

پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی الیگوسن گستره دهته، جنوب دیهوک، بلوک لوت

مرتضی خلعت‌بری جعفری^(۱)، نرمین بانه‌ای^۲ و محمد فریدی^۳

۱. دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

۲. کارشناس، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، مدیریت سنج

۳. استادیار، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، مدیریت تبریز

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۳/۱۸

تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۶/۳۰

چکیده

گستره مورد مطالعه، در جنوب دهته، بلوک لوت، دربردارنده گدازه‌های آتشفشانی الیگوسن با ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت، تراکی داسیت، داسیت و ریولیت است. این گدازه‌ها، دارای بافت پورفیریک و پورفیریتیک می‌باشند و فنوکریست آمفیبول فراوان دارند. بیشتر گدازه‌های الیگوسن، روندهای ماگمایی کالک‌آکالین تا کالک‌آکالین پتاسیم بالا را نشان می‌دهند. در نمودارهای دوتایی، نمونه‌های گدازه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی در قلمرویی جدای از گدازه‌های تراکی داسیتی، داسیتی و ریولیتی اجتماع یافته‌اند که نشان می‌دهد تفریق ماگمایی، به‌تنهایی در ژن این گدازه‌ها تأثیر نداشته است. در الگوهای عناصر نادر خاکی و نمودارهای عنکبوتی، این گدازه‌ها غنی‌شدگی عناصر کمیاب دارای یون بزرگ و تهی‌شدگی از عناصر کمیاب با شدت میدان بالا را نشان می‌دهند. الگوهای به‌هنجار شده از گدازه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی، انطباق قابل توجهی با قلمروی بازالت جزیره اقیانوسی دارند. الگوهای گدازه‌های اسیدی، قابل مقایسه با الگوهای پوسته قاره‌ای بالایی هستند. این ویژگی‌های ژئوشیمیایی، دلالت بر این دارند، که گدازه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی، از ذوب بخشی گوشته لیتوسفری منشاء گرفته‌اند، که پیش از این توسط مولفه‌های فرورانش (مذاب و سیالات) غنی شده‌اند. در ژن گدازه‌های اسیدی نیز ذوب بخشی پوسته قاره‌ای، نقش مهمی داشته است. بر اساس موقعیت زمین‌شناسی و داده‌های ژئوشیمیایی، به نظر می‌رسد که گدازه‌های آتشفشانی الیگوسن دهته، در یک پهنه پسابرخورد، در پسامد نازک‌شدگی لیتوسفر قاره‌ای، در بلوک لوت تشکیل شده‌اند. این فرایندها، شاید پیامد قطعه‌شدگی لیتوسفر بوده است، که در یک کمربند کوهزایی پسابرخورد روی داده است.

واژه‌های کلیدی: آندزیت، آمیختگی ماگمایی، پسابرخوردی، کالک‌آکالین.

مقدمه

(Kluyver et al., 1981)، واقع است. این گستره، جزئی

از بلوک لوت است که سنگ‌های آتشفشانی منسوب به ترشیری، در آن گسترش قابل توجهی دارند. بلوک لوت، از شرق با گسل نه‌بندان، به پهنه جوش خورده خاور ایران و در غرب با گسل نای‌بندان، به رشته کوه‌های شتری متصل است (Stöcklin, 1968). گستره مورد مطالعه، در شمال ورقه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ نای‌بندان

گستره مورد مطالعه، در بلوک لوت، استان خراسان جنوبی و در جنوب روستای دهته (مسیر جاده دیهوک-راوند کرمان)، واقع است. این گستره، در بین طول‌های جغرافیایی ۲۵' ۵۷° تا ۰۰' ۵۸° شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۲° ۳۵' تا ۰۵' ۳۳° شمالی، در شمال ناحیه نای‌بندان

* نویسنده مرتبط: khalat1965@gmail.com

(مانند منشاء بازالت‌های میان اقیانوسی) بوده، که با مواد پوسته قاره‌ای فوقانی آرایش یافته‌اند. به باور کیلانی جعفری ثانی (۱۳۹۶)، منشاء گدازه‌های بازیک-حدواسط در شرق سه چنگی، گوشته لیتوسفری زیر قاره بوده است، که پیش از ذوب بخشی توسط ترکیبات فرورانش (سیالات و مذاب رها شده از صفحه اقیانوسی فرورو)، غنی شده است. ماگمای حاصل از ذوب بخشی گوشته لیتوسفری زیر قاره، سبب ذوب بخشی مواد پوسته‌ای و ایجاد ماگمای اسیدی شده و با آن آمیخته شده است. به نظر می‌رسد، که سنگ‌های آتشفشانی ائوسن غرب سه چنگی، پس از بسته شدن نفوتتیس، برخورد قاره‌ای و ضخیم شدن لیتوسفر قاره‌ای در بلوک لوت، در یک محیط بازشدگی مربوط به برخورد تشکیل شده‌اند (کیلانی جعفری ثانی، ۱۳۹۶).

علیرغم انتشار نقشه‌های زمین‌شناسی توسط سازمان زمین‌شناسی کشور، مطالعات جامع پترولوژی و ژئوشیمیایی بر روی سنگ‌های آتشفشانی الیگوسن گستره دهه انجام نشده است. مطالعات (Pang et al. 2012, 2013)، بیشتر در مقیاس ناحیه‌ای بوده است، که در شمال ناحیه لوت انجام شد. تعداد اندکی از داده‌های ژئوشیمیایی این مطالعات، منطقه مورد مطالعه را پوشش داده است.

روستای ده ته، تنها آبادی در شمال گستره مورد مطالعه است (شکل ۱) که همراه با روستاهای زنوگان و عرب‌آباد، در امتداد جاده دیهوک-راوند-کرمان بنا شده‌اند. یک پاسگاه متروکه نیروی انتظامی و چند آب‌انبار (شکل ۱)، از دیگر ساخته‌های دست بشر در این منطقه هستند.

زمین‌شناسی منطقه

همان‌طور که اشاره شد، در منطقه مورد مطالعه، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، الیگوسن و نئوزن برونزد دارند. در این منطقه، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، دربردارنده ته نهشته‌های پیروکلاستیک و گدازه‌ای هستند. این سنگ‌ها، دارای ترکیب بازالت، آندزیت بازالتی، آندزیت، تراکی آندزیت، تراکی داسیت، داسیت و ریولیت-ایگنمبریت هستند (کیلانی جعفری ثانی، ۱۳۹۶). در جنوب شرقی و در خارج از گستره مورد مطالعه، در قاعده توالی آتشفشانی ائوسن، ماسه‌سنگ، مارن قرمز رنگ

(Kluyver et al., 1981) و در ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ زنوگان (فریدی، ۱۳۸۴)، برونزد دارد. در این ورقه، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، الیگوسن، نئوزن و کواترنری رخنمون دارند (فریدی، ۱۳۸۴) که بررسی پترولوژی گدازه‌های آتشفشانی الیگوسن، موضوع این مقاله است.

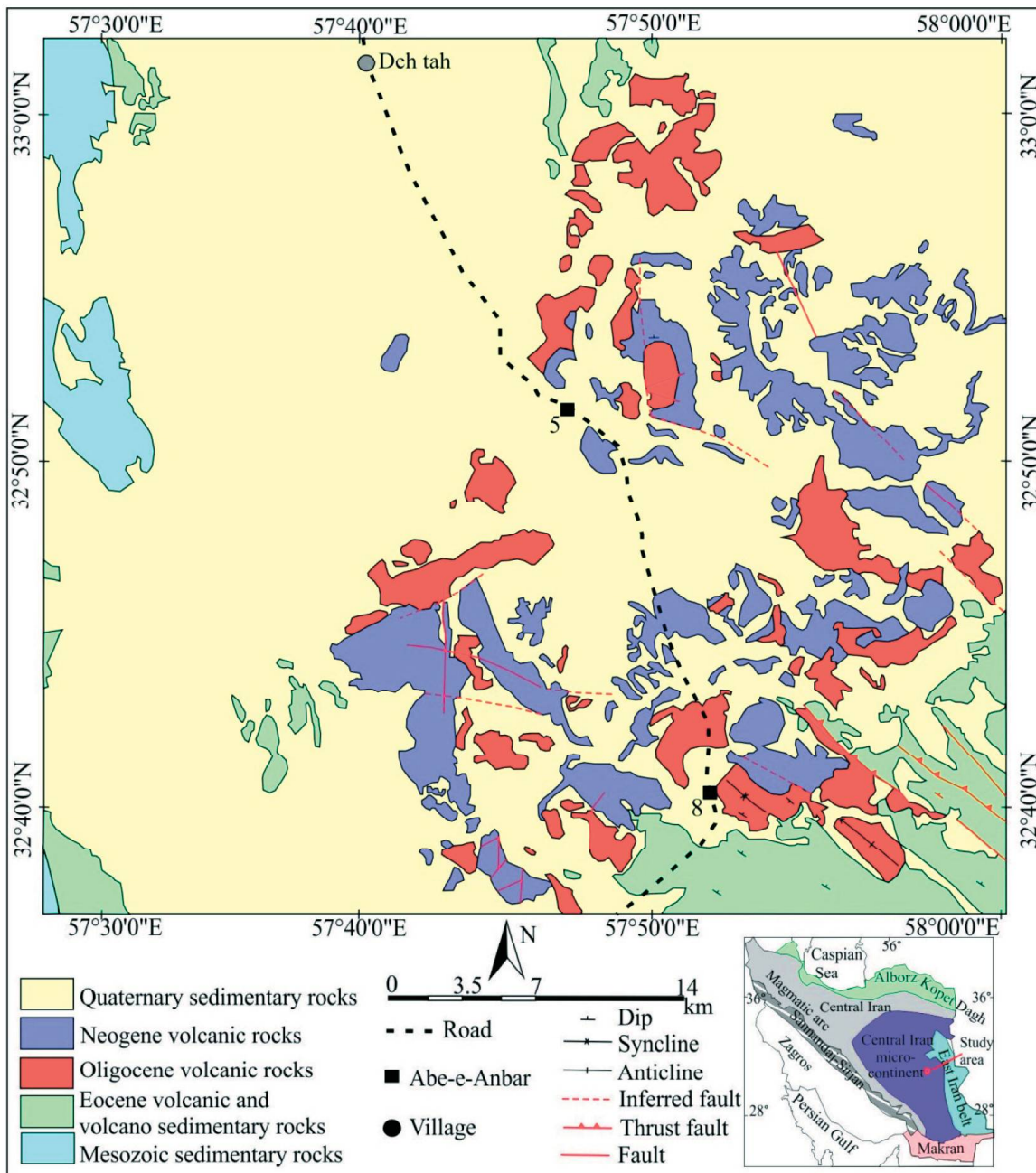
در مورد سنگ‌های آتشفشانی در بلوک لوت، نقطه نظراتی منتشر شده است. طبق مدل ژئودینامیکی (Camp and Griffis 1982)، از مائستریشیتین، فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر بلوک افغان آغاز و تا ائوسن میانی ادامه یافته است. ادامه همگرایی و برخورد بین بلوک‌های لوت و افغان، سبب چین‌خوردگی و گسلش امتدادلغز، طی الیگوسن، میوسن-میوسن پایانی، کواترنری و تسهیل در خروج مواد آتشفشانی شده است (Camp and Griffis, 1982).

به باور آن‌ها، سنگ‌های آتشفشانی این ناحیه، از نظر پتروگرافی و ژئوشیمیایی، با سنگ‌های آتشفشانی کمان ارومیه-دختر و البرز متفاوتند. (Tirrul et al. 1983) پهنه جوش خورده سیستان، در شرق ایران را جزء کمر بند کوهزایی و برخوردی آلپ-همالیای دانسته‌اند، که طی کرتاسه-ترشیری شکل گرفته است. به اعتقاد (Tarkian et al. 1983)، در آغاز سنوزوئیک، رسوبات کربناته در شرق ایران، بخصوص در جنوب سه‌چنگی نهشته شدند، اما در ائوسن گدازه‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیتی و تراکی آندزیتی فوران یافتند. به نظر (Karimpour et al. 2011)، فعالیت‌های آتشفشانی در بلوک لوت، از پالئوسن پایانی آغاز شد. سپس طی دوره ائوسن میانی-الیگوسن آغازین، توده‌های آذرین درونی از نوع دیوریت، مونزونیت و گرانودیوریت، در بخش‌های مختلف بلوک لوت، با ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشابه با مناطق فرورانش، رخنمون یافتند. در مدل ژئودینامیکی پیشنهادی (Zarrinkoub et al. 2012)، در ائوسن میانی-الیگوسن پایانی، لیتوسفر شکسته شده و جریان‌های آستوسفری به سمت بالا حرکت کردند، که نتیجه آن ولکانیسم با منشاء گوشته‌ای بوده است. طبق نظر (Pang et al. 2012, 2013) سنگ‌های ماگمایی ائوسن-الیگوسن، در بلوک لوت-سیستان، با سنگ‌های ماگمایی کمر بند ارومیه-دختر و البرز متفاوتند. به باور آن‌ها، این سنگ‌ها دارای منشاء گوشته‌ای

با نهشته‌های اندک پیروکلاستیک هستند. ویژگی شاخص گدازه‌های آتشفشانی الیگوسن، فراوانی فنوکریست‌های سوزنی شکل آمفیبول است که در گدازه‌های مورد مطالعه می‌توان به‌عنوان یک شاخص کانی‌شناسی، در تشخیص این گدازه‌ها استفاده کرد.

و عدسی‌های سنگ‌آهک همراه با کنگلومرا یافت شده است، که با ناپیوستگی هم‌شیب، بر روی سنگ‌های رسوبی مزوزوئیک نهشته شده‌اند. در عدسی‌های سنگ‌آهک، ریز فسیل‌های ائوسن یافت شده است (Stöcklin et al., 1971).

گدازه‌های آتشفشانی الیگوسن مورد مطالعه، دارای ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت، تراکی داسیت، داسیت و ریولیت همراه



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی گستره که بر اساس نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ زنونان (فریدی، ۱۳۸۴) و با اصلاحاتی کلی، با رسم شده است

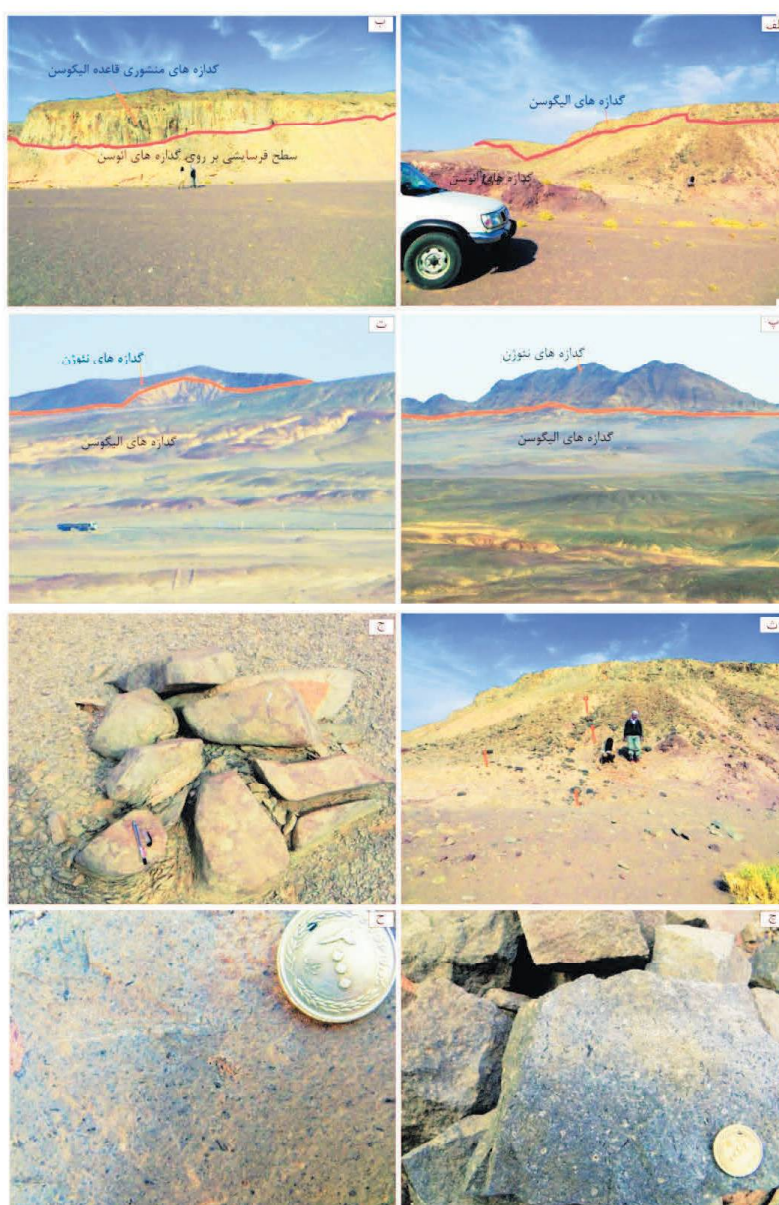
پلاژیوکلاز فراوان دارند (شکل ۲-ج). ۲-گدازه‌هایی که در بردارنده فنوکریست‌های آمفیبول هستند (شکل ۲-ح). ۳-گدازه‌هایی که فنوکریست‌های درشت پیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز در آن‌ها فراوان است. گاهی گدازه‌های با ترکیب داسیتی و ریولیتی، به صورت روانه‌های آتشفشانی ضخیم دیده می‌شوند. بخش میانی این روانه‌ها، دارای فنوکریست‌های درشت و خمیره آن‌ها به طور کامل متبلور و میکروکریستالین است و سیمای کوارتز موزودیوریتی را یافته است. در خاور منطقه مورد مطالعه و به سمت بالای توالی آتشفشانی الیگوسن، گدازه‌ها بافت پورفیریتیک یافته‌اند. به طوری که، طول فنوکریست‌های آمفیبول تا ۷/۵ سانتی‌متر نیز رسیده است. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز نیز در آن‌ها ظاهر شده و خمیره میکروکریستالین، در بردارنده بلورهای ریز بیوتیت است. بر روی این گدازه‌ها، فرآورده‌های آتشفشانی نئوزن نهشته شده‌اند.

در گدازه‌های منسوب به الیگوسن، تاکنون ریزفسیل مشخصی یافت نشده است. اما در رابطه با انتساب این گدازه‌ها به الیگوسن، دلایل چینه‌نگاری و ژئوکرونولوژی وجود دارد (Kluyver et al., 1981; Pang et al., 2013). همان‌گونه که در بالا نوشته شد، در بررسی‌های دیرینه‌شناسی از بخش زیرین توالی آتشفشانی ائوسن، ریزفسیل‌های ائوسن شناسایی شدند. تعیین سن به روش پتاسیم/آرگن، بر روی یک نمونه از سنگ پیروکلاستیک، در امتداد گسل نای‌بندان، واقع در غرب منطقه مورد مطالعه، سن ائوسن $(۴۹/۴ \pm ۲/۵)$ میلیون سال) را تأیید کرده است (Kluyver et al., 1981). گدازه‌های آتشفشانی الیگوسن مورد مطالعه در این مقاله، بر روی گدازه‌های ائوسن نهشته شده‌اند. بعلاوه، تعیین سن به روش آرگن/آرگن، از یک نمونه از گدازه آندزیتی در جنوب دیهوک، سن الیگوسن تحتانی $(۳۸/۴ \pm ۰/۳)$ میلیون سال) (Pang et al., 2013) به دست آمده است. تعیین سن به روش پتاسیم/آرگن، بر روی سنگ کل در شرق آب‌انبار شماره ۸ (شکل ۱)، سن ۳۴ میلیون سال را تخمین زده است (Kluyver et al., 1981).

بنابراین، براساس داده‌های دیرینه‌شناسی و ژئوکرونولوژی موجود، می‌توان انتظار داشت، که سنگ‌های آتشفشانی مورد

این گدازه‌ها در قاعده، بر روی سطح فرسایشی گدازه‌های آندزیتی بازالتی ائوسن نهشته شده‌اند (شکل ۲-الف، ب). بر روی گدازه‌های آتشفشانی الیگوسن، گدازه‌های آتشفشانی نئوزن جای دارند (شکل ۲-پ، ت). این گدازه‌ها، در اثر فرسایش، تپه ماهورهای کم ارتفاعی را تشکیل داده‌اند (شکل ۲-پ، ت). عدسی‌ها و لایه‌های پرلیتی، در بخش‌های مختلف از توالی آتشفشانی الیگوسن یافت شده‌اند (شکل ۲-ث). در این عدسی‌ها و لایه‌ها، پرلیت به صورت نواری دیده می‌شود. عدسی‌های پرلیت، اغلب در اثر فرسایش خرد شده‌اند. آثار آن‌ها را می‌توان، حتی در مرز الیگوسن-نئوزن نیز یافت (فریدی، ۱۳۸۴). همان‌گونه که نوشته شد، در بخش قاعده‌ای توالی آتشفشانی الیگوسن، این گدازه‌ها سیمای منشوری دارند (شکل ۲-ب). در شمال آب‌انبار شماره ۸، می‌توان سطح فرسایش یافته (شکل ۲-ب) را به ضخامت چند سانتی‌متر یافت. در این محل و بر روی سطح فرسایش یافته، گدازه‌های قاعده الیگوسن به صورت منشورهای عمود بر آن و ناهم‌شیب نهشته شده‌اند. این نشان از یک وقفه زمانی بعد از فوران‌های آتشفشانی ائوسن و قبل از فوران‌های آتشفشانی الیگوسن در گستره جنوب دهه را دارد. علیرغم اینکه بخش‌های زیرین توالی آتشفشانی الیگوسن دارای گدازه‌های منشوری است، اما در بخش‌های بالاتر، این گدازه‌ها به صورت روانه‌های مطبق بر روی یکدیگر تهنست شده‌اند. گاهی در بخش‌های میانی توالی آتشفشانی الیگوسن، این سنگ‌ها به صورت هیالوکلاستیت رخنمون یافته‌اند. این سنگ‌ها سیمای پوست پیازی داشته (شکل ۲-ج)، به طوری که قطعه‌های گرد شده توسط زمینه‌ای از هیالوکلاستیت به یکدیگر متصل شده‌اند. همراه آن‌ها خرده‌های کربناته نیز یافت شده است که این حدس را تقویت می‌کند که بخش‌هایی از میانه این توالی، در محیط آبدار فوران یافته است.

در محل‌هایی مانند جنوب غربی آب‌انبار شماره ۸ (شکل ۱)، گدازه‌های آتشفشانی الیگوسن، آفانتیک و ریزبلور هستند. گاهی هم بافت جریان‌ی را نشان می‌دهند. بر حسب فراوانی فنوکریست‌ها، می‌توان این گدازه‌ها را در انواع زیر تقسیم کرد: ۱- گدازه‌هایی که فنوکریست‌های آمفیبول و



شکل ۲. الف) گدازه‌های تراکی آندزیتی آمفیبول‌دار الیگوسن را در شمال آب‌انبار شماره ۸ (شکل ۱) نشان می‌دهد که بر روی گدازه‌های آندزیتی بازالتی ائوسن نهشته شده‌اند (دید به سمت شمال شرق)، ب) گدازه‌های منشوری شکل تراکی آندزیتی در قاعده الیگوسن، که به صورتی ناهم شیب، بر روی سطح فرسایشی گدازه‌های تراکی آندزیتی ائوسن، جای دارند (دید به سمت شمال)، پ) فراورده‌های آتشفشانی نئوژن در شرق منطقه، که بر روی گدازه‌های الیگوسن قرار گرفته‌اند (دید به سمت شمال)، ت) منظره‌ای دیگر، از قرارگیری نهشته‌های آتشفشانی نئوژن، بر روی گدازه‌های آتشفشانی الیگوسن را در جنوب منطقه نشان می‌دهد (دید به سمت شمال)، ث) تصویر نزدیک از شکل الف (دید به سمت شمال شرق)، که بلوک‌هایی تیره رنگ پرلیت را نشان می‌دهد که از عدسی پرلیتی قاعده الیگوسن رها شده‌اند، ج) فرسایش پوست پیازی، در میانه توالی آتشفشانی در شرق آب‌انبار شماره ۵، چ) گدازه داسیتی پورفیریستیک، که فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول در آن فراوان است، ح) گدازه تراکی آندزیتی که دارای فنوکریست‌های آمفیبول فراوان است

گدازه‌های آتشفشانی سنوزوئیک پایانی (کواترنری)، نیز به صورت روانه‌های پهن و کم ضخامت، رسوبات کواترنری و سنگ‌های آتشفشانی سنوزوئیک را در کوه شاهانی در شمال و تخت نادر در شمال غربی (در خارج از گستره مورد مطالعه) را پوشانده‌اند.

مطالعه، در بازه زمانی الیگوسن فوران یافته‌اند. توالی آتشفشانی نئوژن، شامل بخش‌های پیروکلاستیک و گدازه‌ای است. بخش پیروکلاستیک، شامل برش و توف است، اما بخش گدازه‌ای، در قاعده، ترکیب آندزیتی-تراکی آندزیتی و در بالا ترکیب داسیتی-آندزیتی دارد.

روش مطالعه

اصلی به روش XRF (با دقت ۰/۱ درصد)، و عناصر نادر و کمیاب (با دقت ppm)، به روش ICP-OES اندازه‌گیری شدند. در آزمایشگاه ALS نیز اکسیدهای اصلی و عناصر نادر شامل Ba, Sr, Y, Zr, Zn با روش ICP-AES و سایر عناصر با روش ICP-Mass Spectrometry تجزیه شدند، که نتایج این تجزیه‌ها، در جدول ۱ آورده شدند. با کمک نرم‌افزارهای Excel و Iqpet 2007، نمودارهای ژئوشیمیایی رسم و سپس در نرم‌افزار Corel DRAW X6 باز رسم شدند. نتایج بررسی‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمی، اساس این مقاله را تشکیل می‌دهد.

بازدید صحرایی از رخنمون‌های زمین‌شناسی، در آذرماه ۱۳۹۵ به مدت ۱۰ روز انجام شد. در پیمایش‌های صحرایی، از عکس‌های هوایی با مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ و تصاویر ماهواره‌ای ETM با مقیاس ۱:۸۰۰۰۰ استفاده شد. پس از تهیه مقاطع میکروسکوپی، مطالعات پتروگرافی انجام و نمونه‌های سالم‌تر جهت انجام آنالیزهای شیمیایی انتخاب و به آزمایشگاه‌های سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (GSI)، و آزمایشگاه SGS در کشور کانادا ارسال شدند (جدول ۱). در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی، اکسیدهای

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی (Wt/%)، عناصر کمیاب و نادر (ppm) از سنگ‌های آتشفشانی الیگوسن منطقه ده ته، که در آن گدازه‌ها با این نشانه‌ها معرفی شدند: (and) آندزیت، (t-and) تراکی آندزیت، (t-dac) تراکی داسیت، (dac) داسیت، (rhy) ریولیت

Samples	Z.242	Z.272	Z.272	Z.320	Z.273	Z.274a	Z.275a	Z.278a	Z.278a
Rock type	and	and	and	t-and	t-and	t-and	t-and	t-and	t-and
L.B	ALS	ALS	GSI	GSI	ALS	ALS	ALS	ALS	GSI
SiO ₂	۶۱/۱	۵۷/۶	۵۷/۶۳	۶۱/۲۳	۶۰/۲	۵۹/۴	۵۹	۵۹/۳	۶۰/۱۴
Al ₂ O ₃	۱۵/۸	۱۷/۲۵	۱۶/۴۸	۱۵/۰۵	۱۵/۹	۱۶/۲	۱۶/۱	۱۵/۵	۱۵/۴۱
Fe ₂ O ₃	۱۸/۵	۶/۸/۶	۶/۶۸	۴/۲۲	۵/۱۶	۴/۹۳	۵/۸۶	۵/۱۳	۴/۴۲
CaO	۴/۳۳	۶/۷۷	۷/۱۳	۵/۷۷	۴/۷۸	۴/۰۱	۳/۰۱	۴/۹۳	۵/۳۴
MgO	۲/۱	۴/۱۵	۷/۱۳	۳/۱۵	۲/۹۹	۲/۵۵	۳/۶۵	۲/۹۷	۵/۳۴
Na ₂ O	۳/۴۸	۳/۳۹	۳/۰۴	۳/۸۴	۴/۵۳	۳/۸۱	۳/۵۲	۴/۳۸	۳/۸۸
K ₂ O	۳/۸۲	۱/۰۳	۱/۰۱	۲/۰۶	۲/۶۲	۴/۵۸	۴/۵۷	۲/۴۸	۲/۵۸
TiO ₂	۰/۶۷	۰/۶۸	۰/۸۹	۰/۷۶	۰/۷۸	۰/۶۹	۰/۶۸	۰/۷۷	۰/۰۵
MnO	۰/۱	۰/۱۲	۰/۱	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۱	۰/۰۸	۰/۰۶
P ₂ O ₅	۰/۲۷	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۲۷	۰/۳	۰/۲۹	۰/۲۷	۰/۲۸	۰/۲۹
SrO	۰/۰۷	۰/۰۶	-	-	۰/۱	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۱	-
BaO	۰/۰۷	۰/۰۳	-	-	۰/۱	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۹	-
L.O.I	۱/۹۲	۱/۵۲	۲	۳/۲	۲/۲	۲/۳۸	۳/۳۱	۲/۰۷	۲/۱۱
Total	۹۸/۹	۹۹/۶	۹۹/۴۶	۹۹/۸۵	۹۹/۸	۱۰۰	۱۰۰	۱/۹۸	۹۹/۹۹
V	۱۱۱	۱۴۷	۱۴۴/۶	۱۲۳	۹۴	۱۵۸	۱۵۳	۹۹	۱۳۹/۴
Cr	۱۰>	۱۷۰	۱۴۴/۷	-	۷۰	۵۰	۴۰	۸۰	۷۰/۹
Co	۲۳	۲۱/۴	۲۲/۲	۳۰/۴۳	۱۶	۱۴/۳	۱۴/۶	۱۶/۷	۱۵/۱
Ni	۵>	۳۰	۲۶	۱۰/۸	۳۸	۵	۵	۴۱	۳۳/۵
Cu	۲۲	۲۴	۲۴/۶	۲۰/۱	۳۷	۴۴	۴۹	۳۷	۳۶/۵
Zn	۷۱	۸۶	۶۵/۶	۵۸/۷	۸۷	۷۳	۸۹	۷۸	۶۰/۷
Ga	۱۷	۲۰/۷	۱۳	۱۱/۵	۱۹/۹	۱۷/۳	۱۷/۲	۲۰/۲	۹/۱
Rb	۱۲۰	۵۹/۱	۵۹/۱	۷۰/۶۱	۶۹/۵	۱۷۵/۵	۱۷۷/۵	۶۷/۹	۶۲/۱
Sr	۵۴۳	۴۱۵	۴۳۹/۶	۱۰۶۳/۸	۷۲۹	۴۴۹	۴۴۸	۷۷۷	۸۴/۵۶
Y	۲۱/۹	۲۴/۴	۳۱/۲	۱۵/۹۹	۱۴/۴	۲۰/۸	۲۲/۲	۱۵/۳	۲۴/۵
Zr	۲۱۱	۱۵۴	۱۴۳/۲	۲۹۲/۴۲	۱۶۱	۲۰/۲	۲۰/۸	۱۶۵	۱۸۰/۳
Nb	۱۲	۱۱/۱	۵/۳	۱۸/۱۶	۱۷/۶	۱۱/۳	۱۱/۶	۱۷/۱	۷/۳
Cs	۳/۶	۱۵/۱	-	۲/۱۰۸	۱/۵۵	۱۱/۵۵	۱۱/۹۵	۱/۷۸	-
Ba	۵۹۵	۲۷۹	۱۲۶/۸	۶۸/۷	۸۱۳	۶۴۷	۶۲۷	۷۷۷	۱۱۰/۶
La	۳۰/۸	۲۵/۹	۲۱/۹	۴۵/۳۷	۴۰	۳۲/۴	۳۲/۶	۴۲/۲	۳۷/۴
Ce	۶۰/۱	۲۳/۴	۱۷/۶	۷۲/۵۴	۷۱/۸	۶۳/۶	۶۳/۸	۷۷/۱	۵۵/۷
Pr	۷/۰۸	۶/۵	-	۷/۹۰۲	۷/۸۶	۷/۷	۷/۷۱	۸/۳۱	-
Nd	۲۷/۹	۲۵/۶	۲/۶	۲۸/۸	۲۸/۷	۳۰/۱	۳۰/۴	۲۹/۹	۱
Sm	۵/۵۲	۵/۳۲	۱/۸	۵/۴۰	۴/۸۱	۶/۱۷	۶/۱۶	۵/۱۴	۰/۱
Eu	۱/۳۴	۱/۳۲	۰/۵	۱/۶۳	۱/۲۹	۱/۴۴	۱/۵۳	۱/۴۳	۰/۲
Gd	۵/۱۹	۵/۲۹	-	-	۴/۵	۵/۴۱	۵/۷۲	۴/۷۷	-
Tb	۰/۷۴	۰/۸	-	۰/۵۴	۰/۵۷	۰/۷۶	۰/۸۱	۰/۶۲	-
Dy	۳/۹۹	۴/۵۶	-	۳/۰۷	۲/۸۷	۴/۰۲	۴/۱۴	۲/۹۹	-

ادامه جدول ۱.

Samples	Z.242	Z.272	Z.272	Z.320	Z.273	Z.274a	Z.275a	Z.278a	Z.278a
Ho	۰/۸۱	۰/۹۴	-	۰/۶۲	۰/۵۴	۰/۸	۰/۸۵	۰/۵۷	-
Er	۲/۵۲	۲/۶۹	-	۱/۷۵	۱/۶۳	۲/۴۳	۲/۵۵	۱/۷۵	-
Tm	۳/۳۵	۰/۳۹	-	۰/۲۵	۰/۲۴	۰/۳۴	۰/۳۶	۰/۲۲	-
Yb	۲/۳۶	۲/۴۳	۲۴	۱/۷۴	۱/۳۸	۲/۳	۲/۴۲	۱/۴۳	۲/۵
Lu	۰/۳۸	۰/۳۶	-	۰/۲۸	۰/۲۱	۰/۳۸	۰/۴	۰/۲۲	-
Hf	۵/۴	۴/۴	۰/۸	۶/۸۴	۴/۲	۵/۲	۵/۴	۴/۳	۱/۳
Ta	۰/۸	۰/۸	۰/۲	۱/۰۱	۱/۱	۰/۸	۰/۷	۱/۱	۰/۲
Pb	۱۵	۱۳	۸/۱	۱۱/۸	۱۲	۱۷	۱۷	۱۳	۶/۵
Th	۱۲/۶	۹/۰۳	۳/۹	۱۰/۶۱	۱۲/۹	۱۲/۵	۱۳/۰۵	۱۲/۷	۴/۵
U	۲/۹۴	۲/۰۷	-	۲/۲۷	۲/۶۶	۲/۹۹	۳/۱۴	۲/۶۵	-
Samples	۲۷۳.Z	۲۴۲.Z	۱۳۸b.Z	۲۷۶.Z	۲۷۶a.Z	۲۷۷.Z	۱-۱۴.Z	۲۷۷.Z	۲۷۷a.Z
Rock type	t-and	t-and	t-dac	t-dac	dac	dac	dac	rhy	rhy
L.B	GSI	GSI	GSI	GSI	GSI	GSI	GSI	ALS	ALS
SiO ₂	۶۰/۱۴	۶۱/۵۶	۶۲/۹۳	۶۰/۴۴	۶۸/۲	۶۹/۵۵	۶۵/۵۵	۷۰/۹	۶۸/۹
Al ₂ O ₃	۱۵/۳۲	۱۵/۳۸	۱۴/۴۴	۱۵/۲۱	۱۴/۷۹	۱۴/۳۱	۱۴/۸۱	۱۳/۴	۱۴/۲۶
Fe ₂ O ₃	۵/۰۳	۴/۵۲	۴/۴۳	۴/۹۷	۲/۴۶	۱/۹۲	۱/۶	۲/۰۱	۱/۹۲
CaO	۵/۱۴	۴/۵	۴/۶۷	۴/۷۷	۳/۶۳	۲/۴۶	۴/۸۷	۲/۴	۲/۷۱
MgO	۵/۱۴	۳/۶۷	۴/۶۷	۴/۷۷	۳/۶۳	۲/۴۶	۱/۶۵	۰/۸۲	۲/۷۱
Na ₂ O	۳/۸۴	۳/۰۲	۴/۹۴	۴/۱	۲/۹۸	۳/۹۹	۳/۶۱	۴/۱۱	۴/۱
K ₂ O	۲/۶۱	۴/۰۹	۲/۳۳	۲/۶۴	۳/۳۲	۳/۱۶	۱/۹۳	۲/۹۴	۳/۱۶
TiO ₂	۰/۸۶	۰/۷۴	۰/۶۵	۰/۸۳	۰/۴۳	۰/۳۵	۰/۵۸	۰/۲۴	۰/۳۵
MnO	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۱	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۳
P ₂ O ₅	۰/۲۸	۰/۲۹	۰/۲۳	۰/۲۷	۰/۱۵	۰/۱۱	۰/۲۳	۰/۰۹	۰/۱۱
SrO	-	-	-	-	-	-	-	۰/۰۳	-
BaO	-	-	-	-	-	-	-	۰/۰۸	-
L.O.I	۱/۵۲	۱/۶۲	۱/۷۲	۱/۳۲	۳/۱	۲	۲	۱/۸۷	۲
Total	۹۹/۶۱	۹۹/۸۵	۱۰۰/۰۵	۹۹/۹۸	۹۹/۸۷	۹۹/۵۷	۹۹/۳۹	۹۹	۹۹/۲۳
V	۱۳/۸	۱۲/۴	۱۰/۶	۱۳/۶	۸/۳	۷/۲	۱۰/۴	۲/۳	۷/۱
Cr	۶/۱۳	-	۶/۶/۵	۷/۰/۳	۳/۴/۳	۴/۹	-	۶/۰	۴/۹/۴
Co	۱۴/۸	۱۴/۴	۱۲/۷۷	۱۶/۹۳	۵/۹	۱/۹	۱۱	۳/۶	۴/۵/۹
Ni	۳۳/۵	۵	۱۲/۲	۳۲/۶	۵	۵	۱/۹	۵	۵
Cu	۳۹/۸	۲۳	۳۴/۵	۶۷/۹	۲۷/۳	۲۰/۶	۳۵/۲	۲۰	۱۶/۹
Zn	۷/۴	۴/۸	۵۵/۶	۸۰/۸	۳۷/۴	۳۷/۷	۵۰/۳	۴/۹	۳/۸/۳
Ga	۱۱/۲	۷/۲	۴/۵	۱۰/۹	۳/۹	۵	۶/۴	۱۴/۳	۵
Rb	۶۸/۱	۱۱۷	۶۱/۸۲	۷۸/۳۵	۸۶/۹۳	۶۴/۷	۴۵/۹	۷۰/۵	۹۱/۷۳
Sr	۸۱/۷	۶۱/۷	۵۳/۷	۷۷/۸	۳۸/۳	۲۵/۸	۷/۱۱	۲۶/۲	۲۸/۵
Y	۲۶/۶	۳۸/۳	۱۴/۷۴	۱۵/۶۵	۹/۱۳	۱۸/۸	۲۱/۸	۸/۶	۹/۳۳
Zr	۱۸/۵	۱۸/۷	۲۵/۹	۳۸/۴	۱۶۰	۱۱۳	۲۰/۳	۱۴/۱	۱۷/۷
Nb	۱۱	۸/۳	۱۳/۹۸	۳۴/۶۶	۱۷/۰/۲	۱	۷/۳	۸/۸	۱۲/۷۸
Cs	-	-	۱/۱۷	۱/۹	۱/۰/۸	-	-	۱/۲/۹	۱/۴/۳
Ba	۱۰/۷	۷/۱/۵	۳/۸/۵	۱/۰/۵	۱	۱	۲/۴/۸	۶/۶۰	۱
La	۳۰/۹	۱۹/۳	۳۶/۷۷	۴۴/۴۳	۳۲/۹۱	۱	۱۶	۳۰/۴	۳۶/۵/۸
Ce	۵۵/۸	۴۵/۹	۵۸/۳۳	۷۱/۶۲	۴۹/۴۴	۴۲/۷	۵۱/۵	۵۰/۹	۵۴/۴۲
Pr	-	-	۶/۶/۴	۸/۱/۶	۵/۱	-	-	۵/۱/۴	۵/۶/۹
Nd	۱	۱	۲۳/۸۱	۲۹/۲۷	۱۸/۰/۴	۱	۱	۱۷	۱۹/۴/۵
Sm	۰/۷	۰/۴	۴/۶/۵	۵/۷/۱	۳/۶	۱	۱	۲/۷/۷	۳/۸/۹
Eu	۰/۱	۰/۲	۱/۲/۹	۱/۶/۲	۱/۵/۳	۰/۲	۰/۲	۰/۷/۱	۱/۱/۹
Gd	-	-	-	-	-	-	-	۲/۶/۹	-
Tb	-	-	۰/۵/۴	۰/۵/۷	۰/۳/۴	-	-	۰/۳/۴	۰/۳/۵
Dy	-	-	۲/۹/۳	۲/۹/۵	۱/۸/۲	-	-	۱/۵/۷	۱/۸/۱
Ho	-	-	۰/۵/۹	۰/۶/۲	۰/۳/۶	-	-	۰/۳/۱	۰/۳/۶
Er	-	-	۱/۵/۲	۱/۶/۴	۰/۹/۲	-	-	۰/۹/۱	۰/۹/۵
Tm	-	-	۰/۲/۴	۰/۲/۴	۰/۱/۸	-	-	۰/۱/۲	۰/۱/۳
Yb	۲/۵	۲/۱	۱/۳/۹	۱/۶	۱/۰/۸	۲/۱	۲/۲	۰/۷/۸	۰/۹/۰
Lu	-	-	۰/۲/۲	۰/۲/۹	۰/۳/۸	-	-	۰/۱/۲	۰/۱/۷
Hf	۱/۴	۰/۸	۶/۱/۳	۶/۹/۱۸	۴/۳/۳	۰/۷	۱/۲	۳/۷	۴/۹/۲
Ta	۰/۴	۰/۲	۰/۹/۶	۱/۸/۸	۱/۰/۶	۰/۲	۰/۲	۰/۸	۱/۰/۸
Pb	۸/۳	۹/۲	۷/۶	۸/۸	۸/۱	۶/۶	۹/۶	۱۲	۶/۵
Th	۴/۹	۸	۱۰/۴	۱۲/۸/۸	۱۴/۵/۹	۴/۷	۳/۶	۱۳/۸/۵	۱۴/۴/۷
U	-	-	۱/۹/۲	۲/۶	۲/۸	-	-	۲/۸	۲/۸/۶

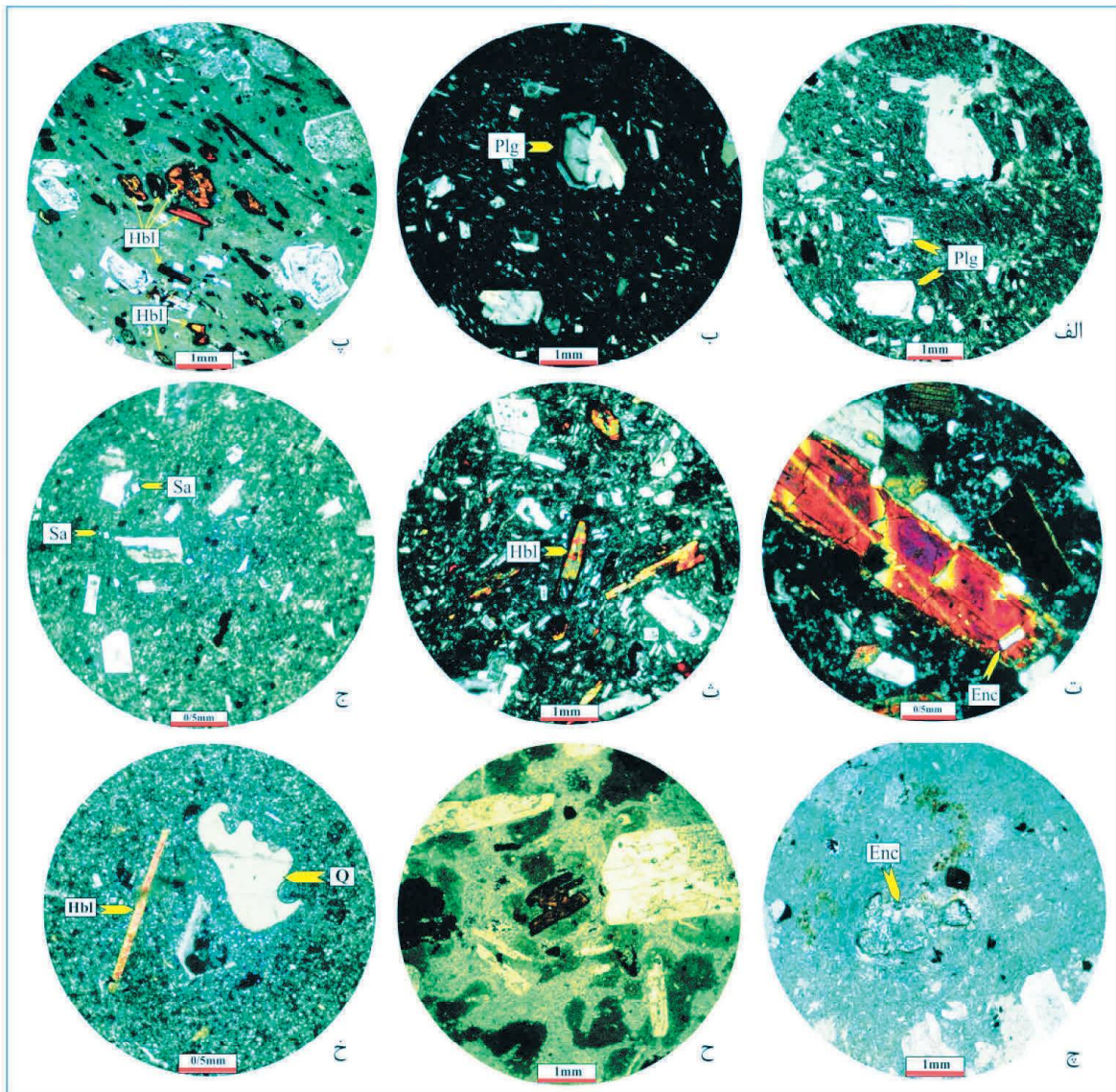
پتروگرافی

بر اساس مطالعات پتروگرافی و نام‌گذاری ژئوشیمیایی، فراورده‌های آتشفشانی الیگوسن، دارای ترکیب آندزیتی، تراکی آندزیتی، تراکی داسیتی، داسیتی و ریولیتی هستند. بافت آن‌ها پورفیریک-پورفیریتیک با خمیره میکروولیتیک، هیالومیکروولیتیک و میکروکریستالین (در انواع مونوزودیوریتی)، تشخیص داده شد. در این گدازه‌ها، فنوکریست‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز فراوان هستند. می‌توان گفت که هورنبلند با حاشیه اکسید شده، مهم‌ترین شاخص کانیایی در این توالی آتشفشانی است. با توجه به فراوانی هورنبلند، چه به صورت فنوکریست و یا به صورت بلورهای ریز در خمیره، شاید بتوان گفت که سنگ مادر ماگمای سازنده گدازه‌های الیگوسن، دارای آمفیبول بوده یا اینکه در حین تبلور، آب به فراوانی در دسترس بوده است (Winter, 2014; Sumner and Wolff, 2003).

گدازه آندزیتی، دارای بافت پورفیریک، با خمیره شیشه‌ای و میکروولیتیک است. فنوکریست‌ها، دربردارنده آمفیبول (هورنبلند) و پلاژیوکلاز (آندزین) هستند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، دارای شکل بلورین تخته‌ای می‌باشند و در مواردی بافت الکی (شکل ۳-الف) و منطقه‌بندی تلاطمی دارند (شکل ۳-ب). این شواهد، به عنوان نشانه آمیختگی و اختلاط ماگمایی (Renjith, 2014; Shelley, 1993)، و یا کاهش فشار هنگام انتقال ماگما به سطح زمین (Nelson and Montana, 1992) در نظر گرفته شده‌اند. فنوکریست‌های هورنبلند، در گدازه‌های آندزیتی منطقه «ساردینیا» در باختر مدیترانه (Beccaluva et al., 2013)، در گدازه‌های آندزیتی شمال شرقی ترکیه (Aydincakir, 2014) به عنوان نشانه‌های کانی‌شناسی فرورانش گزارش شده‌اند.

گدازه تراکی آندزیتی، دارای بافت پورفیریک با خمیره میکروولیتیک است. فنوکریست‌ها، دربردارنده پلاژیوکلاز، هورنبلند و اوژیت هستند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، از نوع آندزین می‌باشند، شکل بلورین تخته‌ای و منطقه‌بندی عادی و گاهی معکوس را نشان می‌دهند. این فنوکریست‌ها، به طور غالب سالم هستند، اما گاهی توسط کانی‌های رسی و آلبیت جانشین شده‌اند.

همانند فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، در گدازه آندزیتی، گاهی می‌توان، بافت الکی را هم مشاهده کرد. بافت اسفنجی نیز در این فنوکریست‌ها دیده می‌شود و فضای خالی آن‌ها توسط کوارتز یا شیشه آتشفشانی پر شده است. فنوکریست‌های هورنبلند، چندرنگی قهوه‌ای دارند، که از حاشیه توسط کانی‌های اپاک جانشین شده‌اند (شکل ۳-پ، ت). در این فنوکریست‌ها، میانبرهای ریز پلاژیوکلاز نیز یافت شده است (شکل ۳-ت). بعلاوه، گاهی هورنبلند دارای حاشیه انحلال یافته است (شکل ۳-ت و ث). حاشیه اکسیده و انحلال یافته، در هورنبلند و بیوتیت سنگ‌های آتشفشانی، به پایین آمدن فشار در نتیجه صعود ماگما به سطح زمین و خروج گاز (Winter, 2014; Sumner and Wolff, 2003) نسبت داده شده است. مواجهه گدازه‌ها با اکسیژن هوا در هنگام فوران و یا افزایش دما و دیگر تغییرات در شرایط فیزیکی شیمیایی، مانند تغییرات فشار آب، می‌تواند سبب ایجاد این پدیده‌ها در گدازه‌های آتشفشانی شود (Plechov, Dogan et al., 2008; Tepley, 1999). به باور (Dogan et al., 2011)، نبود تعادل در ماگما، سبب خوردگی در حاشیه آمفیبول و بیوتیت و اکسیده شدن آن‌ها در گدازه‌های داسیتی و آندزیتی کوه‌های ارسیس در مرکز آناتولی، ترکیه شده است. (Temizel and Arslan, 2008) تخریب، ریزش، انحلال و خورده شدگی در حاشیه بلورهای آمفیبول و بیوتیت را، نشانه‌ای از عدم تعادل در اثر آمیختگی ماگمایی در بازالت‌ها و آندزیت‌های ایکیزی در شمال خاوری ترکیه تفسیر کرده‌اند. به باور (Keskin et al., 2008) خوردگی و حاشیه انحلالی در فنوکریست‌های بیوتیت و آمفیبول، در گدازه‌های بازالتی تا ریولیتی شمال و مرکز ترکیه در اثر عدم توازن و آمیختگی ماگمایی رخ داده است. (Gao et al., 2014) ضمن مطالعه داسیت‌های کواترنری منطقه آتشفشانی تنگ چونگ در جنوب شرقی فلات تبت، این پدیده را به آمیختگی ماگماهای بازیک و فلسیک نسبت داده‌اند. خمیره این گدازه، از شیشه نامتجانس و از بلورهای ریز مشابه با فنوکریست‌ها و کانی‌های اپاک، اسفن و آپاتیت تشکیل شده است. گدازه تراکی داسیتی الیگوسن، دارای بافت پورفیریک با خمیره شیشه‌ای و میکروولیتیک جریانی است. فنوکریست



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های آذرین مورد مطالعه، (الف) بافت الکی در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز از گدازه آندزیتی، (ب) منطقه‌بندی تلاطمی در فنوکریست پلاژیوکلاز از گدازه آندزیتی، (پ) فنوکریست‌های هورنبلند قهوه‌ای با حاشیه اکسیده و انحلال یافته در گدازه تراکی آندزیتی، (ت) میانبار پلاژیوکلاز در فنوکریست هورنبلند از گدازه تراکی آندزیتی، (ث) تصویری نزدیک‌تر از حاشیه انحلال یافته در فنوکریست هورنبلند، (ج) فنوکریست‌های خودشکل سانیدین در گدازه تراکی داسیتی، (چ) زنولیت ریز پیروکسنیت با حاشیه واکنشی در گدازه داسیتی، (ح) خمیره نامتجانس در گدازه داسیتی، (خ) فنوکریست کوارتز با حاشیه خلیجی در گدازه ریولیتی. عکس‌های ب و چ در نور عادی و بقیه عکس‌ها در نور پلاریزه با عدسی ۴x برداشته شدند. علائم اختصاری مورد استفاده در این تصاویر میکروسکوپی عبارتند از: Plg- پلاژیوکلاز، Hbl- هورنبلند، Sa- سانیدین، Q- کوارتز، Enc- زنولیت ریز

بودن بلورهای فلدسپار در خمیره، تشخیص نوع فلدسپار ممکن نیست. بلورهای ریز کانی‌های آپاتیت، زیرکن، اسفن و اپاک در خمیره پراکنده‌اند.

گدازه داسیتی دارای بافت پورفیریک است و دربردارنده فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول و کلینوپیروکسن به مقدار ناچیز هستند. زنولیت‌های ریز پیروکسنیت هم دیده می‌شوند که دارای حاشیه واکنشی می‌باشند و پیروکسن‌های آن‌ها در

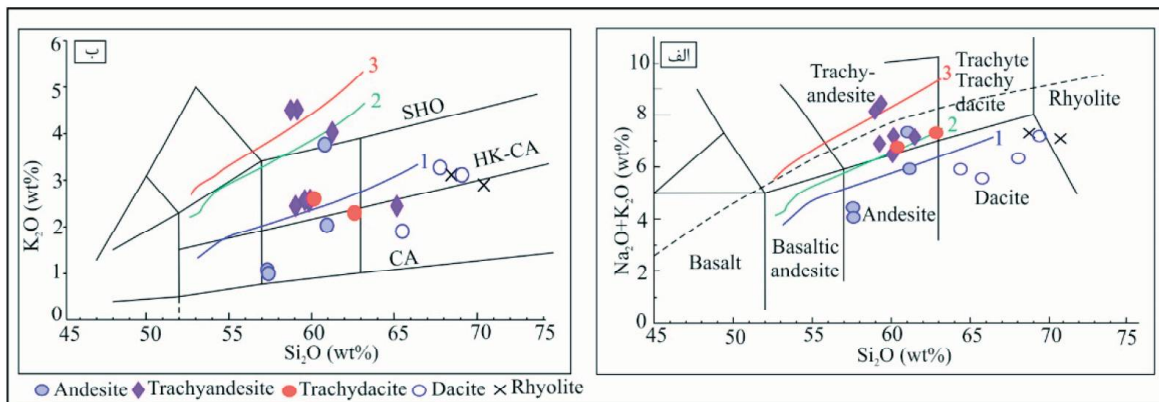
غالب در آن‌ها، پلاژیوکلاز (آندزین-الیگوکلاز) است. سودومورف‌های کانی‌های فرومنیزین نیز دیده می‌شوند که به‌طور کامل توسط کانی‌های اپاک جانشین شده‌اند، به‌طوری‌که، نمی‌توان کانی مافیک اولیه را تشخیص داد. در خمیره، میکروولیت‌های ریز پلاژیوکلاز (الیگوکلاز-آلیت)، و بلورهای ریز و خودشکل سانیدین (شکل ۳-ج)، و بلورهای ریز و بی‌شکل کوارتز را می‌توان مشاهده کرد. به دلیل ریز

و نقش تفریق ماگمایی، الگوهای عناصر نادر و نادر خاکی و جایگاه تکتونوماگمایی و منشاء گدازه‌های الیگوسن گسترده‌دهه مورد بحث قرار خواهند گرفت.

نام‌گذاری ژئوشیمیایی و روندهای ماگمایی: در نمودار تغییرات $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ به SiO_2 (Le Bas et al., 1992)، گدازه‌های آتشفشانی الیگوسن، در قلمروهای آندزیت، تراکی آندزیت، تراکی داسیت، داسیت و ریولیت رسم شده‌اند (شکل ۴-الف). برای تعیین سری‌های ماگمایی، نمونه‌های گدازه‌های آتشفشانی الیگوسن دهه، در نمودار K_2O به SiO_2 (Beccaluva et al., 1991)، رسم شدند. در این نمودار، بیشتر نمونه‌ها در قلمروهای کالک‌آلکان و کالک‌آلکان پتاسیم بالا و تعداد کمتری از گدازه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی، در قلمرو آلکان-شوشونیتی جای گرفته‌اند (شکل ۴-ب). رسم این نمودارها، در روندهای مختلف ماگمایی، می‌تواند نشانگر منشاء متفاوت این گدازه‌ها باشد و نمی‌توان به‌سادگی با تفریق ماگمایی توجیه کرد. در نمودار تغییرات K_2O به SiO_2 ، نمونه‌های آتشفشانی الیگوسن، دارای پراکندگی هستند (شکل ۴-ب) که می‌توان از اثرات دگرسانی (Ayabe et al., 2012) در منطقه به حساب آورد. تمرکز بالای K_2O در بعضی از گدازه‌های تراکی آندزیتی و ریولیتی الیگوسن را نیز می‌توان به تبلور آلکالی فلدسپار در این گدازه‌ها، نسبت داد. در هر دو این نمودارها، این گدازه‌ها، از روندهای تبلور تفریقی خاصی تبعیت نمی‌کنند.

حال جانشینی توسط کلسیت، کلریت و ترمولیت-اکتینولیت هستند (شکل ۳-ج). خمیره این گدازه، نامتجانس است و در نور عادی به رنگ‌های تیره و روشن دیده می‌شود، که علت آن ممکن است، آمیختگی ماگمایی باشد (شکل ۳-ح). بلورهای ریز و کشیده کوارتز نیز به‌صورت پراکنده در خمیره دیده می‌شوند.

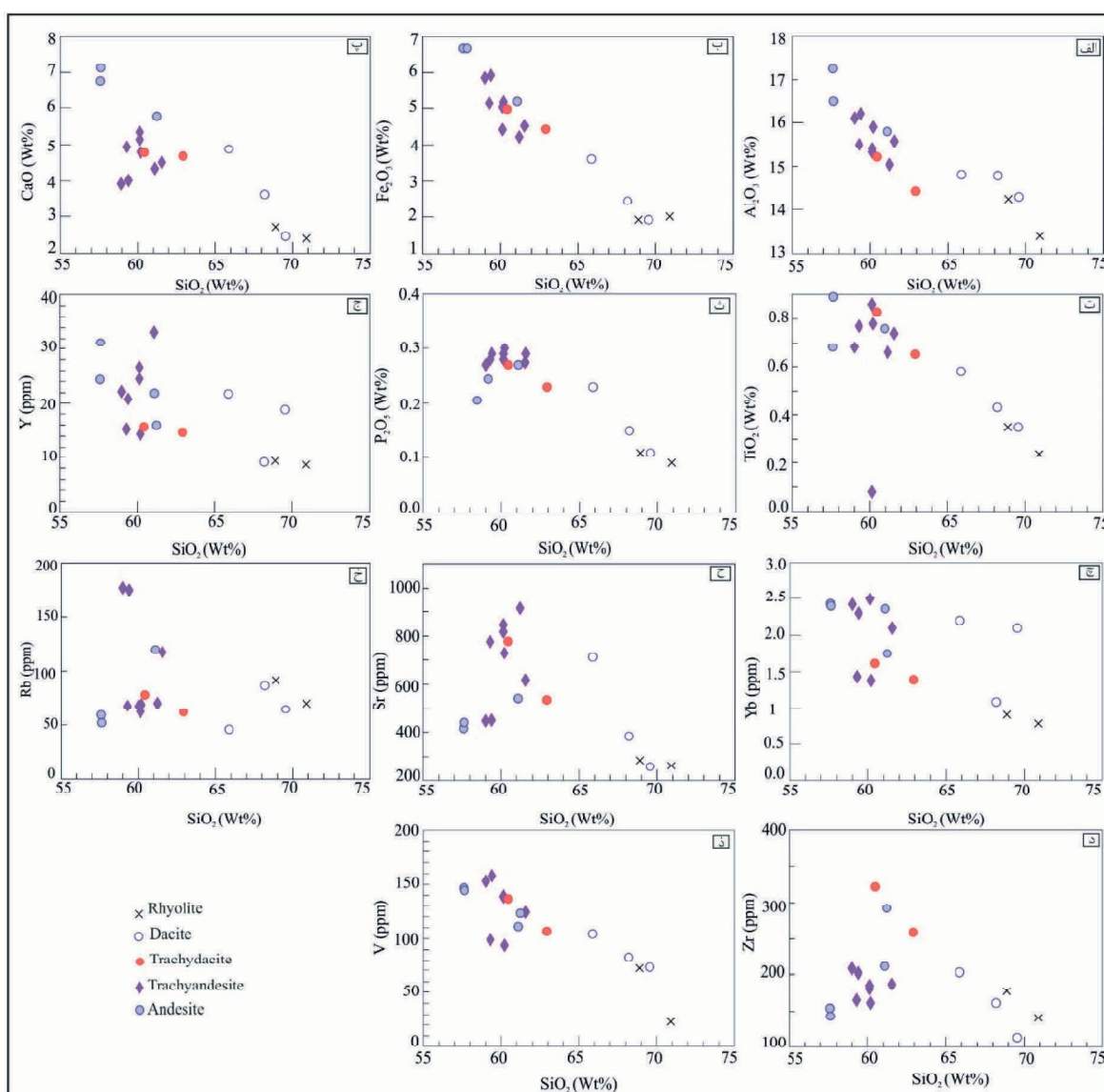
گدازه ریولیتی، دارای بافت پورفیریک با خمیره میکروکریستالین است و دربردارنده فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، سانیدین، بیوتیت و آمفیبول هستند. فنوکریست‌های کوارتز، دارای حاشیه خلیجی هستند (شکل ۳-خ) که ممکن است، طی صعود ماگما و در اثر برداشته شدن فشار از روی حجره ماگمایی ایجاد شده باشد (Mbowou et al., 2015; Topuz et al., 2011; Shelly 1993). به باور Shelley (1993)، در طی بالا آمدن ماگما به سطح زمین و تغییر فشار، تغییر در حالت اوتکتیک کوارتز-آلکالی فلدسپار روی می‌دهد و کوارتز حاشیه خلیجی شکل می‌یابد. البته، تشکیل کوارتز با حاشیه خلیجی، ممکن است ناشی از رشد اولیه بلورها، در حالت ناپایدار باشد، که در این حالت، سطوح بلورین انحلال می‌یابند (Donaldson and Hendsen, 1988). خمیره این گدازه، میکروکریستالین و مشابه با فنوکریست‌ها است. نظر به انجام تجزیه‌های شیمیایی، از نمونه‌های انتخابی در این پژوهش، در ادامه به نام‌گذاری ژئوشیمیایی و روندهای ماگمایی پرداخته می‌شود. سپس تفسیر نمودارهای دوتایی



شکل ۴. الف) نمودار تغییرات $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ به SiO_2 (Le Bas et al., 1992) از گدازه‌های آتشفشانی الیگوسن گسترده دهه، خط‌چین، جداکننده مرز سری آلکان و ساب آلکان (Irvine and Baragar, 1971)، ب) نمودار تمایز ماگمایی که بر پایه تغییرات K_2O به SiO_2 (Beccaluva et al., 1991) تعریف شده است. در هر دو این نمودارها، خط‌های ۱، ۲ و ۳ به ترتیب روندهای تبلور تفریقی در سری‌های ماگمایی کالک‌آلکان، کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی را نشان می‌دهند (Beccaluva et al., 2013)

بحث

نمودارهای دوتایی و نقش تفریق ماگمایی: با مطالعه نحوه تغییرات اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی نسبت به SiO_2 در نمودارهای دوتایی، می‌توان به نقش تحولات ماگمایی، از جمله تبلور تفریقی و اختلاط ماگمایی پی برد. در اغلب نمودارهای دوتایی (شکل ۵)، تغییرات از قطب حدواسط به قطب اسیدی پیوسته نیست. بنابراین، نمی‌توان تبلور تفریقی را به‌عنوان عامل تحول ماگمایی در توالی آتشفشانی الیگوسن منطقه دانست.



شکل ۵. نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب نسبت به SiO_2 در سنگ‌های آتشفشانی الیگوسن منطقه دهه

در بعضی از نمودارهای دوتایی، روند تغییرات از قطب حدواسط به قطب اسیدی، کاهش‌ی است (شکل ۵-الف، ب، پ، ت، ذ). اما نبود تغییرات مشخصی مابین پراکندگی نقاط این دو مجموعه دیده می‌شود. در باقی نمودارهای دوتایی (شکل ۵-ث، ج، چ، ح، خ)، نمونه‌های حدواسط یا دارای چیدمانی متفاوت با نمونه‌های اسیدی هستند و یا اینکه پراکندگی نشان می‌دهند. در شکل ۵-الف، با افزایش SiO_2 از مقدار Al_2O_3 کاسته شده است که می‌توان به تبلور کلینوپیروکسن و هورنبلند، در جریان تفریق ماگما نسبت داد (Castro et al., 2013; Ayabe et al., 2012; Askren et al., 2012).

پراکندگی نشان می‌دهد. روبیدیوم کانی مستقلی را تشکیل نمی‌دهد، ولی در کانی‌های پتاسیم‌دار، مانند آلکالی‌فلدسپار و آمفیبول تجمع می‌یابد. این عنصر نسبت به سایر کانی‌ها، ناسازگار است و با افزایش تبلور، تمرکز آن در ماگمای باقیمانده افزوده می‌شود. تحرک عنصر روبیدیوم بالاست، بنابراین، پراکندگی این عنصر در نمودار تغییرات Rb به SiO_2 را می‌توان، به دگرسانی و یا هضم سنگ‌های پوسته‌ای نسبت داد (Coban et al., 2012).

زیرکن عنصری ناسازگار است و به صورت غیرمتحرک عمل می‌کند و نمی‌تواند، جانشین فازهای سیلیکاته اصلی شود (Winter, 2014; Zhang et al., 2012). این عنصر، تحت تاثیر دگرسانی قرار نمی‌گیرد، اما غلظت آن طی تبلور تقریبی بالا می‌رود (شکل ۵-د). روند تمرکز این عنصر، در مجموعه آندزیتی-تراکی آندزیتی از مجموعه داسیتی-ریولیتی متفاوت است. افزایش زیرکن در بعضی از نمونه‌های تراکی داسیتی و آندزیتی، با نرخ ذوب بخشی زیاد و هضم پوسته و یا زیرکن باقی‌مانده در سنگ منشاء در ارتباط است (Winter, 2014). در نمودار تغییرات V به SiO_2 (شکل ۵-ذ)، روند کاهش دیده می‌شود که می‌توان به تبلور کلینوپیروکسن، هورنبلند و منیتیت نسبت داد (شکل ۵-ذ). الگوهای عناصر نادر و نمودارهای عنکبوتی: الگوهای عناصر نادر خاکی به هنجار شده با مقادیر کندریت (Sun and McDonough, 1989)، از گدازه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی (شکل ۶-الف)، و گدازه‌های اسیدی (شکل ۶-پ)، نشان داده شدند. نمودارهای عنکبوتی به هنجار شده با مقادیر گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، از گدازه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی (شکل ۶-ب) و گدازه‌های اسیدی (شکل ۶-ت) نیز معرفی شده‌اند. در مورد گدازه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی (شکل ۶-الف و ب)، قلمروهای میانگین سنگ‌های آتشفشانی کمان قاره‌ای و الگوهای T-MORB، N-MORB و OIB از (Qian et al., 2015)، اقتباس شده است. در رابطه با گدازه‌های تراکی داسیتی، داسیتی و ریولیتی (شکل ۶-پ، ت)، الگوهای میانگین پوسته بالایی، میانی و زیرین نیز از (Liu et al., 2014)، گرفته شده است.

در گدازه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی، Al_2O_3 دارای تمرکز بالایی است، اما به سمت گدازه‌های ریوداسیتی و ریولیتی، از تمرکز آن کاسته شده است. در عین حال، روند تغییرات Fe_2O_3 (شکل ۵-ب)، و CaO (شکل ۵-پ)، نسبت به SiO_2 ، با روند تغییرات Al_2O_3 نسبت به SiO_2 ، مشابه است. این کاهش روند می‌تواند، با تبلور کلینوپیروکسن و بخصوص هورنبلند ارتباط مستقیمی داشته باشد.

در شکل ۵-ب، کاهش مقدار Fe_2O_3 از قطب گدازه‌های حدواسط به سمت اسیدی را شاید بتوان با تبلور بخشی هماتیت، منیتیت و ایلمنیت توجیه کرد. در شکل ۵-ت، با افزایش مقدار سیلیس، CaO روند کاهشی نشان می‌دهد، که می‌توان به تفریق کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز نسبت داد (Ayabe et al., 2012). کاهش مقدار TiO_2 از قطب سنگ‌های حدواسط به سمت سنگ‌های اسیدی را می‌توان به انباشت اسفن در گدازه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی و کاهش آن در گدازه‌های اسیدی نسبت داد (شکل ۵-ت).

در شکل ۵-ث، P_2O_5 از گدازه‌های آندزیتی به سمت تراکی آندزیتی به آرامی افزایش می‌یابد، که با تبلور آپاتیت در ارتباط است. سپس به سمت قطب اسیدی، روند کاهشی یافته است. Y از جمله عناصر ناسازگار است که تمایل چندانی به شرکت در واکنش‌ها را ندارد. Yb از جمله عناصر نادر خاکی سنگین است، که می‌تواند در شبکه گارنت و پیروکسن شرکت کند. پراکندگی Y (شکل ۵-ج)، و Yb (شکل ۵-چ)، را می‌توان با خاستگاه متفاوت گدازه‌های حدواسط از گدازه‌های اسیدی در ارتباط دانست. Sr، عنصری ناسازگار است که در سنگ‌های آذرین بیشتر در پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار تمرکز یافته و غلظت آن با پیشرفت تبلور افزایش می‌یابد. تمرکز استرانسیوم هم مانند روبیدیوم، با مقدار پتاسیم در ماگما رابطه مستقیمی دارد.

در نمودار تغییرات Sr به SiO_2 (شکل ۵-ح)، نمونه‌های حدواسط پراکندگی دارند که می‌توان با فراوانی متغیر آلکالی‌فلدسپار و بیوتیت در این سنگ‌ها و دگرسانی آن‌ها تفسیر نمود. پراکندگی Sr در نمونه‌های اسیدی، روند کاهشی منظمی دارد و کاهش آن با افزایش SiO_2 ، نشانه جدایش پلاژیوکلاز است. نمودار تغییرات Rb به SiO_2 (شکل ۵-خ)،

داسیتی و ریولیتی با مقادیر کندریت (Sun and McDonough, 1989)، غنی‌شدگی از LREE (مرتبه ۱۵۰ الی ۲۰۰) (شکل ۶-پ) در مقایسه با HREE (مرتبه ۵ الی ۱۵) را نشان می‌دهند که قابل مقایسه با ولکانیسم مناطق فرورانش و پس‌ابرخورد است. با این تفاوت، که LILE در مقایسه با HREE در مناطق پس‌ابرخورد، دارای غنی‌شدگی بیشتری (مانند منطقه مورد مطالعه) است (Qiang et al., 2016; Gill, 2010; Andrew et al., 2005; Pfänder et al., 2002). به‌طور عمده، در ماگماتیسم مناطق پس‌ابرخوردی، غنی‌شدگی از LILE و تهی‌شدگی از HFSE، به منشاء گوشته‌های لیتوسفری نسبت داده شده است، که توسط مولفه‌های رها شده از صفحه فرورانش (سیالات و مذاب)، متاسوماتیزه شده است (Erturk et al., 2017; Zhang et al., 2012; Aldanmaz et al., 2000).

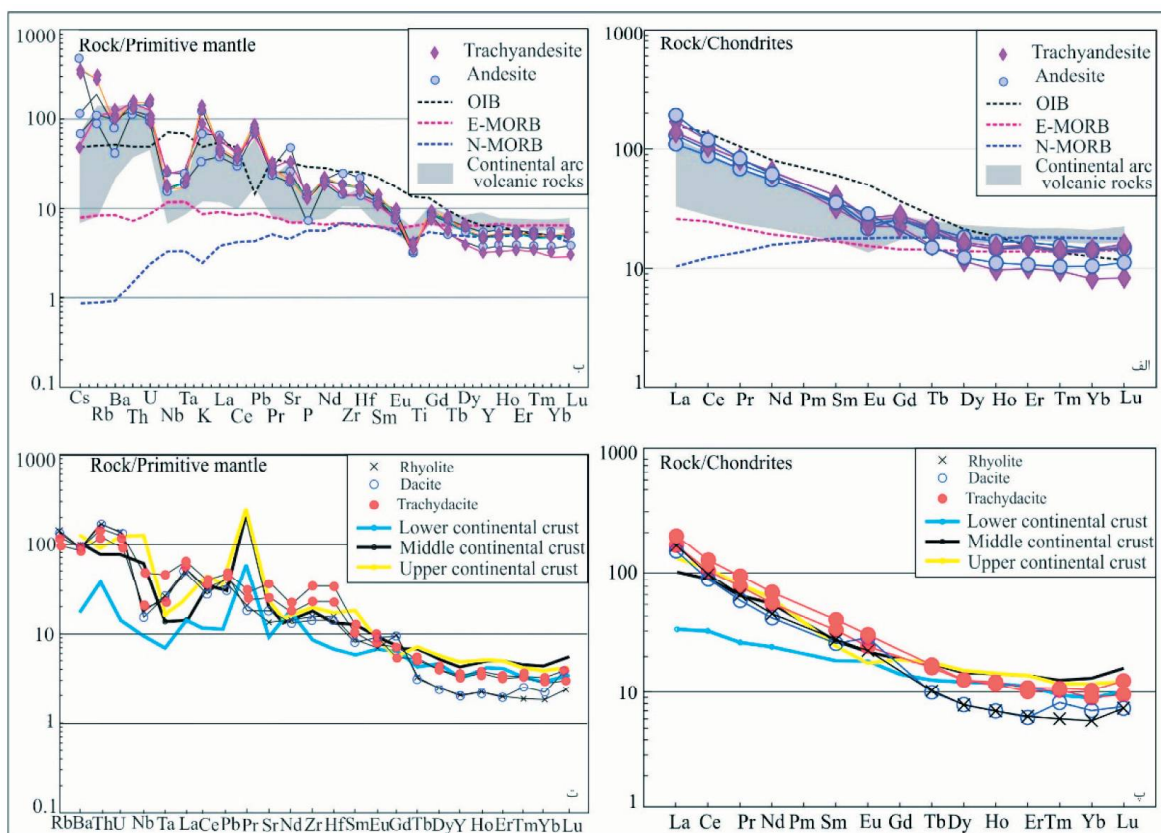
در مقایسه با الگوهای گدازه‌های حدواسط (شکل ۷-الف)، توزیع HREE در گدازه‌های اسیدی (شکل ۶-پ)، قاشقی شکل است که نشان‌دهنده نقش مهم هورنبلند در سنگ منشاء و همچنین در تحولات ماگمایی است. از آنجاکه هورنبلند میزبان اصلی MREE است (Gill, 2010; Thirlwall, 1994)، بنابراین می‌توان حدس زد که در ژئز گدازه‌هایی که الگوهای آن‌ها شکل قاشقی دارند، آمفیبول نقش مهمی داشته است. همچنین، در نمودارهای عنکبوتی از گدازه‌های الیگوسن جنوب ده‌ته، باریم نسبت به روییدیم، دارای تهی‌شدگی است، که این فرض تقویت می‌شود که منشاء پریدوتیتی این گدازه‌ها دارای پسماند آمفیبول بوده است (Topuz et al., 2011). تهی‌شدگی نیوبوم، تانتالیم و تیتان، همراه با نبود آنومالی مشخص از زیرکونیوم و هافنیم، وجود آمفیبول در منشاء پریدوتیتی این را گدازه‌ها را تقویت می‌کند (Topuz et al., 2011).

وجود کانی‌های آب‌دار، مانند بیوتیت و آمفیبول در گدازه‌های الیگوسن ده‌ته، نشانگر حضور آب در حین تبلور بوده است (Gill, 2010). بالا بودن مقدار آمفیبول در مقایسه با بیوتیت، در گدازه‌های الیگوسن محدوده ده‌ته، حاکی از $H_2O < 2\%$ در حجره ماگمایی را داشته است (Gill, 2010).

الگوهای به‌هنگار شده با مقادیر کندریت، از گدازه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی، دارای غنی‌شدگی بیشتر از LREE (مرتبه ۱۰۰ الی ۲۰۰)، در مقایسه با HREE (مرتبه ۸ الی ۲۵) هستند. همچنین این الگوها، دارای غنی‌شدگی بیشتر از HREE نسبت به قلمروی کمان‌قاره‌ای (Qian et al., 2015)، می‌باشند و از الگوهای میانگین N-MORB و T-MORB فاصله گرفته‌اند (شکل ۶-الف). رفتار عناصر نادر خاکی در گدازه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی، انطباق مناسب‌تری با روند عناصر OIB دارند، اگرچه غنی‌شدگی این گدازه‌ها کمتر است (شکل ۶-الف). اغلب الگوها از Dy تا Lu مسطح هستند، اما تهی‌شدگی خفیف Eu در این الگوها دیده می‌شود، که می‌توان به تبلور تفریقی فلدسپارها نسبت داد (Ersoy et al., 2008).

در نمودارهای عنکبوتی به‌هنگار شده با مقادیر گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، برای گدازه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی (شکل ۶-ب)، غنی‌شدگی از عناصر LILE و تهی‌شدگی از عناصر HFSE دیده می‌شود که از ویژگی‌های مناطق کم‌انرژی و پس‌ابرخورد است (Qiang et al., 2016; Gill, 2010; Andrew et al., 2005; Pfänder Rudnick and Gao (2003) et al., 2002). به باور (Ersoy et al., 2002)، تهی‌شدگی این عناصر، نشان‌دهنده آرایش ماگمای اولیه با پوسته زیرین است. یا اینکه منشاء گدازه‌های آتشفشانی، مشابه گوشته لیتوسفری در مناطق پس‌ابرخورد بوده که بیشتر توسط مولفه‌های فرورانش متاسوماتیزه شده است (Erturk et al., 2017; Zhang et al., 2012; Aldanmaz et al., 2000). تهی‌شدگی HREE و قرار گرفتن آن‌ها در مرتبه ۱۰، دلالت بر منشاء پریدوتیتی اسپینل‌دار را دارد (Topuz et al., 2011). تهی‌شدگی Ti در گدازه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی الیگوسن، شاید نشانه وجود روتیل به‌عنوان فاز باقی‌مانده در سنگ مادر گوشته‌ای باشد و سبب شده است تا این عنصر در آن متمرکز شود (Massaferrò et al., 2014). غنی‌شدگی Sr در این الگوها را می‌توان، با تشکیل فنوکریست‌های پلاژیوکلاز توجیه کرد (Jahangiri et al., 2008; Martin, 1999; Ghadami et al., 2007).

الگوهای به‌هنگار شده از گدازه‌های تراکی داسیتی،



شکل ۶. الف) الگوهای عناصر نادر خاکی به‌هم‌نگار شده با مقادیر کندریت از گدازه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی، ب) نمودارهای عنکبوتی از گدازه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی، پ) الگوهای عناصر نادر خاکی به‌هم‌نگار شده با مقادیر کندریت از گدازه‌های تراکی داسیتی، داسیتی و ریولیتی، ت) نمودارهای عنکبوتی از گدازه‌های تراکی داسیتی، داسیتی و ریولیتی. مقادیر کندریت و گوشته اولیه از (Sun, and McDonough, 1989، قلمروی کمانی از (Qian et al., 2016) و الگوهای پوسته زیرین، میانی و بالایی از (Liu et al., 2014) اقتباس شده است

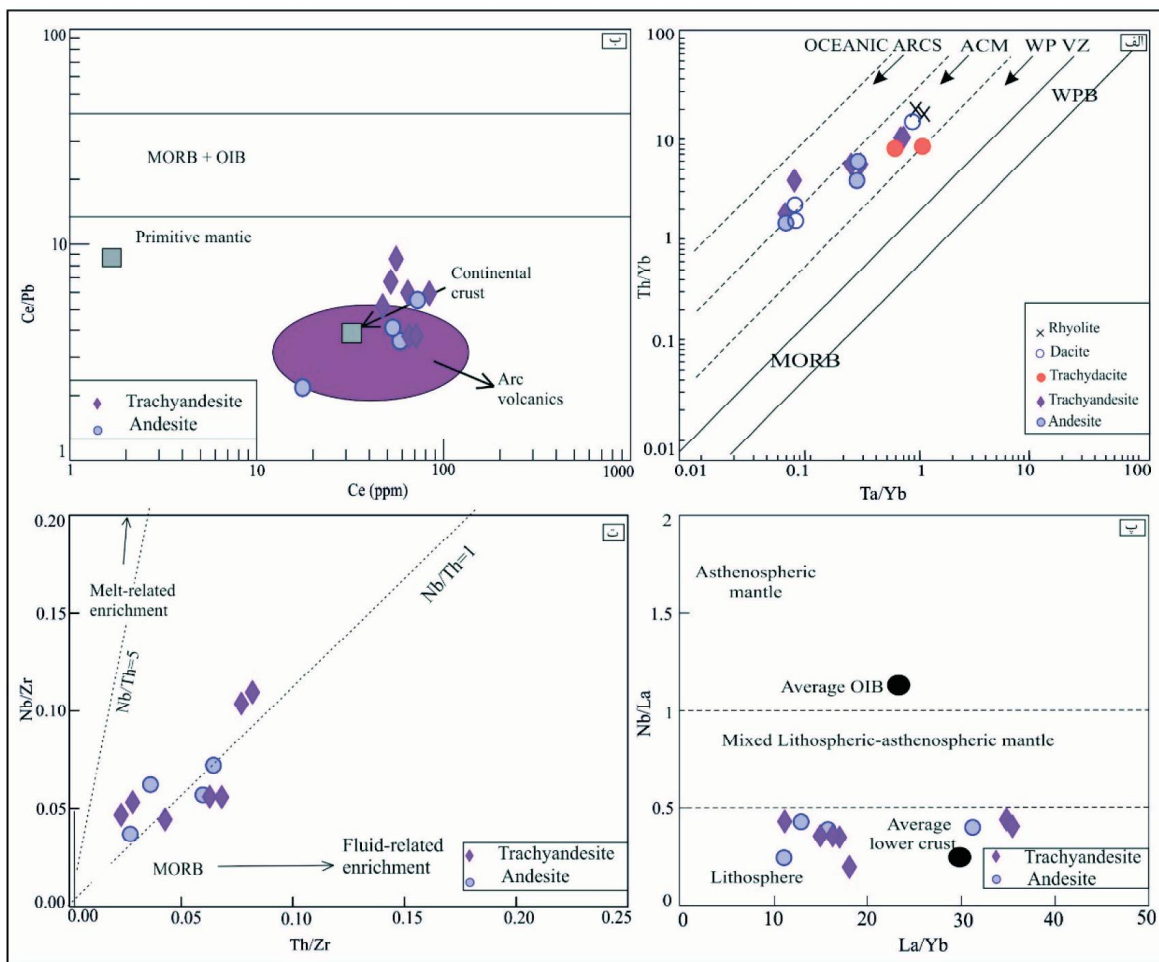
Th/Yb به Ta/Yb (Schandille and Gorton, 2002) (شکل ۷-الف)، گدازه‌های آندزیتی، تراکی آندزیتی و داسیتی در قلمروهای کمان اقیانوسی و کمان قاره‌ای جنبا رسم شده‌اند. نمونه‌های تراکی داسیتی و ریولیتی نیز در کمان قاره‌ای جنبا و درون صفحه‌ای جای گرفته‌اند. شاید بتوان، تغییر در محیط تکتونوماگمایی را با منشاء متفاوت آن‌ها و غنی‌شدگی با درجات متفاوت از ترکیبات فرورانش (سیالات و مذاب)، توجیه کرد (به‌طور مثال Gill, 2010).

در نمودار نسبت Ce/Pb به Ce (Jahn and Zhang, 1984)، گدازه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی، در محدوده کمان آتشفشانی، و در نزدیکی مقدار میانگین پوسته جای گرفته‌اند (شکل ۷-ب). میانگین پایین نسبت Ce/Pb در اغلب نمونه‌ها، نشانه این است، که این گدازه‌ها از گوشته آستوسفری حاصل نشده‌اند (Gribble et al., 1998). قرارگیری نمونه‌ها، در حوالی پوسته قاره‌ای نیز این

الگوهای به‌هم‌نگار شده از گدازه‌های تراکی داسیتی، داسیتی و ریولیتی، با مقادیر گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، غنی‌شدگی از Pb، La، U، Th، Zr، Hf (شکل ۶-ت)، را نشان می‌دهند. تهی‌شدگی واضح از Ta و Nb نیز در این الگوها دیده می‌شوند. در مقایسه با الگوهای پوسته قاره‌ای زیرین، میانی و بالایی، نمودارهای عنکبوتی گدازه‌های اسیدی الیگوسن، انطباق قابل توجهی با گستره پوسته قاره‌ای بالایی نشان می‌دهند. دلیل این انطباق، می‌تواند ذوب بخشی پوسته قاره‌ای و یا گوشته لیتوسفری زیر قاره بوده باشد که توسط سیالات رها شده از صفحه فرورو اقیانوسی غنی شده است (Ghorbani, 2006؛ Ashrafi et al., 2018). غنی‌شدگی از Zr در نمودارهای عنکبوتی گدازه‌های اسیدی الیگوسن را شاید بتوان با هضم سنگ‌های پوسته‌ای توجیه کرد (Khanna et al., 2015). نمودارهای تکتونوماگمایی و منشاء: در نمودار نسبت

رسم گدازه‌های الیگوسن بر روی نمودار نسبت Nb/Zr به Th/Zr (Kepezhinskas et al., 1997)، نشان می‌دهد که ممکن است هم سیالات و هم مذاب رها شده از صفحه فرورو، بر گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای، تاثیر داشته‌اند (شکل ۷-ت). به دلیل شباهت‌های ژئوشیمیایی، نمی‌توان، عملکرد مواد پوسته زیرین را در رزنگدازه‌های مورد مطالعه، از عملکرد مولفه‌های فرورانش از یکدیگر تفکیک کرد.

حدس را تقویت می‌کند که با گوشته لیتوسفری زیر قاره (SCLM) توسط مؤلفه‌های فرورانش (سیالات و مذاب)، غنی شده است یا اینکه ماگمای مادر گدازه‌ها با مواد پوسته‌ای آلوده و آغشته شده‌اند. در نمودار نسبت Nb/La به La/Yb (Abdel-Rahman, 2002)، نمونه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی در قلمروی گوشته لیتوسفری رسم شده‌اند (شکل ۷-ث).



شکل ۷. نمودارهای تکتونوماگمایی، الف) نسبت Th/Yb به Ta/Yb ، این نمودار از Schandle and Gorton (2002) اقتباس شده است، ب) نمودار نسبت Ce/Pb به Ce (Jahn and Zhang, 1984)، پ) نمودار نسبت Nb/La به La/Yb (Abdel-Rahman, 2002)، ث) نمودار Nb/Zr به Th/Zr (Kepezhinskas et al., 1997)، که نشان می‌دهد که هم سیالات و هم مذاب رها شده از صفحه اقیانوسی فرورو، در غنی‌شدگی سنگ مادر موثر بوده‌اند

دید می‌شوند که از ویژگی‌های مناطق کمانی و منطبق با ولکانیسم مناطق پسا-برخوردی هستند. غنی‌شدگی از LILE در مقایسه با HFSE در نمونه‌های مورد مطالعه، نشان از متاسوماتیسم منشاء گوشته‌ای و غنی‌شدگی آن‌ها توسط

با توجه به نمودارهای تعیین سری‌های ماگمایی، اکثر نمونه‌های آتشفشانی مورد مطالعه، در قلمرو کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا و تعداد کمتری نیز در قلمروی الکان-شوشونیتی قرار گرفته‌اند. در الگوهای عناصر نادر و نمودارهای عنکبوتی، غنی‌شدگی از LILE و تهی‌شدگی از HFSE

1. Sub Continental lithospheric mantle

منشا گوشته‌های بوده‌اند، که با مواد پوسته قاره‌ای فوقانی، آرایش یافته‌اند. ولکانیسم ائوسن در باختر سه چنگی، واقع در جنوب خاوری و جنوب منطقه مورد مطالعه، بیشتر اسیدی با ماهیت شوشونیتی شناسایی شد، که به ضخیم شدگی لیتوسفر طی ائوسن نسبت داده شده است (کیلانی جعفری ثانی، ۱۳۹۶، خلعت‌بری جعفری و همکاران، ۱۳۹۸). با توجه به ضخیم شدگی پوسته و ولکانیسم شوشونیتی طی ائوسن (کیلانی جعفری ثانی، ۱۳۹۶، خلعت‌بری جعفری و همکاران، ۱۳۹۸)، می‌توان انتظار داشت که ولکانیسم کالک‌آلکان و کالک‌آلکان پتاسیم بالا در الیگوسن، ناشی از نازک شدگی لیتوسفر در این منطقه بوده است. این احتمال وجود دارد که نازک شدگی لیتوسفر طی الیگوسن و در یک سیستم ژئودینامیکی ترانزیشنال و پس از ضخیم شدن پوسته طی ائوسن روی داده باشد. پدیده‌ای که مشابه آن در کمان پونتید در جنوب شرقی ترکیه (Temizel et al., 2009; Arslan et al., 2012) گزارش شده است. با توجه به شواهد ژئوشیمیایی مشابه با ولکانیسم پسا-برخورد، طی دوره الیگوسن، شاید قطعه شدگی لیتوسفر زیر قاره، عامل ژئودینامیکی موثر در ولکانیسم الیگوسن، در گستره دهه‌ته، جنوب دیهوک، بلوک لوت بوده است. هیپوتزی که اثبات آن، نیاز به داده‌های ایزوتوپی و ژئوکرونولوژی همراه با نومریکال مدلینگ در مقیاس گسترده‌تری دارد.

نتیجه‌گیری

گدازه‌های آتشفشانی در منطقه دهه‌ته، جنوب دیهوک، بلوک لوت، در بردارنده گدازه‌های با ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت، تراکی داسیت، داسیت و ریولیت هستند. این گدازه‌ها دارای بافت پورفیریک-پورفیریتیک بوده است. ویژگی کانیایی شاخص آن‌ها فراوانی فنوکریست‌های آمفیبول است که همراه با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر همراه با فنوکریست‌های کلینوپیروکسن دیده می‌شوند. این گدازه‌ها دارای روند غالب ماگمایی کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا هستند. روند تفریق ماگمایی تنها فرایند ماگمایی تأثیرگذار در ژنز این گدازه‌ها نبوده است. الگوهای عناصر نادر خاکی و نمودارهای عنکبوتی به‌هنجار شده با مقادیر کندریت و

مؤلفه‌های فرورانش را دارد. در عین حال نقش ذوب بخشی پوسته و دخالت آن در ژنز گدازه‌های داسیتی و ریولیتی را نیز نمی‌توان از نظر دور داشت. بررسی نمودارهای تکتونوماگمایی، نشانگر نقش سیالات و مذاب رها شده از پوسته اقیانوسی فرورو بر روی گوشته لیتوسفری را نشان می‌دهد (Erturk et al., 2017; Zhang et al., 2012; Çoban et al., 2012; Ersoy et al., 2008; Aldanmaz et al., 2000).

ماگماهای کالک‌آلکان و کالک‌آلکان پتاسیم بالا، در مناطق پسا‌کوهزایی گزارش شده‌اند (Çoban et al., 2012). طی ترشیری، این نوع ماگما، در ناحیه مدیترانه و اطراف آن مانند اسپانیا، جنوب ایبری، حوضه پانونین و غرب آناتولی فوران داشته است (Çoban et al., 2012). سنگ‌های آتشفشانی و پلوتونیک ترشیری، در قفقاز کوچک، آذربایجان و در همبری صفحه عربی، به‌عنوان ماگماتیسم پسابرخورد معرفی شده‌اند (Dilek et al., 2010). فرایندهای ژئودینامیکی، که سبب فعالیت‌های آتشفشانی در مناطق پسابرخورد قاره‌ای شده‌اند، نقش مهمی در درک تحولات گوشته و پوسته در این مناطق دارند. غرب آناتولی، مثالی از این نمونه است، که فرایندهای ژئودینامیکی مانند برخورد قاره‌ای، شکستگی اسلب، ضخیم شدگی پوسته، فروریختگی کوهزایی، عقب رفتن صفحه فرورانش، و کشش کافتی، طی سنوزوئیک در آن گزارش شده است (Çoban et al., 2012; Erosy et al., 2008; Dilek et al., 2010).

در شرق ایران، با توجه به بسته شدن شاخه‌های نتوتیس در کرتاسه بالایی (Karimpour et al., 2011; Zarrinkoub et al., 2010; Tarkian et al., 1983; Tirrul et al., 1982; Camp and Griffis, 1983)، نمی‌توان انتظار یک گوه گوشته‌ای فعال را پس از دوره ائوسن (به‌خصوص در الیگوسن) را داشت. در مدل ژئودینامیکی پیشنهادی (Zarrinkoub et al., 2012)، اقیانوس سیستان در کرتاسه آغازین-میانی باز و سپس به زیر بلوک لوت فرورانش کرد. پس از برخورد در ائوسن میانی-الیگوسن پایانی، لیتوسفر شکسته شده و در اثر جریان‌های آستنسفری، ولکانیسم با منشا گوشته‌ای وقوع یافته است. طبق نظر (Pang et al., 2013)، سنگ‌های ماگمایی ائوسن-الیگوسن در بلوک لوت، دارای

in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67-95.

- Andrew, G., Conly, J.M., Brenen, H.B., and Steven, D.S., 2005. Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalia region, Baja California Sur Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142, 303-341.

- Arslan, M., Temizel, I., Boztug, D., Abdiogiu, E., Kolayli, H. and Yucel, C., 2009. Petrochemistry, ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology and Sr-Pb isotopic geochemistry of the Tertiary volcanic rocks in eastern Pontide southern zone, NE Turkey: geodynamic evolution related to slab break-off and transional tectonics. 2: International Symposium on the Geology of the Black Sea region, Abstract Book, 24.

- Ashrafi, N., Jahangiri, J., Hasebe, N. and Eby, G.N., 2018. Petrology, geochemistry and geodynamic setting of Eocene-Oligocene alkaline intrusions from the Alborz-Azerbaijan magmatic belt, NW Iran. *Chemie der Erde*, <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2018.10.004>.

- Askren, D.R., Roden, M.F. and Whitney, J.A., 1997. Petrogenesis of Tertiary andesite lava flows interlayered with large-volume felsic ash-flow tuff of Western USA. *Journal of Petrology*, 38, 1021-1046.

- Ayabe, M., Takahashi, K., Shuto, K., Ishimoto, H. and Kawabata, H., 2012. Petrology and geochemistry of adakitic dacites and high-MgO andesites and related calk-alkaline dacites from the Miocene Okoppe volcanic field, N Hllaido, Japan. *Journal of Petrology*, 53, 547-588.

- Aydincakir, E., 2014. The petrogenesis of Early Eocene non-adakitic volcanism in NE Turkey: Constraints on the geodynamic implications. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2014.08.019>

- Beccaluva, L., Di Girolamo P. and Serri G., 1991. Petrogenesis and tectonic setting of the Roman volcanic province, Italy. *Lithos*, 26, 191-221.

گوشته اولیه، دارای غنی‌شدگی از LREE و LILE نسبت به HFSE بوده که تاییدی بر تاثیر مولفه‌های فرورانش در رزن این گدازه‌ها بوده است. گدازه‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی، انطباق قابل توجهی با گستره میانگین OIB دارند. گدازه‌های داسیتی، تراکی داسیتی و ریولیتی نیز قابل مقایسه با الگوهای پوسته قاره‌ای بالایی هستند. با توجه به نمودارهای تکتونوماگمایی و خاستگاه ماگمایی، به نظر می‌رسد که گدازه‌های مورد مطالعه، دارای منشاء گوشته‌ای لیتوسفری بوده است که توسط سیالات و مذاب رها شده از صفحه اقیانوسی فرورو، غنی شده است. با توجه به ماهیت غالب کالک‌الکال و کالک‌الکالین پتاسیم‌دار گدازه‌های الیگوسن، به نظر می‌رسد که ولکانیسم الیگوسن، در اثر نازک شدن لیتوسفر در بلوک لوت، رخ داده است. به نظر می‌رسد، که نازک شدن لیتوسفر در الیگوسن، به دنبال ضخیم شدن آن در ائوسن (همراه با وقوع ماگماتیسیم غالب شوشونیتی)، روی داده است. پدیده‌ای که مشابه آن در کمان پونتید، در جنوب خاوری ترکیه نیز گزارش شده است.

منابع

- خلعت‌بری جعفری، م.، کیلانی جعفری ثانی، ز. و عمرانی، ج.، ۱۳۹۸. پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در باختر سه‌چنگی، بلوک لوت. مجله علوم زمین خوارزمی، ۲، ۵۴-۱۹.

- کیلانی جعفری ثانی، ز.، ۱۳۹۶. پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در باختر سه‌چنگی. پژوهشکده علوم زمین، ۱۳۱.

- فریدی، م.، ۱۳۸۴. شرح نقشه زمین‌شناسی زونغان با مقیاس ۱:۱۰۰/۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، نقشه شماره ۷۵۵۵.

- Abdel-Rahman, A.M., 2002. Mesozoic volcanism in the Middle East: geochemical, isotopic and petrogenetic evolution of extension-related alkali basalts Lebanon. *Geological Magazine*, 139, 621-640.

- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F. and Mitchell, J.G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism

- Beccaluva, L., Bianchini, G., Mameli, P. and Natali, C., 2013. Miocene shoshonite volcanism in Sardinia: Implications for magma sources and geodynamic evolution of the central-western Mediterranean. *Lithos*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.006>
- Camp, V.E. and Griffis R.J., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, Eastern Iran. *Lithos*, 15, 221-239.
- Castro, A., Aghazadeh, M. and Chachorro, M., 2013. Late Eocene-Oligocene post collisional monzonitic intrusions from the alborz magmatic belt, NW Iran, An example of monzonite magma generation from the metasomatized mantle source. *Lithos*, 1-19, doi:org/1016j.lithos.2013.08.003.
- Çoban H., Karacık Z. and Ece Ö.I., 2012. Source contamination and tectonomagmatic signals of overlapping Early to Middle Miocene orogenic magmas associated with shallow continental subduction and asthenospheric mantle flows in Western Anatolia: A record from Simav (Kütahya) region. *Lithos*, 140-141, 119-141.
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N. and 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*, 52 (4-6), 536-578.
- Dogan, A.U., Dogan M., Peate D.W. and Dogruel Z., 2011. Textural and mineralogical diversity of compositionally homogeneous dacites from the summit of Mt. Erciyes, central Anatolia, Turkey. *Lithos*, 127, 387-400.
- Donaldson, C.H. and Handerson, C.M.B., 1988. A new interpretation of round embayments in quartz crystal. *Mineralogical Magazine*, 52, 27-33.
- Ersoy, Y., Helvacı C., Sözbilir H., Erkül F. and Bozkurt E., 2008. A geochemical approach to Neogene-Quaternary volcanic activity of western Anatolia: An example of episodic bimodal volcanism within the Selendi Basin, Turkey. *Chemical Geology*, 255, 265-282.
- Erturk, M.A., Beyarslan, M., Chung, S.L. and Lin, T.H., 2017. Eocene magmatism (Maden Complex) in the Southeast Anatolian orogenic belt: Magma genesis and tectonic implications. *Geoscience Frontiers* doi: 10.1016/j.gsf.2017.09.008.
- Gao, J.F., Zhou, M.F., Robinson, P.T., Wang, C.Y., Zhao, J.H. and Malpas, J., 2014. Magma mix-in recorded by Sr isotopes of plagioclase from dacites of the Quaternary Tengchong volcanic field, SE Tibetan Plateau. *Journal of Asian Earth Sciences*, 98, 1-17.
- Ghadami, G., Shahre Babaki, A.M., and Mortazavi, M., 2008. Post-collisional Plio-Pleistocene adakitic volcanism in central Iranian volcanic belt: geochemical and geodynamic implications. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 19, 223-235.
- Ghorbani, M. R., 2006. Lead enrichment in Neotethyan volcanic rocks from Iran: the implications of a descending slab. *Geochemical Journal*, 40, 557-68.
- Gill, R., 2010. *Igneous Rocks and Processes, a practical guide*. A John Wiley and Sons Publication, 428.
- Gribble, R.F., Stern, R.J. and Newman, S., 1998. Chemical and isotopic composition of lavas from the northern Mariana Trough: implications for magma genesis in back arc basins. *Journal of Petrology*, 39, 125-154.
- Hofmann, A.W., 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90, 297-314.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548.

- Jahangiri, A., 2007. Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30, 433-447.
- Jahn, B.M. and Zhang, Z.Q., 1984. Archean granulite genesis from eastern Hebei Province, China: rare earth geochemistry and tectonic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 85, 224-243.
- Karimpour, M.H., Stern, C.R., Farmer, L., Saadat, S. and Malekezadeh, A., 2011. Review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut Block, eastern Iran. *Journal of Geology*, 1, 19-36.
- Kepezhinskas, P., McDermott, F., Defant, M., Hochstaedter, A., Drummond, M.S., Hawdesworth, C.J., Koloskiv, A., Maury, R.C. and Bellon, H., 1997. Trace element and Sr-Nb-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis. *Geochemical Cosmochimical Acta*, 16, 577-600.
- Keskin, M., Genç S.C. and Tüysüz 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*, 104, 267-305.
- Khanna, T.C., Sai, V.V.S., Bizimis, M. and Krishna, A.K., 2015. Petrogenesis of basalt-high-Mg andesite-adakite in the Neoproterozoic Veligallu greenstone terrane: geochemical evidence for a rifted back-arc crust in the eastern Dharwar craton, India. *Precambrian Research*, 258, 260-277.
- Kluyver, H.M., Tirrul, R., Chance, P.N., and Meixner, H.M., 1981. Explanatory text of the Naybandan Quadrangle map 1:250,000, 143.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W. and Woolley, A.R., 1992. The contraction of the Total Alkali-Silica chemical classification of volcanic rocks. *Mineralogy and Petrology*, 46, 1-22.
- Liu, H.Q., Xu, Y.G., Tian, W., Zhong, Y. T., Mundil, R., Li, X.H., Yang, Y.H., Luo, Z.Y., and Shang-Guan, S. M., 2014. Origin of two types of rhyolites in the Tarim large igneous province: Consequences of incubation and melting of a mantle plume. *Lithos*, 319, 1-14, doi: 10.1016/j.lithos.2014.02.007.
- Martin, H., 1999. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoid. *Lithos*, 46, 411-429.
- Massafiero, G., Haller, M.J., Dostal, J., Pecskey, Z., Prez, H., Meister, C. and Alric, V., 2014. Possible sources for monogenetic Pliocene Quaternary basaltic volcanism in northern patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 55, 29-42.
- Mbowou, G.I.B., Botelho, N.F., Lagmet, C.A. and Ngounouno, I., 2015. Petrology of peraluminous and peralkaline rhyolites from the SE Lake Chad (northernmost Cameroon Line). *Journal of African Earth Sciences*, DOI: 10.1016/j.jafrearsci.09.015.
- Nelson, S.T. and Montana, A., 1992. Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineral*, 77, 1242-1249.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Yang, H.M., Chu, C.H., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2012. Age, geochemical characteristic and petrogenesis of late Cenozoic intraplate alkali basalt in the Lut-Sistan region, Eastern Iran. *Geology*, doi: 10.1016/j.chemgeo.2012.02.020.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, C.H., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2013. Eocene-Oligocene post collisional magmatism in the Lut-Sistan region, Eastern Iran: magma genesis and tectonic implication. *Lithos*. <http://dx.dio.org/10.1016/j.lithos.2013.05.009>.
- Pfänder, J.A., Jochum, K.P., Kozakov,

- I., Kröner, A. and Todt, W., 2002. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the Late-Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 143, 154-17.
- Plechov, P.Y., Tsai, A.E., Shcherbakov, V.D. and Dirksen, O.V., 2008. Opacitization conditions of hornblende in Bezymyanni volcano andesites (March 30, 1956 eruption). *Petrology*, 16, 19-35.
 - Qian, X., Feng, Q., Yang, W., Wang, Y., Chonglakmani, C. and Monjai, D., 2015. Arc-like volcanic rocks in NW Laos: Geochronological and geochemical constraints and their tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 98, 342-357.
 - Qiang, F., Zhao, Z.F. and Qun, L., 2016. Slab-Mantle Interaction in the Petrogenesis of Andesitic Magmas: Geochemical Evidence from Post collisional Intermediate volcanic rocks in the Dabie Orogen, China. Dio: 10.1093/etrology/egw034.
 - Renjith, M.L., 2014. Micro-textures in plagioclase from 1994e1995 eruption, Barren Island Volcano: Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone. *Geoscience Frontiers*, 5, 113-126.
 - Rudnick, R.L. and Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In the crust (ed. R. L. Rudnick), 3, *Treatise on Geochemistry* (eds. H. D. Holland and K. K. Turekian) [M]. Elsevier-Pergamon, Oxford, 1-64.
 - Santosh, M., Satyanarayana, M., Subba Rao, D.V. and Tang, L., 2016. Multiple rifting and alkaline magmatism in southern India during Paleoproterozoic and Neoproterozoic, Tectonophysics, doi: 10.1016/j.tecto.2016.04.041.
 - Schandlle, E.S. and Gorton, M., 2002. Application of high field strength elements to discrimination tectonic setting in VMS environments. *Economic Geology*, 97, 629-642.
 - Shelly, D., 1993. *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope*. Chapman and hall, Landon, 445.
 - Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review *American association of Petroleum Geologists*, 1229-1258.
 - Stöcklin, J. and Nabavi, M.H., 1971. Explanatory text of the Boshruyeh quadrangle map, scale 1:250,000. Geological Survey of Iran.
 - Sumner, J.M. and Wolff, J., 2003. Petrogenesis of mixed-magma, high-grade, peralkaline ignimbrite 'TL' (Gran Canaria): diverse styles of mixing in a replenished, zoned magma chamber. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 126, 109-126.
 - Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. Geological Society of London, Special Publication, 42, 313-345.
 - Tarkian, M., Lotfi, M., and Baumann, A., 1983. Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in the central Lut, east Iran, Ministry of Mines and Metals, GSI, Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran, 51, 357-383.
 - Temizel, I. and Arslan, M., 2008. Petrology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from the Ikizce (Ordu) area, NE Turkey: Implications for the evolution of the eastern Pontide paleo-magmatic arc. *Journal of Asian Earth Sciences*, 31, 439-463.
 - Temizel, I., Arslan, M., Ruffet, G. and Peucat, J.J., 2012. Petrochemistry, geochronology and Sr-Nd isotopic systematics of the Tertiary collisional and post-collisional volcanic rocks from the Ulubey (Ordu) area, eastern pontide, NE Turkey: Implications for extension-related origin and mantle source characteristics, doi: 10.1016/j.lithos.2011.10.006
 - Tepley, F.J., Davidson, J.P. and Clyne,

- M.A., 1999. Magmatic Interactions as recorded in lagioclase phenocrysts of Chaos Crag, Lassen Volcanic Center, California. *Journal of Petrology*, 40,5, 787-806.
- Thirlwall, M.F., Smith, T.E., Graham, A.M., Theodorou, N., Hollings, P., Davidson, J.P. and Arculus, R.J., 1994. High field strength element anomalies in arc lavas; Source or process? *Journal of Petrology* 35, 819-838.
 - Tirrul R., Bell, I.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of Eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 134-150.
 - Topuz, G., Okay, Altherr, R., Schwarz, W.H., Siebe, I.W., Zack, T., Satir, M. and Şen, C., 2011. Post-collisional adakite-like magmatism in the Ağvanis Massif and implications for the evolution of the Eocene magmatism in the Eastern Pontides (NE Turkey). *Lithos* 125,131-150.
 - Winter, J.D., 2014. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*, Second edition. Pearson Education Limited, 737.
 - Wood, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Sciences Letter*, 50, 11-30.
 - Zarrinkoub, M.H., Pang K.N., Chung, S.L., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y. and Lee, H.Y., 2012. Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 154, 392-405.
 - Zhang, S.H., Zhao, Y., Ye, H., Hou, K.J. and Li, C.F., 2012. Early Mesozoic alkaline complexes in the northern North China Craton: Implications for cratonic lithospheric destruction. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2012.08.009>.