

## ماگماتیسیم آلکالن جوان جاده هراز- پلور، البرز مرکزی: شاهدهی بر تداوم حوضه کششی کافتی

### در البرز

رامین مازندرانی؛ دانشجوی دکتری گروه زمین‌شناسی، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

سید جمال شیخ ذکریایی\*؛ استادیار گروه زمین‌شناسی، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

سید مجتبی مرتضوی؛ استادیار گروه زمین‌شناسی، واحد سواد کوه، دانشگاه آزاد اسلامی، سوادکوه، ایران

منصور وثوقی عابدینی؛ دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین، تهران، ایران

عبدالله یزدی؛ استادیار گروه زمین‌شناسی، واحد کهنوج، دانشگاه آزاد اسلامی، کهنوج، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۲/۱۲

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۷/۰۷

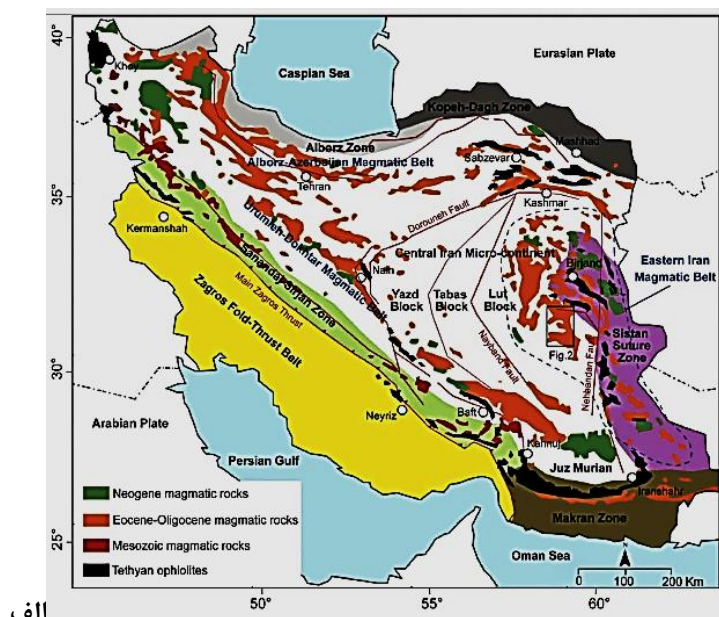
### چکیده

آتشفشان چینه‌ای دماوند به عنوان بلندترین قله آتشفشانی ایران و خاورمیانه در فاصله حدود ۵۰ کیلومتری شمال شرقی تهران قرار دارد و در مرحله فعالیت فومرولی هست. در مسیر جاده هراز حجم اصلی گدازه‌های آتشفشانی را الیوین بازالت، تراکی آندزیت و تراکی آندزیت بازالتی با کانی‌های الیوین، کلینوپیروکسن (اوزیت)، فلوگوپیت، آپاتیت، اکسیدهای آهن، آمفیبول و زیرکن تشکیل می‌دهد. خمیره این سنگ‌ها متشکل از الیوین، پیروکسن، پلاژیوکلاز، آمفیبول، بلورهای بسیار ریز نفلین، آپاتیت و کانی‌های فلزی است. در این تحقیق با هدف بررسی بخشی از البرز مرکزی، از روش بررسی‌های صحرایی، مطالعه مقاطع نازک و تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب انجام شده است. نتایج نشان دهنده آن بود که بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی و نمودارهای چند عنصری نرمالیز شده با کندریت و گوشته اولیه، این سنگ‌ها خصوصیات آلکالن و غنی شدگی از عناصر LILE و LREE و تهی شدگی از عناصر HFSE و HREE را نشان می‌دهند. همچنین ماگمای آنها حاصل ذوب بخشی یک منبع گوشته آستنوسفری مشابه با OIB و در رخساره گارنت لروزلت می‌باشد که در یک محیط تکتونیکی ریفت درون قاره‌ای جایگزین شده‌اند.

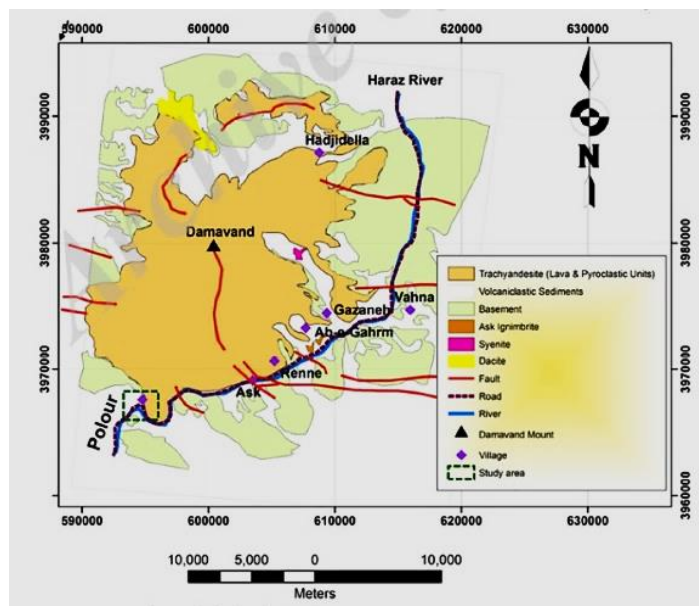
واژه‌های کلیدی: آتشفشان، آلکالن، دماوند، ریفت، ایران.

### مقدمه

آتشفشان دماوند در بخش میانی رشته کوه‌های البرز مرکزی و در امتداد حاشیه جنوبی دریای خزر قرار دارد. بخش مرکزی رشته کوه البرز به صورت یک ساختار شکل ۷ است که گسل‌ها و چین‌های با روند شمال باختری- جنوب خاوری را در باختر خود از چین‌ها و گسل‌های با روند شمال خاوری- جنوب باختری در خاور خود جدا می‌کند (Berberian, 1976). هم‌اکنون این منطقه تحت تأثیر حرکات زمین‌ساختی است (Allen et al., 2003; Vernant et al., 2004) و تعادل ایزوستازی در منطقه البرز برقرار نشده است (معین وزیری، ۱۳۷۷). عمده محصولات آتشفشانی دماوند به صورت گدازه‌های تراکی آندزیتی- تراکیتی هستند و مواد آذرآواری با گسترش کم نظیر پیروکلاست‌ها و اپی‌کلاست‌ها بر روی پی رسوبی این آتشفشان جریان یافته‌اند. گسترش مواد آذرآواری بیشتر در بخش‌های جنوبی و جنوب خاوری منطقه است. آتشفشان دماوند در ۲۰ کیلومتری شمال گسل فعال مشاء قرار گرفته است. از دیگر گسل‌های موجود و شناخته شده در منطقه دماوند می‌توان به گسل‌های اسک، بابجان، نوا، سفیدآب و ورارود اشاره کرد. ضخامت پوسته در البرز بر پایه مدل‌سازی ثقلی (دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۴) در حدود ۳۵ کیلومتر محاسبه شده است درحالی‌که بر اساس داده‌های لرزه‌ای ضخامت پوسته از ۴۵ کیلومتر (آسوده، ۱۹۸۲) تا  $58 \pm 2$  کیلومتر (در بخش‌های جنوبی البرز مرکزی (عباسی و همکاران، ۲۰۱۰) تخمین زده شده است. همچنین (سدودی و همکاران، ۲۰۰۹) ضخامت غیرعادی پوسته در حد ۶۷ کیلومتر را در زیر آتشفشان دماوند برآورد نموده‌اند. جریان‌های جوان گدازه‌ای، همراه با مواد برشی-کنگلومرایی و آبرفتی تا مسیر رود دلپچای در غرب و نیز تا هراز در جنوب گسترده شده است. خاکسترهای بسیار ریز و جریان‌های لاهار، به شکل مجموعه‌هایی از کنگلومرای ضخیم لایه بوده که توسط کنگلومرای سیلابی بسیار ضخیم پوشیده می‌شوند. عمده گدازه‌های دماوند را تراکی آندزیت‌ها و تراکیت‌ها تشکیل داده که بر روی تشکیلات لار و دیگر رسوبات در مسیر هراز قرار دارند. توف‌ها و اسکوری‌های بازالتی نیز در بخش زیرین گدازه‌های بازالتی قرار دارند. اکثر گدازه‌ها در منطقه مورد بررسی، فاز نهایی فوران دماوند را نشان می‌دهند، هرچند که بر اساس نظر (آلنباخ، ۱۹۶۶) پدیده معکوس شدگی در توالی گدازه‌ها سبب قرارگیری گدازه‌های جدیدتر در بعضی موارد در زیر گدازه‌های قدیمی‌تر در نقاطی از دماوند شده است. تعبیر و تفسیر پالینولوژی رخنمون نهشته‌های دیرین دریاچه ای، واقع در دامنه کوه آتشفشانی دماوند، کوه‌های البرز میانی، شمال ایران حاکی از تغییرات وسیع گیاهی در طول زمان و بر مبنای تغییرات آب و هوایی طی توالی زمانی، در کوتاه‌تر است. مطالعه حاضر نشان داد که پوشش گیاهی ناحیه‌ای منطقه مورد مطالعه در کوتاه‌تری پیشین از نوع استپ کوهستانی نیمه خشک بوده است (شارما و همکاران، ۲۰۱۴). با این حال، حضور و گسترش نسبی تعداد کمی از تاکسون‌های جنگلی تنک و آبی- مردابی، حاکی از شرایط آب و هوایی با فازهای (woodland خشکی کم است. بعضی از این فازهای آب و هوایی با خشکی نسبی کم در طی ۷۰ هزار ساله گذشته، هم‌زمانی با فازهای آب و هوایی در طی آخرین دوره‌های یخچالی، در ناحیه هیمالیا را نشان می‌دهد (شارما و همکاران، ۲۰۱۴).



الف



ب

شکل ۱: الف- نقشه زمین شناسی ایران (Shafaii Moghadam et al., 2016). ب- محدوده‌های مورد مطالعه (ریچارد و همکاران، ۲۰۰۶).

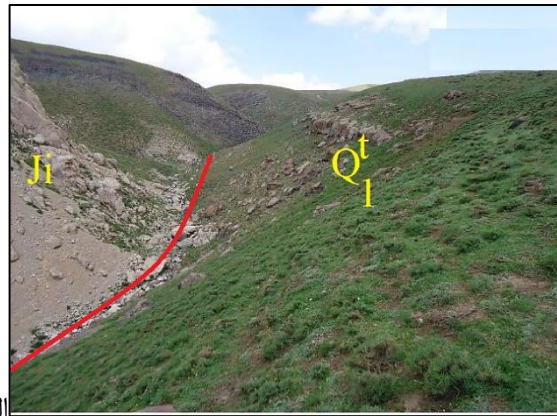
### زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

البرز مرکزی دربرگیرنده سنگ‌های نهشته‌هایی از پرکامبرین تا کواترنری است. منطقه مورد بررسی بخشی از رشته‌کوه‌های البرز و جزء بخش شرقی زون البرز مرکزی به شمار می‌رود و از لحاظ جغرافیایی در محدوده میان طول‌های ۵۲° ۱۵' تا ۷۷° ۵۰' و عرض‌های ۳۵° ۵۰' تا ۳۶° ۱۵' شمالی واقع است. در منطقه مورد مطالعه واحدهای سنگی کامبرین میانی-کامبرین پسین (سازند میلا) بطور ناکامل در منطقه وجود دارد که به ترتیب از پایین به بالا شامل دولومیت خاکستری رنگ و سیلتی قرمز رنگ با لایه های ماسه سنگی قرمز و سفید می‌باشد (اشتوکلین و همکاران، ۱۹۶۴). قدیمی ترین واحدهای سنگی پالئوزوئیک در منطقه، سازند مبارک است که این

سازند شامل سنگ آهک‌های خاکستری تیره تا سیاه رنگ با لایه بندی نازک تا ضخیم لایه و گاهی دارای رخساره بیومیکرواسپارایت، بیواسپارایت و بیوکلاستی هستند و سنگواره براکیوپود در درون آن‌ها دیده می‌شود. سازند روته (واحد پرمین) شامل تناوبی از سنگ آهک، شیل، آهک ماسه‌ای و ماسه‌سنگ با لایه‌بندی نازک تا متوسط است. از نظر سنگ شناسی سازند الیکا (تریاس) از آهک دولومیتی دانه ریز دارای آثار کرم مانند (آهک ورمیکوله)، آهک خاکستری الیتی، آهک خاکستری تا بژرنگ تشکیل شده است (اشتوکلین، ۱۹۷۲). سازند لار (ژوراسیک بالایی) از لحاظ لیتولوژی شامل سنگ آهک های نازک لایه میکریتی تا توده‌های ولی متراکم حاوی نودولهای چرت و یا لایه‌های سیلیسی می‌باشد (شکل ۲-الف) (آسرتو، ۱۹۶۶). سازند تیزکوه (کرتاسه بالایی) در قاعده دارای افقی از خاک‌های قرمز و رسوبات آهنگار دانه نخودی (پیزولیتی) می‌باشد. سپس با آهک‌های تخریبی زرد رنگ با میان لایه‌های کنگلومرای قرمز تداوم یافته و سرانجام به آهک‌های دانه ریز اوربیتولین دار و آهک‌های ضخیم لایه رودیست و گاستروپوددار ختم می‌شود (شکل ۲-ب) (درویش زاده، ۱۳۸۳). سازند فجن (PEf) با ضخامت حدود ۱۵۰۰ متر از کنگلومرای پلی ژنتیک، ماسه سنگ‌های قرمز، مارنهای ماسه‌ای، آگلومرا و گدازه‌های آندزیتی (به صورت میان لایه) تشکیل شده است (درویش زاده، ۱۳۸۳). سن این سازند به پالئوسن تا ائوسن زیرین نسبت داده می‌شود. سازند زیارت (PEz) از مارن‌های ژپس دار و آهک‌های ضخیم لایه تا توده‌های با فسیل‌های نومولیتس، دیسکوسیکلینا و دوکفه‌ای تشکیل شده است. این سازند با سن ائوسن زیرین بر روی سازند فجن و در زیر توف‌های سبز کرج قرار گرفته است (درویش زاده، ۱۳۸۳). شدت تکاپوی آتشفشانی البرز در طی ترشیری ادامه یافته، چنان که در اواخر ائوسن و الیگوسن به حداکثر خود رسیده و بعد از یک دوره آرامش نسبی در پلیوسن دوباره تکاپوی شدید داشته است. فوران‌های ائوسن و الیگوسن در سراسر مناطق البرز ارتفاعات قزوین، تاکستان، آب ترش منجیل، کوه‌های طالش، اطراف تهران، پرندک ساوه، حسن آباد، قم، سمنان، دامغان تا ماسوله اکثراً از انواع آندزیت، داسیت و ریولیت است و با توده‌های ایگنمبریتی و توفی فراوان و نهشته‌های ریزشی و نهشته‌های جریان‌های پامیس و لاهار همراه بوده است (غلامی، ۱۳۸۰). ترکیب نمونه‌های قدیمی البرز اکثراً کالکوالکالن هستند، ولی به تدریج به قطب آلکالن متمایل شده‌اند؛ چنان که نمونه‌های ائوسن فوقانی در مناطق طالقان از نوع آلکالن پتاسیک (سری شوشونیتی آنالیزم دار) می‌باشند که نظیر آن در آذربایجان شرقی (میانه) و سیلان و ایران مرکزی (جنوب غرب نائین) نیز وجود دارد. فوران‌های پیلوکواترنری در اکثر نقاط البرز، آلکالن سدیک یا پتاسیک است. فعالیت دماوند با خروج بازالت آلکالن البوین دار آغاز شده و سپس با تفریق ماگمای سازنده بازالت آلکالن، گدازه‌های میانه تا اسیدی تشکیل شده‌اند بطوری که سنگ‌های تراکی آندزیتی و تراکییتی و آذرآواری‌ها، مخروط کنونی آتشفشان دماوند جوان را ساخته‌اند (امیدی، ۱۳۸۶). نهشته‌های پیروکلاستیک شامل نهشته‌های جریان‌های پیروکلاستی، توف و برش‌های آتشفشانی است که به طور کلی حجم کمتری نسبت به گدازه‌ها دارند (امیدی، ۱۳۸۶). بر اساس شواهدی مانند پایان زمان فرورانش در ایران و ارائه داده‌های سنایی رادیومتریک توده‌های پلوتونیک و روانه‌های گدازه پیرامون دماوند، چنین به نظر می‌رسد که پس از اتمام فرورانش، ماگمای سازنده دماوند به صورت پلوم طی کاهش فشار، افزایش دما از یک گوشته لیتوسفری متاسوماتیزه، منشأ گرفته باشد (اسکندری و همکاران، ۲۰۱۹).



ب



الف

شکل ۲: الف- نمایی از آهک‌های لار در جنوب شرقی روستای پلور. ب- تصویری از واحدهای آهکی صخره ساز الیکا در دامنه شرقی دره هراز.

### روش مطالعه

طی عملیات صحرائی، در نمونه برداری سیستماتیک، تعداد ۷۰ نمونه برداشت و مقطع نازک از آنها تهیه و مطالعه شد. به منظور بررسی و تعیین مقدار عناصر اصلی، فرعی و کمیاب موجود در نمونه های منطقه، تعداد ۱۸ نمونه سنگ کل انتخاب و به روش طیف سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP - MS) در شرکت کانساران بینالود و زر آزما کشور ایران تجزیه شدند.

#### - سنگ نگاری

پس از انجام مطالعه مقطع نازک سنگ‌های گروه آذرین بیرونی عبارتند از: (۱) بازالتیک تراکی آندزیت فوییدار، (۲) تراکی آندزیت، (۳) الیوین بازالت و (۴) لامپروفیرها که در ادامه به بررسی این سنگ ها خواهیم پرداخت.

#### الف- بازالتیک تراکی آندزیت

بافت این سنگ‌ها پورفیریک با خمیره میکرولیتیک است. پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا بی شکل و با اندازه‌های متفاوت در متن سنگ مشاهده می‌شوند. از خصوصیات آن‌ها می‌توان به ماکل آلبیت-پریکلین، آلبیت-کارلسیاد اشاره نمود. بر اساس خصوصیات نوری و ضریب شکست پلاژیوکلازها از نوع لابرادوریت تا آنورتیت هستند. در این پلاژیوکلازها بافت‌های عدم تعادل از جمله انواع بافت غربالی و منطقه‌بندی نوسانی دیده می‌شود. آکالی فلدسپار به صورت شکل‌دار تا بی شکل و بر اساس خصوصیات نوری و ضریب شکست از نوع سانیدین هستند. پیروکسن از نوع اوژیت به صورت شکل‌دار تا بی شکل و در برخی موارد با ماکل دوتایی در متن سنگ مشاهده می‌شود. هائوین (Hauyne) به صورت شکل‌دار تا ستونی در متن خمیره سنگ مشاهده نمود. فلوگوپیت‌ها به صورت شکل‌دار تا پولکی که در اغلب موارد به شدت دگرسان شده‌اند. از عمده‌ترین اذخالی‌های موجود در این فلوگوپیت‌ها می‌توان به آپاتیت اشاره نمود (شکل‌های ۳-الف). آمفیبول‌ها به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل که در اغلب موارد به شدت دگرسان شده‌اند. خمیره از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، آکالی فلدسپار، پیروکسن، هائوین، نفلین، لوسیت و کانی‌های اوپاک و شیشه تشکیل شده است. میکرولیت‌ها بر بعضی نمونه‌های این گروه به صورت بافت جریانی مشاهده می‌شوند.

#### - الیوین بازالت (آکالن)

الیوین بازالت‌های منطقه شیب ملایم به طرف شمال دارند و گدازه‌ها بین واحدهای آبرفتی ناپیوسته حاصل از رودخانه هراز و شعب آن قرار دارند. در رسوبات این منطقه قطعات پامیس و گدازه تراکی آندزیتی دماوند دیده می‌شوند که به عقیده (حسن زاده و همکاران، ۱۳۸۰) حاکی از بیرون ریزی تراکی آندزیت‌ها پیش از آکالی الیوین بازالت‌ها است. بافت پورفیریک با خمیره میکرولیتیک و تراکیتی در آنها مشاهده می‌شود. الیوین به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل و با فراوانی نسبتاً متوسط مشاهده می‌شوند. پیروکسن از نوع اوژیت به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل و در برخی موارد با ماکل دوتایی و با فراوانی زیاد نسبت به الیوین‌ها در متن سنگ مشاهده می‌شود. خمیره

از میکروولیت های پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، پیروکسن، الیوین و کانی های اوپاک تشکیل شده است. در این نمونه ها اغلب کانی های مافیک موجود در خمیره توسط کانی های اوپاک و کلسیت جانشین شده اند. از کانی های فرعی می توان به کانی های اوپاک شکل دار تا بی شکل تک بلور و بیوتیت های بی شکل تا نیمه شکل دار پراکنده در متن خمیره سنگ اشاره نمود (شکل ۳-ج).

#### - تراکی آندزیت

در آنها بافت پورفیریک با میکروولیتیک و تراکیتی مشاهده می شود. پلاژیوکلازها (Pl) در این گروه از سنگ ها به صورت شکل دار تا بی شکل و با ماکل آلیت - کارلسباد و به ندرت با بافت منطقه بندی مشاهده می شوند. ترکیب این کانی ها با توجه به خصوصیات نوری از نوع اولیگوکلاز تا آندزین هستند. آلکالی فلدسپارها (Afs) به صورت شکل دار (کشیده) و هم به صورت فنوکریست و هم ریز بلور در خمیره مشاهده می شوند. این کانی ها از نوع سانیدین هستند. آمفیبول ها (Am) به صورت شکل دار تا بی شکل با فراوانی نسبتاً متوسط دیده می شوند. از خصوصیات این آمفیبول ها می توان به دگرسانی بسیار شدید این کانی ها و همچنین اوپاسیته شدن در حاشیه اشاره نمود. از محصولات دگرسانی این کانی ها می توان بیوتیت و کانی های اوپاک را برشمرد. پیروکسن از نوع اوژیت به صورت شکل دار تا بی شکل در متن سنگ مشاهده می شود. خمیره از میکروولیت های پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، پیروکسن و کانی های اوپاک تشکیل شده است. در این نمونه ها اغلب کانی های مافیک موجود در خمیره در توسط کانی های اوپاک جانشین شده اند (شکل ۳-د).

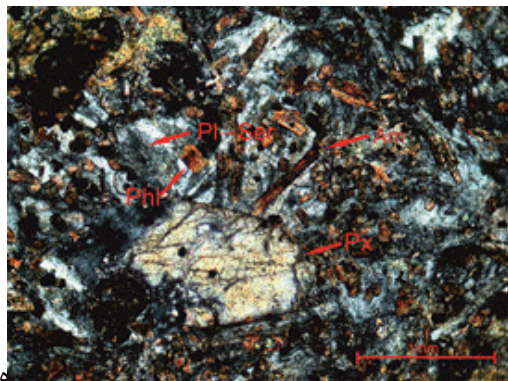
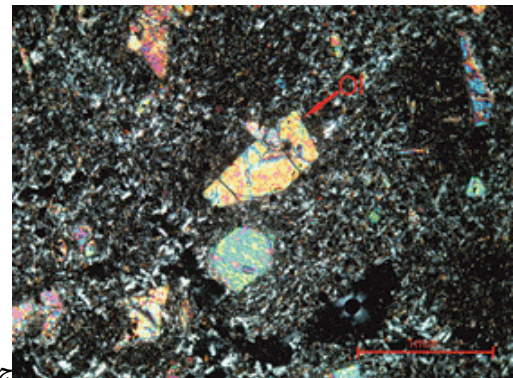
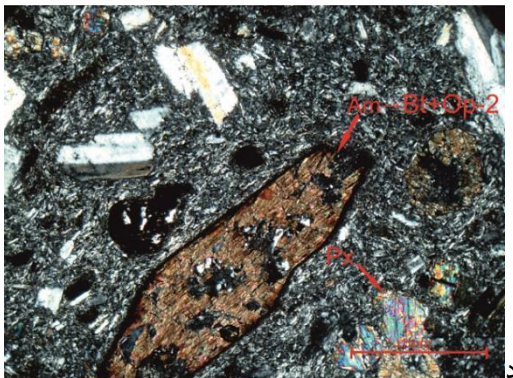
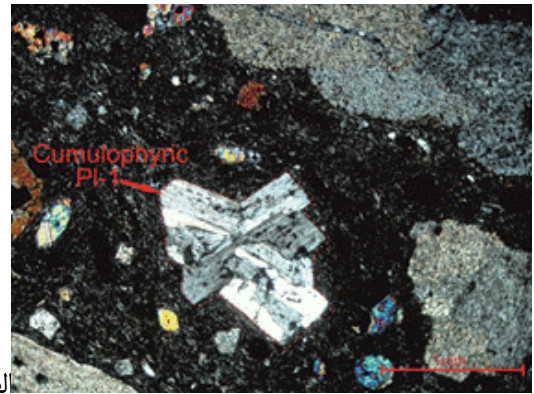
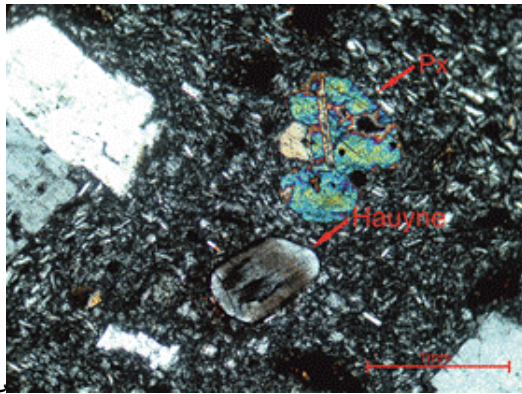
#### - لامپروفیر (مینت)

این سنگ ها بافت دلریتی داشته و فلدسپارها (Afs) به صورت شکل دار تا بی شکل با فراوانی نسبتاً متوسط مشاهده می شوند. این کانی ها در بین پیروکسن ها و الیوین ها دیده می شوند. آلکالی فلدسپار از نوع سانیدین و با ماکل کارلسباد هستند. از خصوصیات پلاژیوکلازها می توان به ماکل آلیت - پریکلین و آلیت - کارلسباد اشاره نمود. عمده ترین ادخال ها در این فلدسپارها از نوع آپاتیت هستند. شایان ذکر است، آلکالی فلدسپارها دارای فراوانی بیشتری نسبت به پلاژیوکلازها هستند. پیروکسن ها (Px) به صورت شکل دار تا بی شکل و با فراوانی کمتر نسبت به الیوین ها در متن سنگ مشاهده می شود. از خصوصیات الیوین ها می توان به جانشینی بسیار شدید و کامل آن ها اشاره نمود. شناسایی این الیوین ها از روی شکل خارجی بلور و محصولات جانشین شده امکان پذیر می باشد. این کانی ها اغلب توسط تالک، سرپانتین، بیوتیت، ایدینگزیت و کانی های اوپاک جانشین شده اند. آمفیبول های این گروه از سنگ ها دارای فراوانی کمتری نسبت به فلوگوپیت های موجود در این گروه از سنگ ها هستند. از محصولات دگرسانی این کانی ها می توان بیوتیت و کانی های اوپاک را برشمرد. خمیره از پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، پیروکسن، الیوین، کانی های اوپاک و شیشه تشکیل شده است. در این نمونه ها اغلب خمیره شیشه توسط سریسیت و کلریت (Devitrification) جانشین شده اند (شکل ۳).

#### - ژئوشیمی سنگ های منطقه

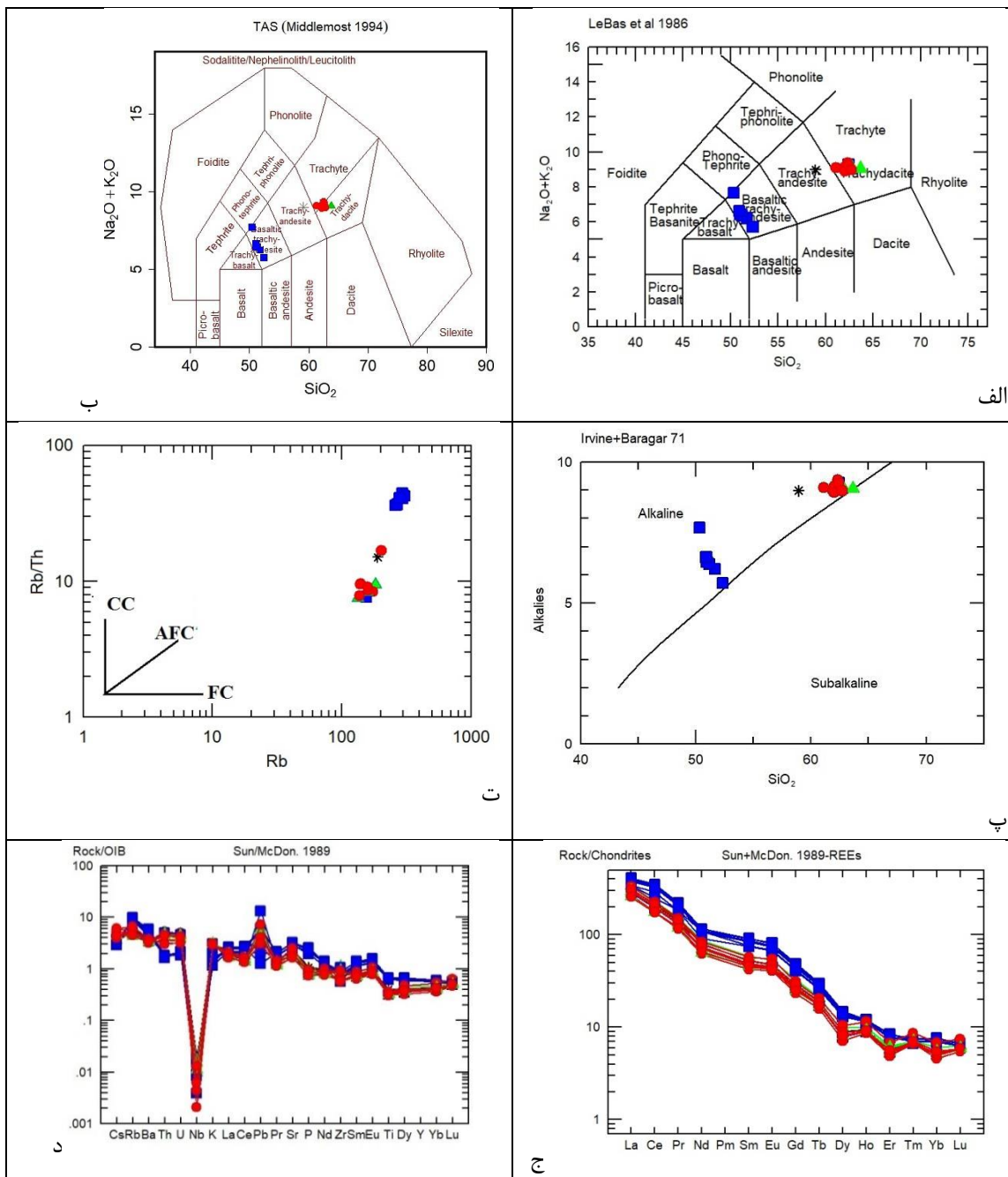
در جدول ۱ نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی (جدول ۱) مشاهده می شود. در نمودار (لوباس و همکاران، ۱۹۸۶) و (میدلموست، ۱۹۹۴)، نمونه سنگ های آتشفشانی پلور و جاده هراز در محدوده های تراکی بازالت، بازالت و تراکی آندزیت قرار می گیرند (شکل ۴-الف وب). همچنین بر پایه مرز تقسیم بندی سربهای نیمه قلیایی و قلیایی (Irvine & Baragar, 1971)، سنگ های مورد مطالعه، در محدوده آلکالن و مرز ساب آلکالن قرار می گیرند (شکل ۴). (Tchameni et al., 2006) از نمودار تغییرات نسبت Rb/Th در برابر Rb برای تشخیص فرایندهای تبلور تفریقی، آلیش پوسته ای و تبلور تفریقی همراه با هضم در سنگ ها استفاده نموده اند، در این نمودار نمونه های مورد مطالعه روندی تقریباً صعودی نشان می دهد که بیانگر فرایند تبلور تفریقی همراه با هضم (AFC)، در تحولات ماگمایی سنگ های مورد مطالعه می باشد. در این نمودار در مذاب های بازالتی بیشتر تحت کنترل تبلور بخشی (FC) است. اما با توقف ماگما و تفریق احتمال آلودگی پوسته ای نیز حاصل شده است. (شکل ۴-د). لازم بذکر است که روندهای مشخص شده بر روی شکل ها عبارتند از: CC: آلیش پوسته ای، AFC: تبلور تفریقی همراه با هضم، FC: تبلور تفریقی.

	SiO[2]	TiO[2]	Al[2]O[3]	Fe[2]O[3]	FeO	MnO	MgO	CaO	Na[2]O	K[2]O	P[2]O[5]	SO3
P10	63.63	0.96	13.66	2.47	2.37	0.08	2.63	4.33	4.58	4.46	0.61	0.07
P3	50.99	1.89	12.75	3.44	4.80	0.13	8.72	8.94	4.47	1.98	1.60	0.05
P8	51.70	1.80	13.08	3.35	4.81	0.13	8.23	9.21	3.97	2.24	1.23	0.07
P14	50.35	1.92	12.76	3.44	4.83	0.13	8.71	8.48	4.00	3.67	1.43	0.05
P7	52.34	1.88	13.01	3.44	4.97	0.14	8.10	8.81	4.01	1.70	1.33	0.07
P12	51.21	1.93	13.00	3.48	4.86	0.13	8.59	8.65	4.19	2.19	1.43	0.07
P13	50.92	1.93	12.62	3.47	5.46	0.13	8.65	8.46	4.23	2.40	1.44	0.07
T5	58.93	1.15	17.00	2.67	2.96	0.07	2.51	4.86	4.76	4.22	0.67	0.05
R8	61.95	0.99	16.25	2.49	2.23	0.07	2.31	4.05	4.74	4.23	0.48	0.05
R27	62.42	0.93	16.10	2.44	1.98	0.07	2.21	3.88	4.81	4.46	0.49	0.06
R18	62.24	0.95	15.96	2.45	2.05	0.07	2.35	4.01	4.81	4.40	0.52	0.05
R15	62.34	0.92	16.05	2.43	1.97	0.07	2.32	3.88	4.86	4.50	0.48	0.05
R24	62.07	0.95	16.21	2.45	2.10	0.07	2.29	4.00	4.76	4.37	0.53	0.05
R3	62.02	0.88	16.04	2.41	1.98	0.10	2.12	4.84	4.65	4.27	0.47	0.08
R4	62.81	0.92	16.04	2.42	2.05	0.07	1.98	3.97	4.72	4.37	0.47	0.05
R12	62.42	0.94	15.68	2.45	2.06	0.07	2.26	4.16	4.80	4.45	0.54	0.05
R28	61.12	1.02	16.25	2.53	2.36	0.08	2.56	4.20	4.82	4.27	0.59	0.05
R5A	62.72	0.92	16.18	2.42	2.05	0.07	2.07	3.93	4.67	4.31	0.46	0.05



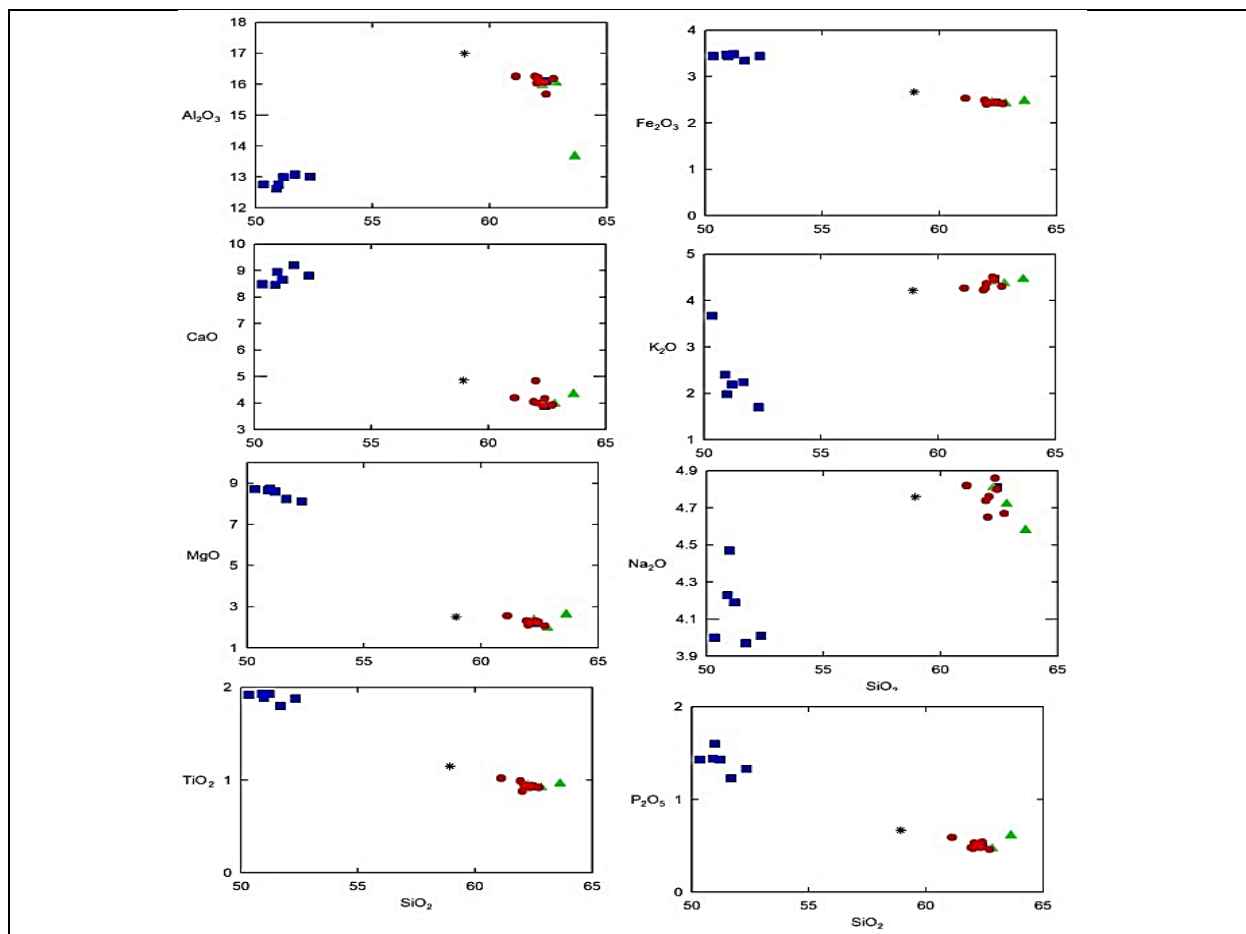
شکل ۳: الف- نمایی از فنوکریست اجتماعی پلاژیوکلاز بدون بافت عدم تعادل و با بافت کومولوفیریک در خمیره در سنگ بازالتیک تراکی آندزیت. ب- نمایی از بلورهای هائوین در سنگ بازالتیک تراکی آندزیت. ج- نمایی از فنوکریست های الیوین (Ol) در الیوین بازالت. د- نمایی از فنو کریست های آمفیبول نیمه شکل دار دگرسان شده به بیوتیت و کانی های اوپاک و بیروکسن در تراکی آندزیت. و- نمایی از آمفیبول، پلاژیوکلاز و آکالی فلدسپار (سانیدین) موجود در لامپروفیر. ه- نمایی از پلاژیوکلاز، آمفیبول، فلوگوپیت و بیروکسن موجود در لامپروفیر.

● : آندزیت      ■ : بازالت      ★ : بازالت آندزیت      ▲ : تراکی آندزیت



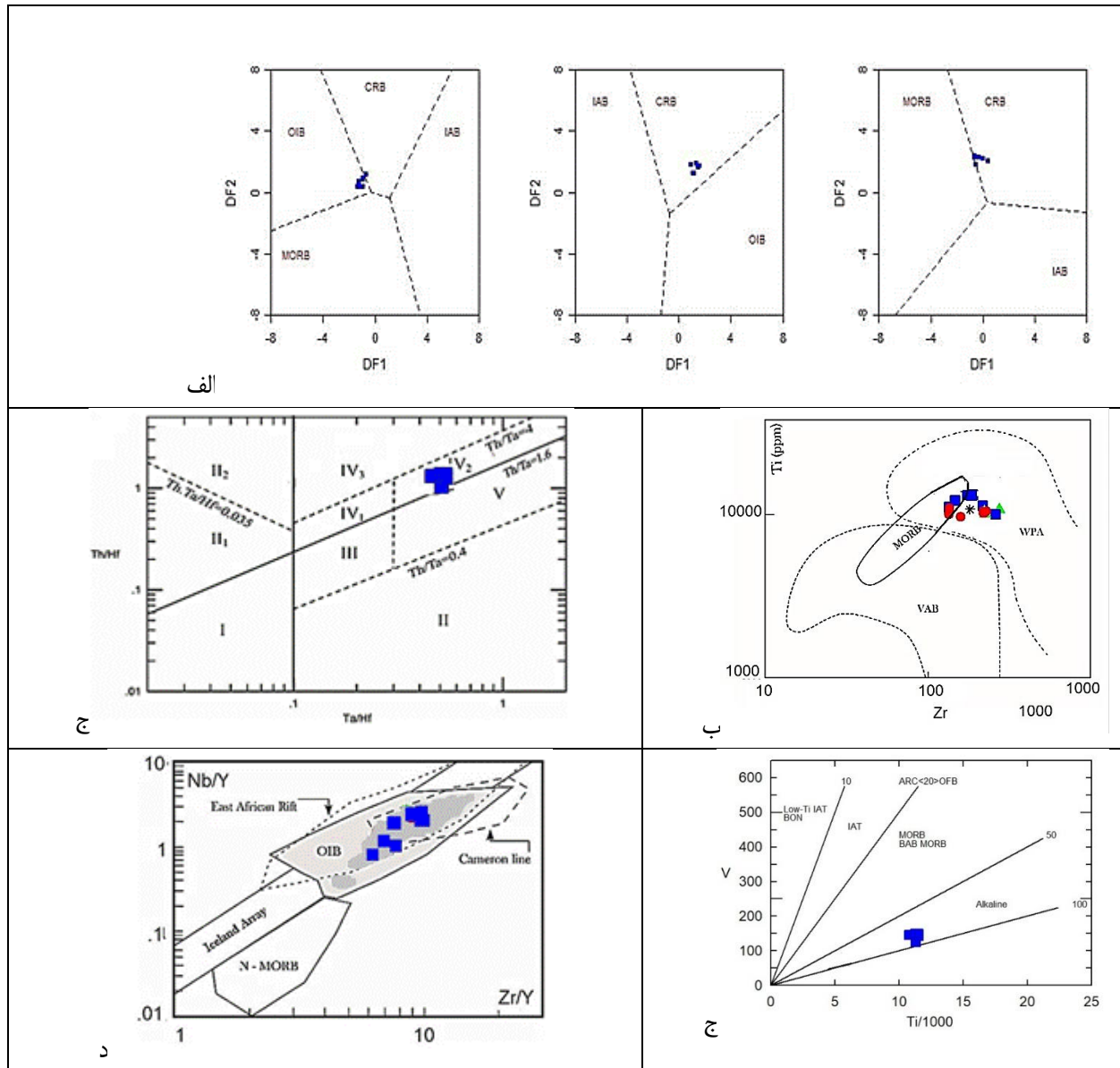
شکل ۴: الف- نمودار LeBas et al., 1986. ب- نمودار سه تایی عناصر کمیاب Th-Co (Hastie et al., 2007) جهت تفکیک محدوده‌های تولییتی و کالکوالکالن و موقعیت نمونه‌های منطقه در آن. بازالت: B، بازالت-آندزیت: BA/A و داسیت و ریولیت: D/R -ب- نمودار (Irvine & Baragar, 1971). ت- نمودار (Tchameni et al., 2006). ج- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت. د- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به OIB.

یکی دیگر از ویژگیهای بسیار شاخص نمونه‌های منطقه، الگوهای به شدت تفریق یافته عناصر خاکی کمیاب REE است. مقادیر پائین HREE به دلیل حضور گارنت  $\pm$  هورنبلند در تفاله ذوب بخشی ناحیه منشاء است. ناهنجاری منفی Ti نیز که از خواص ماگماهای مناطق فرورانش است (ویلسون، ۱۹۸۹) در نمودارهای عنکبوتی این مطالعه دیده می‌شود ولی ناهنجاری منفی Nb و Ta که به طور معمول باید با ناهنجاری Ti دیده شوند در نمونه‌های بازالتی خفیف است. در نمونه‌های تراکی آندزیتی نیز طیف وسیعی از ناهنجاری منفی تا مثبت Nb و Ta مشاهده می‌گردد. در حالی که Zr دارای ناهنجاری مثبت خفیفی است. ناهنجاری‌های منفی مذکور همراه با ناهنجاری مثبت Pb ممکن است در اثر آلودگی پوسته‌ای نیز ایجاد شود. تهی بودن از عناصر HFS می‌تواند ناشی از حضور اکسیدهای آهن-تیتان، روتیل، ایلمنیت و هورنبلند در سنگ‌های اکلوزیتی پوسته اقیانوسی یا پوسته تحتانی مافیک قارهای باشد زیرا این عناصر در این فازها شدیداً سازگارند (ویلسون، ۱۹۸۹). کاهش REE از آلکالی بازالت‌ها به سمت تراکی آندزیت‌ها می‌تواند در نتیجه تفریق فازهای کمیاب به ویژه آپاتیت باشد. کاهش Zr مربوط به تفریق زیرکن است. وجود گارنت (مقادیر خیلی کم) در فازهای کومولایی و زیرکن و نسل‌های مختلف آپاتیت بیانگر تأثیر این کانیها در روند تفریق عناصر کمیاب است. نمودارهای چند عنصری نیز تهی شدگی عناصر مذکور و P در تراکی آندزیت‌ها نسبت به بازالت‌ها را نشان می‌دهند. به طور کلی الگوهای عناصر کمیاب آلکالی بازالت‌های دماوند در نمودارهای چند عنصری، انطباق کاملی با یک محیط تکتونیک ندارند و ویژگیهای هر دو محیط فرورانش و OIB را دارا می‌باشند. اگرچه این سنگ‌ها تمایل بیشتری به الگوهای شبه OIB دارند. همان طور که در نمودارهای هارکر دیده می‌شود (شکل ۵) تغییرات اغلب اکسیدهای اصلی در برابر سیلیس به صورت روندهای به نسبت پیوسته با همبستگی بالا است. از آلکالی بازالت‌ها به سمت تراکی آندزیت‌ها افزایش  $K_2O$  و کاهش  $MgO$ ،  $Fe_2O_3$ ،  $CaO$ ،  $TiO_2$ ،  $MnO$  دیده می‌شود. این روندها متناسب با افزایش سیلیس را می‌توان در درجه اول به تبلور تفریقی نسبت داد. همبستگی منفی قوی  $MgO$ ،  $Fe_2O_3$  و  $MnO$  با  $SiO_2$  می‌تواند ناشی از تفریق کانی‌های البوین و پیروکسن در مراحل اولیه تبلور ماگما باشد.  $CaO$  نیز متناسب با افزایش  $SiO_2$  کاهش می‌یابد که به دلیل احتمال تفریق پلاژیوکلاز و کلینو پیروکسن است. در نمودار تغییرات  $TiO_2$  در مقابل  $SiO_2$  روند نزولی مشاهده می‌شود، به این دلیل که عنصر Ti می‌تواند در مراحل اولیه تفریق ماگمایی در ساختمان کانیهای فرومنیزین مانند پیروکسن و هورنبلند وارد شود. روند منفی مشاهده شده در نمودار  $P_2O_5$  در مقابل  $SiO_2$  را نیز می‌توان به تبلور آپاتیت نسبت داد.



شکل ۵: نمودارهای هارکر

ورما و همکاران (۲۰۰۶) بر مبنای تبدیل لگاریتمی نسبت‌های عناصر اصلی، چند نمودار را برای تفکیک محیط تکتونیکی سنگ‌های بازیک و الترابازیک معرفی کرده‌اند که نمونه‌های آکالی بازالتی منطقه در این نمودارها در محدوده بازالت‌های ریف‌ت قارهای و OIB قرار می‌گیرند.



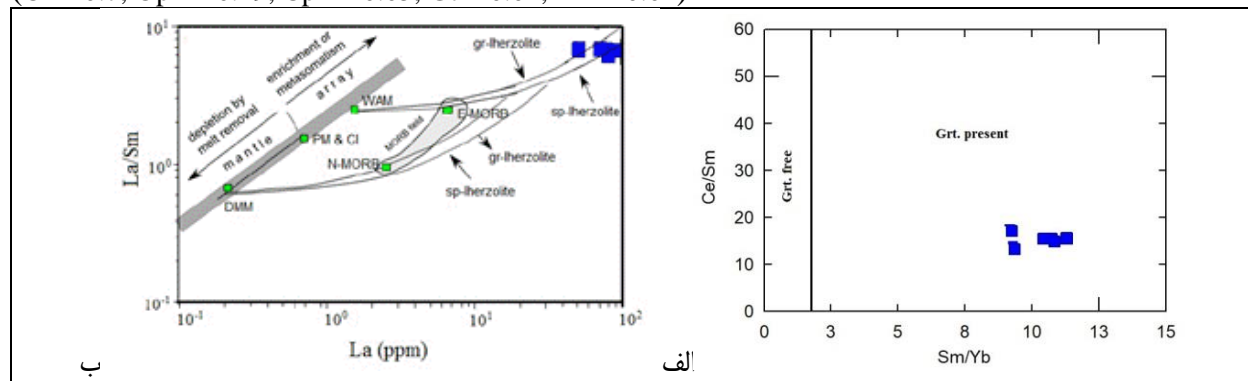
شکل ۶: الف- نمودار های (Werma et al., 2006). ب- نمودار (Pearce (1982). پ- موقعیت نمونه ها در نمودار لگاریتمی Th/Hf در برابر Ta/Hf از (Wang et al., 2001). ج- نمودار (Shervas, 1982). د- نمودار Zr/Y در مقابل Nb/Y (Fitton, 2007). (Coban, 2007). حساسیت توزیع

بر اساس نمودار Pearce (1982) سنگ‌های منطقه در محدوده آتشفشان‌های درون صفحه‌ای (WPB) قرار می‌گیرند (شکل ۶-ب). بنابراین بررسی‌های (Davidson et al., 2000) تراکی آندزیت‌های دماوند نزدیک به محدوده درون صفحه‌ای (within plate lava) هستند و با سنگ‌های کمان آتشفشانی (Island Arc Lava) هم پوشانی ندارد، این مولفان معتقدند که در خارج از حریم دماوند رژیم فشاری حاکم بوده است، در صورتی که در اطراف آتشفشان رژیم‌های تنشی امتداد لغز جوانتر و فعالتر می‌باشند. در نموداری که بر اساس نسبت‌های Zr/Y در مقابل Nb/Y رسم شده نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ریف‌ت درون ورقه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۶-ج). با استفاده از تغییرات نسبت Sm/Yb می‌توان به حضور و یا نبود گارنت در خاستگاه گوشته‌ای پی برد (Coban, 2007). حساسیت توزیع عناصر نادر خاکی (REE) بین مذاب و سنگ مادر خاستگاه مذاب‌های گوشته‌ای در حضور گارنت زیاد است چرا که عناصر نادر خاکی

سنگین (HREE همانند Yb) ضریب توزیع بالایی در گارنت داشته و لذا وقتی گارنت به صورت یک فاز پایدار در سنگ مادر حضور داشته باشد تمرکز HREE در مذاب کاهش خواهد یافت. بنابراین نسبت Sm/Yb در مذاب‌های بخشی گوشته‌ای در حضور گارنت نسبت به حالتی که گارنت حضور ندارد بالاتر است. (Hawkesworth et al, 1994) در که تغییرات نسبت‌های Sm/Yb در برابر Ce/Sm را نشان میدهد، نسبت  $Sm/Yb=2.5$  معیار تفکیک دو محدوده گوشته گارنت-دار و بدون گارنت است. با توجه به شکل موقعیت سنگ‌های مورد بررسی در محدوده‌ای با مقدار Sm/Yb بیش از ۵.۲ قرار گرفته که نشان دهنده تعادل مذاب با سنگ‌های گوشته‌ای گارنت‌دار (گارنت لرزولیت) است. گارنت لرزولیت شاخص قلمروی با ۳۰ کیلو بار فشار و دمای بیش از ۱۳۰۰ درجه سانتیگراد از اعماق ۶۰ تا ۸۰ کیلومتری است (Mckenzie and Onions, 1991).

لوتارد و همکاران، ۲۰۰۸ بر اساس مدل‌سازی ذوب بخشی، پیشنهاد نموده‌اند که آکالی بازالت‌ها در نتیجه ذوب بخشی درجه پایین بین ۲ تا ۱۰ درصد یک گوشته شدیداً متاسوماتیزه به وجود آمده‌اند و درصد بالای  $K_2O$  را به حضور یک فاز پتاسیک مانند فلوگوپیت در ناحیه منشأ گوشته‌ای نسبت داده‌اند. ایشان ترکیب سنگ منشأ لرزولیتی را به صورت زیر پیشنهاد داده‌اند که در حین فرایند ذوب فلوگوپیت به طور کامل مصرف میشود. این منشأ گوشته‌ای در نتیجه تأثیر سیالات/مذاب مشتق شده از فرورانش غنی شده است لوتارد و همکاران، ۲۰۰۸).

(Ol = 0.7, Opx = 0.19, Cpx = 0.05, Gt = 0.04, Phl = 0.02)



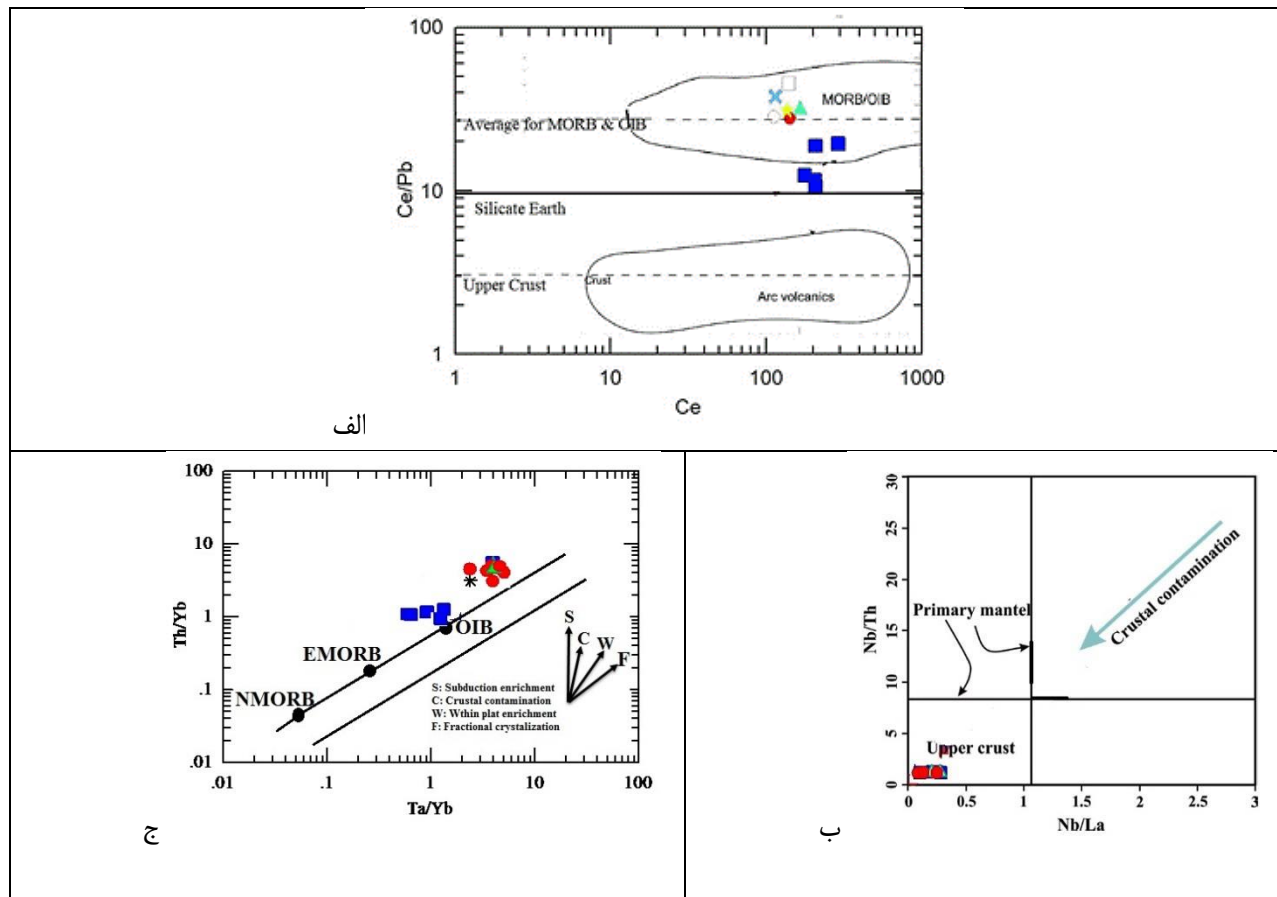
شکل ۷: الف- نمودار (Coban, 2007) ب- نمودار La در برابر La/Sm برگرفته از (Aldanmaz et al, 2006) همانطور که در شکل مشاهده می‌شود سنگ‌های منطقه در محدوده گوشته غنی شده قرار دارند و در محدوده ذوب بخشی گارنت لرزولیت قرار دارد.

در برخی منابع بالا بودن نسبت Ce/Pb را از اختصاصات منشأ گوشته‌ای بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) معرفی نموده‌اند (لوسترینو، ۲۰۰۵) همان، طور که در نمودار Ce/Pb در برابر Ce آکالی بازالت‌های منطقه و نیز ماگمای اولیه دیده می‌شود در محدوده گوشته‌ای MORB/OIB قرار گرفته‌اند ولی برخی نمونه‌ها به دلیل آلیش بعدی با پوسته و بالا رفتن مقادیر سرب به ترکیب پوسته قاره‌ای نزدیک شده‌اند. در نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb نمونه‌های بازالتی منطقه در محدوده OIB قرار گرفته‌اند که نشان دهنده منشأ آستونوفری است و نیز تا حدودی غنی شدگی دارد (شکل ۸-الف). اما نمونه‌های دیگر از محدوده تبلور بخشی خارج و آلودگی پوسته قاره‌ای روند C یا آلودگی با مواد قبلی غنی شده توسط فرورانش روند S یا مواد به ارث رسیده از فرورانش مربوط به زمان قبل از کواترنری نشان می‌دهند.

از دیگر شاخص‌های مهم آلیش پوسته‌ای نسبت‌های بالای Ba/Zr است. در بازالت‌های قاره‌ای آلیش یافته با پوسته این میزان بین ۲ تا ۰ تغییر میکند (هوانگ و فلور، ۱۹۹۸) میانگین این نسبت در بازالت‌های منطقه ۶.۴۹ است. همچنین ممکن است مقدار بالای نسبت (K/Nd بیش از ۳۰۰) از آلیش پوسته‌ای ناشی شود. این نسبت در بازالت‌های دماوند دارای دامنه وسیعی از ۱۶۸ تا ۳۹۸ (میانگین ۳۰۰) می‌باشد. این نسبتها نیز می‌توانند علاوه بر آلیش پوسته توسط فرایندهای دیگر نیز تحت تأثیر قرار بگیرند و

بیانگر بازیافت مواد پوسته‌ای در منشا باشند (لوسترینو، ۲۰۰۵). الگوی غنی شدگی Th، U، Sr، Ba و Pb و بالا بودن نسبت‌های Th/La و پایین بودن نسبت‌های Sm/La را بایستی به آرایش منشاء با مواد پوسته‌ای و نه آرایش پوسته‌ای نسبت داد. وجود آنومالی‌های قوی سرب در چنین نمونه‌هایی می‌تواند حاکی از آرایش منشأ با مواد پوسته‌ای باشد (تایلور و مک لنن، ۱۹۸۵).

(Turner et al., 1996) برای بررسی پدیده آغشتگی با پوسته نمودار Rb/Ba در برابر Ti/Y را ارائه نموده‌اند. در این نمودار موقعیت پوسته زیرین (Lc) و بالایی (Uc) نشان داده شده و محدوده لامپروئیت به عنوان ماگمای حاصل ذوب بخشی کم و در تعادل با گوشته گارنت‌دار و محدوده MORB به عنوان ماگمای حاصل از سست کره در نظر گرفته شده است. نمونه‌های مورد مطالعه روند خطی از پوسته زیرین (Lc) به سمت پوسته فوقانی (Uc) را نشان می‌دهند. میتوان عامل غنی شدگی این سنگها از عناصر LILE را در نتیجه آغشتگی به پوسته دانست. نمونه‌های مورد مطالعه روند خطی از پوسته زیرین (Lc) به سمت پوسته فوقانی (Uc) را نشان می‌دهند (شکل ۸-الف). در نمودار Xu et al., 2015 نیز نمونه‌های منطقه در محدوده پوسته فوقانی قرار گرفته که نشان دهنده آغشتگی ماگما در خلال بالا آمدن با ترکیبات پوسته است.



شکل ۸: الف- نمودار Ce/Pb در برابر Ce جهت تشخیص منشأ سنگهای آتشفشانی. ب- نمودار (Xu et al., 2015). ج- نمودار تعیین ویژگی محل منشأ بازالت‌های منطقه از (Pearce, 1983).

### محیط تکنو ماگمایی

بر اساس نتایج سن سنجی ایزوتوپی این آتشفشان از ۱/۸ میلیون تا ۷۳۰۰ سال پیش در طی چند فاز فعالیت داشته است. مخروط فعلی دماوند (دماوند جوان) در حدود ۶۰۰ هزار سال پیش و در جنوب دهانه کهن‌تر و فرسایش یافته با نام دماوند کهن ساخته شده است (Davidson et al., 2004). فعالیت زمین ساختی در البرز ناشی از همگرایی خرد صفحه ایران مرکزی به سمت اوراسیا، حرکت حوضه خزر جنوبی نسبت به اوراسیا و جنبش برشی چپ گرد رو به شمال باختر حوضه دریای خزر نسبت به اوراسیاست (Ritz et al., 2006) که تلفیق آنها موجب به وجود آمدن یک رژیم زمین ساختی ترافشاری با روند شمال، شمال خاور- جنوب، جنوب باختر در البرز شده است (Vernant et al., 2004; Ritz et al., 2006). تغییر رژیم زمین ساختی از ترافشاری به تراکششی فعال با محور کشش باختر، شمال باختری- خاور، جنوب خاوری در بخش میانی البرز مرکزی گزارش شده است (Ritz et al., 2006) که طبق ارزیابی ایشان بین ۱ تا ۵ میلیون سال پیش شروع شده است و با زمان فعالیت آتشفشانی دماوند (۱/۸ میلیون سال تا ۷۳۰۰ مطابقت دارد (Davidson et al., 2004).

روند قرارگیری گدازه‌ها در شرق دماوند، در یک مسیر NW-SE قابل توجه است. هیچ دهانه منفردی برای خروج محصولات بازیک این محدوده شناسایی نشده است و مطابق آخرین بررسی‌های انجام شده احتمالاً این گدازه‌ها از یک شکاف خطی و به واسطه فعالیت یک گسل امتدادلغز با روند NW-SE بر روی ارتفاعات نواحی روستایی نوا، گیلان، ایرا و نیاک فوران نموده‌اند (امیدیان، ۱۳۸۶). ولی گدازه‌های بازالتی پلور هم از نظر مختصات قرارگیری و هم از نظر آرایش فورانی با هم گروه‌های خود در شرق آتش

فشان دماوند اختلاف دارند. مطالعات ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که دو گروه بازالتی واقع در پلور و شرق آتشفشان دماوند و گروه آندزیتی پیکره اصلی دماوند، با یکدیگر قرابت ژنتیکی ندارند و از دو مخزن جداگانه در ترازهای عمقی متفاوت سرچشمه گرفته‌اند و همچنین با استفاده از داده های سن مطلق و بررسی های سن نسبی، وقوع فعالیت‌هایی با ترکیب تراکی آندزیتی قبل از فوران بازالتی نشان داده شد (پندآموز، ۱۳۷۷؛ حسن زاده و همکاران، ۱۳۸۰؛ امیدیان، ۱۳۸۶، دیویدسون و همکاران، ۲۰۰۴). با توجه به مطالعات صورت گرفته ژئو مغناطیسی شکل و نحوه قرارگیری بازالت‌های پلور در اطراف جاده هراز تغییر رژیم تنشی البرز مرکزی و تقابل روند ساختاری مهم البرز را نشان می‌دهد. توده‌های بازالتی پلور از یک مخزن فورانی نشأت گرفتند و در عمق مشخصی به دلیل عوارض کنترل کننده زیرسطحی تکتونیکی، از دو مجرای متفاوت حرکت خود را در زیرسطح تا سطح ادامه داده اند (اسکوئی و همکاران، ۱۳۹۷). به طور کلی بر اساس پژوهش‌هایی که محققان مختلف تاکنون روی آتشفشان دماوند انجام داده‌اند، جایگاه تکتونیکی متفاوت را برای ماگماتیسیم دماوند و مناطق اطراف آن مطرح کرده‌اند، که عبارتند از:

۱- ماگماتیسیم آلکالن درون قاره‌ای در مراحل آخر کوهزایی (امامی و همکاران، ۱۳۷۲)

۲- فرورانش پوسته اقیانوسی نتوتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران (امامی و همکاران، ۱۳۷۲)، (Aftabi and Atapour, 2002)، (Brousse and Moine Vaziri 1982)، (Liotard et al., 2008)، (Mehdizadeh et al., 2002). که افزایش  $K_2O$  سنگ‌های آتشفشانی را از کمربند ماگمایی ارومیه دختر تا آتشفشان دماوند را به افزایش عمق زون بنیوف نسبت داده‌اند. سن رویداد فرورانش را به شروع فرورانش پوسته شبه اقیانوسی خزر در نئوژن پسین (پریستلی، ۱۹۹۴) یا قدیمی‌تر از آن به تشکیل کمربند زاگرس (Aftabi and Atapour, 2002)، مرتبط می‌دانند. اگرچه شواهد ژئوفیزیک حضور ورقه فرورانده در زیر دماوند و البرز مرکزی را تأیید نمی‌کند، ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگماتیسیم دماوند که مرتبط با محیط تکتونیکی پس از برخوردی البرز است، مشابه با ویژگی‌های ژئوشیمیایی محیط‌های پس از برخوردی تبت (گائو و همکاران، ۲۰۰۴) است که حضور یک ورقه قدیمی پیشنهاد شده است (لوتارد و همکاران، ۲۰۰۸).

۳- نقطه داغ درون صفحه ای (Davidson et al., 2000)

۴- بالا آمدگی گوشته و جدا شدن و فرو افتادن بخش تحتانی لیتوسفر به درون آستوسفر (Jung et al., 1976; Mirnejad et al., 2010)

(دیویدسون و همکاران، ۲۰۰۰، و میرنژاد و همکاران، ۲۰۱۰) نیز بر پایه ویژگی‌های ژئوشیمیایی، ماگماتیسیم دماوند را در ارتباط با نقطه داغ یا پلوم مرتبط با دلامیناسیون لیتوسفری در نظر می‌گیرند. بر پایه داد های ایزوتوپی استرانسیم و نئودیمیم سنگ‌های ولکانیک دماوند شباهت زیادی به OIB را نشان می‌دهند. اخیراً اسکندری، ۱۳۹۵ نیز اشاره کرده است که ماگمای اولیه و الکالی الیوین بازالت های دماوند ویژگی‌های بینابین OIB و مرتبط با فرورانش را نشان می‌دهند که مشارکت مواد بازیافت شده از لیتوسفر نقش مهمی در خاستگاه منشأ داشته است. بنابراین میرنژاد و همکاران، ۲۰۱۰ غنی شدگی منبع گوشته شبیه به جزیره اقیانوسی همراه با آلودگی اندک پوسته فوقانی نسبت می‌دهند و آن را در ارتباط با دلامیناسیون لیتوسفر زیر قاره در پاسخ به کوتاه شدگی پوسته می‌دانند. مدل ژئودینامیکی پیشنهادی توسط اسکندری، ۱۳۹۵ برای منشأ ماگماتیسیم دماوند نشان دهنده نقش پوسته تحتانی، گوشته لیتوسفری و آستوسفری با نسبت‌ها و درصد تاثیرهای مختلف در تشکیل ماگمای اولیه است. جهت تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودارهای متعدد مربوطه استفاده شده و جایگاه نمونه‌ها در این نمودارها نشان از آن دارد که بطور کلی این سنگ‌ها خصوصیات آلکالن دارند و در یک محیط ریفت درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند.

### نتیجه گیری

در مسیر جاده هراز و اطراف منطقه پلور سنگ‌های آتشفشانی از آلکالی البوین بازالت تا تراکی آندزیت مشاهده می‌شود. بر خلاف روند ساده تفریق، از آلکالی بازالت‌ها به سمت تراکی آندزیت‌ها کاهش LREE و برخی عناصر LIL را شاهد هستیم. نمودارهای چند عنصری نیز تهی شدگی عناصر مذکور و P در تراکی آندزیت‌ها نسبت به بازالت‌ها را نشان می‌دهند. به طور کلی الگوهای عناصر کمیاب در نمودارهای چند عنصری، ویژگیهای محیط OIB را نشان می‌دهند. مقایسه برخی از شاخص‌های آلاینش پوسترهای مانند نسبت‌های عنصری نشان می‌دهد که تراکی آندزیت‌ها دچار آلاینش پوسترهای به میزان بیشتری نسبت به آلکالی البوین بازالت‌ها شده‌اند. بطور کلی این سنگ‌ها خصوصیات آلکالن دارند و در یک محیط ریفت درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند.

## منابع

- اسکندری، الف، ۱۳۹۵. بررسی تحولات ماگمایی گدازه های آتشفشان دماوند با تکیه بر ویژگیهای کانی شناسی و ژئوشیمیایی، پایان نامه دکتري، دانشگاه خوارزمي
- اسکوئی، ب، روحانی، م، ج، امیدیان، ص، عابدی، م، ۱۳۹۷. تحلیل داده های مغناطیسی روی بازالت های منطقه پلور. نشریه پژوهشهای ژئوفیزیک کاربردی. دوره ۴. شماره ۲. ۳۳۳-۳۳۷ص.
- امامی، م، ه، ایران نژادی، م، ر، ۱۳۷۲. مطالعه پترولوژی و ولکانولوژی آتشفشان دماوند، مجله علوم زمین، شماره ۲.
- امیدیان، ص، ۱۳۸۶. تعیین جایگاه زمین ساختی آتش فشان دماوند بر اساس شواهد ساختاری و ژئوشیمیایی، پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم دانشگاه تهران.
- امیدی، صفیه، ۱۳۸۶. تعیین جایگاه زمینساختی آتشفشان دماوند بر اساس شواهد ساختاری و ژئوشیمیایی. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- پند آموز، ع، ۱۳۷۷. تعیین جایگاه روانه های بازالتی در توالی آتشفشان دماوند، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- درویش زاده، ع، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران نشر امیرکبیر، ۳۴۳ ص.
- حسن زاده، ج، پندآموز، ع، دیویدسون، ج، استوکی، د، باشکوه، ب، ۱۳۸۰. نگاهی بر تاریخ تکون آتشفشان دماوند بر پایه ی دادههای ژئوشیمی و سن سنجی جدید، پنجمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.
- غلامی، نسترن، ۱۳۸۰. مطالعه آذرآواری جنوب شرق دماوند. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- معین وزیری، ح، ۱۳۷۷. دیباچه های بر ماگماتیسیم در ایران، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۴۴۵ ص.
- Abbassi A., Nasrabadi A., Tatar M., Yaminifard F., Abbassi M., Hatzfeld D., Priestley K., (2010). Crustal velocity structure in the southern edge of the Central Alborz (Iran), *Journal of Geodynamics* 49(2), pp. 68-78.
- Aftabi A., Atapour H., (2002). Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran, *Episodes* 23, pp. 119-125.
- Aldanmaz, E., Köprübaşı, N., Gürer, Ö.F., Kaymakçı, N. and Gourgaud, A., (2006). Geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: implications for mantle sources and melting processes. *Lithos*, 86(1), pp.5076.
- Allen M B., Ghassemi MR., Shahrabi M., Qorashi M., (2003). Accomodation of the late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Struct Geolgy* 25, pp. 659–672.
- Allenbach P., (1966). *Geologie und Petrographie des Damavand und seiner Umgebung (Zentral-Elbruz, Iran)*. Mitt Geol Inst ETH, Univ. Zu` rich 63, pp. 114.
- Assereto R., (1966). The Jurassic shemshak formation in central Elburz (Iran).
- Asudeh I., (1982). Seismic structure of Iran from surface and body wave data. *Geophysical Journal International*. 71(3) , pp. 715-730.
- Berberian M., (1976). An explanatory note on the first seismotectonic map of Iran, a seismotectonic review of the country. *Contribution to the seismotectonic of Iran (Part III)*.
- Brousse R., Moine Vaziri H., (1982). La association shoshonitique du Damovand (Iran) *Sonferdruck aus der Geologischen Rundschau*, Band 71, pp. 687-699 .
- 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.
- Davidson, J.P., Hassanzadeh, J., Berzins, R., Pandamouz, A., Turrin, B., and Young, A., 2000, Magmagenesis and evolution at Damavand volcano, Iran: *Journal of Conference Abstracts*, v. 5, p. 334.
- Dehghani G., Makris J., (1984). The gravity field and crustal structure of Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*. pp. 215-229.

- Eskandari A., Deevsalar, R., De Rosa, R., Shinjo, R., Donato, P., Neill, I. (2019). "Geochemical and isotopic constraints on the evolution of magma plumbing system at Damavand Volcano, N Iran", LITHOS, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105274>.
- Fitton, J. G., 2007- The OIB Paradox. Geological Society of America, Special Paper 430: 387-412.
- Gao S., Rudnick RL., Yuan HL., Liu XM., Liu YS., Xu WL., Ling WL., Ayers J., Wang XC., Wang QH., (2004). Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature*, 43, pp. 892-897.
- Hastie AR., Kerr AC., Pearce JA., Mitchell SF., (2007). Classification of altered volcanic islandarc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48, pp. 2341-2357.
- Hawkesworth C J., Gallagher K., Hergt JM., McDoermott F., (1994). Destructive plate margin magmatism: Geochemistry and generation *Lithos* 33, pp. 169 – 188.
- Hoang N., Flower M., (1998). Petrogenesis of Cenozoic basalts from Vietnam: implication for origins of a 'diffuse igneous province, *Journal of Petrology* 39(3) , pp. 369-395.
- Irvin T., Baragar WRA., (1971). A guide to the Chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of earth Science Letters* 8, pp. 523-548.
- Jung D., Kuersten M O C., Tarkian M., (1976). Post-Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian Plate, In: Pilger, A., Roesler, A. (Eds.), *Afar between Continental and Oceanic Rifting*, 2, pp. 175-181.
- Le Bas MJ., Le Maitre RW., Streckeisen A., Zanettin B., (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, pp. 745-750.
- Liotard JM., Dautria j M., Bisch D., Condmines j., Mehdizade H., Ritz F., (2008). Origin of the absarokite–banakite association of the Damavand volcano (Iran): trace elements and Sr, Nd, Pb isotope constraints, *International Journal of Earth Sciences*, 97, pp. 89-102.
- Lustrino M., (2005). How the delamination and detachment of lower crust can influence basaltic magmatism. *Earth-Science Reviews*, 72(1) , pp. 21-38.
- Mckenzie DP., Onions RK., (1991). Partial melt distvibutions from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology*, 1, pp. 1021-1091.
- Mehdizadeh H., Liotard JM., Dautria JM., (2002). Geochemical characteristics of an intracontinentnal shoshonitic association: the example of the Damavand volcano, Iran, *Comptes Rendus Geoscience*, 334, pp. 111-117.
- Middlemost, E. A. K., 1985. *Magma and magmatic rocks, An Introduction to igneous petrology*. Longman Group U.K., PP 73 – 86.
- Mirnejad H., Hassanzadeh J., Cousens BL., Taylor BE., (2010). Geochemical evidence for deep mantle melting and lithospheric delamination as the origion of the inland Damavand volcanic rocks of northern Iran, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198, pp. 288-296.
- Pearce JA., (1982). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, *John Wiley and Sons, U.K.*, pp. 525–548.
- Priestley K., Baker C., Jackson J., (1994). Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the South Caspian Basin and surrounding regions, *Geophys*, 118, pp. 111–141.
- Richards J., Wilkinson D., Ullrich T., (2006). Geology of the Sari Gunay epithermal gold. *Economic Geology*, 101(8), pp. 1455-1496.
- Ritz JF., Nazari H., Ghassemi A., Salamati R., Shafei A., Solaymani S., Vernant P., (2006) Active transtension inside Central Alborz: a new insight into northern Iran–southern Caspian geodynamics. *Geology*, 34, pp. 477–480.
- Shafaii Moghadam H., Stern RJ., Griffin WL., Khedr MZ., Kirchenbaur M., Ottley CJ., Whattam S., Kimura JI., Ghorbani G., Gain GS., Reilly SYO., Tamura A., (2019). Subduction initiation and back-arc opening north of Neo-Tethys: Evidence from the Late Cretaceous Torbat-e-Heydarieh ophiolite of NE Iran. *Research Geological Society of America*.
- Sharma, j., Alimohammadian H., Bhattacharyya A., Singh Ranhotra P., Djamali M., Scharrer S., Angela A., Bruch, A., (2014). Exploratory palynological analysis of Quaternary lacustrine deposits around Damavand volcano, Northern Iran. *JGeope*, 4 (1), pp. 1-10.

- Schandl ES., Gorton MP., (2002). Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, 97, pp. 629-642.
- Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and planetary science letters*, 59(1), pp.101-118.
- Soudoudi F., Yuan X., Kind R., Heit B., Sadidkhouy A., (2009). Evidence for a missing crustal root and a thin lithosphere beneath the Central Alborz by receiver function studies. *Geophys J Int*, 177 (2), pp. 733–742.
- Stöcklin J., (1974). Northern iran: Alborz mountains. Geological Society, London, Special Publications, 4(1) , pp. 213-234.
- Tchameni R., Pouclet A., Penay J., Ganwa AA., Toteu SF., (2006). Petrography and geochemistry of the Ngaondere Pan – African granitoids in Central North Cameroon: Implication for their sources and geological setting. *Journal of African Earth Sciences*, 44, pp. 511 –529.
- Taylor SR., McLennan SM., (1985). The continental crust: its composition and evolution.
- Turner S., Arnaud N., Liu J., Rogers N., Hawkesworth C., Harris N., Vanclasteren P., Deng W., (1996). Post-collision, Shoshonitic Volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of lithosphere and the Source of ocean island basalt. *Journal of Petrology*, 37(1):45-71.
- Verma SP., Guevara M., Agrawal S., (2006). Discriminating four tectonic settings: Five new geochemical diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks based on log—ratio transformation of major-element data. *Journal of Earth System Science*, 115(5) , pp. 485-528.
- Vernant P., Nilforoushan F., Chery J., Bayer R., Djamour Y., Masson F.,Tavakoli F., (2004). Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. *Earth and planetary science letters*, 223(1-2) , pp. 177-185.
- Wang, YN., Zhang, C. J., Xiu. SZ., 2001- Th/Hf-Ta/Hf identification of tectonic setting of basalts. *Acta Petrol Sin(in Chinese)*., Vol. 17(3), PP. 413-421.
- Wilson M., (1989). *Igneous petrogenesis A global tectonic approach*. Unwin Hyman, London, 466 pp.
- Xu, c., Ague, JJ., (2015). Analysis of experimental data on divalent cation diffusion kinetics in aluminosilicate garnets with application to timescales of peak Barrovian metamorphism, Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 170 (2), 1-27.