

مطالعات رخساره‌شناسی و محیط تشکیل مجموعه آتشفشانی سه‌ند (شمال غرب ایران)

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

۱. استادیار، گروه عمران، دانشکده فنی و مهندسی، واحد شبستر، دانشگاه آزاد اسلامی، شبستر، ایران

۲. استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۴/۱۶

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۶/۰۲

چکیده

مجموعه آتشفشانی سه‌ند در جنوب تبریز و شرق دریاچه ارومیه واقع شده و شامل تناوبی از گدازه، مواد آذرآواری و رسوبات تخریبی است و تحت تاثیر چین خوردگی‌ها و شکستگی‌های زیادی قرار دارد. این آتشفشان از نظر سنی به نسبت جوان (میوسن تا پلیوسن) می‌باشد و ساختار آن تا حدودی سالم است، به طوری که مطالعات رخساره‌شناسی و آتشفشان‌شناسی در بخش بالایی این مجموعه که پیوستگی جانبی خوبی دارد، امکان‌پذیر می‌باشد. بر اساس مطالعات رخساره‌شناسی در این بخش، ساختمان آتشفشان سه‌ند را می‌توان در چهار رخساره مرکزی، رخساره نزدیک، رخساره متوسط و رخساره دور تفکیک کرد. مطالعات رخساره‌ای و آتشفشان‌شناسی نشان می‌دهد که 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 جوش خوردگی شدید و رنگ نهشته‌های آذرآواری نشان می‌دهد که این واحدها در زمان تشکیل، دمای بالایی داشته و در خشکی تشکیل شده‌اند. در مجموع، فوران‌های آتشفشانی سه‌ند بیشتر انفجاری بوده‌اند و به همین دلیل مقدار نهشته‌های آذرآواری خیلی بیش از گدازه است. در رخساره‌های مرکزی، نزدیک و متوسط سه‌ند آثاری از فعالیت‌های گرمایی جدید یافت نمی‌شود و فقط در رخساره دور، چشمه آبگرم وجود دارد (بستان‌آباد). برای اثبات ارتباط این چشمه‌ها با آتشفشان سه‌ند، به مطالعات بیشتری نیاز است.

واژه‌های کلیدی: آتشفشان‌شناسی، رخساره‌های آتشفشانی، سه‌ند، گدازه‌ها، مواد آذرآواری.

مقدمه

تشکیل می‌دهد که به‌ویژه در استراتوولکان‌ها (که همگی گستردگی زیادی دارند) انجام آن ضروری است. با مطالعات رخساره‌شناسی، می‌توان درک درستی از سازوکار فعالیت‌های یک آتشفشان، نوع فوران‌ها و نحوه تشکیل محصولات آتشفشانی به‌دست آورد. در آتشفشان‌های عهد حاضر، خطرات ناشی از فوران‌ها و مراقبت از آنها، و در آتشفشان‌های خاموش و نیمه‌فعال، مطالعات

امروزه بررسی‌های آتشفشان‌شناسی جایگاه ویژه‌ای در مطالعات زمین‌شناسی دارند، به طوری که این مطالعات روی آتشفشان‌های فعال و نیز روی انواع خاموش و یا نیمه‌فعال انجام می‌گیرد (Azizi and Moinevaziri, 2009; Dogan et al., 2013). یکی از بخش‌های بسیار مهم آتشفشان‌شناسی را مطالعات رخساره‌شناسی

* نویسنده مرتبط: Petrofarhad@iaushab.ac.ir

زمین‌شناسی منطقه

آتشفشان سهند با حداکثر ارتفاع ۳۵۹۵ متر از سطح دریا در شمال غرب ایران بین تبریز و مراغه قرار دارد و فعالیت این توده آتشفشانی از اواسط میوسن شروع شده و تا اواخر پلیستوسن ادامه داشته است. سنگ‌های آتشفشانی در این منطقه دارای طیف وسیعی است و شامل انواع سنگ‌های پیروکلاستیک، اپی‌کلاستیک و گدازه‌ها می‌باشند و به شکل روانه، گنبد و چینه‌ای دیده می‌شوند (شکل ۱). واحدهای سنگی در این منطقه با الگوی مشخصی جایگیری کرده‌اند، به طوری که سنگ‌های پیروکلاستیک و اپی‌کلاستیک با ضخامت قابل توجه و رخساره انفجاری در شروع فوران‌ها تشکیل شده و بیشتر در اغلب مناطق مورد مطالعه واحدهای آتشفشانی پیروکلاستیک، رسوبات تبخیری تشکیلات قرمز فوقانی با سن میوسن فوقانی را قطع کرده و یا با مرز دگرشیبی زاویه‌دار بر روی آنها قرار دارند (عامل، ۱۳۸۶). این منطقه از دیدگاه تقسیمات واحدهای رسوبی آقاناتی (۱۳۸۵)؛ نبوی (۱۳۵۵) و Stocklin and Setudenia (1971)، جزو ایران مرکزی و در مجاورت کمربند ماگمایی ارومیه-دختر ارزیابی شده است. بعد از بسته شدن نئوتتیس در اواخر کرتاسه و ادامه همگرایی پلیت‌ها و تشدید آن در پلیوسن کوتاه‌شدگی، ضخیم‌شدگی و بالآمدگی قابل توجهی در پوسته شمال غرب ایران و شرق ترکیه به وجود می‌آید و هم‌زمان فعالیت‌های آتشفشانی گسترده پلیوکواترنری شکل می‌گیرد (Azizi and Moinevaziri, 2009). در اثر بالآمدگی، شکستگی‌ها و گسل‌های متعددی در حد فاصل مناطق خرد شده به وجود آمد. در اثر حاکمیت نیروهای کششی و حرکت در امتداد گسل‌ها بویژه گسل‌های امتداد لغز و حوضه‌های کشیده شده، محل تقاطع گسل‌ها و محور چین‌های جوان فوران‌های آتشفشانی صورت گرفت (Allen et al., 2011). سنگ‌های آتشفشانی در منطقه مورد مطالعه متشکل از آندزیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت هستند که به سری ماگمایی کالک-آلکان و کالک-آلکان پتاسیم متوسط تعلق دارند (شکل ۲). این سنگ‌ها لوکوکرات، با درشت بلورهای فلدسپار، آمفیبول و بیوتیت هستند، بافت‌های اصلی این سنگ‌ها هیالومیکروولیتیک

زمین‌گرمایی و کانسازسازی‌های وابسته، از اهمیت به‌سزایی برخوردار است. مطالعات رخساره‌شناسی می‌تواند در فهم پدیده‌های وابسته به آتشفشان‌ها مورد استفاده قرار گیرد (خلیلی، ۱۳۹۰؛ Santacroce et al., 2008).

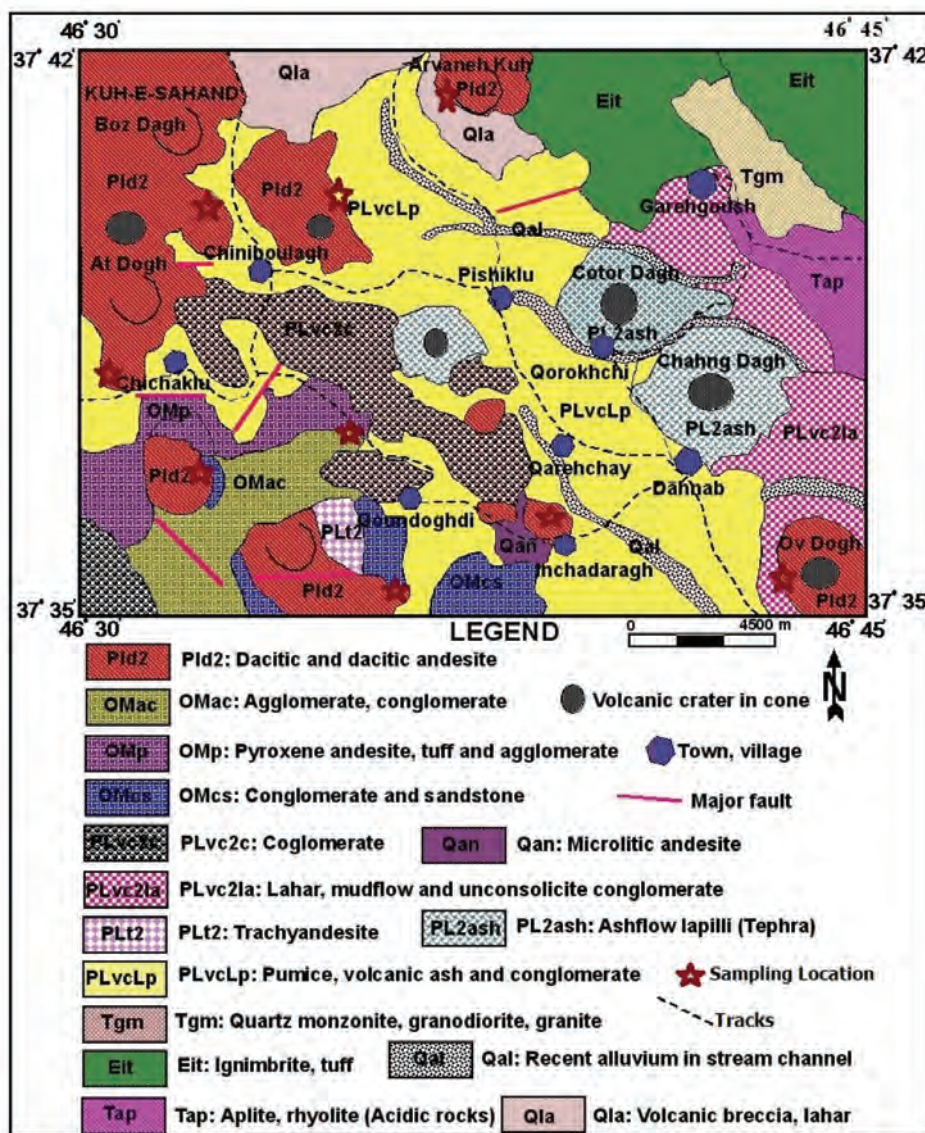
هدف از این مطالعه، رخساره‌شناسی مجموعه آتشفشان سهند و ارائه مدل رخساره‌ای آن است. برای رسیدن به این هدف، سعی شده تا با استفاده از مطالعات صحرایی گسترده و معرفی و توصیف رخساره‌ها و محصولات آتشفشانی و شیمی گدازه‌های موجود، رخساره‌ها مورد شناسایی و بررسی قرار گیرند. با توجه به این‌که آتشفشان‌های زیادی در ایران وجود دارد این‌گونه مطالعات، در مناطق دیگر نیز ضروری به نظر می‌رسد.

روش مطالعه

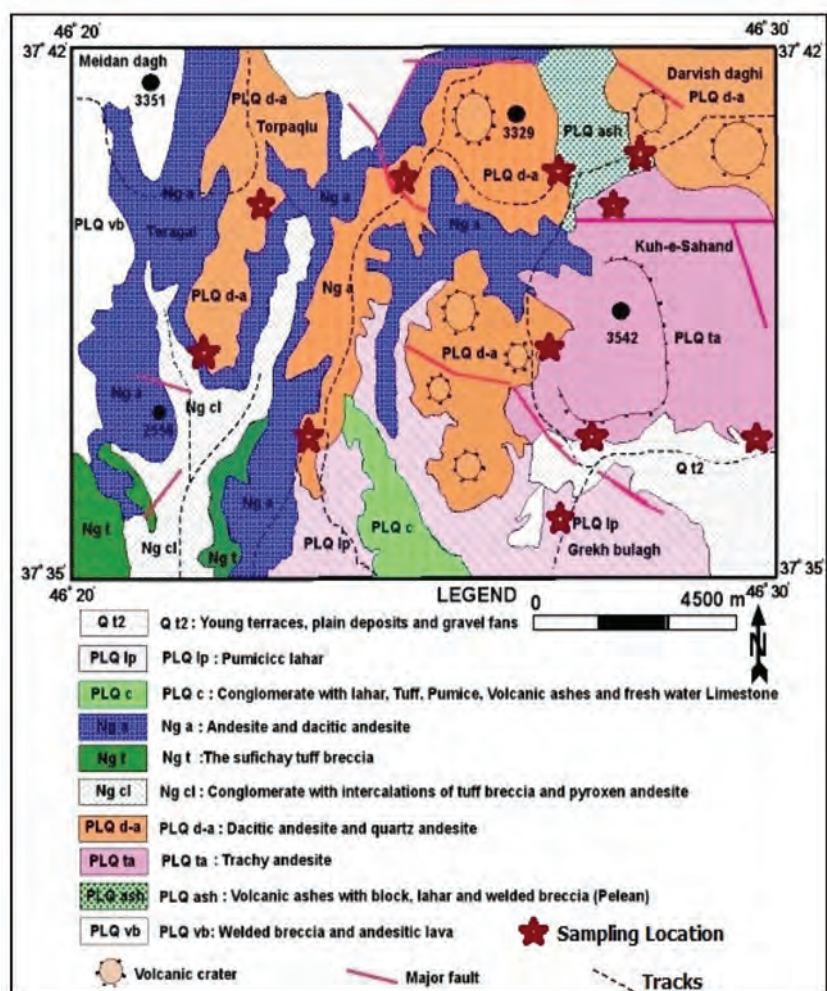
با توجه به تاکید بر رخساره‌شناسی مجموعه آتشفشانی سهند در این مقاله، از ابتدا سعی شد که مطالعات صحرایی به‌صورت منظم و در قالب پیمایش مقاطع چینه‌شناسی انجام گیرد، تا تغییرات لیتولوژی و رخساره‌ای واحدها مشخص شود. همچنین برای بررسی تغییرات جانبی رخساره‌ها، تعداد ۲۰ مقطع با فاصله مشخص به‌طور دقیق بررسی و اندازه‌گیری شد و واحدهای موجود علاوه بر سنگ‌شناسی، از نظر ویژگی‌های رخساره‌شناسی مطالعه شدند تا نوع مواد پیروکلاستیک از لحاظ ژنتیکی مشخص شود. 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 سنگ‌ها تعیین شود. در نهایت با استفاده از مطالعات صحرایی گسترده و معرفی و توصیف رخساره‌ها و محصولات آتشفشانی، ضمن اندازه‌گیری ضخامت، بررسی‌های سنگ‌شناسی و رخساره‌شناسی بر روی آنها انجام گرفت. با مطالعه ستون‌های فورانی و تطابق آنها با یکدیگر مدل رخساره‌ای مجموعه آتشفشانی سهند تعیین شد.

پورفیریک، میکرولیتیک پورفیریک و هیالومیکرولیتیک پورفیریک با بافت جریانی است، به طوری که درشت بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند در زمینه‌ای از میکرولیت و شیشه قرار دارند. در میان فنوکریست‌ها، پلاژیوکلاز و هورنبلند بیشترین فراوانی را دارند (پیرمحمدی، ۱۳۹۰). به طور کلی در سه‌پند فعالیت‌های انفجاری ایگنیمیریت‌ساز به طور متناوب با فوران گدازه همراه هستند. در فواصل زمانی بین فعالیت‌های آتشفشانی سه‌پند رسوبات سیلابی، رودخانه‌ای، و یخچالی تشکیل شده است

(Azizi and Moinevaziri, 2009). کانی‌شناسی ناهمگن، شواهد ژئوشیمیایی، صحرایی و بافتی همچون بافت غربالی در پلاژیوکلازها، بالا بودن مقدار نورم کوارتز و حواشی تحلیل رفته برخی از کانی‌ها مانند آمفیبول‌ها و منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلازها نشان‌دهنده این است که ماگمای اولیه حین صعود، دستخوش فرایندهای مختلف ماگمایی از جمله جدایش، تبلور بخشی، هضم و آلیش شده است (پیرمحمدی و همکاران، ۱۳۹۲).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی گستره غرب مجموعه آتشفشانی سه‌پند، اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ بستان‌آباد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور (بهروزی و همکاران، ۱۳۷۴)



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی گستره شرق مجموعه آتشفشانی سهند، اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ اسکو، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور (بهروزی و همکاران، ۱۳۷۴)

بررسی‌های رخساره‌ای آتشفشان سهند

عامل تاثیرگذار بر روی تشکیل نهشته‌ها در این محیط‌ها می‌باشند (Martina et al., 2006; Kataoka and Nakajo, 2002; Manassero et al., 2000). دوره‌های فرسایشی قدرتمندی که در مناطق آتشفشانی وجود دارند، به احتمال زیاد مربوط به تغییرات آب و هوایی (کاهش سطح آب، انواع مختلف گیاهان در طول دامنه) یا تغییرات آتشفشانی-زمین‌ساختمانی منطقه هستند (Calcaterra et al., 2007). در این مطالعات همواره از مدل‌های سه رخساره‌ای یا چهار رخساره‌ای استفاده می‌شود. در مدل سه رخساره‌ای که توسط پژوهشگران مختلفی چون Williams and Mc Birney (1979) و Best (1982)

نیاز به فهم فرایندهای فیزیکی ایجادکننده آتشفشان‌ها و تشخیص محیط رسوب‌گذاری آنها باعث شده است که مطالعات رخساره‌شناسی در این حوزه‌ها انجام پذیرد. با انجام چنین مطالعاتی می‌توان محیط رسوبی و فرایندهای رسوبی این آتشفشان‌ها را بهتر شناخت و تصویر روشنی از ساز و کار آتشفشان ارائه داد (قلمقاش و چهارلنگ، ۱۳۹۳). مطالعات اخیر بر روی رسوب‌گذاری در محیط‌های رسوبی که تحت تأثیر فعالیت‌های آتشفشانی انفجاری هستند، نشان داده که تناوب شرایط رسوب‌گذاری هم‌زمان با فوران و شرایط رسوبی بین‌فورانی، مشخص‌ترین

سهند سنگ جوش، لاپیلی توف، ماسه‌های آتشفشانی و کنگلومرایی با سیمان سست از گسترش بیشتری برخوردار بوده و حداکثر ستبرایی که برای این واحد قابل دید است نزدیک به ۴۰۰ متر بوده که در مسیر روستای قره‌چای به چینی‌بلاغ رخنمون دارد. درون این طبقات لایه فسیل‌داری دیده نشده ولی در ناحیه خلعت‌پوشان واقع در غرب ورقه بستان‌آباد، لایه‌های دیاتومیتی و سینریتی دیده می‌شود و حاوی فسیل ماهی‌های آب شیرین و دیاتومه‌ها می‌باشد (پیرمحمدی و همکاران، ۱۳۹۲).

در بخش جنوب غربی منطقه عدسی کنگلومرایی ضخیمی در درون این واحد با سیمان سست و با قلوه سنگ‌های داسیتی دیده می‌شود. روی این واحد تهنشست‌های آذرآواری با خاستگاه آتشفشانی شامل جریان‌های گلی با قلوه‌های درشت در اندازه‌های مختلف و قطعات گدازه‌های زاویه‌دار با خمیره سفید از سنگ جوش، خاکستر و لاپیلی توف به‌طور متناوب قرار دارد. این تهنشست‌ها هم‌زمان با فعالیت‌های انفجاری سهند همراه هستند. ستبرای این تهنشست‌ها برابر ۱۰۰ متر بوده که در دامنه غربی مخروط چاناق و قطورداغی و پیرامون اوداغ دیده می‌شود. رسوبات کنگلومرایی با منشاء قاره‌ای در بخش شمالی کوهستان سهند تا شمالی‌ترین بخش ورقه بستان‌آباد قرار می‌گیرند. این رسوبات قدیمی‌تر از گنبد‌های آتشفشانی به نظر می‌رسند. قطعات این کنگلومرا همگی داسیتی است و در مواردی به‌صورت عدسی درون جریان‌های گلی دیده می‌شوند. ستبرای کنگلومرا بین ۲۰۰-۳۵۰ متر تخمین زده می‌شود و توسط روانه‌های برشی پوشانده شده‌اند. گدازه‌های آتشفشانی سهند به دلیل غلظت زیاد همگی به‌صورت گنبد و مخروط‌های ناقص و به‌ندرت کامل دیده می‌شوند. مخروط‌های سهند، بزداغ، اجاق‌داغ، به ارتفاع ۲۸۱۲، ۳۶۹۵ و ۲۶۲۱ متر از درون گدازه

ارائه شده است، به‌تدریج و به‌ترتیب با فاصله گرفتن از دهانه اصلی آتشفشان، سه بخش رخساره مرکز^۱، رخساره جنبی (نزدیک)^۲ و رخساره دور^۳ در نظر گرفته می‌شود. در مدل چهار رخساره‌ای که توسط پژوهشگرانی چون Lowe (1988) and Smith (1991) و Vessel and Davies (1981) ارائه شده، چهار رخساره مرکزی^۴، نزدیک (جنبی)^۵، متوسط^۶ و دور^۷ معرفی شده است. مدل چهار رخساره‌ای همواره در آتشفشان‌های مرکب کالک‌آلکان دارای کالدر^۸، با اندازه‌های متوسط و بزرگ کاربرد دارد (Pike and Clow, 1981; Cas and Wright, 1988). بنابراین با توجه به مساحت آتشفشان سهند که سطحی حدود ۷۲۰۰ کیلومتر مربع را اشغال کرده است، از مدل چهار رخساره‌ای استفاده شد. برای جلوگیری از طولانی شدن مطالب، ویژگی‌های نهشته‌های آذرآواری سهند، در بخش بررسی رخساره‌ها بیان می‌شود.

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 چهار دره اصلی سهند در شکل ۴ قابل مشاهده است.

مطالعات توالی چینه‌شناختی و خصوصیات لیتولوژیکی ایگنیمبریت‌های سهند توسط (پیرمحمدی و همکاران، ۱۳۹۲) نشان می‌دهد، علاوه بر دو انتشار وسیع ایگنیمبریت، انتشار ایگنیمبریت به‌صورت 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 به‌وفور مشاهده می‌شود. روانه‌ها در اثر باران‌های سیل‌آسا هم‌زمان و یا متعاقب فعالیت‌های آتشفشانی انفجاری، به وجود آمده‌اند. جریان لاهار به‌صورت بین‌چینه‌ای با رسوبات آبرفتی و نهشته‌های ایگنیمبریتی قرار دارد. رسوبات یخچالی را در دره کندوان و گنبر به‌صورت سنگ‌های سرگردان در قسمت‌های فوقانی رسوبات آبرفتی و سیلابی می‌توان مشاهده کرد. در میان واحدهای آذرآواری

1. Near vent or central facies

2. Flank or proximal facies

3. Distal or alluvial facies

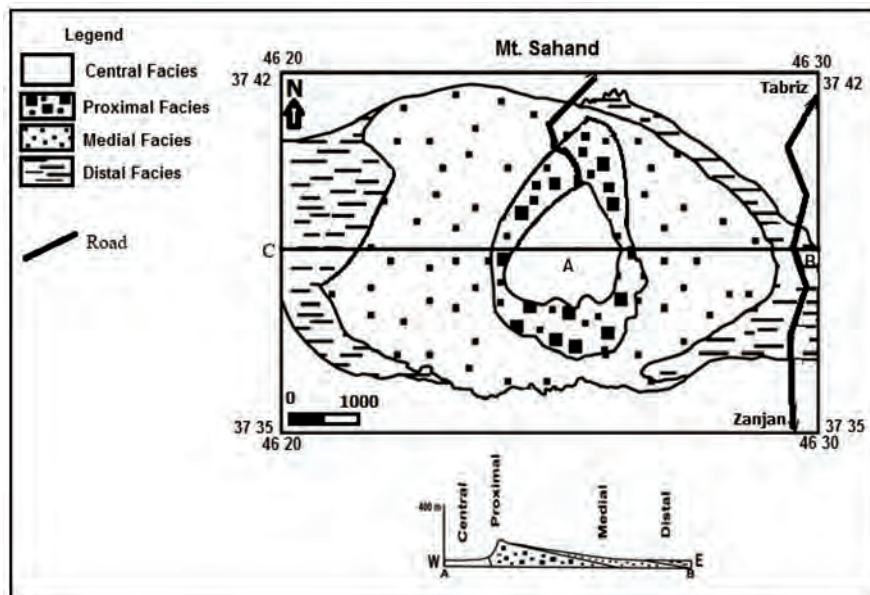
4. Core or central

5. Proximal

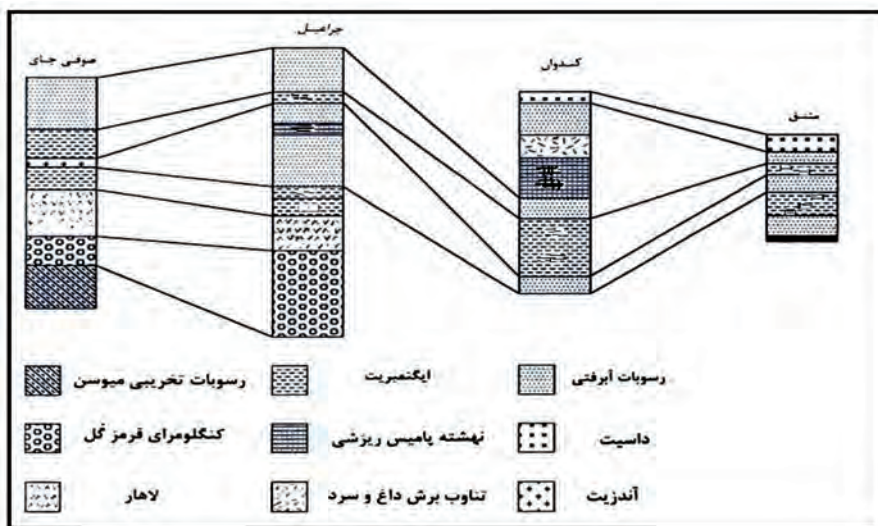
6. Medial

7. Distal

8. Caldera



شکل ۳. نقشه رخساره‌شناسی آتشفشان سهند بر اساس عکس‌های هوایی ۱:۵۰۰۰۰ (قلمقاش و چهارلنگ، ۱۳۹۳)



شکل ۴. مقطع‌های چینه‌شناسی نهشته‌های آذرآواری چهار دره اصلی سهند

و ته‌نشست‌های متعلق به نئوزن فوران کرده‌اند و در بیشتر موارد هم باعث کم‌ان‌رسوبات قدیمی‌تر رو به بالا شده‌اند. نمونه‌ای از این قبیل ساخت در شمال چراغعلی مردان‌داغی دیده می‌شود (پیرمحمدی و همکاران، ۱۳۹۲). در بخش مرکزی ورقهٔ استان‌آباد سه مخروط کامل آتشفشانی دیده می‌شود. ارتفاع مخروط چاناخ ۲۲۳۵ متر با قطر و عمق دهانه به ترتیب ۱۳۰۰ و ۲۰ متر است و از خاکستر دانه‌ریز، ماسه‌های آتشفشانی قطعات سنگ جوش، گدازه داسیتی

و بالاخره طبقات مطبق لایپلی‌توف، خاکستر همراه با اسکوری که نشانی از فعالیت‌های متعدد این آتشفشان است، ساخته شده است (شکل ۵). در اطراف دودکش این دستگاه آتشفشانی گدازه‌های داسیتی دیده می‌شود. مخروط آلمالی‌گول نیز مشابه مخروط چاناخ‌داغ بوده و دهانهٔ آن به‌گونه استخری از آب پر شده است، ولی در قوطورداغی یک مخروط ناقص را می‌توان در بخش گدازه‌ای آن تشخیص داد (شکل ۶).



شکل ۵. مخروط چاناخ داغ و دهانهٔ مربوط به آن



شکل ۶. عکس دهانهٔ آلمالی گول و تالاب ایجاد شده در داخل آن

چینه‌شناسی نهشته‌های آذرآواری درهٔ گنبر (چراغیل)

توسط رسوبات آبرفتی و آگلومرا پوشیده شده است.

۲. اولین پهنهٔ ایگنیمبریت چراغیل که بر رسوبات آبرفتی درهٔ چراغیل قرار دارد (شکل ۸-الف).

۳. دومین پهنهٔ ایگنیمبریت چراغیل که توسط رسوبات سیلابی نازک لایه (حداکثر یک متر) از اولین پهنهٔ ایگنیمبریت جدا می‌شود و همچنین بر روی این نهشته، رسوبات آبرفتی و آگلومرا با ضخامت حداکثر ۵۰ متر قرار دارد (شکل ۸-ب).

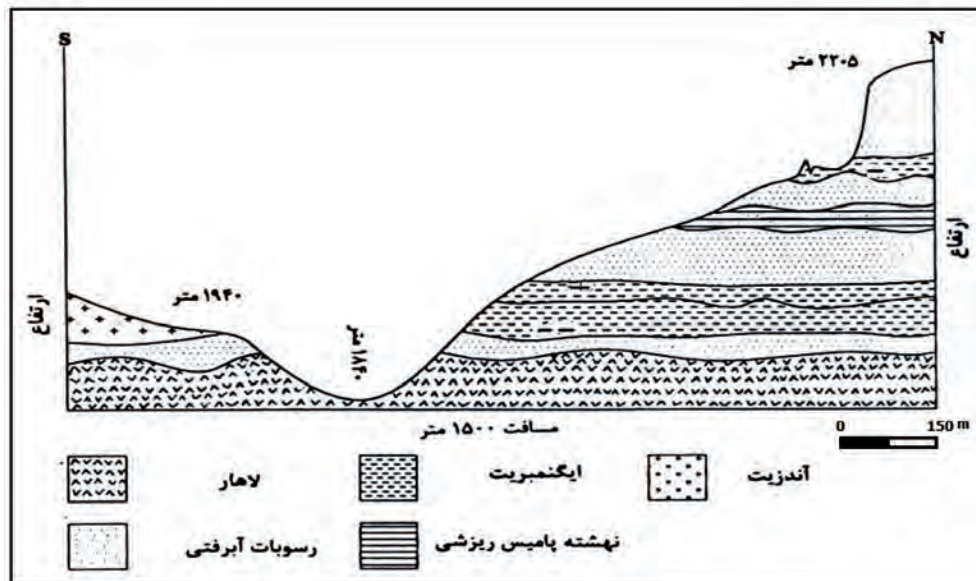
۴. نهشتهٔ ریزشی چراغیل

۵. سومین پهنهٔ ایگنیمبریت چراغیل که از پایین با نهشتهٔ ریزشی زیرین جدا شده و این که خود این پهنه توسط رسوبات آبرفتی، کنگلومرای و ماسه‌ای سینریت پوشیده شده است (شکل ۸-پ).

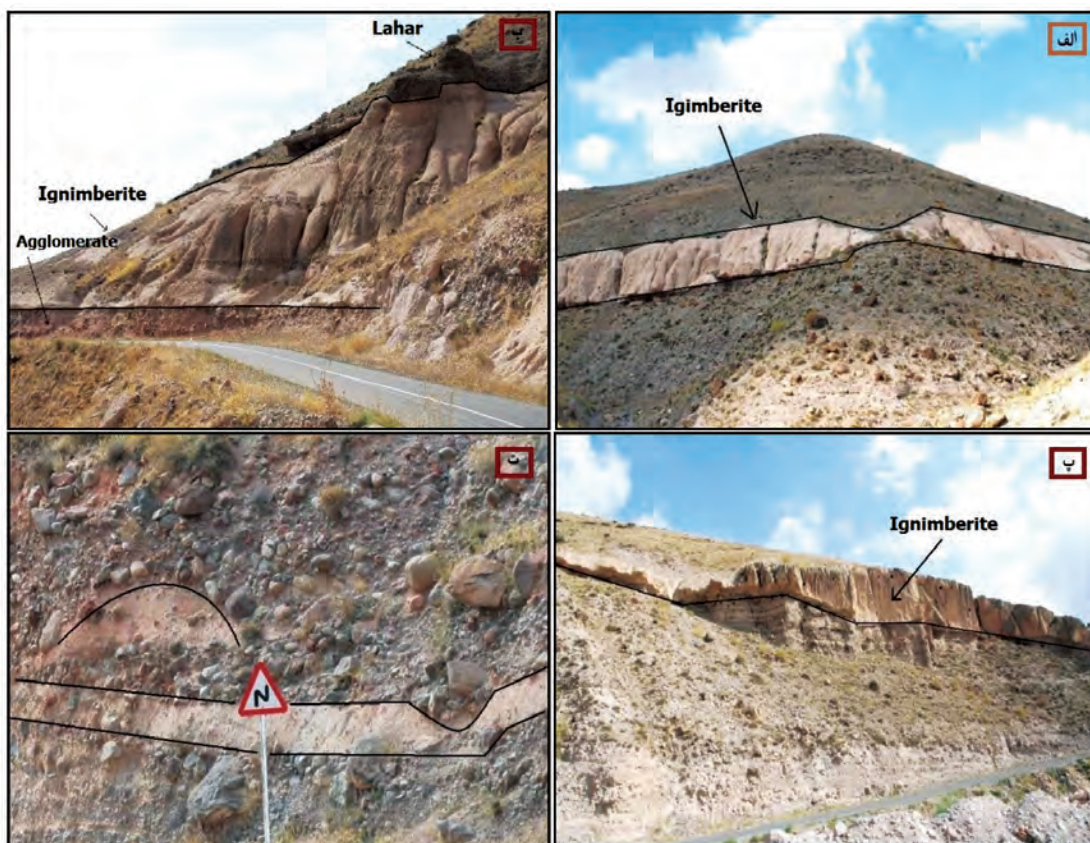
درهٔ گنبر در غرب تودهٔ سه‌سهند واقع است و به دلیل برونزدگی خوب نهشته‌های آذرآواری در دهکدهٔ چراغیل (شکل ۷)، این نقطه بهترین و مناسب‌ترین محل برای مطالعهٔ این نهشته‌ها است. در این دره سه پهنهٔ ایگنیمبریتی و یک نهشتهٔ ریزشی که توسط رسوبات آبرفتی سیلابی از هم جدا شده‌اند، یافت می‌شود (شکل ۸). این نهشته‌های ایگنیمبریتی در اصل بیانگر سه فعالیت ایگنیمبریت ساز در این محل است. به همین دلیل این نهشته‌ها به‌عنوان اولین، دومین و سومین پهنهٔ ایگنیمبریتی چراغیل نام‌گذاری شده‌اند.

توالی چینه‌شناسی این دره از پائین به بالا به شرح زیر است.

۱. کف رودخانه از لاهار تشکیل شده است. این لاهار



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



شکل ۸. الف) اولین پهنه ایگنمبریت چراغیل به رنگ سفید که بر روی لاهار و رسوبات کنگلومرا قرار می‌گیرد (دید به سمت شمال)، ب) دومین پهنه ایگنمبریت چراغیل که توسط آگلومرای نازک لایه از اولین پهنه ایگنمبریت جدا شده است (دید به سمت شمال غرب)، پ) سومین پهنه ایگنمبریت چراغیل که شاید هم‌زمان با ایگنمبریت 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)

بخش‌های زیر است:

۱. یک نهشته پامیس ریزشی در قسمت تحتانی دره که بیانگر اولین فعالیت انفجاری در این منطقه است (شکل ۹)

۲. بعد از این فعالیت انفجاری در اثر فعالیت رودخانه‌های پیرامون سهند و جریان‌ات سیلابی، رسوبات آبرفتی و سیلابی تشکیل می‌شود و 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 ۱۰-الف). همچنین در قاعده این نهشته یک پامیس ریزشی وجود دارد که در زیر دیگر نهشته‌های ایگنیمبریت سهند (دره‌های کندوان و گنبر) یافت نمی‌شود. بعد از این فعالیت آتشفشانی انفجاری دوباره رودخانه‌ها و سیلاب‌ها در منطقه فعال شده و رسوبات آبرفتی محتوی قلوه‌های درشت و ریز داسیت را به وجود آورده‌اند (غیوری و معین‌وزیری، ۱۳۸۱).

۴. دوباره فعالیت آتشفشانی انفجاری ایگنیمبریت‌ساز بعد از یک وقفه زمانی از سر گرفته می‌شود که موجب تشکیل دومین پهنه ایگنیمبریتی، بنام پهنه بالائی ایگنیمبریت متنق می‌شود (شکل ۱۰-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 سهند این نهشته‌ها توسط گدازه‌های داسیتی که هم‌زمان یا به دنبال فعالیت‌های انفجاری ایگنیمبریت‌ساز بیرون ریخته‌اند، پوشیده می‌شوند. به طرف حاشیه سهند نهشته‌های فوق توسط رسوبات آبرفتی، سیلابی و دریاچه‌ای پوشیده شده و بجز در دهکده ایراتق (بین روستای متنق و سعیدآباد) رخنمون دیگری از این نهشته‌ها مشاهده نمی‌شود.

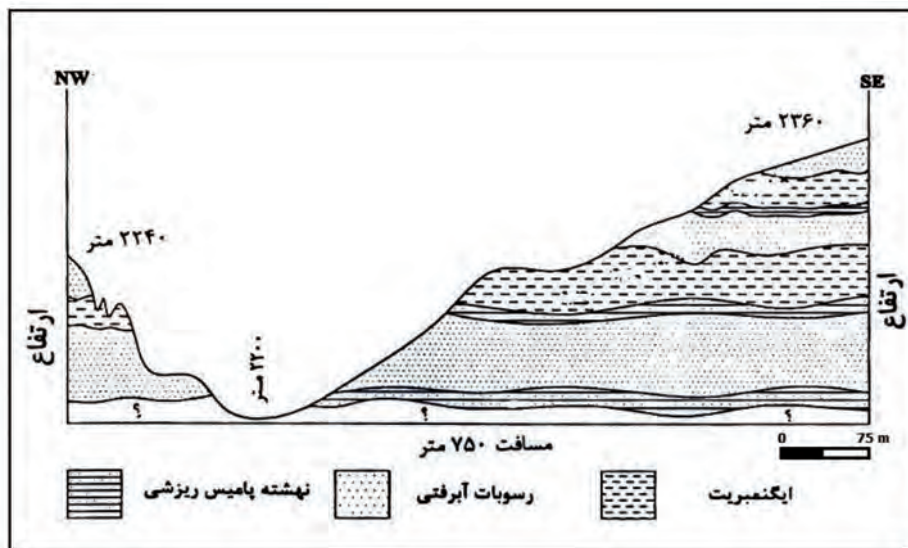
به‌طور کلی در چراغیل، سه فعالیت آتشفشانی ایگنیمبریت‌ساز قابل تفکیک است که در فواصل زمانی مختلف فعالیت کرده‌اند. علاوه بر این سه فعالیت ایگنیمبریت‌ساز یک فعالیت انفجاری دیگر در فاصله زمانی دومین و سومین فعالیت ایگنیمبریت‌ساز رخ داده و منجر به تشکیل نهشته ریزشی در منطقه شده است. نهشته‌های آذرآواری توسط رسوبات کنگلومرا از هم جدا شده‌اند. این رسوبات در اثر فعالیت رودخانه‌ها و سیلاب‌ها در فاصله‌های زمانی فعالیت‌های آتشفشانی تشکیل شده‌اند. بنابراین بیانگر دوره‌های آرامش (بدون فعالیت‌های آتشفشانی) در منطقه است (غیوری و معین‌وزیری، ۱۳۸۱). 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 شده و سیمانی سست شامل ماسه، رس و خاکستر آتشفشانی آنها را به هم چسبانده است. همچنین عدسی‌هایی از خاکسترهای آتشفشانی به صورت بین لایه‌ای با طبقات کنگلومرا همراه است (شکل ۸-ت).

بین دامنه جنوبی و شمالی دهکده چراغیل هیچ تشابه از نظر سنگ‌شناسی وجود ندارد. به طوری که در دامنه شمالی سه پهنه ایگنیمبریت به صورت بین لایه‌ای با طبقات آگلومرا مشاهده می‌شود، درحالی که در دامنه جنوبی هیچ پهنه ایگنیمبریتی مشاهده نمی‌شود، بلکه در مقابل ضخامت قابل توجهی از لاهار دیده می‌شود. همچنین در دامنه جنوبی زمین لغزهایی صورت می‌گیرد که باعث به هم ریختگی این رسوبات و سست شدن آنها شده است (Azizi and Moinevaziri, 2009).

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 ۹).

جزئیات چینه‌شناسی دره متنق از پائین به بالا شامل



شکل ۹. توالی چینه‌شناختی دره متنق در روستای متنق (مقیاس عمودی دقیق نیست)



شکل ۱۰. الف) نمایی از بهنه پائینی ایگنمبریت متنق همراه با پامیس ریزشی که در زیر بهنه ایگنمبریتی مشاهده می‌شود (دید به سمت جنوب شرقی)، ب) نمایی از بهنه بالائی ایگنمبریت متنق همراه با پامیس ریزشی که در زیر بهنه ایگنمبریتی مشاهده می‌شود (دید به سمت جنوب شرقی)

چینه‌شناسی نهشته‌های آذرآواری دره کندوان

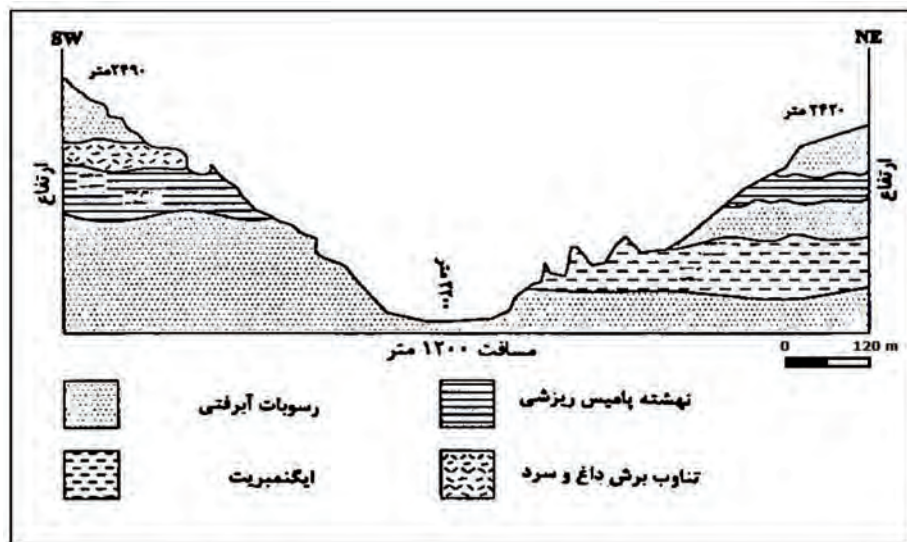
(غیوری و معین‌وزیری، ۱۳۸۱). چینه‌شناسی دره کندوان در شکل ۱۱ به صورت شماتیک معرفی شده است.

در دره کندوان (شمال غرب توده آتشفشانی سهند) یک روانه ضخیم ایگنمبریت بر روی طبقات برش قرار گرفته و روی آن را یک سری نهشته‌های ریزشی می‌پوشاند (شکل ۱۲-الف). نهشته‌های ریزشی کندوان از چند لایه ریزشی تشکیل شده‌اند. این نهشته‌های ریزشی با مرز مشخص از هم تفکیک می‌شوند و بیانگر فعالیت‌های انفجاری با فواصل کم است. در (شکل ۱۲-ب) یکی از نهشته‌های ریزشی حالت جریان‌ی نشان می‌دهد و می‌توان آن را به‌عنوان ایگنمبریت

نهشته‌های ایگنمبریتی کندوان شاید 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 ایگنمبریت‌ساز قارمش‌داغ (مرکز اصلی فوران‌های سهند) و شاید هم‌زمان با سومین بهنه ایگنمبریت چراغیل است

جنوب غربی مشاهده نمی‌شود. به نظر می‌رسد که این عدم تشابه سنگ‌شناسی در اثر عملکرد گسل به وجود آمده است (Azizi and Moinevaziri, 2009)، 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 بخش شده است.

در نظر گرفت. نهشته‌های ریزشی توسط روانه‌های برشی که تناوبی از برش داغ و سرد است، پوشیده می‌شود (شکل ۱۲-پ و ت). بین دامنه شمال شرقی و جنوب غربی دهکده کندوان تشابه سنگ‌شناسی خوبی مشاهده نمی‌شود، به طوری که نهشته‌های ریزشی و روانه‌های برشی روی آنها در دامنه شمال شرقی بخوبی برون زدگی ندارند ولی نشانه‌های سفید رنگی که حکایت از وجود نهشته‌های ریزشی دارد مشاهده می‌شود. همچنین روانه ایگنیمبریت در دامنه



شکل ۱۱. توالی چینه‌شناختی دره کندوان، (مقیاس عمودی دقیق نیست)

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.

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 ۱۳) که در زیر و روی گدازه آندزیتی با سن ۱۰ میلیون سال (سن رادیومتری انجام شده توسط معین‌وزیری و امین‌سبحانی (۱۳۵۶)، قرار دارند. نهشته زیر گدازه، یک روانه لاهار و ایگنیمبریت است و لاهار از دور مانند روانه ایگنیمبریتی به نظر می‌رسد. لاهار

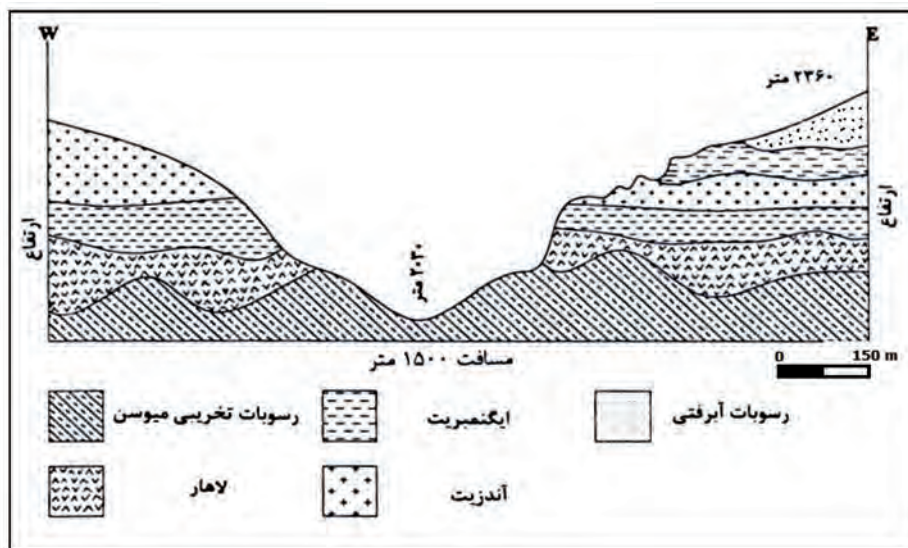
در بعضی نقاط سهند قطعات سنگ‌های سرگردان در اندازه‌های مختلف (گاهی به قطر ۱۰ متر) یافت می‌شوند که از نظر اندازه هیچ تناسبی با قطعات تشکیل دهنده رسوبات آبرفتی ندارند. این قلوه‌های بسیار بزرگ و گرد شده توسط یخچال‌های دوره‌های یخبندان کواترنر از مرکز سهند به این نقطه حمل شده‌اند. نهشته‌های ریزشی که بنام 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 کم‌وبیش یکنواخت پستی و بلندی‌ها را می‌پوشاند (شکل ۱۱). بنابراین سطح فوقانی آن



شکل ۱۲. الف) ایگنیمبریت کندوان با منظره کله‌قندی که در اثر فرسایش ترجیحی حاصل شده است. در ارتفاعات اثر سفید رنگی مشاهده می‌شود که نهشته‌های ریزشی کندوان هستند و در دامنه شمال شرقی رخنمون خوبی نشان نمی‌دهند (دید به‌طرف شمال شرقی). ب) بمب سقوط کرده در نهشته‌های ریزشی کندوان که از چندلایه ریزشی تشکیل شده‌اند، این نهشته‌های ریزشی با مرز مشخص از هم تفکیک می‌شوند و بیانگر فعالیت‌های انفجاری با فواصل کم است، در این شکل یکی از نهشته‌های ریزشی حالت جریان‌ی نشان می‌دهد و می‌توان آن را به‌عنوان ایگنیمبریت در نظر گرفت (دید به‌طرف جنوب غرب)، پ) دره کندوان به مرکز سه‌پند (دید به‌طرف جنوب شرقی)، در دامنه دره روانه‌های برشی مشاهده می‌شود، ت) نهشته‌های خیزی کندوان که در زیر روانه برش کندوان قرار گرفته دارد

آتشفشانی جوش خورده محتوی قلوه‌های گرد شده به خود می‌گیرد (شکل ۱۴). 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. لاهارها مانند ایگنیمبریت‌ها در شیب‌های تند و نزدیک مراکز انتشار نازک لایه هستند درحالی‌که در پائین دست‌ها و چاله‌های قدیمی ضخیم لایه می‌شوند، همچنین لاهارها مانند روانه‌های ایگنیمبریتی به‌هنگام ورود به نواحی باز و هموار پخش می‌شوند و در نتیجه گسترش زیاد و ضخامت کمتر پیدا می‌کنند. لازم به ذکر است که در منطقه فقط در این روانه سانیدین مشاهده شده است.

مزبور با دگرشیبی بر روی رسوبات کنگلومرا با میان لایه‌هایی از ماسه و توفیت به سن میوسن قرار دارد. نهشته‌های بالای گدازه آندزیتی یک روانه ایگنیمبریتی سفید رنگ است. این دو نهشته آذرآواری با دور شدن از مرکز آتشفشان و به‌علت 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 به‌طرف مراغه از ضخامت لاهار کاسته شده و بر گسترش عرضی آن اضافه می‌شود (غیوری و معین‌وزیری، ۱۳۸۱). در نزدیکی سد علویان در انتهای دره صوفی‌چای و حوالی روستای قشلاق (نزدیک مراغه) لاهار شکل یک روانه خاکستر



شکل ۱۳. توالی چینه‌شناختی دره صوفی‌چای، (از روستای پای شهر به طرف مرکز سه‌پند)، مقیاس عمودی دقیق نیست



شکل ۱۴. نمای نزدیک از انتهای جنوبی لاهار دره صوفی‌چای با قله‌های همجنس در داخل آن

بحث

مدل رخساره‌ای

بررسی‌های صحرایی نهشته‌های مورد مطالعه نشان دهنده ویژگی‌های زیر است:

- حجم زیاد مواد آذرآواری نسبت به گدازه
- جور شدگی به نسبت خوب
- خرد شدگی شدید
- گستردگی بسیار زیاد محصولات

این ویژگی‌ها نشان می‌دهند که فازهای فورانی سازنده نهشته‌های مذکور، از نوع انفجاری بوده و بیشتر به سمت انواع پلینین تا فراتوپلینین سوق می‌کنند. زیرا نهشته‌های

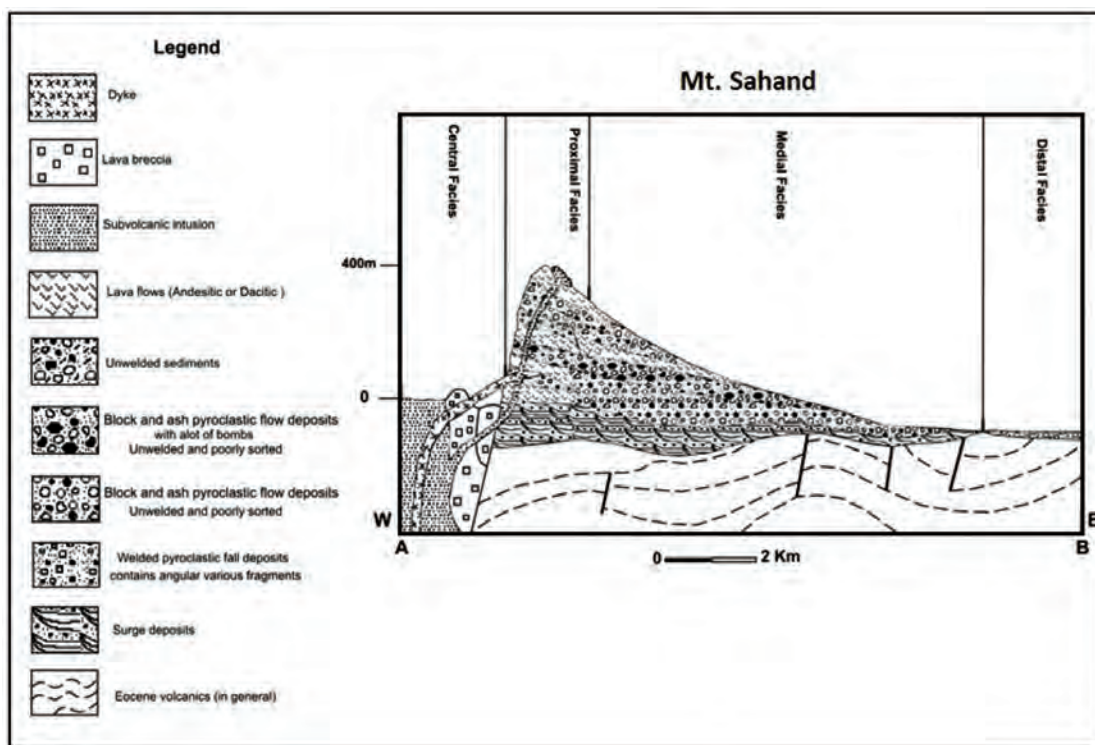
ولکانین و به‌ویژه سورتزین، اغلب کم‌حجم بوده و گسترش کمی دارند (Sigurdsson et al., 2000). کاهش ضخامت لایه‌ها و اندازه قطعات با افزایش فاصله از مرکز احتمالی فوران و همچنین وجود پامیس‌های فراوان، فازهای مورد نظر را در رده پلینین قرار می‌دهد. مطالعه ستون‌های فورانی و تطابق آنها با یکدیگر نشان داد، اگرچه شکل‌گیری ساختار چنین آتشفشان‌هایی نتیجه فوران انواع آذرآواری‌ها و گدازه‌هایی است که از دهانه اصلی خارج می‌شود، ولی نقش ریزش توده‌ای^۱ که حجم گسترده‌ای از توالی‌های اپی‌کلاستیک، به‌ویژه در رخساره‌های میانی و دور را تشکیل

1. Mass Wasting

برش‌ها در اثر انفجارهای قوی است، به طوری که این انفجارها سبب قطعه‌قطعه شدن سنگ‌ها و پر شدن فضای موجود در میان قطعات، توسط گدازه‌های فوران‌های بعدی می‌شود. اندازه دانه‌های موجود در این مجموعه خرد شده، بیانگر قدرت انفجاری آن است (غیوری و معین‌وزیری، ۱۳۸۱). با توجه به اندازه قطعات موجود در برش‌های کالدرای سهند که قطرشان در حدود سه تا هشت سانتی‌متر است، می‌توان گفت در هنگام تشکیل این برش‌ها، شاید فوران‌های انفجاری روی داده است. گردشگی و جورشدگی در این قطعات بسیار ضعیف بوده و نشانه عدم تحرک آنها در زمان شکل‌گیری و پس از آن است. دگرسانی شدید در این بخش و شکستگی‌های فراوان سبب شده تا در طی زمان، حجم وسیعی از رسوبات در آن تشکیل شود و در نتیجه محیط مناسبی برای کشاورزی در رخساره مرکزی آتشفشان سهند ایجاد شود.

می‌دهد، نباید از نظر دور داشت. بر اساس اطلاعات موجود، ستون رخساره‌ای آتشفشان سهند در شکل ۱۵ نمایش داده شده است.

- **رخساره مرکزی**: این بخش در گستره کالدرای آتشفشان سهند قرار گرفته و قطری حدود ۱۰ کیلومتر دارد (شکل ۱۵) و شامل برش‌های گدازه‌ای، گنبدها و توده‌های نفوذی کم‌عمق و دگرسان شده است. برش‌های گدازه‌ای که شامل قطعات آندزیتی زاویه‌دار در یک زمینه از جنس گدازه داسیتی هستند، حجم زیادی از رخساره مرکزی را به خود اختصاص داده و اثری از لایه‌بندی در آنها مشاهده نمی‌شود. بافت رخساره مرکزی هر آتشفشان، انعکاسی از نحوه تشکیل آن و فرایندهای خاصی است که در آن رخساره اتفاق افتاده است (Sigurdsson et al., 2000). بافت برشی و خرد شده موجود در برش‌های گدازه‌ای رخساره مرکزی آتشفشان سهند که جابه‌جایی زیادی را تحمل نکرده است، نشان از شکل‌گیری آن



شکل ۱۵. مدل رخساره‌ای آتشفشان سهند بر اساس نقشه رخساره‌ای و ستون‌های رسم شده

1. Central Facies

متوسط بسیار زیاد است، لذا فرورفتگی‌های قبلی در این بخش به‌طور کلی توسط مواد آذرآواری پوشیده شده‌اند. محصولات فورانی موجود در این بخش از آتشفشان سهند، بیشتر آذرآواری‌های جریان‌ی با حجم بالا و همچنین جریان‌ات گدازه و نهشته‌های خیزابی هستند. رخساره متوسط، ساختمان چندان پیچیده‌ای ندارد و شامل لایه‌های متعدد آذرآواری و لاهار است که گاهی گدازه آنها را همراهی می‌کند (شکل ۱۴). حجیم‌ترین محصولات موجود در رخساره متوسط را آذرآواری‌های جریان‌ی و لاهارها تشکیل می‌دهند. هرچندکه در مجموع، نهشته‌های جریان‌ی، ظاهری لایه‌لایه دارند، ولی هر یک از این لایه‌ها معرف یک واحد فورانی است که به‌صورت یک جریان تک واحدی روی زمین جریان یافته و پس از توقف، مواد همراه خود را رسوب داده است. ستبرای محصولات فوق میان ۳۰ تا ۳۰۰ متر متغیر است و در بیشتر نقاط می‌توان نهشته‌های یاد شده را بر روی خیزابی‌های قاعده‌ای مشاهده کرد (شکل ۱۲). نهشته‌های خیزابی قاعده‌ای موجود در رخساره متوسط رنگ روشن دارند و در دامنه جنوبی سهند دارای ضخامت ۱۰۰ متری می‌باشند. در این رخساره، نهشته‌های آذرآواری جریان‌ی چندین بار تکرار شده‌اند و یکی از این نهشته‌ها، دارای مقادیر زیادی بمب است (شکل ۱۲). این نهشته که از نوع آذرآواری‌های جریان‌ی دارای قطعات و خاکستر است، در انطباق لایه‌ها به‌عنوان لایه‌ای کلیدی به شمار می‌رود.

اندازه دانه‌های متشکله در انواع آذرآواری‌های موجود در این رخساره در مجموع کوچک‌تر از رخساره نزدیک است. جورشدگی قطعات در این رخساره ضعیف است و از نقطه نظر بافت‌شناسی، تراکم دانه‌ها در آذرآواری‌های جریان‌ی بیشتر است. خردشدگی در مواد آذرآواری تشکیل‌دهنده رخساره میانی متفاوت است. به این صورت که مواد آذرآواری خیزابی شدیدتر و آذرآواری‌های جریان‌ی کمتر تحت تأثیر خردشدگی قرار دارند. شاید بتوان شدت خردشدگی در این دو نوع محصول فورانی را در نحوه

- **رخساره نزدیک^۱**: در اطراف رخساره مرکزی بجز در بخش شمالی، مناطق مرتفعی وجود دارد که پرشیب است و دور تا دور رخساره مرکزی را احاطه کرده‌اند (شکل ۱۵)، این دیواره‌های مرتفع که توالی محصولات فورانی در آنها به‌خوبی دیده می‌شود، تحت عنوان رخساره نزدیک معرفی می‌شوند. رخساره بیان شده در نقاط مختلف آتشفشان سهند دارای ستبرای متفاوتی است، ولی در مجموع، ستبرای محصولات فورانی در این رخساره بیشترین مقدار را دارد (حدود ۵۰۰ متر). حجم بسیار بالای محصولات فورانی در این رخساره سبب شده تا عوارض پیشین زمین‌شناسی (گودی‌ها و تپه‌ها)، به‌طور کامل توسط آنها پوشیده شود. در این رخساره، واحدهایی که جوش‌خوردگی ضعیف‌تری دارند به‌صورت برجستگی‌های کم‌شیب و محصولات با جوش‌خوردگی بهتر به همراه گدازه‌ها، دارای دیواره‌های عمودی‌تر هستند (شکل ۱۰). در این رخساره، حمل‌شدگی مواد آذرآواری در کمترین حد خود بوده و به همین دلیل، گردشدگی قطعات بسیار ضعیف است. به‌علت نزدیکی رخساره به محل خروج مواد، قطر قطعات تشکیل‌دهنده آذرآواری‌ها نیز بیش از دیگر رخساره‌ها است. محصولات فورانی موجود در رخساره نزدیک شامل آذرآواری‌های خیزابی، ریزشی، جریان‌ی و گدازه‌ها می‌باشد که به‌صورت توالی‌های متعدد دیده می‌شوند. با توجه به تغییر شیب توپوگرافی از شیب زیاد و دیواره به‌طور کامل عمودی در رخساره نزدیک، به ارتفاعاتی با شیب ملایم در رخساره میانی و همچنین تغییر محسوس در مشخصات محصولات فورانی می‌توان رخساره نزدیک را از رخساره میانی تفکیک کرد.

- **رخساره متوسط^۲**: رخساره متوسط در آتشفشان سهند وسیع‌ترین بخش محصولات فورانی را به خود اختصاص داده و میان رخساره نزدیک و دور آتشفشان قرار دارد (شکل ۱۵). این رخساره توپوگرافی ملایمی دارد و تمامی رخنمون‌های موجود در آن، ساختمان لایه‌ای دارند (شکل ۸). به‌گونه‌ای که در حال حاضر لایه‌ها با شیبی کم (حدود شش درجه) به‌سوی بیرون کالدر را قرار دارند. از آنجایی که حجم محصولات فورانی در رخساره

1. Proximal Facies
2. Medial Facies

باید این محصولات را رسوبی دانست تا آتشفشانی، اما از آنجا که منشأ آتشفشانی دارند و در ارتباط تنگاتنگ با دیگر رخساره‌های تشکیل شده هستند، به‌عنوان جزئی از رخساره‌های موجود در این آتشفشان به شمار می‌آیند، هر چند که فرایندهای تشکیل دهنده این نهشته‌ها به‌گونه‌ای است که باید آنها را اپی‌کلاستیک نامید (Karaoglu and Helvaci, 2012).

نتیجه‌گیری

طبق مطالعات صحرایی جدید و بر اساس مدل رخساره‌ای ارائه شده در این تحقیق، می‌توان ساختمان مجموعه آتشفشانی سهند را در چهار رخساره تفکیک کرد. رخساره مرکزی در محل کالدرای واقع شده و شامل واحدهای سنگی برش‌های گدازه‌ای، گنبد‌ها و توده‌های نفوذی کم‌عمق و دگرسان شده می‌باشد. رخساره نزدیک آتشفشان به‌صورت دیواره‌های پرشیب و مرتفع در اطراف کالدرای گسترش پیدا کرده و ساختار چینه‌ای را به‌خوبی نشان می‌دهد و در آن، توالی‌های ستبر واحدهای آذرآواری ریزشی، خیزابی، جریان‌ی و گدازه به‌صورت متناوب قرار می‌گیرند. رخساره میانی با بیشترین گسترش، به‌طور عمده از مواد آذرآواری خیزابی، جریان‌ی، گدازه و لایه‌های متعدد لاهار تشکیل شده است. رخساره دور آتشفشان سهند، ستبرای کمی دارد و شامل رسوبات رودخانه‌ای درشت دانه‌ای است و در اثر تحرک دوباره محصولات اولیه آتشفشان و حمل آنها توسط رودخانه‌ها به وجود آمده‌اند. مطالعات رخساره‌ای نشان می‌دهد مجموعه آتشفشان سهند در اثر چندین فاز فورانی انفجاری ایجاد شده و برخی از آنها با دخالت آب همراه بوده و فاصله زمانی زیادی میان فوران‌ها وجود نداشته است. اولین فوران آتشفشانی در سهند، بسیار انفجاری و با دخالت آب همراه هستند. به‌گونه‌ای که واکنش آب و ماگمای اسیدی در زیرسطح زمین، سبب انفجارهای عظیم فراتوماگماتیک شده و قطعاتی از سنگ‌های میزبان، به همراه خاکستر آتشفشانی و پامیس به هوا پرتاب و اولین محصولات سهند را ساخته‌اند. تشخیص

تشکیل آنها جستجو کرد، به‌طوری‌که در خیزابی‌ها حمل مواد در یک محیط با گرانروی پایین و جریان آشفته صورت می‌گیرد و توسط گازها به جلو رانده می‌شده است. اما در جریان‌ی‌ها مواد در یک جریان مملو از قطعات سنگ، با گرانروی بالا منتقل می‌شده‌اند. این رخساره در حقیقت تغییر تدریجی رخساره نزدیک، به واسطه فاصله گرفتن از مرکز فوران است و قطعات موجود به دلیل دوری از آتشفشان، حمل و نقل بیشتری را تحمل کرده و همین مقدار فاصله سبب شده تا قطعات تشکیل دهنده آن ریزتر شده و گردشگری بیشتری نیز داشته باشند. این رخساره مرز تدریجی با رخساره نزدیک و رخساره دور دارد.

- **رخساره دور:** این رخساره در انتهای مخروط آتشفشان سهند قرار می‌گیرد و بیشترین گسترش را در بخش‌های شرقی و غربی کالدرای دارد. در این رخساره، رسوبات بیشتر شامل محصولات فرسایشی و جابجا شده رخساره‌های دیگر هستند و به‌ندرت دنباله مواد آذرآواری جریان‌ی و لاهار نیز در آن قابل تشخیص است. توالی خاصی در این رخساره قابل تشخیص نیست و ستبرای آن نیز از دیگر رخساره‌ها کمتر می‌باشد و به‌سختی به ۶۰ متر می‌رسد. کاهش ستبرای در این رخساره تدریجی بوده، تا آنجا که در نیمرخ، شکلی زبانه مانند پیدا می‌کند (شکل ۱۵)، و روی رسوبات ائوسن قرار گرفته دارد. کاهش ستبرای در این رخساره همراه با نحوه شکل‌گیری آن سبب شده تا به‌شدت تحت تأثیر توپوگرافی پیش از رسوب‌گذاری واقع شود. تنوع ترکیب قطعات در این رخساره بسیار بالاست و از آنجا که حاصل فرسایش و حمل و نقل موادی است که از قبل وجود داشته‌اند، گردشگری و جورشدگی بهتری را نشان می‌دهد، ولی جوش‌خوردگی وجود ندارد. تراکم دانه‌ها در این رخساره به نسبت بالا است و قطعات توسط زمینه‌ای گلی به هم پیوسته‌اند. این رخساره از یک طرف به رخساره متوسط، مرزی تدریجی دارد و از سوی دیگر و به‌سوی خارج از کالدرای ستبرایش کاهش یافته تا این‌که در انتها ناپدید می‌شود و همان‌گونه که پیش از این توضیح داده شد، شکل گوه‌مانند به خود می‌گیرد. با توجه به اطلاعات فوق به نظر می‌رسد که

- زمین‌شناسی کشور.
- پیرمحمدی علیشاه، ف.، عامری، ع.، جهانگیری، ا.، مجتهدی، م. و کسکین، م.، ۱۳۹۲. پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی جنوب تبریز (آتشفشان سهند). پترولوژی ۹، ۱، ۳۷-۵۶.
- پیرمحمدی علیشاه، ف.، ۱۳۹۰. پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی شرق و جنوب شرق آتشفشان سهند با نگرشی ویژه بر سنگ‌های آذرآواری، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تبریز، ۱۹۸.
- خلیل مبرهن، ش.، ۱۳۹۰. آتشفشان‌شناسی، ژئوشیمی و پتروژنز آتشفشان بیدخوان واقع در جنوب بردسیر، رساله دکتری، استان کرمان، دانشگاه شهید باهنر کرمان، دانشکده علوم، ۲۶۵.
- عامل، ن.، ۱۳۸۶. پترولوژی و پتروژنز سنگ‌های ماگمایی پلیوکواترنری آذربایجان، شمال غرب ایران، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تبریز، ایران، ۱۸۸.
- غیوری، ن. و معین وزیری، ح.، ۱۳۸۱. مطالعه چینه‌شناسی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی افق‌های ایگنمبریتی سهند، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۶۷.
- قلمقاش، ج. و چهارلنگ، ر.، 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)، ۱۷۱-۱۸۲.
- معین وزیری، ح.، امین سبحانی، ا.، ۱۳۵۶. سهند از نظر ولکانولوژی و ولکانوسدیمانتولوژی. چاپ دانشگاه تربیت معلم تهران، ۵۹.
- نبوی، م.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹.
- Allen, M. B., Mark, D. F., Kheirikhah, M., Barfod, D., Emami, M. H. and Saville, C., 2011. 40Ar/39Ar dating of Quaternary lavas in north-west Iran: constraints on the landscape evolution and incision rates of the Turkish-Iranian plateau. *Geophysical Journal International*, 185,3,1175-1188.
- Azizi, H. and Moinevaziri, H., 2009. Review of the tectonic setting of Cretaceous to Qua-

این فاز فورانی، فقط با مطالعه رخساره متوسط امکان‌پذیر است، زیرا نهشته‌های آذرآواری خیزایی قاعده‌ای 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 خیزایی شده‌اند. این عوارض در رخساره متوسط قابل دیدن هستند. وقایع فورانی بعدی که مقدار بسیار زیادی نهشته‌های آذرآواری جریانی را ایجاد کرده‌اند، با صعود مکرر ماگماهای آندزیتی و داسیتی، فوران‌های پی‌درپی، تشکیل گنبد‌های گدازه‌ای و فروریزش گنبد‌ها و گاه با خروج گدازه همراه بوده‌اند. آثار این وقایع در رخساره‌های نزدیک و متوسط قابل مشاهده است. بعد از این، کالدرای سهند فروریخته و فاز بعدی شامل فوران‌های هم‌زمان و پس از تشکیل کالدرای بوده که با ایجاد آخرین نهشته‌های آذرآواری و گدازه‌ها همراه بوده است. آثار این فاز را در رخساره‌های مرکزی، نزدیک و متوسط می‌توان دید. پدیده‌های فرسایشی نیز، توده نفوذی مورد نظر را که فقط در محل رخساره مرکزی قرار دارد، در سطح زمین نمایان کرده‌اند. در رخساره‌های مرکزی، نزدیک و متوسط سهند آثاری از فعالیت‌های گرمایی جدید یافت نمی‌شود و فقط در رخساره دور، چشمه آبگرم وجود دارد (بستان‌آباد). برای اثبات ارتباط این چشمه با سهند، به مطالعات بیشتری نیاز است.

سپاسگزاری

از اساتید ارجمند جناب آقای دکتر منصور وثوقی عابدینی و دکتر منصور قربانی که با حوصله و دلسوزی و ارایه نظرات و پیشنهادات و راهنمایی‌های ارزنده در انجام این پژوهش ما را یاری رساندند، نهایت تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- آقانباتی، س.ع.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، تهران، ۵۸۶.
- بهروزی، امینی فضل، و امینی آذر.، ۱۳۷۴. نقشه زمین‌شناسی بستان‌آباد در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان

- ternary volcanism in northwestern Iran. *Journal of Geodynamics*, 47,4,167-179.
- Best, M. G., 1982. *Igneous and Metamorphic Petrology*. Freeman and Company, San Francisco, 630.
 - Dogan, A. M., Peate, D. W., Dogan, M., Yesilyurt-Yenice, F. I. and Unsal, O., 2013. Petrogenesis of mafic-silicic lavas at Mt. Erciyes, central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 256, 16-28.
 - Karaoglu, O. and Helvacı, C., 2012. Growth, destruction and volcanic facies architecture of three volcanic centres in the Miocene Uşak-Güre basin, western Turkey: Subaqueous-subaerial volcanism in a lacustrine setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 245-246, 1-20.
 - Kataoka, K. and 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, 319-334.
 - Manassero, M., Zalba, P.E., Andreis, R.R. and 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, 13-26.
 - Martina, F., Davila, F.M. and 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, 51-65.
 - Pike, R. J. and 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.
 - Santacroce, R., Cioni, R., Marianelli, P., Sbrana, A., Sulpizio, R., Zancheta, G., Donahue, D. J. and Joron, J. L., 2008. Age and whole rock glass compositions of proximal pyroclastics from the major explosive eruptions of Somma-Vesuvius: A review as a tool for distal tephrostratigraphy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177, 1-18.
 - Sigurdsson, H., Houghton, B.F., Mc Nutt, S.R., Rymer, H. and Stix, J., 2000. *Encyclopedia of volcanoes*, Academic Press, 1417.
 - Smith, G. A. and 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 Special Publication, 45, 59-70.
 - Stocklin, J. and Setudenia, A., 1971. Stratigraphic lexicon of Iran. Geological survey of Iran, Tehran. tephrostratigraphy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177, 1-18.
 - Vessell, R. K. and 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 Special Publication, 31, 31-45.
 - Williams, H. and Mc Birney, A. R., 1979. *Volcanology*. Freeman Cooper and Co, San Francisco, 397.
 - Wright, J. V., Smith, A. L. and Self, S., 1980. A working terminology of pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8, 315-336.