51274	0.000012	0.70281	0.51228	7.04	594

۷- بحث

۷-۱. پتروژنز دایک‌های مافیک منطقه زرین

اولیه گوشته‌ای این مقادیر Ni (۴۰۰ ppm) و Cr (۱۰۰۰ ppm) بیشتر است (Wilson, 1989). مقادیر کم این عناصر در سنگ‌های مورد مطالعه نیز نشان می‌دهد این سنگ‌ها حاصل ماگمای تحول یافته هستند و ممکن است در آشیانه ماگمایی و یا در طی مسیر به سمت پوسته بالایی متحمل تفکیک بلوری شده باشند، که بوسیله وجود فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن نیز تأیید می‌شود (Zhang et al., 2009; Shamsavari et al., 2019). همچنین در الگوی فراوانی عناصر فرعی دایک‌های منطقه زرین در مقایسه با مقادیر آنها در گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989) آنومالی منفی Sr می‌تواند مربوط به تفکیک بلوری پلاژیوکلاز باشد، به علاوه تطابق مثبت بین مقدار Eu/Eu^* با مقادیر Al_2O_3 نیز تفکیک بلوری پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد (Zhang et al., 2009). مقادیر Ni و Cr که کمتر از ماگمای اولیه است نشان دهنده تفکیک بلوری کلینوپیروکسن می‌باشد (Liao et al., 2018)، علاوه بر این باید در نظر داشت معمولاً مذاب‌های گوشته‌ای در محیط‌های پوسته قاره‌ای در هنگام صعود و یا در آشیانه ماگمایی دچار آلودگی پوسته‌ای می‌شوند (Castillo et al., 1999). در مورد سنگ‌های مورد مطالعه موقعیت نمونه‌ها در نمودار Ce/Pb در برابر Ce نیز این موضوع را تأیید و در محدوده قاره‌ای جای گرفته‌اند. همچنین روند نمونه‌ها در نمودار Nb/La در برابر Nb/Th بیانگر اهمیت آلودگی پوسته‌ای در تشکیل این سنگ‌ها می‌باشد (شکل ۷- الف و ب).

همان‌طور که می‌دانیم ماگمای اولیه در واقع ماگمایی است که از ذوب بخشی گوشته تولید شده و توسط فرایندهای تفریق دچار تغییر نشده باشد، بنابراین حاوی اطلاعات مهمی درباره ماهیت خاستگاه گوشته است (Green, 1973; Frey et al., 1978; Deng et al., 2004; Lee et al., 2011)، اما معمولاً به علت تبلور بخشی، آلودگی با مواد پوسته‌ای در آشیانه ماگمایی و در هنگام صعود ترکیب ماگمای سازنده دایک‌های مافیک از ترکیب ماگمای اولیه متفاوت خواهد بود (DePaolo, 1981) و تفسیر جایگاه تکتونیکی، ژن و ماهیت خاستگاه گوشته‌ای این سنگ‌ها را با مشکل مواجه می‌کند (Gust and Perfit, 1987; Pichavant et al., 2002). در بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی دایک‌های مافیک منطقه زرین سعی شده از عناصری استفاده شود که در هنگام دگرسانی و دگرگونی دما پایین نامتحرک هستند چرا که مطالعات سنگ‌نگاری مبین وجود شواهد دگرسانی در این سنگ‌ها می‌باشد. این عناصر شامل عناصر ناسازگاری مانند (Ti, P, Zr, Y, Sc, Nb, Ta, Hf, Th) و برخی عناصر نظیر (Ni, Co, Cr, V) هستند؛ در حالیکه عناصر لیتوفیل بزرگ یون و عناصر اصلی در هنگام دگرسانی متحرک هستند (Pearce and Norry, 1979; Gahlan et al., 2006). در دایک‌های مافیک منطقه مورد مطالعه مقدار Cr (۱۵۸-۳۲۸ ppm) و Ni (۲۵-۱۱۴ ppm) است در حالیکه در مذاب‌های



شکل ۷- الف) نمودار Nb/La در برابر Nb/Th دایک‌های مافیک منطقه زرین که روند آلودگی پوسته‌ای را نشان می‌دهد (برگرفته از Zhang et al., 2014)؛ ب) نمودار Ce/Pb در برابر Ce/Pb در سنگ‌های مورد مطالعه که بیانگر آلودگی پوسته‌ای در دایک‌های مافیک منطقه زرین می‌باشد. نمادها مطابق با شکل ۴ است.

فاز باقی‌مانده در خاستگاه سنگ‌های دایک‌های مافیک منطقه زرین حضور داشته باشد (Martin, 1987).

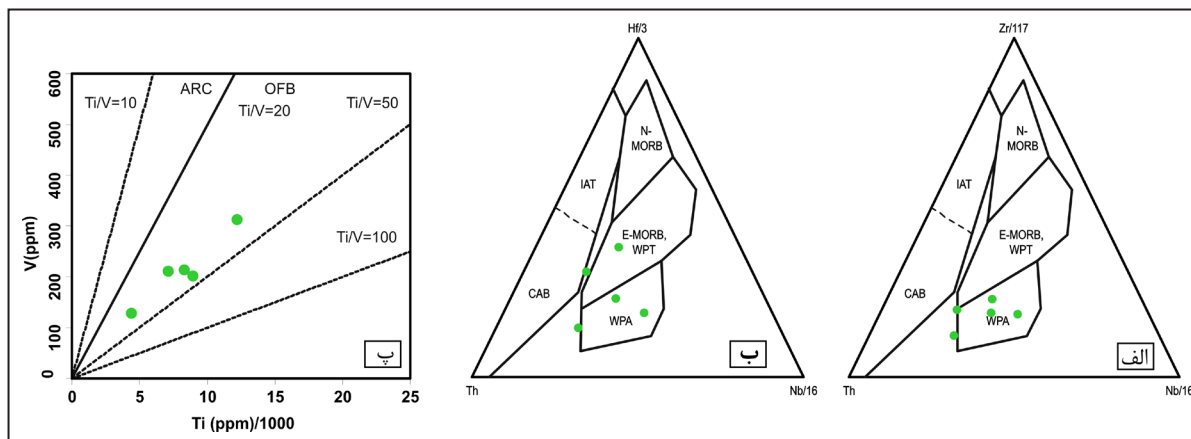
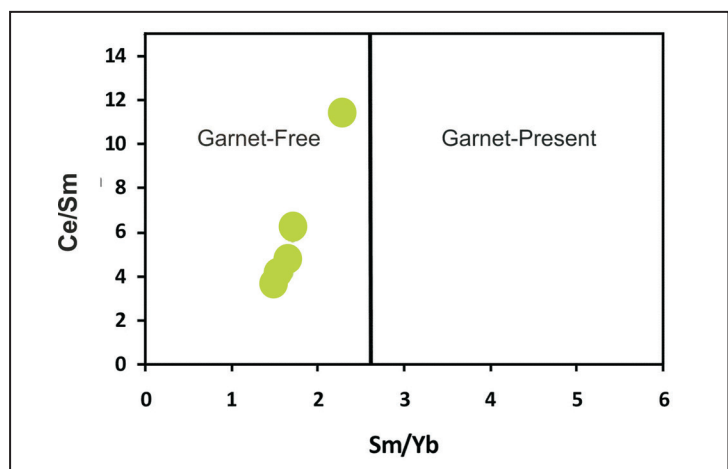
دایک‌های مافیک معمولاً در محیط‌های کششی نظیر ریفت قاره‌ای (Ernst and Buchan, 1997, 2001; Zhao et al., 2007) حوضه‌های پشت کمان (Shinjo et al., 1999; Allen, 2000; Harlan et al., 2008) و یا محیط‌های بعد از کوهزایی (Yang et al., 2007) تشکیل می‌شوند. بررسی

در بررسی خاستگاه ماگمای تشکیل‌دهنده دایک‌های مافیک منطقه زرین، موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Sm/Yb در برابر Ce/Sm نشان می‌دهد (Coban and Flower, 2007) که در خاستگاه آنها گارنت به عنوان فاز باقیمانده وجود ندارد و یا اندک است (شکل ۸). به علاوه در ماگمایی که خاستگاه آن حاوی گارنت است مقدار نسبت $(La/Yb)_N > 20$ می‌باشد این در حالی است که این مقدار در سنگ‌های مورد مطالعه کمتر از ۲۰ است و نشان می‌دهد اسپینل می‌تواند به عنوان

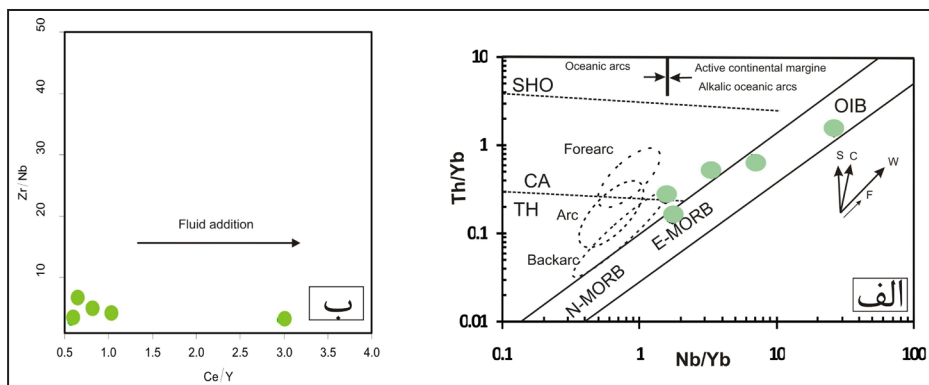
Nb/Yb در برابر Th/Yb که برای درک بهتر فرایند آلودگی پوسته‌ای، چرخه پوسته‌ای و فرورانش ارائه شده است نمونه‌های مورد مطالعه روندی در جهت MORB-OIB به سمت مقادیر بالاتر Th/Yb، ویژگی بازالت درون ورقه‌ای و روندی مطابق با فرایند تبلور تفریقی، نشان دهنده نقش گوشته لیتوسفری در ژنز ماگمای مادر و تقابل گوشته-پوسته می‌باشد (شکل ۱۰- الف). مقدار TiO_2 در این سنگ‌ها (۰/۷ - ۱/۹ درصد وزنی) است که کمتر از میزان آن در ماگمای گوشته استوسفری (OIB) می‌باشد و نشان می‌دهد که آنها حاصل ماگمای گوشته لیتوسفری می‌باشند و داده‌های ایزوتوپی Sr- Nd نیز آن را تأیید می‌کند. به علاوه مقادیر نسبت Th/Ce در این سنگ‌ها (۰/۰۲ - ۰/۰۷) و روند ثابت نسبت Zr/Nb همراه با افزایش نسبت Ce/Y (Zhao et al., 2007) نشان‌دهنده متاسوماتیزه شدن خاستگاه دایک‌های مافیک زرین با سیالات آزاد شده در طی فرایند فرورانش است (شکل ۱۰- ب).

نمونه‌های مورد مطالعه از لحاظ تعیین جایگاه زمین‌ساختی و جای‌گیری آنها در نمودارهای متمایزکننده محیط ماگمایی نظیر نمودارهای مثلثی (Wood, 1980) بیانگر محدوده درون ورقه‌ای برای آنها می‌باشد (شکل ۹- الف و ب). علاوه بر این در نمودار Ti-V (Shervais, 1982) نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های BAB و MORB جای گرفتند (شکل ۹- پ). به طور کلی ماگماهای بازالتی که در محیط‌های درون ورقه قاره‌ای فوران می‌کنند از نظر ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشابه بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) هستند. اما همانطور که بیان شد فراوانی عناصر فرعی و نادر خاکی دایک‌های مافیک منطقه زرین در مقایسه با مقادیر آنها در گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) (شکل ۵- ب) مبین غنی‌شدگی از LILEs در مقایسه با HFSE است و تهی‌شدگی از عناصری نظیر Nb, Ta, Zr, Th و غنی‌شدگی از Ba و Rb از ویژگی‌های مذاب‌های وابسته به فرورانش است. در نمودار پیشنهادی (Pearce 2008) با استفاده از نسبت‌های

شکل ۸- نمودار Ce/Sm در برابر Sm/Yb (Coban and Flower, 2007) که عدم حضور گارنت در خاستگاه دایک‌های منطقه زرین را نشان می‌دهد. نمادها مطابق با شکل ۴ است.



شکل ۹- الف) نمودارهای متمایز کننده محیط تکتونیکی، نمودار سه‌تایی (Wood, 1980) Nb-Zr-Th؛ ب) نمودار سه‌تایی (Wood, 1980) Nb-Hf-Th؛ پ) نمودار V در برابر Ti برگرفته از (Shervais, 1982) که موقعیت تکتونیکی دایک‌های مافیک منطقه زرین نشان می‌دهد. نمادها مطابق با شکل ۴ است.



شکل ۱۰- موقعیت نمونه‌های دایک منطقه زرین را در الف) نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb برگرفته از (Pearce, 2008)؛ ب) نمودار Ce/Y در برابر Zr/Nb (Zhao et al., 2007) نشان می‌دهد. نمادها مطابق با شکل ۴ است.

زبانه ماگمایی و یا جدایش تیغه اقیانوسی فرورنده سبب کشش و نازک شدن پوسته در ایران مرکزی و متعاقب آن ذوب و افشاری لیتوسفر گوشته‌ای متأثر از بالا آمدگی استونسفر سبب تولید ماگمای تشکیل دهنده دایک‌های منطقه زرین شده است. این ماگما توسط سیالات آزاد شده از فرورانش ورقه اقیانوسی فرورنده متاسوماتیزه و ضمن صعود از پوسته قاره‌ای به طور بخشی دچار آلودگی پوسته‌ای نیز شده است و در یک حوضه کششی و به واسطه عملکرد گسل‌ها به سطوح بالا راه یافته است.

۸- نتیجه‌گیری

دایک‌های مافیکی منطقه زرین در گرانیتوئید زرین با روند شمال باختر - جنوب خاور روندی موازی با سیستم گسلی در این منطقه جای گرفته‌اند. این دایک‌ها از نوع گابرو بوده و دارای ویژگی ساب‌آلکانل می‌باشند. فراوانی عناصر فرعی دایک‌های مافیکی منطقه زرین در مقایسه با مقادیر آنها در گوشته اولیه مبین غنی شدن از LILEs در مقایسه با HFSEs است و تهی شدن از عناصری نظیر Nb, Ta, Zr, Th و غنی شدن از Rb, Ba از ویژگی‌های مذاب‌های وابسته به فرورانش است. همچنین ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی دایک‌های مافیکی منطقه زرین مبین آن است که ماگمای تشکیل دهنده آنها حاصل ذوب بخشی لیتوسفر گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی و تحت تأثیر پلوم گوشته‌ای استونسفری است، این ماگما توسط سیالات آزاد شده از فرورانش ورقه اقیانوسی فرورنده متحمل فرایند متاسوماتیزم شده و ضمن صعود از پوسته قاره‌ای به طور بخشی دچار آلودگی پوسته‌ای نیز شده است. ماگمای به وجود آورنده دایک‌های مافیکی منطقه زرین در یک حوضه کششی و از طریق عملکرد گسل‌ها در محیط درون ورقه قاره‌ای بالا آمده است.

سپاسگزاری

مقاله حاضر بخشی از رساله دکتری نویسنده اول می‌باشد، لذا نگارندگان از کلیه مسئولین دانشگاه لرستان تشکر می‌کنند. از سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور به دلیل پشتیبانی در برداشت صحرایی قدردانی می‌شود. نویسندگان بدینوسیله از آزمایشگاه ایزوتوپی دانشکده علوم زمین دانشگاه آویرو در کشور پرتغال و آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه فرارا در کشور ایتالیا به جهت انجام آنالیزهای ژئوشیمیایی قدردانی می‌نمایند.

بررسی داده‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی دایک‌های مافیکی در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهند که ماگمایی با خصوصیات مشابه با مذاب‌های وابسته به محیط فرورانش در محیط درون ورقه قاره‌ای نفوذ کرده و دایک‌های مافیکی منطقه زرین را به وجود آورده است، این امر چنین می‌نماید که آنها سنگ‌هایی با ویژگی‌های ژئوشیمیایی مربوط به ماگماتیسیم کم‌انرژی بوده که مشخصاً مربوط به محیط فرورانش نیستند (Aghazadeh et al., 2010, Alizadeh et al., 2017). تولید ماگماهای بازالتی در محیط‌های درون ورقه قاره‌ای با حجم زیاد نظیر ایالت‌های بازالتی طغیانی معمولاً به پلوم‌های گوشته‌ای یعنی بالا آمدگی استونسفر فعال و داغ از گوشته پایینی نسبت داده می‌شود (White and McKenzie, 1989; Campbell and Griffiths, 1990) اما درباره منشأ ماگمای بازالتی با حجم کم در محیط‌های درون ورقه قاره‌ای چند مدل پیشنهاد شده است که شامل تولید ماگما با منشأ لیتوسفر گوشته‌ای (Weinstein et al., 2006; Ma et al., 2011)، منشأ استونسفری (Aldanmaz et al., 2006) و یا ترکیبی از هر دو می‌باشد (Hoang and Flower, 1998; Johnson et al., 2005; Ma et al., 2013). همچنین فرایندهایی نظیر بالا آمدگی موضعی دیپیرهای گوشته بالایی، بالا آمدگی آدیاباتیک وابسته به ریفیتینگ و کشش (McKenzie and Bickle, 1988)، نازک شدن لیتوسفری (Houseman et al., 1981; Houseman and Molnar, 1997)، تورق لیتوسفر (Bird, 1979) و یا جدایش تیغه (Davies and Von Blanckenburg, 1995) به عنوان عوامل ایجادکننده ماگماتیسیم بازالتی در مقیاس کوچک در محیط درون ورقه قاره‌ای مطرح هستند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی دایک‌های مافیکی منطقه زرین به عنوان بخشی از ایران مرکزی نشان می‌دهند که آنها ویژگی‌های موروثی محیط فرورانش و کشش را با هم دارند. نظیر چنین ویژگی‌هایی برای محیط پشت قوس که ماگما تلفیقی از ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگمای مربوط به محیط فرورانش و مورب را نشان می‌دهند (Pearce et al., 2006; Zheng, 2012) مطرح شده است. همانند آنچه در بررسی دایک‌های گابرویی در شمال باختر چین توسط (Liao, et al, 2018) نیز گزارش شده است. همچنین ویژگی‌های گوشته لیتوسفری تهی شده و استونسفری نسبتاً غنی شده در دایک‌های مافیکی منطقه زرین می‌تواند بیانگر جایگاه وابسته به فرورانش و یا پلوم باشد. با توجه به مطالب ارائه شده، به نظر می‌رسد که در منطقه مورد مطالعه عواملی نظیر تورق لیتوسفر گوشته‌ای، مکانیسم

کتابنگاری

- آقاباتی، ع، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۶ ص.
 تاجبخش، غ، ۱۳۹۹- سنگ‌نگاری، زمین‌شناسی و جایگاه زمین‌ساختی فوج دایک‌های مافیکی گرانیتوئید زیرگان، شمال باقی (ایران مرکزی). فصلنامه علمی علوم زمین، دوره ۳۰، شماره ۱۱۷، صفحه ۱۷۵-۱۸۸. doi: 10.22071/gsj.2020.222632.1768
 شاکر اردکانی، ف، ۱۳۸۵- پتروژنی و بررسی فابریک سنگ‌های دگرگونی منطقه زرین، اردکان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، تهران، ایران.
 عمرانی، ج، ۱۳۷۱- پتروژنی و ژئوشیمی سنگ‌های نفوذی ناحیه زرین (اردکان یزد)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، تهران، ایران.
 یوسفی، م. و حسینی، ک، ۱۳۸۳- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ زرین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

References

- 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, 401-419. doi:10.1007/s00531-005-0481-4.
 Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011- Zagros orogeny: a subduction-dominated process. Geological Magazine, 148, 692-725. doi: 10.1016/j.lithos.2005.04.003.
 Aghazadeh, M., Castro, A., Omran, N. R., Emami, M. H., Moinvaziri, H. and Badrzadeh, Z., 2010- The gabbro (shoshonitic)-monzonite- granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz Mountains, NW Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 38(5), 199-219. doi: 10.1016/j.jseas.2010.01.002.
 Aldanmaz, E., Köprübaşı, N., Güler, Ö. F., Kaymakçı, N. and Gourgau, A., 2006- Geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: Implications for mantle sources and melting processes; Lithos 86(1), 50-76. doi: 10.1016/j.lithos.2005.04.003.

- Alizadeh, E., Ghadami, G., Esmaily, D., Ma, C., Lentz, D. R., Omrani, J. and Golmohammadi, A., 2017- Origin of 1.8 Ga zircons in Post Eocene mafic dikes in the Roshtkhar area, NE Iran, *International Geology Review*, 60, 1855-1882. doi: 10.1080/00206814.2017.1396259.
- Allen, C. M., 2000- Evolution of a post-batholith dike swarm in central coastal Queensland, Australia: arc - front to backarc?, *Lithos* 51, 331-349. doi: 10.1016/S0024-4937(99)00068-7.
- Balaghi Einalou, M., Sadeghian, M., Zhai, M., Ghasemi, H. and Mohajjel, M., 2014- Zircon U-Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): Implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 92, 92-124. doi: 10.1016/j.jseas.2014.06.011.
- 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(1-2), 125-138. doi: 10.1016/j.epsl.2010.09.043.
- Berberian, F. and Berberian, M., 1981- Tectono-plutonic episodes in Iran. *Geodynamics Series*, 5-32. doi:10.1029/gd003p0005.
- 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. doi:10.1139/e81-019.
- Bird, P., 1979- Continental delamination and the Colorado Plateau, *Geophysics Research*, 84:7561-7571. doi: 10.1029/JB084iB13p07561.
- Boynton, W. V., 1984- Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies in: *Rare Earth Element Geochemistry*. Edited by P. Henderson, 63-114. doi: 10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3.
- Buriánek, D., Hanžl, P., Erban, V., Gilíková, H. and Bolormaa, K., 2008- The Early Cretaceous volcanic activity in the western part of the Gobi-Altay Rift (Shiliin Nuruu, SW Mongolia). *J Geosci* 53: 167-180. doi:10.3190/jgeosci.026.
- Campbell, I. H. and Griffiths, R. W., 1990- Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 99, 79-93. doi: 10.1016/0012-821X(90)90072-6.
- Caro, G. and Bourdon, B., 2010- Non-chondritic Sm/Nd ratio in the terrestrial planets: Consequences for the geochemical evolution of the mantle-crust system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74 (11), 3333-3349. doi: 10.1016/j.gca.2010.02.025.
- Castillo, P., Janney, P. and Solidum, R., 1999- Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contrib Miner Petrol* 134:33-51. doi: 10.1007/s004100050467.
- Çoban, H. and Flower, M. F. J., 2007- Late Pliocene lamproites from Bucak, Isparta (southwestern Turkey): Implications for mantle "wedge" evolution during Africa-Anatolian plate convergence. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29(1), 160-176. doi: 10.1016/j.jseas.2006.06.006.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980- A classification of volcanic and plutonic rocks using R1- R2 , diagram and major-element analyses, It's relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(1-4), 183-210. doi:10.1016/0009-2541(80)90020-0.
- De Paolo D. J., 1981- Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet Sci Lett* 53:189-202. doi: 10.1016/0012-821X(81)90153-9.
- Deng, J. F., Luo, Z. H., Su, S. G., Mo, X. X., Ding, B. S., Lai, X. Y. and Zhan, H. W., 2004- *Petrogenesis, tectonic environments and metallogeny*, Geological Publishing House, Beijing, pp. 1-381.
- Ernst, R. E. and Buchan, K. L., 1997- Giant radiating dyke swarms: their use in identifying pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes. In: Mahoney J., Coffin M. (Eds.) *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Volcanism*, AGU Geophys. Monogr. Ser. 100, pp. 297-333, doi:10.1029/gm100p0297.
- Ernst, R. E. and Buchan, K. L., 2001- The use of mafic dike swarms in identifying and locating mantle plumes. In: Ernst, R.E., Buchan, K.L. (Eds.), *Mantle Plumes: Their Identification through Time*, vol. 352. Special Paper, Geological Society of America, pp. 247-265. . doi:10.1130/0-8137-2352-3.247.
- Faramarzi, N. S., Amini, S., Borg, G., Schmitt, A. K., Hassanzadeh, J., McKeegan, K. and Razavi, S. M. H., 2015- Geochronology and geochemistry of rhyolites from Hormuz Island, southern Iran: A new Cadomian arc magmatism in the Hormuz Formation, *Lithos*, 236-237, 203-211 doi:10.1016/j.lithos.2015.08.017.
- Fettes, D. and Desmons, J., eds., 2007- *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge, UK, Cambridge University Press. doi:10.1017/cbo9780511628917.004.
- Frey, F. A., Green, D. H. and Roy, S. D., 1978- Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *J. Petrol.* 19, 463-513. doi: 10.1093/petrology/19.3.463.
- Fürsich, F. T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K. and Majidifard, M. R., 2009- Lithostratigraphy of the Upper Triassic-Middle Jurassic Shemshak Group of Northern Iran. In: BRUNET, M.F., WILMSEN, M. and GRANATH, J. W. (eds) *South Caspian to Central Iran Basins*. doi:10.1144/sp312.6.
- Gahlan, H. A., Arai, S., Ahmed, A. H., Ishida, Y., Abdel-Aziz, Y. M. and Rahimi, A., 2006- Origin of magnetite veins in serpentinite from the Late Proterozoic Bou-Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco: An implication for mobility of iron during serpentinization. *Journal of African Earth Sciences*, 46(4), 318-330. doi: 10.1016/j.jafrearsci.2006.06.003.
- Green, D. H., 1973- Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressure under water-saturated and water-undersaturated conditions. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(1), 37-53. doi:10.1016/0012-821x(73)90176-3.
- Gust, D. A. and Perfit, M. R., 1987- Phase relations of High-Mg basalt from the Aleutian Island Arc: Implications for primary island arc basalts and High-Al basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97(1), 7-18. doi:10.1007/bf00375210.

- Hafkenscheid, E., Wortel, M. J. R. and Spakman, W., 2006- Subduction history of the Tethyan region derived from seismic tomography and tectonic reconstructions. *Journal of Geophysical Research*, 111(B8). doi:10.1029/2005jb003791.
- Haghypour, A., Valeh, N., Pelissier, G. and Davoudzadeh, M., 1977- Explanatory Text of the Ardekan Quadrangle Map: Geological Survey of Iran, H8, p. 10–68.
- Harlan, S. S., Geissman, J. W. and Snee, L. W., 2008- Paleomagnetism of Proterozoic mafic dikes from the Tobacco Root Mountains, southwest Montana. *Precambrian Research*, 163(3-4), 239–264. doi: 10.1016/j.precamres.2007.12.002.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M. and Walker, J. D., 2008- U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics*, 451(1-4), 71–96. doi: 10.1016/j.tecto.2007.11.062.
- 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. doi:10.1093/petrology/egm062.
- Hoang, N. and Flower, M., 1998- Petrogenesis of Cenozoic basalts from Vietnam: implications for origins of a "diffuse igneous province", *Journal of Petrology* 39: 369-395. doi: 10.1016/j.gsf.2011.10.003.
- Hou, G. T., 2012- Mechanism for three types of mafic dyke swarms. *Geosci. Front.* 3 (2), 217–223. doi: 10.1016/j.gsf.2011.10.003.
- Houseman, G. A. and Molnar, P., 1997- Gravitational (Rayleigh-Taylor) instability of a layer with non-linear viscosity and convective thinning of continental lithosphere. *Geophysical Journal International*, 128(1), 125–150. doi:10.1111/j.1365-246x.1997.tb04075.x.
- Houseman, G. A., McKenzie, D. P. and Molnar, P., 1981- Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B7), 6115–6132. doi:10.1029/jb086ib07p06115.
- Davies, J. H. and von Blanckenburg, F., 1995- Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, 129(1-4), 85–102. doi:10.1016/0012-821x(94)00237-s.
- Johnson, J. S., Gibson, S. A., Thompson, R. N. and Nowell, G. M., 2005- Volcanism in the Vitim Volcanic Field, Siberia: geochemical evidence for a mantle plume beneath the Baikal rift zone. *Journal of Petrology* 46, 1309–1344. doi: 10.1093/petrology/egi016.
- Kargarabafghi, F., Foeken, J., Guest, B. and Stuart, F., 2012- Cooling history of the Chapedony metamorphic core complex, Central Iran: Implications for the Eurasia–Arabia collision: *Tectonophysics*, v. 524–525, p. 100–107. doi: 10.1016/j.tecto.2011.12.022.
- Kargarabafghi, F., Neubauer, F. and Genser, J., 2015- Rapid Eocene extension in the Chapedony metamorphic core complex, Central Iran: Constraints from ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating. *Journal of Asian Earth Sciences*, 106, 156–168. doi: 10.1016/j.jseas.2015.03.010.
- Kargarabafghi, F., Neubauer, F., Genser, J., Houshmandzadeh, A., 2007- 40Ar/39Ar constraints on the tectonothermal evolution of the Chapedony metamorphic core complex, Central Iran. *Geophys. Res. Abstracts* 9 EGU07-A-07387.
- Lee, C. T., Luffi, P. and Chin, E. J., 2011- Building and destroying continental mantle. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 39, 59–90. doi: 10.1146/annurev-earth-040610-133505.
- Liao, F., Wang, Q., Chen, N., Santosh, M., Xu, Y. and Mustafa, H. A., 2018- Geochemistry and geochronology of the 0.82 Ga high–Mg gabbroic dykes from the Quanji Massif, southeast Tarim Block, NW China: Implications for the Rodinia supercontinent assembly. *Journal of Asian Earth Sciences*, 157, 3–21. doi:10.1016/j.jseas.2017.06.021.
- Ma, G. S.-K., Malpas, J., Suzuki, K., Lo, C. H., Wang, K. L., Iizuka, Y. and Xenophontos, C., 2013- Evolution and origin of the Miocene intraplate basalts on the Aleppo Plateau, NW Syria. *Chemical Geology*, 335, 149–171. doi: 10.1016/j.chemgeo.2012.11.001.
- Ma, G. S.-K., Malpas, J., Xenophontos, C. and Chan, G. H.-N., 2011- Petrogenesis of latest Miocene-Quaternary continental intraplate volcanism along the northern Dead Sea Fault System (Al Ghab-Homs volcanic field), western Syria: Evidence for lithosphere– asthenosphere inter-action. *Journal of Petrology*, 52(2), 401–430. doi.org/10.1093/petrology/egq085.
- Martin, H., 1987- Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites, and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *J Petrol*, 28: 921-953. doi: 0.1093/petrology/28.5.921.
- McKenzie, D. and Bickle, M. J., 1988- The Volume and Composition of Melt Generated by Extension of the Lithosphere. *Journal of Petrology*, 29(3), 625–679. doi:10.1093/petrology/29.3.625.
- Moghadam, H. S., Khademi, M., Hu, Z. C., Stern, R. J., Santos, J. F. and Wu, Y. B., 2015- Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the ChahJam–Biarjmand metamorphic complex (Iran): magmatism along the northern active margin of Gondwana, *Gondwana Research* 27, 439–452. doi: 10.1016/j.gr.2013.10.014.
- Muttoni, G., Mattei, M., Balini, M., Zanchi, A., Gaetani, M. and Berra, F., 2009- The drift history of Iran from the Ordovician to the Triassic. In M.-F. Brunet, M. Wilmsen and J.W. Granath (Eds.), *South Caspian to Central Iran Basins*. Geological Society of London Special Publication no. 312. doi:10.1144/SP312.2.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Proteau, G. and Jolivrt, L., 2008- Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106, 380–98. doi: 10.1016/j.lithos.2008.09.008.
- Pearce, J. A. and Stern, R. J., 2006- Origin of back-arc basin magmas: Trace element and isotope perspectives. *Geophysical Monograph Series*, 63–86. doi:10.1029/166gm06.
- Pearce, J. A., 2008- Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust, *Lithos*, 100, pp. 14-48, 10.1016/j.lithos.2007.06.016.

- Pearce, J. A., 1996- A user's guide to basalt discrimination diagrams; In: Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration (eds) Bailes A H, Christiansen E H, Galley A G et al., Short Course Notes, Geol. Assoc. Can. 12 79–113.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J., 1979- Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69, 33–47. doi: 10.1007/bf00375192.
- Peng, P., 2015- Precambrian mafic dyke swarms in the North China Craton and their geological implications. *Sci. China (Seris D: Earth Sci.)* 58, 649–675. doi: 10.1007/s11430-014-5026-x.
- Pichavant, M., Mysen, B. O. and Macdonald, R., 2002- Source and H₂O content of high-MgO magmas in island arc settings: an experimental study of primitive calc-alkaline basalt from St. Vincent, Lesser Antilles arc. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 2193–2209. doi: 10.1016/s0016-7037(01)00891-2.
- Piper, J. D.A., Zhang, J. S., Huang, B. C. and Roberts, A. P., 2011- Palaeomagnetism of Precambrian dyke swarms in the North China Shield: the 0.8 Ga LIP event and crustal consolidation in late Palaeoproterozoic times. *J. Asian Earth Sci.* 41, 504–524. doi: 10.1016/j.jseas.2011.03.010.
- Ramezani, J. and Tucker, R., 2003- The Saghand region, Central Iran: U–Pb geochronology, petrogenesis and implication for Gondwana tectonics. *Am. J. Sci.* 303, 622–665. doi: 10.2475/ajs.303.7.622.
- Regard, V., Bellier, O., Thomas, J.-C., Abbassi, M. R., Mercier, J., Shabanian, E., Fegghi, K. and Soleymani, S., 2004- Accommodation of Arabia-Eurasia convergence in the Zagros-Makran transfer zone, SE Iran: A transition between collision and subduction through a young deforming system. *Tectonics* 23, TC4007. doi: 10.1029/2003tc001599.
- Rossetti, F., Nozaem, R., Lucci, F., Vignaroli, G., Gerdes, A., Nasrabadi, M. and Theye, T., 2014- Tectonic setting and geochronology of the Cadomian (Ediacaran-Cambrian) magmatism in Central Iran, Kuh-e-Sarhangi region (NW Lut Block): *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 102, p. 24–44. doi: 10.1016/j.jseas.2014.07.034.
- Sengör, A. M. C., 1979- Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. *Nature* 279, 590–593. doi: 10.1038/279590a0.
- Shakerdakani, F., Neubauer, F., Bernroider, A.V.Q., Peytcheva, I., Liu, X., Genser, J., Monfaredi, B. and Masoudi, F., 2017- Geochemical and isotopic evidence for Carboniferous rifting: mafic dykes in the central Sanandaj-Sirjan zone (Dorud-Azna, West Iran), *GEOLOGICA CARPATHICA*, 68, 3, 229 – 247. 10.1515/geoca-2017-0017.
- Shervais, J. W., 1982- Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas". *Earth and Planetary Science Letters* 59, 101–118. doi: 10.1016/0012-821x(82)90120-0.
- Shinjo, R., Chung, S. L., Kato, Y. and Kimura, M., 1999- Geochemical and Sr–Nd isotopic characteristics of volcanic rocks from the Okinawa Trough and Ryukyu Arc: implications for the evolution of a young, intracontinental back arc basin. *J. Geophys. Res.* 104 (B5), 10591–10608. doi: 10.1029/1999jb900040.
- Sklyarov, E. V., Gladkochub, D. P., Mazukabzov, A. M., Menshagin, Y. V., Watanabe, T. and Pisarevsky, S. A., 2003- Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif, southern Siberian craton. *Precamb. Res.* 122, 359–376. doi: 10.1016/s0301-9268(02)00219-x.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 52, p. 1229–1258.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A. D. and Norry M. J. (Eds), *magmatism in ocean basins*. Geological Society of London, Special Publications, 42, 313–345. doi: 10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19.
- Verdel, C., Wernicke, B. P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011- A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics* 30, TC3008. doi: 10.1130/b26102.1.
- Verdel, C., Wernicke, B. P., Ramezani, J., Hassanzadeh, J., Renne, P. R. and Spell, T. L., 2007- Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran. *GSA Bull.* 119, 961–977. doi: 10.1029/2010tc002809.
- Vincent, S. J., Morton, A. C., Carter, A., Gibbs, S. and Barabadez, T. G., 2007- Oligocene uplift of the Western Greater Caucasus: an effect of initial Arabia–Eurasia collision. *Terra Nova* 19, 160–166. doi: 10.1111/j.1365-3121.2007.00731.x.
- Weinstein, Y., Navon, O., Altherr, R. and Stein, M., 2006- The role of lithospheric mantle heterogeneity in the generation of Plio-Pleistocene alkali basaltic suites from NW Harrat Ash Shaam (Israel). *Journal of Petrology*, 47(5), 1017–1050. doi: 10.1093/petrology/egl003.
- White, R. S. and Mckenzie, D.P., 1989- Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research* 94, 7685–7729. doi: 10.1029/jb094ib06p07685.
- Wilson, M., 1989- *Igneous Petrogenesis*, Unwin Hyman London, 466p. ISBN 978-94-010-9388-0.
- Winter, J. D., 2001- *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*, Prentice Hall, 697p. ISBN-10: 0132403420
- 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. doi: 10.1016/0012-821X (80)90116-8.
- Yang, J. H., Sun, J. F., Chen, F. K., Wilde, S. and Wu, F. Y., 2007- Sources and petrogenesis of Late Triassic dolerite dikes in the Liaodong peninsula: implications for post-collisional lithosphere thinning of the Eastern North China Craton. *J. Petrol.* 48 (10), 1973–1997. doi: 10.1093/petrology/egm046.
- Zhang, C. L., Li, Z. X., Li, X. H. and Ye, H. M., 2009- Neoproterozoic mafic dyke swarms at the northern margin of the Tarim Block, NW China: age, geochemistry, petrogenesis and tectonic implications. *J. Asian Earth Sci.* 35, 167–179. doi: 10.1016/j.jseas.2009.02.003.
- Zhao, J. H., Hu, R. Z., Zhou, M. F. and Liu, S., 2007- Elemental and Sr–Nd–Pb isotopic geochemistry of Mesozoic mafic intrusions in southern Fujian Province, SE China: implications for lithospheric mantle evolution. *Geol. Mag.* 144, 937–952. doi: 10.1017/S0016756807003834.
- Zheng, Y. F., 2012- Metamorphic chemical geodynamics in continental subduction zones, *Chemical Geology*, 328, 5–48. doi: 10.1016/j.chemgeo.2012.02.005.
- Zhu, X., Chen, F., Liu, B., Zhang, H. and Zhai, M., 2015- Geochemistry and zircon ages of mafic dikes in the South Qinling, central China: evidence for late Neoproterozoic continental rifting in the northern Yangtze block, *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 104:27–44. doi: 10.1007/s00531-014-1056-z.

Original Research Paper

Geochemistry and Petrogenesis of Mafic Dikes of Zarrin District, NE Ardekan, Central Iran

N. Askari¹, R. Zarei Sahamieh^{2*}, J. Omrani³, M. H. Emami⁴, C., Vaccaro⁵ and J. F. Santos⁶

¹Ph.D. student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

²Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

³Ph.D., Geological Survey and Mineral Explorations of Iran (GSI), Tehran, Iran

⁴Associated Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Islamic Azad University, Eslam Shahr Branch, Eslam Shahr, Iran

⁵Assistant Professor, Department of Physics and Earth Sciences, University of Ferrara, Ferrara, Italy

⁶Assistant Professor, Department of Geosciences, University of Aveiro, Aveiro, Portugal

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2020 August 12

Accepted: 2021 February 06

Available online: 2021 November 01

Keywords:

Mafic dike

Whole-rock Sr- Nd isotopes

Yazd block

Central Iran zone

ABSTRACT

Zarrin Mafic dikes, which outcrop in the Western Yazd block, Central Iran, trending NW–SE, emplaced into the Zarrin granitoid. They are sub-alkaline gabbro; characterized by intergranular and mylonitic foliated texture. Geochemical data reveal the Zarrin mafic dikes are from the partial melting lithospheric mantle, a spinel-peridotitic source. Furthermore, they are characterized by $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of (0.7044-0.7028) and $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ ratio of (0.5123- 0.5122), that consistent with the derivation from a lithospheric mantle. Their primitive mantle normalized trace elemental patterns display enrichment in LILEs compared to HFSEs, and positive Rb, Ba, and U but negative Ta, Nb, Th, and Zr anomalies, carrying characteristics subduction-related magmatism and metasomatism by subduction-related fluids. The petrogenesis of the Zarrin mafic dikes are related to melting of the lithospheric mantle, and upwelling asthenospheric mantle in the extensional basin which was associated with the subduction.

*Corresponding author: R. Zarei Sahamieh; E-mail: zarei.r@lu.ac.ir

G.S. Journal. All rights reserved.

doi: GSJ.2021.242619.1829

doi: 20.1001.1.10237429.1400.31.3.9.6

