

سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های مافیک مجموعه افیولیتی بی‌بی مریم، پهنه گسلی نه‌بندان، در شرق ایران

نوشین صابرشهرکی^{۱*}، علی احمدی^۲، مصطفی قماش^۳

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان

۲- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان

۳- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان

پذیرش مقاله: ۱۳۹۳/۱۱/۹

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۴/۵/۱۵

چکیده

افیولیت بی‌بی مریم بخشی از مجموعه افیولیتی نه‌بندان، به سن کرتاسه، در بخش شمالی پهنه گسلی نه‌بندان، شرق ایران، است. سنگ‌های مافیک این مجموعه شامل بازالت، دیاباز و گابرو هستند. نبود سنگ‌های دگرگونی رخساره شیست‌سبز، شیست‌آبی و آمفیبولیت، فقدان سنگ‌های کومه‌ای پریدوتیتی با وجود فراوانی پریدوتیت-های گوشته‌ای، عدم مشاهده گابروی کومه‌ای علی‌رغم فراوانی گابروی ایزوتروپ، نبود دسته دایک‌های دیابازی به صورت یک واحد مستقل، گسترش اندک آهک پلاژیک و چرت‌های رادیولاریتی و غنی‌شدگی سنگ‌های مافیک از عناصر ناسازگار و کمیاب خاکی سبک در مقایسه با مورب عادی، دلایل نوزاد بودن حوضه اقیانوسی و افیولیت‌های منطقه محسوب می‌گردد. ماگمای مادر به وجود آورنده سنگ‌های مافیک این مجموعه، از نوع تولیتی آبی‌سال بوده است. مقادیر متوسط TiO_2 و K_2O به ترتیب برابر با ۰/۴۷ و ۰/۱۹ درصد وزنی در سنگ‌های منطقه خاکی از ارتباط آن‌ها با یک ماگمای مورب عادی است. در عین حال مقادیر و نسبت‌های عناصر کمیاب و کمیاب خاکی از غنی بودن ماگما از عناصر ناسازگار در مقایسه با ترکیب مورب عادی است. مجموعه شواهد زمین‌شناختی و زمین‌شیمیایی بیانگر این است که پهنه گسلی نه‌بندان اساساً یک کافت میان‌اقیانوسی غیرعادی بوده است.

واژه‌های کلیدی: افیولیت بی‌بی مریم، پهنه گسلی نه‌بندان، حوضه اقیانوسی نوزاد، افیولیت نوزاد، شرق ایران.

مقدمه

نامیده و معتقد است که سنگ‌های مافیک این‌گونه افیولیت‌ها دارای ویژگی‌های مورب عادی بوده و ماگمای مربوطه از یک گوشته تهی شده منشأ گرفته است. مشاهدات اولیه حاکی است که در مجموعه افیولیتی نهبندان، علاوه بر هارزبورژیت سرپانتینی-شده (دلوری، ۱۳۹۲)، سنگ‌های گوشته‌ای دارای کلینوپیروکسن فراوان نیز وجود دارند (ساکانی و همکاران، ۲۰۱۰). این واقعیت نشان می‌دهد که ذوب بخشی در یک رشته میان اقیانوسی فرضی تا آن حد وسیع نبوده که منجر به تشکیل یکنواخت پریدوتیت‌های تهی شده (صرفاً هارزبورژیتی) گردد. پس ممکن است ماگمای مافیک حاصل از ذوب بخشی این‌گونه پریدوتیت‌ها، در مقایسه با ماگمای مورب از عناصر ناسازگار غنی‌تر باشند. چنین پیش فرضی، به همراه شواهد صحرائی که در قسمت زمین‌شناسی ارائه خواهد شد، نشان می‌دهد که افیولیت بی‌بی مریم و مجموعه افیولیتی نهبندان ممکن است بخشی از یک پوسته اقیانوسی نوزاد باشند. علیرغم مطالعات زمین‌شیمیایی مجموعه افیولیتی نهبندان در دهه اخیر (بابازاده و دویور، ۲۰۰۴؛ فتوحی راد، ۲۰۰۴؛ دلوری و همکاران، ۲۰۰۹؛ دلوری و همکاران، ۱۳۸۹؛ دلوری و امینی، ۱۳۸۹؛ ساکانی و همکاران، ۲۰۱۰؛ پانگ و همکاران، ۲۰۱۲؛ دلوری، ۱۳۹۲؛ دلوری و همکاران، ۲۰۱۴)، هنوز امکان بحث در رابطه با این مجموعه وجود دارد. در این نوشتار سعی بر آن است تا بر پایه مطالعات سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی سنگ کل (عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی)، ماهیت و سرشت واحدهای بازیک مجموعه افیولیتی تعیین گردد. همچنین به کمک شواهد زمین‌شیمیایی، به مقایسه زمین‌شیمیایی سنگ‌های مافیک منطقه بی‌بی مریم با چندین منطقه افیولیتی در سایر نقاط دنیا، پرداخته شده است.

ایران بخشی از سیستم کوهزائی آلپ- هیمالیا و شامل بلوک‌های خرد قاره متنوع و جداسده توسط نوارهای باریک سنگ‌های افیولیتی مزوزوئیک است (دلولا و دسمونز، ۱۹۸۰؛ شنگور و همکاران، ۱۹۸۸؛ قاضی و همکاران، ۲۰۰۴). افیولیت‌های ایران بخشی از کمربند افیولیتی تتیس میانی شرقی هستند که از غرب با افیولیت‌های کرتاسه (ماستریشین) و از شرق با دیگر افیولیت‌های آسیایی در ارتباط هستند (ساکانی و همکاران، ۲۰۱۰). افیولیت‌های با سن کرتاسه، با گسترش فراوان در کنار گسل‌ها و راندگی‌ها، از فراوان‌ترین مجموعه‌های افیولیتی ایران هستند. توده‌های ملانژ افیولیتی در زمین‌درز شرق ایران (دلولا و دسمونز، ۱۹۸۰) مرز بلوک‌های قاره‌ای لوت و افغان هستند (تیروول و همکاران، ۱۹۸۳). این افیولیت‌ها معرف بقایای لیتوسفر اقیانوسی (اقیانوس سیستان) تحلیل رفته در منطقه فرورانش هستند که تا حدودی به داخل حاشیه لوت در راستای برخورد قاره‌ای ائوسن، بین خرد قاره ایران و بلوک افغان فرارنده شده‌اند (تیروول و همکاران، ۱۹۸۳). مجموعه افیولیتی منطقه بی‌بی مریم، بخشی از مجموعه افیولیتی نهبندان (دلوری و همکاران، ۲۰۰۹) مربوط به شمال بازشدگی اقیانوس نئوتتیس در طی کرتاسه فوقانی (سنومانین) است (تیروول و همکاران، ۱۹۸۳). به نظر تیروول و همکاران (۱۹۸۳)، مجموعه‌های افیولیتی زمین‌درز سیستان محل فرضی فرورانش لیتوسفر اقیانوسی سیستان (ساکانی و همکاران، ۲۰۱۰) به زیر لیتوسفر قاره‌ای بلوک افغان می‌باشند. مؤلفین نامبرده ذکر کرده‌اند که سنگ‌های افیولیتی از نوع دارای ملانژ سرپانتینی هستند. این نوع افیولیت را نیکلاس (۱۹۸۹) «افیولیت نوع هارزبورژیت»

مواد و روش‌ها

پس از نمونه‌برداری از رخنمون‌های مناسب، تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی و بررسی آن‌ها توسط میکروسکوپ‌های قطبشی و نور بازتابی، تعداد ۱۱ نمونه (۶ نمونه بازالت، ۳ نمونه دیاباز و ۲ نمونه گابرو) از نمونه‌های یاد شده جهت بررسی‌های زمین‌شیمیایی انتخاب گردید. این نمونه‌ها توسط

سنگ‌شکن خرد و سپس توسط آسیاب برقی به پودر در اندازه ۲۰۰ مش تبدیل گردیدند. تمامی نمونه‌ها در شرکت طیف کانسارن بینالود مشهد برای تعیین عناصر اصلی به روش XRF (جدول ۱) و در مرکز پژوهش‌های کاربردی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور در کرج، به روش ICP-AES برای ۳۱ عنصر کمیاب و کمیاب خاکی تجزیه شدند (جدول ۱).

جدول ۱: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی (بر حسب درصدوزنی)، کمیاب و کمیاب خاکی سنگ‌های منتخب (بر حسب ppm).

Sample	۵BM-	۱۰BM-	۱۱BM-	۱۲BM-	BM- ۱۹	BM- ۲۴	۳BM-	۶BM-	۲۶BM-	۱۴BM-	۱۷BM-
Oxides & Element - R.T.	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Basalt	Diabase	Diabase	Diabase	Gabbro	Gabbro
Major element, wt%											
SiO ₂	۴۹/۶۳	۵۰/۲	۵۳/۸	۴۴/۸۸	۴۶/۲	۵۰/۲۴	۴۹/۶	۴۹/۸۸	۴۲/۷۸	۴۴/۵	۴۵/۱
Al ₂ O ₃	۱۱/۷۲	۹/۵۷	۹/۴۲	۱۱/۲۹	۱۰/۳	۹/۱۳	۱۱/۱	۸/۷۲	۱۳/۱۵	۱۶/۵	۱۴/۴
TiO ₂	۰/۴۳	۰/۳۲	۰/۲۹	۰/۳۷	۰/۳۵	۰/۳	۰/۵	۰/۳۷	۱/۷۵	۰/۲۴	۰/۲۳
MgO	۷/۵۴	۱۱/۸	۹/۷۹	۱۱/۰۵	۸/۴۷	۱۱/۳۶	۸/۹۲	۱۰/۱۵	۷/۳۶	۸/۱۱	۹/۳۷
CaO	۱۲/۵۴	۶/۳۲	۷/۵۳	۹/۲۱	۱۳/۸	۸/۱	۱۱/۸	۱۳/۴۸	۱۳/۴۶	۱۷/۴	۱۶/۹
Fe ₂ O _{3tot}	۱۰/۸۳	۱۰/۵	۸/۴۳	۱۰/۰۱	۱۰	۹/۹۶	۱۱/۶	۱۰/۴۶	۱۰/۳۹	۸/۱۲	۷/۷۱
Na ₂ O	۱/۲۳	۱/۶۵	۳/۱۸	۱/۸	۱/۹۴	۱/۸۹	۰/۹۶	۱/۱۱	۲/۷۱	۰/۹	۱/۱۸
K ₂ O	۰/۲۶	۱/۱۳	۰/۱۲	۰/۲۵	۰/۴۵	۰/۰۱	۰/۲	۰/۱۱	۱/۵۸	۰/۱۵	۰/۱۴
P ₂ O ₅	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۳۳	۰/۰۳	۰/۰۳
Total	۹۷/۱۶	۹۵/۷	۹۵/۹	۹۶/۲۶	۹۷/۲	۹۵/۷۷	۹۶/۸	۹۶/۵۸	۹۷/۹۵	۹۷/۶	۹۷/۲
Mg#	۶۰	۷۰	۷۲	۷۰	۶۴	۷۱	۶۲	۶۷	۶۴	۶۹	۷۳
LOI	۲/۹۳	۴/۳۲	۳/۳۱	۷/۳۶	۵/۵۶	۴/۷۵	۱/۹۵	۲/۰۹	۴/۴۳	۱/۶۲	۲/۲۱
trace element, ppm											
La	۱/۳۱۸	۱/۱۲	۱/۱۵	۰/۷۶۹	۱/۳۸	۰/۷۹۲	۱/۴۷	۰/۸۹۴	۵/۸۸۵	۰/۴۶	۰/۴۲
Ce	۲/۰۰۱	۱/۷۴	۱/۶۷	۱/۲۴۶	۲/۰۴	۱/۲۱۸	۲/۴۲	۱/۳۱۲	۱۰/۹۹	۰/۵۶	۰/۴۲
Pr	۰/۲۹۲	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۱۹۴	۰/۲۷	۰/۱۶۶	۰/۳۳	۰/۱۸۷	۱/۹۷۱	۰/۱۲	۰/۱
Nd	۱/۲۰۳	۰/۸۵	۰/۸	۰/۶۷۹	۱	۰/۵۷۲	۱/۴۵	۰/۷۹۱	۹/۳۵	۰/۳۶	۰/۳
Sm	۰/۴۴۶	۰/۳۲	۰/۲۵	۰/۲۷۲	۰/۳۵	۰/۱۸۹	۰/۵۳	۰/۲۹۶	۲/۵۱۷	۰/۱۸	۰/۱۴
Eu	۰/۱۸۲	۰/۱۴	۰/۰۹	۰/۱۲۵	۰/۱۴	۰/۰۸۲	۰/۲۲	۰/۱۲۹	۰/۹۳۸	۰/۱	۰/۰۹
Gd	۰/۸۲۹	۰/۴۹	۰/۴۴	۰/۴۹۲	۰/۵۸	۰/۳۶۷	۰/۹۴	۰/۵۸۹	۳/۲۹۴	۰/۳۴	۰/۲۹
Tb	۰/۲۵۲	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۵۶	۰/۱۹	۰/۱۳۲	۰/۲۸	۰/۱۷۶	۰/۹۳۳	۰/۱۱	۰/۰۹
Dy	۱/۸۵۲	۱/۱۱	۱/۰۱	۱/۲۱۷	۱/۴۷	۱/۰۳۶	۲/۱۳	۱/۳۹۱	۵/۷۰۵	۰/۸۱	۰/۶۹

Ho	۰/۳۸	۰/۲۳	۰/۳۱	۰/۲۵۳	۰/۲۹	۰/۲۱۲	۰/۴۴	۰/۲۸۲	۱/۰۰۶	۰/۱۶	۰/۱۵
Er	۱/۴۸۱	۰/۸۷	۰/۷۷	۰/۹۶۶	۱/۱۵	۰/۸۸۳	۱/۶۹	۱/۰۹۴	۳/۶۶۹	۰/۵۹	۰/۵۵
Tm	۰/۳۶۲	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۲۷۴	۰/۲۷	۰/۲۱	۰/۴۱	۰/۲۷	۰/۷۶۲	۰/۱۵	۰/۱۵
Yb	۲/۰۸۸	۱/۲۸	۱/۱۹	۱/۵۰۱	۱/۶۷	۱/۲۹۱	۲/۳۶	۱/۵۱۸	۴/۲۲۵	۰/۸۱	۰/۸۳
Lu	۰/۴۸۱	۰/۳	۰/۲۷	۰/۳۴۳	۰/۳۶	۰/۲۷۴	۰/۵۶	۰/۳۴۸	۰/۷۹۹	۰/۱۹	۰/۱۹
Rb	۴/۵۶۷	۱۹/۶	۲/۸۷	۲/۵۱۷	۷/۹۵	۱/۲۵۲	۴/۲۵	۰/۵۹۸	۲۴/۱	۴/۷۱	۳/۲۷
Sr	۷۹/۶۳	۱۲۱	۵۰/۷	۱۰۵/۴	۹۰/۵	۵۹/۲۶	۵۵/۴	۵۵/۷۳	۱۵۹/۴	۹۷/۹	۱۰۲
Cs	۰/۲۹۴	۰/۱	۰/۰۱	۰/۰۲۹	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۲۲	۰/۳۱۱	۰/۳۸۳	۰/۰۵	۰/۱۲
Ba	۶۶/۶۷	۸۴/۴	۶۸/۴	۴۹/۹۹	۸۴/۴	۵۵/۷	۶۵	۷۰/۰۴	۷۵/۱۱	۶۰/۸	۶۸/۴
K	۱۰۸۶	۴۷۰۴	۵۱۷	۱۰۳۴	۱۸۶۱	۵۱/۷	۸۲۷	۴۶۵/۳	۶۵۶۵	۶۲۰	۵۶۹
Zr	۱۲/۲۶	۱۱/۱	۱۰/۶	۱۰/۱۳	۱۲/۴	۶/۱۲۹	۱۵/۳	۹/۲۴۵	۱۵/۷۹	۷/۰۲	۲/۷۲
Nb	n.d.	۱/۵	۱/۵	n.d.	۲/۵	۱	۲/۵	۲	n.d.	۰	۳
Ta	۰/۰۹۶	۰/۱۱	۰/۰۸	۰/۰۵۸	۰/۲۸	۰/۰۴۵	۰/۱۵	۰/۰۸۵	۰/۱۵۴	۰/۰۱	۰/۰۱
Hf	۱،۲۲۴	۰/۸۹	۰/۹۳	۰/۸۶۵	۱/۰۹	۰/۴۸۸	۱/۵۶	۰/۷۹۸	۱/۹۰۲	۰/۳۳	۰/۲۶
V	۶۵/۶۳	۴۳/۵	۴۱/۵	۴۶/۹۸	۵۷/۳	۴۳/۵۲	۷۸/۱	۶۲/۱۸	۱۲۵	۴۵/۶	۴۲/۱
Cr	۷۰/۲۶	۴۷۸	۴۰۱	۳۵۳/۵	۳۱۹	۵۰۱/۵	۲۰۳	۴۳۶/۵	۲۸۰/۳	۱۳۹	۱۲۳
Ni	۱۱۶/۲	۲۱۸	۱۹۴	۸۶/۴۱	۱۳۸	۲۳۳/۵	۱۷۶	۸۴/۳۶	۴۷/۳۲	۱۷۳	۱۲۹
Sc	۵۸/۲۸	۴۰/۳	۳۹/۵	۴۷/۴۵	۵۷/۵	۴۵/۰۱	۶۲/۶	۵۷/۱۳	۴۴/۱۱	۴۸/۵	۵۰/۱
Co	۲۱/۳۵	۲۴/۷	۱۶/۹	۱۷/۹۸	۲۲/۵	۲۱/۳۵	۲۶/۴	۲۱/۹۱	۲۴/۱۶	۱۶/۳	۱۶/۳
Pb	۰/۴۹	۰/۵۱	۱/۱	۱/۶۱۶	۰/۴۵	۰/۸۵۱	n.d.	۰/۰۵۶	۰/۶۱۹	۰/۹۵	۰/۳۸
Ti	۲۵۹۳	۱۹۴۵	۱۷۲۹	۲۲۳۳	۲۰۸۹	۱۸۰۱	۳۰۲۵	۲۲۳۳	۱۰۵۱۶	۱۴۴۱	۱۳۶۹
Y	۱۰/۳۳	۱۱/۲	۹/۴۷	۱۰/۳۳	۱۲/۱	۱۱/۱۹	۹/۴۷	۱۱/۱۹	۱۴/۶۴	۱۰/۳	۱۰/۳
U	۰/۱۷۹	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۰۹۸	۰/۱۸	۰/۰۹۷	۰/۲	۰/۱۲	۰/۱۶۹	۰/۰۵	۰/۰۳
Th	۰/۲۵۶	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۱۵۳	۰/۲۴	۰/۱۱۹	۰/۳۳	۰/۱۳۳	۰/۰۳۸	۰/۰۴	n.d.

نتایج

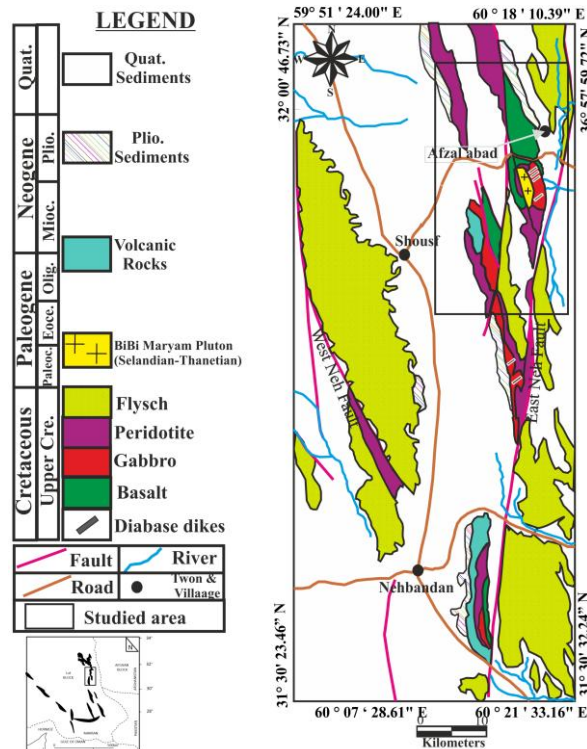
زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی منطقه

افیولیت بی‌بی مریم یک مجموعه افیولیتی به‌هم‌ریخته است که با روند شمال غرب- جنوب شرق در بخش شمالی پهنه گسلی نه‌بندان، در منطقه‌ای در ۲۷ کیلومتری شرق شوسف (شرق ایران) در اطراف کوه بی‌بی مریم (علوی نائینی و لطفی، ۱۳۶۸) رخمون دارد (شکل ۱). این مجموعه افیولیتی بخشی از پهنه نه‌بندان- خاش

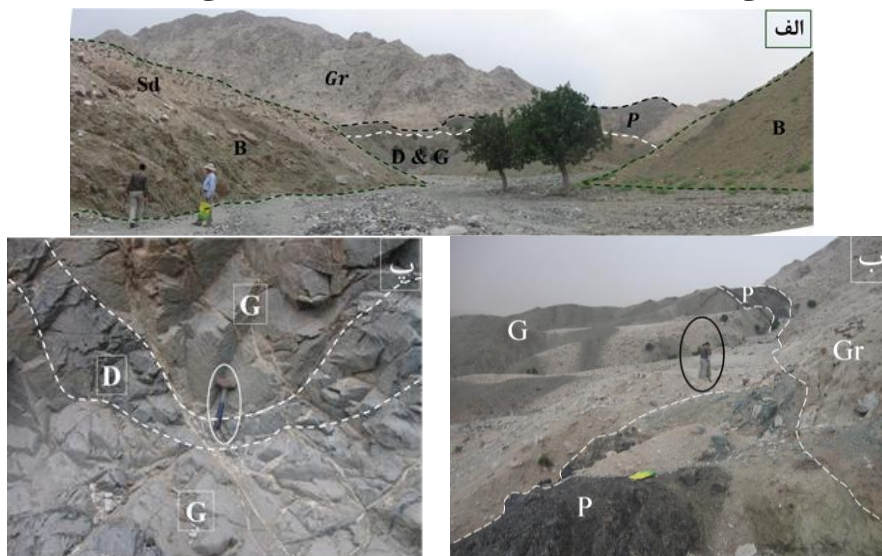
می‌باشد. افیولیت‌های بی‌بی مریم از نظر زمین-شناختی دارای ویژگی‌های قابل توجهی هستند. سنگ‌های بازیک منطقه بی‌بی مریم شامل بازالت‌های بالشی با گسترش وسیع، دایک‌های دیابازی کمتر گسترش‌یافته و گابروهای ایزوتروپ می‌باشند. در این مجموعه، سنگ‌های کومه‌ای پریدوتیتی مربوط به توالی پوسته‌ای افیولیت‌ها و نیز گابروهای کومه‌ای (لایه‌ای) مشاهده نشده است. از آنجا که پریدوتیت‌های دگرگونه مربوط به گوشته و نیز

واحدها اغلب به صورت گسله است. در بعضی از نقاط، گابرو توسط شبکه نامنظمی از آپوفیزها، رگه‌ها و دایک‌های گرانیتهی قطع شده است. مرز بین توده‌های ماگمایی و پریدوتیت میزبان همیشه ناگهانی است. در این منطقه واحد دایک دیابازی ورقه‌ای که از ویژگی‌های مجموعه‌های افیولیتی است، همان‌طور که دلآوری و همکاران (۲۰۰۹) نیز ذکر کرده‌اند، اندک است. رخنمون دیابازها به اشکال دایک‌ها و زبانه‌های منفرد با ضخامت متغیر درون واحد گابروی ایزوتروپ، نه به صورت واحد مجزا، مشاهده می‌شود (شکل ۲- پ)، که این حالت تشکیل دایک دیابازی نشان‌دهنده تکوین دیاباز درون اتاق ماگمایی مافیک (توده گابروئی) است. این دایک‌ها همان دایک‌های تغذیه‌کننده بازالت-های بالشی می‌باشند (نیکلاس، ۱۹۸۹). گدازه‌های بالشی در منطقه در پایین‌ترین بخش قرار داشته و سایر بخش‌های مافیک شامل گابرو، دیاباز و نیز واحد الترامافیک بر روی آن قرار دارند. مجموعه‌ای از مارن‌ها و ماسه‌سنگ‌های قرمز تا بنفش کواترنری با این مجموعه افیولیتی در هم آمیخته شده است. دلآوری و همکاران (۲۰۰۹) تشکیل افیولیت‌های زمین‌درز سیستان را به پدیده واگرائی و جایگزینی بلوک‌های افیولیتی در لیتولوژی‌های جوان‌تر منطقه نسبت داده‌اند.

گابروهای ایزوتروپ فراوان هستند، می‌توان با فرض قریب به یقین از نبود دو واحد کومه‌ای پریدوتیتی و گابروئی صحبت کرد. گسترش اندک آهک‌های پلاژیک و چرت‌های رادیولاریتی نیز از ویژگی‌های این مجموعه است. نبود سنگ‌های دگرگونه مربوط به رخساره‌های شیست‌سبز، شیست‌آبی و آمفیبولیت در قسمت تحتانی افیولیت‌ها، از آن‌گونه که ترابی (۱۳۸۶)، فریدآزاد و همکاران (۱۳۸۹) و مختاری و ترابی (۱۳۹۲) گزارش کرده‌اند، دیگر ویژگی مجموعه افیولیتی بی‌بی مریم است. همه ویژگی‌های یاد شده به احتمال زیاد نشان از نوزاد بودن این افیولیت‌ها است (نیکلاس، ۱۹۸۹). مشاهده برونوم‌هایی از واحد پریدوتیت گوشته‌ای (دلآوری و همکاران، ۲۰۰۹) در درون توده نفوذی گرانیتوئیدی بی‌بی مریم (علوی نائینی و لطفی، ۱۳۶۸)، بازگو کننده نفوذ توده گرانیتوئیدی بی‌بی مریم با سن $2/1 \pm 58/6$ میلیون سال (دلآوری و همکاران، ۲۰۱۴) به درون مجموعه افیولیتی و سپس وارونگی واحدهای مجموعه افیولیتی از حالت عادی (شکل ۲- الف) و قرارگیری واحدهای مافیک در قسمت زیرین واحد الترامافیک (شکل ۲- ب) شده است؛ به گونه‌ای که واحد الترامافیک در تماس مستقیم با توده گرانیتوئیدی بی‌بی مریم است (شکل ۲- الف). مرز گابروی ایزوتروپ با سایر



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی منطقه. با اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ شرکت ملی نفت با تغییر و تلخیص.



شکل ۲: الف) موقعیت واحدهای افیولیتی. P پریدوتیت، B بازالت، D دایک دیابازی، G گابرو و Sd رسوبات آبرفتی عهد حاضر است (دید به سمت جنوب)، ب) P واحد پریدوتیتی، G واحد گابروئی و Gr توده نفوذی گرانیتوئیدی بی‌بی مریم (دید به سمت شرق)، پ) تشکیل دایک دیابازی (D) در درون گابرو (G).

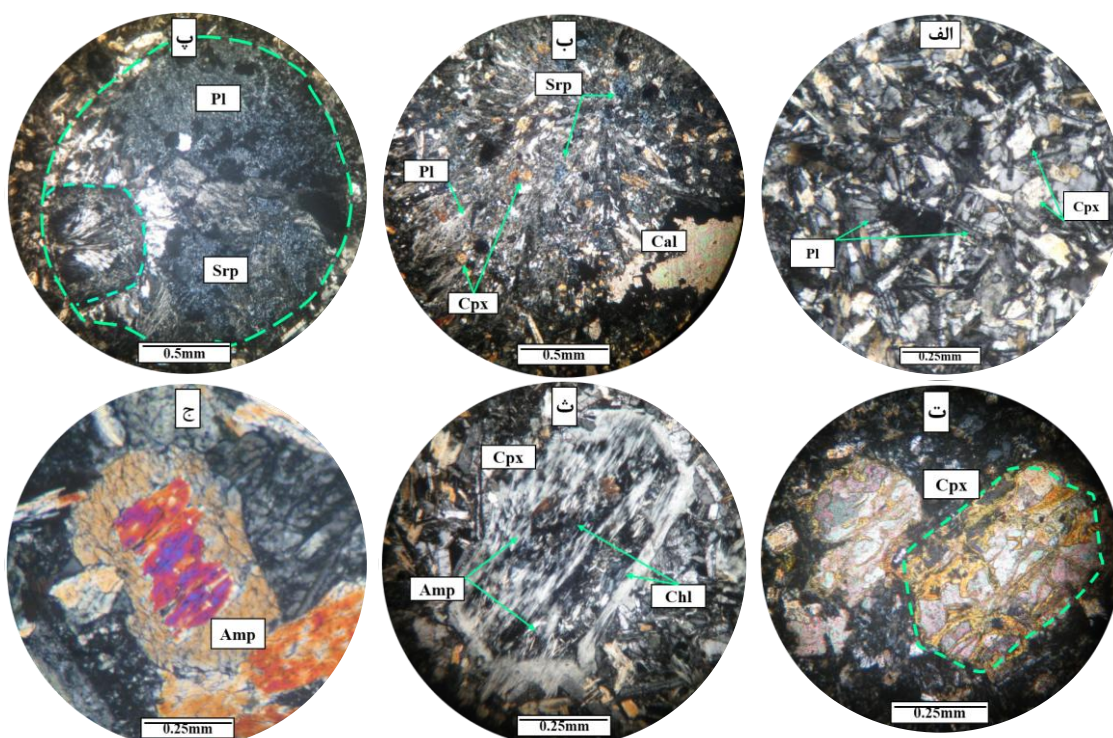
شکل ۳، الف). بافت‌های بادامکی، حفره‌ای، اسلار، اسفرولیتیک و وارپولیتیک نیز مشاهده می‌شود (شکل ۳، پ). درشت بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در زمینه‌ای دانه‌ریز از کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، مگنتیت و کانی‌های ثانویه زئولیت،

سنگ‌نگاری

بازالت: مهم‌ترین بلورها در بازالت‌ها عبارت از پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن بی‌شکل هستند. البوین در بعضی از مقاطع سنگی از ۱۰ تا ۱۲٪ وجود دارد. بافت این سنگ‌ها، اینترگرانولار و اینترسرتال است

کلریت که نشانگر تأثیر دگرسانی هیدروترمال است، تبدیل شده‌اند. در بعضی نمونه‌ها، قالب کلینوپیروکسن‌های شکل‌دار توسط کلسیت پر شده است (شکل ۳، ت). فلدسپات‌های با اشکال واربولیتی، اسفرولیتی و پاپیونی به مقدار اندک متحمل دگرسانی شده و به همراه سرپانتین و کلریت دیده می‌شوند (شکل ۳، پ).

کلریت، کلسیت و سرپانتین قرار دارند (شکل ۳، ب). کلینوپیروکسن‌ها هم با ابعاد ۰/۵ میلی‌متر و هم به صورت ریزبلورهای با ابعاد کمتر از ۰/۱۲ میلی‌متر هستند. برخی کلینوپیروکسن‌ها دارای ماکل‌های ساعت شنی و دوتائی و ساخت منطقه‌ای هستند. مطابق (شکل ۳، الف) بعضی از کلینوپیروکسن‌های سنگ به آمفیبول نوع اورالیت و



شکل ۳: الف) بافت اینترگرانولار و اینترسرتال بین بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن اورالیتی شده در بازالت (XPL). ب) پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، الیوین سرپانتینی‌شده و کلسیت در بازالت الیوین‌دار (XPL). پ) بافت بادامکی در بازالت الیوین‌دار. درون وزیکول توسط فلدسپات واربولیتی، سرپانتین و زئولیت (محدوده کوچک)، بافت سیمپلکتیت تشکیل شده است (XPL). ت) قالب کلینوپیروکسن توسط کلسیت پر شده است (XPL). ث) کلینوپیروکسن‌های تجزیه‌شده به آمفیبول نوع اورالیت و کلریت در سنگ دیاباز (XPL). ج) تصویر میکروسکوپی کلینوپیروکسن درون گابرو در حال تبدیل به آمفیبول از اطراف (XPL). علائم اختصاری کانی‌ها از (کرتز، ۱۹۸۳) است.

همچون کلریت، اورالیت و کوارتز ثانویه بیانگر این است که این سنگ تحت تأثیر دگرسانی بستر اقیانوسی قرار داشته است. بافت اصلی این سنگ افتیک و گاه ساب‌افتیک می‌باشد.

دیاباز: کانی‌های تشکیل‌دهنده شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن اورالیتی‌شده (شکل ۳، ث)، کوارتز-های ریزبلور ثانویه، مگنتیت اولیه و کلریت است. این سنگ‌ها ملانوکرات هستند. وجود کانی‌هایی

دارای ترکیب بازیک از نوع الیوین تولیثت اقیانوسی (شکل ۴) و ماگمای سازنده آن‌ها دارای سرشت تولیثتی آبیسال (شکل ۵) بوده است. طبیعت تولیثتی آبیسال ماگمای تشکیل‌دهنده نمونه‌های این نوشتار بر اساس نمودار $Zr/TiO_2-Y/TiO_2$ (لنتز، ۱۹۹۸) نیز تأیید می‌شود (شکل ۶). ماگماهای مافیک در مجموعه‌های افیولیتی بر اساس Ti زیاد و کم تقسیم‌بندی می‌شوند (بکالوا و سری، ۱۹۸۸). بنابراین، برای تعیین درجه غنی‌شدگی از TiO_2 نمودار $TiO_2-FeO/(FeO+MgO)$ (سری، ۱۹۸۱) مورد استفاده قرار گرفته است که این نمودار بیانگر تهی‌شدگی نسبی ماگمای مولد سنگ‌های مافیک یادشده از Ti است (شکل ۷). سری (۱۹۸۱)، آنات و همکاران (۲۰۰۱)، هاوکینز (۲۰۰۳)، راجیش و همکاران (۲۰۰۴) و مک برنی (۲۰۰۷) معتقدند که ماگماهای مافیک مجموعه‌های افیولیتی فقیر از Ti، از تبلور ماگماهایی که نشان‌دهنده مراحل آغازین بازشدگی هستند، به وجود می‌آیند. با توجه به داده‌های موجود در مورگان و همکاران (۱۹۹۲) چنین معلوم می‌شود که ماگماهای مورب عادی که از نظر سنگ‌نگاشتی الیوین تولیثت هستند، به طور شاخص دارای مقدار TiO_2 کمتر از ۲ درصد وزنی (به طور متوسط ۱/۵۶ درصد وزنی) می‌باشند، حال آنکه مقدار متوسط TiO_2 در دیگر ماگماهای الیوین تولیثتی جزایر اقیانوسی برابر ۲/۶۱ درصد وزنی و در ماگماهای مورب غنی‌شده برابر ۱/۹۹ درصد وزنی است. بدین ترتیب، مقدار TiO_2 کمتر از ۲ درصد وزنی از ویژگی‌های شاخص مورب عادی است. علاوه بر این، داده‌های مورگان و همکاران (۱۹۹۲) مقدار درصد وزنی K_2O در یک مورب شاخص را کمتر از ۰/۲ (به طور متوسط ۰/۱۸ درصد) نشان می‌دهد. بنابراین، این مقدار کم K_2O نیز یکی دیگر از ویژگی‌های ماگماهای مورب عادی

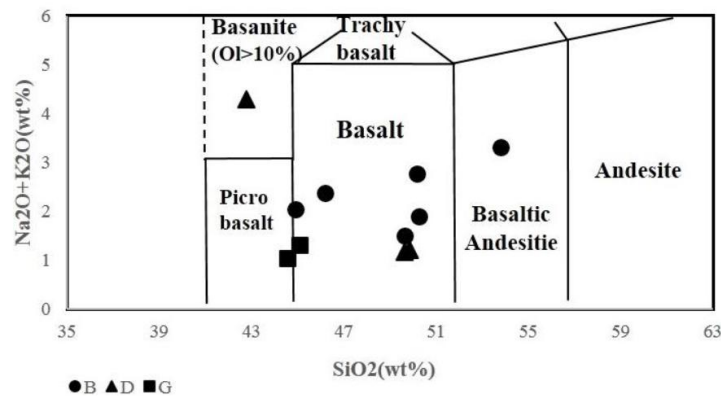
گابرو: کانی‌های تشکیل‌دهنده عبارت از پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در ابعاد بزرگ‌تر از ۰/۵ میلی‌متر تا ۲ سانتی‌متر هستند. کانی‌های مزبور در اندازه‌های ریز بلور (میکروگابرو) تا درشت بلور (گابروی پگماتیستی) تشکیل شده است. به طور متوسط، سهم کلینوپیروکسن ۳۳ تا ۳۵٪ و پلاژیوکلاز ۶۱ تا ۶۴٪ است. بافت اصلی از نوع دانه‌ای و ریزدانه‌ای است و در بعضی نمونه‌ها، بافت اینترسرتال و اینترگرانولار هم مشاهده می‌شود. همچنین در بعضی از نمونه‌ها، بافت‌های افیتیک و ساب‌افیتیک مشاهده شده است. کلینوپیروکسن در بسیاری از گابروها به آمفیبول نوع اورالیت تبدیل شده است (شکل ۳، ج). گابروهای مزبور فاقد الیوین هستند.

زمین‌شیمی عناصر اصلی: نتایج تجزیه عناصر اصلی نمونه‌ها در جدول ۱ ارائه شده است. میزان عدد منیزی می‌به عنوان شاخص تفکیک بلوری مایعات بازالتی (ویلکینسون، ۱۹۸۲؛ اسکارسون و همکاران، ۱۹۸۲) برای نمونه‌های منطقه، با احتساب FeO برابر با $\sum Fe$ ۰/۸۵ (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) بین ۶۰ تا ۷۳ بوده و میانگین آن ۶۸ می‌باشد (جدول ۱). عدد منیزی بالای این نمونه‌ها نشان می‌دهد که ماگمای سازنده سنگ‌ها به ماگمای اولیه نزدیک بوده و کمتر جدایش بلورین را متحمل شده‌اند. انحراف معیار اندک برای متوسط عدد منیزی نمونه‌های بازالتی (متوسط = ۶۸، انحراف معیار = ۴) و نزدیکی نسبی متوسط اعداد منیزی نمونه‌های هر سه نوع سنگ، نشانگر جدایش اندک بلور الیوین از ماگما می‌باشد (ژوتو و موری، ۱۳۸۱).

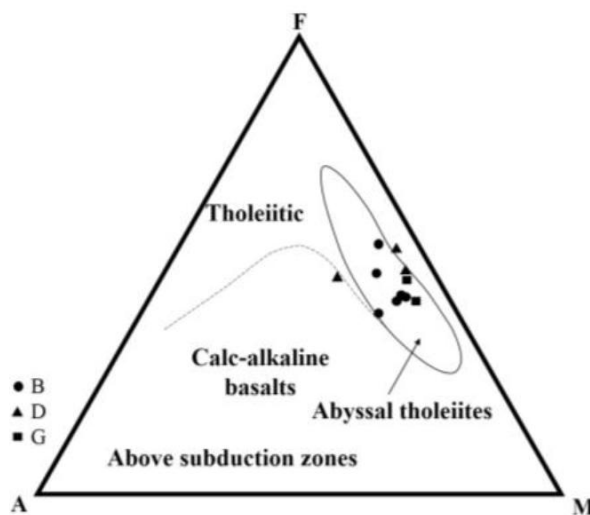
برای نام‌گذاری سنگ‌ها از نمودار (لی‌متر و همکاران، ۱۹۸۹) و برای تعیین سری ماگمایی از نمودار AFM از (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) استفاده شده است. بر این اساس، سنگ‌های مورد بررسی

وزنی است) و مقدار متوسط K_2O برای ۹ نمونه برابر $0/19$ درصد وزنی است. بنابراین، با توجه به مقادیر K_2O و TiO_2 سنگ‌های منطقه بی‌بی مریم محصول سخت‌شدگی یک ماگمای مورب از نوع عادی هستند.

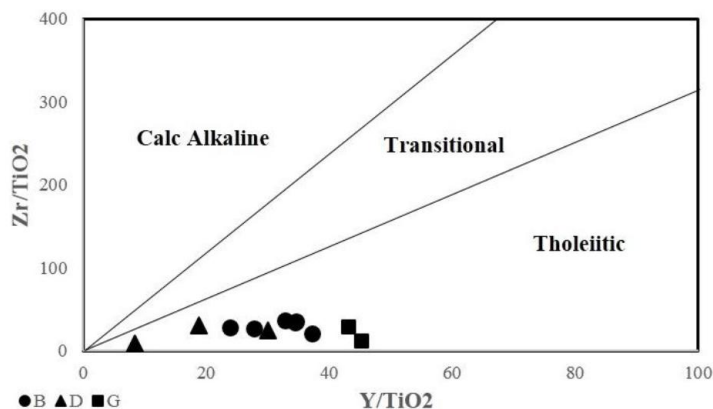
است. بر اساس داده‌های همین منبع، مقادیر درصد وزنی K_2O برای مورب غنی‌شده و الیوین تولیت-های اقیانوسی به ترتیب برابر $0/47$ درصد وزنی و $0/48$ درصد وزنی هستند. در سنگ‌های مافیک منطقه بی‌بی مریم، مقدار متوسط TiO_2 برابر $0/47$ درصد وزنی (این مقدار برای ۹ نمونه $0/34$ درصد



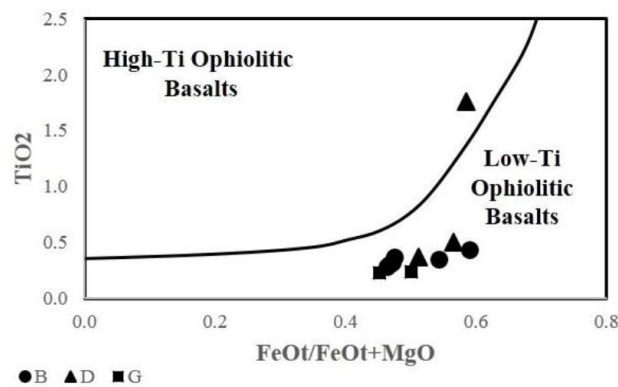
شکل ۴: طرح نمونه‌های مافیک منطقه بی‌بی مریم در نمودار TAS (بخشی از نمودار لی‌متر و همکاران، ۱۹۸۹). B نمونه‌های بازالت، D نمونه‌های دیاباز و G نمونه‌های گابرو هستند.



شکل ۵: طرح سنگ‌های مافیک منطقه بی‌بی مریم در نمودار AFM (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱). $A=K_2O+Na_2O$ ، $F=FeO+MnO$ ، $M=MgO$ علائم مانند شکل ۴.



شکل ۶: نمودار Zr/TiO_2 - Y/TiO_2 (لنتز، ۱۹۹۸). ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های مافیک منطقه بی‌بی مریم، سرشت تولییتی آبیسال نشان داده است. علائم مانند شکل ۴.



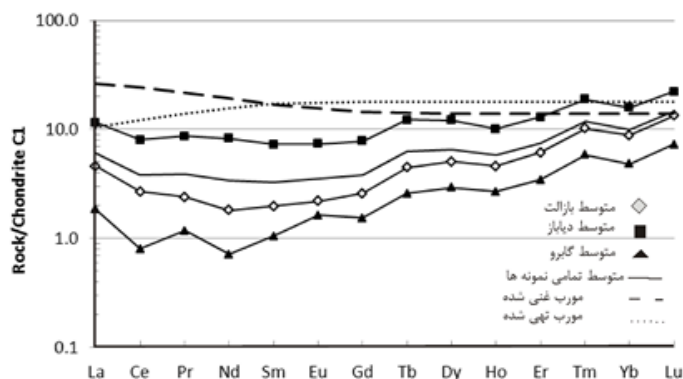
شکل ۷: نمودار TiO_2 - $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ (سری، ۱۹۸۱). ماگمای مولد سنگ‌های منطقه بی‌بی مریم تهی‌شدگی نسبی از Ti نشان داده‌اند. علائم مانند شکل ۴.

۸ و ۹ استنتاج می‌شود که رفتار عناصر کمیاب خاکی به E-MORB مشابهت بیشتری دارد و این رفتار نشان‌دهنده غنی‌شدگی نسبی ماگمای افیولیت‌های منطقه بی‌بی مریم نسبت به N-MORB است و می‌تواند شاهدهی بر ماهیت کمتر تفریق یافته ماگما باشد. همچنین، در تمامی نمونه‌های مورد بررسی، عناصر Rb، Sr، Ba، K و Cs (LILE) هم نسبت به E-MORB و هم نسبت به N-MORB غنی‌شدگی نشان می‌دهند. نمونه‌های مورد بررسی از نظر عناصر گروه LIL تقریباً نزدیک به E-MORB می‌باشند و با N-MORB اختلاف مشهودی دارند. گروه HFSE شامل عناصر

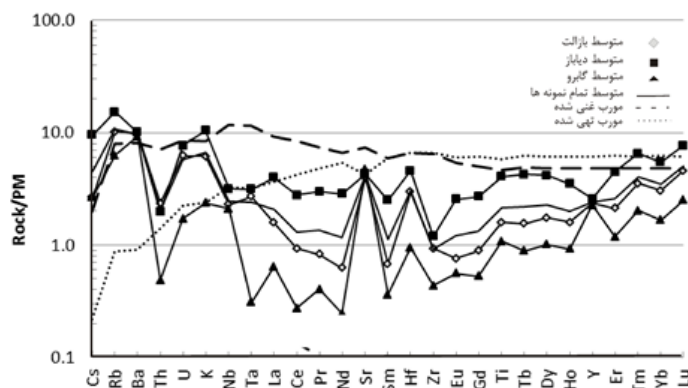
زمین‌شیمی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی: داده‌های فراوانی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی حاصل از تجزیه شیمیایی ۱۱ نمونه سنگی در جدول ۱ ارائه شده است. از آنجائی که الگوی عناصر کمیاب سنگ‌ها، بازگوکننده ویژگی‌های منبع گوشته‌ای آن‌ها است (وینتر، ۲۰۱۰)، جهت بررسی تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌های سنگی، از نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت CI (سان و مک دوناف، ۱۹۸۹) برای عناصر کمیاب خاکی و از نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته آغازین (سان و مک دوناف، ۱۹۸۹) برای نمودارهای عنکبوتی استفاده شده است (اشکال ۸ و ۹). با مشاهده اشکال

منطقه همخوانی دارد زیرا در مراحل آغازین ذوب بخشی یک سنگ منشأ گوشته‌ای، مذاب‌های بازالتی حاصله نسبت به مذاب‌های تأخیری‌تر، از نظر عناصر ناسازگار غنی‌تر هستند.

Th, Ta و Zr در نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به N-MORB و E-MORB تهی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی بالای عناصر LIL در دیگرام‌های عنکبوتی با فرض اولیه نابالغ بودن افیولیت‌های



شکل ۸: الگوی REE بهنجار شده سنگ‌های مورد مطالعه نسبت به کندریت CI. داده‌های کندریت از سان و مک دوناف (۱۹۸۹) اقتباس شده است.

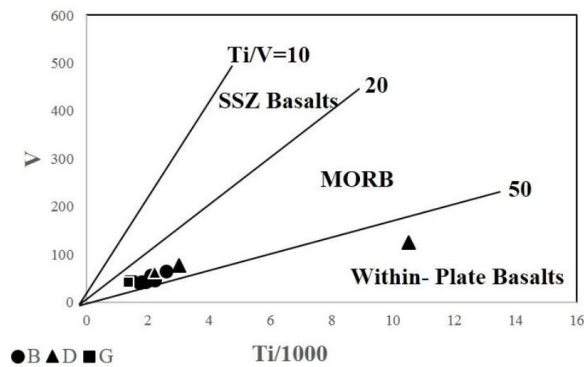


شکل ۹: الگوی چندعنصری سنگ‌های مافیک افیولیت بی‌بی مریم بهنجار شده نسبت به PM. داده‌های PM از سان و مک دوناف (۱۹۸۹) اقتباس شده است.

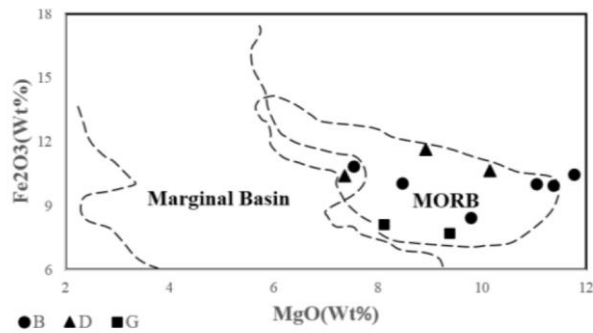
اقیانوسی قرار گرفته‌اند. نمودار La/Yb در برابر Nb/Yb (پیرس، ۲۰۰۸) (شکل ۱۲) نیز تأیید می‌کند که ترکیب نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو مورب می‌باشد. همچنین، نتایج تصویر داده‌ها بر روی نمودار Th/Yb-Ta/Yb (پیرس، ۱۹۸۳) (شکل ۱۳) بیانگر آن است که سنگ‌های منطقه مورد بررسی در گستره بازالت‌های تولییتی مورب با

تعیین محیط تکتونیکی بر اساس ماهیت زمین‌شیمیایی: با نگاهی به نمودار V-Ti/1000 (شرویس، ۱۹۸۲) (شکل ۱۰)، مشاهده می‌شود که این نمونه‌ها در قلمرو بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی قرار دارند. در نمودار Fe₂O₃-MgO (ساندرز و تارنی، ۱۹۹۱) (شکل ۱۱) نیز نمونه‌های مورد مطالعه در گستره بازالت‌های پشته‌های میان

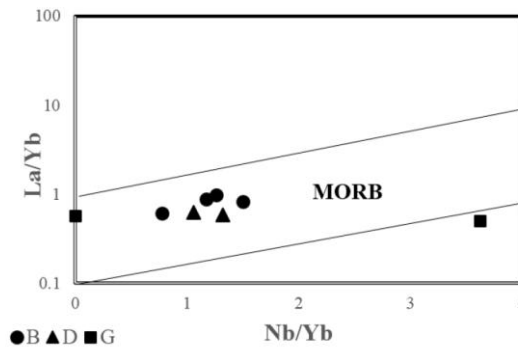
اندکی تمایل به گوشته مورب تهی‌شده قرار گرفته‌اند.



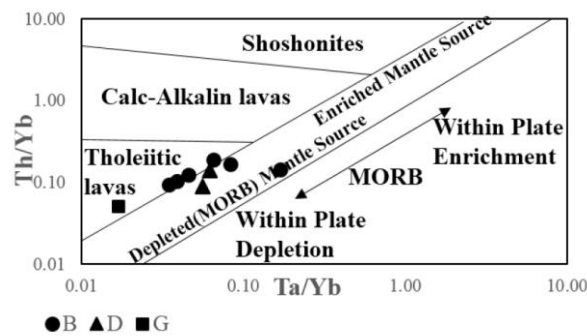
شکل ۱۰: نمودار V-Ti/1000 (شرویس، ۱۹۸۲). قرارگیری سنگ‌های مافیک منطقه بی‌بی مریم در قلمرو بازالت‌های پشته میان اقیانوسی مشاهده می‌شود. همان‌طور که واضح است مقادیر Ti/V در نمونه‌ها در محدوده ۲۰ تا ۵۰ است. علائم مانند شکل ۴.



شکل ۱۱: نمودار Fe₂O₃-MgO (ساندرز و تارنی، ۱۹۹۱). سنگ‌های مافیک منطقه بی‌بی مریم در محدوده بازالت‌های پشته میان اقیانوسی قرار گرفته‌اند. علائم مانند شکل ۴.



شکل ۱۲: نمودار La/Yb-Nb/Yb (پیرس، ۲۰۰۸). اکثریت نمونه‌های مافیک منطقه بی‌بی مریم روند یکسانی نشان داده‌اند و در محدوده مورب می‌باشند. علائم مانند شکل ۴.



شکل ۱۳: نمودار Th/Yb-Ta/Yb (پیرس، ۱۹۸۳). ماهیت الیوین تولییتی اقیانوسی (آبیسال) نمونه‌های مافیک بی‌بی مریم با اندکی تمایل به گوشته مورب تهی شده مشاهده می‌شود. علائم مانند شکل ۴.

$LILE_S/LREE_S$ ، $LREE_S/HFSE_S$ و $LREE_S/MREE_S$ ، $MREE_S/HFSE_S$ و $LREE_S/HREE_S$ (جدول ۲) استفاده شده است و نتایج به صورت نمودارهای مقایسه‌ای تفکیک شیمیایی (اشکال ۱۴ و ۱۵) ارائه گردیده است.

مقایسه سنگ‌های منطقه با مورب‌های سایر نقاط دنیا: جهت مقایسه، تعیین نقاط عطف و تمایز نمونه‌های این نوشتار با ۴ منطقه مورب غنی‌شده و ۷ منطقه مورب تهی‌شده، از سایر نقاط دنیا، از نسبت‌های عنصری متعدد $LILE_S/HFSE_S$.

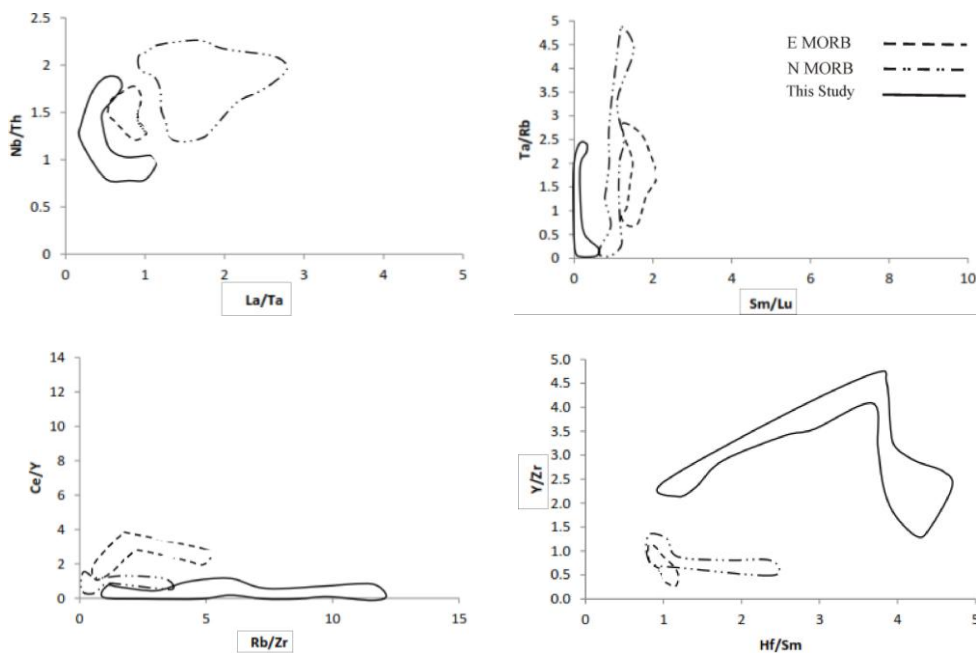
جدول ۲: مقایسه نسبت‌های عنصری مختلف نمونه‌های منطقه بی‌بی مریم با مناطق مورب تهی‌شده و غنی‌شده سایر نقاط دنیا.

Location	E-MORB				N-MORB						
	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱
Rb/Zr	۱/۷۴	۴/۱۹	۰/۶۶	۱/۲	۱/۳۷	۰/۲۳	۰/۳۸	۰/۲۹	۰/۲۲	۰/۰۸	۲/۷۷
La/Nd	۱/۹۴	۱/۶۹	۱/۰۹	۱/۳۶	۰/۷۱	۰/۷۴	۲/۴	۰/۸	۰/۵۶	۰/۶۸	۰/۹۴
La/Sm	۲/۶۸	۲/۲۳	۱/۲۳	۱/۵۳	۰/۷۱	۰/۶۷	۲/۱۷	۰/۷	۰/۴۶	۰/۶۱	۰/۸۸
Sm/Lu	۱/۹۱	۱/۳۷	۱/۴۲	۱/۶	۱/۰۹	۱/۱۵	۱/۰۷	۱/۰۹	۰/۹۴	۱/۲۸	۰/۷۵
La/Ta	۰/۶۵	۰/۶۶	۰/۸۶	۰/۷۹	۱/۳۹	۱/۲۹	۲/۶۵	۰/۹۸	۱/۷۴	۱/۷	۲/۶
Y/Zr	۰/۴۶	۰/۷۷	۰/۹۳	۰/۵۷	۰/۸۶	۰/۸۷	۰/۹	۰/۹۴	۱/۱۸	۰/۸	۰/۶۳
This Study	۵BM-Basalt	۱۰BM-Basalt	۱۱BM-Basalt	BM-۱۲ Basalt	BM-۱۹ Basalt	BM-۲۴ Basalt	۳BM-Diabase	۶BM-Diabase	۲۶BM-Diabase	۱۴BM-Gabbro	۱۷BM-Gabbro
Rb/Nb		۱۴/۶۸	۲/۱۵		۳/۵۷	۱/۴۱	۱/۹۱	۰/۳۴			۱/۲۲
Pb/Ce	۲/۳۵	۲/۷۸	۶/۲۸	۱۲/۴۴	۲/۱	۶/۷۱		۰/۴۱	۰/۵۴	۱۶/۲	۸/۸۹
La/Sm	۱/۹۱	۲/۲۹	۳/۰۲	۱/۸۳	۲/۵۸	۲/۷۱	۱/۷۹	۱/۹۵	۱/۵۱	۱/۶۷	۱/۹۲
Yb/Hf	۱/۰۷	۰/۹	۰/۸	۱/۰۹	۰/۹۶	۱/۶۶	۰/۹۵	۱/۱۹	۱/۳۹	۱/۵۵	۲/۰۲
Rb/Zr	۶/۵۷	۳۱/۲۴	۴/۷۷	۴/۳۸	۱۱/۲۷	۳/۶	۴/۹	۱/۱۴	۲۶/۹۲	۱۱/۸۲	۲۱/۲
La/Nd	۲/۱۶	۲/۶۱	۲/۸۵	۲/۲۳	۲/۷۲	۲/۷۳	۲	۲/۲۳	۱/۲۴	۲/۵۱	۲/۷۳
Sm/Lu	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۱۲	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۵۲	۰/۱۶	۰/۱۲
La/Ta	۰/۸۲	۰/۶۳	۰/۸۸	۰/۷۹	۰/۲۹	۱/۰۶	۰/۶	۰/۶۳	۲/۲۸	۲/۰۴	۲/۱۳
Y/Zr	۲/۰۷	۲/۴۹	۲/۲	۲/۵۱	۲/۳۸	۴/۵	۱/۵۲	۲/۹۸	۲/۲۸	۳/۶۲	۹/۳۵

شیشه‌بازالتی‌زیردریایی مورب تهی‌شده (فالون و همکاران، ۱۹۹۲)؛ ۱۰- جنوب غرب آرام، شیشه بازالتی زیردریایی حوضه وودلارک (سان و همکاران، ۲۰۰۳)؛ ۱۱- چین، شمال دامائوکی، بازالت پرمین ماندولا (زی‌چنگ و همکاران، ۲۰۱۱).

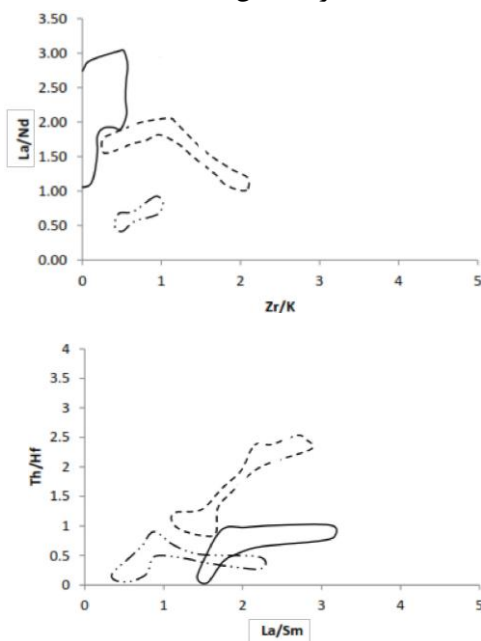
همان‌طور که در شکل ۱۴ نمایان است، نسبت‌های LILEs/HFSEs و HREEs/HFSEs به ترتیب Rb/Zr و Y/Zr (به طور مثال) در نمونه‌های این نوشتار، غنی‌شده‌تر از مورب تهی‌شده سایر نقاط دنیا و نسبت‌های عنصری LREEs/HFSEs و MREEs/HREEs به ترتیب شامل La/Ta و Sm/Lu (به طور مثال) در نمونه‌های این نوشتار تهی‌شده‌تر از مورب تهی‌شده سایر نقاط دنیا و حتی در برخی موارد مشابه آن است (شکل ۱۴).

- جنوبگان، بازالت‌های پشته فونیکس - آنتارکتیک (ایک لی و همکاران، ۲۰۰۷)؛ ۲- یونان، گدازه‌های بالشی افیولیت اوتریس (بارث و گلاهاک، ۲۰۰۸)؛ ۳- چین، بازالت ناحیه ووشان، منطقه لیجیا، غرب کونیلینگ (یان‌پنگ و همکاران، ۲۰۰۷)؛ ۴- پشته شرق آرام (EPR)، شیشه بازالتی زیردریایی مورب نوع غنی‌شده (سان و همکاران، ۲۰۰۳)؛ ۵- یونان، گدازه‌های بالشی افیولیت اوتریس (بارث و گلاهاک، ۲۰۰۸)؛ ۶- پشته شرق آرام (EPR)، شیشه بازالتی زیردریایی مورب نوع تهی‌شده (سان و همکاران، ۲۰۰۳)؛ ۷- پشته جان‌دی‌فوکا، شیشه-بازالتی‌زیردریایی (سان و همکاران، ۲۰۰۳)؛ ۸- شمال کلفت، در موقعیت مگاپلوم، شیشه بازالتی زیردریایی (سان و همکاران، ۲۰۰۳)؛ ۹- جنوب غرب آرام، مرکز گسترشی لائومرکزی (CLSC)،



شکل ۱۴: مقایسه سنگ‌های مافیک مجموعه افیولیتی بی‌بی مریم با مورب تهی‌شده و غنی‌شده. خط چین درشت نمایانگر گستره نمونه‌های مورب غنی‌شده، خط چین- دو نقطه نمایانگر گستره نمونه‌های مورب تهی‌شده و خط ممتد گستره نمونه‌های این نوشتار می‌باشد.

دارد (شکل ۱۵). همچنین نسبت‌های LREEs/MREEs در این نمونه‌ها، به طور مثال نسبت La/Sm قرابت نزدیک و برخی اوقات تهی-شدگی نسبی در مقایسه با مورب غنی‌شده سایر نقاط دنیا دارد (شکل ۱۵).



با مقایسه نمونه‌های این نوشتار با مناطق مورب غنی‌شده در سایر مناطق دنیا، مشاهده می‌شود که نسبت‌های عنصری LILEs/HFSEs و LREEs/HFSEs به ترتیب به طور مثال Rb/Zr و La/Nd مشابهت و قرابت نزدیکی با مورب غنی‌شده

شکل ۱۵: مقایسه سنگ‌های مافیک مجموعه افیولیتی بی‌بی مریم با مورب غنی‌شده و تهی‌شده دیگر نقاط دنیا. علائم مشابه شکل ۱۴.

مافیک افیولیتی است. هر چند ماگمای بونینیتی در منطقه بی‌بی مریم استنتاج نشده و سنگ‌های ماگمایی در این نوشتار، تولییتی از نوع آبیسال معرفی شده‌اند، اما غنی‌شدگی نسبی سنگ‌های مافیک این مجموعه از عناصر ناسازگار نشان می‌دهد که ماگمای تولییتی منطقه بی‌بی مریم یا محصول ذوب بخشی اندک یک منبع گوشته‌ای است و یا منبع گوشته‌ای مذکور نسبتاً از عناصر ناسازگار غنی بوده است. ساکانی و همکاران (۲۰۱۰) محاسبه کرده‌اند که ماگماهای تولییتی منطقه نهبندان حاصل ۵ تا ۲۰ درصد ذوب بخشی یک هارزبورژیت غنی از کلینوپیرکسن هستند. وجود یک هارزبورژیت غنی از کلینوپیروکسن با مشاهدات سنگ‌شناسی این پژوهش نیز سازگار است. بنابراین، ماگمای تولییتی بی‌بی مریم از یک

ساکانی و همکاران (۲۰۱۰) غنی بودن ماگماهای مافیک منطقه نهبندان را مربوط به غنی‌شدگی مجدد پریدوتیت‌های گوشته‌ای می‌دانند که پیش از آن، حداقل ۵ درصد آن به صورت ماگمای نوع مورب جدا شده بوده است. محققین یاد شده، چنین پریدوتیت مجدداً غنی‌شده‌ای را یک منبع ایده‌آل برای ماگماهای بونینیتی می‌دانند. از آنجا که سن افیولیت بی‌بی مریم کرتاسه فوقانی است و سنگ‌های ماگمایی قدیمی‌تر از کرتاسه در زمین‌درز سیستان دیده نشده است (تیرول و همکاران، ۱۹۸۳)، احتمال تهی‌شدگی پریدوتیت‌های گوشته‌ای قبل از کرتاسه کم است و تهی‌شدگی پریدوتیت‌ها و فاصله گرفتن ترکیب کانی‌شناختی-زمین‌شیمیایی آن‌ها از یک لرزولیت چهار فازی به احتمال فراوان مربوط به تشکیل همین ماگماهای

«باریک» بودن اقیانوس سیستان که افیولیت‌ها بازمانده پوسته آن هستند، مربوط دانسته‌اند (تیورل و همکاران، ۱۹۸۳). یافته‌های این پژوهش، گواه دیگری بر استدلال ایشان است؛ بدین صورت که اقیانوس سیستان ممکن است یک کافت میان اقیانوسی ناکام داشته است که منجر به تشکیل وسیع محیط اقیانوسی و لاجرم پوسته اقیانوسی بین دو بلوک لوت و افغان نشده است.

ماگمائی در رشته‌های میان اقیانوسی مربوط است. مقدار $\text{TiO}_2 < 2\text{wt}\%$ ، $\text{K}_2\text{O} < 0.2\text{wt}\%$ و روابط بین عناصر کمیاب مانند V-Ti ، $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ ، La/Yb ، Nb/Yb و Th/Yb-Ta/Yb ، قرابت ماگمای مافیک افیولیت‌های بی‌بی مریم را با ماگمای مورب عادی نشان می‌دهد. غنی‌شدگی ماگمای مافیک افیولیت-های بی‌بی مریم از عناصر ناسازگار و عناصر کمیاب خاکی سبک در مقایسه با مورب عادی و شباهت و نزدیکی شیمیایی آن‌ها با مورب غنی‌شده ممکن است نتیجه نوزاد بودن ماگمای حوضه اقیانوسی در پهنه گسلی نه‌بندان باشد.

سپاسگزاری

از ریاست محترم دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه تهران، آقای دکتر قاسمی‌نژاد، به خاطر کمک در آماده‌سازی نمونه‌ها قدردانی می‌شود.

بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۱، ص ۱۱۷-۱۳۴.

-دلوری، م.، امینی، ص. و ساکانی، ا.، ۱۳۸۹. روابط صحرائی، ژئوشیمی و خاستگاه ژئودینامیکی نهشته‌های کرومیت معدن بندان (شرق ایران). مجله

گوشته کمتر تهی‌شده از عناصر ناسازگار منشأ گرفته است. با توجه به شواهد صحرائی که نشان‌دهنده وجود یک پوسته اقیانوسی نوزاد در منطقه بی‌بی مریم است، منشأ گوشته‌ای به احتمال زیاد، در حین تشکیل ماگمای مورب، ذوب بخشی وسیع را از سر نگذرانده است. سه ویژگی زمین‌درز سیستان را که با فرض فروانش در تضاد است یعنی نبود یک کمان ماگمایی، نبود یک نوار دگرگونه از نوع باروین و محفوظ ماندن ویژگی‌های زمین-شناختی قبل از تصادم (قبل از ائوسن) را به

نتیجه‌گیری

مجموعه افیولیتی بی‌بی مریم به دلایل زیر مربوط به حوضه اقیانوسی نوزاد محسوب می‌گردد: (۱) نبود سنگ‌های دگرگونه مربوط به رخساره‌های شیت-سبز، شیت‌آبی و آمفیبولیت؛ (۲) فقدان سنگ‌های کومه‌ای پریدوتیتی در عین فراوانی پریدوتیت‌های گوشته‌ای؛ (۳) مشاهده نشدن گابرو کومه‌ای، در شرایطی که گابروهای ایزوتروپ فراوان هستند؛ (۴) نبودن دسته دایک‌های دیابازی به صورت یک واحد مستقل؛ (۵) گسترش اندک آهک پلاژیک و چرت-های رادیولاریتی. بنابراین، امکان دارد پهنه گسلی نه‌بندان به شکل یک کافت میان اقیانوسی عمل کرده و در بدو پیدایش از فعالیت باز ایستاده باشد. ماگماتیسم مافیک وابسته به افیولیت‌ها در منطقه بی‌بی مریم از نوع تولیتی آبیسال است و به فعالیت

منابع

-ترابی، ق.، ۱۳۸۶. تعیین شرایط فشار و دمای تشکیل آمفیبولیت‌های افیولیت جندق (شمال شرق استان اصفهان) با استفاده از دماسنجی و فشارسنجی کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز. مجله

- علوی نائینی، م. و لطفی، م.، ۱۳۶۸. نقشه زمین-شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نهبندان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (برگ شماره ۸۰۵۳).
- فرید آزاد، م.، موید، م.، مجتهدی، م. و مؤذن، م.، ۱۳۸۹. سنگ‌شناسی و سنگ‌زائی آمفیبولیت‌های موجود در مجموعه افیولیتی خوی- شمال غربی ایران، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲، ص ۲۳۳-۲۴۶.
- مختاری، ز. و ترابی، ق.، ۱۳۹۲. بررسی شرایط دما و فشار تشکیل آمفیبولیت‌های مجموعه افیولیتی پشت بادام (شمال شرقی یزد)، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۳، ص ۵۶۱-۵۷۲.
- Anant, S., Rajish, K.S., Chandra, R. and George, A.J., 2001. Fe-Ti-enriched mafic rocks from south Andaman ophiolite suite, Implication of late stage liquid immiscibility, v. 80, p. 453-454.
- Babazadeh, S.A. and De Wever, P., 2004. Early Cretaceous radiolarian assemblages from radiolarites in the Sistan Suture (Eastern Iran): *Geodiversitas*, v. 26 (2), p.185-208.
- Barth, M.G. and Gluhak, T.M., 2008. Geochemistry and tectonic setting of mafic rocks from the Othris Ophiolite, Greece: *Mineral Petrol*, 18 p.
- Beccaluva, L. and Serri, G., 1988. Boninitic and low-Ti subduction-related lavas from intraoceanic arc-backarc systems and low-Ti ophiolites: a reappraisal of their petrogenesis and original tectonic setting, *Tectonophysics*, v. 146, p. 291-315.
- Delaloye, M. and Desmons, J., 1980. Ophiolites and mélange terranes in Iran, A geochronological study and its paleotectonic implication: *Tectonophysics*, v. 68, p. 83-111.
- Delavari, M., Amini, S., Saccani, I.E. and Beccaluva, L., 2009. Geochemistry and Petrogenesis of Mantle Peridotites from the Nehbandan Ophiolitic Complex, Eastern Iran: *Journal of Applied Sciences*, v. 9 (15), p. 2671-2687.
- Delavari, M., Amini, S., Schmitt, A.K., McKeegan, K.D. and Harrison, T.M., 2014. U-Pb geochronology and geochemistry of Bibi-Maryam pluton, eastern Iran: Implication for the late stage of the tectonic evolution of the Sistan Ocean: *Lithos* 200-201, p. 197-211.
- Falloon, T.J., Malahoff, A., Zonenshain, L.P. and Bogdanov, Y., 1992. Petrology and geochemistry of back-arc basin basalts from Lau Basin spreading ridges: *Mineral, Petrol*, v. 47 (1), p. 1-35.
- Footohi Rad, G.R., 2004. Petrology and geochemistry of metamorphosed ophiolites of east of Birjand: unpublished Ph.D Thesis, Tarbiat Moallem University of Tehran, Iran, 324 pp.
- Ghazi, A.M., Hassanipak, A.A., Mahoney, J.J. and Duncan, R.A., 2004. Geochemical characteristics, ^{40}Ar - ^{39}Ar ages and original tectonic setting of the Band-e-Zeyarat/ Darnar ophiolite, ۲۴۱-۲۵۰.
- دلآوری، م. و امینی، ص.، ۱۳۸۹. مدل‌سازی مکانیسم ذوب بخشی در گوشته بر اساس مطالعه پریدوتیت‌های افیولیتی نهبندان، شرق ایران، پانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
- دلآوری، م.، ۱۳۹۲. جایگاه متفاوت ژئودینامیکی واحدهای افیولیتی زمین‌درز سیستان: بررسی روابط بافتی و شیمی کانی‌های توالی اولترامافیک-مافیک پوسته‌ای، مجله پترولوژی، شماره ۱۶، ص ۳۹-۵۸.
- ژوتو، ت. و موری، ر.، ۱۳۸۱. زمین‌شناسی پوسته-اقیانوسی (پترولوژی و دینامیک درونی)، ترجمه: درویش زاده ع، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۶۹ ص.

- Makran accretionary prism, S.E. Iran: *Tectonophysics*, v. 393, p.175–196.
- Hawkins, J.W., 2003. Geology of supra-subduction zones, Implications for the origin of Ophiolites, In: Dilek, Y. and Robinson, P.T., (eds.), *Ophiolites in Earth History: Geological Society of London Special Publication*, v. 218, p. 227-268.
- Ik Lee, J., Hie Choe, W., Lee, M.J., Do Hur, S. and Keun Jin, Y., 2007. Origin of E-MORB in a fossil spreading center: the Antarctic-Phoenix Ridge, Drake Passage, Antarctica: *Geosciences Journal*, v. 11, p. 185- 199.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 8, p. 523-548.
- Kretz, R., 1983. Symbols for Rock Forming Minerals: *Am. Mineral*, v. 68, p. 277-279.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, J., Sabine, P.A., Sorenson, H., Streckeisen, A., Wolly, A.R. and Zanetin, B., 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Term, Recommendations of the IUGS Subcommision on the Systematics of Igneous Rocks: Oxford, Blackwell Acad, Publ.*, 193 p.
- Lentz, D.R., 1998. Petrogenetic evolution of felsic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic hosted massive sulfide systems, The role of extensional geodynamics: *Ore Geology Reviews*, v. 12, p. 289–327.
- Mc Birney, A.R., 2007. *Igneous Petrology (3rd eds.): Jones & Bartlett*, 550 p.
- Morgan, J.P., Blackman, D.K. and Sinton, J.M., 1992. *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges: Geophysical Monograph 71, American Geophysical Union.*
- Nicholas, A., 1989. *Structure of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere: Kluwer, Boston*, 367 p.
- Oskarsson, N., Sigvaldson, G.E. and Steinthorsson, S., 1982. A dynamic model of rift zone petrogenesis and the regional petrology of Iceland: *Journal of Petrology*, v. 23, p. 28-74.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Yang, H.M., Chu, C.H., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2012. Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut–Sistan region, eastern Iran: *Chemical Geology*, v. 306-307, p. 40–53.
- Pearce, J.A., 1983. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths, Shiva Geology Series, Nantwich*, p. 230-272.
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust, v. 100, p. 14-48.
- Rajish, K., Srivastava Chandra, R. and Shastry, A., 2004. High-Ti type N-MORB parentage of basalts from the south Andaman ophiolite, India: *Earth and Planetary*, v. 113, p. 605-618.
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L. and Amini, S., 2010. Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean: v. 117, p. 209-228.
- Saunders, A.D. and Tarney, J., 1991. Back-arc basins, In: Floyd, P.A., (eds.), *Oceanic Basalts, Blackie, Glasgow*, p. 219-263.
- Şengör, A.M.C., Altner, D., Cin, A., Ustaomer, T. and Hsu, K.J., 1988. Origin and assembly of the Tethyside Orogenic Collage at the expense of Gondwana

- Land, In: Audley-Charles, M.G., Hallam, A.E. (eds.), Gondwana and Tethys: Geological Society of London Special Publication, Blackwell, Oxford, p. 119-181.
- Serri, G., 1981. The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes: a key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types: *Earth Planet*, v. 52, p.203-212.
- Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas: *Earth Planet*, v. 57, p. 101-108.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins: Geological Society Special Publication*, p. 313-345.
- Sun, W., Bennett, V.C., Eggins, S.M., Arculus, R.J. and Perfit, M.R., 2003. Rhenium systematics in submarine MORB and back-arc basin glasses, laser ablation ICP-MS results: *Chemical Geology*, 23 p.
- Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983. The Sistan Suture Zone of Eastern Iran: *Geol Soc Am Bull*, v. 94, p.134-150.
- Wilkinson, J.F.G., 1982. The genesis of mid-ocean ridge basalt: *Earth Science Review*, v. 18, p. 1-57.
- Winter, J., 2010. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology: Pearson-Prentice Hall*, 702p.
- Yun Peng, D., GuoWei, Z., Zhao, Y., Xia, Z., HaiYong, M. and AnPing, Y., 2007. *Geochemistry of the E-MORB type ophiolite and related volcanic rocks from the Wushan area, West Qinling: Earth Sciences (In China Press)*, 12 p.
- ZhiCheng, Z., Chen, C., ZhaoJie, G., JianFeng, L., ZhiShuo, F. and WenHao, T., 2011. Geochronology, geochemistry and its geological significance of the Permian Mandula mafic rocks in Damaoqi, Inner Mongolia: *Earth Sciences (China)*, 14 p.