

ژئوشیمی و خاستگاه زمین‌ساختی-ماگمایی سنگ‌های آذرین ترشیری در محدوده خاور و شمال خاور نهندان، خاور ایران

مرتضی دلاوری^۱، صدرالدین امینی^۲ و امیلیو ساکانی^۳

^۱ استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

^۲ استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

^۳ استاد، دانشکده علوم، دانشگاه فرارا، فرارا، ایتالیا

تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۰۵/۱۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۱۱/۲۹

چکیده

فعالیت آتشفشانی در محدوده خاور و شمال خاور نهندان (خاور ایران) شامل طیف گوناگونی عمدتاً از ترکیبات بازی تا میانه است. همه این سنگ‌ها ترکیب سدیک دارند ($1 < \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$) و در سری‌های تولیتی با پتاسیم پایین و کالک آلکان قرار می‌گیرند. مطالعه سنگ‌نگاری، شیمی کانی‌ها و ژئوشیمی سنگ کل نشان‌دهنده تمایز بازالت‌ها به دو گروه کالک آلکان و تولیت‌های با پتاسیم پایین مرتبط با کمان‌های ماگمایی است. سنگ‌های آتشفشانی حد واسط نیز به‌طور مشابه در دو سری ماگمایی یادشده قرار می‌گیرند. نمودار تغییرات برخی عناصر اصلی و فرعی روی SiO_2 به‌همراه الگوهای بهنجار شده نسبت به کندریت عناصر خاکی کمیاب نشان از ارتباط زایشی سنگ‌های حد واسط سری تولیتی با پتاسیم پایین به سنگ‌های بازی این سری دارد در حالی که تحول ماگمایی ترکیبات حد واسط کالک آلکان از بازالت‌های کالک آلکان را رد می‌کند. در نمودارهای چندعنصری بهنجار شده نسبت به MORB (Mid-Ocean Ridge Basalt)، تهی‌شدگی HFSE (High Field Strength Elements) و غنی‌شدگی LILE (Large-Ion Lithophile Elements) در همه سنگ‌های بازی حد واسط تعیین‌کننده جایگاه زمین‌ساختی-ماگمایی مرتبط با پهنه‌های فرورانشی در زمین‌درز سیستان است. تغییر از تولیت‌های با پتاسیم پایین به بازالت‌های کالک آلکان گواه تحول به سوی یک سامانه کماتی بالغ است که این تغییرات همراه با ادامه فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی حوضه سیستان در ترشیر انجام شده است.

کلیدواژه‌ها: بازالت کالک آلکان، تولیت با پتاسیم پایین، فعالیت ماگمایی پهنه فرورانشی، زمین‌درز سیستان.

E-mail: delavarimza@gmail.com

*نویسنده مسئول: مرتضی دلاوری

۱- مقدمه

مجموعه سنگ‌های آذرین در پهنه زمین‌درز سیستان (Sistan Suture Zone) برنزد گسترده‌ای دارند (شکل ۱). این سنگ‌ها شامل خروجی‌های فلسیک تا مافیک کلسیمی قلیایی و قلیایی و نفوذی‌های کلسیمی قلیایی هستند. با وجود اینکه واحدهای آذرین زمین‌درز سیستان به دیرینگی کرتاسه پایانی نیز می‌رسند ولی بیشترین فعالیت آذرین این پهنه در زمان‌های پس از آن و از ائوس تا نئوژن صورت گرفته است. کهن‌ترین واحدهای آذرین به شکل سنگ‌های آتشفشانی زیرآبی ماستریشین در بخش‌های خاوری پهنه رخنمون دارند (شکل ۱) (Tirrul et al., 1983; Camp & Griffis, 1982).

به باور Camp & Griffis (1982) سنگ‌های آتشفشانی پهنه زمین‌درز سیستان به ترتیب جوان‌شدگی شامل واحدهای کرتاسه-پالوسن، واحدهای ائوسن-الیگوسن، واحدهای قلیایی الیگوسن، واحدهای کلسیمی قلیایی الیگوسن و واحدهای نئوژن است. پس از برخورد بلوک‌های قاره‌ای لوت و افغان در ائوسن میانی، در زمان الیگوسن فعالیت آتشفشانی قلیایی و کلسیمی قلیایی صورت گرفته است. خروجی‌های قلیایی بیشتر مرتبط با گسل‌های ترانسکارت بروز دارند. در همین زمان فعالیت نفوذی کلسیمی قلیایی نیز در حال انجام بوده است. پس از آن در نئوژن فعالیت آذرین منطقه شامل گدازه‌های مافیک است که به‌طور ضعیفی ویژگی قلیایی داشته و عموماً در نزدیکی گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد رخنمون دارند. حجم خروجی‌ها به‌طور معمول بیشتر از نفوذی‌هاست. با اینکه نفوذی‌های پراکنده به شکل توده‌های بزرگ و کوچک در بخش‌های مختلف پهنه برنزد دارند ولی گسترده‌ترین رخنمون سنگ‌های نفوذی در بخش جنوبی پهنه زمین‌درز سیستان حضور دارند (گرانیتوئید زاهدان) که با نام گرانیتوئیدهای کلسیمی قلیایی نوع I معرفی شده‌اند (Sadeghian et al., 2005). سن‌سنجی به روش پتاسیم-آرگون (Camp & Griffis, 1982) گستره سنی نفوذی‌های زمین‌درز سیستان را میان 16.5 ± 2 تا 33.6 ± 1.7 میلیون سال نشان می‌دهد. با وجود مطالعاتی که تاکنون در

مورد واحدهای آذرین در زمین‌درز سیستان صورت گرفته، کمبود داده‌های دقیق به‌ویژه در زمینه ژئوشیمیایی به‌روشنی مشاهده می‌شود که این لزوم مطالعه بیش از پیش آنها را یادآور می‌سازد. از سوی دیگر حجم گسترده و گوناگونی زیاد واحدهای آذرین زمین‌درز سیستان مطالعه آنها را برای تفهیم تاریخچه تحولی این بخش و در نتیجه زمین‌ساخت کلی سرزمین ایران ناگزیر می‌سازد.

منطقه مورد مطالعه در خاور و شمال خاوری نهندان قرار می‌گیرد. در این پژوهش ویژگی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناختی واحدهای آتشفشانی خاور و شمال‌خاور نهندان بررسی شده و در کنار آن با ارائه داده‌های دقیق ژئوشیمیایی به‌ویژه به روش‌های ICP-MS و EPMA که برای اولین بار در منطقه یادشده صورت گرفته، ماهیت و خاستگاه ژئودینامیکی واحدهای مطالعه‌شده مورد بحث قرار گرفته است.

۲- روش مطالعه

تجزیه شیمیایی سنگ کل نمونه‌ها در دپارتمان علوم دانشگاه فرارا (Ferrara) ایتالیا انجام شده است. پیش از انجام تجزیه، میزان مواد فرار (LOI) نمونه‌ها محاسبه شد. عناصر اصلی و برخی عناصر کمیاب (La, Ce, Pb, Sr, Nd, Zr, Cr)، عناصر اصلی و برخی عناصر کمیاب (Ba, Th, Nb, S, Zn, Cu, Sc, Ga, Ni, Co, Y, V, Rb) با روش فلورسانس پرتو X (XRF) روی قرص‌های پرس‌شده پودرها توسط ARL Advant-XP Automated X-ray Spectrometer و کالیبراسیون با استفاده از نمونه‌های استاندارد بین‌المللی انجام شد. میانگین دقت (Mean Accuracy) عموماً کمتر از ۲ درصد برای اکسید عناصر اصلی و کمتر از ۵ درصد برای عناصر کمیاب است و حد آشکارسازی (Detection Limit) برای عناصر کمیاب به صورت زیر است:

Zn, Ba = 5 ppm; Ni, Co, Cr, V, Rb = 1 ppm; Sr, Zr, Y = 2 ppm

مقدار عناصر خاکی کمیاب (REE) و همچنین برخی عناصر کمیاب مانند

نشده‌اند و تقریباً سالم هستند و سن پالئوژن دارند. گستردگی نهشته‌های فلیش گونه در زمین‌درز سیستان به حدی است که اشتوکلین و همکاران (۱۳۵۲) عنوان پهنه فلیش - آمیزه رنگین را برای منطقه خاور ایران انتخاب کرده‌اند.

افزون بر این‌ها می‌توان به حضور سنگ‌های آذرین در پهنه زمین‌درز سیستان اشاره کرد که رخنمون‌های گسترده‌ای دارند (شکل ۱). همچنین سنگ‌های دگرگونی درجه بالا مانند سیست‌های آبی و اکلوزیت‌ها که به همراه دگرگونی‌های درجه پایین‌تر به صورت نوارهای باریک تا عدسی‌های جدا با روند شمال-جنوب تا شمال باختر-جنوب خاور در بخش خاوری و شمال خاوری زمین‌درز سیستان برونزد دارند از جمله واحدهای مهم سنگی هستند (فتوحی‌راد، ۱۳۸۳).

۴- ویژگی‌های صحرایی

سنگ‌های آتشفشانی از دید صحرایی در محدوده مورد مطالعه گستردگی زیادی داشته و ترکیب شیمیایی و ویژگی‌های صحرایی آنها طیف‌های کاملاً گوناگونی دارند. کهن‌ترین سنگ‌های آتشفشانی هم به‌صورت روانه‌ها و هم نهشته‌های آذرآواری در این محدوده با طیف ترکیبی بازی، حد واسط و اسیدی محدود به ائوسن است (شکل ۱-ب). در الیگومیوسن استمرار فعالیت ماگمایی به شکل رخساره‌های آتشفشانی و آواری‌های مشتق شده از آنها با ترکیب بازی حد واسط و در پلوسن با روانه‌های آندزیتی ادامه می‌یابد. شکل‌گیری نوار افیولیت ملائو خاور ایران متأثر از سازوکارهای زمین‌ساختی اعمال شده بر پهنه سیستان و ادامه این فعالیت‌ها تا کنون، بی‌نظمی‌های گسترده‌ای در روابط سنگ‌چینه‌ای ایجاد کرده است. بلوک‌های با اندازه متغیر واحدهای مختلف سنگی همچون واحدهای افیولیتی، واحدهای ژرف و کم ژرفای حوضه رسوبی، واحدهای آذرین درونی و بیرونی و دگرگونی‌های مختلف در نتیجه عملکردهای زمین‌ساختی ممکن است همجواری صحرایی نشان دهند. از این دیدگاه، واحدهای آتشفشانی به‌طور کلی در چند رخساره متفاوت رخنمون دارند: ۱- بلوک‌هایی که با مرز زمین‌ساختی در کنار واحدهای افیولیتی، رسوبی و دگرگونی نمود دارند (شکل‌های ۲-الف، ب). ۲- به‌صورت روانه یا نهشته‌های آذرآواری روی دیگر واحدها قرار گرفته و یا به‌صورت دایک آنها را قطع کرده‌اند. ۳- به‌صورت میان‌لایه با سنگ‌های رسوبی رخنمون دارند.

سنگ‌های بازی از دیدگاه‌های مختلف در ۲ گروه قرار می‌گیرند: گروه ۱ (group 1) به‌صورت دایک با ستبرای کمتر از ۱ تا بیش از ۲ متر، و با پیروی از روند کلی گسل‌های شمال-جنوب تا شمال‌باختر-جنوب‌خاور منطقه برونزد دارند. این دایک‌ها عموماً واحدهای افیولیتی را قطع می‌کنند و حاشیه انجماد سریع دارند (شکل‌های ۲-پ، ت) و ۴). بنابراین این دایک‌ها پس از جایگزینی افیولیت و در محدوده زمانی پس از پایان کرتاسه تریق شده‌اند. گروه ۲ (group 2) به‌شکل واحدهای روانه‌ای و نیز دایک نمود دارند. موقعیت صحرایی بازالتهای این گروه نسبت به گروه ۱ به‌گونه‌ای نیست که بتوان رابطه فضایی و زمانی آنها را تشخیص داد. سنگ‌های حد واسط نیز حجم گسترده و رخساره‌های مختلفی دارند. از دید شیمیایی، آندزیت‌ها برتری دارند که بیشتر به‌صورت گدازه و نهشته‌های آذرآواری واحدهای قابل نقشه‌برداری را ساخته و یا به‌صورت دایک درون واحدهای افیولیتی تریق شده‌اند.

۵- سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها

۵-۱. سنگ‌های بازی

سنگ‌های گروه ۱ (دایک‌های بازالتی) بافت هولوکریستالین ریزبلور دارند که در آنها پلاژیوکلاز با فراوانی ۶۰ تا ۷۰ درصد حجمی برتری مودال داشته و پس از آن کلینوپیروکسن (۲۵ تا ۳۰ درصد) و الیون (کمتر از ۵ درصد) قرار دارند. الیون بیشتر شکل‌دار، کلینوپیروکسن نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار و پلاژیوکلاز

(Inductively Coupled) ICP-MS به روش U و Th, Ta, Hf, Nb, Zr, Y, Sr, Rb Elemental Plasma Quad) با استفاده از دستگاه PQ2 Plus spectrometer محاسبه شد. حد آشکارسازی (بر حسب ppm) به روش ICP-MS برای عناصر بدین شرح است: Sc = 0.29; Nb, Hf, Ta = 0.02; Th, U = 0.01; La, Lu, Tm = 0.10; Ce, Ho = 0.20; Pr, Sm, Gd, Dy, Er, Yb = 0.02; Nd = 0.07; Eu, Tb = 0.01.

تعیین شیمی عناصر اصلی کانی‌ها به روش EPMA (Electron Microprobe Analysis) با استفاده از دستگاه Cameca CAMEBAX در مؤسسه ژئوساینس و ژئوریزورس شهر پادوا (Padova) ایتالیا انجام شده است. در این روش شتاب ولتاژ (Acceleration Voltage) حدود ۱۵ کیلو الکترون‌ولت و جریان نمونه حدود ۲۰ میکروآمپر با زمان ۱۰۰ ثانیه به کار برده شد. دقت تجزیه (2σ) برای عناصر دارای محدوده تمرکز میان ۱۰ تا ۲۰ درصد وزنی بهتر از ±۲ درصد، برای عناصر دارای محدوده تمرکز میان ۲ تا ۱۰ درصد وزنی بهتر از ۵ درصد و برای عناصر دارای محدوده تمرکز میان ۰/۵ تا ۲ درصد وزنی بهتر از ۱۰ درصد است.

۳- زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در محدوده عرض‌های جغرافیایی ۳۱° ۳۰' تا ۳۲° ۰۰' شمالی و طول‌های جغرافیایی ۶۰° ۱۵' تا ۶۰° ۰۵' خاوری قرار دارد و جزئی از پهنه زمین‌درز سیستان است. این پهنه بانام‌های مختلفی همچون پهنه فلیش (اشتوکلین و همکاران، ۱۳۵۲)، پهنه نهندان - خاش (نبوی، ۱۳۵۵)، پهنه زابل - بلوچ (Berberian & King, 1981)، زمین‌درز سیستان (Tirrul et al., 1983) و کوه‌های خاور ایران (Alavi, 1991) معرفی شده و شامل یک نوار شمالی-جنوبی میان بلوک‌های لوت و افغان با طول حدود ۸۰۰ و عرض ۲۰۰ کیلومتر است. پهنه زمین‌درز سیستان توسط آمیزه‌ای از واحدهای سنگی مختلف مشخص می‌شود که به‌طور کلی به دو واحد جدا تقسیم می‌شود (Tirrul et al., 1983) (شکل ۱-الف): ۱) حوضه رسوبی سفیدابه (۲) مجموعه سنگ‌های وابسته به منشورهای به‌هم‌افزوده (Accretionary Prism) که خود به دو مجموعه رتوک (Ratuk) و نه (Neh) تقسیم می‌شود. حوضه سفیدابه به‌دلیل مکان، سن و ویژگی‌های رسوبی به‌عنوان یک حوضه جلوی کماتی (Fore-arc Basin) تفسیر شده است. نهشته‌های این حوضه سن سنونین - ائوسن دارند و شامل توالی ستبری از سنگ‌های تخریبی خشکی‌زاد (Terrigenous) و سنگ‌آهک‌های رخساره آب‌های کم‌ژرفا و ژرف است.

در منشورهای به‌هم‌افزوده، مجموعه رتوک در بخش خاوری‌تر قرار گرفته و پیش از ماستریشین پدید آمده است در حالی که مجموعه نه در بخش باختری بوده و سن سنونین تا ائوسن دارد. به‌طور کلی سنگ‌های مجموعه رتوک و نه بر پایه ماهیت و درجه آمیختگی به ۳ واحد اصلی سنگ‌شناختی تقسیم شده‌اند: ۱) برونزدهای افیولیتی که جزئی از افیولیت‌های پیرامون خرده‌قاره ایران مرکزی هستند و حدود ۳۰ درصد مجموعه‌های رتوک و نه را تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها شامل پریدوتیت‌های گوشته‌ای (هارزبورژیت و کلینوپیروکسن - هارزبورژیت)، کومولای اولترامافیک (پیروکسنیت و دونیت)، گابرو-دیوریت‌های کومولایی، گابرو-درلیت ایزوتروپ، پلاژیوگرانیت، بازالتهای بالشی و توده‌ای و آهک‌های پلاژیک هستند (دل‌اوری، ۱۳۸۹؛ Delavari et al., 2009; Saccani et al., 2010). ۲) فلیت‌ها که حاصل دگرگونی ضعیف توریدایت‌های دریای ژرف هستند و سن احتمالی آنها پایان کرتاسه تا ائوسن است. فلیت‌ها بیشتر نیمی از مجموعه نه را تشکیل می‌دهند ولی در مجموعه رتوک خیلی کم‌ترند. این فلیت‌ها به‌صورت بلوک‌های طویلی هستند که در آنها هیچ مجموعه فشاربالایی یافت نشده است (Tirrul et al., 1983).

۳) سنگ‌های رسوبی دریایی خشکی‌زاد مانند مارن‌ها و توریدایت‌ها که دگرگون

۶- ژئوشیمی

سنگ‌های آتشفشانی منطقه ترکیب شیمیایی گوناگونی دارند (جدول ۲). تغییرات سیلیس در محدوده شیمیایی بازی ($\text{SiO}_2=47.49-53.09 \text{ wt.}\%$) تا حد واسط ($\text{SiO}_2=56.89-64.5 \text{ wt.}\%$) است. همه نمونه‌های سری بازی تا حد واسط با نسبت $\text{I} < \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ مشخص می‌شوند که نشان از ترکیب سدیک آنها دارد. از این رو نمونه‌های بازالتی گروه ۱ و ۲ در دو سری جدا قرار می‌گیرند: بازالت‌های گروه ۱، با K_2O پایین (میان 0.12 تا 0.66 درصد وزنی) و گروه ۲ با K_2O بالاتر (1.57 تا 2.26 درصد وزنی). تغییرات K_2O در سری حد واسط نیز بسیار زیاد است (0.01 تا 3.15 درصد وزنی). در نمودار $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (شکل ۴) نمونه‌های بازی در دو سری تولیتی با پتاسیم پایین (بازالت گروه ۱) و کالک‌آلکان با پتاسیم بالا (بازالت گروه ۲) و نمونه‌های حد واسط نیز به‌طور مشابه در سری‌های تولیتی با پتاسیم پایین و کالک‌آلکان با پتاسیم متوسط تا بالا قرار می‌گیرند. با این که ممکن است این گونه به نظر برسد نمونه‌های بازالتی با پتاسیم بالا به سوی سری‌های قلیایی تمایل دارند ولی در نورم این نمونه‌ها نفلین وجود ندارد در حالی که آلکالی‌بازالت‌ها معمولاً در نورم خود نفلین دارند (Shelly, 1993). در بازالت‌های گروه ۱ مقدار K_2O یکی از عامل‌هایی است که آنها را از تولیت‌های دیگر موقیت‌ها جدا می‌سازد. تمرکز K_2O به‌طور کلی در تولیت‌های کمانی نسبت به تولیت‌های کافی کمتر است. به همین دلیل این تولیت‌های کمانی (یا IAT) با عنوان تولیت‌های پتاسیم پایین (LKT) نیز نامیده می‌شوند و به‌صورت شاخص K_2O پایینی ($\text{K}_2\text{O} < 0.8 \text{ wt.}\%$) دارند (Murphy, 2006).

افزون بر این بازالت‌ها به‌طور کلی تمرکز پایینی از TiO_2 (0.71-1.04 wt.%) و P_2O_5 (0.09-0.45 wt.%) دارند. تفاوت ژئوشیمیایی در میزان LILE و HFSE از دیگر عامل‌هایی هستند که تفاوت دو گروه بازالتی ۱ و ۲ را نشان می‌دهند (جدول ۲). بازالت‌های گروه ۲ بیشتر با افزایش تمرکز LILE همچون Rb, Sr, Ba و HFSE، همچون Ta, Hf, Zr, Nb و Y و REE از بازالت‌های گروه ۱ جدا می‌شوند. همچنین مقدار Th و U نیز به نسبت در بازالت‌های گروه ۲ بالاتر است.

در نمودار تغییرات عناصر در برابر SiO_2 (شکل ۵)، تمایز ژئوشیمیایی نمونه‌های سنگی و روند تغییرات متفاوت آنها آشکار است. دو نکته قابل توجه در این نمودارها دیده می‌شود: ۱- در نمونه‌های حد واسط و در نمودار $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ ، با وجود افزایش SiO_2 ، روند افزایشی در K_2O وجود ندارد. ۲- در نمودار $\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$ و $\text{Y}-\text{SiO}_2$ افزون بر این که پراکندگی در داده‌های سنگ‌های حد واسط دیده می‌شود دو روند متفاوت نیز وجود دارد؛ یک روند صعودی (در نمونه‌های سری تولیتی) و یک روند نزولی (در نمونه‌های سری کالک‌آلکان). تفسیر زایشی این نمودار در بخش بعد خواهد آمد.

در شکل ۶ الگوی بهنجار شده نسبت به MORB و کندریت همه نمونه‌ها ارائه شده است. در این نمودارها عناصر را می‌توان به دو دسته تقسیم کرد: یک دسته از عناصر ناسازگار بی‌تحرک (همچون Ta, Nb, Zr, Hf, Ti, Y و HREE) که نشان‌دهنده تمرکز منشأ گوشه‌ای هستند و گروه دیگر عناصر ناسازگار متحرک (همچون Rb, Ba, Th, U و LREE) که در منشأ گوشه‌ای ممکن است در نتیجه اثرات مواد فرورانده با درجات مختلفی غنی شوند. در شکل ۶- الف الگوی چندعصری بهنجار شده بر پایه MORB همه سنگ‌های آتشفشانی دیده می‌شود. در این شکل چند نکته مهم وجود دارد: ۱- الگوی موازی در میان نمونه‌های هر گروه. بنابراین با وجود این که بازالت‌های گروه ۲ در شکل ۵ تا اندازه‌ای پراکندگی دارند ولی الگوهای موازی گواه رابطه ژنتیکی آنهاست. ۲- بی‌هنجاری منفی HFSE همچون Nb, P, Hf, Ti و Ta و تا اندازه‌ای Zr در همه نمونه‌ها وجود دارد. ۳- همه نمونه‌ها غنی‌شدگی LILE دارند. در شکل ۶- ب، الگوی بهنجار شده بر پایه کندریت بازالت‌های گروه ۲ و آندزیت‌های کالک‌آلکان نشان داده شده است. بازالت‌های گروه ۲ نسبت‌های

بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار است. روابط کانی‌ها نشان از روند تبلور به‌صورت الوبین ← کلینوپروکسن ← پلاژیوکلاز دارد که از این دید مشابه مذاب‌های کمان‌های ماگمایی است (Pearce et al., 1984).

بازالت‌های گروه ۲ با بافت پورفیری تا گلوپورفیری و زمینه شیشه‌ای تا ریزدانه مشخص می‌شوند. در مجموعه درشت‌بلورها، کلینوپروکسن (با اندازه‌های کمتر از ۲ میلی‌متر) برتری دارد و کمتر میکروفونوکریست‌های پلاژیوکلاز نیز دیده می‌شود. درشت‌بلورهای کلینوپروکسن شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند که در مواردی اجتماعات گلوپورفیری نشان می‌دهند و معمولاً کمتر از ۲۰ درصد حجمی سنگ را می‌سازند. الوبین در موارد کمی تنها به‌صورت قالب‌های برجای مانده دیده می‌شود که کاملاً با کلریت جایگزین شده است. در این سنگ‌ها تبلور کلینوپروکسن پیش از پلاژیوکلاز است.

نتایج تجزیه میکروپروب کلینوپروکسن بازالت‌ها در جدول ۱ ارائه شده است. در هر دو گروه ۱ و ۲ ترکیب کلینوپروکسن در محدوده دیوپسید و کمی متمایل به اورتیت قرار می‌گیرد (شکل ۳- الف) با این تفاوت که در گروه ۲ نسبت به گروه ۱ کلینوپروکسن‌ها کمی غنی‌تر از آهن هستند. مقایسه میزان MgO و FeO در کلینوپروکسن به‌خوبی این اختلاف ترکیب را نشان می‌دهد (جدول ۱). در گروه ۱ شیمی کلینوپروکسن $\text{En}_{42-50}\text{Wo}_{43-47}\text{Fs}_{5-10.5}$ و در گروه ۲ $\text{En}_{43-45}\text{Wo}_{41-46}\text{Fs}_{8-13.5}$ است. هر دو گروه بازالت‌ها، در کلینوپروکسن تمرکز پایینی از TiO_2 دارند. با اینکه تغییرات TiO_2 در کناره کلینوپروکسن بازالت‌های گروه ۱ تا 0.78 wt. % می‌رسد ولی در مرکز آنها به‌طور کلی کمتر از 0.5 wt. % است. در گروه ۲ نیز با این که در کلینوپروکسن زمینه در مواردی مقدار بالاتری دیده می‌شود ولی مقدار TiO_2 عموماً از 0.6 wt. % کمتر است. از سوی دیگر مقدار CaO در کلینوپروکسن به نسبت بالاست (بیش از 22 wt. %). یکی دیگر از عامل‌هایی که به‌خوبی کلینوپروکسن بازالت‌های گروه ۱ و ۲ را از هم جدا می‌کند مقدار Al_2O_3 است که در گروه ۲ حدود 2.49 تا 5.19 و در گروه ۱ حدود 2.06 تا 2.51 درصد وزنی است. در نمودارهای جداکننده بر پایه شیمی کلینوپروکسن (Letierrier et al., 1982) در شکل ۳- ب (نمودار Al روی Ca) شیمی بازالت‌های منطقه تناسی با بازالت‌های قلیایی نشان نمی‌دهد و از سوی دیگر بازالت‌های دو گروه ۱ و ۲ به‌خوبی از همدیگر جدا می‌شوند. در شکل ۳- پ (نمودار Ti روی Ca+Na) نیز نمونه‌ها بیشتر متمایل به محدوده بازالت‌های غیرقلیایی هستند. در شکل ۳- ت (نمودار Ti+Cr روی Ca) نمونه‌های بازالتی به‌طور آشکار در محدوده بازالت‌های کمان‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند.

۵-۲. سنگ‌های حد واسط

این سنگ‌ها بیشتر دارای آندزیت و توف آندزیتی هستند. آندزیت‌ها بافت تراکیتی تا پیلوتاکستیک دارند. زمینه سنگ کم‌ویش بیرون آمدن از حالت شیشه‌ای (Devitrification) را نشان می‌دهد. در میان درشت‌بلورها، پلاژیوکلاز به‌طور معمول برتری حجمی دارد. فراوانی مودال درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز میان ۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی است. اندازه پلاژیوکلاز تا بیش از ۲ میلی‌متر نیز می‌رسد. پلاژیوکلازها بیشتر نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار هستند و برخی از آنها ماکل آلیتی آشکاری دارند. همچنین حالت منطقه‌بندی (زونینگ) نیز در شماری از درشت‌بلورها دیده می‌شود. پلاژیوکلازها بیشتر دگرسانی متوسط تا بالایی نشان می‌دهند و بیشتر سربستی شده‌اند. از میان کانی‌های فرومنزین، تنها آمفیبول حضور دارد و کانی‌های دیگر همچون کلینوپروکسن دیده نمی‌شوند. درشت‌بلورها و میکروفونوکریست‌های آمفیبول بیشتر با کناره‌های سوخته نمایان می‌شوند. اندازه بیشتر آنها کوچک‌تر از ۰/۵ میلی‌متر است و بیشتر نیمه‌شکل‌دار و تا اندازه‌ای شکل‌دار هستند. دیگر نکته مهم در مورد آمفیبول‌ها فراوانی مودال آنهاست که در برخی نمونه‌ها تا نزدیک به ۵ تا ۱۰ درصد حجمی سنگ را در بر می‌گیرند.

Grove & Baker, 1984) زیرا در مذاب‌های کالک‌آلکانل مرتبط با کمان با افزایش PH_2O پایداری پلاژیوکلاز نسبت به پیروکسن افت شدید پیدا می‌کند (Eggler & Burnham, 1973).

در شکل ۶-ب، بازالت‌های گروه ۲ با شیب منفی در الگوها مشخص می‌شوند که از این دید الگویی همانند بازالت‌های کالک‌آلکانل دارند. به‌طور کلی بازالت‌های گروه ۲ درجات بیشتری از غنی‌شدگی از LREEها را نشان می‌دهند که این نشان می‌دهد منشأ گوشته‌ای آنها نسبت به منشأ بازالت‌های تولییتی (بازالت گروه ۱) از این عناصر غنی شده است. به‌دلیل این که هر چه سامانه آتشفشان کمانی به سوی بلوغ بیشتر می‌رود مذاب‌های حاصل از آن غنی‌شدگی بیشتری از LREEها به HREEها نشان می‌دهند، در یک سامانه کمانی جوان که مذاب‌های تولییتی تولید می‌کند با بلوغ بیشتر به سوی مذاب‌های کالک‌آلکانلی پیش می‌رود که الگوی REEها آنها دارای تمرکز بالاتری از LREEهاست.

در شکل ۶-پ، همانند آنچه پیش‌تر گفته شد سطح تراز بالاتر الگوی REEها در آندزیت تولییتی نسبت به نمونه‌های بازالتی گروه ۱ و همانندی که در شکل الگوها وجود دارد تأییدکننده این است که امکان تحول بازالت‌های تولییتی به آندزیت‌های تولییتی وجود دارد. یکی از اختلاف‌ها در آنها بی‌هنجاری منفی Eu در نمونه آندزیتی است. این پدیده را می‌توان به‌طور منطقی در نتیجه تبلور تفریقی پلاژیوکلاز و جدا شدن آن طی تحول ماگمایی مذاب مادر آندزیت از بازالت به‌شمار آورد.

در نمودارهای متمایزکننده محیط‌های زمین‌ساختی - ماگمایی در شکل ۷ نیز ۲ گروه بازالت‌ها از هم قابل جدایش هستند. در نمودار (Pearce & Cann, 1973) Ti-Zr (شکل ۷-الف) بازالت‌ها به ۲ گروه تقسیم می‌شوند و در محدوده‌های B (LKT) و C (CAB) قرار می‌گیرند. در نمودار $10 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 / (\text{TiO}_2 + \text{MnO})$ (Mullen, 1983) (شکل ۷-ب) نتیجه همانندی به‌دست می‌آید و بازالت‌ها در ۲ گروه بازالت‌های کالک‌آلکانل (CAB) و بازالت‌های تولییتی جزایر کمانی (IAT) قرار می‌گیرند. در نمودار $\text{Y}/15 \cdot \text{La}/10 \cdot \text{Nb}/8$ (Cabanis & Lecolle, 1989) نمونه‌های بازالتی در دو محدوده 1A و 1C جای می‌گیرند که به‌ترتیب نشان‌دهنده محیط زمین‌ساختی - ماگمایی بازالت‌های کالک‌آلکانل و تولییتی‌های کمان آتشفشانی هستند. با مرور آنچه از این نمودارها نتیجه می‌شود در کنار سنگ‌نگاری، الگوی چند عنصری و REEهای بازالت‌ها، بازالت‌های گروه ۱ و ۲ به‌ترتیب ماهیت تولییتی‌های پتاسیم پایین و بازالت‌های کالک‌آلکانل دارند و همچنین همه سری‌های بازی حد واسطه موقعیت ژئودینامیکی مرتبط با کمان آتشفشانی در محیط‌های فرورانشی را نشان می‌دهند. این موضوع با بسته‌شدن حوضه سیستان و ادامه فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی در ترشیری در ارتباط است.

نتایج به‌دست آمده در این پژوهش گواه نکات جدیدی است که نتایج برخی مطالعات پیشین را به چالش می‌کشاند. با اینکه به‌حضور نسبتاً گسترده سنگ‌های آتشفشانی سری کالک‌آلکانل در نقاط مختلف زمین‌درز سیستان پیش‌تر اشاره شده است (تقریبی، ۱۹۷۶؛ اله‌پور، ۱۳۸۰؛ Tirrul et al., 1983; Camp & Griffis, 1982) ولی زایش این سنگ‌ها جای بحث دارد. در مطالعات پیشین (Camp & Griffis, 1982) سنگ‌های آتشفشانی پهنه سیستان به ۲ گروه کلی آلکانل و کالک‌آلکانل تقسیم شده و سنگ‌های کالک‌آلکانل از دید زمانی در ۳ گروه کرتاسه - پالئوسن، ائوسن - الیگوسن و الیگومیوسن قرار گرفته‌اند. در این میان سنگ‌های سری تولییتی که در این پژوهش بررسی شده‌اند، مورد اشاره و اهمیت قرار نگرفته‌اند. از سوی دیگر منشأ سنگ‌های کالک‌آلکانل مرتبط به دو زایش متفاوت در نظر گرفته شده است. آتشفشانی‌های کالک‌آلکانل کرتاسه - پالئوسن در مرز خاوری پهنه سیستان (که بیرون از محدوده مورد مطالعه است) مرتبط به فعالیت آتشفشانی یک کمان ماگمایی دانسته شده است. در حالی که سنگ‌های کالک‌آلکانل جوان‌تر (پس از الیگوسن) را با استدلال پایان‌یافتن فرورانش در

$(\text{La}/\text{Sm})_N$ ، $(\text{Sm}/\text{Yb})_N$ و $(\text{La}/\text{Yb})_N$ به ترتیب 2.32 تا 2.63، 2.39 تا 2.81 و 5.54 تا 6.29 دارند و بدین ترتیب شیب منفی الگوها را نشان می‌دهند. الگوهای بهنجار شده بر پایه کندریت در آندزیت‌های کالک‌آلکانل نیز شیب منفی دارد به‌گونه‌ای که در این سنگ‌ها نیز نسبت‌های $(\text{La}/\text{Sm})_N$ ، $(\text{Sm}/\text{Yb})_N$ و $(\text{La}/\text{Yb})_N$ همگی بیشتر از ۱ و به‌ترتیب شامل 4.40 تا 5.34، 2.62 تا 3.97 و 11.52 تا 21.18 است. در شکل ۶-پ الگوی بهنجار شده بر پایه کندریت بازالت و آندزیت سری تولییتی ارائه شده است. الگوها در بازالت (بازالت گروه ۱) نمایش به نسبت صاف تا شیب کمی منفی دارند. نسبت‌های $(\text{La}/\text{Sm})_N$ ، $(\text{Sm}/\text{Yb})_N$ و $(\text{La}/\text{Yb})_N$ در این سنگ‌ها نزدیک به ۱ (کمی بیش از ۱) و به‌ترتیب 1.11-1.57، 1.24-1.39 و 1.38-2.18 است. الگوی REE بهنجار شده بازالت‌های گروه ۱ از این روی که به نسبت صاف و تا اندازه‌ای شبیه MORB هستند، شبیه تولییتی‌های کمانی است. الگوی یک نمونه از آندزیت‌های تولییتی با پتاسیم پایین نیز در شکل ۶-پ نمایش داده شده است که به‌طور کلی سطح تمرکز REE بالاتری از بازالت‌های تولییتی دارد.

۷- تحولات پتروژنتیکی و خاستگاه زمین‌ساختی - ماگمایی

بر پایه نمودارهای شکل ۵، گرچه سنگ‌های حد واسطه تولییتی را می‌توان مرتبط به بازالت‌های گروه ۱ دانست ولی در مورد نمونه‌های حد واسطه کالک‌آلکانل تردید وجود دارد. اگر بخواهیم خروجی‌های حد واسطه کالک‌آلکانل را مرتبط با تحول از بازالت‌های گروه ۲ بدانیم هر چند می‌توان روند کاهش عناصر ناسازگاری همچون Ti و V را توجیه کرد چرا که بیشتر مجموعه‌های سنگی کالک‌آلکانل یک روند کاهش از Ti و V را از بازالت تا آندزیت را نشان می‌دهند که با آزمایش‌های تجربی نشان‌دهنده تفریق تبلوری الیوبین و مگنتیت سازگاری دارد، ولی با توجه به کاهش عناصر ناسازگاری همچون Y نسبت به بازالت‌های گروه ۲ ارتباط ژنتیکی میان آنها رد می‌شود.

روند تحولی در نمودارهای $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ، $\text{Mg}\#$ ، Zr ، V ، $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ و FeOt روی SiO_2 نیز تأییدکننده امکان ارتباط زایشی میان بازالت‌های گروه ۱ و بیرونی‌های حد واسطه تولییتی است. با این وصف، سنگ‌های آتشفشانی در گروه‌های جدایش‌پذیری قرار می‌گیرند: ۱- بازالت‌های گروه ۱ و خروجی‌های حد واسطه تولییتی، ۲- بازالت‌های گروه ۲ و ۳- خروجی‌های حد واسطه کالک‌آلکانل.

در شکل ۶-الف بی‌هنجاری منفی HFSEها همچون Ti، Hf، Zr، Nb، Ta و Ta اندازه‌ای Zr و نیز غنی‌شدگی LILE در همه نمونه‌ها وجود دارد. مذاب‌های جایگاه‌های مرتبط با کمان به‌طور شاخص بی‌هنجاری منفی HFSE دارند. برای تهی‌شدگی HFSEها عوامل مختلفی بیان شده است. در گوه گوشته‌ای آب‌دار پایداری برخی از فازهای کانیایی فرعی (همچون زیرکن، تیتانیت و ایلمنیت) افزایش می‌یابد. بنابراین برخی از عناصر کمیاب HFS در این فازها تفریق و در مذاب‌های کمانی تهی‌شدگی می‌یابند (Murphy, 2006). برخی از پژوهشگران نیز تهی‌شدگی HFSEها را نتیجه تهی‌شدگی منشأ گوشته‌ای در دوره‌های پیشین ذوب گوشته دانسته‌اند (Ewart & Hawkesworth, 1987). تهی‌شدگی نسبی HFSEها (نسبت به LILEها و LREEها) را همچنین می‌توان در نتیجه ذوب بخشی یک منشأ گوشته‌ای تهی‌شده که توسط سیال‌های/مذاب مشتق از سنگ‌کره فرورانده دوباره از عناصر ناسازگار متحرک غنی شده است تفسیر کرد (McCulloch & Gamble, 1991). با توجه به غنی‌شدگی LILEها و بی‌هنجاری منفی HFSEها همه نمونه‌های بازی و حد واسطه، ویژگی‌های جایگاه‌های مرتبط با فرورانش را نشان می‌دهند. سنگ‌نگاری این سنگ‌ها نیز این موضوع را تأیید می‌کند. در دایک‌های بازالتی گروه ۱ روند تبلور کانی‌ها نشان‌دهنده تقدم تبلور کلینوپیروکسن نسبت به پلاژیوکلاز و در بازالت گروه ۲ فراوانی درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن و نبود پلاژیوکلاز نشان‌دهنده روند تبلور مشابه مذاب‌های کمان‌های ماگمایی است (Pearce et al., 1984).

پایین (LKT) هستند. در هر دو گروه بازالت‌ها، سنگ‌نگاری نشان از تقدم تبلور کلبینوپروکسن نسبت به پلاژیوکلاز دارد و شیمی کلبینوپروکسن همانند مذاب کمان‌های ماگمایی است. روند تغییرات برخی عناصر اصلی و کمیاب روی SiO_2 و نیز الگوهای REEها به گونه‌ای است که این سنگ‌ها را در ۳ گروه تحولی قرار می‌دهد: ۱- بازالت‌های CAB ۲- بازالت‌های LKT و سنگ‌های حد واسط تولیتی. ۳- سنگ‌های حد واسط کالک‌آلکان. بر پایه الگوی چندعنصری بهنجار شده با MORB همه سری‌های بازی حد واسط بی‌هنجاری منفی در HFSEها و غنی‌شدگی از LILEها دارند. با توجه به ویژگی‌های سنگ‌نگاری، شیمی کانی‌ها، غنی‌شدگی از LILEها و بی‌هنجاری منفی HFSEها همه سنگ‌های بازی حد واسط ویژگی‌های جایگاه‌های مرتبط با فرورانش را نشان می‌دهند که نتیجه ادامه فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی حوضه سیستان در تشریری است. در میان بازالت‌ها، بازالت‌های CAB نسبت به بازالت‌های LKT تمرکز بالاتری از LILEها و LREEها دارند که نتیجه تحولات در منشأ گوشته‌ای همراه با تغییر از یک سامانه کمانی جوان به سوی بالغ است.

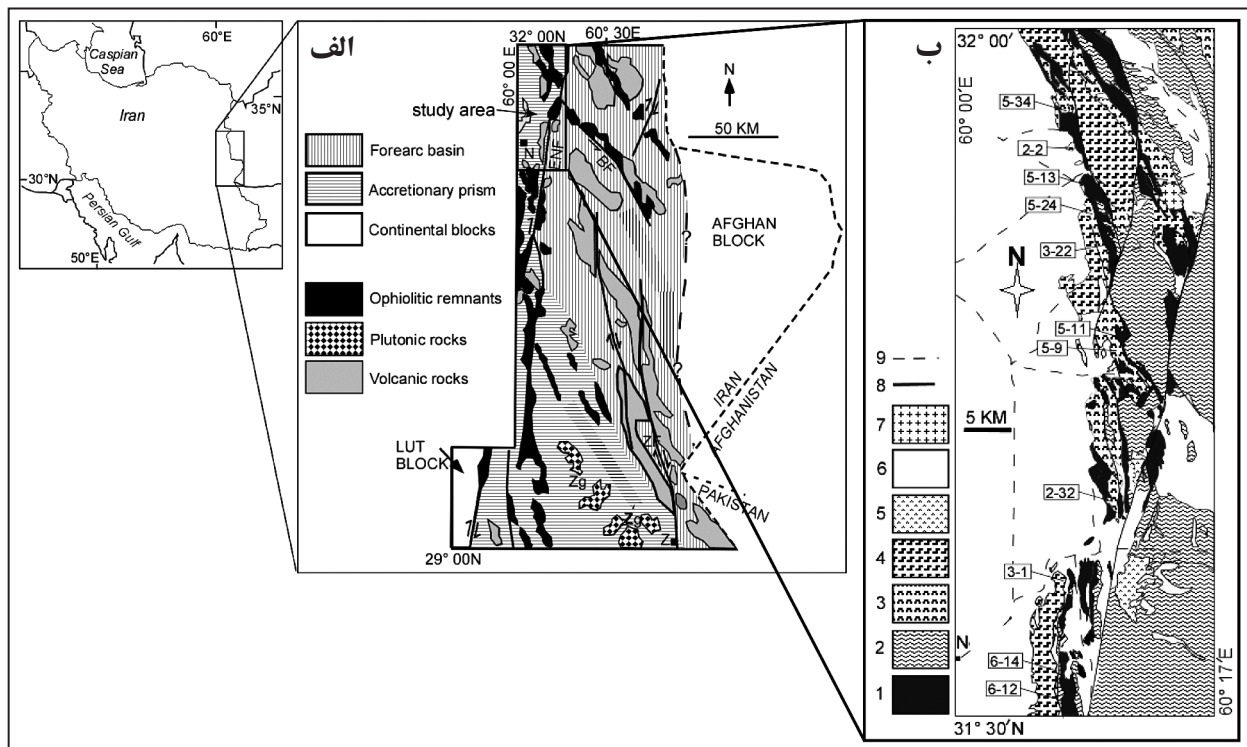
۹- سپاسگرایی

از پروفیسور Luigi Beccaluva برای همکاری‌شان نشان در انجام تجزیه‌های شیمیایی و دیگر مسئولان آزمایشگاهی دانشگاه فرارا ایتالیا و نیز از وزارت علوم، تحقیقات و فناوری ایران در حمایت از فرصت مطالعاتی خارج از کشور سپاسگرایی می‌شود.

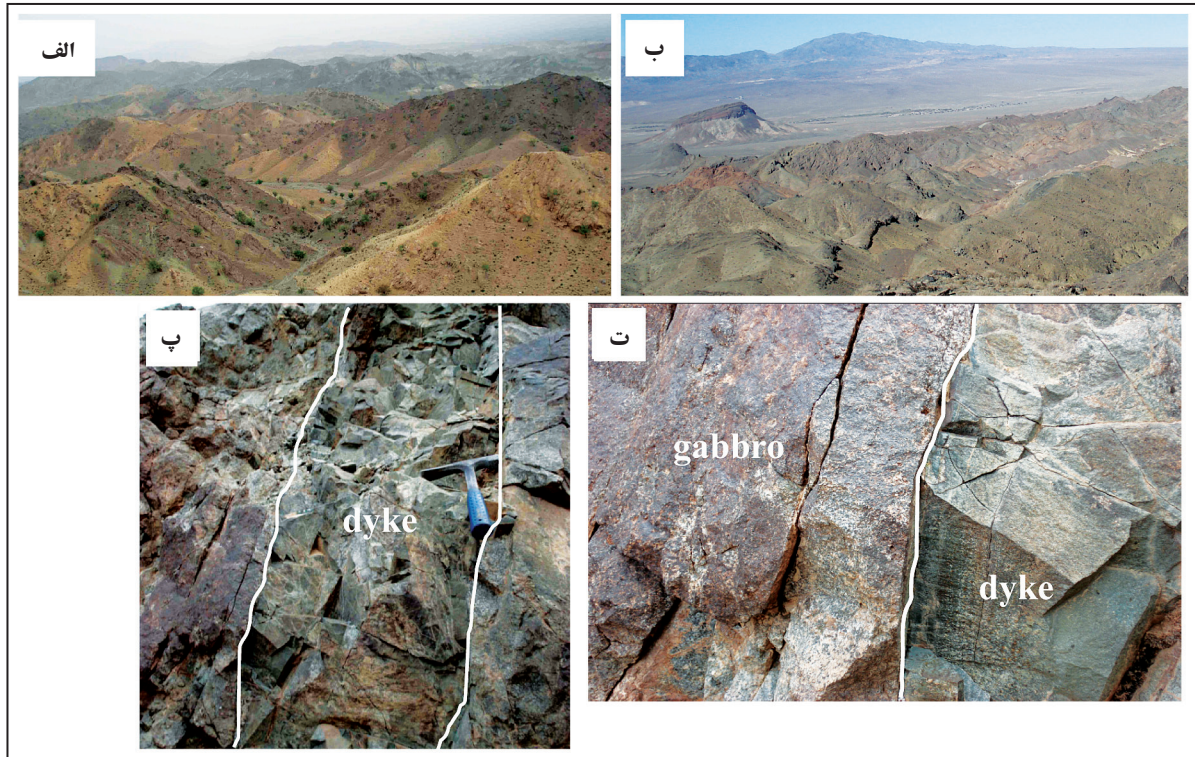
پایان ائوسن، حاصل ذوب آناتکسی و ذوب بخشی درجه بالای مواد سیالیک در نظر گرفته‌اند و در مورد زایش سنگ‌های کالک‌آلکان ائوسن نیز بحثی نشده است. در این پژوهش مشخص می‌شود که زایش سنگ‌های آتشفشانی منطقه بی‌شک مرتبط با فرورانش و متعلق به کناره‌های فعال صفحه است. از یک سو با توجه به سن این سنگ‌ها (ائوسن؟) و با فرض پایان یافتن فرورانش در پایان ائوسن (Camp & Griffis, 1982)، مشکلی برای در نظر گرفتن یک پهنه فعال فرورانشی در منطقه وجود ندارد. از سوی دیگر شواهد کانی‌شناسی و ژئوشیمی سنگ کل به‌ویژه در مورد عناصر HFS که در این پژوهش برای اولین بار انجام شده است، جدا از اینکه سنگ‌ها چه سنی داشته باشند، بر جایگاه کمان ماگمایی آنها تأکید دارد. همچنین گوناگونی ماهیت ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی مبنی بر آمده از حضور تولیت‌ها و سنگ‌های کالک‌آلکان مرتبط با کمان به‌خوبی گواه تحولات در هنگام بلوغ یک کمان ماگمایی است.

۸- نتیجه‌گیری

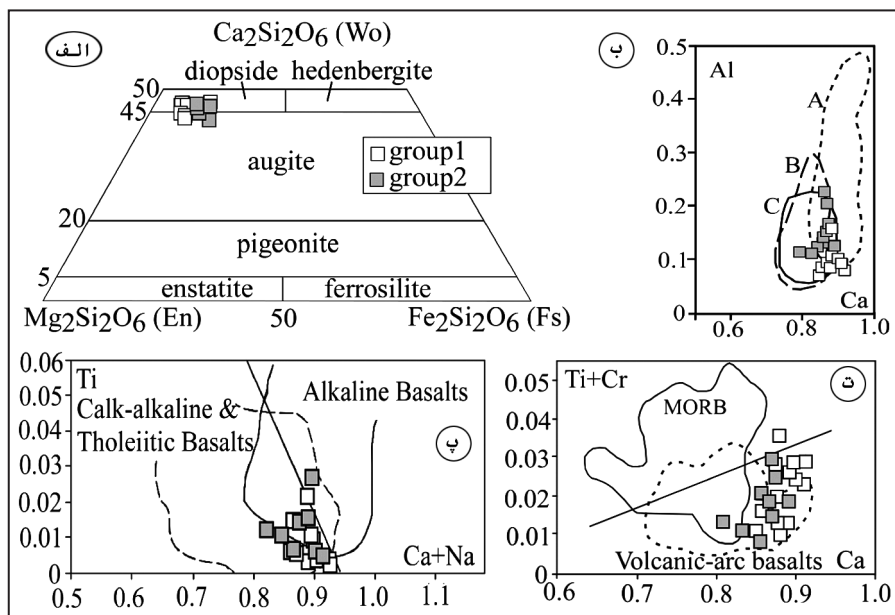
سنگ‌های آتشفشانی خاور و شمال خاور نهندان دربرگیرنده محدوده‌ای از ترکیب‌های بازی حد واسط بوده و بیشتر آنها دارای نسبت $Na_2O/K_2O < 1$ هستند و در سری‌های تولیتی با پتاسیم پایین و کالک‌آلکان با پتاسیم متوسط تا بالا قرار می‌گیرند. بازالت‌ها شامل بازالت‌های کالک‌آلکان (CAB) و تولیت‌های با پتاسیم



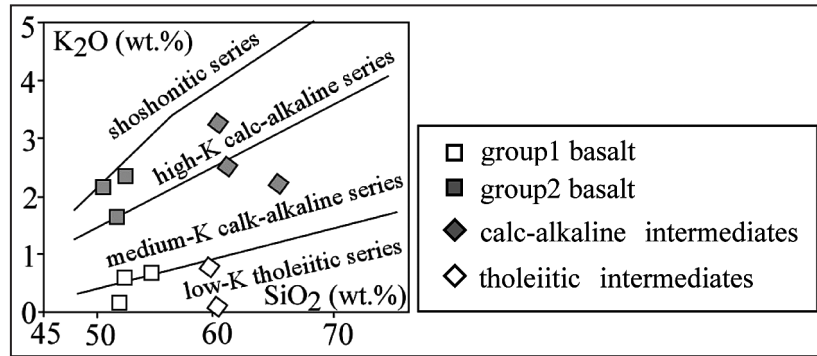
شکل ۱- الف) نقشه زمین‌شناسی زمین درز سیستان و رخنمون مجموعه سنگ‌های آذرین (تغییر یافته از Camp & Griffis, 1982) به‌همراه موقعیت محدوده مورد مطالعه. BF: گسل بندان؛ ENF: گسل نه خاوری؛ N: نهندان؛ Z: زاهدان؛ Zg: گرانیتوئیدهای زاهدان؛ ZF: گسل زاهدان؛ ب) نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه. ۱- واحدهای سنگی افیولیتی. ۲- واحدهای فلیشی (کرتاسه - پائوسن). ۳- واحدهای آتشفشانی - تخریبی ائوسن. ۴- واحدهای آتشفشانی - تخریبی الیگومیوسن. ۵- آندزیت بازالتی پلیوسن. ۶- واحدهای کواترنری. ۷- توده نفوذی گرانیتوئیدی. ۸- مسیر گسل‌ها. ۹- راه‌های دسترسی.



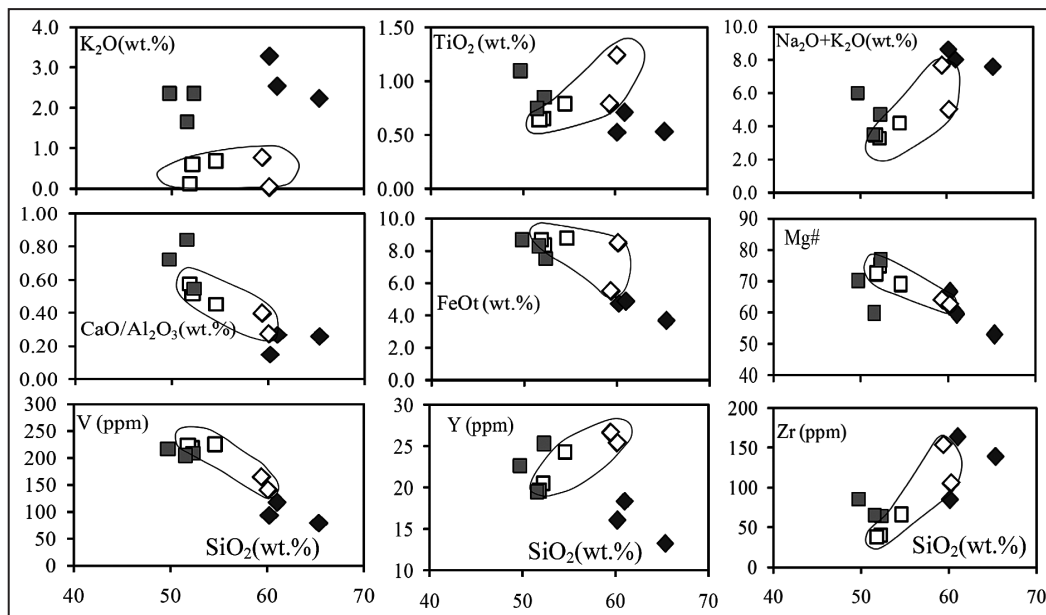
شکل ۲- رخنمون صحرایی سنگ‌های آتشفشانی در منطقه خاور و شمال خاور نهندان، خاور ایران؛ الف) نمای صحرایی آمیختگی واحدهای سنگی آتشفشانی با واحدهای افیولیتی (سمت بالای تصویر)؛ ب) تناوب گسترده واحدهای آتشفشانی و آذرآواری و با امتداد لایه‌ای شمال خاور - جنوب باختر؛ پ، ت) دابک‌های بازالتی گروه ۱ درون گابروهای افیولیتی که حاشیه انجماد سریع آنها به وضوح دیده می‌شود.



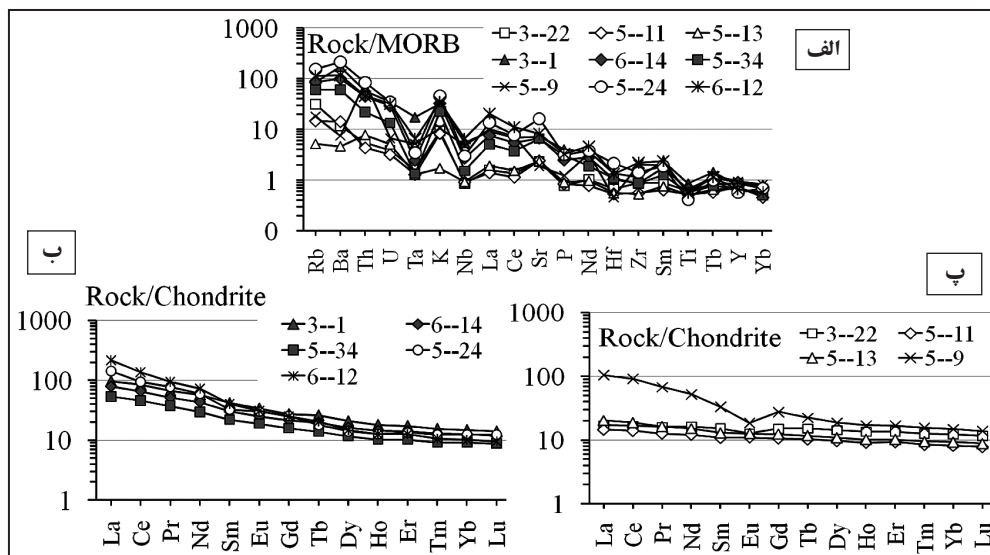
شکل ۳- الف) نمایش ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن بازالت‌ها در نمودار سه‌تایی پیروکسن (Morimoto, 1989)؛ ب، پ و ت) نمودارهای جداکننده Al روی Ca، Ti روی Ca+Na و Ti+Cr روی Ca بر پایه ترکیب پیروکسن (Letierrier et al, 1982). در شکل ۲ محدوده‌های A، B و C به ترتیب Non-orogenic Tholeiitic Basalts، Alkali Basalts و Orogenic Tholeiitic Basalts هستند.



شکل ۴- نمودار K_2O روی SiO_2 برای تعیین ماهیت پتاسیک سری‌های سنگی (برگرفته از Rollinson, 1993).

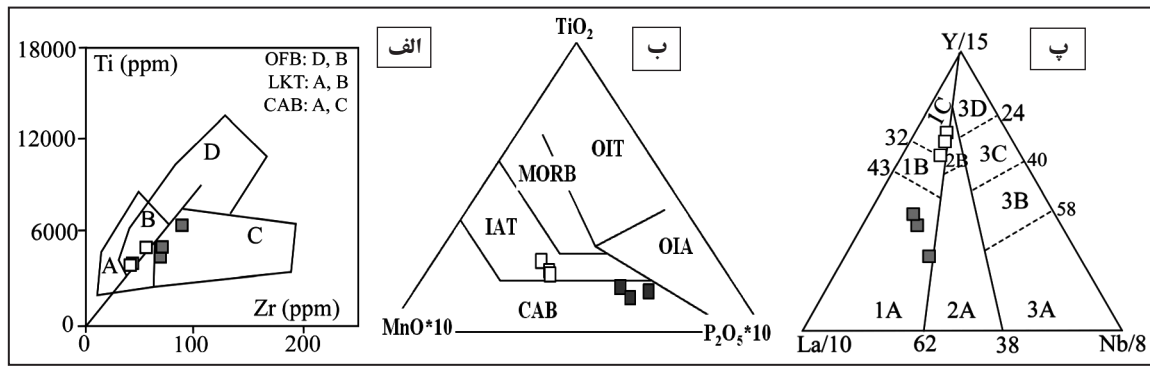


شکل ۵- روند تغییرات برخی عناصر اصلی و کمیاب در برابر SiO_2 در مجموعه سنگ‌های ماگمایی. نشانه‌ها همانند شکل ۴.



شکل ۶- الف) الگوی چندعنصری بهنجار شده بر پایه MORB (برای نمونه‌ها پ) الگوی بهنجار شده بر پایه کندریت برای بازالت‌های CAB و آنڈزیت‌های کالک‌آلکان. پ- الگوی بهنجار شده بر پایه کندریت برای بازالت‌های LKT و یک نمونه از آنڈزیت‌های سری تولیتی. (ترکیب

MORB و کندریت از Sun & McDonough, 1989).



شکل ۷- الف) نمودار Ti در برابر Zr (Pearce & Cann, 1973). OFB: بازالت‌های کف اقیانوس؛ LKT: تولیت‌های با پتاسیم پایین؛ CAB: بازالت‌های کالک‌آلکانل؛ (ب) نمودار $TiO_2-MnO*10-P_2O_5*10$ (Mullen, 1983). CAB: بازالت کالک‌آلکانل؛ IAT: تولیت جزیره کم‌کمانی؛ MORB: بازالت پشته میان‌اقیانوسی؛ OIT: تولیت جزیره اقیانوسی؛ OIA: بازالت آلکانل جزیره اقیانوسی؛ (پ) نمودار $Y/15-La/10-Nb/8$ برای نشان دادن محیط زمین‌ساختی - ماگمایی بازالت‌ها (Cabani & Lecolle, 1989). 1A: بازالت‌های کالک‌آلکانل. 1C: تولیت‌های کمان آتشفشانی. 1B: منطقه همپوشانی میان 1A و 1C. 2A: بازالت‌های قاره‌ای. 2B: بازالت‌های حوضه پشت کمان. 3A: آلکالی بازالت‌های کافت میان قاره‌ای. 3B و 3C: E-MORB به ترتیب غنی‌شده و کمتر غنی‌شده. 3D: N-MORB. نشانه‌ها همانند شکل ۳ است.

جدول ۱- ترکیب شیمیایی برخی نقاط از کلیتوپروکسن‌ها در بازالت‌ها؛ محاسبه a.p.f.u بر پایه ۴ کاتیون و ۶ آنیون است. C: مرکز؛ F: حاشیه؛ gF: زمینه.

گروه ۱									گروه ۲						نمونه کافی - محل
5-11 1-cpx1r	5-11 2-cpx1c	5-11 2-cpx1r	5-11 3-cpx1r	5-13 3-cpx2r	5-13 4-cpx1c	5-13 4-cpx1r	5-13 4-cpx1r2	5-13 5-cpx1r	5-34 1-cpx1c	5-34 1-cpx1r	5-34 2-cpx2gr	6-14 3-cpx1c	6-14 3-cpx1r	6-14 3-cpx2gr	
53.53	53.54	52.02	53.42	52.52	53.55	49.42	53.41	54.12	52.10	51.48	52.48	50.91	52.56	52.09	SiO ₂
0.12	0.18	0.19	0.21	0.31	0.24	0.78	0.17	0.23	0.31	0.97	0.21	0.53	0.39	0.27	TiO ₂
2.00	2.42	1.93	1.99	3.61	2.39	6.68	2.38	1.71	3.00	3.76	2.63	5.19	2.50	3.41	Al ₂ O ₃
0.89	0.67	0.37	0.47	0.94	0.76	0.20	0.75	0.15	0.20	0.08	0.42	0.20	0.00	0.61	Cr ₂ O ₃
3.39	3.19	4.48	4.32	4.18	3.21	6.16	3.33	4.77	6.25	5.55	4.90	6.86	7.96	5.38	FeO
0.05	0.04	0.19	0.13	0.12	0.04	0.18	0.19	0.05	0.14	0.21	0.17	0.12	0.36	0.13	MnO
16.94	17.25	18.34	16.59	16.31	17.06	14.22	17.23	17.55	15.54	15.43	15.99	14.60	15.81	16.15	MgO
23.53	23.23	21.90	22.37	22.66	23.17	22.16	22.98	21.90	22.07	22.11	22.68	21.79	21.31	22.48	CaO
0.19	0.17	0.15	0.19	0.17	0.18	0.16	0.15	0.18	0.25	0.31	0.26	0.27	0.18	0.28	Na ₂ O
0.04	0.01	0.04	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	K ₂ O
100.66	100.71	99.62	99.70	100.82	100.62	99.97	100.58	100.68	99.85	99.90	99.74	100.48	101.06	100.79	Total
1.940	1.934	1.903	1.956	1.905	1.938	1.820	1.934	1.960	1.918	1.893	1.927	1.867	1.920	1.893	Si
0.003	0.005	0.005	0.006	0.008	0.006	0.022	0.005	0.006	0.009	0.027	0.006	0.015	0.011	0.007	Ti
0.085	0.103	0.083	0.086	0.154	0.102	0.290	0.101	0.073	0.130	0.163	0.114	0.224	0.108	0.146	Al
0.025	0.019	0.011	0.014	0.027	0.022	0.006	0.021	0.004	0.006	0.002	0.012	0.006	0.000	0.017	Cr
0.017	0.011	0.072	0.000	0.004	0.000	0.032	0.011	0.003	0.028	0.018	0.028	0.025	0.043	0.056	Fe ³⁺
0.086	0.085	0.065	0.132	0.123	0.097	0.157	0.090	0.142	0.164	0.153	0.122	0.185	0.200	0.107	Fe ²⁺
0.002	0.001	0.006	0.004	0.004	0.001	0.006	0.006	0.002	0.004	0.006	0.005	0.004	0.011	0.004	Mn
0.915	0.929	1.000	0.906	0.882	0.921	0.781	0.930	0.947	0.853	0.846	0.875	0.799	0.861	0.874	Mg
0.913	0.899	0.858	0.878	0.881	0.899	0.875	0.891	0.850	0.870	0.871	0.892	0.856	0.834	0.875	Ca
0.013	0.012	0.010	0.013	0.012	0.013	0.012	0.011	0.013	0.017	0.022	0.019	0.019	0.013	0.019	Na
0.002	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	K
4.001	4.000	4.015	3.995	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	Total
0.060	0.066	0.083	0.044	0.095	0.062	0.180	0.066	0.040	0.082	0.107	0.073	0.133	0.080	0.107	Al ^{IV}
0.025	0.038	0.000	0.042	0.059	0.040	0.110	0.035	0.033	0.048	0.055	0.040	0.091	0.028	0.038	Al ^{VI}
47.27	46.69	42.88	45.72	46.52	46.86	47.26	46.24	43.73	45.34	45.99	46.39	45.82	42.79	45.65	Wo
47.34	48.24	49.97	47.18	46.59	48.01	42.19	48.24	48.75	44.42	44.65	45.52	42.72	44.17	45.62	En
5.39	5.07	7.15	7.10	6.89	5.13	10.56	5.52	7.52	10.24	9.36	8.10	11.46	13.04	8.73	Fs
91.45	91.58	93.88	87.25	87.78	90.44	83.23	91.21	86.96	83.84	84.69	87.73	81.18	81.17	89.06	Mg#

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها. تولتی: تولیتی؛ کالک: کالک آلکان

شماره نمونه سری	بازیک						حدواسط				ترکیب نمونه‌ها	
	بازالت گروه ۱			بازالت گروه ۲			داسیت	آندزیت	توف آندزیتی	توف آندزیتی	آندزیت	جنس
	5-11 تولتی	5-13 تولتی	3-1 کالک	6-14 کالک	5-34 کالک	2-2 کالک	2-32 تولتی	5-9 تولتی	5-24 کالک	6-12 کالک		
آنالیز XRF (درصد وزنی)												
53.09	50.31	50.30	47.49	50.53	49.08	64.56	58.58	56.89	58.01	59.59	SiO ₂	
0.78	0.64	0.62	1.04	0.82	0.71	0.52	1.21	0.75	0.51	0.69	TiO ₂	
14.44	14.42	14.49	13.18	13.67	15.09	16.01	13.62	14.83	17.34	16.44	Al ₂ O ₃	
1.13	1.07	1.12	1.09	0.96	1.04	0.48	1.09	0.69	0.60	0.63	Fe ₂ O ₃	
7.54	7.11	7.45	7.28	6.37	6.95	3.21	7.25	4.62	4.02	4.17	FeO	
0.15	0.14	0.15	0.17	0.16	0.17	0.16	0.11	0.06	0.11	0.14	MnO	
9.52	12.08	11.11	9.56	11.80	5.77	2.02	6.65	4.64	4.52	3.42	MgO	
6.56	7.41	8.39	9.48	7.43	12.67	4.10	3.68	5.82	2.59	4.40	CaO	
3.43	2.61	3.23	3.45	2.26	1.76	5.26	4.83	6.57	5.15	5.35	Na ₂ O	
0.66	0.58	0.12	2.24	2.26	1.57	2.21	0.01	0.74	3.15	2.48	K ₂ O	
0.09	0.10	0.10	0.45	0.28	0.34	0.28	0.33	0.14	0.36	0.38	P ₂ O ₅	
2.69	3.47	2.87	4.63	3.55	4.81	1.23	2.64	4.20	3.69	2.41	LOI	
100.07	99.93	99.94	100.09	100.09	99.97	100.05	100.01	99.96	100.06	100.09	Total	
69.22	75.18	72.65	70.04	76.75	59.70	52.85	62.05	64.12	66.71	59.42	Mg#	
آنالیز XRF (پی پی ام)												
71	49	65	73	62	72	52	48	36	54	73	Zn	
225	1230	167	96	110	101	15	3	64	10	25	Cu	
26	26	21	16	18	11	6	22	14	4	8	Sc	
13	12	13	15	13	15	15	15	17	21	19	Ga	
47	47	55	52	70	19	2	0	22	0	2	Ni	
45	43	45	37	36	28	8	17	18	8	12	Co	
94	154	140	188	236	88	0	0	0	1	1	Cr	
225	218	224	216	208	204	79	141	165	94	117	V	
17	8	3	49	48	34	61	0	10	87	65	Rb	
74	90	29	1080	630	383	827	50	48	1343	739	Ba	
212	217	213	657	605	600	597	92	172	1445	742	Sr	
66	41	39	85	64	65	139	85	154	105	164	Zr	
24	21	20	23	25	19	13	25	27	16	18	Y	
آنالیز ICP-MS (پی پی ام)												
21.889	19.587	18.735	26.170	23.103	17.626			27.366	19.190	20.517	Y	
62.950	39.971	42.115	92.265	68.411	63.314			149.205	109.949	159.975	Zr	
2.045	2.134	2.163	12.875	6.311	3.613			11.419	7.052	15.399	Nb	
4.032	3.475	4.823	22.928	18.907	12.788			25.038	33.827	51.314	La	
10.267	8.582	11.513	51.789	40.515	28.157			56.202	57.725	83.439	Ce	
1.530	1.206	1.553	6.326	4.900	3.569			6.463	7.379	9.005	Pr	
7.577	5.679	7.116	26.952	20.452	13.911			24.604	27.738	33.840	Nd	
2.346	1.669	1.989	6.371	4.637	3.377			5.101	4.962	6.203	Sm	
0.737	0.640	0.735	1.963	1.469	1.094			1.080	1.737	1.817	Eu	
3.116	2.171	2.548	5.599	4.472	3.268			5.694	5.251	5.110	Gd	
0.569	0.385	0.436	0.974	0.740	0.526			0.840	0.673	0.767	Tb	
3.645	2.458	2.773	5.235	4.154	2.960			4.775	3.553	3.788	Dy	
0.768	0.516	0.577	1.016	0.827	0.583			0.964	0.714	0.717	Ho	
2.257	1.547	1.695	2.857	2.373	1.692			2.792	2.201	2.106	Er	
0.324	0.216	0.242	0.394	0.330	0.236			0.401	0.314	0.274	Tm	
2.101	1.393	1.586	2.516	2.158	1.569			2.540	2.107	1.738	Yb	
0.297	0.199	0.224	0.356	0.304	0.225			0.354	0.315	0.243	Lu	
1.393	1.100	1.132	2.823	2.130	2.234			0.947	4.385	2.709	Hf	
0.209	0.170	0.169	2.299	0.324	0.179			0.849	0.457	0.867	Ta	
0.650	0.520	0.945	6.937	5.375	2.639			12.471	10.039	5.444	Th	
0.180	0.150	0.239	1.652	1.364	0.634			1.534	1.615	1.503	U	
1.11	1.34	1.57	2.32	2.63	2.44			3.17	4.40	5.34	(La/Sm)N	
1.24	1.33	1.39	2.81	2.39	2.39			2.23	2.62	3.97	(Sm/Yb)N	
1.38	1.79	2.18	6.54	6.29	5.85			7.07	11.52	21.18	(La/Yb)N	

کتابنگاری

- اشتوکلین، ی.، افتخارنژاد، ح و هوشمندزاده، ع.، ۱۳۵۲- بررسی مقدماتی زمین‌شناسی در لوت مرکزی، شرق ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، گزارش شماره ۲۲، ف، ۶۲ ص.
- تقریبی، م.، ۱۳۷۶- بررسی ولکانیسم نئوژن- کواترنری شرق ایران (منطقه بیرجند - مورد- سربیشه)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۱۵۰ ص.
- دلآوری، م.، ۱۳۸۹- پترولوژی و ژئوشیمی کمپلکس افیولیتی نه‌بندان، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۲۹۸ ص.
- فتوحی‌راد، غ.، ۱۳۸۳- پترولوژی و ژئوشیمی افیولیت‌های دگرگون شده شرق بیرجند، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۳۲۴ ص.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹ ص.
- اله‌پور، ا.، وثوقی‌عابدینی، م. و امامی، م.، ۱۳۸۰- بررسی خاستگاه ژئودینامیکی ولکانیسم تشریحی شمال بیرجند، بیستمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

References

- Alavi, M., 1991- Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geol. Soc. of Amer. Bull.* v. 103. pp. 983-992.
- Berberian, M. & King, G. C., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Geol. Surv. Iran*, 52: 502 - 557.
- Cabanis, B. & Lecolle, M., 1989- Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *C. R. Acad. Sci. Ser. II*, 309: 2023-2029.
- Camp, V. E. & Griffis, R. J., 1982- Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 15: 221 - 239.
- Delavari, M., Amini, S., Saccani, E. & Beccaluva, L., 2009- Geochemistry and Petrology of Mantle Peridotites from the Nehbandan Ophiolitic Complex, Eastern Iran. *Journal of Applied Sciences* 9: 2671-2687.
- Eggler, D. H. & Burnham, C. W., 1973- Crystallization and fractionation trends in the system andesite H₂O-CO₂-O₂ at pressures to 10 kb. *Geol Soc Am Bull*, 84: 2517-2532.
- Ewart, A. & Hawkesworth, C. J., 1987- The Pleistocene–Recent Tonga–Kermadec lavas: interpretation of new isotopic and rare-earth-element data in terms of a depleted mantle source model. *Journal of Petrology* 28: 495–530.
- Grove, T. L. & Baker, M. B., 1984- Phase equilibrium controls in the tholeiitic versus calc-alkaline differentiation trends. *J. Geophys. Res.* 89: 3235-3247.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D. & Marchal, M., 1982- Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.* 120: 139–154.
- McCulloch, M. T. & Gamble, J. A., 1991- Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 102: 358–374.
- Morimoto, N., 1989- Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineralogist*. 27: 143-156.
- Mullen, E. D., 1983- MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 62: 53-62.
- Murphy, J. B., 2006- Igneous Rock Associations 7. Arc magmatism I: relationship between subduction and magma genesis. *Geoscience Canada*.
- Pearce, J. A. & Cann, J. R., 1973- Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19: 290–300.
- Pearce, J. A., Lippard, S. J. & Roberts, S., 1984- Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. *Geological Society, London, Special Publications*. 16: 77-94.
- Rollinson, H. R., 1993- Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Publishing Group. 352 p.
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L. & 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.
- Sadeghian, M., Bouchez, J. L., Nédélec, A., Siqueira, R. & Valizadeh, M. V., 2005- the granite pluton of Zahedan (SE Iran): a petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25: 301- 327.
- Shelly, D., 1993- Igneous and metamorphic rock under the microscope. Chapman and Hall, London. 443 p.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication, Blakwell, Oxford, 42: 313–346.
- Tirral, R., Bell, I. R., Griffis, R. j. & Camp, V. E., 1983- The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 134 – 150.

Geochemistry and Tectonomagmatic Setting of Tertiary Volcanism in East and Northeast of Nehbandan, Eastern Iran

M. Delavari ^{1*}, S. A. Amini ² & E. Saccani ³

¹Assistan Professor, Faculty of Earth Science, Kharazmi University, Tehran, Iran

²Professor, Faculty of Earth Science, Kharazmi University, Tehran, Iran

³Professor, Faculty of Earth Science, University of Ferrara, Ferrara, Italy

Received: 2009 August 10

Accepted: 2012 February 18

Abstract

Tertiary volcanism in east and northeast of Nehbandan, eastern Iran, includes mostly basic-intermediate associations. They are characterized by sodic ($1 < \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$) compositions and contain both low-k tholeiitic and calc-alkaline series. Based on petrographic, mineral chemistry and whole-rock geochemical evidences basalts can be classified into two groups; arc-related calc-alkaline basalts (CAB) and low-K tholeiites (LKT). The evolutionary trends of some major and trace elements vs. SiO_2 and also chondrite-normalized rare earth element (REE) patterns represent genetic relation between low-K tholeiitic intermediates and LKT but reject calcalkaline intermediate generation by magmatic evolution from CAB. In MORB-normalized multi-element patterns, negative anomaly of high field strength elements (HFSE) and enrichment of large-ion lithophile elements (LILE) suggest subduction zone-related tectonomagmatic setting for basic-intermediate associations in which compositional change from LKT to CAB is accompanied by the evolution of arc system. This scenario in Sistan suture zone is interpreted as subduction continuation of Sistan oceanic lithosphere in Tertiary.

Keywords: Calcalkaline basalt, Low-K tholeiite, Subduction zone magmatism, Sistan suture zone.

For Persian Version see pages 125 to 134

*Corresponding author: M. Delavri; E-mail: delavarimza@gmail.com