

مطالعات رخساره‌شناسی آتشفشان سهند (استان آذربایجان شرقی)

فرهاد پیرمحمدی علیشاه*؛ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، واحد شبستر، دانشگاه آزاد اسلامی، شبستر، ایران
تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۷/۱۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۱۲/۱۰

چکیده

آتشفشان سهند در کمربند ولکانو-پلوتونیک ارومیه-دختر واقع شده و ساختمان آن شامل تناوبی از گدازه‌ها و مواد آذرآواری مختلف است. این آتشفشان از نظر سن نسبتاً جوان (میوسن تا پلیستوسن) است؛ طوری که بر اساس مطالعات رخساره‌ای می‌توان ساختمان آتشفشان سهند را در چهار رخساره تفکیک کرد. رخساره مرکزی در محل کالدرا واقع شده و واحدهای سنگی خاصی، چون توده نفوذی نیمه‌زرف دگرسان شده و برش‌های گدازه‌ای و دایک‌های حلقوی و شعاعی، دارد. رخساره نزدیک آتشفشان به صورت دیواره‌های پرشیب و مرتفع در اطراف کالدرا گسترش پیدا کرده و ساختار چینه‌ای را به خوبی نشان می‌دهد که در آن توالی‌های ستبر واحدهای آذرآواری ریزشی، خیزابی، جریانی، و گدازه به صورت متناوب قرار گرفته‌اند. رخساره میانی، با بیشترین گسترش، به طور عمده از مواد آذرآواری خیزابی، جریانی، گدازه، و لایه‌های متعدد لاهار تشکیل شده است. رخساره دور آتشفشان سهند ستبری کمی دارد و شامل رسوبات رودخانه‌ای درشت‌دانه‌ای است که در اثر تحرک دوباره محصولات اولیه آتشفشان و حمل آن‌ها توسط رودخانه‌ها به وجود آمده‌اند. مطالعات رخساره‌ای نشان می‌دهد ساختمان آتشفشان سهند در اثر چندین فاز فورانی انفجاری ایجاد شده که برخی از آن‌ها با دخالت آب همراه بوده‌اند و فاصله زمانی زیادی میان فوران‌ها وجود نداشته است. ویژگی‌هایی چون جوش‌خوردگی شدید و رنگ نهشته‌های آذرآواری نشان می‌دهد این واحدها در زمان تشکیل دمای بالایی داشته و در خشکی تشکیل شده‌اند.

کلیدواژگان: آتشفشان مرکب، رخساره آتشفشانی، سهند، کانی‌سازی کالدرا، مواد آذرآواری.

مقدمه

ولکانیسم کواترنری شمال غرب ایران آخرین تظاهرات ماگماتیسم پس از تصادم است. تصادم ابرقاره اوراسیا و پهنة عربی بر پایه مطالعات انجام‌گرفته دوازده‌میلیون سال تعیین شده است (شقوق و کید ۱۹۷۹؛ شقوق و ایلماز ۱۹۸۱). بیشترین زمان پیشنهادشده برای برخورد این صفحات قاره‌ای ائوسن است که دلیک و همکارانش (۲۰۱۰)، سوسون و همکارانش (۲۰۱۰)، و کایماکی و همکارانش (۲۰۱۰) مطرح کرده‌اند. در این دوره مراکز آتشفشانی مختلفی در یک محیط، هم‌زمان با برخورد یا پس از برخورد، در شمال غرب فلات ایران و شرق آناتولی شکل گرفته‌اند (خیرخواه و همکاران ۲۰۰۹؛ حاج‌علی‌لو و همکاران ۲۰۰۹؛ عزیزی و معین‌وزیری ۲۰۰۹؛ آلن و همکاران ۲۰۱۱). فعالیت‌های ولکانیکی در این منطقه اغلب به صورت انفجاری با محصولات آذرآواری آغاز شد و با آزاد شدن گازهای درون منابع ماگمایی به صورت روانه‌های بازالتی بدون حفره ادامه یافت. در مراحل پایانی ولکانیسم شمال غرب ایران با افزایش گاز در منابع ماگمایی دوباره فعالیت‌های انفجاری مراکز آتشفشانی رونق گرفت و با خروج گازهای آتشفشانی و نیز چشمه‌های آب گرم در منطقه نمود

پیدا کرد (خیرخواه ۱۳۹۴). فعالیت ماگمایی پس از برخورد به صورت فعالیت‌های آتشفشانی میوسن بالایی- کواترنری و به شکل مخروط‌های آتشفشانی جوان به‌خوبی در منطقه برخورد دو صفحه اوراسیا و عربی نمایان است؛ که از میان آن‌ها می‌توان به آتشفشان‌های سه‌پند و سبلان در شمال غرب ایران، قفقاز کوچک در آذربایجان و ارمنستان، و نمرود و سوفان و آرارات و تندورک در جنوب خاوری ترکیه اشاره کرد (معین‌وزیری و امین‌سبحانی ۱۳۵۶؛ خیرخواه و همکاران ۲۰۰۹؛ دلیک و همکاران ۲۰۱۰؛ لبدو و همکاران ۲۰۱۱؛ کسکین ۲۰۰۳؛ اکیسی و همکاران ۲۰۰۹).

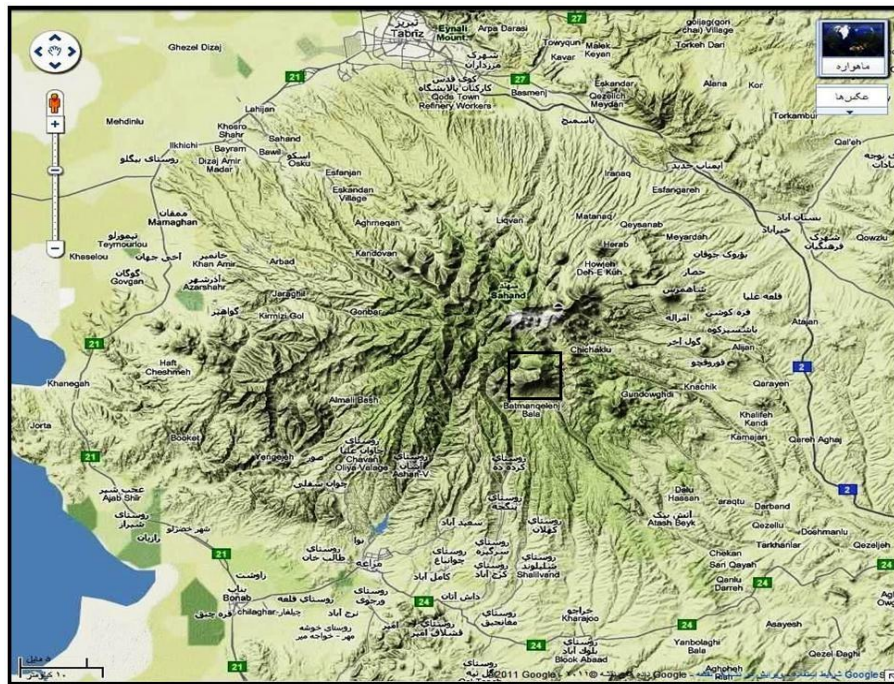
آتشفشان سه‌پند، با گستردگی حدود ۷۲۰۰ Km^2 ، استراتولکانی است که در استان آذربایجان شرقی قرار گرفته و از آنجا که ساختمان اولیه و رخساره‌های آتشفشانی خود را به دلیل جوان بودن تا حدودی حفظ کرده است مطالعات رخساره‌شناسی می‌تواند به‌خوبی در آن انجام گیرد. فهم سازوکار فعالیت‌های آتشفشانی در این منطقه، بررسی احتمال وجود کانسارهای مختلف و پیدا کردن محل دقیق آن‌ها، و شناخت فرایندهای زمین‌شناسی مرتبط و تفکیک فازهای فورانی اهمیت و ضرورت مطالعات رخساره‌شناسی را در این آتشفشان نشان می‌دهد. هدف از این مطالعه، رخساره‌شناسی آتشفشان سه‌پند است و برای رسیدن به این هدف سعی شده با استفاده از مطالعات صحرایی گسترده و معرفی و توصیف رخساره‌ها و محصولات آتشفشانی رخساره‌ها شناسایی و بررسی شوند.

روش پژوهش

به منظور درک صحیح زمین‌شناسی آتشفشان سه‌پند و تعیین ارتباط میان واحدهای مختلف سنگی و بررسی رخساره‌شناسی با بازدیدهای صحرایی، ویژگی‌های زمین‌شناسی از بخش مرکزی کالدرها به سوی دیواره‌ها و همچنین از بخش‌های بیرونی به طرف کالدرها با انجام دادن چندین پیمایش مطالعه و مقاطع مختلف بررسی شد. با توجه به اینکه گنبد‌های آخرین فوران‌های آتشفشانی سه‌پند بیشتر در قسمت مرکزی و شرقی آتشفشان برون‌زد دارند، مقاطع کارشده در مرکز و شرق منطقه قرار دارند. در مرحله بعد، با بررسی رخساره‌شناسی محصولات آتشفشانی و مطالعه بافت‌ها و ساختارهای رسوبی موجود در نهشته‌های پیروکلاستیک و اپی‌کلاستیک مقاطع مختلف، سعی شد با استفاده از این ابزارها تا حدودی ویژگی‌های محیط رسوب‌گذاری و چگونگی تشکیل رخساره‌ها روشن شود.

زمین‌شناسی و ویژگی‌های صحرایی

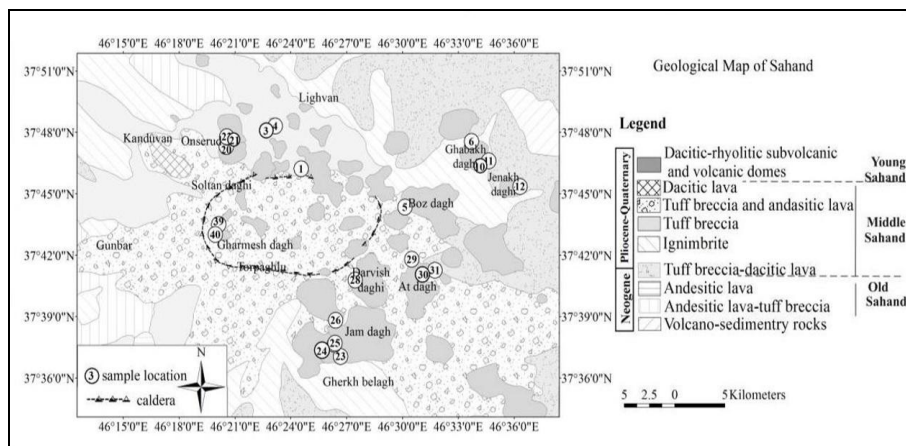
آتشفشان سه‌پند در شمال پهنه زمین‌درز تتیس جوان و در محل پهنه برخورد قاره‌ای دو ورقه اوراسیا و عربی قرار گرفته است (ایمام وردیو و مامدو ۱۹۹۶). این آتشفشان در شمال غرب ایران، چهل کیلومتری جنوب شرق تبریز و شرق دریچه ارومیه، قرار گرفته است (شکل ۱). از لحاظ پهنه‌بندی ساختاری- رسوبی ایران، آتشفشان سه‌پند در پهنه ایران مرکزی واقع شده است (آقابیاتی ۱۳۹۲). طبق بررسی‌های سن‌سنجی، که معین‌وزیری و امین‌سبحانی (۱۳۵۶) انجام داده‌اند، سن آتشفشان سه‌پند میوسن- کواترنری است. این آتشفشان روی سنگ‌های کنگلومرا و آهکی با سن ژوراسیک- کرتاسه و میوسن قرار گرفته است (معین‌وزیری و امین‌سبحانی ۱۳۵۶). زمین‌شناسی آتشفشان سه‌پند، به دلیل قرارگیری آن در یک منطقه برخورد قاره‌ای، مورد علاقه پژوهشگران زیادی بوده است (معین‌وزیری و امین‌سبحانی ۱۳۵۶؛ جهانگیری و اشرفی ۲۰۰۶؛ غیوری خسرقی و معین‌وزیری ۲۰۰۲).



شکل ۱. عکس ماهواره‌ای سهند و منطقه مورد مطالعه، مقیاس ۱/۵۰۰۰۰۰، و دهانه گل‌سرخ سهند

قلمقاش و چهارلنگ (۱۳۹۳) بر اساس ویژگی‌های صحرایی جدید، پتروگرافی، و ژئوشیمی واحدهای آتشفشانی سهند را به سهند قدیمی و سهند میانی و سهند جوان تقسیم کردند (شکل ۲، برگرفته از قلمقاش و چهارلنگ ۱۳۹۳). در دید اولیه، سهند از واحدهای متناوب گدازه و مواد آذرآواری پدید آمده است که توسط گنبدیهای قطع شده‌اند و از این لحاظ می‌توان آن را به سهند قدیمی (گدازه و مواد آذرآواری) و سهند جوان (گنبدیها) تقسیم کرد. با توجه به سن‌سنجی معین‌وزیری و امین‌سبحانی (۱۳۵۶) اولین فعالیت آتشفشانی سهند فقط در بخش غربی آتشفشان (روستای قرمزگل) مشاهده می‌شود با سن دوازده میلیون سال و سپس با تشکیلات آتشفشانی سلطان- قارمش‌داغ پوشیده شده است (معین‌وزیری و امین‌سبحانی ۱۳۵۶). با در نظر گرفتن قدیمی‌تر بودن این بخش از سهند، رخنمون اندک (فقط در بخش غربی) و متمایز بودن ویژگی‌های صحرایی (ترکیب آندزیتی) و پتروگرافی و ژئوشیمیایی آن از بخش‌های دیگر آتشفشان این بخش سهند قدیمی در نظر گرفته شده است. سهند میانی شامل سنگ‌های آذرآواری و گدازه است که ترکیب حد واسط تا اسیدی (تراکی آندزیت تا داسیت) دارد و در سراسر آتشفشان سهند (شمالی، جنوبی، شرقی، غربی) برون‌زد دارد. طبق سن‌سنجی معین‌وزیری و امین‌سبحانی (۱۳۵۶) سن سنگ‌های در نظر گرفته شده به عنوان سهند میانی ۵/۵ میلیون سال است. همچنین، طبق نظر چیو و همکارانش (۲۰۱۳) این سنگ‌ها سنی حدود ۳/۵ تا ۵/۶ میلیون سال دارند. این پژوهشگران سن آتشفشان سهند را ۵/۶ میلیون سال می‌دانند. سهند جوان را گنبدیهای نیمه‌آتشفشانی و آتشفشانی تشکیل می‌دهد که در سرتاسر آتشفشان سهند پراکنده‌اند و رخنمون دارند. سنگ‌های سهند جوان طبق سن‌سنجی معین‌وزیری و امین‌سبحانی (۱۳۵۶) حدود ۱۴۰ تا ۴۰۰ هزار سال دارند. سنگ‌های سهند جوان، به صورت گنبدیهای نیمه‌آتشفشانی و آتشفشانی، سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌های سهند قدیمی و سهند میانی را قطع کرده است. گنبدیهای

سه‌ه‌ند جوان ترکیب حد واسط تا اسیدی (تراکی آندزیتی تا داسیتی) دارد. این گندها، که مربوط به آخرین فوران سه‌ه‌ند هستند، بیشتر در قسمت مرکزی و شرقی آتشفشان سه‌ه‌ند برون زد دارند. گندهای آتشفشانی به سطح زمین رسیده و سرد شده‌اند و جریان‌یافتگی در آن‌ها دیده می‌شود؛ درحالی‌که گندهای نیمه‌آتشفشانی قبل از رسیدن به سطح زمین سرد شده‌اند و جریان‌یافتگی در آن‌ها دیده نمی‌شود (قلمقاش و چهارلنگ ۱۳۹۳).



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی آتشفشان سه‌ه‌ند (قلمقاش و چهارلنگ ۱۳۹۳). در این نقشه سه‌ه‌ند قدیمی و میانی و جوان تفکیک شده‌اند و محل نمونه‌برداری نمونه‌های سه‌ه‌ند جوان توسط قلمقاش و چهارلنگ (۱۳۹۳) مشخص شده است.

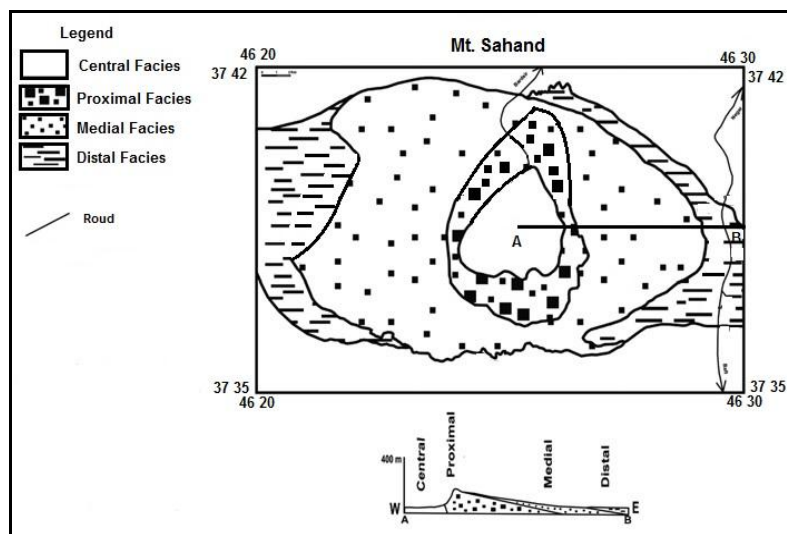
بررسی‌های رخساره‌ای آتشفشان سه‌ه‌ند

در تحول حوضه‌های رسوب‌گذاری نزدیک به مراکز آتشفشانی، رابطه‌ای پیچیده بین فرایندهایی همچون فرونشینی حوضه و فرایندهای مرتبط با تحول کمان آتشفشانی و پدیده‌های حاصل از آب‌وهوای منطقه وجود دارد (کاتونینو ۲۰۰۴؛ اسمیس و همکاران ۲۰۰۲). پدیده‌های حاصل از آب‌وهوا باعث حمل دوباره نهشته‌های آتشفشانی حین فوران و مراحل بین فورانی شده و رسوب‌گذاری سبب می‌شود شواهد مربوط به چگونگی تغییر این فرایندها حفظ شوند. این شواهد در حوضه‌هایی که فرونشینی سریع دارند بهتر حفظ می‌شوند (کاتونینو ۲۰۰۴؛ گوسورپه و اینسله ۲۰۰۰). یکی از ویژگی‌های سنگ‌های آتشفشان سه‌ه‌ند ضخامت بسیار زیاد محصولات است. به نظر می‌رسد ابتدا فوران‌های آتشفشانی در منطقه سه‌ه‌ند به تشکیل حجم زیادی از مواد فورانی انجامیده است. سپس، زمانی که فعالیت آتشفشانی متوقف شده است، نهشته‌های پیروکلاستیک و گدازه‌ها توسط شبکه‌های رودخانه‌ای فرسایش می‌یابند و حمل می‌شوند و توالی‌های اپی‌کلاستیک تولید می‌شود و این نهشته‌ها عموماً توسط فرایندهایی که اپی‌کلاستیک نام دارند حمل و دوباره رسوب‌گذاری می‌شوند (کس و رایت ۱۹۸۷). مطالعات اخیر بر رسوب‌گذاری در محیط‌های رسوبی، که تحت تأثیر فعالیت‌های آتشفشانی انفجاری هستند، نشان داده تناوب شرایط رسوب‌گذاری هم‌زمان با فوران و شرایط رسوبی بین فورانی مشخص‌ترین عامل تأثیرگذار بر تشکیل نهشته‌ها در این محیط‌هاست (مارتینا و همکاران ۲۰۰۶؛ ماناسرو و همکاران ۲۰۰۰؛ کاتوکا و ناکاجو ۲۰۰۲؛ ناکایاما و یوشیکاوا ۱۹۹۷). دوره‌های فرسایشی قدرتمندی که در مناطق

آتشفشانی وجود دارند به احتمال زیاد مربوط به تغییرات آب‌وهوایی (کاهش سطح آب، انواع مختلف گیاهان در طول دامنه) یا تغییرات آتشفشانی- زمین‌ساختی منطقه هستند (کالکاترا و همکاران ۲۰۰۷). مطالعات رخساره‌شناسی محصولات آتشفشان ابزار بسیار مفیدی برای شناخت ماهیت محیط‌های رسوبی در زمان فوران هستند. از آنجا که سنگ‌های آتشفشانی هم در محیط‌های قاره‌ای هم در محیط‌های دریایی تشکیل می‌شوند، توصیف ویژگی‌های رخساره‌شناسی آن‌ها می‌تواند اطلاعات ارزشمندی را در زمینه ویژگی‌های محیط رسوب‌گذاری و نوع آن محیط و حتی نوع و شدت فوران آتشفشانی در اختیار پژوهشگران قرار دهد.

رخساره‌شناسی آتشفشان سهند

همان‌گونه که در نقشه رخساره‌شناسی آتشفشان سهند (شکل ۳) دیده می‌شود، ساختار این آتشفشان را می‌توان به چهار رخساره مرکزی، نزدیک، متوسط، و دور تقسیم کرد. ستون چینه‌شناسی این رخساره‌ها در شکل ۴ قابل مشاهده است. اگرچه شکل‌گیری ساختار چین آتشفشان‌هایی نتیجه فوران انواع آذرآواری‌ها و گدازه‌هایی است که از دهانه اصلی خارج می‌شود، نقش ریزش توده‌ای^۱ راه، که حجم گسترده‌ای از توالی‌های اپی‌کلاستیک را به‌خصوص در رخساره‌های میانی و دور تشکیل می‌دهد، نباید از نظر دور داشت (کس و رایت ۱۹۸۸).



شکل ۳. نقشه رخساره‌شناسی آتشفشان سهند بر اساس عکس‌های هوایی ۱:۵۰۰۰۰

شناخت چینه‌شناسی رسوبات آذرآواری دره‌های توده آتشفشانی سهند مستلزم آشنایی با فازهای مختلف فعالیت‌های آتشفشانی سهند است. فعالیت آتشفشانی سهند به طور متناوب به صورت انفجاری است که منجر به تشکیل سنگ‌های آذرآواری (روانه‌های ایگنمیریتی و توف‌های ریزشی پامیس‌دار) و گدازه‌هایی با ترکیب شیمیایی آندزیتی تا داسیتی شده است. به عبارت دیگر، سهند در مجموع یک استراتوولکان با دهانه‌های آتشفشانی متعدد و

پراکنده است. طبق نظر معین‌وزیری و امین‌سبحانی (۱۳۵۶) سنگ‌های آتشفشانی سه‌پند عبارت‌اند از آندزیت بازالتی، آندزیت، لاتیت، داسیت، و داسیتوئید.

در زمینه سن فعالیت‌های آتشفشانی سه‌پند، قلمقاش و چهارلنگ (۱۳۹۳)، بر اساس مطالعات چینه‌شناسی، شروع فعالیت‌های آتشفشانی سه‌پند را اواخر دوره میوسن شناسایی کرده‌اند. زیرا در آذرشهر کنگلومرای قرمزگل، که اولین آثار سه‌پند محسوب می‌شود، زیر تشکیلات پلیوسن تبریز (سازند قرمز بالایی) قرار گرفته است. در ضمن ایشان خاتمۀ آتشفشانی این منطقه را بعد از دوره‌های یخچالی دوران چهارم می‌دانند. سن چند نمونه از سنگ‌های آتشفشانی سه‌پند با توجه به توالی فازهای آتشفشانی و بر اساس رادیومتری به روش پتاسیم- آرگون محاسبه شده (معین‌وزیری و امین‌سبحانی ۱۳۵۶) که نتایج آن بدین قرار است:

۱. گدازه‌های آندزیت بازالتی (از قله‌های داخل کنگلومرای قرمزگل در آذرشهر) سنی بین ۱۱/۷ تا ۱۲/۲ میلیون سال را نشان

می‌دهند. بنابراین، اولین فعالیت آتشفشانی سه‌پند از میوسن فوقانی به صورت فوران‌های آندزیتی شروع شده است.

۲. سن رادیومتری گدازه آندزیت بازالتی ترپاقلو که در درۀ صوفی‌چای (جنوب سه‌پند) بین دو روانۀ آذرآواری قرار

گرفته سنی بین ۹/۸ تا ۱۰/۱ میلیون سال را نشان می‌دهند. بنابراین فوران گدازه‌های آندزیتی بخش مرکزی و

جنوب غربی سه‌پند در اواخر میوسن و بعد از فعالیت‌های آتشفشانی قرمزگل صورت گرفته است.

۳. نمونه‌ای از گدازه‌های داسیتی قارمش‌داغ که روی آندزیت ترپاقلو قرار گرفته سنی در حدود ۵ میلیون سال را نشان می‌دهد.

۴. سن رادیومتری نمونه داسیتی پایانی جام‌داغ ۱۴۰ تا ۴۰۰ هزار سال را نشان می‌دهد.

نتایج اندازه‌گیری سن دو نمونه اخیر (داسیت قارمش‌داغ و جام‌داغ) نشان می‌دهد سومین دوره فعالیت آتشفشانی

سه‌پند (فعالیت‌های آتشفشانی جدید سه‌پند) که منجر به تشکیل مخروط‌های آتشفشانی داسیتی و قلل مرتفع سه‌پند شده از

پلیوسن تا اواخر پلیستوسن ادامه داشته است.

با توجه به نتایج ژئوکرونولوژی یاد شده معلوم می‌شود مراکز آتشفشانی سه‌پند از اواسط میوسن تا اواخر پلیستوسن به

طور متناوب فعالیت می‌کرده‌اند. همچنین، فعالیت‌های انفجاری ایگنیمبریت‌ساز به طور متناوب با فوران گدازه صورت

می‌گرفته است. همان‌طور که قبلاً اشاره شد، دو پهنۀ آذرآواری در درۀ صوفی‌چای یکی در بالا و دیگری در زیر گدازه

آندزیت بازالتی ترپاقلو به سن حدود ۱۰ میلیون سال قرار گرفته‌اند. بنابراین، پهنۀ ایگنیمبریتی زیرین قدیمی‌تر از این تاریخ و

پهنۀ بالایی سنی بین ۵ تا ۱۰ میلیون سال دارد. همچنین، در درۀ گنبر مطالعات چینه‌شناسی مشخص می‌سازد اولین و

دومین پهنۀ ایگنیمبریتی چراغیل، که زیر استتالۀ گدازه یادشده و بالای کنگلومرای قرمزگل قرار گرفته، قدیمی‌تر از ۱۰

میلیون و جوان‌تر از ۱۲ میلیون سال است. سومین پهنۀ ایگنیمبریتی چراغیل و ایگنیمبریت‌های کندوان و متنق، که روی آن

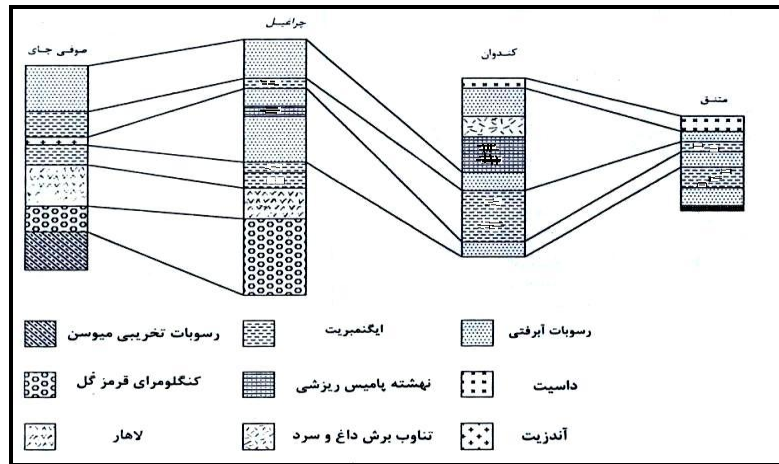
گدازه قرار گرفته‌اند، بعد از میوسن بالایی جایگزینی حاصل کرده‌اند. چون نهشته‌های یادشده با گدازه‌های داسیتی

قارمش‌داغ پوشیده شده‌اند. بنابراین، سنی بیش از ۵ میلیون سال و کمتر از ۱۰ میلیون سال دارند. در ضمن، پهنه‌های

ایگنیمبریتی درۀ متنق احتمالاً هم‌زمان با ایگنیمبریت‌های درۀ کندوان بوده‌اند؛ اما از مرکز آتشفشانی متفاوت انتشار یافته‌اند.

با توجه به مطالب یاد شده، دو مرحله مهم و گسترده انتشار و تشکیل پهنه‌های آذرآواری در سه‌پند مشاهده می‌شود

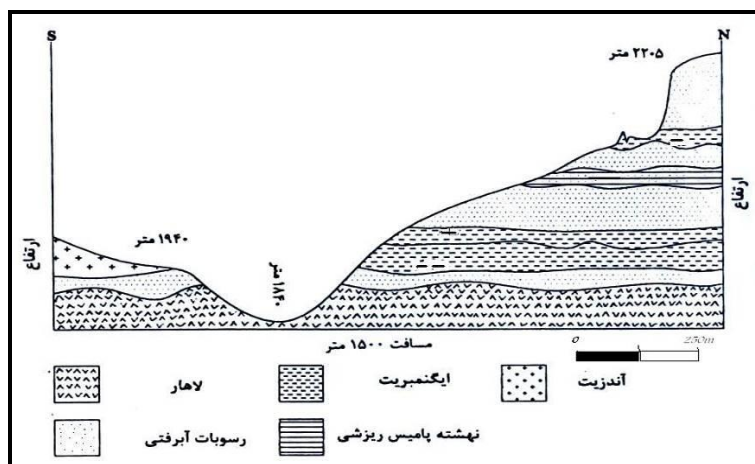
که رخنمون این نهشته‌ها در مقاطع چینه‌شناسی دره‌های بزرگ و عمیق اطراف سه‌پند به‌خوبی دیده می‌شوند (شکل ۴).



شکل ۴. مقطع چینه‌شناسی نهشته‌های آذرآواری چهار دره اصلی سهند

چینه‌شناسی نهشته‌های آذرآواری دره گنبر (چراغیل)

دره گنبر در غرب توده سهند واقع است و به دلیل برون‌زدگی خوب نهشته‌های آذرآواری در دهکده چراغیل (شکل ۵) این نقطه بهترین و مناسب‌ترین محل برای مطالعه این نهشته‌هاست. در این دره سه پهنه ایگنمبریتی و یک نهشته ریزشی، که با رسوبات آبرفتی سیلابی از هم جدا شده‌اند، یافت می‌شود (شکل ۶). این نهشته‌های ایگنمبریتی در اصل بیانگر سه فعالیت ایگنمبریت‌ساز در این محل است. بدین دلیل این نهشته‌ها اولین و دومین و سومین پهنه ایگنمبریتی چراغیل نامیده شده‌اند. در این منطقه بر اساس شواهد به‌دست‌آمده از گدازه‌های آندزیت بازالتی (از قله‌های داخل کنگلومرای قرمزگل در آذرشهر) به نظر می‌رسد روانه‌های لاهار روی کنگلومرای قرمزگل قرار گرفته‌اند؛ اما، به دلیل عدم مشاهده این لایه در این منطقه به دلیل بالا بودن ضخامت لایه لاهار از آوردن آن در مقطع چینه‌شناسی خودداری شد.

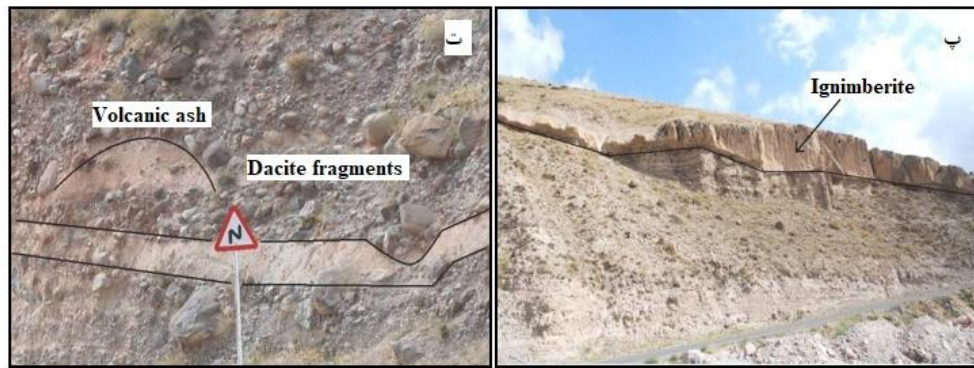


شکل ۵. توالی چینه‌شناختی دره گنبر در دهکده چراغیل (مقیاس عمودی دقیق نیست).

توالی چینه‌شناسی قابل مشاهده در این دره از پایین به بالا بدین شرح است:

۱. کف رودخانه از لاهار تشکیل شده است. در ضمن این لاهار با رسوبات آبرفتی و آگلومرا پوشیده شده است.
 ۲. اولین پهنه ایگنیمبریت چراغیل بر رسوبات آبرفتی دره چراغیل قرار گرفته است (شکل ۷ الف).
 ۳. دومین پهنه ایگنیمبریت چراغیل با رسوبات سیلابی نازک لایه (حداکثر ۱ متر) از اولین پهنه ایگنیمبریت جدا می‌شود و در ضمن روی این نهشته رسوبات آبرفتی و آگلومرا با ضخامت حداکثر ۵۰ متر قرار گرفته است (شکل ۷ ب).
 ۴. نهشته ریزشی چراغیل.
 ۵. سومین پهنه ایگنیمبریت چراغیل از پایین با نهشته ریزشی زیرین جدا شده و در ضمن خود این پهنه با رسوبات آبرفتی و کنگلومرای و ماسه‌ای سینریت پوشیده شده است (شکل ۷ پ).
- علاوه بر سه فعالیت ایگنیمبریت‌ساز، یک فعالیت انفجاری دیگر در فاصله زمانی دومین و سومین فعالیت ایگنیمبریت‌ساز صورت گرفته که به تشکیل نهشته ریزشی در منطقه منجر شده است. نهشته‌های آذرآواری با 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 منطقه‌اند. درستی و جنس قطعات رسوبات کنگلومرا متنوع است و گاهی قطر دانه‌ها به بیش از ۱ متر می‌رسد. قطعات این رسوبات از سنگ‌های آتشفشانی سهند تشکیل شده و سیمانی سست، شامل ماسه و رس و خاکستر آتشفشانی، آن‌ها را به هم چسبانده است. همچنین، عدسی‌هایی از خاکسترهای آتشفشانی به صورت بین‌لایه‌ای با طبقات کنگلومرا همراه است (شکل ۷ ت).
- بین دامنه جنوبی و شمالی دهکده چراغیل هیچ تشابه از نظر سنگ‌شناسی وجود ندارد؛ طوری که در دامنه شمالی سه پهنه ایگنیمبریت به صورت بین‌لایه‌ای با طبقات آگلومرا مشاهده می‌شود، درحالی‌که در دامنه جنوبی هیچ پهنه ایگنیمبریتی مشاهده نمی‌شود و در مقابل ضخامت قابل توجهی از لاهار دیده می‌شود. همچنین در دامنه جنوبی زمین‌لغزهایی صورت گرفته که باعث به هم ریختگی این رسوبات و سست شدن آن‌ها شده است. احتمالاً این عدم تقارن در دو طرف دره در اثر این زمین‌لغزهاست که رخنمون‌ها را پوشانده است. با وجود این نباید وجود برجستگی قدیمی (پالئورلیف) در این منطقه را نادیده گرفت که شاید مانع جریان ایگنیمبریت به دامنه جنوبی شده است.

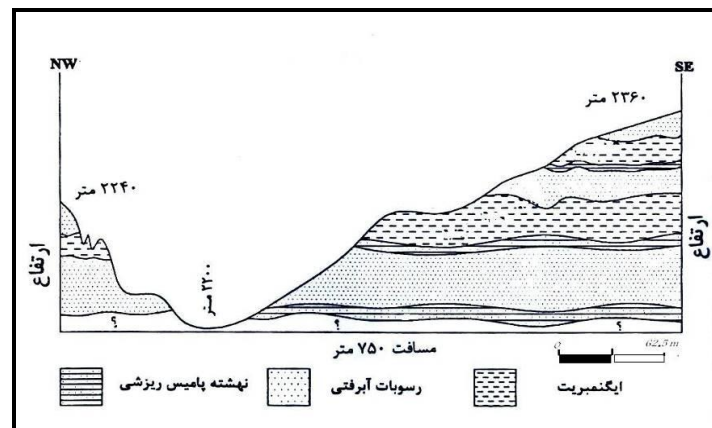




شکل ۶. الف) اولین پهنه ایگنیمبریت چراغیل به رنگ سفید که روی لاهار و رسوبات کنگلومرا قرار گرفته است (دید به سمت شمال)؛ ب) دومین پهنه ایگنیمبریت چراغیل که با آگلومرای نازک‌لایه از اولین پهنه ایگنیمبریت جدا شده است (دید به سمت شمال غرب)؛ پ) سومین پهنه ایگنیمبریت چراغیل که احتمالاً هم‌زمان با ایگنیمبریت کندوان انتشار یافته است (دید به سمت شمال)؛ ت) رسوبات سیلابی با قطعات مختلف داسیتی و عدسی‌هایی از خاکسترهای آتشفشانی حمل مجدد یافته (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 قابل مشاهده است که با آگلومرا از هم جدا شده‌اند (شکل ۷).



شکل ۷. توالی چینه‌شناختی دره متنق در روستای متنق (مقیاس عمودی دقیق نیست).

جزئیات چینه‌شناسی دره متنق از پایین به بالا بدین شرح است:

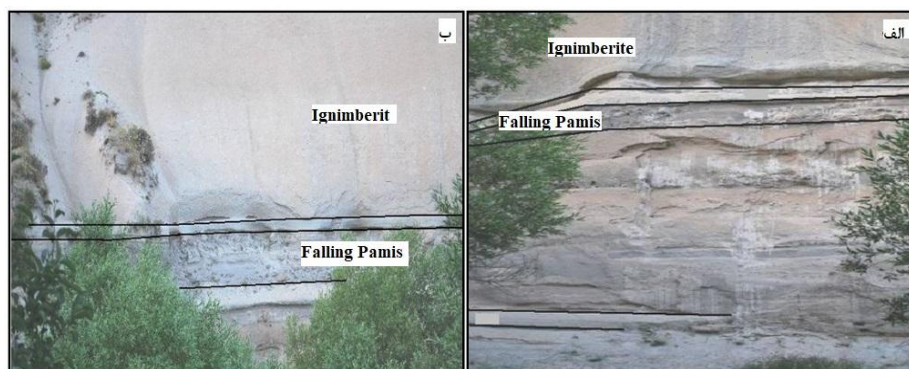
۱. یک نهشته پامیس ریزشی در قسمت تحتانی دره، که بیانگر اولین فعالیت انفجاری در این منطقه است (شکل ۷).
۲. بعد از فعالیت انفجاری یادشده در اثر فعالیت رودخانه‌های پیرامون سهند و جریانات سیلابی، رسوبات آبرفتی و سیلابی تشکیل می‌شود که نهشته پامیس ریزشی را می‌پوشاند.

۳. بعد از یک فاصله زمانی، فعالیت آتشفشانی در منطقه به صورت فعالیت ایگنیمبریت‌ساز از سر گرفته می‌شود که به موجب آن اولین پهنه ایگنیمبریتی در دره متنق تشکیل می‌شود (شکل ۸ الف). همچنین، در قاعده این نهشته یک پامیس ریزشی وجود دارد که زیر دیگر نهشته‌های ایگنیمبریت سه‌پند (دره‌های کندوان و گنبر) یافت نمی‌شود. بعد از این فعالیت آتشفشانی انفجاری دوباره رودخانه‌ها و سیلاب‌ها در منطقه فعال شده و رسوبات آبرفتی محتوی قلوهای درشت و ریز داسیت را به وجود آورده‌اند.

۴. دوباره فعالیت آتشفشانی انفجاری ایگنیمبریت‌ساز بعد از یک وقفه زمانی از سر گرفته می‌شود که موجب تشکیل دومین پهنه ایگنیمبریتی، به نام پهنه بالایی ایگنیمبریت متنق، می‌شود (شکل ۸ ب). 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 سه‌پند این نهشته‌ها توسط گدازه‌های داسیتی، که هم‌زمان یا متعاقب فعالیت‌های انفجاری ایگنیمبریت‌ساز بیرون ریخته‌اند، پوشیده می‌شوند. به طرف حاشیه سه‌پند نهشته‌های فوق توسط رسوبات آبرفتی و سیلابی و دریاچه‌ای پوشیده شده و جز در دهکده ایرانق (بین روستای متنق و سعیدآباد) رخنمون دیگری از این نهشته‌ها مشاهده نمی‌شود.

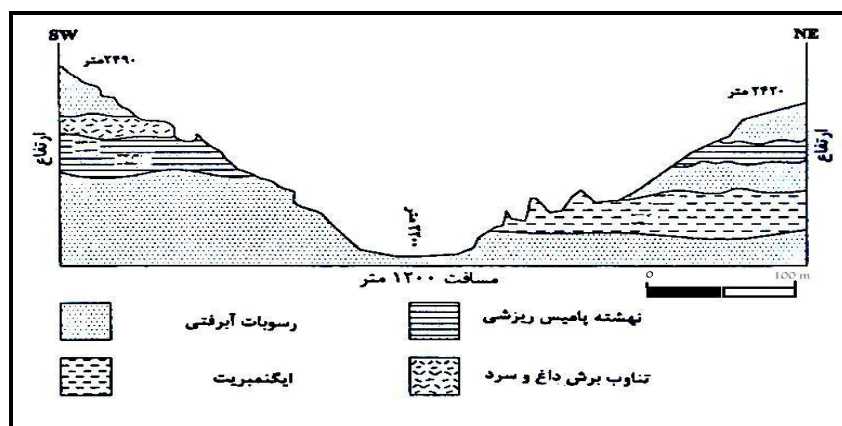


شکل ۸. الف) نمایی از پهنه پایینی ایگنیمبریت متنق همراه پامیس ریزشی که زیر پهنه ایگنیمبریتی مشاهده می‌شود (دید به سمت جنوب شرقی)؛ ب) نمایی از پهنه بالایی ایگنیمبریت متنق همراه پامیس ریزشی که در زیر پهنه ایگنیمبریتی مشاهده می‌شود (دید به سمت جنوب شرقی)

چینه‌شناسی نهشته‌های آذرآواری دره کندوان

نهشته‌های ایگنیمبریتی کندوان احتمالاً از کراتر 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 سه‌پند، این نهشته‌ها آخرین فعالیت انفجاری ایگنیمبریت‌ساز قارمش‌داغ (مرکز اصلی فوران‌های سه‌پند) و احتمالاً هم‌زمان با سومین پهنه ایگنیمبریت چراغیل است. چینه‌شناسی دره کندوان در شکل ۹ به صورت شماتیک معرفی شده است.

در دره کندوان (شمال غرب توده آتشفشانی سهند) یک روانه ضخیم ایگنیمبریت بر طبقات برش قرار گرفته و روی آن را یک سری نهشته‌های ریزشی پوشانده است (شکل ۱۰ الف). 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 ۱۰ ب). نهشته‌های ریزشی توسط روانه‌های برشی، که تناوبی از برش داغ و سرد است، پوشیده می‌شود (شکل ۱۰ پ و ت). بین دامنه شمال شرقی و جنوب غربی دهکده کندوان تشابه سنگ‌شناسی خوبی مشاهده نمی‌شود؛ طوری که نهشته‌های ریزشی و روانه‌های برشی روی آن‌ها در دامنه شمال شرقی به خوبی برون‌زدگی ندارند، اما نشانه‌های سفیدرنگی که حکایت از وجود نهشته‌های ریزشی دارد مشاهده می‌شود. همچنین روانه ایگنیمبریت در دامنه جنوب غربی مشاهده نمی‌شود.



شکل ۹. توالی چینه‌شناختی دره کندوان (مقیاس عمودی دقیق نیست).

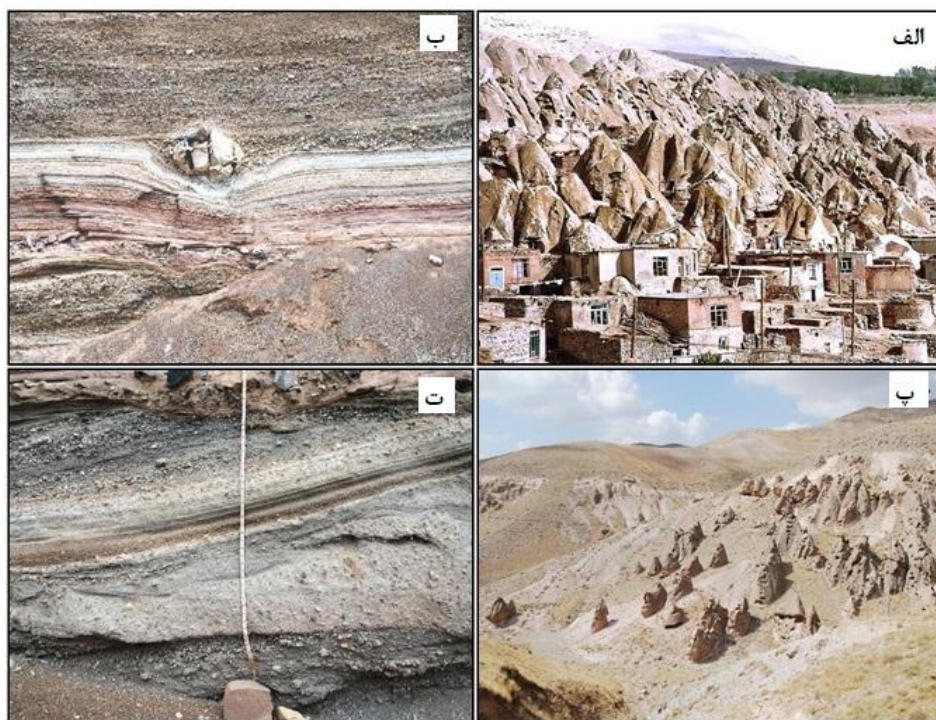
در بعضی نقاط سهند قطعات سنگ‌های سرگردان در اندازه‌های مختلف (گاهی به قطر ۱۰ متر) یافت می‌شوند که از نظر اندازه هیچ تناسبی با قطعات تشکیل‌دهنده رسوبات آبرفتی ندارند. به نظر می‌رسد این قلوه‌های بسیار بزرگ و گردشده بخشی از گدازه‌های گنبد آتشفشانی باشند که فرو ریخته است.

نهشته‌های ریزشی، که نهشته‌های ریزشی پامیس‌دار کندوان نام‌گذاری شده‌اند، از نظر خصوصیات لیتولوژی خیلی شبیه روانه‌های ایگنیمبریتی است و تنها تفاوت آن‌ها نحوه تشکیل آن‌هاست. زیرا ایگنیمبریت به صورت جریان‌ی تشکیل شده و نواحی پست قدیمی را پر کرده و در برخی نقاط دیده نمی‌شود؛ درحالی‌که نهشته‌های ریزشی با ضخامت تقریباً یکنواخت پستی‌ها و بلندی‌ها را می‌پوشاند (شکل ۱۰). بنابراین سطح فوقانی آن از توپوگرافی زمان خود تبعیت می‌کند.

نهشته‌های ریزشی، چنان که از نامشان پیداست، از فروریزش ستون فورانی که در اثر فعالیت انفجاری به وجود می‌آیند تشکیل می‌شوند. همچنین در این دره در زیر نهشته‌های یادشده یک لاهار پامیس‌دار نیز دیده می‌شود. این روانه لاهار در روستای آستاری (عنصرود) و گنبر نیز رخمون دارد. همان‌طور که بیان شد، در دامنه روبه‌روی روستای کندوان (دامنه جنوب غربی) یک روانه برش، که تناوبی از روانه‌های برش داغ و سرد است، نهشته‌های ریزشی کندوان را می‌پوشاند (شکل ۱۰) که قرارگیری متناوب روانه‌های برشی سرد و داغ به آن‌ها منظره چینه‌بندی داده است.

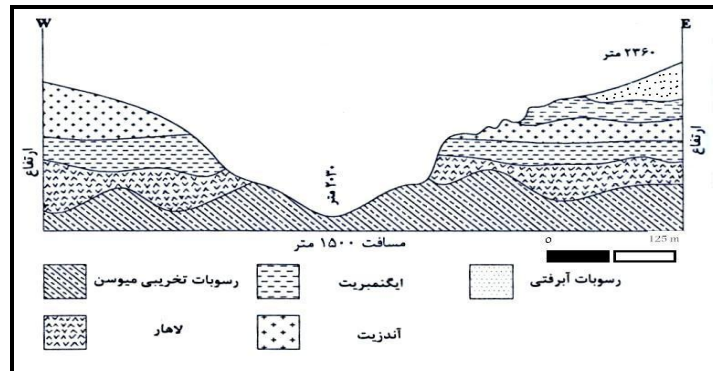
چینه‌شناسی نهشته‌های آذرآواری دره صوفی‌چای

دره صوفی‌چای در جنوب توده آتشفشانی سهند واقع است. در انتهای دره صوفی‌چای، به طرف مرکز سهند، دو پهنه آذرآواری مشاهده می‌شود (شکل ۱۱) که در زیر و روی گدازه آندزیتی با سن ۱۰ میلیون سال (سن رادیومتری انجام شده توسط معین‌وزیری و امین‌سبحانی (۱۳۵۶)) قرار گرفته‌اند (شکل ۱۲ الف). نهشته زیر گدازه یک روانه لاهار و ایگنیمبریت است و لاهار از دور مانند روانه ایگنیمبریتی به نظر می‌رسد. لاهار یادشده با دگرشیبی روی رسوبات کنگلومرا با میان‌لایه‌هایی از ماسه و توفیت به سن میوسن قرار گرفته است. نهشته‌های بالای گدازه آندزیتی یک روانه ایگنیمبریتی سفیدرنگ (شکل ۱۲ ب) است. این دو نهشته آذرآواری با دور شدن از مرکز آتشفشان و به علت پایان پذیرفتن گدازه آندزیتی 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 و بر گسترش عرضی آن اضافه می‌شود.

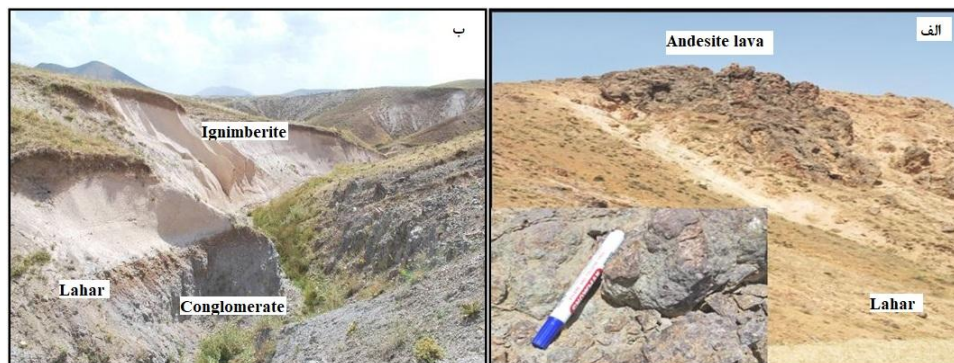


شکل ۱۰. الف) ایگنیمبریت کندوان با منظره کله‌قندی که در اثر فرسایش ترجیحی حاصل شده است. در ارتفاعات اثر سفیدرنگی مشاهده می‌شود که نهشته‌های ریزشی کندوان هستند و در دامنه شمال شرقی رخنمون خوبی نشان نمی‌دهند (دید به طرف شمال شرقی)؛ ب) نهشته‌های ریزشی کندوان که از چند لایه ریزشی تشکیل شده‌اند. این نهشته‌های 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 ایگنیمبریت در نظر گرفت (دید به طرف جنوب غرب)؛ پ) دره کندوان به مرکز سهند (دید به طرف جنوب شرقی). در دامنه دره روانه‌های برشی مشاهده می‌شود؛ ت) نهشته‌های ریزشی کندوان که در زیر روانه برش کندوان قرار گرفته است.

در نزدیکی سد علویان در انتهای دره صوفی‌چای و حوالی روستای قشلاق (نزدیک مراغه) لاهار شکل یک روانه خاکستر آتشفشانی جوش‌خورده محتوی قلوه‌های گردشده به خود می‌گیرد (شکل ۱۳). قلوه‌ها نسبت به زمینه خاکستر سخت‌ترند 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. گفتنی است در منطقه فقط در این روانه سائیدن مشاهده شده است.



شکل ۱۱. توالی چینه‌شناختی دره صوفی‌چای، از روستای یای شهر به طرف مرکز سه‌هند (مقیاس عمودی دقیق نیست).

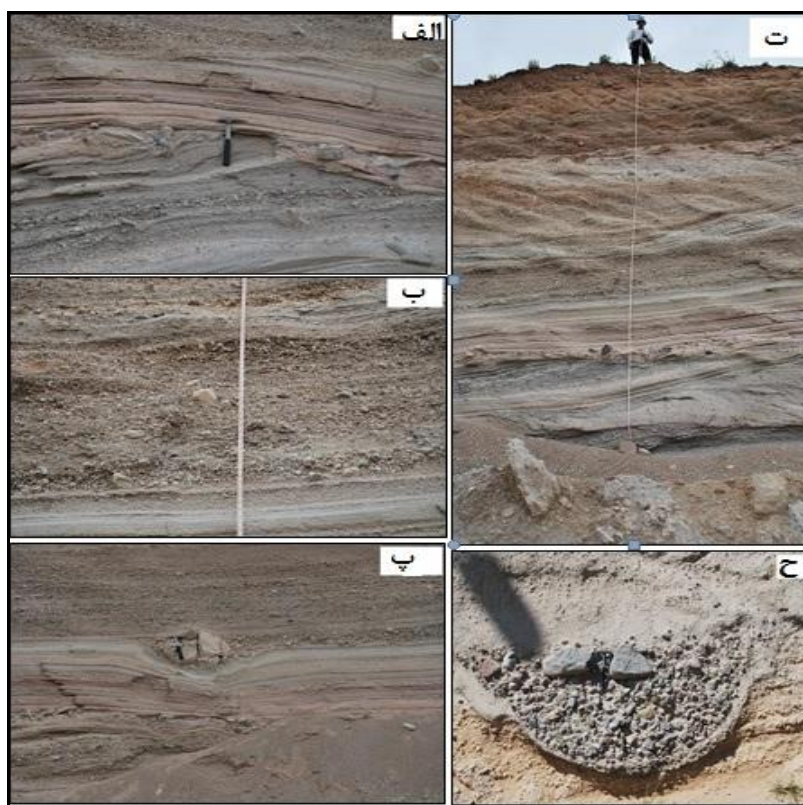


شکل ۱۲. الف) رخنمون گدازه آندزیتی قرار گرفته بر لاهار صوفی‌چای که سن رادیومتری آن در حدود ۱۰ میلیون سال اندازه‌گیری شده است (معین‌وزیری و امین‌سبحانی ۱۳۵۶؛ ب) لاهار و ایگنمبریت صوفی‌چای (در بالا به رنگ سفید) بر کنگلومرای شیب‌دار میوسن قرار گرفته است (دید به سمت جنوب غرب)



شکل ۱۳. نمای نزدیک از انتهای جنوبی لاهار دره صوفی‌چای با قلوه‌های هم جنس در داخل آن (نزدیک سد علویان)

مواد آذرآواری جریانی در مجموعه آتشفشانی سهند به رنگ روشن دیده می‌شود و اجزای فیزیکی تشکیل دهنده آن‌ها شامل قطعات گدازه، سنگ‌های بیگانه، پامیس، و زمینه است. جنس قطعات متنوع است و اکثراً ریزند (تا قطر ۱۰ سانتی‌متر) و نیمه‌زاویه دارند. این ویژگی‌ها نشان‌دهنده خردشدگی شدید هنگام فوران آتشفشانی و حرکت مواد به صورت جریان‌های رقیق و فقیر از قطعات سنگ در دامنه آتشفشان است (دلینو و لاوله ۲۰۰۰). وجود قطعات سنگ و پامیس جهت‌یافته و همچنین حالت پوششی^۱ واحدهای آذرآواری جریانی نسبت به واحدهای زیرین را می‌توان دلیلی بر جریان یافتن سریع این مواد دانست. ساختمان‌های رسوبی مثل لایه‌بندی متقاطع (شکل ۱۴ الف) و لایه‌بندی دانه‌تدریجی (شکل ۱۴ ب)، جورشدگی نسبتاً ضعیف، گردشدگی نسبتاً خوب، جوش‌خوردگی ضعیف، همگی، دلالت بر وجود یک نهشته آذرآواری جریانی دارند (کس و رایت ۱۹۸۸؛ فیشر و اسکمینکه ۱۹۸۴). اشکال یادشده همراه تغییر شکل‌های پلاستیک حاصل از سقوط قطعات پرتابی به درون نهشته‌های آذرآواری نرم (شکل ۱۴ پ) در مجموعه سهند از ویژگی‌های نهشته‌های آذرآواری جریانی است (کس و رایت ۱۹۸۸) و در نهشته‌های هیدروکلاستیک دیده شده است (فیشر و اسکمینکه ۱۹۸۴). این ساختمان‌های رسوبی از یک جریان آشفته (شکل ۱۵ ت) و کاهش قدرت و سرعت جریان در طی مسیر (شکل ۱۴ ج) حکایت می‌کنند.



شکل ۱۴. الف) ساختمان‌های رسوبی مثل لایه‌بندی متقاطع؛ ب) لایه‌بندی دانه‌تدریجی؛ پ) تغییر شکل‌های پلاستیک حاصل از سقوط قطعات پرتابی به درون نهشته‌های آذرآواری نرم؛ ت و ح) ساختمان‌های رسوبی حاکی از یک جریان آشفته و کاهش قدرت و سرعت جریان در طی مسیر

این نهشته‌ها بر اساس تقسیم‌بندی لیتولوژیکی (رایت و همکاران ۱۹۸۰) در گروه مواد آذرآواری خیزی پامیس‌دار و در رده‌بندی ژنتیکی (کس و رایت ۱۹۸۸) در گروه مواد آذرآواری خیزی قاعده‌ای حاصل از فوران‌های فراتوماگماتیک قرار می‌گیرند. بنابراین نهشته‌های مورد نظر در سهند نیز می‌توانند حاصل یک فوران فراتوماگماتیک باشند و در اثر حرکت سریع مواد از قاعده ستون فورانی به طور شعاعی و به سمت بیرون از منطقه دهانه ایجاد شده باشند (جهانگیری و اشرفی ۱۳۸۵). نهشته‌های آذرآواری جریان‌ی دیگری را نیز می‌توان در منطقه شناسایی کرد که به سه دسته قابل تقسیم‌اند:

گروه اول در سراسر منطقه رنگی روشن دارند همراه قطعات سنگ (تا قطر ۴۰ سانتی‌متر)، خاکستر، پامیس، و بلور. قطعات موجود جورشدگی ضعیف، گردشدگی نسبتاً خوب، و جوش‌خوردگی ضعیف دارند. جنس قطعات در بیشتر موارد مشابه (داسیت) است و به‌ندرت سنگ‌هایی از واحدهای زیرین می‌توان در آن‌ها مشاهده کرد. پامیس‌های گردشده و نیمه‌گردشده جهت‌یافته از دیگر اجزای مهم این جریان‌ها هستند. مقدار پامیس در این نهشته‌ها بین ۳۰ تا ۹۰ درصد متغیر است. این نهشته‌ها در رده‌بندی بر اساس اجزای تشکیل‌دهنده در رده نهشته‌های آذرآواری حاوی پامیس (رایت و همکاران ۱۹۸۰) و در رده‌بندی ژنتیکی (کس و رایت ۱۹۸۸) نیز در همین گروه قرار می‌گیرند. چنین نهشته‌هایی می‌توانند در اثر فروریزش ستون فورانی و جریان یافتن مواد ایجاد شده باشند (کس و رایت ۱۹۸۸).

گروه دوم این نهشته‌ها حاوی مقدار بسیار زیادی خرده‌سنگ‌اند و معمولاً پامیس در آن‌ها دیده نمی‌شود. این قطعات زاویه‌دار، با ابعادی حدود ۳۰ سانتی‌متر، در زمینه‌ای از خاکستر قرار می‌گیرند. در رده‌بندی نهشته‌های آذرآواری جریان‌ی بر اساس اجزای تشکیل‌دهنده (رایت و همکاران ۱۹۸۰) برای نهشته‌های یادشده نام جریان‌های قطعات و خاکستر و طبق رده‌بندی ژنتیکی (کس و رایت ۱۹۸۸) نیز همین نام برای آن‌ها پیشنهاد می‌شود. فروریزش گنبد و گدازه (انفجاری و وزنی) می‌تواند مسئول ایجاد چنین نهشته‌هایی باشد (کس و رایت ۱۹۸۸).

گروه سوم نهشته‌هایی هستند که در قاعده آن لاپیلی‌های افزایشی تمرکز یافته‌اند. وجود قطعات سنگ بسیار ریز و کوچک‌تر از ۲ میلی‌متر و یک زمینه متشکل از خاکستر ریزدانه از دیگر ویژگی‌های این واحد است. این نهشته‌ها در تقسیم‌بندی ژنتیکی (کس و رایت ۱۹۸۸) در گروه توف‌های حاصل از جریان خاکستر^۱ قرار می‌گیرند و حاصل فروریزش ستون فورانی‌اند.

نتیجه

آتشفشان سهند یک استراتوولکان است که مواد خود را از دهانه‌های متعدد و پراکنده بیرون ریخته و فعالیت آتشفشانی آن متناوباً به صورت انفجاری و گدازه‌ای است که به تشکیل نهشته‌های پیروکلاستیک و گدازه انجامیده است. این فوران‌ها عمدتاً انفجاری بوده و فاصله زیادی با یک‌دیگر نداشته‌اند. اما، در دوره‌های استراحت بین فوران‌های آتشفشانی مواد آتشفشانی توسط رودخانه‌ها فرسایش یافته و در بستر رودخانه یا حوضه‌های رسوبی قاره‌ای کم‌ترفا نهشته شده‌اند. بررسی‌های چینه‌شناسی نشان داد سهند در یک دوره زمانی تقریباً طولانی فعالیت کرده؛ طوری که اولین فعالیت آتشفشانی آن از اواسط میوسن شروع شده و تا اواخر پلیستوسن به طور متناوب ادامه داشته است. اولین فوران در سهند

1. Ash flow tuff

بسیار انفجاری و با دخالت آب همراه بوده است؛ به گونه‌ای که واکنش آب و ماگمای اسیدی در زیر سطح زمین سبب انفجارهای عظیم فراتوماگماتیک شده و قطعاتی از سنگ‌های میزبان همراه خاکستر آتشفشانی و پامیس به هوا پرتاب شده و اولین محصولات سه‌پند را ساخته‌اند. تشخیص این فاز فورانی فقط با مطالعه رخساره متوسط امکان‌پذیر است. زیرا نهشته‌های آذرآواری جریانی، که حاصل این فوران بوده‌اند، در این رخساره بهترین رخنمون‌ها را دارند. سپس فوران متوقف شده و عوامل فرسایشی باعث ایجاد گودی‌هایی در سطح نهشته‌های جریانی شده‌اند. این عوارض در رخساره متوسط قابل دیدن‌اند. وقایع فورانی بعدی، که مقدار بسیار زیادی نهشته‌های آذرآواری جریانی را ایجاد کرده‌اند، با صعود مکرر ماگماهای آندزیتی و داسیتی، فوران‌های پی در پی، تشکیل گنبد‌های گدازه‌ای و فروریزش گنبد‌ها، و گاه با خروج گدازه همراه بوده است. آثار این وقایع در رخساره‌های نزدیک و متوسط قابل مشاهده است. بعد از این، کالدرای سه‌پند فروریخته است و فاز بعدی شامل فوران‌های هم‌زمان و پس از تشکیل کالدرای بوده و با ایجاد آخرین نهشته‌های آذرآواری و گدازه‌ها همراه بوده است. آثار این فاز را در رخساره‌های مرکزی و نزدیک و متوسط می‌توان دید. رخساره مرکزی سه‌پند در محل کالدرای واقع شده و پس از توقف فعالیت‌های ماگمایی دگرسانی گرمایی گسترده و فرسایش شدیدی را تحمل کرده است. دگرسانی گرمایی بیشترین تأثیر را در توده نفوذی نیمه‌آتشفشانی داشته و سبب شده این توده کاملاً دگرسان و مجموعه‌ای از کانی‌های ثانوی در آن ایجاد شود.

سپاسگزاری

از استادان ارجمندم، جناب آقای دکتر منصور وثوقی عابدینی و دکتر منصور قربانی، که با حوصله و دلسوزی و ارائه دیدگاه‌ها و پیشنهادهای راهنمایی‌های ارزنده خود مرا در انجام دادن این پژوهش یاری رساندند، بی‌نهایت سپاسگزارم.

منابع

- آقانباتی، علی (۱۳۹۲). *زمین‌شناسی ایران*، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۰۹ ص.
- پیرمحمدی علیشاه، فرهاد (۱۳۹۰). «پترولوژی، ژئوشیمی، و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی شرق و جنوب شرق آتشفشان سه‌پند با نگرشی ویژه بر سنگ‌های آذرآواری»، پایان‌نامه دکتر، دانشگاه تبریز، ۱۹۸ ص.
- خیرخواه، منیژه (۱۳۹۴). «ولکانیسم هم‌زمان با برخورد کواترنری در شمال پهنه سندنج- سیرجان، ماگمانیسم در یک فلات فعال کوه‌زایی»، *پترولوژی*، د ۶ ش ۲۳، صص ۴۵ - ۶۴.
- جهانگیری، احمد؛ ناصر اشرفی (۱۳۸۵). «تحول فرایندهای آتشفشانی سه‌پند از فراتوماگمایی به استرومبلی بر اساس مطالعه پیروکلاستیک‌ها»، بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، بخش سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی.
- گیوری خسرقی، ناصر؛ حسین، معین‌وزیری (۱۳۸۱) «مطالعه چینه‌شناسی، پتروگرافی، و ژئوشیمیایی افق‌های ایگنمبرینتی سه‌پند»، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۶۷ ص.

قلمقاش، جلیل؛ راضیه چهارلنگ (۱۳۹۳). «پتروژنز و جایگاه تکتونیکی گنبد‌های نیمه‌آتشفشانی- آتشفشانی سهند»، پتروژنژی، د ۵، ش ۱۸، صص ۱۲۳ - ۱۳۹.

معین‌وزیری، حسین؛ ابراهیم امین‌سیحانی (۱۳۵۶). «سهند از نظر ولکانولوژی و ولکانوسدیماتولوژی»، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۵۹ ص.

- Aghanabati, A. (2004). *Geology of Iran*, Geological Survey of Iran, Tehran. (in Persian)
- Allen, M. B., Mark, D. F., Kheirkhah, M., Barfod, D., Emami, M. H., & Saville, C. (2011). "40Ar/39Ar dating of Quaternary lavas in northwest Iran: constraints on the landscape evolution and incision rates of the Turkish-Iranian plateau", *Geophysical Journal International*, 185(3), pp. 1175-1188.
- Azizi, H. & Moinevaziri, H. (2009). "Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran", *Journal of Geodynamics*, 47(4), pp. 167-179.
- Best, M. G. (1982). "Igneous and metamorphic petrology", W. H. Freeman and Co Ltd. 630 p.
- Calcaterra, D., Coppin, D., de Vita, S., Di Vito, M.A., Orsi, G., Palma, B., & Parise, M. (2007). "Slope processes in weathered volcanoclastic deposits within the city of Naples: The Camadoli Hill case", *Geomorphology*, 87, pp. 132-157.
- Cas, R. A. F. & Wright, J. V. (1988). "Volcanic successions, modern and ancient", Unwin Hyman Ltd., London, 524 p.
- Cas, R. A. F. & Wright, J. V. (1991). "Subaqueous pyroclastic flows and ignimbrites, an assessment", *Bull Volcanol*, 53, pp. 357-380.
- Cas, R.A.F. & Wright, J.V. (1987). "Volcanic Successions Modern and Ancient", Allen and Unwin, London, 225 p.
- Catuneanu, O. (2004). "Retroarc foreland systems-evolution through time", *Journal of South African Earth Sciences*, 38, pp. 225-242.
- Chiu, H. Y., Chung, S. L., Zarinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Khatib, M. M., & Iizuka, Y. (2013). "Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny", *Lithos*, 162, pp. 70-87.
- Dellino, P. & Lavolpe, L. (2000). "Structures and grain size distribution in surge deposits as a tool for modelling the dynamics of dilute pyroclastic density currents at La Fossa di Volcano (Aeolian Islands, Italy)", *J. Volcanol, Geotherm, Res.*, 96, pp. 57-78.
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N. A., & Altunkaynak, S. (2010). "Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint", *International Geology Review*, Vol. 52, pp. 536-578.
- Einsele, G. (2000). "Sedimentary Basins: Evolution Facies and Sediment Budget", *Springer-Verlag, Heidelberg*, pp 1-955.
- Ekici, T., Alpaslan, M., Parlak, O., & Ucurum, A. (2009). "Geochemistry of the middle Miocene collision-related Yamadagi (eastern Anatolia) calc-alkaline volcanic", *Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences*, Vol. 18, pp. 511-528.
- Fisher, R.V. & Schmincke, H.U. (1984). "Pyroclastic Rocks", *Springer-Verlag*, New York, 472 p.
- Fisher, R.V. (1966). "Rocks composed of volcanic fragments", *Earth Science Reviews*, 1, pp.

- 287-298.
- Gawthorpe, R.L. & Leeder M. (2000). "Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins", *Basin Research*, 12, pp. 195-218.
- Ghauori Khasraghi N. & Moinevaziri, H. (2002). "Study of stratigraphy, petrography and geochemistry of ignimbrite sequences of Sahand", MSc thesis, Tarbiat Moalem University, Tehran, Iran. (in Persian)
- Ghauori Khasraghi, N. (2002), "Study of stratigraphy, petrography and geochemistry of ignimbrite sequences of Sahand", MSc thesis, Tarbiat Moalem University, Tehran, Iran. (in Persian)
- Gholamash, J. & Chaharlang, R. (2014). "Petrogenesis and Tectonic Location of Sahand Semi-volcanic-volcanic domes", *Petrology*, D 5, No. 18, pp. 123-139.
- Hajalilou, B., Moayyed, M., & Hosseinzadeh, G. (2009). "Petrography, geochemistry and geodynamic environment of potassic alkaline rocks in Eslamy peninsula, northwest of Iran", *Journal of Earth System Science*, 118(6), p. 643.
- Imamverdiyev, N. A. & Mamedov, M. N. (1996). "Neogene-Quaternary volcanism in the Lesser Caucasus, Azerbaijan", *Acta Volcanologica*, Vol. 8, pp. 111-113.
- Jahangiri, A. & Ashrafi, N. (2006). "Transition from phreatomagmatic to strombolian eruptions in the Sahand volcano; constrain from pyroclastic studies", *25th GeoSciences Congress, Geological Survey of Iran*, Tehran, Iran. (in Persian)
- Kataoka, K. & Nakajo, T. (2002). "Volcaniclastic resedimentation in distal fluvial basins induced by large-volume explosive volcanism: The Ebisutoge-Fukuda tephra, Plio-Pleistocene boundary, central Japan", *Sedimentology*, 49, pp. 319-334.
- Kaymakci, N., Inceoz, M., Ertepinar, P., & Koc, A. (2010). "Late Cretaceous to recent kinematics of SE Anatolia (Turkey)", *Geological Society of London*, Vol. 340, pp. 409-435.
- Keskin, M. (2003). "Magma generation by slabsteepening and braekoff beneath a subductionaccretion complex: An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey", *Geophysical Research Letters*, Vol. 30, pp. 1-4.
- Kheirkhah, M. (2015). "Volcanism Concurrent with Quaternary Collision in the North of Sanandaj-Sirjan Wide Range, Magnanism in an Active Orogenic Plateau", *Petrology*, D 6, S 23, pp. 45-64. (in Persian)
- Kheirkhah, M., Allen, M. B., & Emami, M. (2009). "Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 182(1-2), pp. 1-12.
- Lebedev, V. A., Chernyshev, I. V., & Yakushev, A. I. (2011). "Initial time and duration of Quaternary magmatism in the Aragats neovolcanic area (Lesser Caucasus, Armenia)", *geochemistry, Doklady Earth Sciences*, Vol. 437, pp. 532-536.
- Manassero, M., Zalba, P.E., Andreis, R.R., & Morosi, M. (2000). "Petrology of continental pyroclastic and epiclastic sequences in the Chubut Group (Cretaceous): Los Altares-Las Plumas area, Chubut, Patagonia Argentina", *Revista Geologica de Chile*, 27, pp. 13-26.
- Martina, F., Davila, F. M., & Astini, R. A. (2006). "Mio-Pliocene volcaniclastic deposits in the Famatina Ranges, southern Central Andes: A case of volcanic controls on sedimentation in broken foreland basins", *Sedimentary Geology*, 186, pp. 51-65.
- Moinevaziri, H. & Aminsobhani, I. (1978). "Volcanological and volcanosedimentological study

- of Sahand Mountain”, University of Tarbeyat Moallim, Tehran, Report. (in Persian)
- Nakayama, K. & Yoshikawa, S. (1997). “Depositional processes of primary to reworked volcanoclastics on an alluvial plain: an example from the Lower Pliocene Ohta tephra bed of the Tokai Group, central Japan”, *Sedimentary Geology*, 107, pp. 211-229.
- Pike, R. J. & Clow, G. D. (1981). “Revised classification of terrestrial volcanoes of topographic dimensions with new results on edifice volcano”, *US geological survey*, Open file report, of 81-1038.
- 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, 198 p. (in Persian)
- Sengor, A. M. C. & Yilmaz, Y. (1981). “Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach”, *Tectonophysics*, 75, pp. 181-241.
- Sengor, A. M. C. & Kidd, W. S. F. (1979). “Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a comparison with Tibet”, *Tectonophysics*, 55, pp. 361-376.
- Smith, G. A. & Lowe, D. R. (1991). “Lahars, volcano-hydrologic events and deposition in the debris-flow-hyperconcentrated flow continuum in Fisher RV and Smith GA (eds) Sedimentation in Volcanic Settings”, *SEPM Spec*, Pub., 45, pp. 59-70.
- Smith, G.A., Moore, J., & McIntosh, W.C. (2002). “Assessing roles of volcanism and basin subsidence in causing Oligocene-Lower Miocene sedimentation in the northern Rio Grande rift, New Mexico”. *USA Journal of Sedimentary Research*, 72, pp. 836-848.
- Sosson, M., Rolland, Y., Muller, C., Danelian, T., Melkonyan, R., Keklia, S., Adamia, S., Babazadeh, V., Kangarli, T., Avagyan, A., Galoyan, G., & Mosar, J. (2010). “Subductions, obductions and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan < Georgia), new insights”, *Geological Society of London*, Vol. 340, pp. 329-352.
- Vessell, R. K. & Davis, D. K. (1981). “Non- marine sedimentation in an active Fore-arc Basin, In, Recent and ancient non- marine depositional environments, models for exploration, F. G. Etheridge and R. M. Flores (Eds), SEPM Spec”, *Pubin*, 31, pp. 31-45.
- Williams, H. & Mc birney, A. R. (1979). “Volcanology”, *Freeman Cooper and Co, San Francisco*, pp. 397.
- Wright, J. V., Smith, A. L., & Self, S. (1980). “A working terminology of pyroclastic deposits”, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8, pp. 315-336.