

ژئوشیمی آمفیبولیت‌های جنوب غرب چمن سلطان، ایگودرز (استان - لرستان)

الهه اسحاقی سیچانی^{۱*}، علیرضا داوودیان دهکردی^۲، ناهید شبانیان بروجنی^۳

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان (اصفهان)، ایران

۲- دانشیار پترولوژی، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

۳- استادیار پترولوژی، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

* عهده‌دار مکاتبات: El.Eshaghi@gmail.com

دریافت مقاله: ۹۱/۵/۱، پذیرش مقاله: ۹۱/۸/۱۲

چکیده

آمفیبولیت‌های مورد مطالعه، در جنوب غرب چمن سلطان، در بخش مرکزی پهنه ساختاری سنندج - سیرجان قرار دارند. براساس مطالعات ژئوشیمیایی، ماهیت سنگ مادر (پروتولیت) آمفیبولیت‌ها، دارای ترکیب بازالت تولیتی از نوع مورب غنی‌شده است که در محیط بستر اقیانوس تشکیل و سپس توسط آب دریا دگرسان‌شده و بعد از دگرگونی آمفیبولیت، بر اثر فرایندهای کوهزایی، در جایگاه زمین‌ساختی فعلی جایگزین شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، آمفیبولیت، سنگ مادر، سنندج - سیرجان

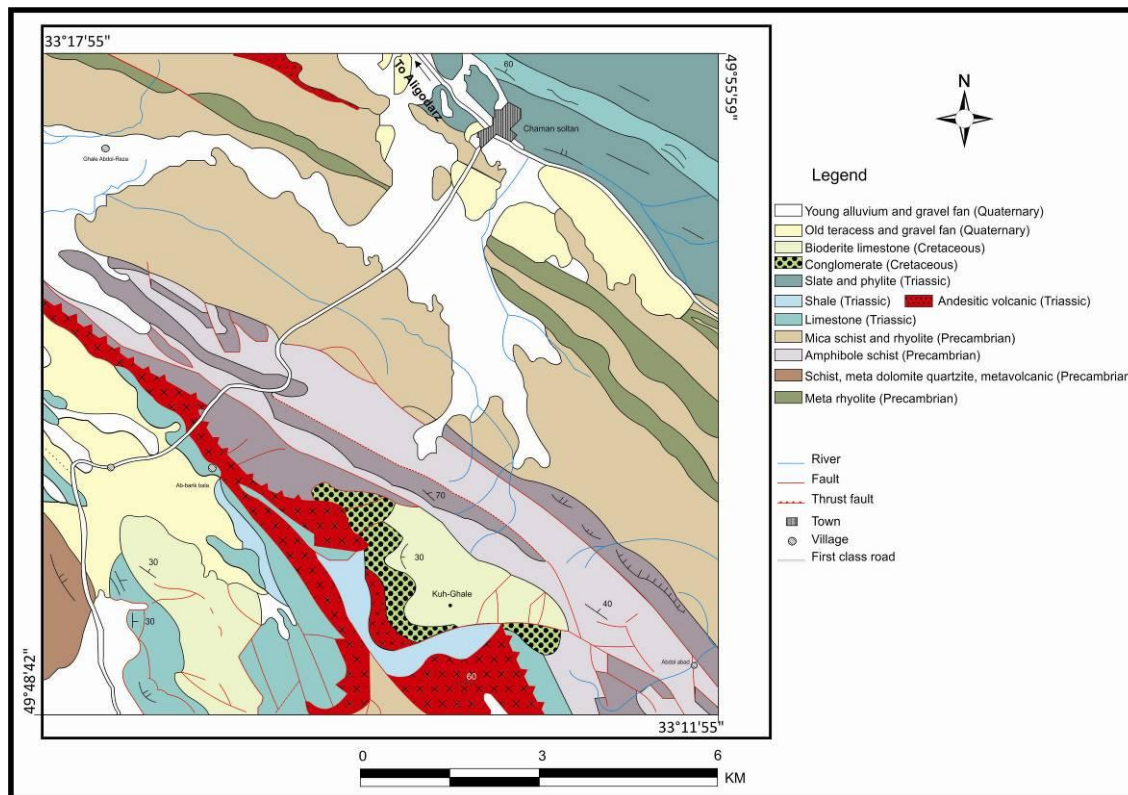
۱- مقدمه

منطقه مورد مطالعه در جنوب غربی شهر چمن سلطان و شمال شرق روستاهای آب باریک علیا و سفلی در استان لرستان واقع است. این منطقه در ۲۰ کیلومتری جنوب غرب شهر ایگودرز قرار دارد و بخشی از پهنه ساختاری سنندج - سیرجان است. منطقه مورد مطالعه در گستره‌ای به طول جغرافیایی ۴۹ درجه و ۴۸ دقیقه و ۴۲ ثانیه تا ۴۹ درجه و ۵۵ دقیقه و ۵۹ ثانیه شرقی و همچنین عرض جغرافیایی ۳۳ درجه و ۱۱ دقیقه و ۵۵ ثانیه تا ۳۳ درجه و ۱۷ دقیقه و ۵۵ ثانیه شمالی واقع است (شکل ۱). این منطقه، مانند سایر مناطق در زون سنندج - سیرجان فازهای دگرگونی متعددی را متحمل شده است. پهنه سنندج - سیرجان (SSZ) بین پهنه ارومیه دختر و راندگی اصلی زاگرس قرار دارد. این پهنه عمدتاً یک کمر بند دگرگونی (رخساره شیست سبز ± آمفیبولیت) است که در زمان‌های کرتاسه - تریاس بر اثر برخورد قاره‌ای بین قاره آفریقا - عربی و خرده‌قاره ایران دچار فراخاست (Uplift) شده است (Mohajjel and Fergusson, 2000 Sengor and Natal'in, 1996). در بخش مورد مطالعه از پهنه سنندج - سیرجان، سنگ‌های دگرگونی برونزد دارند که شامل میکاشیست‌ها، مرمرها، آمفیبولیت‌ها و کوارتزیت‌ها است. برونزد اصلی آمفیبولیت‌های مورد مطالعه در گردنه حد فاصل بین آب باریک و چمن سلطان است. بیشتر آمفیبولیت‌ها دارای برگواگی و خطواگی بارز میلونیتی هستند. در منطقه مورد مطالعه

به دلیل عملکرد پهنه برشی شکل پذیر، سنگ‌های منطقه بسته به ماهیت خود و نحوه جایگیری آن‌ها در پهنه برشی به شدت‌های مختلف دگرشکلی را تحمل کرده‌اند. برای مثال در جایی که شدت دگرشکلی فاز اصلی حاکم بر منطقه زیاد بوده است، سنگ آمفیبولیتی درجه بالا به شیست سبز تبدیل شده است. در حالی که خارج از این منطقه، آمفیبولیت سالم‌تر باقیمانده و به همین دلیل دارای پاراژنز و رخساره دگرگونی بالاتری است. بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی تا حدودی می‌تواند در تعیین منشأ سنگ دگرگونی راهگشا باشد، اما به طور دقیق نمی‌تواند منشأ آذرین یا رسوبی یک سنگ دگرگونی را مشخص کند. به همین دلیل برای تعیین منشأ آمفیبولیت‌های مورد مطالعه از خصوصیات ژئوشیمیایی عناصر اصلی جزئی و نیز خاکی کمیاب استفاده می‌شود.

۲- روش کار

پس از مطالعات دقیق میکروسکوپی، برای بررسی زمین‌شیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه، هفت نمونه سنگ با کمترین میزان دگرسانی به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال شد. تجزیه شیمیایی به روش ICP-MS (طیف سنج جرمی، برای اندازه‌گیری عناصر جزئی و خاکی کمیاب) و ICP-ES (طیف سنج نوری، برای اندازه‌گیری عناصر اصلی) انجام پذیرفت. نتایج تجزیه در جدول ۱ آورده شده است.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از سهیلی و همکاران، ۱۳۷۱).

۳- سنگ‌نگاری

۳-۱- آمفیبول

بلورهای آمفیبول دارای چند رنگی سبز روشن تا سبز تیره بوده و غالباً به سمت حاشیه یک چند رنگی سبز تا سبز مایل به آبی را نشان می‌دهند. بلورهای آمفیبول از نظر اندازه متوسط تا ریز بلور بوده (شکل ۳- الف و ب) و غالباً به صورت ماهی می‌کایی هستند (شکل ۳- ج و د). اطراف بلورهای درشت و متوسط آمفیبول، توسط رشته‌های ریزتر آمفیبول اکتینولیت احاطه می‌شوند که در این وضعیت بلورهای اکتینولیت جهت‌یافتگی ترجیحی شدیدی را نشان می‌دهند. در این حالت در امتداد رخ‌ها بلورهای ریز اسفن تشکیل می‌شود که ناشی از آزاد شدن تیتانیم در اثر کاهش دماست.

۳-۲- پلاژیوکلاز

بلورهای این کانی اندازه‌ای ریز تا متوسط دارند و بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار هستند. فاقد منطقه‌بندی بوده و بیشتر از نوع پلاژیوکلاز اسید (آلیبت) هستند. گاهی ماکل تکراری نیز نشان می‌دهند (شکل ۴- الف و ب).

توده سنگی آمفیبولیتی مورد مطالعه به صورت عدسی‌های کم وسعت (شکل ۲- الف) و لایه‌های ناپیوسته‌ای هستند که همراه با مرمرها و شیست‌ها پروزد دارد و با رنگ سبز و سبز تا خاکستری مشخص می‌شود. آمفیبولیت‌ها بر اثر عملکرد فاز دگرشکلی شدید و اصلی حاکم بر منطقه کم و بیش میلونیتی شده‌اند، به گونه‌ای که در نتیجه آن در این سنگ‌ها جدایش کانی صورت گرفته و کانی‌های روشن (شامل کوارتز و فلدسپار) به صورت نوارهایی از کانی‌های تیره که عمدتاً شامل آمفیبول است، تفکیک شده‌اند. از نظر فابریک، برخی از آمفیبولیت‌ها خطواره و برگواره مشخصی را که ناشی از آرایش کانی‌های آمفیبول، زوئیزیت و پلاژیوکلاز است، نشان می‌دهند. خطواره و برگواره در این سنگ‌ها دارای راستای موازی با سنگ‌های مجاور بوده و مربوط به فاز اصلی حاکم بر منطقه است (شکل ۲- ب). در زیر میکروسکوپ بیشتر آن‌ها دارای بافت لیپیدوگرانوبلاستیک هستند. آمفیبولیت‌های مورد مطالعه، کانی‌شناسی ساده‌ای دارند و آمفیبول‌های کلسیک، اپیدوت (زوئیزیت و کلینوزوئیزیت) و پلاژیوکلاز مهم‌ترین کانی‌های آمفیبولیت‌ها هستند.

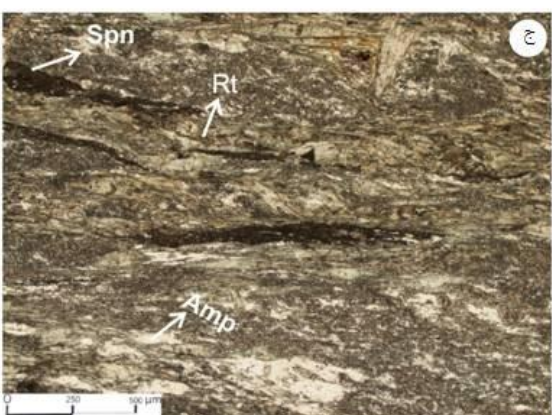
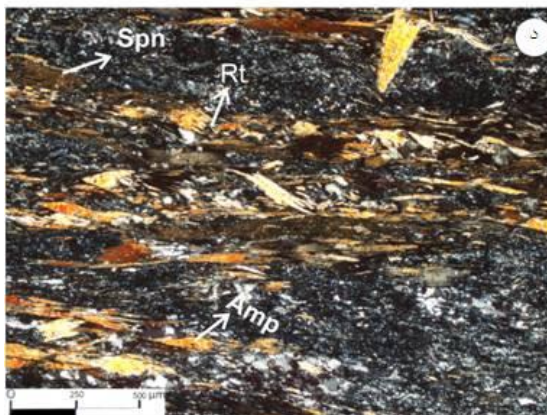
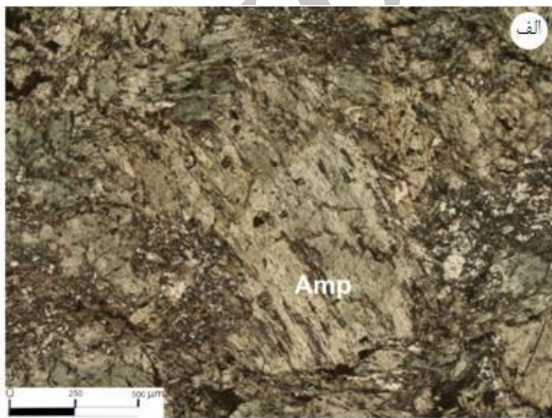
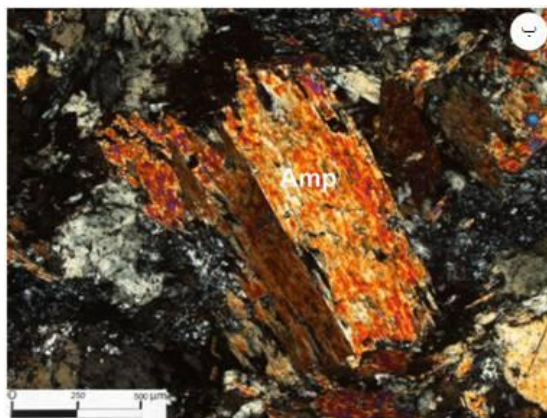
جدول ۱- نتایج تجزیه‌های ICP-MS و ICP-ES توده آمفیبولیتی مورد مطالعه، مقادیر عناصر اصلی بر حسب درصد و عناصر جزئی و خاکی کمیاب بر حسب ppm

ES-7	ES-12	ES-13B	ES-15	ES-16	ES-17	ES-18	
۴۷.۳۲	۴۵.۴۳	۴۵.۶۸	۴۶.۰۸	۴۶.۳۴	۴۶.۴۴	۴۵.۵۷	SiO ₂ %
۱۴.۸۳	۱۴.۸۳	۱۴.۱۹	۱۳.۹۱	۱۴.۲۵	۱۴.۴۹	۱۳.۳۸	Al ₂ O ₃
۱۱.۹۳	۱۲.۵۲	۱۰.۵۵	۱۲.۷۸	۱۳.۳۷	۱۱.۶۷	۱۲.۹۳	Fe ₂ O ₃
۷.۷۸	۹.۱۳	۶.۹۳	۱۰.۰۵	۷.۸۳	۹.۵۸	۱۰.۳۱	MgO
۱۱.۵۸	۱۱.۱۲	۱۴.۸	۹.۸	۱۰.۳۸	۱۰.۶۴	۱۰.۶۲	CaO
۱.۸۶	۲.۰۵	۲.۲۵	۱.۹	۲.۳۸	۱.۹۴	۱.۶	Na ₂ O
۰.۰۸	۰.۳۱	۰.۱۳	۰.۴۴	۰.۲۴	۰.۵۱	۰.۴۶	K ₂ O
۱.۴۶	۱.۵۴	۱.۴۷	۱.۴۱	۱.۸۲	۱.۳۹	۱.۴۸	TiO ₂
۰.۱۵	۰.۱۵	۰.۱۵	۰.۱۶	۰.۱۹	۰.۱۵	۰.۱۶	P ₂ O ₅
۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۲	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۲۱	MnO
۲.۵	۲.۵	۳.۴	۲.۹	۲.۷	۲.۶	۲.۹	LOI
۲۸۰.۵	۳۲۸.۴	۳۰۷.۹	۴۴۴.۷	۴۲۴.۲	۳۶۲.۶	۴۲۴.۲	Cr ppm
۴۵.۶	۳۳.۵	۱۵.۲	۱۰.۴	۴۱.۹	۶۷.۷	۹۵.۳	Ni
۴۲	۵۲	۴۴	۳۸	۴۳	۳۷	۴۰	Sc
۲۳	۶۲	۱۴	۲۴۰	۱۱۰	۳۳۶	۳۶۱	Ba
۱<	۱<	۱<	۱<	۱<	۱<	۱<	Be
۴۲.۳	۴۳.۲	۴۱.۵	۵۲.۱	۴۱	۴۴.۱	۵۳.۴	Co
۰.۱<	۰.۲	۰.۱<	۰.۱<	۰.۱<	۰.۱<	۰.۱	Cs
۱۶	۱۵	۱۹.۶	۱۵.۵	۱۵.۷	۱۵	۱۴.۱	Ga
۲.۵	۲.۴	۲.۴	۲.۵	۳.۲	۲.۶	۲.۵	Hf
۶.۶	۶.۱	۶	۷	۸	۶.۵	۷.۱	Nb
۰.۸	۲	۱.۲	۳.۲	۱.۵	۴.۱	۳.۲	Rb
۲۵۸.۱	۲۲۶.۳	۱۷۹.۳	۲۲۲.۴	۲۱۲.۹	۲۵۶.۴	۲۲۷.۹	Sr
۰.۵	۰.۴	۰.۴	۰.۶	۰.۶	۰.۴	۰.۴	Ta
۰.۶	۰.۹	۰.۵	۰.۴	۰.۹	۰.۵	۰.۸	Th
۰.۲	۰.۲	۰.۲	۰.۲	۰.۳	۰.۲	۰.۲	U
۲۷۱	۳۱۴	۳۰۳	۲۵۷	۳۰۸	۲۵۲	۲۶۳	V
۸۰.۱	۹۰.۹	۸۹.۱	۸۹.۲	۱۱۳.۴	۸۹.۴	۹۱.۶	Zr
۲۴	۲۹.۶	۲۹.۴	۲۵.۵	۳۲.۵	۲۵.۳	۲۵.۵	Y
۶.۷	۵.۹	۶.۵	۶.۳	۸.۱	۶.۹	۷.۴	La
۱۶	۱۵.۴	۱۵.۹	۱۶.۴	۲۰.۶	۱۶.۹	۱۷.۵	Ce
۲.۳۳	۲.۳۷	۲.۴۱	۲.۳۷	۲.۹۴	۲.۳۹	۲.۴۷	Pr
۱۱.۵	۱۰.۲	۱۲	۱۱.۶	۱۴.۵	۱۲	۱۱.۶	Nd
۲.۹۵	۳.۳۳	۳.۴۱	۳.۱۵	۳.۹۲	۳	۳.۲۱	Sm
۱.۱۲	۱.۴۱	۱.۲۸	۱.۰۲	۱.۴۳	۱.۰۹	۱.۰۴	Eu
۳.۹۴	۴.۵	۴.۶۲	۴.۰۷	۵.۳۶	۴	۴.۰۸	Gd
۰.۶۹	۰.۸۱	۰.۸۱	۰.۷۳	۰.۹	۰.۷۱	۰.۷۲	Tb
۴.۰۵	۴.۹۴	۵.۰۱	۴.۴۴	۵.۲۶	۴.۴۵	۴.۴۴	Dy
۰.۸۷	۱.۰۳	۱.۰۶	۰.۸۸	۱.۱۸	۰.۸۷	۰.۸۸	Ho
۲.۶	۳.۰۹	۳.۰۵	۲.۷۴	۳.۳۷	۲.۶۵	۲.۷۳	Er
۰.۳۳	۰.۴۴	۰.۴۲	۰.۳۹	۰.۴۷	۰.۳۷	۰.۳۸	Tm
۲.۲۷	۲.۸۵	۲.۷۶	۲.۴۹	۳.۲۱	۲.۳۴	۲.۵	Yb
۰.۳۴	۰.۴۳	۰.۴	۰.۳۷	۰.۴۷	۰.۳۷	۰.۳۸	Lu
۹۸.۵	۵.۲	۶.۴	۴.۱	۴۶	۴۲.۹	۲۴.۱	Cu
۱۳	۰.۵	۱.۴	۰.۶	۰.۸	۲.۱	۰.۷	Pb
۵۱	۳۷	۱۵	۵۳	۵۱	۴۱	۴۶	Zn

L.O.I. = Loss-on-ignition; Fe₂O₃* = as Fe total

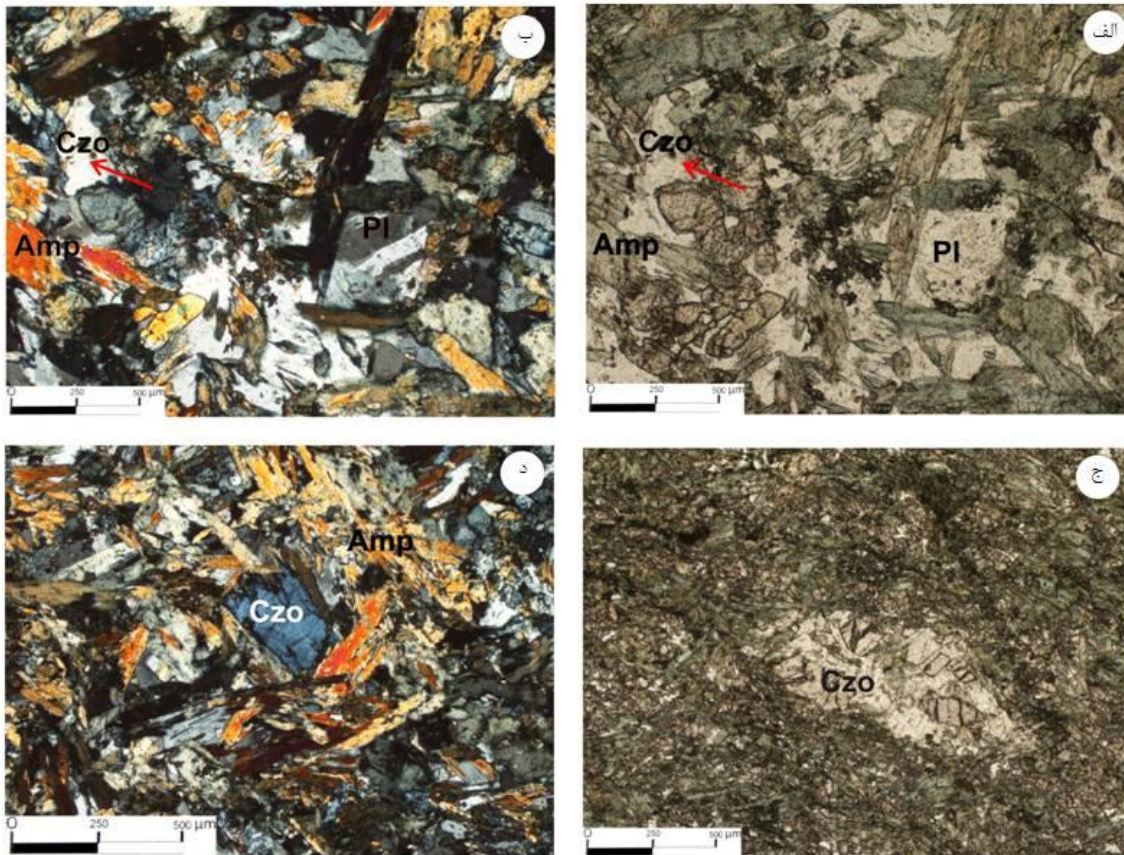


شکل ۲- الف) یک توده آمفیبولیت عدسی شکل در منطقه مورد مطالعه، ب) نمونه دستی از آمفیبولیت‌های جنوب غرب چمن سلطان که دارای تورق است.



شکل ۳- الف) شکل میکروسکوپی آمفیبول‌های منطقه مورد مطالعه، در نور طبیعی (PPL، ب) شکل میکروسکوپی آمفیبول‌های منطقه مورد مطالعه در نور پلاریزه XPL، ج) نمایش آمفیبول‌های ماهی میکیایی به همراه بلورهای روتیل در حال تبدیل به اسفن در نور طبیعی (PPL، د) نمایش آمفیبول‌های ماهی میکیایی به همراه بلورهای روتیل در حال تبدیل به اسفن در نور پلاریزه XPL.

Amp: آمفیبول Spn: اسفن Rt: روتیل



شکل ۴- الف) نمایش بلور پلاژیوکلاز با ماکل تکراری به همراه آمفیبول و کلینوزوئیزیت، نور طبیعی (PPL). ب) نمایش بلور پلاژیوکلاز با ماکل تکراری به همراه آمفیبول و کلینوزوئیزیت، نور پلاریزه (XPL). ج) تصویری از بلور کلینوزوئیزیت به همراه آمفیبول در نور XPL. د) احاطه شدن کلینوزوئیزیت توسط آمفیبول در یک آمفیبولیت در نور PPL.

پلاژیوکلاز: Pl کلینوزوئیزیت: Czo

آمفیبولیت‌ها، فلدسپار پتاسیم و کوارتز نیز به میزان جزئی دیده می‌شود. در بعضی از آمفیبولیت‌ها که در اثر سیر پسروده و تاثیر فازهای دگرشکلی دچار تحول شده‌اند، کانی‌هایی مانند اپیدوت، اکتینولیت، کلینوزوئیزیت، اسفن، بیوتیت، کلریت، آلبیت و هماتیت حضور گسترده و قابل توجهی دارند.

۴- ژئوشیمی

میزان تغییرات SiO_2 از حدود ۴۳/۴۵٪ تا حدود ۴۷/۳۲٪ است. میزان MgO برابر ۶/۹۳ تا ۱۰/۳۱ درصد است و میزان Mg\# که مقدار آن به این صورت محاسبه شده $\text{Mg\#} = [\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})]$ از ۰/۶۰ تا ۰/۶۸ تغییر می‌کند. مقادیر Al_2O_3 نیز از حدود ۱۳/۳۸ تا ۱۴/۸۳٪ متغیر است. تغییرات $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{total}}$ این سنگ‌ها از ۱۰/۵۵ تا ۱۳/۳۷ درصد است که همه این موارد یک منشا ماگمایی را برای سنگ‌های متبازیت منطقه ارائه می‌کند که با توجه به میزان

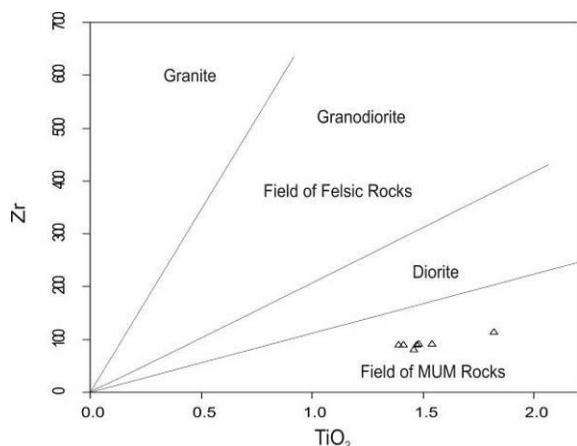
۳-۳- اپیدوت (زوئیزیت و کلینوزوئیزیت)

زوئیزیت و کلینوزوئیزیت در این سنگ‌ها به‌عنوان کانی اصلی به‌شمار می‌روند. زوئیزیت نسبت به اعضای دیگر خانواده اپیدوت مربوط به شرایط دگرگونی درجه بالاتر می‌باشد، زیرا با افزایش درجه دگرگونی از میزان Fe^{3+} اپیدوت کاسته می‌شود و کانی به سمت زوئیزیت میل می‌کند (Laird and Albee, 1981) کلینوزوئیزیت معمولاً همراه با روتیل دیده می‌شود (شکل ۴).

۳-۴- روتیل

روتیل در این سنگ‌ها به صورت بلورهای ریز با رنگ قهوه‌ای متمایل به قرمز دیده می‌شود که معمولاً توسط اسفن احاطه و کاملاً جایگزین شده است (شکل ۳- ج و د). در برخی از نمونه‌های

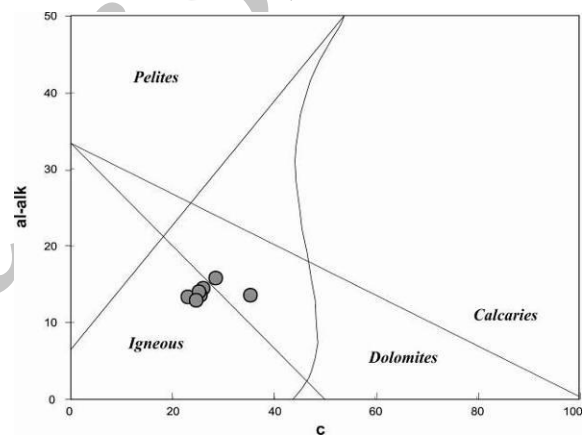
مورد مطالعه در محدوده بازالت نیمه‌قلیایی، بازالت قرار دارد (شکل ۸). ترکیب شیمیایی (میزان سیلیس، عدد منیزیمی، $TiO_2=1.39$ ، $Zr=80.1-113.4$ ، $V=252-314$ ، $P_2O_5=0.15-0.19$ ، $Y=24.0-32.5$) سنگ‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که این سنگ‌ها مشابه بازالت‌های منشأگرفته از MOR (Le Roex et al., 1983, 1985; Hasase et al., 1997) هستند، به گونه‌ای که در نمودار مثلثی (AFM) Irvine and Baragar, 1971 (تمامی نمونه‌ها در محدوده تولییتی واقع شده و روند غنی‌شدگی از آهن را نشان می‌دهند (شکل ۹). همچنین در نمودار FeO^*/MgO در برابر SiO_2 (Miyashiro, 1975) (همه نمونه‌های آمفیبولیتی در محدوده تولییتی قرار می‌گیرند (شکل ۱۰). با توجه به نمودار $Zr-Ti-Y$ و $Ti-Zr-Y$ ، آمفیبولیت‌های جنوب غرب چمن‌سلطان در محدوده مورب قرار می‌گیرند (شکل ۱۱).



شکل ۶- نمودار $Zr-TiO_2$ برای آمفیبولیت‌ها (Hallberg, 1985). سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده سنگ‌های مافیک و الترامافیک قرار می‌گیرند.

MORB آمفیبولیت‌های مورد مطالعه از نوع E-MORB هستند (شکل ۱۴). همان‌گونه که در شکل مشاهده می‌شود، نسبت LREE به HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند. در این الگو کاهش منظمی از عناصر با مقاومت میدانی پایین (LFSE) به عناصر با مقاومت میدانی بالا (HFSE) بدون بی‌هنجاری Nb مشاهده می‌شود. همچنین LILE دارای پراکندگی در میزان فراوانی نسبی هستند که نشان‌دهنده تحرک بالای آن‌ها طی فرایند دگرسانی است (Gardian et al., 2008).

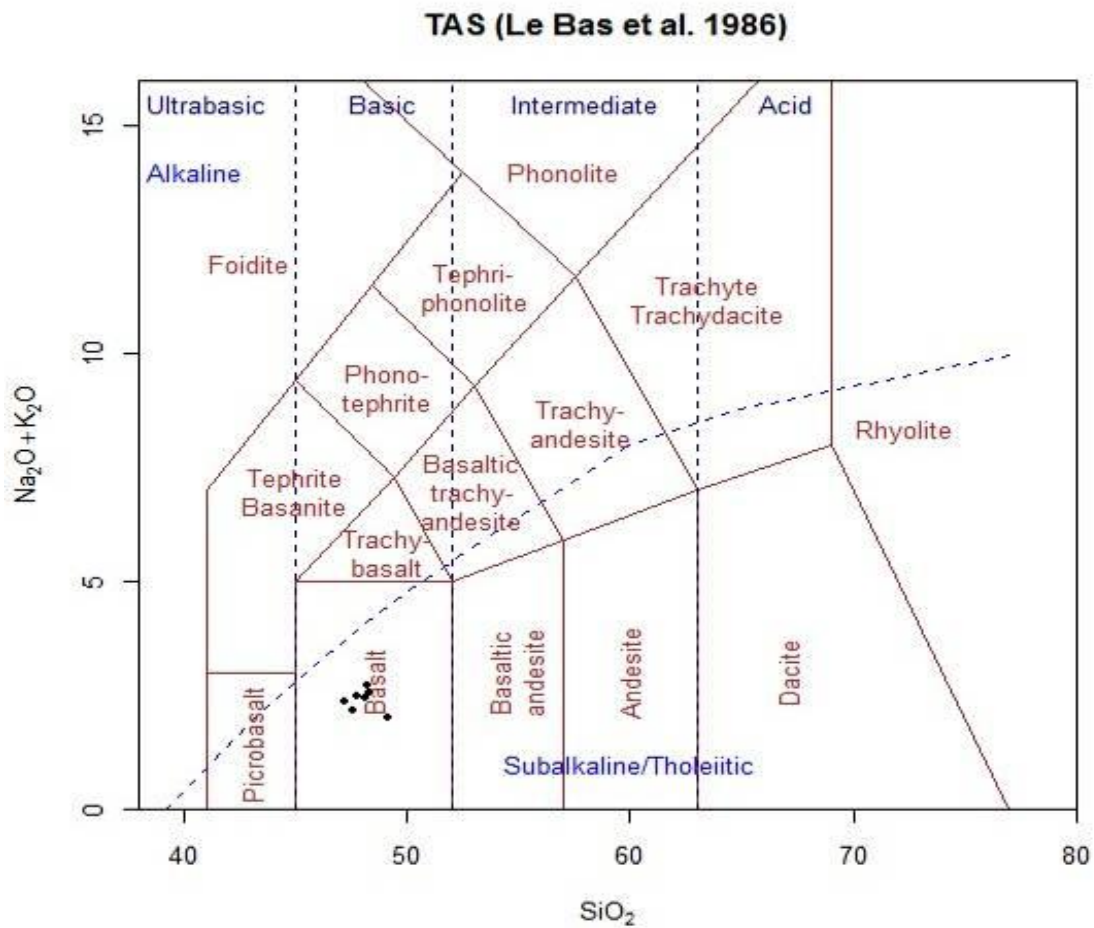
سیلیس که بین مقادیر ۴۵ تا ۵۲ واقع می‌شود، متعلق به سنگ‌های آذرین بازی است. همچنین در نمودارهای نیگلی به‌ویژه در نمودار al-alk (در برابر c (Leake, 1964) که برای تمایز بین ارتو- و پارا- آمفیبولیت‌ها به کار می‌رود، غالب نمونه‌ها در محدوده آذرین تصویر می‌شوند و تعداد اندکی از نمونه‌ها به دلیل واکنش با آب اقیانوس در محدوده آذرین و رسوبی قرار می‌گیرند (شکل ۵). براساس نمودار دوتایی $Zr-TiO_2$ (Hallberg, 1985) (نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده مافیک و الترامافیک قرار می‌گیرند (شکل ۶). در نمودار درصد وزنی قلیایی‌ها و SiO_2 ، همه نمونه‌های مورد مطالعه، در محدوده بازالت واقع می‌شوند (شکل ۷). از آنجا که سنگ‌های مورد مطالعه، تحت تاثیر دگرگونی قرار گرفته‌اند، بنابراین استفاده از تجزیه شیمیایی عناصر کم‌تحرک مانند P, Ni, Nb, Y, Zr, Ti, V و نسبت‌های عناصری که در طی فرایند دگرسانی تغییر چندانی نمی‌کنند، قابل اعتمادتر هستند. با توجه به این نکته در نمودار Winchester and Floyd, 1977 ($Nb/Y-Zr/TiO_2$) (نمونه‌های



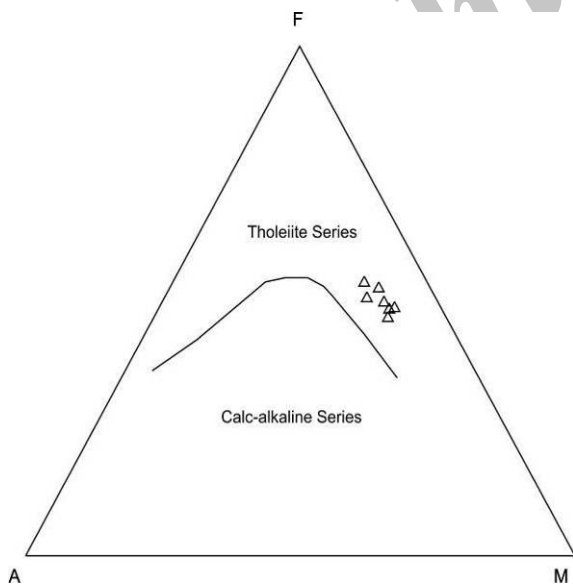
شکل ۵- نمودار تغییرات مقادیر نیگلی al-alk در برابر c (Leake, 1964) و موقعیت سنگ‌های مورد مطالعه.

در نمودار دو تایی تیتانیوم در برابر وانادیم ($Ti-V$)، سنگ‌های مورد مطالعه دارای یک محدوده تغییرات باریکی از نسبت V به $Ti/1000$ هستند که حاکی از شباهت شیمیایی نزدیک این سنگ‌هاست و تمامی نمونه‌ها در میدان MORB قرار می‌گیرند (شکل ۱۲).

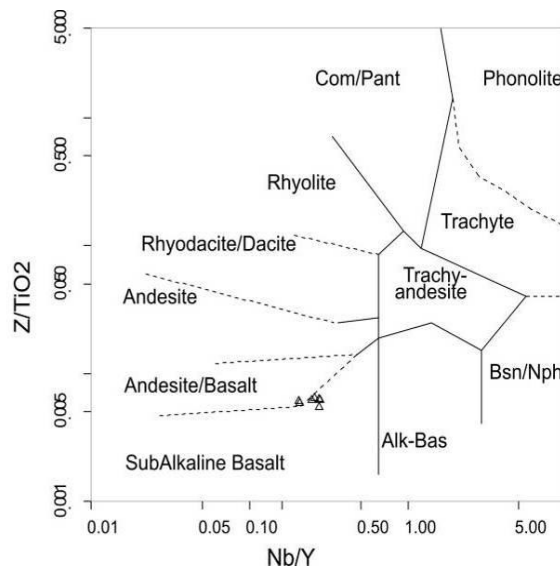
در نمودار ژئوشیمیایی $10MnO-P_2O_5-10TiO_2$ (Mullen, 1983) (و نمودار $Ti-Cr$) (Pearce, 1975) (تمامی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده OFB (بازالت‌های بستر اقیانوسی) رسم شده‌اند (شکل ۱۳). براساس الگوهای بهنجارشده به کندریت و



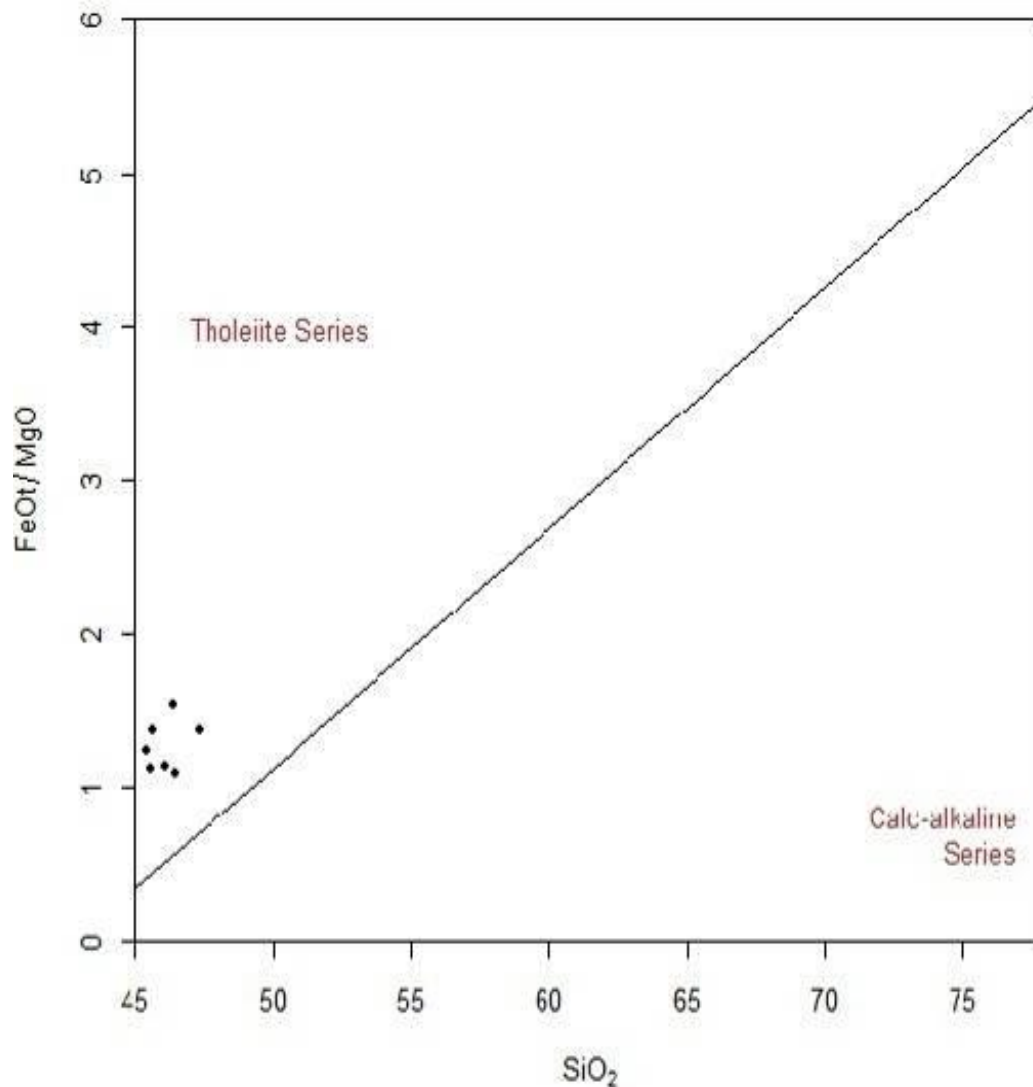
شکل ۷- نمودار مجموعه قلیایی در برابر سیلیس (Le Bas et al., 1986) که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت قرار می‌گیرند.



شکل ۹- در نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) (نمونه‌ها ماهیت تولییتی نشان می‌دهند).



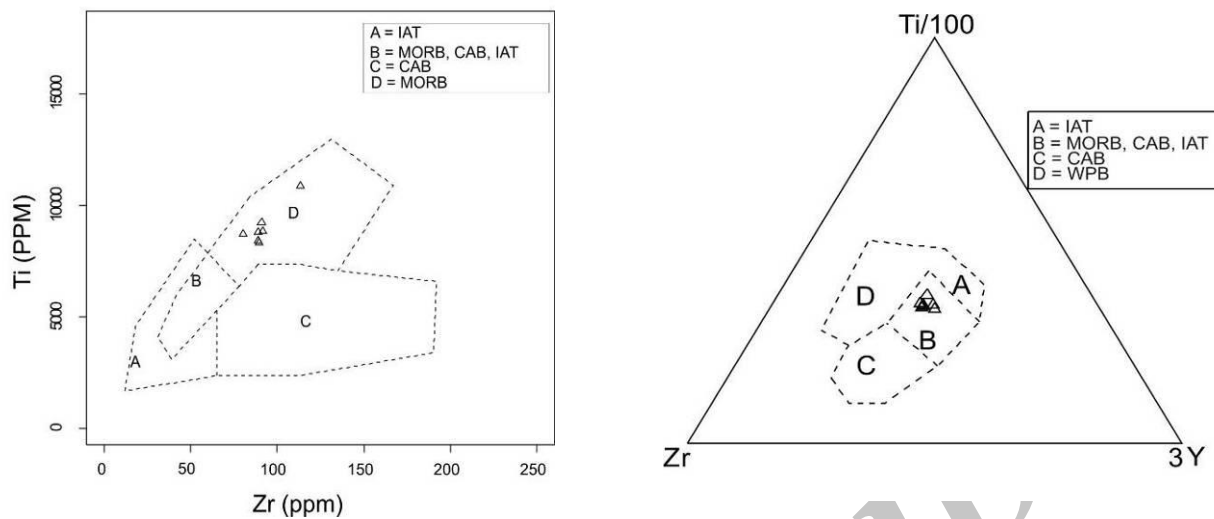
شکل ۸- نمودار تقسیم‌بندی سنگ‌ها بر مبنای Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977) (و موقعیت سنگ‌های مورد مطالعه).

SiO₂-FeO_t/MgO plot (Miyashiro 1974)

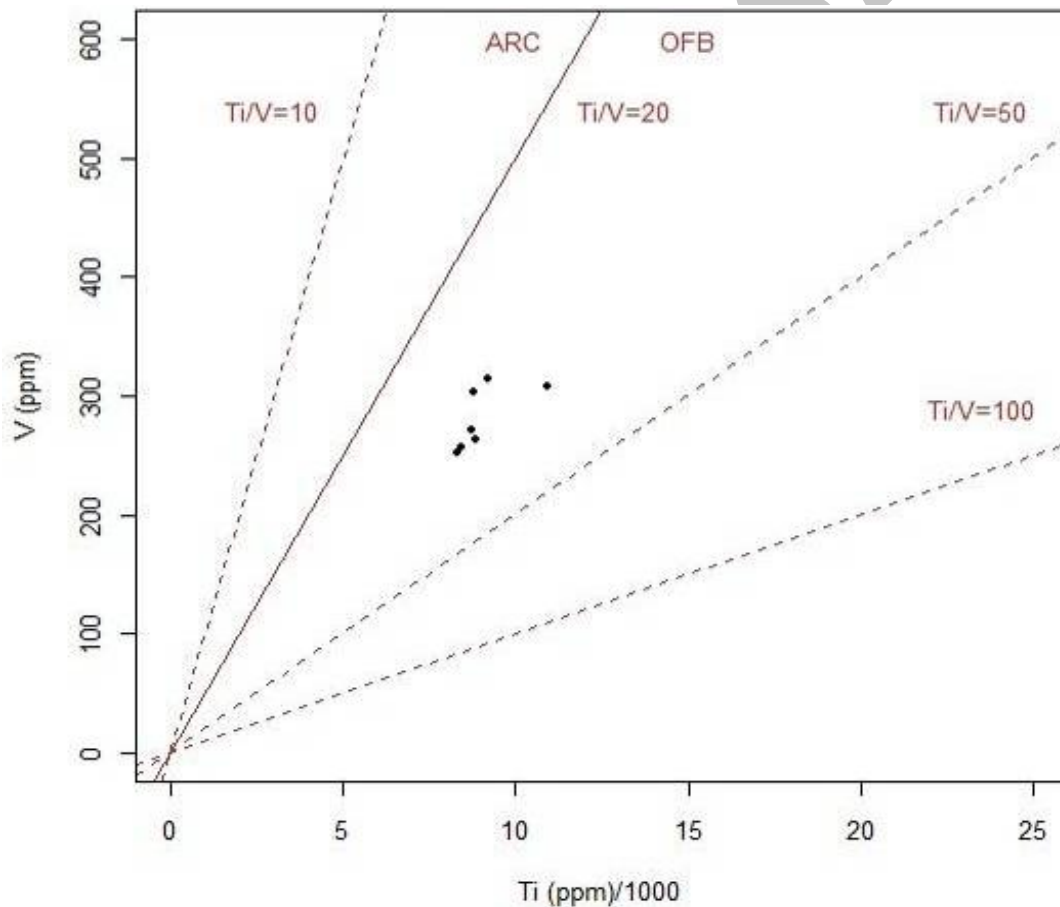
شکل ۱۰- در نمودار FeO*/MgO در برابر SiO₂ (Miyashiro, 1975) تمامی نمونه‌ها در محدوده تولیتی قرار می‌گیرند.

می‌شوند. E-MORB ها بیانگر مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی درجه پایین هستند. E-MORB دارای مقادیر نسبت‌های (Th/Ta)/(Th/Tb) پایین‌تر از ۳ (۲/۰۵-۱/۳۸) است و بیانگر واکنش بین سست‌کره اقیانوسی تهی‌شده در حال بالا آمدن و مواد پلوم نوع OIB طی مراحل اولیه گسترش اقیانوسی هستند (Jones and Robertson, 1991, Robertson and Karamata, 1994, Pe-Piper, 1998, Saccani et al., 2004).

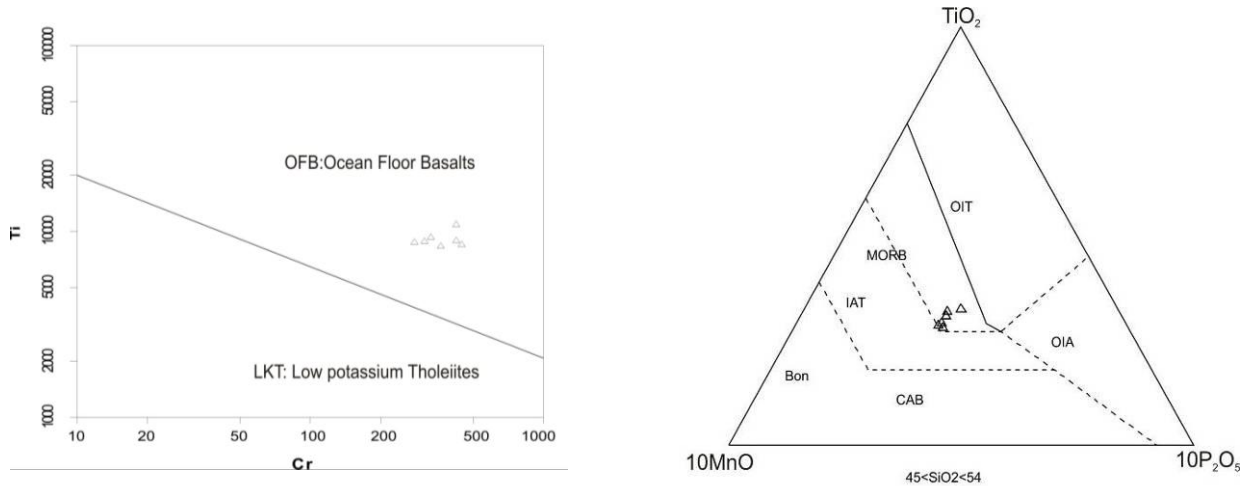
تبلور بخشی، تاثیر اندکی بر روی نسبت‌های عناصر جزئی ناسازگار دارد، در حالی که خصوصیات منشا یا درجه ذوب بخشی تاثیر بسزایی دارد (Saunders et al., 1988). شکل ۱۵، نمودار Y/Nb بر حسب Zr/Nb نشان‌دهنده تاثیر منشا پلوم بر ترکیب مورب است. E-MORB روی خط آمیختگی بین OIB و N-MORB قرار دارد که تمامی نمونه‌ها در نزدیکی محدوده E-MORB قرار می‌گیرند. E-MORB ها و N-MORB ها از یک منشا گوشته‌ای منتهج



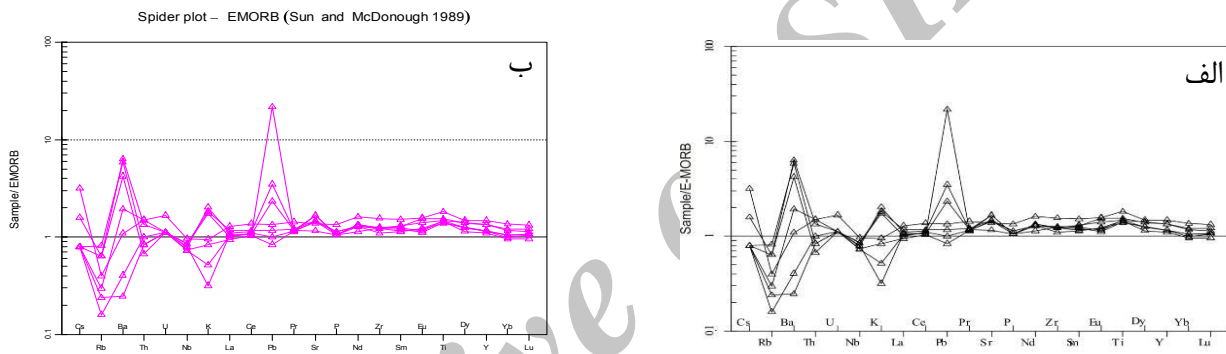
شکل ۱۱- در نمودارهای Ti-Zr-Y و Zr-Ti آمفیبولیت‌های مورد مطالعه مورب را نشان می‌دهند (Pearce and Cann, 1973).



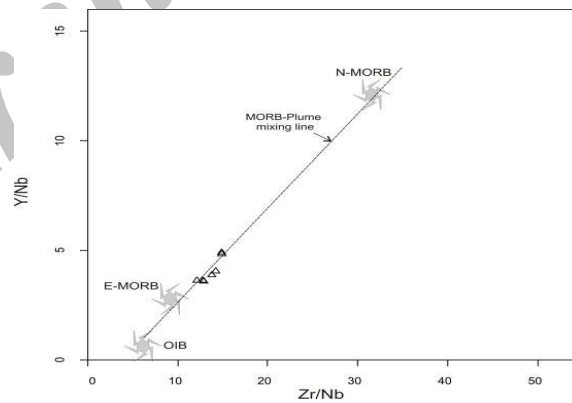
شکل ۱۲- موقعیت نمونه‌های متابازیت منطقه بر روی نمودار (V/Ti) Shervais, 1982 (که با MORB شباهت دارند).



شکل ۱۳- نمودارهای ژئوشیمیایی متمایزکننده $10\text{MnO}-\text{P}_2\text{O}_5-10\text{TiO}_2$ (Mullen, 1983) و نمودار (Ti- Cr) (Pearce, 1975).



شکل ۱۴- نمودار نرمالیز شده به MORB (مقادیر به هنجار شده به Pearce, 1983) سنگ‌های متابازیت جنوب غرب چمن سلطان. (ب) نمودار نرمالیز شده به E-MORB (مقادیر به هنجار شده به Sun and McDonough, 1989) سنگ‌های متابازیت جنوب غرب چمن سلطان.



شکل ۱۵- در نمودار Y/Nb برحسب Zr/Nb نشان دهنده تاثیر منشأ پلوم بر ترکیب مورب بر روی نمونه‌های مورد مطالعه است.

۵- نتیجه گیری

کم و بیش تحت تاثیر فاز دگرشکلی حاکم بر منطقه قرار گرفته‌اند و آثار میلونیتی شدن را نشان می‌دهند. این سنگ‌ها با کانی‌شناسی ساده متشکل از آمفیبول، اپیدوت، پلاژیوکلاز، روتیل و اسفن دارای پروتولیت آذرین مافیک (بازالت) هستند. داده‌های ژئوشیمیایی این متابازیت‌ها بیان‌کننده آن است که سنگ منشأ آن‌ها بازالت‌های تولیتی بوده که در

توده آمفیبولیتی مورد مطالعه که به صورت عدسی‌های کم‌وسعت و لایه‌های ناپیوسته‌ای در پهنه ساختاری سندج - سیرجان حضور دارند،

the Bouvet mantle plume Contributions to Mineralogy and Petrology", 90:P.367-80.

-Miyashiro A., 1975, "Classification, characteristics and origin of ophiolites", *Journal of Geology* 83:P.249 -281.

-Mohajjel, M., and Fergusson, C.L., 2000, "Dextral Transpression in Late Cretaceous Continental Collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran", *Journal of Structure Geology*, 22:P.1125-1139.

-Mullen E. D., 1983, "MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis", *Earth Planetary Science Letters* 62:P.53-62.

-Pe-Piper G., 1998, "The nature of Triassic extension related magmatism in Greece: Evidence from Nd and Pb isotope geochemistry", *Geological Magazine* 135:P.331-48.

-Pearce J. A. and Cann J.R., 1973, "Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analyses", *Earth and Planetary Science Letters* 19:P.290 -300.

-Pearce J.A., 1975, "Basalt geochemistry used to investigate post tectonic environment in Cyprus", *Tectonophysics* 25:P.41-67.

-Pearce J. A., 1983, "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins", in: Hawkesworth C.J., Norry, M.J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, UK, P.230 -249

-Robertson A. H. F. and Karamata S., 1994, "The role of subduction accretion processes in the tectonic evolution of the Mesozoic Tethys in Serbia", *Tectonophysics* 234:P.73-94.

-Saccani E., Padoa E. and Photiades A., 2004, "Triassic mid-ocean ridge basalts from the Argolis Peninsula (Greece): new constraints for the early oceanization phases of the Neo-Tethyan Pindos basin, in Dilek Y. & Robinson P. T. (eds). Ophiolites in Earth History", *Geological Society of London Special Publication* 218: P.109-27.

-Saunders A. D., Norry M. J. and Tarney, J., 1988, "Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints", *Journal of Petrology. Special Lithosphere Issue*, P.414-45.

-Sengor A. M. C. and Natal'in B. A., 1996, "Paleotectonics of Asia: Fragments of a Synthesis. in: Yin A. and Harrison T.M. (eds) *The Tectonic Evolution of Asia*", Cambridge University Press, Cambridge, P.486-640.

-Shervais J. W., 1982, "Ti-V Plots and the Petrogenesis of Modern and Ophiolitic Lavas", *Earth and Planetary Science Letters* 59:P.101-118.

-Sun, S. S. and Mc Donough, W. F., 1989, "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: Implication for mantle composition and processes", in: *Magmatism in the oceanic basins*, A. D. Saunders and M. J. Norry. (Eds.) *Geological Society Special Publication*, 42, P.313-345.

-Winchester J.A. and Floyd P.A., 1977, "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", *Chemical Geology* 20: P.325-343.

محیط زمین‌ساختی بستر اقیانوسی OFB به‌وجود آمده‌اند و ماهیت آن‌ها مورد غنی‌شده E-MORB است که تحت تاثیر دگرسانی عناصر LILE آن‌ها پراکندگی نشان می‌دهند.

مراجع

- سهیلی م.، جعفریان م.ب.، عبدالهی م.ر.، ۱۳۷۱، "نقشه زمین‌شناسی چهارگوش الیگودرز، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰" سازمان زمین‌شناسی کشور.

-Boynton W. V., 1984, "Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies", in: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Elements*. Elsevier, Amsterdam, P.63-114.

-Gardian V., Le'cuyer C. and Moyon J. F., 2008, "Dolerites of the Woodlark Basin (Papuan Peninsula, New Guinea): A geochemical record of the influence of a neighboring subduction zone", *Journal of Asian Earth Sciences* 33: P.139-154.

-Hallberg., 1985, "Discrimination Diagrams for Discrimination and Classification of Altered Ancient Volcanic Rocks", in: Richerch, L.R. (Ed.), *Mineralogical and Petrological Data System*, P.65.

-Hasse K. M., Stoffers P. and Garbe-Sho nberg C. D., 1997, "The petrogenetic evolution of lavas from Easter Isl and neighbouring seamounts, near-ridge hotspot volcanoes in the SE Pacific", *Journal of Petrology* 38: P.785-813.

-Jones G., Robertson A. H. F. and Cann J. R., 1991, "Genesis and emplacement of the supra-subduction zone Pindos ophiolite, northwestern Greece", in: Peters T. J., Nicolas A. and Coleman R. J. (eds). *Ophiolite Genesis and Evolution of the Oceanic Lithosphere*, Ministry of Petroleum and Minerals, Sultanate of Oman, Kluwer Academic, Norwell, MA. P.771-99.

-Irvine T.N., and Baragar W.R.A., 1971, "A Guide to Chemical Classification of Common Volcanic Rocks", *Canadian Journal of Earth Sciences* 8:P.523-547.

-Laird J. and Albee A. L., 1981, "Pressure, temperature, and time indicator in mafic schists: their implications to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont", *Journal of American Science* 281:P.127-175.

-Leake B. E., 1964, "The chemical discrimination between ortho and para amphibolites", *Journal of Petrology* 5:P.238 -254.

-Lebas M. J., Lemaitre R. W., Streckeisen A. and Zanettin B., 1986, "A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram", *Journal of Petrology* 27(3):P.745-750.

-Le Roex A. P., Dick H. J. B., Reid A. M., Frey F. A., Erlank A. J. and Hart S. R., 1983, "Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the South west Indian Ridge between the Bouvet Triple Junction and 11 degrees East", *Journal of Petrology* 24:P.267-318.

-Le Roex A. P., Dick H. J. B., Reid A. M., Frey F. A., Erlank A. J. and Hart S. R., 1985, "Petrology and geochemistry of basalts from the American-Antarctic Ridge, Southern Ocean: implication for the west ward influence of