

کانی‌شناسی، سنگ‌زنایی مجموعه‌ی آتشفشنای سهند، شمال غرب ایران

فرهاد پیرمحمدی^{۱*}، علی عامری^۱، احمد جهانگیری^۱، منصور مجتبه‌ی^۱، چانگ هوا چن^۲، محمد کسکین^۳

۱-گروه زمین‌شناسی دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
۲-موسسه تحقیقاتی علوم زمین، دانشگاه سینیکا، تایوان
۳-گروه زمین‌شناسی دانشگاه استانبول، استانبول، ترکیه

(دریافت مقاله: ۱۲/۱۸/۸۸، نسخه نهایی: ۵/۶/۸۹)

چکیده: در منطقه‌ی جنوب شرقی تبریز، سنگ‌های آتشفشنای سهند با سن پلیوکواترنری در بخش شمال غربی زون ایران مرکزی رخنمون دارند. این مجموعه شامل سنگ‌های آذرآواری (توف و ایگنیمیریت) و گدازه‌ها (ریولیت، ریوداسیت، داسیت و آندزیت) است که با مرز دگرشیب روی واحدهای رسوبی با سن میوسن قرار دارد. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل پلازیوکلاز و هورنبلندند که در یک خمیره‌ی ریز بلور و شیشه‌ای قرار دارند. بافت این سنگ‌ها پورفیری است. کانی‌شناسی ناهمگن، شواهد زمین‌شیمیایی، صحرایی و بافتی همچون بافت غربالی در پلازیوکلازها، حاشیه‌های خلیجی در تمام بلورها، منطقه‌بندی نوسانی در پلازیوکلازها، بالا بودن مقدار کوارتز اصلی و حضور برونبوهمهای کاملاً گرد شده نشان دهنده‌ی این است که مآگمای اولیه حین صعود، دستخوش دگرگونی‌های مآگمایی از جمله جدایش، تبلور بخشی، هضم و آلایش شده است. در دگرگونی مآگمایی سنگ‌های آتشفشنای سهند فرایندهای (AFC) موثر بوده که با شواهد کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی قابل درک است. بررسی ترکیب شیمیایی سنگ‌های حدودهای می‌گیرند. الگوی عناصر کمیاب خاکی این سنگ‌ها به شدت جدا شده است و در گستره‌ی مآگمایی پتسیم متوسط قرار نشان می‌دهد که مآگمایی تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های یاد شده کلسیمی-قلیایی است و در گستره‌ی مآگمایی پتسیم منفی Eu است. محیط زمین‌ساختی این سنگ‌ها در گستره‌ی کمان‌های مآگمایی پس از برخورد و کمان‌های حاشیه‌ی قاره‌ای فعال قرار می‌گیرد.

واژه‌های کلیدی: سهند؛ پلیو-کواترنری؛ ایران مرکزی؛ گدازه‌های قلیایی؛ محیط پس از برخورد.

گسترش گستره‌ای دارند. بطوری که می‌توان کامل ترین پیوندهای با فعالیت آتشفشنایی پس از برخورد از میوسن میانی تا پلیوسن را مشاهده کرد^[۱]. بررسی‌های زیادی توسط افراد مختلف در ارتباط با فعالیت‌های آتشفشنایی و پلوتونیسم پس از برخورد صورت گرفته است^[۲-۴] که می‌تواند آگاهی‌های مفیدی را با تکامل زمین‌ساختی کمرندهای کوهزایی فراهم آورد. اعضای سری کلسیم-قلیایی شامل بازالت‌ها، آندزیتها، داسیتها و ریولیتها هستند و در آتشفشنایهای جزایر کمانی در حاشیه‌های فعال قاره‌ها و در کمرندهای کوهزایی

مقدمه

منطقه‌ی مورد بررسی در شمال غرب ایران، ۴۰ کیلومتری جنوب شرقی شهر تبریز بین طول جغرافیایی شرقی^۱ ۳۰°،
تار^۲ ۴۰° و عرض جغرافیایی شمالی^۳ ۳۷°، تار^۴ ۴۶°،
(شکل ۱) قرار دارد. آتشفشنای سهند از آتشفشنای‌های جوان در بخش شمالی کمرندهای مآگمایی ارومیه-دخت است که از اواخر میوسن تا پلیستوسن به صورت متناوب دارای فعالیت‌های انفجاری و خروج گدازه بوده است. گدازه‌های آتشفشنایی و نیمه آتشفشنایی اسیدی و تا حدودی حدودهای میوسن در این منطقه

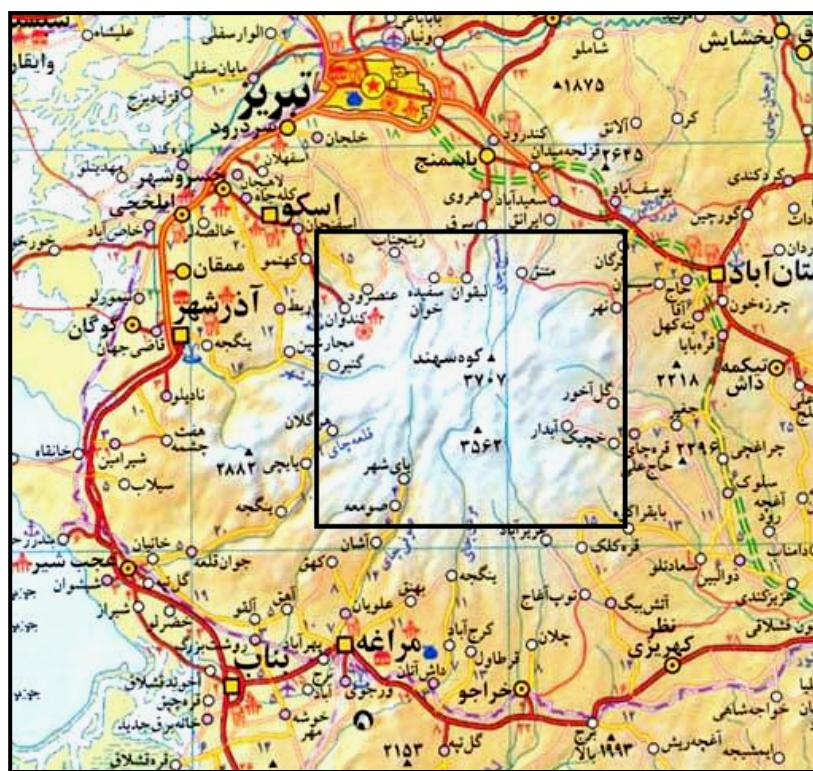
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۴۷۲ (۲۳۴۴۱۴۵)، نامبر: ۰۴۷۲ (۲۳۴۴۱۴۱)، پست الکترونیکی: Petrofarhad@yahoo.com

بین صفحه‌ی عربستان- اوراسیا قرار دارد. گستره‌ی مورد بررسی در رده‌بندی‌های زمین‌شناسی ایران در زون البرز- آذربایجان [۶] و زون آتشفشاری ترشیر- کواترنری [۷] قرار می‌گیرد. پس از برخورد دو صفحه‌ی عربستان و اوراسیا و رخداد سترشیدگی پوسته‌ای و بالاً‌آمدگی، دور جدیدی از فعالیت‌های آتشفشاری در این منطقه رخ داده است که احتمالاً سنی در حدود ۲/۸ میلیون تا ۱۲ میلیون سال را دارد [۵]. شکل ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه را نشان می‌دهد که از نقشه‌ی زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ بستان آباد و اسکو تهیه شده است.

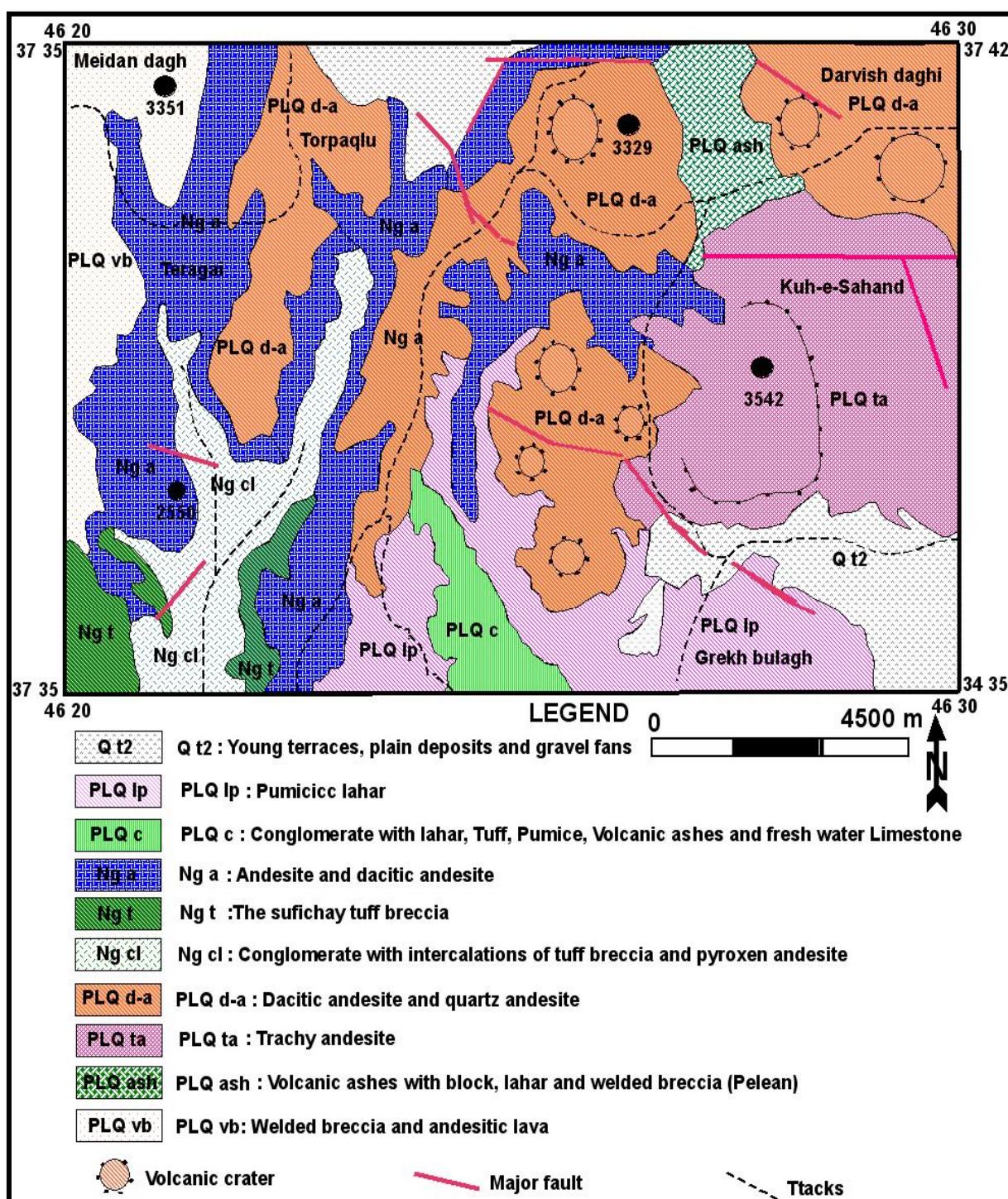
گستره‌ی پوشانده شده با فراورده‌های این آتشفشار از پایین به بالا، دارای پیوند سنگ‌شناختی زیر است [۸]: (۱) کنگلومرای آتشفشاری (آگلومرا). (۲) افق‌های پونس‌دار و گدازه‌های برشی و لاهار. (۳) گدازه‌های داسیتی و ریولیتی. بر اساس بررسی‌های انجام شده برروی سنگ‌های آتشفشاری و آذرآواری سهند، و با توجه به نتایج داده‌های زمین‌گاه‌شماری و روابط چینه‌شناسی حاکم بر سنگ‌های مورد بررسی [۱، ۸] مراکز آتشفشاری سهند از میوسن فوقانی تا اواخر پلیستوسن به طور متناوب در فعالیت بوده‌اند.

دیده می‌شوند. در حاشیه‌های فعال قاره‌ای، آندزیتها با مقدار کمی بازالت و مقدار زیادی داسیت و ریوداسیت همراهند. برای مثال آتشفشار فلات ارزروم- کارس در شمال شرقی ترکیه، کامل‌ترین پیوند رخنمون یافته از سنگ‌های آذرین پس از برخورد (Post collisional) است. گدازه‌ها و سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی از نظر زمانی و محیط زمین‌ساختی مشابه سنگ‌های آتشفشاری در ترکیه بوده و فوران این گدازه‌ها همراه با فعالیت گسل‌های بزرگ و شکستگی‌های ژرف پوسته صورت گرفته است و سنگ‌های مورد نظر ترکیب کلسیمی- قلیایی دارند [۵]. در این مقاله با توجه به اهمیت وجود سنگ‌های کلسیم- قلیایی در محیط پس از برخورد و وجود آنها در کمریند کوهزایی آلب- هیمالیا، بخصوص در نواحی مختلف ترکیه، سعی شده است تا کانی‌شناسی، سنگ‌شناختی، ژئوشیمی و سنگ‌زایی گدازه‌ها و سنگ‌های آذرآواری منطقه‌ی سهند بررسی و محیط زمین‌ساختی آنها بر اساس شیمی و شکل گیری‌های آنها تا حدودی روشن شود.

بررسی‌های زمین‌شناسی و صحراوی
منطقه‌ی آذربایجان به عنوان بخشی از نوار ماقمای البرز غربی- آذربایجان، در شمال غربی ایران و در زون برخوردي



شکل ۱ موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی منطقه‌ی مورد بررسی روی نقشه‌ی استان آذربایجان شرقی



شکل ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی، اقتباس از نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ استان آباد و اسکو، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور

جدیدترین فعالیت آتشفشارانی، پس از مراحل آرامش و خاموشی گدازه‌های اسیدی مانند داسیت و ریوداسیت فوران کرده‌اند که هم سن با گنبدهای نیمه‌آتشفشاری دیگر در منطقه‌ی

در مراحل اولیه‌ی فعالیت آتشفشارانی در سهند، گدازه‌های حد بواسطه با ترکیب مختلف فوران کرده و در انتهای میوسن، انتشار گستره‌ی پونس و خاکستر آتشفشاری رخ داده است و در

فراوان ترند.

مواد آذراواری سهند از خاکستر آتشفسانی، پامیس، لایپلی-های هسته‌دار، آگلومرا، ایگنیمیریت و مواد رسوب‌گذاری شده بعدی شامل کنگلومرا با تکه سنگ‌های آتشفسانی سخت نشده، لاهار، ماسه‌های آتشفسانی و رس‌های لایپلی‌دار تشکیل شده‌اند که اجزای آن‌ها را مواد عارضه‌ای، همزاد و جوان تشکیل می‌دهند. گسترش رسوب‌های آذراواری و رسوب‌های بعدی در منطقه به حدی است که روابط بین توده‌های مختلف را مبهم ساخته‌اند.

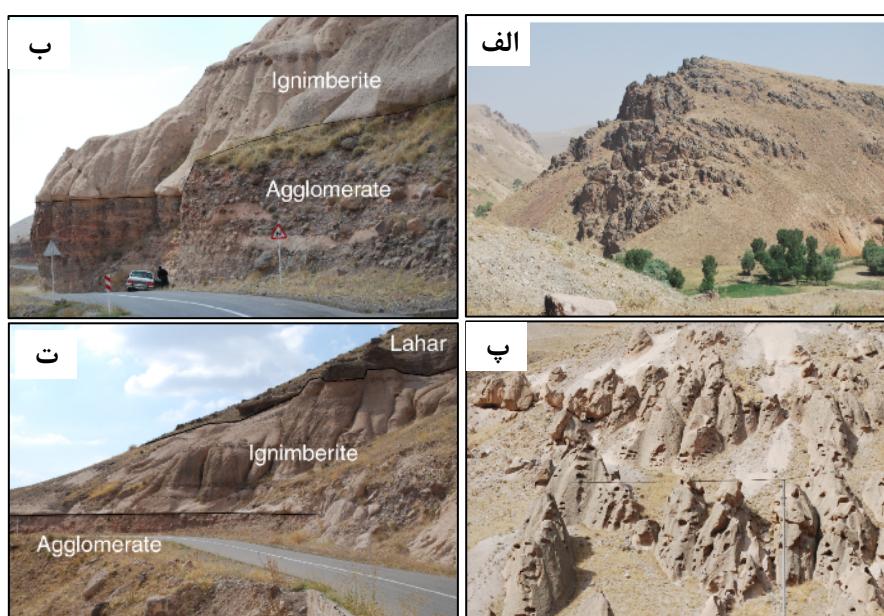
سنگ‌نگاری و کانی شناسی

بخش‌های مختلف توده‌ی آتشفسانی سهند در برخی از دره‌های بزرگ این منطقه به خوبی قابل مشاهده‌اند. کنگلومرا می‌باشد در منطقه‌ی سهند به صورت طبقاتی منظم و اندکی چین خورده در دره‌ها مشاهده می‌شوند. جنس قلوه‌های آن آندزیتی است که به سیله‌ی خمیره‌ای ریزدانه و رسی به هم چسبیده‌اند. این رسوب‌های لایه‌ای سرخ قرمز رنگ میوسن را در دره‌ی زینجناب در شمال سهند پوشانیده و از طرف دیگر در دره‌ی آذرشهر با رسوب‌های پلیوسن تبریز پوشیده شده است، لذا شروع فعالیت آتشفسانی را می‌توان به پونسین (آخرین اشکوب میوسن) نسبت داد [۱].

آذربایجان بوده و به مرحله‌ی آخر فعالیت آتشفسانی وابسته‌اند (شکل ۳ الف).

شکل‌های گنبدی در منطقه‌ی سهند به دو صورت گنبدهای آتشفسانی منفرد و بزرگ و توده‌های گنبدی شکل با اندازه‌های کوچک‌تر و متعدد دیده می‌شوند. همه‌ی گنبدهای آتشفسانی موجود در این منطقه، واحدهای رسوبی سازند قرمز بالایی را قطع کرده و سبب خردشده‌گی و شبیدار شدن سنگ‌های مجاور شده‌اند. همه‌ی این مجموعه آتشفسانی با رسوب‌های جوانتر آبرفتی و رسوب‌گذاری بعدی با سن پلیوسن پوشیده شده‌اند [۱].

آرایش و جای‌گیری خطی گنبدهای آتشفسانی سهند و ارتباط آن‌ها با مجموعه‌های دیگر آتشفسانی در آذربایجان، و نیز جایگیری گنبدهای نیمه آتشفسانی در هسته‌ی تاقدیس-های موجود در سازند قرمز بالایی در نقشه‌های بزرگ مقیاس، نشان می‌دهد گرچه روند کلی این آتشفسان‌ها خطی است و احتمال دارد در اثر حرکت‌های گسل‌های راستالغز و پیروی فعالیت‌های آتشفسانی از ساختارهای زمین‌ساختی منطقه انجام گرفته باشد، ولی فوران‌های آتشفسانی از نوع دهانه‌ی مرکزی بوده و شکافی نیستند. ترکیب گدازه‌های سهند از آندزیت تا داسیت، ریوداسیت و ریولیت تغییر می‌کند که داسیت‌ها



شکل ۳ الف) نمایی از گدازه‌های داسیتی و ریوداسیتی جوان در منطقه‌ی سهند، دید به سمت شمال شرقی. ب) واحدهای آذراواری شامل طبقات ایگنیمیریت که روی طبقات آگلومرا می‌قرار گرفته‌اند (دره چینی بلال)، دید به سمت شمال غربی. پ) فرسایش مخصوص ایگنیمیریت‌ها ناشی از نیروی مکانیکی آبهای روان که منظره‌ای ناهموار و بريده بريده و گاهی به صورت مخروطهای کنار هم چیده شده دیده می‌شوند، دید به سمت شمال. ت) طبقات لاهار، کنگلومرا و روانه‌های برشی داغ که روی ایگنیمیریت‌ها قرار دارند، دید به شمال غربی.

های برشی داغ یا به اصطلاح برش‌های روانی، از تکه پاره‌های گوشهدار آتشفشاری و خمیره‌ای سخت از جنس گدازه، تشکیل شده‌اند. برش روانی این منطقه، از نظر ریخت‌شناسی و رنگ از دور شبیه گدازه‌های بازالتی هستند، ولی از نزدیک برشی خودآواری است که تکه پاره‌های گوشهدار آن، با باقیمانده‌ی گدازه بهم جوش خورده است. جنس تکه پاره‌های این برش، از نوع داسیت یا ریوداسیت و ساخت آن هیالوپوروفیریتیک هستند. در اواسط فعالیت‌های آتشفشاری سهند، یعنی در اوایل دوره‌ی میوسن، فوران‌های آتشفشاری از نوع دهانه‌ی مرکزی که گدازه‌های کف مانند ببرون می‌ریخته‌اند، در سهند گسترش فراوان داشته‌اند. این گدازه‌ها که با انفجارهای آتشفشاری در منطقه انتشار می‌یافته، خاستگاه نهشته‌های پامیس‌دار سهند (ایگنیمیریت) بوده است که امروزه به صورت افق‌های سفیدرنگ و به حالت بین چینه‌ای با طبقات کنگلومرا و لاهار دیده می‌شوند.^[۸]

سنگ‌های آندزیتی در نمونه‌ی دستی، دارای طیف متنوعی از رنگ‌های خاکستری روشن، قهوه‌ای، سرخ و سبز تیره می‌باشند. ویژگی‌های سنگنگاری سنگ‌های آندزیتی عبارتند از:

- (۱) کانی‌های اصلی سنگ‌ها عبارتند از پلاژیوکلاز و هورنبلند که به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار، هم به صورت درشت بلور و هم کانی‌های ریزتر در متن قرار دارند. بافت سنگ‌ها پورفیری با خمیره‌ی ریز بلور است (شکل ۴ الف). اغلب درشت بلورها دارای ساختار منطقه‌ای (شکل ۴ ب) و بافت غربالی (شکل ۴ پ) هستند. درشت بلورهای پلاژیوکلاز دارای قطرک‌های شیشه‌ای هستند. در برخی از نمونه‌ها هورنبلندها دارای حاشیه‌ی سوخته و در برخی دیگر دارای حواشی تحلیل رفته‌اند (شکل ۴ ت). همچنین بعضی از هورنبلندها دارای بافت پوییکلیتیک هستند و در آن‌ها میانبارهایی از آپاتیت و اسفن و شیشه دیده می‌شوند. بیوتیت و اوزیت به مقدار کمتر در متن و گاه به صورت درشت بلور دیده می‌شوند. تعدادی از آمفیبولها و بیوتیتها دارای حاشیه‌ی کدری هستند و در اثر آکسایش شدید کانی‌ها به مجموعه‌ای از کانی‌های تیره تبدیل شده‌اند (شکل ۵ الف). شیشه با رنگ قهوه‌ای روشن و خاکستری کمرنگ حد فاصل کانی‌های دیگر را پر می‌کند.

- (۲) کانی‌های فرعی و عارضه‌ای شامل ریزبلورهایی از اوزیت، اسفن، آپاتیت، فلدسپار قلیایی و کانی‌های کدر هستند و بیشتر در متن و یا به صورت میانبار در کانی‌های دیگر قرار دارند.
- (۳) کانی‌های تجزیه‌ای عبارتند از سریسیت، کلریت، کلسیت، اپیدوت، زئولیت و پرهنیت.

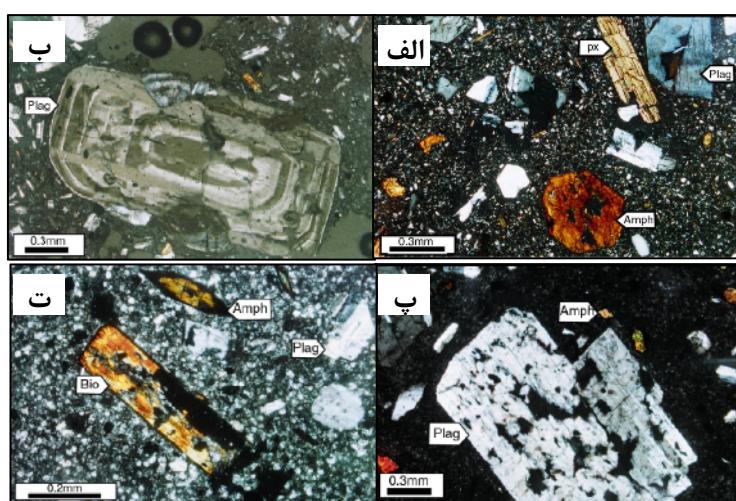
ایگنیمیریت‌ها از جمله واحدهای سنگی هستند که به طور گستردگی در این منطقه و مرکز تودهی آتشفشاری گسترش دارند و بر روی آگلومراها قرار داشته و آن‌ها را می‌پوشانند (شکل ۳ ب). ایگنیمیریت‌های سهند دارای ترکیب ریولیتی تا داسیتی با بافت اتاکسیتی هستند که فیام‌های پر شده از سیلیس، در مواردی همراه با کلسیت، ظاهری روان به سنگ داده است.^[۸] از نظر سنگ‌شناختی، ایگنیمیریت سهند از تکه پاره‌های گرد یا بیضی شکل پامیس (به قطر ۵۰ تا ۵۰ سانتیمتر) و تکه پاره‌های کوچک سنگ‌های آتشفشاری (با قطری به مراتب کوچکتر از تکه پاره‌های پامیس) و یک خمیره‌ی سفید یا گلی رنگ، تشکیل شده است. خمیره‌ی نامبرده، شامل ذرات ریز پامیس است. در سه مرحله‌ی انفجاری انتشار یافته‌اند. در حد فاصل مراحل انفجاری فعالیت‌های گدازه‌ای نیز وجود داشته‌اند. فرایندهای ثانویه پس از نهشته شدن شامل: جوش خوردگی و فشردگی، و تبلور گازهای به دام افتاده‌اند. همچنین تغییرات واپسیه به کاهش حجم تدریجی و سنگ‌شدگی نظیر: مسطح شدگی و درهم شکستگی خرد ریزهای شیشه‌ای آتشفشاری، کمبود فیام‌ها و گاهی از بین رفتن بافت اسفنجی تکه‌های پامیس، غالباً مشاهده می‌شوند. تخریب ایگنیمیریت‌ها پس از تشکیل و سهولت حمل تکه پاره‌های پامیس به سیلیله‌ی آب‌های روان به نقاط دورتر، موجب شده است تا هر اندازه از مرکز سهند دورتر شویم مقدار درصد پامیس در این واحدها افزایش یابد.^[۸] ایگنیمیریت‌ها در مناطق گستردگی از سهند نظیر گنبرچای، کندوان، زینجناب، لیقوان، سعیدآباد، قره چای، چینی بلاغ، اوجان چای و صوفی چای به خوبی دیده می‌شوند. فرسایش مخصوص ایگنیمیریت‌ها که ناشی از نیروی مکانیکی آب‌های جاری است، منظره‌ای ناهموار و بریده بریده و گاهی به صورت مخروطهای کنار هم چیده شده دیده می‌شوند (شکل ۳ پ). دهکده کندوان بهترین نمونه‌ی این ریخت‌شناختی است. با توجه به شواهد صحرایی سن این واحدها نیز به اواخر میوسن نسبت داده می‌شود.

توفها اغلب بین و یا زیر ایگنیمیریت‌ها قرار گرفته‌اند و از لحاظ سنگ‌شناسی بیشتر داسیتی و ریوداسیتی و کمتر آندزیتی هستند.^[۸] بین بالاترین لایه‌های ایگنیمیریتی و آخرین گدازه‌های سهند طبقات لاهار، کنگلومرا و روانه‌های برشی داغ قرار گرفته‌اند (شکل ۳ ت). بخش‌های سازنده‌ی لاهار و کنگلومرا، از قلوه سنگ‌های آتشفشاری (داسیت و ریوداسیت) تشکیل شده است که در خمیره‌ی ناهمنگ قرار گرفته‌اند. روانه-

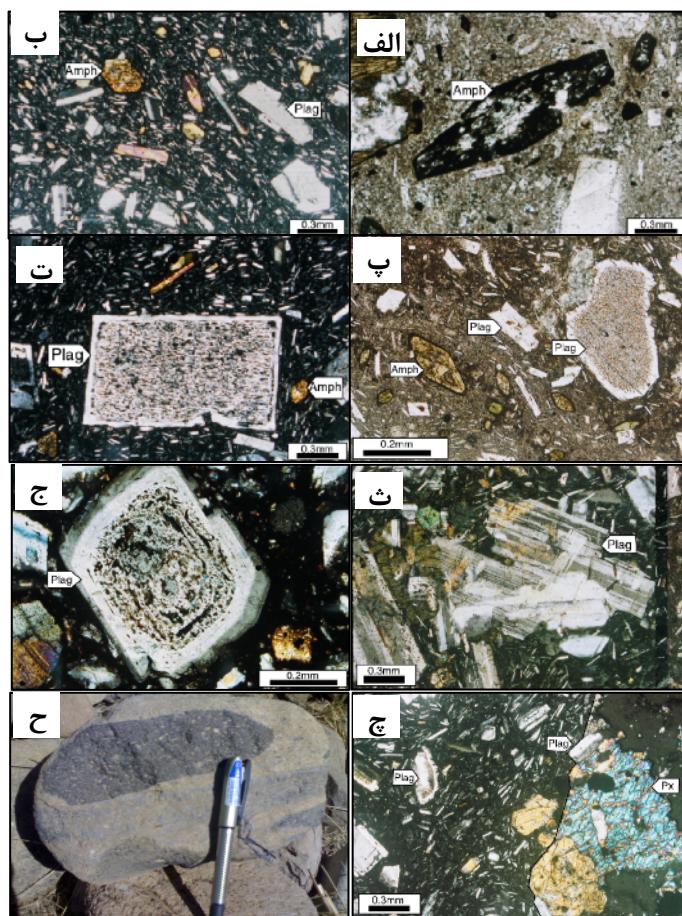
شده، از جمله آمفیبول‌ها و پلازیوکلازها و ایجاد منطقه‌بندی می‌تواند گویای این مسئله باشد [۱۰] (شکل ۵ پ و ۵ ت). بنابراین به دلیل اینکه شواهد اختلاط ماقمایی (مانند وجود بروونیوم در نمونه‌ی دستی و در مقاطع نازک) همراه با بافت غربالی در چندین نمونه مشاهده شده است، نمی‌توان نقش اختلاط ماقمایی را در شکل‌گیری بافت غربالی نادیده گرفت. در سیستم آلبیت-آنورتیت-دیوپسید در اثر اختلاط ماقمایی بلورهایی که از قبل در ماقمای فلزیک ایجاد شده‌اند، زیر اثر دمایی بیش از نقطه انجماد می‌شوند و در اثر انحلال ساده از پیرامون به مرکز بافت غربالی را گسترش می‌دهند، [۱۱، ۱۲]. اگر اختلاف دما و ترکیب دو ماقما زیاد باشد و در نتیجه اختلاف دما زیادتر شود، بلور پلازیوکلاز فلزیک علاوه بر ایجاد بافت غربالی دستخوش ذوب بخشی در حواشی و گردشگی می‌شود و سپس پلازیوکلاز با درصد آنورتیت بالاتر در این حفره‌ها و یا به صورت برهم رشدی روی بلورهای پلازیوکلاز قبلی متبلور می‌شود. اگر اختلاف دما و ترکیب دو ماقما کم، و در نتیجه اختلاف دما کم باشد بلورهای پلازیوکلاز فلزیک، خودشکل باقی مانده و صرفاً بر هم رشدی نشان می‌دهند [۱۳]. (۶) با توجه به کانی‌شناسی سنگ‌ها، این نمونه‌ها از نوع هورنبلند آندزیت، پیروکسن آندزیت و تراکی آندزیت هستند. در پیروکسن آندزیتها، کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت شکل‌دار است. داسیت‌ها، ریوداسیت‌ها و ریولیت‌ها گسترش بیشتری در منطقه‌ی سهند داشته و بیشتر به صورت تک گنبدهای آتشفشاری و یا به صورت آگلومرا و برش‌های آتشفشاری قابل

(۴) بافت غالب نمونه‌های بررسی شده، پورفیری، میکرولیتیک پورفیری و هیالومیکرولیتیک پورفیری است (شکل ۵ ب). (۵) وجود ساختار منطقه‌ای، بافت غربالی، حواشی سوخته، کدر و حواشی تحلیل رفته بلورها نشان دهنده شرایط ناپایدار در محیط تبلور بوده و احتمالاً در اثر صعود سریع ماقما و یا فرایندهای آلایش، هضم و آمیختگی ماقمایی ایجاد شده است [۹].

به‌دلیل چشم‌گیر نبودن حضور کانی‌های آبدار مانند بیوتیت و آمفیبول در سنگ‌های منطقه، و باتوجه به اینکه بیش از ۳ درصد بعضی از سنگ‌های منطقه را تشکیل نمی‌دهد، تغییرات فشار بخار آب نقش مهمی در ایجاد بافت غربالی نداشته است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت پس از افت سریع فشار، پلازیوکلازهای درشت، بافت غربالی به خود می‌گیرند و پلازیوکلازهای بدون بافت غربالی در اطراف پلازیوکلازهای قبلی و نیز در زمینه شروع به رشد می‌کنند. ناپایداری آمفیبول و بیوتیت و ایجاد حاشیه‌ی حاجبی پیرامون آن‌ها و نیز خردشگی شدید کلیوپیروکسن‌ها و تشکیل کلینوپیروکسن در ریز در زمینه، از جمله تغییرات حاصل از افت سریع فشار در منطقه است. شکل‌دار بودن آمفیبول‌ها نسبت به پلازیوکلازها تقدم تشکیل آن‌ها را نشان می‌دهد و صعود بعدی ماقما به سطوح بالاتر و یا آمیختگی با ماقمای بازی قلیایی سبب ناپایداری این نوع کانی‌ها شده و حاشیه‌های سوخته و کدر شده می‌تواند نشان دهنده این فرایند باشد. آمیختگی ماقمای بازی و اسیدی سبب تغییر در میزان سیلیس مذاب شده و تحلیل رفتن حاشیه‌ی برخی از کانی‌های زودتر تشکیل



شکل ۴ (الف) بافت پورفیری با آمفیبول‌های شکل‌دار (XPL). (ب) درشت بلور پلازیوکلاز با منطقه‌بندی هم مرکز (XPL). (پ) درشت بلورهای پلازیوکلاز با بافت غربالی و آمفیبول‌های شکل‌دار (XPL). (ت) بیوتیت و آمفیبول‌های شکل‌دار با حاشیه‌ی سوخته (XPL). Amph = آمفیبول، Plag = پلازیوکلاز، Bio = بیوتیت، Px = پلازیوکلاز، X = پیروکسن



شکل ۵ (الف) درشت بلور شکل دار هورنبلند تجزیه شده (PPL). (ب) بافت هیالومیکرولیتیک پورفیری جریانی، با پلازیوکلاز و آمفیبول‌های شکل دار سالم (XPL). (پ و ت) پلازیوکلاز با بافت غربالی و ساختار منطقه‌بندی که بخش مرکزی آن‌ها به کانولینیت و کلریت تجزیه شده به همراه آمفیبول‌های شکل دار (XPL, PPL). (ث) پلازیوکلاز با ماکل پلی سنتیتیک در یک خمیره‌ی تمام بلورین از فلدسپار قلیایی، بیوتیت و کوارتز (XPL). (ج) درشت بلورهایی از پلازیوکلاز با میانبارهای شیشه در داسیت‌ها (XPL). (ج و ح) قرار گرفتن یک قطعه‌ی بیگانه سنگ آندزیتی در یک گدازه‌ی داسیتی (XPL). (آ) آمفیبول، (Bio = بیوتیت، Plag = پلازیوکلاز، Px = پیروکسن).

احتمالاً بر اثر فشار ناشی از صعود مagma‌ای غلیظ ایجاد شده‌اند. کوارتز در نمونه‌ها به صورت ریزبلور در متن قرار دارد و در بعضی از نمونه‌های ریولیتی به صورت درشت بلور با حاشیه‌های خورده، خلیجی و گرد شده قابل مشاهده‌اند. در برخی از نمونه‌ها درشت بلورهایی از پلازیوکلاز با میانبارهای شیشه دیده می‌شوند (شکل ۵ ج).

۲) پیروکسن، اسفن، آپاتیت، سانیدین و کانی‌های کدر از کانی‌های فرعی محسوب می‌شوند. در تعدادی از نمونه‌ها سانیدین هم به صورت درشت بلور دیده می‌شوند.

۳) کانی‌های مافیک شامل بیوتیت و آمفیبول است که به شدت دگرسان شده و به مجموعه‌ای از کانی‌های تجزیه‌ای مانند کلسیت، کلریت، اپیدوت و پلازیوکلازها به سریسیت و کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند.

مشاهده‌اند. در نمونه‌ی دستی، این بافت‌ها اغلب به زنگ قهقهه‌ای روشن تا خاکستری و خاکستری روشن هستند. بلورهای آمفیبول و پیروکسن به صورت دگرسان شده در یک متن ریزبلور و شیشه‌ای قرار دارند. در مجموع ویژگی‌های زیر را برای گدازه‌های بالا می‌توان در نظر گرفت:

(۱) کانی‌های اصلی شامل پلازیوکلازهای شکل دار تا نیمه شکل-دار هستند و با منطقه‌بندی و بافت غربالی به صورت درشت بلور در اندازه‌های ۱-۵ میلی متر در یک متن ریزدانه یا شیشه‌ای قرار دارند. پلازیوکلازهایی که سالم بوده و بدون منطقه‌بندی هستند، با استفاده از روش میشل لوی در حد اولیگوکلاز تعیین شده است (شکل ۵ ث). هورنبلند و بیوتیت نیز به صورت درشت بلور مشاهده می‌شوند و دارای حاشیه‌ی سوخته‌اند و در مواردی به کلسیت، کلریت و اپیدوت تجزیه شده‌اند. در ریوداسیت‌ها بیوتیت‌ها دارای نوارهای شکنجی بوده و خمیدگی آن‌ها

که ترکیب خمیره‌ای شیشه‌ای در گدازه‌ها تقریباً اسیدی است. در شکل ۷ فراوانی عناصر کمیاب خاکی نمونه‌های موردنظر نسبت به فراوانی این عناصر در کندریت [۱۸] بهنجارسازی شده‌اند. در این شکل علاوه بر غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر کمیاب خاکی سبک بی‌هنگاری منفی Eu نیز مشاهده نمی‌شود و نشان دهنده حضور پلاژیوکلازهای کلسیک به عنوان عامل کنترل کننده شکل‌گیری ماقماً و یا عدم حضور آنها در فاز باقی مانده و یا گریزندگی بالای O₂ است [۱۹، ۲۰]. همچنین مقادیر بالای Sr و بی‌هنگاری منفی Eu، به احتمال زیاد خاکی از عدم حضور فاز پایدار پلاژیوکلاز در سر چشممه‌ای این ماقماست. در این شکل، الگوی پراکنندگی عناصر کمیاب خاکی در گدازه‌های مختلف کم و بیش با هم‌موازی بوده و سنگ‌های منطقه از عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) غنی‌شدگی نشان می‌دهند.

مروری بر پژوهش‌های انجام شده درباره‌ی چگونگی تشکیل سنگ‌های آتشفسانی اسیدی نشان می‌دهد که دو مدل ماقمایی متفاوت در این مورد وجود دارند. در مدل اول، ماقمایی اسیدی از راه تبلور بخشی از یک ماده‌ی گداخته بازی، پدید می‌آید، [۲۱، ۲۲]. در مدل دوم، ماده‌ی گداخته بازی، گرمای لازم برای ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته و تشکیل ماده‌ی اسیدی گداخته را فراهم می‌آورد، [۲۳، ۲۴]. تعیین نقش این مدل‌ها در شکل‌گیری سنگ‌های آتشفسانی اسیدی، نیازمند بررسی‌های زمین‌شیمیایی جامع شامل طیف گسترده‌ای از عناصر جزئی در این سنگ‌هاست.

با توجه به آنچه که گفته شد، بازالت‌های MORB می‌توانند به عنوان خاستگاهی برای تولید ماقمایی داسیتی و ریولیتی در نظر گرفته شوند، و نیز تبلور جزء به جزء یک ماقمای بازالتی همراه با هضم و ذوب انتخابی سنگ‌های پوسته می‌تواند ماقمای ریولیتی را تولید کند [۲۵]. بدین جهت در شکل ۸) نمودار عنکبوتی بهنجار شده به MORB و عناصر کمیاب فلات ارزروم-کارس (۸الف) در خاور ترکیه با نمودار مشابه آن در منطقه‌ی سهند (۸ب) مقایسه شده است. آتشفسانهای فلات ارزروم-کارس در خاور ترکیه به عنوان آتشفسانهای نوعی مناطق پس از برخورد معرفی شده‌اند و از نوع دونمایی (Bimodal) هستند [۵]. در این منطقه گدازه‌های اسیدی و حدواتط دارای ویژگی‌های کانی‌شناختی مشابه با سهندند. به طوریکه سنگ‌های اسیدی و حدواتط منطقه با غنی‌شدگی در عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE)، ولی تهی‌شدگی در عناصر با میدان پایداری بالا (HFSE) و عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) مشخص می‌شوند که می‌تواند وابستگی این سنگ‌ها

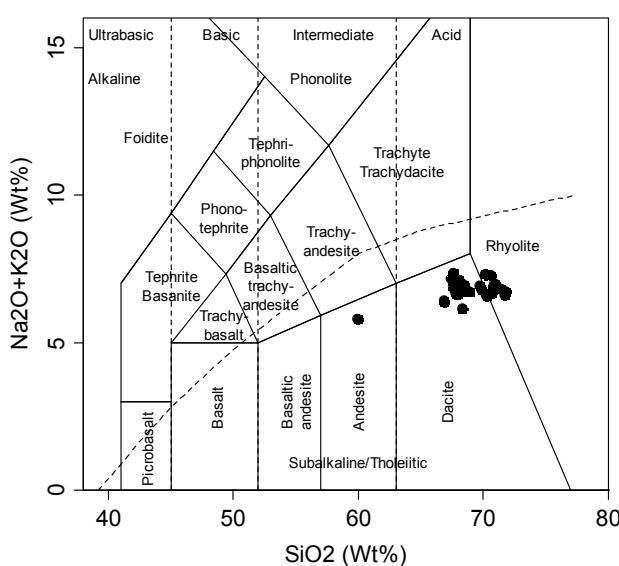
(۴) خمیره‌ای از ریزبلورهای فلدسپارهای قلیایی، پلاژیوکلاز و بلورهای ریز کوارتز تشکیل شده است.

(۵) بافت اغلب سنگ‌های پورفیری همراه با بافت پیلوتاکسیتی است. جهت‌دار شدن میکرولیت‌های ریز در اطراف درشت بلورها شاخص است. وجود فلدسپارهای قلیایی فراوان، کم شدن تعداد کانی‌های مافیک، در تراکی داسیت‌ها قبل مشاهده است. افزایش کانی‌های کوارتز و فلدسپار قلیایی و کم شدن از کانی‌های مافیک، پیروکسن و آمفیبول، در انواع ریوداسیت‌ها دیده می‌شوند.

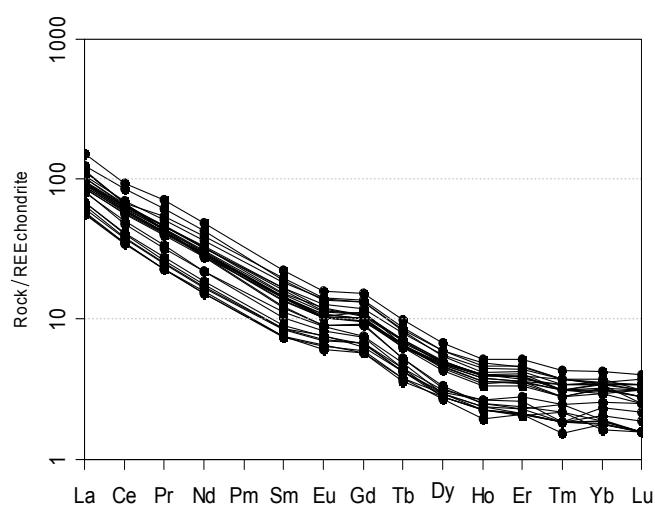
در بعضی از نمونه‌ها برونوسمهای مشاهده می‌شوند که احتمالاً خاستگاه آن‌ها از حاشیه‌ی انجامد سریع گنبدها است (شکل ۵ج و ۵ح)، [۱۴]. در برخی از نمونه‌هایی که فلدسپارهای قلیایی و پلاژیوکلازها، بافت غربالی دارند، احتمالاً در اثر انحلال و واکنش ایجاد شده‌اند. خوردگی‌های حواشی فلدسپارها نیز این ادعا را تأیید می‌کند. گرم شدن پلاژیوکلازها در دماهای بالاتر از دمای انجامد باعث انحلال درشت بلورها و گرم شدن و انحلال حواشی آن‌ها می‌شود [۱۴]. در حالت کلی حضور آب تأم با کاهش فشار سبب کاهش چسبندگی ماقما و به پیروی از سقوط منحنی‌های انجامد و آبگونی و تحلیل رفتگی بلورها، سهولت صعود ماقما به سطح زمین و بالاخره افزایش نرخ انتشار خواهد شد، ولی کاهش سریع بخار در طی فوران ماقما، باعث صعود منحنی‌های انجامد و آبگونی شده و در نتیجه جذب دویاره و تحلیل رفتگی متوقف خواهد شد. ورود آب به مخازن ماقمایی و یا افزایش درصد آب در ماقمای باقی مانده به موازات پیشرفت تبلور و جدایش باعث ایجاد منطقه‌بندی پلاژیوکلازها می‌شود [۱۵]. افزایش فشار بخشی آب در نتیجه‌ی صعود آدیباتیک ماقما علت ناپایداری فنوكریست‌های متابولور شده در اعماق است [۱۶].

ژئوشیمی

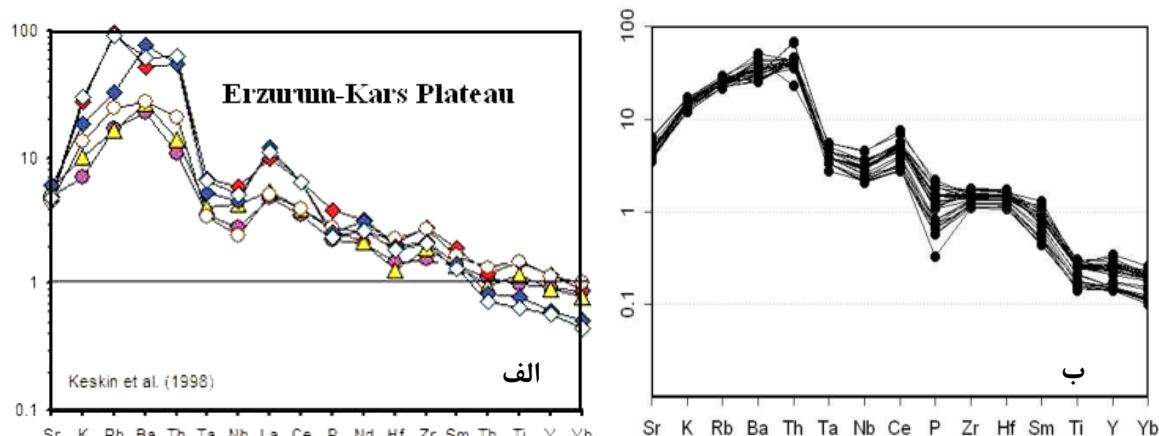
به‌منظور بررسی ژئوشیمیایی پس از بررسی‌های میکروسکوپی، از بین سالمترین گدازه‌های منطقه، تعداد ۳۰ نمونه انتخاب و برای تجزیه‌ی شیمیایی به آزمایشگاه ALS-Chemex کانادا ارسال شدند. آنالیز عناصر اصلی بر اساس روش ME-ICP06 و با دقت ۰.۰۱ درصد وزنی و عناصر کمیاب خاکی بر اساس روش ME-MS81 و با دقت ۰.۱ ppm انجام گرفت. در این نمونه‌ها، مقدار ۵۴ عنصر اصلی و کمیاب برای ارزیابی ویژگی‌های ژئوشیمیایی گدازه‌های منطقه اندازه‌گیری شدند (جدول ۱). سنگ‌های آتشفسانی منطقه در رده‌بندی شیمیایی در نمودار SiO₂-Na₂O + K₂O [۱۷] در گستره‌های آندزیت، داسیت و ریولیت قرار می‌گیرند (شکل ۶). بالا بودن مقادیر استاندارد کوارتز و ارتوکلاز در بعضی از نمونه‌ها، نشان دهنده‌ی این است



شکل ۶ نمونه‌های مورد بررسی در نمودار مجموع قلیایی نسبت به سیلیس در گستره‌ی انذیت، داسیت و ریولیت قرار می‌گیرند [۱۷].



شکل ۷ غنی‌شدگی نمونه‌ها از REE در مقایسه با LREE در نمودار پراکندگی عناصر کمیاب خاکی که نسبت به REE کندریت بهنجار شده‌اند [۱۸].

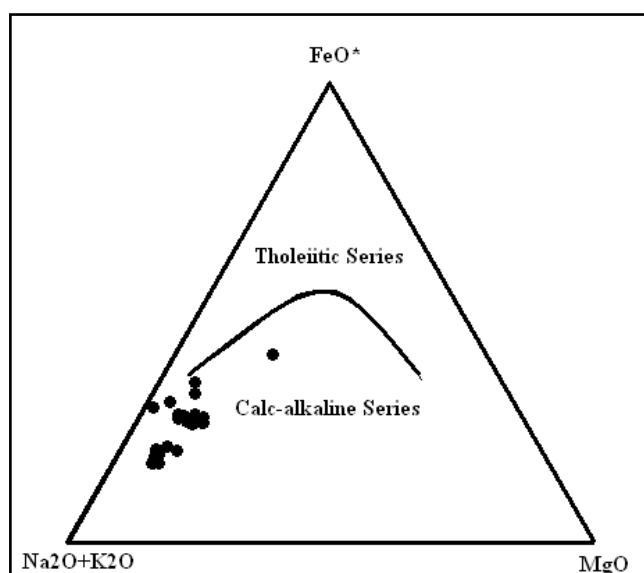


شکل ۸ مقایسه نمودار عنکبوتی و تغییرات عناصر کمیاب خاکی سنگ‌های آتشفشاری کلسیم-قلیایی سهند (ب) با فلات ارزروم-کارس (الف) در خاور ترکیه که هر دو به MORB بهنجار شده‌اند [۱۸].

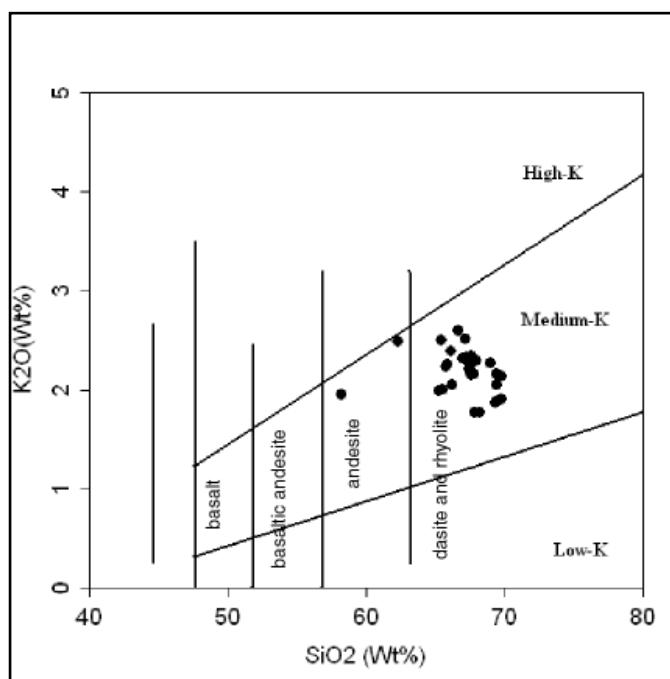
[۲۷] در منطقه‌ی سنگ‌های با پتاسیم متوسط (شکل ۱۰) قرار می‌گیرند. مقایسه‌ی نسبت موادی درشت بلورها در آندزیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی نشان می‌دهد که نسبت موادی پلاژیوکلاز به مجموع کانی‌های آهن و منیزیم دار در این سنگ‌ها خیلی بالا بوده و به سنگ‌های کلسیمی-قلیایی شباht دارند.

بررسی سری‌های ماگمایی

بررسی سری‌های ماگمایی در شناخت محیط‌های زمین‌ساختی و ژئودینامیکی اهمیت ویژه‌ای دارد. این نمونه‌ها با داشتن K_2O بین ۱/۷۸ تا ۲/۶ درصد وزنی و Na_2O بین ۳/۱۱ تا ۴/۸۳ درصد وزنی، در نمودار مثلثی AFM [۲۶] بیشتر در قلمرو سنگ‌های کلسیمی-قلیایی (شکل ۹) و در نمودار Si_2O -



شکل ۹ نمودار AFM که جدایی سری‌های کلسیمی-قلیایی از تولئیتی را نشان می‌دهد [۲۶].



شکل ۱۰ موقعیت نمونه‌ها در نمودار $SiO_2 - K_2O$ که در گستره‌ی پتاسیم حدوسط قرار می‌گیرند. [۲۷].

که در آن آثار آلایش (هضم و اختلاط) و غنی‌شدگی عناصر درشت یون و سیک وجود دارد. همچنین غنی‌شدگی انتخابی-عناصر کمیاب حدواسط را می‌توان در اثر به هم خوردن نسبت-های فراوانی این عناصر در اثر اختلاط و آلایش دو ماقما با خاستگاه‌های مختلف در نظر گرفت. نخستین ماده‌ی گداخته که در جریان ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای پدید می‌آید، حاصل به تحلیل رفت و ذوب فلدسپار قلیایی و کوارتز در سنگ است، لذا ماده‌ی گداخته اولیه دارای مقادیر بالایی از این عناصر است. از آنجا که فلدسپار و کوارتز فاقد عناصری همچون Ti , Zr , Nb و Y هستند، در نتیجه این ماده‌ی گداخته از این عناصر کمیاب بسیار فقیر است. این ویژگی‌های گداخته‌ی بخشی، با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی همخوانی دارد. در شکل ۱۲ تعدادی از نمودارهایی که برای اثبات تبلور بخشی فلدسپار در شکل‌گیری ماقمایی سنگ‌های منطقه به کار رفته، نشان داده شد، [۲۹، ۳۰]. در یک ماقمای اسیدی، فاز اصلی که دستخوش تبلور بخشی می‌شود، فلدسپار قلیایی است. این کانی دارای ضریب توزیع بالایی از K , Rb و Ba است، [۳۱، ۳۲]. بنابراین جدایش فلدسپار قلیایی از این ماقم، سبب کاهش سریع این عناصر می‌شود. از سوی دیگر، فلدسپار قلیایی دارای ضریب توزیع پایینی برای عناصر کمیاب خاکی یا REE (جز Eu) است. در نتیجه، تبلور بخشی این کانی، سبب افزایش موزون این دسته از عناصر جزئی در سنگ‌های اسیدی می‌شود. الگوی موازی عناصر کمیاب خاکی در نمونه‌های مورد بررسی، تأیید کننده‌ی این ادعاست.

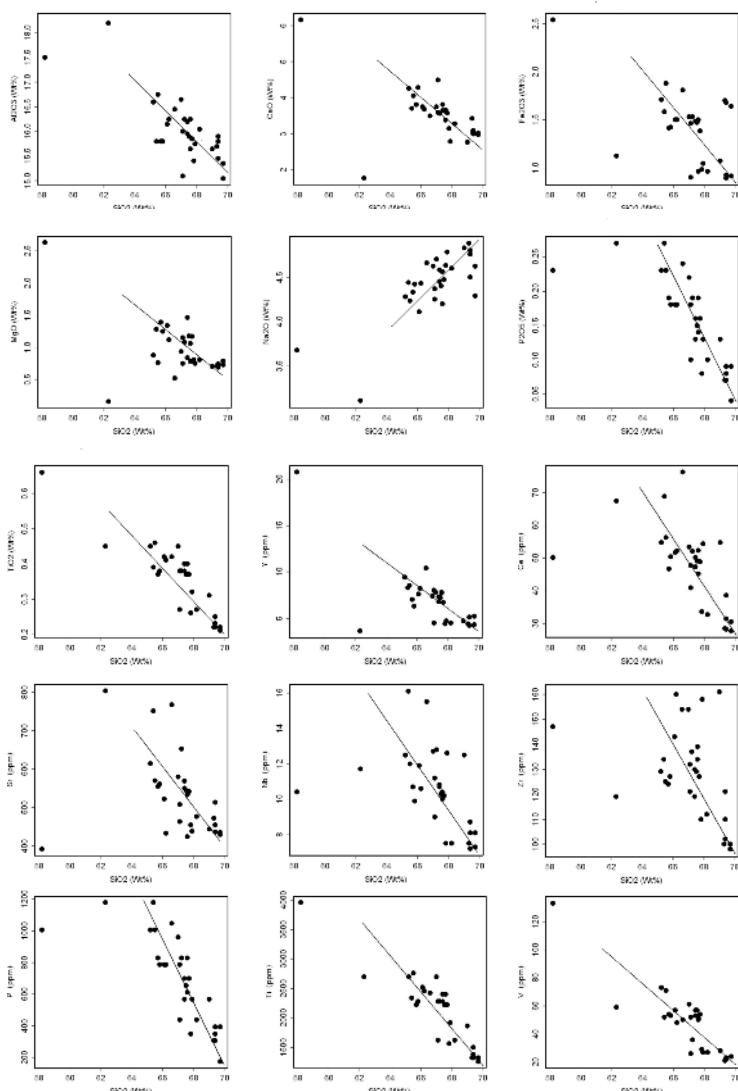
شکل‌گیری ماقمای سازنده‌ی سنگ‌های مورد بررسی کانی‌شناسی ناهمگن، شواهد زمین‌شیمیایی، صحرایی و بافتی مانند بافت غربالی در پلازیوکلازها، حاشیه‌های خلیجی در تمام بلورها، منطقه‌بندی نوسانی در پلازیوکلازها، بالا بودن نورم کوارتز و وجود میانبارهای بالشی کاملاً گرد شده نشان دهنده‌ی این است که ماقمای اولیه حین صعود دستخوش شکل‌گیری-های ماقمایی از جمله پدیده‌های جدایش بخشی، آلایش و آمیختگی شده‌اند [۹]. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی دو حالت تکامل سنگ‌زادی زیر را برای این سنگ‌ها می‌توان در نظر گرفت:

جدایش بخشی و هضم و آلایش پوسته‌ای

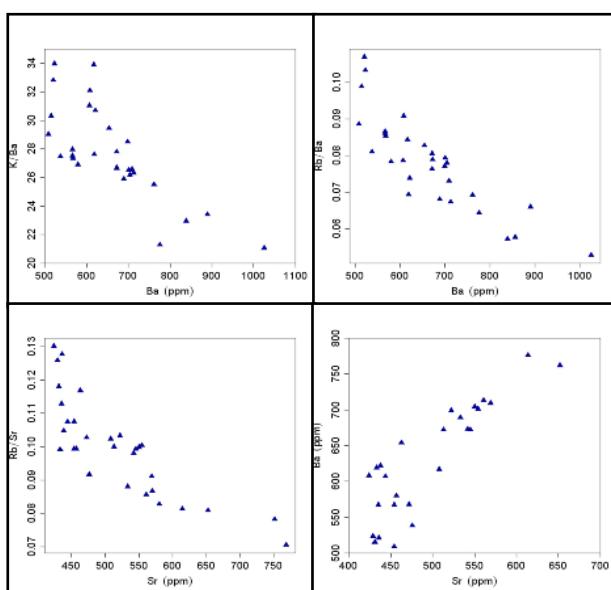
این دو حالت تکامل سنگ‌زایی را با استفاده از مدل‌های Y/Rb و ACF [۵] مورد بررسی قرار می‌دهیم.

بررسی روند جدایش در نمودارهای هارکر در نمودارهای متغیر اکسید-اکسید و عناصر فرعی [۲۸]، رفتار سیلیس نسبت به عناصر اصلی و کمیاب مورد بررسی قرار گرفته است (شکل ۱). در این نمودارها با افزایش مقدار سیلیس، اکسیدهای اصلی CaO , P_2O_5 , MgO , Fe_2O_3 و TiO_2 و Al_2O_3 روند نزولی نشان می‌دهند. این مسئله می‌تواند احتمالاً در ارتباط با جدایش و تبلور کانی‌های پلازیوکلاز و کانی‌های فرومیزین مانند پیروکسن و کانی‌های تیره مانند تیتانومگنتیت و ایلمینیت در مسیر صعود و استقرار ماقما در محفظه‌های ماقمایی بالاتر باشد. Na_2O دارای روند صعودی است و نشانگر تبلور بخشی پلازیوکلاز و تشکیل پلازیوکلازهای سدی با افزایش سیلیس ماقماست. داخل شدن Na در شبکه‌ی Nb پلازیوکلازها می‌تواند روند صعودی ایجاد کند و پراکنده بودن آن می‌تواند به هضم یا آمیختگی وابسته باشد. Y , Zr و Nb دارای روند نزولی با افزایش SiO_2 است. Zr در اولویت اول، تمايل به ورود در ساختار کانی زیرکن دارد و در صورت نبود زیرکن، عنصر زیرکنیوم در آمفیبولوها وارد می‌شود [۲۰].

تغییرات عنصر Nb وابسته به جدایش ایلمینیت، اسفن و در مرحله‌ی بعد می‌تواند با تفرقی کانی‌های بیوتیت و هورنبلند SiO_2 وابسته باشد. عناصر سازگار Ce , V و Ti با افزایش SiO_2 همبستگی منفی نشان می‌دهند (شکل ۱۱). به نظر می‌رسد تبلور بخشی اکسیدهای Fe و Ti یا جدایش کانی‌های آهن-منیزیم‌دار حاوی Ti , Fe ، مهمترین دلیل بی‌亨جاری منفی این عنصر بوده و تبلور بخشی آپاتیت نیز سبب بی‌亨جاری منفی P شده است. این مسئله می‌تواند به جدایش کانی‌های فرومیزین مانند پیروکسن و مگنتیت حین صعود ماقما و استقرار آن در محفظه‌های ماقمایی وابسته باشد [۲۰]. با توجه به همبستگی-های مشاهده شده در نمودارها، نمونه‌های منطقه می‌توانند از یک خاستگاه پوسته‌ای حاصل شده باشند که با مقادیر مختلف ماقمای بازالتی آمیخته شده و در نتیجه منجر به شکل‌گیری چنین ماقمایی هنگام صعود و استقرار در محفظه‌های ماقمایی طی فرایند هضم، جدایش و تبلور با نرخ‌های متفاوت انواع سنگ‌های منطقه باشد [۲]. بنابراین به نظر می‌رسد تغییرات الگوهای عناصر کمیاب در سنگ‌های منطقه احتمالاً ویژگی‌های ماقماهای اختلاط یافته را داشته باشد، به طوری که برخی از این تغییرات به ماقماهای بازی با خاستگاه گوشته‌ای هستند (تهی‌شدگی عناصر کمیاب سنگین) و برخی دیگر از تغییرات عناصر کمیاب وابسته به سنگ‌های با خاستگاه پوسته‌ای باشند



شکل ۱۱ نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر کمیاب نسبت به سیلیس سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی [۲۸].



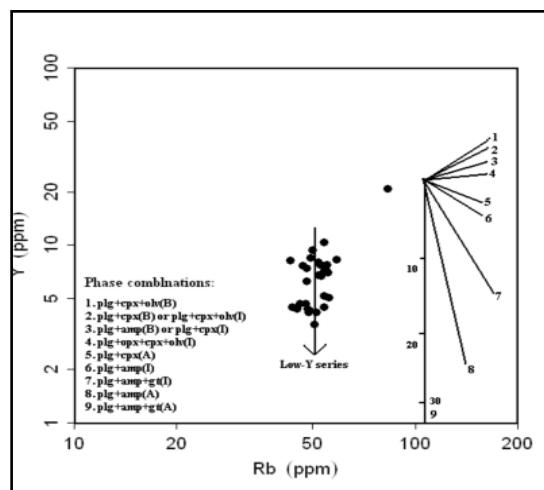
شکل ۱۲ نمودارهای مختلف برای اثبات نقش بلور بخشی فلدسپار در شکل‌گیری ماقمایی سنگ‌های منطقه‌ی سهند، [۳۰، ۲۹].

در این سنگ‌ها دارای شیب منفی تا عمودی است. بنابراین جدایش بخشی در آن‌ها با تبلور پلاژیوکلاز و آمفیبول همراه بوده است. غنی‌شدگی بیشتر عناصر کمیاب ناسازگار در سنگ‌های داسیتی و ریولیتی می‌تواند بازتابی از اثرهای توام مشتق شدن از خاستگاه گوشه‌ی غنی‌شده و آلایش پوسته‌ای باشد [۳۴]. در این بین، جدایش بلوری و غنی‌شدگی ناشی از یک فاز آبگون نیز نقش ایفا می‌کند. از آنجا که محتوای MgO در سنگ‌های داسیتی و ریولیتی بسیار پایین و کمتر از ۲/۷ است، به اضافه‌ی بی‌هنجری کاهمی $TiO_2 = ۰/۲۱ - ۰/۶۶$ و میزان کم P ، می‌توان چنین استنباط کرد که به احتمال زیاد این گدازه‌ها از گدازه‌های بازی مشتق شده‌اند. این فکر با مشاهده‌ی نهشته‌های آذرآواری (ایگنیمیریت‌ها و توفها) در زیر گدازه‌ها تقویت می‌شوند. شواهد به دست آمده از ماهیت آبدار ماقماتیسم توده آتشفسانی سهند، طبیعت انفجاری آتشفسانی‌ها اعم از وجود نهشته‌های آذرآواری، وجود درشت بلورهای آمفیبول در برخی از گدازه‌ها، گرمایی‌ها که به شدت سنگ‌های منطقه را تحت تأثیر قرار داده‌اند و عدد منزیم پایین در سنگ‌های منطقه است. توالی کانی‌های زئولیتی و ثانویه موجود در حفره‌ها و رگه‌های سنگ‌ها نیز گویای فراوانی عناصر کلیایی (Na) و کلسیم در ماقمای مادر این آبگون‌هاست که احتمالاً از آن مشتق شده‌اند. حجم بالای نهشته‌های آذرآواری و گستردگی گستره‌ی آن‌ها در منطقه می‌تواند سرنشی این آتشفسان را نشان دهد، به طوری که فعالیت آتشفسانی اولیه شدت انفجار بالایی داشته و نهشته‌های آذرآواری مختلفی را تولید کرده و با خروج روانه‌های گدازه ادامه یافته است.

مدل‌سازی Y/Rb

این مدل‌سازی برای بررسی تبلور یک ماقما در شرایط آبدار و بدون آب پایه‌ریزی شده است [۵]. در شکل ۱۳ مقادیر متغیر Y نسبت به Rb روی نمودار لگاریتمی آمده‌اند. در این نمودار، همچنین بردارهای نظری جدایش بخشی رایلی نشان داده شده است. بردارهای مورد نظر با این فرض رسم شده‌اند که اگر ۵۰ درصد از ماقمای مادر متبلور شود، ترکیب‌های فازی نشان داده شده (از ۱ تا ۹) به وجود می‌آیند. ایتریوم در اینجا به عنوان شاخص جدایش استفاده قرار گرفت، زیرا جز در ماقمای اسیدی، حین جدایش بخشی بسیار ناسازگار عمل می‌کند. در این نوع نمودار ترکیب اولیه در هر نقطه‌ای می‌تواند قرار داشته باشد. بنابراین آرایش کلی بردارها را می‌توان به گونه‌ای جایه‌جا کرد که با داده‌ها انتطاق داشته باشند. از شکل ۱۳ می‌توان چنین استنباط کرد که اگر شیب کلی داده‌ها افقی تا مثبت باشد، ماقمای اولیه تحت تأثیر جدایش بخشی بدون آب قرار گرفته و کانی‌هایی چون پلاژیوکلاز، الیوین، اوژیت و مگنتیت ($POAM$) از آن متبلور شده‌اند. از آنجا که عنصر ایتریوم در طی جدایش، ناسازگار عمل کرده و نمی‌تواند وارد کانی‌های بدون آب ($POAM$) شود، بنابراین فراوانی آن به تدریج افزایش می‌یابد. در صورتی که اگر حین جدایش، کانی آبداری مانند آمفیبول یا گارنت متبلور شود، عنصر ایتریوم را جذب کرده و مقدار این عنصر در ماقمای پسمانده کاهمی چشمگیر خواهد داشت [۳۳]. این پدیده در نمودار شکل ۱۳ با شیب منفی تا عمودی در داده‌ها نمایان خواهد شد.

داده‌های شیمی وابسته به سنگ‌های منطقه‌ی سهند که در این شکل ارائه شده‌اند، نشان می‌دهد که روند تغییرات Y/Rb



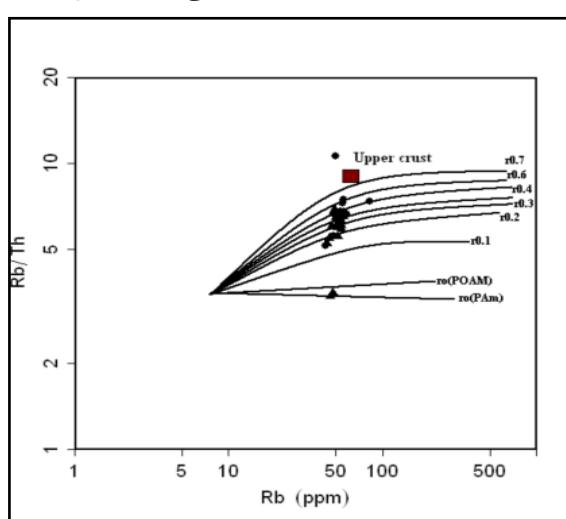
شکل ۱۳ نمودار Rb/Y که نشان دهنده‌ی بردارهای جدایشی رایلی است. این بردارها برای تبلور مجموعه‌های فازی نشان داده شده به مقدار ۵۰ رسم شده‌اند. مجموعه‌ی سهند منطبق بر بردار ۹ است [۵].

جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه ماقمایی

مقایسه‌ی عناصر اصلی و فرعی سنگ‌های مورد بررسی، با سنگ‌های وابسته به برخورد و پس از برخورد در جهان (از جمله ترکیه) نشان داد که احتمالاً ماقمایی مادر سنگ‌های منطقه‌ی سهند تبریز محصول یک رشته فرایندهای متمایز است که غنی‌شدگی انتخابی را در عناصر LREE و LILE به وجود آورده است. تصور می‌شود که این غنی‌شدگی و شباهت نمونه‌ها به مناطق فرورانش، طی حوادث فرورانش پیش از برخورد، دستخوش تغییر شده و غنی‌شدگی در این عناصر، از فرورانش پیش از برخورد به ارت رسیده است. بدیهی است در ارائه مدل خاستگاه ماقمایی مناسب برای تولید ماقماهای حدواسط و اسیدی، علاوه بر در نظر گرفتن روابط میان ماقماتیسم و زمین‌ساخت در این مناطق، باید از نتایج کانی‌شناسی و ژئوشیمیابی به دست آمده بهره برد. شواهد کانی‌شناسی و میکروسکوپی نمونه‌های سنگی مانند وجود آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازهای منطقه‌بندی شده با کرانه‌های خورده شده، سوخته و یا کدر شده، بافت غربالی، پویی کیلیتیک و شواهد REE ، Y و الگوی تهی شده از HREE از جمله ویژگی‌هایی هستند که باید در مدل خاستگاه ماقمایی پیشنهادی در نظر گرفته شوند. در این محیط پس از برخورد، صعود ماقما و احتمالاً تولید آن، به وسیله گسل‌های راستا لغز و زمین‌ساخت کششی همراه با آن، کنترل می‌شود[۵].

مدل‌سازی هضم و تبلور بخشی (AFC)

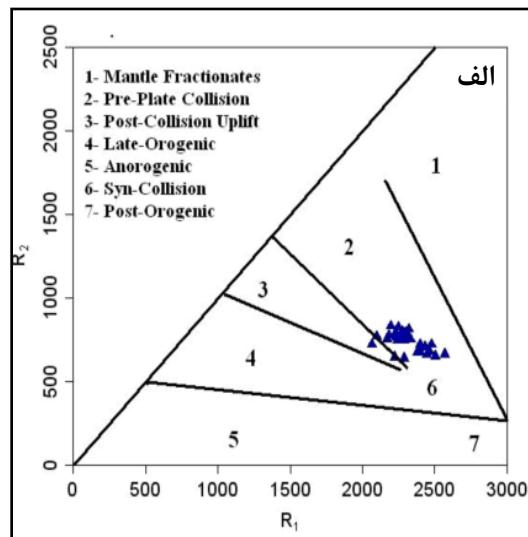
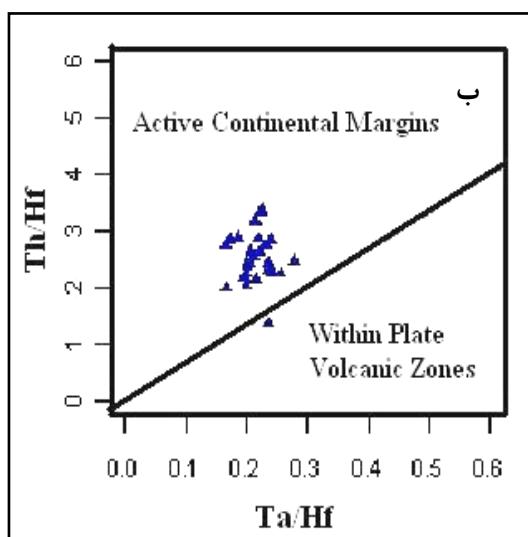
برای این مدل‌سازی، از نسبت Rb/Th استفاده شد (شکل ۱۴). زیرا Rb و Th تنها عناصری هستند که نسبت آن‌ها تحت تأثیر تبلور هیچ یک از مجموعه‌های آبدار و بدون آب قرار نمی‌گیرند. از آنجا که نسبت Rb/Th در پوسته، بیشتر از سنگ‌های مشابه با گدازهای سنگ‌های منطقه‌ی سهند است [۵]، افزایش در این نسبت می‌تواند به هضم پوسته‌ای نسبت داده شود. در این شکل، Rb به عنوان یک شاخص جدایشی در محور افقی آمده و از معادلات AFC (هضم و تبلور بخشی) [۳۵] و ترکیب میانگین سنگ‌های پوسته‌ای [۳۶] استفاده شده است. در این مدل، درجات مختلف تبلور بخشی به ازای مقادیر مختلف r نشان دهنده‌ی نسبت آهنگ هضم به آهنگ تبلور بخشی است. بر اساس این شکل، هر چه داده‌های حاصل از تجزیه‌ی سنگ‌ها به ترکیب پوسته‌ای نزدیک‌تر باشد، هضم بیشتری انجام گرفته است. با پیاده کردن مقادیر وابسته به سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی روی این نمودار، در می‌باییم که این سنگ‌ها در مقادیر نزدیک به ترکیب پوسته‌ای قرار گرفته و بنابراین دارای مقادیری آلودگی و هضم‌اند. به عبارت دیگر افزایش نسبت Rb/Th در این سنگ‌ها به علت هضم پوسته‌ای است. هضم پوسته‌ای همچنین باعث پایین آمدن مقدار Nb و افزایش مقدار LILE و LREE می‌شود که در تجزیه‌ی سنگ‌های منطقه دیده می‌شود. وجود میانبارهای بالشی و گرد شده از جنس گدازه، دلیلی بر آلایش ماقمایی سنگ‌های منطقه است، [۳۷].



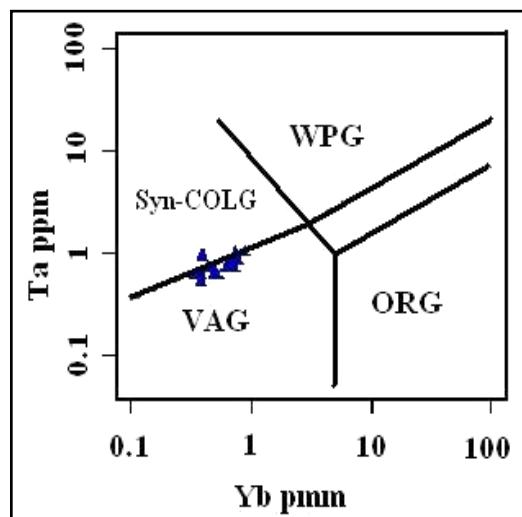
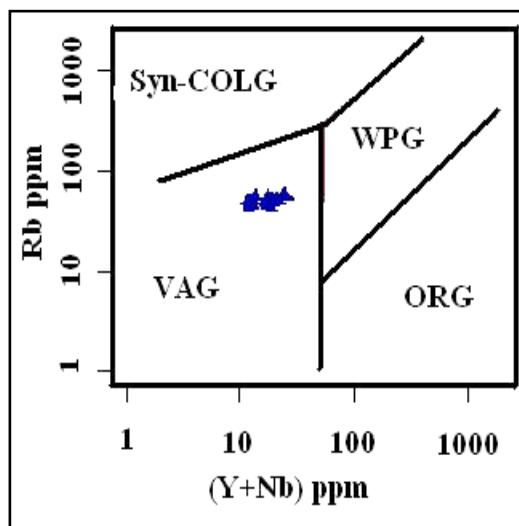
شکل ۱۴ نمودار Rb/Th نسبت به Rb که نشان دهنده نتایج AFC سنگ‌های سهند است. چنانکه شکل نشان می‌دهد در نمونه‌های سهند شواهد هضم پوسته‌ای به خوبی وجود دارند [۵].

قوس‌های آتشفشاری قرار می‌گیرند. با توجه به اینکه در منطقه‌ی سهند، گسل‌ها و شکستگی‌های فراوانی، از روندهای ساختاری کمریند آتشفشاری ارومیه دختر پیروی می‌کند، بنابراین، این جریان‌های گدازه‌ای را می‌توان به گسل‌هایی نسبت داد که در اثر برخورد پوسته‌ی قاره‌ای ایران و عربستان در پوسته‌ی ایران زمین به وجود آمده‌اند. این گسل‌ها به عنوان گسل‌های پس از برخورد شناخته می‌شوند که به نسبت ژرف بوده و بعضی از آن‌ها تا گوشه‌ی بالایی ادامه داشته‌اند.

براساس مدل‌های ارائه شده، این احتمال وجود دارد که پس از برخورد صفحه‌های عربستان و اوراسیا دور جدیدی از آتشفشاری پس از برخورد در شمال غربی ایران و شرق ترکیه در میو-پلیوسن شروع شده باشد. بهنظر می‌رسد که ماقمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های مورد بررسی به یک محیط کششی پس از برخورد وابسته باشد. با استفاده از نمودارهای ارائه شده [۳۹، ۳۸] (شکل ۱۵) اغلب نمونه‌ها در موقعیت کمان‌های پس از برخورد و همزمان با برخورد و حاشیه‌ی فعال قاره و در نمودارهای ارائه شده توسط [۴۰] (شکل ۱۶) در گستره‌ی



شکل ۱۵ (الف) نمودار $R_1 - R_2 - R_3$ ، نمونه‌های منطقه‌ی همزمان و پس از برخورد قرار می‌گیرند [۳۸]. (ب) نمودار Th/Hf برای سنگ‌های سهند که بیشتر نمونه‌ها در گستره‌ی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند [۳۹].



شکل ۱۶ نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی بر اساس Rb نسبت به $Y + Nb$ و Ta نسبت به Yb برای سنگ‌های اسیدی، نمونه‌ها در گستره‌ی قوس‌های آتشفشاری و همزمان با برخورد قرار می‌گیرند [۴۰].

۹) با توجه به بالا آمدگی در منطقه‌ی برخورد و ستبرای زیاد پوسته، امکان فرایندهای (AFC) با مواد پوسته‌ای وجود داشته و این مسئله با شواهد کانی‌شناسی و نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و فرعی قابل درک است.

۱۰) فلات گسترده و بلند شمال غرب ایران و شرق آناتولی و قفقاز از میوسن میانی تا کواترنر شاهد رخدادهای ماغمای مشابه بوده و جای گیری سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی نیز در راستای گسل‌های مهم راستالغاز منطقه و گسل‌ها و شکستگی‌های فرعی آنهاست.

قدردانی

نگارنده‌گان این مقاله از جناب آقای دکتر محمدحسین معین وزیری و نیز دکتر فریبرز مسعودی که با حوصله و دلسوzi و ارائه نظرها و پیشنهادها و راهنمائی‌های ارزنده در انجام این پژوهش به ما یاری رساندند نهایت تشکر و قدردانی را داریم. بجاست مؤلفین از سردبیر، هیئت تحریریه و داوران محترم مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران نیز سپاسگزاری نمایند.

مراجع

- [۱] معین وزیری ح، امین سیحانی ا. "سهند از نظر ولکانولوژی و ولکانوسیدیماتولوژی" ، چاپ دانشگاه تربیت معلم تهران، (۱۳۵۶).
- [۲] Harrise N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G., "Geochemical characteristics of collision - zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C Eds, Collision tectonics ", Geol. Soc. London Spec. Publ 19 (1988) 67-81.
- [۳] Jackson J., Mckenzie D.P., "Active tectonics of the Alpine Himalaya Belt between Western Turkey and Pakistan", Geophys., J.R. Astron Soc 77 (1984) 185-264.
- [۴] Notsu K., Fujitani T.Ui., Matsuda J., Eecan T., "Geochemical features of collision- related volcanic rocks in central and estern Anatolia, Turkey ", J. Volcanol. Geothermal. Res 64 (1995) 171- 192.
- [۵] Keskin M., Pearce J.A., Mitchell J.G., "Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-erlated volcanism on the Eezurum-Kars Plateau, northeastern Turkey", J. Volcanol. Geothermal. Res 85 (1998) 355-404.
- [۶] نبوی محمد حسین، "دیباچه‌ای بر زمین شناسی ایران" انتشارات سازمان زمین شناسی کشور (۱۳۵۵).

برداشت

۱) ترکیب سنگ‌شناسی آتشفشنای منطقه شامل آندزیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت‌اند که به طور گسترده‌ای با مرزهای دگرشیب روی واحدهای رسوی میوسن قرار گرفته‌اند.

۲) سنگ‌های بررسی شده دارای بافت پورفیری و ریز دانه‌ای پورفیری است. کانی‌های پلازیوکلاز، آمفیبولهای شکل دار و نیمه شکل دار از مهمترین درشت بلورها هستند. در بعضی از نمونه‌ها به علت شرایط عدم تعادل در تبلور ماغما، احتمالاً به علت تغییر سریع ژرف‌ها و یا آمیختگی، آمفیبولهای کلینوپیروکسن‌ها دارای حواشی واکنشی بوده، و بلورها کدر و دارای منطقه‌بندی هستند. به ویژه در سنگ‌های داسیتی کانی‌های تیره به شدت دگرسان شده‌اند.

۳) وجود ساختار منطقه‌ای، بافت غربالی، حواشی سوخته، کدر و حواشی تحلیل رفته‌ی بلورها نشان دهنده‌ی شرایط نایابدار در محیط تبلور بوده و احتمالاً در اثر صعود سریع ماغما و یا فرایندهای آلاش و هضم و آمیختگی ماغمایی ایجاد شده‌اند.

۴) طبقات کنگلومرای موجود در منطقه‌ی سهند از نظر سنگ‌شناسی حاوی قلوه سنگ‌های آندزیتی است که با خمیره‌ای ریز دانه و رسی به هم چسبیده‌اند.

۵) ایگنیمیریت‌ها دارای ترکیب ریولیتی تا داسیتی با بافت اتاسیتی هستند و از نظر سنگ‌شناختی، ایگنیمیریت سهند از تکه پاره‌های گرد یا بیضی شکل پامیس (به قطر ۵-۵۰ تا ۵۰ سانتی‌متر) و تکه‌های کوچک سنگ‌های آتشفشنای (با قطری به مراتب کوچکتر از تکه‌های پامیس) و یک خمیره‌ی سفید یا گلی رنگ، تشکیل شده‌اند. خمیره‌ی یاد شده، شامل ذرات ریز پامیس است.

۶) توف‌ها اغلب در لا به لا و یا زیر ایگنیمیریت‌ها قرار گرفته‌اند و از نظر سنگ‌شناسی بیشتر داسیتی و ریوداسیتی و کمتر آندزیتی هستند. تکه پاره‌های سازنده لاهار و کنگلومرا، از قلوه سنگ‌های آتشفشنای (داسیت و ریوداسیت) تشکیل شده‌اند که در خمیره‌ی ناهمگن قرار گرفته‌اند.

۷) سری ماغمایی سنگ‌ها، کلسیمی-قلیایی است. بالا بودن نسبت $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, LILE، غنی‌شدگی در عناصر HREE، Y, Nb و الگوی جدایشی از REE و نبود بی هنجاری منفی Eu از ویژگی‌های نمونه‌های مورد بررسی هستند.

۸) محیط زمین‌ساختی نمونه‌های مورد بررسی کمان‌های پس از برخورد و کمان‌های حاشیه‌ی فعال قاره‌ای تعیین شده است.

- ocean basins ", Geological Society, London, Spec. Pub 42 (1989) 313-345.*
- [19] Mccurt W.J., Atherton M. P., Sanderson L. M., Warden V., "The volcanic cover chemical composition and the origion of the magma of the calipuy. (In magmatism at a plate edge) ", (1985) 273-284.
- [20] Rollinson H., "Using geochemical data: evaluation. Presentation, interpretation", Singapore. Ongman, (1993) 352p.
- [21] Bacon C.R., Druitt T.H., "Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama,Crater Lake, Oregon ", Contrib. Mineral. Petrol. 98 (1988) 224-256.
- [22] Eggins J., Hensen B.J., "Evolution of mantle-derived, augite-hypersthene granodiorites by crystal-liquid fractionation: Barrington Tops batholith, eastern Australia", Lithos 20 (1987) 295-310.
- [23] Borg L.E., Clyne M.A., "The Petrogenesis of Felsic Calc-alkaline Magmas from the Southernmost Cascades, California: Origin by Partial Melting of Basaltic Lower Crust", J. Petrol., 39, 6 (1998) 1197-1222.
- [24] Bullen T.D., Clyne M.A., "Trace element and isotopic constraints on magmatic evolution at Lassen Volcanic Center", J. Geophy. Res. 95 (1990) 19671-19691.
- [25] Walker G.P.L., "A new concept of the evolution of the British Tertiary intrusive centres ", Geological Society, London, Spec. Pub. 131(1975) 121- 41.
- [26] Irvine T. N., Baragar W. R. A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks ", Can. J. Earth. Sci., 8 (1971) 523-548.
- [27] Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Kellre J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorenson H., Streckeisen A., Woolley A., Zanettin B., "A classification of igneous rocks and glossary of terms", Blackwell Science, Axford. (1989) 193p.
- [28] Harker A., "The natural history of igneous rocks", Macmillan, New York, (1909) 384pp.
- [29] Rogers J.J., "Trace elements in continental margin magmatism", Geol. Soc. Amer. Bull., II, 92 (1981) 57-93.
- [30] Rogers J.J., J.K. Greenberg. "Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites:
- [7] Stoklin J., "Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and central Asia: Memoir Hors serie de Societe Geologique de France ", No. 8 (1977) 333-335.
- [۸] غیوری ن، معین وزیری ا. " مطالعه چینه شناسی پتروگرافی و ژئوشیمیابی افق های ایگنیمیرینتی سهند "، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی گرایش پetroلولوژی، دانشگاه تربیت معلم تهران، (۱۳۸۱)، ۱۶۷ صفحه.
- [9] Stephan T., Nelson S., Montana A., "Sieve texture plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression", An. Mineral, 77 (1992) 1242-1249.
- [10] Anderson A.T., "Magma mixing, petrological process and volcanology", J. Volcanol. Geothermal. Res 1 (1976) 3-33.
- [11] Shelly D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", Champan and Hall, University Press, Cambridge, Great Britain, (1993) 445pp.
- [12] Tsuchiyama A., "Dessloution kinetic of plagioclase in the melt of the system diopside albite-anorthite, and the origion of dusty plagioclase in andesites ", Contrib.Mineral. Petrol., 89 (1985) 1-16.
- [13] Miller J.S., Miller C. F., "Tertiary Extension-Related Volcanism, old Woman Mountains Area Eastern Mojave Desert", Geophysical. Res.96 (1990) B8, 13629- 13643.
- [14] Halsor S.P., "Large glass inclusions in plagioclase phenocrysts and their bearing on the origin of mixed andesitic lavas at Toliman volcano, Guatemala ", Bull. Vol. No 51 (1981) 271-280.
- [15] Hall A., "Igneous Petrology (2 nd). Longman, Newyork ", (1996) 551pp.
- [16] Pearce T. H., Russell G. K., Wolfson L. "Laser interfrance and normarashi interference imaging of zoning profiles in plagioclase phenocrysts from the Mey 18, 1980 ", (1987).
- [17] Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zannettin B., "Achemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram ", Journal. Petrol 27(1986) 745-750.
- [18] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic ystematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, In: Saunders, A.D. & Norry M.J. (eds) Magmatism in

- [36] Taylor S.R., McLennan S.M., "The Continental Crust: Its Composition and Evolution", Geoscience Texts, Blackwell Scientific Publications, London (1985) 312p.
- [37] Gourgaud A., Villemant B., "Evolution of magma mixing in an alkaline suite: the Grande Cascade sequence (Monts-Dore, French Massif central), Geochemical modeling ", Journal of Volcanology and Geothermal Research, 52 (1992) 255-275.
- [38] Bachelor R.A., Bowden P., "Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters ", Chem Gold, 48 (1985) 43-55.
- [39] Schandl E. S., Gorton M. P., "Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments", Economic Geology, 97(2002) 629-642.
- [40] Pearce J.A, Hariss N.B.W., Tindle A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks ", Journal of petrology. 25 (1984) 63-81.
- Distinction by major-element and trace element chemistry and possible origins", J. Geol., 98 (1990) 291-309.*
- [31] Nono A., Deruelle B., Demaiffe D., Kambou R., "Tchabal Nganha volcano in Adamawa (Cameroon): petrology of a continental alkaline lava series", J. Volcanol. Geotherm. Res. 60 (1994) 147-178.
- [32] Smith I.E.M., Johnson R.W., "Contrasting rhyolite suites in the Late Cenozoic of Papua New Guinea ", J. Geophy. Res. 86 (1981) 10257-10272.
- [33] Pearce J.A. Bender J.F., De Long S.E., Kidd W.S.F., Low P.J., Guner Y., Saraghu Yilmaz Y., Moorbat S., Mitchell J.G., "Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey", J. Volcanol. Geothermal. Res 44 (1990) 189-229.
- [34] Wilson M., "Igneous Petrogenesis; A Global Tectonic Approach", Unwin Hyman, London, (1989) 466p.
- [35] De Paolo D.J., "Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. Earth Planet ", Sci. Lett. 53 (1981) 189-202.