جایگاه تکتونیکی کمپلکس ولکانو- پلوتونیک ماهیرود: نگرشی متفاوت بر تاریخچه ژئودینامیکی شرق ایران

شهریار کشتگر'، ساسان باقری^{۲*} و محمد بومری^۳

^۱مربی، دانشگاه جامع علمی کاربردی سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران ^۲استادیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران ^۳دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران تاریخ دریافت: ۱۶/ ۱۹۹۶ تاریخ پذیرش: ۲۰/ ۱۳۹۷

چکیدہ

عاويد ل

کمپلکس ولکانو- پلوتونیک ماهیرود که به عنوان گروه چشمه استاد نیز شناخته می شود، مجموعهای از چندین توده نفوذی و توالی های آتشفشانی- رسوبی است که در حاشیه شمال شرقی پهنه جوش خورده سیستان رخنمون دارد. سنگ های آذرین این کمپلکس شامل گدازه های آتشفشانی و آذرآواری با ترکیب آندزی بازالت، دیاباز، میکرو گابرو و داسیت هستند که یک استوک تونالیتی با سن کرتاسه فوقانی (RA ۳/۲ ط ۳/۲ کا ۷۹/۴) دیابازها را قطع کرده است. سنگ های آتشفشانی کمپلکس ماهیرود از دیدگاه ژئوشیمی خصوصیات سری های ماگمایی کالک آلکالن و تولهایتی دارند. نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده عناصر فرعی و REE نسبت به MORB و کندریت، الگوهایی شبیه سنگ های متعلق به محیط های بالای منطقه فرورانش (SSZ) و خصوصاً جزایر قوسی امروزی (IAT) نشان می دهند. مطالعات شیمی کانی های کلیدی موجود در سنگ های آتشفشانی، نظیر کنیو پیرو کسن، نتایج مشابهی در بر داشته است. حضور احتمالی یک رشته جزایر قوسی پیشنهاد شده در این تحقیق به نام کمپلکس ماهیرود، قابل مقایه و احتمالاً در ادامه مجموعه جزایر قوسی پاکستان از جمله چاگی- راسکوه و کوهستان به سن کرتاسه تا اثوسن است. بر اساس این واقعیت، باید اقیانوسی بزرگ تر و عرو آبر آنه عنوان یک رامه می او سای مجموعه ای باین می راه محمودی این محموعه ا جزایر قوسی پاکستان از جمله چاگی- راسکوه و کوهستان به سن کرتاسه تا اثوسن است. بر اساس این واقعیت، باید اقیانوسی بزرگ تر و آز آنچه قبلاً به عنوان یک آبراهه اقیانوسی فرعی برای اقیانوس سیستان در محیط ریفت درون قاره ای پیشنهاد شده است، در نظر گرفت.

کلیدواژدها: جزایر قوسی، آندزیبازالت، جایگاه تکتونیکی، چشمه استاد، کمپلکس ماهیرود، پهنه جو شخورده سیستان، شرق ایران. ***نویسنده مسئول:** ساسان باقری

1- پیشنوشتار

امروزه، مطالعه کمپلکس های ولکانو-پلوتونیک از دید گاههای مختلف پترولوژیکی نقش مهمی خصوصاً در فهم تحولات ماگمایی ایفا می کند. چنین بررسی هایی امکان مشاهده مستقیم بخش های مختلفی از سنگ های ماگمایی گوشته فوقانی تا پوسته ای و سنگ های دربر گیرنده را فراهم و ارتباط متقابل و برهم کنش عوامل ساختاری را مشاهده مستقیم بخش های مختلفی از سنگ های ماگمایی گوشته فوقانی تا پوسته مشاهده مستقیم بخش های مختلفی از سنگ های ماگمایی گوشته فوقانی تا پوسته و سنگ های دربر گیرنده را فراهم و ارتباط متقابل و برهم کنش عوامل ساختاری را و سنگ های دربر گیرنده را فراهم و ارتباط متقابل و برهم کنش عوامل ساختاری و ابر ماگما ظاهر می سازد (Best, 2001). سؤال اصلی این است که آیا کمپلکس ولکانو- پلوتونیک ماهیرود، یک توده به جا مانده از حوادث ریفتی کرتاسه زیرین و جوان تر است؟ همچنین ماهیت و شکل گیری این کمپلکس چه نقشی در دیدگاه ما نسبت به تحولات تکتونیکی پهنه شرق ایران دارد؟

۲- روش مطالعه

به منظور بررسی ویژگیهای ژئوشیمیایی کمپلکس ماهیرود ۱۴ نمونه از سالمترین سنگهای ولکانیکی منطقه انتخاب شد و توسط آزمایشگاه Actlabs کشور کانادا به روش XRF (عناصر اصلی) و (عناصر کمیاب و فرعی) ICP-MS مورد آنالیز قرار گرفت. علاوه بر این آنالیزهای ریزپردازش الکترونی (EPMA) توسط ابر کاوشگر خودکار مدل JEOL.JXA-8600M با ولتاژ شتابدهنده ۱۵ کیلووات و جریان تابشی amp *10×2 در بخش علوم زمین و محیط زیست دانشگاه یاماگاتا کشور ژاپن انجام و نتایج با نرمافزارهای تخصصی تحلیل و بررسی شدهاند (جدولهای ۱ و ۲).

3- زمینشناسی منطقه

کمپلکس ماهیرود در ۱۹۰ کیلومتری جنوب شرقی بیرجند، نزدیک مرز ایران با افغانستان د در محاشیه شمال شرقی پهنه جوش خورده سیستان بین طول.های

جغرافیایی ٌ ۳۰ ° ۶۰ تا ' ۰۰ ° ۶۱ و عرض های جغرافیایی '۰۰ °۳۲ تا '۳۰ ۳۲۰ واقع شده است (شکل ۱). محدوده مورد مطالعه در نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ گزیک (Guillou et al., 1981) و در نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ ماهیرود (Guillou et al., 1981) قرار مي گيرد. كمپلكس مورد نظر توسط (1983). با عنوان «گروه چشمه استاد» معرفی شده است اما در نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ منطقه به نام ماهرود نام گذاری شده است. در واقع هر دو نام متعلق به یک منطقه است که در اینجا از واژه کمپلکس ولکانو– پلوتونیک ماهیرود استفاده می شود. روند کلی واحدهای سنگی منطقه که از زمان کرتاسه زیرین تا کواترنری رخنمون دارند، عموماً SSE-NNW است. یک سری سنگهای نفوذی و خروجی دگرشکل شده مربوط به «گروه چشمه استاد»، بهطور ناپیوسته با طول بیش از ۲۰۰ کیلومتر بین عرضهای ۳۲N تا ۳۴N قرار گرفتهاند (شکل ۲). بزرگ ترین رخنمون کمپلکس ماهیرود در بخش جنوبی قرار دارد و از دو بخش تشکیل یافته است: ۱) بخش غربی که عمدتاً شامل گدازه های بالشی و آندزیتی و بازالتی حفرهدار، توف، کنگلومرای تخریبی آتشفشانی و ماسهسنگ آواری قرمز با لایهبندی دانهتدریجی و چینهبندی متقاطع است؛ ۲) بخش شرقی که جریانات گدازه به مجموعه پیچیدهای از دایکهای صفحهای و دیابازی با امتداد تقریبی شمالی-جنوبی تبدیل میشوند. سنگهای گابرویی هموژن نیز در حاشیه شرقی این کمربند وجود دارد. همچنین یک استوک تونالیتی با سن کرتاسه زیرین (Guillou et al., 1981) درون این کمپلکس رخنمون دارد (شکلهای ۳ و ۴). توالیهای ضخیم ولکانو – کلاستیکی با لایه هایی از چرت های عمیق دریایی و میان لایه های جریان گدازه عموماً ترکیب متنوعی از بازالت تا ریولیت نشان میدهند. واحدهای رسوبی پوشاننده کمپلکس با هم مخلوط و دگرشکل شدهاند و نهشتههای قرمز رنگ ائوسن بهطور دگرشیب كمپلكس را پوشانيدهاند.

قلمرو شرق ایران و مباحث تکتونیکی حول محور تحولات این بخش کلیدی ایران همواره نظرات متفاوت زمینشناسان داخلی و خارجی را به همراه داشته است.

جایگاه تکتونیکی کمپلکس ولکاتو - پلوتونیک ماهیرود

تحولات شاخه فرعی اقیانوس نئوتتیس در شرق ایران خصوصا در مرحله باز شدگی ابهامات فراوانی برخوردار است. محققین قبلی، مدل های تکتونیکی متفاوت و متناقضی برای شرق ایران ارائه دادهاند. طبق نظر برخی، ماهیت عمومی گروه چشمه استاد، افیولیتی است اما چون گابروهای لایه ای و سنگهای اولترامافیک رخنمون ندارند، این موضوع قطعیت ندارد (Camp and Griffis, 1982; Tirrul et al., 1983). بر این اساس گوههای افزاینده دگر شکل شده و حوضههای جلوی کمان گسترده شده از بیرجند تا جنوب زاهدان را نشانگر وجود یک بازوی فرعی از اقیانوس نئوتتیس در طی سنونین تا پالئوسن دانسته و باز شدگی اقیانوس سیستان و فرورانش آن و ابهامات موجود در مدل ارائه شده خود نیز اشاره کردند از جمله: عدم وجود توالی رسوبات تبخیری ضخیم همانند رسوبات کف دریای سرخ امروزی، عدم وجود توالی های چینه شناسی نشانگر تبدیل تدریجی یک کراتون قارهای به حوضه

اقیانوسی، نبود مجموعه دگر گونی بارووین شاخص تکتونیک برخوردی و نهایتاً عدم تطابق راستای محور پاره ای از چین خوردگی های بزرگ مقیاس شرق ایران با راستای بسته شدن حوضه اقیانوس قدیمی سیستان. برخی محققین سنگ های دگرگونی فشار بالای منطقه صولابست بیرجند را از نظر پترولوژی بررسی کرده و زمان ژوراسیک - کرتاسه فوقانی را برای رخداد فرورانش به زیر بلوک افغان عنوان کرده اند (Fotoohi Rad et al., 2005). محققین دیگر با بررسی ژئوشیمی بخشی از افیولیت های نهبندان، تشکیل این کمپلکس افیولیتی را در شرایط کمان درون میدانند (SSZ). مطالعات ساختاری و پترولوژیکی انجام شده اخیر میدانند (منطقه ماهیرود حاکی از موقعیت تکتونیکی متفاوت از مدل های ارائه شده توسط می حققین قبلی و رخداد ماگماتیسم جزایر قوسی در زمین درز سیستان است (کشتگر و همکاران، ۱۳۹۵).



www.SID.ir

شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه در شرق ایران. نقشه زمین شناسی بازسازی و تصحیح شده منطقه مورد مطالعه (کشتگر و همکاران، ۱۳۹۵الف).



شکل ۲- موقعیت نمونهبرداری های انجام شده از کمپلکس ماهیرود بر روی تصویر ماهوارهای google earth، (بدون مقیاس). واحدهای سنگی عبارتند از: To: تونالیت ، Dd: دیاباز ، And: آندزیبازالت.



شکل ۳- روابط صحرایی دیابازها (Di) با تونالیتها (TO) و ماسهسنگهای قرمز رنگ (Rs)، آپوفیزهای تونالیتی دیابازها را قطع کردهاند.

4- پتروگرافی 4- ۱. سنگهای خروجی

از مهم ترین مشخصات صحرایی این سنگها، رنگ سبز تا خاکستری و بافتهای ریزبلور در نمونه دستی است. کنتاکت بین واحدهای آتشفشانی- رسوبی منطقه، مهدتان یک گوهه است. از سوی دیگر، کل مجموعه توسط دو دسته گسل امتداد لغز با راستای WW و NE قطع شدهاند.

- کدازههای اسپیلیتی (متابازیتها): این گدازه ها را تقریباً می توان در نقاط مختلف منطقه ماهیرود مشاهده کرد. به طوری که در بخش جنوبی نقشه زمین شناسی ماهیرود وسعت بیشتری دارند (شکل ۴- A). از نظر خصوصیات صحرایی، این سنگ ها دارای رنگ های هوازده سبز تیره تا خاکستری هستند و حفرات ریزی در بافت آنها وجود دارد.وجود ساخت بالشی از دیگر خصوصیات متابازیت های منطقه است (شکل ۴-B).

جایگاه تکتونیکی کمپلکس ولکاتو- پلوتونیک ماهیرود

نائی وجد و

بافت این سنگها از نوع آمیگدالویید و پورفیری ریزدانه و کانیهای ثانویه شامل سرسیت، کلسیت و اکسیدهای آهن (اپاک) است (شکل ۵– A).

- پیلوبازالتها: گدازه های بالشی در کمپلکس ماهیرود از رخنمون قابل توجهی برخوردارند، به طوری که ساخت بالشی ایده آل و شکستگی های شعاعی مرکزی به خوبی در آنها قابل مشاهده است (شکل ۴- B). لازم به ذکر است این گدازه ها برای اولین بار در منطقه شناسایی و گزارش می شوند (کشتگر و همکاران، ۱۳۹۵ب). گدازه های بالشی با اشکال تیپیک استوانه ای شکل همراه دایک های صفحه ای موازی، وجود دارد (شکل ۴- C). بافت های غالب گدازه های بالشی ماهیرود عبار تند از: تراکیتی، گلومروپورفیری، میکروپورفیری و ویتروفیریک است (شکل ۵- B). کانی های اصلی شامل پلاژیو کلازهای میکرولیتی ریزبلور، کلینوپیروکسن، در خمیره ای ریزبلور تا شیشه ای هستند.

– آندزیبازالتها: طبق مطالعات صحرایی انجام شده در منطقه، رخمون آندزیبازالتها بیشتر در بخش غربی و شمالی کمپلکس ماهیرود است. به سمت جنوب کمپلکس ترکیب آنها به سمت کوارتز آندزیت تا داسیت تغییر می یابد. رنگ سطح این گدازهها قهوهای تیره است و کنتاکت آنها با رسوبات ماسه سنگ قرمز، کنگلومراهای ولکانیکی و آهکهای بیوکلاستیک پالئوسن به صورت تکتونیکی است و اثری از دگرگونی مجاورتی در سنگهای میزبان دیده نشده است. از نظر پتروگرافی، بافتهای رایج این سنگها میکروپورفیری، گلومروپورفیری و هیالوپورفیری هستند (شکل ۵- C). کانیهای سازنده آندزیبازالتها عبارتند از و پلاژیوکلازها در شتبلور یا میکرولیتی که بعضاً ساخت نوسانی و بافتهای عدم تعادل با ماگما در آنها دیده می شود.

– دیابازها (میکرو کابروها): این سنگها که بر روی نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰ ماهیرود به نام میکرو گابرو (mg) نام گذاری شدهاند، در بخش شرقی کمپلکس

ماهیرود بهصورت دایک و گدازه رخنمون دارند (شکل ۴– E). از مشخصات بارز آنها در نمونه دستی می توان به رنگ سبز روشن تا تیره، ظاهر انفجاری و خردشدگی زیاد در اثر تنش های تکتونیکی اشاره کرد. از نظر پترو گرافی، این سنگ ها بافت های ریزدانه با کانی های ساب اتومورف دارند که عمدتاً از نوع دلریتی، اسفرولیتی هیالوپورفیری، میکروپورفیری، میکرولیتی و پیلوتاکسیتی هستند (شکل ۵– E). کانی های اصلی عبارتند از: پلاژیو کلازهای میکرولیتی و اسفرولیتی، کلینوپیروکسن در خمیره ریزبلور (شکل ۵– F). این سنگ ها دارای مقادیر زیادی کانی های ایک هستند.

– داسیتها: بهصورت دایک در بخشهای جنوبی کمپلکس ماهیرود به خصوص درون گدازههای آندزیبازالتی وجود دارند. بافتهای غالب شامل میکروپورفیری، غربالی و گلومروپورفیری هستند. کانیهای اصلی شامل پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی، کوارتزهای با حاشیه گرد شده و خلیجخوردگی در خمیره بسیار دانهریز کوارتز-فلدسپاری هستند.

4- 2. سنگهای نفوذی

یک سری تودههای گرانیتوییدی ستونی شکل گدازههای دیابازی کمپلکس ماهیرود را قطع کردهاند که مهم ترین رخنمون آنها، یک استوک تونالیتی با وسعت تقریبی ۵×۱ است (شکل ۴– E). این تونالیت از نظر پتروگرافی دارای بافت گرانولار بوده و کانی های اصلی آن به ترتیب فراوانی عبارتند از: کوارتز، پلاژیو کلاز، آمفیبول و اندکی بیوتیت. از کانی های فرعی مهم می توان زیرکن، آپاتیت و اسفن را نام برد.

کانی های ثانویه شامل سرسیت، کلریت و اندکی کلسیت و حاصل تجزیه شدن کانی های اصلی هستند. آمفیبول این تونالیت که با روش K-Ar تعیین سن شده است، سن حداقل ۲۹±۳/۲ دارد (Guillou et al., 1981). با توجه به مشاهدات صحرایی، تونالیت ها پس از ولکانیسم و احتمالاً همزمان با دایک های داسیتی جایگزین شدهاند. زیرا آپوفیزهای تونالیتی، واحدهای دیابازی را قطع کردهاند (شکل ۴–۲).



شکل ۴– A) تفکیک واحدهای لیتولوژیکی شمال روستای ماهیرود؛ B) گدازههای بالشی ماهیرود با شکستگیهای شعاعی؛ C) گدازههای بالشی لولهای شکل شمال ماهیرود، D) دایکهای صفحهای موازی که گدازههای استوانه ای نشان داده شده در شکل C را قطع کردهاند، علامت های اختصاری D1 و... بیانگر تعداد دایکها هستند؛ E) آپوفیزهای تونالیتی جوان تر از آنها هستند؛ F) استوک تونالیتی (TO) ماهیرود که دیابازها (D) را قطع کرده است.



شکل ۵– A) بافت جریانی و حفرهای در اسپیلیت بازالت، کانی اپاک (Op) با سیستم کوبیک (نور پلاریزه با بزرگنمایی ۴۰ برابر)؛ B) بافت پورفیری میکرولیتی در گدازه های بالشی، دارای فنو کریست ساب هدرال و میکرولیت های پلاژیو کلاز (plg) (نور پلاریزه ۴۰ برابر) ؛C) فنو کریست کلینوپیروکسن با حاشیه سوخته در آندزی،بازالت (نور پلاریزه با بزرگنمایی ۴۰ برابر)؛ D) بافت گلومروپورفیری در گدازه های آندزی بازالتی، کانی ها: کلینوپیروکسن (Px) و پلاژیو کلاز (Plg) (نور پلاریزه ۹۰ برابر) ؛C) و پلاژیو کلاز (Plg) (نور پلاریزه ۴۰ برابر)؛ E) پلاژیو کلاز به همراه پیروکسن در خمیره شیشهای، دیاباز (نور پلاریزه ، بزرگنمایی ۴۰ برابر)؛ P) بافت تراکیتی حاصل جهت یابی کانی های میکرولیتی پلاژیو کلاز در دیاباز (نور پلاریزه ، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

۵- ژئوشیمی

نتایج حاصل از آنالیز شیمیایی در جدول ۱ آورده شده است. سنگهای ولکانیکی ماهیرود دارای مقدار متوسط SiO₂ (% ۵۶/۰۱ در سنگهای بازیک و % ۶۲/۳۶ در سنگهای اسیدی تر)، مقدار Al₂O₃ (% ۱۲/۰۳–۱۲/۰۳)، مقادیر پایین TiO (میانگین %۰/۷۵) و خصوصیات شبیه ماگماهای حدواسط و مافیک جزایر قوسی (Gill, 1981) هستند (جدول ۱). سنگهای آتشفشانی مورد مطالعه در نمودار

آلکالی– سیلیس (1979 ، cox et al., اعیف ترکیبی از بازالت تا ریولیت را نشان میدهند. در این نمودار، نمونه ها در محدوده ساب آلکالن– تولهایتی واقع شده اند (شکل ۹). در نمودار طبقه بندی سنگ های خروجی (Winchester and Floyd, 1977) نمونه های منطقه مورد مطالعه با روندی تقریباً عمودی در محدوده های آندزی بازالت تا آندزیت قرار گرفته اند (شکل ۷).



مکل **(198**2 ارطبقهندی سنگهای آذرین خروجی (Le Bas et al., 1986)؛ عناصر برحسب درصد (دایره: سنگهای فلسیک؛ لوزی: سنگهای مافیک).



شکل ۷- نمودار طبقهبندی سنگ های آذرین خروجی (Winchester and Floyd, 1977)، علائم مشابه شکل ۷.

جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی سنگهای آتشفشانی کمپلکس ماهیرود به روش XRF (عناصر اصلی) و ICP-MS (عناصر کمیاب و فرعی)؛ فراوانی اکسیدها بر حسب درصد و فراوانی سایر عناصر بر حسب ppm.

Sampla	CHS-	CHS-	CHS-	CHS_	CHS_	M R -	MR_	MR_	MR_	MR_	MR_	MAH-	MAH_	MAH_
Sample	4-1A	4-7	4-8B	4_1B	4_5	1-8	1_13	2_6	1_6	2_10	2_12	2-6	2_10	2_5
SiO ₂	61.6	59.8	54.1	49.1	55.5	60.8	62.0	64.5	51.0	53.2	70.9	67.1	68.0	63.8
Al_2O_3	12.0	14.5	15.6	15.6	15.2	14.5	13.6	13.8	15.9	14.7	13.1	14.1	13.1	15.7
Fe ₂ O ₃ *	4.1	5.0	8.6	7.7	8.5	6.0	7.1	5.2	6.4	6.7	2.6	3.6	4.2	6.2
FeO	3.5	4.1	5.9	6.3	7.3	4.5	6.3	4.7	4.9	5.8	1.9	2.5	3.5	4.9
MnO	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2
MgO	7.6	6.5	4.3	7.3	6.0	3.7	3.4	3.8	4.4	9.3	1.3	1.8	2.9	1.8
CaO	7.1	4.4	5.2	11.9	4.3	3.4	5.6	3.5	11.5	8.0	1.7	2.6	2.7	2.6
Na ₂ O	1.6	4.4	4.8	3.5	4.5	5.2	3.8	4.6	3.6	3.8	6.0	5.4	3.5	6.0
K ₂ O	0.6	0.2	0.9	0.2	0.3	0.6	0.7	0.8	1.7	0.5	0.7	0.3	1.8	0.2
TiO ₂	0.4	0.6	1.8	0.9	0.8	1.0	0.5	0.4	1.0	0.6	0.5	0.8	0.4	0.8
P_2O_5	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2
LOI	1.2	0.9	1.1	1.1	1.3	0.9	1.1	1.1	0.8	1.0	1.6	1.6	1.3	0.9
Total	99.9	100.6	102.7	103.9	103.8	100.7	104.5	102.5	101.5	103.7	100.3	100.1	101.6	103.3
Ba	29.0	75.0	23.0	117.0	113.0	95.0	32.0	66.0	214.0	88.0	31.0	44.0	57.0	209.0
Be	0.2	23.6	24.1	16.4	37.8	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
Ce	17.0	16.0	7.0	9.0	15.0	10.0	18.2	8.8	11.1	11.2	7.1	5.9	16.4	20.6
Co	6.1	22.3	23.3	28.0	29.2	25.0	9.0	18.0	21.0	13.0	35.0	31.0	35.0	3.0
Cr	9.0	11.0	17.0	146.0	12.0	100.0	20.0	30.0	100.0	20.0	130.0	20.0	700.0	20.0
Cs	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Cu	21.0	84.0	158.0	55.0	100.0	90.0	50.0	80.0	110.0	30.0	160.0	190.0	50.0	20.0
Dy	4.8	2.7	1.7	1.8	3.8	1.9	5.4	2.7	3.8	3.3	3.0	2.3	2.2	5.8
Er	3.2	1.9	1.3	1.4	2.6	1.2	3.3	1.9	2.2	2.3	1.8	1.3	1.4	3.6
Eu	1.2	0.8	0.4	0.5	1.1	0.6	1.3	0.6	0.9	0.7	0.8	0.6	0.8	1.4
Gd	4.3	2.7	1.6	1.8	3.5	2.1	4.9	2.2	3.5	2.8	2.7	2.0	2.5	5.4
Hf	2.3	1.9	0.9	1.1	2.2	1.3	2.6	2.5	1.8	1.7	1.3	0.9	1.6	3.1
La	6.0	7.0	3.0	4.0	6.0	4.2	7.1	3.7	4.0	4.6	2.6	2.2	7.2	8.1
Lu	0.4	0.3	0.2	0.2	0.4	0.2	0.5	0.3	0.3	0.4	0.3	0.2	0.2	0.6
Mo	0.8	0.3	0.4	2.3	0.2	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0
Nb	4.3	2.3	1.8	1.9	3.3	2.0	5.0	2.0	3.0	3.0	2.0	< 1	2.0	4.0
Ni	1.0	7.0	8.0	38.0	9.0	40.0	20.0	20.0	30.0	20.0	60.0	20.0	220.0	20.0
Pb	1.0	5.0	1.0	2.0	1.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0
Pr	1.3	1.7	1.0	2.1	2.4	1.4	2.6	1.2	1.7	1.6	1.1	0.9	2.2	3.1
Rb	1.0	1.0	1.0	1.0	4.0	12.0	2.0	7.0	10.0	11.0	2.0	2.0	6.0	5.0
Sc	16.2	22.1	27.8	33.4	28.6	29.0	19.0	28.0	27.0	22.0	39.0	37.0	25.0	15.0
Sm	3.5	2.5	1.3	1.5	2.9	1.8	4.0	1.8	2.7	2.1	2.0	1.6	2.4	4.6
Sn	1.7	0.9	0.8	0.8	1.1	1.0	2.0	1.0	2.0	1.0	1.0	1.0	2.0	2.0
Sr	153.1	74.7	72.3	197.0	257.4	296.0	188.0	171.0	71.0	146.0	98.0	177.0	318.0	179.0
Та	0.4	0.3	0.3	0.3	0.4	0.2	0.4	0.2	0.3	0.3	0.2	0.1	0.3	0.4
Tb	0.8	0.5	0.3	0.3	0.6	0.3	0.8	0.4	0.6	0.5	0.5	0.4	0.4	0.9
Th	1.4	1.8	1.3	1.3	1.4	0.4	0.6	0.5	0.3	0.6	0.2	0.2	0.9	0.8
Tl	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Tm	0.5	0.3	0.2	0.2	0.4	0.2	0.5	0.3	0.3	0.4	0.3	0.2	0.2	0.6
U	0.3	0.4	0.1	0.3	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.4	< 0/1	0.1	0.3	2W ^{0.4} SI

100 jesk	U

Sampla	CHS-	CHS-	CHS-	CHS_	CHS_	M R -	M R _	MR_{-}	MR_{-}	MR_{-}	MR_{-}	MAH-	MAH_{-}	MAH_
Sample	4-1A	4-7	4-8B	4_1B	4_5	1-8	1_13	2_6	1_6	2_10	2_12	2-6	2_10	2_5
V	37.0	256.0	262.0	202.0	368.0	186.0	52.0	189.0	297.0	142.0	292.0	336.0	181.0	23.0
W	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	3.0	2.0	1.0	1.0	2.0	1.0	2.0
Y	25.9	16.0	11.3	11.9	23.0	12.0	31.0	17.0	19.0	23.0	15.0	11.0	13.0	34.0
Yb	3.1	2.9	2.1	1.9	4.8	1.2	3.3	2.1	2.2	2.4	1.7	1.3	1.3	3.5
Zn	75.0	87.0	75.0	58.0	93.0	70.0	80.0	60.0	50.0	50.0	60.0	120.0	70.0	70.0
Zr	56.0	53.0	25.0	31.0	76.0	45.0	113.0	55.0	77.0	67.0	49.0	33.0	70.0	133.0
Fe ₂ O ₃ *=Fe	Fe ₂ O ₃ *=FeO+1.5 *TiO ₂													

ادامه جدول ۱

برای تفکیک سری های ماگمایی ساب آلکالن از آلکالن از نمودار (۱۹۶۱) Irvin and Barragar کمک گرفته شده است (شکل ۸). طبق این نمودار، سنگ های مورد مطالعه در محدوده ساب آلکالن واقع می شوند.

از نمودار (Irvin and Barragar (1971) جهت تفکیک سری های تولهایتی از

کالک آلکالن استفاده شده است (شکل ۹). همان طور که ملاحظه می شود، سنگ های مورد مطالعه ضمن تبعیت از روند غنی سازی از آهن، در محدوده مرزی تولهایتی – کالک آلکالن قرار می گیرند. در این نمودار دیابازها در محدوده تولهایتی قرار گرفتهاند و نمونه های اسیدی تر به سمت محدوده کالک آلکالن گرایش نشان می دهند.



شکل ۸- نمودار آلکالی- سابآلکالی، ایروین- باراگار (Irvin and Barragar, 1971). علائم مشابه شکل ۷است.

بر اساس نمودار تغییرات عناصر کمیاب نرمالیز شده نسبت به MORB (Pearce, 1983)، سنگهای مورد مطالعه از عناصر LILE غنی شدگی و از عناصر (Pearce, 1983)، سنگهای مورد مطالعه از عناصر HFSE تهی شدگی نشان می دهند و الگوی مثبت کاملاً مشخص و نوک تیز از عناصر Ba، K Ba، K و Sr همراه با بی هنجاری منفی Nb دارند (شکل ۱۰). غنی شدگی از عناصر LILE عموماً در اثر متاسوماتیسم منشأ گوشته ای زیر قوس ایجاد می شود که توسط سیالات آبدار آزاد شده از پوسته فرورانده صورت گرفته است (Wilson, 1989). تهی شدگی از عناصر HFSE می تواند دلایل مختلفی داشته باشد، از جمله آنکه در تهی شدگی از عرب رشمرد



شکل ۹- نمودار (Irvin and Barragar, 1971) AFM)؛ M : Fe₂O₃+FeO)، (Irvin and Barragar, 1971) AFM، نمودار (A, F: K₂O + Na₂O)

(Wilson, 1989). آنومالی منفی Nb می تواند در اثر واکنش این عنصر طی انجام ذوب بخشی در منشأ گوشته بازمانده باشد و شاخص مناطق تکتونیکی فرورانشی است. پی هنجاری منفی عنصر Ce در سنگ های آتشفشانی می تواند نشانه تشکیل سیالات به وجود آمده ناشی از ذوب و آبزدایی رسوبات پلاژیک صفحه اقیانوسی فرورونده باشد. البته میزان این عنصر متأثر از شرایط اکسیداسیون و احیایی محیط نیز است (Rollinson, 1993). در این نمودار، الگوی پر اکندگی عناصر سنگ های ولکانیکی ماهیرود با میانگین الگوی پر اکندگی همان عناصر در سنگ های ولکانیکی حاشیه فعال قارهای نوع آند (ACM) مقایسه شده است. بر این اساس تفاوت کاملاً مشخصی

در الگوهای روند عناصر سنگ های ولکانیکی ماهیرود با سنگ های ولکانیکی حاشیه فعال قارهای نوع آند (ACM) مشاهده میشود (شکل ۱۰).

نحوه توزیع عناصر REE در سنگهای سریهای ماگمایی مختلف جزایر اقیانوسی در شکل ۱۱ نشان داده شده است (شکل ۱۱– A). همانطور که مشاهده میشود

نمونههای مورد مطالعه از روندی مشابه تولهایتهای جزایر قوسی تبعیت میکنند. الگوی نرمالیزه شده عناصر REE سنگهای آتشفشانی منطقه نسبت به کندریت (Boynton, 1984)، الگویی تقریباً صاف (Flatten) نشان میدهند (شکل ۱۱– B) که از خصوصیات ماگماهای تولهایتی جزایر قوسی است.



شکل ۱۰- فراوانی عناصر ناساز گار نرمالایز شده نسبت به MORB (Pearce, 1983)؛ منحنی ACM: میانگین حاشیه فعال قارهای (دایره: آندزیبازالت؛ لوزی: دیاباز؛ مربع: میانگین ACM).



شکل A-۱۱) الگوی فراوانی عناصر کمیاب در سری های ماگمایی جزایر قوسی (Wilson, 1989)؛ B) فراوانی عناصر نادر خاکی (REE) در نمونه های مورد مطالعه که نسبت به کندریت نرمالیز شدهاند (Boynton,1984)؛ ACM میانگین روند تغییرات عناصر REE حاشیه فعال قارهای را نشان میدهد.

6- شیمی کانی

مطالعه شیمی کانی ها در مطالعات زمین شناسی جایگاه و اهمیت فوق العاده زیادی دارند. بهطوری که کمک زیادی جهت شناخت دقیق تر منشأ و ماهیت ماگمای سازنده و نیز بازسازی محیط تکتونیکی می کند. طبقه بندی پیروکسن ها بر اساس شیمی کلینوپیروکسن ها بر پایه ۶ اتم اکسیژن و ۴ کاتیون در هر واحد فرمولی در

جدول ۲ ارائه شده است. بهطور کلی، پیروکسنها به چهار گروه تقسیم میشوند که عبارتند از:

پیروکسن.های Ca-Mg-Fe (Quad)، پیروکسن.های Ca-Na (Ca-Na)، پیروکسن.های Na، پیروکسن.های دیگر (Others). در نمودار Q-J، پارامترهای Q و I عباتند از:

J=2Na و Q=Ca+Mg+Fe (II) و J=2Na و J=2Na تصویر منطقه ماهیرود در محدوده Quad تصویر می شوند (شکل ۱۲– A) بنابراین می توان از دیاگرام Wo-En-Fs برای تعیین نوع آنها استفاده کرد (Morimoto et al., 1988).

پیروکسن های موجود در سنگ های آندزیبازالتی کمپلکس ماهیرود از نوع کلینوپیروکسن با ترکیب اوژیت (شکل ۱۲– B) و پیروکسن سنگ های دیابازی کمپلکس ماهیرودازنوع کلینوپیروکسن با ترکیب غالب دیوپسید هستند (شکل ۱۳–B). مقادیر Si ماهیروداز نوع کلینوپیروکسن به درجه آلکالینیته بستگی دارد و با استفاده از این مشخصه، سریهای ماگمایی در نمودارها قابل تفکیک هستند (LeBas, 1962). ترکیب شیمیایی پیروکسن های مورد مطالعه در مقایسه با انواع موجود در سنگهای آلکالن از Si غنی تر است و در محدوده ساب آلکالن قرار می گیرد (شکل ۱۳– A). همچنین بر اساس نمودار TT در برابر Ca+Na سنگهای آتشفشانی

ماهیرود در محدوده تولهایتی و کالک آلکالن واقع شدهاند (شکل ۳۳ – ۵). در نمودار ²TiO در برابر ₆Al اکثر نمونه ها به دلیل محتوای پایین ²TiO، از قلمرو سنگهای آلکالن دور شده و در محدوده سنگهای کالک آلکالن قرار گرفتهاند (شکل ۳۳ – C). مطالعات محققین نشان داده که در سری های تولهایتی کمپتاسیم جزایر قوسی، از میان پیرو کسن های غنی از Ca، اوژیت کانی اصلی و عادی ترین پیرو کسن زمینه است و از میان انواع فقیر از Ca ارتوپیرو کسن ها رایج هستند (Wilson, 1989). از طرفی در سنگهای مذکور، حضور همزمان پیرو کسن های غنی از Ca (نظیر اوژیت) پترو گرافی، سنگهای مذکور، حضور همزمان پیرو کسن های غنی از Ca (نظیر اوژیت) پترو گرافی، سنگهای آتشفشانی کمپلکس ماهیرود فاقد کانی الیوین و آمفیبول و بیوتیت هستند؛ در آنها ارتوپیروکسن مشاهده نشده است و کانی فرومنیزین اصلی، کلینوپیروکسن هایی با ترکیب اوژیت و دیوپسید هستند.



شکل A – ۱۲) نمایش ترکیب پیروکسن های منطقه در نمودار B (Morimoto et al., 1988) Q-J)؛ B) نمودار Wo-En-Fs) نمودار (Morimoto et al., 1988) (Morimoto et al., 1988) (لوزی: پیروکسن سنگهای آندزیبازالتی؛ دایره: پیروکسن سنگهای دیابازی).



سنگەاى ديابازى). **WWW.SID.ir**

جایگاه تکتونیکی کمپلکس ولکانو- پلوتونیک ماهیرود



جدول ۲- نتایج آنالیز EPMA کلینوپیروکسن دیاباز نمونه CHS-4-1B و کلینوپیروکسن آندزی بازالت نمونه MR-1-13 کمپلکس ماهیرود بر پایه ۶ اتم اکسیژن.

Sample	MR-3	MR-4	MR-5	MR-6	MR-7	MR-8	MR-9	CHS-1	CHS-2	CHS-3	CHS-4	CHS-5
SiO ₂	50.36	50.56	50.68	50.49	50.81	50.20	51.00	51.51	52.04	52.38	52.85	52.77
TiO2	0.52	0.52	0.45	0.48	0.42	0.41	0.35	0.22	0.12	0.08	0.13	0.04
Al ₂ O ₃	1.87	2.16	1.93	2.17	2.11	1.78	3.22	2.69	1.74	1.59	1.28	1.16
Cr ₂ O ₃	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	0.02	0.07	0.23	0.27	0.21	0.15	0.31
FeO	12.51	11.74	12.75	12.17	11.40	11.22	9.06	5.69	5.00	4.58	3.91	4.10
MnO	0.23	0.46	0.45	0.38	0.29	0.27	0.17	0.18	0.23	0.17	0.16	0.12
MgO	14.67	14.31	14.26	15.06	15.08	13.76	15.57	17.88	18.55	18.61	18.85	19.62
CaO	19.03	19.77	19.16	19.44	19.42	18.50	18.67	20.86	21.61	22.21	21.90	21.48
Na ₂ O	0.33	0.24	0.29	0.23	0.24	0.25	0.26	0.16	0.17	0.09	0.11	0.09
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02
Total	99.52	99.78	99.98	100.43	99.78	96.42	98.40	99.43	99.74	99.90	99.35	99.72
					6 (0) a.f.u						
Si	1.89	1.90	1.90	1.88	1.90	1.95	1.91	1.88	1.89	1.90	1.92	1.91
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.08	0.10	0.09	0.09	0.09	0.08	0.14	0.11	0.07	0.06	0.05	0.05
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.006	0.004	0.00
Fe ³⁺	0.13	0.10	0.11	0.14	0.11	0.02	0.03	0.10	0.13	0.12	0.08	0.12
Fe ²⁺	0.26	0.27	0.29	0.23	0.25	0.35	0.26	0.06	0.01	0.01	0.03	0.00
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.82	0.80	0.80	0.83	0.84	0.80	0.87	0.97	1.00	1.00	1.02	1.05
Ca	0.77	0.79	0.77	0.77	0.78	0.77	0.75	0.81	0.84	0.86	0.85	0.83
Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
К	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.76	0.75	0.73	0.78	0.77	0.70	0.77	0.93	0.98	0.98	0.97	0.99
Fe2/(Fe*)	0.67	0.73	0.72	0.62	0.70	0.96	0.90	0.39	0.10	0.11	0.25	0.00
Al/(Al+Fe ³⁺ +Cr)	0.39	0.49	0.44	0.40	0.46	0.83	0.83	0.51	0.34	0.34	0.37	0.27
En	44.40	42.96	42.93	45.28	45.00	41.61	46.37	52.37	53.97	53.38	53.64	55.93
Fs	14.21	14.39	15.60	12.73	13.35	18.19	13.65	3.72	0.84	0.82	1.56	0.06
Wo	41.39	42.65	41.47	41.99	41.65	40.20	39.97	43.91	45.19	45.80	44.80	44.02

۷- بازسازی محیط تکتونیکی و تحولات پهنه شرق ایران

یکی از نمودارهای رایج جهت تفکیک محیط تکتونیکی وابسته به فرایندهای کوهزایی از کششی، نمودار Ca در برابر Ti+Cr است (Le Bas, 1962). بر اساس این نمودار نمونههای مورد مطالعه در محدوده سنگهای وابسته به محیط های کوهزاد قرار می گیرند (شکل ۱۴– A). در نمودار Ti در برابر Z(Pearce, 1983) نمونههای ماهیرود به دلیل محتوای پایین Ti در محدوده گدازههای جزایر قوسی قرار گرفتهاند (شکل ۱۹– B). در نمودار لگاریتمی Nb/Th (Li, 1993)، سنگهای ولکانیکی مورد مطالعه در محدوده بازالتهای جزیره قوسی واقع شدهاند (شکل ۵۰– ۲). سنگهای ولکانیکی ماهیرود در نمودار تفکیک کننده محیط تکتونیکی بر اساس منبعهای ولکانیکی ماهیرود در نمودار تفکیک کننده محیط تکتونیکی بر اساس منبعهای رو ماگیمهای و ماگماهای منبعهای مشتق شده از گوشته قرار گرفتهاند (شکل های ۱۴– De ی. چنانچه در شکل Th/Yb یشیرات Condie, 1989)، نیر محدود رو بار در برابر 20

نمودار Ti در برابر V (Shervais, 1982) یکی از نمودارهای مطمئن جهت تعیین نوع مناطق تکتونیکی سنگ های مختلف است. زیرا Ti و V تحت شرایط دگرسانی گرمابی و دگر گونی درجات متوسط تا بالا غیر متحرک هستند (Rollinson, 1993). عنصر V که می تواند هم به صورت اکسیدی و هم به صورت احیایی در ماگما حضور داشته باشد، دارای ضریب جدایش بسیار متغیری در کانی هایی نظیر ار توپیرو کسن، کلینوپیرو کسن و مگنتیت بوده و تابع فو گاسیته اکسیژن است. سنگ های کمپلکس ماهیرود در این نمودار به لحاظ نسبت Ti به V در محدوده بین ۱۰ تا ۲۰ یعنی محدوده توله ایت های جزایر قوسی قرار می گیرند (شکل ۱۴–6). همچنین در نمودار مثلثی MORB و بازالت های قوس آتشفشان واقع شده اند (شکل ۱۴–۴). کمان های Ti شفشانی که بر روی پوسته ضخیم فوران می کنند طبیعت خاصی دارند. به طوری HREE ای سیلیس بیشتر و تحول یافته تر و همچنین از عناصر LIL و H

غنی تر هستند. ماگمای حاشیه فعال قارهای (ACM) اغلب ترکیب آندزیتی- داسیتی و سیلیس و پتاسیم بالاتری دارند، اما ماگماهای جزایر قوسی بیشتر دارای ترکیب آندزی- بازالتی و پتاسیم کمتری هستتند (Wilson, 1989).

جهت اطمینان بیشتر از نتایج ژئوشیمی سنگ کل، از نمودار سه متغیره و نیز نمودار کاتیونی Al در برابر Ti استفاده (Beccaluva et al., 1989) TiO2-SiO2-Na₂O

شده است (شکل ۱۵). همان طور که در هر دو نمودار ملاحظه می شود، سنگهای آتشفشانی ماهیرود در محدوده تولهایت های جزایر قوسی (IAT) قرار می گیرند و نتایج به دست آمده قبلی را تأیید می کنند. پایین بودن میزان TT در فرمول ساختمانی پیرو کسن های مورد مطالعه از یک سو و بالا بودن میزان SiO نمونه ها از سوی دیگر، از خصوصیات پیرو کسن های سنگهای آذرین کمان آتشفشانی است (Shimoda et al., 1998).



شکل ۱۴- نمودارهای متمایز کننده محیطهای تکتونیکی؛ A) نمودار Ca در برابر Ti+Cr با استفاده از شیمی پیروکسن (Le Bas, 1962)؛ B) نمودار Ti+Cr) نمودار تغییرات (Le Bas, 1962)؛ C) نمودار تغییرات (La Bas, 1962)؛ C) نمودار تغییرات La/Yb در مقابل Th/Cp)؛ G) نمودار تغییرات La/Yb در مقابل Sr/Y (C) نمودار تغییرات Sr/Y) نمودار تغییرات Sr/Y در برابر Sr/Y در برابر Sr/Y (Martin, 1993)؛ C) نمودار تغییرات Sr/Y در برابر Sr/Y (Martin, 1993)؛ C) نمودار تغییرات Sr/Y در برابر Sr/Y (Martin, 1993)؛ C) نمودار تغییرات Sr/Y در مقابل MS/Th (Shervais, 1982)؛ C) نمودار تغییرات Sr/Y در برابر Sr/Y (Martin, 1993)؛ Sr/Y در برابر Y) نمودار تغییرات Sr/Y در برابر Sr/Y (Signatin, 1983)، Sr/Y در برابر Sr/Y (Signatin, 1983)؛ Sr/Y در برابر Y) (Signatin, 1993)؛ Sr/Y در برابر Sr/Y (Signatin, 1983)، Sr/Y (Signatin, 1986)؛ Signatin (Signatin, 1986)؛ Signatin (Signatin, 1986)، Signatin (Signatin, 1986) Signatin (Signatin (Signatin (Signatin))، Signatin (Signatin (Signatin))، Signatin (Signatin, 1986)، Signatin (Signatin, 1986)



شکل ۵۵-A و B) تعیین موقعیت تکتونوماگمایی با استفاده از شیمی کلینوپیروکسن (Beccaluva et al., 1989) برای سنگ های آتشفشانی ماهیرود (لوزی: دیاباز؛ دایره: آندزی بازالت).

طبق مطالعات تکتونوماگمایی انجام شده مشابه در مناطق تکتونیکی مجاور ایران، حضور جزایر قوسی پیشنهاد شده در این تحقیق ، قابل مقایسه و شاید در ادامه مجموعه جزایر قوسی مهم مجاور، از جمله چاگی-راسکوه (Siddiqui, 2004) و ایالت کوهستان در کشور پاکستان (Heuberger, 2004) به سن کرتاسه باشد. بر اساس تحقیقات انجام شده بر روی زمین درز نئو تتیس، حداقل وجود ده رشته جزیره قوسی و کمان آتشفشانی مرتبط، که در واقع بقایای جزایر قوسی اولیه هستند و همگی در امتداد خط زمین درز

زاگرس – سیستان – هند قرار گرفته اند (Siddiqui et al., 2012) به اثبات رسیده است (شکل های ۱۶ و ۲۷ – ۸). مدل پیشنهادی ارائه شده در این تحقیق متفاوت از مدل های تکتونیکی قبلی است. به طوری که قادر است مسائل متنوع موجود در این پهنه جوش خورده را بهتر توضیح دهد (شکل ۱۷–۲۵). ضمن اینکه، نتایج به دست آمده از این پژوهش، به خوبی با نتایج حاصل از مطالعات ساختاری چین خوردگی های تداخلی بزرگ مقیاس منطقه شرق ایران مطابقت دارد (کشتگر و همکاران، ۱۳۹۵ب).



شکل ۱۶- مدل پیشنهادی باقیمانده کمان ها و جزایر قوسی دوره کرتاسه در امتداد خط زمیندرز نئوتتیس در مناطق زاگرس- سیستان- هند.



شکل ۱۷– A) بازسازی تاریخچه جغرافیای دیرین اقیانوس تتیس و قارههای اطراف طی محدوده زمانی ۱۸۹–۱۵۰، اقتباس از (Siddiqui et al., 2012) با اندکی تغییرات، علائم عبارتند از کمانهای: S: سماعیل، Z: زاگرس، C: کمان چاگای–راسکوه، K: قندهار، M: موسیلم باغ، W: وزیرستان، KL: کوهستان–لاداک؛ B) مدل پیشنهادی تکامل تکتونیکی کمپلکس ماهیرود و مجموعه جزایر قوسی همجوار در زمان کر تاسه بالایی.

۸- نتیجهگیری

سنگهای آتشفشانی کمپلکس ماهیرود از دیدگاه ژئوشیمی خصوصیات سریهای ماگمایی حدواسط بین تولهایتی وکالک آلکالن دارند و الگوهای ژئوشیمیایی شبیه سنگهای متعلق به محیط های بالای منطقه فرورانش (SSZ) و خصوصاً جزایر قوسی امروزی (IAT) را نشان میدهند. وجود چنین جزایر قوسی خصوصاً با حضور استوکهای تونالیتی به سن کرتاسه بالایی به احتمال فراوان حکایت از حضور یک بدنه جزایر قوسی بالغ در میان گوههای افزایشی رتوک در پهنه شرق ایران دارد. وجود چنین زنجیره جزایر قوسی نشانه یک پهنه فرورانشی اقیانوسی به زیر اقیانوسی در قلمرو اقیانوس سیستان است. چنین شواهدی نیز قبلاً برای افیولیتهای منطقه (نه» (NEH) به اثبات رسیده است.

شواهدی نیز قبلاً برای افیولیتهای منطقه «

حضور چنین پهنه فرورانش جدیدی غیر از پهنههای فرورانش دیگر همچون فرورانش به زیر صفحه افغان یا لوت، خاطر نشان می سازد که در اینجا یک پهنه اقیانوسی گسترده موجود بوده است. بنابراین چنین دیدگاه جدیدی کاملاً با دیدگاه وجود یک آبراهه باریک نئوتتیس مطلوب پهنههای ریفتی درون قارهای، ناسازگار است.

بنابراین به نظر میرسد رخداد فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس – که خود شامل بلوکهای لوت و افغان است– به زیر صفحه اوراسیا و تشکیل جزایر قوسی حاشیه شمالی اقیانوس مذکور، منجر به اضافه شدن این جزایر قوسی در اثر تکتونیک افزایشی (Accretion tectonic) به حاشیه بلوک افغان شده است.



كتابنگاري

اکشتگر، ش.، باقری، س.، بومری، م. و گرگیج، م.، ۱۳۹۵الف- ژنوشیمی و خاستگاه تکتونیکی کمپلکس ولکانو- پلوتونیک ماهیرود: بقایایی از جزایر قوسی کرتاسه فوقانی در پهنه جوش خورده سیستان، مجموعه مقالات بیستمین همایش انجمن زمینشناسی ایران، دانشگاه تهران، صص. ۳۲۲ تا ۳۲۹.

کشتگر، ش.، باقری، س.، بومری، م. و ناکاشیما، ک.، ۱۳۹۵ب- تحولات ساختاری کمپلکس ولکانو- پلوتونیک ماهیرود، شرق ایران، مجموعه مقالات چهارمین همایش انجمن زمینساخت ایران و زمین شناسی ساختاری ایران، دانشگاه بیرجند، صص. ۱۹۸ تا ۱۹۵.

References

- 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, 20: 78- 93.
- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G. B. and Zeda, O., 1989- Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. Chemical Geology, 77,165- 182.

Best, M. G., 2001- Christiansen, E. H., Igneous petrology, Blackwell Science.

- Boynton, W. V., 1984- Geochmistry of the Rare Earth Elements. Meteorite Studies. Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, Vol. 63-114.
- Camp, V. E. and Griffis, R. J., 1982- character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. lithous, 15, 221-239.

Condie, K. C., 1989- Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance. Lithos, 23: 1-18.

Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R, J., 1979- The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin, pp. 45.

- Fotoohi Rad, G. R., Droop, G. T. R., Amini, S. and Moazzen, M., 2005- Eclogites and Blueschists of the Sistan Suture Zone, eastern Iran, Lithos, 85:1-24.
- Gill, J. B., 1981- Orogenic Andesites and plate Tectonics. Springer-verlag, Berline, 389 pp.
- Guillou, Y., Maurizot, P. and De la Villcon, H., 1981- Mahrud Quadrangle map, Scale: 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, 205 pp.
- Irvin, T. N. and Barragar, W. R. A., 1971- A guide to the classification of the common volcanic rocks. Canadian journal of Earth science, 8: 523 548.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkalisilica diagram. Journal of Petrology, 27, 3, 745-750.
- Le Bas, M. J., 1962- The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. American Journal of Science, 260, 267-288. Li, Sh., 1993- Ba-Nb-Th-La diagrams used to identify tectonic environments. Acta petrologica sinica, Journal of Science, 02, 46-58.
- Martin, H., 1993- The mechanism of petrogenesis of the Archean continental crust comparison with modern processes. Lithos, 30: 373-385.
- Meschede, M., 1986- A method of discriminating between different types of mid-oceanic ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chemical Geology, 56, 207- 218.
- Morimoto, N., Fabrise, J., Ferguson, A., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G., 1988- Nomenclature of pyroxene. Mineralogical Magazine, Vol.52, pp.535- 555.
- Pearce, J. A., 1983- Trace element characteristics of lavas form destructive plate boundaries. Wiley, chichester.
- Rollinson, H. R., 1993- Using geochemical data: evalution, presentation, interpretation. Longman scientific and technical, 252 pp.
- 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, 117, 209- 228.
- Shervais, J. W., 1982- Ti-V plot and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas., Earth and planetary science letters, 59,101-118.
- 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 and Letters, 160: 479- 492.
- Siddiqui, R. H., Qasim Jan, M. and Asif Khan, M., 2012- Petrogenesis of Late Cretaceous lava flows from a Ceno-Tethyan island arc: The Raskoh arc, Balochistan, Pakistan, Journal of Asian Earth Sciences 59 : 24- 38.
- Siddiqui, R. H., 2004- Crustal evolution of Chagai-Raskoh arc terrane, Balochestan, Pakistan; PHD-thesis, University of Peshawar, Pakistan, 389 pp.
- Tirrul, R., Bell I. R., Griffis R. J. and Camp, V. E., 1983- The Sistan suture zone of eastern Iran, Geological Society of American Bulletin, 94: 134-150.

Wilson, M., 1989- Igneous petrogenesis. Springer Verlag, London, 466 pp.

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

www.SID.ir



Tectonic setting of Mahirud Volcano-plutonic Complex: Different insight into the geodynamic history of East Iran

Sh. Keshtgar¹, S. Bagheri^{2*} and M. Boomeri³

¹Instructor, University of Applied Science and Technology of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran
²Assistant Professor, Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran
³Associate Professor, Department of Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran
Received: 2017 August 07
Accepted: 2018 June 10

Abstract

The Mahirud volcano-plutonic Complex (MVPC), known as Cheshmeh Ostad Group too, is a rock assemblage including several plutons and volcano-sedimentary successions, crops out at the northeastern part of the Sistan suture zone. Igneous rocks of the MVPC consist of volcanic lavas and pyroclastic rocks that are andesitic basalt, diabase, micro-gabbro and dacite. The diabase was intruded by the Upper Cretaceous tonalitic stocks. The volcanic rocks have characteristics of the calc-alkaline to tholeiitic magmatic series. The spider-diagram patterns normalized to N-MORB and Chondrite is similar to the ones belong to the supra-subduction zone (SSZ) and Island arcs (IAT). Additionally, the EPMA studies on the key minerals in volcanic rocks such as clinopyroxene brought the same results. The probable presence of an island-arc chain in the Sistan suture zone, which some of its parts are considered here as the MVPC, is comparable to the Chagai-Raskoh and Kuhistan Cretaceous-Eocene island-arc/s in the east. Considering this reality, the Sistan Ocean must, therefore, be a larger ocean much wider than what was already proposed as a narrow oceanic seaway in the continental-rift setting.

Keywords: Island arc, Basaltic andesite, Tectonic setting, Cheshmeostad, Mahirud Complex, Sistan suture zone, East of Iran.

For Persian Version see pages 131 to 144

*Corresponding author: S. Bagheri; E-mail: sasan_bagheri@yahoo.com