

جایگاه تکتونوماگمایی دیا بازها و جریان‌های بازالتی افیولیت شمال مکران، جنوب شرقی ایران

عزیزالله تاجورا، محمدمهدی خطیب^(*) و محمدحسین زرین‌کوب^۲

۱. دانشجوی دکتری تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند

۲. استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند

تاریخ دریافت: ۹۸/۱۰/۲۵

تاریخ پذیرش: ۹۸/۱۲/۲۸

چکیده

افیولیت شمال مکران در جنوب شرقی ایران، به‌عنوان بخشی از افیولیت‌های تتیس، در حدفاصل بلوک‌های قاره‌ای لوت و باجکان-دورکان قرار دارد. از جمله سنگ‌های تشکیل دهنده این توالی افیولیتی، دیا بازها و جریان‌های بازالتی هستند که بیشترین برونزد را در شرق منطقه دارند. شواهد ساختاری، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی بیانگر شکل‌گیری این سنگ‌ها در جایگاه‌های زمین‌ساختی متفاوت است. بر اساس ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، دیا بازها و بازالت‌ها در دو گروه جای می‌گیرند: در یک گروه، دیا بازها و جریان‌های بازالتی با ترکیب تولییتی قرار دارند که ویژگی‌های شبیه به پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) را به نمایش می‌گذارند. گروه دوم شامل جریان‌های بازالتی تا داسیتی با ترکیب کالک‌آلکان است که ویژگی‌های کمان‌های آتشفشانی را به نمایش گذاشته و نشانه‌های محیط‌های فرورانش در آنها دیده می‌شود. دو رخداد ماگمایی منجر به تشکیل این دو گروه از سنگ‌ها شده است: (۱) ماگماتیسیم نوع MORB حاصل از کشش و بازشدگی بین دو بلوک قاره‌ای که منجر به شکل‌گیری دیا بازها و بازالت‌های تولییتی در کرتاسه پیشین شده است. غنی‌شدگی این سنگ‌ها نسبت به عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و مقادیر پایین La/Yb و به نسبت بالای U/Th نمایانگر تاثیر ترکیبات قاره‌ای در مذاب به وجود آورنده آنها است. (۲) ماگماتیسیم مرتبط با فرورانش که گدازه‌های بازالتی، آندزیتی و داسیتی دارای ویژگی‌های کالک‌آلکان را در کرتاسه پسین برجای گذاشته است. غنی‌شدگی LREE و LILE، ناهنجاری منفی Nb و Ta، نسبت بالای Pb/Ce و مقدار تمرکز اندک TiO₂ در این سنگ‌ها، نمایانگر تاثیر ورقه فرورانشی در ترکیب آنها است.

واژه‌های کلیدی: افیولیت شمال مکران، تولییت، جریان‌های بازالتی، دیا باز، کالک‌آلکان.

مقدمه

مجموعه‌های افیولیتی به‌عنوان بقایای پوسته اقیانوسی تعبیر می‌شوند که پس از زوال، بر روی لبه قاره‌ها فرارنده شده‌اند (Dewey and Bird, 1971). این‌ها معرف قطعاتی از سنگ‌کره اقیانوسی هستند که از زمان تشکیل تا فرارنده شدن، سرنوشت زمین‌ساختی، ماگمایی و پساماگمایی متفاوت را تجربه کرده‌اند (Nicolas, 1989; Cawood, 2009). بر این اساس، حداقل دو نوع از حرکات زمین‌ساختی را می‌توان در این مجموعه‌ها شناسایی کرد: بازشدگی و زایش سنگ‌کره اقیانوسی در یک رژیم کششی و بسته شدن و جایگیری افیولیت‌ها در یک رژیم فشارشی (Almalki et al., 2016). با وجود پیچیدگی در ویژگی‌های زمین‌شناسی افیولیت‌ها، داده‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی سنگ‌های خروجی همراه این مجموعه‌ها

مجموعه‌های افیولیتی به‌عنوان بقایای پوسته اقیانوسی تعبیر می‌شوند که پس از زوال، بر روی لبه قاره‌ها فرارنده شده‌اند (Dewey and Bird, 1971). این‌ها معرف قطعاتی از سنگ‌کره اقیانوسی هستند که از زمان تشکیل تا فرارنده شدن، سرنوشت زمین‌ساختی، ماگمایی و پساماگمایی متفاوت را تجربه کرده‌اند (Nicolas, 1989; Cawood, 2009). بر این اساس، حداقل دو نوع از حرکات زمین‌ساختی را می‌توان در این مجموعه‌ها شناسایی کرد: بازشدگی و زایش سنگ‌کره اقیانوسی در یک رژیم کششی و بسته شدن و جایگیری افیولیت‌ها در یک رژیم فشارشی (Almalki et al., 2016). با وجود پیچیدگی در ویژگی‌های زمین‌شناسی افیولیت‌ها، داده‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی سنگ‌های خروجی همراه این مجموعه‌ها

* نویسنده مرتبط: mkhatib@birjand.ac.ir

اگر چه پژوهشگران علوم زمین هر کدام به‌گونه‌ای در مطالعه رخدادهای منطقه مکران سهیم بوده‌اند، باین وجود، تا به حال پژوهشی در مورد جایگاه زمین‌ساختی و تکامل ماگمایی افیولیت شمال مکران با تمرکز بر واحدهای خروجی این توالی افیولیتی صورت نپذیرفته است. بنابراین در پژوهش پیش رو، با انتخاب دایک‌های دیابازی، دیابازها و جریان‌های بازالتی این توالی افیولیتی و با استفاده از مشاهدات صحرایی، شواهد ساختاری، مطالعات سنگ‌نگاری و داده‌های آزمایشگاهی به ارزیابی جایگاه زمین‌ساختی و تکامل ماگمایی افیولیت شمال مکران پرداخته شده است.

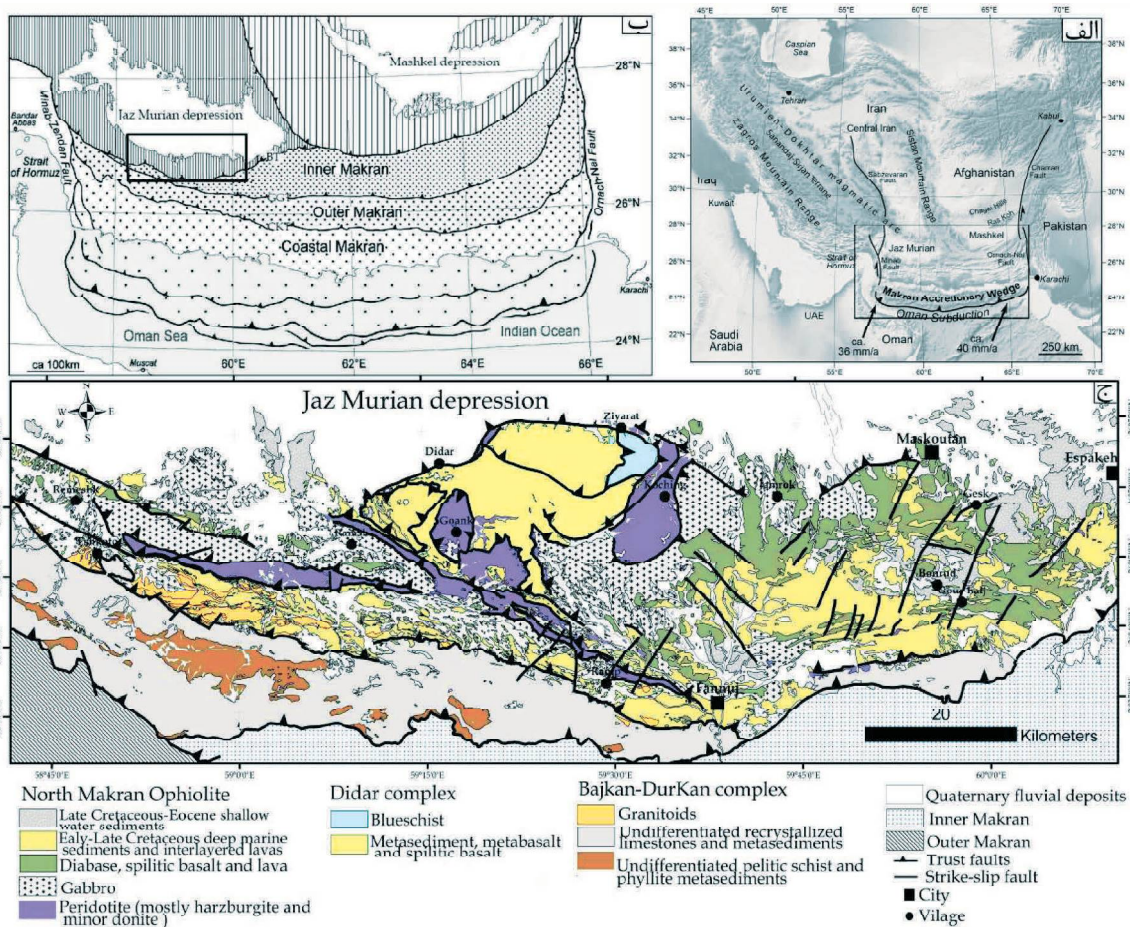
جایگاه زمین‌ساختی و روابط صحرایی

مجموعه افیولیت‌های مکران در شمال منشور برافزایشی مکران قرار دارند (شکل ۱-الف، ب). منشور برافزایشی مکران از چهار واحد تکتونواستراتیگرافی اصلی تشکیل شده که به‌وسیله راندگی‌های بزرگ از هم جدا می‌شوند (شکل ۱-ب)؛ این واحدها از جنوب به شمال عبارتند از: مکران ساحلی، مکران بیرونی، مکرانی درونی و مکران شمالی (Dolati, 2010; Haghypour et al., 2012). منطقه مورد مطالعه در این پژوهش، افیولیت شمال مکران واقع در مکران شمالی است (شکل ۱-الف و ب). مکران شمالی با روند شرقی-غربی تا شمال غرب-جنوب شرق از شمال به‌وسیله فروافتادگی جازموریان محدود شده، از سمت جنوب به‌وسیله گسل راندگی بشاگرد از مکران درونی جدا می‌شود، در سمت شرق، برونزد سنگ‌های تشکیل دهنده افیولیت شمال مکران رفته‌رفته کاهش پیدا کرده و به‌صورت تدریجی به نهشته‌های فلیشی با روند شمالی-جنوبی شرق ایران می‌پیوندد (McCall et al., 1985) و در سمت غرب-شمال غرب نیز این مجموعه افیولیتی با نهشته‌های کواترنر پوشیده شده و در ادامه با افیولیت‌های کهنوج در ارتباط است. این منطقه حاوی قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه مکران بوده و از سه واحد تکتونواستراتیگرافی اصلی تشکیل شده است (Dolati, 2010) (شکل ۱-ج: ۱) مجموعه دگرگونی دیدار شامل جریان‌های بازالتی، گدازه‌های بالشی، سیلت، مادستون و رسوباتی که متحمل دگرگونی درجه پایین تا خیلی

برای تشخیص جایگاه زمین‌ساختی آنها اهمیت ویژه‌ای دارند (Donnelly et al., 2004). از این‌رو، در سال‌های اخیر پژوهشگران مختلف برای تعیین تاریخچه‌ی تحولی افیولیت‌ها و تشخیص محیط شکل‌گیری آنها، بررسی‌های خود را روی این واحدهای خروجی متمرکز کرده‌اند (Saccani et al., 2011; Bagci et al., 2008; Slovenec et al., 2011). این مطالعات سبب شده تا نحوه شکل‌گیری، تکامل و جایگاه زمین‌ساختی مجموعه‌های افیولیتی شناخته شده‌ای مانند عمان و ترودوس نیز دستخوش تغییرات شوند (Akizawa et al., 2012; Osozawa et al., 2012; MacLeod et al., 2013). از جمله مناطقی که در آن بقایای ناشی از بسته شدن یک حوضه اقیانوسی به‌خوبی حفظ شده و توالی به نسبت کاملی از سنگ‌کره اقیانوسی را در خود جای داده است، افیولیت شمال مکران در جنوب شرقی ایران است. این توالی افیولیتی ادامه کمربندی است که از شرق اروپا آغاز شده و در سرتاسر منطقه مدیترانه، آسیای میانه و شرق آسیا گسترش دارند و به افیولیت‌های نوع تتیسی معروف هستند (Moghadam and Stern, 2011; Dilek and Furnes, 2014). اندک مطالعات صورت گرفته بر روی افیولیت شمال مکران به‌وسیله سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران بوده که منجر به تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰ و ۱/۱۰۰۰۰ شده است (Eftekhar-Nezhad et al., 1979; McCall et al., 1985). مطالعات اخیر در این منطقه بر روی شرایط تشکیل لائوسونیت‌ها در مجموعه سنگ‌های دگرگونی (Hunziker et al., 2017) و مطالعه زمین‌شیمی پدیدتیت‌های افیولیت شمال مکران (Moslempour et al., 2017) انجام می‌گیرد. برخی پژوهشگران (McCall et al., 1985)، (Stöcklin, 1968) و (Berberian and King, 1981) بر این باورند افیولیت شمال مکران در یک حوضه کششی بین خرده قاره ایران مرکزی در سمت شمال و مجموعه باجکان-دورکان در جنوب تشکیل شده است. به باور برخی دیگر از پژوهشگران (Farhoudi and McCall, 1997)؛ (Sengör, 1990) and (Karig, 1997)، افیولیت شمال مکران در حوضه پشت کمان ماگمایی در یک حاشیه قاره‌ای پرتکاپو شکل می‌گیرد.

۲) افیولیت شمال مکران، یک توالی کامل افیولیتی شامل توده‌های الترامافیک که چندین توده نفوذی مافیک در آنها نفوذ کرده و کل این مجموعه به وسیله گدازه‌های آتشفشانی و نهشته‌های ژرف دریایی پوشیده می‌شوند (McCall et al., 1985)، و ۳) مجموعه باجکان-دورکان که در بخش شمالی از سنگ‌های آذرین درونی حد واسط تا اسیدی تشکیل شده و در بخش جنوبی آن بیشتر سنگ‌آهک‌های تجدید تبلور یافته به همراه واحدهای دگرگونی تفکیک نشده حضور دارند.

پایین شده و عدسی‌هایی از شیست آبی در آن دیده می‌شود (McCall et al., 1985). (Eftekhar-Nezhad et al., 1979) Dolati و (2010) بر اساس مجموعه فسیلی سن این سنگ‌ها را کرتاسه پسین برآورد کرده‌اند. (Hunziker et al., 2017) شرایط دما و فشار شیست‌های آبی این مجموعه را مطالعه کرده و بر این باورند لائوسونیت‌های موجود در این سنگ‌ها در یک دگرگونی پس‌رونده در شرایط دمایی بین ۳۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۹ تا ۱۴ کیلو بار تشکیل شده‌اند،



شکل ۱. الف) تصویر ماهواره‌ای ایران و منطقه مکران که موقعیت منشور برافزایشی مکران در آن آشکار است، میزان همگرایی ورقه‌ی عربی و اوراسیا بر اساس (DeMets et al., 2010) آورده شده است، ب) نقشه ساده شده منشور برافزایشی مکران (Haghipour et al., 2012). در الف و ب منطقه مورد مطالعه به وسیله چهارگوش نشان داده شده است، ج) نقشه زمین‌شناسی افیولیت شمال مکران (برگرفته و تصحیح شده از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی اسپکه (Aghanabati et al., 1987)، فنوج (Arshadi et al., 1987)، رامک (Morgan et al., 1987a) و رمشک (Morgan et al., 1987b))

و ۳) پوسته بالایی که شامل دیابازها و دایک‌های دیابازی، بازالت‌های بالشی، غیربالشی و اسپیلیتی، گدازه‌های آتشفشانی به همراه پوشش رسوبی آنها است. روند عمومی ساختارها و واحدهای سنگی منطقه WNW-ESE است

به‌طور کلی افیولیت شمال مکران را می‌توان به سه بخش تقسیم‌بندی کرد: ۱) سنگ‌های الترامافیک گوشته بالایی شامل هارزبورژیت، دونیت و اندکی لرزولیت، ۲) پوسته زیرین که از گابروهای لایه‌ای و ایزوتروپ تشکیل شده است،

یکپارچه افیولیت شمال مکران تهیه شد (شکل ۱-ج). پس از نمونه‌برداری، تعداد ۳۰ مقطع نازک میکروسکوپی از دیابازها و بازالت‌های منطقه تهیه و مورد مطالعه دقیق سنگ‌نگاری قرار گرفت. پس از مطالعات سنگ‌نگاری، تعداد پنج نمونه دیاباز و هفت نمونه بازالت که دارای کمترین میزان دگرسانی بودند، برای تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، عناصر جزئی و عناصر نادر خاکی انتخاب شد. تجزیه شیمیایی عناصر اصلی به روش XRF و عناصر جزئی و نادر خاکی به روش ICP-MS در شرکت مطالعات مواد معدنی زرآما صورت گرفته است. بررسی و پردازش داده‌های زمین‌شیمیایی با استفاده از نرم‌افزارهای Icpet، GCDKit و Minpet انجام شده است.

بحث

سنگ‌نگاری

دیابازها

دیابازها به‌عنوان پایین‌ترین بخش پوسته بالایی در افیولیت شمال مکران شناخته می‌شوند. این سنگ‌ها که ویژگی سنگ‌های نیمه‌آتشفشانی را به نمایش گذاشته، بر روی گابروهای ایزوتروپ قرار گرفته و به‌وسیله گدازه‌های آتشفشانی، جریان‌های بازالتی و یا نهشته‌های پلاژیک پوشیده می‌شوند (شکل ۲-الف). همچنین میان لایه‌های رادیولاریتی و شیل‌های ارغوانی در برخی مناطق همراه دیابازها دیده می‌شوند. این نهشته‌ها نمایانگر ژرفای به نسبت زیاد حوضه اقیانوسی در هنگام ته‌نشست آنها بوده و سن آنها کرتاسه پیشین است (Dolati, 2010). افزون بر شکل نیمه‌نفوذی دیابازها، آنها به‌صورت دسته دایک‌هایی در واحدهای رسوبی و گدازه‌های آتشفشانی افیولیت شمال مکران نفوذ کرده‌اند (شکل ۲-الف). این دسته دایک‌ها روند E-W تا NW-SE داشته و ستبرای آنها از چند سانتی‌متر تا پیرامون ۱۰ متر اندازه‌گیری شده است. دایک‌های دیابازی و دیابازها بیشترین برونزدر را در شرق افیولیت شمال مکران بین فنوج، اسپکه و جامرغ دارند (شکل ۱-ج). در این منطقه ستبرای بسیار زیادی از دیابازها به همراه گدازه‌های آتشفشانی و بازالت‌های اسپلیتی به‌صورت درهم‌ریخته برونزدر دارند. در جنوب جامرغ ستبرای بیش از ۲۰۰ متری از این سنگ‌ها وجود دارد. در این

(شکل ۱-ج). بیشترین ساختارهای موجود در افیولیت شمال مکران گسل‌های راندگی با روند WNW-ESE و شیب به سمت NNE هستند که در نتیجه عملکرد آنها، واحدهای سنگی در جهت SSW رانده شده‌اند. شیب بیشتر گسل‌های راندگی اندازه‌گیری شده در این منطقه بین ۲۰ تا ۳۵ درجه بوده و مرز اغلب واحدهای سنگی به‌وسیله این گسل‌ها آشکار شده است (شکل ۱-ج). به‌گونه‌ای که واحدهای دگرگونی مجموعه دیدار بر روی افیولیت‌ها رانده شده و مجموعه افیولیتی نیز به نوبه خود با جابه‌جایی در جهت SSW در امتداد گسل راندگی درانار بر روی واحدهای رسوبی و گرانیتوئیدی مجموعه باجکان-دورکان رانده شده است. در جنوبی‌ترین بخش‌های منطقه نیز در امتداد گسل بزرگ بشاگرد کل این مجموعه در حال رانده شدن بر روی منشور برافزایشی مکران (مکران درونی) می‌باشد (شکل ۱-ب و ج). عملکرد گسل‌های راست‌الغز بیشتر در شرق منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود. گسل‌های راست‌الغز چپ‌گرد با روند چپ‌به‌راست N-S تا NNE-SSW در شرقی‌ترین بخش‌های افیولیت شمال مکران پدید آمده‌اند (شکل ۱-ج). ارتباط واحدهای سنگی با یکدیگر و نحوه‌ی عملکرد و جابه‌جایی این گسل‌ها نشان می‌دهد از گسل‌های راندگی در منطقه جوان‌تر هستند. گسل‌های راست‌الغز راست‌گرد حضور چندانی در منطقه نداشته و تنها شاهد عملکرد تعداد اندکی از آنها با روند NW-SE در شمال و شمال شرق فنوج هستیم (شکل ۱-ج). چندین نسل از دایک‌های مختلف نیز در مجموعه افیولیت ملانژ شمال مکران حضور دارند. اندازه‌گیری شیب و امتداد این دایک‌ها نشان می‌دهد روند عمومی آنها E-W تا WNW-ESE بوده و شیب آنها نزدیک به قائم است.

روش مطالعه

در طی عملیات صحرایی در منطقه مورد مطالعه، واحدهای سنگی مختلف شناسایی و از آنها نمونه‌برداری انجام گرفت. عناصر ساختاری (مانند انواع گسل‌ها، چین‌خوردگی، دایک‌ها و سایر روندهای ساختاری) و ویژگی‌های هندسی-جنبشی مربوط به هر کدام از آنها برداشت شد. نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه (شامل اسپکه، فنوج، رامک و رمشک) با یکدیگر تلفیق و پس از تصحیح، نقشه زمین‌شناسی

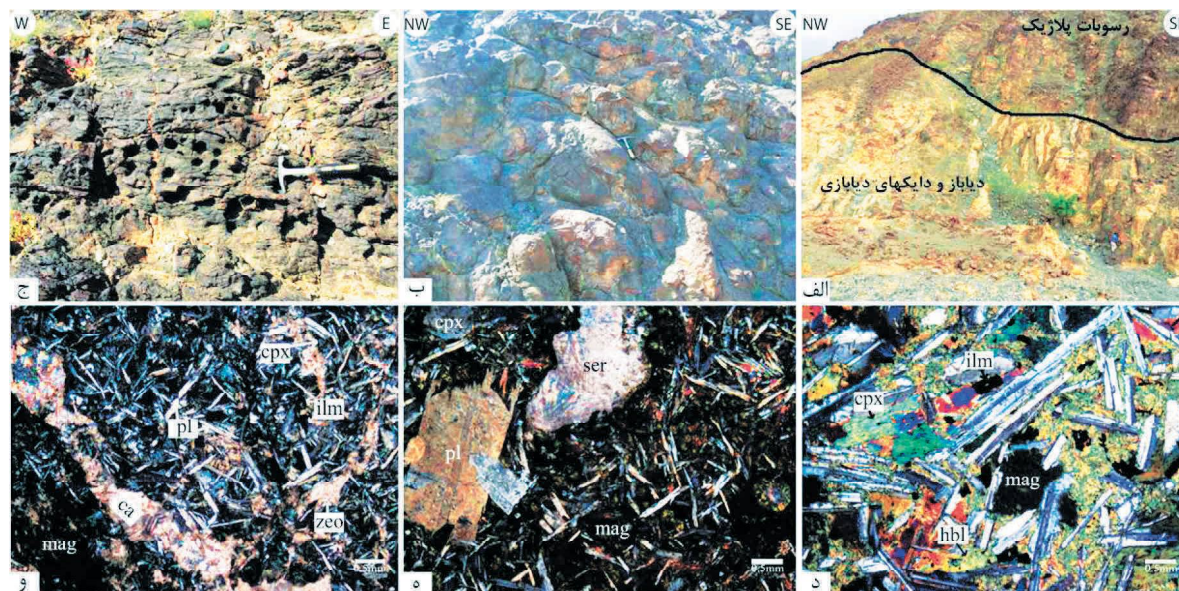
بیشتر سیاه رنگ بوده و به همراه دیابازها بیشترین برونزد را در شرق منطقه دارا هستند، هر چند برونزدهای کوچکی از این سنگها در غرب منطقه و در شرق رمشک نیز وجود دارند. جریانهای بازالتی دارای آنکلاوهای کوچکی از دیاباز و در برخی نقاط سنگ آهکهای تجدید تبلور یافته هستند. در سطح بالایی جریانهای بازالتی، گدازههای بالشی وجود دارند که خود به وسیله سنگ آهکهای تجدید تبلور یافته پوشیده می شوند. در بسیاری از نقاط جریانهای بازالتی و دیابازها به صورت درهم ریخته همراه با نهشتههای ژرف دریایی به سن کرتاسه پیشین دیده می شوند (Dolati, 2010, McCall et al., 1985). بازالتها دارای حفرههایی هستند که در نتیجه انحلال حاصل شده و به وسیله کلسیت پر شده است (شکل ۲-ج). در برخی نقاط جریانهای بازالتی به صورت پیوسته دیابازها و گابروها و در اندک نقاطی هارزبورژیتها را می پوشانند. بر این اساس ارتباط این واحدها با یکدیگر نشان می دهد، در بیشتر بخشهای منطقه مورد مطالعه جریانهای بازالتی و بازالتهای بالشی جوان ترین واحد آذرین افیولیت شمال مکران محسوب می شوند. در مقاطع نازک، پلاژیوکلاز (۶۰-۷۰٪)، کلینوپیروکسن (۲۰-۳۰٪) و کانیهای اوپیک (مگنتیت و ایلمینیت) (۱۰-۲۰٪) سازندگان اصلی بازالتها به شمار می روند (شکل ۲-ه، و). کانیهای حاصل از دگرسانی شامل اکتینولیت، کلریت و کلسیت نیز در بیشتر مقاطع یافت می شوند. درشت بلورهای (پنج تا هشت میلی متر) نیمه شکل دار پلاژیوکلاز ماکل دوقلویی به نمایش می گذارند (شکل ۲-ه). هر چند به دلیل فرایند اسپیلیتی شدن، این درشت بلورها به همراه میکروولیتهای پلاژیوکلاز به آلبیت و سریسیت تجزیه شده اند (شکل ۲-ه). رگه های کوارتز و کلسیت و حفره های پر شده از ژئولیت، پرهنیت و کلسیت نیز در برخی مقاطع دیده می شوند (شکل ۲-و). بافت چیره در بازالتها، افیتیک و ساب افیتیک بوده و نسبت به دیابازها دانه ریزتر هستند که در برخی مقاطع به پورفیری نزدیک می شود (شکل ۲-ه). گدازه های بالشی بیشتر دارای بافت افریک هستند، باین حال، درشت بلورهای پلاژیوکلاز نیز حضور دارند. در این سنگها، پلاژیوکلازهای دانه ریز ($< 2\text{mm}$) زمینه را تشکیل می دهند. افزون بر پلاژیوکلاز،

منطقه، دایکهای دیابازی به صورت ورقه ای در زیر بازالتها قرار می گیرند، در صورتی که در سایر مناطق دیابازها به صورت توده های نیمه آتشفشانی برونزد دارند. همچنین برونزدهایی از دیاباز در غرب منطقه در دو طرف نوار اولترامافیک فنوج-رمشک دیده می شود (شکل ۱-ج). در این منطقه دایکهای دیابازی با ستبرای پنج تا ۱۰ متر به صورت نفوذی های نیمه آتشفشانی به درون گابروها نفوذ کرده اند. در مرز تماس بین گابروها و دیابازها، بلورهای درشت پلاژیوکلاز دیده می شوند که به سمت دیابازها اندازه آنها به تدریج کاهش پیدا می کند. این دایکها سرانجام به وسیله گدازه های آتشفشانی و بازالتها پوشیده می شوند. مرز بین دیابازها و بازالتها به دلیل در هم تنیدگی آنها در اغلب موارد نامشخص و غیرقابل تشخیص است. در مقاطع نازک، دیابازها حاوی درشت بلورهای پلاژیوکلاز (۴۰-۵۰٪) به اندازه نزدیک به پنج میلی متر در زمینه ای از کانیهای دانه ریز هستند (شکل ۲-د). بلورهای کلینوپیروکسن (۳۰-۴۰٪) نیز جزو کانیهای اصلی تشکیل دهنده دیابازها محسوب می شوند. افزون بر اینها، ایلمینیت و مگنتیت (۳-۵٪) مهم ترین کانیهای اوپیک در این سنگها هستند. بافت چیره در دیابازها از نوع افیتیک است، هر چند بافتهای پوئی کلیتیک و اینترسرتال نیز معمول هستند (شکل ۲-د). دگرسانی در دیابازها معمول بوده و در نتیجه آن آمفیبول جانشین کلینوپیروکسن شده و پلاژیوکلاز به وسیله کلریت و اپیدوت جایگزین شده است. برخی پلاژیوکلازها نیز به سریسیت تجزیه شده اند.

بازالتها

گدازه های بازالتی در افیولیت شمال مکران به دو صورت جریانهای بازالتی اسپیلیتی شده و گدازه های بازالتی وجود دارند، هر چند بازالتهای بالشی نیز در منطقه حضور دارند (شکل ۲-ب). جریانهای بازالتی اسپیلیتی شده فراوان ترین نوع گدازه در منطقه به شمار می رود و در بیشتر نقاط به صورت میان لایه و یا لایه های کم ستبرا در بین سنگ آهکهای پلاژیک، چرتها و رادیولاریتها دیده می شوند که دچار تبلور دوباره نیز شده اند. این نهشتهها نمایانگر ژرفای تشکیل بیش از ۲۰۰ متر بر روی پوسته اقیانوسی هستند. جریانهای بازالتی

بلورهای کوچک کلینوپیروکسن، مگنتیت و شیشه‌های تبلور یافته به‌وفور در زمینه دیده می‌شوند (شکل ۲-و). در برخی نمونه‌ها کلینوپیروکسن به‌طور کامل دگرسان شده و به‌وسيله



شکل ۲. تصاویر صحرایی و میکروسکوپی دیابازها و بازالت‌های افیولیت شمال مکران، الف) دایک‌های دیابازی و دیابازها به‌وسيله نهشته‌های پلاژیک کرتاسه پیشین پوشیده شده‌اند، ب) تصویر بازالت‌های بالشی، ج) حفره‌های انحلالی شکل گرفته در بازالت‌ها، د) تصویر میکروسکوپی دیابازهای مکران، درشت بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از کانی‌های دانه‌ریز مشهود است، ه) درشت بلورهای پلاژیوکلاز به همراه سریسیت در بازالت‌های مکران، و) رگه‌های ثانویه کلسیت به همراه زئولیت در بازالت‌های مکران. تصاویر میکروسکوپی در نور متقاطع (XPL) گرفته شده‌اند. (نشانه‌های اختصاری برگرفته شده از Withney and Evans (2010) عبارتند از: پلاژیوکلاز (pl)، هورنبلند (hbl)، کلینوپیروکسن (cpx)، مگنتیت (mag)، ایلمنیت (ilm)، سریسیت (ser)، زئولیت (zeo) و کلسیت (ca))

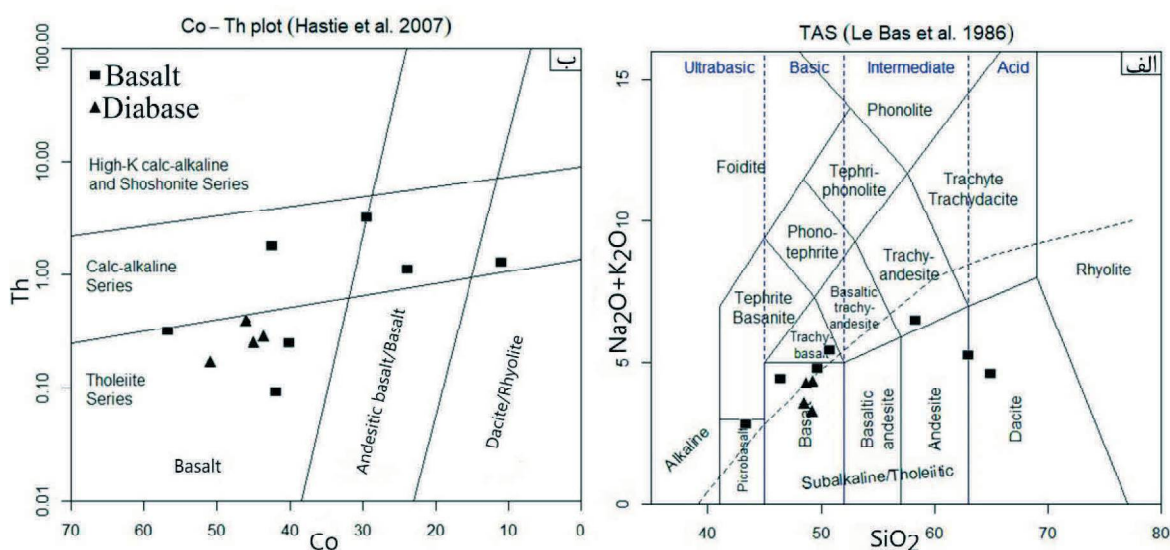
زمین‌شیمی

مکران در گستره سری تولییتی و تعدادی دیگر از بازالت‌های مورد مطالعه در گستره سری آلکالن قرار می‌گیرد. برای تفکیک بهتر نمونه‌های مورد مطالعه، از نمودار عناصر جزئی (Hastie et al., 2007) نیز استفاده شده است (شکل ۳-ب). در این نمودار که بر اساس Th در مقابل Co رسم شده، نمونه‌های مورد مطالعه به دو گروه سری تولییتی و کالک‌آلکالن تفکیک شده‌اند. همان‌طور که در نمودار نیز نشان داده شده است، تمامی نمونه‌های دیاباز و تعدادی از نمونه‌های بازالت در گستره سری تولییتی جای می‌گیرد، ولی نمونه‌های بازالتی که در نمودار مجموع آلکالی-سیلیس (TAS) بالاتر از خط تقسیم تولییتی و آلکالن و در گستره آلکالن جانمایی شده بودند، ترکیب کالک‌آلکالن نشان می‌دهند.

نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی دیابازها و بازالت‌های مورد مطالعه در جدول ۱ آورده شده است. برای رده‌بندی نمونه‌های دیاباز و بازالت مورد مطالعه از نمودار مجموع آلکالی-سیلیس (Le Bas et al., 1986) (TAS) استفاده شده است. با توجه به این نمودار، ترکیب سنگ‌شناسی دیابازهای مورد مطالعه در گستره بازالتی قرار می‌گیرد (شکل ۳-الف). اما در مورد گدازه‌های بازالتی مکران دو ترکیب متفاوت رو می‌توان تشخیص داد، به‌طوری‌که ترکیب برخی از نمونه‌ها در گستره بازالت قرار گرفته، گروه دیگر دارای ترکیب آندزیت-بازالت، آندزیت و داسیت هستند. افزون بر این، در این نمودار می‌توان قلمروهای تولییتی (یا ساب‌آلکالن) و آلکالن را از یکدیگر جدا کرد. همان‌طور که در این نمودار آشکار است، دیابازها و تعدادی از بازالت‌های

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی دیابازها و گدازه‌های بازالتی افیولیت شمال مکران، تجزیه اکسید عناصر اصلی به روش XRF بوده و برحسب درصد، و بقیه عناصر به روش ICP-MS و بر حسب ppm آورده شده است

Oxide/Rock type	دیاباز				بازالت							
SiO ₂	۴۹/۰۴	۴۷/۹۱	۴۷/۵۲	۴۸/۱۲	۵۸/۱۳	۵۸/۲۸	۴۵/۰۳	۶۷/۰۶	۴۹/۲۱	۴۰/۷۲	۴۳/۷	
TiO ₂	۷/۴۷	۷/۴۹	۷/۶۷	۲/۲	۷/۰۳	-/۵۱	-/۷۶	۷/۰۴	۲/۰۲	۷/۲۳	۷/۶۳	
Al ₂ O ₃	۱۵/۶۵	۱۵/۵۳	۱۵/۱۹	۱۴/۲۲	۱۷/۲۵	۱۰/۱۲	۱۴/۲۲	۱۰/۲۷	۱۴/۰۸	۱۶/۳۸	۱۵/۰۱	
FeO _t	۱۱/۱۲	۱۲/۱۴	۱۱/۵۳	۱۳/۱۴	۹/۹۷	۴/۵۹	۶/۹۷	۶/۷۱	۹/۷۱	۱۰/۱۳	۱۰/۵۳	
MnO	-/۱۶	-/۱۹	-/۲	-/۱۸	-/۳۸	-/۱۹	-/۲۸	-/۱	-/۲	-/۱	-/۱۱	
MgO	۷/۰۸	۶/۵۵	۷/۰۷	۶/۲۹	۴/۷۱	۲/۳۸	۳/۷۷	۲/۲۶	۵/۱۳	۲/۷۹	۳/۳۱	
CaO	۱۷/۸۴	۱۰/۳۵	۱۷/۱۴	۹/۰۱	۷/۲۱	۱۷/۳۱	۱۵/۱۳	۸/۱۲	۱۷/۰۷	۱۹/۴۶	۱۵/۶۳	
Na ₂ O	۳/۱۶	۳/۷۳	۳/۰۹	۳/۶	۵/۶	۴/۷	۳/۵۷	۴/۳۲	۴/۶۳	۲/۶	۳/۸۱	
K ₂ O	-/۰۹	-/۳۷	-/۲۸	-/۵۵	-/۸۳	-/۱۶	-/۷۶	-/۰۲	-/۶۸	-/۰۲	-/۳۴	
P ₂ O ₅	-/۱۸	-/۱۷	-/۱۹	-/۲۲	-/۲۹	-/۰۸	-/۱۷	-/۲۵	-/۲۲	-/۲۲	-/۲۲	
Cr ₂ O ₃	-/۰۴	-/۰۲	-/۰۳	-/۰۲	-/۰۱	.	-/۰۱	.	-/۰۱	-/۰۴	-/۰۶	
NiO	-/۰۱	-/۰۱	-/۰۱	-/۰۱	-/۰۱	-/۰۱	.	.	-/۰۱	-/۰۱	-/۰۴	
LOI	-/۷۹	۷/۵۲	۲/۳۴	۲/۴۹	-/۸۵	۷/۵۳	۹/۶۳	۶/۱۵	۳/۷۱	۶/۵۱	۶/۰۸	
TOTAL	۱۰۰/۶	۹۹/۹۸	۱۰۰/۲	۱۰۰	۱۰۰/۲	۹۹/۸۶	۱۰۰/۳	۱۰۰/۳	۱۰۰/۶	۱۰۰/۲	۱۰۰/۴	
XMg	-/۳۳	-/۲۹	-/۳۲	-/۲۷	-/۱۸	-/۲۰	-/۲۹	-/۳۰	-/۲۷	-/۲۹	-/۲۱	
Sc	۳۰/۳۹	۳۶/۹	۴۷/۰۲	۳۹/۷۳	۲۹/۱۴	۱۵/۷۲	۲۷/۴	۱۳/۲۹	۴۳/۳۴	۴۷/۶۱	۲۸/۱۳	
Ti	۹۴۴۱	۹۰۲۰	۱۰۰۱۴	۱۲۷۴۰	۱۳۱۷۱	۱۴۷۴۱	۴۵۵۶	۱۰۲۸۲	۱۱۶۰۱	۷۳۷۱	۹۷۷۰	
Ni	۱۰۶/۱	۹۳/۲	۸۶/۲	۶۰/۰۱	۱۰۸/۱۲	۶۰/۷	۶۰/۲	۸۶	۸۰	۷۰/۱۳	۴۶۹	
Cr	۲۸۱	۲۰۷	۲۲۵	۱۲۴	۸۵/۱۸	۲۸/۹۷	۷۱	۳۳	۷۹/۵	۳۰۰	۴۰۶	
V	۲۶۲/۶	۲۴۸/۶	۲۶۵	۳۳۸/۴	۲۰۱	۱۶۸/۷	۲۰۳/۳	۱۲۸/۸	۳۰۳/۱	۲۹۶/۱	۲۴۹/۷	
Co	۵۷/۰۲	۴۵/۱	۴۶	۴۳/۷۲	۴۲/۶	۲۴/۴	۲۹/۷	۱۷/۲	۴۰/۸	۴۲/۰۲	۵۷/۰۱	
Cu	۷۰/۲	۷۱/۲	۷۰/۶	۱۲/۳	۲۱/۲	۴۴/۶	۶۰/۱	۲/۸	۴۰/۳	۱۰۱	۸۲/۷۹	
Zn	۲۰/۵	۹۷/۱	۸۹/۰۲	۲۰/۰۲	۶۴/۵	۴۸/۶	۷۲/۷	۷۹/۷۳	۸۴/۲۸	۵۸/۹۷	۸۶/۴	
Cs	-/۰۴	-/۰۶	-/۱۲	-/۰۳	-/۱۶	-/۱۱	-/۷	-/۱۲	-/۰۸	-/۰۹	-/۱۱	
Rb	۲/۲۳	۳/۰۹	۲/۲	۲/۰۱	۶/۲۵	۳/۳۵	۷/۳۲	۴/۳۲	۷/۸۱	۲/۰۱	۷/۷۶	
Ba	۷۰	۷۵/۶۸	۷۶/۷	۶۸/۳۵	۶۱/۲	۵۴/۷۱	۵۳/۹	۵۵/۳۹	۴۴/۰۴	۵۸/۷۶	۶۳/۱۵	
Th	-/۱۶	-/۲۵	-/۴	-/۲۷	۷/۸۱	۷/۱۴	۳/۱۹	۷/۴	-/۲۵	-/۱	-/۴	
U	-/۱۴	-/۱۹	-/۴۵	-/۴۳	-/۸	-/۳۵	۷/۰۲	-/۵۱	-/۳۴	-/۶	-/۲۲	
Nb	۵/۶۴	۶/۶۲	۳/۷۸	۵/۶۱	۳/۸۶	۷/۸۶	۴/۹۱	۲/۸۴	۲/۵۵	۲/۱۱	۵/۱۱	
Ta	-/۳۱	-/۳	-/۲۹	-/۳۳	-/۲۲	-/۱۷	-/۳	-/۲۴	-/۱۹	-/۲۱	-/۳۴	
La	۷/۱۶	۸/۷۸	۵/۹۷	۹/۶۲	۱۲/۱۱	۵/۹۸	۱۷/۴۲	۱۵/۱۳	۵/۱۱	۴/۵۵	۷/۴۵	
Ce	۲۷/۴۶	۲۵/۸۹	۱۷/۱۴	۲۵/۷۴	۳۷/۵۱	۳۳/۰۲	۲۴/۴۵	۳۴/۵۲	۱۵/۷۲	۱۷/۵	۱۷/۸۱	
Pb	-/۱۱	-/۴۳	-/۵۲	-/۱۳	۷/۱۵	-/۹۵	۳/۰۴	۷/۳۹	۲/۹۸	۲/۰۱	۲/۷۳	
Pr	۲/۱۸	۲/۳۴	۳	۲/۴۱	۴/۲۲	۳/۶۷	۳/۰۷	۳/۹۴	۲/۳۷	۲/۰۴	۲/۴۱	
Sr	۲۴۵	۲۹۶	۲۸۱/۵	۲۲۲/۳	۳۳۷/۱۱	۳۷۶/۰۱	۲۰۳/۷	۲۹۶/۳	۱۵۰/۸	۱۰۰	۱۱۲	
Nd	۱۰/۶	۱۷/۶۲	۱۲/۷۸	۱۷/۶۱	۱۷/۸۳	۱۰/۱۸	۱۳/۳۸	۱۲/۳۱	۱۳/۴۲	۱۰/۵۹	۱۷/۴۴	
Zr	۹/۴۷	۱۰/۵۴	۹/۶۲	۸/۲۴	۶/۰۲	۲	۳/۲۶	۴/۴۶	۴/۴	۳/۳۲	۳/۲۹	
Hf	۲/۱۸	۷/۵۳	۷/۹۸	-/۴۲	۲/۷	۲/۸	۲/۹۴	۳/۰۹	۲/۰۵	۲/۸۱	۲/۴	
Sm	۳/۸	۲/۹۲	۳/۰۲	۳/۱۴	۴/۶۵	۴/۱۴	۲/۳۲	۳/۹۶	۳/۱۲	۲/۴۴	۲/۶۷	
Eu	۷/۲۷	۷/۴۲	۷/۴۲	۷/۴	۷/۵۱	۷/۵۷	-/۸۵	۷/۳۶	۷/۵۵	۷/۴۶	۷/۲۴	
Gd	۴/۶۴	۴/۸۱	۵/۵۲	۵/۲۵	۴/۲۱	۲/۱۸	۲/۹۶	۳/۴۴	۵/۶۱	۴/۱	۳/۷	
Tb	-/۷۸	-/۸	-/۹	-/۹۵	-/۵۲	-/۴۷	-/۴۱	-/۵۶	-/۷۸	-/۵۶	-/۶۴	
Dy	۵/۳۵	۵/۵۳	۵/۶۱	۵/۹۲	۲/۶۲	۲/۰۲	۲/۹۶	۳/۵۱	۶/۰۴	۴/۳۴	۳/۷۹	
Y	۳۴/۰۴	۲۶/۰۷	۲۹/۲۹	۳۴/۷۲	۳۸/۱۵	۹/۷۲	۱۵/۵۸	۴۷/۱۸	۳/۷۶	۲۳/۷	۲۰/۰۲	
Ho	-/۶۷	۷/۱۲	۷/۰۱	-/۷۹	۷/۴۶	-/۳۲	-/۵۷	۷/۳۵	۷/۰۴	-/۷۳	-/۷۳	
Er	۳/۰۳	۳/۰۷	۳/۱	۳/۸۵	۷/۳۹	۷/۰۲	۷/۶	۷/۱۲	۳/۴۸	۲/۶۹	۲/۳۱	
Tm	-/۴۲	-/۴۳	-/۵۲	-/۵	-/۵۶	-/۱۳	-/۲۳	-/۶۱	-/۴۷	-/۳۶	-/۲۹	
Yb	۲/۶۱	۲/۶۵	۳/۰۱	۳/۷۲	۴/۱۷	۷/۰۲	۷/۷۸	۴/۲	۳/۱۲	۷/۵۹	۲/۱۱	
Lu	-/۴۱	-/۴۲	-/۵	-/۵۳	-/۱۱	-/۱۳	-/۲	-/۱۲	-/۴۱	-/۳۶	-/۳	



شکل ۳. الف) رده‌بندی سنگ‌های بازالتی و دیابازهای مکران بر اساس نمودار مجموع آکالی-سیلیس (TAS) (Le Bas et al. 1986)، ب) نام‌گذاری و تعیین سری ماگمایی بازالت‌ها و دیابازهای مکران بر اساس نمودار Th در مقابل Co (Hastie et al. 2007)

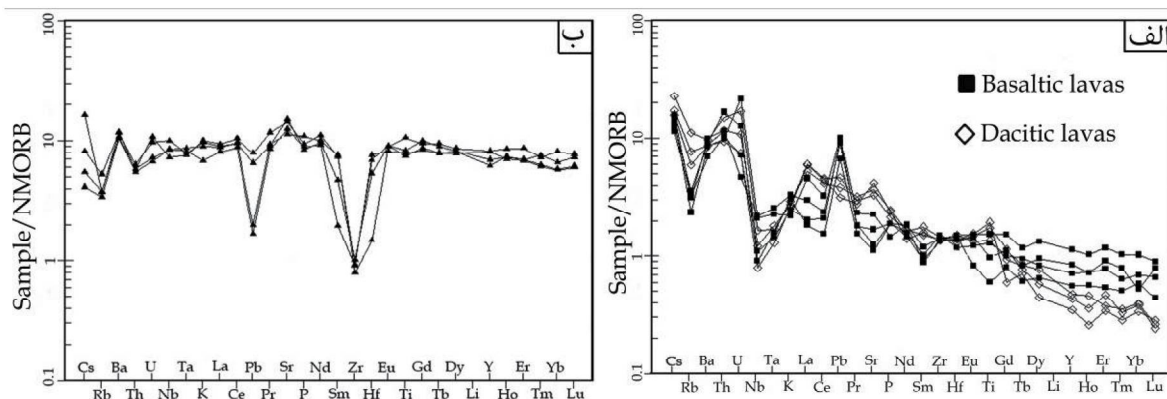
HREE به نمایش می‌گذارند (شکل ۴-الف). اما با بررسی دقیق‌تر درمی‌یابیم این بازالت‌ها با یکدیگر متفاوت هستند. برخی از نمونه‌های بازالتی که در نمودار مجموع آکالی-سیلیس در گستره تولییتی قرار گرفته بودند، روند مشابه با دیابازهای مورد مطالعه به نمایش می‌گذارند. در این نوع بازالت‌ها غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در مقایسه با نوع دوم بازالت‌ها از شدت کمتری برخوردار است. افزون بر این، نوع اول بازالت‌ها مشابه دیابازها فاقد ناهنجاری Eu هستند. در این نوع بازالت‌ها ناهنجاری مثبت U و Pb نیز دیده می‌شود. الگوی بهنجار شده N-MORB این بازالت‌ها نمایانگر غنی‌شدگی آنها نسبت به LILE و تهی‌شدگی نسبت به Sm, Rb و Nb است. از طرف دیگر، نمونه‌های بازالتی که در نمودار مجموع آکالی-سیلیس دارای ترکیب آندزیت-بازالت، آندزیت و داسیت هستند، الگوی HREE، LREE و ناهنجاری‌های اندک متفاوتی را به نمایش می‌گذارند. در این نوع بازالت‌ها غنی‌شدگی بیشتری از LREE نسبت به HREE دیده می‌شود. الگوی بهنجار شده N-MORB این نوع بازالت‌ها غنی‌شدگی نسبت به LILE و تهی‌شدگی نسبت

برای بررسی تغییرات عناصر نادر خاکی و عناصر ردیاب از نمودارهای بهنجار شده با میانگین بازالت‌های عادی پشته‌های میان‌اقیانوسی (N-MORB) (Sun and Mc 1989) استفاده شده است (شکل ۴-الف و ب). الگوی عناصر ردیاب بهنجار شده با میانگین N-MORB در دیابازها به صورت مسطح بوده و روند افزایشی نامحسوسی از $LREE^2$ به سمت $HREE^3$ به نمایش می‌گذارد (شکل ۴-ب). نبود ناهنجاری Eu در دیابازها نمایانگر نقش اندک پلاژیوکلاز در تبلور این سنگ‌ها است. دیابازهای مکران نسبت به عناصر سنگ دوست یون بزرگ $(LILE)^4$ مانند Sr, Cs, Ba اندکی غنی‌شدگی نشان داده و ناهنجاری منفی Zr و Nb به نمایش می‌گذارند. همچنین ناهنجاری منفی Pb و ناهنجاری مثبت Sr و Ti در دیابازهای مکران آشکار است. این الگو نشان می‌دهد دیابازهای مورد مطالعه نسبت به عناصر دارای قدرت میدان بالا $(HFSE)^5$ فاقد تغییرات محسوسی هستند (شکل ۴-ب). غنی‌شدگی عناصر LILE مانند U, Ba و Nb نسبت به عناصر HFSE در دیابازهای مورد مطالعه نشان می‌دهد افزون بر سازندگان گوشته بالایی، مواد پوسته‌ای نیز در ترکیب آنها تاثیرگذار بوده‌اند.

بررسی الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده با میانگین N-MORB در گدازه‌های بازالتی شمال مکران نشان می‌دهد این نوع بازالت‌ها غنی‌شدگی LREE نسبت به

1. Normal Mid-Oceanic Ridge Basalt (N-MORB)
2. Light Rare Earth Elements
3. Heavy Rare Earth Elements
4. Large-Ion Lithophile Elements (LILE)
5. High Field Strength Elements (HFSE)

به Ta, Ho, Nb و Nb به نمایش می‌گذارند، ضمن اینکه در یک نمونه ناهنجاری منفی Eu دیده می‌شود. همچنین این نوع بازالت‌ها فاقد ناهنجاری مثبت Pb و دارای ناهنجاری منفی Sr هستند.



شکل ۴. الف) الگوی چند عنصری بهنجار شده با میانگین بازالت‌های عادی پشته‌های میان اقیانوسی در بازالت‌های مکران، ب) الگوی چند عنصری بهنجار شده با میانگین بازالت‌های عادی پشته‌های میان اقیانوسی در نمونه‌های دیاباز مکران. هر دو الگو بر اساس (Sun and Mc Donough, 1989) تهیه شده است

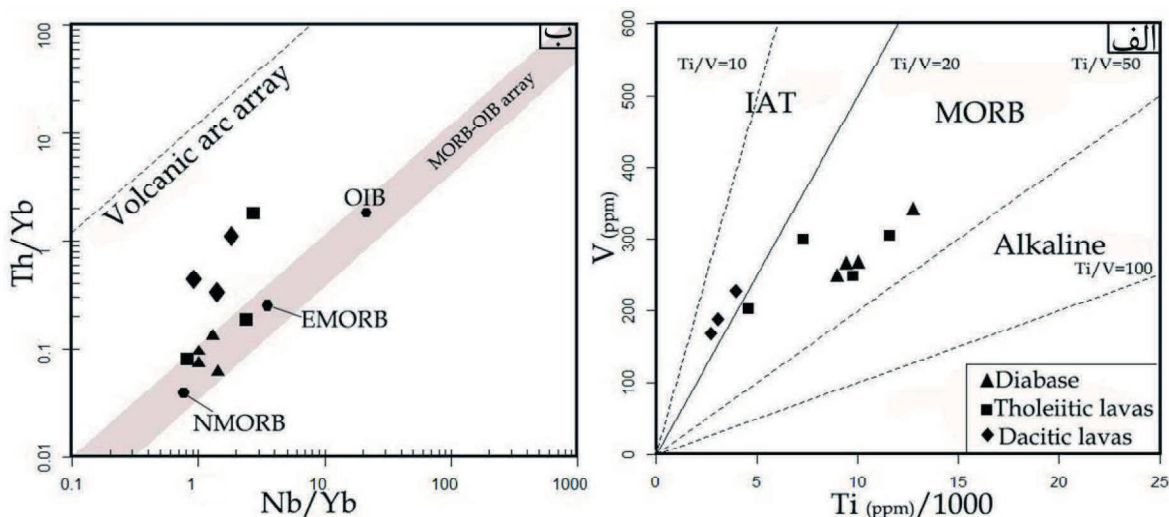
مطالعه که دارای ترکیب کالک‌آلکان هستند، در گستره محیط‌های مرتبط با فرورانش جانمایی شده‌اند. در این نمودار، نسبت Th/Yb شاخص بسیار مناسبی برای تمایز نمونه‌های مرتبط با پهنه‌های فرورانش از سایر پهنه‌ها است. به طوری که افزایش این نسبت سبب قرارگیری نمونه‌ها در مکانی بالاتر از روند گوشته‌ای شده و نمایانگر اضافه شدن فاز سیال حاصل از ورقه فرورانشی به ماگما‌های ایجاد شده در یک منطقه همگرا است.

همان‌طور که در نمودارهای شکل ۵ نیز نشان داده شد، دو نوع گدازه‌های بازالتی متفاوت همراه با افیولیت شمال مکران شناسایی شد. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی این دو نوع گدازه نشان‌دهنده دو نوع محیط زمین‌ساختی متفاوت و نمایانگر دو رخداد ماگمایی در این منطقه است. ضمن اینکه بررسی نهشته‌های رسوبی پوشاننده یا همراه با این دو نوع گدازه که به وسیله Dolati (2010) بر اساس مجموعه‌های فسیلی آنها تعیین سن شده، نشان می‌دهد گدازه‌های مورد مطالعه در دو زمان متفاوت تشکیل شده‌اند. بنابراین دو رخداد ماگمایی در دو رژیم زمین‌ساختی متفاوت در منطقه مورد مطالعه به وقوع پیوسته است.

محیط زمین‌ساختی دیابازها و بازالت‌ها

برای تعیین محیط زمین‌ساختی دیابازها و بازالت‌های مورد مطالعه از نمودارهای جداکننده محیط‌های زمین‌ساختی استفاده شده است. (Shervais 1982) با مطالعه رفتار عناصر Ti و V در پشته‌های میان اقیانوسی و محیط‌های فرورانش دریافت که مقایسه فراوانی این دو عنصر به عنوان عامل موثر جداکننده بازالت‌ها در رژیم‌های مختلف زمین‌ساختی، می‌تواند در تشخیص جایگاه تکتونوماگمایی مجموعه‌های افیولیتی مهم باشد. وی بر این باور است ضریب جدایش V بین مذاب و جامد با تغییر فوگاسیته اکسیژن تغییر می‌کند؛ به طوری که افزایش این ضریب با افزایش فوگاسیته اکسیژن دلالت بر تاثیر ورقه فرورانشی بر روی ترکیب بازالت‌ها دارد (Shervais, 1982). همان‌طور که در نمودار شکل ۵ نیز نشان داده شده است، دیابازها و گدازه‌های بازالتی تولییتی مورد مطالعه که دارای غلظت‌های بالاتری از Ti و V هستند، در گستره MORB^۱ قرار می‌گیرد. از طرفی بازالت‌های دارای ترکیب بازالتی تا داسیتی بوده و دارای غلظت‌های پایینی از Ti و V هستند، در گستره IAT^۲ واقع شده‌اند. در نمودار Th/Yb در مقابل Nb/Yb (Pearce, 2008) دیابازها و نمونه‌های بازالت تولییتی در گستره NMORB^۳ و EMORB^۴ قرار می‌گیرد. اما تعدادی از بازالت‌های مورد

1. Mid-Oceanic Ridge Basalt (MORB)
2. Island Arc Tholeiite (IAT)
3. Normal Mid-Oceanic Ridge Basalt (NMORB)
4. Enriched Mid-Oceanic Ridge Basalts (EMORB)



شکل ۵. جایگاه زمین‌ساختی دیا بازها و بازالت‌های مکران، الف) بر اساس نمودار عناصر Ti و V (Shervais, 1982)، ب) بر اساس نمودار Th/Yb در مقابل Nb/Yb (Pearce, 2008). در هر دو نمودار دیا بازها و بازالت‌های تولیتی در گستره MORB و نمونه‌های بازالتی تا داسیتی در قلمروی بالاتر از روند گوشته‌ای یعنی در گستره مرتبط با پهناهای فرورانش جانمایی شده‌اند

سنگی زیر این نهشته‌های رسوبی قدیمی‌تر از کرتاسه پسین هستند؛ از این رو دیا بازها و گدازه‌های تولیتی مکران شمالی قبل از کرتاسه پسین شکل می‌گیرد. غنی‌شدگی دیا بازها و این نوع گدازه‌ها نسبت به LREE نشان‌دهنده تأثیر قابل توجه سنگ‌کره قاره‌ای در ماگمای به وجود آورنده‌ی آنهاست و مقادیر پایین La/Yb و به نسبت بالای U/Th نمایانگر نبود تأثیر ترکیبات فرورانش در مذاب پدیدآورنده این سنگ‌ها است. بنابراین به نظر می‌رسد این سنگ‌ها در نتیجه بازشدگی سنگ‌کره قاره‌ای و پس از نازک‌شدگی آن شکل می‌گیرد. این رخداد ماگمایی در یک محیط کششی بر روی لبه جنوبی اوراسیا به وقوع پیوسته است. در نتیجه بازشدگی و نازک‌شدگی سنگ‌کره قاره‌ای، گوشته به سمت بالا حرکت کرده و در نتیجه کاهش فشار، ذوب صورت می‌گیرد؛ مواد مذاب به سمت بالا حرکت کرده و توده‌های بزرگی را به وجود آورده‌اند که منجر به شکل‌گیری افیولیت شمال مکران در کرتاسه پیشین شده است. این رخداد ماگمایی سبب شده تا بازالت‌های تولیتی به‌طور پیوسته بر روی دیا بازها قرار گیرند. گروه دوم گدازه‌های بازالتی دارای ترکیب بازالت، آندزیت و داسیت هستند. نهشته‌های رسوبی همراه با این نوع گدازه‌ها سنگ‌آهک‌های نریتیک و کم‌عمق کرتاسه پسین هستند (Dolati, 2010). ناپیوستگی نهشته‌های کرتاسه پسین نشان می‌دهد در این زمان شرایط محیط کم‌ژرفا

دسته اول گدازه‌های بازالتی با ویژگی‌های مشابه با دیا بازها هستند که به همراه آنها بخش بالایی پوسته اقیانوسی در افیولیت شمال مکران را تشکیل داده‌اند. مرز بالایی دیا بازها با گدازه‌های پوشاننده آنها در بسیاری از مناطق قابل شناسایی است، ضمن اینکه در بخش‌های زیرین، دیا بازها گابروهای ایزوتروپ را می‌پوشانند. البته در برخی نقاط، دایک‌های دیا بازی بر روی گابروها قرار گرفته و خود به‌وسیله جریان‌های بازالتی پوشانده می‌شوند. این‌گونه مرزهای تماس بدون تغییر به همراه برنزدهای گسترده گدازه‌های بالشی و غیربالشی نمایانگر یک فعالیت ماگمایی پیوسته در یک مرکز گسترشی است که توانسته یک توالی به نسبت کامل افیولیتی را در شمال مکران پدید آورد. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی این نوع بازالت‌ها همپوشانی نزدیکی با دیا بازها داشته و نمودار الگوی چند عنصری بهنجار شده با میانگین N-MORB آنها دارای روند خطی و مشابه یکدیگر است. نتایج تجزیه شیمیایی این نوع گدازه‌ها و دیا بازها، نمایانگر ویژگی‌های ماگماتیسم تولیتی بوده و در یک محیط MORB تشکیل شده‌اند. ضمن اینکه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مشابه، نشان‌دهنده منشاء مشترک مذاب به وجود آورنده‌ی آنها است. نهشته‌های پلاژیک و همی‌پلاژیک پوشاننده این نوع گدازه‌ها نمایانگر محیط دریایی به نسبت ژرف بوده و به‌وسیله Dolati (2010) بارومین تعیین سن شده‌اند. بنابراین مجموعه واحدهای

حاکم بوده و در نتیجه آن فرسایش سنگ‌های آذرین در منطقه رخ داده است. وجود درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها (در مقایسه با نوع قبلی) ممکن است به دلیل فشار بالا در ماگمای به وجود آورنده آنها باشد. این گدازه‌ها دارای ناهنجاری مثبت Sr بوده و در نمودار Th/Yb در مقابل Nb/Th (Pearce, 2008) در گستره کمان آتشفشانی قرار می‌گیرد. نسبت بالای Pb/Ce ، غنی‌شدگی در $LREE$ و $LILE$ ، ناهنجاری منفی Nb و Ta و مقدار تمرکز اندک TiO_2 نمایانگر تاثیر مثبت ورقه فرورانشی در ترکیب گدازه‌های این رخداد ماگمایی است (Noll et al., 1996). ضمن اینکه ویژگی‌های کالک‌آلکالن این نوع گدازه‌ها و غلظت بالای Si آنها تداعی‌کننده ماگماتیسم کالک‌آلکالن است که در بالای یک منطقه فرورانش تشکیل می‌شوند (Grove and Kinzler, 1986). تغییر ویژگی‌های زمین‌شیمیایی این نوع گدازه‌ها و تغییر در نوع نهشته‌های همراه حاکی از تغییر محیط زمین‌ساختی شکل‌گیری آنها نسبت به گدازه‌های تولئیتی و دیابازهای مورد مطالعه دارد. این تغییرات می‌تواند به دلیل آغاز فرورانش به سمت شمال سنگ‌کره اقیانوسی عمان به زیر اوراسیا باشد که به باور بیشتر پژوهشگران در کرتاسه پسین آغاز شده است (Babaie et al., 2001, Berberian and King, 1981). تاثیر این فرورانش منجر به تغییر ترکیب گدازه‌های بازالتی مورد مطالعه از تولئیتی به سمت کالک‌آلکالن شده است.

منابع

- Aghanabati, A., Mahdavi, M. A. and Arshadi, S., 1987. Geological map of Espakeh, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Akizawa, N., Arai, S. and Tamura, A., 2012. Behavior of MORB magmas at uppermost mantle beneath a fast-spreading axis: an example from Wadi Fizeh of the northern Oman ophiolite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 164, 601-625.
- Almalki, K.A., Betts, P.G. and Ailleres, L., 2016. Incipient seafloor spreading segments: Insights from the Red Sea. *Geophysical Research Letters*, 43, 2709-2715.
- Arshadi, S., Mahdavi, M.A. and Eftekhari-Nezhad, J., 1987. Geological map of Fannuj, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.

نتیجه‌گیری

افیولیت شمال مکران بخشی از برجای مانده‌های سنگ‌کره اقیانوسی است که در نتیجه باز شدن یک حوضه کششی بین دو بلوک قاره‌ای و گسترش آن به یک باریکه اقیانوسی درون قاره‌ای به‌عنوان شاخه‌ای از ابراقیانوس نئوتتیس تشکیل شده است. خرده قاره ایران مرکزی (بلوک لوت) در سمت شمال-شمال شرق و خرده قاره باجکان-دورکان، در جنوب-جنوب غرب این باریکه اقیانوسی قرار داشته‌اند. نحوه پراکندگی واحدهای سنگی، ویژگی‌های هندسی ساختارها، ساختارهای اولیه ماگمایی و روند عمومی دایک‌ها نمایانگر راستای کشش $NNE-SSW$ در حین شکل‌گیری و تکامل این باریکه اقیانوسی است. ضمن اینکه تکرار واحدهای سنگی این مجموعه افیولیتی

- Babaie, H.A., Ghazi, A.M., Babaei, A., La Tour, T.E. and Hassanipak, A.A., 2001. Geochemistry of arc volcanic rocks of the Zagros Crush Zone, Neyriz, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 19, 61-76.
- Bagci, U., Parlak, O. and Hock, V., 2008. Geochemistry and tectonic environment of divers' magma generations forming the crustal units of the Kizildag ophiolite, southern Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 43-47.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleo-geography and tectonic evolution of Iran-Reply: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 1764-1766.
- Cawood, P.A., Kröner, A., Collins, W.J., Kusky, T.M., Mooney, W.D. and Windley, B.F., 2009. Accretionary orogens through Earth history. In: Cawood PA, Kröner A (eds) *Earth accretionary systems in space and time*. *Journal of the Geological Society of London*, 318, 1-36.
- DeMets, C., Gordon, R.G. and Argus, D.F., 2010. Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181, 1, 1-80.
- Dewey, J.F. and Bird, J.M., 1971. Origin and emplacement of ophiolite Suite-Appalachian ophiolites in Newfoundland. *Journal of Geophysical Research*, 76, 3179.
- Dilek, Y. and Furnes, H., 2014. Ophiolites and their origins. *Elements*, 10, 93-100.
- Dolati, A., 2010. Stratigraphy, structural geology and low-temperature thermochronology across the Makran accretionary wedge in Iran: [Ph.D. thesis]. *Swiss Institute of Technology*, 370.
- Donnelly, K.E., Goldstein, S.L., Langmuir, C.H. and Spiegelman, M., 2004. Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 347-366.
- Eftekhari-Nezhad, J., Arshadi, S., Mahdavi, M.A., Morgan, K.H., McCall, G.J.H. and Huber, H., 1979. Fannuj Quadrangle Map 1:250'000. Ministry of Mines and Metal, Geological Survey of Iran.
- Farhoudi, G. and Karig, D.E., 1977. Makran of Iran and Pakistan as an active arc system. *Geology*, 5, 664-668.
- Grove, T.L. and Kinzler, R.J., 1986. Petrogenesis of andesites. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14, 417-454.
- Haghipour, N., Burg, J.P., Kober, F., Zeilinger, G., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W. and Faridi, M., 2012. Rate of crustal shortening and non-Coulomb behavior of an active accretionary wedge: The folded fluvial terraces in Makran (SE, Iran). *Earth and Planetary Science Letters*, 355, 187-198.
- Hastie, A.R., Keer, 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. *Journal of Petrology*, 48, 2341-2357.
- Hunziker, D., Burg, J.P., Moulas, E., Reusser, E. and Omrani, J., 2017. Formation and preservation of fresh lawsonite: Geothermobarometry of the North Makran Blueschists, southeast Iran. *Metamorphic Geology*, 7, 1-25.
- Le Bas, M.J., Lemaître, R.W., Streckeis, A. and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 3, 745-750.
- McCall, G.J.H. and Kidd, R.G.W., 1982. The Makran, southeastern Iran; the anatomy of a convergent plate margin active from Cretaceous to present. In: Jeremy, K. L. (ed.) *Trench-Fore-arc geology; sedimentation and tectonics on modern and ancient active plate margins*. Conference, London, United Kingdom, Geological Society of London, 387-397.

- McCall, G.J.H., Eftekhari-Nezhad, J., Samimi-Namin, M. and Arshadi, S., 1985. Explanatory text of the Fannuj quadrangle map 1:250,000. In: McCall, G.J.H. (Ed.). Ministry of Mines and Metals, Geological Survey of Iran.
- McCall, G.J.H., 1997. The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 15, 517-531.
- MacLeod, C.J., Lissenberg, C.J. and Bibby, L.E., 2013. "Moist MORB" axial magmatism in the Oman ophiolite: The evidence against a mid-ocean ridge origin. *Geology*, 41, 459-462.
- Moghadam, H.S. and Stern, R.J., 2011. Late Cretaceous fore-arc ophiolites of Iran. *Island Arc*, 20, 1-4.
- Morgan, K.H., McCall, G.J.H. and Huber, H., 1987(a). Geological map of Ramak, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Morgan, K.H., McCall, G.J.H. and Huber, H., 1987(b). Geological map of Remeshk, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Moslempour, M.E., Khalatbari Jafari, M., Morishita, T. and Biabangard, H., 2017. Petrogenesis of mantle peridotites from the South of Jazmourian, Makran accretionary prism, Iran. *Iranian Journal of Earth Sciences*, 9, 1-16.
- Nicolas, A., 1989. Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere. Dordrecht, Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 750.
- Noll, P.D., Newsom, H.E., Leeman, W.P. and Ryan, J.G., 1996. The role of hydrothermal fluids in the production of subduction zone magmas: Evidence from siderophile and chalcophile trace elements and boron. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 587-611.
- Osozawa, S., Shinjo, R., Lo, C.H., Jahn, B.M., Hoang, N., Sasaki, M., Ishikawa, K., Kano, H., Hoshi, H., Xenophontos, C. and Wakabayashi, J., 2012. Geochemistry and geochronology of the Troodos ophiolite: An SSZ ophiolite generated by subduction initiation and an extended episode of ridge subduction? *Lithosphere*, 4, 497-510.
- Pearce, J. A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100, 14-48.
- Saccani, E., Nicolae, L. and Tassinari, R., 2001. Tectono-magmatic setting of the Jurassic ophiolites from the south Apuseni Mountains (Romania): Petrological and geochemical evidence. *Ofioliti*, 26,1, 9-22.
- Sengör, A.M.C., 1990. A new model for the late Paleozoic Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. *Geology and Tectonics of the Oman Region*, 49, 797-831.
- Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 101-118.
- Slovenec, D., Lugovic, B., Meyer, H.P. and Garapic, G.S., 2011. A tectono-magmatic correlation of basaltic rocks from ophiolite mélanges at the north-eastern tip of the Sava-Vardar suture zone (northern Croatia) constrained by geochemistry and petrology. *Ofioliti*, 36, 77-100.
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52, 1229-1258.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42,1, 313-345.
- Withney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.