

مجله علمی پژوهشی مخاطرات محیط طبیعی، دوره دهم، شماره بیست و هشتم، تابستان ۱۴۰۰

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۸/۱۱/۲۸

تاریخ بازنگری نهایی مقاله: ۱۳۹۹/۱۰/۲۲

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۱۱/۲۵

صفحات: ۵۲ - ۲۹

مقاله (علمی پژوهشی)

ارزیابی نقش ساختارهای تکتونیک در چینه‌شناسی و فوران‌های پلیو کوآترنری آتشفشان سهند (استان آذربایجان شرقی)

فرهاد پیرمحمدی علیشاه^{۱*}، احمد جهانگیری^۲

۱. استادیار پترولوژی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، واحد شبستر، دانشگاه آزاد اسلامی، شبستر

۲. استاد پترولوژی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تبریز، تبریز

چکیده

مطالعه ساختارهای تکتونیک مناطق آتشفشانی در کنترل مخاطرات ناشی از فعالیت دوباره آنها بسیار تأثیرگذار می‌باشد. در این تحقیق ضمن معرفی دقیق انواع مختلف محصول‌های آتشفشانی سهند و نحوه رسوبگذاری آنها در مناطق اطراف این آتشفشان، چینه‌شناسی، لیتولوژی و نحوه رسوبگذاری این نهشته‌ها در دره‌های مختلف سهند با استفاده از مطالعه‌های صحرایی و آزمایشگاهی مورد بحث و بررسی قرار می‌گیرد. بر طبق شواهد صحرایی، مجموعه آتشفشانی سهند در یک محیط قاره‌ای با دریاچه‌های محلی کم‌عمق و آرام به مساحت ۷۲۰۰ کیلومتر مربع با حداکثر ارتفاع ۳۵۹۵ متر از سطح دریا در شمال غرب ایران بین تبریز و مراغه تشکیل شده است. فعالیت این توده آتشفشانی از اواسط میوسن شروع شده و تا اواخر پلیستوسن ادامه دارد. منطقه مورد مطالعه در زون البرز غربی - آذربایجان قرار داشته و بخش مهمی از منطقه برخوردی پلیت‌های عربی - اوراسیا محسوب می‌شود. بعد از بسته شدن نئوتتیس در اواخر کرتاسه و ادامه همگرایی پلیت‌ها و تشدید آن در پلیوسن کوتاه‌شدگی، ضخیم‌شدگی و بالاآمدگی قابل توجهی در پوسته شمال غرب ایران و شرق ترکیه بوجود آمد و همزمان فعالیت‌های آتشفشانی گسترده پلیو - کوآترنری شکل گرفت. در اثر بالاآمدگی، شکستگی‌ها و گسل‌های متعددی در حد فاصل مناطق خرد شده بوجود آمد و در اثر حاکمیت نیروهای کششی و حرکت در امتداد گسل‌ها بویژه گسل‌های امتداد لغز و حوضه‌های کشیده شده، محل تقاطع گسل‌ها و محورهای چین‌های جوان فوران‌های آتشفشانی صورت گرفت. مقادیر برآورد شده ضریب کیفیت در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد بیشتر نواحی منطقه مورد بررسی از دید جایگاه زمین‌ساختی و لرزه زمین‌ساختی از جمله مناطق فعال به شمار می‌آیند. رابطه ضریب کیفیت برای گسل شمال تبریز و نواحی پیرامون آن از جمله آتشفشان سهند $Q_c = 49.00 f_{132}$ برآورد شده است که کاهیدگی به مراتب بیشتری از نواحی دیگر دارد که این نشان‌دهنده ناهمگنی بالا و جریان گرمایی گوشته بالایی در پهنه فعال و لرزه‌خیز گسل شمال تبریز و نواحی پیرامون آن است.

واژگان کلیدی: ضریب کیفیت، زمین‌ساخت، سهند، کوآترنری، مخاطرات.

مقدمه

فعالیت‌های آتشفشانی کواترنر و استراتوولکان‌های بزرگ خفته دماوند، بزمان، تفتان، سهند و سبلان در مناطق مختلف ایران پراکنده‌اند. برخی از این استراتوولکان‌ها در نزدیکی کلان‌شهرها واقع شده و افزون بر این ده‌ها هزار نفر در شهرها و روستاهای کوچک و بزرگ نزدیک و یا در دامنه‌های آتشفشان سکونت دارند که در معرض خطرات مستقیم ناشی از فعالیت آتشفشانی هستند. اگر چه فعالیت تاریخی آتشفشانی در ایران به ثبت نرسیده، اما وجود لرزه‌های در ارتباط با آتشفشان‌ها و افزایش فعالیت‌های فومرولی لزوم توجه به مخاطرات آتشفشانی را دو چندان می‌نماید.

منطقه آذربایجان و شمال غرب ایران واحدهای آتشفشانی با سنین مختلفی را در خود جای داده است به گونه‌ای که می‌توان این منطقه را به عنوان یک ایالت آذرین و آتشفشانی در نظر گرفت (درویش‌زاده، ۱۳۸۳). حواشی صفحات، مناطق برخوردی و درون صفحات از جمله مناطقی هستند که آتشفشان‌ها دارای گسترش وسیعی هستند (درویش‌زاده، ۱۳۸۳).

مطالعه ویژگی‌های پتروژنتیکی و ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی می‌تواند منجر به تشخیص محیط تکتونیکی و عوامل مؤثر در تحولات ماگمایی مناطق فوق شود. این در حالی است که، تلاقی زون‌های ساختمانی مهم البرز-آذربایجان، سنندج-سیرجان و ایران مرکزی در منطقه آذربایجان به پیچیدگی‌های زمین‌شناختی این منطقه نیز افزوده است. موقعیت ویژه زمین‌شناسی و ساختمانی منطقه آذربایجان و قرارگیری آن در فلات مرتفع ایران-آناتولی و منطقه برخوردی پلیت عربی و اوراسیا، ایجاب می‌کند که اغلب محققین تحولات تکتونیکی مذکور را در بوجود آمدن فعالیت‌های آتشفشانی در نظر داشته باشند (آقابات، ۱۳۸۵).

سید محمد هاشم امامی (۱۳۸۰)، خاستگاه تکتونیکی آتشفشان‌های پلیو-کواترنر منطقه توش کوه واقع در غرب توده آتشفشانی سهند و جنوب شرق آذرشهر را مورد بررسی و مطالعه قرار داده است. در این تحقیق خاستگاه تکتونیکی ولکانیسم پلیو-کواترنر منطقه توش کوه بر مبنای بررسی ساختمان زمین‌شناسی منطقه در دو بازه زمانی قبل و بعد از رویداد فعالیت‌های آتشفشانی مورد ارزیابی قرار گرفته است.

جهانگیری (۱۳۸۵)، ویژگی‌های ژئوشیمیایی و پتروژنز برخی از دم‌های نیمه آتشفشانی را مورد مطالعه قرار داده است. ایشان با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها مانند بالا بودن Sr ، Ce/Yb ، Str/Y و Mg آنها را سنگ‌هایی شبیه به داسیت‌های آداکیتی در نظر گرفته است. به نظر وی تشکیل این ماگما می‌تواند در ارتباط با ذوب پوسته اقیانوسی فرو رنده نئوتتیس در مرحله نهائی فرورانش و یا مرحله تصادم بوده باشد.

عامل (۱۳۸۶)، پترولوژی و پتروژنز سنگ‌های ماگمایی پلیو-کواترنری آذربایجان را مورد مطالعه قرار داده است. به نظر ایشان در اغلب مناطق آذربایجان بین جایگیری محصول‌های آتشفشانی و ساختارهای خطی تکتونیکی مانند شکستگی‌ها و گسل‌های اصلی و محور چین‌های جوان تطابق وجود داشته و این مسئله اهمیت و نقش ساختارهای تکتونیکی را در فوران‌های آتشفشانی پلیو-کواترنری نشان می‌دهد.

چهارلنگ و قلمقاش (۱۳۹۱)، پتروژنز و جایگاه تکتونیکی گندهای نیمه آتشفشانی سهند را مورد بررسی قرار داد. نتایج این تحقیق نشان داد، سنگ‌های آداکیتی سهند جوان از نوع آداکیت‌های پرسیلیس است. این سنگ‌ها حاصل

ذوب بخشی پوسته‌ای (پوسته‌ قاره‌ای پایینی ضخیم شده یا پوسته‌ اقیانوسی) با ترکیب سنگ منشأ گارنت‌دار است که در مسیر صعود دچار تحولات ماگمایی شده‌اند و در ارتباط با برخورد قاره‌ای اوراسیا-عربی تشکیل شده‌اند. قلمقاش و چهارلنگ (۱۳۹۳)، بررسی و مقایسه‌ آتشفشان‌های میوسن- کواترنری در شمال باختر ایران، ففقاژ کوچک و جنوب خاور آناتولی را از نظر ژئوشیمی، خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی مورد بررسی قرار دادند. بر اساس نتایج بدست آمده، غنی‌شدگی سنگ‌های آتشفشانی سه‌ند و ففقاژ کوچک از LREE و تهی‌شدگی بیشتر آنها از HREE (نسبت به دیگر سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه)، نشانگر تشکیل ماگمای مادر آنها از ذوب بخشی سنگ‌های گارنت‌ لرزولیتی گوشته است.

در نهایت اصغری سراسکانرود و همکاران (۱۳۹۳)، مورفولوژی و مورفومتری مخروط‌های آتشفشانی سه‌ند را مورد مطالعه قرار دادند. در این تحقیق با ایجاد یک مدل تحلیلی ارتباط لایه‌های مختلف با مورفومتری دهانه‌های آتشفشانی تحلیل گردید و دهانه‌های موجود در کوهستان سه‌ند به دهانه‌های دایره‌ای، متغیر، شکاف‌دار و کشیده طبقه‌بندی شد. نتایج نشان داد که گسل‌ها و فراوانی آنها بر روی شکل دهانه‌ها تأثیر گذاشته است. با وجود همگنی تقریبی هر چهار نوع دهانه از لحاظ سنگ‌شناسی، می‌توان نتیجه گرفت که خطوط گسلی در به هم زدن شکل دهانه‌ها مؤثر واقع شده‌اند. به این صورت که جایی که تعداد گسل بیشتری داشته، شکل دهانه از حالت ایده‌آل دایره‌ای خارج شده و به اشکال مختلف درآمده است. در نهایت این نتیجه حاصل شد که مورفولوژی و مورفومتری دهانه‌های آتشفشانی سه‌ند علاوه بر تأثیر پذیرفتن از نوع فوران، از خطوط گسلی نیز تأثیر پذیرفته است.

در کشور ما تاریخ دقیق وقایع آتشفشانی به طور دقیق معلوم نمی‌باشد. ولی آثار به جا مانده در اطراف آتشفشان سه‌ند که به صورت ایگنیمبریت و لاهار دیده می‌شود و نیز خاکسترهای آتشفشانی سه‌ند که در مناطق مختلف اطراف، لایه‌هایی از آنها مشاهده می‌شود، حاکی از فعالیت انفجاری شدید این آتشفشان است (آقانباتی، ۱۳۸۵). این نهشته‌ها نسبت به سنگ‌های آذرین کمتر مورد مطالعه قرار گرفته‌اند و علت آن را می‌توان تنوع زیاد این نوع سنگ‌ها و نقش فرآیندهای مختلف آتشفشانی و رسوبی در تشکیل آنها دانست. هدف از این مطالعه ارزیابی ساختارهای تکنیکی در چینه‌شناسی و فوران‌های پلیوکواترنری آتشفشان سه‌ند می‌باشد که با استفاده از مطالعات صحرایی، ژئوفیزیکی و آزمایشگاهی مورد بحث و بررسی قرار می‌گیرد.

داده‌ها و روش‌ها

روش مطالعه

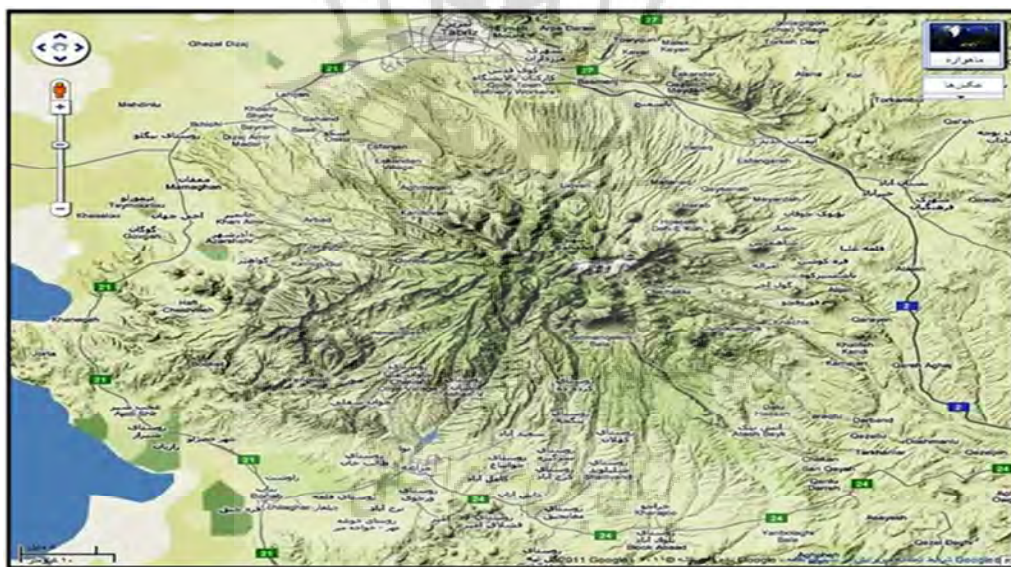
به منظور درک صحیح زمین‌شناسی آتشفشان سه‌ند و تعیین ارتباط میان واحدهای مختلف سنگی و بررسی ساختارهای تکتونیکی، از بخش مرکزی کالدرها به سوی دیواره‌ها و همچنین از بخش‌های بیرونی به طرف کالدرها، چندین پیمایش انجام و مقاطع مختلفی مطالعه شد (شکل ۱). برای بررسی ترکیب سنگ‌ها، تعدادی نمونه برای تجزیه شیمیایی سنگ کل انتخاب شد که پس از آماده‌سازی، برای تعیین عناصر اصلی و عناصر خاکی کمیاب به

آزمایشگاه کمکس^۱ کانادا ارسال شدند. عناصر اصلی، به روش ICP-M و عناصر نادر و REE در نمونه‌ها، به روش ICP-MS اندازه‌گیری شدند (پیرمحمدی علیشاه، ۱۳۹۰).

معرفی منطقه

مجموعه آتشفشانی سهند از تیپ آتشفشان‌های استراتوولکان است که در آن مخروط‌های متعدد آتشفشانی با دهانه‌های متعدد قرار دارند و نهشته‌های آذرآواری آن در سطح وسیع به شعاع حداقل ۵۰ کیلومتر گسترده است. لذا دسترسی مستقیم به نقاط مختلف آن نیاز به شبکه‌هایی از راه‌های مواصلاتی دارد (شکل ۱).

به طور کلی آذربایجان منطقه‌ای کوهستانی با زمستان‌های سرد و تابستان‌های نسبتاً گرم می‌باشد و تفاوت دما در طول سال در این منطقه خیلی زیاد است و این امر در تخریب مکانیکی سنگ‌ها و تشکیل ناهمواری‌های منطقه نقش بسزائی دارد. عوامل متعددی در شرایط آب و هوایی این منطقه تأثیر دارند که از میان آنها می‌توان به وجود کوه‌های بلند و وزش بادهای شمالی و نیز مقدار متوسط بارندگی سالانه که بین ۲۵۰ تا ۶۰۰ میلی متر است، اشاره کرد (جهانگیری، ۱۳۸۵).



شکل ۱: عکس ماهواره ای سهند و منطقه مورد مطالعه، مقیاس ۱/۵۰۰۰۰۰ (لندست ۷).

چینه‌شناسی منطقه سهند

بجز رسوبات بدون فسیل شامل کنگلومرای آتشفشانی، ماسه‌سنگ و آهک‌های سیلیسی که در دره شرقی سهند (دره چینی بلاغ) مشاهده می‌شوند و از لحاظ لیتولوژی به پالئوزوئیک تحتانی و انفراکامبرین شبیه هستند (معین وزیری و امین سبحانی، ۱۳۵۶) پی سنگ قدیمی دیگری در مرکز سهند مشاهده نگردیده است. علت این امر وفور و گسترش زیاد فعالیت‌های آتشفشانی است که سازندهای قدیمی را پوشانیده است (پیرمحمدی علیشاه، ۱۳۹۰). با این حال در

¹-chemex

حاشیه سهند رخنمون‌هایی از سنگ‌های قدیمی برونزد دارند. همچنان‌که در جنوب غربی (دره قلعه‌چای) و جنوب سهند (مناطق مجاور مراغه) بیرون زدگی‌هایی از رسوبات پالئوزوئیک و مزوزوئیک دیده شده است. در جنوب سهند (اطراف مراغه) سنگ‌های قدیمی از دولومیت‌های ضخیم لایه سلطانیه، تناوبی از شیل و دولومیت باروت و شیل‌های قرمز رنگ میکادار همراه با میان لایه‌های ماسه‌سنگ و دولومیت‌های زرد رنگ تشکیل شده‌اند. بررسی‌های اخیر این شکیلات را به کامبرین زیرین نسبت می‌دهد (حمیدی^۱، ۱۹۸۹). لایه‌های تشکیلات یاد شده بطور دگرشیب با ولکانیک‌های سهند و بصورت هم شیب و تدریجی با سازند لالون پوشیده می‌شوند. سازند لالون با ضخامت ۴۰۰ الی ۵۰۰ متر شامل آرکوز، پسامیت، همراه با لایه‌های ضخیمی از ریولیت می‌باشد. در بالا این واحد را افق کوارتزیتی سفید رنگ (پایه سازند میلا) می‌پوشاند (چهارلنگ و قلمقاش، ۱۳۹۱). بر روی کوارتزیت پایه میلا بطور هم شیب، دولومیت‌های خاکستری روشن تا زرد رنگ همراه با نوارها و ندول آثاری از استروماتولیت قرار گرفته که خود توسط تناوبی از ماسه‌سنگ، شیل و آهک دولومیتی پوشیده می‌شود. طبقات فوق از نظر موقعیت چینه‌شناسی با سازند میلا قابل مقایسه است (خدابنده و امینی فضل، ۱۳۷۴). رسوبات اردوئین، دونین و کربونیفر در منطقه سهند وجود ندارد. بنابراین احتمالاً بالآمدگی عمده‌ای در طی این زمان وجود داشته است. صرف نظر از نبود چینه‌ای یاد شده، اخیراً طبقاتی از سنگ‌های دونین که بطور هم شیب به وسیله رسوبات پرمین پوشیده شده‌اند از دره چنار (جنوب غرب سهند) گزارش شده است (خدابنده و امینی فضل، ۱۳۷۴). رسوبات پرمین متشکل از سازندهای درود و روته بطور پیشرونده بر روی بخش‌های مختلف سازند میلا و همچنین طبقات رسوبی دونین قرار می‌گیرند. سازند درود از یک سری رسوبات آواری تشکیل شده که بتدریج به آهک‌های سازند روته با ضخامتی بالغ بر ۶۰ متر شامل لایه‌های ماسه‌سنگ قرمز، ماسه سنگ آهکی و لایه‌های قرمز رنگ آهن‌دار (لاتریت) همراه با عدسی‌های بوکسیت ختم می‌شوند. طبقات رسوبی تریاس زیرین بطور پیوسته و بدون فاز فرسایشی شامل آهک‌های خاکستری تیره رنگ با لایه‌هایی از شیل‌های آهکی، آهک‌های شیلی، آهک‌های دولومیتی و دولومیت‌های توده‌ای بر روی رسوبات پرمین فوقانی قرار گرفته‌اند. بر روی این طبقات که با سازند الیکا قابل مقایسه است، ردیفی از رسوبات آواری با یک مرز گسله قرار گرفته‌اند که می‌توانند هم ارز سازند نایبند به شمار آیند. یک سری سنگی شامل کنگلومرا و ماسه‌سنگ قرمز با ضخامتی بیش از ۲۰۰ متر در جنوب روستای زینجناب برون‌زدگی دارد که سن آنها را بربریان و بردت^۲ (۱۹۷۱) به میوسن نسبت می‌دهد.

گسل‌های منطقه سهند

طبق عقیده معین وزیری و امین سبحانی (۱۳۵۶) بالآمدگی سنگ‌های قدیمی در جنوب غرب (مراغه) و شرق سهند (دره چینی‌بلاغ) در اثر پدیده ولکانوتکتونیک سهند نبوده بلکه در ارتباط با فازهای تکتونیک عمومی است که پیش از آغاز فعالیت‌های آتشفشانی سهند روی داده است. بطور کلی روند عمومی گسل‌های منطقه در جهت شمال غرب- جنوب شرق است. با وجود این گسل‌هایی نیز در جهات مختلف دیده می‌شوند. در دره ترپاقلو، انتهای دره صوفی چای چند گسل مشاهده می‌شود که تقریباً امتداد شمال غرب- جنوب شرق دارند. همچنین گسل تبریز- ماکو که از

^۱ - Hamidi

^۲ - Berberian and Bordet

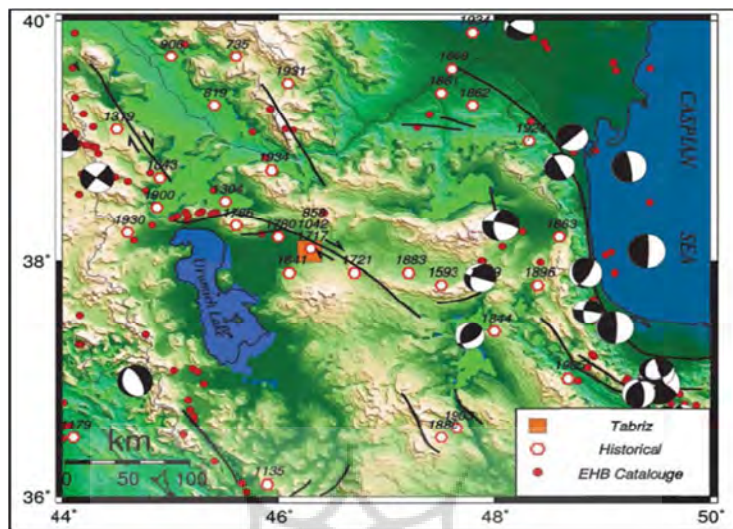
شمال منطقه عبور می‌کند، دارای جهت شمال غرب- جنوب شرق می‌باشد. به عقیده نبوی (۱۳۵۵) گسل تبریز تا شمال تبریز (کوه های مورو- میشو) بطور مشخصی ادامه دارد. ولی ادامه آن به طرف غرب قابل رویت نمی‌باشد، ولی بنظر می‌رسد که پس از گذشتن از خوی به طرف ماکو و از آنجا به آرات در ترکیه مربوط می‌شود. طول این گسل از جنوب ابهر تا آرات بیش از ۶۰۰ کیلومتر است.

لرزه زمین‌ساخت و مطالعات ژئوفیزیکی انجام یافته در منطقه

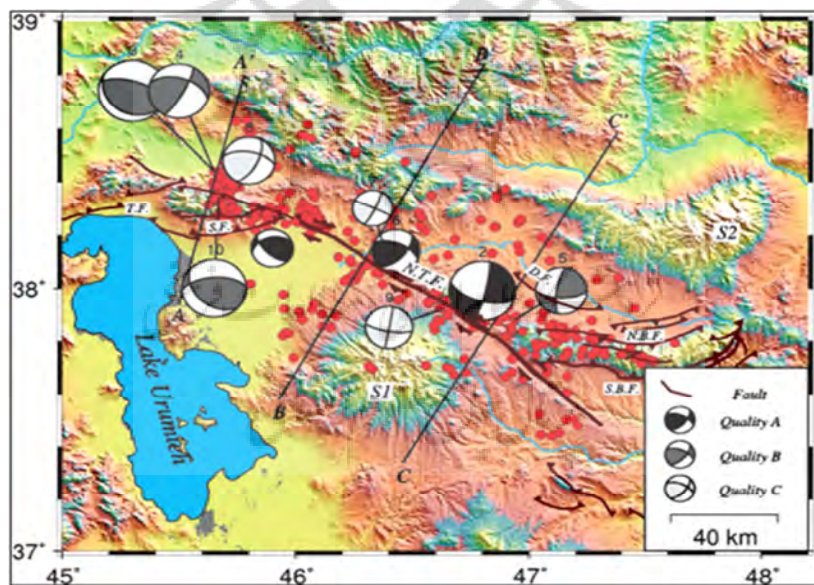
شمال غرب ایران، در ناحیه‌ای بین دریای خزر، جنوب قفقاز، شرق آناتولی و شمال رشته کوه‌های زاگرس واقع است. این ناحیه بخشی از فلات ایران- ترکیه است که یکی از دو فلات اصلی سامانه چین خورده آلپ- هیمالیا به شمار می‌رود (شنگور و کید^۱، ۱۹۷۹؛ دیوی و همکاران^۲ ۱۹۸۶). فلات ایران از شرق ترکیه تا شرق ایران گسترش یافته است و به طور میانگین بین ۱/۵ تا ۲ کیلومتر ارتفاع دارد و در شرق ایران ارتفاع به ۵۰۰ متر کاهش یافته است (آلن^۳، ۲۰۰۴). زمین‌ساخت فعال در این ناحیه همانند دیگر نقاط ایران، ناشی از همگرایی صفحه‌های عربی و اوراسیا است که تمامی کشور ما را تحت تأثیر خود قرار داده است. نتایج حاصل از مطالعات ژئوفیزیکی که در آن میزان حرکت پوسته بر اساس محاسبه گشتاور لرزه‌ای و اندازه‌گیری‌های GPS برآورده می‌شود، نشان‌دهنده مقدار کمی کوتاه‌شدگی در این ناحیه است (جکسون و همکاران^۴، ۱۹۹۵؛ مک‌کلوسکی و همکاران^۵، ۲۰۰۳؛ ریلینگر و همکاران^۶، ۲۰۰۶) و بیشتر این کوتاه‌شدگی در شمال این ناحیه در قفقاز و در جنوب آن در رشته کوه‌های زاگرس روی می‌دهد (مک‌کلوسکی و همکاران^۷، ۲۰۰۳). ساز و کار کانونی زمین‌لرزه‌ها در این ناحیه (شکل ۲ و ۳) نشان دهنده گسلش امتداد لغز در شمال غربی ایران و شرق آناتولی و گسل‌های معکوس در حاشیه غربی دریای خزر است.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

1 - Sengor and kid
2 - Dewey et al.
3 - Allen
4 - Jackson et al.
5 - McClusky et al.
6 - Reilinger et al.
7 - McClusky et al.



شکل ۲: زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی شمال غرب ایران، زمین‌لرزه‌های تاریخی (آمبرسیز و ملویل^۱، ۱۹۸۲) با شش ضلعی سفید و زمین‌لرزه‌های دستگاهی از کاتالوگ (انگداهل و همکاران^۲، ۲۰۰۶) با دایره‌های سرخ رنگ نشان داده شده‌اند. سازوکارهای کانونی، محاسبه شده توسط مرکز دانشگاه هاروارد است.



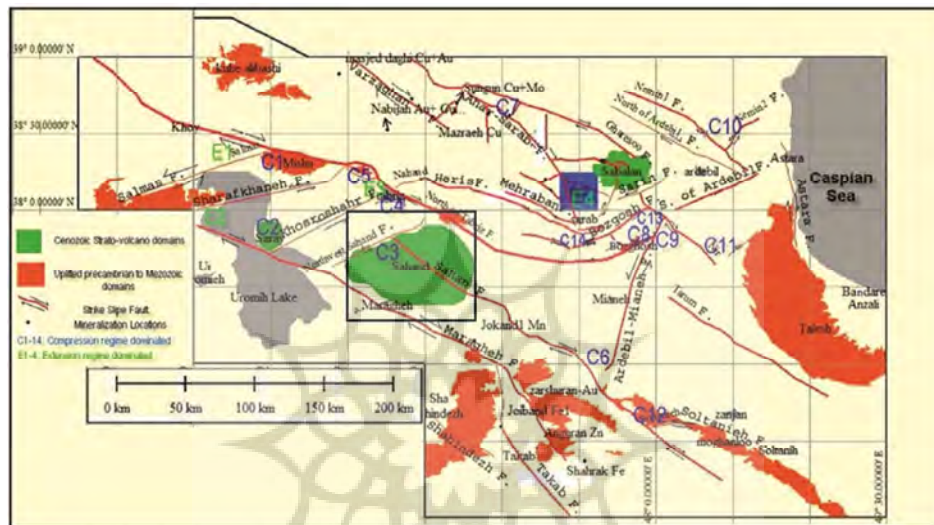
شکل ۳: توزیع کانون سطحی ۳۶۸ زمین‌لرزه انتخابی در منطقه تبریز و سازوکارهای محاسبه شده همراه با موقعیت مقاطع عرضی بررسی توزیع کانونی عمقی زمین‌لرزه‌ها که با خطوط مشکی مشخص شده است، گسل‌ها از (بربریان و بیتس^۳، ۲۰۰۱).

¹ - Ambraseys and Melville

² - Engdahl et al.

³ - Berberian and Yeats

وجود پهنه‌های گسلی فراوان با ظرفیت لرزه‌خیزی بالا، وجود آثار تحولات ماگمایی آتشفشان‌ها و همچنین زمین‌ساخت پیچیده منطقه، ضریب کیفیت کم و جذب زیاد برآورد شده از امواج حجمی فشاری و برشی در نتایج حاصل از این تحقیق به دور از انتظار نبوده و وجود نواحی فعال و عدم تجانس در پوسته بالایی از مطالعات قبلی که در این ناحیه صورت گرفته را تایید می‌شود (شکل ۴).

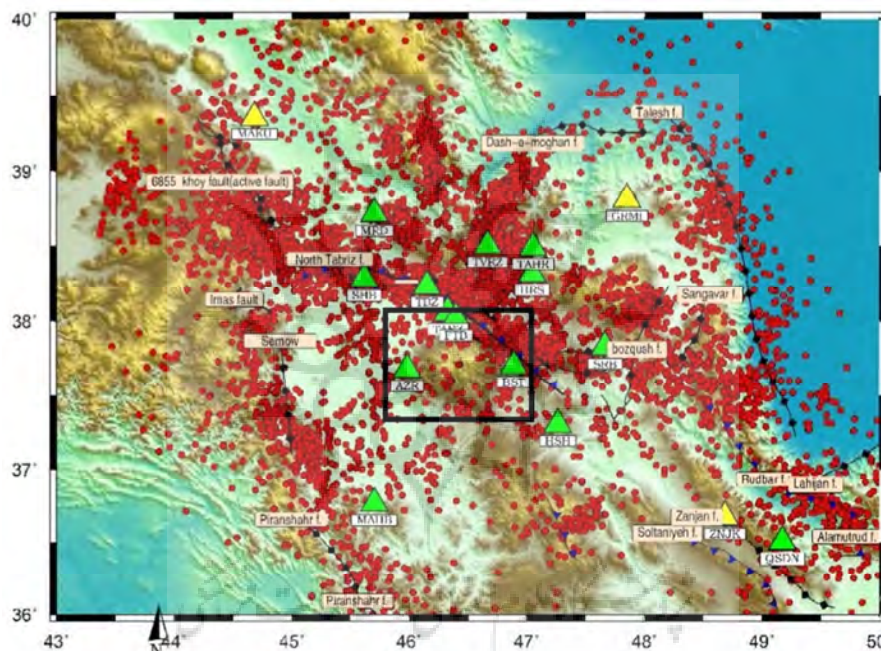


شکل ۴: نقشه ساده ساختاری شمال غرب ایران (بهار فیروزی، ۱۳۹۱)، همراه با موقعیت محدوده آتشفشان سهند و برخی از محدوده‌های دارای رژیم زمین ساختی تراکمی و یا کششی اطراف. منطقه سهند با مربع سیاه رنگ نشان داده شده است.

ریخت‌شناسی کنونی چیره بر سرزمین آذربایجان به وسیله عملکرد شبکه گسل‌های راستالغز معرفی شده است. سوی تنش در محل برخوردها سبب چیره شدن شرایط کشش و یا فشارش و در نتیجه ساختمان‌های پایین‌افتاده یا بالاآمده شده است (شکل ۴). بسته به اینکه در محل برخورد گسل‌های راستالغز، بردار حرکت قطعات گسل‌ها نسبت به هم، واگرا و یا همگرا باشند، ممکن است رژیم زمین‌ساختی کششی و یا فشارشی به وجود آید. در مناطق با رژیم زمین‌ساخت فشارشی، سوی بردارهای حرکت در دو گسل برخورد کننده هم، به سوی یکدیگر است و در نتیجه، ساختارهای فشارشی به شکل‌های مختلف از چین‌خوردگی تا تشکیل ساختارهای گلوار مثبت و یا ایجاد ریخت‌شناسی‌های برجسته جلوه می‌کنند. برخی از این مناطق روی شکل با نشانه‌های C1 تا C14 نشان داده شده‌اند. نشانه C به عنوان مخفف واژه Compressive استفاده شده است (نقوی و همکاران، ۱۳۹۵).

در محدوده آتشفشان سهند در محل برخورد گسل راست‌گرد بر سهند و گسل چپ‌گرد بر شمال غرب سهند، توده برجسته سهند قرار گرفته است. اختلاف بلندای بیش از ۲۰۰۰ متر میان توده سهند و سرزمین‌های اطراف آن وجود دارد (C3). اگر چه بدنه اصلی آتشفشان سهند از سنگ‌های گدازه‌ای و آذرآواری نفوژن ساخته شده است، ولی بر پایه اطلاعات نقشه مغناطیس هوایی، توده‌های نفوذی نیز در بدنه کوه سهند جایگیری شده‌اند. در جنوب میانه و منطقه ایلجاق، در محل برخورد گسل راست‌گرد بر سهند و گسل چپ‌گرد بر میانه-اردبیل ساختارهای چین‌خورده فراوان در رسوبات ماسه‌سنگی و مارن گچ و نمک‌دار میوسن ایجاد شده است که ساختارهای دیاپیری نمکی نیز آنها را همراهی

می‌کنند. این چین‌خوردگی و حرکت دیاپیر گونهٔ نمک را می‌توان مرتبط با رژیم زمین‌ساخت فشارشی چیره شده بر منطقه دانست (C6). همچنین در جنوب باختری شهر زنجان، در منطقهٔ مغانلو، در محل برخورد گسل راست‌گرد بر سه‌سند و گسل چپ‌گرد بر سلطانیه، بالآمدگی زمین‌ساختی منجر به رخنمون بسیار مشخصی از سنگ‌های پرکامبرین و پالئوزویک شده است (C12). در این مطالعه از زمین‌لرزه‌های ثبت شده در شبکهٔ مرکز لرزه‌نگاری کشوری (IRSC) و شبکهٔ ملی لرزه‌نگاری نوار پهن ایران (INSN) در گسترهٔ طول جغرافیایی 33° تا 50° و عرض جغرافیایی 36° تا 40° درجه استفاده شده است. در مجموع داده‌های ۱۷ ایستگاه، ۱۴ ایستگاه IRSC و ۳ ایستگاه INSN به کار رفته است (شکل ۵).



شکل ۵: زمین‌لرزه‌های روی داده و گسل‌های مهم منطقه به همراه ایستگاه‌های مورد استفاده در این مطالعه، مثلث‌های سبزرنگ و زردرنگ به ترتیب مربوط به IRSC و INSN هستند.

مطالعهٔ کنونی در ابعاد وسیع‌تری و با پایگاه داده جامع‌تری نسبت به مطالعات دیگر انجام شده است. برای شکل موج‌های مورد استفاده که قرائت فاز صورت نگرفته بود با استفاده از مدل‌های پوسته‌ای محلی که از مطالعات قبلی برای منطقه به‌دست آمده (نقوی و همکاران، ۱۳۹۵)، مکان دقیق فازها روی شکل موج‌ها تعیین و سپس به پایگاه داده افزوده شد. با توجه به گستردگی منطقهٔ مورد بررسی و همچنین تعداد زیاد ایستگاه‌ها و رخداد‌های لرزه‌ای، به‌دست آوردن دادهٔ پالایش شده به‌عنوان ورودی، از بخش‌های بسیار مهم و زمان‌بر این مطالعه بوده است. رابطهٔ بسامدی برای ایستگاه‌های مختلف به‌طور مجزا ارزیابی و ضریب کیفیت و پارامتر بستگی بسامدی به مرکزیت هر ایستگاه تخمین زده شده است.

نتایج و بحث

ولکانیسم پلیو-کواترنری آذربایجان

فعالیت‌های آتشفشانی پلیو-کواترنری از اواسط نئوژن تا اواخر دوران چهارم در منطقه آذربایجان و شمال غرب ایران از گسترش چشمگیری برخوردار بوده‌اند. گرچه در زمین‌شناسی ایران دو مرکز آتشفشانی مهم سهند و سبلان به عنوان مهم‌ترین فعالیت‌های آتشفشانی دوران چهارم (پلیو-کواترنری) برای شمال غرب ایران محسوب می‌شوند با این حال سعی شده است ارتباط سایر فعالیت‌های آتشفشانی جوان و گسترده‌ای که اغلب بدون تشکیل مخروط بوده و همراه با خروج گدازه‌ها و روانه‌های بازیک، حدواسط و اسید از طریق شکستگی‌ها و گسل‌ها در منطقه هستند، با منطقه سهند مورد بررسی و مطالعه قرار گیرند. شمال غرب ایران و منطقه مورد مطالعه در اثر ادامه همگرایی صفحات عربی و اوراسیا بعد از برخورد، تحت رژیم تکتونیکی فشارشی قرار داشته و با تحمل کوتاه‌شدگی و ضخیم‌شدگی پوسته‌ای، بالآمدگی قابل ملاحظه‌ای را پیدا کرده است (دیوی و همکاران^۱، ۱۹۸۶؛ شنگور و ایلماز^۲، ۱۹۸۱؛ شنگور و کید^۳، ۱۹۷۹). فلات آناطولی و ایران با دارا بودن ارتفاع متوسط ۲۰۰۰ متر از سطح دریا، منطقه مرتفعی را تشکیل می‌دهند و این مسئله می‌تواند شاهد مهمی بر ضخیم‌شدگی پوسته‌ای و بالآمدگی در این منطقه باشد. در پی بالآمدگی منطقه‌ای که اوج آن در پلیوسن بوده است (پیرس و همکاران^۴، ۱۹۹۰).

کسکین و همکاران^۵ (۲۰۰۸) برای شرق ترکیه در منطقه فلات ارزروم- کارس، سه مرحله مختلف از فعالیت آتشفشانی را در نظر گرفته‌اند. بررسی‌ها و مشاهدات صحرایی در منطقه مورد مطالعه در این پژوهش مشابهت‌های ساختمانی و چینه‌ای فراوانی را با شرق ترکیه نشان می‌دهند. احتمالاً در پلیو-کواترنری این مناطق به صورت یک فلات مرتفع و واحد، دارای سرگذشت ماگمائی و ساختمانی و زمین‌شناختی مشابهی بوده‌اند.

موقعیت چینه‌شناسی رسوبات آذرآواری منطقه مورد مطالعه

مطالعه ساختارهای تکتونیکی در منطقه و فوران‌های پلیوکواترنری آتشفشان سهند توسط (پیرمحمدی علیشاه، ۱۳۹۱) نشان می‌دهد که علاوه بر دو انتشار وسیع فوق، انتشار ایگنیمبریت بصورت محلی با گسترش کمتر به همراه نهشته‌های ریزشی نیز در گستره مورد مطالعه وجود دارند. علاوه بر نهشته‌های ایگنیمبریتی، روانه‌های لاهار نیز در دامنه‌های اطراف سهند به وفور مشاهده می‌گردد (شکل ۶) که در اثر باران‌های سیل‌آسا همزمان و یا متعاقب فعالیت‌های آتشفشانی انفجاری، بوجود آمده‌اند. جریان لاهار بصورت بین چینه‌ای با رسوبات آبرفتی و نهشته‌های ایگنیمبریتی قرار گرفته‌اند. همچنین در فاصله زمانی بین فعالیت‌های آتشفشانی سهند، رسوبات سیلابی، رودخانه‌ای و یخچالی نیز تشکیل و غالباً تا مسافت‌های طولانی مراکز آتشفشانی سهند گسترده شده‌اند. رسوبات یخچالی را در دره کندوان و گنبر بصورت سنگ‌های سرگردان در قسمت‌های فوقانی رسوبات آبرفتی و سیلابی می‌توان مشاهده کرد. در میان واحدهای آذرآواری سهند واحدی از گسترش بیشتری برخوردار بوده شامل سنگ‌جوش، لاپیلی توف، ماسه‌های آتشفشانی و کنگلومرایی با سیمان سست را تشکیل داده است. حداکثر ستبرایی که برای این واحد قابل

¹ - Dewey et al.

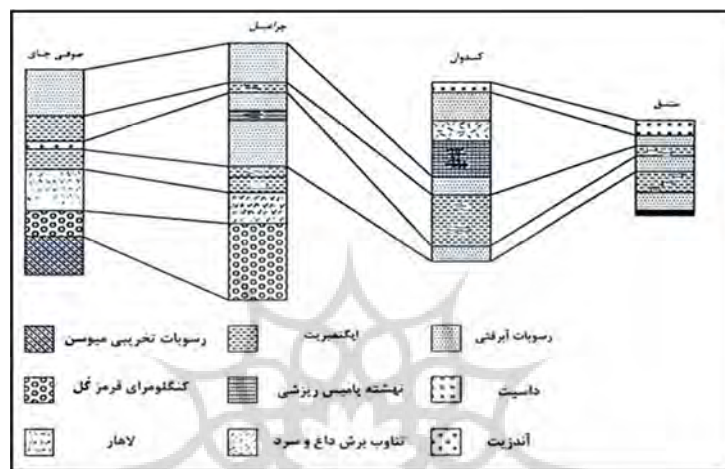
² - Sengor and Yilmaz

³ - Sengor and Kidd

⁴ - Pearce et al.

⁵ - Keskin et al.

دید است نزدیک به ۴۰۰ متر بوده که در مسیر روستای قره‌چای به چینی‌بلاغ رخنمون دارد. درون این طبقات لایه فسیل داری دیده نشده ولی در ناحیه خلعت‌پوشان واقع در غرب ورقه‌بستان‌آباد در میان مجموعه رسوبی آتشفشانی با لایه‌های دیاتومیتی و سینریتی دیده می‌شود که حاوی فسیل ماهی‌های آب شیرین و دیاتومه‌ها می‌باشد.



شکل ۶: مقطع چینه‌شناسی نهشته‌های آذرآواری چهار دره اصلی سه‌سند

چینه‌شناسی نهشته‌های آذرآواری دره گنبر (چراغیل)

دره گنبر در غرب توده سه‌سند واقع است و بدلیل برونزدگی خوب نهشته‌های آذرآواری در دهکده چراغیل، این نقطه بهترین و مناسب‌ترین محل برای مطالعه این نهشته‌ها است. در این دره سه پهنه ایگنیمبریتی و یک نهشته ریزشی که توسط رسوبات آبرفتی سیلابی از هم جدا شده‌اند، یافت می‌شود (شکل ۷). این نهشته‌های ایگنیمبریتی در اصل بیانگر سه فعالیت ایگنیمبریت‌ساز در این محل است. بدین دلیل این نهشته‌ها بعنوان اولین، دومین و سومین پهنه ایگنیمبریتی چراغیل نامگذاری گردیده‌اند. توالی چینه‌شناسی این دره از پائین به بالا به شرح زیر است.

(۱) کف رودخانه از لاهار تشکیل شده است. در ضمن این لاهار توسط رسوبات آبرفتی و آگلومرا پوشیده شده است.

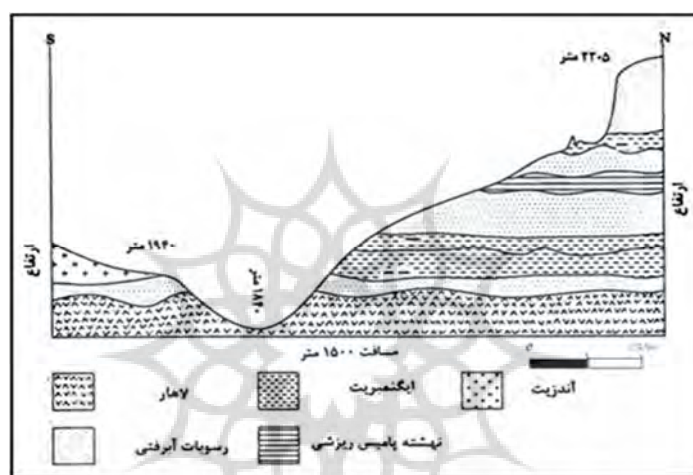
(۲) اولین پهنه ایگنیمبریت چراغیل که بر رسوبات آبرفتی دره چراغیل قرار گرفته است (شکل ۸).

(۳) دومین پهنه ایگنیمبریت چراغیل که توسط رسوبات سیلابی نازک‌لایه (حداکثر یک متر) از اولین پهنه ایگنیمبریت جدا می‌شود و در ضمن بر روی این نهشته، رسوبات آبرفتی و آگلومرا با ضخامت حداکثر ۵۰ متر قرار گرفته است (شکل ۹).

(۴) نهشته ریزشی چراغیل

(۵) سومین پهنه ایگنیمبریت چراغیل که از پایین با نهشته ریزشی زیرین جدا شده و در ضمن خود این پهنه توسط رسوبات آبرفتی و کنگلومرایی و ماسه‌ای سینریت پوشیده شده است (شکل ۱۰). بطور کلی در چراغیل، سه فعالیت آتشفشانی ایگنیمبریت‌ساز قابل تفکیک است که در فواصل زمانی مختلف فعالیت نموده‌اند. علاوه بر این سه فعالیت ایگنیمبریت‌ساز یک فعالیت انفجاری دیگر در فاصله زمانی دومین و سومین فعالیت ایگنیمبریت‌ساز صورت گرفته که

منجر به تشکیل نهشته ریزشی در منطقه شده است. نهشته‌های آذرآواری توسط رسوبات کنگلومرا از هم جدا شده‌اند. این رسوبات در اثر فعالیت رودخانه‌ها و سیلاب‌ها در فواصل زمانی فعالیت‌های آتشفشانی تشکیل شده‌اند. بنابراین بیانگر دوره‌های آرامش (بدون فعالیت‌های آتشفشانی) در منطقه است. درشتی و جنس قطعات رسوبات کنگلومرا متنوع است و گاهی قطر دانه‌ها به بیش از یک متر می‌رسد. قطعات این رسوبات از سنگ‌های آتشفشانی سهند تشکیل گردیده و سیمانی سست شامل ماسه، رس و خاکستر آتشفشانی آنها را بهم چسبانده است. همچنین عدسی‌هایی از خاکسترهای آتشفشانی بصورت بین لایه‌ای با طبقات کنگلومرا همراه است (شکل ۱۰).



شکل ۷: توالی چین‌شناختی دره گنبر در دهکده چراغیل (مقیاس عمودی دقیق نیست).

سنگ‌شناسی غالب در دهانه‌ها در سهند بیشتر سنگ‌های آندزیت تا داسیت است و سایر سنگ‌ها با درصد متفاوتی ظاهر شده‌اند. البته فقط تنها سنگ‌شناسی نمی‌تواند به تنهایی شکل دهانه‌ها را تعیین کند و عوامل دیگری نیز چون تکتونیک و گسل، فرسایش و قدمت دهانه و نوع فوران در طول زمان شکل نهایی دهانه را به وجود می‌آورد. به طوریکه مورفولوژی و مورفومتری دهانه‌های آتشفشانی سهند علاوه بر تأثیر پذیرفتن از نوع فوران، از خطوط گسلی نیز تأثیر پذیرفته است. در ضمن می‌توان گفت که در مورفولوژی دهانه‌های آتشفشانی سهند یک عامل به تنهایی نقش نداشته بلکه عوامل مختلف با شدت و ضعف‌های متفاوت تأثیر داشته‌اند (اصغری سراسکانرود و همکاران، ۱۳۹۳).



شکل ۹: دومین پهنه ایگنیمبریت چراغیل که توسط آگلومرای نازک لایه از اولین پهنه ایگنیمبریت جدا شده است (دید به سمت شمال غرب).



شکل ۸: اولین پهنه ایگنیمبریت چراغیل به رنگ سفید که بر روی لاهار و رسوبات کنگلومرا قرار گرفته است، (دید به سمت شمال).



شکل ۱۱: رسوبات سیلابی با قطعات مختلف داسیتی و عدسی‌هایی از خاکسترهای آتشفشانی حمل مجدد یافته، (دید به سمت شمال).



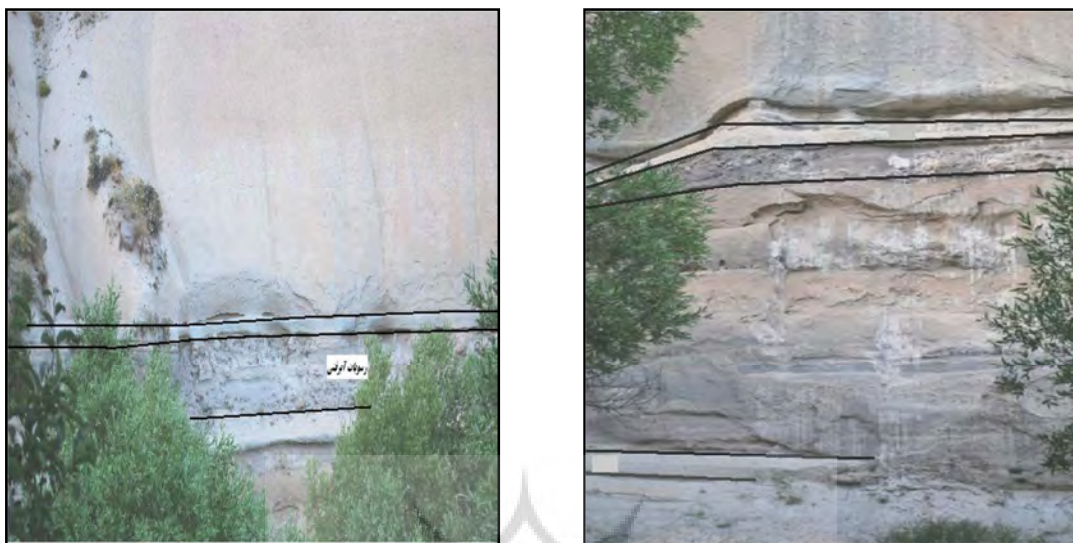
شکل ۱۰: سومین پهنه ایگنیمبریت چراغیل که احتمالاً همزمان با ایگنیمبریت کندوان انتشار یافته است، (دید به سمت شمال).

چینه‌شناسی نهشته‌های آذرآواری دره متنق

دره متنق در شمال شرقی توده آتشفشانی سهند واقع شده است. در این دره دو پهنه ضخیم ایگنیمبریتی که توسط آگلومرا از هم جدا شده‌اند، قابل مشاهده است (شکل های ۱۲ و ۱۳).

جزئیات چینه‌شناسی دره متنق از پائین به بالا شامل بخش‌های زیر است:

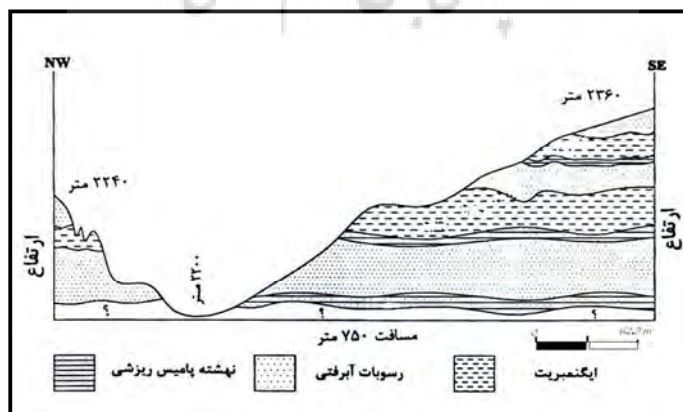
- ۱) یک نهشته پامیس ریزشی در قسمت تحتانی دره که بیانگر اولین فعالیت انفجاری در این منطقه است (شکل ۱۴).
- ۲) بعد از این فعالیت انفجاری در اثر فعالیت رودخانه‌های پیرامون سهند و جریانات سیلابی، رسوبات آبرفتی و سیلابی تشکیل می‌شود که نهشته پامیس ریزشی را می‌پوشاند.
- ۳) بعد از یک فاصله زمانی فعالیت آتشفشانی در منطقه بصورت فعالیت ایگنیمبریت‌ساز از سر گرفته می‌شود که به موجب آن اولین پهنه ایگنیمبریتی در دره متنق تشکیل می‌شود (شکل ۱۴).



شکل ۱۲: نمایی از پهنه بالائی ایگنیمبریت متنق همراه با پامیس ریزشی که در زیر پهنه ایگنیمبریتی مشاهده می شود (دید به سمت جنوب شرقی).
 شکل ۱۳: نمایی از پهنه پائینی ایگنیمبریت متنق همراه با پامیس ریزشی که در زیر پهنه ایگنیمبریتی مشاهده می شود (دید به سمت جنوب شرقی).

۴) مجدداً فعالیت آتشفشانی انفجاری ایگنیمبریت‌ساز بعد از یک وقفه زمانی از سر گرفته می‌شود که موجب تشکیل دومین پهنه ایگنیمبریتی، بنام پهنه بالائی ایگنیمبریت متنق می‌گردد (شکل ۱۴). در زیر این ایگنیمبریت نیز یک نهشته پامیس ریزشی وجود دارد که مثل پهنه پایینی نحوه تشکیل این نهشته را برای ما بازگو می‌کند.

۵) یک فاز آرامش و فرسایش پس از انتشار دومین پهنه ایگنیمبریتی. به طرف مرکز آتشفشان سهند این نهشته‌ها توسط گدازه‌های داسیتی که همزمان یا متعاقب فعالیت‌های انفجاری ایگنیمبریت ساز بیرون ریخته‌اند، پوشیده می‌شوند. به طرف حاشیه سهند نهشته‌های فوق توسط رسوبات آبرفتی، سیلابی و دریاچه‌ای پوشیده شده و بجز در دهکده ایرانق (بین روستای متنق و سعیدآباد) رخنمون دیگری از این نهشته‌ها مشاهده نمی‌گردد.



شکل ۱۴: توالی چین‌شناختی دره متنق در روستای متنق (مقیاس عمودی دقیق نیست).

چینه‌شناسی نهشته‌های آذرآواری دره کندوان

در دره کندوان (شمال غرب توده آتشفشانی سهند) یک روانه ضخیم ایگنیمبریت بر روی طبقات برش قرار گرفته و روی آنرا یک سری نهشته‌های ریزشی می‌پوشاند (شکل ۱۵). پهنه ایگنیمبریت و نهشته‌های ریزشی توسط رسوبات آبرفتی از هم جدا شده‌اند که بیانگر دو فعالیت انفجاری عمده در این منطقه است. در ضمن نهشته‌های ریزشی خود از چند لایه ریزشی مجزا تشکیل شده‌اند که نشانه فعالیت‌های انفجاری با فواصل زمانی کم است (شکل ۱۶).



شکل ۱۶: نهشته‌های ریزشی کندوان که از چند لایه ریزشی تشکیل شده‌اند. این نهشته‌های ریزشی با مرز مشخص از هم تفکیک می‌شوند که بیانگر فعالیت‌های انفجاری با فواصل کم است. در این شکل یکی از نهشته‌های ریزشی حالت جریان‌ی نشان می‌دهد که می‌توان آن را بعنوان ایگنیمبریت در نظر گرفت. (دید بطرف جنوب غرب).



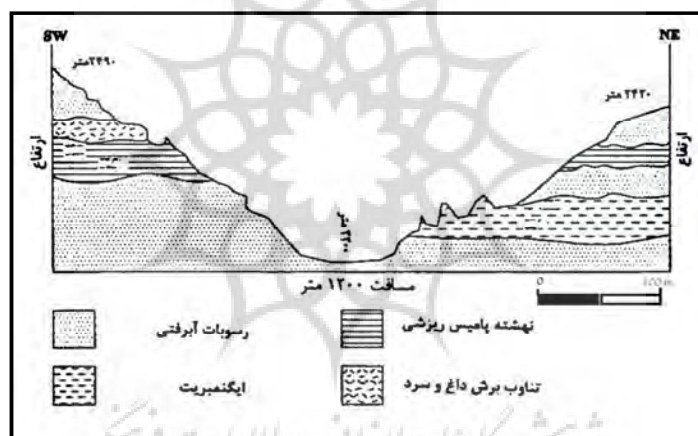
شکل ۱۵: ایگنیمبریت کندوان با منظره کله‌فندی که در اثر فرسایش ترجیحی حاصل شده است. در ارتفاعات اثر سفید رنگی مشاهده می‌شود که نهشته‌های ریزشی کندوان هستند که در دامنه شمال شرقی رخمون خوبی نشان نمی‌دهند (دید بطرف شمال شرقی).

نهشته‌های ریزشی توسط روانه‌های برشی که تناوبی از برش داغ و سرد است، پوشیده می‌شود (شکل ۱۷ و ۱۸). بین دامنه شمال شرقی و جنوب غربی دهکده کندوان تشابه سنگ‌شناسی خوبی مشاهده نمی‌شود بطوریکه نهشته‌های ریزشی و روانه‌های برشی روی آنها در دامنه شمال شرقی بخوبی برون‌زدگی ندارند ولی نشانه‌های سفیدرنگی که حکایت از وجود نهشته‌های ریزشی دارد، مشاهده می‌شود. همچنین روانه ایگنیمبریت در دامنه جنوب غربی مشاهده نمی‌شود. بنظر می‌رسد که این عدم تشابه سنگ‌شناسی در اثر عملکرد گسل بوجود آمده است، ولی به سمت مرکز سهند، قرارگیری روانه‌های برشی در یک ارتفاع در دو طرف دره، این امکان را از بین می‌برد. این عدم تقارن می‌تواند در اثر وجود برجستگی قدیمی در دامنه جنوب غربی بوده باشد که مانع جریان روانه آذرآواری در این قسمت شده است. نهشته‌های ایگنیمبریتی کندوان احتمالاً از کراتر و یا کالدرای قارمش‌داغ خارج شده و تا مسافتی حداقل ۴۰ کیلومتر (نزدیکی اسکو) به طرف شمال غرب (در جهت دره کندوان) و غرب (در جهت دره گنبر) در چاله‌ها و دره‌های آن زمان جریان یافته است. طبق مطالعه توالی چینه‌شناسی سهند، این نهشته‌ها آخرین فعالیت انفجاری ایگنیمبریت‌ساز قارمش‌داغ (مرکز اصلی فوران‌های سهند) و احتمالاً همزمان با سومین پهنه ایگنیمبریت چراغیل است. چینه‌شناسی دره کندوان در شکل ۱۹ بصورت شماتیک معرفی شده است.



شکل ۱۷: دره کندوان به مرکز سه‌سند (دید به طرف جنوب شرقی). در دامنه دره روانه‌های برشی مشاهده می‌گردد.

شکل ۱۸: نهشته‌های ریزشی کندوان که در زیر روانه برش کندوان قرار گرفته است.



شکل ۱۹: توالی چینه‌شناختی دره کندوان، (مقیاس عمودی دقیق نیست).

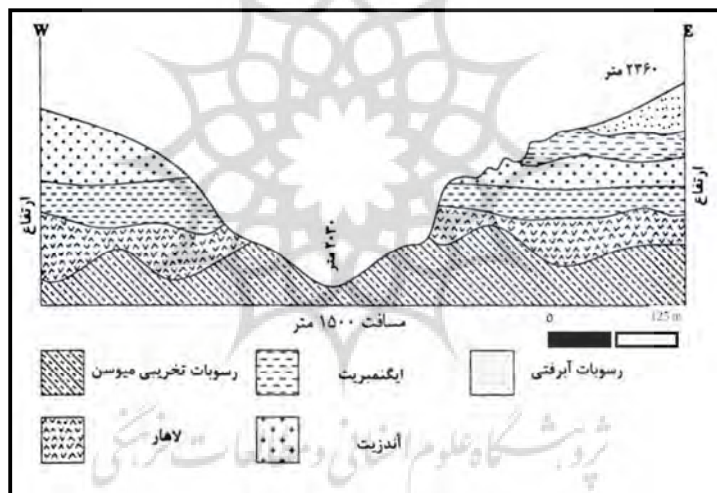
در بعضی نقاط سه‌سند قطعات سنگ‌های سرگردان در اندازه‌های مختلف (گاهی به قطر ۱۰ متر) یافت می‌شوند که از نظر اندازه هیچ تناسبی با قطعات تشکیل دهنده رسوبات آبرفتی ندارند. این قلوه‌های بسیار بزرگ و گرد شده توسط یخچال‌های دوره‌های یخبندان کوتاه‌تر از مرکز سه‌سند به این نقطه حمل شده‌اند.

نهشته‌های ریزشی که بنام نهشته‌های ریزشی پامیس‌دار کندوان نامگذاری شده‌اند، از نظر خصوصیات لیتولوژی خیلی شبیه روانه‌های ایگنمبریتی است و تنها تفاوت آنها نحوه تشکیل آنها است. زیرا ایگنمبریت بصورت جریان‌ی تشکیل شده و نواحی پست قدیمی را پر کرده و در برخی نقاط دیده نمی‌شود. در حالیکه نهشته‌های ریزشی با ضخامت تقریباً یکنواخت پستی و بلندی‌ها را می‌پوشاند (شکل ۱۹). بنابراین سطح فوقانی آن از توپوگرافی زمان خود تبعیت می‌کند. نهشته‌های ریزشی چنانکه از نامشان پیداست از فروریزش ستون فورانی که در اثر فعالیت انفجاری بوجود می‌آیند، تشکیل می‌شوند. همچنین در این دره در زیر نهشته‌های مذکور یک لاهار پامیس‌دار نیز دیده می‌شود. این روانه لاهار در روستای آستاری (عنصرود) و گنبر نیز رخنمون دارد. همانطوریکه ذکر گردید، در دامنه روبروی

روستای کندوان (دامنه جنوب غربی) یک روانه برش که تناوبی از روانه‌های برش داغ و سرد است، نهشته‌های ریزشی کندوان را می‌پوشاند (شکل ۱۹) که قرارگیری متناوب روانه‌های برشی سرد و داغ به آنها منظره چینه‌بندی داده است.

چینه‌شناسی نهشته‌های آذرآواری دره صوفی‌چای

دره صوفی‌چای در جنوب توده آتشفشانی سهند واقع است. در انتهای دره صوفی‌چای، بطرف مرکز سهند دو پهنه آذرآواری مشاهده می‌گردد که در زیر و روی گدازه آندزیتی با سن ۱۰ میلیون سال (سن رادیومتری انجام شده توسط معین وزیری و امین سبحانی، ۱۳۵۶) قرار گرفته‌اند. نهشته زیر گدازه، یک روانه لاهار و ایگنیمبریت است که لاهار از دور مانند روانه ایگنیمبریتی بنظر می‌رسد. لاهار مزبور با دگرشیبی برروی رسوبات کنگلومرا با میان لایه‌هایی از ماسه و توفیت به سن میوسن قرار گرفته است. نهشته‌های بالای گدازه آندزیتی یک روانه ایگنیمبریتی سفید رنگ (شکل ۲۰ و ۲۱) است.



شکل ۲۰: توالی چینه‌شناختی دره صوفی‌چای، (از روستای بای شهر بطرف مرکز سهند). مقیاس عمودی دقیق نیست.

این دو نهشته آذرآواری با دور شدن از مرکز آتشفشان و بعلت پایان پذیرفتن گدازه آندزیتی، بر روی هم قرار می‌گیرند. لاهار دره صوفی‌چای، با وسعت و پراکندگی زیاد تا نزدیکی مراغه پیش رفته است. حداکثر ضخامت این روانه آذرآواری در روستای صومعه‌سرا به ۳۵۰ متر می‌رسد. از صومعه‌سرا به طرف مراغه از ضخامت لاهار کاسته شده و بر گسترش عرضی آن اضافه می‌شود. در نزدیکی سد علویان در انتهای دره صوفی‌چای و حوالی روستای قشلاق (نزدیک مراغه) لاهار شکل یک روانه خاکستر آتشفشانی جوش‌خورده محتوی قلوه‌های گرد شده بخود می‌گیرد (شکل ۲۲). قلوه‌ها نسبت به زمینه خاکستر سخت‌تر بوده و اندازه آنها به نیم متر می‌رسد. در خمیره و روی قلوه‌های گرد روانه خاکستر، قطعات ریز سنگ‌های آتشفشانی با ترکیبات مختلف (اغلب داسیتی) نیز یافت می‌شود. لازم به ذکر است که در منطقه فقط در این روانه سانیدین مشاهده شده است.

ویژگی قابل توجه در خصوص مجموعه آتشفشانی سهند وجود مخروط‌های فرعی یا ثانوی است. در واقع، زمانی که مخروط آتشفشان اصلی مرتفع شود فشارهای زیادی برای بالا آمدن لاوا و رسیدن آن به دهانه قله لازم است.

در این صورت لاوا مسیر آسان‌تری را نسبت به سطح زمین پیدا کرده و در سطح پایین‌تری یعنی در دامنه‌های آتشفشان اصلی فوران خواهد کرد. معمولاً اینگونه فوران زود مسدود شده و در انفجار بعدی مجاری جدیدی ایجاد می‌شود. بدین ترتیب در یک آتشفشان بزرگ، نظیر آتشفشان سهند مخروط‌های فرعی کوچک زیادی در دامنه‌ها ایجاد می‌شود. ارتباط بین توپوگرافی و دهانه‌های آتشفشانی در مجموعه آتشفشانی سهند نشان می‌دهد که میانگین بیشترین ارتفاع، ۳۰۶۰/۸۷ متر، مربوط به دهانه‌های شکاف‌دار و میانگین کمترین ارتفاع، ۲۴۱۲/۴۰ متر، مربوط به دهانه‌های دایره‌ای است.



شکل ۲۲: نمای نزدیک از انتهای جنوبی لاهار دره صوفی‌چای با قله‌های همجنس در داخل آن (نزدیک سد علویان).



شکل ۲۱: لاهار و ایگنیمبریت صوفی‌چای (در بالا به رنگ سفید) بر روی کنگلومرای شبیدار میوسن (در پایین عکس) قرار گرفته است (دید به سمت جنوب غرب).

پردازش داده‌ها و نتایج ژئوفیزیکی

برای برآورد ضریب کیفیت موج طولی از مولفه قائم و همچنین برای مطالعه ضریب کیفیت موج برشی از دو مولفه افقی زمین‌لرزه‌ها استفاده شد. در نواحی که از نظر زمین‌ساختی پایدارند سرعت امواج پایین و وابستگی بسامدی آن کم است. اما در نواحی که به دلیل به هم‌ریختگی پوسته و وجود شکستگی‌ها از نظر زمین‌ساختی فعال لرزه‌ای به حساب می‌آیند، جذب انرژی افزایش می‌یابد و به دنبال آن میزان ضریب کیفیت کم می‌شود و همچنین وابستگی بسامدی آن افزایش می‌یابد (کمپیلو، ۱۹۹۰). برای سه گروه داده به ترتیب با فاصله رومرکزی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر، از ۱۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتر و ۰ تا ۲۰۰ کیلومتر بررسی تغییرات رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت برای امواج حجمی فشاری و برشی در نه نوار بسامدی، با بسامدهای مرکزی ۳، ۵، ۷، ۱۰، ۱۴، ۲۰، ۲۸، ۳۸ و ۴۷ هرتز انجام گرفته و برای هر کدام از ایستگاه‌ها برای بسامدهای مختلف به‌طور جداگانه ضریب کیفیت تخمین زده شده، که در جدول ۱ کلیه نتایج آورده شده است (نقوی و همکاران، ۱۳۹۵).

با توجه به رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت برآورد شده ایستگاه‌هایی که در محدوده نزدیک به قله‌های آتشفشانی سهند همچنین ایستگاه‌هایی که در اطراف و نزدیک به گسل شمال تبریز قرار دارند مقادیر به مراتب کمتری را نشان می‌دهند. مقادیر کم ضریب کیفیت تخمین زده شده برای کل منطقه، گویای ناهمگنی بالا و

زمین‌ساخت پیچیده در زون فعال و لرزه‌خیز شمال غرب فلات ایران می‌باشد. با توجه به اینکه اندازه ضریب کیفیت با لرزه‌خیزی و پیچیدگی‌های لرزه زمین‌ساختی و تغییرات گرمایی هر منطقه در ارتباط است، بنابراین با در نظر گرفتن مقدار متوسط ضریب کیفیت به‌دست آمده در منطقه مورد بحث، بیشتر نواحی منطقه مورد بررسی از نظر جایگاه لرزه‌خیزی از جمله مناطق فعال به حساب می‌آید که این امر نشان‌دهنده ناهمگنی بالا در زون فعال و لرزه‌خیز شمال غرب فلات ایران می‌باشد.

جدول ۱: برای سه گروه داده زمین لرزه، رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت برای امواج حجمی فشاری و برشی برای کل منطقه و هر کدام از ایستگاه‌ها به طور جداگانه برآورد شده است (نقوی و همکاران، ۱۳۹۵).

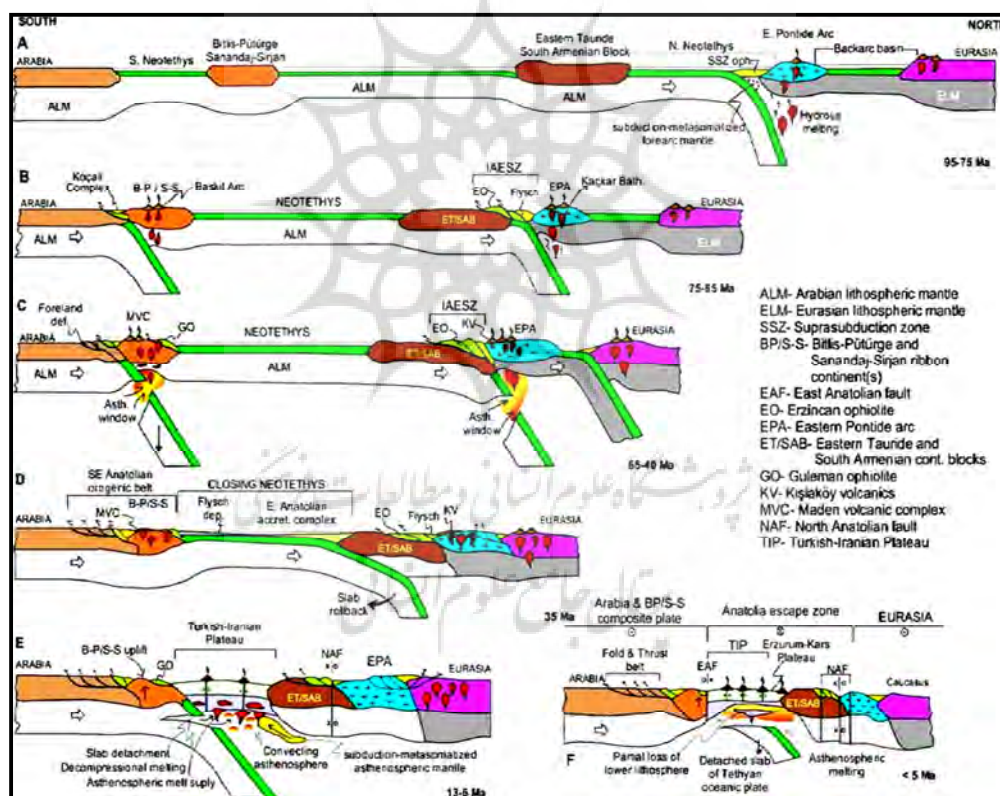
نام ایستگاه	۱۰۰۰ Km		۲۰۰۰ Km		۳۰۰۰ Km	
	Q_p	Q_s	Q_p	Q_s	Q_p	Q_s
AZR	$Q_p=23 \times f^{1.1}$	$Q_s=2.0 \times f^{1.9}$	$Q_p=195 \times f^{0.71}$	$Q_s=65 \times f^{1.1}$	$Q_p=67 \times f^{0.88}$	$Q_s=41 \times f^{1.7}$
BST	$Q_p=28 \times f^{0.8}$	$Q_s=27 \times f^{0.8}$	$Q_p=7.0 \times f^{1.2}$	$Q_s=84 \times f^{0.88}$	$Q_p=65 \times f^{0.76}$	$Q_s=41 \times f^{0.88}$
FTB	$Q_p=43 \times f^{0.9}$	$Q_s=3.0 \times f^{0.88}$	$Q_p=136 \times f^{1.0}$	$Q_s=132 \times f^{0.77}$	$Q_p=78 \times f^{0.9}$	$Q_s=56 \times f^{0.77}$
GRM	$Q_p=26 \times f^{0.81}$	$Q_s=23 \times f^{0.8}$	$Q_p=139 \times f^{0.9}$	$Q_s=34 \times f^{0.73}$	$Q_p=1.2 \times f^{0.71}$	$Q_s=28 \times f^{0.8}$
HRS	$Q_p=21 \times f^{0.8}$	$Q_s=16 \times f^{0.8}$	$Q_p=127 \times f^{0.75}$	$Q_s=61 \times f^{0.7}$	$Q_p=37 \times f^{0.8}$	$Q_s=67 \times f^{0.74}$
HSH	$Q_p=25 \times f^{0.81}$	$Q_s=2.0 \times f^{0.8}$	$Q_p=423 \times f^{0.5}$	$Q_s=112 \times f^{0.78}$	$Q_p=79 \times f^{0.78}$	$Q_s=38 \times f^{0.8}$
MAH	$Q_p=19 \times f^{0.99}$	$Q_s=17 \times f^{1.0}$	$Q_p=285 \times f^{0.71}$	$Q_s=144 \times f^{0.9}$	$Q_p=71 \times f^{0.8}$	$Q_s=42 \times f^{0.77}$
MAK	$Q_p=28 \times f^{0.8}$	$Q_s=24 \times f^{0.8}$	$Q_p=5.7 \times f^{0.8}$	$Q_s=268 \times f^{0.5}$	$Q_p=12.0 \times f^{0.5}$	$Q_s=38 \times f^{0.8}$
MRD	$Q_p=27 \times f^{0.87}$	$Q_s=23 \times f^{0.87}$	$Q_p=134 \times f^{0.8}$	$Q_s=39 \times f^{1.1}$	$Q_p=44 \times f^{0.8}$	$Q_s=82 \times f^{0.7}$
QSD	$Q_p=21 \times f^{1.2}$	$Q_s=21 \times f^{0.88}$	$Q_p=119 \times f^{0.8}$	$Q_s=81 \times f^{0.71}$	$Q_p=54 \times f^{0.74}$	$Q_s=34 \times f^{0.81}$
SHB	$Q_p=23 \times f^{0.88}$	$Q_s=23 \times f^{0.5}$	$Q_p=142 \times f^{0.8}$	$Q_s=31 \times f^{1.1}$	$Q_p=44 \times f^{0.81}$	$Q_s=29 \times f^{0.81}$
SRB	$Q_p=24 \times f^{0.8}$	$Q_s=19 \times f^{1.0}$	$Q_p=211 \times f^{0.77}$	$Q_s=1.2 \times f^{0.77}$	$Q_p=69 \times f^{0.78}$	$Q_s=43 \times f^{0.9}$
TAH	$Q_p=18 \times f^{0.8}$	$Q_s=16 \times f^{0.8}$	$Q_p=3.6 \times f^{0.8}$	$Q_s=76 \times f^{0.77}$	$Q_p=35 \times f^{0.8}$	$Q_s=27 \times f^{0.81}$
TBZ	$Q_p=29 \times f^{0.8}$	$Q_s=21 \times f^{0.8}$	$Q_p=174 \times f^{0.77}$	$Q_s=92 \times f^{0.85}$	$Q_p=55 \times f^{0.8}$	$Q_s=39 \times f^{0.8}$
TVR	$Q_p=24 \times f^{0.88}$	$Q_s=17 \times f^{0.87}$	$Q_p=148 \times f^{0.8}$	$Q_s=9.0 \times f^{1.0}$	$Q_p=55 \times f^{0.85}$	$Q_s=27 \times f^{0.81}$
ZNJ	$Q_p=22 \times f^{1.0}$	$Q_s=28 \times f^{0.77}$	$Q_p=214 \times f^{0.8}$	$Q_s=185 \times f^{0.8}$	$Q_p=99 \times f^{0.73}$	$Q_s=78 \times 81$
کل منطقه	$Q_p=25 \times f^{0.8}$	$Q_s=21 \times f^{0.8}$	$Q_p=205 \times f^{0.8}$	$Q_s=81 \times f^{0.8}$	$Q_p=55 \times f^{0.8}$	$Q_s=38 \times f^{0.8}$

با در نظر گرفتن رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت برآورد شده برای ایستگاه‌های مختلف، ایستگاه‌هایی که در محدوده جغرافیایی قله‌های آتشفشانی سهند و همچنین ایستگاه‌هایی که در اطراف و نزدیک به گسل شمال تبریز قرار دارند مقادیر به مراتب کمتری را نشان می‌دهند که نشان‌دهنده جریان‌های گرمایی بالا و بی‌هنجاری‌های زمین‌ساختی در پوسته این مناطق می‌باشد. در محدوده مورد مطالعه، نزدیکترین ایستگاه‌ها به آتشفشان سهند ایستگاه‌های AZR، BST، FTB، TBZ هستند. با توجه به جدول ۱ همه ایستگاه‌های اشاره شده، ضریب کیفیت به مراتب کمتری از بقیه ایستگاه‌ها دارند و جذب امواج لرزه‌ای زیاد در این مناطق آتشفشانی روی خواهد داد.

بررسی ویژگی‌های وابسته به بسامد میرایی موج لرزه‌ای در پوسته بالایی وابستگی بسامدی شدیدی نشان می‌دهد که مقدار میانگین برای موج طولی $Q_p=55f^{0.84}$ به دست آمد. همچنین رابطه ضریب کیفیت موج عرضی Q_s مقدار

برآورد شده است. وابستگی میزان ضریب کیفیت تخمین زده شده امواج برشی در مقایسه با امواج فشاری کمتر است. با توجه به اینکه در برآورد جذب موج‌های برشی و فشاری جذب ذاتی غالب است. مقادیر بالای جذب برآورد شده در این مطالعه، با جریان‌های گرمایی حاصل از کوه‌های آتشفشانی سه‌سند و وجود گسل‌های فراوان با ظرفیت لرزه‌خیزی بالا در منطقه توجیه‌پذیر است. اشکال ژئودینامیکی متوالی نشان دهنده تحولات تکتونیکی ولکانیسم سنوزوئیک در آتشفشان سه‌سند و مناطق همجوار آن در منطقه برخورد پلیت عربی-آوراسیا نشان دهنده نتایج فوق می‌باشد (دیلیک و همکاران، ۲۰۰۹).

وجود گسل‌های فراران با ظرفیت لرزه‌خیزی بالا در منطقه نتایج حاصل از بررسی‌های اصغری سراسکانرود و همکاران (۱۹۹۳) را در ارتباط با تأثیر عوامل مختلف، نظیر تکتونیک و گسل، فرسایش و قدمت دهانه و نوع فوران در طول زمان، در ایجاد شکل نهایی دهانه‌های آتشفشانی را تایید می‌کند و تنها سنگ‌شناسی نمی‌تواند به تنهایی شکل دهانه‌ها را تعیین کند.



شکل ۲۳: مدل زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه و مناطق همجوار آن در محل برخورد پلیت عربی-آوراسیا (دیلیک و همکاران، ۲۰۰۹).

با توجه به مدل زمین‌ساختی ارائه شده تصادم پلیت عربی با ایران مرکزی که احتمالاً همزمان با گسیختگی پوسته اقیانوسی نئوتتیس (البته اگر سن بسته شدن نئوتتیس کرتاسه فوقانی باشد، فاصله زمانی پایان فرورانش و شکسته شدن صفحه فرورانش نباید طولانی باشد) بوده و با ضخیم‌شدگی پوسته قاره‌ای در محل تصادم دنبال شده است و

ذوب بخشی پوسته اقیانوسی گسیخته شده که در اثر رخداد شکستگی‌ها و گسل خوردگی‌های عمیق در پوسته قاره‌ای صورت گرفته است، احتمالاً ماگماهای کالک-آلکان اسیدی منطقه آذربایجان بویژه منطقه سهند را بوجود آورده و این شکستگی‌ها و گسل خوردگی‌های عمیق احتمالاً در ذوب بخشی گوشته متاسوماتیزه مؤثر بوده است. این سیستم مربوط به چین خوردگی آلپی می‌باشد و استمرار نیروهای تکتونیکی بر روی طاقدیس بزرگ سهند باعث به وجود آمدن گسل‌های بزرگی شده که امتداد این گسل‌ها شمال غرب- جنوب شرق است که از امتداد گسل تبریز تبعیت می‌کنند. این گسل‌ها موجب راه‌یابی و هدایت مواد مذاب به سطح زمین شده است که در طول، به طرق گوناگون اشکال متنوعی را ایجاد نموده‌اند. البته از نظر نحوه پراکندگی دهانه‌های آتشفشانی، نظم مشخصی وجود ندارد. ولی به طور کلی امتداد این دهانه‌ها نیز از امتداد گسل‌های موجود در منطقه تبعیت می‌کند.

نتیجه‌گیری

بر طبق شواهد صحرایی، مجموعه آتشفشانی سهند در یک محیط قاره‌ای با دریاچه‌های محلی کم‌عمق و آرام تشکیل شده و بر اساس رده‌بندی ژنتیکی، نهشته‌های آذرآواری آن، در گروه جریان‌های آذرآواری پامیس‌دار و قطعه‌دار و توف‌های حاصل از جریان خاکستر، نهشته‌های آذرآواری خیزابی قاعده‌ای و نهشته‌های آذرآواری ریزشی فریتوماگماتیک قرار می‌گیرند. مشاهدات صحرایی سنگ‌های آذرآواری مجموعه آتشفشانی سهند و رده‌بندی ژنتیکی آنها نشان می‌دهد که نهشته‌های مذکور در دو گروه آذرآواری جریان‌ی و آذرآواری ریزشی قرار می‌گیرند. این نهشته‌ها در اثر فازهای فورانی مکرر انفجاری (گاهی) با دخالت آب ایجاد شده‌اند. بررسی‌های چینه‌شناسی نشان داد که سهند در یک دوره زمانی تقریباً طولانی فعالیت نموده بطوری که اولین فعالیت آتشفشانی آن از اواسط میوسن شروع شده و تا اواخر پلیستوسن بطور متناوب ادامه داشته است. مطالعات چینه‌شناسی نهشته‌های پیروکلاستیک منطقه مورد مطالعه روشن ساخت که دو مرحله مهم و گسترده انتشار و تشکیل پهنه‌های ایگنیمبریتی در سهند مشاهده می‌گردد که در دره‌های بزرگ و عمیق اطراف سهند به خوبی قابل مشاهده می‌باشد. علاوه بر دو انتشار وسیع ایگنیمبریت، انتشارات ایگنیمبریتی بصورت محلی و با گسترش کمتر به همراه نهشته‌های ریزشی نیز یافت می‌شود.

وجود پهنه‌های گسلی فراوان با ظرفیت لرزه‌خیزی بالا، وجود آثار تحولات ماگمایی آتشفشان‌ها و همچنین زمین‌ساخت پیچیده منطقه، ضریب کیفیت کم و جذب زیاد برآورد شده از امواج حجمی فشاری و برشی در نتایج حاصل از این تحقیق نشان می‌دهد که در منطقه آتشفشانی سهند، بیشتر نواحی از نظر جایگاه لرزه‌خیزی از جمله مناطق فعال به حساب می‌آید که این امر نشان دهنده ناهمگنی بالا در زون فعال و لرزه‌خیز شمال غرب فلات ایران می‌باشد. البته از نظر نحوه پراکندگی دهانه‌های آتشفشانی، نظم مشخصی وجود ندارد. ولی به طور کلی امتداد این دهانه‌ها نیز از امتداد گسل‌های موجود در منطقه تبعیت می‌کند.

در این مناطق ضخامت و وسعت پهنه‌های ایگنیمبریتی از یک دره به دره دیگر تغییر می‌کنند که علل این امر می‌توان ناشی از عوامل زیر دانست:

الف- نزدیکی دهانه انفجاری به منطقه، که امکان انتشار بیشتر مواد آذرآواری را به آن منطقه فراهم کرده است.

ب- تمایل شکاف فوران (دودکش شکافی) به طرف یک منطقه خاص.

ج- توپوگرافی قدیمی، که امکان جریان مواد آذرآواری را به یک منطقه، میسر ساخته است.
 د- عدم یا وجود فاز فرسایش قوی در زمان‌های بین دو مرحله انتشار ایگنمبریتی.
 با در نظر گرفتن رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت برآورد شده برای ایستگاه‌های مختلف، ایستگاه‌هایی که در محدوده جغرافیایی قله‌های آتشفشانی سهند و همچنین ایستگاه‌هایی که در اطراف و نزدیک به گسل شمال تبریز قرار دارند، مقادیر به مراتب کمتری را نشان می‌دهند که نشان‌دهنده جریان‌های گرمایی بالا و بی‌هنجاری‌های زمین‌ساختی در پوسته این مناطق می‌باشد.

تقدیر و تشکر

از اساتید ارجمندم جناب آقای دکتر منصور وثوقی عابدینی، دکتر منصور قربانی، دکتر فریبرز مسعودی و دکتر احمد جهانگیری که با حوصله و دلسوزی و ارایه نظرات و پیشنهادات و راهنمایی‌های ارزنده در انجام این پژوهش اینجانب را یاری رساندند، نهایت تشکر و قدردانی می‌گردد.

منابع

- اصغری سراسکانرود، صیاد، محمدنژاد آروق، وحید و بلواسی، مهدی، (۱۳۹۳). مورفولوژی و مورفومتری انواع دهانه‌های آتشفشانی در مخروط آتشفشانی سهند. پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۳(۱)، صفحه ۵۱-۶۴.
- امامی، محمدهاشم، (۱۳۸۰). ماگماتیسم در ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، شماره ۱۸.
- آقاناباتی، سیدعلی، (۱۳۸۵). زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، تهران، ۵۸۶ صفحه.
- بهار فیروزی، خ.، (۱۳۹۱). بررسی زون‌های آلتراسیون و زوناسیون عمودی در کانسار تیپ اسکارن پورفیری مس-مولیبدن سونگون اهر-پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۵۲ صفحه.
- بهریزی، امینی فضل، و امینی آذر، (۱۳۷۴). نقشه زمین‌شناسی بستان آباد در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- پیرمحمدی علیشاه، فرهاد، (۱۳۹۰). پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی شرق و جنوب شرق آتشفشان سهند با نگرشی ویژه بر سنگ‌های آذرآواری، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تبریز، ۱۹۸ صفحه.
- جهانگیری، احمد، (۱۳۸۵). مطالعه پترولوژی و ژئوشیمیایی ساب ولکان‌های داسیتی شمال آذربایجان، دانشگاه تبریز، ۹۷ صفحه.
- حمدی، بهاء‌الدین (۱۳۶۷). چینه‌نگاری و فسیل‌شناسی پرکامبرین پسین تا کامبرین پیشین در رشته کوه‌های البرز، شمال ایران، سازمان زمین‌شناسی ایران.
- خدابنده، علی اکبر؛ امینی فضل، عباس، (۱۳۷۴). نقشه زمین‌شناسی اسکو در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- درویش‌زاده، علی (۱۳۸۳)، آتشفشان‌ها و رخساره‌های آتشفشانی، انتشارات دانشگاه تهران.
- چهارلنگ، راضیه؛ قلمقاش، جلیل، (۱۳۹۱). مقایسه زمان تشکیل، ژئوشیمی و خاستگاه ماگمایی آتشفشان‌های سهند و سبلان، سی و یکمین همایش علوم زمین، تهران.
- عامل، نصیر، (۱۳۸۶). پترولوژی و پتروژنز سنگ‌های ماگمایی پلیوکواترنری آذربایجان، شمال غرب ایران، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تبریز، ایران، ۱۸۸ صفحه.
- غیوری، ناصر؛ معین وزیری، حسین، (۱۳۸۱)، مطالعه چینه‌شناسی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی افق‌های ایگنمبریتی سهند، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۶۷ صفحه.
- قلمقاش، جلیل؛ چهارلنگ، راضیه، (۱۳۹۳). بررسی و مقایسه آتشفشان‌های میوسن-کواترنری در شمال باختر ایران، قفقاز کوچک و جنوب خاور آناتولی: ژئوشیمی، خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی. فصلنامه علمی-پژوهشی علوم زمین، ۹۳(۲۴)، صفحه ۱۷۱-۱۸۲.

معین‌وزیری، حسین؛ امین‌سبحانی، ابراهیم، (۱۳۵۶). سهند از نظر ولکانولوژی و ولکانوسدیمانولوژی. چاپ دانشگاه تربیت معلم تهران، ۵۹ صفحه.

نبوی، محمد حسین، (۱۳۵۵). دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ صفحه.
 نقوی، مجتبی؛ رحیمی، حبیب؛ مرادی، علی، (۱۳۹۵). برآورد ضریب کیفیت موج‌های برشی و فشاری در پوسته شمال غرب ایران، مجله ژئوفیزیک ایران، ۱۰(۴)، صفحه ۹۷-۱۱۱.

Allen, M., Jackson, J., and Walker, R., (2004). Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates: *Tectonics*, v. 23, TC2008.

Ambraseys, N. N. and Melville, C. P., (1982). *A history of Persian earthquakes*, Cambridge University Press, Cambridge, No. of pages, 219.

Berberian, M., and Bordet, P. (1971). *Reconnaissance geologique du massif du Sahand (Azerbaijan)*, Geol. Surv. Iran, Internal Report, 12pp.

Berberian, M. and Yeats, R.S. (2001). Contributions of archaeological data to studies of earthquake history in the Iranian plateau, *J. Struct. Geol.* (23):563-584.

Campillo, M., (1990). Propagation and attenuation characteristic of the crustal phase Lg: *Pure Appl. Geophys.*, 132, 1-19.

Chaharlang, R., and Ghalamgash, J. (2012), Comparison of formation time, geochemistry and magmatic origin of Sahand and Sabalan volcanoes, 31st Earth Sciences Conference, Tehran.

Dewey J. F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Saroglu, F., and Sengor, A.M.C., (1986). Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia-a young collision zone, in *Collision Tectonics*, Geological Society special publications no: 19, edited by M.P. Coward and A.C. Ries, 3-36.

Dilek, Y., Imamverdiyev, N., & Altunkaynak, S., (2009). Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint, *Geological Society of London Special Publication*, v. (52):536-578.

Engdahl E.R. Van Der Hilst R. and Buland R. (2006). Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination *Bull. seism. Soc. Am.* 88, 722-743.

Jackson, J. A., Haines, A. J. and Holt, W. E., (1995). The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran, *J. Geophys. Res.*, 100, 15,205- 15,209.

McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., and Tealeb, A., (2003). GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions: *Geophysical Journal International*, v. 155, p. 126-138.

Pearce, J.A., Bender, J.F., DeLong, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Guner, Y., Saroglu, F., Yilmaz, Y., Moor bath, S., and Mitchell, J.J., (1990). The genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 44, p. 189-229.

Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Laurence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Ar Rajehi, A., Abdulaziz, K., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Everen, E., Dmitrova, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., and Karam, G., (2006). GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *J. geophys. Res.*, 111, B05411.

Sengor, A. M. C. and Y. Yilmaz., (1981). Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach, *Tectonophysics* 75: 181-241.

Sengor, A.M.C., and Kidd, W.S.F., (1979). Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a comparison with Tibet, *Tectonophysics*, 55, 361-376.



پښتونستان ګاونډي علوم او مطالعات فرانسې
پرتال جامع علوم انساني

Research Article

Evaluation of the Role of Tectonic Structures in the Stratigraphy and Plio-Quaternary Eruptions of Sahand Volcano (East Azarbaijan Province)

Farhad Pirmohammadi Alishah^{1*}, Ahmad Jahangiri²

1*. Assistant Professor of Petrology, Department of Geology, Faculty of Science, Shabestar Branch, Islamic Azad University, Shabestar, Iran

2. Professor of Petrology, Department of Geology, Faculty of Science, Tabriz University, Tabriz, Iran

Received: 17-02-2020

Final Revised: 11-01-2021

Accepted: 13-02-2021

Abstract

The study of tectonic structures of volcanic areas is very effective in controlling the hazards caused by their reactivation. In this study, while introducing the different types of Sahand volcanic products and how they are deposited in the areas around the volcano, stratigraphy, lithology and how these deposits are deposited in different Sahand valleys using field and laboratory studies are discussed. According to field evidence, the Sahand volcanic complex is formed in a continental environment with shallow and calm local lakes with an area of 7200 square kilometers with a maximum altitude of 3595 meters above sea level in northwestern Iran between Tabriz and Maragheh. The activity of this volcanic mass began in the mid-Miocene and continues until the late Pleistocene. The study area is located in the West Alborz-Azerbaijan zone and is an important part of the Arab-Eurasian plate collision area. After the closure of Neotetis in the late Cretaceous and the continuation of plate convergence and its intensification in the Pliocene, significant shortening, thickening and elevation occurred in the crust of northwestern Iran and eastern Turkey, and at the same time, extensive Plio-Quaternary volcanic activity formed. Due to uplift, numerous fractures and faults occurred in the area between the broken areas and due to the dominance of tensile forces and movement along the faults, especially the faults along with the slip and stretched basins, the intersection of faults, and fold axes. Estimated values of quality coefficient in the study area show that most of the areas in the study area are active areas in terms of tectonic location and tectonic seismicity. According to the results obtained in this study, the Sahand volcano and its surrounding regions are characterized by relatively low and a high gradient of can be observed in the region. The relationship between quality coefficient for North Tabriz fault and surrounding areas including Sahand volcano $Q_c = 49.00 f^{132}$ is estimated to have a much greater reduction than other areas, which indicates high heterogeneity and high heat flow in the active and seismic zone of the northern Tabriz fault and the surrounding areas.

Keywords: Quality factor, Tectonics, Sahand, Quaternary, hazards.

* Corresponding Author Email: Petrofarhad@iaushab.ac.ir

References

References (in Persian)

- Aghanabati, A., (2004), Geology of Iran, Geological Survey of Iran, Tehran. [In Persian]
- Amel, N., (2008), Petrology and Petrogenesis of Plio-Quaternary magmatic rocks of Azerbaijan- NW Iran. PhD thesis, University of Tabriz, Iran, 188pp. [In Persian]
- Asghari Saraskanrood, Sayad, Mohammadnejad Arouq, Vahid and Blavasi, Mehdi., (2014), Morphology and morphometry of various volcanic craters in Sahand volcanic cone. Quantitative Geomorphological Research, 3 (1), pp. 51-64. [In Persian]
- Behrouzi, A. Amini Fazl, A. Amini Azar, B., (1997), Geological Survey of Iran, 1:100000 Series, Sheet 5265, Bostanabad. [In Persian].
- Bahar Firoozi, Kh., (2012). The Role of Trans- Tensional Structures on Emplacement of Auriferous Epithermal Silica Zones in Southwest Sabalan, Northwest Iran, Master Thesis, Tarbiat Moallem University of Tehran, 152 pages. [In Persian].
- Darvishzadeh, A. (2004), Volcanoes and Volcanic Facies, Tehran University Press. [In Persian]
- Emami, M.H., (2001), Magmatism in Iran, Geological Survey of Iran, No. 18. [In Persian]
- Qalamqash, J., and Chaharlang, R., (2014). Study and comparison of Miocene-Quaternary volcanoes in northwestern Iran, the Lesser Caucasus, and southeastern Anatolia: geochemistry, origin, and tectonic location. Journal of Earth Sciences, 93 (24), pp. 171-182.
- Hamdi, B., (1989), Late Precambrian to Early Cambrian Stratigraphy and Paleontology in the Alborz Mountains, Northern Iran, Geological Survey of Iran. [In Persian]
- Jahangiri, A., (2006), Petrology and Geochemical Study of Dacitic Sub-volcanoes of Northern Azerbaijan, Tabriz University, 97 pages. [In Persian]
- Khodabandeh, A. and Amini Fazl, A., (1995), Oscu Geological Map at 1: 100,000 Geological Survey of Iran. [In Persian]
- Moinevaziri, H., Aminsobhani, I., (1978), Volcanological and volcano sedimentological study of Sahand Mountain, University of Tarbeyat Moallim, Tehran, Report. [In Persian]
- Nabavi, M., (1976), Perfect geology of Iran, Geological Survey of Iran, Tehran. [In Persian]
- Pirmohammadi Alishah, F., (2011), Petrology, Geochemistry and Petrogenesis of Volcanic Rocks in the East and Southeast of Sahand Volcano with Special Reference to the Pyroclastic Rocks, Ph.D thesis, University of Tabriz, Iran, 198pp. [In Persian]
- Naghavi, Mojtaba; Rahimi, Habib; Moradi, Ali., (1395). Estimation of quality coefficient of shear and compressive waves in the northwestern crust of Iran, Iranian Journal of Geophysics, 10 (4), pp. 97-111. [In Persian]

References (in English)

- Allen, M., Jackson, J., and Walker, R., (2004). Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates: Tectonics, v. 23, TC2008.
- Ambraseys, N. N. and Melville, C. P., (1982). A history of Persian earthquakes, Cambridge University Press, Cambridge, No. of pages, 219.
- Berberian, M. and Yeats, R.S. (2001). Contributions of archaeological data to studies of earthquake history in the Iranian plateau, J. Struct. Geol. (23):563-584.
- Berberian, M. and Bordet, P. (1971). Reconnaissance geologique du massif du Sahand (Azerbaijan), Geol. Surv. Iran, Internal Report, 12pp.
- Campillo, M., (1990). Propagation and attenuation characteristic of the crustal phase Lg: Pure Appl. Geophys., 132, 1-19.
- Dewey J. F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Saroglu, F., and Sengor, A.M.C., (1986). Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia-a young collision zone, in Collision Tectonics, Geological Society special publications No: 19, edited by M.P. Coward and A.C. Ries, 3-36.
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N., & Altunkaynak, S., (2009). Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint, Geological Society of London Special Publication, v. (52):536-578.
- Engdahl E.R. Van Der Hilst R. and Buland R. (2006). Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination Bull. seism. Soc. Am, 88, 722-743.
- Jackson, J. A., Haines, A. J. & Holt, W. E., (1995). The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran, J. Geophys. Res., 100, 15,205- 15,209.
- Keskin, M., Genc, S.C., and Tuysuz, O., (2008). Petrology and geochemistry of post-collisional Middle Eocene volcanic units in North-Central Turkey: Evidence for magma generation by slab breakoff following the closure of the Northern Neotethys Ocean: Lithos, v. 104, p. 267-305.
- Macdonald, G.A., (1972). Volcanoes, Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 510 p.
- Pearce, J.A., Bender, J.F., DeLong, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Gu'ner, Y., Saroglu, F., Yilmaz, Y., Moorbath, S., and Mitchell, J.J., (1990). The genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 44, p. 189-229.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Laurence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Ar Rajehi, A., Abdulaziz, K., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Everen, E., Dmitrova, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., and Karam, G., (2006). GPS

constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *J. geophys. Res.*, 111, B05411.
Sengor, A.M.C., and Kidd, W.S.F., (1979). Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a comparison with Tibet, *Tectonophysics*, 55, 361-376

