

# سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی دشت کوه در شمال ایران شهر، پهنه فلیش خاور ایران

معین دریایما هرمزی<sup>۱\*</sup>، حبیب بیابانگرد<sup>۲</sup>، ساسان باقری<sup>۲</sup> و محمدرضا بخشی محبی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

<sup>۲</sup> استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱۲/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۹/۰۱

## چکیده

مجموعه آتشفشانی دشت کوه در فاصله ۷۵ کیلومتری شمال ایران شهر قرار دارد. این توده شامل دو بخش A (توده اصلی) و B (بخش جدا افتاده در بخش شمالی دشت کوه) است. بر پایه نقشه‌های زمین‌شناسی تهیه شده از منطقه، مجموعه اخیر به سن کرتاسه بالایی، درون فلیش‌های خاور ایران نفوذ کرده است و مرز گسلی با کنگلومرای پایه اتوسن دارد. توده یادشده شامل سنگ‌های بازالت، آندزیت، آندزیت‌بازالت و تراکی‌بازالت است. کانی‌های اصلی سازنده سنگ‌های این توده شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، هورنبلند و سانیدین است و این سنگ‌ها بیشتر بافت پورفیری دارند. عضو وابسته به این مجموعه نهشته‌های آذرآواری است که در بخش پایینی آنها قرار دارد و بیشتر توف هستند. در نمودار فراوانی عناصر خاکی کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه، نسبت به فراوانی این عناصر در کندریت، شیب منفی قابل ملاحظه‌ای دیده می‌شود که نشان‌دهنده غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) و تهی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE)، برای سنگ‌های آتشفشانی دشت کوه است. نمودارهای مختلف ترکیب شیمیایی، زمین‌ساخت-ماگمایی و تعیین منشأ وابسته به سنگ‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که سنگ‌ها ماهیت آلکالن با منشأ گوشته‌ای دارند و در محیط کمان آتشفشانی قاره‌ای شکل گرفته‌اند. به نظر می‌رسد مجموعه آتشفشانی دشت کوه بخشی از یک کمربند جزایر کمانی است که از شمال پاکستان تا ایران گسترده و طی رخداد زمین‌ساختی جوان‌تر، از منشأ خود جدا شده است.

**کلیدواژه‌ها:** مجموعه آتشفشانی دشت کوه، نهشته‌های آذرآواری، تراکی‌بازالت، پهنه فلیش خاور ایران.

\* نویسنده مسئول: معین دریایما هرمزی

E-mail: dhmoein\_2007@yahoo.com

## ۱- پیش‌نوشتار

گونگون، بر بازشدگی آن در زمان پرمین آغازین، به واسطه اثر کشش صفحه اقیانوس پالتوتیس و یک بسته‌شدگی کلی در تشریاری آغازین دلالت دارند (Stampfli, 2000; Stampfli & Borel, 2002; Stampfli & Kozur, 2006).

مطالعات همانند این پژوهش، روی گدازه‌های خروجی کمان چاغی راسکوه، در باختر پاکستان، توسط Nicholson et al. (2010) ارائه شده است. سنگ‌های این منطقه شامل بازالت و آندزیت‌هایی هستند که از گدازه‌های بالشی و توده‌های جریان‌ی منشأ گرفته‌اند. این پژوهشگران اظهار داشتند که فعالیت آتشفشانی در چند مرحله انجام شده است و منشأ گدازه‌های منطقه را به همگرایی درون اقیانوسی در نوتیس ارتباط دادند. مطالعات دیگری در مورد پتروژنز جریان‌های گدازه‌ای کرتاسه بالایی در کمان راسکوه، در بلوچستان پاکستان، توسط Siddiqui et al. (2012) انجام شد. مجموعه آتشفشانی این منطقه شامل جریان‌های گدازه‌ای بازالت و آندزیتی و مجموعه آذرآواری شامل کنگلومرا با قطعات آتشفشانی، آگلومرا، برش و توف، ماسه‌سنگ و چرت است. نتیجه پژوهش آنها نشان داد که کمان راسکوه، یک جزیره کمانی درون اقیانوسی است که حاصل همگرایی در زمان کرتاسه بالایی است. همچنین، گروه آتشفشانی راسکوه، ترکیب بازالت آندزیتی دارند. مجموعه آتشفشانی دشت کوه در استان سیستان و بلوچستان و شمال شهرستان ایران شهر از دید زمین‌شناسی، در میان فلیش‌های خاور ایران، و در مجاورت گسل کارواندر قرار گرفته است که شاخه‌های این گسل، آن را دربر گرفته‌اند. مجموعه آتشفشانی دشت کوه، با ماهیت آندزیتی اشاره شده روی نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه، روند شمال باختری- جنوب خاوری دارد. مطالعات صحرایی از منطقه، نشان می‌دهد که این توده روی کنگلومراهایی با قطعات بیشتر آهکی قرار گرفته است و به‌صورت قطعه‌های زمین‌ساختی، در میان رسوبات فلیشی خاور ایران جای دارد. همچنین در منطقه، گدازه‌های بالشی دید شد، که نمایانگر خروج گدازه‌های آتشفشانی، در محیط آبی است. افزون بر این، مقاطع نازک

پهنه فلیشی خاور ایران دربر گیرنده ردیف‌های ستبری از نهشته‌های فلیشی و سنگ‌های پوسته اقیانوسی است که میان پهنه‌های لوت و افغان (هلمند) جای گرفته است. گسترش برآمدگی‌های گوشته‌ای و گنبدی شدن در اواخر ژوراسیک (۹) سبب گسترش ساختارهای کافتی (کششی) در پهنه خاوری ایران مرکزی شده است؛ به‌گونه‌ای که گودال‌های ژرف اقیانوسی در شاخه‌های بسیاری در پهنه لوت شکل گرفته است (Stocklin, 1977). محدود بودن رخساره‌های فلیشی کرتاسه، همراه با فعالیت‌های آتشفشانی غالباً آندزیتی، گویای شکل‌گیری و تکوین قابل ملاحظه حوضه‌های کافتی در کرتاسه بالایی یا به‌طور کلی پس از کرتاسه زیرین است. چرخه متفاوت از فعالیت ماگمایی اقیانوسی- حاشیه قاره‌ای نوع آند وجود دارد که اولین چرخه منتسب به فرورانش نوتیس است که از فعالیت ماگمایی با پتاسیم کم تا نوع کالک آلکالن و قلیایی از قدیم به جدید تغییر می‌کند. حاصل این فعالیت ماگمایی گسترش کمربند کمانی حاشیه جنوبی بلوک لوت است که از انارک- سرچشمه تا منطقه جغایی در پاکستان ادامه دارد و از انواع کمانی پوسته قاره‌ای به شمار می‌رود. (Fotoohi-Rad et al. (2005) و Tirrul et al. (1983) بر این باورند که رسوبات فلیش روی اقیانوس‌های کرتاسه بالایی و سنگ‌های دگرگونی فشار بالای مرتبط با آن نهشته شده‌اند و همانند توالی‌های نوع گوه‌های افزاینده هستند. Stampfli & Borel (2002)، حوضه فلیشی خاور ایران را نتیجه افزایش متناوب در جهت حاشیه فعال نوتیس شمالی می‌دانند که به علت جدایش و دوباره افزوده شدن به بلوک لوت دچار پیچیدگی شده است. پهنه جوش خورده سیستان در جنوب خاور ایران کمربند موسوم به فلیش پس از کرتاسه است که در جنوب خاور ایران به مکران می‌پیوندد (Bagheri, 2007). پالتوتیس در طی دوره طولانی کافت‌شدگی اردویسین پایانی دونین آغازین باز شده و در تریاس به وسیله فرورانش به سوی شمال و به زیر حاشیه جنوبی لوراسیا بسته می‌شود. برای نوتیس همگرایی داده‌های

## ۲-۲. زمین‌شناسی توده B

این توده، در بخش شمالی مجموعه دشت کوه و در کنار جاده اصلی خاش-ایران شهر قرار دارد. روند توده B، همانند دشت کوه، شمال باختری- جنوب خاوری است. واحد آتشفشانی توده B، گستردگی کمتری نسبت به دشت کوه دارد و دارای ۹ کیلومتر درازا و ۱ کیلومتر پهناست. در این توده نیز کنگلومرای ائوسن به صورت پایه نسبت به واحد آتشفشانی قرار گرفته و دارای مرز گسلی با آن است. بخش زیرین توده آتشفشانی را نهشته‌های آذرآواری تشکیل می‌دهند که بیشتر دگرسان شده و شامل یک خمیره با قطعات آتشفشانی هستند. در برخی نقاط سنگ‌های متعلق به بخش آذرآواری منطقه، تکتونیزه شده‌اند و خردشدگی دارند و به نظر می‌رسد که راندگی‌ها در خردشدگی‌های ایجاد شده نقش اساسی داشته‌اند. بخش‌های بالایی توده، بیشتر ترکیب بازالتی دارند (شکل ۸) که نسبت به بخش آذرآواری کمتر دگرسان شده‌اند؛ رنگ تیره تا سبز تیره دارند و گاهی ساختار منشوری نشان می‌دهند. گاه قله‌های بازالتی با مجموعه شیلی مخلوط شده است (شکل ۹) و فولیاسیون نشان می‌دهند.

در بخش باختری توده B، جایی که در تماس با آهک‌های نومولیتی است، سنگ‌های بازالتی با بافت تراکیتی مشخص دیده می‌شوند (شکل ۱۰). این سنگ‌ها سرشار از پلاژیوکلاز شکل دار هستند و در برخی از آنها مگاکریست‌های ساینیدین به طول ۴ سانتی‌متر وجود دارد (شکل ۱۱).

## ۳- سنگ‌نگاری

سنگ‌های آتشفشانی مجموعه دشت کوه، دارای گوناگونی سنگی از بازالت، آندزیت و تراکیت هستند که بیشتر از کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، هورنبلند و ساینیدین تشکیل شده‌اند که در کنار آنها، کانی‌های کوارتز، کلریت، کلسیت و اپیدوت، به‌طور ثانویه دیده می‌شود و بیشتر بافت پورفیری دارند.

### ۳-۱. بازالت

این سنگ‌ها دارای پلاژیوکلاز (۳۰ تا ۶۰ درصد حجمی) و پیروکسن (۵ تا ۳۰ درصد حجمی)، به‌عنوان کانی اصلی و کانی‌های اپیدوت، کلریت، کلسیت، کوارتز، زئولیت و گاه آپاتیت به‌عنوان کانی‌های فرعی و ثانویه هستند. بافت چیره این سنگ‌ها، پورفیری (شکل ۱۲-الف) است ولی بافت‌های میکروولیتیک پورفیری، گلومروپورفیری (شکل ۱۲-ب) و بادامکی (شکل ۱۲-ج) نیز دارند.

### ۳-۲. آندزیت

کانی‌های اصلی سنگ‌های آندزیتی، پلاژیوکلاز (۴۰ تا ۷۰ درصد حجمی) و هورنبلند (۵ تا ۲۰ درصد حجمی) و کانی‌های فرعی آنها اپیدوت، کلریت، کلسیت و آپاتیت هستند. زمینه این سنگ‌ها را بیشتر میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، ریزبلورهای پیروکسن و گاه هورنبلند تشکیل می‌دهد. به‌طور کلی بافت‌های پورفیری (شکل ۱۳-الف) تا میکروگرانولار پورفیری، دُئریتی اینترسرتال و هیالوپورفیری (شکل ۱۳-ب)، بیشتر بافت‌های سنگ‌های آندزیتی دشت کوه را تشکیل می‌دهند.

### ۳-۳. تراکیت

بافت اصلی این سنگ‌ها پورفیری تا میکروولیتیک پورفیری است. کانی‌های ساینیدین (۱۰ تا ۱۵ درصد) به شکل‌های مگاکریست، درشت بلور و ریزبلور دیده می‌شوند. ویژگی این کانی، دگرسانی شدید و بافت غربالی آن است (شکل ۱۴-الف). افزون بر ساینیدین، دارای پلاژیوکلاز (۵۰ تا ۷۰ درصد حجمی) و پیروکسن (۵ تا ۱۰ درصد حجمی) به‌عنوان کانی اصلی و کانی‌های اپیدوت، کلریت، آپاتیت و کلسیت، به‌عنوان کانی فرعی هستند. همچنین این سنگ، دچار دگرسانی فراوانی شده است؛ به‌گونه‌ای که پلاژیوکلازها سریستی شده‌اند و خمیره سنگ را تشکیل می‌دهند و کمتر به‌صورت درشت‌بلور مشخص هستند. حضور رگه‌های کربناتی درون سنگ و خمیره کربناتی آن نیز بیانگر این موضوع است (شکل ۱۴-ب). گاه در تراکیت‌های

تهیه شده از آهک‌های دشت کوه با فسیل‌های پلاژیک نشان از دریایی بودن منطقه در زمان کرتاسه بالایی دارد. سنگ‌های آتشفشانی دشت کوه، بیشتر ترکیب بازالتی دارند و از کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند تشکیل شده‌اند؛ البته برخی واحدها دارای ساینیدین هستند و تا حدودی به سوی سنگ‌های قلیایی تمایل دارند. حضور توده عدسی‌شکل به نسبت سترگی به ابعاد ۲۵×۵ کیلومتر، در میان توالی‌های رسوبی تخریبی با رخساره به نسبت ژرف دریایی، موسوم به فلیش‌های ائوسن در رشته‌کوه‌های خاور ایران پدیده کمیاب است. به‌ویژه اینکه به نظر می‌رسد که این مجموعه توسط رسوبات ائوسن پوشانده و به کرتاسه نسبت داده شده است (قرشی و واعظی‌پور، ۱۳۶۶). بررسی زمین‌شناسی این توده، کمک زیادی برای پاسخ به پرسش‌های مرتبط با تکوین زمین‌ساخت خاور ایران خواهد کرد.

## ۲- زمین‌شناسی

مجموعه دشت کوه که در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کارواندر، ترکیب آن آندزیتی و به سن کرتاسه پسین گزارش شده، به‌صورت دو توده مجزای A و B است که جداگانه مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. توده A، توده اصلی مورد مطالعه و توده B، قطعه جدا افتاده از دشت کوه است که به‌طور مفصل به شرح و بیان ارتباط آنها با یکدیگر پرداخته می‌شود. شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی توده آتشفشانی دشت کوه (A و B) را نشان می‌دهد.

### ۲-۱. زمین‌شناسی توده A

توده آتشفشانی دشت کوه A (شکل ۲)، به وسیله کنگلومرای ائوسن، به‌طور دگرشیب پوشیده می‌شود (شکل ۳). کنگلومرای پایه ائوسن، بیشتر از قله‌های آهکی و کم و بیش از قطعات آذرآواری و سنگ‌های اولترامافیک تشکیل شده است. سنگ‌های رسوبی پیرامون دشت کوه، بیشتر از مجموعه‌های فلیشی (شیل و ماسه‌سنگ) و آهک‌های پلاژیک متورق با ظاهری توده‌ای، متراکم تا دانه‌ریز و پرونده‌های رادیولاریتی است که به دلیل گوناگونی رژیم فرسایشی حاکم بر منطقه، اشکال و رنگ‌های متفاوت و گوناگونی دارند. گاهی کنگلومرای پایه ائوسن، به‌صورت میان‌لایه، میان واحدهای فلیشی ائوسن و نهشته‌های آذرآواری رخنمون دارد (شکل ۴).

بخش آذرآواری دشت کوه، بخش زیرین توده را تشکیل می‌دهد و به‌صورت میان‌لایه، میان روانه‌های بازالتی و فلیش‌های ائوسن قرار دارد (شکل ۵). جنس چیره واحدهای آذرآواری توف است که رنگ آنها از خاکستری تا خاکستری تیره تغییر می‌کند. معمولاً هوازده و دارای حفرات ریزی هستند و استحکام کمتری نسبت به سنگ‌ها و روانه‌های بازالتی دارند. گاهی توده آتشفشانی دشت کوه، به‌صورت قطعاتی کشیده در میان فلیش‌ها دیده می‌شود که به نظر نارجا می‌رسد که طی عملکرد فرایندهای زمین‌ساختی منطقه، از توده اصلی جدا شده‌اند (شکل ۵). در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کارواندر، سنگ‌های آندزیتی در شمال باختری توده اصلی دشت کوه (A)، با سن ائوسن مشخص شده است. ولی مطالعات این پژوهش در منطقه نشان داد که به دلایلی همچون بافت کلی توده، سنگ‌شناسی و همچنین واحدهای رسوبی پیرامون آن، این توده تفاوتی با مجموعه دشت کوه ندارد و جزئی از توده اصلی است که طی عملکرد فرایندهای زمین‌ساختی جدا شده است. بنابراین می‌توان گفت که این توده، جزئی از مجموعه دشت کوه است و چون در مرز آهک‌های موسوم به ائوسن رخنمون پیدا کرده‌اند، سن ائوسن برای آنها در نظر گرفته شده است. شکل ۶ محصور شدن این قطعات، توسط آهک‌های ائوسن را نشان می‌دهد. در برخی نقاط، مجموعه دشت کوه با آهک‌های ائوسن، مرز کاملاً آشکاری دارد و به نظر می‌رسد با وجود خشن‌لغز روی دیواره آنها، این مرز یک مرز گسلی باشد (شکل ۷-الف). همچنین دایک‌های درون فلیش‌های منطقه (شکل‌های ۷-ب)، ماهیت بازالتی دارند و به شدت دگرسان (به‌ویژه اپیدوتی) شده‌اند.

همچنین، الگوی پراکنندگی عناصر خاکی کمیاب در سنگ‌های دشت کوه، کم‌بیش با هم موازی است که این امر نشان از هم منشأ بودن آنها دارد. سنگ‌های منطقه از عناصر LREE، تا بالای ۱۰ برابر مقادیر اولیه‌شان نسبت به کندریت غنی‌شدگی نشان می‌دهند و دارای شیب به نسبت تند و کاهنده ولی یکنواخت هستند. می‌توان دو احتمال برای این غنی‌شدگی در نظر گرفت؛ یکی اینکه چون LREEها نسبت به HREEها ناسازگارتر هستند (Krauskopf & Bird, 1976)، ممکن است در اثر تحولات ماگمایی در سنگ‌های تحول یافته منطقه متمرکز شده باشند. عامل دیگری که می‌تواند سبب ایجاد این غنی‌شدگی شود، تشکیل این سنگ‌ها مرتبط با مناطق فرورانش است (Winter, 2001). غلظت بالای LREEها می‌تواند به دلیل درجات کم ذوب بخشی سنگ منشأ نیز در نظر گرفته شود.

در نمودار عناصر فرعی و جزئی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بهنجار شده با فراوانی گوشته اولیه (Sun & Mc Donough, 1989؛ شکل ۱۸-ب)، روند تغییرات عناصر در سنگ‌های مختلف کم‌بیش موازی است که این امر نیز تأکید بر منشأ واحد آنها دارد. در این نمودار عناصر Nb، Ti، P، Zr بی‌هنجاری منفی و عناصر Sr، Ba، Ce، Pb بی‌هنجاری مثبت دارند (شکل ۱۸-ب). احتمالاً این بی‌هنجاری‌ها، به عملکرد فرایندهای درگیر در فعالیت ماگمایی منطقه مورد مطالعه مرتبط است و دلیلی بر آرایش ماگمای گوشته‌ای با پوسته قاره‌ای، در هنگام بالا آمدگی است (Rollinson, 1993). در سنگ‌های دشت کوه، غنی‌شدگی به نسبت ضعیفی از عناصر Th و U میان ۱۰ تا ۱۰۰ برابر مقادیر اولیه‌شان نسبت به گوشته اولیه نشان می‌دهند که این امر احتمالاً به دلیل افزوده شدن مذاب حاصل از رسوبات پلاژیک و یا سیال‌های حاصل از پوسته اقیانوسی دگرسان شده به منبع ذوب‌شدگی گوه گوشته‌ای است (Fan et al., 2003). بی‌هنجاری مثبت Pb تا بالای ۱۰۰ برابر مقادیر اولیه‌اش نسبت به گوشته اولیه به متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیال‌های ناشی از پوسته اقیانوسی فرورو یا آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای اشاره دارد. از دیگر بی‌هنجاری مثبت در نمودار عنکبوتی (شکل ۱۸-ب)، غنی‌شدگی نمونه‌ها از عنصر باریم است؛ چرا که باریم عنصری ناسازگار و متحرک است که مقدار آن معمولاً در پوسته قاره‌ای و رسوبات زیاد است (Rollinson, 1993). هنگامی که پوشش رسوبی روی پوسته اقیانوسی فرورانده می‌شود، عنصر باریم توسط سیال‌های مشتق شده از رسوبات آبدار و پوسته اقیانوسی به گوه گوشته‌ای منتقل می‌شود و در ماگما مقدار آن بالا می‌رود (Morata & Aguirre, 2003).

به منظور تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه، از نمودار TAS (Irvine & Baragar, 1971) استفاده شد (شکل ۱۹). بر پایه این نمودار همه نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، در محدوده سری آلکان قرار می‌گیرند. همان‌گونه که از این نمودار پیداست، سنگ‌های مورد مطالعه در برخی نمونه‌ها غنی‌شدگی در مقادیر  $K_2O$  و  $Na_2O$  دارند. همچنین برخی از نمونه‌ها در مقدار FeO افزایش نشان می‌دهند که این امر نشان می‌دهد سنگ‌های مورد مطالعه احتمالاً در یک سامانه ماگمایی باز تشکیل شده‌اند. بنابراین به نظر می‌رسد ماگمای سازنده سنگ‌های دشت کوه، ماهیت آلکان داشته است.

از نمودار Zr-Y - Ti/Y (Pearce & Gale, 1977)، برای تفکیک بازالت‌های درون صفحه‌ای از بازالت‌های حاشیه صفحه استفاده می‌شود. در این نمودار (شکل ۲۰) همه نمونه‌های منطقه در محدوده بازالت‌های حاشیه صفحه قرار می‌گیرند همچنین از نسبت عناصر کمیاب Zr/Y نیز می‌توان برای تشخیص کمان ماگمایی استفاده کرد. اگر در گدازه‌ها نسبت Zr/Y بیشتر از ۳ باشد، متعلق به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای و اگر این نسبت کمتر از ۳ باشد، متعلق به کمان‌های اقیانوسی هستند. سنگ‌های بازالتی منطقه مورد مطالعه دارای نسبت Zr/Y بیشتر از ۳ هستند و بنابراین در گروه کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای جای می‌گیرند (شکل ۲۱). برای تعیین دقیق و تشخیص سری‌های ماگمایی قلیایی از شوشونیتی، از نمودار اکسید پتاسیم در برابر سیلیس

دشت کوه، کانی‌های اصلی پیروکسن و پلاژیوکلاز را می‌توان به‌طور شناور در خمیره کربناتی دید (شکل ۱۴-ب).

#### ۴- زمین‌شیمی

به منظور بررسی ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه، ۹ نمونه نادگرسان پس از تهیه پلاک کوچک‌تر از آنها، به آزمایشگاه شرکت مطالعات مواد معدنی زرآزما (ماهان) فرستاده شدند. فرایند آماده‌سازی نمونه به کار گرفته شده در زرآزما، برای به کمترین میزان رساندن اندازه و همگن‌سازی نمونه با پیروی از پروتکل‌های استاندارد نمونه‌برداری و رعایت اصل پرهیز از آلودگی انجام شد. تجزیه اکسیدهای عناصر اصلی به روش ذوب قلیایی و با استفاده از دستگاه ICP-OES (جدول ۱) انجام شد. ولی عناصر خاکی کمیاب (REE) به نسبت دیرگداز (Refractory Elements) هستند و نیاز به روش‌های استخراج قوی‌تری دارند. انحلال این عناصر با استفاده از روش تجزیه مولتی اسید و به کارگیری Microwave Digest انجام شد. سپس محلول پایانی با استفاده از دستگاه ICP-MS تجزیه شد (جدول ۲). موقعیت سنگ‌های آتشفشانی دشت کوه، روی نمودار مجموع آلکالی-سیلیس (Le Bas et al., 1986)، محدوده‌های تراکی آندزیت، تراکی‌بازالت و تراکی‌داسیت را برای این سنگ‌ها نشان می‌دهد (شکل ۱۵).

در نمودارهای هارکر اکسیدهای عناصر اصلی، پراکنندگی همانند و نزدیک به هم در نمونه‌های سنگی مورد مطالعه دیده می‌شود که به دلیل نزدیک بودن ترکیب شیمیایی سنگ‌ها (گستره تراکی آندزیت) است. ولی می‌توان تغییراتی را در اکسیدهای موجود در این سنگ‌ها دید. MgO در برابر  $SiO_2$  یک روند کاهشی نشان می‌دهد (شکل ۱۶). میزان MgO در سنگ‌های مورد مطالعه، از ۲۰/۸ تا ۶/۵۴ درصد وزنی متغیر است (جدول ۱)، که بیشترین مقدار آن در بازالت‌ها و کمترین مقدار آن در آندزیت‌هاست. CaO نیز در برابر  $SiO_2$  یک روند کاهشی نشان می‌دهد (شکل ۱۶). CaO یک اکسید سازگار است بنابراین میزان آن در ابتدای تفریق بیشتر است و اغلب تمایل دارد در ساختار کانی‌هایی چون پیروکسن (به‌ویژه کلینوپیروکسن)، پلاژیوکلاز کلسیم‌دار و هورنبلند تمرکز یابد. تبلور و جدایش این کانی‌ها، موجب کاهش CaO در ماگما می‌شود (Wilson, 1989). Fe در طی تفریق ماگمایی در ساختار کانی‌های پیروکسن و گاه در ساختمان مگنتیت نیز وارد شده است و میزان آن در مراحل آخر تفریق رو به کاهش می‌گذارد (مُر و شرفی، ۱۳۸۳). میزان FeO در نمونه‌های مورد مطالعه از ۵/۷۶ تا ۸/۹۶ درصد وزنی متغیر است (جدول ۱). بالا بودن مقدار FeO، در نمونه‌های دشت کوه، احتمالاً به دلیل حضور پیروکسن در آنهاست.

در نمودار هارکر عناصر فرعی و کمیاب در سنگ‌های آتشفشانی دشت کوه، عناصر زیرکسیم، وانادیم و استرانسیم روند کاهشی نشان می‌دهند (شکل ۱۷). زیرکسیم در اولویت اول، تمایل به ورود در ساختار کانی زیرکن دارد و در صورت نبود زیرکن، عنصر زیرکسیم در آمفیبول وارد می‌شود (Rollinson, 1993). استرانسیم می‌تواند جانشین کلسیم و پتاسیم در ساختار کانی‌های پلاژیوکلاز و فلدسپار شود. تحرک این عنصر و کاهش پلاژیوکلاز کلسیک در نمونه‌های حدواسط، سبب شده است که در نمونه‌ها، روندی کاهشی نشان دهد. روند کاهشی وانادیم، نمایانگر روند عادی تبلور و تفریق ماگماست. میزان این عنصر در سنگ‌های مورد بررسی از ۱۰۰ تا ۲۱۳ پی‌پی‌ام تغییر می‌کند (جدول ۲). میزان این عنصر در نمونه‌های ۲۰۴ و ۳۰۴ به دلیل وجود درشت‌بلورهای پیروکسن، دارای بیشترین مقدار است.

در نمودار عناصر خاکی کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه بهنجار شده با کندریت (Boynton, 1984؛ شکل ۱۸-الف)، شیب منفی قابل ملاحظه‌ای دیده می‌شود که نشان‌دهنده غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE)، برای سنگ‌های آتشفشانی دشت کوه است.

بازالت‌های دگرسان شده نیز بسیار مفید هستند (Mitchell & Widdowson, 1991; Widdowson et al., 2000). همه نمونه‌های منطقه در محدوده سنگ‌های حاصل از یک گوشته غنی شده قرار می‌گیرند (شکل ۲۵). چون تبلور تفریقی نمی‌تواند تغییرات بنیادین در نسبت‌های عناصر ناسازگاری مانند  $Zr/Y$  و  $Zr/Nb$  ایجاد کند (Alvaro et al., 2006)، می‌توان گفت که بروز تغییرات در این نسبت‌ها می‌تواند در نتیجه تفاوت درجه ذوب بخشی از یک منبع همگن (Rao & Rai, 2006) و یا در اثر ناهمگنی منشأ (Weaver & Tarney, 1981) ایجاد شده باشد. به این منظور از نمودار تغییرات  $Ce/Sm$  در برابر  $Sm/Yb$  (Coban, 2007) استفاده شده است. تغییرات نسبت  $Sm/Yb$ ، نشان دهنده حضور MREE و HREE است و به وجود گارنت در منشأ نسبت داده می‌شود (Hawkesworth et al., 1994; Coban, 2007). بنابراین تغییرات  $Sm/Yb$  بازتابی از مذاب در حال تعادل با باقیمانده گارنت لرزولیتی است. با توجه به موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه روی این نمودار، حضور گارنت در محل منشأ تأیید می‌شود (شکل ۲۶).

## ۶- نتیجه‌گیری

ترکیب سنگ‌شناختی مجموعه آتشفشانی دشت کوه بیشتر شامل بازالت، آندزیت و تراکیت و بافت چیره آنها پورفیری است. عضو وابسته به این مجموعه نهشته‌های آذرآواری است که در بخش پایینی توده قرار دارد. این مجموعه درون فلیش‌های خاور ایران جای دارد و دارای مرز گسلی با کنگلومرای پایه اتوسن است. نمودارهای مختلف ترکیب شیمیایی، زمین‌ساخت-ماگمایی و تعیین منشأ وابسته به سنگ‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد، آنها ماهیت آلوکالن با منشأ گوشته‌ای دارند و در محیط کمان آتشفشانی قاره‌ای شکل گرفته‌اند. از میان عناصر HFSE، بیشترین بی‌هنجاری منفی در همه نمونه‌ها در Nb دیده می‌شود. این تهبی‌شدگی در ماگماهای بازیک تا حدواسط دلیلی بر وجود ارتباط آنها با فرایند فرورانش است. محل قرارگیری نمونه‌های منطقه مورد مطالعه روی نمودار  $La/Sm$  در برابر  $Sm/Yb$ ، بیشتر درجات ذوب بخشی تعادلی ۱ تا ۵ درصدی از یک منشأ غنی شده را نشان می‌دهد. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای  $Ce/Pb$  در برابر  $MgO$ ،  $La/Nb$  در برابر  $La/Sm$  و  $Nb/U$  در برابر  $Nb$ ، نقش آرایش پسته‌ای را در تشکیل این سنگ‌ها اثبات می‌کند. با توجه به شواهد ژئوشیمیایی، به احتمال زیاد ماگمای مشتق شده در بالای پهنه فرورانش، می‌تواند ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی مجموعه دشت کوه باشد. با توجه به سن سنگ‌های آتشفشانی مجموعه دشت کوه (احتمالاً کرتاسه؟)، می‌توان منشأ گدازه‌های منطقه را به همگرایی درون‌اقیانوسی نوتتیس در کرتاسه پسین ارتباط داد. که این رخداد، شامل فرورانش پسته اقیانوسی نوتتیس به زیر لوراسیا (به سوی شمال) است که با نتایج حاصل از پژوهش روی کمان آتشفشانی چاغی در بلوچستان پاکستان همخوانی دارد و می‌توان سنگ‌های آتشفشانی دشت کوه را متعلق به این کمربند آتشفشانی دانست.

(Peccerillo & Taylor, 1976) استفاده شد (شکل ۲۲). بر این اساس بیشتر نمونه‌ها در محدوده سری ماگمایی شوشونیتی جای گرفتند. این مسئله می‌تواند ناشی از تحرک‌پذیری عنصر پتاسیم در هنگام فرایند دگرسانی یا احتمالاً آلودگی مواد پسته‌ای با ماگمای اولیه این سنگ‌ها باشد.

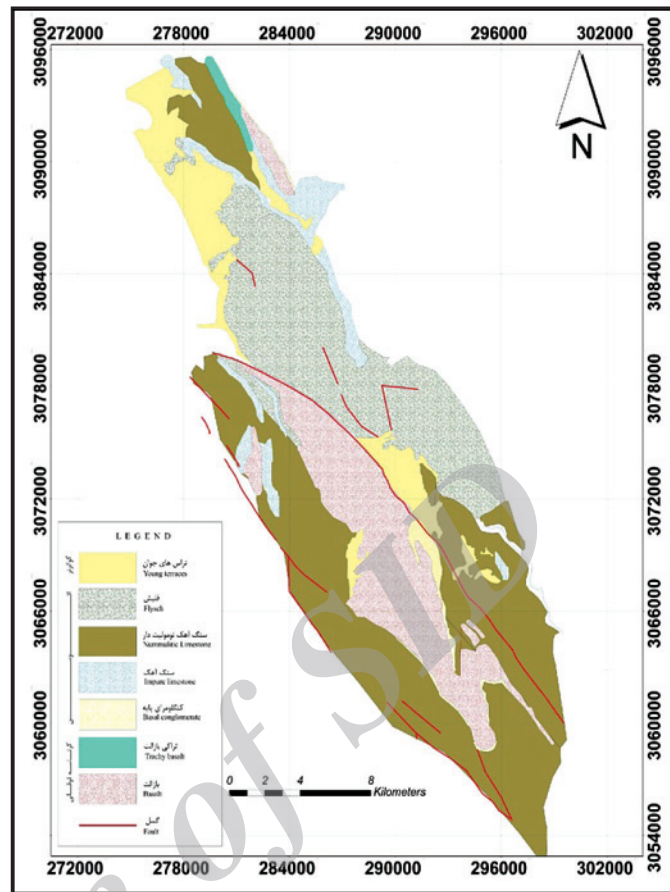
## ۵- پتروژنز

منحنی‌های بهنجار شده با گوشته اولیه و کندریت (غلظت بالای عناصر LREE)، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه (شکل‌های ۱۸-الف و ب) می‌تواند نشانه ذوب بخشی گوشته با نرخ پایین باشد. بنابراین طبیعت آلوکالن سنگ‌های منطقه مورد مطالعه و شیب زیاد منحنی‌های بهنجار شده، نشان می‌دهند که احتمالاً منشأ ماگمای آنها از ذوب بخشی کم یک گوه گوشته‌ای است که خود در اثر تماس با سیال‌های مشتق شده از پسته اقیانوسی فرورونده که غنی از عناصر LILE است و حضور آب متأثر شده است. به نظر می‌رسد که این سیال‌های آزاد شده از پسته اقیانوسی فرورو در ذوب بخشی سنگ منشأ دخالت داشته باشند. همچنین نسبت  $Rb/Zr < 5$  (Conly et al., 2005) نشان از نرخ پایین متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای دارد که در سنگ‌های منطقه نیز این نسبت چنین است.

از سوی دیگر در شکل ۱۸-ب مشخص است که همه نمونه‌های مورد مطالعه دارای بی‌هنجاری منفی Nb هستند. از سوی دیگر، میزان پایین  $Nb/La < 1.3$  و میزان بالای نسبت‌های  $U/Th$ ،  $Hf/Zr$ ،  $Ba/Zr$ ،  $Ba/Nb$ ، نشان‌دهنده آرایش پسته‌ای است (Kurkuoglu, 2010). با توجه به مطالب عنوان شده، احتمالاً نمونه‌های مورد مطالعه دچار آرایش پسته‌ای شده‌اند. در اینجا با استفاده از نمودار  $Ce/Pb$  در برابر  $MgO$  و نمودارهای  $La/Nb$  در برابر  $La/Sm$  و  $Nb/U$  در برابر  $Nb$  (Yan & Zhao, 2008)، نقش آرایش پسته‌ای در تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه مورد تأکید قرار گرفته است (شکل ۲۳).

به منظور تعیین درجه ذوب منشأ ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، از نمودارهای طراحی شده بر پایه نسبت‌های عناصر کمیاب  $La/Sm$  در برابر  $Sm/Yb$  (Sun & Mc Donough, 1989) استفاده شده است. در این نمودار، منحنی مدل ذوب پسته‌ای (Batch Melting) برای منشأ غنی شده و منشأ مورب تهی شده (N-MORB) نمایش داده شده است (شکل ۲۴). محل قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه روی نمودار یاد شده، بیشتر درجات ذوب بخشی تعادلی ۱ تا ۵ درصدی از یک منشأ غنی شده را نشان می‌دهد (شکل ۲۵).

برای تشخیص بود یا نبود غنی‌شدگی در محل منشأ سنگ‌های منطقه، از نسبت‌های عناصر ناسازگار  $Nb-Zr$  و  $Y-Zr$  استفاده شده است. برتری استفاده از عناصر  $Zr$  و  $Nb$  در این است که این عناصر در برابر سیال‌ها، غیر متحرک هستند و می‌تواند اطلاعاتی در مورد منبع گوشته‌ای و میزان غنی‌شدگی و تهبی‌شدگی آن در اختیار قرار دهند (Tatsumi et al., 1986). به طوری که تغییرات  $Nb-Zr$  حتی در درجات بسیار بالای دگرسانی، کم است و به همین دلیل برای تفسیر پتروژنری



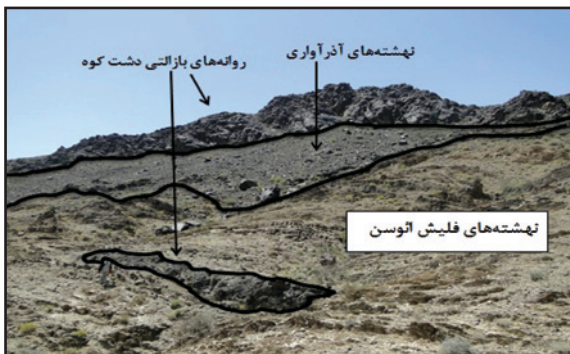
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (به نقل از قرشی و واعظی‌پور ۱۳۶۶)، با پاره‌ای تغییرات.



شکل ۳- کنگلومرای اتوسن، به صورت دگرشیب با مجموعه آتشفشانی دشت کوه مرز گسلی دارد (دید به سوی جنوب باختر).



شکل ۲- دورنمایی از توده آتشفشانی A دشت کوه. واحد آتشفشانی، درون نهشته‌های فلیشی اتوسن قرار دارد (دید به سوی شمال باختر).

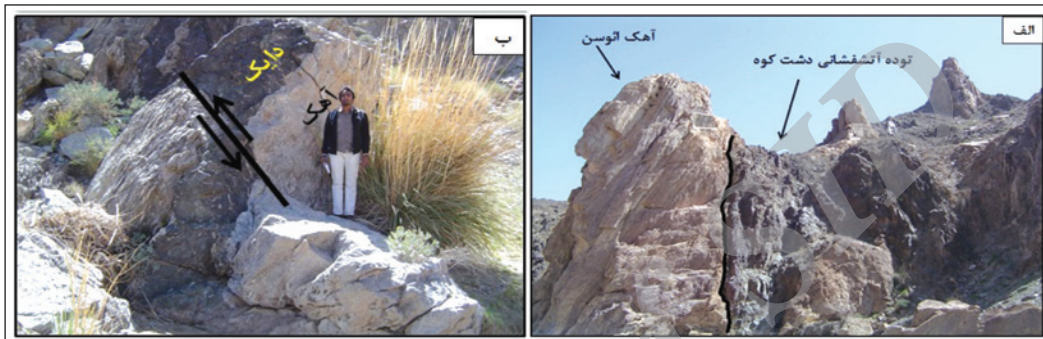


شکل ۵- نهشته‌های آذرآواری بخش زیرین مجموعه آتشفشانی دشت کوه را تشکیل می‌دهند (دید به سوی جنوب).



شکل ۴- کنگلومرای پایه اتوسن، به صورت میان‌لایه، میان نهشته‌های آذرآواری و نهشته‌های فلیشی قرار می‌گیرد (دید به سوی جنوب).

شکل ۶- تصویر ماهواره‌ای قطعه منفردی از مجموعه آتشفشانی دشت‌کوه، که در نقشه‌های زمین‌شناسی، آندزیتی و به سن ائوسن یاد شده است.



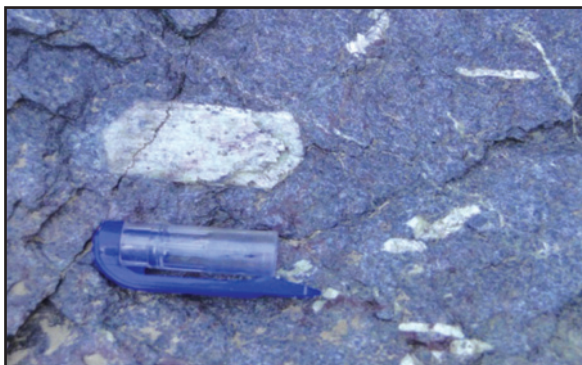
شکل ۷- الف) مرز گسلی و قطعاتی از آهک درون سنگ‌های آتشفشانی دشت‌کوه؛ ب) نفوذ دایک با ماهیت بازالتی، درون کربنات‌هایی که در تماس با توده اصلی هستند.



شکل ۹- قلوهای با ترکیب بازالتی درون مجموعه‌ی شیلی.



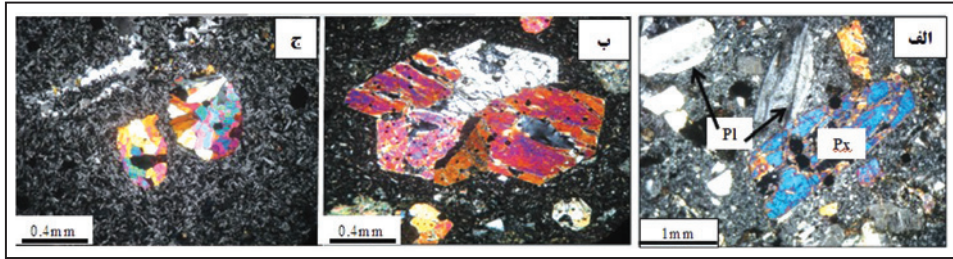
شکل ۸- نمایی از توده آتشفشانی B دشت‌کوه. واحد بازالتی، بخش‌های بالایی و روانه‌های آذراواری، بخش زیرین را تشکیل می‌دهند (دید به سوی شمال).



شکل ۱۱- مگاکریست سائیدین، درون سنگ‌های تراکیتی منطقه.

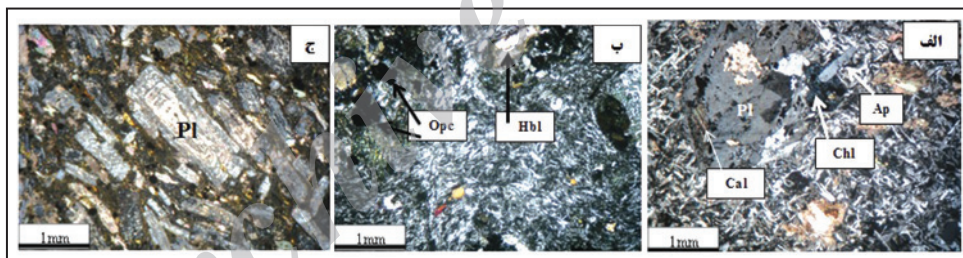
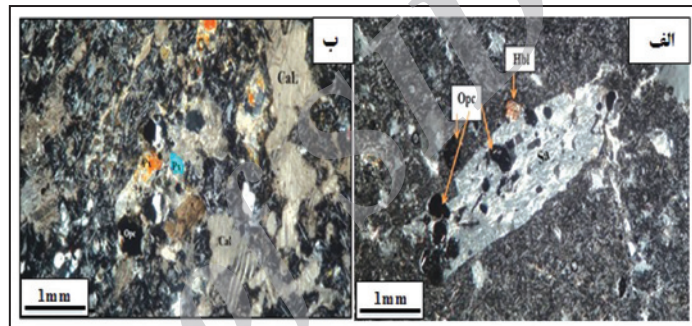


شکل ۱۰- نمایی از سنگ‌های تراکیتی توده آتشفشانی دشت‌کوه (B).



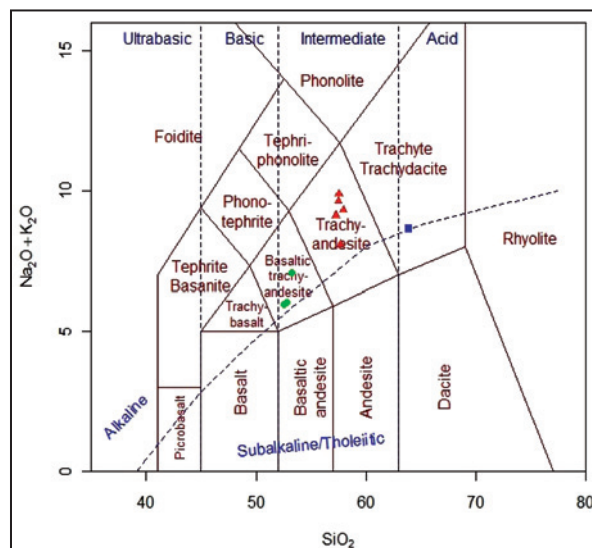
شکل ۱۲- الف) تصویر میکروسکوپی از بازالت‌های دشت کوه که بافت پورفیری را در این سنگ نشان می‌دهد. شکستگی و ادخالی از کانی‌های ثانویه و کدر را در کانی پیروکسن به خوبی می‌توان دید؛ ب) تصویر میکروسکوپی از بافت گلوپورفیری و تجمع کانی‌های پیروکسن در بازالت‌های دشت کوه؛ ج) تصویر میکروسکوپی از بافت بادامکی در بازالت‌های دشت کوه. حفره‌ها توسط کانی‌های ثانویه کلریت و اپیدوت پر شده است. زمینه این سنگ، شامل ریزبلورهای پلاژیوکلاز است. همه تصاویر در نور پلاریزه متقاطع با بزرگنمایی ۴۰ برابر تهیه شده‌اند.

شکل ۱۳- الف) آندزیت‌های دشت کوه با بافت پورفیری، دارای درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند؛ ب) بافت هیالوپورفیری خمیره سنگ را شیشه آتشفشانی و ریزبلورهای پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهند و کانی ثانویه بیشتر کلسیت است. همه تصاویر در نور پلاریزه متقاطع با بزرگنمایی ۴۰ برابر تهیه شده‌اند.

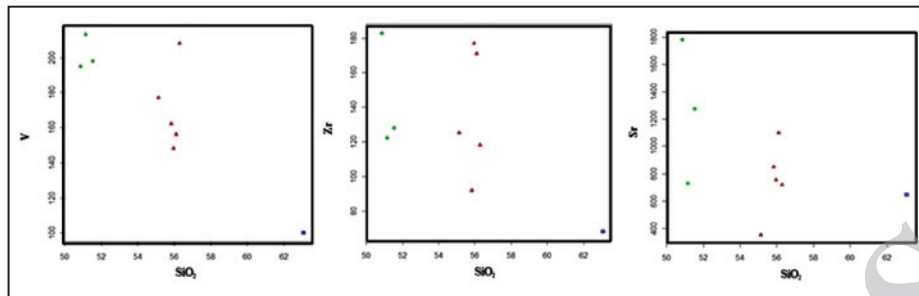
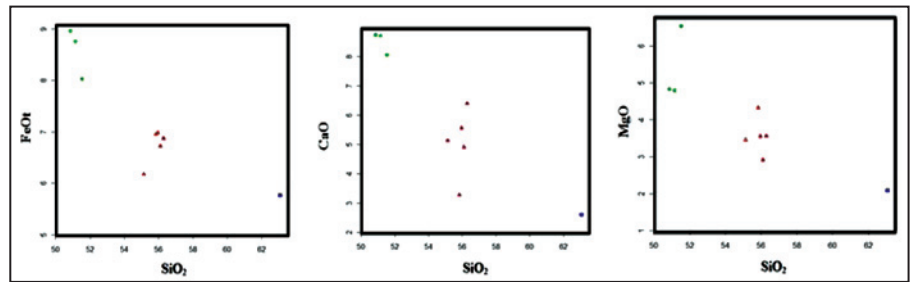


شکل ۱۴- الف) حضور بلورهای پلاژیوکلاز و ساندین در سنگ‌های تراکیتی دشت کوه؛ ب) بلورهای هورنبلند و میکروولیت‌های ریز جهت یافته پلاژیوکلاز در تراکیت‌ها؛ ج) تصویر میکروسکوپی تراکیت دشت کوه، شامل یک خمیره کربناتی که کانی‌های اصلی پیروکسن و پلاژیوکلاز درون آن شناور هستند. همه تصاویر در نور متقاطع با بزرگنمایی ۴۰ برابر تهیه شده‌اند.

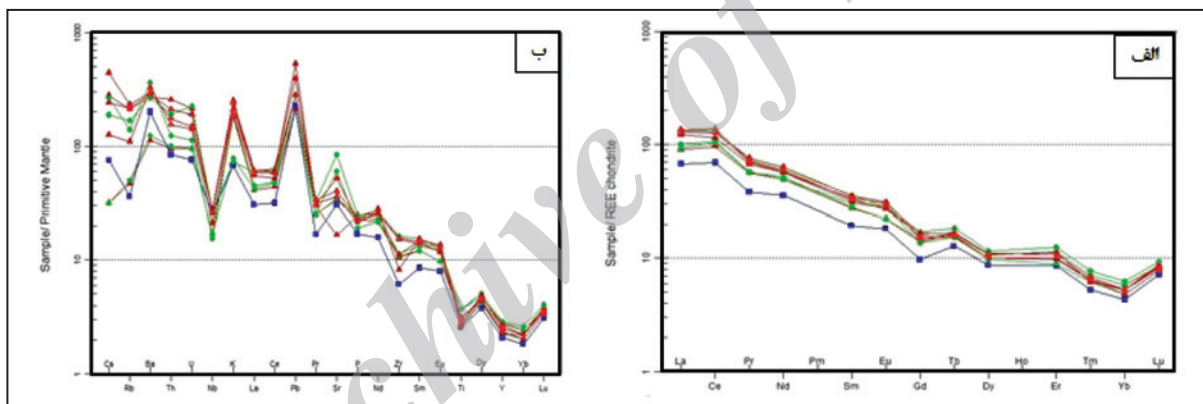
شکل ۱۵- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی دشت کوه، روی نمودار پایه (Le Bas et al., 1986). نمونه‌ها در محدوده‌های تراکی آندزیت (نماد مثلث)، تراکی بازالت (نماد دایره) و تراکی داسیت (نماد مربع) قرار می‌گیرند.



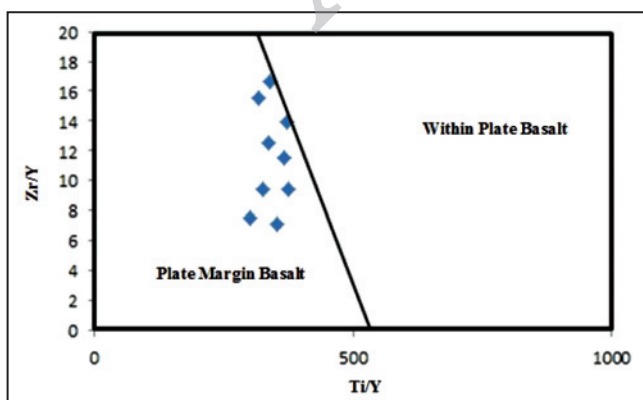
شکل ۱۶- روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی  $\text{CaO}$ ،  $\text{MgO}$  و  $\text{FeO}$  در برابر  $\text{SiO}_2$  در سنگ‌های آتشفشانی دشت‌کوه (نمادها همانند شکل ۱۵).



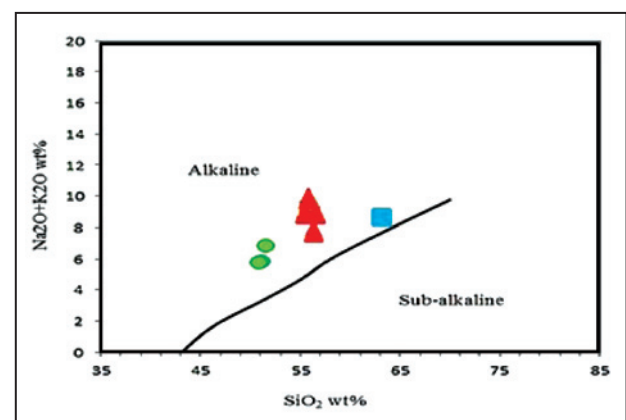
شکل ۱۷- نمودار هارکر عناصر فرعی و کمیاب استرانسیم، وانادیم و زیرکونیم در سنگ‌های آتشفشانی دشت‌کوه (نمادها همانند شکل ۱۵).



شکل ۱۸- الف) نمودار عناصر خاکی کمیاب سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، به‌نحی که با کندریت (Boynton, 1984)؛ ب) نمودار عنکبوتی برای مقادیر عناصر فرعی و کمیاب سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، به‌نحی که با گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) (نمادها همانند شکل ۱۵).

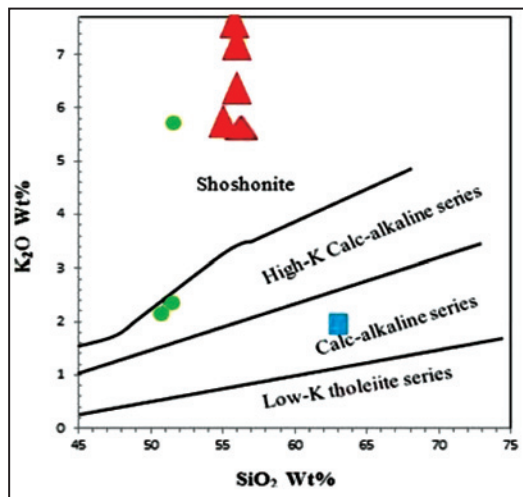


شکل ۲۰- نمودار  $\text{Zr/Y} - \text{Ti/Y}$  برای تفکیک بازالت‌های درون صفحه‌ای و بازالت‌های حاشیه صفحه. نمودار پایه از Pearce & Gale (1977) است. همه نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های حاشیه صفحات قرار می‌گیرند.

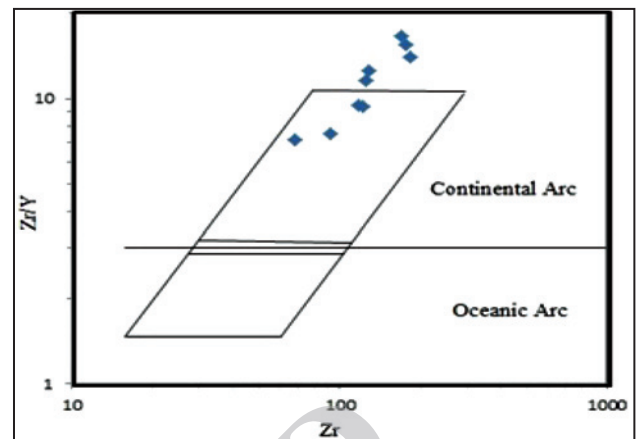


شکل ۱۹- موقعیت سنگ‌های آتشفشانی دشت‌کوه در نمودار TAS، به منظور تعیین سری ماگمایی؛ همه نمونه‌ها در سری ماگمایی آلکالن قرار می‌گیرند. نمودار پایه از Irvine & Baragar (1971) است (نمادها همانند شکل ۱۵).

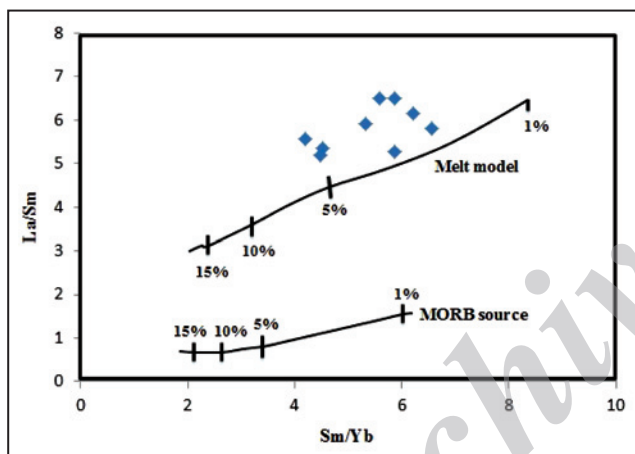




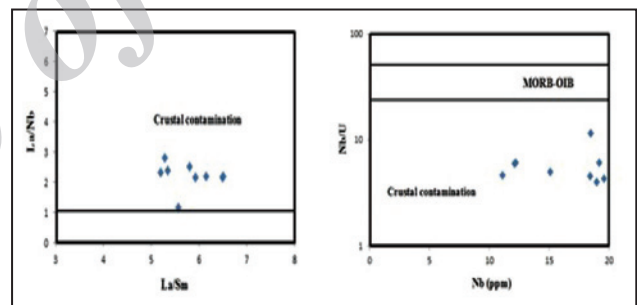
شکل ۲۲- موقعیت سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار اکسید پتاسیم-سیلیس، برای تفکیک سری قلیایی از شوشونیتی. نمودار پایه از Peccerillo & Taylor (1976) است. بیشتر نمونه‌ها در سری ماگمایی شوشونیتی جای می‌گیرند (نمادها همانند شکل ۱۵).



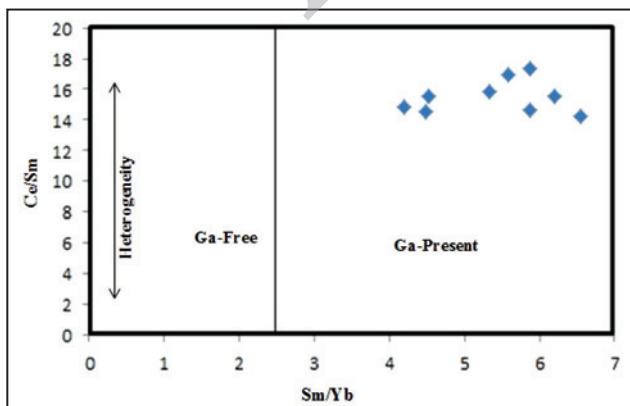
شکل ۲۱- نمودار Zr/Y-Zr نمونه‌های منطقه مورد مطالعه. نمودار پایه از Pearce (1983) است. همه نمونه‌ها در گروه کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای قرار می‌گیرند.



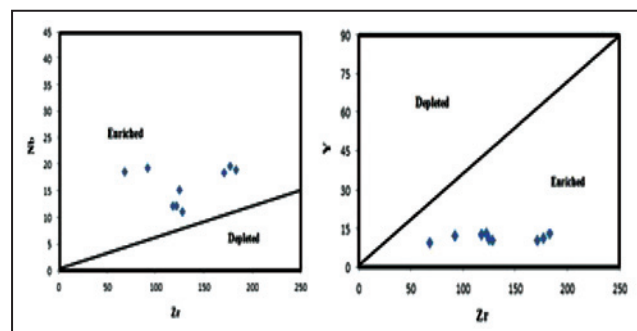
شکل ۲۴- نمودار La/Sm - Sm/Yb، برای تعیین مدل ذوب بخشی تعادلی در گوشته غنی شده و مورب تهی شده. نمودار پایه از Sun & McDonough (1989) است. نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، بیشتر درجات ذوب بخشی تعادلی ۱ تا ۵ درصدی از یک منشأ غنی شده را نشان می‌دهند.



شکل ۲۳- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه روی نمودارهای La/Nb در برابر La/Sm و Nb/U در برابر U. نمودار پایه از Yan & Zhao (2008) است. این نمودارها، نقش آرایش پوسته‌ای را در تشکیل این سنگ‌ها اثبات می‌کنند.



شکل ۲۶- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار Ce/Sm در برابر Sm/Yb. نمودار پایه از Coban (2007) است. این نمودار، حضور گارنت را در محل منشأ سنگ‌های مورد مطالعه تأیید می‌کند.



شکل ۲۵- نمودارهای تفکیک منشأ غنی شده و تهی شده با استفاده از نمودارهای Y-Zr و Nb-Zr. نمودار پایه از Sun & McDonough (1989) است. همه نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده سنگ‌های حاصل از یک گوشته غنی شده قرار می‌گیرند.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.

source	A	B	B	B	B	B	B	B	B
Samples	۲۰۴	۳۰۴	۵۰۴	۱-۹	۴۰۱	۱-۲۶	M-۳۴	۳۰۵	۱-۷
SiO <sub>2</sub>	۵۶/۲۹	۵۱/۱۶	۵۵/۹۵	۶۳/۰۸	۵۱/۵۳	۵۵/۱۳	۵۰/۸۶	۱/۵۶	۵۵/۸۳
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۵/۳۵	۱۶/۰۸	۱۵/۵۸	۱۵/۶۴	۱۴/۶۳	۱۵/۰۹	۱۶/۱۶	۱۶/۳۹	۱۵/۹۲
CaO	۶/۳۹	۸/۷۱	۵/۵۶	۲/۵۹	۸/۰۵	۵/۱۳	۸/۷۴	۴/۹	۳/۲۷
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۶/۸۷	۸/۷۶	۶/۹۸	۵/۷۶	۸/۰۳	۶/۱۷	۸/۹۶	۶/۷۲	۶/۹۵
K <sub>2</sub> O	۵/۵۵	۲/۳۸	۶/۳۱	۲/۰۴	۵/۷۲	۵/۷۲	۲/۲	۷/۱۵	۷/۵۶
MgO	۳/۵۶	۴/۷۹	۳/۵۵	۲/۰۸	۶/۵۴	۳/۴۵	۴/۸۴	۲/۹۱	۴/۳۲
MnO	۰/۰۹	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۰۸	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱	۰/۰۹
Na <sub>2</sub> O	۲/۳۳	۳/۴۵	۲/۵۹	۶/۴۹	۱/۱۳	۳/۱۴	۳/۵۶	۲/۲۵	۲/۰۴
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰/۵	۰/۵۳	۰/۴۷	۰/۳۷	۰/۴۲	۰/۵۴	۰/۵۳	۰/۴۹	۰/۵
SO <sub>3</sub>	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۷
BaO	۰/۲۱	۰/۰۹	۰/۲۲	۰/۱۶	۰/۲۶	۰/۲۸	۰/۰۸	۰/۲۳	۰/۲۴
TiO <sub>2</sub>	۰/۶۸	۰/۸۱	۰/۶	۰/۵۶	۰/۵۷	۰/۶۶	۰/۸۱	۰/۵۸	۰/۶۱
LOI	۱/۹۳	۲/۹۸	۱/۹۳	۱/۰۴	۲/۸	۳/۹۴	۳	۲/۰۴	۲/۴۴
Total	۹۹/۷۹	۹۹/۹۷	۹۹/۹۱	۹۹/۹۵	۹۹/۹۲	۹۹/۴۴	۹۹/۹۶	۹۹/۹۲	۹۹/۹۴

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر فرعی و جزئی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.

source	A	B	B	B	B	B	B	B	B
Samples	۲۰۴	۳۰۴	۵۰۴	۱-۹	۴۰۱	۱-۲۶	M-۳۴	۳۰۵	۱-۷
Ba	۷۹۸	۸۷۷	۱۸۸۰	۱۴۰۶	۲۵۱۵	۲۳۱۷	۱۸۵۷	۱۹۸۰	۲۰۷۸
Ce	۷۸	۸۴	۱۱۲	۵۶	۸۶	۹۳	۱۱۰	۱۰۴	۱۰۶
Co	۲۶/۷	۲۷/۶	۲۰/۱	۱۱/۶	۳۰/۷	۲۰/۶	۲۲/۵	۱۸/۶	۲۰/۲
Cr	۲۴	۲۴	۶۴	۳۵	۱۰۹	۳۵	۶۶	۱۳۸	۳۶
Cs	۰/۵	۰/۵	۲/۲	۰/۶	۲/۱	۱	۱/۵	۱/۹	۳/۵
Cu	۶۱	۶۰	۸۱	۳۰	۶۷	۹۸	۷۳	۹۰	۹۰
Dy	۳/۴۵	۳/۴۷	۳/۵۷	۲/۸	۳/۱۵	۳/۲۵	۳/۷۳	۳/۲۴	۳/۴۸
Eu	۱/۶۳	۱/۶۳	۱/۹۷	۱/۳۴	۲/۰۵	۲/۲	۲/۰۶	۲/۰۴	۲/۲۸
Gd	۳/۶	۳/۷۵	۴/۳۶	۲/۵۱	۳/۵۶	۳/۸۲	۴/۳۹	۴/۰۲	۴/۲۳
Hf	۲/۰۲	۲/۱۳	۲/۹۹	۱/۷۸	۲/۰۵	۲/۴۸	۳/۱۳	۲/۸۳	۲/۰۱
La	۲۸	۲۹	۴۲	۲۱	۳۱	۳۸	۴۱	۴۰	۴۲
Lu	۰/۲۷	۰/۲۸	۰/۲۸	۰/۲۳	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۳	۰/۲۷	۰/۲۶
Nb	۱۲/۱	۱۲/۲	۱۹/۶	۱۸/۵	۱۱/۱	۱۵/۱	۱۹	۱۸/۴	۱۹/۲
Nd	۲۹/۷	۳۱/۱	۳۵/۳	۲۱/۴	۲۹/۷	۳۴/۲	۳۶/۵	۳۴/۳	۳۷/۹
Ni	۲۱	۲۲	۱۹	۱۸	۳۹	۱۳	۲۰	۱۵	۱۷
Pb	۱۵	۱۶	۲۸	۱۶	۲۰	۲۰	۲۰	۳۸	۲۰
Pr	۶/۸۷	۶/۸۹	۸/۷۴	۴/۶۵	۷/۰۵	۸/۲۴	۹/۰۵	۸/۵۴	۹/۳۱
Rb	۳۰	۳۲	۱۳۴	۲۳	۸۹	۷۰	۱۰۸	۱۳۹	۱۴۸
Sm	۵/۳۸	۵/۴۲	۶/۴۶	۳/۷۷	۵/۸۷	۶/۵۵	۶/۹۲	۶/۱۵	۶/۸۳
Sr	۷۲۰/۶	۷۳۲/۶	۷۵۵/۷	۶۴۵/۵	۱۲۷۶/۸	۳۵۰/۷	۱۷۸۵/۱	۱۰۹۵/۷	۸۵۰/۹
Ta	۰/۸۶	۰/۸۷	۱/۶	۱/۳۵	۰/۷۵	۰/۹۳	۱/۲۱	۱/۱۳	۱/۲۵
Th	۸/۱۲	۸/۶۱	۲۱/۸۸	۷/۲۱	۱۰/۶۵	۱۳/۲۴	۱۶/۳	۱۷/۸۳	۱۵
Tm	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۱۷	۰/۲	۰/۲۱	۰/۲۵	۰/۲۱	۰/۲
U	۲	۲	۴/۵	۱/۶	۲/۴	۳	۴/۷	۴	۳/۱۵
V	۲۰۸	۲۱۳	۱۴۸	۱۰۰	۱۹۸	۱۷۷	۱۹۵	۱۵۶	۱۶۲
W	۲/۸	۲/۶	۱/۸	۱	۰/۹	۱	۰/۸	۰/۸	۰/۹
Y	۱۲/۵	۱۳	۱۱/۴	۹/۵	۱۰/۲	۱۰/۸	۱۳/۱	۱۳/۱	۱۲/۲
Yb	۱/۲	۱/۲	۱/۱	۰/۹	۱	۱	۱/۳	۱/۳	۱/۱
Zr	۱۱۸	۱۲۲	۱۷۷	۶۸	۱۲۸	۱۲۵	۱۸۳	۱۸۳	۹۲

**کتابنگاری**

قرشی، م. و واعظی‌پور، ج.، ۱۳۶۶- نقشه زمین‌شناسی کارواندر، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی ایران.  
 مر، ف. و شرفی، ع. ا.، ۱۳۸۳- مبانی ژئوشیمی، ترجمه کتاب نوشته برایان میسون، کارلتون ب، مر، انتشارات دانشگاه شیراز، ۳۲۰ ص.

**References**

- Alvaro, J. J., Ezzouhairi, H., Vennin, E., Ribeiro, M. L., Clausen, S., Charif, A., Ait-Ayad, N. & Moreira, M. E., 2006- The early-Cambrian Boho volcano of the El Graraa massif, Morocco: Petrology, Geodynamic setting and coeval sedimentation, *Journal of African Earth Science*, 44, 396-410.
- Bagheri, S., 2007- The exotic Paleo-Tethys terrane in central Iran: New geological data from Anarak, Jandagh and Posht-e-Badam Areas, Ph.D. Thesis, University of Lausanne, Switzerland, 223.
- Boynton, W. V., 1984- Geochemistry of the Rare Earth Elements. *Meteorite Studies*. In Henderson P (ed), *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, 63-114.
- Coban, H., 2007- Basalt magma genesis and fractionation in collision and extension-related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia, *Earth Science Reviews*, 80, 219-238.
- Conly, A. G., Bernan, J. M., Bellon, H. & Scott, S. D., 2005- Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalia region, Baja California Sur, Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142, 303-341.
- Fan, W. M., Gue, F., Wang, Y. J. & Lin, G., 2003- Late mesozoic Calc-alkalin volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan mountains, Northeastern China, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 121, 115-135.
- Fotoohi Rad, G. R., Droop, G. T. R., Amini, S. & Moazzen, M., 2005- Eclogites and Blueschists of the Sistan Suture Zone, eastern Iran, *Lithos*, 84, 1-24pp.
- Hawkesworth, C. J., Gallagher, K., Herg, J. M. & McDermott, F., 1994- Destructive plate margin magmatism: Geochemistry and generation, *Lithos*, 33, 169-188.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971- A guide to chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian journal of earth sciences* 8, 523-548.
- Krauskopf, K. P. & Bird, D. K., 1976- *Introduction to geochemistry*, Mc Graw Hill, 788p.
- Kurkcuoglu, B., 2010- Geochemistry and petrogenesis of basaltic rocks from the Develidog volcanic complex, Central Anatolia, Turkey, *Journal of Asian Earth Science*, 37, 42-51.
- Le Bas, M. J., Lemaître, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram, *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Mitchell, C. H. & Widdowson, M., 1991- A geological map of the southern Deccan Traps, India and its structural implication, *Journal of Geological Society of London*, 148, 495-505.
- Morata, D. & Aguirre, L., 2003- Extensional lower Cretaceous volcanism in the coastal range (29° 20' -30° S), Chile: Geochemistry and Petrogenesis, *Journal of South America, Earth Science*, 16, 459-476.
- Nicholson, K. N., Khan, M. & Mahmood, K., 2010- Geochemistry of the Chagai-Raskoh arc, Pakistan: Complex arc dynamics spanning the Cretaceous to the Quaternary, *Lithos*, 118, 338-348.
- Pearce, J. A. & Gale, G. H., 1977- Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks, *Geological Society, London, Special Publications*, 7, 17-24.
- Pearce, J. A., 1983- Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins in Hawkes, Worth C.J., Norry, M.J., (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*, Shiva Nantwich, 230-249.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey, *Contributions to mineralogy and petrology*, 58, 63-81.
- Rao, D. R. & Rai, H., 2006- Signatures of rift environment in the production of garnet-amphibolites and eclogites from Tso-Morari region, Ladakh, India: A geochemical study, *Gondwana Research*, 9, 512-523.
- Rollinson, H., 1993- *Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation*, Longman, London, 352p.
- Siddiqui, R. H., Qasim Jan, M. & 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.
- Stampfli, G. M. & Borel, G. D., 2002- A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons, *Elsevier*, 196, 17-33.
- Stampfli, G. M. & Kozur, H., 2006- Europe from Variscan to the Alpine cycles. In: D. G. Gee and R. Stephenson (Eds), *European Lithosphere dynamics*. *Geological Society of London*, 32, 57-82.

- Stampfli, G. M., 2000- Tethyan ocean. In: E. Buzkart, J. A. Winchester and J. D. A Piper (Eds.), Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area. Geological society of London, Special, Publication, 173, 1-23.
- Stocklin, J., 1977- Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia, Memoire Hors Serie, Société Géologique de France, 8, 333-353.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes in Saunders A.D., Norry, M. J. (eds.) Magmatic in ocean basins, Geological Society Special Publication London, 42, 313-345.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L. & Nesbitt, R. W., 1986- Chemical characteristics of fluid phase released from subducted and natural rocks, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 29, 293-309.
- Tirrul, R., Bell, L. R., Griffis, R. J., & Camp, V. E., 1983- The Sistan suture zone of eastern Iran , Geological Society of America Bulletin, 134-150.
- Weaver, B. L. & Tarney, J., 1981- The scourie dyke suite: Petrogenesis and geochemical nature of the Proterozoic subcontinental mantle, Contributions to Mineralogy and Petrology, 78, 175-188.
- Widdowson, M., Pringle, M. S. & Fernandez, O. A., 2000- A post K-T boundary (Early Paleocene) age for Deccan-type feeder dykes, Goa, India, Journal of Petrology, 41, 1177-1194.
- Wilson, N. M., 1989- Igneous petrogenesis: A global tectonic approach, Unwin Hyman London, 466p.
- Winter, J. D., 2001- An introduction to igneous and metamorphic petrology, Prentice Hall, 697p.
- Yan, J. & Zhao, J. X., 2008- Cenozoic alkali basalts from Jingpohu, NE China: The role of lithosphere asthenosphere interaction, Journal of Asian Earth Science, 33, 106-121.

Archive of SID