

## شیمی پیروکسن در سنگ‌های مافیک بیرونی کمپلکس ماهیرود: تاییدی بر ماگماتیسزم جزایر قوسی کرتاسه در شرق ایران

شهریار کشتگر<sup>۱\*</sup>، ساسان باقری<sup>۲</sup>، محمد بومری<sup>۲</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

(پژوهشی)

پذیرش مقاله: ۱۴۰۰/۱۲/۲۲ تأیید نهایی مقاله: ۱۴۰۱/۶/۱۸

### چکیده

کمپلکس آتشفشانی- نفوذی ماهیرود در حاشیه شمال شرقی رشته کوه‌های شرق ایران واقع گردیده است. مطالعات همزمان سنگ‌شناسی و ساختاری انجام شده بر روی محصولات ماگمایی کرتاسه و رسوبات پالئوژن پوشاننده کمپلکس ماهیرود که در لبه غربی بلوک افغان جایگزین شده‌اند حاکی از تاریخچه تکتونو-ماگمایی پیچیده آن دارد. این پژوهش به بررسی خصوصیات شیمی کانی پیروکسن در سنگ‌های آتشفشانی و رگه‌ای کرتاسه منطقه ماهیرود پرداخته و از نتایج حاصله در جهت تقویت شواهد زمین‌شناسی قبلی مبنی بر ماهیت جزایر قوسی این کمپلکس استفاده می‌کند. سنگ‌های آتشفشانی کمپلکس ماهیرود مجموعه‌ای شامل گدازه‌های بالشی، دیاباز آندزی بازالت، آندزیت، داسیت و توف است که استوک‌های تونالیتی کرتاسه زیرین در آنها نفوذ نموده است. براساس آنالیزهای شیمی کانی، کلینوپیروکسن در سنگ‌های دیابازی و در آندزی‌بازالتی عمدتاً از نوع دیوپسید-اویژیت و اویژیت می‌باشد. فراوانی پایین عناصر گروه HFSE در این پیروکسن‌ها خصوصاً Ti از مشخصات معمول این کانی‌هاست. نتایج بدست آمده از مطالعه شیمی کلینوپیروکسن‌ها در هماهنگی با نتایج پیشین ژئوشیمیایی و تکتونیکی از منطقه حاکی از این است که سنگ‌های آتشفشانی ماهیرود، از یک ماگمای کالک آلکالن تا تولئیتی در محیط تکتونیکی جزایر قوسی (IAT) و بالای منطقه فرورانش (SSZ) تشکیل شده‌اند. فرورانش اقیانوسی- اقیانوسی در این بخش از اقیانوس نئوتتیس و وجود جزایر قوسی بالغ ماهیرود در ادامه شمال غربی کمربند چاگای-راسکوه پاکستان، گنجاندن یک واحد تکتونیکی جزایر قوسی را در مدل‌های تکوین زمین ساختی شرق ایران ضروری می‌سازد.

**واژه‌های کلیدی:** جزایر قوسی، زمیندرز سیستان، شرق ایران، کلینوپیروکسن، گروه چشمه استاد.

## مقدمه

مطالعه شیمی کانی‌ها اطلاعات مهم و ارزشمندی از شرایط تبلور ماگما در اختیار قرار می‌دهد. ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها به ترکیب شیمیایی ماگمای میزبان وابسته است و این امر اهمیت کلینوپيروکسن‌ها را در تعیین سری ماگمایی و تعیین موقعیت تکتونو ماگمایی نشان می‌دهد. از طرف دیگر ترکیب شیمیایی کانی پیروکسن به شرایط فیزیکی شیمیایی ماگما از قبیل فشار، دما، و فوگاسیته اکسیژن وابسته است و روش ارزشمندی برای فهم شرایط تبلور ماگما در محیط‌های زمین-ساختی مختلف می‌باشد (Leterrier et al, 1982). پهنه سیستان (Tirul et al, 1983) در شرق ایران، بین بلوک‌های افغان-سیستان در شرق و بلوک لوت در غرب قرار دارد. تا کنون نظریات متفاوت و متناقضی برای تاریخچه تحولات تکتونیکی این پهنه ارائه شده است اما توافق واحدی از آن‌ها بدست نیامده است از جمله: وجود یک آبراهه اقیانوسی فرعی از تتیس جوان بین بلوک لوت و بلوک افغان و جهات متفاوت فرورانش یک طرفه (Zarrinkoub et al, 2012; Tirul et al, 1983; Saccani et al, 2010; Delaloye and Desmons, 1981; Berberian and King, 1980) یا فرورانش دوطرفه (Arjmandzadeh et al, 2011) مطرح است. بعضی محققین مجموعه سنگ‌های آذرین ماهیرود (چشمه استاد) واقع در حاشیه شمال شرقی این حوضه اقیانوسی را شاهدهی برای کافت-زایی قاره‌ای شرق ایران و فرورانش به زیر بلوک افغان عنوان نموده و زمان بسته شدن حوضه را ائوسن میانی می‌دانند (Camp and Griffis, 1982; Tirul et al, 1983). این محققین در نظریه خود به ابهامات و تناقضات چینه‌شناسی و ساختاری موجود نیز اشاره نموده‌اند از جمله: عدم وجود توالی‌های کامل چینه‌شناسی نشانگر تبدیل یک کرتون قاره‌ای به حوضه اقیانوسی، عدم وجود توالی

رسوبات تبخیری ضخیم همانند رسوبات کف دریای سرخ امروزی، وجود رسوبات آواری ماسه‌سنگی قرمز ائوسن در ماهیرود. زرین کوب و همکاران (Zarrinkoub et al, 2012) زمان کافتش قاره‌ای شرق ایران را اوایل تا اواسط کرتاسه و فرورانش پوسته اقیانوسی قدیمی سیستان را به زیر بلوک لوت می‌دانند و زمان برخورد و بسته شدن حوضه شرق ایران را قبل از کرتاسه بالایی در نظر می‌گیرند. مطالعه افیولیت‌های نهبندان، توسط (Saccani et al, 2010) انجام شده و تشکیل این کمپلکس افیولیتی را در کمان درون اقیانوسی همراه با رخداد ماگماتیسیم نوع بونینیستی در بالای منطقه فرورانش (SSZ) می‌دانند. اخیراً یکسری مطالعات هم بر روی افیولیت ملانژها و دگرگونی-های فشار بالای کمپلکس "راتوک" انجام شده است که مکانیسم تشکیل و ماهیت تکتونیکی این سنگ‌ها را مطالعه نموده‌اند (Angiboust et al, 2013; Bröcker et al, 2013; Bonnet et al, 2017; Jentzer et al, 2018). مطالعات دیرینه مغناطیس‌سنجی انجام شده توسط (Matti et al, 2020; Matti et al, 2015) بر روی سازند ژوراسیک فوقانی بیدو در ایران مرکزی حاکی از کافتش عرضی رو به شمال ایران مرتبط با بسته شدن اقیانوس تتیس قدیمی است که خود در نتیجه برخورد صفحه اوراسیا با ایران در زمان تریاس بالایی است. مطالعه انحرافات میل مغناطیسی نشان داده است که طی زمان زوراسیک پایانی خردقاره ایران مرکزی (CEIM) متشکل از بلوک‌های قاره‌ای لوت، طبس و یزد در عرض‌های جغرافیایی پایین نزدیک به حاشیه اوراسیایی قرار داشته است. حرکت تکتونیکی اصلی در اواخر ژوراسیک بین ۱۶۰ تا ۱۴۵ میلیون سال قبل رخ داده است که در این زمان خردقاره ایران مرکزی جهت یابی -WSW ENE داشته و در جنوب توسط بلوک لوت احاطه شده با اقیانوس تتیس جدید، و در جنوب شرق

ولتاژ شتاب‌دهنده 15KV و شتاب جریانی معادل 2×10-8Amp، آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها، در بخش علوم زمین و محیط زیست دانشگاه یاماگاتای کشور ژاپن انجام گردید. موقعیت جغرافیایی نمونه‌های مورد مطالعه در شکل ۱ و نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها در جدول ۱ ارائه شده است.

#### موقعیت زمین‌شناسی

محدوده مورد مطالعه در منتهی‌الیه شمال‌شرقی پهنه چین خورده-رانده سیستان قرار دارد (شکل ۱ و ۲). ارتفاعات محدوده مورد بررسی دارای روند شمال غرب-جنوب شرق تا شمالی-جنوبی و شامل مجموعه‌های افزایشی "راتوک" (Ratuk) و مجموعه "نه" (NEH) می‌باشد و این دو مجموعه افیولیتی به وسیله حوضه رسوبی سفیدابه از هم مجزا می‌شود (Tirrul et al, 1983). واحدهای تشکیل دهنده پهنه سیستان عبارتست از: الف: توربیدیت کرتاسه-ائوسن: متشکل از کمپلکس‌های "رتوک" و "نه"، ب: افیولیت ملانژ، ج: دگرگونی‌های فشار بالا (کمپلکس راتوک). اگر چه دو گسل نهبندان و هریرود، وضوح روشنی به مرزهای شرقی و غربی این پهنه داده‌اند ولی مرزهای شمالی و جنوبی آن چندان روشن نیست. از نظر زمین‌شناسی ساختاری، کمپلکس ماهیرود، مجموعه‌ای از ساختارهای چین خورده-رانده است که از مهمترین آن می‌توان به وجود چین خوردگی‌های برهم نهاده شرق ایران اشاره نمود (شکل ۲). کمپلکس ماهیرود شامل یکسری توالی‌های ولکانیکی-رسوبی کرتاسه بالایی است که توسط رسوبات پالئوژن با مرزهای گسله پوشیده شده است. سازندهای چینه-شناسی شناخته شده در منطقه ماهیرود با سن کرتاسه بالایی - ترشیری زیرین توسط (Guillou et al, 1981) به دو گروه تقسیم شده‌اند: ۱: گروه زیرین: شامل سازندهای فلیشی و کمپلکس آذرین با سن کرتاسه. ۲: گروه فوقانی: شامل سازندهای

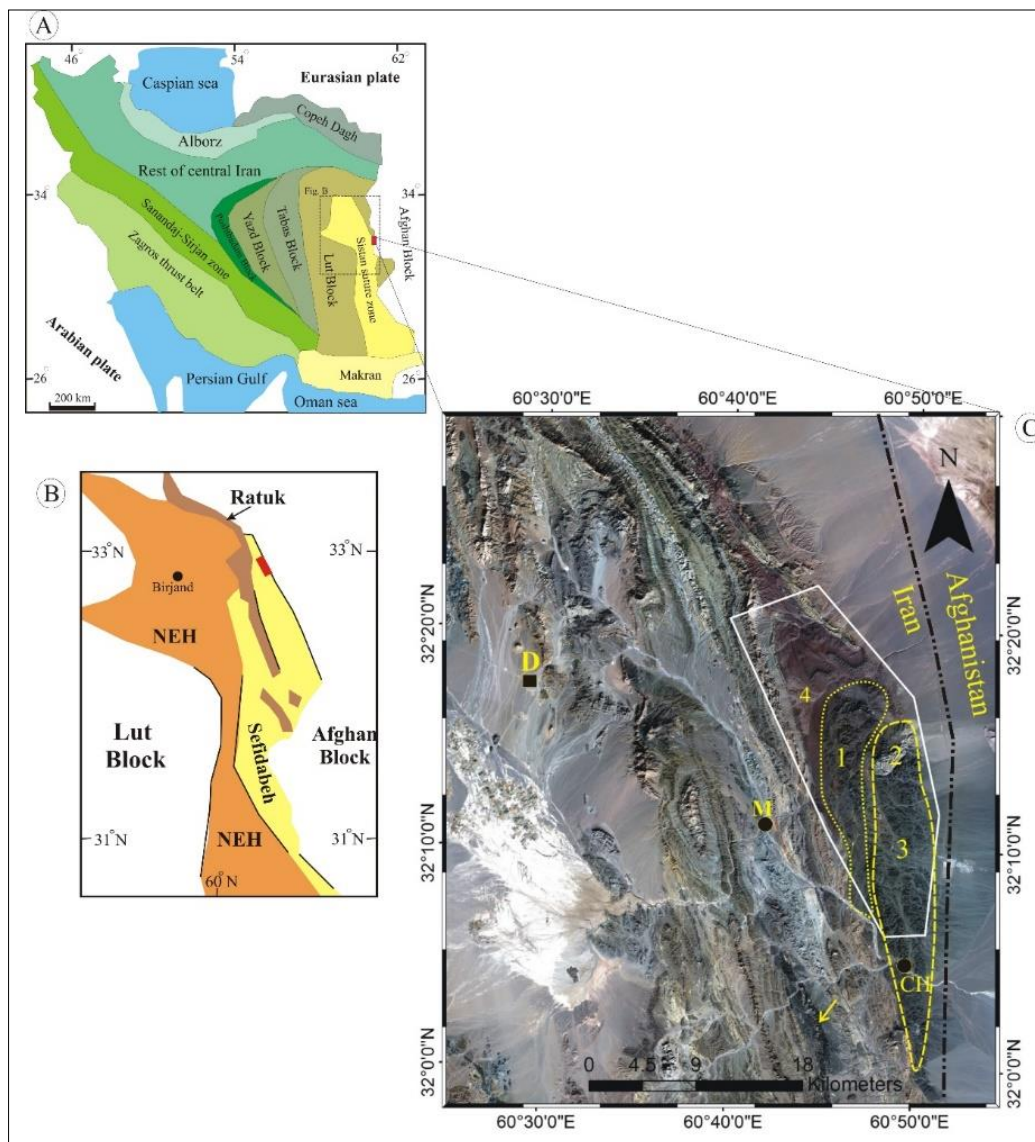
توسط آبراهه اقیانوسی نفوسستان، محصور بوده است (Matti et al, 2015). سپس در اوایل کرتاسه (CEIM) یک چرخش قابل توجه پادساعتگرد است. باقری و همکاران (Bagheri et al, 2020) کوهزاد پالئوژن شرق ایران را حاصل رخداد برخورد قاره‌ای بزرگ مقیاس هند-اوراسیا و برهم افزایش خردقاره-های افغان، لوت و همینطور کمپلکس‌های افزایشی و جزایر قوسی اقیانوس نئوتتیس می‌داند. این محققین خمش‌های بزرگ ناحیه‌ای سه گانه بین لوت-افغان-سندج سیرجان را یک اوروکلاین ثانویه (Secondary orocline) معرفی نموده‌اند. همچنین رخداد ماگماتیسیم پالئوژن شرق ایران را نیز در ارتباط با جدادگی قاعده لیتوسفر (Delamination) ناشی از اوروکلاین ثانویه شرق ایران می‌دانند. استوک تونالیتی ماهیرود توسط "کشتگر"، به روش U-Pb بر روی کانی زیرکن تعیین سن شده است و سن مطلق  $103.9 \pm 2.9$  میلیون سال (کرتاسه زیرین) برای این تونالیت بدست آمده است (منتشر شده در: Bagheri et al, 2020). هدف این پژوهش بررسی ویژگی‌های زمین شیمی گدازه‌های کرتاسه منطقه ماهیرود است که به منظور تکمیل مطالعات ساختاری و ژئوشیمی سنگ کل انجام شده قبلی در منطقه ماهیرود (کشتگر و همکاران ۱۳۹۸ a و ۱۳۹۸ b)، انجام شده است.

#### منطقه مورد مطالعه

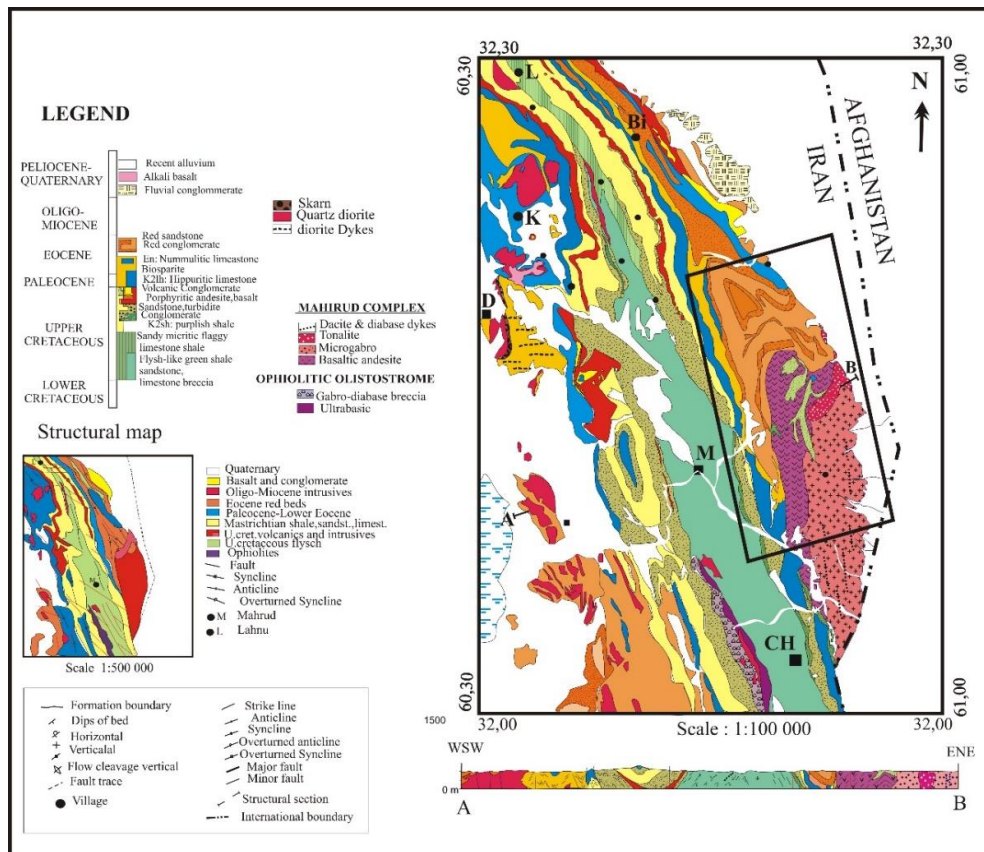
با انجام مطالعات صحرائی طی چند مرحله، نمونه-برداری از گدازه‌های آتشفشانی کرتاسه منطقه ماهیرود انجام شد و سپس از سنگ‌های با کمترین میزان تجزیه شدگی تعداد ۶۶ مقطع نازک و تعداد ۱۰ مقطع صیقلی تهیه شد. به منظور بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌ها، با استفاده از ریزکاونده الکترونی (EPMA) مدل JOEL-JXA-8600M با

بیانگر آن است که استوک تونالیتی بعد از جایگزینی گدازه‌های بازیک تزریق شده است. تونالیت ماهیرود گدازه‌های بالشی، رسوبات عمیق رادیولاریتی، ولکانوکلاستیکی و دیابازهای کمپلکس ماهیرود را قطع نموده و در زیر رسوبات ماسه سنگی قرمز رنگ و کنگلومرای پالئوسن-ائوسن با مرزهای گسله قرار گرفته است (شکل ۲).

رسوبی-ولکانیکی با سن پالئوسن تا ترشیری، این مجموعه‌ها به صورت یک تاقدیس وسیع که به نام تاقدیس لاهنو-ماهیرود معروف است، رخنمون دارند. سنگ‌های آذرین ماهیرود از دو نوع نفوذی اسیدی و خروجی بازیک تا حدواسط هستند: سنگ‌های بازیک با ترکیب بازالت، آندزی بازالت، آندزیت، توف و دایک‌های داسیتی. شواهد صحرایی



شکل ۱: A: موقعیت کمپلکس ماهیرود (محدوده قرمز رنگ) بر روی نقشه ایران، محدوده نقطه چین در شکل B بزرگنمایی شده است؛ B: وضعیت مجموعه‌های افزایشی سفیدابه، نه‌بندان (نه) و راتوک در پهنا زمین‌درز سیستان؛ C: تصویر ماهواره ای لندست TM محدوده مورد مطالعه (کادر سفیدرنگ)؛ علائم روی شکل: (۱) آندزی بازالت، (۲) استوک تونالیتی، (۳) دیاباز و گدازه‌های بالشی، (۴) رسوبات قرمز رنگ سیلیسی کلاستیک ائوسن؛ روستاهای منطقه: D: درج، M- ماهیرود، CH- چاه سگک.



شکل ۲: نقشه زمین‌شناسی بازسازی شده و نقشه ساختاری منطقه‌ی ماهیرو، با تغییرات اقتباس از (Guillou et al, 1981).

## مواد و روش‌ها

### پetroگرافی

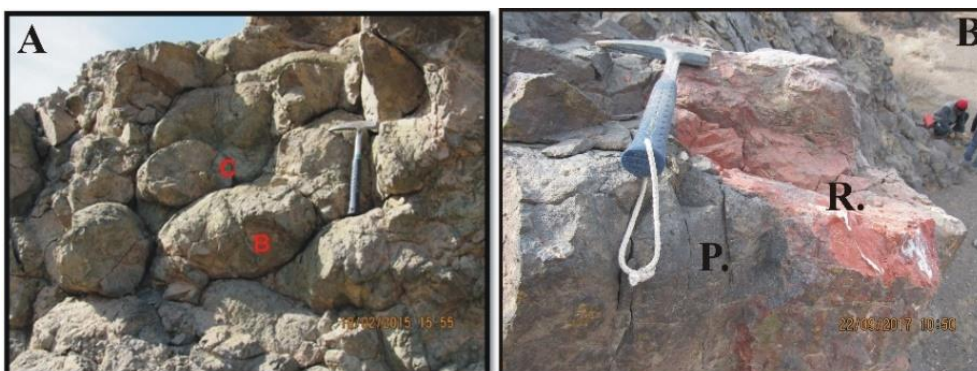
مهمترین مشخصات پتروگرافی و صحرایی سنگ‌های مورد مطالعه، عبارت است از (شکل ۳ و ۴): الف) بازالت‌های بالشی: این گدازه‌ها که در بخش‌های مرکزی کمپلکس ماهیرو از تنوع رخمون بیشتری برخوردارند، دارای ساخت‌های بالشی تیبیک، هوازدگی متحدالمرکز و شکستگی‌های شعاعی هستند (شکل ۳). رنگ سطح هوازده این سنگ‌ها خاکستری تا سبز تیره می‌باشد. این گدازه‌ها به همراه دایک‌های صفحه‌ای بزرگ مقیاس که به موازات هم رخمون دارند. وجود چرت‌های رادیولاریتی قرمز رنگ در مرز بین گدازه‌های بالشی، که نشانه عمیق بودن عمق حوضه رسوبی است، از دیگر خصوصیات این مجموعه می‌باشد

(شکل ۳). بافت‌های تراکیتی، میکروپورفیری و شیشه‌ای از جمله رایج‌ترین بافت‌های میکروسکپی گدازه‌های بالشی ماهیرو می‌باشند (شکل ۴). پیروکسن‌ها به صورت ریزبلور در خمیره شیشه‌ای یا میکرولیتی قرار دارند. پلاژیوکلازها به صورت نیمه شکل‌دار و میکرولیتی و اسکلتی دیده می‌شوند و ماکل تیغه‌ای دارند. عدم حضور کانی‌های الیوین و ارتوپیروکسن، از مهمترین ویژگی‌های این مجموعه سنگی است.

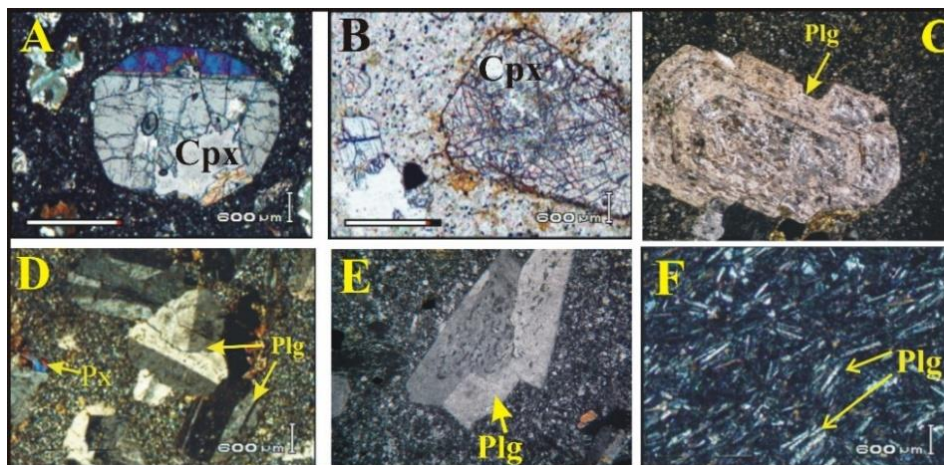
ب) دیاباز: این سنگ‌ها که غالباً در بخش شرقی کمپلکس برونزد دارند و بافت دانه‌ریز با کانی‌های ساب اتومورف دارند که عمدتاً از نوع هیالوپورفیری و میکروپورفیری می‌باشند (شکل ۴A). پلاژیوکلاز بصورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، با ماکل تیغه‌ای و ساخت نوسانی دیده می‌شود و تا حدودی سرسیتی

رایج این سنگ‌ها میکروپورفیری، گلوپورفیری و هیالوپورفیری می‌باشند (شکل B۴ تا E۴). درشت بلورهای کلینوپیکروکسن دارای ماکل ساده و فاقد ساخت نوسانی هستند و بعضاً حاشیه واکنشی دارند که نشانه عدم تعادل با ماگما است (شکل B۴)، پلاژیوکلازها شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بعضاً ساخت نوسانی دارند (شکل C ۴) و بافت غربالی نیز در آنها دیده می‌شود (شکل E۴).

شده است. کلینوپیکروکسن بصورت درشت بلور و ریزبلور و شکل‌دار در بافت سنگ وجود دارد. این کانی به مقدار اندک تجزیه شده و دارای ماکل تیغه-ای می‌باشد و ساخت نوسانی در آن دیده نشده است. کانی‌های اپک به همراه کانی‌های ثانویه: کلیست، سریسیت و بعضاً زئولیت در بافت سنگ قابل رویت می‌باشند. (ج) آندزی بازالت: این سنگ‌ها غالباً به صورت گدازه در نیمه غربی کمپلکس رخنمون دارند. بافت‌های



شکل ۳: A: گدازه‌های بالشی جنوب ماهی رود، علامت B و C: شکستگی‌های شعاعی؛ B: رادیولاریت‌های قرمز رنگ (R) که بین گدازه‌های بالشی (P) قرار دارند.



شکل ۴: A: بافت هیالوپورفیری حفره‌ای در دیاباز، کلینوپیکروکسن (Cpx) دارای ماکل، (نور پلاریزه، بزرگنمایی ۴۰ برابر)؛ B: فنوکریست کلینوپیکروکسن در آندزی بازالت، نور پلاریزه با بزرگنمایی ۴۰ برابر؛ C: فنوکریست پلاژیوکلاز (Plg) با ساخت نوسانی در آندزی بازالت، نور پلاریزه با بزرگنمایی ۴۰ برابر؛ D: بافت گلوپورفیری در گدازه‌های آندزی بازالت، نور پلاریزه ۴۰ برابر؛ E: بافت غربالی پلاژیوکلاز (Plg) در آندزیت، نور پلاریزه، بزرگنمایی ۴۰ برابر؛ F: بافت تراکیتی در پیلوبازالت، حاصل جهت‌یابی میکروولیت‌های پلاژیوکلاز (Plg) (نور پلاریزه، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

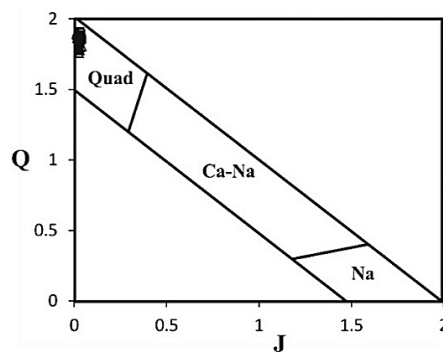
## بحث و نتایج

نتایج آنالیز شیمی پیروکسن آندزی بازالت‌های ماهیروود در جدول ۱ نشان داده شده است. به‌طور معمول برای نامگذاری و تعیین نوع پیروکسن‌ها از نمودار شکل ۵ استفاده می‌شود. بر این اساس، پیروکسن‌های مورد مطالعه در نمودار J و Q (Morimoto et al, 1988) در محدوده (Quad) قرار گرفته‌اند. پارامترهای J و Q، مطابق رابطه ۱ محاسبه می‌شوند:

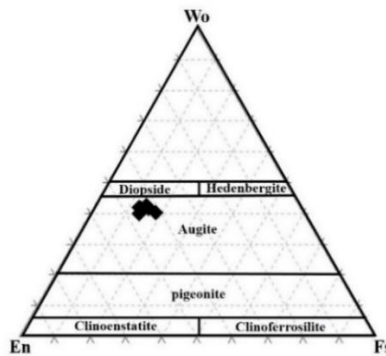
رابطه ۱)

$$Q = Ca + Mg + Fe^{2+}, \quad J = 2Na +$$

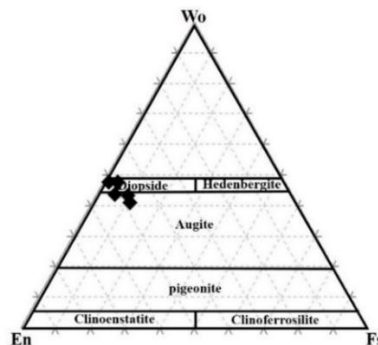
با توجه به فرارگیری پیروکسن‌ها در محدوده Quad (شکل ۶)، می‌توان از دیاگرام Wo-En-Fs برای تعیین نوع آن‌ها استفاده نمود (Morimoto et al, 1988). در این نمودار، پیروکسن آندزی بازالت‌ها در محدوده اوژیت و دیوپسید قرار می‌گیرند (شکل ۶). چنانچه در شکل ۷ ملاحظه می‌شود پیروکسن دیابازها غالباً از نوع اوژیت می‌باشد.



شکل ۵: ترکیب پیروکسن‌ها در نمودار Q-J (Morimoto et al, 1988)



شکل ۶: نمودار Wo-En-Fs نمایش ترکیب شیمیایی پیروکسن آندزی بازالت‌های ماهیروود



شکل ۷: نمایش ترکیب شیمیایی کلینوپيروکسن دیابازها در نمودار Wo-En-Fs

## تعیین سری ماگمایی و موقعیت تکتونیکی

با توجه به این که ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها تابع ترکیب شیمیایی ماگمای میزبان آنها است، این کانی در تفسیرهای پترولوژیکی اهمیت و کاربردی ضروری دارد. طبق نظر (Le Base, 1962) محتوای عناصر Al, Si و Ti درون شبکه ساختاری پیروکسن به درجه آلکالی بودن وابسته است و بر این اساس، سری‌های ماگمایی از یکدیگر قابل تفکیک می‌باشند. وی با استفاده از مقادیر  $SiO_2$  و  $Al_2O_3$  در ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها، سری‌های ماگمایی پراآلکالن، آلکالن و ساب آلکالن را از هم متمایز نموده است (شکل ۸). ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های مورد مطالعه در مقایسه با انواع موجود در سنگ‌های آلکالن از Si غنی‌تر بوده و در محدوده ساب آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۸A). همچنین براساس نمودار Ti در برابر Ca+Na (Leterrier et al, 1982) سنگ‌های آتشفشانی ماهیروود در محدوده مشترک تولییتی و کالک آلکالن واقع می‌شوند (شکل ۸B). در نمودار  $TiO_2$  در برابر  $Al_2O_3$  (Le Base, 1962)، نمونه‌ها به دلیل

محتوای پایین  $TiO_2$ ، از محدوده سنگ‌های آلکالن دور شده و در محدوده سنگ‌های کالک آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۸C). کلینوپیروکسن‌ها می‌توانند نقش مهمی در تعیین جایگاه تکتونیکی داشته باشند (Leterrier et al, 1982). یکی از نمودارهای رایج، که متمایز کننده ترکیبات آلکالن از بازالت-های قوسی است، نمودار Ti در برابر Ca+Na از (Leterrier et al, 1982) می‌باشد. در این نمودار، ترکیب بیشتر کلینوپیروکسن‌ها به سمت تولییتی تا کالک آلکالن گرایش نشان می‌دهند (شکل ۸A). نمودار Ti+Cr در مقابل Ca (Leterrier et al, 1982) برای تفکیک بازالت قوس آتشفشانی از بازالت‌های تولییتی ارائه شده است که بر این اساس کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های ولکانیکی مورد مطالعه، در محدوده بازالت‌های وابسته به کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۸B). برای تفکیک نمونه‌های متعلق به جزایر قوسی از انواع کالک آلکالن، با استفاده از نمودار Ti در برابر Al (Leterrier et al, 1982)، نمونه‌ها ماهیت تولییتی جزایر قوسی را دارا می‌باشند (شکل ۸C).

جدول ۱: نتایج آنالیز نقطه‌ای کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های آتشفشانی ماهیروود براساس ۶ اتم اکسیژن.

sample	MR-1-8	MR-1-9	MR-1-10	MR-2-1	MR-2-2	MR-2-3	MR-2-4	MR-2-5	MR-2-6	MR-2-7	MR-3-3	MR-3-4
SiO <sub>2</sub>	51.40	51.50	50.98	50.71	51.53	50.89	51.89	50.82	51.57	50.61	50.36	50.56
TiO <sub>2</sub>	0.28	0.29	0.31	0.37	0.31	0.33	0.45	0.41	0.23	0.31	0.52	0.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.82	3.00	2.32	2.09	1.76	2.02	2.32	2.49	3.39	3.43	1.87	2.16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.08	0.11	0.00	0.05	0.03	0.02	0.08	0.05	0.19	0.22	0.00	0.03
FeO	7.52	4.07	11.44	11.90	12.19	11.84	10.30	12.34	7.03	7.38	12.51	11.74
MnO	0.19	0.20	0.37	0.38	0.35	0.37	0.37	0.32	0.21	0.26	0.23	0.46
MgO	16.76	17.20	15.26	15.41	15.29	15.47	15.10	14.95	17.96	16.33	14.67	14.31
CaO	20.75	21.00	18.85	19.37	18.73	18.91	18.33	18.64	19.41	19.94	19.03	19.77
Na <sub>2</sub> O	0.18	0.15	0.24	0.28	0.22	0.29	0.29	0.27	0.16	0.16	0.33	0.24
K <sub>2</sub> O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00
<b>Total</b>	<b>99.99</b>	<b>97.52</b>	<b>99.75</b>	<b>100.55</b>	<b>100.42</b>	<b>100.15</b>	<b>99.16</b>	<b>100.29</b>	<b>100.18</b>	<b>98.65</b>	<b>99.52</b>	<b>99.78</b>
Si	1.886	1.922	1.902	1.878	1.915	1.891	1.945	1.891	1.878	1.883	1.891	1.896
Ti	0.008	0.008	0.009	0.010	0.009	0.009	0.013	0.012	0.006	0.009	0.015	0.015
Al	0.122	0.132	0.102	0.091	0.077	0.089	0.103	0.109	0.145	0.151	0.083	0.096
Cr	0.002	0.003	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.006	0.006	0.000	0.001
Fe <sup>3+</sup>	0.103	0.127	0.095	0.151	0.091	0.132	0.001	0.103	0.093	0.071	0.130	0.100

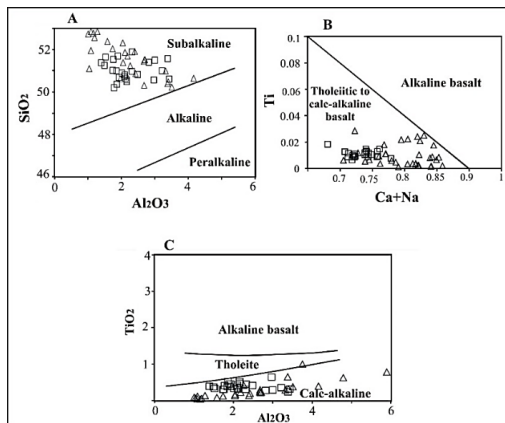


Fe2+	0.127	0.006	0.262	0.218	0.288	0.235	0.322	0.281	0.121	0.159	0.263	0.268
Mn	0.006	0.957	0.012	0.012	0.011	0.012	0.012	0.010	0.006	0.008	0.007	0.014
Mg	0.916	0.840	0.849	0.851	0.847	0.857	0.844	0.830	0.975	0.906	0.821	0.800
Ca	0.815	0.011	0.753	0.769	0.746	0.753	0.736	0.743	0.757	0.795	0.766	0.794
Na	0.013	0.000	0.018	0.020	0.016	0.021	0.021	0.020	0.011	0.012	0.024	0.017
K	0.001	4.007	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Mg #	0.878	0.901	0.764	0.796	0.747	0.784	0.724	0.747	0.890	0.851	0.758	0.749
En	49.29	50.31	45.54	46.32	45.05	46.44	44.37	44.75	52.61	48.71	44.40	42.96
Fs	6.85	5.55	14.04	11.84	15.29	12.76	16.93	15.15	6.53	8.54	14.21	14.39
Wo	43.86	44.14	40.42	41.84	39.66	40.80	38.71	40.09	40.86	42.75	41.39	42.65

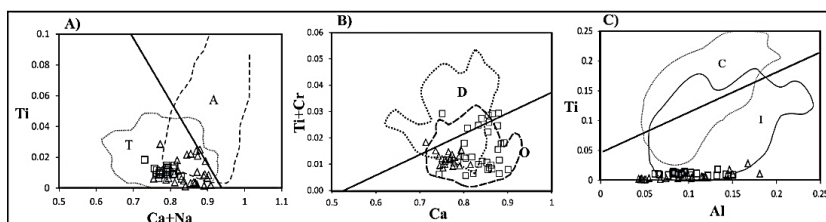
ادامه جدول ۱:

sample	MR-3-5	MR-3-6	MR-3-7	MR-3-8	MR-3-9	MR-5-1	MR-5-2	MR-5-3	MR-5-4	MR-5-5	MR-5-6	MR-5-7	MR-5-8
SiO2	50.68	50.49	50.81	50.20	51.00	50.99	51.69	51.02	51.38	51.25	50.64	50.56	51.65
TiO2	0.45	0.48	0.42	0.41	0.35	0.38	0.45	0.30	0.39	0.37	0.31	0.64	0.33
Al2O3	1.93	2.17	2.11	1.78	3.22	1.86	1.90	1.74	1.40	1.50	2.12	2.97	1.53
Cr2O3	0.00	0.01	0.02	0.02	0.07	0.05	0.00	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
FeO	12.75	12.17	11.40	11.22	9.06	12.06	10.18	11.42	10.82	11.43	12.20	12.50	10.68
MnO	0.45	0.38	0.29	0.27	0.17	0.41	0.43	0.42	0.43	0.21	0.40	0.41	0.34
MgO	14.26	15.06	15.08	13.76	15.57	14.48	14.67	15.56	15.77	15.39	14.71	13.95	15.22
CaO	19.16	19.44	19.42	18.50	18.67	19.10	19.63	18.93	18.91	19.52	19.38	17.55	19.79
Na2O	0.29	0.23	0.24	0.25	0.26	0.31	0.25	0.21	0.20	0.26	0.25	0.23	0.24
K2O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00
<b>Total</b>	99.98	100.43	99.78	96.42	98.40	99.64	99.21	99.65	99.29	99.95	100.06	98.82	99.78
Si	1.900	1.876	1.897	1.948	1.914	1.913	1.941	1.905	1.923	1.909	1.890	1.919	1.926
Ti	0.013	0.013	0.012	0.012	0.010	0.011	0.013	0.009	0.011	0.010	0.009	0.018	0.009
Al	0.085	0.095	0.093	0.082	0.142	0.082	0.084	0.077	0.062	0.066	0.093	0.133	0.067
Cr	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe3+	0.110	0.143	0.107	0.016	0.028	0.091	0.026	0.110	0.085	0.116	0.128	0.009	0.081
Fe2+	0.290	0.235	0.249	0.348	0.256	0.287	0.293	0.247	0.253	0.240	0.253	0.388	0.252
Mn	0.014	0.012	0.009	0.009	0.005	0.013	0.014	0.013	0.014	0.007	0.013	0.013	0.011
Mg	0.797	0.834	0.839	0.796	0.871	0.810	0.821	0.866	0.880	0.854	0.819	0.789	0.846
Ca	0.770	0.774	0.777	0.769	0.751	0.768	0.790	0.757	0.758	0.779	0.775	0.714	0.791
Na	0.021	0.017	0.017	0.019	0.019	0.023	0.018	0.015	0.015	0.019	0.018	0.017	0.017
K	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000
<b>Total</b>	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Mg #	0.734	0.781	0.771	0.696	0.773	0.738	0.737	0.778	0.776	0.780	0.764	0.670	0.770
En	42.93	45.28	45.00	41.61	46.37	43.43	43.13	46.30	46.51	45.59	44.32	41.74	44.78
Fs	15.60	12.73	13.35	18.19	13.65	15.39	15.40	13.21	13.40	12.83	13.70	20.51	13.36
Wo	41.47	41.99	41.65	40.20	39.97	41.18	41.47	40.49	40.09	41.58	41.98	37.75	41.86

$$XMg\# = [Mg/(Mg+Fe)] \times 100$$



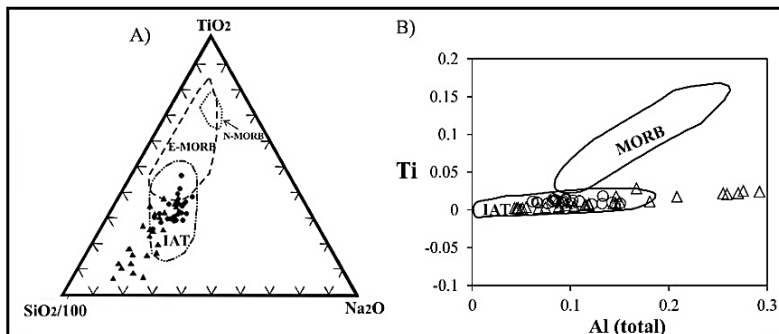
شکل ۸: نمودار تعیین سری ماگمایی (Le Base, 1962)، مثلث: دیاباز، مربع: آندزی بازالت.



شکل ۹: ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن برای تعیین سری ماگمایی (Leterrier et al, 1982). A: نمودار Ti-Ca+Na, B: نمودار Ti+Cr-Ca-Al در برابر Ti برابر Al (T=بازالت تولییتی و کالک آلکان، A=آلکالی بازالت، O=بازالت قوس آتشفشانی، D=مورب و سایر تولیتهای زون گسترش، I=تولییت جزایر قوس، C=بازالت کالک آلکان). علامت مثلث: دیاباز، علامت مربع: آندزی بازالت.

بر اساس مطالعات ژئوشیمی انجام شده، سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی ماهیروود خصوصیتی شبیه به ماگماهای مناطق تکتونیکی جزایر قوسی (IAT) را دارا می‌باشند (کشتگر و همکاران، ۱۳۹۸). برای اطمینان بیشتر از صحت نتایج قبلی، از نمودارهای سه متغیره (Beccaluva et al)  $TiO_2-SiO_2-Na_2O$  استفاده می‌نمایند.

شکل ۱۰: A و B: موقعیت تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی ماهیروود با استفاده از شیمی کلینوپیروکسن (Beccaluva et al, 1989) استفاده نموده‌ایم (شکل ۱۰). همانطور که در هر دو نمودار ملاحظه می‌شود، سنگ‌های آتشفشانی ماهیروود در محدوده محیط تکتونیکی تولییت جزایر قوس (IAT) قرار می‌گیرند و نتایج بدست آمده قبلی را تایید می‌نمایند.



شکل ۱۰: A و B: موقعیت تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی ماهیروود با استفاده از شیمی کلینوپیروکسن (Beccaluva et al, 1989) که در محدوده تولییت جزایر قوس قرار می‌گیرند.

شرایط تقریبی دما- فشار

$XPT = 0.446 SiO_2 + 0.187 TiO_2$   
 $- 0.404 Al_2O_3 + 0.346 FeO + 0.052 MnO$   
 $+ 0.309 MgO + 0.431 CaO - 0.446 Na_2O$   
 $YPT = 0.369 SiO_2 + 0.535 TiO_2$   
 $- 0.317 Al_2O_3 + 0.323 FeO + 0.235 MnO$   
 $- 0.516 MgO - 0.167 CaO - 0.153 Na_2O$   
 طبق این روش دمای تشکیل کلینو پیروکسن ها در  
 گدازه های دیابازی ماهیروود حدوداً ۱۲۰۰ تا ۱۳۰۰  
 درجه سانتیگراد و دمای تقریبی تشکیل کلینو  
 پیروکسن های آندزی- بازالت های ماهیروود، بین  
 ۱۱۵۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتیگراد به دست آمده  
 است (شکل ۱۱ و ۱۲).

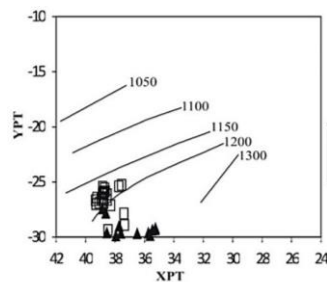
ترکیب شیمیایی پیروکسن ها می تواند اطلاعات  
 ارزشمندی از تخمین دما و فشار تشکیل این کانی  
 در سنگ های آذرین در اختیارمان قرار دهد. برای  
 بررسی دمای تشکیل پیروکسن های کمپلکس  
 ماهیروود از دماسنج زیر، براساس شاخصی های XPT  
 و YPT استفاده شده است (Soesoo, 1997) نتایج  
 محاسبات انجام شده برای سنگ های آتشفشانی  
 ماهیروود در جدول ۲ ارائه شده اند:  
 رابطه ۲)

جدول ۲: محاسبه پارامترهای XPT و YPT با استفاده از ترکیب شیمی پیروکسن های ماهیروود

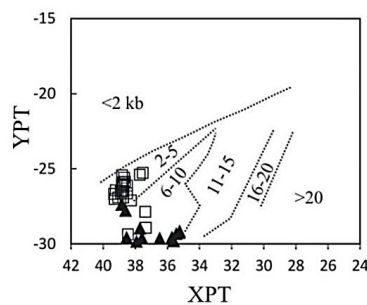
XpT	38.47	37.51	38.52	38.93	39.23	38.82	38.27	38.52	37.94	37.35	38.70	38.65	38.83	38.85
	38.74	37.73	37.38	38.78	38.76	38.91	39.08	39.32	38.77	37.55	39.28	38.33	39.21	39.59
	39.77	38.54	38.66	38.93	39.85	39.32	39.61	39.59	39.80	38.78	37.93	38.41	38.62	38.85
	37.60	36.85	37.80	37.69	38.52	37.78	37.72	35.26	38.78	36.49	35.61	35.73	35.24	35.45
YpT	-29.38	-30.85	-26.66	-26.48	-26.44	-26.51	-27.13	-26.13	-30.19	-28.93	-25.60	-25.88	-25.45	-26.10
	-26.50	-25.41	-27.87	-25.92	-26.93	-26.65	-26.92	-26.69	-26.02	-25.28	-27.03	-30.60	-31.22	-31.59
	-32.19	-29.60	-31.25	-31.40	-32.02	-31.72	-32.21	-31.82	-31.92	-30.85	-29.86	-30.26	-27.80	-27.41
	-29.63	-30.46	-30.89	-30.81	-31.36	-31.00	-28.99	-29.29	-30.89	-29.67	-29.84	-29.60	-29.18	-29.35

زمان تشکیل کلینو پیروکسن در دیابازهای ماهیروود  
 بین ۶-۱۰ کیلو بار و در آندزی- بازالت های ماهیروود  
 حدود ۲ تا ۵ کیلو بار برآورد می شود.

به منظور تعیین فشار با استفاده از نمودار  
 (Soesoo, 1997) و با استفاده از مقادیر XPT و  
 YPT مطابق جدول ۲ و شکل ۱۳، میزان فشار در



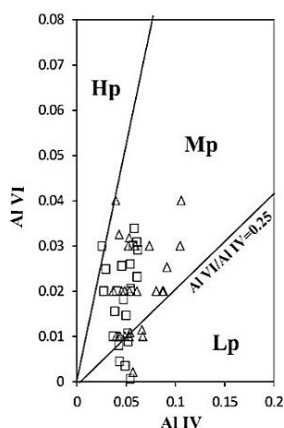
شکل ۱۱: دما فشارسنجی پیروکسن های ماهیروود با استفاده از نمودار XPT - YPT (Soesoo, 1997)



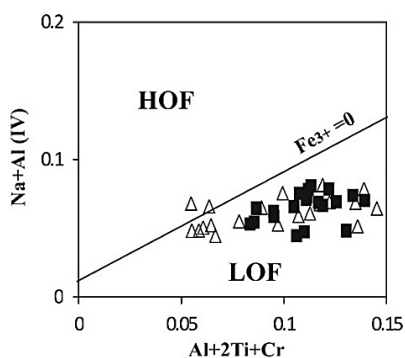
شکل ۱۲: فشارسنجی پیروکسن های ماهیروود با استفاده از نمودار XPT - YPT (Soesoo, 1997)

ماگمای سازنده، از دیاگرام برابر  $Na+Al^{IV}$  استفاده شده است (Schweitzer et al, 1979). براساس این دیاگرام می‌توان گفت شرایط محیطی تشکیل این سنگ‌ها دارای فوگاسیته متغیری از اکسیژن بوده است. بیشتر نمونه‌های تصویر شده در این دیاگرام در محدوده فوگاسیته متوسط تا پایین قرار گرفته‌اند (شکل ۱۴).

مطالعات آزمایشگاهی تجربی نشان داده است که میزان  $Al [VI]$  در کلینوپیروکسن به فشار وابسته است (Thompson, 1974). این مساله با نمودار ارائه شده توسط (Aoki and Shiba, 1973) قابل اندازه‌گیری است. این نمودار براساس  $Al [IV]$  در برابر  $Al [VI]$  طراحی شده است و بیانگر این است که کلینوپیروکسن‌های در فشار متوسط تشکیل شده‌اند (شکل ۱۳). برای تعیین فوگاسیته اکسیژن در



شکل ۱۳: نمودار  $Al^{IV}$  در برابر  $Al^{VI}$  (Aoki and Shiba, 1973)



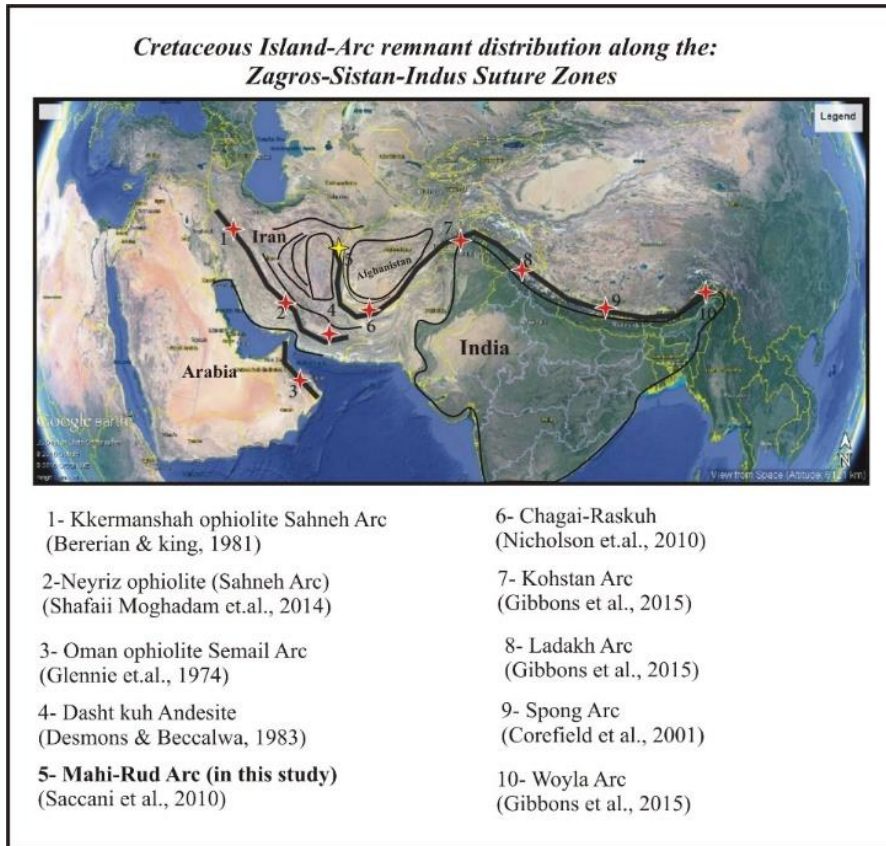
شکل ۱۴: نمودار  $Na+Al^{IV}$  در برابر  $Al^{IV}+2Ti+Cr$  (Schweitzer et al, 1979); LOF: فوگاسیته اکسیژن پایین، HOF: فوگاسیته اکسیژن بالا.

(شکل ۱۵). بنابراین می‌توان ادعا نمود که در تکامل پوسته این بخش از نوار کوهزاد هیمالایا در آسیا، تکتونیک افزایشی، مهمترین نقش را ایفا نموده است به طوری که در اثر اضافه شدن پی در پی حوزه‌های اقیانوسی کمان و پشت کمان به حواشی قاره‌ای، تکامل ژئودینامیکی نهایی شرق ایران

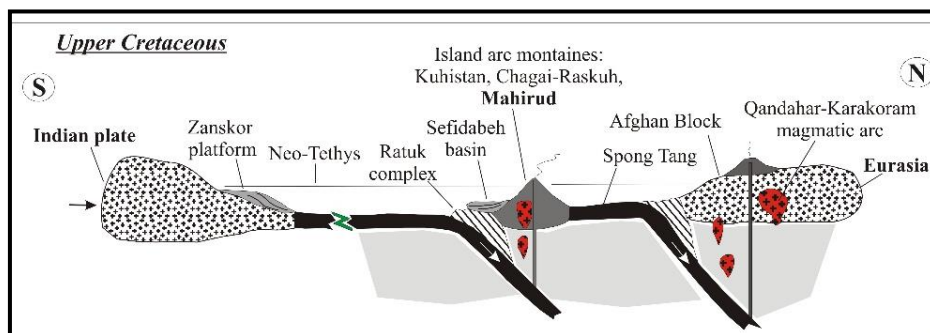
براساس تحقیقات انجام شده در مقیاس جهانی، که بر روی زمیندرزهای پالئوتتیس و نئوتتیس انجام شده، تا کنون، حداقل وجود ده رشته جزیره قوسی و کمان آتشفشانی مرتبط، به عنوان بقایای جزایر قوسی اولیه که در امتداد خط زمیندرز زاگرس-سیستان- هند قرار گرفته‌اند، به اثبات رسیده است

نظیر کمر بند آتشفشانی چاگای- راسکوه و کوهستان در پاکستان تا هند (Siddiqui, 2004; Siddiqui et al, 2012)، مطابقت دارد (شکل ۱۷).

صورت گرفته است (شکل ۱۶). نتایج بدست آمده از این پژوهش، با مطالعات ژئودینامیکی انجام شده اخیر در شرق و جنوب شرق ایران توسط (Bagheri et al, 2020) و نیز ایالت‌های زمین‌ساختی مجاور



شکل ۱۵: جزایر قوسی اقیانوسی دوره کرتاسه در امتداد خط زمیندرز زاگرس- سیستان- هند، علامت ستاره قرمز: جزایر قوسی مطالعه شده توسط محققین مختلف (منابع هر کدام، از شماره ۱ تا ۱۰ زیر شکل ذکر شده است)، علامت ستاره زرد: موقعیت کمان ماهیروود.



شکل ۱۷: تکامل تکتونیکی کمپلکس ماهیروود و مجموعه جزایر قوسی همجوار در زمان کرتاسه بالایی (130-150 Ma)؛ علائم عبارتند از کمان‌های: S: سماعیل، Z: زاگرس، C: کمان چاگای- راسکوه، K: قندهار، M: موسیلم باغ، W: وزیرستان، KL: کوهستان- لاداک.

## نتیجه‌گیری

مجموعه ماهیروود دارای طیفی از سنگ‌های آذرین خروجی بازیک است که یک استوک تونالیتی با سن کرتاسه زیرین، دیابازها را قطع نموده است. کلینوپیروکسن در گدازه‌های ماهیروود دارای ترکیب اوژیت تا دیوپسید می‌باشند. این کانی‌ها و سنگ‌ها به سری‌های ماگمایی کالک آلکالن تا تولتیت کمان آتشفشانی تعلق دارند. نمودارهای متمایز کننده محیط تکتونیکی پیروکسن‌ها در تأیید نتایج حاصل از مطالعات ژئوشیمی سنگ کل گدازه‌های کرتاسه (کشتگر و همکاران، ۱۳۹۸ا) و تونالیت ماهیروود (کشتگر و همکاران، ۱۳۹۸ب)، گویای ارتباط نمونه‌ها با فرایند فرورانش اقیانوسی- اقیانوسی از نوع جزایر قوسی (IAT) است. براساس این شواهد خصوصیات ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی و کانی‌های سازنده کمپلکس ماهیروود، مشابه خصوصیات ژئوشیمیایی جزایر قوسی است و

شباهتی با ماگماتیسم فعال حاشیه قاره، نظیر ماگماتیسم نوع آند یا ماگماتیسم پس از برخورد را نشان نداده است. مدل تکتونیکی حاصل از این پژوهش در تکمیل و تایید مطالعات قبلی ما (کشتگر و همکاران، ۱۳۹۴ و ۱۳۹۸) که متفاوت از مدل‌های تکتونیکی ارائه شده توسط محققین قبلی می‌باشد، قادر است بسیاری از ابهامات قبلی را که در مورد ژئودینامیک شرق ایران سال‌ها مطرح بوده است، بهتر توضیح دهد.

## سپاسگزاری

نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از زحمات پروفسور Kazuo Nakashima به دلیل انجام آنالیزهای نقطه‌ای کانی‌ها، در دانشکده علوم زمین و محیط زیست، دانشگاه یاماگاتا، کشور ژاپن، سپاسگزاری خود را ابراز نمایند.

## منابع

ماهیروود: نگرشی متفاوت بر تاریخچه ژئودینامیکی شرق ایران، فصلنامه علوم زمین، سال ۲۹، شماره ۱۱۳، ص ۱۳۱-۱۴۴.  
-کشتگر، ش.، بومری، م. و باقری، س.، ۱۳۹۸ب.  
شیمی کانی استوک تونالیتی کمپلکس ماهیروود، پهنه زمیندرز سیستان، شرق ایران؛ فصلنامه پژوهش‌های دانش زمین، سال ۱۰، شماره ۳۹، ص ۹۴-۱۰۷.

-کشتگر، ش.، باقری، س.، بومری، م. و گرگیج، م.، ۱۳۹۵. ژئوشیمی و خاستگاه تکتونیکی کمپلکس ولکانو-پلوتونیک ماهیروود: بقایایی از جزایر قوسی کرتاسه فوقانی در پهنه جوش خورده سیستان، مجموعه مقالات بیستمین همایش انجمن زمین-شناسی ایران، دانشگاه تهران، ص ۳۲۲-۳۲۹.  
-کشتگر، ش.، باقری، س. و بومری، م.، ۱۳۹۸ا. جایگاه تکتونیکی کمپلکس ولکانو- پلوتونیک

-Angiboust, S., Agard, P., De Hoog, J.C.M., Omrani, J. and Plunder, A., 2013. Insights on deep, accretionary subduction processes from the Sistan ophiolitic "melange" (Eastern Iran), *Lithos*, v. 156, p. 139-158.  
-Arjmandzadeh, R., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Santos, J.F., Medina, J.M. and Homam, S.M., 2011. Two

asymmetric subduction: implications for tectonomagmatic and metallogenic evolution of the Lut Block, *Journal of Economic Geology*, v. 1, p. 1-14.  
-Aoki, K. and Shiba, I., 1973. Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gate, Japan. *Lithos*, v. 6, p. 41-51.  
-Ayalew, D. and Ishiwatari, A., 2011. Comparison of rhyolites from

- continental rift, continental arc and oceanic island arc: Implication for the mechanism of silicic magma generation. *Island Arc*, v. 20, p. 78-93.
- Berberian, F. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science*, v. 5, p. 101-117.
- Bagheri, S., Aref Nejad, M. and Yabaloui, M., 2009. Tectonic history of the Lut Block in the Nehbandan area, Eastern Iran, Swiss geological Meeting, Neuchatel, Tectonic Scssion.
- Bagheri, S. and DamaniGol, S., 2020. The Eastern Iranian Orocline, *journal of earth-science review*, v. 210, p. 1-43.
- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G.B. and Zeda, O., 1989. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chemical Geology*, v. 77, p. 165-182.
- Bonnet, G.A., Agard, P.A.B., Angiboust, S.C., Monié, P.D., Jentzer, M.A., Omrani, J.E., Whitechurch, H.F. and Fournier, M.A., 2018. Tectonic slicing and mixing processes along the subduction interface: The Sistan example (Eastern Iran); *Lithos*, v. 17.
- Bröcker, M., Fotoohi Rad, G., Burgess, R., Theunissen, S., Paderin, I., Rodionov, N. and Salimi, Z., 2013. New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran, *Lithos*, v. 170-171, p. 17-34.
- Delaloye, M., Desmons, J., 1980. Ophiolites and mélange terranes in Iran: A geochronological study and its paleotectonic implications, *Tectonophysics*, v. 68, p. 83-111.
- Guillou, Y., Maurizot, P. and De la Villcon, H., 1981. Explanatory text of Mahrud, Geological Quadrangle Map 1:100000, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Heuberger, S., 2004. Kinematics of the Karakoram-Kohistan suture zone, chitral, NW Pakistan. Phd thesis, University of Zurich, Swiss.
- Jentzer, M., Fournier, M., Agard, P., Omrani, J. and Khatib, M.M., 2017. Neogene to present paleostress field in Eastern Iran (Sistan belt) and implications for regional geodynamics. *Tectonics*, 36 p.
- Le Base, M.J., 1962. The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, v. 260, p. 267-288.
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M., 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of Paleo-volcanic series, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 59, p. 139-154.
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Fortschr mineral*, v. 66, p. 237-252.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, C.H., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2013. Eocene–Oligocene post collisional magmatism in the Lut Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. *Lithos*, v. 180–181, p. 234-251.
- 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, *Lithos*, v. 117, p. 209-228.
- Schweitzer, E.L., Papike, J.J. and bence, A.E., 1979. Statitical analysis of clinopyroxenes from deep sea basalts, *American Mineralogist*, v. 64, p. 501-513.
- Shimoda, G., Tatsumi, Y., Nohda, S., Ishizaka, K. and Jahn, B.M., 1998. Setouchi high-Mg andesites revisited: geochemical evidence for melting of subducting sediments, *Earth and*

- Planetary Science Letters, v. 160, p. 479-492.
- Siddiqui, M.R., 2004. Crustal evolution of Chagai-Raskoh arc terrane, Balochistan, Pakistan; Phd thesis, University of Peshawar, Pakistan.
- Siddiqui, R.H., Qasim Jan, M. and Asif Khan, M., 2012. Petrogenesis of Late Cretaceous lava flows from a Cenozoic island arc: The Raskoh arc, Balochistan, Pakistan, Journal of Asian Earth Sciences, v. 59, p. 24-38.
- Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations. Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen), v. 119, p. 55-74.
- Thompson, R.N., 1974. Some high pressure pyroxenes, Mineralogical Magazine, v. 39, p. 768-787.
- Tirrul, R., Bell, R.J. and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran, Geological Society of American Bulletin, v. 94, p. 134-150.
- Zarrinkoub, M.H., Pang, K.N., Chung, S.L., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y. and Lee, H.Y., 2012. Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran, Lithos, v. 154, p. 392-405.