

سنگ شناسی توده‌های کم‌زرفای نوده انقلاب، جنوب خاوری جغتای، استان خراسان رضوی

مرتضی خلعت‌بری جعفری^{۱*} و پروانه کونانی^۲

^۱ استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
^۲ کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۷/۰۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۱۲/۰۲

چکیده

توده‌های گدازه- گنبدی‌شکل در محدوده نوده انقلاب، در جنوب خاوری جغتای در استان خراسان رضوی، سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن را در شمال کمربند فیولیتی سبزوار قطع کرده و توسط نهشته‌های رسوبی پلیوسن و کواترنری پوشیده شده‌اند. حاشیه توده‌ها از گدازه‌های با ترکیب بازالتی، آندزیتی بازالتی فیریک و آندزیتی جریان‌ی ولی بخش میانی و بالای توده از سنگ‌های با ترکیب آندزیتی- تراکی آندزیتی فیریک، داسیتی آفیریک- فیریک، تراکی داسیتی فیریک و کوارتزموئودوریتی تشکیل شده است. اثری از نهشته‌های آذرآواری نیز در حاشیه این توده‌ها دیده نشد. بافت غربالی و منطقه‌بندی نوسانی در درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز شاید به دلیل بر نبود تعادل در حجره ماگمایی بوده است. گدازه‌های حاشیه توده‌ها روند کالک آلکالن و سنگ‌های بخش میانی توده‌ها روندهای کالک آلکالن تا کالک آلکالن پتاسیم بالا دارند. نمودارهای عنکبوتی گدازه‌های بخش حاشیه‌ای توده‌ها، انطباق قابل توجهی با نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های بخش میانی توده‌ها دارند و غنی‌شدگی از عناصر روییدیم، باریم، توریم، لانتانیم، استرانسیم و تهی‌شدگی آشکار از نیوبیم و تیتان نشان می‌دهند. با وجود اینکه چند نمونه در قلمروی آداکیت رسم شده‌اند، ولی ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های شاخص را ندارند. به نظر می‌رسد که ماگمای مادر این توده‌ها از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای حاصل شده که غنی‌شدگی متفاوت داشته و به احتمال تحت تأثیر ترکیبات برخاسته از صفحه فرورونده بوده است. تفسیر بعدی را می‌توان به ذوب بخشی بخش‌های مافیک و دگرگون در بالای صفحه فرورونده نسبت داد.

کلیدواژه‌ها: کالک آلکالن، داسیت، کوارتزموئودوریت، آمیختگی، آداکیت.

***نویسنده مسئول:** مرتضی خلعت‌بری جعفری

E-mail: khalat1965@live.com

۱- پیش‌نوشتار

در رابطه با پیشینه مطالعاتی مرتبط با این توده‌ها، می‌توان به پژوهش Spices et al. (1983) اشاره کرد که به روش پتاسیم- آرگن روی سنگ کل، قلمروی سنی ۲/۷ تا ۴۱ میلیون سال (الیگوسن- پلیوسن) را برای توده‌های داسیتی در گستره‌ای از شمال سبزوار تا پیرامون جنوب البرز به دست آوردند که به سوی شمال، سن توده‌ها جوان‌تر شده است. (Baumann et al. (1983) با توجه به مقادیر متوسط نسبت‌های ایزوتوپی ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr از ده نمونه از داسیت‌های شمال سبزوار (با مقدار متوسط ۰/۷۰۴۷) و ویژگی‌های کماتی این توده‌ها را تشخیص داده‌اند. به منظور انجام مطالعات یادشده، نمونه‌برداری سیستماتیک از توده‌های نیمه‌زرف در آذر ماه ۱۳۸۹ صورت گرفت. پس از تهیه مقاطع میکروسکوپی، مطالعه و دسته‌بندی سنگ‌نگاری با کمک میکروسکوپ پلاریزان انجام شد. سپس ۱۹ نمونه از سالم‌ترین آنها انتخاب و برای انجام تجزیه‌های شیمیایی به آزمایشگاه SGS در ونکوور کانادا فرستاده شدند.

۲- زمین‌شناسی

توده‌های کم‌زرفا با ریخت‌شناسی برجسته و بیشتر به صورت توده‌های گنبدی شکل کوچک تا کیلومتری و کمتر به صورت سیل و دایک دیده می‌شوند. این توده‌ها در جنوب روستاهای قارزی، چرو، پیرامون طبس، شمال افچنگ، جنوب نوده انقلاب، برغمد و بید، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن را قطع کرده‌اند که در مواردی در مجاورت با سنگ میزبان دگرسانی ایجاد کرده‌اند. کهن‌ترین فعالیت‌های ماگمایی پس از ائوسن و مرتبط با تشکیل این توده‌ها، ویژگی‌های همانند سنگ‌های آتشفشانی و ترکیب آندزیتی بازالتی جریان‌ی دارند که در حاشیه توده‌ها و گاه در قاعده آنها دیده می‌شوند و گاه به صورت دایک‌های بازالتی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن را قطع کرده‌اند. بخش حاشیه‌ای این توده‌ها با ویژگی‌های آتشفشانی به صورتی تدریجی به بخش بلورین و پورفیری در میانه توده تبدیل شده است. در مواردی نیز در بالای توده حالت صفحه‌ای با ترکیب کوارتزموئودوریتی یافته‌اند. در جنوب روستای برغمد، به صورت سیل با ترکیب داسیتی، برش هیالو کلاستیک و توف ائوسن را قطع

توده‌های کم‌زرفای مورد مطالعه در محدوده نوده انقلاب، در طول‌های جغرافیایی ۳۲° ۵۶' تا ۱۷° ۵۷' خاوری و عرض‌های جغرافیایی ۲۹° ۳۵' تا ۴۵° ۳۶' شمالی، در جنوب خاوری جغتای، در استان خراسان رضوی و در شمال کمربند فیولیتی سبزوار رخنمون دارند (شکل ۱). این توده‌ها به‌طور چیره ترکیب حد واسط دارند و توالی‌های گوشته‌ای و پوسته‌ای فیولیتی، سری سوپرا- فیولیتی کرتاسه بالایی و سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن را به‌صورت توده‌های منفرد کوچک کیلومتری و سیل قطع کرده‌اند. نظر به اینکه این توده‌ها پس از شکل‌گیری و جایگیری فیولیت سبزوار تشکیل شده‌اند، بررسی سنگ‌شناسی آنها می‌تواند در تفسیر جایگاه ژئودینامیکی ناحیه نیز مفید باشد. از سوی دیگر، اهمیت جایگاه آداکیت‌ها در مناطق فیولیتی و ویژگی‌های ظاهری همانند با این نوع از سنگ‌ها در نمونه‌های دستی، نگارندگان را بر آن داشت تا در این پژوهش ضمن بحث پیرامون نتایج مطالعات سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی، مقایسه‌ای نیز با آداکیت‌های شاخص داشته باشند.

مطالعات بسیاری در قالب رساله‌های دکترا، کارشناسی ارشد و گزارش‌های زمین‌شناسی از ناحیه سبزوار منتشر و در آنها توده‌های کم‌زرفای مورد مطالعه در این پژوهش با عنوان "توده‌های داسیتی" معرفی شده‌اند که به دلیل فراوانی منابع، تنها به نمونه‌هایی از آنها همچون (Sadredini (1974)، Alavi-Tehrani (1976)، Lensch & Davoudzadeh (1982)، Noghreyan (1982)، Spices et al. (1983)، Rossetti et al. (2009) و Baumann et al. (1983) اشاره می‌شود.

در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰,۰۰۰ سبزوار (تلفیق از سه‌نندی، ۱۳۷۱) و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ سبزوار (مجیدی، ۱۳۸۷) که توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انتشار یافته‌اند، واحدهای زمین‌شناسی مربوط به فیولیت سبزوار و واحدهای زمین‌شناسی جوان‌تر معرفی شده‌اند. نصرآبادی (۱۳۸۸) در رساله دکترا و سودی‌شعار (۱۳۷۵)، فروزش (۱۳۸۵)، غنی (۱۳۸۹)، میرزایی (۱۳۸۹) و کونانی (۱۳۹۰) در پایان‌نامه‌های کارشناسی ارشد خود هر یک به بحث پیرامون ویژگی‌های زمین‌شناسی این ناحیه پرداخته‌اند.

یافته‌اند، جای دارند. میکرولیت‌ها بیشتر سالم هستند و کمتر توسط کلریت جایگزین شده‌اند.

داسیت فیریک با خمیره میکرولیتیک تا ریزبلور دارای درشت‌بلور پلاژیوکلاز و پسودومورف بیوتیت (شکل ۲-ب) است. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، شکل بلورین صفحه‌ای و ترکیب آندزین دارند. بیشتر سالم هستند و در مواردی توسط کلسیت، آلیت و کلریت جایگزین شده‌اند. بیوتیت به‌طور کامل اکسید شده و تنها به‌واسطه شکل خارجی آن می‌توان حدس زد که کانی اولیه بیوتیت بوده است. خمیره در بردارنده میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و بلورهای ریز کوارتز است که در خمیره‌ای از شیشه که تبلور دوباره یافته‌اند، جای داشته و حالت جریانی دارند. میکرولیت‌های پلاژیوکلاز بیشتر سالم هستند و در مواردی توسط کانی‌های رسی و مواد آرزلیلی جایگزین شده‌اند. بلورهای ریز کوارتز، به‌صورت بی‌شکل در همه مقطع پراکنده شده‌اند. پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول درشت‌بلورهای تراکی داسیت فیریک هستند (شکل ۴-ج). درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز شکل بلورین صفحه‌ای و منطقه‌بندی مقطع دارند. بیشتر سالم هستند و کمتر توسط کلسیت جایگزین شده‌اند. رگچه‌های پر شده از آلیت در بلورهای درشت دیده می‌شود. درشت‌بلورهای بیوتیت بیشتر شکل دار هستند و از حاشیه اکسید شده‌اند. پسودومورف‌های خودشکل و شش گوش از کانی فرومیزین دیده می‌شود که توسط کانی‌های کدر جایگزین شده‌اند و تنها با توجه شکل ظاهری می‌توان حدس زد که کانی فرومیزین اولیه آمفیبول بوده است. کوارتزومونودیوریت با خمیره فلسیتیک تا ریزبلور در بردارنده درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلاند سبز است و بافت پورفیریتیک دارند. به دلیل وجود درشت‌بلورهای هورنبلاند سبز و بیوتیت، می‌توان آنها را کوارتزومونودیوریت هورنبلاند دار و کوارتزومونودیوریت بیوتیت دار نامید. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز دارای شکل بلورین صفحه‌ای و ماکل‌های آلیت، آلیت-کارلسباد و منطقه‌بندی مقطع و بافت غربالی هستند؛ کمتر سالم هستند و بیشتر توسط کانی‌های سریست، کلسیت، کلریت و آلیت جایگزین شده‌اند. درشت‌بلورهای هورنبلاند سبز و بیوتیت در بیشتر موارد شکل دار هستند و از حاشیه اکسید شده‌اند. خمیره در بردارنده میکرولیت‌های پلاژیوکلاز به مقدار کم و بلورهای بی‌شکل کوارتز و بلورهای ریز فلدسپار قلیایی است که توسط کانی رسی جانشین شده‌اند. در شماری از نمونه‌های دستی، کانی‌های سولفیدی به‌صورت پراکنده دیده شد.

۴- ژئوشیمی

همان‌گونه که در بخش پیش‌نویس اشاره شد پس از مطالعات سنگ‌نگاری، ۱۹ نمونه سالم تر انتخاب و برای انجام آزمایش‌های شیمیایی به آزمایشگاه SGS و نکور کانادا فرستاده شد. اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و کمیاب به روش‌های ICP-AES و ICP-Mass تجزیه شدند. برای کنترل درستی نتایج آزمایشگاهی نیز نمونه‌های یکسان با شماره‌های مختلف تجزیه شدند که اختلاف نتایج به دست آمده در چنین نمونه‌هایی ناچیز بوده است. مقدار کل اکسیدها در یک نمونه ۹۷/۶ تعیین شده است که دلیل آن را می‌توان حضور کانی‌های سولفیدی و نبود انحلال آنها در جریان انجام آزمایش برشمرد.

بر پایه نتایج تجزیه‌های شیمیایی، SiO_2 در حاشیه توده‌ها از ۵۰/۹ تا ۵۷/۲ درصد و در میانه توده‌ها از ۵۸ تا ۶۶/۷ درصد متغیر است. در نمودار نام‌گذاری (۱۹۸۶) Le Bas et al. که بر پایه تغییرات SiO_2 به $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ پیشنهاد شده است (شکل ۳-الف)، سنگ‌های آتشفشانی حاشیه توده‌ها در قلمروی بازالتی و آندزیتی بازالتی و توده‌های کم‌زرفا در قلمروهای آندزیتی، تراکی آندزیتی، داسیتی و تراکی داسیتی جای گرفته‌اند. به منظور مقایسه بهتر، نتایج تجزیه‌ها در نمودار نام‌گذاری SiO_2 به $\text{Zr}/\text{TiO}_2 * 0.0001$ پیشنهادی (Winchester & Floyd 1977) نیز رسم شدند (شکل ۳-ب). نمونه‌های آتشفشانی حاشیه توده‌ها در محدوده

کرده‌اند. شواهد آمیختگی ماگمایی را می‌توان به‌صورت نوارهای تیره با ترکیب آندزیتی که توسط خمیره داسیتی در برگرفته شده‌اند دید. آنکلاوهای تیره با ترکیبی همانند گدازه‌های آندزیتی-بازالتی در حاشیه و یا زیر توده‌ها در جنوب چرو، جنوب برغمد و شمال روستای دورفک پایین دیده می‌شوند که گاهی با حاشیه بینابینی و یا با حاشیه نوک‌تیز توسط خمیره داسیتی-کوارتزومونودیوریتی دربر گرفته شده‌اند. نشانی از فراورده‌های آذرآواری که گویای فعالیت‌های آتشفشانی انفجاری در تشکیل توده‌ها باشند، دیده نشده است.

۳- سنگ‌نگاری

در توصیف میکروسکوپی نمونه‌های حاشیه توده‌ها به دلیل ویژگی‌های همانند با سنگ‌های آتشفشانی از نام‌های آتشفشانی و در توصیف نمونه‌های بخش میانی توده‌ها به دلیل تبلور کامل و بافت پورفیریتیک از نام‌های آذرین درونی استفاده شد. بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری و مقایسه با نتایج تجزیه‌های شیمیایی، گدازه‌های جریانی حاشیه توده‌های کم‌زرفا و دایک‌های قطع‌کننده، دارای ترکیب بازالتی، آندزیت بازالتی فیریک و آندزیتی جریانی هستند.

بافت‌های میکروسکوپی از نوع آفیریک تا فیریک (شکل ۲-ب) با خمیره میکرولیتیک جریانی با تمایل اینترگرانولار (شکل ۲-الف)، هیالومیکرولیتیک (شکل ۲-ب) است. درشت‌بلورها در این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الوین ایدینگریته (شکل ۲-الف) و سرپانتینیزه هستند که گاه به‌صورت گلومروکریست تجمع یافته‌اند. در خمیره بازالت، میکرولیت‌های پلاژیوکلاز جریانی فراوان است (شکل ۲-الف) که در لابه‌لای آنها بلورهای ریز اوژیت و الوین تشکیل شده‌اند. گدازه آندزیتی دارای بافت فیریک تا آفیریک بوده و خمیره آن از شیشه آتشفشانی کم و بیش تبلور دوباره یافته (شکل ۲-ب)، میکرولیت‌های پلاژیوکلاز (آلیت-الیگوکلاز) هورنبلند، اوژیت و کمتر پسودومورف‌های الوین تشکیل شده است. انبوهه‌هایی از کلینوپیروکسن (و کمتر همراه با ارتوپیروکسن) با بافت آدکومولا (پیروکسنیت) و همچنین گاهی انبوهه‌هایی از پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن با بافت گرانولار (گابرو) دیده می‌شوند که شاید بتوان آن را به ته‌نشست بلورها در کف حجره ماگمایی نسبت داد. در انواع دارای شیشه آتشفشانی، شیشه با ترکیب نامتجانس دیده می‌شود که شاید بتوان به آمیختگی ماگمایی در اثر تزریق ماگمای بازیک به درون حجره ماگمایی در حال تفریق و تحول نسبت داد.

بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری و مقایسه با نتایج تجزیه‌های شیمیایی، توده‌های کم‌زرفا ترکیب آندزیتی فیریک، آندزیت-تراکی آندزیتی فیریک، داسیتی آفیریک و فیریک، تراکی داسیتی فیریک و کوارتزومونودیوریتی دارند. آندزیت فیریک با خمیره هیالومیکرولیتیک تا میکرولیتیک، دارای درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز است که شکل بلورین صفحه‌ای دارند و گاه به‌صورت گلومروکریست دیده می‌شوند؛ در بیشتر موارد سالم هستند و کمتر توسط رگچه‌های آلیت، سریست، کلریت و کلسیت جایگزین شده‌اند. خمیره از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و بلورهای ریز فرومیزین تشکیل شده‌اند که در خمیره‌ای از شیشه جای و حالت جریانی دارند. پلاژیوکلاز، آمفیبول (شکل ۲-پ) و پسودومورف‌های کانی‌های فرومیزین، درشت‌بلورهای آندزیت-تراکی آندزیت فیریک با خمیره هیالومیکرولیتیک و میکرولیتیک تا میکرولیتیک جریانی هستند. گاهی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز منطقه‌بندی مقطع و بافت غربالی دارند. درشت‌بلورهای آمفیبول دارای شکل‌های کشیده تا بی‌شکل و کمتر شش گوش و ماکل کارلسباد هستند. داسیت آفیریک (شکل ۴-ت) کمتر در بردارنده درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز است. پلاژیوکلازها دارای ماکل آلیت، آلیت-کارلسباد و ترکیب آندزین دارند. بیشتر توسط کلسیت و در حاشیه توسط آلیت جانشین شده‌اند. خمیره از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و بلورهای ریز کوارتز تشکیل شده‌اند که در خمیره‌ای از شیشه که تبلور دوباره

از حاشیه و میان توده‌های کم‌ژرفای مورد مطالعه، از چند نمودار زمین‌ساخت-ماگمایی استفاده شد (شکل ۶). یادآوری این نکته ضروری است که این نمودارها برای بازالت‌ها پیشنهاد شده‌اند و با توجه به سرشت حد واسط تا بازیک نمونه‌های مورد مطالعه، هر نوع تفسیر زمین‌ساخت-ماگمایی باید با احتیاط انجام شود؛ بنابراین در این نمودارها از رسم نمونه‌های اسیدی صرف نظر شده است.

در شکل ۶- الف، محدوده‌های A: تولایت‌های جزایر کمائی، B: بازالت‌های کالک‌آلکان، C: بازالت‌های MORB و D: بازالت‌های درون صفحه‌ای از یکدیگر تفکیک شده‌اند. در این نمودار، بیشتر نمونه‌های حد واسط-بازیک از توده‌های کم‌ژرفای نوده انقلاب در قلمروی C یا بازالت‌های کالک‌آلکان رسم شده‌اند. در شکل ۶- ب، محدوده‌های A: مورب عادی، B: E-MORB، C: OIB و D: قلمروی VAB تعیین شده است (Wood et al., 1979). بر پایه این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های جزایر کمائی (VAB) قرار می‌گیرند. در شکل ۸- پ، که از نسبت‌های عناصر زیرکنیم، توریم و نیوبیم استفاده شده است (Wood et al., 1979) محدوده‌های A: مورب عادی، B: E-MORB، C: OIB و D: VAB تفکیک شده‌اند.

همان‌گونه که در نمودارهای شکل ۷ نشان داده شده است، شمار کمی از نمونه‌های مورد مطالعه در مرز قلمروی آداکیت جای گرفته‌اند.

به منظور مقایسه بهتر، مقادیر متوسط شماری از عناصر، نسبت‌ها و یا اکسیدهای نمونه‌های مورد مطالعه در جدول ۱، با مقادیر همین عناصر در آداکیت‌های شاخص (Martin et al., 2005) مقایسه شدند که نشان از هم‌پوشانی شمار کمی از نمونه‌ها با آداکیت‌ها دارد.

از آنجا که پایه تعریف آداکیت (Defant & Drummond, 1990) استفاده از نمودار نسبت Str/Y به Y است، بنابراین تغییرات این عناصر در نمودار شکل ۷- الف رسم شدند. در این نمودار، قلمروی آداکیت از سری‌های کالک‌آلکان تفکیک شده است. به‌جز چند نمونه که در بخش پایینی قلمروی آداکیت و در مرز آن با سری‌های کالک‌آلکان جانمایی شده‌اند، نمونه‌های دیگر در قلمروی کالک‌آلکان جای گرفته‌اند. در شکل ۷- ب، تغییرات نسبت‌های عناصر Sm/La به Th/La (Plank, 2005) برای تعیین خاستگاه نمونه‌های مورد مطالعه رسم شدند. در این نمودار پراکنندگی نقاط از ترکیب متوسط پوسته اقیانوسی (M) فاصله گرفته و به سوی مقدار متوسط پوسته قاره‌ای (S) مایل شده است که شاید بتوان آن را نشانه‌ای از ذوب بخشی پوسته و یا ترکیبات پوسته‌ای نیز در نظر گرفت.

۵- نتیجه‌گیری

توده‌های کم‌ژرفای محدوده نوده انقلاب با چهره‌ای گدازه‌ای در حاشیه و شکلی برآمده در میانه توده‌ها و به‌صورت دایک و یا سیل نیز دیده می‌شوند؛ دارای گوناگونی سنگ‌شناسی بازالت، آندزیتی-بازالتی فیریک و آندزیتی جریان‌ی در حاشیه و ترکیب آندزیتی فیریک، آندزیتی-تراکی آندزیتی فیریک، داسیتی آفیریک، داسیتی فیریک، تراکی داسیتی فیریک و کوارتزموزدیوریتی در بخش‌های میانی و بالای توده‌ها هستند. این توده‌ها سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی اتوسن را قطع کرده‌اند و بر پایه داده‌های سنی ایزوتوپی موجود، سن الیگوسن-پلیوسن دارند. مطالعات سنگ‌نگاری نشان از عدم تعادل در روند تبلور و آمیختگی ماگمایی دارد. در الگوهای نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با مقادیر گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) از همه گروه‌های سنگی، می‌توان تهنی‌شدگی از عناصر HFSE مانند Ti ، Nb و Ta را شاهد بود که نشان از فعالیت ماگمایی مرتبط با فرورانش دارد. همچنین در الگوهای نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با مقادیر کندریت، غنی‌شدگی از LREE در مرتبه‌های ۴۰ تا ۱۰۰ دیده می‌شود که نشان می‌دهد این توده‌ها در هنگام تشکیل از شرایط زمین‌ساخت-ماگمایی مربوط به

ساب آندزیت بازالتی و آندزیتی و نمونه‌های توده‌های کم‌ژرفا در قلمروهای آندزیتی، تراکی آندزیتی، داسیتی-ریوداسیتی و تراکیتی جای دارند.

در نمودار مثلثی AFM پیشنهادی (Irvine & Baragar, 1971) که دو سری تولایتی و کالک‌آلکان تفکیک شده است، سنگ‌های آتشفشانی حاشیه توده‌ها و بیشتر نمونه‌های توده‌های کم‌ژرفا در محدوده کالک‌آلکان جای گرفته‌اند (شکل ۴- الف).

بر پایه نمودار K_2O به SiO_2 پیشنهادی (Peccerillo & Taylor, 1976) سنگ‌های آتشفشانی حاشیه توده در محدوده کالک‌آلکان و نمونه‌های توده‌های کم‌ژرفا در قلمروهای کالک‌آلکان و کالک‌آلکان پتاسیم بالا جای گرفته‌اند (شکل ۴- ب).

شکل ۵ نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با مقادیر مورب عادی و کندریت را به نقل از (Sun & McDonough, 1989) نشان داده است. در این نمودارها همانندی قابل توجهی میان الگوهای گدازه‌های جریان‌ی آندزیتی بازالتی حاشیه توده‌ها با آندزیت‌ها و تراکی آندزیت‌های میانه توده‌ها دیده می‌شود.

الگوهای بهنجار شده با مقادیر کندریت در هر دو گروه از عنصر La به سوی Lu شیب منفی نشان می‌دهد. الگوهای بهنجار شده با مقادیر گوشته اولیه در هر دو گروه دارای تهنی‌شدگی آشکار از عناصر Nb ، Ta و Ti هستند که نشان از فعالیت ماگمایی مرتبط با فرورانش دارد (Martin, 1999). غنی‌شدگی از Sr نشان‌دهنده مشارکت پلاژیوکلاز است و غنی‌شدگی ضعیف از Zr می‌تواند مرتبط با آمیختگی ماگمایی و یا حتی آلودگی‌های پوسته‌ای باشد (Ionov & Hafman, 1995; Stalder et al., 1998). هر دو گروه دارای غنی‌شدگی از عناصر Th ، Ba ، Rb ، Sr و La و تهنی‌شدگی آشکار از Nb و Ti هستند که وابستگی این سنگ‌ها را به سری‌های کالک‌آلکان نشان می‌دهد (Tatsumi et al., 1986). در الگوهای داسیت، تراکی داسیت و کوارتزموزدیوریت (گروه‌های سنگی درون توده‌ها، ضمن حفظ غنی‌شدگی از عناصر LILEs و LREEs و تهنی‌شدگی از عناصر HFSE و HREEs از نظم و دسته‌بندی کمی متمایز پیروی کرده است، به گونه‌ای که به سوی عناصر کمیاب سنگین شیب تندتری یافته‌اند. الگوهای بهنجار شده با مقادیر کندریت دارای غنی‌شدگی از مرتبه ۴۰ تا ۱۰۰ در عناصر کمیاب سبک هستند که به سوی عناصر کمیاب سنگین روندی خطی یافته‌اند. در الگوهای داسیت و کوارتزموزدیوریت، تهنی‌شدگی ملایم از MREE دیده می‌شود.

رفتار عناصر در الگوهای نمودارهای عنکبوتی نشان می‌دهند که سنگ‌های بازیک-حد واسط حاشیه توده‌ها و همین سنگ‌ها درون توده‌های کم‌ژرفا، دارای سرشت ماگمایی همانندی هستند و همراه با انواع تحول یافته شامل سنگ‌های داسیتی و کوارتزموزدیوریت فرایندهای ماگمایی همانندی را طی کرده‌اند. در الگوهای بهنجار شده با مقادیر گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) از همه گروه‌های سنگی شامل حاشیه توده‌ها و خود توده‌ها، می‌توان تهنی‌شدگی از عناصر HFSE مانند Ti ، Nb و Ta را دریافت که نشان از فعالیت ماگمایی مرتبط به فرورانش دارد (Miskouic & Francis, 2006). در عین حال در الگوهای بهنجار شده با مقادیر کندریت (Sun & McDonough, 1989) غنی‌شدگی از LREE در مرتبه‌های ۴۰ تا ۱۰۰ قابل توجه است که نشان می‌دهد که این توده‌ها از شرایط زمین‌ساخت-ماگمایی مربوط به پیشانی کمان فاصله گرفته‌اند و تمایل به پشت کمان دارند.

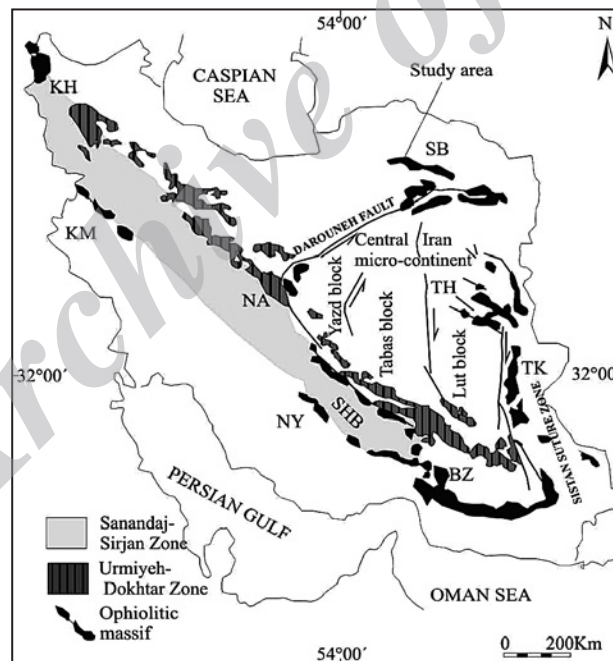
الگوهای بهنجار شده با مقادیر کندریت و گوشته اولیه برای نمونه‌های حاشیه توده‌ها و توده‌های کم‌ژرفا ارتباط زایشی این سنگ‌ها را با یکدیگر نشان می‌دهد و غنی‌شدگی آنها از عناصر LILEs و تهنی‌شدگی آنها از عناصر HFSEs شاخص ماگماهای کالک‌آلکان مناطق فرورانش است (Miskouic & Francis, 2006; Tatsumi et al., 2002).

به منظور تعیین جایگاه زمین‌ساخت-ماگمایی سنگ‌های بازیک-حد واسط

فرورانش یا فرافیولیتی (Khalatbari Jafari et al., 2013) و منابع آن) دانسته‌اند. Spices et al. (1983) فرآورده‌های ماگمایی پس از افیولیتی رخنمون یافته در شمال کمربند افیولیتی سبزوار را در سه گروه آندزیت‌های انوسن، نفوذی‌های الیگوسن- پلیوسن (شامل توده‌های نیمه‌زرف مورد بحث در این نوشتار) و بازالت‌های میوسن- پلیوسن تقسیم کردند. آنان تشکیل سنگ‌های ماگمایی پس از افیولیتی را حاصل برخورد یک سنگ کره اقیانوسی و یک کمان اقیانوسی با حاشیه صفحه توران فرض کرده‌اند. Baumann et al. (1983) بر پایه نتایج نسبت‌های ایزوتوپی استرانسیم، سنگ‌های ماگمایی پس از افیولیتی مناطق کاشمر، سبزوار و قوچان را حاصل ذوب بخشی گوه گوشته‌ای در بالای صفحه فرورونده دانسته‌اند. بر پایه تفسیر نتایج تجزیه‌های شیمیایی از نمونه‌های سنگی مورد مطالعه، به نظر می‌رسد که این سنگ‌ها حاصل ذوب بخشی گوه گوشته‌ای در بالای صفحه فرورونده بوده‌اند که خود در اثر ترکیبات برخاسته از صفحه فرورونده بوده است. شاید این گوه گوشته‌ای بخشی‌هایی از پالتوتیس و یا بخش‌های کهن نوتتیس بوده است که در اثر فرورانش رو به شمال به زیر صفحه توران دچار آنگیری و ذوب بخشی شده و ماگمای حاصل، سنگ‌های ماگمایی پس از افیولیتی (از جمله توده‌های نیمه زرف مورد بحث) را ایجاد کرده است؛ فرضی که پردازش آن نیاز به برداشت‌های صحرایی و نتایج ژئوشیمیایی بیشتر و تعیین سن‌های ایزوتوپی دارد.

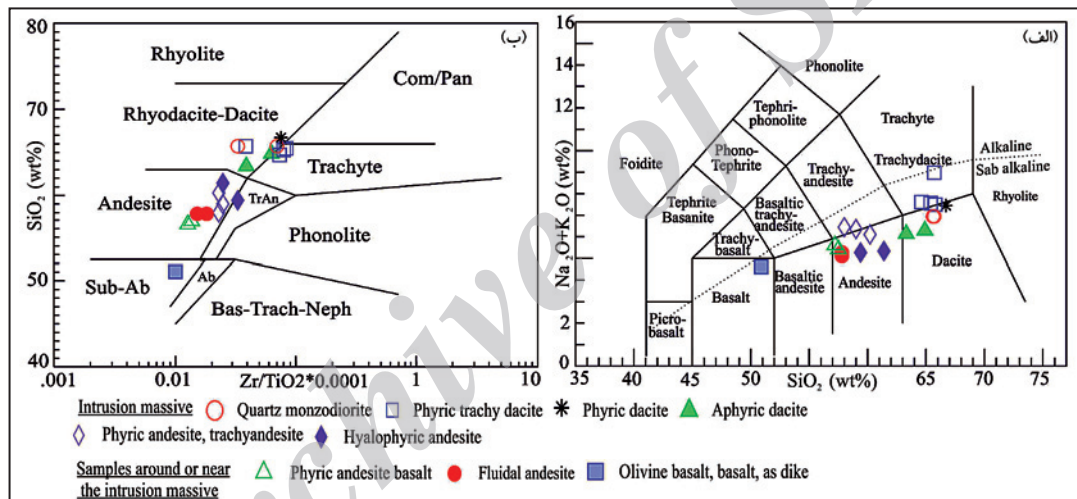
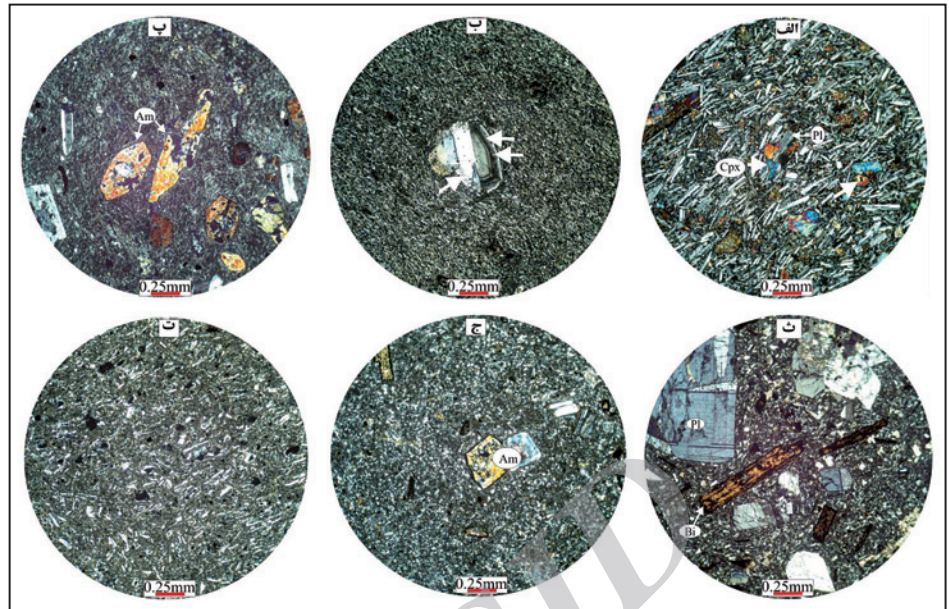
پیشانی کمان فاصله گرفته و تمایل به پشت کمان داشته‌اند. همچنین الگوهای نمودارهای عنکبوتی نشان از ارتباط زایشی بخش‌های حاشیه‌ای متمایل به ترکیب بازیک و بخش‌های میانی متمایل به ترکیب اسیدی دارد؛ غنی‌شدگی آنها از عناصر LILEs و تهی‌شدگی آنها از عناصر HFSEs (که شاخص ماگماهای کالک‌آلکالین مناطق فرورانش است) انطباق قابل توجهی با یکدیگر نشان می‌دهند. این توده‌ها کالک‌آلکالین هستند و ویژگی‌های آداکیت‌های شاخص را ندارند. احتمالاً ماگمای مولد این توده‌ها از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای با غنی‌شدگی متفاوت و یا ذوب بخشی بخش بالایی صفحه فرورونده که ترکیب مافیک داشته است و با رسوبات همراه که در حد رخساره آمفیبولیت دگرگون شده و در ترکیب خود مقادیر کمی گارنت نیز داشته‌اند، به وجود آمده باشند.

در پیش‌نوشتار این پژوهش به فهرستی انتخابی از پیشینه مطالعاتی کمربند افیولیتی سبزوار اشاره شده است و برای اطلاعات بیشتر در این مورد می‌توان به پیش‌نوشتار پژوهش Khalatbari Jafari et al. (2013b) در مورد توالی خروجی افیولیتی سبزوار مراجعه کرد که پیشینه مطالعاتی کمربند افیولیتی سبزوار به تفصیل در مقدمه آن نوشته شده است. پایه مدل‌های ژئودینامیکی پیشنهادی در مورد تشکیل کمربند افیولیتی سبزوار بر پایه ژئوشیمی سنگ‌های توالی خروجی افیولیتی استوار است و بیشتر پژوهشگران تشکیل این کمربند افیولیتی را در یک محیط مرتبط با

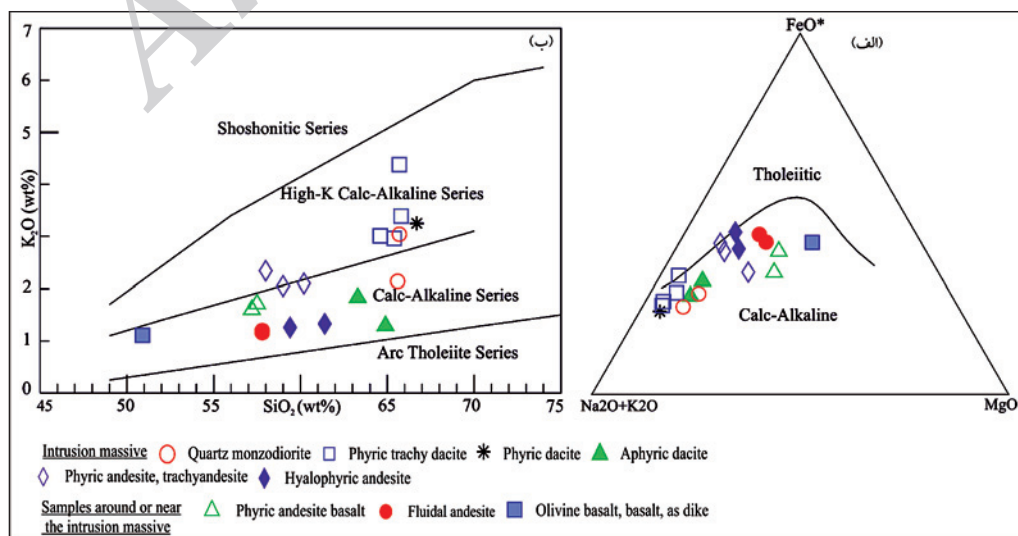


شکل ۱- پراکندگی مجموعه‌ها و کمپلکس‌های افیولیتی ایران با استفاده از داده‌های نقشه ماگماتیک ایران (Emami et al., 1993) و واحدهای مهم ساختری- زمین‌ساختی ایران مرکزی (Ghasemi & Talbot, 2006) نشان داده شده است. KH: افیولیت خوی؛ KM: افیولیت کرمانشاه؛ NA: افیولیت ناین؛ SHB: افیولیت شهرابک؛ NY: افیولیت نریز؛ BZ: افیولیت بزمان؛ SB: افیولیت سبزوار؛ TK: افیولیت چهل‌کوره؛ TH: افیولیت تربت حیدریه.

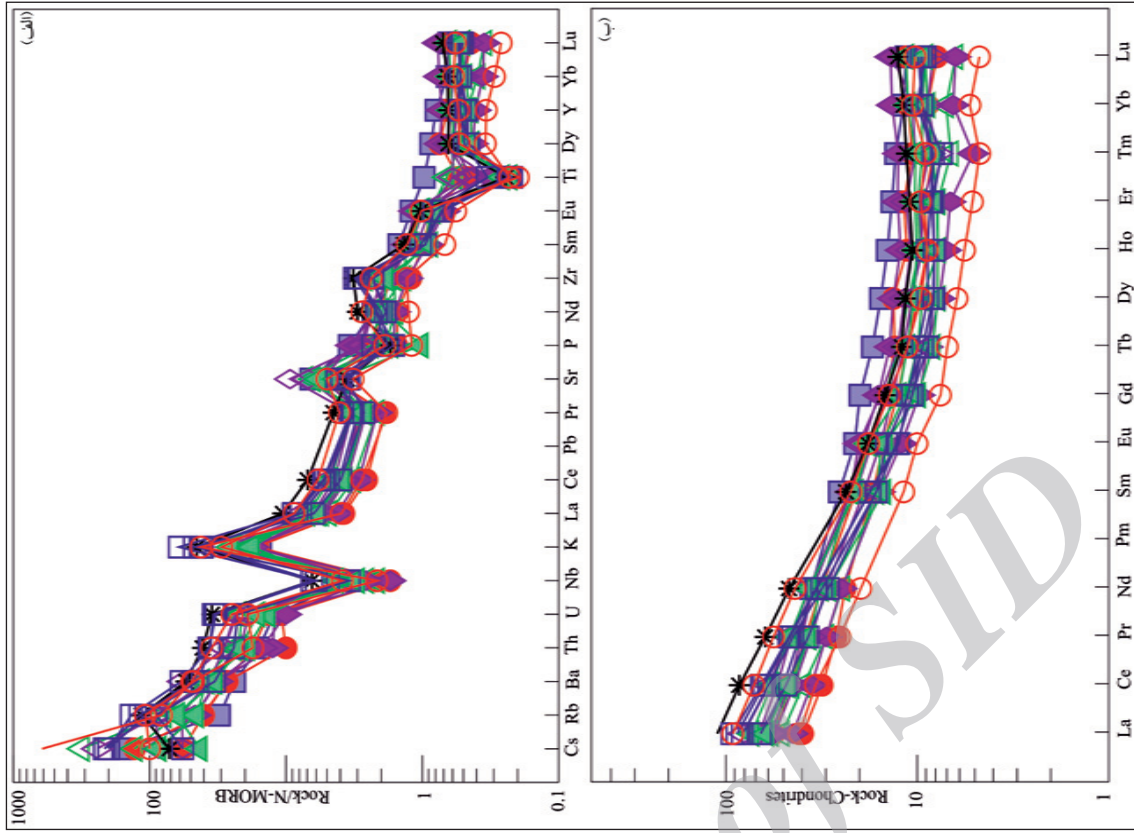
شکل ۲- الف) تصویر میکروسکوپی از پسودومورف‌های الیون که توسط ایدنگزیت به رنگ قهوه‌ای جایگزین شده‌اند در آندزیت-بازالت فیریک حاشیه توده؛ ب) تصویر میکروسکوپی از درشت‌بلور پلاژیوکلاز با بافت غربالی و منطقه‌بندی مقطع در آندزیت جریانی در حاشیه توده؛ پ) تصویر میکروسکوپی از درشت‌بلورهای آمفیبول در آندزیت-تراکی آندزیت فیریک در حاشیه توده؛ ت) نمای کلی از داسیت آفیریک با خمیره هیالومیکرولیتیک در حاشیه توده؛ ث) تصویر میکروسکوپی از درشت‌بلورهای کشیده بیوتیت در کوارتزومنزودوریت با خمیره فلسیتیک تا ریزبلورین به سوی میان توده؛ ج) تصویر میکروسکوپی از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلاند در تراکی داسیت فیریک با خمیره‌های هیالومیکرولیتیک جریانی در بالای توده.



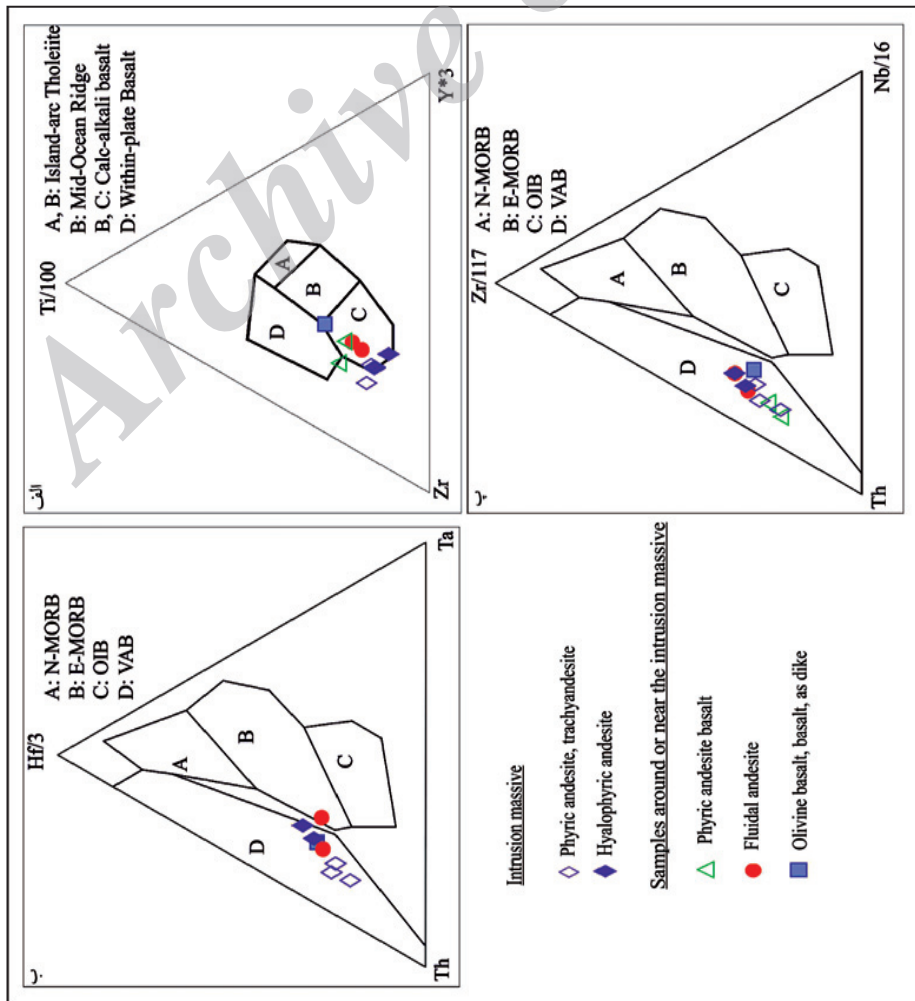
شکل ۳- موقعیت تجزیه‌ها در نمودارهای نام‌گذاری. الف) نمودار (Le Bas et al. (1986؛ ب) نمودار (Winchester & Floyd (1977).



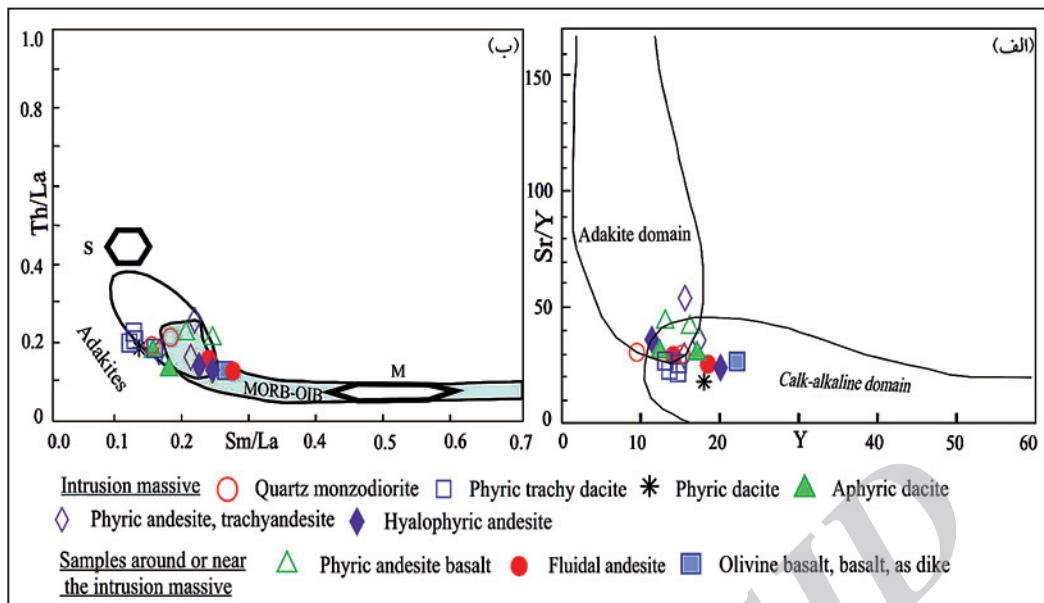
شکل ۴- نمودارهای تمایز روندهای ماگمایی. الف) در نمودار مثلثی AFM پیشنهادی (Irvine & Baragar (1971؛ ب) نمودار K_2O (wt%) نسبت به SiO_2 (wt%) پیشنهادی (Peccerillo & Taylor (1976).



شکل ۵- الگوهای نمودارهای عناصر کمیابی به‌شمار شده با مقادیر الف) گوشته اولیه؛ ب) گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989). نشانه‌های مورد استفاده مانند شکل‌های پیشین است.



شکل ۶- الف) نمودار زمین‌ساخت- ماگمایی مثلثی $Ti/100-Zr-Y^*3$ از Pearce & Cann (1973) که بر پایه آن نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های کالک‌آلکان-جانمایی شده‌اند؛ ب) نمودار مثلثی $Th-Hf/3-Ta$ ؛ پ) نمودار مثلثی $Th-Ta$ ؛ د) به نقل از Wood et al. (1979) و Wood (1980) که بر پایه آن نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده VAB جای گرفته‌اند.



شکل ۷- الف) نمودار نسبت Sr/Y نسبت به Y پیشنهادی Defant & Drummond (1990) که تمایل کالک‌آلکان نمونه‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد؛ ب) نمودار نسبت Th/La به Sm/La به پیشنهادی Plank (2005) که در آن، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده میان MORB-OIB و رسوبات (S) جای گرفته‌اند که نشان از دخالت ترکیبات پوسته در ژنر آنها دارد.

جدول ۱- مقایسه‌ای اجمالی از ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های شاخص و نمونه‌های توده‌های کم ژرفای محدوده توده انقلاب.

آداکیت‌های شاخص	توده‌های کم‌ژرفای توده انقلاب	گدازه‌های جریان‌های آندزیتی بازالتی حاشیه توده‌ها در توده انقلاب
SiO ₂ > 56 wt%	SiO ₂ > 58 wt%	SiO ₂ > 50.9 wt%
Al ₂ O ₃ ≥ 15 wt%	Al ₂ O ₃ ≥ 15.3 wt%	Al ₂ O ₃ ≥ 16.6 wt%
MgO < 3 wt%	MgO < 2.77 wt%	MgO < 5.63 wt%
Sr > 300 ppm	Sr > 290 ppm	Sr > 470 ppm
Eu نبود بی‌هنجاری منفی	Eu نبود بی‌هنجاری منفی	Eu نبود بی‌هنجاری منفی
Y < 18 ppm	Y < 20.1 ppm	Y < 22.2 ppm
Sr/Y > 20	Sr/Y > 17.77	Sr/Y > 25.40
Yb < 1.8 ppm	Yb < 2.3 ppm	Yb < 2 ppm
مقدار کم HFSE (Nb, Ta)	مقدار کم HFSE (Nb, Ta)	مقدار کم HFSE (Nb, Ta)
تمرکزهای خیلی بالای LREE	تمرکزهای خیلی بالای LREE	تمرکزهای خیلی بالای LREE
تمرکزهای خیلی پایین HREE	تمرکزهای خیلی پایین HREE	تمرکزهای خیلی پایین HREE

کتابنگاری

- سودی‌شعار، پ.، ۱۳۷۵- پتانسیل‌یابی کرومیت و بررسی افیولیت‌های کوه سیاه شمال باختری سبزوار، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه صنعتی امیر کبیر، ۱۶۶ ص.
- سهنیدی، م. ر.، ۱۳۷۱- نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ سبزوار (تلفیق)، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- غنی، م.، ۱۳۸۹- پترولوژی و ژئوشیمیایی سنگ‌های افیولیتی و سوپرا-افیولیتی محدوده افچنگک شمال-باختری سبزوار، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۹۳ ص.
- فروزش، و.، ۱۳۸۵- سنگ‌شناسی و ژنر افیولیت‌های منطقه افچنگک-شمال سبزوار، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه شهید بهشتی، ۱۰۱ ص.
- کونانی، پ.، ۱۳۹۰- بررسی زمین‌شناسی پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های نیمه‌عمیق محدوده توده انقلاب جنوب خاوری جغتای، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۳ ص.
- مجیدی، ج.، ۱۳۸۷- ورقه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ سبزوار، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۷۵۶۲.
- میرزایی، م.، ۱۳۸۹- موقعیت تکتونو ماگماتیک توالی پوسته‌ای افیولیتی باغ‌جر شمال خاوری سبزوار، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۷۸ ص.
- نصرآبادی، م.، ۱۳۸۸- پترولوژی سنگ‌های دگرگونی نوار افیولیتی شمال سبزوار، رساله دکترا دانشگاه تربیت معلم، ۲۴۳ ص.

References

- Alavi-Tehrani, N., 1976- Geology and petrography in the ophiolitic range NW of Sabzevar (NE-Iran) with special regard to metamorphism and genetical relations in an ophiolite suite, 177 p.
- Baumann, A., Spices, O. & Lensch, G., 1983- Strontium isotopic composition of post-ophiolitic Tertiary volcanics between Kashmar, Sabzevar and Quchan (NE-Iran) Geodynamic project (Geotraverse) in Iran. Geological survey of Iran 51: 267-275.
- Defant, M. J. & Drummond, M. S., 1990- Drivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662-665.
- Emami, M. H., Sadeghi, M. M. & Omrani, S. J., 1993- Magmatic map of Iran, Scale 1:1,000,000. Geological Survey of Iran.
- Ghasemi, A. & Talbot, C. J., 2006- A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran). *Journal of Asian Earth sciences* 26: 683-693.
- Ionov, D. A. & Hofmann, A. W., 1995- Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth and Planetary Science Letters* 131: 341-356.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical of the common volcanic rocks. *Candian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Khalatbari Jafari, M., Babaie, H. A. & Gani, M., 2013- Geochemical evidence for Late Cretaceous marginal arc-to-backarc transition in the Sabzevar ophiolitic extrusive sequence, northeast Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 70-71: 209-230.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. & Zanettine, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-Silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- Lensch, G. & Davoudzadeh, M., 1982- Ophiolites in Iran. *N. Jb. Geol. Mh*, 5: 306-320.
- Martin, H., 1999- The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46 (3): 411-429.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R. P., Moyen, J. F. & Champion, D. C., 2005- An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79 (1-2): 1-24.
- Miskouic, A. & Francis, D., 2006- Interaction between mantle-derived and crustal calc-alkaline magmas in the petrogenesis of the Paleocene Sifton Range volcanic complex, Yukon, Canada. *Lithos* 87: 104-134.
- Noghrehan, M. K., 1982- Evolution geochimique, mineralogique, et structurale d'une edifice ophiolitique singulier: Le massif de Sabzevar (Partie Centrale), NE de l'Iran. *These es Sci, Univ. de Nancy I, France*, 239 p.
- Pearce, J. A. & Cann, J. R., 1973- Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19, 290 - 300.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of Eocene calc-alkalin volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Plank, T., 2005- Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *Journal of Petrology* 46: 921-944.
- Rossetti, F., Nasrabad, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M. H. & Moin Vaziri, H., 2009- Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran, Blackwell publishing Ltd doi: 10.1111/j.1365-3121.2009.00912.x 26-34.
- Sadredini, E., 1974- Geologie und petrographie in Mittelteil des ophiolithzuges nordlich Sabzevar. Khorasan, Iran, Thesis, Univ. Saarbrucken, 170p.
- Spices, G., Lensch, G. & Miham, A., 1983- Geochemistry of the post-ophiolitic Tertiary volcanic between Sabzevar and Quchan (NE Iran). Geological survey of Iran, Report N51: 247-267.
- Stalder, R., Foley, S. F., Brey, G. P. & Horn, I., 1998- Mineral aqueous fluid partitioning of trace elements at 900-1200 c and 3-5.7 Gpa: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62: 1781-1801.
- 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 42: 313-346.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L. & Nesbitt, R. W., 1986- Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 29: 293-309.
- Tatsumi, Y., Nakashima, T. & Tamura, Y., 2002- The petrology and geochemistry of calc-alkaline andesites on Shodo-Shima island, SW Japan. *Journal of Petrology* 43 (1): 3-16.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different series and their differentiation products using immobile elements. *Journal of Chemical Geology* 20: 325-343.
- Wood, D. A., 1980- The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Sciences Letters* 50(1): 11-30.
- Wood, D. A., Joron, J. L. & Treuil, M., 1979- A re-appraisal of the use of trace elements to classify discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Sciences Letters* 45: 326-336.