



پژوهشکده علوم پایه کاربردی



سال ۱۴، شماره ۵۶، زمستان ۱۳۹۹
صاحب امتیاز:

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر مسئول:

دکتر کمال خدایی، استادیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی

سر دبیر:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

همکار سردبیر:

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهید بهشتی

هیئت تحریریه:

دکتر محمدحسین آدابی، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر حمیدرضا ناصری، استاد دانشگاه شهید بهشتی

دکتر محمدرضا رضایی، دانشیار دانشگاه تهران

دکتر عزت‌ا... رئیسی، استاد دانشگاه شیراز

دکتر عبدال... سعیدی، استاد سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر سید کاظم علوی پناه، استاد دانشگاه تهران

دکتر فریدون غضبان، دانشیار دانشگاه تهران

دکتر سید محمود فاطمی عقدا، استاد دانشگاه خوارزمی

دکتر منوچهر قرشی، دانشیار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دکتر محمد قویدل، استاد انستیتو نفت دانشکده فنی دانشگاه تهران

دکتر فرید مر، استاد دانشگاه شیراز

دکتر رضا موسوی حرمی، استاد دانشگاه فردوسی مشهد

دکتر سعید میرزایی، استاد جهاد دانشگاهی

دکتر منصور وثوقی عابدینی، دانشیار دانشگاه شهید بهشتی

مدیر داخلی:

دکتر راحله هاتفی، استادیار پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی

مدیر اجرایی:

انسیه اسماعیلی

ویراستارها:

دکتر حمیدرضا ناصری و ناعمه فاضلی

صفحه‌آرا:

آرزو انصاری

چاپ:

بعث

تاریخ انتشار: زمستان ۱۳۹۹

نشانی:

تهران، خیابان انقلاب، خیابان ۱۶ آذر، پایین‌تر از نصرت، جنب انتشارات بعثت

نشانی دفتر فصلنامه:

تهران، اوین، دانشگاه شهید بهشتی، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی، صندوق پستی: ۱۹۶۱۵۱۱۷۱

تلفن: ۲۹۹۰۳۰۳۷، ۴-۲۲۴۳۱۹۳۳

پست الکترونیک: zaminshenasiiran@yahoo.com

وب سایت: www.rias.ac.ir

وب سایت فصلنامه: journal.rias.ac.ir

این فصلنامه دارای مجوز علمی - پژوهشی به شماره ۳/۳۰۹ مورخ ۸۷/۱/۲۸ از وزارت علوم، تحقیقات و فناوری می‌باشد.

این نشریه در پایه استنادی علوم جهان اسلام و نیز ایران ژورنال (نظام نمایه‌سازی مرکز منطقه‌ای اطلاع‌رسانی علوم و فناوری) نمایه شده است و دارای ضریب تاثیر می‌باشد. همچنین این نشریه در پایگاه‌های اطلاع‌رسانی زیر قابل دسترس است:

<http://www.isc.gov.ir>

<http://www.srlst.com>

<http://www.sid.ir>

<http://www.magiran.com>

راهنمای نگارش مقالات

فصلنامه زمین‌شناسی ایران هر سه ماه یک بار منتشر می‌شود و در زمینه‌های تخصصی زمین‌شناسی مقاله می‌پذیرد. هر مقاله تحقیقی فارسی باید دارای عنوان، چکیده فارسی، واژه‌های کلیدی به فارسی، مقدمه، روش مطالعه، بحث و نتیجه‌گیری، منابع، چکیده انگلیسی و واژه‌های کلیدی به انگلیسی باشد و اصول زیر در آن رعایت شود.

- متن مقاله باید با فاصله سطر ۱ cm و با رعایت حاشیه ۳ سانتی‌متر از لبه‌ها و قلم فارسی B Nazanin ۱۳ و انگلیسی Times New Roman ۱۱، در نرم‌افزار Word تایپ و تصاویر در فولدر جداگانه با فرمت Jpeg یا Tiff به نشانی zaminshenasiiran@yahoo.com به دفتر مجله ارسال شود (حداکثر تعداد صفحات مقاله ۱۵ صفحه می‌باشد).

- مقاله باید دارای یک برگ مشخصات مقاله به‌طور جداگانه شامل نام و نام خانوادگی نویسنده (گان)، مرتبه علمی و آدرس به هر دو زبان فارسی و انگلیسی، شماره تلفن و فاکس و پست الکترونیکی باشد.

- چکیده باید محتوای مقاله را با تأکید بر روش‌ها، نتایج و اهمیت و کاربرد نتایج بازگو نماید و حداکثر در ۲۵۰ کلمه نوشته شود. چکیده انگلیسی باید کاملاً منطبق با چکیده فارسی باشد.

- واژه‌های کلیدی تا پنج مورد به‌ترتیب حروف الفبا بلافاصله بعد از چکیده‌های فارسی و انگلیسی آورده شود.

- در صورت نیاز "سپاسگزاری" قبل از فهرست منابع آورده شود.

- منابع فارسی و به دنبال آن منابع خارجی به‌ترتیب حروف الفبا آورده شود. به‌عنوان مثال:

بابایی، م. و حسنی، ی.، ۱۳۸۳. الگوی سیستم زهکشی در معادن. فصلنامه تحقیقات منابع آب، ۱۲، ۲۷-۱۴.

Bellon, H., and Braud, J., 2003. Carbonate Sedimentary Environment, John Wiley, 360.

Cliff, R.A., Droop, G.T., and Rex, D., 1985. Alpine metamorphic in the south-east Tauern Window. Journal of Metamorphic Geology, 3, 403-415.

- در صورتی که از مقاله‌های اینترنتی استفاده شده است در فهرست منابع آورده شود. چنانچه مقاله‌ای دارای شماره doc. است در ادامه منابع آورده شود.

- برای ارجاع به منابع در متن از نام نویسندگان و سال انتشار منبع استفاده گردد.

- در متن مقاله از آوردن کلمات انگلیسی (به استثنای اسامی جنس و گونه فسیل‌ها و اسامی نویسندگان) خودداری شود و واژه‌ها (با ذکر شماره) در پاورقی آورده شود.

- عناوین جدول‌ها در بالا و عناوین شکل‌ها در زیر آنها نوشته شود. فقط از واژه شکل برای کلیه نمودارها و تصاویر استفاده شود. کلیه تصاویر میکروسکوپی همراه با مقیاس در زیر عکس باشد.

ارسال نسخه اصل شکل‌ها در ابتدای ارسال مقاله ضروری است.

نوشتار و اعداد روی شکل‌ها کاملاً خوانا باشد.

- برگ تعهد را امضا نموده و تا دریافت پاسخ نهایی نشریه، از ارسال آن به سایر نشریات خودداری فرمایید.

- مجله در ویراستاری، رد یا پذیرش مقالات مختار است.

کانی‌شناسی، ژئوشیمی، میانبار سیال و ژنز کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت در جنوب غرب جزیره هرمز، ایران

عاطفه فخری دودوئی^۱ و مسعود علی‌پوراصل^{۲*}

۱. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه

صنعتی شاهرود

۲. استادیار، گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

تاریخ دریافت: ۹۸/۱۰/۱۸

تاریخ پذیرش: ۹۸/۱۲/۱۶

چکیده

منطقه مورد مطالعه در استان هرمزگان و در فاصله هشت کیلومتری جنوب بندرعباس واقع شده است. این منطقه در بخش جنوبی پهنه زاگرس چین‌خورده و بخشی از سری هرمز می‌باشد. سنگ‌های پرکامبرین پسین-کامبرین پیشین تنابویی از گدازه و توفریولیتی تا ریوداسیتی، کریستال توف، شیل توفی، ماسه‌سنگ و لایه‌های تبخیری را دربرمی‌گیرد. کانه‌زایی آهن به همراه آپاتیت به صورت‌های دایک، توده‌ای، رگه-رگچه‌ای و دانه‌پراکنده در سنگ‌های شیل توفی و کریستال توف مشاهده می‌شود. بر پایه مقادیر اکسیدهای آهن و آپاتیت می‌توان کانه‌زایی را به انواع اکسید آهن (بیشتر مگنتیت)، اکسید آهن-آپاتیت و آپاتیت تقسیم کرد. کانی‌های اصلی سازنده کانسار شامل مگنتیت، اولیژیست، همتیت، گوتیت و لیمونیت، آپاتیت و کانی‌های باطله کلسیت، کوارتز و کانی‌های رسی می‌باشد. کانسنگ‌های جزیره هرمز دارای تمرکز بالایی از عناصر کمیاب خاکی^۱ (REE) است و عیار مجموع REE در کانسنگ‌های غنی از آپاتیت تا سه درصد می‌رسد. مطالعات ژئوشیمیایی نشان از همبستگی مثبت قوی P با REE است. مقایسه الگوی توزیع REE در کانسنگ‌های مگنتیت-آپاتیت جزیره هرمز که به کندریت به‌هنجار شده است، با آنهایی از کانسارهای بلوک بافق-پشت بادام و کانسارهای آهن تیپ کایرونا^۲، مشابهت زایشی این کانسارها با یکدیگر نشان می‌دهد. دمای همگن‌شدن در میانبارهای دو فاز مایع و بخار (L+V) در کانی آپاتیت بین ۳۰۹ تا ۵۶۵ (میانگین ۳۸۸) درجه سانتی‌گراد و درجه شوری بین ۱۴/۱۶ تا ۳۳/۸۷ (میانگین ۲۰/۸۰) درصد وزنی معادل نمک طعام در تغییر است. در نهایت، با توجه به شواهد زمین‌شناسی صحرایی، کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و میانبار سیال، کانه‌زایی جزیره هرمز در گروه کانسارهای مگنتیت-آپاتیت نوع کایرونا و با منشأ ماگمائی-گرمابی قرار می‌گیرد.

واژه‌های کلیدی: مگنتیت، آپاتیت، عناصر کمیاب خاکی، ماگمائی-هیدروترمال، جزیره هرمز.

مقدمه

اگرچه تحقیقات زیادی درباره کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت نوع کایرونا در سرتاسر جهان انجام شده است، با این وجود منشأ این کانسارها بحث‌برانگیز است و نظریه‌های مختلفی در ارتباط با منشأ آنها مطرح است. امروزه دو نظریه

در ارتباط با منشأ این کانسارها غالب است، این کانسارها به‌طور مستقیم از تبلور و تفکیک ماگما ناشی شده‌اند، یا محصول فرایندهای جانشینی گرمابی هستند (Geijer, 1910; Hitzman et al., 1992; Sillitoe and Burrows,

1. Rare earth elements

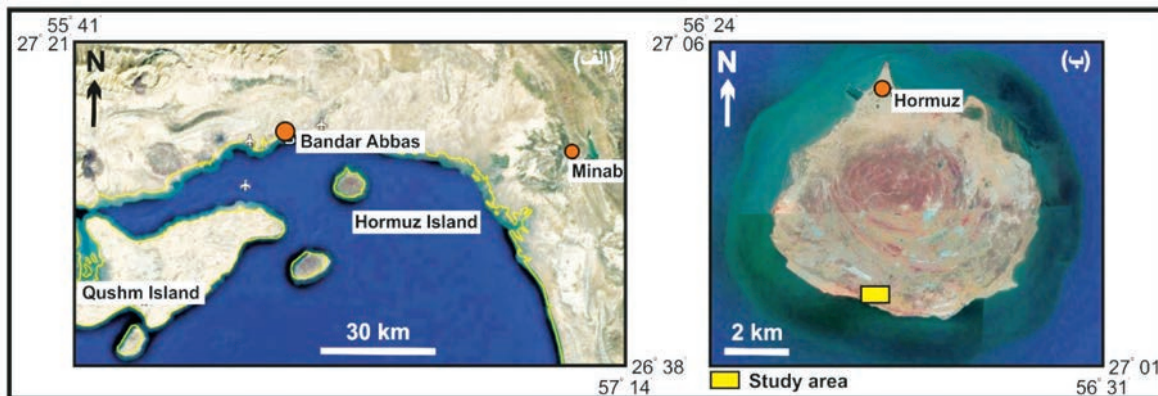
2. Kiruna

* نویسنده مرتبط: masoodalipour@shahroodut.ac.ir

2002; Smith et al, 2009; Smith et al., 2013; Dare et al., 2014; Bilenker, 2016; Tornos et al., 2017; He et al., 2018; Westhues et al., 2017). در این میان، بحث‌ها بیشتر درباره منشأ ماگمایی مستقیم (ارتوماگمایی) می‌چرخد و کانسنگ‌های اکسید آهن-آپاتیت از ماگمای غنی از مواد فرار، آهن و فسفر یا سیالات ماگمایی دمای بالا ناشی می‌شوند (Jonsson et al., 2010; Nystrom et al., 2010; Knipping et al., 2015; Tornos et al., 2017). نظریه گرمایی کم‌رنگ است. در فرضیه اخیر سیالات گرمایی غنی از فلز حین چرخش جایگزین کانی‌های اولیه سنگ میزبان می‌شود (Rhodes and Hitzman et al., 1992; Oreskes, 1999; Smith et al., 2009; Smith et al., 2016; Dare et al., 2014; Westhues, et al., 2016). بر اساس مطالعه Troll et al. (2019) کانسارهای نوع کایرونا بیشتر منشأ ماگمایی دارند، اما ممکن است دارای کانی‌های مگنتیت و آپاتیت گرمایی مرحله تاخیری باشند که می‌تواند به‌طور محلی بر روی کانی‌های ماگمایی حرارت بالا تشکیل شوند. Xie et al. (2019) نیز مدل زایشی دو مرحله‌ای را برای کانسار اکسید آهن-آپاتیت نوع کایرونا El Laco در شیلی معتقد هستند، به‌طوری‌که کانسنگ‌های توده‌ای از فرآیندهای ماگمایی حاصل شده‌اند که به‌وسیله دگرسانی ماگمایی-گرمایی مرحله بعدی تحت تاثیر قرار گرفته و کانسنگ‌های رگه-رگچه‌ای و برشی به وجود آمده است. این مدل می‌تواند برای فلززائی بسیاری از کانسارهای نوع کایرونا به‌کاربرده شود.

منطقه مورد مطالعه در استان هرمزگان، فاصله هشت کیلومتری جنوب بندرعباس و در جنوب‌غرب جزیره هرمز واقع شده است (شکل ۱-الف، ب). در زمان پرکامبرین پسین-کامبرین پیشین در ایران، کانسارهای بی‌شماری از اکسیدهای آهن-آپاتیت کشف و شناسایی شده است. در منطقه فلززائی بافق-پشت بادام، این کانسارها با توالی آتشفشانی-رسوبی سری ریزو میزبانی می‌شوند. کانسارهای آهن چغارت (کارگران بافقی، ۱۳۸۰؛ Moore and Modabber, 2003; Daliran et al., 2007; Mohammad-Torab and Lehmann, 2008; Daliran et al., 2010; Mokhtari

چادرملو (Mokhtari and Ebrahimi, 2015; Samani, 1988; Mokhtari et al., 2013; Mokhtari and Ebrahimi, 2015) آهن-آپاتیت اسفوردی (رجب‌زاده و همکاران، ۱۳۹۳؛ Jami et al., 2006; Mohammad Torab and Lehmann, 2008; Aftabi et al., 2009; Mokhtari et al., 2013) گزستان و لکه‌سیاه (افضلی و همکاران، ۱۳۹۳؛ Daliran et al., 2016; Mokhtari, 2015; Rahimi et al., 2016) میشدوان (Daliran, 2002)، آهن سه‌چاهون (Bonyadi, 2017; Eslamizadeh, 2011; et al., 2011)، آنومالی شمالی (سپهری‌راد، ۱۳۷۹؛ بهزادی، ۱۳۸۵)، کانه‌زایی‌های آهن نواری در منطقه فلززائی بافق (Mohseni and Aftabi, 2015) از مهمترین آنها هستند. علاوه بر این، گنبد‌های نمکی جنوب کشور نیز مستعد پی‌جویی و اکتشاف کانسارهای آهن-آپاتیت می‌باشند، به‌طوری‌که از مجموع ۱۱۴ گنبد نمکی واقع در جنوب کشور، همگی دارای آنومالی‌های آهن هستند و کانه‌زایی آهن به صورت‌های خاک‌سرخ، نواری، توده‌ای، رگه-رگچه‌ای و دانه‌پراکنده در سری هرمز مشاهده می‌شود. پژوهش‌های مرتبط با فلززائی در سری هرمز به گستردگی منطقه فلززائی بافق نمی‌باشد. با وجود این، از این مطالعات می‌توان به ژئوشیمی و سنگ‌زایی سنگ‌های دیابازی سازند هرمز (احمدی مقدم و همکاران، ۱۳۹۷)، کانه‌زایی آهن و مس در توالی آتشفشانی-رسوبی هرمز، گنبد نمکی زندان (بیابانگرد و همکاران، ۱۳۹۷)، سازندهای آهن و نمک نواری در جزیره هرمز به عنوان سبک جدیدی از سیستم آهن-نمک گرمایی برون‌دمی (Atapour and Aftabi, 2017)، و بررسی رفتار ژئوشیمی عناصر نادر خاکی در آپاتیت‌های جزیره هرمز (رستمی و همکاران، ۱۳۹۳) اشاره کرد. مطالعات زمین‌شناسی و اکتشافی در جزیره هرمز منجر به شناسایی اندیس معدنی جدیدی از آهن-آپاتیت در جنوب‌غرب این جزیره شده است (رستمی و همکاران، ۱۳۹۳). در این پژوهش، کانه‌زایی آهن-آپاتیت جنوب‌غرب جزیره هرمز از نظر زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و میانبار سیال مطالعه شده است و در نهایت بر پایه شواهد به‌دست‌آمده مدلی برای تشکیل کانه‌زایی در این منطقه ارائه شده است.



شکل ۱. (الف) موقعیت جغرافیایی جزیره هرمز در استان هرمزگان و دریای خلیج فارس، (ب) موقعیت منطقه مورد مطالعه در جنوب غرب جزیره هرمز

روش مطالعه

برداشت شده است. این نمونه‌ها به ترتیب مراحل خردایش و آسیاب را پشت سر گذاشته و برای تعیین عیار عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی به روش ذوب قلیایی با روش‌های ICP-OES/MS در آزمایشگاه زرآما تجزیه شده‌اند. در این پژوهش، برای ارزیابی میزان دقت تجزیه‌های شیمیایی از نمونه‌های تکراری استفاده شده است. بدین ترتیب یکی از نمونه‌ها دو مرتبه تجزیه شد و میزان خطای آنالیز برای عناصر مختلف در روش‌های دستگاهی مذکور کمتر از ۱۵ درصد برآورد شده است. برای اندازه‌گیری ریزدماسنجی میانبرهای سیال نمونه دوبرصیقلی از کانسنگ‌های آهن-آپاتیت تهیه شده است. مطالعه میانبرهای سیال بر روی کانی آپاتیت با استفاده از یک دستگاه میکروسکوپ Ceti Magtex و به وسیله دستگاه Linkam مدل THMSG600 در آزمایشگاه شرکت مطالعات و پژوهش آذین زمین پویا به تعداد ۱۰ نقطه انجام پذیرفته است.

بحث

زمین‌شناسی

جزیره هرمز در تقسیم‌بندی زمین‌شناختی ایران (آقانباتی، ۱۳۸۵)، در منتهی‌الیه جنوب شرق پهنه زاگرس چین‌خورده و در ورقه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ بندرعباس واقع شده است. از نظر چین‌شناسی، این منطقه بخشی از سری هرمز محسوب می‌شود. احمدزاده هروی و همکاران

این پژوهش با انجام بازدیدهای صحرایی طی نوبت‌های متوالی و متناسب با هدف، پژوهش شروع شد و در طی آن شواهد صحرایی زمین‌شناسی و کانه‌زایی ثبت شد. برای بررسی‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی ماده معدنی و سنگ میزبان، از کانسنگ‌ها و سنگ‌های میزبان مواد معدنی نمونه‌برداری صورت گرفت. تعداد ده مقطع نازک، پنج مقطع صیقلی و ده مقطع نازک-صیقلی تهیه شده و مطالعات میکروسکوپی سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و ساخت و بافت ماده معدنی روی آنها انجام گرفت. تعداد شش نمونه از سنگ‌های آتشفشانی برای مطالعات ژئوشیمیایی برداشت شد. نمونه‌ها از مکان‌هایی انتخاب شدند که سالم، غیردگرسان شده و عاری از رگه-رگچه بودند. سنگ‌های آذرین دارای بافت متوسط تا درشت‌دانه می‌باشند، نمونه‌برداری از آنها به روش لیپری انجام شده است، بدین ترتیب که در هر ایستگاه تعدادی قطعه کوچک سنگ با مقطع عرضی سه تا چهار سانتی‌متر مربع برداشت شده است. نمونه‌های سنگ به ترتیب مراحل خردایش و آسیاب را پشت سر گذاشته و برای تعیین مقادیر غلظت اکسید عناصر اصلی، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به روش ذوب قلیایی با روش‌های ICP-OES/MS در آزمایشگاه مطالعات مواد معدنی زرآما در تهران تجزیه شده‌اند. برای دستیابی به نمونه معرف از مناطق کانه‌زایی، تعداد سه نمونه به روش لیپری از کانسنگ‌های آهن-آپاتیت

حجم این واحد را ماسه‌سنگ‌های قرمز، خاکستری و سبز رنگی تشکیل می‌دهد که دارای موج نقش‌های چشم‌گیر است. این طبقات دسی‌متری با لایه‌هایی از توفیت‌های سبزرنگ سانتی‌متری در تناوب است. در بعضی از گنبد‌ها و فور سنگ‌های آتشفشانی (توفیت‌های سفید) چنان است که این واحد را بیشتر به یک واحد آتشفشانی شبیه می‌سازد که با طبقات آواری در تناوب است. این واحد با کانه‌زایی‌های آهن و فسفر همراه است.

منطقه مورد مطالعه واحد H4 و بخش‌هایی از واحد H2 سری هرمز را در بر می‌گیرد. واحدهای سنگی در این منطقه مربوط به پرکامبرین، پالئوزوئیک، سنوزوئیک و کواترنری است. واحدهای مربوط به پرکامبرین پسین-پالئوزوئیک پیشین شامل توالی از واحدهای تخییری، آتشفشانی، آذرآواری و رسوبی است، که وسیع‌ترین رخنمون سنگی منطقه را تشکیل می‌دهند. در این بین واحد شیل توفی و کریستال توف میزبان کانه‌زایی آهن-آپاتیت هستند. مجموعه رسوبی سنوزوئیک (میوسن) دامنه‌ای از ماسه‌سنگ، مارن، مارن ماسه‌ای، سنگ‌آهک ماسه‌ای با میان‌لایه‌هایی از کنگلومرای چرتی قهوه‌ای (سازند آقاجاری) را شامل می‌شود. کواترنری شامل رسوبات بادی است (شکل ۲).

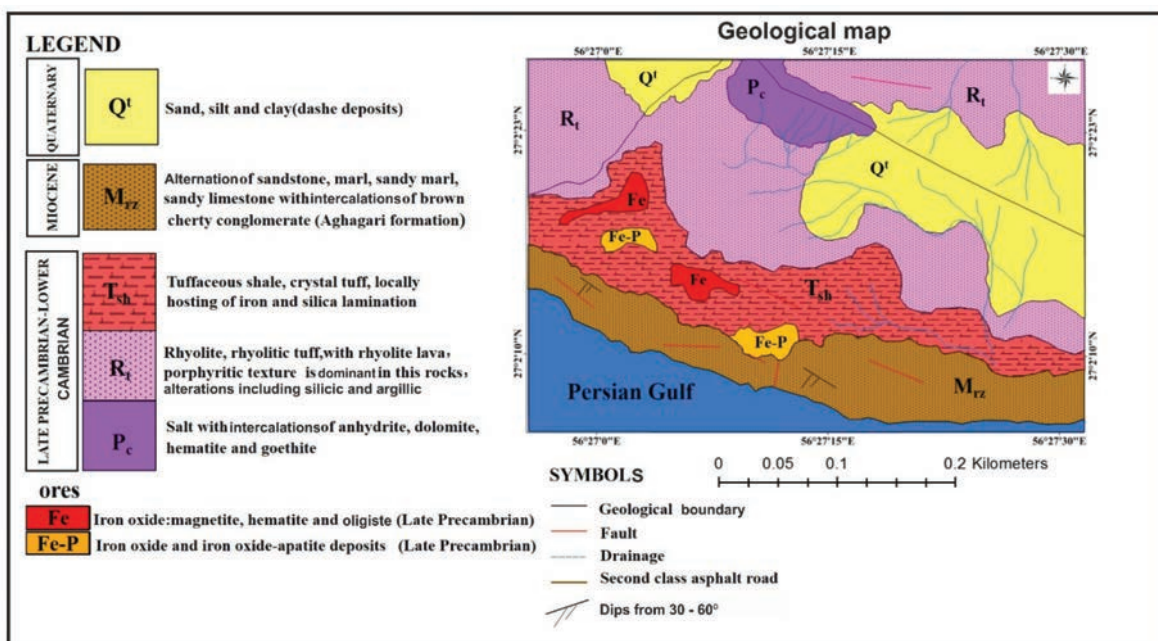
(۱۳۶۹)، سری هرمز را از پایین به بالا به ترتیب به چهار واحد H1، H2، H3 و H4 تقسیم کرده‌اند:

واحد هرمز ۱ (H1) یا واحد نمکی سازند هرمز، قاعده این واحد معلوم نیست و در هیچ جا به تمامی ظاهر نشده است. بیشتر حجم این واحد را طبقات و لایه‌های نمک تشکیل می‌دهند که با میان‌لایه‌های نازکی از توف، مارن، سنگ آهک، اکسیدها و سولفیدهای آهن و به‌ندرت سولفید مس همراه است. میان‌لایه‌های یاد شده، واحد نمکی هرمز را به‌صورت نوارهایی با ضخامت‌های گوناگون و رنگارنگ درآورده است.

واحد هرمز ۲ (H2)، این واحد تناوبی از مارن‌های سفید تا زرد کم‌رنگ، انیدریت، توف، ایگنمبریت، سنگ‌های آهکی نازک‌لایه سیاه‌رنگ و سنگ آهن به‌صورت نوارهای نازک میلی‌متری آهن‌دار، اکسیدهای بی‌آب و آبدار آهن می‌باشد. این واحد با رنگ قرمز مشخص می‌شود.

واحد هرمز ۳ (H3) یا واحد سنگ آهک سیاه‌رنگ جلبکی، این واحد که در همه جا از ویژگی ثابتی برخوردار است از نوع سنگ آهک‌های نازک‌لایه، بودار و سیاه‌رنگ است و به‌طور عام سرشار از جلبک‌های گوناگون می‌باشد.

واحد هرمز ۴ (H4) یا واحد آواری-آتشفشانی، بیشتر



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (فخری دودویی، ۱۳۹۷)

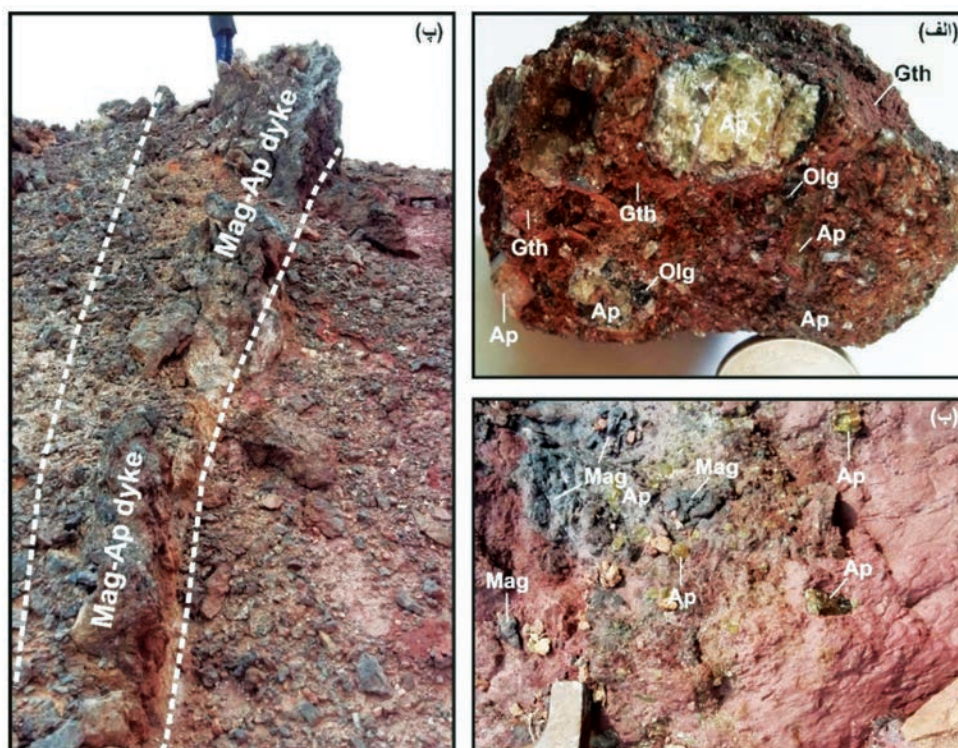
کانه‌زایی

کانه‌زایی شیل توفی و کریستال توف است. کانه اصلی در این بخش بیشتر آپاتیت است که با مگنتیت همراهی می‌شود. بلورهای شفاف تا نیمه‌شفاف آپاتیت دارای رنگ‌های زرد تا سبز فسفوری است، و به صورت بلورهای منوپیرامیدال (شش وجهی تک‌سر) و دارای اندازه سه تا پنج سانتی‌متر است. کانه‌زایی فسفات در این بخش به حدی است که می‌توان از آن به‌عنوان یک بخش غنی از فسفات نام برد. کانه‌زایی توده‌ای و تا حدودی دانه‌پراکنده، شکل غالب کانه‌زایی در این بخش است (شکل ۳-ب).

بخش غنی از مگنتیت: در این بخش، دایک‌های مگنتیتی به طول ۱۰ تا ۱۳ متر و پهنای دو تا سه متر در واحد شیل توفی و کریستال توف تزریق شده‌اند. دایک‌های مگنتیتی با راستای شمال غربی-جنوب شرقی دارای شیب حدود ۴۵ درجه به سمت شمال شرق هستند. در این بخش، مگنتیت غالب است و آپاتیت در نمونه‌های میکروسکوپی مشاهده می‌شود. ساختار دایک، شکل غالب کانه‌زایی در این بخش است (شکل ۳-پ).

کانه‌زایی در منطقه مورد مطالعه بر اساس درصد و نوع کانی‌های اکسیدهای آهن و آپاتیت به سه بخش تقسیم می‌شود: **بخش غنی از آپاتیت:** در این بخش، سنگ میزبان کانه‌زایی اکسید آهن-آپاتیت شیل توفی و کریستال توف به سن پرکامبرین پسین-کامبرین پیشین است و ابعاد رخنمون کانه‌زایی به طول حدود ۴۰ متر و پهنای حدود ۲۰ متر است. این بخش با راستای تقریبی شرقی-غربی حدود ۷۵ درجه به سمت جنوب غرب شیب دارد. ترکیب کانی‌شناسی آن بیشتر آپاتیت است که به‌وسیله هماتیت، اولیژیت و گوتیت همراهی می‌شود. اندازه بلورهای آپاتیت تا پنج سانتی‌متر می‌رسد. کانه‌زایی توده‌ای و تا حدودی رگه-رگچه‌ای شکل‌های غالب کانه‌زایی در این بخش است (شکل ۳-الف).

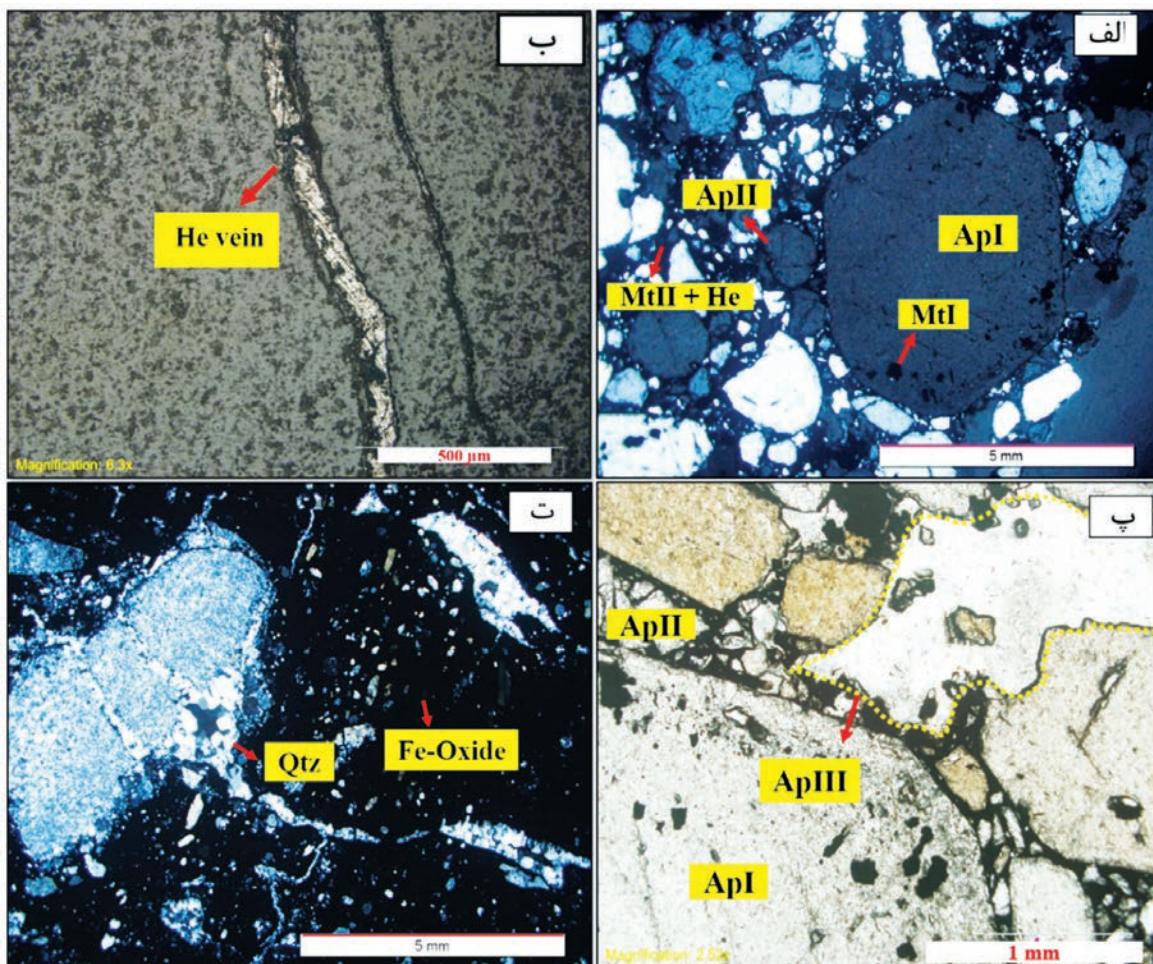
بخش آپاتیت-مگنتیت: این بخش در حقیقت بزرگترین رخنمون کانه‌زایی آپاتیت در منطقه مورد مطالعه است. طول رخنمون کانه‌زایی بیش از ۸۳ متر و پهنای آن ۱۵ متر است. این زون با راستای شمال غربی-جنوب شرقی و شیب حدود ۴۵ درجه به سمت جنوب غرب است. سنگ میزبان



شکل ۳. نمونه دستی از ساخت‌های مختلف کانه‌زایی اکسیدهای آهن-آپاتیت، (الف) کانه‌زایی توده‌ای، (ب) کانه‌زایی دانه پراکنده، (پ) کانه‌زایی به شکل دایک مگنتیت-آپاتیت

آپاتیت‌های درشت بلور نسل اول مشاهده می‌شوند (شکل ۴-الف). در ادامه، مجموعه هم رشدی از کانی‌های آپاتیت و مگنتیت (آپاتیت و مگنتیت‌های نسل دوم) فضاهای خالی بین بلورهای مگنتیت و آپاتیت نسل اول را پر کرده‌اند. این نسل از کانه‌زایی، مذاب‌های غنی از آهن و فسفری هستند که با راه‌یابی به فضاهای بین بلوری و تزریق شدن به درون شکستگی‌های سنگ میزبان باعث ایجاد ساختارهای کانه‌زایی بینابینی، رگه-رگچه‌ای و دایکی شکل می‌شوند. مگنتیت و آپاتیت‌های نسل دوم (به‌ویژه مگنتیت‌های نسل دوم) فاز غالب کانه‌زایی مگنتیت و آپاتیت در منطقه هستند (شکل ۴-الف). اولیژیست و هماتیت‌های اولیه نیز در مراحل پایانی تشکیل مگنتیت و آپاتیت‌های نسل دوم به وجود

کانی‌شناسی، ساخت، بافت و توالی پاراژنری کانسار بر پایه مطالعات کانی‌شناسی، کانه‌ها شامل آپاتیت، مگنتیت، اولیژیست، هماتیت، گوتیت و لیمونیت است. آپاتیت از کانی‌های مهم است که بیشتر به همراه مگنتیت، اولیژیست و هماتیت به صورت‌های توده‌ای، دایک، رگه-رگچه‌ای، دانه‌پراکنده و بین‌دانه‌ای مشاهده می‌شود. بر اساس مطالعات میکروسکوپی و بافتی، حداقل سه نسل کانه‌زایی آپاتیت و مگنتیت در منطقه مورد مطالعه شناسایی شد. در مرحله ابتدایی کانه‌زایی، مگنتیت‌های نسل اول تشکیل شدند که به‌وسیله توده‌ایی از آپاتیت‌های درشت بلور نسل اول دنبال می‌شوند. مگنتیت‌های نسل اول در حد مقادیر کم و به‌صورت بلورهای منفرد و ادخال در داخل



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های اکسید آهن و آپاتیت، (الف) کانه‌زایی اکسیدهای آهن (مگنتیت و هماتیت)-آپاتیت نسل‌های اول و دوم، (ب) بافت رگه‌ای از کانه هماتیت، (پ) تصویری از نسل‌های سه‌گانه آپاتیت، به‌طوری‌که آپاتیت‌های نسل‌های دوم و سوم فضای بین کریستال‌های درشت آپاتیت نسل اول را پر کرده‌اند، (ت) نفوذ رگه‌های کوارتزی به بخش کانه‌زایی آهن-آپاتیت. آپاتیت نسل اول، آپاتیت نسل دوم، آپاتیت سوم، مگنتیت، مگنتیت نسل اول، مگنتیت و هماتیت نسل دوم، He vein: رگه هماتیت، Qtz: کوارتز، Fe-Oxide: اکسید آهن. علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans 2010) استفاده شده است

هالیت از مهمترین باطله‌هایی هستند که اکسیدهای آهن و آپاتیت را همراهی می‌کنند. در منطقه مورد مطالعه، رگه-رگچه‌های کوارتز و کلسیت به شکل فازهای تاخیری اغلب به کانه‌زایی‌های توده‌ای و دایکی مگنتیت و آپاتیت تزریق شده و گاهی بلورهای شکل‌دار از مگنتیت (مگنتیت‌های نسل سوم) را به همراه دارند (شکل ۴-ت). توالی پاراژنتیکی کانی‌ها در کانه‌زایی اکسیدهای آهن-آپاتیت منطقه مورد مطالعه در جدول ۱ آورده شده است.

آمده‌اند (شکل ۴-ب). نسل سوم کانه‌زایی آپاتیت حاصل انحلال و تبلور دوباره آپاتیت‌های نسل‌های یک و دو بوده که به صورت مایع آپاتیتی به سیستم کانه‌زایی وارد شده و با عبور از محل گسل‌ها، درز و شکاف‌ها، حفره‌ها، فضاهای بین بلورها و یا فضای بین قطعات سنگ‌های آذرآواری تبلور می‌شوند و مواد خود را بر جای می‌گذارند، بافت حاصله از نوع رگه-رگچه‌ای و پرکننده فضای خالی خواهد بود (شکل ۴-پ). کوارتز، کلسیت، مسکوویت، ژیبس و

جدول ۱. توالی پاراژنتیکی کانی‌ها در کانه‌زایی اکسیدهای آهن-آپاتیت در جنوب‌غرب جزیره هرمز

Stage Mineralogy		Magmatic- Hydrothermal			Superene
		Stage1	Stage2	Stage3	
Ore	Magnetitel	—————			
	Apatitel	—————			
	MagnetitelII		—————		
	ApatitelII		—————		
	MagnetitelIII			—————	
	ApatitelIII			—————	
	Oligiste		-----	—————	
Gangue	Hematite		-----	—————	—————
	Goethite			—————	—————
	Limonite			—————	—————
	Quartz	-----	—————	—————	
	Calcite		-----	—————	-----
Structure & Texture	Muscovite		—————	—————	—————
	Anhydrite			—————	—————
	Gypsum			—————	—————
	Halite			—————	—————
Dyke	Massive	—————	—————		—————
	Vein (Veinlet)			—————	—————
	Disseminated	-----			

در جدول ۲ آورده شده است. به منظور تعیین ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ میزبان از قبیل نام‌گذاری شیمیایی، سری ماگمایی، محیط تکتونیکی و الگوی به‌هنگار شده‌ی عناصر کمیاب خاکی، بررسی‌های ژئوشیمیایی بر روی نمونه‌های سالم و غیردگرسان شده صورت گرفت است. بر این اساس سنگ‌های محدوده کانسار مورد مطالعه بیشتر از نوع فلسبیک تا حدواسط می‌باشند و گستره‌ای از سنگ‌های ریولیتی تا داسیتی را شامل می‌شوند که از نظر ماهیت ژئوشیمیایی از سری کالک‌آلکالن تا کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی تغییر می‌کنند (شکل ۵، الف، ب). به منظور تشخیص خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی منطقه از

ژئوشیمی

جزیره هرمز همانند بلوک بافق-پشت بادام از نظر کانه‌زایی آهن، آپاتیت و عناصر کمیاب خاکی حائز اهمیت است. برای مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمی سنگ‌های میزبان و کانسنگ به ترتیب تعداد شش و سه نمونه معرف برداشت شده، و برای آنالیز عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی تجزیه شده است.

ژئوشیمی سنگ‌های میزبان

مقادیر غلظت اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی برای شش نمونه از سنگ‌های آذرین میزبان کانه‌زایی اکسیدهای آهن-آپاتیت جنوب‌غرب جزیره هرمز

جدول ۲. مقادیر غلظت اکسید عناصر اصلی (برحسب درصد وزنی)، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی (گرم در تن) در شش نمونه سنگ از جزیره هرمز به روش‌های ICP-OES/MS

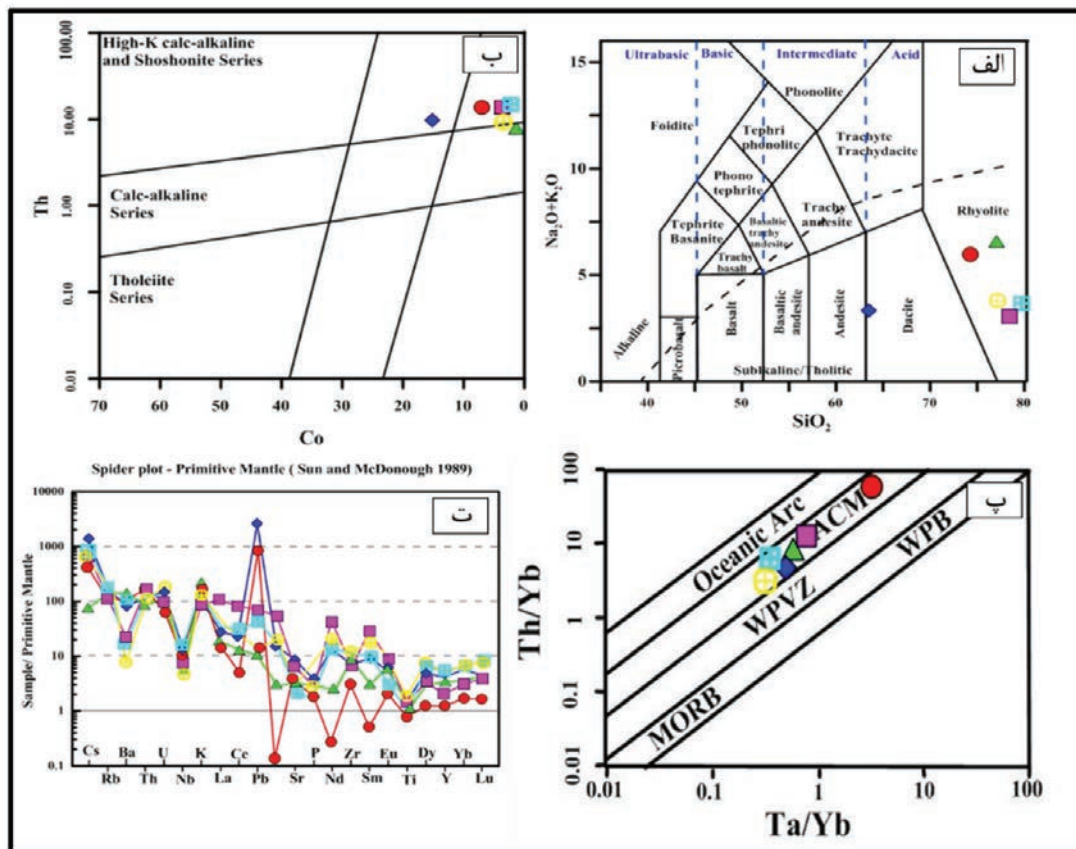
Sample	X	Y	Rock type	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂	TiO ₂	L.O.I.
HI-GR-01	۴۴۵۶۵۲	۲۹۹۰۹۱۶	Rhyodacitic tuff	۱۰/۱۱	۱/۰۰	۴/۷۹	۴/۹۹	۳/۲۶	۰/۰۸	۰/۵۸	۰/۰۴	۷۱/۳۶	۰/۱۶	۳/۲۹
HI-GR-02	۴۴۵۷۴۵	۲۹۹۰۸۰۲	Rhyolite	۱۱/۶۵	۰/۲۰	۰/۷۸	۶/۰۰	۳/۳۰	۰/۰۴	۰/۲۸	۰/۰۶	۷۴/۵۸	۰/۲۵	۲/۶۲
HI-GR-03	۴۴۵۷۸۶	۲۹۹۰۶۳۷	Crystal tuff	۹/۰۰	۰/۴۰	۱۶/۱۵	۲/۹۶	۳/۴۹	۲/۲۰	۰/۱۶	۰/۰۸	۶۰/۱۴	۰/۳۲	۴/۹۸
HI-GR-04	۴۴۵۶۹۸	۲۹۹۰۷۷۲	Rhyolite	۱۱/۷۳	۰/۳۱	۱/۶۶	۲/۲۷	۲/۴۶	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۰۴	۷۶/۱۶	۰/۲۰	۳/۸۶
HI-GR-05	۴۴۵۷۲۵	۲۹۹۰۸۱۰	Rhyolite	۱۰/۰۱	۰/۳۰	۳/۸۲	۲/۴۹	۳/۴۲	۰/۰۴	۰/۳۱	۰/۰۶	۷۳/۸۷	۰/۳۰	۵/۳۸
HI-GR-06	۴۴۵۷۷۴	۲۹۹۰۷۲۱	Rhyolitic tuff	۱۲/۴۶	۰/۱۷	۱/۸۹	۳/۴۰	۳/۷۸	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۰۴	۷۳/۵۳	۰/۳۵	۴/۱۳
Sample				Ag	As	Ba	Be	Bi	Cd	Co	Cr	Cs	Cu	Hf
HI-GR-01	۴۴۵۶۵۲	۲۹۹۰۹۱۶	Rhyodacitic tuff	۰/۲۰	۹۹/۴	۷۴۰	۲/۳	۰/۸	۱/۰	۷/۰	۱۷	۳/۲	۳۰	۱/۵۳
HI-GR-02	۴۴۵۷۴۵	۲۹۹۰۸۰۲	Rhyolite	۰/۵۰	۳۰/۹	۹۵۴	۲/۴	۰/۳	۰/۱	۱/۱	۱۱	۰/۶	۱۲	۳/۸۲
HI-GR-03	۴۴۵۷۸۶	۲۹۹۰۶۳۷	Crystal tuff	۰/۵۰	۱۲/۱	۵۸۱	۲/۴	۰/۳	۰/۳	۱۵/۱	۵۸	۱۱	۲۰	۲/۴۸
HI-GR-04	۴۴۵۶۹۸	۲۹۹۰۷۷۲	Rhyolite	۰/۹۰	۱۸/۴	۱۴۳	۲/۰	۰/۶	۰/۲	۲/۴	۱۷	۵/۷	۲۴	۴/۲۰
HI-GR-05	۴۴۵۷۲۵	۲۹۹۰۸۱۰	Rhyolite	۰/۰۸	۱۱/۸	۱۴۹	۲/۱	۰/۴	۰/۰۸	۳/۳	۱۴	۵/۰	۹	۲/۱۰
HI-GR-06	۴۴۵۷۷۴	۲۹۹۰۷۲۱	Rhyolitic tuff	۰/۵۰	۷/۰	۶۰	۲/۶	۳/۵	۰/۰۸	۳/۴	۱۵	۴/۵	۱۵	۴/۰۲
Sample				Li	Mo	Nb	Ni	Pb	Rb	S	Sb	Sc	Se	Sn
HI-GR-01	۴۴۵۶۵۲	۲۹۹۰۹۱۶	Rhyodacitic tuff	۲۹	۶/۰	۷/۰	۴	۶۰	۸۳	۱۱۵۳	۱/۵	۲/۰	۰/۳۷	۲/۷
HI-GR-02	۴۴۵۷۴۵	۲۹۹۰۸۰۲	Rhyolite	۶۳	۰/۷	۴/۳	۱	۰/۷۵	۸۱	۷۴۵	۱/۸	۴/۰	۰/۷۳	۲/۵
HI-GR-03	۴۴۵۷۸۶	۲۹۹۰۶۳۷	Crystal tuff	۹۸	۴/۷	۱۰/۳	۱۵	۱۷۶	۱۰۷	۱۷۴	۱/۱	۷/۶	۱/۱۵	۳/۱
HI-GR-04	۴۴۵۶۹۸	۲۹۹۰۷۷۲	Rhyolite	۹۱	۰/۸	۷/۸	۳	۳	۱۰۸	۸۶۸	۰/۶	۴/۸	۱/۱۱	۲/۸
HI-GR-05	۴۴۵۷۲۵	۲۹۹۰۸۱۰	Rhyolite	۹۸	۰/۲	۵/۵	۰/۷۵	۵	۶۷	۱۱۷	۰/۴	۹/۶	۰/۳۷	۰/۷
HI-GR-06	۴۴۵۷۷۴	۲۹۹۰۷۲۱	Rhyolitic tuff	۱۴۱	۱/۴	۷/۶	۳	۱	۱۰۰	۶۶۸	۰/۵	۹/۹	۰/۸۲	۲/۵
Sample				Sr	Ta	Te	Th	U	V	Y	Zn	Zr	La	Ce
HI-GR-01	۴۴۵۶۵۲	۲۹۹۰۹۱۶	Rhyodacitic tuff	۱۷۱	۰/۷۲	۰/۱۷	۱۳/۴۲	۱/۳	۱۵	۶	۷۳	۳۴	۱۰	۹
HI-GR-02	۴۴۵۷۴۵	۲۹۹۰۸۰۲	Rhyolite	۶۹	۰/۶۱	۰/۱۵	۷/۷۳	۲/۰	۱۶	۱۵	۶	۹۷	۱۳	۲۳
HI-GR-03	۴۴۵۷۸۶	۲۹۹۰۶۳۷	Crystal tuff	۱۸۲	۰/۹۶	۰/۱۳	۹/۳۵	۳/۲	۵۲	۱۹	۸۳	۷۵	۲۰	۴۱
HI-GR-04	۴۴۵۶۹۸	۲۹۹۰۷۷۲	Rhyolite	۵۰	۰/۸۱	۰/۱۱	۱۳/۳۱	۲/۴	۱۵	۲۳	۱۹	۱۱۴	۲۲	۵۳
HI-GR-05	۴۴۵۷۲۵	۲۹۹۰۸۱۰	Rhyolite	۱۲۶	۰/۶۶	۰/۰۸	۱۲/۹۹	۱/۹	۲۹	۹	۳۸	۷۶	۷۱	۱۵۰
HI-GR-06	۴۴۵۷۷۴	۲۹۹۰۷۲۱	Rhyolitic tuff	۶۱	۰/۷۸	۰/۰۸	۹/۱۷	۳/۳	۲۵	۲۳	۱۴	۱۱۹	۲۱	۵۵
Sample				Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Er	Tm	Yb	Lu
HI-GR-01	۴۴۵۶۵۲	۲۹۹۰۹۱۶	Rhyodacitic tuff	۰/۰۴	۰/۳۷	۰/۲۳	۰/۳۴	۰/۰۴	۰/۱۴	۰/۸۸	۰/۴۵	۰/۱۱	۰/۸	۰/۱۲
HI-GR-02	۴۴۵۷۴۵	۲۹۹۰۸۰۲	Rhyolite	۰/۸۲	۳/۴	۱/۳۶	۱/۰۳	۱/۰۵	۰/۳۳	۲/۱۴	۱/۵۰	۰/۲۷	۱/۶	۰/۳۱
HI-GR-03	۴۴۵۷۸۶	۲۹۹۰۶۳۷	Crystal tuff	۴/۲۱	۱۷/۲	۴/۰۳	۰/۹۰	۳/۱۴	۰/۶۷	۳/۶۷	۲/۳۶	۰/۳۶	۲/۶	۰/۳۲
HI-GR-04	۴۴۵۶۹۸	۲۹۹۰۷۷۲	Rhyolite	۵/۰۰	۲۰/۰	۳/۹۲	۰/۴۹	۳/۲۶	۰/۸۷	۴/۶۱	۳/۱۵	۰/۵۳	۳/۰	۰/۵۸
HI-GR-05	۴۴۵۷۲۵	۲۹۹۰۸۱۰	Rhyolite	۱۵/۱۴	۵۶/۹	۱۱/۷۹	۱/۴۳	۵/۷۲	۰/۵۳	۲/۴۵	۱/۵۱	۰/۲۷	۱/۵	۰/۲۸
HI-GR-06	۴۴۵۷۷۴	۲۹۹۰۷۲۱	Rhyolitic tuff	۵/۴۲	۲۵/۶	۷/۷۵	۱/۴۸	۴/۹۱	۰/۸۴	۵/۵۰	۳/۴۱	۰/۵۷	۳/۰	۰/۵۶

Ti و به شکل بارزی در همه نمونه‌های مورد مطالعه مشهود است (شکل ۵-ت).

ژئوشیمی کانسنگ‌های اکسید آهن-آپاتیت

مقادیر غلظت عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی برای سه نمونه معرف از کانسنگ‌های اکسیدهای آهن-آپاتیت جنوب‌غرب جزیره هرمز در جدول ۳ آورده شده است.

نمودارهای مرتبط با عناصر غیرمتحرک با قدرت میدان بالا استفاده شده که این نمونه‌ها در حوضه‌های ریفتی واقع در حاشیه فعال قاره گندوانا قرار می‌گیرند (شکل ۵-پ). علاوه بر این، مقادیر غلظت عناصر کمیاب نمونه‌های سنگی منطقه نسبت به ترکیب گوشته اولیه به‌هنگار شده‌است. موازی بودن الگوی عناصر کمیاب در سنگ‌های منطقه، بر منشا واحد این سنگ‌ها دلالت دارد و بی‌هنجاری منفی عناصر Nb



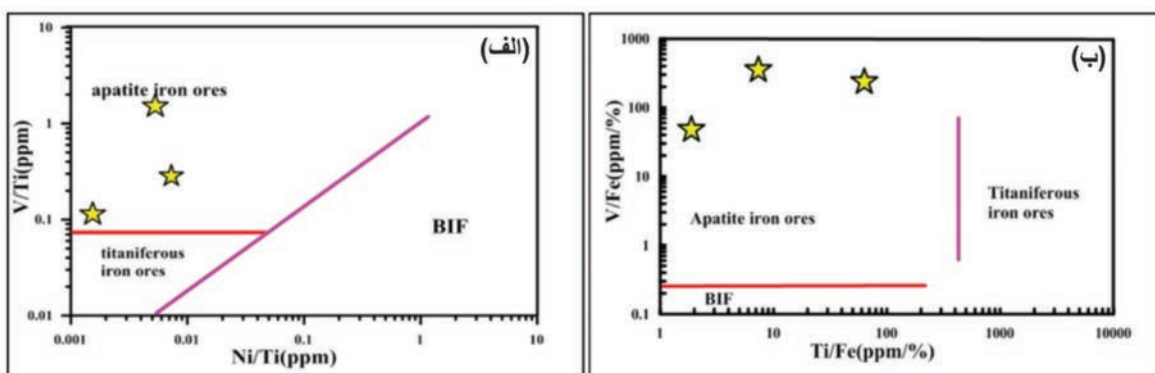
شکل ۵. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه، (الف) در نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (Le Bas et al., 1986) عمده‌ی نمونه‌ها در محدوده ریولیت و داسیت قرار گرفته‌اند، (ب) در نمودار Th در برابر Co (Hastie et al., 2007) نمونه‌ها در محدوده‌های کالک‌آکالن، کالک‌آکالن با پتاسیم بالا و شوشونیت جای گرفته‌اند، (پ) در نمودار تعیین خاستگاه زمین‌ساختی بر اساس نسبت‌های عناصر کمیاب (Schandi and Gorton, 2002)، نمونه‌ها در مناطق ریفتی واقع در حاشیه فعال قاره‌ها قرار گرفته‌اند، (ت) در نمودار عناصر کمیاب به‌هم‌نجا شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه (Sun and Mc Donogh, 1989) تمامی نمونه‌های سنگی منطقه الگوی همسانی دارند

جدول ۳. مقادیر غلظت عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی (گرم در تن) در ۳ نمونه از کانسنگ‌های اکسیدهای آهن-آپاتیت جزیره هرمز به روش‌های ICP-OES/MS

Sample	X	Y	Ore type	Ag	As	Ba	Be	Bi	Cd	Co	Cr	Cs	Cu	Fe	Hf	Li
HI-GO-1	۴۴۵۷۷۶	۲۹۹۰۵۲۰	Apatite ore	۰/۰۸	۴۳۹	۴۳	۰/۹	۰/۳	۰/۹	۱/۴	۱۹	۰/۳۷	۹	۴۷۰۰	۹/۷۸	۲
HI-GO-2	۴۴۵۷۷۶	۲۹۹۰۵۲۰	Iron oxide-apatite	۰/۰۸	۳۰۹	۷۳۰۰	۱/۱	۱/۲	۱/۷	۵۵	۲۶	۱/۹	۱۹۳	۲۰۴۸۰۰	۱/۵۰	۵۲
HI-GO-3	۴۴۵۵۴۶	۲۹۹۰۷۱۹	Iron oxide-apatite	۰/۰۸	۱۵۲	۱۵۰۰	۱/۶	۰/۸	۰/۶	۲۳/۹	۱۸	۳/۶	۳۲	۲۳۵۰۰	۱/۸۴	۹۱
				Mn	Nb	Ni	P	Pb	Rb	S	Sb	Sc	Se	Sn	Sr	Ta
HI-GO-1	۴۴۵۷۷۶	۲۹۹۰۵۲۰	Apatite ore	۱۲۵	۲/۹	۰/۷۵	۱۶۰۶۰۰	۰/۷۵	۱	۴۱۲	۰/۳۷	۵/۲	۱۴۷	۱/۳	۲۵۱	۱/۵۱
HI-GO-2	۴۴۵۷۷۶	۲۹۹۰۵۲۰	Iron oxide-apatite	۱۴۵۹۲	۴/۵	۱۱	۲۶۶۰۰	۱۰۴	۷۲	۱۱۸۲	۳/۶	۴/۶	۲۱	۵/۶	۲۴۸	۰/۵۶
HI-GO-3	۴۴۵۵۴۶	۲۹۹۰۷۱۹	Iron oxide-apatite	۲۳۶۷	۵/۲	۱	۱۶۱۵۳	۱۸	۷۸	۶۶۴	۱/۵	۳/۷	۱۲	۳/۸	۱۵۳	۰/۷۷
				Te	Th	Ti	Tl	U	V	W	Y	Zn	Zr	La	Ce	Pr
HI-GO-1	۴۴۵۷۷۶	۲۹۹۰۵۲۰	Apatite ore	۰/۱۵	۱۸۹	۱۰۹	۰/۷۵	۳/۲	۳۰	۳/۰	۳۶۲۶	۱	۵	۵۹۰۷	۱۰۴۴۹	۱۲۸۰
HI-GO-2	۴۴۵۷۷۶	۲۹۹۰۵۲۰	Iron oxide-apatite	۰/۷۵	۲۹	۹۸۱	۰/۵۰	۵/۲	۳۸	۲/۶	۶۲۷	۱۲۵	۸	۹۴۳	۱۸۴۴	۱۶۳
HI-GO-3	۴۴۵۵۴۶	۲۹۹۰۷۱۹	Iron oxide-apatite	۰/۷۵	۲۱	۱۱۷۹	۱/۹۷	۱/۹	۲۵	۰/۷۵	۳۴۵	۲۸	۲۰	۵۵۹	۱۰۷۰	۹۲
				Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Er	Tm	Yb	Lu	REE		
HI-GO-1	۴۴۵۷۷۶	۲۹۹۰۵۲۰	Apatite ore	۵۱۴۷	۸۷۶	۸۵	۸۴۵	۱۲۶	۷۶۱	۴۶۰	۶۰	۲۵۵	۴۰	۲۶۲۹۲		
HI-GO-2	۴۴۵۷۷۶	۲۹۹۰۵۲۰	Iron oxide-apatite	۶۶۸	۱۲۲	۶	۱۱۲	۱۷	۱۰۸	۶۳	۸	۴۴	۶	۴۱۱۶		
HI-GO-3	۴۴۵۵۴۶	۲۹۹۰۷۱۹	Iron oxide-apatite	۳۷۸	۶۶	۸	۶۰	۱۰	۵۹	۳۴	۵	۲۵	۳	۲۲۶۸		

طبقه‌بندی این کانسنگ‌ها بر اساس مطالعات کانی‌شناسی می‌باشد. (Frietsch and Perdahl, 1995) بر پایه مقادیر Ni، V، Fe، Ti به رده‌بندی انواع کانسارهای آهن پرداخته‌اند. با استفاده از تغییرات نسبت V/Ti در برابر نسبت Ni/Ti، و نسبت V/Fe در برابر نسبت Ti/Fe می‌توان کانسارهای اکسیدهای آهن-آپاتیت، کانسارهای آهن تیتانیوم‌دار و کانسارهای آهن رسوبی (BIF) را از یکدیگر تشخیص داد. بر این اساس، هر سه نمونه معرف از کانسنگ‌های منطقه جزیره هرمز در محدوده کانسنگ‌های اکسیدهای آهن-آپاتیت قرار می‌گیرند (شکل ۶-الف، ب).

با مطالعه رفتار ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب در کنار مطالعات زمین‌شناسی و کانی‌شناسی می‌توان برای طبقه‌بندی کانسنگ‌ها و تعیین تیپ آن‌ها استفاده کرد (Dill, 2010). بر پایه درصد کانی‌های مگنتیت و آپاتیت، کانسنگ‌های منطقه مورد مطالعه را می‌توان در قالب کانسنگ‌های مگنتیت-آپاتیت، آپاتیت-مگنتیت و آپاتیت طبقه‌بندی کرد. بر پایه داده‌های ژئوشیمیایی مقدار Fe در نمونه‌های HI-G-4، HI-G-6، HI-G-7 و ۴۷/۰ درصد و مقدار P در این نمونه‌ها به ترتیب ۲/۶۶، ۱/۶۲ و ۱۶/۰۶ درصد می‌باشند که تأییدی بر



شکل ۶. طبقه‌بندی کانسارهای آهن-آپاتیت، آهن تیتانیوم‌دار و آهن رسوبی بر اساس نسبت‌های عنصری (Frietsch and Perdahl, 1995)، (الف) نسبت V/Ti در برابر نسبت Ni/Ti، (ب) نسبت V/Fe در برابر نسبت Ti/Fe

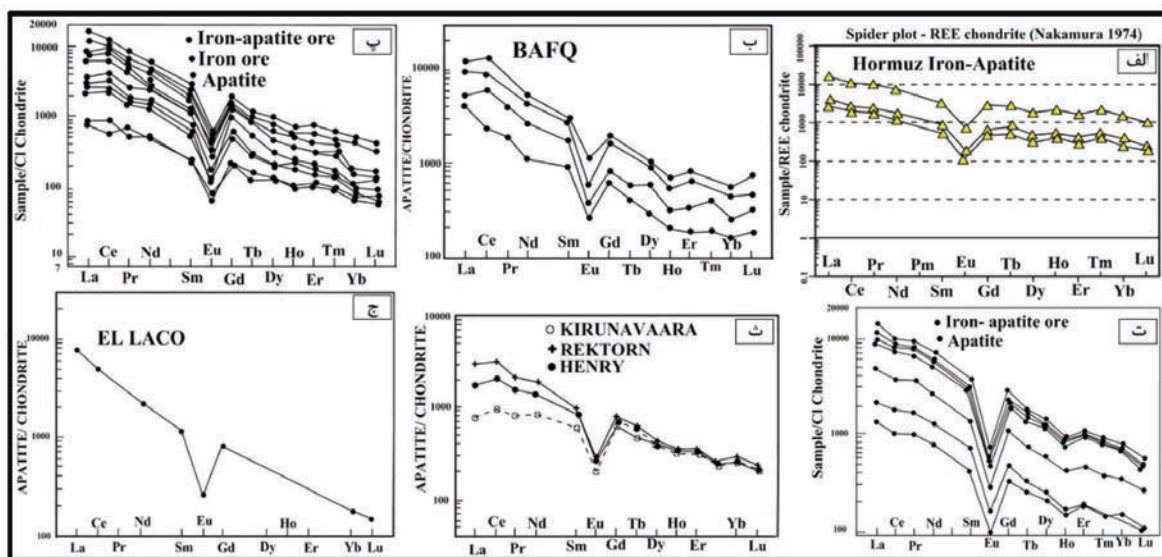
به ورود در ترکیب و ساختار مگنتیت نیستند. یکی از ویژگی‌های اصلی کانسارهای مگنتیت-آپاتیت تیپ کاپرونا، وجود درصد بالایی از عناصر کمیاب خاکی در ترکیب آن‌ها است. عناصر کمیاب خاکی در این تیپ از کانسارها به‌صورت جانشینی عنصر کلسیم در ساختار آپاتیت و نیز به‌صورت میانبارهای موناژیت در آپاتیت وجود دارد (Frietsch and Perdahl, 1995). توزیع آپاتیت در کانسارهای مختلف به عواملی همچون ترکیب و منشأ سنگ‌های دربرگیرنده آن‌ها بستگی دارد. بلورهای آپاتیت گستره وسیعی از تغییرات شیمیایی مربوط به محیط تشکیل را نشان می‌دهند. در کانی آپاتیت، عامل‌های فلوئور، کلر، هیدروکسیل و کربنات می‌توانند جانشین یکدیگر شوند. عناصر کمیاب خاکی در آپاتیت جانشین Ca^{2+} شده و نقشی مهم برای توزیع REE در سنگ‌ها

کانسنگ‌های اکسیدهای آهن-آپاتیت منطقه مورد مطالعه، تمرکز بالایی از عناصر کمیاب خاکی دارند. مجموع عناصر کمیاب خاکی در نمونه‌های معرف از کانسنگ مگنتیت-آپاتیت ۲۷۱۹ گرم در تن، در کانسنگ آپاتیت-مگنتیت ۴۷۴۸ گرم در تن و در کانسنگ غنی از آپاتیت ۲۹۹۲۲ گرم در تن می‌باشد. نتایج تجزیه‌های شیمیایی نشان می‌دهد که میان عیار عناصر کمیاب خاکی با مقدار کانی آپاتیت و فسفر در کانسنگ‌ها ارتباط مستقیم و مثبت قوی وجود دارد، آپاتیت از کانی‌های مهم تمرکز دهنده این عناصر در کانه‌زایی جزیره هرمز است. عناصر کمیاب خاکی در کانی آپاتیت جانشین عنصر کلسیم می‌شوند و یا به‌صورت میانبارهای ریز موناژیت در ساختار آپاتیت وجود دارند. درحالی‌که همبستگی ژئوشیمیایی میان فسفر و عناصر کمیاب خاکی با آهن منفی است، برای این‌که عناصر کمیاب خاکی به دلیل شعاع یونی بزرگ و درجه بالایی ناسازگاری قادر

1. Banded iron formation

هماتیت) و یا جانشینی Eu به جای Ca و Sr به دلیل تشابه شعاع یونی است. مقایسه الگوی توزیع بهنجار شده به کندریت عناصر کمیاب خاکی در کانسنگ‌های اکسید آهن-آپاتیت جزیره هرمز با آنهایی از کانسارهای مگنتیت-آپاتیت منطقه فلززائی بافق مانند کانسارهای اسفوردی، لکه‌سیاه، زیرگان، گزستان، چادرملو، چغارت و سه‌چاهون (شکل ۷-ب، پ، ت)، کانسارهای نوع کایرونا در دیگر نقاط جهان از قبیل El Laco و Henry، Rektorn، Kiiirunavaara (شکل ۷-ث، ج) بیانگر همانندی کامل آن‌ها با یکدیگر است به طوری که همه الگوها غنی‌شدگی از LREE با نسبت بالای LREE/HREE همراه با بی‌هنجاری منفی مشخص در Eu دارند، که از ویژگی‌های برجسته اکسیدهای آهن-آپاتیت‌های موجود در کانسارهای آهن نوع کایرونا است.

و کانسنگ‌ها ایفا می‌کند (Frietsch and Perdahl, 1995). ماگماهای گوناگون با ترکیبات مختلف، دارای الگوهای مختلفی از REE هستند. آپاتیت‌های موجود در نفوذی‌های آلکان و کربناتیت‌ها غنی از REE می‌باشند، و مقدار REE در آن‌ها به چند درصد می‌رسد به طوری که جدایش قوی از LREE/HREE را نشان می‌دهند. الگوی تغییرات عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت (Nakamura, 1974) برای نمونه‌های کانسنگ‌های اکسیدهای آهن-آپاتیت منطقه مورد مطالعه، غنی‌شدگی LREE/HREE و بی‌هنجاری منفی مشخص در Eu را نشان می‌دهند (شکل ۷-الف). بر پایه نظر Frietsch and Perdahl (1995) تپی‌شدگی Eu در کانسارهای آهن نوع کایرونا به دلیل اکسایش محیط (به دلیل وجود مگنتیت و



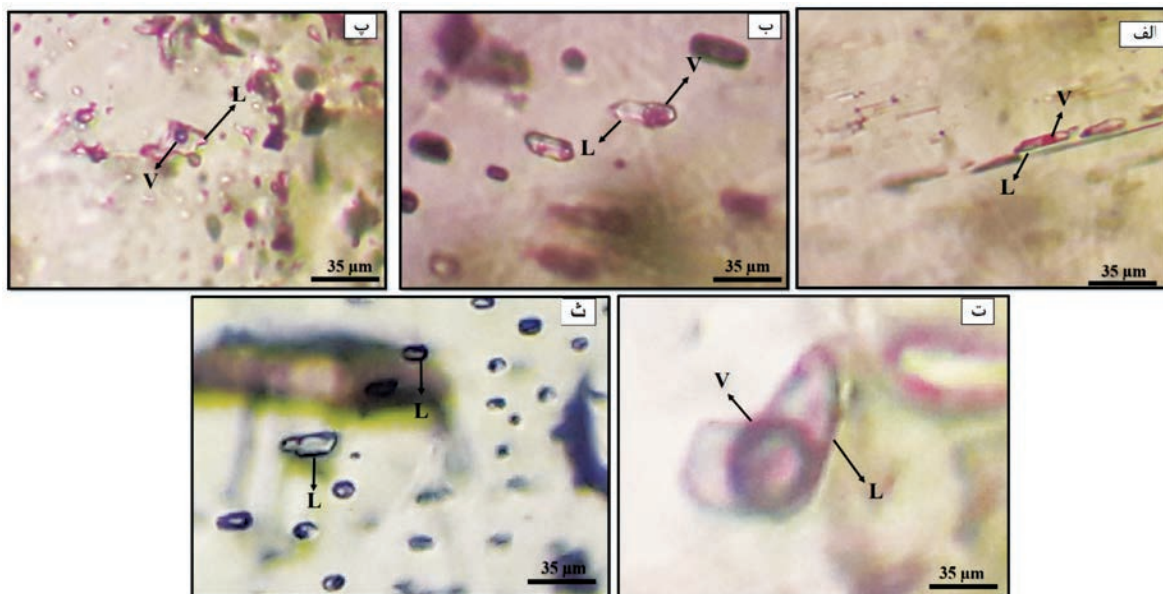
شکل ۷. الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت در کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت، الف) کانه‌زایی جنوب غرب جزیره هرمز، ب) کانسارهای ناحیه بافق (Frietsch and Perdahl, 1995)، پ) کانسار اسفوردی (Mokhtari et al., 2013)، ت) کانسار گزستان (Mokhtari et al., 2013)، ث) کانسارهای Rektorn، Kiiirunavaara، و Henry در شمال سوئد (Frietsch and Perdahl, 1995)، ج) کانسار El Laco در شیلی (Frietsch and Perdahl, 1995)

جزیره هرمز در جدول ۴ ارائه شده است. به‌طور کلی سه نوع میانبار سیال در نمونه‌های آپاتیت شناسایی شد. میانبارهای تک‌فازی مایع (L) که کل حجم این میانبارها از مایع تشکیل شده است، میانبارهای دو فازی غنی از مایع (LV) که از یک فاز مایع (L) به همراه یک فاز بخار (V) تشکیل شده‌اند. حباب بخار در این میانبارها پنج تا ۳۵ درصد حجم کل میانبار سیال را اشغال می‌کند و میانبارهای سیال دو فازی

ریزدماسنجی میانبارهای سیال

مطالعه میانبارهای سیال در کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت جزیره هرمز بر روی بلورهای آپاتیت انجام شده است. میانبارهای سیال موجود در آپاتیت‌های نسل‌های اول و دوم به صورت‌های کشیده، شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار هستند و ابعاد طولی آنها میان پنج تا ۳۵ میکرون متغیر است (شکل‌های ۸-الف تا پ). ویژگی‌های کلی میانبارهای سیال در آپاتیت‌های

غنی از بخار (VL) که از یک فاز بخار (V) به همراه یک فاز مایع (L) تشکیل شده‌اند و حباب بخار در آن‌ها از ۵۵ تا ۸۰ درصد حجم کل میانبارها را اشغال می‌کند. میانبارهای سیال دوفازی غنی از مایع (LV) با فراوانی ۸۰ تا ۸۵ درصد بخش عمده میانبارهای سیال موجود در کانی آپاتیت و همچنین میانبارهای دوفازی غنی از بخار (VL) و میانبارهای تک فازی مایع (L) هر کدام بین پنج تا هفت درصد فراوانی کل میانبارهای موجود در نمونه‌های مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند (شکل ۸-الف، ب، پ، ت، ث). این میانبارها هم به صورت اولیه (در امتداد سطوح رشد) و هم به صورت ثانویه (در ریز درز و شکستگی‌ها) و یا به صورت شبه ثانویه افتاده‌اند. در این پژوهش مطالعات حرارت‌سنجی با عملیات سرمایش و گرمایش بر روی میانبارهای سیال دوفازی غنی از مایع انجام شده است.



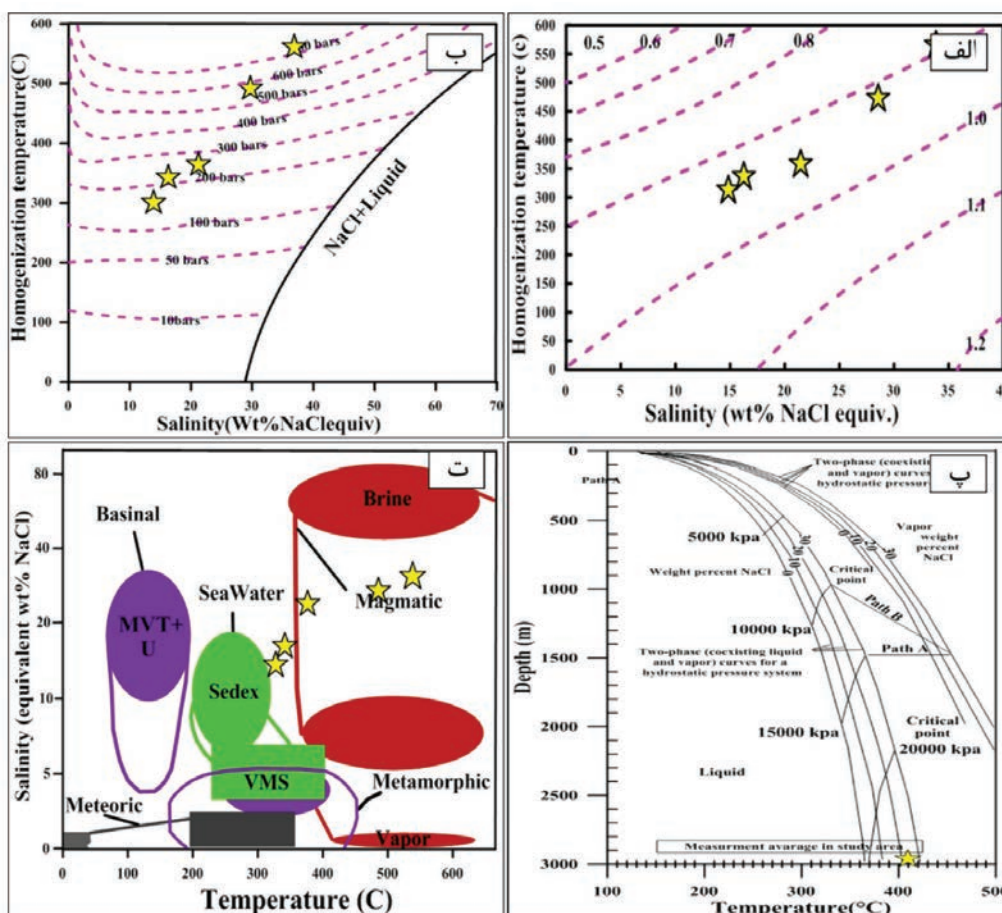
شکل ۸. انواع میانبارهای سیال با شکل‌های مختلف در کانی آپاتیت از منطقه هرمز، الف) میانبارهای سیال دوفازی غنی از مایع (LV) به شکل کشیده، ب) میانبارهای سیال دوفازی غنی از مایع (LV) به شکل بیضی، پ) میانبارهای سیال دوفازی غنی از مایع (LV) به شکل نامنظم، ت) میانبارهای سیال دوفازی غنی از بخار (VL)، ث) میانبارهای سیال تک فازی مایع (L)

جدول ۴. پتروگرافی و ریزدماسنجی میانبارهای سیال دوفازی غنی از مایع در آپاتیت از کانسنگ‌های اکسیدهای آهن-آپاتیت جزیره هرمز

Sample	Genetic	Size (μm)	Shape	Fluid type	Tmice(°C)	Th (°C)	Salinity (wt. % NaCl eq.)
HI-F2-01	Primary	۱۰	Elongate	LV	- ۱۱/۲۵	۳۳۷	۱۶/۷۶
HI-F2-02	Primary	۱۲	Elongate	LV	- ۸/۵۲	۵۶۱	۳۲/۴۰
HI-F2-03	Primary	۸	Euhedral	LV	- ۱۲/۴۲	۳۰۹	۱۴/۱۶
HI-F2-04	Primary	۲۵	Euhedral	LV	- ۱۲/۷۳	۳۱۳	۱۴/۸۷
HI-F2-05	Primary	۱۰	Elongate	LV	- ۱۰/۹۰	۳۳۵	۱۶/۲۶
HI-F2-06	Primary	۱۲	Elongate	LV	- ۱۸/۶۰	۳۵۷	۲۱/۴۰
HI-F2-07	Primary	۱۰	Elongate	LV	- ۸/۷۰	۴۷۴	۲۸/۵۴
HI-F2-08	Primary	۸	Subhedral	LV	- ۱۲/۷۱	۳۱۲	۱۴/۷۵
HI-F2-09	Primary	۶	Subhedral	LV	- ۱۱/۶۵	۳۱۸	۱۴/۹۵
HI-F2-10	Primary	۶	Elongate	LV	- ۷/۴۵	۵۶۵	۳۳/۸۷

کانه‌زایی را به دست آورد. برای کان‌زایی آهن-آپاتیت منطقه هرمز بر پایه مقدار میانگین دما و شوری، عمق تقریبی ۳۰۰۰ متر برآورد شده است (شکل ۹-پ). از آنجاکه محیط به تله افتادن میان‌بارهای سیال در این بخش از کان‌زایی مرتبط با این اعماق می‌باشد، فشار حاکم بر محیط، فشار لیتواستاتیک است. از نمودار دوتایی میزان شوری در برابر درجه حرارت همگن‌شدگی می‌توان بدون استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار تا حدودی منشأ سیالات کان‌ساز را پیش‌بینی کرد (Kesler, 2005). همان‌طور که در شکل ۹-ت مشاهده می‌شود اکثریت میان‌بارهای سیال کان‌ساز آهن-آپاتیت هرمز در گستره سیالات با منشأ ماگمایی و گرمابی قرار می‌گیرند، که حاکی از نقش این سیالات در کان‌زایی آهن-آپاتیت هرمز می‌باشد.

نتایج مطالعات گرمایش سیالات نشان می‌دهد که تغییرات دمای همگن‌شدن در میان‌بارهای دو فازی مایع و بخار (L+V) در کریستال آپاتیت بین ۳۰۹ تا ۵۶۵ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۳۸۸ °C) و بر اساس مطالعات سرمایش درجه شوری میان‌بارهای سیال در میزان آپاتیت بین ۱۴/۱۶ تا ۳۳/۸۷ (میانگین ۲۰/۸۰) درصد وزنی معادل نمک طعام تغییر می‌کند. در این مطالعه با استفاده از میزان شوری سیال در مقابل دمای همگن‌شدگی، مقدار چگالی و فشاربخار محاسبه شد که بر این اساس مقدار چگالی بین ۰/۵ تا ۰/۹ گرم بر سانتی‌متر مکعب و فشار بخار کمتر از ۲۰۰ تا حداکثر ۷۰۰ بار تغییر می‌کند (شکل ۹-الف، ب). براساس نمودار دما-فشار-عمق (Haas, 1971, 1976; Sourirajan and Kennedy, 1962) می‌توان عمق تقریبی



شکل ۹. الف) گستره چگالی سیالات کان‌ساز و روند تغییرات چگالی تحت تأثیر فرایند سردشدگی و اختلاط میان‌بارها (اقتباس از Wilkinson, 2001)، ب) نمودار تعیین فشار سیال کان‌ساز برحسب دمای همگن‌شدن و شوری (Driesner and Heinrich, 2007)، پ) نمودار دما-فشار-عمق جهت تعیین عمق به‌دام افتادگی سیال، که با در نظر گرفتن میانگین دمای همگن‌شدگی و شوری عمق ۳۰۰۰ متر برای به‌دام افتادن سیال کان‌ساز به‌دست‌آمده است، ت) تشخیص نوع سیال کان‌ساز با استفاده از میزان شوری در برابر درجه حرارت همگن‌شدگی (اقتباس از Kesler, 2005)

مراحل تشکیل کانه‌زایی اکسیدهای آهن-آپاتیت جزیره هرمز

برای تکوین کانه‌زایی اکسیدهای آهن-آپاتیت جزیره هرمز مراحل زیر به‌طور سلسله‌مراتبی ارائه می‌شود:

مرحله اول (بالا آمدگی پوسته قاره‌ای): در زمان پرکامبرین پسین سرزمین ایران بخشی از ابرقاره گندوانا در حاشیه شمالی آن بوده است. در محدوده‌ی پوسته قاره‌ای ایران، گوشته فوقانی به دلیل ازدیاد حرارت دچار ذوب و بالا آمدگی شده و زمینه‌ی فرآیندهای تکتونیکی کششی را فراهم آورده است (شکل ۱۰-الف).

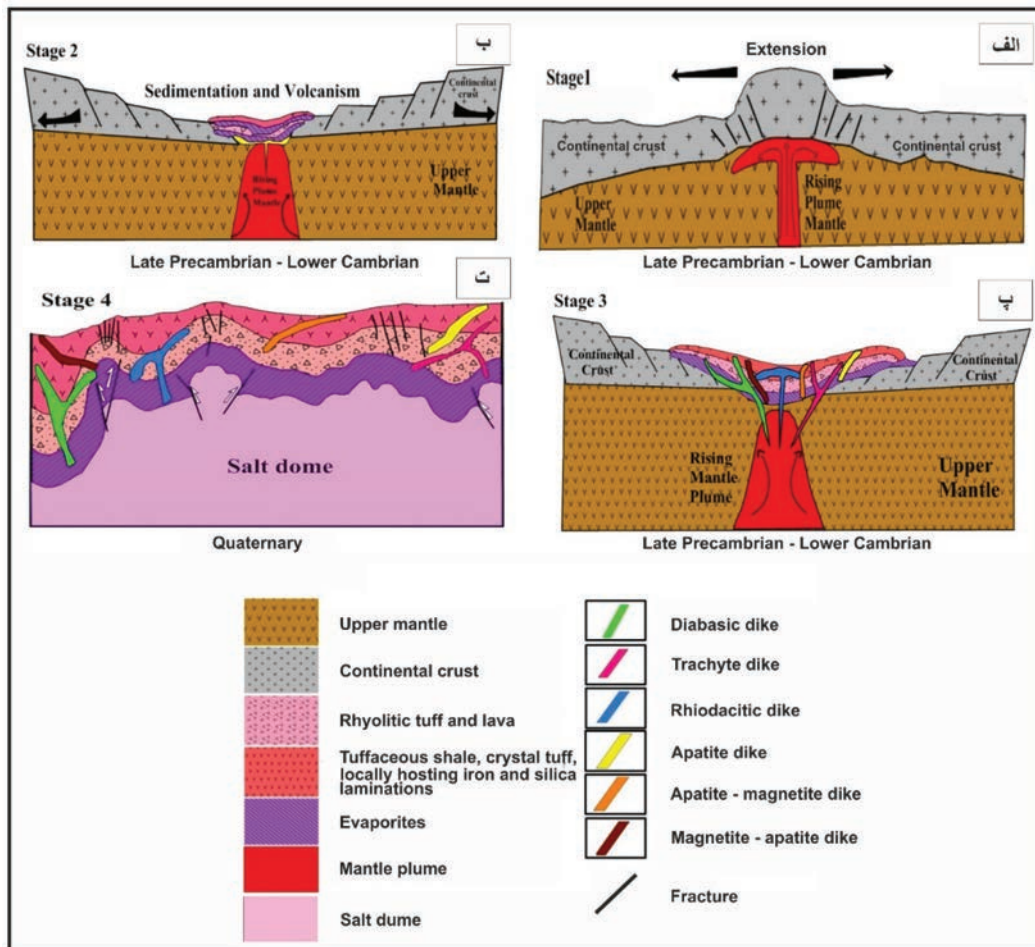
مرحله دوم (فعالیت‌های کششی و گسل خوردگی پوسته قاره‌ای): در این مرحله گسل خوردگی‌ها و فعالیت‌های کششی توسعه پیدا کرده و حوضه‌های رسوبی-آتشفشانی درون قاره‌ای تشکیل می‌شوند. پیامد این کشش منجر به فرونشست و تراوش ماگمای بازالتی به خارج می‌شود. ترکیب این نوع بازالت‌ها نیز از نوع آکالان است. در این زمان در بخش ساحلی حاشیه و اگرای پروتوپالئوتتیس رسوبات تبخیری سازند هرمز نهشته شده‌اند (لاسمی، ۱۳۷۹). با توسعه ریف‌ت درون قاره‌ای سری از سنگ‌های آتشفشانی، رسوبی و تبخیری در این حوضه‌ها نهشته می‌شود و از مثال‌های شاخص این رخداد زمین‌شناسی در ایران می‌توان بلوک بافق-پشت‌بادام و منطقه هرمز را نام برد (شکل ۱۰-ب).

مرحله سوم (فعالیت‌های ماگمایی-گرمايي): مرحله فعالیت‌های آتشفشانی در حوضه‌های رسوبی درون قاره‌ای به‌تدریج به فعالیت‌های ماگمایی و نفوذی تغییر می‌یابند. در این نوع محیط‌های زمین‌ساختی، ماگمای مادر ترکیب مافیکی آکالان دارد. در ماگماهای آبدار با فشار بخشی اکسیژن بالا، مگنتیت اولین کانی است که متبلور می‌شود (Martel et al., 1999). همین‌که ماگما به سطح معینی صعود می‌کند، مذاب هموزن باقیمانده دانه‌های مگنتیت متبلور شده را احاطه می‌کند (کانه‌زایی مگنتیت با ساخت و بافت دانه‌پراکنده در این مرحله تشکیل می‌شود). در این مرحله، مذاب باقیمانده متحمل نآمیختگی شده و مذاب غنی از آهن و مذاب غنی از سیلیس به وجود می‌آید. در طول فرایند نآمیختگی مایعات، عناصر فرار از قبیل

S، Cl، F، و P به‌شدت وارد مذاب غنی از آهن می‌شوند (Lester et al., 2013) و حضور عناصر فرار به‌طور قابل ملاحظه‌ای چگالی مایعات را کاهش می‌دهد (Goldstein and Francis, 2008)، بدین ترتیب ساخت قارچی شکل غنی از آهن که محتوی دانه‌های مگنتیت و مذاب آهن-فسفر با درصد بالایی از مواد فرار است، ساخته می‌شود (کانسنگ‌های توده‌ای مگنتیت-آپاتیت در این مرحله به وجود می‌آید). مذاب غنی از آهن در مقایسه با ماگمای غنی از Si هم‌زمان از چگالی کمتری برخوردار است. زمانی که مذاب‌های غنی از آهن و مواد فرار به عمق‌های کمتر صعود می‌کند، کاهش درجه حرارت و فشار سبب از دست رفتن گاز و دفع سیالات ماگمایی-گرمايي غنی از F و Cl از توده غنی از آهن می‌شود. سیالات ماگمایی-گرمايي غنی از F و Cl با توده مگنتیتی سخت شده واکنش داده، و به فاز آهن-فسفر بینابینی تغییر ماهیت می‌دهند و سبب کاهش قابل ملاحظه در مقدار تیتانیوم، کروم و دیگر عناصر کمیاب مگنتیت‌های اولیه می‌شوند (کانی‌های مگنتیت و آپاتیت نسل دوم که فضاهای میان مگنتیت و آپاتیت‌های نسل اول را پر می‌کنند در این مرحله تشکیل می‌شوند که به‌نوبه خود توسط رگه-رگچه‌های مگنتیت و آپاتیت دنبال می‌شوند).

توده‌های آذرین نفوذی مافیکی تا فلسیک و دایک‌های دیابازی-تراکیتی و ریوداسیتی در طول تبلور بخشی ماگمای مافیکی اولیه، از مذاب غنی از Si ایجاد می‌شوند. کانه‌زایی‌های اکسیدهای آهن-آپاتیت مانند فازهای تأخیری، سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی میزبان و توده‌های آذرین مافیکی تا فلسیک را قطع کرده‌اند (شکل ۱۰-پ). در ضمن، واکنش میان سیالات ماگمایی-گرمايي و سنگ‌های آذرین (به‌ویژه ریولیتی و ریوداسیتی) سری هرمز سبب دگرسانی وسیع آکالی-کلسیک شده است.

مرحله چهارم (چین خوردگی، گسلش و فرسایش): در نهایت، از زمان کامبرین زیرین تا عهد حاضر به دلیل فعالیت گنبد‌های نمکی و گسل‌ها، مجموعه سری هرمز (شامل سنگ‌های رسوبی-آتشفشانی، نفوذی‌ها و کانسنگ‌ها) به‌عنوان پی‌سنگ زاگرس در سطح زمین نمایان شده، و پس از تحمل فرآیندهای هوازدگی و فرسایش مورفولوژی عهد حاضر را پیدا کرده است (شکل ۱۰-ت).



شکل ۱۰. مراحل مختلف تشکیل کانسار آهن-آپاتیت جزیره هرمز، (الف) بالا آمدگی پوسته قاره‌ای، (ب) توسعه فعالیت‌های کششی و گسل خوردگی پوسته قاره‌ای، (پ) فعالیت‌های ماگمایی-گرمایی و کانه‌زایی، (ت) در نهایت دی‌پیریسم، چین خوردگی، گسلش، هوازدگی و فرسایش

نتیجه‌گیری

کانی‌های مگنتیت و آپاتیت را اثبات می‌کند. کانسنگ‌های مگنتیت-آپاتیت جزیره هرمز دارای تمرکز بالایی از عناصر کمیاب خاکی است و عیار مجموع REE در کانسنگ‌های غنی از آپاتیت تا سه درصد می‌رسد، و همبستگی مثبت قوی میان فسفر با REE وجود دارد. مقادیر نسبت‌های V/Ti ، Ni/Ti ، V/Fe و Ti/Fe و الگوی به‌هنجار شده عناصر کمیاب خاکی به‌کندریت در کانسنگ‌های مگنتیت-آپاتیت جزیره هرمز مشابهت آن‌ها را با کانسارهای مگنتیت-آپاتیت ماگمایی نشان می‌دهد. دمای همگن شدن در میانبارهای دو فاز مایع و بخار (L+V) در کانسی آپاتیت بین ۳۰۹ تا ۵۶۵ (میانگین ۳۸۸) درجه سانتی‌گراد و درجه شوری بین ۱۴/۱۶ تا ۳۳/۸۷ (میانگین ۲۰/۸۰) درصد وزنی معادل نمک طعام در تغییر است و میانبارهای سیال در گستره سیالات

در منطقه مورد مطالعه، سری هرمز تناوبی از گدازه و توف ریولیتی تا ریوداسیتی، کریستال توف، شیل توفی، ماسه‌سنگ و لایه‌های تبخیری به سن پرکامبرین پسین-کامبرین پیشین را شامل می‌شود. کانه‌زایی اکسیدهای آهن و آپاتیت به‌صورت‌های توده‌ای، دایک، رگه-رگچه‌ای و دانه‌پراکنده در سنگ‌های شیل توفی و کریستال توف مشاهده می‌شود. بر پایه مقادیر اکسیدهای آهن و آپاتیت می‌توان کانه‌زایی را به انواع اکسیدهای آهن (بیشتر مگنتیت)، اکسیدهای آهن-آپاتیت و آپاتیت تقسیم کرد. کانی‌های اصلی سازنده کانسار شامل مگنتیت، اولیژیست، هماتیت، و آپاتیت است، کلسیت، کوارتز و کانی‌های رسی باطله‌های کانسار را تشکیل می‌دهند. مطالعات بافتی وجود نسل‌های مختلف

۱، ۱۹۵-۲۱۶.

- رجب‌زاده، م.ع.، حسینی، ک. و موسوی نسب، ز.، ۱۳۹۳. مطالعات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی عناصر کمیاب خاکی بر روی آپاتیت کانسار اکسید آهن-آپاتیت اسفوردی بافق-یزد. اولین همایش زمین‌شناسی فلات ایران، ۱۱.

- رستمی، ع.، بازآمد، م.، حاج علیلو، ب. و مؤذن، م.، ۱۳۹۳. بررسی رفتار ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی در آپاتیت‌های جزیره هرمز، استان هرمزگان. مجله زمین‌شناسی اقتصادی، ۶، ۱، ۷۱-۸۵.

- سپهری‌راد، ر.، ۱۳۷۹. زمین‌شناسی اقتصادی کانسار آهن آنومالی شمالی، چغارت. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت‌معلم، ۱۵۸.

- فخری دودویی، ع.، ۱۳۹۷. زمین‌شناسی اقتصادی و ژئوشیمی واحد H₄ سری هرمز، جزیره هرمز. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۷۲.

- کارگران بافقی، ف.، ۱۳۸۰. مطالعه زون‌های فسفات دار در کانسار آهن چغارت و ارتباط احتمالی آنها با زون‌های فسفات دار اسفوردی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت‌معلم، ۱۱۱.

- لاسمی، ی.، ۱۳۷۹. رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه نگاری سکانشی نهشته سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۸۰.

- Aftabi, A., Mohseni, S., Babeki, A. and Azaraian, H., 2009. Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit, central Iran-a discussion. *Economic Geology*, 104, 137-139.

- Atapour, H. and Aftabi, A., 2017. Comments on Geochronology and geochemistry of rhyolites from Hormuz Island, southern Iran: A new Cadomian arc magmatism in the Hormuz Formation. *Lithos*, 2015, 236-237, 203-211: A missing link of Ediacaran A-type rhyolitic volcanism associated with glaciogenic banded iron salt formation (BISF). *Lithos*, 284-285, 779-782.

- Bilenker, L.D., Simon, A.C., Reich, M., Lundstrom, C.C., Gajos, N., Bindeman, I., Barbra, F. and Munizaga R., 2016. Fe-O stable isotope pairs elucidate a high-temperature origin of

با منشاء ماگمائی و گرمایی قرار می‌گیرند که حاکی از نقش این سیالات در کانه‌زایی منطقه می‌باشد. در نهایت، با توجه به شواهد زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و میانبار سیال، کانه‌زایی مگنتیت-آپاتیت جزیره هرمز در گروه کانسارهای مگنتیت-آپاتیت نوع کایرونا و با منشاء ماگمائی-گرمایی طبقه‌بندی می‌شود.

سپاسگزاری

نگارندگان مقاله از دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود که بستر و محیط مناسبی را برای انجام این پژوهش آماده کرده‌اند، سپاسگزاری می‌نمایند. از دست‌اندرکاران محترم مجله و داورانی که ارزیابی مقاله حاضر را قبول می‌فرمایند، تشکر می‌شود.

منابع

- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.

- احمدزاده هروی، م.، هوشمند زاده، ع. و نبوی، م.ح.، ۱۳۶۹. مفاهیم جدیدی از چینه‌شناسی سازند هرمز و مسئله دیاپیریسم در گنبد‌های نمکی جنوب ایران. مجموعه مقالات سمپوزیوم دیاپیریسم با نگرش ویژه به ایران، وزارت معادن و فلزات، جلد اول، ۱-۲۲.

- احمدی مقدم، پ.، مرتضوی، م.، پوستی، م. و احمدی پور، ح.، ۱۳۹۷. زمین‌شناسی و سنگ‌زایی سنگ‌های دیابازی سازند هرمز، واقع در استان هرمزگان (جنوب ایران). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۲۶، ۳، ۶۵۱-۶۶۴.

- افضلی، س.، نظامتی، ن.، قادری، م.، قلمقاش، ج.، قاسمی، م.ر. و کریمی بونندپور، ع.، ۱۳۹۳. سنگ‌زایی و کانه‌زایی در کانسار اکسید آهن آپاتیت‌دار گزستان، خاور بافق، ایران مرکزی. فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۴، ۹۳، ۷۷-۸۴.

- بهزادی، م.، ۱۳۸۵. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار آهن آنومالی شمالی واقع در منطقه بافق یزد. رساله دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۱۱.

- بیابانگرد، ح.، عالیان، ف. و بازآمد، م.، ۱۳۹۷. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و منشأ کانه‌زایی آهن و مس در توالی آتشفشانی-رسوبی هرمز. مجله زمین‌شناسی اقتصادی، ۱۰،

- Chilean iron oxide-apatite deposits. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 177, 94-104.
- Bonyadi, Z., Davidson, G.J., Mehrabi, B., Meffre, S. and Ghazban, F., 2011. Significance of apatite REE depletion and monazite inclusions in the brecciated Se Chahun iron oxide-apatite deposit, Bafq district, Iran: Insights from paragenesis and geochemistry. *Chemical Geology*, 281, 253-269.
 - Daliran, F., 2002. Kiruna type iron oxide-apatite ores and apatites of the Bafq district, Iran, with an emphasis on the REE geochemistry of their apatites; in Porter, Hydrothermal iron oxide copper gold and related deposits: A global perspective, PGC Publishing, Adelaide, 2, 303-320.
 - Daliran, F., Stosch, H.G. and Williams, P., 2007. Multistage metasomatism and mineralization at hydrothermal Fe oxide-REE-apatite deposits and apatites of the Bafq District, Central-East Iran, in: Andrew, C.J. et al., eds, Digging Deeper, Proceedings of the 9th Biennial Meeting of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits, Dublin, 1501-1504.
 - Daliran, F., Stosch, H.G. and Williams, P., 2010. Early Cambrian iron oxide-apatite-REE (U) deposits of the Bafq district, east-central Iran, in: Corriveau, L., Mumin, H., eds., Exploring for iron oxide copper-gold deposits: Canada and global analogues: Geological Association of Canada, Short Course Notes, 20, 143-155.
 - Dare, S.A.S., Barnes, S.J. and Beaudoin, G., 2014. Did the massive magnetite lava flows of El Laco (Chile) form by magmatic or hydrothermal processes? New constraints from magnetite composition by LA-ICP-MS. *Mineralium Deposita*, 50, 607-617.
 - Dill, H.G., 2010. The chessboard classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium. *Earth Science Reviews*, 100, 1-420.
 - Eslamizadeh, A., 2017. Petrology and geochemistry of early Cambrian volcanic rocks hosting the Kiruna-type iron ore in Anomaly 10 of Sechahun, Central Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 28, 1, 21-35.
 - Driesner, T. and Heinrich, C.A., 2007. The system H₂O-NaCl. Part I. Correlation formulae for phase relations in temperature-pressure-composition space from 0 to 1000 °C, 0 to 5000 bar, and 0 to 1 XNaCl. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71, 4880-4901.
 - Frietsch, R. and Perdahl, J.A., 1995. Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron ore type. *Ore Geology Review*, 9, 489-510.
 - Geijer, P., 1910. Igneous rocks and iron ores of Kiirunavaara, Luossavaara and Tuollavaara. Scientific and practical researches in Lapland arranged by the Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag, Geology of the Kiruna district 2, Stockholm, 278.
 - Goldstein, S.B. and Francis, D., 2008. The petrogenesis and mantle source of Archaean ferropicrites from the Western Superior Province, Ontario, Canada. *Journal of Petrology*, 49, 1729-1753.
 - Haas, J.L., 1976. Thermodynamic properties of the coexisting phases and thermodynamic properties of the NaCl component in boiling NaCl solutions, United States Geological Survey Bulletin, 1421-B, 71.
 - Haas, J.L., 1971. The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Economic Geology*, 66, 940-946.
 - Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A. and Mitchell, S.F., 2007. Classification of Itered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48, 2341-2357.
 - He, X.F., Santosh, M., Tsunogae, T. and Malaviarachchi, S.P.K., 2018. Magnetiteapatite

- deposit from Sri Lanka: implications on Kiruna-type mineralization associated with ultramafic intrusion and mantle metasomatism. *American Mineralogist*, 103, 26-38.
- Hitzman, M.W., Oreskes, N. and Einaudi, M.T., 1992. Geological characteristics and tectonic setting of proterozoic iron-oxide (Cu-U-Au-Ree) deposits. *Precambrian Research*, 58, 241-287.
 - Jami, M., 2006. Geology, geochemistry and evolution of the Esfordi phosphate iron deposit, Bafq area, Central Iran, Unpublished Ph.D. thesis, University of New South Wales, 355.
 - Jami, M., Dunlop, A.C. and Cohen, D.R., 2007. Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit, Central Iran, *Economic Geology*, 102, 1111-1128.
 - Jonsson, E., Troll, V., Hogdahl, K., Harris, C., Weis, F., Nilsson, K.P. and Skelton, A., 2013. Magmatic origin of giant Kiruna-type apatite-iron-oxide ores in Central Sweden. *Scientific Reports*, 3, 1644.
 - Kesler, S.E., 2005. Ore-forming fluids. *Elements*, 1, 13-18.
 - Knipping, J.L., Bilenger, L., Simon, A. and Reich, M., 2015. Giant Kiruna-type deposits form by efficient flotation of magmatic magnetite suspensions. *Geology*, 43, 591-594.
 - Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
 - Lester, G.W., Clark, A.H., Kyser, T.K. and Naslund, H.R., 2013. Experiments on liquid immiscibility in silicate melts with H₂O, P, S, F, and Cl: Implications for natural magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166, 329-349.
 - Martel, C., Pichavent, M., Holtz, F. and Scaillet, B., 1999. Effects of *f*O₂ and H₂O on andesite phase relations between 2 and 4 kbar. *Journal of Geophysical Research*, 104, 29453-29470.
 - Mohammad-Torab, F. and Lehmann, B., 2008. Magnetite-apatite deposits of the Bafq district, Central Iran: apatite geochemistry and monazite geochronology. *Mineralogical Magazine*, 71, 347-363.
 - Mohseni, S. and Aftabi, A., 2015. Structural, textural, geochemical and isotopic signatures of synglaciogenic Neoproterozoic banded iron formations (BIFs) at Bafq mining district (BMD), Central Iran: The possible Ediacaran missing link of BIFs in Tethyan metallogeny. *Lithos*, 71, 215-236.
 - Mokhtari, M.A.A., Emami, M.H. and Hosseinzadeh, G., 2013. Genesis of iron-apatite ores in Posht-e-Badam Block (Central Iran) using REE geochemistry. *Journal of Earth System Sciences*, 122, 795-803.
 - Mokhtari, M.A.A. and Ebrahimi, M., 2015. Geology and geochemistry of Homeijan magnetite-apatite deposit (SW Behabad, Yazd province). *Geochemistry Journal*, 2, 2, 20-27.
 - Moor, F. and Modabberi, S., 2003. Origin of choghart iron oxide deposit Bafq mining district, central iran: new isotopic and geochemical evidences, 14, 259-269.
 - Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 757-775.
 - Nystrom, J.O., Billstrom, K., Henriquez, F., Fallick, A.E. and Naslund, H.R., 2010. Oxygen isotope composition of magnetite in iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden. *Global Financing Facility (GFF)*, 130, 4, 177-188.
 - Rahimi, E., Maghsoudi, A. and Hezarkhani, A., 2016. Geochemical investigation and statistical analysis on rare earth elements in Lakehsiyah deposit, Bafq district. *Journal of African Earth Sciences*, 124, 139-150.
 - Rhodes, A.L. and Oreskes, N., 1999. Oxy-

- gen isotope composition of magnetite deposits at El Laco, Chile: Evidence of formation from isotopically heavy fluids. In: *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*, Brian, J. Skinner, ed., Society of Economic Geologists Special Publication 7, 333-351.
- Samani, B.A., 1988. Metallogeny of the Precambrian in Iran. *Precambrian Research*, 39, 85-106.
 - Schandl, E.S. and Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, 97, 629-642.
 - Sillitoe, R.H. and Burrows, D.R., 2002. New field evidence bearing on the origin of the El Laco magnetite deposit, Northern Chile. *Economic Geology*, 97, 1101-1109.
 - Smith, M.P., Storey, C.D., Jeffries, T.E. and Ryan, C., 2009. In situ U-Pb and trace element analysis of accessory minerals in the Kiruna District, Norrbotten, Sweden: New constraints on the timing and origin of mineralization. *Journal of Petrology*, 50, 2063-2094.
 - Smith, M.P., Gleeson, S.A. and Yardley, B.W.D., 2013. Hydrothermal fluid evolution and metal transport in the Kiruna District, Sweden: contrasting metal behaviour in aqueous and aqueous-carbonic brines. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 102, 89-112.
 - Sourirajan, S. and Kennedy, G.C., 1962. The system H₂O-NaCl at elevated temperatures and pressures. *American Journal of Sciences*, 260, 115-141.
 - Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42, 1, 313-345.
 - Tornos, F., Velasco, F. and Hanchar, J.M., 2017. The magmatic to magmatic hydrothermal evolution of the El Laco Deposit (Chile) and its implications for the genesis of magnetite-apatite deposits. *Economic Geology*, 112, 1595-1628.
 - Troll, V.R., Weis, F.A., Jonsson, E., Andersson, U.B., Majidi, S.A., Hogdahl, K., Harris, C., Millet, M.A., Chinnasamy, S.S., Koojiman, E. and Nilsson, K.P., 2019. Global Fe-O isotope correlation reveals magmatic origin of Kiruna-type apatite-iron-oxide ores. *Nature Communications*, 10, 1, 1712.
 - Westhues, A., Hanchar, J.M., Whitehouse, M.J. and Martinsson, O., 2016. New constraints on the timing of host-rock emplacement, hydrothermal alteration, and iron oxide-apatite mineralization in the Kiruna District, Norrbotten, Sweden. *Economic Geology*, 111, 1595-1618.
 - Westhues, A., Hanchar, J.M., LeMessurier, M.J. and Whitehouse, M.J., 2017. Evidence for hydrothermal alteration and source regions for the Kiruna iron oxide-apatite ore (northern Sweden) from zircon Hf and O isotopes. *Geology*, 45, 571-574.
 - Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
 - Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits, *Lithos*, 55, 229-272.
 - Xie, Q., Zhang, Z., Hou, T., Cheng, Z., Campos, E., Wang, Z. and Fei, X., 2019. New Insights for the Formation of Kiruna-Type Iron Deposits by Immiscible Hydrous Fe-P Melt and High-Temperature Hydrothermal Processes: Evidence from El Laco Deposit. *Economic Geology*, 114, 1, 35-46.

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 ژنز این گدازه‌ها تاثیر 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 ژنز 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، پسا بر خوردی، 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 ۵۸° ۰۰' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۲° ۳۵' تا ۳۳° ۰۵' 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 نفوزن 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، نفوزن و کواترنری رخنمون دارند (فریدی، ۱۳۸۴) که بررسی پترولوژی گدازه‌های آتشفشانی الیگوسن، موضوع این مقاله است.

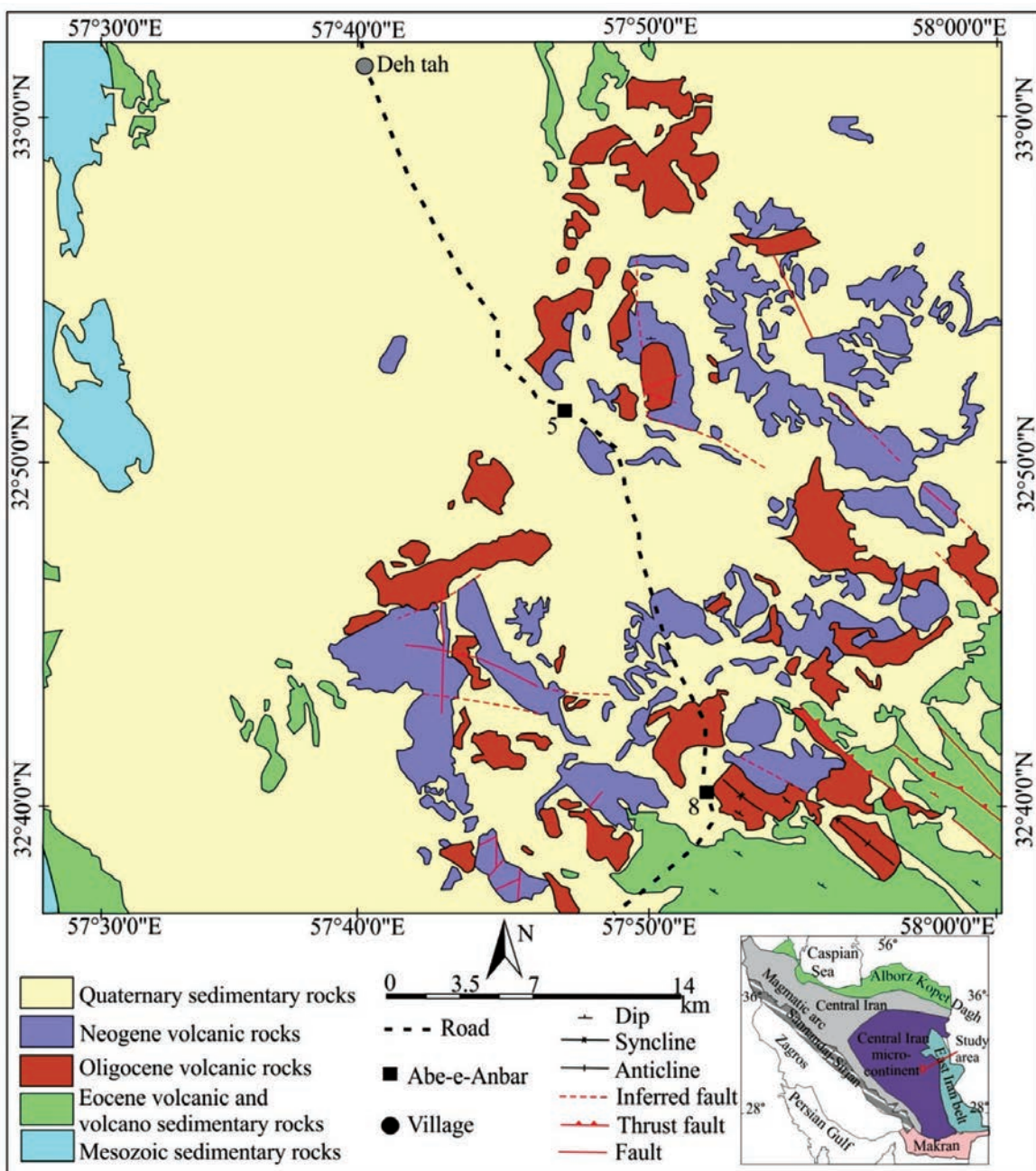
در مورد سنگ‌های آتشفشانی در بلوک لوت، نقطه نظراتی منتشر شده است. طبق مدل ژئودینامیکی (Camp and Griffis 1982)، از مائستریشیتین، فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر بلوک افغان آغاز و تا ائوسن میانی ادامه یافته است. ادامه همگرایی و برخورد بین بلوک‌های لوت و افغان، سبب چین‌خوردگی و گسلش امتدادلغز، طی الیگوسن، 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-همیالیا 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، باز 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 مونزودیوریتی 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 ۱/۵ 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 (Pang et al., 2013; Kluyver et al., 1981). 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 ده‌ته 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 ته‌نشست 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. برحسب 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 نئوزن در شرق منطقه، که بر روی گدازه‌های الیگوسن قرار گرفته‌اند (دید به سمت شمال)، ت) منظره‌ای دیگر، از قرارگیری نهشته‌های آتشفشانی نئوزن، 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 پورفیریتیک، 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 نئوزن، 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 ده‌ته، 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	۶/۱۶	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	۱۶/۵	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	۰/۲۸	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	۱/۷۱
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	۱۳۸	۱۲۴	۱۰۶	۱۳۶	۸۳	۷۲	۱۰۴	۲۳	۷۱
Cr	۶۱/۳	-	۶۶/۵	۷۰/۳	۳۴/۳	۴۹	-	۶۰	۴۹/۴
Co	۱۴/۸	۱۴/۴	۱۲/۷۷	۱۶/۹۳	۵/۹	۱/۹	۱۱	۳/۶	۴/۵۹
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	۷۴	۴۸	۵۵/۶	۸۰/۸	۳۷/۴	۳۷/۷	۵۰/۳	۴۹	۳۸/۳
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	۸۱۷	۶۱۷	۵۳۷	۷۷۸	۳۸۳	۲۵۸	۷۱۱	۲۶۲	۲۸۵
Y	۲۶/۶	۳۸/۳	۱۴/۷۴	۱۵/۶۵	۹/۱۳	۱۸/۸	۲۱/۸	۸/۶	۹/۳۳
Zr	۱۸۵	۱۸۷	۲۵۹	۳۸۴	۱۶۰	۱۱۳	۲۰۳	۱۴۱	۱۷۷
Nb	۱۱	۸/۳	۱۳/۹۸	۳۴/۶۶	۱۱/۰۲	۱	۷/۳	۸/۸	۱۲/۷۸
Cs	-	-	۱/۱۷	۱/۹	۱/۰۸	-	-	۱/۲۹	۱/۴۳
Ba	۱۰/۷	۷/۱۵	۳/۸/۵	۱/۵	۱	۱	۲۴/۸	۶۶۰	۱
La	۳۰/۹	۱۹/۳	۳۶/۷۷	۴۴/۴۳	۳۲/۹۱	۱	۱۶	۳۰/۴	۳۶/۵۸
Ce	۵۵/۸	۴۵/۹	۵۸/۳۳	۷۱/۶۲	۴۹/۴۴	۴۲/۷	۵۱/۵	۵۰/۹	۵۴/۴۲
Pr	-	-	۶/۶۴	۸/۱۶	۵/۱	-	-	۵/۱۴	۵/۶۹
Nd	۱	۱	۲۳/۸۱	۲۹/۲۷	۱۸/۰۴	۱	۱	۱۷	۱۹/۴۵
Sm	۰/۷	۰/۴	۴/۶۵	۵/۷۱	۳/۶	۱	۱	۲/۷۷	۳/۸۹
Eu	۰/۱	۰/۲	۱/۲۹	۱/۶۲	۱/۵۳	۰/۲	۰/۲	۰/۷۱	۱/۱۹
Gd	-	-	-	-	-	-	-	۲/۶۹	-
Tb	-	-	۰/۵۴	۰/۵۷	۰/۳۴	-	-	۰/۳۴	۰/۳۵
Dy	-	-	۲/۹۳	۲/۹۵	۱/۸۲	-	-	۱/۵۷	۱/۸۱
Ho	-	-	۰/۵۹	۰/۶۲	۰/۳۶	-	-	۰/۳۱	۰/۳۶
Er	-	-	۱/۵۲	۱/۶۴	۰/۹۲	-	-	۰/۹۱	۰/۹۵
Tm	-	-	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۱۸	-	-	۰/۱۲	۰/۱۳
Yb	۲/۵	۲/۱	۱/۳۹	۱/۶	۱/۰۸	۲/۱	۲/۲	۰/۷۸	۰/۹۰
Lu	-	-	۰/۲۲	۰/۲۹	۰/۳۸	-	-	۰/۱۲	۰/۱۷
Hf	۱/۴	۰/۸	۶/۱۳	۶۹/۱۸	۴/۳۳	۰/۷	۱/۲	۳/۷	۴/۹۲
Ta	۰/۴	۰/۲	۰/۹۶	۱/۸۸	۱/۰۶	۰/۲	۰/۲	۰/۸	۱/۰۸
Pb	۸/۳	۹/۲	۷/۶	۸/۸	۸/۱	۶/۶	۹/۶	۱۲	۶/۵
Th	۴/۹	۸	۱۰/۴	۱۲/۸۸	۱۴/۵۹	۴/۷	۳/۶	۱۳/۸۵	۱۴/۴۷
U	-	-	۱/۹۲	۲/۶	۲/۸	-	-	۲/۸	۲/۸۶

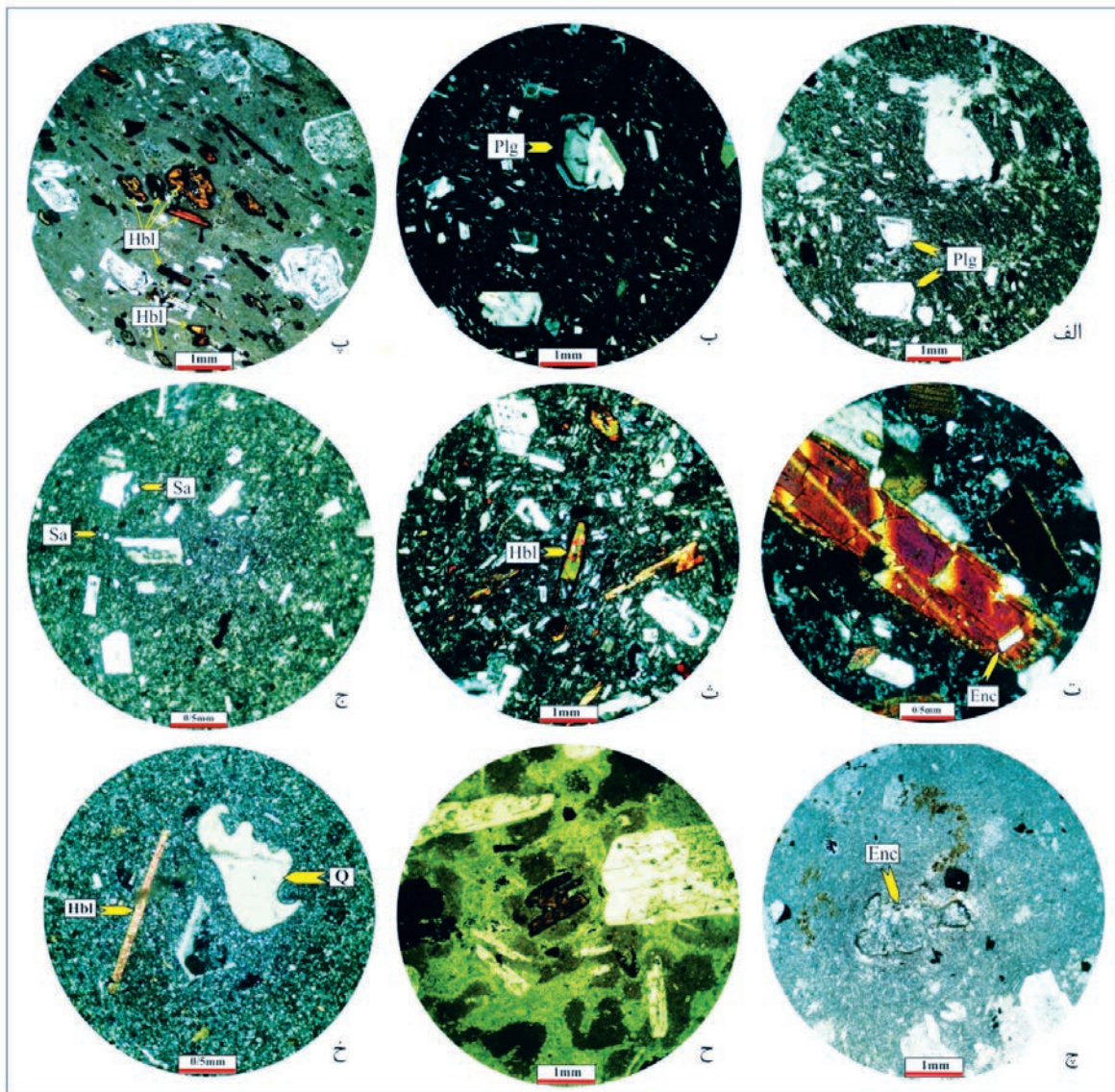
پتروگرافی

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، به‌عنوان 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) به‌عنوان 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، به‌طور 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 فیزیکی‌وشیمیایی، 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., 2008; Tepley, 1999)، 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 تالامی 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

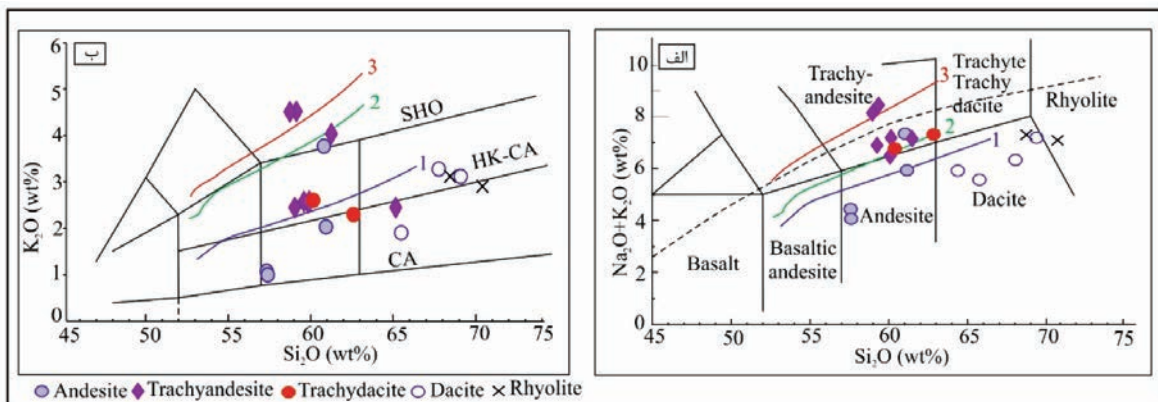
غالب در آن‌ها، پلاژیوکلاز (آندزین-الیگوکلاز) است. سودومورف‌های کانی‌های فرومنیزین نیز دیده می‌شوند که به‌طور کامل توسط کانی‌های اپاک جانشین شده‌اند، به‌طوری‌که، نمی‌توان کانی مافیک اولیه را تشخیص داد. در خمیره، میکروولیت‌های ریز پلاژیوکلاز (الیگوکلاز-آلبیت)، و بلورهای ریز و خودشکل سانیدین (شکل ۳-ج)، 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 گستره ده ته 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 ده‌ته، 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.

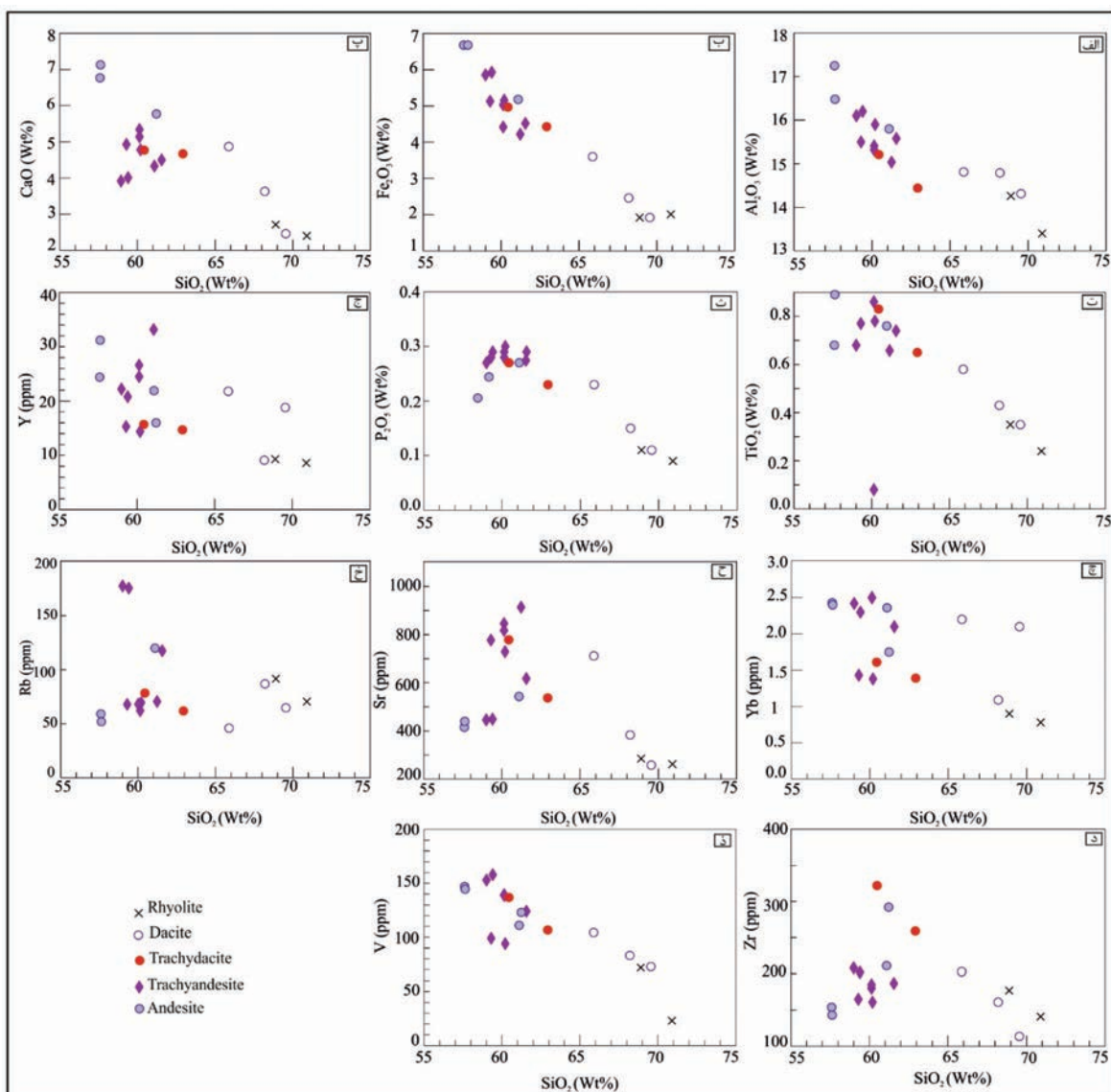
گدازه ریولیتی، دارای بافت پورفیریک با خمیره میکروکریستالین است و در بردارنده فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، سانیدین، بیوتیت و آمفیبول هستند. فنوکریست‌های کوارتز، دارای حاشیه خلیجی هستند (شکل ۳-خ) که ممکن است، طی صعود ماگما و در اثر برداشته شدن فشار از روی حجره ماگمایی ایجاد شده باشد (Mbowou et al., 2015; Shelley 1993; Topuz et al., 2011). 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 گستره ده ته، 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 دته

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

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

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 (Çoban 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-ب)، 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.

(al., 1997). 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.

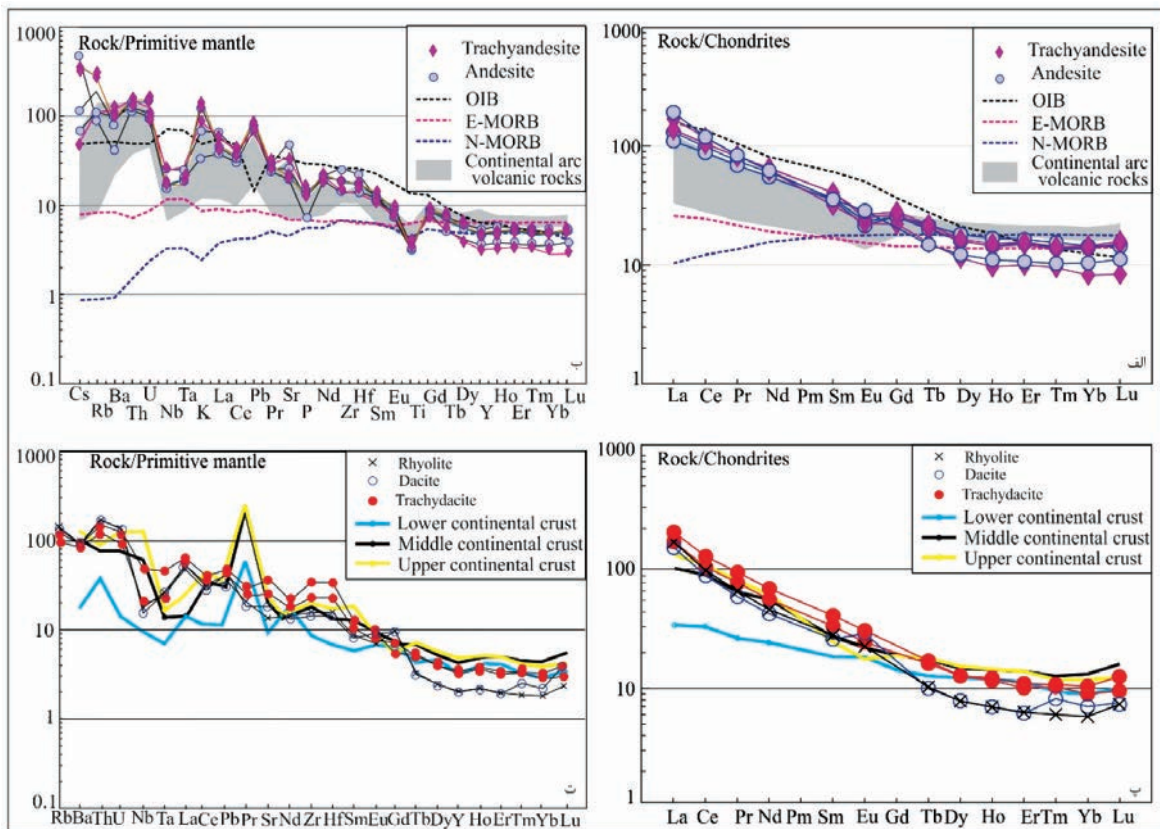
در شکل ۵-ب، کاهش مقدار Fe_2O_3 از قطب گدازه‌های حدواسط به سمت اسیدی را شاید بتوان با تبلور بخشی هماتیت، منیتیت و ایلمنیت توجیه کرد. در شکل ۵-ت، با افزایش مقدار سیلیس، CaO روند کاهشی نشان می‌دهد، که می‌توان به تفریق کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز نسبت داد (Ayabe et al., 2012). کاهش مقدار TiO_2 از قطب سنگ‌های 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 ژنر گدازه‌هایی که الگوهای آن‌ها شکل قاشقی دارند، آمفیبول نقش مهمی داشته است. همچنین، در نمودارهای عنکبوتی از گدازه‌های الیگوسن جنوب ده‌ته، با ریم 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 نیوبیوم، تانتالیم و تیتان، همراه با نبود آنومالی مشخص از زیرکونیوم و هافنیم، وجود آمفیبول در منشاء پریدوتیتی این 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 به‌هنجار 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 کمان قاره‌ای (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 به‌هنجار 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 (et al., 2002) تهی‌شدگی این عناصر، نشان‌دهنده آلیش 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 به‌هنجار 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

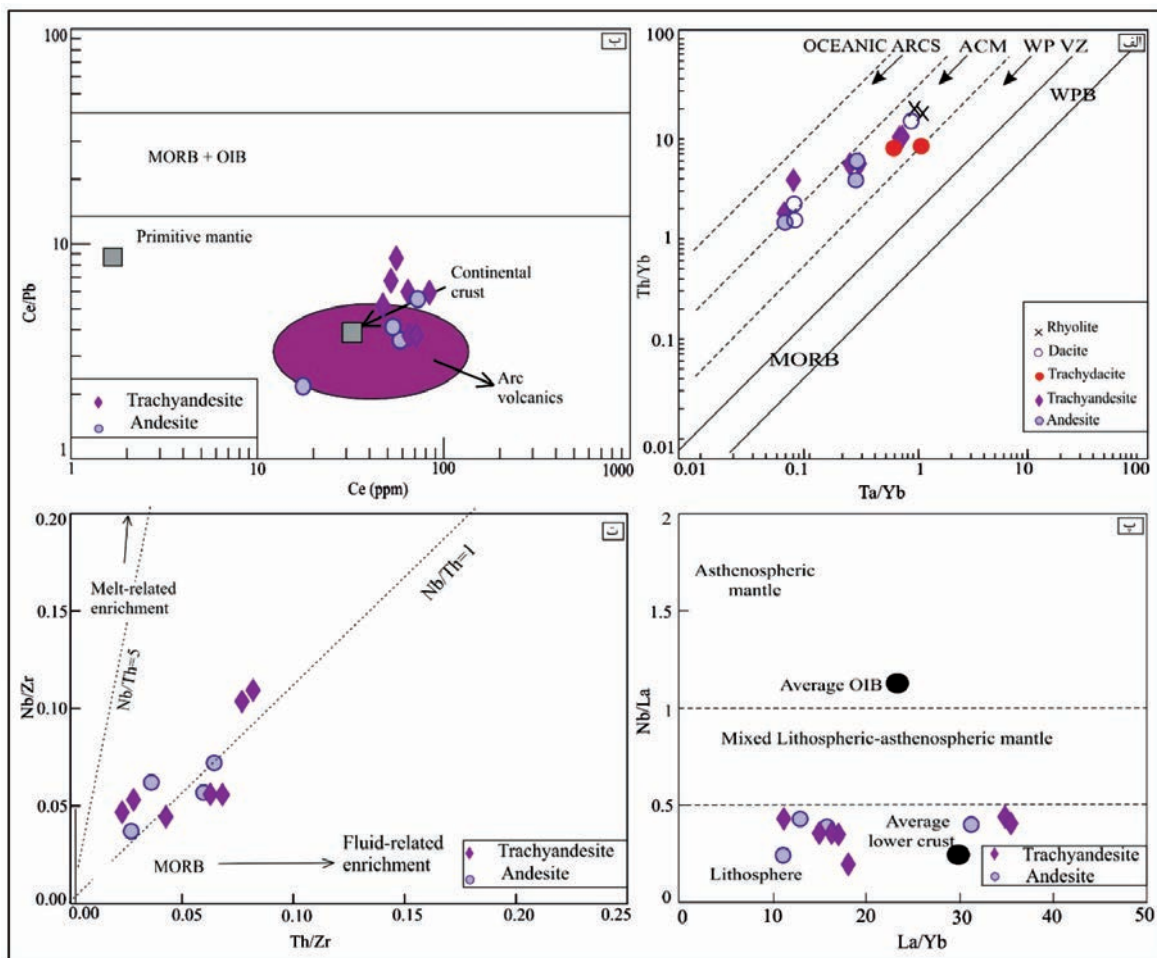
Th/Yb به Ta/Yb (Schandlle and Gorton, 2002) (شکل ۷-الف)، گدازه‌های آندزیتی، تراکی آندزیتی و داسیتی در قلمروهای کمان اقیانوسی و کمان قاره‌ای جنبا رسم شده‌اند. نمونه‌های تراکی داسیتی و ریولیتی نیز در کمان قاره‌ای جنبا و درون صفحه‌ای جای گرفته‌اند. شاید بتوان، تغییر در محیط تکتونوماگمایی را با منشاء متفاوت 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 آستونسفری 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 Th، U، La، Pb، 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 کم‌انرژی 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، آلیش 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 ده‌ته، 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 ده‌ته، جنوب دیهوک، بلوک لوت، دربردارنده گدازه‌های با ترکیب آندزیت، تراکی‌آندزیت، تراکی‌داسیت، 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 تاثیرگذار در ژنز این گدازه‌ها نبوده است. الگوهای عناصر نادر خاکی و نمودارهای عنکبوتی به‌هنجار شده با مقادیر کندریت و

مؤلفه‌های فرورانش را دارد. درعین 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 آیری، 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 نئوتتیس 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 آستنوسفری، 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 Hllai-do, 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 ماگماتیسم 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، ۱۹-۵۴.

- 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](http://dx.doi.org/10.1016/j.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.
- Klyver, 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.doi.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/petrology/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 İkizce (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, dio: 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 Crags, 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*, 944, 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 Bitjand 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>.

مقایسه نتایج روش‌های زمین‌آماری خطی و غیرخطی در مدلسازی و ارزیابی ذخیره کانسار مس نارباغی شمالی ساوه

رضا احمدی^(۱)

۱. استادیار گروه مهندسی معدن، دانشکده مهندسی علوم زمین، دانشگاه صنعتی اراک

تاریخ دریافت: ۹۹/۰۶/۱۵

تاریخ پذیرش: ۹۹/۰۸/۰۶

چکیده

در پژوهش حاضر ارزیابی کانسار مس نارباغی شمالی ساوه با استفاده از روش‌های تخمین زمین‌آماری خطی و غیرخطی صورت گرفته و نتایج آنها با یکدیگر مقایسه شده است. برای این منظور ابتدا متوسط عیار و میزان ذخیره کانسار با روش‌های لاگ کریجینگ و کریجینگ شاخص چندگانه با استفاده از نرم‌افزار SGeMS برای عیار حدهای ۱۰۰۰، ۱۵۰۰، ۲۰۰۰ و ۲۵۰۰ گرم بر تن (ppm) محاسبه شد و نمودارهای عیار-تناژ کانسار رسم شد. سپس به کمک نرم‌افزار Datamine مدلسازی کانسار صورت گرفت و متوسط عیار و میزان ذخیره کانسار با روش کریجینگ معمولی بلوکی نیز تخمین زده شد. نتایج پژوهش نشان می‌دهد که اختلاف ذخیره روش‌های لاگ کریجینگ و کریجینگ معمولی بلوکی به‌ازای عیار حدهای مذکور به‌ترتیب برابر با ۰/۹۶، ۱۹/۱۸، ۹/۸۱ و ۱۰/۴۴ درصد است. همچنین اختلاف ذخیره بین روش‌های کریجینگ شاخص و کریجینگ معمولی بلوکی نیز به‌ازای عیار حدهای مذکور به‌ترتیب برابر با ۱۳/۴۵، ۹/۲۱، ۱۴/۷۳ و ۱۱/۶۳ درصد است. به‌طور کلی نزدیک بودن نتایج تخمین متوسط عیار و میزان ذخیره توسط سه روش مورد استفاده، دلیلی بر صحت نتایج و عملکرد پژوهش است. بالاتر بودن متوسط عیار در روش کریجینگ شاخص چندگانه نسبت به روش‌های دیگر، به دلیل اختلاط کمتر کانسار و باطله و در نتیجه درجه خلوص بیشتر بلوک‌های ماده معدنی در این روش است. همچنین علت بیشتر بودن میزان ذخیره با روش کریجینگ معمولی بلوکی به کمک نرم‌افزار Datamine دخالت کاربر در تعیین منطقه تاثیر گمانه‌ها در فواصل عمقی کانی‌سازی شده در داخل گمانه‌هاست.

واژه‌های کلیدی: کانسار مس نارباغی شمالی ساوه، کریجینگ شاخص چندگانه، لاگ کریجینگ، Datamine، SGeMS.

مقدمه

و برآورد خطای تخمین، اهمیت زیادی دارد. از آنجایی که ذخایر معدنی در سطح زمین یا در اعماق آن، به شکل‌های بسیار متفاوتی یافت می‌شوند، انتخاب روش محاسبه ذخیره، تابع وضعیت ماده معدنی و مشخصات کارهای اکتشافی است (مدنی، ۱۳۷۶). تخمین‌گرهای مختلف، دارای توانایی و محدودیت‌هایی هستند که سازگار بودن یا نبودن آنها با کانسار مورد تخمین می‌تواند در کیفیت تخمین‌ها موثر واقع

تخمین ذخیره یکی از مهم‌ترین مراحل عملیات اکتشافی است و از آنجایی که اغلب براساس اطلاعات اکتشافی معدود انجام می‌شود، نیاز به دقت بالایی دارد. تخمین ذخایر معدنی به روش‌های گوناگونی انجام‌پذیر است که تفاوت این روش‌ها در دقت و سرعت الگوریتم محاسبه و داده‌های مورد نیاز آن روش‌ها است. به همین دلیل انتخاب بهترین روش تخمین

* نویسنده مرتبط: Rezahmadi@gmail.com

شود (مدنی، ۱۳۷۴؛ احمدی، ۱۳۸۸).

به‌طورکلی روش‌های تخمین ذخایر معدنی را می‌توان به دو دسته روش‌های کلاسیک (هندسی) و زمین‌آماری (وزن‌دهی آماری) تقسیم‌بندی کرد (مدنی، ۱۳۷۶؛ احمدی، ۱۳۹۸). در روش‌های سنتی تخمین ذخیره که مبتنی بر آمار کلاسیک هستند، به ساختار داده‌ها و تغییرپذیری عیار و یا ضخامت آنها توجه نمی‌شود، به همین دلیل تخمین‌های حاصل، اغلب دارای خطای نظام‌دار هستند (مدنی، ۱۳۷۴). به‌دلیل اثرات نامطلوب خطای تخمین در افزایش ریسک سرمایه‌گذاری، لازم است دقیق‌ترین روش تخمین ذخیره که بتواند کمترین خطای تخمین را تضمین نماید، به‌کار گرفته شود. روش‌های تخمین زمین‌آماری به خاطر ویژگی‌های خاص خود قادرند بهترین برآورد را از متغیرهای مورد بررسی در زمینه‌های مختلف از جمله معدنکاری ارائه کنند (حسینی پاک، ۱۳۷۷). به‌طورکلی در روش‌های زمین‌آماری به بررسی آن دسته از متغیرها پرداخته می‌شود که ساختار فضایی از خود بروز می‌دهند و تخمین براساس ساختار فضایی موجود در محیط انجام می‌شود. بدین صورت که ابتدا به بررسی وجود یا نبود ساختار فضایی بین داده‌ها پرداخته می‌شود، سپس در صورت وجود ساختار فضایی، تحلیل داده‌ها انجام می‌گیرد (حسینی پاک و شرف‌الدین، ۱۳۸۰).

هدف اصلی پژوهش حاضر تعیین متوسط عیار و تخمین دقیق ذخیره کانسار مس نارباغی شمالی ساوه براساس اطلاعات اکتشافی موجود با استفاده از روش‌های زمین‌آماری کریجینگ خطی و غیرخطی و مقایسه نتایج آن‌ها با یکدیگر است. زیرا طراحی درست و برنامه‌ریزی برای عملیات بهره‌برداری بهینه از کانسار، مستلزم آگاهی از میزان نزدیک به واقعیت عیار و تخمین تاحدممکن دقیق ذخیره کانسار است. روش‌های زمین‌آماري از جمله روش‌های نوین تخمین می‌باشند که همواره محل چالش بوده و تحقیقات زیادی در این زمینه در حال انجام است. در ارتباط با موضوع پژوهش، به‌تازگی پژوهش‌هایی انجام شده که در ادامه به چند مورد از مهم‌ترین آنها اشاره می‌شود.

جلالی و همکاران (۱۳۸۸) به بررسی اعتبار تخمین‌گرهای کریجینگ خطی و غیرخطی در پهنه‌بندی بلوک‌های کانسنگ

و باطله در معدن مس سرچشمه پرداختند. هدف از پژوهش آنها تعیین مرز بهینه کانسنگ و باطله در پله ۲۴۶۲/۵ معدن به کمک تخمین‌گر غیرخطی کریجینگ شاخص و ارزیابی اعتبار تخمین‌گر خطی کریجینگ معمولی است. بررسی آماری نتایج این دو تخمین‌گر نشان داد که از مجموع ۲۵۶۲۹ بلوک تخمینی در فضای مورد نظر، ۲۹۰۵ بلوک با استفاده از کریجینگ شاخص به‌طور صددرصد باطله اعلام شد درحالی‌که تخمین‌گر خطی کریجینگ معمولی، ۲۴۷۵ بلوک را به‌عنوان باطله معرفی کرد. کایدانی و دلبری (۱۳۸۹) با استفاده از روش‌های زمین‌آماري کریجینگ معمولی و کریجینگ شاخص، پهنه‌بندی شوری خاک و ریسک شوری در منطقه میانکنگی (سیستان) را مورد مطالعه قرار دادند. برای مقایسه روش‌ها از تکنیک اعتبارسنجی متقابل و معیارهای ارزیابی مجذور میانگین مربعات خطا (RMSE) و میانگین انحراف خطا (MBE) استفاده شد. نتایج نشان داد که در تخمین شوری خاک هر دو روش زمین‌آماري از دقت مشابهی برخوردارند.

قاجار و سلطانی محمدی (۱۳۹۳) به مقایسه روش‌های کریجینگ شاخص و لاگ کریجینگ در تفکیک کانسنگ‌های هماتیتی و مگنتیتی در معدن آهن جلال‌آباد پرداختند. در این تحقیق از نتایج حاصل از آنالیز ۲۶۶۲ نمونه برداشت شده از ۸۶ گمانه (به‌طول ۶۱۶/۲۵ متر) در معدن سنگ آهن جلال‌آباد زرد برای مطالعه نسبت Fe/FeO به‌عنوان متغیر ناحیه‌ای استفاده شده و نتایج حاصل از دو تخمین‌گر در تعیین مرز مواد معدنی هماتیتی و مگنتیتی، مورد بررسی و مقایسه قرار گرفت. نتایج بیانگر آن است که روش کریجینگ شاخص ضمن آشکارسازی بهتر پیوستگی متغیر ناحیه‌ای نسبت Fe/FeO، تعداد بیشتری از بلوک‌های با ترکیب هماتیتی قطعی (تعداد ۱۰۵ بلوک) را نسبت به روش لاگ کریجینگ (تعداد ۷۸ بلوک) معرفی می‌کند. Choudhury (2015) به مطالعه مقایسه‌ای بین تخمین‌گرهای خطی و غیرخطی برای ارزیابی منابع یک ذخیره آهن پرداخته است. روش کریجینگ معمولی در رویکرد زمین‌آمار خطی و روش کریجینگ شاخص به‌عنوان زمین‌آمار

1. . Root Mean Square Error

2. . Mean Bias Error

مهم‌ترین و بزرگ‌ترین توده نفوذی در منطقه اکتشافی نارباغی شمالی دارای ترکیبی در حد گرانیت-گرانودیوریت پورفیری است که با رنگ خاکستری خود به خوبی از واحدهای دربرگیرنده به‌ویژه آندزیت متمایز است. این توده به صورت تپه‌های فرسایش یافته بروز دارد و بلندترین ارتفاعات منطقه اکتشافی را تشکیل می‌دهد. توده مذکور، بافت دانه‌ای تا پورفیری دارد و رگه‌هایی از آندزیت در داخل این سنگ‌ها دیده می‌شود (پیچاب کانسار، ۱۳۹۴). در بخش شمالی و مرکزی گستره، توده‌های نفوذی میکروگرانیته زرد تا قهوه‌ای روشن و صورتی‌رنگ دیده می‌شود. این توده‌های نفوذی در بخش‌هایی حاوی رگچه‌های سیلیسی، کالکوپیریت، پیریت، کالکوسیت، مالاکیت و تنانتیت می‌باشد و بیشتر کارهای اکتشافی از جمله حفاری‌ها در این توده‌های نفوذی انجام شده است.

تجزیه و تحلیل اکتشافی کانسار

در منطقه مورد مطالعه فعالیت‌های اکتشافی به نسبت گسترده‌ای انجام شده که شامل تهیه نقشه توپوگرافی-زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰، برداشت‌های ژئوفیزیکی، برداشت نمونه‌های سطحی، انجام حفاری‌های سطحی (ترانشه) و عمیق (گمانه) است. در این گستره تعداد ۱۱ عدد ترانشه اکتشافی به طول ۲۳۴ متر نیز حفر شده است. پس از انجام عملیات مرحله پی‌جویی و مطالعات زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی در منطقه، دو گستره امیدبخش کانی‌سازی مس پورفیری به صورت دو استوک کوارتز موزونیتی با دگرسانی فیلیک و پتاسیک، شناسایی شده و تعداد ۲۳ حلقه گمانه اکتشافی قائم به نام‌های NN1 تا NN23 در گستره دو استوک، شامل ۱۸ گمانه در استوک غربی و پنج گمانه در استوک شرقی حفر شده است. شکل ۱ نقشه توپوگرافی-زمین‌شناسی منطقه کانسار نارباغی شمالی را همراه با موقعیت پراکندگی گمانه‌ها و ترانشه‌های اکتشافی حفر شده، نشان می‌دهد. در مجموع حدود ۲۴۲۵ متر گمانه حفاری شده که عمق حفاری‌ها از ۵۲ متر (گمانه NN9) تا ۲۲۴ متر (گمانه NN1) متغیر است. از تمامی گمانه‌ها برای مطالعات پتروگرافی، کانه‌نگاری و تجزیه شیمیایی، مغزه‌گیری و برداشت زمین‌شناسی انجام شد. از این گمانه‌ها

غیرخطی انتخاب شده است. پس از برآورد پارامترهای آماری، هر دو نتیجه نسبت به داده‌های خام مقایسه شده و مشخص شد که پیش‌بینی روش کریجینگ شاخص نسبت به روش کریجینگ معمولی بهتر است.

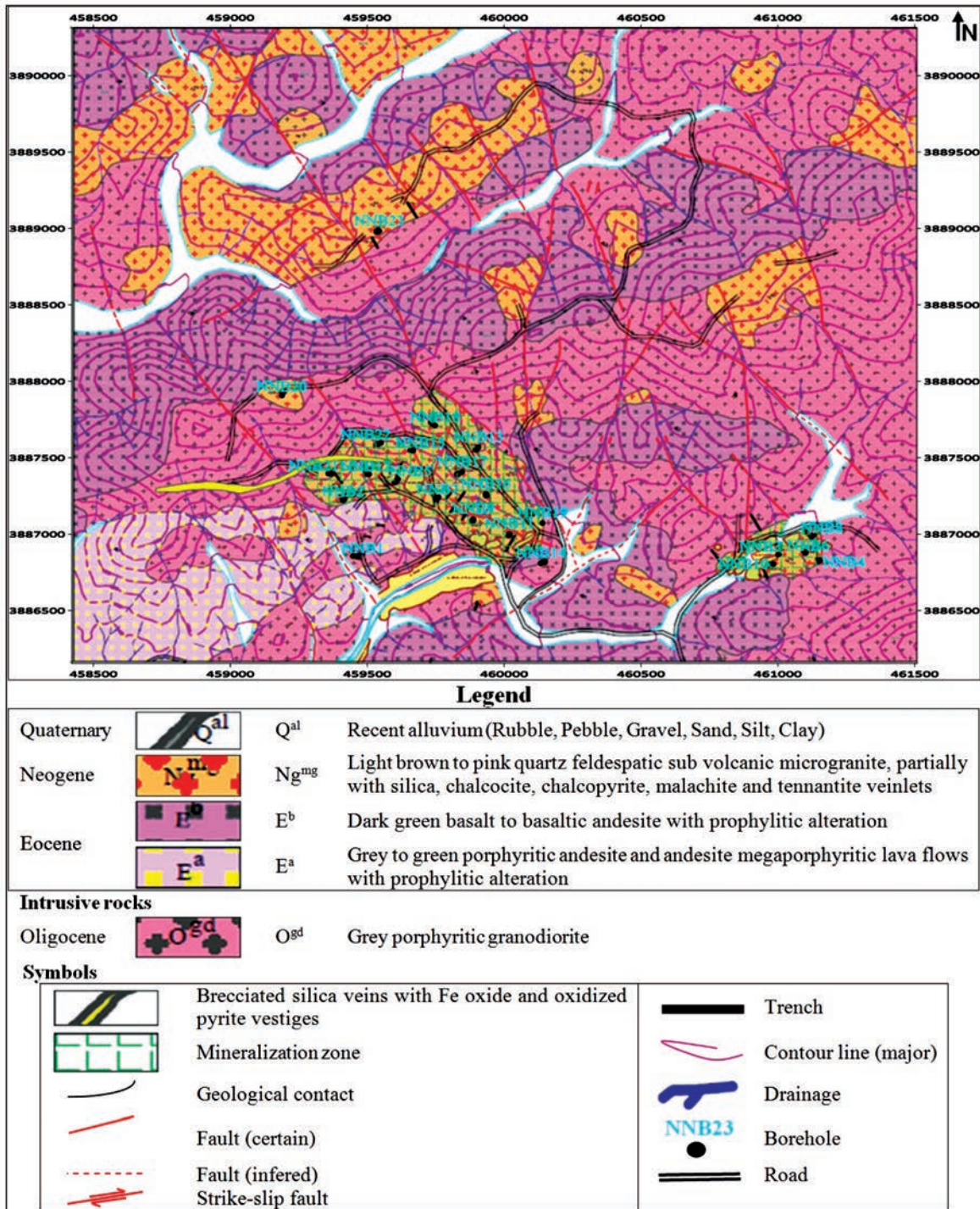
منطقه مورد مطالعه

منطقه اکتشافی نارباغی شمالی در شمال شرق استان مرکزی، ۲۶ کیلومتری شمال شرق شهرستان ساوه و در برکه ۱:۱۰۰/۰۰۰ زاویه واقع شده است. راه ارتباطی منطقه از طریق آزادراه تهران-ساوه میسر است که پس از گذر از عوارضی ساوه (۱۰ کیلومتری شهرستان ساوه) و عبور از زیرگذر شهرک صنعتی، از طریق یک راه خاکی به طول ۱۵ کیلومتر به سمت روستای عباس‌آباد نارباغی، دسترسی به بخش‌های مختلف منطقه، امکان‌پذیر است (پیچاب کانسار، ۱۳۹۴).

براساس تقسیم‌بندی ساختاری ایران توسط Alavi (1991) و Stoecklin (1968) گستره اکتشافی مس نارباغی شمالی در زون آتشفشانی تیپ آندی ارومیه-دختر واقع است. رخنمون‌های سنگی منطقه شامل توالی‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن با ترکیب آندزیت و توف بلورین-خرده‌سنگی است که توسط توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق با ترکیب دیوریت و موزودیوریت الیگوسن قطع شده‌اند. این کانسار دارای جهت‌یافتگی تقریبی شمال غربی-جنوب شرقی است. کانی‌زایی بیشتر به صورت مالاکیت و کمتر کالکوسیت به دو صورت افشان و پرکننده شکستگی‌ها (رگه و رگچه‌ای) مشاهده می‌شود و تا حدودی تحت دگرسانی آرژیلیک و سرپسیتیک (فیلیک) قرار گرفته است. دگرسانی فیلیک به وسیله جایگزینی سرپسیت و کوارتز به جای بیشتر کانی‌های سیلیکاتی سنگ‌ساز (همانند فلدسپات‌ها) مشخص می‌شود. دگرسانی سوپرزن باعث تبدیل بخشی از کانی‌های سولفیدی به کانی‌های کربناتی و نیز اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن به همراه جاروسیت شده است. دگرسانی پروپیلیتیک آخرین فاز دگرسانی و گسترده‌ترین دگرسانی موجود در منطقه اکتشافی است که به صورت جانبی دگرسانی‌های دیگر را دربر می‌گیرد و به وسیله کانی‌های کلریت و اپیدوت مشخص می‌شود (پیچاب کانسار، ۱۳۹۴).

مقایسه نتایج روش های زمین آماری خطی و غیر خطی در مدل سازی ...

تعداد ۵۵۸ نمونه برای عنصر مس مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت که نتایج تجزیه شیمیایی نمونه ها عیار مس را متغیر بین ۲ (ppm) تا ۱۲/۲ درصد نشان می دهد (پیچاب کانسار، ۱۳۹۴). کانی سازی در مغزه های حاصل از حفاری های این منطقه بیشتر به صورت مالاکیت، آزوریت، پیریت و کمتر کالکوپیریت و کالکوسیت است که به صورت پراکنده، رگه و رگچه ای در سنگ میزبان دیده می شود.



شکل ۱. نقشه توپوگرافی-زمین شناسی کانسار نارباغی شمالی ساوه با مقیاس ۱:۱۰۰۰ همراه با نمایش موقعیت پراکندگی گمانه های اکتشافی (ویرایش شده از (پیچاب کانسار، ۱۳۹۴)

روش مطالعه

کریجینگ شاخص از مقادیر تغییرنمای شاخص به جای تغییرنمای معمولی استفاده می‌شود. برای محاسبه تغییرنمای شاخص، ابتدا باید داده‌های خام را به متغیرهای شاخص تبدیل کرد. از این روش می‌توان برای تعیین ذخیره کانسار با عیار بالاتر از حد مورد نظر همراه با احتمال رخداد آن استفاده کرد. همچنین می‌توان نقشه توزیع فضایی احتمال پیدایش بلوک‌هایی از کانسار با عیار بالاتر یا مساوی یک حد آستانه را به راحتی رسم کرد (حسینی پاک و خالصی، ۱۳۸۲). در تخمین به روش کریجینگ شاخص چندگانه آنچه که سنجیده می‌شود، احتمال گذر عیار یک بلوک از یک یا چند عیار حد متوالی است (قاجار و سلطانی محمدی، ۱۳۹۳). یکی از کاربردهای اصلی کریجینگ شاخص، تعیین مرز ماده معدنی و باطله در کانسار است (Gossage, 1998). در واقع کریجینگ شاخص در جدا کردن باطله از کانسنگ کارایی بالاتری دارد. برای انجام کریجینگ شاخص چندگانه ابتدا لازم است داده‌های اولیه به مقادیر شاخص تبدیل شوند. برای این منظور لازم است عیار حدی در نظر گرفته شود و متغیرهای شاخص از طریق تابع شاخص به دست آیند که مطابق رابطه (۱) تعریف می‌شود (حسینی پاک و شرف‌الدین، ۱۳۸۰):

$$I(x; Z_k) = \begin{cases} 1 & \text{if } Z(x) \leq Z_k \\ 0 & \text{Otherwise} \end{cases} \quad k = 1, \dots, k \quad (1)$$

که در آن $I(x; z_k)$ مقدار شاخص نمونه i ام، Z_k حد آستانه و k تعداد کل آستانه‌ها می‌باشد. بدین صورت که به مقادیر اصلی کوچک‌تر یا مساوی حد آستانه منتخب، کد یک و به مقادیر بزرگ‌تر، کد صفر تعلق می‌گیرد. بدین ترتیب کلیه داده‌های موجود به صفر (بزرگ‌تر از عیار حد) و یک (کوچک‌تر یا مساوی عیار حد) تبدیل شده و سپس براساس داده‌های تبدیل شده، کلیه مراحل کریجینگ انجام می‌شود. مزیت تخمین‌گر کریجینگ شاخص آن است که با تقسیم تابع توزیع تجمعی به بخش‌های کوچک‌تر، در آن بخش‌ها تابع توزیع حالت نرمال به خود گرفته و نیازی به نرمال کردن نیست.

برای محاسبه ذخیره منطقه مورد مطالعه از روش‌های تخمین دقیق زمین‌آماري مبتنی بر کریجینگ به کمک نرم‌افزارهای SGeMS2 (Remy et al., 2009) و Datamine (Bohling, 2007; Remy et al., 2006) استفاده شد. کریجینگ یک تخمین‌گر خطی نااریب با کمترین واریانس تخمین است (Journel, 1989; Annels, 2012; Rendu, 1981). بنابراین در پژوهش حاضر این روش تخمین به دلیل دقت بالا برای محاسبه ذخیره، انتخاب شده است. روش‌های تخمین زمین‌آماري خود به دو دسته روش‌های خطی و غیرخطی تقسیم می‌شوند. روش کریجینگ معمولی از جمله روش‌های خطی و روش‌های لاگ کریجینگ، کریجینگ شاخص^۲ (IK)، کریجینگ گسسته^۳ و شبیه‌سازی متوالی گوسی^۴ از مهم‌ترین روش‌های غیرخطی زمین‌آماري می‌باشند. هر یک از این روش‌ها دارای پیچیدگی‌های خاص خود بوده و با توجه به شرایط داده‌ها، یک یا چند مورد از این روش‌ها به‌طور متناسب، قابل استفاده خواهند بود. آنچه مهم است در تمامی این روش‌ها انتخاب بهینه پارامترهای تخمین، نقش مهمی در دقت محاسبه‌ها دارد. علاوه بر روش لاگ کریجینگ برای محاسبه ذخیره، براساس نحوه توزیع داده‌های عیارسنجی در منطقه، از روش کریجینگ شاخص چندگانه به کمک نرم‌افزار SGeMS استفاده شد. همچنین برای تهیه مدل سه‌بعدی (مدل جامد) و محاسبه ذخیره کانسار از روش کریجینگ معمولی بلوکی به کمک نرم‌افزار Datamine نیز استفاده شد.

کریجینگ شاخص یک تکنیک تخمین زمین‌آماري غیرخطی است که توسط Journel (1983) معرفی شده است. هدف اصلی جورنل براساس کار (Switzer (1977) و دیگران، تخمین محلی توسط فرایند تابع توزیع تجمعی^۵ (cdf) محلی بود. ویژگی اصلی کریجینگ شاخص، غیرپارامتری بودن آن است و بر فرض مدل توزیع خاصی برای نتایج، استوار نیست. در واقع روش کریجینگ شاخص مستقل از توزیع فراوانی داده‌ها می‌باشد.

دستگاه معادلات کریجینگ شاخص همانند دستگاه معادلات کریجینگ معمولی است با این تفاوت که در

1. Log-kriging

2. Indicator kriging

3. Disjunctive kriging

4. Sequential gaussian simulation

5. Cumulative distribution function

بحث

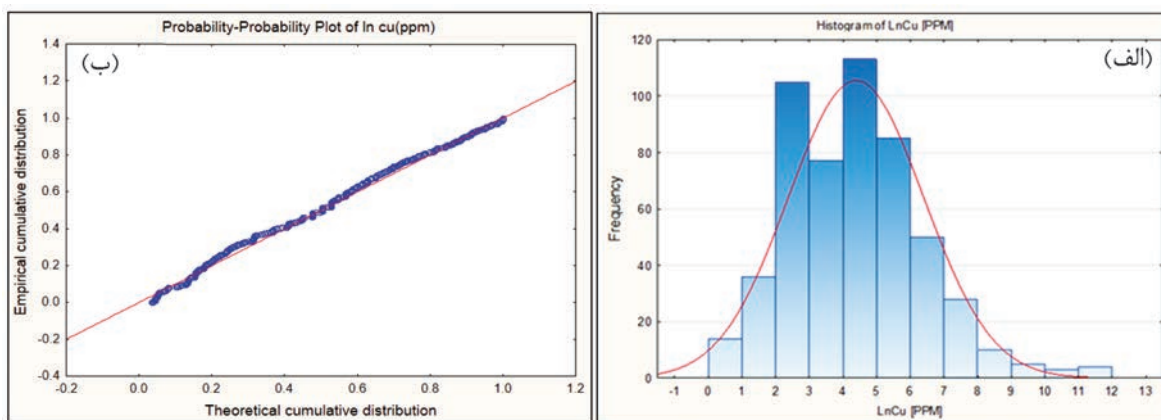
پردازش آماری اولیه داده‌ها

مختصر تعیین شده و فراوانی‌ها و نمودار احتمال-احتمال (توزیع احتمال تجمعی) نیز رسم شده است. نتایج آماره‌های توصیفی مختصر داده‌های عیارسنجی مس گمانه‌های اکتشافی در جدول ۱ خلاصه شده است. شکل ۲ نیز فراوانی‌ها و نمودار احتمال-احتمال لگاریتم داده‌های عیارسنجی مس گمانه‌ها را نشان می‌دهد. داده‌های جدول ۱ و شکل ۲ نشان می‌دهند که توزیع داده‌های عیارسنجی گمانه‌ها از نوع لاگ نرمال بوده که با یک تبدیل لگاریتمی دو پارامتری به حالت نرمال تبدیل شدند.

تجزیه و تحلیل و پردازش آماری داده‌ها یکی از مهم‌ترین مراحل تخمین ذخیره است. در تمام روش‌های محاسبه ذخیره اعم از روش‌های هندسی (کلاسیک) و زمین‌آمار، اطلاع از نحوه توزیع آماری داده‌ها ضروری است. به‌منظور تعیین نحوه توزیع داده‌های عیارسنجی مس، مطالعات آماری با استفاده از نرم‌افزارهای Statistica و GS+ بر روی داده‌های عمقی صورت گرفته است. در این راستا آماره‌های توصیفی

جدول ۱. آماره‌های توصیفی مختصر داده‌های عیارسنجی گمانه‌های اکتشافی کانسار مس نارباغی شمالی

آماره متغیر	کمینه (ppm)	بیشینه (ppm)	میانگین (ppm)	میانه (ppm)	دامنه تغییرات (ppm)	واریانس (ppm) ²	انحراف معیار (ppm)	ضریب تغییرات (%)	چولگی	کشیدگی
عیار مس	۲	۱۲۲۰۰۰	۸۸/۱۳۸۶	۸۰	۷۸/۰۶	۹۰۹۲۳۳۶۴	۹۵۳۵/۳۷۴	۶۸۷/۵۴	۱۰/۵۶	۱۱۷/۲۰
لگاریتم عیار مس	۰/۶۹	۱۱/۷	۴/۳۵	۴/۳۸	۳/۸۵	۴/۰۱۷	۲/۰۰۴	۴۵/۹۹	۰/۶۰	۰/۶۲



شکل ۲. الف) فراوانی‌ها و ب) نمودار احتمال-احتمال (توزیع تجمعی تجربی-تئوری) لگاریتم داده‌های عیارسنجی مس گمانه‌های اکتشافی منطقه نارباغی شمالی

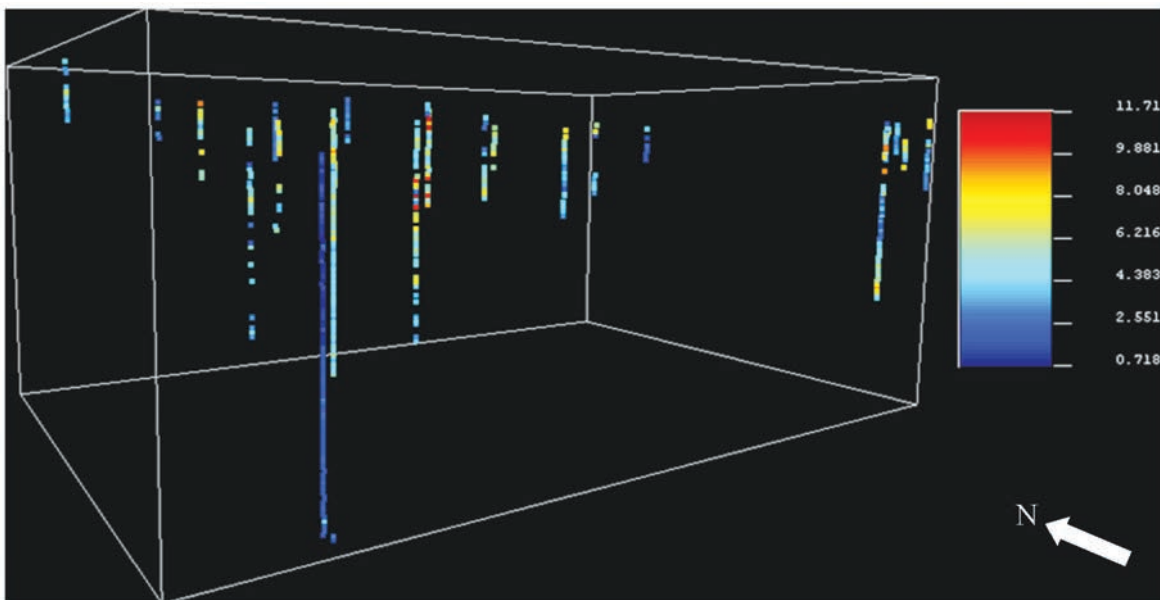
ارزیابی کانسار با استفاده از روش‌های زمین‌آمار

شود، تاثیرگذار است. در صورت وجود روند در داده‌ها می‌بایست از روش کریجینگ عام استفاده کرد. به‌منظور بررسی وجود یا نبود روند در داده‌های کانسار مس نارباغی شمالی، نمودار پراکندگی مقادیر عیارسنجی مس گمانه‌های اکتشافی در راستاهای افقی شرقی-غربی و شمالی-جنوبی و نیز در راستای قائم (عمقی) رسم شد. نمودارهای مذکور روند خاصی را در داده‌های منطقه نشان نداد. براساس مطالعات آماری، بیشترین فراوانی طول مغزه‌های گمانه‌های اکتشافی مربوط به انواع دو متری بوده، میانه داده‌ها

برای تخمین ذخیره کانسار مس نارباغی شمالی اطلاعات ترانشه‌ها کارایی چندانی نداشته و فقط از اطلاعات ۲۳ حلقه گمانه اکتشافی استفاده شده است زیرا نمی‌توان ارتباط منطقی و معنی‌داری بین داده‌های سطحی (ترانشه‌های اکتشافی) و عمقی (گمانه‌های اکتشافی) در کانسار برقرار کرد. یکی از مهم‌ترین مسائل زمین‌آماری مطالعه روند در منطقه مطالعاتی است که در نوع کریجینگ که باید به‌کاربرده

قطعه‌ای افزایش می‌یابد. موقعیت پراکندگی سه‌بعدی ۲۳ حلقه گمانه اکتشافی به همراه تغییرات عیار مس در طول گمانه‌ها و مرز گستره، در شکل ۳ نشان داده شده است.

برابر با دو متر و ۸۴ درصد مغزه‌ها دارای طولی کمتر از ۳/۱۲۸ متر هستند. بنابراین ترکیب کردن (کامپوزیت‌سازی) برای طول دو متر انجام شد زیرا برای طول‌های کمتر از این مقدار، اثر



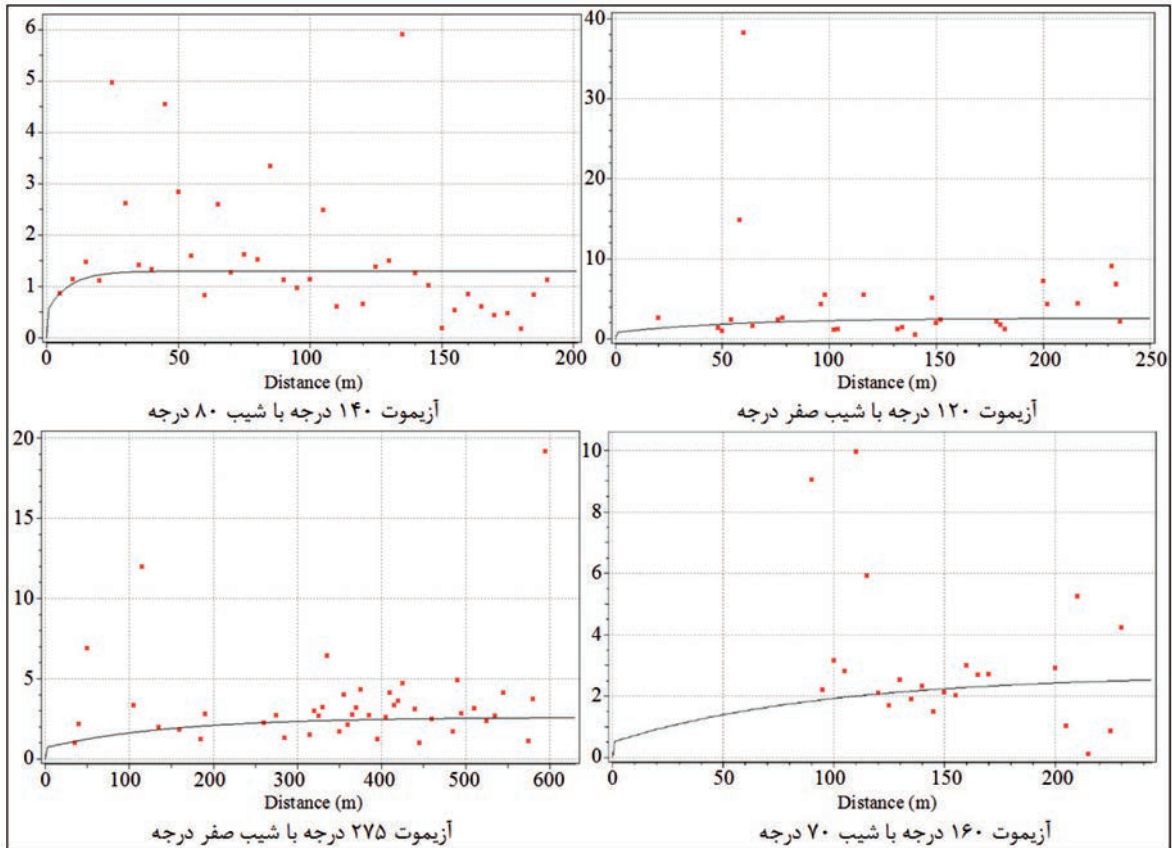
شکل ۳. نمایش موقعیت فضایی و تغییرات عیاری گمانه‌های کانسار مس نارباغی شمالی در نرم‌افزار SGeMS

محاسبه ذخیره کانسار به روش لاگ کریجینگ

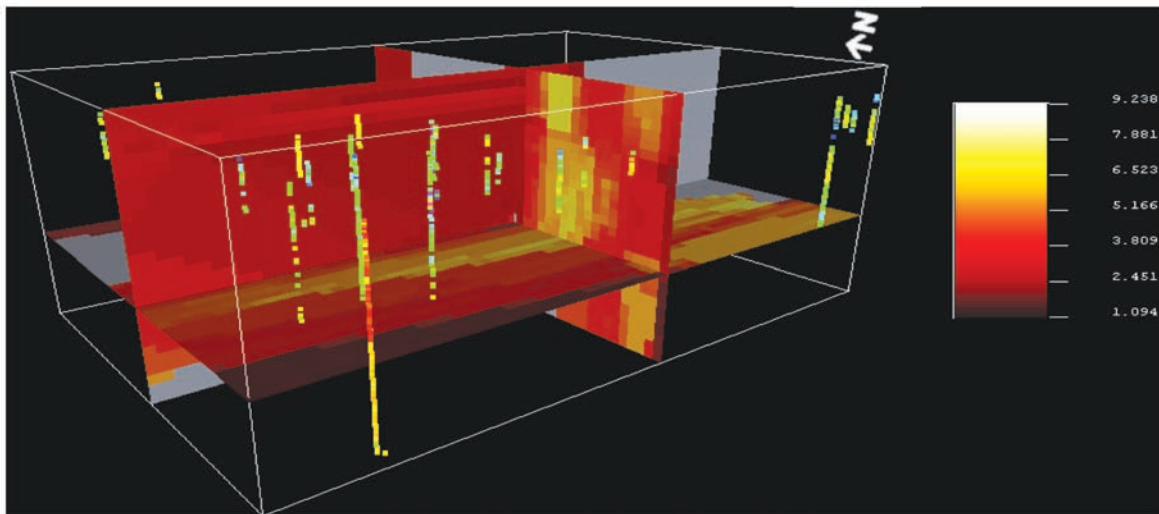
از آنجایی که توزیع داده‌های عیار سنجی مس در منطقه مورد مطالعه، از نوع لاگ نرمال است، برای تخمین ذخیره کانسار، روش تخمین لاگ کریجینگ معمولی بلوکی با اندازه بلوک‌های ۱۰×۱۰×۱۰ متر و تعداد ۱۳۲۵ بلوک (تعداد ۴۲۴ بلوک در راستای شمالی-جنوبی، ۶۳۶ عدد در راستای شرقی-غربی و ۲۶۵ بلوک در راستای قائم) بکار برده شد. براساس واریوگرافی صورت گرفته در منطقه نارباغی، بیضوی جستجو در راستای آزیموت ۲۷۵ درجه دارای شعاع ۴۳۳ متر با زاویه شیب پنج درجه نسبت به افق، در راستای آزیموت پنج درجه دارای شعاع ۱۸۳ متر و در راستای عمق دارای شعاع ۵۰ متر است. بنابراین عملیات تخمین لاگ کریجینگ معمولی با بیضوی تجسس با این مشخصات، با استفاده از نرم‌افزار SGeMS صورت گرفت. سه نیم‌رخ عمود برهم از تخمین لاگ کریجینگ در منطقه مورد مطالعه، در محل سلول شماره ۳۶ محور شرقی، ۱۹ محور شمالی و ۱۰ محور قائم همراه با موقعیت گمانه‌های منطقه، در شکل ۵ نمایش داده شده است.

تجزیه و تحلیل ساختار فضایی کانسار

به منظور شناسایی ساختار فضایی کانسار، تعیین وضعیت همسانگردی یا ناهمسانگردی کانسار و انجام تخمین‌های کریجینگ، واریوگرافی (در فضای سه‌بعدی) در منطقه مورد مطالعه با استفاده از نرم‌افزار SGeMS به این شکل انجام گرفت که از آزیموت صفر، ۱۲۰ تا ۱۶۰ و ۲۷۰ تا ۲۸۵ درجه، هر پنج درجه یک تغییرنما و از شیب صفر و ۵۰ تا ۹۰ درجه، از هر پنج درجه با گام‌های مختلف یک تغییرنما رسم شد و در نهایت تعداد ۳۰۰ تغییرنما به دست آمد. در شکل ۴ تعدادی از تغییرنماهای امتدادی رسم شده در منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است. نمودارهای شکل ۴ نشان می‌دهند که مقادیر تغییرنماهای تجربی محاسبه شده برای منطقه مورد مطالعه بسیار پراکنده است و این موضوع در ارتباط با ماهیت ذاتی کانسار و پیچیدگی‌های زمین‌شناسی آن می‌باشد. اغلب تغییرنماهای تجربی منطقه مورد مطالعه با تغییرنماهای تئوری از نوع کرووی انطباق یافته‌اند. با توجه به این که شعاع تاثیر تغییرنماها در جهات مختلف، متفاوت است، بنابراین کانسار ناهمسانگرد می‌باشد.



شکل ۴. تغییرنماهای امتدادی رسم شده در راستاهای مختلف در منطقه نارباغی شمالی

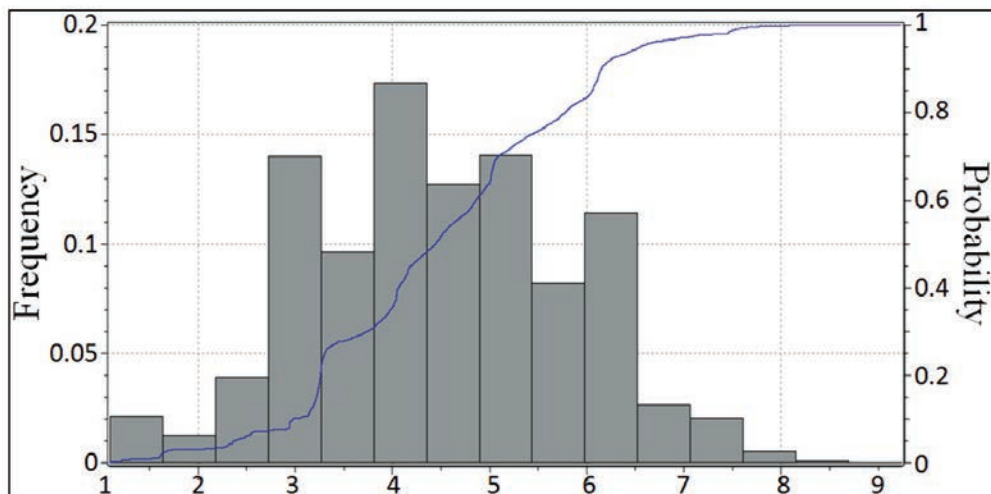


شکل ۵. نمایش سه‌بعدی عیارسنجی تخمین لاگ کریجینگ معمولی در منطقه مورد مطالعه از طریق سه نیم‌رخ عمود بر هم

انجام تخمین لاگ کریجینگ، مقادیر تخمین زده شده با یک تبدیل معکوس (آنتی لگاریتم) به مقادیر واقعی تبدیل شده و با در نظر گرفتن عیار حدهای ۱۰۰۰، ۱۵۰۰، ۲۰۰۰ و ۲۵۰۰ (ppm)، حجم ۱۰۰۰ متر مکعبی هر بلوک و جرم مخصوص متوسط ماده معدنی برابر با 2.65 gr/cm^3 ، ذخیره منطقه به‌ازای

در شکل ۶ فراوانی نما و نمودار فراوانی تجمعی داده‌های لگاریتمی بعد از تخمین لاگ کریجینگ نشان داده شده است که کم‌وبیش متقارن و در نتیجه از نوع نرمال می‌باشد. واریانس لگاریتم داده‌های اولیه $3/98$ و واریانس داده‌های تخمینی $1/73$ به‌دست آمده است. پس از

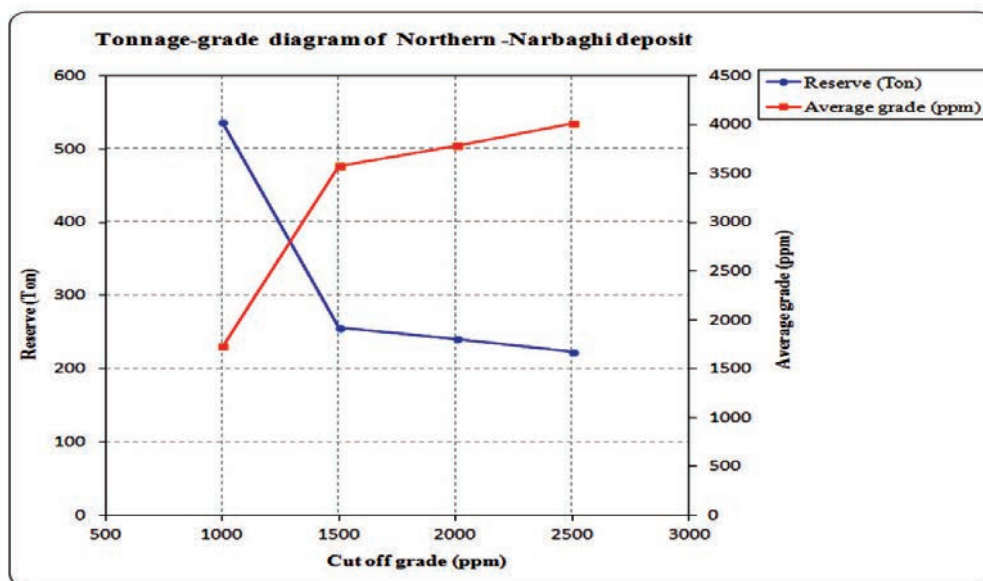
عیار حدهای مختلف مطابق جدول ۲ به دست آمد. شکل ۷ نمودار عیار-تناژ حاصل از تخمین ذخیره را با استفاده از روش کریجینگ نمایش می‌دهد. در این نمودار محور افقی، میزان عیار حد برحسب گرم بر تن، محور قائم سمت چپ معرف میزان ذخیره برحسب تن و محور قائم سمت راست مبین متوسط عیار برحسب گرم بر تن می‌باشند.



شکل ۶. فراوانی نما و نمودار فراوانی تجمعی داده‌های لگاریتمی حاصل از تخمین لاگ کریجینگ

جدول ۲. نتایج محاسبه متوسط عیار و ذخیره کانسار مس نارباغی شمالی با روش لاگ کریجینگ معمولی بلوکی

عیار حد (ppm)	عیار متوسط (ppm)	وزن کل کانسنگ (تن)	ذخیره خالص ماده معدنی (تن)
۱۰۰۰	۱۷۲۸/۰۷۰۰	۳۱۰۰۵۰	۵۳۵/۷۹
۱۵۰۰	۳۵۷۴/۹۵۶۱	۷۱۵۵۰	۲۵۵/۷۹
۲۰۰۰	۳۷۸۶/۵۷۴۰	۶۳۶۰۰	۲۴۰/۸۳
۲۵۰۰	۴۰۰۷/۰۵۹۵	۵۵۶۵۰	۲۲۲/۹۹

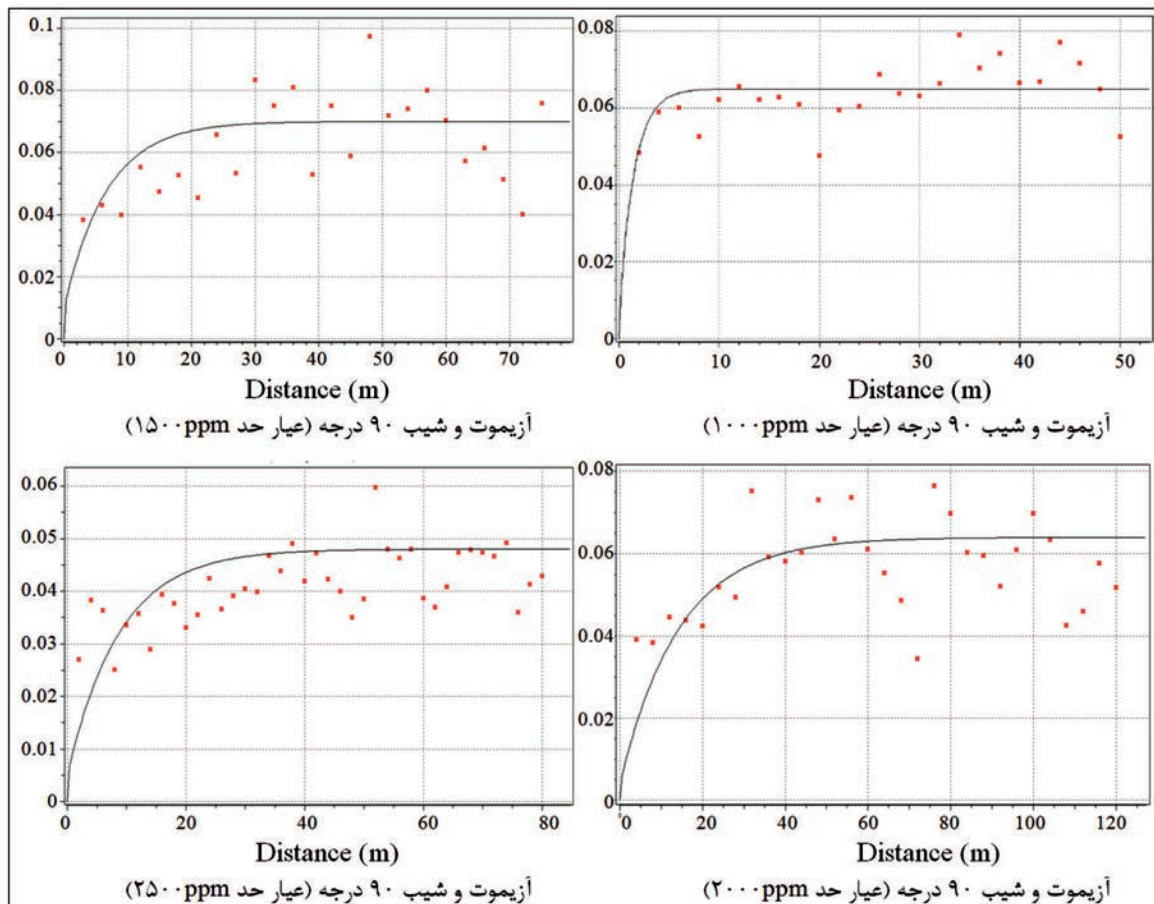


شکل ۷. نمودار عیار-تناژ کانسار مس نارباغی شمالی با روش لاگ کریجینگ معمولی با استفاده از SGeMS

محاسبه ذخیره کانسار به روش کریجینگ شاخص چندگانه

ناپیوسته با یکدیگر تلفیق شدند و با اعمال عیار حدهای بلوک، ذخیره منطقه به ازای عیارحدهای مختلف به دست آمد. شکل ۸ تعدادی از تغییرنماهای شاخص امتدادی به‌ازای عیار حدهای مختلف را نشان می‌دهد. همچنین مشخصات تعدادی از تغییر نماهای شاخص امتدادی رسم شده در راستای آزمون‌های مختلف، در جدول ۳ آورده شده است. تغییر نماهای شکل ۸ و داده‌های جدول ۳ نشان می‌دهند که در منطقه مورد مطالعه، اغلب تغییر نماهای تجربی شاخص با مدل تئوری از نوع کروی انطباق یافته و کانسار نیز ناهمسانگرد می‌باشد. در جدول ۴ عیار متوسط و میزان ذخیره منطقه به‌ازای عیارحدهای مختلف خلاصه شده است. شکل ۹ نیز نمودار عیار-تناژ حاصل از تخمین ذخیره را با استفاده از روش کریجینگ شاخص چندگانه نمایش می‌دهد.

برای محاسبه ذخیره کانسار مس نارباغی شمالی با استفاده از روش کریجینگ شاخص چندگانه، بر روی داده‌های خام عیارسنجی منطقه، عیار حدهای ۱۰۰۰، ۱۵۰۰، ۲۰۰۰ و ۲۵۰۰ (ppm) اعمال شد. با توجه به تابع شاخص، داده‌های کوچک‌تر یا مساوی با عیار حدها برابر با مقدار یک و داده‌های بیشتر از عیار حدها برابر با مقدار صفر منظور شد و ابتدا با استفاده از نرم‌افزار SGeMS واریوگرافی شاخص و سپس برای تخمین ذخیره، با روش تخمین کریجینگ شاخص با اندازه بلوک‌های $10 \times 10 \times 10$ متر و تعداد ۱۳۲۵ بلوک (تعداد ۴۲۴ بلوک در راستای شمالی-جنوبی، ۶۳۶ عدد در راستای شرقی-غربی و ۲۶۵ بلوک در راستای قائم) بکار برده شد. بعد از انجام تخمین کریجینگ شاخص، مقادیر تخمین زده شده با رابطه مربوط به کریجینگ شاخص



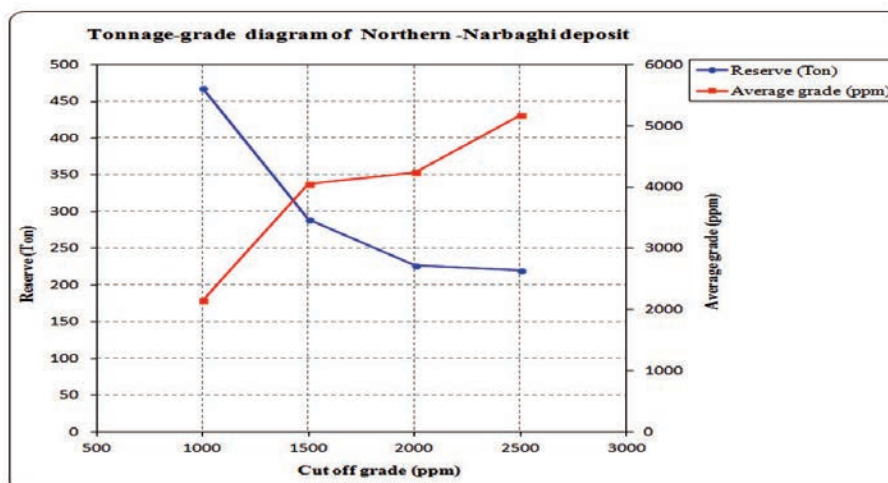
شکل ۸. تغییر نماهای شاخص امتدادی رسم شده در منطقه نارباغی شمالی به‌ازای عیارحدهای مختلف

جدول ۳. مشخصات تغییر نماهای شاخص امتدادی رسم شده در راستاهای مختلف در منطقه نارباغی شمالی

مدل تغییرنما	جهت یا آزیموت (درجه)	تِلرانس (درجه)	اثر قطعه‌ای (%) ^۲	سقف (%) ^۲	شعاع تاثیر (متر)
کروی	۰	۲۵	۰/۰۱	۰/۰۰۶	۲۱
کروی	۱۲۰	۲۵	۰/۰۱	۰/۱۲	۱۵۰
کروی	۲۸۰	۲۵	۰/۰۰۴	۰/۰۰۶	۴۳
کروی	۲۸۵	۲۵	۰/۰۰۱	۰/۰۶۲	۱۰۸

جدول ۴. نتایج محاسبه متوسط عیار و ذخیره کانسار مس نارباغی شمالی با روش کریجینگ شاخص

عیار حد (ppm)	عیار متوسط (ppm)	میزان ذخیره (تن)
۱۰۰۰	۲۱۴۸/۲۷۶	۴۶۸/۲۱
۱۵۰۰	۴۰۵۱/۹۰۱	۲۸۹/۶۳
۲۰۰۰	۴۲۴۴/۷۴۸	۲۲۷/۶۷
۲۵۰۰	۵۱۷۸/۲۴۹	۲۲۰/۰۴



شکل ۹. نمودار عیار-تناژ کانسار مس نارباغی شمالی با روش کریجینگ شاخص با استفاده از SGeMS

۱۰۰۰، ۲۰۰۰-۱۵۰۰، ۲۵۰۰-۲۰۰۰ و ۱۵۰۰۰۰-۲۵۰۰ (ppm) با رنگ‌های مختلف تقسیم شده است. انتخاب این گستره‌ها براساس مقادیر عیار حد مناسب انتخاب شده به منظور تخمین ذخیره منطقه، صورت گرفته است. رنگ خاکستری هم مربوط به فواصل عمقی است که به هر دلیل فاقد داده عیارسنجی می‌باشند.

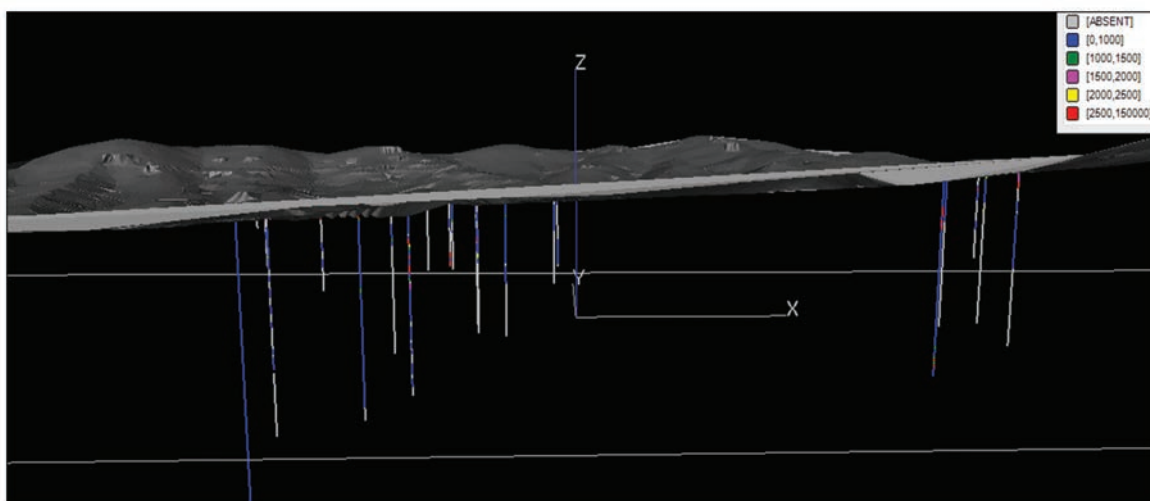
ساخت مدل بلوکی کانسار

همواره توده‌های کانسار دارای شکل‌های هندسی نامنظمی هستند. به منظور تخمین ذخیره درست توده‌های کانساری به‌ویژه با اشکال هندسی نامنظم، در بسیاری از موارد لازم است که ابتدا مدل جامد کانسار ایجاد شود و

تخمین ذخیره کانسار با نرم‌افزار Datamine

برای ارزیابی عیار و تناژ کانسار به روش کریجینگ معمولی با استفاده از نرم‌افزار Datamine، تمامی نتایج عملیات واریوگرافی کانسار انجام شده توسط نرم‌افزار SGeMS مورد استفاده قرار گرفت و انتخاب تمامی پارامترهای زمین‌آماري، براساس همین نتایج انجام شد.

شکل ۱۰ نمایی سه‌بعدی از وضعیت پراکندگی گمانه‌های اکتشافی و توپوگرافی منطقه نارباغی شمالی ساوه را نشان می‌دهد. راهنمای رنگی عیاری، تغییرات میزان عیار ماده معدنی در گمانه‌های اکتشافی منطقه است. مطابق این شکل تغییرات عیار منطقه مورد مطالعه با مقدار کمینه صفر و مقدار بیشینه (ppm) ۱۵۰۰۰۰ به پنج گستره ۰-۱۰۰۰، ۱۰۰۰-۱۵۰۰



شکل ۱۰. نمای سه‌بعدی تغییرات عیارسنجی مس گمانه‌های اکتشافی در منطقه نارباغی شمالی ساوه به همراه توپوگرافی منطقه (جهت شمال در راستای محور Y می‌باشد)

می‌شود که با توجه به مدل عیاری سازنده فضای تخمین، کانی‌سازی مس در این کانسار دارای پیوستگی نبوده بلکه به صورت قطعه قطعه یا تکه تکه می‌باشد. همچنین کانی‌سازی در افق‌های مختلف با ضخامت‌های متغیر صورت گرفته است. میزان گسترش فضایی ماده معدنی در بخش‌های کانی‌سازی شده در گمانه‌ها، براساس اصول متداول نحوه تعیین منطقه (شعاع) تاثیر در ارزیابی ذخایر معدنی، صورت گرفته است. شکل ۱۱-ب نیز قطعه قطعه بودن ماده معدنی در کانسار را به وضوح نشان می‌دهد. با توجه به این شکل مشاهده می‌شود که تمرکز ماده معدنی با عیار حد (ppm) ۱۰۰۰ در بخش غربی کانسار بیشتر است. برای ساخت مدل بلوکی ابتدا براساس مقادیر حداقل و حداکثر آماره‌های طول و عرض جغرافیایی و ارتفاع مدل عیاری رشته‌بندی شده، مدل اولیه^۳ ساخته می‌شود. این مدل خالی است که سپس توسط بلوک‌های تخمین عیار، پر می‌شوند.

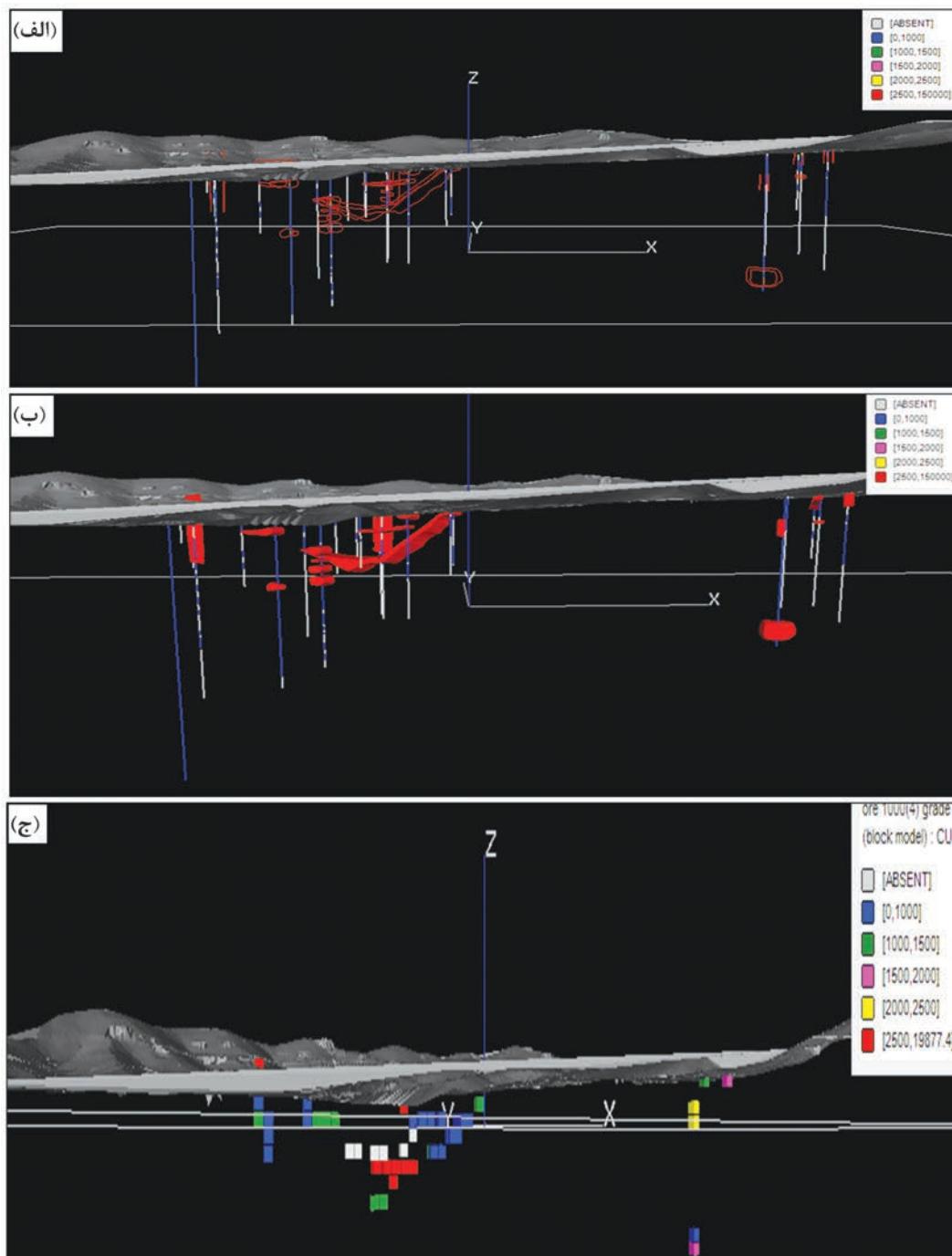
مدل تورسیمی عیارحدهای (ppm) ۲۰۰۰ و (ppm) ۲۵۰۰ نشان داد که نسبت به عیار حدهای قبلی، تمرکز ماده معدنی در دو منطقه شرقی و غربی کانسار کم‌وبیش به‌طور مساوی تقسیم شده است. این موضوع بیانگر آن است که عیار ماده

سپس بلوک‌بندی کانسار صورت گیرد. به عبارت دیگر بایستی شکل هندسی نامنظم به شکل هندسی منظم تبدیل شود تا محاسبه دقیق حجم امکان پذیر شود.

به‌طورکلی مراحل ساخت مدل بلوکی در نرم‌افزار Datamine شامل تعیین و محدود کردن حد و مرز ماده معدنی از طریق رشته‌بندی^۱، تهیه مدل جامد (تورسیمی)^۲ کانسار با استفاده از مدل رشته‌ای و در نهایت بلوک‌بندی مدل جامد کانسار است. سپس در مراحل بعد با استفاده از مدل بلوکی ایجاد شده، تخمین میزان عیار و ذخیره کانسار صورت می‌گیرد. تمامی مراحل این فرآیند برای کانسار مس نارباغی شمالی برای چهار عیار حد ۲۰۰۰، ۱۵۰۰، ۱۰۰۰ و (ppm) ۲۵۰۰ صورت گرفت. برای ساخت مدل بلوکی کانسار نیز، ابعاد بلوک‌ها برابر با ۲×۱×۱۰ متر منظور شد. این ابعاد براساس نوع ماده معدنی (مس)، وضعیت و اطلاعات اکتشافی کانسار، طول غالب مغزه‌های حفاری و در نظر گرفتن شرایط استخراج انتخاب شد.

به‌عنوان نمونه شکل ۱۱-الف مدل رشته‌بندی شده کانسار به ازای عیارهای بالاتر از عیار حد، ۱۱-ب مدل سه‌بعدی جامد (تورسیمی) کانسار از طریق ارتباط دادن رشته‌های کانی‌سازی به یکدیگر و ۱۱-ج مدل بلوکی کانسار با ابعاد بلوک‌های ۲×۱×۱۰ متر براساس واریوگرافی منطقه را برای عیار حد (ppm) ۱۰۰۰ نشان می‌دهد. مشاهده

1. String
2. Wireframe
3. Prototype



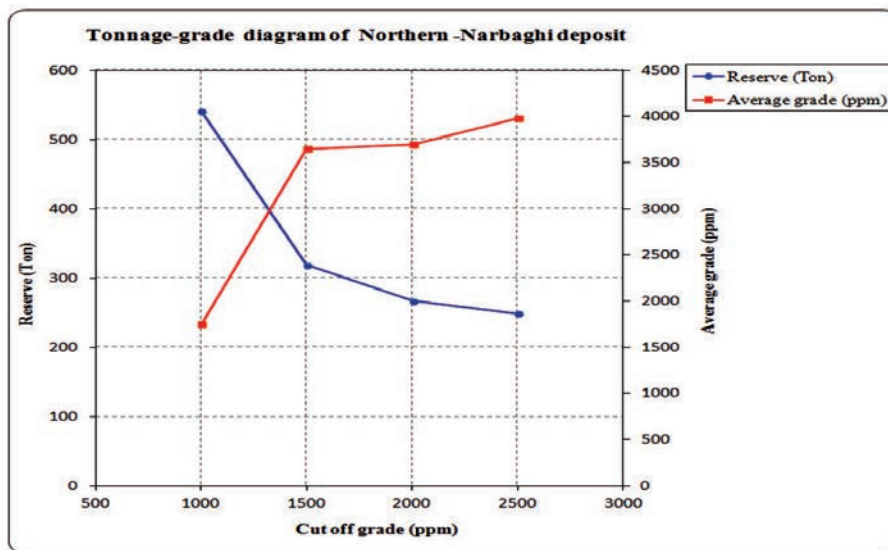
شکل ۱۱. الف) مدل سه بعدی رشته بندی شده، ب) مدل سه بعدی جامد (تورسیمی)، ج) مدل بلوکی کانسار به ازای عیار حد ۱۰۰۰ (ppm) همراه با توپوگرافی منطقه (جهت شمال در راستای محور Y می باشد)

معدنی بخش شرقی منطقه نسبت به بخش غربی، اندکی بالاتر است. با استفاده از مدل بلوکی ایجاد شده برای کانسار به ازای عیار حد های مختلف، مقدار متوسط عیار، وزن کلی کانسنگ و میزان ذخیره خالص ماده معدنی محاسبه شد که نتایج آن در جدول ۵ خلاصه شده است. در این جدول حدود بالا و پایین عیار ماده معدنی نیز براساس واریانس تخمین عیار هر بلوک، در سطح اعتماد ۹۵ درصد محاسبه شده است. همان گونه که داده های این جدول نشان می دهند، فاصله حدود بالا و پایین عیار

ماده معدنی در کانسار مورد مطالعه قدری بالاست که نشان دهنده بالا بودن میزان خطای (انحراف معیار) داده ها است و این نیز در ارتباط با وضعیت (تعداد، پراکندگی و دقت) داده های اولیه می باشد. شکل ۱۲ نیز نمودار عیار-تناژ کانسار با روش کریجینگ معمولی بلوکی با استفاده از نرم افزار Datamine را نشان می دهد.

جدول ۵. نتایج محاسبه متوسط عیار و ذخیره کانسار مس نارباغی شمالی با روش کریجینگ معمولی با نرم افزار Datamine

عیار حد (ppm)	حد پایین عیار (ppm)	متوسط عیار (ppm)	حد بالای عیار (ppm)	وزن کل کانسنگ (تن)	ذخیره خالص ماده معدنی (تن)
۱۰۰۰	۱۱۰۵	۱۷۴۹	۲۳۹۳	۳۰۹۳۱۹	۵۴۱
۱۵۰۰	۳۱۲۴	۳۶۵۲	۴۱۸۰	۸۷۳۴۹	۳۱۹
۲۰۰۰	۳۱۵۶	۳۶۹۴	۴۲۳۲	۷۲۲۷۹	۲۶۷
۲۵۰۰	۳۶۲۲	۳۹۷۸	۴۳۳۴	۶۲۵۹۴	۲۴۹



شکل ۱۲. نمودار عیار-تناژ کانسار مس نارباغی شمالی به روش کریجینگ معمولی با نرم افزار Datamine

مقایسه

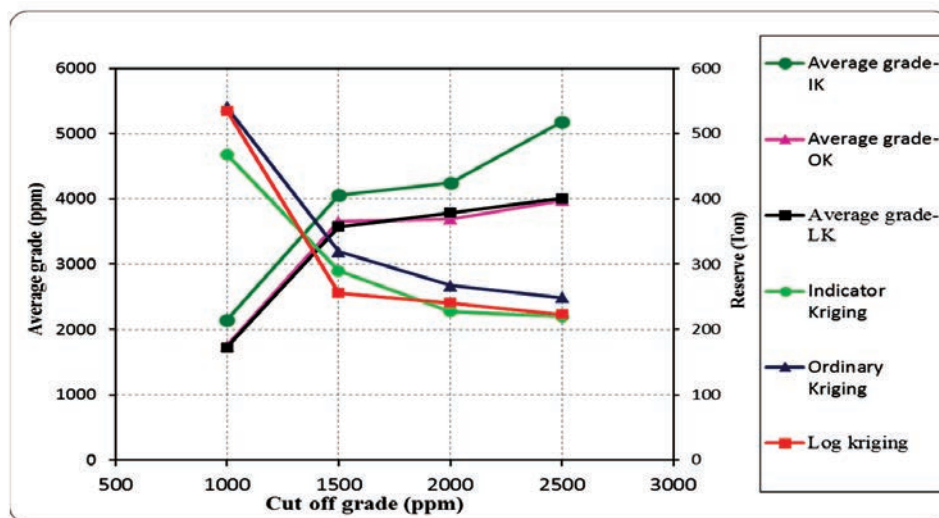
عیار و میزان ذخیره توسط سه روش مورد استفاده که از دقیق ترین روش های تخمین نیز می باشند، دلیلی بر صحت نتایج و عملکرد پژوهش می باشد.

در جدول ۶ علت بالاتر بودن متوسط عیار به ازای عیار حدهای مختلف در روش کریجینگ شاخص نسبت به روش های دیگر، جداسازی بلوک های کانسنگ و باطله در این روش است. به عبارت دیگر این روش تا حدودی از اختلاط کانسنگ و باطله جلوگیری می نماید و در نتیجه درجه خلوص بلوک های ماده معدنی در این روش از روش های دیگر بیشتر است. همچنین علت بیشتر بودن میزان ذخیره با روش کریجینگ معمولی بلوکی به کمک نرم افزار Datamine آن

به منظور ارزیابی نتایج محاسبه ذخیره با روش های مختلف لازم است که نتایج حاصل از این روش ها با یکدیگر مقایسه شوند. نتایج محاسبه متوسط عیار و میزان ذخیره کانسار نارباغی شمالی با روش های مختلف در جدول ۶ خلاصه شده است. در شکل ۱۳ نیز نمودار عیار-تناژ کانسار با استفاده از روش های مختلف به ازای چهار عیار حد ۱۰۰۰، ۱۵۰۰، ۲۰۰۰ و ۲۵۰۰ (ppm) رسم شده است. با توجه به داده های جدول ۶ و نمودار شکل ۱۳ مشاهده می شود که اختلاف میزان ذخیره محاسبه شده با روش های مختلف، چندان زیاد نیست زیرا اساس تمام روش های مورد استفاده یکسان است. به طور کلی نزدیک بودن نتایج تخمین متوسط

جدول ۶. نتایج تخمین متوسط عیار و ذخیره کانسار مس نارباغی شمالی با روش‌های مختلف

روش تخمین ذخیره	عیار حد (ppm)	عیار متوسط (ppm)	میزان ذخیره (تن)
لاگ کریجینگ معمولی بلوکی با استفاده از نرم‌افزار SGeMS	۱۰۰۰	۱۷۲۸/۰۷۰۰	۵۳۵/۷۹
	۱۵۰۰	۳۵۷۴/۹۵۶۱	۲۵۵/۷۹
	۲۰۰۰	۳۷۸۶/۵۷۴۰	۲۴۰/۸۳
	۲۵۰۰	۴۰۰۷/۰۵۹۵	۲۲۲/۹۹
کریجینگ شاخص با استفاده از نرم‌افزار SGeMS	۱۰۰۰	۲۱۴۸/۲۷۶	۴۶۸/۲۱
	۱۵۰۰	۴۰۵۱/۹۰۱	۲۸۹/۶۳
	۲۰۰۰	۴۲۴۴/۷۴۸	۲۲۷/۶۷
	۲۵۰۰	۵۱۷۸/۲۴۹	۲۲۰/۰۴
کریجینگ معمولی بلوکی با استفاده از نرم‌افزار Datamine	۱۰۰۰	۱۷۴۹	۵۴۱
	۱۵۰۰	۳۶۵۲	۳۱۹
	۲۰۰۰	۳۶۹۴	۲۶۷
	۲۵۰۰	۳۹۷۸	۲۴۹



شکل ۱۳. نمودار عیار-تناژ کانسار مس نارباغی شمالی با روش‌های مختلف

مورد استفاده قرار گیرد، به عوامل زیادی از جمله شرایط و خصوصیات کانسار، وضعیت داده‌های اکتشافی و میزان شناخت از کانسار بستگی دارد. بدیهی است که هر یک از روش‌های مورد استفاده در پژوهش حاضر نسبت به دیگری دارای یک سری مزایا و معایب می‌باشند. به‌عنوان مثال سادگی روش تخمین لاگ کریجینگ معمولی از مزیت‌های این روش نسبت به دیگر روش‌های تخمین است و در مقابل عدم امکان بازیابی درست واریانس تخمین، از معایب آن است. جداسازی باطله از کانسنگ از مزایای روش تخمین کریجینگ شاخص است و پیچیدگی نسبی آن، از معایب این روش می‌باشد. بکارگیری حداکثری دانش و شناخت از

است که در این روش در تعیین گسترش جانبی ماده معدنی در فواصل عمقی کانبسازی شده در داخل گمانه‌ها (منطقه تاثیر گمانه‌ها)، دخالت کاربر یا سلیقه شخصی عملگر (اپراتور) تاثیرگذار است. به‌عبارت دیگر در این روش دانش کاربر و شناخت وی از وضعیت کانسار، تاثیر زیادی بر روی میزان ذخیره محاسبه شده، می‌گذارد.

نتیجه‌گیری

در پژوهش حاضر از روش‌های تخمین زمین‌آماري خطی و غیرخطی به‌منظور ارزیابی ذخیره کانسار مس نارباغی شمالی ساوه استفاده شد. اما پاسخ این سوال که کدام روش بهتر بوده و نتایج کدام روش دقیق‌تر است و همواره باید

کانسار در مرحله تخمین و امکان محاسبه واریانس تخمین، از مزایای روش تخمین کریجینگ معمولی با استفاده از نرم‌افزار Datamine است و در مقابل اثر تناسب واریانس با میانگین و پیدایش ناهمسانگردی منطقه‌ای دروغین (در صورت غیرنرمال بودن توزیع داده‌های خام) از معایب آن است.

بنابراین نمی‌توان همواره و برای تمامی کانسارهای مختلف، نسخه واحدی تجویز کرد و روش واحدی توصیه شود؛ بلکه ممکن است برای کانسارهای مختلف، روش‌های متفاوتی کارآیی بهتری داشته باشند. به‌طور کلی برای دستیابی به بهترین پاسخ و مطلوب‌ترین نتیجه، بهتر است که برای محاسبه ذخیره یک کانسار از چند روش مختلف به‌ویژه از روش‌های نوین و دقیق زمین‌آماری استفاده کرد. چرا که تکیه بر نتایج تنها یک روش، از ریسک بالایی برخوردار است و احتمال خطاهای نظام‌دار وجود دارد. معقولانه‌ترین تصمیم، استفاده از چند روش دقیق مختلف و متوسط‌گیری از نتایج آنها می‌باشد.

به‌منظور بهبود نتایج به‌دست آمده از پژوهش، پیشنهاد می‌شود که وزن مخصوص ماده معدنی در نقاط مختلف کانسار به روش آزمایشگاهی و با دقت زیاد تعیین شود. سپس با روش شبیه‌سازی شاخصی و تعیین جنس، به هر بلوک وزن مخصوص دقیق آن نسبت داده شود. همچنین برای تخمین ذخیره منطقه مورد مطالعه، از دیگر روش‌های تخمین کریجینگ همانند کریجینگ ناپیوسته و یا شبیه‌سازی متوالی گوسی نیز استفاده شود و نتایج تخمین آنها با نتایج پژوهش حاضر مورد مقایسه قرار گیرد.

سپاسگزاری

نگارنده مقاله بر خود لازم می‌داند از مدیر عامل محترم شرکت زاگرس مس‌سازان و تمام کارکنان مجتمع معدنی مس نارباغی، به‌خاطر همکاری‌های ارزنده درخصوص زمینه‌سازی امکان بازدید از منطقه، نمونه‌برداری و در اختیار قرار دادن کلیه اطلاعات و داده‌های اکتشافی مورد نیاز، کمال تقدیر و تشکر را به عمل آورد.

منابع

- احمدی، ر.، ۱۳۸۸. کاربرد الگوهای آماری در ارزیابی ذخایر معدنی با نگرشی بر معدن مس علی‌آباد یزد. گزارش طرح پژوهشی طرف قرارداد با دانشگاه علم و صنعت اراک، ۱۰۲.
- احمدی، ر.، ۱۳۹۸. درسنامه دیجیتال (الکترونیکی) ارزیابی ذخایر معدنی. انتشارات دانشگاه صنعتی اراک، ۲۵۰.
- پیچاب کانسار، مهندسین مشاور، ۱۳۹۴. گزارش پایانی عملیات اکتشافی در محدوده اکتشافی مس نارباغی شمالی، ۳۵۶.
- جلالی، م.، رحیمی پور، غ. ل.، دیان‌تی، م. ر. و تقوایی نژاد، م.، ۱۳۸۸. بررسی اعتبار برآوردگرهای کریجینگ خطی و غیرخطی در پهنه‌بندی بلوک‌های کانسنگ و باطله در معدن مس سرچشمه. کنفرانس ملی علوم زمین، سال بیستم، ۷۹، ۹۵-۱۰.
- حسنی پاک، ع. ا. و شرف‌الدین، م.، ۱۳۸۰. تحلیل داده‌های اکتشافی، انتشارات دانشگاه تهران، ۹۸۷.
- حسنی پاک، ع. ا. و خالصی، م. ر.، ۱۳۸۲. مدیریت خطا و ریسک در اکتشاف، موسسه چاپ و انتشارات دانشگاه تهران، ۳۸۲.
- حسنی پاک، ع. ا.، ۱۳۷۷. زمین‌آمار (ژئواستاتستیک)، انتشارات دانشگاه تهران، ۳۱۴.
- قاجار، ی. و سلطانی محمدی، س.، ۱۳۹۳. مقایسه روش‌های کریجینگ شاخص و لاگ کریجینگ در تفکیک کانسنگ‌های هماتی و مگنتیتی در معدن آهن جلال‌آباد، همایش ملی زمین‌شناسی و اکتشاف منابع، شیراز.
- کایدانی، م. و دلبری، م.، ۱۳۸۹. پهنه‌بندی شوری خاک و ارزیابی ریسک شوری در منطقه میانکنگی (سیستان) با استفاده از روش‌های زمین‌آماری، مجله علمی کشاورزی، ۳۵، ۱، ۶۰-۴۹.
- مدنی، ح.، ۱۳۷۴. مبانی زمین‌آمار. انتشارات دانشگاه صنعتی امیرکبیر-واحد تفرش، ۶۵۹.
- مدنی، ح.، ۱۳۷۶. اصول پی‌جویی، اکتشاف و ارزیابی ذخایر معدنی. انتشارات خانه فرهنگ، ۸۱۶.
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the paleo-Tethys remnants in Northeastern Iran. Geological Society of America

Bulletin, 103, 8, 983-992.

- Annels, A.E., 2012. Mineral Deposit Evaluation: A Practical Approach, Chapman and Hall, London, XV, 436.

- Bohling, G., 2007. SGeMS Tutorial Notes in Hydrogeophysics: Theory, Methods, and Modeling. Boise State University, Boise, Idaho, 26.

- Choudhury, S., 2015. Comparative Study on Linear and Non-Linear Geostatistical Estimation Methods: A Case Study on Iron Deposit. *Proceedia Earth and Planetary Science*, 11, 131-139.

- Gossage, B., 1998. The Application of indicator kriging in the modeling of geological Data, Proceedings of a one day symposium: Beyond ordinary kriging. October 30th, Perth Western Australia. Geostatistical Association of Australasia.

- Journel, A.G., 1983. Nonparametric estimation of spatial distributions. *Mathematical Geology*, 15, 445-468.

- Journel, A.G., 1989. Fundamentals of Ge-

ostatistics in Five Lessons, Short Course in Geology. American Geophysical Union, 8, 57.

- Remy, N., Boucher, A. and Wu, J., 2006. SGeMS User's Guide. Stanford University, Stanford, 129.

- Remy, N., Boucher, A. and Wu, J., 2009. Applied Geostatistics with SGeMS: A User's Guide. Cambridge University Press, New York, 284.

- Rendu, J.M., 1981. An Introduction to Geostatistical Methods of Mineral Evaluation, South African Institute of Mining and Metallurgy Monograph Series, Johannesburg, 84.

- Stoecklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A Review. *American Association of Petroleum Geologists*, 52, 7, 1229-1258.

- Switzer, P., 1977. Estimation of spatial distributions from point sources with application to air pollution measurement. *Bulletin of the International Statistical Institute*, 47, 123-137.

ژئوشیمی و پترولوژی ریولیت‌های قره‌داش شاهین‌دژ- شمال غرب ایران: بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی ولکانیسم پس از برخوردی

معصومه آهنگری^{۱*}، معصومه نظری^۲ و محسن مؤذن^۳

۱. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه

۲. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۳. استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

تاریخ دریافت: ۹۹/۰۱/۱۶

تاریخ پذیرش: ۹۹/۰۳/۱۷

چکیده

ریولیت‌های قره‌داش شاهین‌دژ از نوع ریولیت‌های پرآلومینوس با مقدار SiO_2 و K_2O بالا هستند. این سنگ‌ها از درشت بلورهای کوارتز، فلدسپار پتاسیم به همراه مقادیر اندک پلاژیوکلاز در زمینه‌ای ریزدانه و غنی از فلدسپارهای پتاسیم تشکیل یافته‌اند. از لحاظ ژئوشیمیایی این سنگ‌ها از LREEها و LILEها غنی شده هستند و در مقابل مقدار HREEها و HFSEها تهی‌شدگی نشان می‌دهد.

بررسی روابط صحرایی، بافتی و سنگ‌شناسی به همراه ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ کل نشان می‌دهند ماگمای به‌وجود آورنده ریولیت‌های قره‌داش دارای منشأ پوسته‌ای است که بواسطه تفریق بلوری (پلاژیوکلاز و تیتانومگنتیت) ترکیب آن دستخوش تغییر شده است. آنومالی منفی Sr، Eu، و Ti در نمودارهای چند عنصری بیانگر تفریق بلوری است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی ریولیت‌های قره‌داش مانند مقادیر نسبت‌های Rb/Nb، K/Rb، Rb/Sr، Rb/Ba و Ga/Al مشابه با گرانیت‌ها/ریولیت‌های A-Type در محیط‌های پس از برخوردی هستند. با در نظر گرفتن سن پرکامبرین برای این توده، به احتمال زیاد فازهای کششی بعد از بسته شدن اقیانوس پروتوتتیس عامل تشکیل این توده بوده است.

واژه‌های کلیدی: ریولیت، ژئوشیمی، پرآلومینوس، محیط نکتونیک پس از برخوردی، شاهین‌دژ، ایران مرکزی.

مقدمه

ریولیت سنگ آذرین فلسیک است و حاصل فوران ماگما با ترکیب گرانیتی بر روی سطح زمین می‌باشد. این سنگ‌ها اغلب با توجه به گرانروی بالا دارای گسترش بسیار کمی در سطح زمین هستند و با در نظر گرفتن گستردگی کم و رخنمون اندک در سطح زمین کمتر مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته‌اند (Moayyed, 2013). با این وجود، مطالعه خصوصیات ژئوشیمیایی ریولیت‌ها کمک زیادی به درک تحولات فرآیندهای پوسته‌ای به‌ویژه پوسته فوقانی کرده و به عنوان ابزاری مهم برای تشخیص ترکیب و ساختار پوسته مورد استفاده قرار می‌گیرد (Zhang et al., 2018). همچنین می‌توان از این خصوصیات

ریولیت سنگ آذرین فلسیک است و حاصل فوران ماگما با ترکیب گرانیتی بر روی سطح زمین می‌باشد. این سنگ‌ها اغلب با توجه به گرانروی بالا دارای گسترش بسیار کمی در سطح زمین هستند و با در نظر گرفتن گستردگی کم و رخنمون اندک در سطح زمین کمتر مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته‌اند (Moayyed, 2013). با این وجود، مطالعه خصوصیات ژئوشیمیایی ریولیت‌ها کمک زیادی به درک تحولات فرآیندهای پوسته‌ای به‌ویژه پوسته فوقانی کرده و به عنوان ابزاری مهم برای تشخیص ترکیب و ساختار پوسته مورد استفاده قرار می‌گیرد (Zhang et al., 2018). همچنین می‌توان از این خصوصیات

* نویسنده مرتبط: m.ahangari@urmia.ac.ir

شاهین‌دژ و سقز و بین مختصات جغرافیایی $43^{\circ} 46'$ تا $57^{\circ} 46'$ طول شرقی و $37^{\circ} 36'$ تا $41^{\circ} 36'$ عرض شمالی رخنمون یافته‌اند. از لحاظ تقسیم‌بندی‌های زمین‌شناسی ساختاری ایران (Stöcklin, 1968) و پهنه‌بندی رسوبی (آقابات‌ی، ۱۳۸۳)، این منطقه بخشی از پهنه‌بندی ایران مرکزی محسوب می‌شود (شکل ۱-الف). بازه سنی سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه بسیار وسیع بوده و از پرکامبرین تا عهد حاضر در تغییر است (شکل ۱-ب) قدیمی‌ترین سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه رسوبات دگرگون شده مربوط به سازند کهر با سن پرکامبرین است. این سازند از مجموعه سنگ‌های غیر قابل تفکیک با ترکیب اسلیت و کالک‌شیت، کوارتزیت‌های ضخیم لایه تا توده‌ای به رنگ خاکستری تیره و آهک‌های ماسه‌ای نازک لایه تا ورقه‌ای تشکیل شده است. واحدهای تفکیک پذیر سازند کهر شامل لیتیک توف، توف‌های ماسه‌سنگی و شیل‌های قهوه‌ای تیره، تراکی آندزیت تا لاتیت کوارتزار و ریولیت قره‌داش (شکل ۲-الف، ب) هستند. ریولیت‌های رخنمون یافته در بین رسوبات سازند کهر، در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سقز (حریری و همکاران، ۱۳۸۲) و ۱:۱۰۰۰۰۰ شاهین‌دژ (خلقی خسرقی و همکاران، ۱۳۷۳) به پرکامبرین نسبت داده شده‌اند. این سنگ‌ها توسط رسوبات سازند بایندر و سلطانیه پوشیده شده‌اند. ریولیت‌های قره‌داش معادل خروجی گرانیات دوران در نظر گرفته می‌شوند (علوی و همکاران، ۱۳۶۱). در منطقه مورد مطالعه سازندهای بایندر، دولومیت‌های سلطانیه، زاگون و لالون رسوبات و سنگ‌های مربوط به پرکامبرین پسین و کامبرین قرار دارند. نهشته‌های مربوط به پرمین در گستره مورد مطالعه اندک می‌باشند و شامل دولومیت، دیاباز و سنگ آهک‌های موجود در سازند روته هستند (خلقی خسرقی و همکاران، ۱۳۷۳).

مزوزوئیک در منطقه مورد مطالعه با رسوبات مربوط به تریاس (سازند الیکا)، ژوراسیک (سازندهای شمشک، دلچای و لار) و کرتاسه (سنگ آهک‌های مارنی و سنگ آهک‌های ماسه‌ای با رنگ مایل به سبز) مشخص می‌شود. رسوبات سنوزوئیک گسترده‌ای به نسبت قابل ملاحظه‌ای

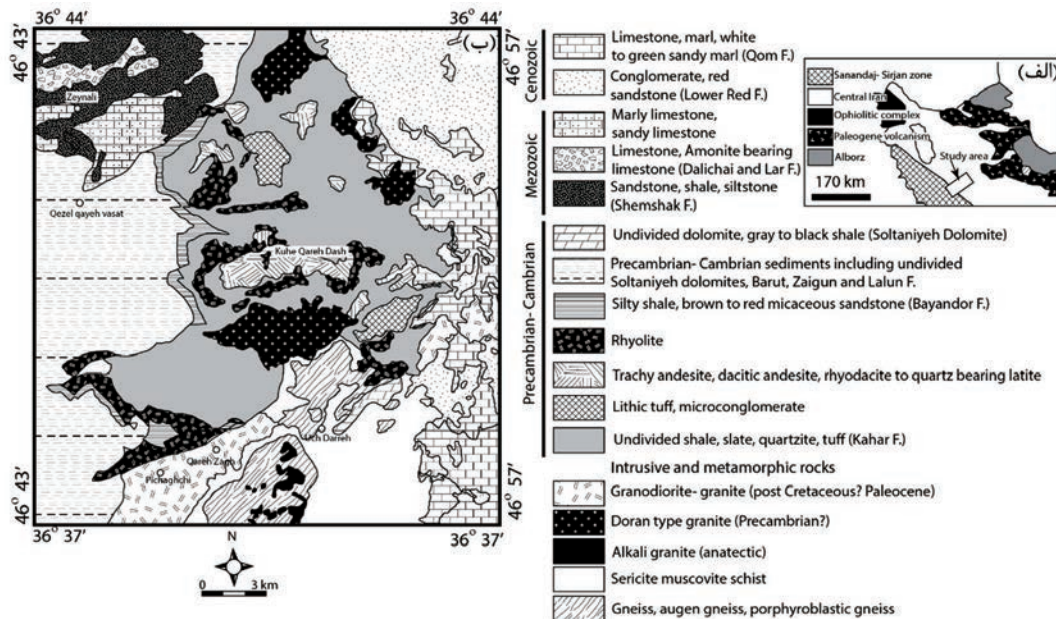
برای تشخیص منشأ ماگمای به‌وجود آورنده این سنگ‌ها استفاده کرد (Mbowou et al., 2015). در موارد متعددی، از ترکیب ژئوشیمیایی ریولیت‌ها برای شناسایی کانسارهای با ارزش همچون سولفیدهای توده‌ای نیز بهره گرفته شده است (Gaboury and Pearson, 2008).

از لحاظ جایگاه تکتونیکی، ریولیت‌ها را می‌توان در اکثر جایگاه‌های تکتونیکی همچون جایگاه‌های پس از برخورد (Oliveira et al., 2015)، حاشیه فعال قاره‌ای (Faramarzi et al., 2015; Luchitskaya et al., 2017) و درون صفحات تکتونیکی (Luchitskaya et al., 2017; Shao et al., 2015) مشاهده کرد. منشأ ماگماهای ریولیتی متنوع است، می‌تواند از بخش‌های مختلف زمین همچون گوشته غنی شده، گوشته تهی شده و پوسته فلسیکی به‌وجود آید (Mbowou et al., 2015).

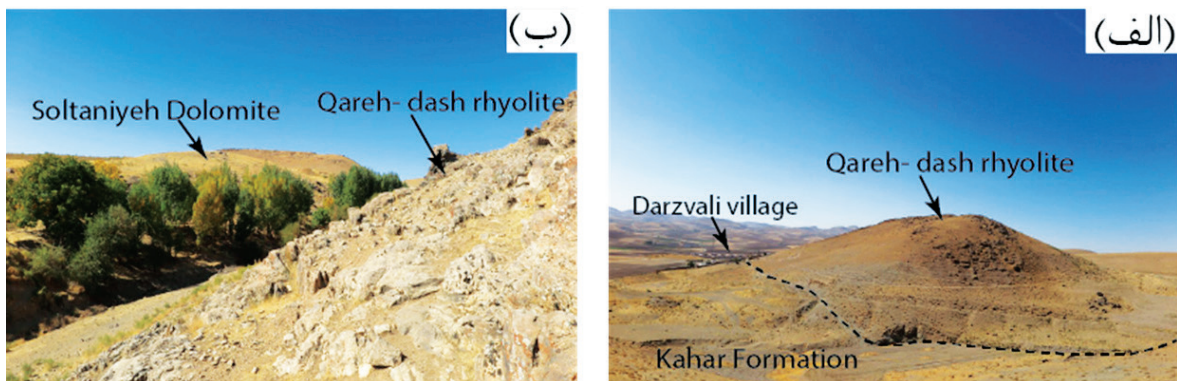
بررسی ریولیت‌های قره‌داش واقع در شاهین‌دژ در استان آذربایجان غربی موضوع تحقیق حاضر را بخود اختصاص داده است. سن این سنگ‌ها با توجه به اینکه با سنگ‌های سازند کهر همراه می‌باشند و توسط رسوبات پالئوزوئیک مانند سازند بایندر و سلطانیه پوشیده می‌شوند به پرکامبرین نسبت داده شده است (خلقی خسرقی و همکاران، ۱۳۷۳). در این خصوص آقابات‌ی (۱۳۸۳) ریولیت‌های قره‌داش را هم‌ارز با ریولیت‌های مهاباد، تکنار، اسفوردی، موته و ریولیت‌های موجود در سری‌های ریزو و هرمز معرفی کرده است. همچنین علوی و همکاران (۱۳۶۱) ریولیت‌های شاهین‌دژ و مهاباد را معادل با گرانیات دوران در نظر می‌گیرند. هر چند ولی‌زاده و اسماعیلی (۱۳۷۵) بر این عقیده هستند که گرچه ریولیت‌های شاهین‌دژ و مهاباد در یک فاز مشابه با گرانیات دوران تشکیل شده‌اند، ولی دارای منشأ یکسان و مشترک نیستند. تحقیق حاضر با بررسی خصوصیات ژئوشیمی سنگ کل ریولیت‌های قره‌داش، سعی در شناسایی پتروژنز و نحوه تشکیل این سنگ‌ها کرده است.

زمین‌شناسی عمومی منطقه

ریولیت‌های مورد مطالعه در تحقیق حاضر در گستره تا اندازه‌ای به نسبت وسیع در بین شهرستان‌های بوکان،



شکل ۱. الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه زمین‌ساختی ایران (برگرفته از آقانی، ۱۳۸۳)، ب) نقشه ساده شده زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (اقتباس از خلقی‌خسرقی و همکاران، ۱۳۷۳)



شکل ۲. تصاویر صحرایی از ریولیت‌های قره‌دش، الف) فوران ریولیت‌های قره‌دش در بین سنگ‌های سازند کهر (دید به سمت جنوب‌غرب)، ب) ریولیت‌های قره‌دش در مجاورت دولومیت‌های سلطانیه (دید به سمت شمال‌غرب).

روش مطالعه

در خصوص انجام تحقیق حاضر مطالعات صحرایی گسترده‌ای برای تعیین خصوصیات صحرایی ریولیت‌های قره‌دش و نیز تعیین ارتباط سنگ‌های مورد مطالعه با سنگ‌های اطراف صورت گرفته و پس از انجام مطالعات پتروگرافی هشت نمونه سالم و کمتر دگرسان شده از ریولیت‌های مورد مطالعه برای انجام تجزیه‌های شیمیایی سنگ کل به روش XRF (تعیین مقدار عناصر اصلی) و طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS)، برای تعیین عناصر فرعی و کمیاب) انتخاب و به شرکت ActLabs واقع در کشور کانادا ارسال شد.

در گستره مورد مطالعه داشته و شامل سازندهای قرمز زیرین با ترکیب کنگلومرا و ماسه‌سنگ قرمز رنگ و سازند قم با ترکیب آهک‌های سفید تا زرد و مارن هستند (خلقی‌خسرقی و همکاران، ۱۳۷۳).

همچنین در گستره مورد مطالعه، توده‌های متعدد اسیدی نفوذی و خروجی بروزند دارند که از جمله آن‌ها می‌توان به گرانیت‌های معادل گرانیت دوران و گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌هایی با سن اواخر کرتاسه-پالئوسن اشاره کرد (خلقی‌خسرقی و همکاران، ۱۳۷۳).

سنگ‌شناسی

ریولیت‌های قره‌دش در نمونه دستی به رنگ‌های صورتی و خاکستری قابل مشاهده هستند. با این وجود در برخی موارد با توجه به حضور کانی‌های ثانویه همچون کلریت و اکسیدهای آهن به رنگ‌های سبز و قرمز نیز مشاهده می‌شوند. در مطالعات میکروسکوپی این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری می‌باشند و حاوی درشت بلورهای کوارتز، فلدسپار پتاسیم و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز در زمینه شیشه‌ای تا بسیار ریز بلور هستند (شکل ۳-الف). در برخی از نمونه‌ها بافت جریان‌ی در زمینه دانه‌ریز سنگ به خوبی قابل تشخیص است (شکل ۳-ب). بافت اسفرولیتی (شکل ۳-پ) و بادامکی (شکل ۳-ت) نیز در برخی از نمونه‌ها قابل مشاهده می‌باشند. کوارتزهای ریزبلور و بی‌شکل به همراه فلدسپار پتاسیم و مقادیر اندکی از پلاژیوکلاز زمینه ریزبلور سنگ‌های مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند. بیوتیت، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های کدر کانی‌های فرعی موجود در ترکیب ریولیت‌های قره‌دش هستند.

درشت بلورهای کوارتز اغلب به صورت شکل‌های نیمه خودشکل تا بی‌شکل ظاهر شده و دارای خاموشی موجی هستند. در نمونه‌های مطالعه شده اندازه این کانی از یک تا چهار میلی‌متر در تغییر است. حاشیه خلیج‌خوردگی در بسیاری از بلورهای کوارتز در ریولیت‌های قره‌دش مشاهده می‌شود (شکل ۳-ث). در برخی موارد بلورهای سوزنی شکل فلدسپار پتاسیم به صورت ادخال در درون درشت بلورهای کوارتز حضور دارند (شکل ۳-ج).

درشت بلورهای فلدسپار پتاسیم موجود در سنگ‌های مورد مطالعه اغلب دارای ترکیب سانیدین (شکل ۳-چ) می‌باشند و در موارد اندکی آنورتوکلاز با ماکل مشبک (شکل ۳-ح) هستند. این کانی‌ها به صورت شکل‌های نیمه‌خود شکل تا بی‌شکل می‌باشند و دارای ابعادی در حدود یک تا سه میلی‌متر هستند. ماکل کارلسباد در برخی از درشت بلورهای سانیدین قابل مشاهده است. این کانی در نمونه‌های مورد مطالعه به مجموعه‌ای از کانی‌های ثانویه با ترکیب سرپسیت و کائولن تجزیه شده است.

درشت بلورهای پلاژیوکلاز با ابعادی در حدود دو میلی‌متر

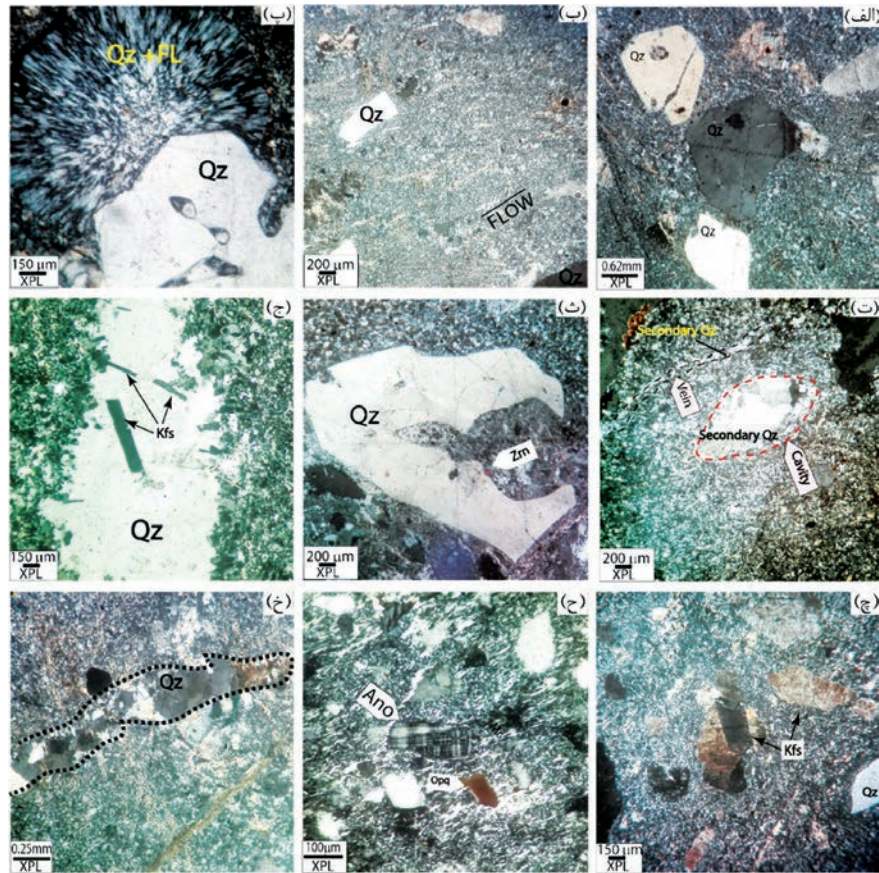
و با شکل‌های نیمه‌خود شکل تا بی‌شکل و با فراوانی کمتر از درشت بلورهای فلدسپار پتاسیم در ریولیت‌های مورد مطالعه ظاهر شده‌اند. پلاژیوکلاز در اغلب موارد به کانی‌های ثانویه همچون کانی‌های رسی تجزیه شده است. در مواردی کوارتزهای ثانویه به صورت رگه‌های باریک، سنگ‌های مورد مطالعه را قطع کرده‌اند (شکل ۳-خ).

شیمی سنگ کل

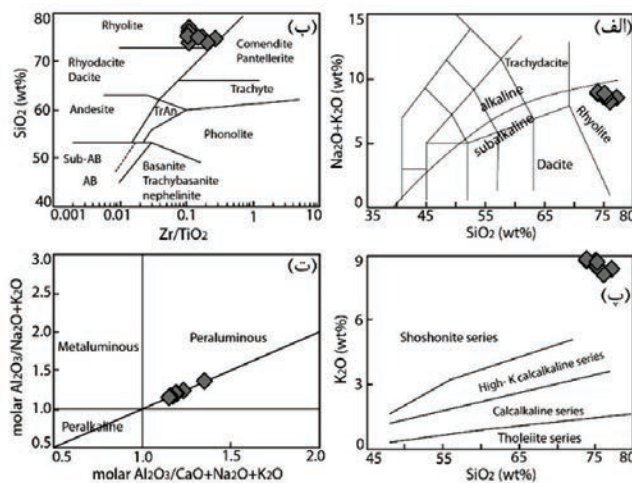
عناصر اصلی

نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی سنگ کل نمونه‌های مورد مطالعه در جدول ۱ آورده شده است. تغییرات مشاهده شده در مقدار اکسیدهای اصلی موجود در ترکیب ریولیت‌های قره‌دش چندان زیاد نیست. مقادیر SiO_2 در نمونه‌های مورد مطالعه بالا است و از $73/89$ تا $77/22$ درصد وزنی اکسیدها در تغییر می‌باشد. ریولیت‌های قره‌دش دارای مقادیر بالایی از مجموع $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ ($8/27 - 8/93$ wt%) هستند. نمونه‌های تجزیه شده در نمودار مجموع آلکالی در برابر سیلیس (TAS) (Irvine and Baragar, 1971) در گستره ریولیت‌های ساب‌آلکالن (شکل ۴-الف) واقع شده‌اند. استفاده از نمودار SiO_2 در برابر Zr/TiO_2 (Winchester and Floyd, 1977) برای طبقه‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه نیز نتایج مشابهی در بردارد (شکل ۴-ب). در نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) نمونه‌های مورد مطالعه در گستره شوشونیتی (شکل ۴-پ) قرار گرفته‌اند. با این وجود مقدار پایین Sr (کمتر از 200 ppm) در نمونه‌های مورد مطالعه با سری ماگمایی شوشونیتی همخوانی ندارد (Oliveira et al., 2015). سنگ‌های متبلور شده از ماگماهای سری شوشونیتی دارای مقادیر بسیار بالایی از عناصر LIL هستند (Callegari et al., 1980; Joplin, 1968; Morrison, 2004).

سنگ‌های مورد مطالعه دارای مقادیر پایین MgO ($0/19 - 0/14$ wt%) و Fe_2O_3 کل ($1/12 - 2/23$ wt%) هستند. مقدار Al_2O_3 در ریولیت‌های قره‌دش از $11/29$ تا $12/32$ درصد وزنی اکسیدها در تغییر است. مقدار نسبت A/CNK (نسبت مولی $(\text{Al}_2\text{O}_3)/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) در ریولیت‌های قره‌دش از $1/17$ تا $1/35$ در تغییر است. در نمودار $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ در برابر $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از ریولیت‌های قره‌داش، الف) درشت بلورهای کوارتز با بافت پورفیری در زمینه دانه ریز، ب) بافت جریان در زمینه ریولیت‌ها، پ) بافت اسفرولیتی با کوارتزها و فلدسپارهای شعاعی، ت) بافت بادامکی که توسط کوارتزهای ثانویه پر شده است، ث) درشت بلور کوارتز با حاشیه خلیج‌خوردگی به همراه کانی زیرکن در زمینه سنگ، ج) حضور بلورهای سوزنی شکل فلدسپار پتاسیم به صورت ادخال در درون درشت بلور کوارتز، چ) درشت بلورهای سانیدین در زمینه دانه ریز، برخی از درشت بلورهای سانیدین حاوی ماکل کارلسباد هستند. تجزیه‌شدگی بلورها به کانی‌های رسی نیز بخوبی قابل مشاهده است، ح) کانی آنورتوکلاز با ماکل مشبک، خ) رگه پر شده از کوارتزهای ثانویه که سنگ‌های مورد مطالعه را قطع کرده است. Qz: کوارتز، Kfs: فلدسپار پتاسیم، Ano: آنورتوکلاز، Opq: کانی‌های کدر، Zrn: زیرکن، Flow: جهت جریان در زمینه سنگ‌ها



شکل ۴. الف) نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (برگرفته از Irvine and Baragar, 1971)، ریولیت‌های قره‌داش در گستره ریولیت‌های ساب‌آلکالن واقع شده‌اند، ب) نمودار Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 (برگرفته از Winchester and Floyd, 1977)، نمونه‌ها در گستره ریولیت واقع شده‌اند، پ) نمودار K_2O در برابر SiO_2 (برگرفته از Peccerillo and Taylor, 1976)، نمونه‌ها در گستره شوشونیتی واقع شده‌اند، ت) نمودار $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ در برابر $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ (برگرفته از Maniar and Piccoli, 1989)، نمونه‌ها در گستره پرآلومینوس قرار گرفته‌اند

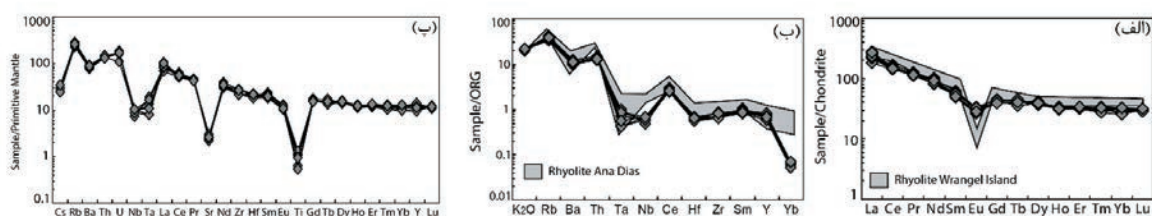
منفی می‌باشد و نسبت $(La/Sm)_N$ از $3/55$ تا $5/07$ در تغییر است. در این الگو Eu آنومالی منفی از خود نشان داده و مقدار Eu/Eu^* به صورت $0/69-0/59$ است. این اثر می‌تواند بیانگر جدایش پلاژیوکلاز در طی تبلور تفریقی ماگمای به وجود آورنده سنگ‌های مورد مطالعه باشد (Luchitskaya et al., 2017). همچنین الگوی به نسبت سطح از Ho تا Lu برای HREE ها در نمونه‌های مورد مطالعه قابل مشاهده می‌باشد و نسبت $(Ho/Lu)_N$ در این سنگ‌ها نزدیک به یک است. در شکل ۵-الف الگوی عناصر نادر خاکی ریولیت‌های قره‌داش با ریولیت‌های نوع A منطقه Wrangel Island (Luchitskaya et al., 2017) مورد مقایسه قرار گرفته است. روند مشاهده شده برای ریولیت‌های مورد مطالعه مشابه با ریولیت‌های نوع A است.

الگوی عناصر نرمالیز شده به ORG^3 (گرانیت‌های پشته‌های اقیانوسی، داده‌ها از (Pearce et al., 1984)) با نسبت نزدیک به یک برای $HFSE^f$ (Zr، Hf، Nb، Ta)، Sm و Y، غنی‌شدگی LILE (Ba، K، Rb) ها، غنی‌شدگی Ce و آنومالی منفی Yb مشخص می‌شود (شکل ۵-ب). در شکل ۵-ب الگوی عناصر نرمالیز شده به ORG برای ریولیت‌های پس از برخوردی Ana Dias در برزیل (Oliveira et al., 2015) برای مقایسه با ریولیت‌های قره‌داش نشان داده شده است. ریولیت‌های قره‌داش روندی مشابه با ریولیت‌های پس از برخوردی آنادیز از خود نشان می‌دهند.

(Maniar and Piccoli, 1989) نمونه‌های تجزیه شده در گستره پراآلومینوس واقع شده‌اند (شکل ۴-ت). خصوصیات ژئوشیمیایی مشاهده شده برای عناصر اصلی در ریولیت‌های قره‌داش همچون بالا بودن مقادیر Na_2O+K_2O ($wt\%$) $(8/8-27/93)$ ، $FeO/(FeO+MgO)$ ($0/0-84/93$) و شاخص آگپایتی $Al_2O_3 (Na_2O+K_2O)/ = 0/73-0/83$ (molar) مشابه با سری‌های پراآلومینوس و متاآلومینوس اشباع از سیلیسی است که همراه با گرانیت‌های A-type در جایگاه‌های پس از برخوردی قابل مشاهده است (Nardi and Bitencourt, 2009; Oliveira et al., 2015).

عناصر فرعی و کمیاب

ریولیت‌های قره‌داش دارای مقادیر به نسبت بالای Ba ($609-498$ ppm)، Rb ($169-135$ ppm) و Zr ($222-291$ ppm) در ترکیب خود هستند. در مقابل، مقدار Sr ($58-44$ ppm) در ترکیب نمونه‌های مورد مطالعه پایین است. الگوی عناصر نادر خاکی نرمالیز شده به کندریت (داده‌ها از (McDonough and Sun, 1995)) برای ریولیت‌های قره‌داش با غنی‌شدگی $LREE^1$ ها در مقایسه با $HREE^2$ ها مشخص می‌شود (شکل ۵-الف). به طوری که مقدار LaN برای نمونه‌های مورد مطالعه 183 تا 278 برابر کندریت می‌باشد و نسبت $(La/Yb)_N$ برای نمونه‌های تجزیه شده از $6/00$ تا $17/01$ در تغییر است. در الگوی نرمالیز شده به کندریت، $LREE$ ها دارای شیب



شکل ۵. الف) نمودار عناصر نادر خاکی نرمالیز شده به کندریت، (داده‌ها از (McDonough and Sun, 1995)). الگوی عناصر نادر خاکی ریولیت‌های قره‌داش با ریولیت‌های منطقه Wrangel Island (Luchitskaya et al., 2017) مورد مقایسه قرار گرفته است، ب) الگوی چند عنصری نرمالیز شده به ORG (گرانیت‌های پشته‌های اقیانوسی، (داده‌ها از (Pearce et al., 1984)). الگوی عناصر نرمالیز شده به ORG برای ریولیت‌های پس از برخوردی Ana Dias در برزیل (Oliveira et al., 2015) جهت مقایسه با ریولیت‌های قره‌داش نشان داده شده است، پ) الگوی چند عنصری نرمالیز شده به گوشته اولیه (داده‌ها از (McDonough and Sun, 1995)).

1. Light Rare Earth Elements
2. Heavy Rare Earth Element
3. Ocean Ridge Granites
4. High Field Strength Elements

در نمودار چند عنصری نرمالیز شده به گوشته اولیه عناصر Sr, Ti, Ta, Nb و Cs از خود نشان می‌دهند (شکل ۵-پ). همچنین آنومالی ضعیف منفی برای Ba و Eu مورد مطالعه از LILE^۱ها غنی شده و آنومالی منفی برای در این نمونه‌ها قابل مشاهده است.

جدول ۱. نتایج حاصل از تجزیه عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در ریولیت‌های قره‌داش

	SHRY-1	SHRY-2	SHRY-3	SHRY-4	SHRY-5	SHRY-6	SHRY-7	SHRY-8
SiO ₂	۷۷/۲۲	۷۳/۸۹	۷۵/۱۸	۷۴/۹۳	۷۶/۱۱	۷۵/۳۳	۷۳/۹۶	۷۵/۲۲
Al ₂ O ₃	۱۱/۴۱	۱۲/۰۲	۱۱/۷۶	۱۱/۲۹	۱۲/۳۲	۱۱/۴۷	۱۱/۴۴	۱۱/۲۶
TiO ₂	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۲۱	۰/۲۷	۰/۱۱	۰/۱۹
CaO	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۳
MgO	۰/۱۹	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۴
FeO	۱/۰۱	۲/۰۱	۱/۴۰	۱/۶۱	۱/۲۳	۱/۹۴	۱/۹۳	۱/۸۹
Na ₂ O	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۱۷
K ₂ O	۸/۳۸	۸/۷۵	۸/۷۷	۸/۵۶	۸/۱۲	۸/۵۵	۸/۸۱	۸/۷۳
P ₂ O ₅	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۳
MnO	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱
LOI	۰/۸۳	۱/۰۴	۱/۲۱	۱/۱۴	۰/۹۸	۱/۳۲	۱/۲۲	۱/۱۱
Total	۹۹/۶۸	۹۸/۵۲	۹۹/۰۲	۹۸/۲۶	۹۹/۴۹	۹۹/۵۴	۹۸/۰۶	۹۸/۹۸
Minor elements								
Ba	۵۰/۰۰	۶۰/۰۰	۴۹۸/۰۰	۵۲۱/۰۰	۵۷۷/۰۰	۵۴۲/۰۰	۵۵۲/۰۰	۵۷۹/۰۰
Ce	۸۵/۱۰	۱۰۵/۰۰	۹۵/۰۰	۹۷/۰۰	۸۸/۰۰	۹۱/۰۰	۸۹/۰۰	۹۱/۰۰
Cr	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Cs	۰/۶۰	bd	۰/۵۰	۰/۶۰	۰/۶۰	۰/۷۰	۰/۵۰	۰/۷۰
Cu	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Er	۵/۴۰	۵/۲۰	۵/۶۰	۵/۳۰	۵/۷۰	۵/۲۰	۵/۳۰	۵/۷۰
Eu	۱/۶۷	۱/۹۳	۱/۷۸	۱/۵۵	۱/۶۳	۱/۹۷	۱/۸۹	۱/۶۶
Ga	۱۴/۰۰	۱۴/۰۰	۱۵/۰۰	۱۴/۰۰	۱۴/۰۰	۱۵/۰۰	۱۴/۰۰	۱۴/۰۰
Ge	۱/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۲/۰۰
Gd	۸/۳۰	۹/۳۰	۸/۴۰	۸/۸۰	۸/۲۰	۹/۱۰	۸/۲۰	۸/۲۰
Hf	۵/۲۰	۶/۰۰	۵/۶۰	۵/۵۰	۵/۰۰	۶/۳۰	۶/۰۰	۶/۰۰
Ho	۱/۹۰	۱/۹۰	۱/۹۰	۱/۸۰	۱/۸۰	۱/۷۰	۱/۸۰	۱/۸۰
La	۴۳/۵۰	۵۳/۰۰	۶۲/۰۰	۵۷/۰۰	۵۱/۰۰	۶۶/۰۰	۵۵/۰۰	۶۳/۰۰
Lu	۰/۷۸	۰/۷۶	۰/۷۴	۰/۷۸	۰/۸۱	۰/۷۷	۰/۷۱	۰/۷۹
Nb	۶/۰۰	۷/۰۰	۶/۰۰	۵/۰۰	۶/۰۰	۷/۰۰	۶/۰۰	۷/۰۰
Nd	۳۷/۳۰	۴۵/۳۰	۴۱/۴۰	۴۷/۵۰	۴۴/۷۰	۳۹/۲۰	۴۳/۲۰	۴۲/۴۰
Ni	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Pb	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Pr	۱۰/۹۰	۱۱/۹۰	۱۱/۳۰	۱۰/۶۰	۱۱/۹۰	۱۰/۸۰	۱۱/۱۰	۱۰/۸۰
Rb	۱۳۵/۰۰	۱۶۵/۰۰	۱۴۹/۰۰	۱۴۱/۰۰	۱۶۸/۰۰	۱۵۷/۰۰	۱۶۱/۰۰	۱۵۴/۰۰
Sc	۱۲/۰۰	۶/۰۰	۸/۰۰	۱۴/۰۰	۱۲/۰۰	۱۴/۰۰	۸/۰۰	۱۲/۰۰
Sm	۷/۹۰	۹/۴۰	۸/۸۰	۷/۳۰	۷/۶۰	۸/۴۰	۸/۶۰	۷/۸۰
Sn	۲/۰۰	bd	bd	bd	۳/۰۰	bd	bd	bd
Sr	۴۷/۰۰	۵۷/۰۰	۵۲/۰۰	۴۴/۰۰	۵۰/۰۰	۵۸/۰۰	۴۹/۰۰	۵۱/۰۰
Ta	۰/۵۰	۰/۶۰	۰/۳۰	۰/۷۰	۰/۶۰	۰/۳۰	۰/۶۰	۰/۴۰
Tb	۱/۵۰	۱/۶۰	۱/۵۰	۱/۷۰	۱/۵۰	۱/۳۰	۱/۵۰	۱/۵۰
Th	۱۰/۵۰	۱۱/۸۰	۱۰/۸۰	۱۰/۱۰	۱۰/۱۰	۱۱/۵۰	۱۱/۷۰	۱۰/۲۰
Ti	۰/۳۰	۰/۵۰	۰/۳۰	۰/۳۰	۰/۵۰	۰/۸۰	۰/۵۰	۰/۳۰
Tm	۰/۸۲	۰/۷۴	۰/۷۷	۰/۶۹	۰/۸۵	۰/۷۱	۰/۸۶	۰/۸۳
U	۲/۲۰	۳/۲۰	۳/۵۰	۳/۳۰	۳/۷۰	۳/۲۰	۳/۳۰	۳/۴۰
V	۸/۰۰	۹/۰۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۹/۰۰	۷/۰۰	۸/۰۰	۷/۰۰
W	۲/۰۰	۳/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰
Y	۵۴/۰۰	۴۷/۰۰	۵۳/۰۰	۵۶/۰۰	۴۱/۰۰	۵۹/۰۰	۵۰/۰۰	۴۸/۰۰
Yb	۵/۲۰	۴/۹۰	۵/۵۰	۵/۶۰	۴/۳۰	۴/۳۰	۵/۵۰	۵/۵۰
Zn	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
Zr	۲۲۷/۰۰	۲۳۴/۰۰	۲۲۲/۰۰	۲۹۱/۰۰	۲۳۰/۰۰	۲۸۳/۰۰	۲۲۶/۰۰	۲۸۰/۰۰

bd.: below detection limit

بحث

منشأ ماگمای بوجود آورنده ریولیت‌های قره‌داش

سنگ‌های ریولیتی و فلسیک می‌توانند خاستگاه‌های مختلفی همچون ذوب بخشی مواد پوسته‌ای (Dong et al., 2014; Gou et al., 2013; Bonin, 2007; Clemens et al., 1986)، ماگمایی با منشأ گوشته‌ای که تحت تأثیر فرآیندهای تبلور تفریقی و هضم قرار گرفته است (Guo et al., 2006; Yang et al., 2005; Kemp et al., 2001) و تفریق مستقیم از یک ماگمای بازالتی (Turner et al., 1992) داشته باشند. ریولیت‌های A-Type حاصل از تفریق شدید ماگماهای بازالتی با منشأ گوشته‌ای بایستی همراه با حجم عظیمی از سنگ‌های مافیک-حد واسط باشند (Ji et al., 2019). بررسی روابط پتروگرافی و صحرایی ریولیت‌های قره‌داش بیانگر نبود زینولیت‌ها/انکلاوهای مافیک در درون این سنگ‌ها، روابط بافتی مبنی نبود رخداد اختلاط ماگمایی یا مینگلینگ در سنگ‌های مورد مطالعه و نیز نبود سنگ‌های بازیک تا حد واسط هم‌سن با ریولیت‌های قره‌داش می‌باشد. از اینرو منشأ گوشته‌ای برای ریولیت‌های مورد مطالعه چندان قابل قبول به نظر نمی‌رسد.

شواهد ژئوشیمیایی ذکر شده در بالا به همراه روابط بافتی و صحرایی برای سنگ‌های مورد مطالعه بیانگر این است که ماگمای به‌وجود آورنده ریولیت‌های قره‌داش ماگمای اولیه‌ای است که از ذوب بخشی مواد پوسته‌ای تشکیل شده است. شواهد ژئوشیمیایی مشابه با ریولیت‌های قره‌داش در ریولیت‌های Wuchagou مشاهده شده است (Ji et al., 2018). ایشان منشأ این ریولیت‌ها را به ذوب بخشی پوسته مافیک (سنگ‌های مافیک حاوی کوارتز دگرگون شده در رخساره آمفیبولیت) نسبت داده‌اند. گرچه در این خصوص، نسبت‌های Zr/Hf (۵۲/۹۱-۳۹/۰۰)، به‌طور میانگین (۴۴/۳۵) و Nb/Ta (۲۳/۳۳-۷/۱۴) و به‌طور میانگین (۱۴/۰۲) در ریولیت‌های قره‌داش اندکی بالاتر از مقادیر پوسته‌ای (به‌ترتیب برای نسبت‌های Zr/Hf و Nb/Ta برابر با ۳۳ و ۱۱/۴، (Taylor and McLennan, 1985)) بوده و کم و بیش مشابه با نسبت‌های این عناصر در گوشته اولیه (به‌ترتیب برای نسبت‌های Zr/Hf و Nb/Ta برابر با ۳۷ و ۱۷/۸،

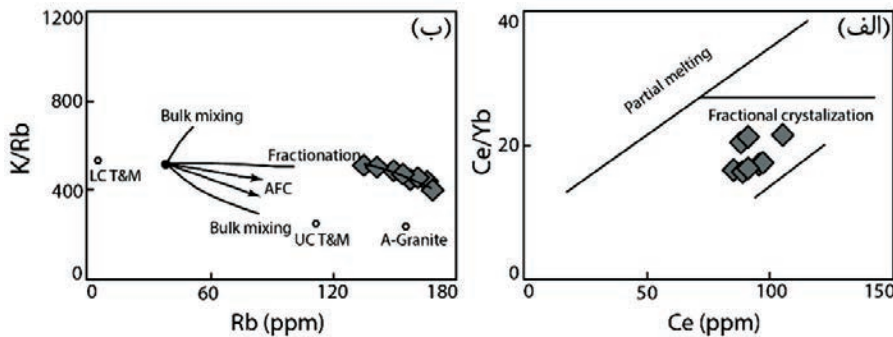
(McDonough and Sun, 1995)) هستند. با این وجود نسبت Th/U در نمونه‌های مورد مطالعه به صورت ۴/۷۷-۲/۷۳ و به‌طور میانگین برابر با ۳/۴۹ است. این مقدار شباهت زیادی به نسبت Th/U در ترکیب پوسته (کم و بیش برابر با چهار) دارد.

وجود آنومالی منفی Ba، غنی‌شدگی Ce در مقایسه با عناصر مجاور خود و غنی‌شدگی نسبی Rb و K₂O در مقایسه با Nb در نمودار چند عنصری نرمالیز شده به ORG را به ماگمایی با منشأ گوشته‌ای که توسط مواد پوسته‌ای غنی شده است، نسبت می‌دهند (Oliveira et al., 2015). برای بررسی تأثیر هضم و آلیش پوسته‌ای، از نمودار Ce/Yb در برابر Ce (Liu et al., 2014) استفاده شده است (شکل ۶-الف). در این نمودار نسبت Ce/Yb با افزایش Ce افزایش یافته و دارای تطابق خوبی با روند ذوب بخشی دارند. در مقابل استفاده از عناصر بشدت ناسازگار K و Rb می‌تواند تأثیر فرآیندهای هضم و آلیش بر روی نمونه‌های مورد مطالعه را نشان دهد. زیرا عناصر K و Rb چندان تحت تأثیر تبلور تفریقی قرار نگرفته و بیشتر مقادیر این عناصر به شدت تحت تأثیر هضم ترکیبات مختلف با ترکیب پوسته‌ای قرار می‌گیرند (Colucci et al., 1991; McMillan et al., 1993). در نمودار K/Rb در برابر Rb (Parker et al., 2005) نمونه‌های مورد مطالعه با روند AFC (هضم و تبلور تفریقی) همخوانی دارد (شکل ۶-ب).

از لحاظ ژئوشیمیایی ریولیت‌های قره‌داش با تهی‌شدگی HFSEها (مانند Ti، Ta و Nb)، غنی‌شدگی LILEها (مانند Rb) و LREEها مشخص شده و حاوی مقادیر بالایی از SiO₂ (۳۷/۹۸-۷۷/۲۲ wt%) و مقادیر پایین MgO (۰/۱۴-۰/۱۹ wt%)، TiO₂ (۰/۱۱-۰/۲۷ wt%)، CaO (۰/۰۲-۰/۰۸ wt%)، P₂O₅ (کمتر از ۰/۰۵ درصد وزنی اکسیدها)، Cr (کمتر از ۲۰ ppm)، Ni (کمتر از ۲۰ ppm) و Mg# (عدد منیزیم = ۰/۱۶-۰/۰۷) و مقادیر بالای U، Th، Rb و نسبت‌های Rb/Sr در ترکیب خود هستند. این خصوصیات بیانگر تشکیل ریولیت‌های قره‌داش از یک ماگمای به شدت تفریق یافته است (Ji et al., 2019).

آنومالی منفی شدید Ti بدون وجود آنومالی خاصی برای Y نیز می‌تواند بیانگر تبلور تفریقی کانی تیتانومگنتیت باشد (Sensarma et al., 2004).

وجود آنومالی منفی شدید Sr، Ba و Eu در نمودارهای چند عنصری نرمالیز شده به گوشته اولیه برای نمونه‌های مورد مطالعه با تبلور تفریقی پلاژیوکلاز همخوانی دارد (Rao et al., 1995; Patino Douce and Beard, 2000). همچنین



شکل ۶. الف) نمودار Ce/Yb در برابر Ce (برگرفته از Liu et al., 2014)، ریولیت‌های قره‌داش روند موازی با روند ذوب بخشی از خود نشان می‌دهند، ب) نمودار K/Rb در برابر Rb (برگرفته از Parker et al., 2005)، روند مشاهده شده در نمونه‌های مورد مطالعه با روند AFC موازی است. در این نمودار LC، ترکیب پوسته تحتانی، UC: ترکیب پوسته فوقانی است. ترکیبات پوسته تحتانی و فوقانی از Taylor and McLennan, 1985 است

محیط تکتونیکی ریولیت‌های قره‌داش

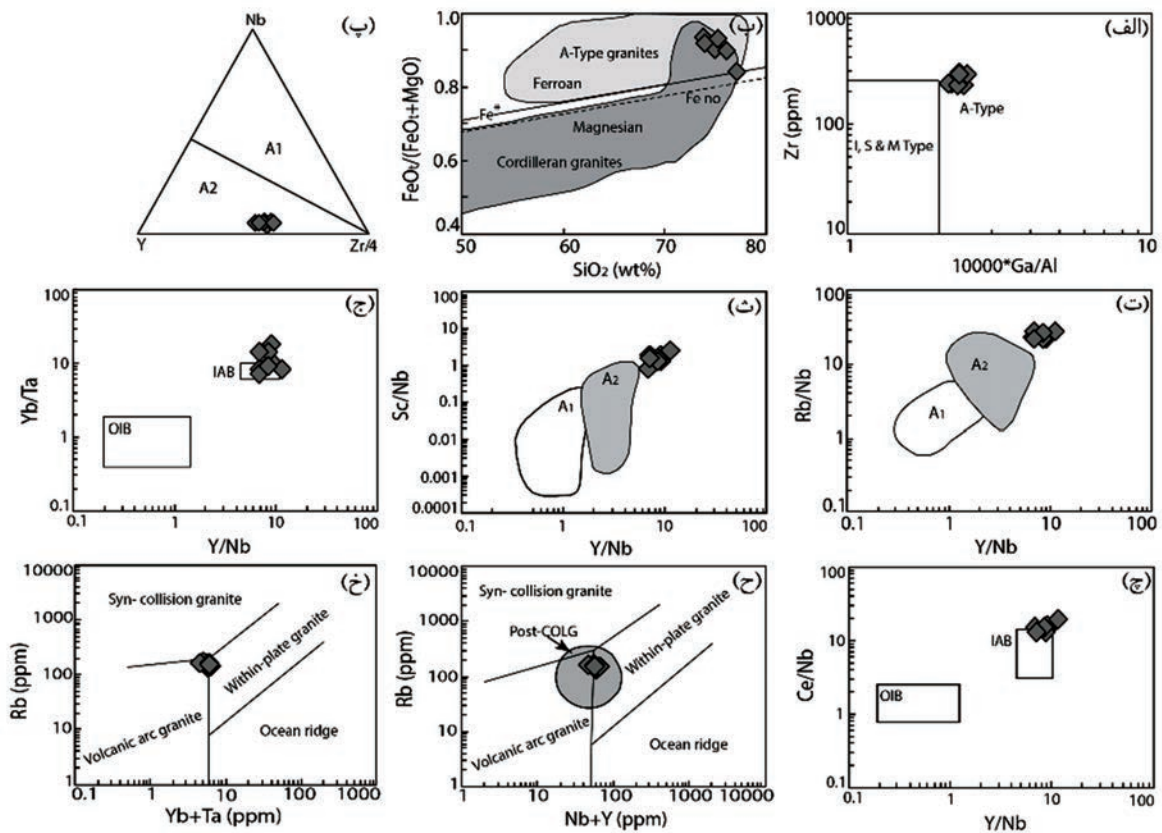
و در گستره همپوشانی گرانیت‌های A-Type و گرانیت‌های نوع کردیلرایی قرار گرفته‌اند (شکل ۷-ب). از نظر خصوصیات ژئوشیمیایی گرانیت‌ها/ریولیت‌های A-Type قابل تقسیم به دو گروه A1 و A2 هستند. به طوری که گروه A1 در جایگاه تکتونیکی پس از برخوردی تشکیل می‌شوند (Eby, 1992). جهت تمایز انواع مختلف گرانیت‌ها/ریولیت‌های A-Type از نمودار مثلثی Nb-Y-Zr/4 (Eby, 1992) استفاده شده است. در این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در گستره A2 واقع شده‌اند (شکل ۷-پ). همچنین مقایسه نسبت‌های عنصری Sc/Nb (۲/۸۰-۰/۸۶)، Rb/Nb (۲۲/۴۳-۲۸/۲۰) و Y/Nb (۶/۷۱-۱۱/۲۰) با گرانیت‌ها/ریولیت‌های A-Type (Eby, 1992) نیز بیانگر شباهت نمونه‌های مورد مطالعه با گرانیت‌ها/ریولیت‌های A2 است (شکل ۷-ت، ث). به عقیده Eby (1992) گرانیت‌ها/ریولیت‌های A2 از لحاظ ژئوشیمیایی مشابه بازالت‌های جزایر قوسی هستند. برای تعیین خصوصیات ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه از نمودارهای Yb/Ta و Ce/Nb در برابر Y/Nb (Eby, 1992) استفاده شده است (شکل ۷-ج، چ). در این نمودارها، نمونه‌های مورد مطالعه در گستره IAB واقع شده‌اند.

ریولیت‌های قره‌داش شاهین دژ دارای ماهیت پرآلومینوس بوده و در سری ماگمایی کالک‌آلکان و شوشونیتی پتاسیم بالا قرار دارند. بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی این سنگ‌ها همچون ماهیت کالک‌آلکان پتاسیم بالا، غنی‌شدگی LREE، آنومالی منفی Ba، Ta، Nb، Sr، Eu و Ti در نمودارهای چند عنصری نرمالیز شده به گوشته اولیه مشابه با سنگ‌های آذرین فلسیک در قوس‌های قاره‌ای است (Condie and Kröner, 2013). آنومالی منفی Ta و Nb از خصوصیات بارز پوسته قاره‌ای که در اثر تفریق ماگمایی مشتق شده از جایگاه قوس تشکیل شده است، می‌باشد (Castro et al., 2013). با این وجود، برخی از خصوصیات ژئوشیمیایی ریولیت‌های مورد مطالعه همچون نسبت‌های Rb/Ba، Rb/Sr، K/Rb، Rb/Nb و Ga/Al با گرانیت‌ها/ریولیت‌های درون صفحه‌ای A-Type مطابقت دارد.

ریولیت‌های قره‌داش در نمودار Zr در برابر Ga/Al (Whalen et al., 1987) در گستره گرانیت‌ها/ریولیت‌های A-Type واقع شده‌اند (شکل ۷-الف). در نمودار FeO_۱+MgO در برابر SiO_۲ (Frost et al., 2001) نمونه‌های مورد مطالعه از نوع ریولیت‌های غنی از آهن بوده

توسط Pearce et al. (1984) برای سنگ‌های گرانیتی ارائه شده است، مورد استفاده قرار گرفته‌اند. در نمودارهای Rb در برابر Nb+Y (شکل ۷-ج) و Rb در برابر Yb+Ta (شکل ۷-خ) نمونه‌های مورد مطالعه بر روی مرز جدا کننده محیط‌های قوس‌های آتشفشانی و گرانیت‌های درون صفحه‌ای قرار گرفته‌اند. هر چند در نمودار Rb در برابر Nb+Y نمونه‌های مورد مطالعه در گستره گرانیت‌های پس از برخورد (ارائه شده توسط Pearce (1996) نیز واقع شده‌اند.

شواهد صحرایی موجود برای ریولیت‌های قره‌داش همچون حجم زیاد ریولیت‌های مورد مطالعه (در مقابل حجم محدود ماگماتیسم در مناطق ریفتی) و نبود ماگماتیسم بايومدال (Li et al., 2005; 2008) نیز می‌تواند به عنوان دلیلی بر نبود تعلق سنگ‌های مورد مطالعه به گرانیت‌ها/ریولیت‌های نوع A1 باشد. به منظور تعیین محیط تکتونیکی تشکیل ریولیت‌های قره‌داش، نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونیکی که



شکل ۷. الف) نمودار Zr در برابر $10000 \cdot Ga/Al$ (برگرفته از Whalen et al., 1987). ریولیت‌های قره‌داش در گستره A-Type واقع شده‌اند، نمودار FeO/(FeO+MgO) در برابر SiO_2 (برگرفته از Frost et al., 2001). نمونه‌ها در گستره همپوشانی گرانیت‌های A-Type و کردیلرایی واقع شده‌اند، (پ، ت) و (ث) نمودارهای Nb-Y-Zr/4، Rb/Nb در برابر Y/Nb و Sc/Nb در برابر Y/Nb (نمودارها برگرفته از Eby, 1992) جهت تفکیک گرانیت‌های نوع A1 و A2. ریولیت‌های قره‌داش در تمامی نمودارها در گستره A2 و یا نزدیک به این گستره واقع شده‌اند. (ج) و (چ) نمودارهای Yb/Ta در برابر Y/Nb و Ce/Nb در برابر Y/Nb (نمودارها برگرفته از Eby, 1992) جهت تعیین خصوصیات ژئوشیمیایی. ریولیت‌های قره‌داش از لحاظ ژئوشیمیایی مشابه بازالت‌های جزایر قوسی هستند، (ح) و (خ) نمودارهای Rb در برابر Nb+Y و Rb در برابر Yb+Ta (برگرفته از Pearce et al., 1984) برای تعیین محیط تکتونیکی تشکیل ریولیت‌های قره‌داش. نمونه‌های مورد مطالعه در مرز گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی و درون صفحه‌ای واقع شده‌اند. در نمودار خ نمونه‌ها در گستره گرانیت‌های پس از برخوردی نیز واقع شده‌اند

می‌رسد که ریولیت‌های قره‌داش دارای خاستگاهی با خصوصیات مشترک بین جایگاه‌های درون صفحه‌ای و قوس‌های قاره‌ای می‌باشند. این ویژگی‌های ژئوشیمیایی بیشتر با جایگاه‌های پس از برخوردی قابل توجیه می‌باشند.

بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی ریولیت‌های قره‌داش بیانگر این است که این سنگ‌ها ویژگی‌هایی مشترک مربوط به جایگاه‌های قوس‌های قاره‌ای و گرانیت‌ها/ریولیت‌های درون صفحه‌ای را از خود نشان می‌دهند. از این‌رو، به نظر

نمودارهای چند عنصری نرمالیز شده به گوشته اولیه (مشابه جایگاه حاشیه فعال قاره‌ای) و نسبت‌های K/Rb ، Rb/Nb ، Rb/Sr ، Rb/Ba و Ga/Al (مشابه با جایگاه‌های درون صفحه‌ای) نشانگر این است که خاستگاه این سنگ‌ها دارای خصوصیتی مشترک بین جایگاه‌های گرانیته‌ها/ریولیت‌های درون صفحه‌ای و حاشیه فعال قاره‌ای است. این ویژگی‌ها بیشتر با جایگاه‌های پس از برخوردی منطبق می‌باشد. به طوری که منشأ به وجود آورنده ماگمای ریولیت‌های مورد مطالعه تحت تأثیر فرورانش پیشین قرار گرفته است. سن این سنگ‌ها با توجه به فوران در بین رسوبات سازند کهر و پوشیده شدن توسط سازندهای بایندر و سلطانیه به پرکامبرین نسبت داده شده است. این توده به احتمال زیاد توسط فازهای کششی بعد از فرورانش و بسته شدن اقیانوس پروتوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای گندوانا تشکیل شده است.

سپاسگزاری

مقاله حاضر از پایان‌نامه کارشناسی ارشد نویسنده دوم و با حمایت مالی دانشگاه تبریز برگرفته شده است. از این رو از حمایت‌ها و کمک‌های آن دانشگاه تقدیر و تشکر بعمل می‌آید.

منابع

- آقائاتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.
- حریری، ع.، فرجندی، ف.، واعظی‌پور، م. و صادقی، ا. ۱۳۸۲. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سقز، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- خلقی خسرقی، م.، اقلیمی، ب.، امینی‌آذر، ر. و علوی‌نائینی، م. ۱۳۷۳. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شاهین‌دژ، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- علوی، م.، حاجیان، ج.، عمیدی، م. و بلورچی، م. ۱۳۶۱. شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ نکاب-صائین‌قلعه، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- ولی‌زاده، م. و اسماعیلی، د. ۱۳۷۵. پتروگرافی و پتروژنز گرانیته دوران، مجله علوم دانشگاه تهران، ۲۲، ۱۲-۳۶.

به طوری که منشأ به وجود آورنده ماگمای ریولیتی تحت تأثیر فرورانش پیشین قرار گرفته و خصوصیات ژئوشیمیایی آن را به ارث برده است (Kelemen et al., 1993; Matté et al., 2016). با توجه به خصوصیات ژئوشیمیایی ریولیت‌های قرهداش (مشابه با گرانیته‌های نوع A2) و شباهت تشکیل این سنگ‌ها به گرانیته A-Type دوران (ولی‌زاده و اسماعیلی ۱۳۷۵) تشکیل این توده را به احتمال زیاد می‌توان به فازهای کششی بعد از فرورانش و بسته شدن اقیانوس پروتوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای گندوانا نسبت داد.

نتیجه‌گیری

ریولیت‌های قرهداش از لحاظ سنگ‌شناسی ترکیب کانی‌شناسی این سنگ‌ها را درشت بلورهای کوارتز با حاشیه خلیج‌خوردگی، فلدسپار پتاسیم (سانیدین و به مقدار کمتر آنورتوکلاز) و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز در زمینه دانه‌ریزی از بلورهای فلدسپار پتاسیم تشکیل می‌دهند. از لحاظ ژئوشیمیایی این سنگ‌ها دارای ترکیب ریولیت‌های ساب‌آلکالین می‌باشند و از نوع ریولیت‌های پرآلومینوس غنی از K_2O (سری شوشونیتی) هستند. بررسی ترکیب عناصر کمیاب و فرعی سنگ‌های مورد مطالعه بیانگر الگوی تفریق یافته برای عناصر نادر خاکی است. در نمودارهای چند عنصری نرمالیز شده به گوشته اولیه این سنگ‌ها با غنی‌شدگی LILE و تهی‌شدگی HFSE مشخص می‌شود.

بررسی روابط صحرایی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگ کل انجام شده بر روی ریولیت‌های قرهداش بیانگر این است که ماگمای به وجود آورنده این سنگ‌ها، از ذوب بخشی منبع پوسته‌ای به وجود آمده است. فرآیند تبلور تفریقی و جدایش کانی‌های مختلفی همچون پلاژیوکلاز و کانی‌های تیتانومگنتیت باعث تغییر ترکیب ماگمای اولیه شده است.

بررسی نمودارهای متمایز کننده محیط تکتونیکی برای ریولیت‌های مورد مطالعه بیانگر تعلق این سنگ‌ها به گرانیته‌ها/ریولیت‌های A-Type از نوع A2 است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه همچون غنی‌شدگی LREE، آنومالی منفی Ba ، Ta ، Nb ، Sr و Ti در

- Bonin, B., 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97,1, 1-29.
- Callegari, E., Cigolini, C., Medeot, O. and D'Antonio, M., 2004. Petrogenesis of calc-alkaline and shoshonitic post-collisional Oligocene volcanics of the Cover Series of the Sesia Zone, Western Italian Alps. *Geodinamica Acta*, 17, 1, 1-29.
- Castro, A., Vogt, K. and Gerya, T., 2013. Generation of new continental crust by sublithospheric silicic-magma relamination in arcs: A test of Taylor's andesite model. *Gondwana Research*, 23, 4, 1554-1566.
- Clemens, J. D., Holloway, J. R. and White, A. J. R., 1986. Origin of an A-type granite; experimental constraints. *American Mineralogist*, 71, 3-4, 317-324.
- Colucci, M. T., Dungan, M. A., Ferguson, K. M., Lipman, P. W. and Moor bath, S., 1991. Precaldera lavas of the southeast San Juan Volcanic Field: Parent magmas and crustal interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96, B8, 13413-13434.
- Condie, K. C. and Kröner, A., 2013. The building blocks of continental crust: Evidence for a major change in the tectonic setting of continental growth at the end of the Archean. *Gondwana Research*, 23,2, 394-402.
- Dong, Y., Ge, W. C., Yang, H., Zhao, G., Wang, Q., Zhang, Y. and Su, L., 2014. Geochronology and geochemistry of Early Cretaceous volcanic rocks from the Baiyingaolao Formation in the central Great Xing'an Range, NE China, and its tectonic implications. *Lithos*, 205, 168-184.
- Eby, G. N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20, 7, 641-644.
- Faramarzi, N. S., Amini, S., Schmitt, A. K., Hassanzadeh, J., Borg, G., McKeegan, K. and Mortazavi, S. M., 2015. Geochronology and geochemistry of rhyolites from Hormuz Island, southern Iran: A new record of Cadomian arc magmatism in the Hormuz Formation. *Lithos*, 236-237, 203-211.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 11, 2033-2048.
- Gaboury, D. and Pearson, V., 2008. Rhyolite Geochemical Signatures and Association with Volcanogenic Massive Sulfide Deposits: Examples from the Abitibi Belt, Canada. *Economic Geology*, 103, 7, 1531-1562.
- Gou, J., Sun, D. Y., Liu, Y. J., Ren, Y. S., Zhao, Z. H. and Liu, X. M., 2013. Geochronology, petrogenesis, and tectonic setting of Mesozoic volcanic rocks, southern Manzhouli area, Inner Mongolia. *International Geology Review*, 55, 8, 1029-1048.
- Guo, F., Fan, W. M., Wang, Y. J. and Lin, G., 2001. Late mesozoic mafic intrusive complexes in North China Block: constraints on the nature of subcontinental lithospheric mantle. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 26, 759-771.
- Hacker, B. R., Kelemen, P. B. and Behn, M. D., 2011. Differentiation of the continental crust by relamination. *Earth and Planetary Science Letters*, 307, 3, 501-516.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 5, 523-548.
- Ji, Z., Ge, W. C., Yang, H., Wang, Q. H., Zhang, Y. I., Wang, Z. H. and Bi, J. H., 2018. Late Jurassic rhyolites from the Wuchagou region in the central Great Xing'an Range, NE China: Petrogenesis and tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 158, 381-397.
- Ji, Z., Meng, Q. A., Wan, C. B., Zhu, D. F., Ge, W. C., Zhang, Y. L., Yang, H., Dong,

- Y. and Jing, Y., 2019. Generation of late Mesozoic felsic volcanic rocks in the Hailar Basin, northeastern China in response to overprinting of multiple tectonic regimes. *Scientific Reports*, 9, 1, 15854.
- Joplin, G. A., 1968. The shoshonite association: A review. *Journal of the Geological Society of Australia*, 15, 2, 275-294.
 - Kelemen, P. B., Shimizu, N. and Dunn, T., 1993. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La, and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 120, 111-134.
 - Kemp, A. I. S., Wormald, R. J., Whitehouse, M. J. and Price, R. C., 2005. Hf isotopes in zircon reveal contrasting sources and crystallization histories for alkaline to peralkaline granites of Temora, southeastern Australia. *Geology*, 33, 10, 797-800.
 - Li, W. X., Li, X. H. and Li, Z. X., 2005. Neoproterozoic bimodal magmatism in the Cathaysia Block of South China and its tectonic significance. *Precambrian Research*, 136, 1, 51-66.
 - Li, X. H., Li, W. X., Li, Z. X. and Liu, Y., 2008. 850-790 Ma bimodal volcanic and intrusive rocks in northern Zhejiang, South China: A major episode of continental rift magmatism during the breakup of Rodinia. *Lithos*, 102, 1, 341-357.
 - Liu, H. Q., Xu, Y. G., Tian, W., Zhong, Y. T., Mundil, R., Li, X. H. 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* 204, 59-72.
 - Luchitskaya, M., Artem, M., Sokolov, S., Tuchkova, M., A. Sergeev, S., O'Sullivan, P. and Malyshev, N., 2017. Marginal continental and within-plate neoproterozoic granites and rhyolites of Wrangel Island, Arctic region. *Geotectonics*, 51, 17-39
 - Luchitskaya, M. V., Moiseev, A. V., Sokolov, S. D., Tuchkova, M. I., Sergeev, S. A., O'Sullivan, P. B. and Malyshev, N. A., 2017. Neoproterozoic granitoids and rhyolites of Wrangel Island: Geochemical affinity and geodynamic setting in the Eastern Arctic region. *Lithos*, 292-293, 15-33.
 - Maniar, P. D. and Piccoli, P. M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *GSA Bulletin*, 101, 5, 635-643.
 - Matté, V., Sommer, C. A., Lima, E. F. D., Philipp, R. P. and Basei, M. A. S., 2016. Post-collisional Ediacaran volcanism in oriental Ramada Plateau, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 71, 201-222.
 - 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*, 112, 129-141.
 - McDonough, W. F. and Sun, S. S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
 - McMillan, N. J., Davidson, J. P., Wörner, G., Harmon, R. S., Moor bath, S. and Lopez-Escobar, L., 1993. Influence of crustal thickening on arc magmatism: Nevados de Payachata volcanic region, northern Chile. *Geology*, 21, 5, 467-470.
 - Moayyed, M., 2013. Petrography and petrology of A-type rhyolites of Ghal'eh-chay (Ajabshir, East Azerbaijan). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 21, 3, 403-416 (in Persian).
 - Morrison, G. W., 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13, 1, 97-108
 - Nardi, L. and Bitencourt, M. d. F., 2009. A-type granitic rocks in post-collisional settings in southernmost Brazil: Their classification and relationship with tectonics and magmatic series. *The*

- Canadian Mineralogist, 47, 1493-1504.
- Oliveira, D. S. d., Sommer, C. A., Philipp, R. P., Lima, E. F. D. and Basei, M. Â. S., 2015. Post-collisional subvolcanic rhyolites associated with the Neoproterozoic Pelotas Batholith, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 63, 84-100.
 - Parker, D. F., Ghosh, A., Price, C. W., Rinard, B. D., Cullers, R. L. and Ren, M., 2005. Origin of rhyolite by crustal melting and the nature of parental magmas in the Oligocene Conejos Formation, San Juan Mountains, Colorado, USA. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 139,3, 185-210.
 - Patino Douce, A. E. and Beard, J. S., 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology*, 36, 3, 707-738.
 - Pearce, J., 1996. Sources and Settings of Granitic Rocks. *Episodes*, 19, 120-125.
 - Pearce, J., Harris, N. G. and Tindle, A., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
 - Peccerillo, A. and Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, North Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.
 - Rao, V. D., Narayana, B. L., Rao, P. R., Murthy, N. N., Rao, M. V. S., Rao, J. M. and Reddy, G. L. N., 2000. Precambrian acid volcanism in Central India-geochemistry and origin. *Gondwana Research*, 3, 2, 215-226.
 - Sensarma, S., Hoernes, S. and Mukhopadhyay, D., 2004. Relative contributions of crust and mantle to the origin of the Bijli Rhyolite in a palaeoproterozoic bimodal volcanic sequence (Dongargarh Group), central India. *Journal of Earth System Science*, 113, 4, 619-648.
 - Shao, F., Niu, Y., Regelous, M. and Zhu, D. C., 2015. Petrogenesis of peralkaline rhyolites in an intra-plate setting: Glass House Mountains, southeast Queensland, Australia. *Lithos*, 216-217, 196-210.
 - Stocklin, J., 1968. Structures history and tectonic of Iran: A review. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 52, 1229-1258.
 - Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985. *The Continental Crust: Its composition and evolution*. Blackwell. Oxford Press, 312.
 - Turner, S. P., Foden, J. D. and Morrison, R. S., 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: An example from the Padthaway Ridge, South Australia. *Lithos*, 28, 2, 151-179.
 - Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 4, 407-419.
 - Winchester, J. A. and Floyd, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
 - Yang, J. H., Wu, F. Y., Chung, S. L., Wilde, S. A. and Chu, M. F., 2006. A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: Geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic evidence. *Lithos*, 89, 1, 89-106.
 - Zhang, J. H., Yang, J. H., Chen, J. Y., Wu, F. Y. and Wilde, S. A., 2018. Genesis of late Early Cretaceous high-silica rhyolites in eastern Zhejiang Province, southeast China: A crystal mush origin with mantle input. *Lithos*, 296-299, 482-495.

مطالعات زمین‌شناسی، دگرسانی و کانی‌سازی کانسار مس پورفیری بارملک (شمال ورزقان-استان آذربایجان شرقی)

علیرضا روان‌خواه^(۱)، محسن مؤید^(۲) و علی لطفی‌بخش^(۱)

۱. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه محقق اردبیلی

۲. استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

تاریخ دریافت: ۹۹/۰۴/۱۶

تاریخ پذیرش: ۹۹/۰۷/۲۷

چکیده

گستره اکتشافی بارملک در شمال غرب کشور، استان آذربایجان شرقی و شمال شرق شهرستان ورزقان قرار دارد. رخنمون‌های شمالی منطقه شامل سنگ‌های ولکانیک و ولکانو-کلاستیک آئوسن و توده‌های نفوذی کوارتز مونزونیت پورفیری الیگوسن می‌باشند که خود توسط دایک‌های نسل اول و دوم غیر مینرالیزه قطع می‌شوند. در ادامه به سمت شمال، توده نفوذی با نهشته‌های کربناته-فیلیسی کرتاسه فوقانی-پالئوسن همبری دارد. علاوه بر این تزریق دم‌های ساب‌ولکانیک داسیتی و فوران‌های بازالتی آلکالن پلیو-کواترنر نیز در منطقه انجام شده است. توده پورفیری کیکال در ادامه به سمت جنوب غرب به منطقه بارملک می‌رسد. دگرسانی‌های گرمابی فیلیک، پروپیلیتیک و آرژیلیک در این توده شناسایی شده‌اند ولی به دگرسانی پتاسیک برخورد نشده است و این مسئله نشان می‌دهد که توده بارملک پورفیری، توده مستقلی نبوده و حاشیه توده پورفیری کیکال محسوب می‌شود. بافت غالب در توده پورفیری، پورفیریک با خمیره ریزبلور است و کانی‌سازی به فرم افشان، رگه-رگچه‌ای و پرکننده سطوح درزه و شامل کالکوپیریت، گالن، اسفالریت و پیریت رخ داده است. میزان پیریت در این توده کم می‌باشد و یکی از دلایل عدم غنی‌شدگی زون سوپرژن همین مسئله است. با توجه به مشاهده کانی‌سازی سرب و روی اغلب به فرم رگه-رگچه‌ای در دایک‌های کوارتز دیوریتی نسل اول (DK1) و با عنایت به اینکه تزریق این دایک‌ها در سونگون بعد کانی‌سازی بوده است، می‌توان کانی‌سازی سرب و روی را به فرآیندهای اپی‌ترمالی توده نفوذی بارملک نسبت داد که بعد از تزریق دایک‌های کوارتز دیوریتی نسل اول رخ داده است.

واژه‌های کلیدی: دم‌های ساب‌ولکانیک، توده پورفیری بارملک، غنی‌شدگی زون سوپرژن، اپی‌ترمال، ورزقان.

مقدمه

بارملک، این مناطق از دیرباز مورد توجه زمین‌شناسان بوده و کارهای اکتشافی سطحی متعددی در این مناطق انجام شده است. پژوهش حاضر نتیجه بررسی‌های زمین‌شناسی سطحی و مطالعه مغزه‌های حاصل از حفاری‌های اکتشافی در این گستره و به تعداد پنج حلقه می‌باشد. راه‌های دسترسی به منطقه اکتشافی در شکل ۱ نشان داده شده است.

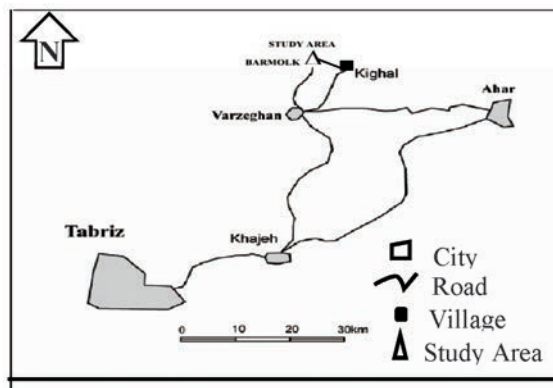
گستره اکتشافی بارملک در شمال غرب کشور، استان آذربایجان شرقی و به فاصله ۱۸ کیلومتری شمال شرق شهرستان ورزقان قرار دارد و در شمال غرب روستای کیکال واقع شده است. به دلیل نزدیکی این منطقه به بخش معدنی سونگون و گسترش دگرسانی گرمابی در مناطق کیکال و

* نویسنده مرتبط: aravankhah@gmail.com

تشکیل این کانسارها را کنترل می‌کنند (Sillitoe, 1998). ثابت شده است که تشکیل کانسارهای مس پورفیری نه تنها توسط فرآیندهای گرمایی و ماگمایی کنترل می‌شود، بلکه تکتونیک ناحیه‌ای نیز در زمان تشکیل این کانسارها تأثیرگذار است (Sillitoe, 1994; Richards et al., 2001). تشکیل کانسارهای مس پورفیری در قوس‌های ماگمایی کالک‌آلکان محصولی از یک سری فرآیندهای گسترده آب‌گیری صفحه اقیانوسی فرورانده و فرآیندهای (MASH) بعدی در پوسته تحتانی است (Richards, 2005). در مناطق حاشیه فعال قاره‌ای، با توجه به اندرکنش پوسته‌ای قابل توجه، نفوذی‌های آلکان (شوشونیتی) نیز مشاهده می‌شوند (Sillitoe, 2005; Richards, 2000, 1993, 1989). اکثر کانسارها در این مناطق در طول گسلی قدیمی قرار گرفته‌اند که تراوایی پوسته‌ای را ایجاد می‌کند. (Richards et al., 2001) Richards (2005) معتقد است که ترکیب سیستم‌های ماگمایی میزبان این کانسارها، فلسیک تا حدواسط کالک‌آلکان می‌باشد که از یک ماگمای مافیک‌تر گوشته‌ای مشتق شده است. همچنین در نفوذی‌های شوشونیتی میزان Au بالا می‌باشد (Sillitoe, 2000). نفوذی‌های میزبان مس پورفیری در شرایط حرارتی $750-850^{\circ}\text{C}$ ، فشار یک تا دو کیلوبار و عمق معادل $1/5$ تا چهار کیلومتر جای‌گیری می‌کنند (Guilbert and Park, 1986).

روش مطالعه

در این پژوهش ابتدا از نمونه‌های سطحی و نیز از مغزه‌های گمانه‌های حفاری شده توسط شرکت ملی صنایع مس ایران، ۱۰۰ مقطع نازک، ۴۰ مقطع صیقلی و ۱۵ مقطع نازک-صیقلی تهیه و مورد بررسی قرار گرفتند. در راستای مطالعات مغزه‌های حفاری علاوه بر لاگینگ نمونه‌های دستی و تعیین زون‌های دگرسانی و مینرالیزه و شکل و فراوانی کانی‌سازی در نمونه‌ها، مبادرت به برداشت‌های ساختاری از این مغزه‌ها شده است و نمونه‌های مناسب برای تهیه مقاطع میکروسکوپی و صیقلی انتخاب شده‌اند که نتایج این مطالعات در پژوهش حاضر منعکس شده است. علاوه بر این نتایج آنالیز پنج حلقه گمانه اکتشافی از سوی شرکت پارس اولنگ مورد استناد قرار گرفتند.



شکل ۱. راه‌های دسترسی به گستره اکتشافی بارملک (براساس نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ اهر)

کانسارهای پورفیری از مهم‌ترین منابع مس و مولیبدن در دنیا می‌باشند که حدود ۵۰ تا ۶۰ درصد از تولیدات مس دنیا و بیش از ۹۵ درصد از تولیدات مولیبدن دنیا را بر عهده دارند. کانسارهای مس پورفیری اغلب تناژ بالا، عیار پایین، غیر همزاد و درون‌زاد بوده (Titley and Hicks, 1966) و از نظر زمانی و مکانی در ارتباط با نفوذی‌های نیمه عمیق پورفیری کالک‌آلکان می‌باشند. کانسارهای مس پورفیری را می‌توان محصول سرد شدن سیستم‌های گرمایی مرتبط با نفوذی‌های کم‌عمق جای‌گیر شده در کمان‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش پوسته اقیانوسی دانست (Zarasvandi et al., 2005). کانسارهای مس پورفیری در ایران منطبق بر نوارهای ولکانو-پلوتونیک ترشیری است و در داخل کمربند تتیس قرار دارند (Waterman and Hamilton, 1975). در ایران سنگ‌های ولکانوپلوتونیک کالک‌آلکان در کمان ماگمایی ارومیه-دختر، توانائی بالائی در اکتشاف کانسارهای $\text{Cu}\pm\text{Mo}\pm\text{Au}$ دارند، به‌طوری‌که بسیاری از مهم‌ترین کانسارهای مس پورفیری ایران در شمال غرب تا جنوب شرق ارومیه-دختر واقع شده‌اند (Hassanpour et al., 2015; Ayati et al., 2008; Shahabpour, 1999). از نظر جایگاه تکتونیکی بخش عمده‌ای از کانسارهای مس پورفیری در حاشیه صفحات همگرا (حواشی فعال قاره‌ای و جزایر قوسی) تشکیل می‌شوند. سامانه‌های پورفیری مس به‌صورت بارز در نواحی فرورانش مرتبط با قاره‌ها و جزایر کمانی گسیل می‌شوند (Chen et al., 2015). فرورانش مشخصه این مناطق می‌باشد، با این حال فاکتورهای متالوژنیک دیگری نیز

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه شده است. پس از جایگیری این توده، دایک‌های تأخیری متعددی با ترکیب عمده دیوریتی-کوارتز دیوریتی در این منطقه به داخل استوک کوارتز مونزونیتی نفوذ کرده‌اند. رخداد شکستگی‌های هیدرولیکی موجب ایجاد زون‌های خرد شده‌ی نفوذپذیر در داخل استوک پورفیری و سنگ‌های پیرامونی و تسهیل گردش سیالات گرمایی شده که منجر به گسترش زون‌های دگرسانی پتاسیک، فلیک، آرژیلیک پیشرفته و پروپیلیتیک در گستره کیکال شده است. تجزیه شیمیایی نمونه‌های استوک کوارتز مونزونیتی و دایک‌های تأخیری نشان می‌دهد که آن‌ها سرشت کالک‌آلکان غنی از پتاسیم و شوشونیتی دارند. این نفوذی‌ها از نظر زمین‌شناسی ساختمانی در قوس آتشفشانی پس برخوردی و حواشی فعال قاره‌ای شکل گرفته‌اند (سیمونز و همکاران ۱۳۹۰، ۱۳۸۹). توده کوارتز مونزونیت پورفیری در صحرا با دگرسانی شدید نسبت به سنگ‌های درون‌گیر و دایک‌های نفوذی و با رنگ روشن مشخص می‌شود (شکل A-۳). دایک‌های کوارتز دیوریتی نسل دوم با برجستگی مشخص و مقاومت فرسایشی بالا نسبت به توده پورفیری مشاهده می‌شوند (شکل B-۳). سنگ‌های ولکانیک و ولکانو-کلاستیک ائوسن شامل تناوبی از گدازه‌های آندزیتی تا آندزیت بازالتی و توف‌های وابسته می‌باشند که در شکل‌های C-۳ و D-۳ نمایی از این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند.

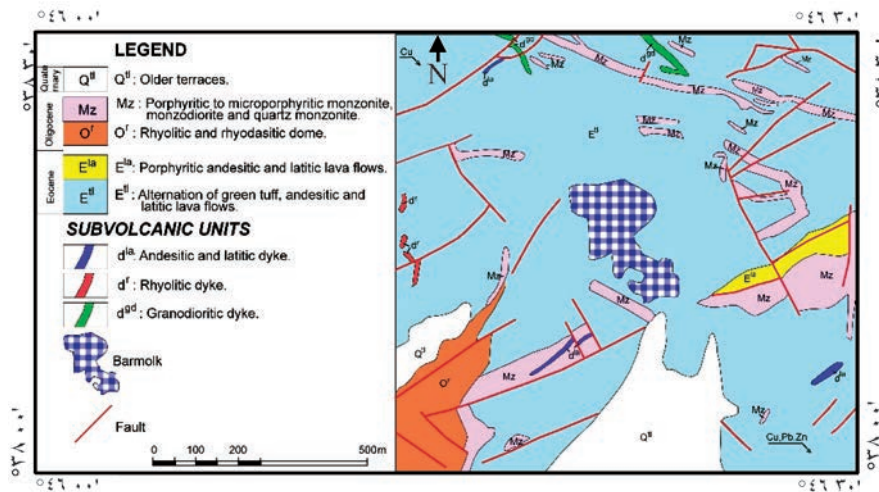
بحث

سنگ‌نگاری

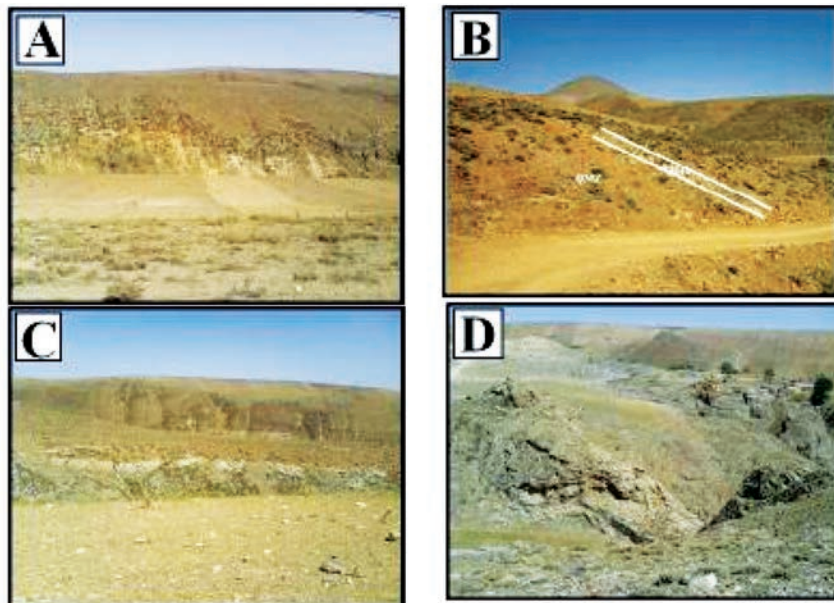
با توجه به نمونه‌های سنگی اخذ شده از مغزه‌های حفاری و نمونه‌های سطحی منطقه اکتشافی، توده نفوذی این منطقه ترکیبی در حد کوارتز مونزونیت دارد که مشابه توده کیکال پورفیری است و در حقیقت ادامه آن به سمت غرب و جنوب‌غرب می‌باشد. دایک‌های تأخیری شامل دایک کوارتز دیوریتی نسل اول و دایک کوارتز دیوریتی نسل دوم و سنگ‌های درون‌گیر این مجموعه‌ها که شامل سنگ‌های ولکانیک با ترکیب آندزیت تا آندزیت بازالتی و توف‌های متنوع می‌باشند.

توده کوارتز مونزونیت پورفیری شامل فنوکریستال‌های نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز است که در خمیره ریز تا درشت‌بلوری

در بخش جنوب منطقه مورد مطالعه، سنگ‌های ولکانیک و ولکانو-کلاستیک ائوسن سنگ‌های درون‌گیر توده بارملک پورفیری را تشکیل می‌دهند و سنگ‌های ولکانیک و ولکانو-کلاستیک پلئو-کواترنر با دگرشیمی آذرین پی بر روی این مجموعه‌ها قرار گرفته‌اند (شکل ۲). در شمال کیکال و شمال‌شرق بارملک همبری این توده‌ها با ماسه‌سنگ‌های نومولیت‌دار ائوسن گزارش شده است. همچنین گدازه‌هایی با ترکیب ریولیتی و متعلق به الیگوسن در شمال‌شرق بارملک و شمال‌غرب آن گزارش شده‌اند که ارتباط سنی آن با بقیه واحدها مشخص نیست و دلیل انتساب این گدازه‌ها به الیگوسن نیز مشخص نمی‌باشد. توده‌های ساب‌ولکانیک پلیوسن با ترکیب داسیتی، تراکی‌آندزیتی و ریوداسیتی در شمال بارملک گزارش شده‌اند که هم‌سن با توده چال‌داغی در کانسار مس پورفیری سونگون بوده و ریولیت‌های الیگوسن و توده مونزونیتی را قطع کرده‌اند (شرکت پارس اولنگ، ۱۳۸۳). جوان‌ترین فعالیت ماگمایی در منطقه بارملک مربوط به گدازه‌های بازالتی تا آندزیت بازالتی به سن کواترنر است که در شمال روستای بارملک رخنمون دارند. این بازالت‌ها با بازالت‌های آلکان مسیر جاده اهر-ورزقان هم‌سن بوده و تا حدودی می‌توان آن‌ها را با گدازه‌های تراکی‌آندزیت بازالتی داش‌دیبی در سونگون مقایسه کرد (حیدری و همکاران ۱۳۸۶). بررسی‌های سطحی نشان می‌دهد که توده کوارتز مونزونیتی کیکال که شباهت زیادی به توده کوارتز مونزونیتی سونگون دارد در ادامه به سمت غرب به منطقه بارملک کشیده شده و از پهنای آن به میزان قابل ملاحظه‌ای کاسته می‌شود و در نهایت به‌فرم زبانه مانند به دره قیه‌قشلاق (دوغوز دره سی) با راستای تقریبی N-S کشیده می‌شود. در این محل توده با توف‌ها و سنگ‌های ولکانیک ائوسن دارای همبری مشخصی است و باعث توسعه کانی‌سازی سرب و روی در سنگ‌های درون‌گیر شده است. استوک کوارتز مونزونیت پورفیری کیکال طی فعالیت‌های ماگمایی نفوذی فاز پیرنه به درون واحدهای آتشفشانی قدیمی‌تر نفوذ کرده و موجب کانی‌سازی مس-مولیبدن پورفیری و گسترش زون‌های دگرسانی گرمایی در



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی محدوده اکتشافی بارملک (شرکت مهندسی زرناب، مقیاس ۱:۵۰۰۰)



شکل ۳. (A) نمای از توده بارملک پورفیری (دید به سمت شرق)، (B) کنتاکت دایک کوارتز دیوریتی نسل دوم با توده پورفیری (دید به سمت شمال شرق)، (C) تناوب توف و گدازه (دید به سمت شرق)، (D) سنگ‌های آندزیت و آندزی بازالت (دید به سمت شرق)

بیوتیت است که به کلریت، مسکوویت و کربنات تجزیه شده‌اند. زینوکریستال‌های گرد شده کوارتز که گاهی دارای خوردگی خلیجی شکل می‌باشند (شکل ۴-B)، به‌وفور در آن‌ها دیده می‌شود و از ویژگی‌های بارز این دایک‌ها است. در برخی از نمونه‌ها، کوارتز بصورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار با حاشیه واکنشی مشاهده می‌شود. از مشخصات بارز این دایک‌ها وجود بلورهای شکل‌دار بیوتیت و آپاتیت در این سنگ‌ها است و زیرکن نیز گاهی به همراه آپاتیت مشاهده می‌شود. بافت این دایک‌ها از پورفیریک با خمیره ریزبلور تا درشت‌بلور در نوسان است.

از کوارتز و فلدسپار آلکالن قرار دارند. کانی‌های فرومنیزین این توده شامل بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل آمفیبول و بیوتیت است و کانی‌های متفرقه شامل آپاتیت و زیرکن می‌باشند. بافت این توده از پورفیریک با خمیره ریزبلور تا پورفیریک با خمیره درشت‌بلور در نوسان است (شکل ۴-A). کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده دایک‌های کوارتز دیوریتی نسل اول شامل بلورهای نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز که در خمیره ریز تا درشت‌بلوری از کوارتز و پلاژیوکلاز و مقادیر جزئی فلدسپار آلکالن قرار دارند. کانی فرومنیزین این دایک‌ها شامل فنوکریستال‌های نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار

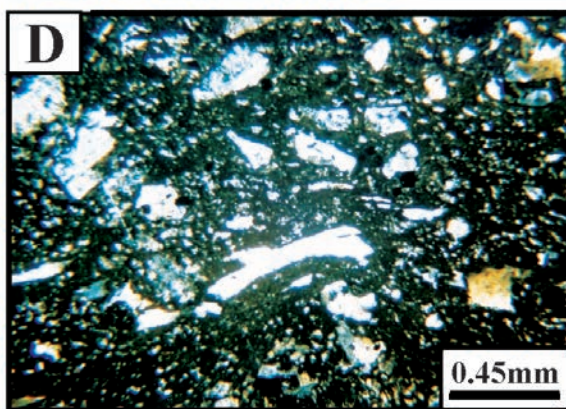
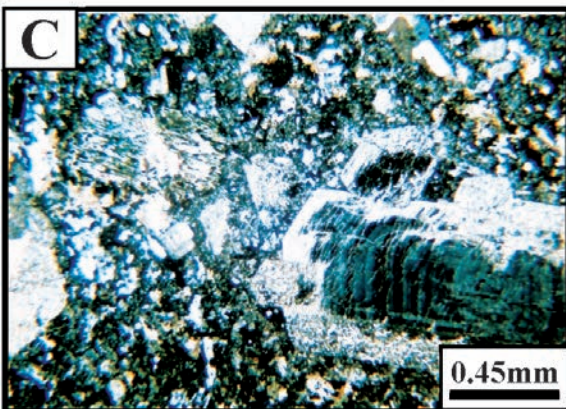
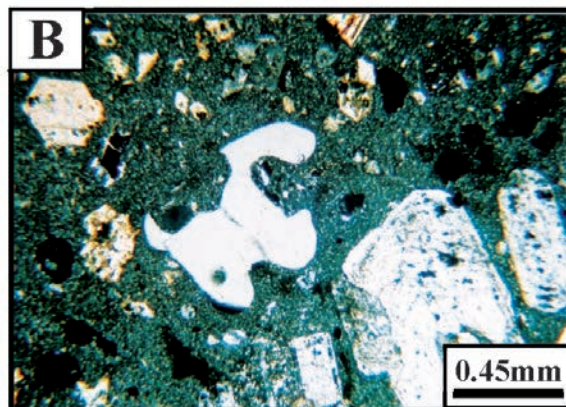
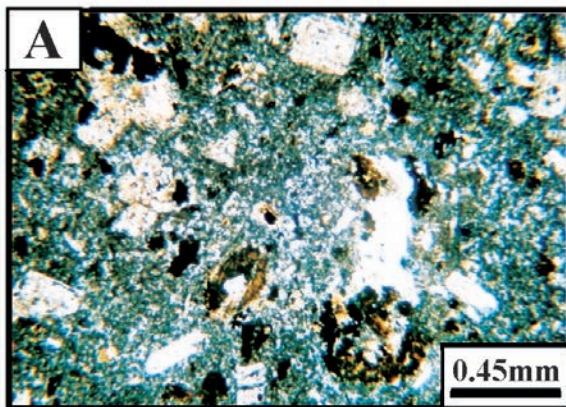
کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آندزیت‌ها شامل فنوکریستال‌های نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز و مقادیری آمفیبول نیمه شکل‌دار می‌باشد که در خمیره شیشه‌ای و میکروولیتی قرار دارند. بافت این سنگ‌ها هیالومیکروولیتی پورفیریک است (شکل ۴-D) و کانی‌عارضه‌ای در آن‌ها اغلب آپاتیت می‌باشد. در برخی از نمونه‌ها پلاژیوکلازها به مجموعه سرپسیت، کلسیت و کانی رسی تجزیه شده‌اند.

کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آندزیت‌های بازالتی شامل میکروکریستال‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن است و مقادیری آمفیبول نیز در آن‌ها دیده می‌شود. کانی‌عارضه‌ای در این سنگ‌ها آپاتیت است. کلینوپیروکسن و آمفیبول اغلب به کلریت نوع پنین تجزیه شده‌اند و تجمعاتی از کلریت در خمیره این سنگ‌ها دیده می‌شود. بافت این سنگ‌ها میکروولیتیک است.

توف‌های مشاهده شده در مغزه‌های حفاری شده به دو دسته کریستال توف و لیتیک‌توف تقسیم می‌شوند. کریستال

کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده دایک‌های کوارتز دیوریتی نسل دوم شامل فنوکریستال‌های پلاژیوکلاز با زونینگ نوسانی است (شکل ۴-C) که در حواشی، اندکی به سرپسیت تجزیه شده‌اند و در خمیره ریز تا درشت‌بلوری از کوارتز و پلاژیوکلاز قرار دارند. کانی فرومنیزین اصلی آن‌ها آمفیبول است که اغلب به مجموعه کلریت، کربنات و گاهی اپیدوت تجزیه شده است و بلورهای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار بیوتیت نیز به کلریت و کربنات تجزیه گشته‌اند. کانی‌عارضه‌ای غالب در این دایک‌ها آپاتیت است. این دایک‌ها فاقد کانه‌زایی‌اند و بافت غالب در آن‌ها پورفیریک با خمیره ریز تا درشت‌بلور است.

سنگ‌های ولکانیک و ولکانو-کلاستیک ائوسن شامل تناوبی از گدازه‌های آندزیتی تا آندزیت بازالتی و توف‌های وابسته (کریستال توف تا لیتیک توف) می‌باشند و در بخش جنوب منطقه با شیب متوسط به سمت جنوب جنوب‌غربی رخمون دارند.



شکل ۴. A) بافت پورفیریک با خمیره متوسط بلور در توده کوارتز مونزونیت پورفیری، (XPL، $\times 25$)، B) زینوکریستال‌های کوارتز با خوردگی خلیجی شکل در دایک کوارتز دیوریتی نسل اول، (XPL، $\times 25$)، C) زونینگ نوسانی در فنوکریستال‌های پلاژیوکلاز در دایک کوارتز دیوریتی نسل دوم که در حواشی به سرپسیت تجزیه شده‌اند، (XPL، $\times 25$)، D) بافت هیالو میکروولیتی پورفیریک در آندزیت، (XPL، $\times 25$)

(شکل‌های ۵ و ۶-A, B). در دایک‌های کوارتز دیوریتی نسل اول فنوکریستال‌های نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار بیوتیت به کلریت، مسکوویت و کربنات و در دایک‌های کوارتز دیوریتی نسل دوم بلورهای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار بیوتیت به کلریت و کربنات تجزیه شده‌اند (شکل ۶-C, D). بخشی از دگرسانی پروپلیتیک در سنگ‌های درون‌گیر این توده توسعه یافته است و نمونه‌های آندزیتی و توف‌های وابسته این ویژگی را به خوبی نشان می‌دهند (شکل ۶-E).

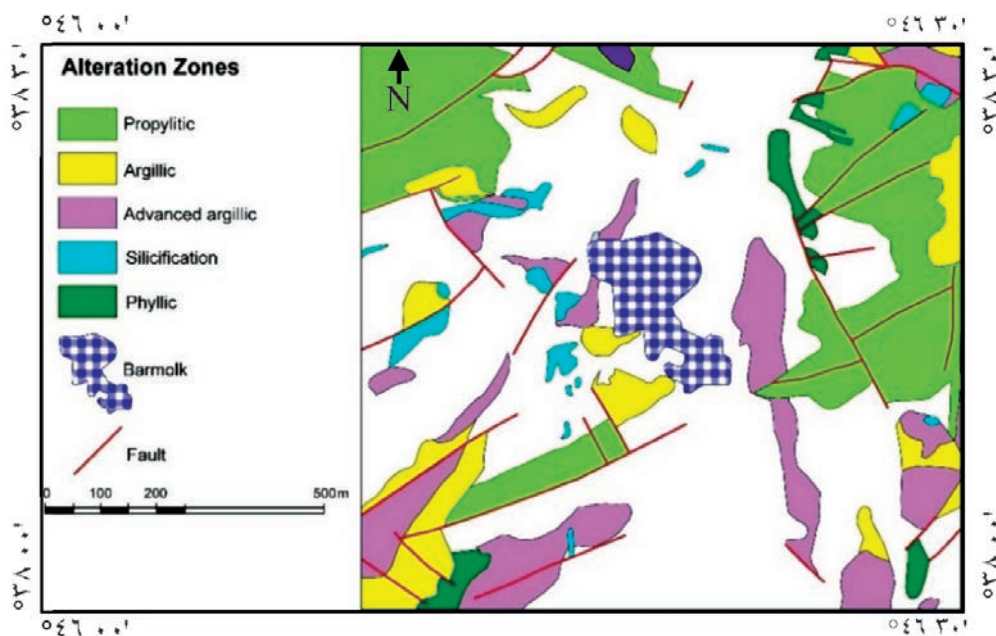
کانی‌سازی

با توجه به عمق فرسایش بالا در این منطقه و قرار گرفتن گستره اکتشافی بارملک در حاشیه توده مذکور، کانی‌سازی مس در این منطقه قابل توجه نیست ولی کانی‌سازی سرب و روی که خاص زون‌های حاشیه‌ای سیستم‌های پورفیری است، در این منطقه به خوبی گسترش دارد. کانی‌سازی مس در توده بارملک پورفیری به صورت افشان، رگه-رگچه‌ای و پرکننده سطوح درزه می‌باشد. در زون‌های فروشست هماتیت، لیمونیت و جاروسیت در نمونه‌ها مشاهده می‌شود. کانی‌های سولفیدی مس در این منطقه از تنوع بسیار کمتری برخوردار می‌باشد و بیشتر شامل کالکوپریت است. کانی‌های سولفیدی سرب و

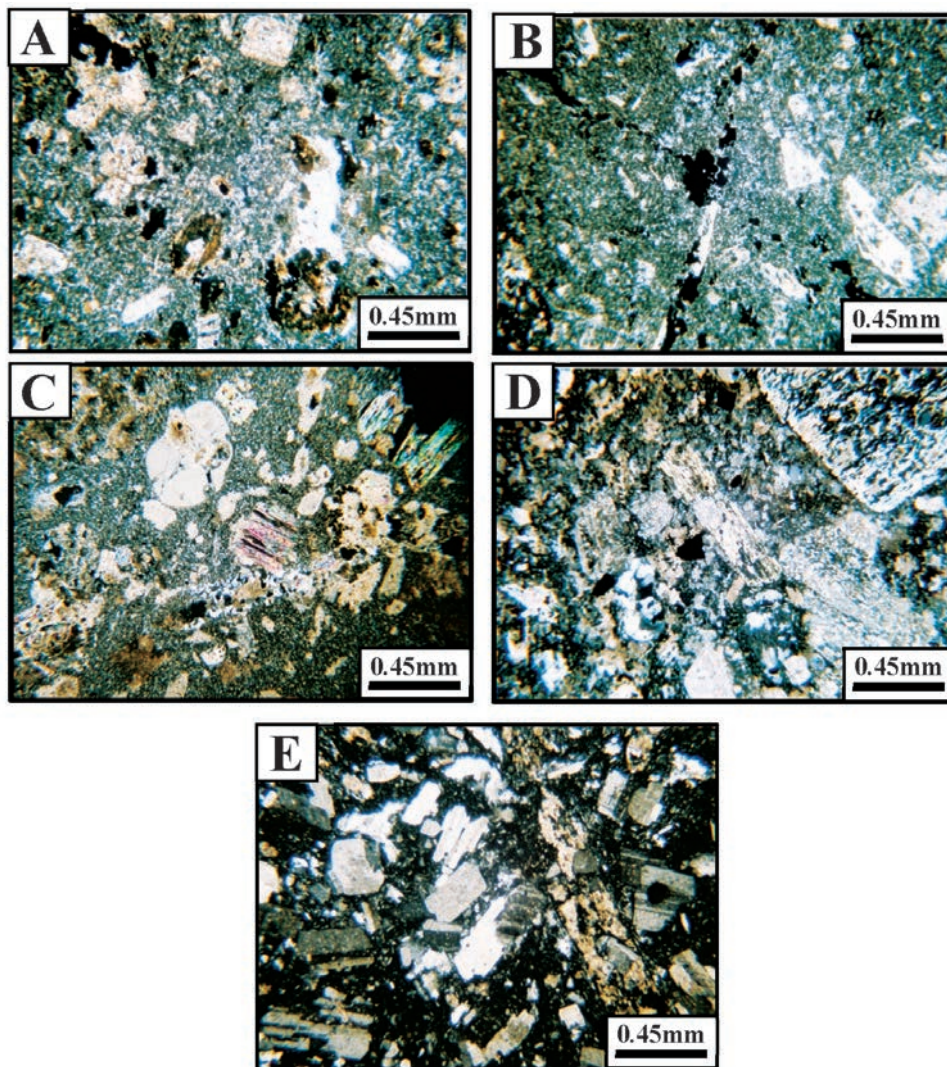
توف‌ها شامل بلورهای ریز و شکسته شده و زاویه‌دار پلاژیوکلاز، مقادیر جزئی کوارتز و کانی‌های فرومنیزین که به میزان جزئی سرسیسته هستند و اغلب بافت کریستالوکلاستیک دارند. لیتیک توف‌ها از قطعات سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیتی تشکیل شده‌اند و توسط رگه‌های کربناته قطع شده و واجد پیریت می‌باشند. در برخی از نمونه‌ها، رگچه‌های سیلیسی و کربناته سنگ را قطع کرده‌اند و پیریت‌های شکل‌دار در متن آن‌ها مشاهده می‌شود. ترکیب کلی این توف‌ها آندزیتی می‌باشد و وابسته به ولکانیزم آندزیتی ائوسن می‌باشند. این سنگ‌ها در حاشیه توده پورفیری میزبان کانی‌سازی سرب و روی می‌باشند.

دگرسانی

بررسی نمونه‌های سطحی و مغزه‌های حاصل از گمانه‌های اکتشافی در منطقه بارملک نشان می‌دهد که توده کوارتز مونزونیتی بارملک که ادامه توده کیفال پورفیری به سمت جنوب غرب می‌باشد، بخش حاشیه‌ای این توده است و فاقد دگرسانی پتاسیک می‌باشد. دگرسانی‌های مشاهده شده در این توده و در منطقه بارملک شامل دگرسانی‌های فیلیک متوسط تا شدید می‌باشد که توسط دگرسانی‌های پروپلیتیک ضعیف تا متوسط و آرزلیک ضعیف تا متوسط همراهی می‌شود



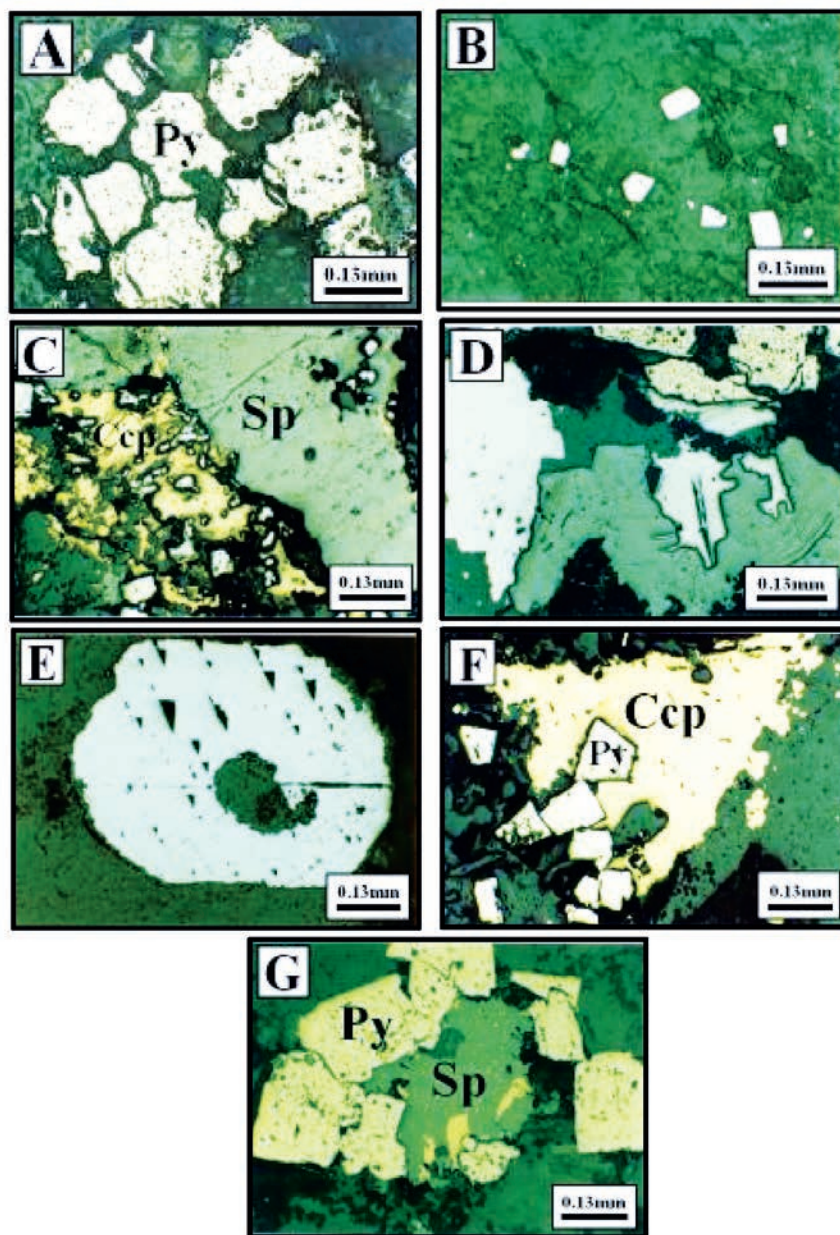
شکل ۵. نقشه دگرسانی محدوده اکتشافی بارملک (شرکت مهندسی زرناب، مقیاس ۱:۵۰۰۰)



شکل ۶. A) بافت پورفیریک با خمیره متوسط بلور و دگرسانی فیلیک ضعیف تا متوسط-آرژیلیک، پروپیلیتیک ضعیف تا متوسط در توده پورفیری، B) بافت پورفیریک با خمیره ریزبلور و دگرسانی فیلیک ضعیف-پروپیلیتیک ضعیف تا متوسط در توده پورفیری، C) تجزیه بیوتیت به کلریت، موسکویت و کربنات در دایک کوارتز دیوریتی نسل اول، D) تجزیه بلورهای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار بیوتیت به کلریت و کربنات در دایک کوارتز دیوریتی نسل دوم، E) بافت پورفیریک با خمیره درشت‌بلور و دگرسانی فیلیک ضعیف-پروپیلیتیک ضعیف در آندزیت

نیمه شکل‌دار (شکل A-۷) و همچنین به فرم رگه-رگچه‌ای و افشان در توده کوارتز مونزونیت پورفیری دیده می‌شود. اصولاً میزان پیریت در این توده کم است و شاید یکی از دلایل عدم غنی‌شدگی زون سوپرژن همین مسئله باشد. با عنایت به اینکه زون سوپرژن در اثر سطح فرسایش و عمق فرسایش بالا از بین رفته است، اظهار نظر قطعی در این خصوص منطقی به نظر نمی‌رسد. پیریت در برخی از نمونه‌ها توسط گوتیت جانشین شده است. همچنین پیریت توسط کالکوپیریت و اسفالریت جانشین شده است (شکل C-۷). در نمونه‌های واجد گالن و اسفالریت اکسولوشن بین

روی شامل گالن و اسفالریت در این منطقه به‌وفور دیده می‌شوند. این کانی‌سازی اغلب به فرم رگه-رگچه‌ای در توده کوارتز مونزونیت پورفیری و سنگ‌های درون‌گیر توده توسعه یافته است و در تمامی گمانه‌های اکتشافی کمابیش مشاهده شده است. پیریت به فرم افشان، رگه-رگچه‌ای و پرکننده سطوح درزه در تمامی سنگ‌های این منطقه مشاهده شده است. از کانی‌های اکسیدی می‌توان به مگنتیت و هماتیت اشاره کرد. مگنتیت در توده کوارتز مونزونیت پورفیری به مارتیت تجزیه شده است (شکل B-۷). پیریت به فرم افشان و به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا



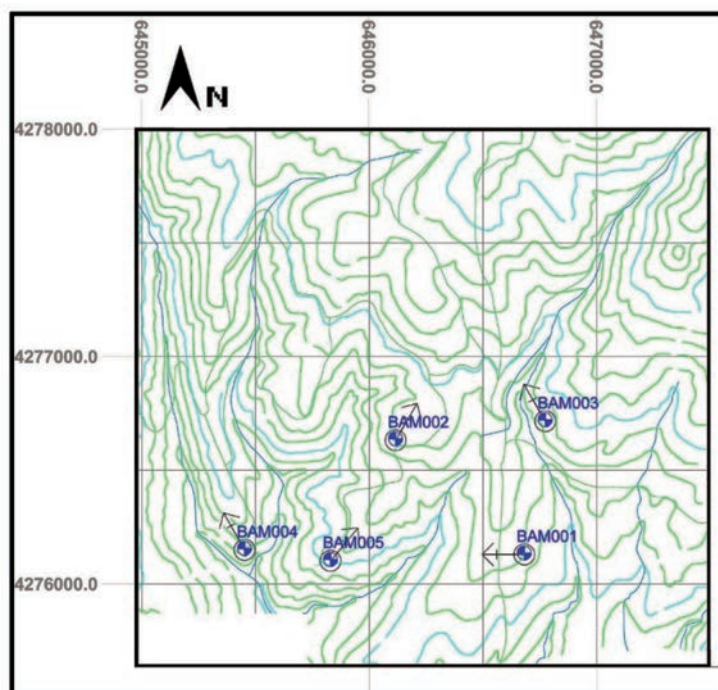
شکل ۷. A) پیریت‌های به فرم افشان و به صورت بلورهای بی‌شکل در توده کوارتزموزنویت پورفیری، B) تجزیه مگنتیت به مارتیت در توده کوارتزموزنویت پورفیری، C) جانشینی کالکوپیریت و اسفالریت به‌جای پیریت در توده کوارتزموزنویت پورفیری، D) پیریت، گالن، اسفالریت و اکسولوشن بین کالکوپیریت و اسفالریت در توده کوارتز موزنویت پورفیری، E) گالن به فرم افشان با پیت‌های قابل مشاهده در توده کوارتزموزنویت پورفیری، F) درهم‌رشدی پیریت و کالکوپیریت در نمونه‌های آندزیتی، G) جانشینی پیریت توسط اسفالریت با اکسولوشن کالکوپیریت و اسفالریت در توفها. حروف اختصاری (Ccp:Chalcopyrite, Py:Pyrite, Sp:Sphalerite)

اشاره شد کانی‌سازی علاوه بر توده نفوذی کوارتزموزنویتی در سنگ‌های درون‌گیر ولکانیک و ولکانو-کلاستیک نیز انجام شده است. پیریت در نمونه‌های آندزیتی به فرم افشان حضور دارد و در هم‌رشدی پیریت و کالکوپیریت نیز در آن‌ها قابل رویت است (شکل ۷-F). در نمونه‌های آذرآوری نیز پیریت‌های شکل دار به همراه هم‌رشدی پیریت و کالکوپیریت

کالکوپیریت و اسفالریت قابل مشاهده است و پارازنز شامل پیریت، کالکوپیریت، گالن و اسفالریت است (شکل ۷-D). پیریت در برخی از نمونه‌ها توسط گالن و اسفالریت جانشین شده است. در این نمونه اکسولوشن کالکوپیریت و اسفالریت قابل رویت است. در نمونه‌های با کانی‌سازی گالن، پیت‌های آن به‌خوبی قابل مشاهده است (شکل ۷-E). همان‌طوری‌که

جدول ۱. پارامترهای آماری عیار مس مغزه‌های حفاری

BH No	Depth	Total sample	Cu Ave%	CuMax%	Cu≤0.15%		Cu>0.15%	
					Ave	Num of sam	Ave	Num of sam
BAM_01	۳۶۰/۵۰	۱۶۲	۰/۰۲۵	۰/۲۶	۰/۰۱۴	۱۵۴	۸	۰/۲۳
BAM_02	۳۱۶/۳۰	۸۳	۰/۰۱	۰/۱۷	۰/۰۰۸	۸۲	۱	۰/۱۷
BAM_03	۳۱۹/۰۰	۳۳	۰/۰۱۶	۰/۱۶	۰/۰۱۱	۳۲	۱	۰/۱۶
BAM_04	۳۵۲/۲۰	۳۵	۰/۰۱۲	۰/۰۸	۰/۰۱۲	۳۵	۰	۰
BAM_05	۳۰۰/۶۰	۲۷	۰/۰۴۲	۰/۵۱	۰/۰۱۶	۲۵	۲	۰/۳۸
TOTAL	۱۶۴۸/۶۰	۳۴۰	۰/۰۲	۰/۵۱	۰/۰۱۲	۳۲۸	۱۲	۰/۲۵



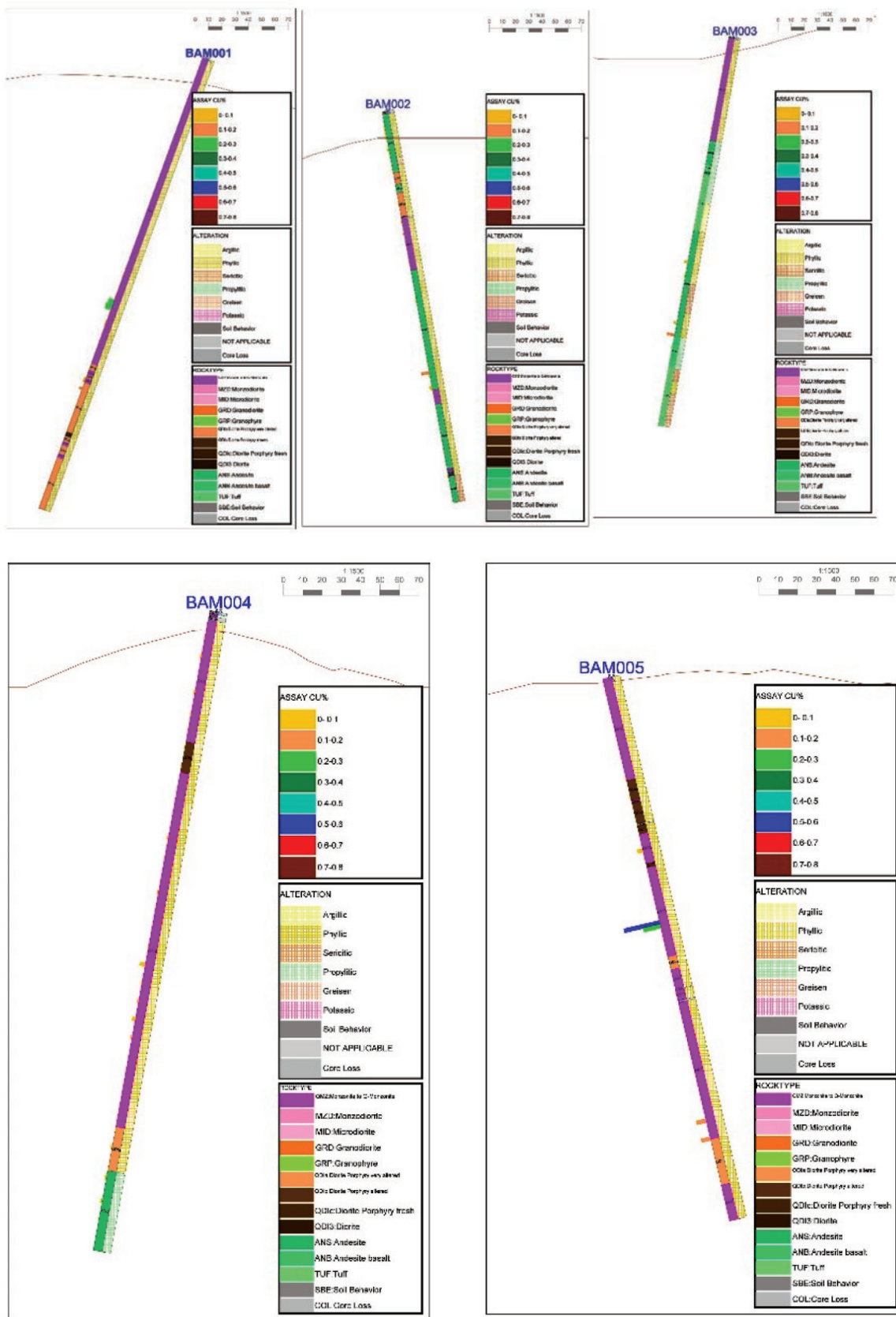
شکل ۸. پلان گمانه‌های اکتشافی در محدوده بارملک

نشان می‌دهد که این محدوده از پتانسیل مناسبی برای پی‌جویی ذخائر مس پورفیری برخوردار نیست. جدول ۱ وضعیت کانی‌سازی مس در پنج گمانه اکتشافی را مشخص می‌کند.

در شکل ۸ پلان و مقاطع پنج گمانه اکتشافی که براساس شواهد سطحی کانی‌سازی و مطالعات ژئوشیمیایی ارائه گردیده، دیده می‌شود. عمق حفاری‌ها از ۳۰۰/۶۰ متر تا ۳۶۰/۵۰ متر متغیر است و مجموع مترژ حفاری‌ها ۱۶۴۸/۶ متر می‌باشد. اطلاعات سنگ‌شناسی، مینرال زون، دگرسانی و عیار گمانه‌ها در شکل ۹ آمده است. بررسی‌های صحرایی و لاگینگ گمانه‌های حفاری شده

مشاهده می‌شود. همچنین پیریت در این نمونه‌ها توسط اسفالریت جانشین شده و جدایش کالکوپیریت و اسفالریت نیز در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۷-G).

با توجه به اینکه در منطقه اکتشافی سونگون دایک‌های کوارتز دیوریتی نسل اول بعد کانی‌سازی و حتی بعد از تشکیل زون سوپرژن به درون توده پورفیری سونگون تزریق شده‌اند (Moayyed, 1383)، لذا می‌توان کانی‌سازی گالن و اسفالریت در این توده را به فرآیندهای تاخیری اپی‌ترمالی نسبت داد که حتی توانسته است دایک‌های بعد کانی‌سازی را نیز تحت تأثیر قرار دهد. در مجموع بررسی عیار و گسترش کانی‌سازی مس در توده بارملک



شکل ۹. نمایش لیتولوژی، دگرسانی و عیار در گمانه‌های اکتشافی محدوده بارملک

منابع

- بابائی، ع.، علوی تهرانی، م. و نوگل‌سادات، ج. ۱۳۷۵. نقشه توپوگرافی اهر با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حیدری، م.، مؤید، م. و طالبی‌راد، ف. ۱۳۸۶. ماگماتیسم پلیوکواترنری در محدوده معدن مس سونگون. هفتمین همایش سالانه انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه اصفهان، ۴۴۷-۴۳۸.
- سیمونز، و.، کلاگری، ع.ا.، مؤید، م. و جهانگیری، ا. ۱۳۹۰. بررسی زون‌های دگرسانی نوع پورفیری و رفتار ژئوشیمیایی عناصر کمیاب و نادر خاکی در آنها در منطقه کیکال (شمال ورزقان، آذربایجان شرقی). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۱۹، ۴، ۵۷۸-۵۶۵.
- سیمونز، و.، کلاگری، ع.ا.، مؤید، م. و جهانگیری، ا. ۱۳۸۹. بررسی سنگ‌شناسی و سنگ‌زائی استوک کوارتزومونونیت پورفیری کیکال (شمال ورزقان، آذربایجان شرقی). فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۴، ۱۳، ۶۰-۴۷.
- شرکت مهندسی زرناب، ۱۳۸۷. گزارش زمین‌شناسی محدوده بارملک، ۱۵۲.
- شرکت مهندسی و مشاوره‌ای پارس‌اولنگ، ۱۳۸۸. گزارش زمین‌شناسی محدوده بارملک، ۱۶۶.
- Ayati, F., Yavuz, F., Noghreyan, M., Haroni, H.A. and Yavuz, R., 2008. Chemical characteristics and composition of hydrothermal biotite from the Dalli porphyry copper prospect, Arka, central province of Iran. *Mineralogy and Petrology*, 94, 1, 107-122.
- Chen, J.L., Xu, J.F., Wang, B.D., Yang, Z.Y., Ren, J.B., Yu, H.X., Liu, H. and Feng, Y., 2015. Geochemical differences between subduction and collision-related copper bearing porphyries and implications for metallogenesis. *Ore Geology Reviews*, 70, 1, 424-437.
- Guilbert, J.M. and Park, C.F., Jr., 1986. *The Geology of Ore Deposits*. Freeman and Company, New York, 985.
- Hassanpour, Sh., Alirezai, S., Selby, D. and Sergeev, S., 2015. SHRIMP zircon U-Pb and

در منطقه بارملک نشان می‌دهد که دگرسانی غالب در توده کوارتزومونونیت پورفیری فیلیک همراه با پروپلیتیک و آرژیلیک، در دایک‌های کوارتزیدیوریتی نسل اول و دوم پروپلیتیک همراه با سرب‌سیت و آرژیلیک ضعیف و در سنگ‌های ولکانیک و ولکانو-کلاستیک ائوسن پروپلیتیک ضعیف می‌باشد.

نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از بررسی‌های زمین‌شناسی سطحی و اطلاعات گمانه‌های اکتشافی در منطقه بارملک را می‌توان به صورت زیر جمع‌بندی کرد:

عمق زون‌های سولفور در منطقه آنومال بارملک ۶۰ تا ۱۰۰ متر می‌باشد و در کل کمتر از ۱۰۰ متر برآورد شده است. تنوع‌های لیتولوژیک در این منطقه به ترتیب رخداد سنی شامل سنگ‌های ولکانیک و ولکانو-کلاستیک ائوسن، توده کوارتزومونونیت پورفیری و دایک‌های کوارتزیدیوریتی نسل اول و دوم است. دگرسانی‌های غالب در توده کوارتزومونونیت پورفیری که در واقع ادامه توده کیکال پورفیری به سمت جنوب‌غرب است شامل دگرسانی‌های فیلیک، پروپلیتیک و آرژیلیک بوده و به علت حاشیه‌ای بودن، دگرسانی پتاسیک در این منطقه دیده نمی‌شود. میزان پیریت این توده کم است و شاید یکی از دلایل عدم تشکیل زون غنی شده سوپرژن همین مسئله باشد. کانی‌سازی مشاهده شده در توده پورفیری بارملک شامل کالکوپیریت، گالن، اسفالریت و پیریت به فرم افشان، رگه-رگچه‌ای و پرکننده سطوح درزه می‌باشد و گسترش کانی‌سازی سرب و روی در این منطقه دلالت بر قرار داشتن این منطقه در بخش حاشیه‌ای یک توده پورفیری است. کانی‌سازی سرب و روی علاوه بر توده پورفیری، در دایک‌های کوارتزیدیوریتی نسل اول و سنگ‌های درون‌گیر نیز توسعه یافته است. مشاهده کانی‌سازی سرب و روی در دایک‌های کوارتزیدیوریتی نسل اول بعد کانی‌سازی سوپرژن نشان می‌دهد که تزریق این دایک‌ها قبل از رخداد فاز اپی‌ترمالی توده پورفیری انجام شده است.

- biotite and hornblende Ar-Ar geochronology of Sungun, Haftcheshmeh, Kighal and Niaz porphyry Cu-Mo systems: evidence for an early Miocene porphyry-style mineralization in northwest Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 104,1, 45-59.
- Moayyed, M., 2004. Reporting of geological studies and drilling cores of logging in Barmolk limit. Pars olang Engineering and Consulting Co, Tehran, 170.
 - Richards, J.P., 2005. Cumulative factors in the generation of giant calc-alkaline porphyry Cu deposits, in Porter, T.M., (ed.), Super porphyry copper and gold deposits. A Global Perspective, PGC Publishing, Adelaide, 1, 7-25.
 - Richards, J.P., Boyce, A.J. and Pringle, M.S., 2001. Geological evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization. *Economic Geology*, 96, 271-305.
 - Shahabpour, J., 1999. The role of deep structures in the distribution of some major ore deposits in Iran, NE of Zagros thrust zone. *Journal of Geodynamics*, 28, 237-250.
 - Sillitoe, R.H., 1989. Gold deposits in western Pacific island arcs: the magmatic connection, in: Keys, R.R., Ramsay, W.R.H., and Groves, D.I. (eds.) *The geology of gold deposits: the perspective in 1988*. *Economic Geology Monograph*, 6, 274-291.
 - Sillitoe, R.H., 1993. Gold-rich porphyry copper deposits: Geological model and exploration implications. *Geological Association of Canada Special Paper*, 40, 465-478.
 - Sillitoe, R.H., 1994. Erosion and collapse of volcanoes: Causes of telescoping in intrusion-centered ore deposits. *Geology*, 22, 945-948.
 - Sillitoe, R.H., 1998. Major regional factors favoring large size, high hypogene grade elevated gold content and supergene oxidation and enrichment of porphyry copper deposits, in: Porter, T.M., (ed.), *Porphyry and Hydrothermal copper and gold deposits. A Global Perspective*: PGC Publishing, Adelaide, 21-34.
 - Sillitoe, R.H., 2000. Gold-rich porphyry deposits: Descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. *SEG Reviews*, 13, 315-345.
 - Titley, S.R. and Hicks, C.L., 1966. *Geology of the porphyry copper deposits, Southwestern North America*. Tucson: Univ, Ariz Press, 287.
 - Waterman, G.C. and Hamilton, R.L., 1975. The Sar Cheshmeh porphyry copper deposit. *Economic Geology*, 70, 568-576.
 - Zarasvandi, A., Liaghat, S. and Zentilli, M., 2005. Geology of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, central Iran. *International Geology Review*, 47,6, 620-646.

پترولوژی و ژئوشیمی افیولیت سیاه‌جنگل، شمال شرق آتشفشان تفتان

سعیده نیک‌بخت^۱، حبیب بیابانگرد^{۲*} و ساسان باقری^۲

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان

۲. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۶/۲۷

تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۹/۱۱

چکیده

افیولیت سیاه‌جنگل در شمال و شمال شرق کوه آتشفشانی تفتان در کمربند زمین‌درز سیستان واقع می‌شود. این افیولیت (کرتاسه فوقانی) در داخل مجموعه فلیشی (آئوسن) برونزد دارد. سنگ‌های اصلی تشکیل‌دهنده این افیولیت شامل هارزبورژیت، لرزولیت، سرپانتینیت، اسپیلیت و گابرو می‌باشند. کانی‌های سازنده واحدهای اولترامافیک آلیوین، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن و کانی‌های سازنده واحدهای مافیک کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز هستند. بافت غالب سنگ‌های اولترامافیک‌ها، گرانولار و گابروها بافت افتیک، ساب افتیک و گرانولار دارند. تغییرات ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در این سنگ‌ها، مشخص کرد که سنگ‌های بازیک و اولترابازیک مجموعه افیولیت سیاه‌جنگل حاصل ذوب بخشی و نه تبلور تفریقی هستند. نمودارهای عناصر خاکی به هنجار شده نسبت به کندریت و مورب و مقایسه آنها با مورب‌های عادی و غنی شده از یک سو و نمودارهای تفکیک شیمیایی، نسبت‌های عناصر کمیاب و تغییرات عناصر Zr و Nb ، Y ، U ، Ti در مقابل Zr/Nb از سوی دیگر نشان از مشابهت نمونه‌ها با N-MORB می‌باشد. همچنین نمودارهای عناصر انتقالی (V ، Co ، Cr ، Ni) در برابر La/Ce و نمودارهای تغییرات نسبت‌های La/Yb ، La/Ce ، $(La/Sm)_N$ در مقابل $(La/Sm)_N$ نشان می‌دهد که این نسبت‌ها در مقایسه با N-MORB و E-MORB غنی‌شدگی دارند و مشابهت ژئوشیمیایی نمونه‌ها بیشتر با نوع مورب عادی است. نمودارهای تمایز محیط‌های تکتونوماگمایی نشان از وابستگی افیولیت سیاه‌جنگل به محیط‌های سوپراسابداکشن دارد.

واژه‌های کلیدی: افیولیت سیاه‌جنگل، تولییتی، سوپراسابداکشن، زمین‌درز سیستان، آتشفشان تفتان.

مقدمه

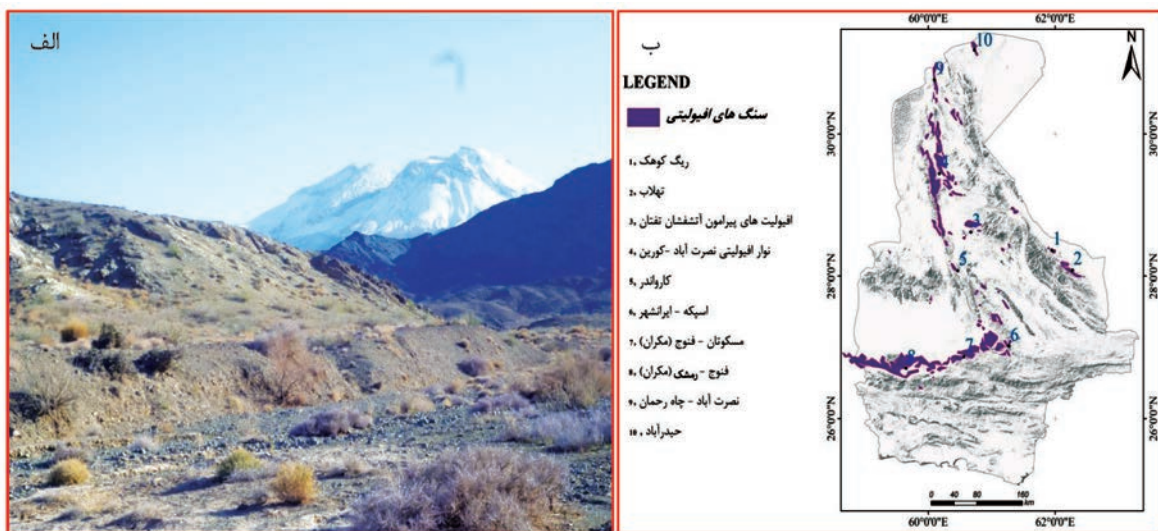
افیولیت سیاه‌جنگل در شمال و شمال شرق کوه آتشفشانی تفتان در محدوده طول‌های جغرافیایی $61^{\circ} 07'$ تا $61^{\circ} 18'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $28^{\circ} 41'$ تا $29^{\circ} 55'$ شمالی واقع است. از دیدگاه تقسیمات زمین‌شناسی ایران در کمربند فلیش شرق ایران (یا کمربند زمین‌درز سیستان) قرار دارد. آتشفشان تفتان و مجموعه افیولیتی شمال آن

* نویسنده مرتبط: h.biabangard@science.usb.ac.ir

است. برخی از پژوهش‌های انجام شده در گذشته، بر روی افیولیت‌های استان شامل مطالعات سبک روح (۱۳۹۴)، رئیسی اردلی (۱۳۹۴)، قلعه‌نویی (۱۳۹۰)، گودرزی (۱۳۹۴) و مصطفایی (۱۳۹۱) می‌باشد. این مطالعه جزو اولین مطالعات بر روی این افیولیت است که در آن سعی شده تا با بهره‌گیری از داده‌های صحرایی و ژئوشیمیایی منشأ و محیط تک‌توم‌گمایی آن مشخص شود.

در شکل ۱-ب پراکندگی افیولیت‌ها در استان و موقعیت افیولیت سیاه جنگل نشان داده شده است که در این شکل افیولیت‌های سیاه جنگل متعلق به نوار افیولیتی پیرامون آتشفشان تفتان است.

بر روی افیولیت سیاه جنگل مطالعه چندانی صورت نگرفته است. تنها در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تهیه شده توسط مهرپرتو و پادیار (۱۳۸۲) به آن اشاره شده



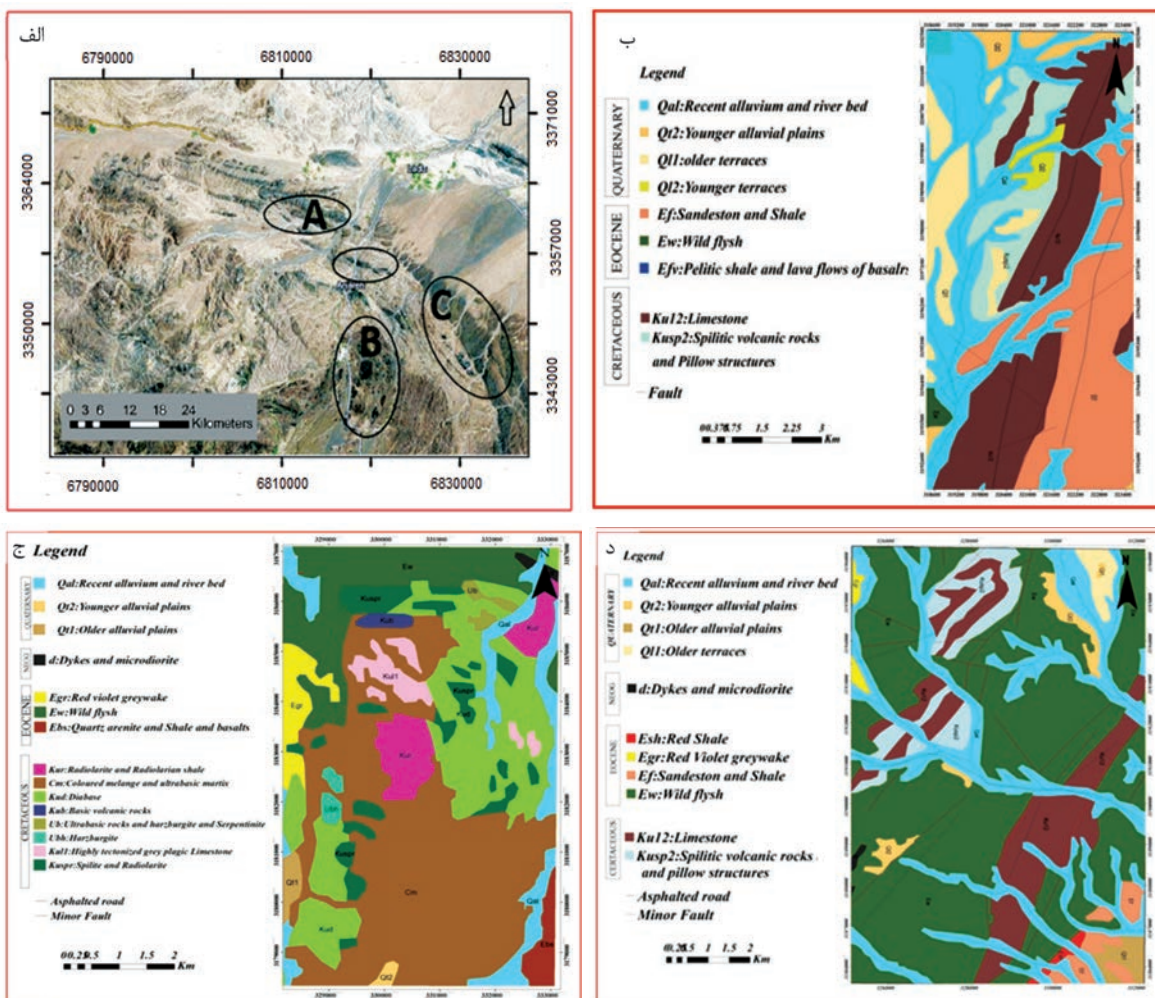
شکل ۱. الف) نمایی از آتشفشان تفتان (انتهای تصویر) و افیولیت سیاه جنگل در شمال آن (دید به سمت جنوب غرب)، ب) پراکندگی و موقعیت افیولیت‌ها بر اساس موقعیت جغرافیایی در استان سیستان و بلوچستان

جایگاه زمین‌شناسی و روابط صحرایی

و کمتر سالم دیده می‌شوند. فرایندهای سرپانتینی شدن و اپیدوتی شدن بسیار مشهود است. واحد گابروبی معمولاً تیره رنگ (شکل ۳-ب) و دارای مرز گسله و به هم ریخته با واحدهای شیلی می‌باشد. از مشخصات بارز این واحدها حضور دگرسانی‌های کلریتی و کلسیتی در آن می‌باشد و در برخی نقاط در منطقه سیاه جنگل، گابروها سیلیسی شده‌اند و به فراوان حاوی رگچه‌های کوارتز می‌باشند. دیوریت‌های موجود در این افیولیت به رنگ به نسبت روشن متمایل به سبز، اغلب خرد شده و دارای شکستگی و همگی به صورت دایک می‌باشد (شکل ۳-پ). لیستونیت‌ها دارای رنگ قهوه‌ای، سخت، متراکم و به صورت پراکنده در واحدهای افیولیت با گسترش کم دیده می‌شوند (شکل ۳-ت). بلوک‌های آهکی موجود در منطقه دارای مرز مشخص با شیل‌ها و از گسترش

نقشه زمین‌شناسی در مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ برای منطقه مورد مطالعه بر اساس مطالعات صحرایی، تصاویر ماهواره‌ای (شکل ۲-الف) و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ موجود از منطقه در محیط GIS برای سه گروه A, B, C تهیه شده است (شکل ۲-ب، پ و ت). مهم‌ترین واحدهای موجود در منطقه بر اساس این نقشه‌ها از قدیم به جدید به شرح زیر است.

واحدهای کرتاسه پسین در منطقه شامل مجموعه‌های آذرین هارزبورژیتی، گابرویی، دیوریت، لیستونیتی، سرپانتینیت و مجموعه‌های رسوبی می‌باشند. هارزبورژیت‌ها خرد شده، شکسته و درز و شکاف فراوان دارند، در بخش‌های شکسته شده، رنگ خاکستری تیره (سربی) دارند که اغلب نیز سرپانتینی شده‌اند (شکل ۳-الف). این واحدها که در اغلب موارد با دیگر واحدها درهم آمیخته‌اند، و به صورت برشی



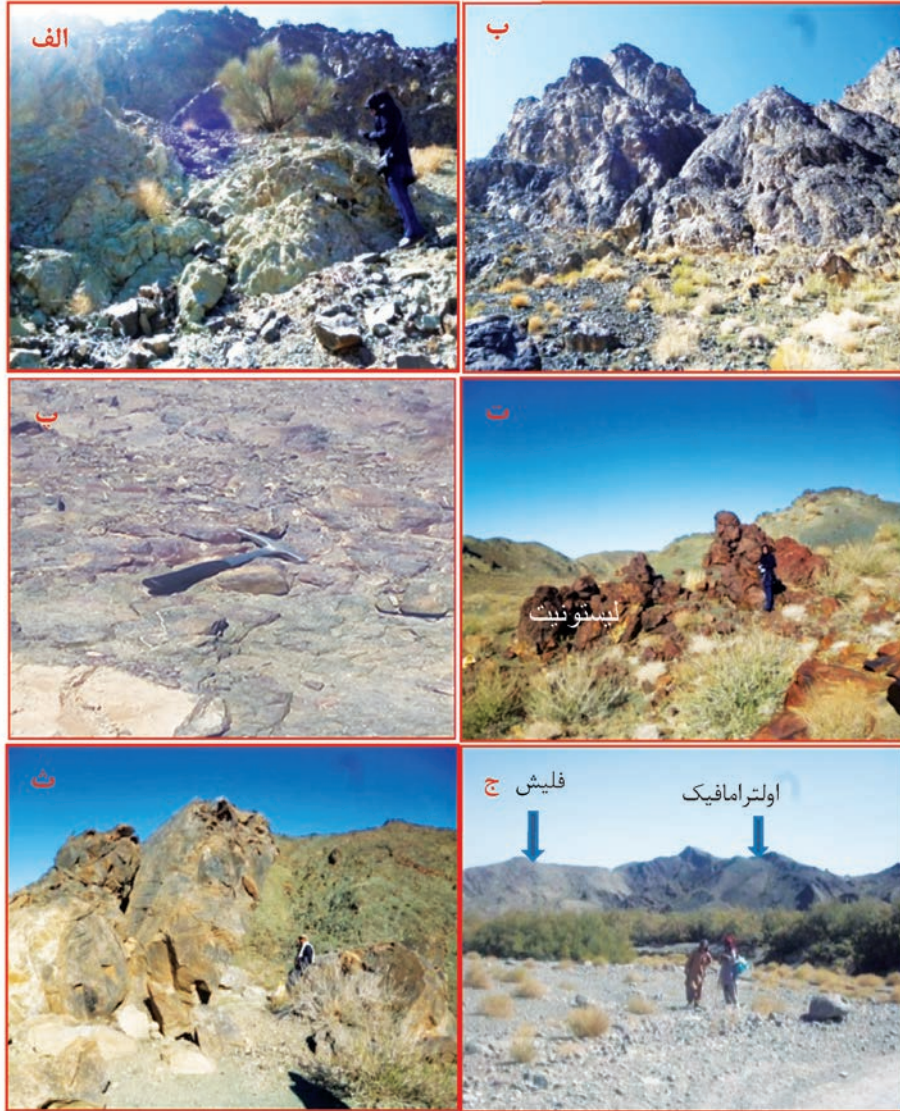
شکل ۲. الف) برونزدهای افیولیتی مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای (Google Earth, 2007) ب، پ و ت) نقشه‌های ساده شده زمین‌شناسی از برونزدهای افیولیتی سیاه‌جنگل در سه گستره A, B, C با تغییرات از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ نقتان، (مهرپرتو و پادیار، ۱۳۸۲)

نمونه برداشت شد. سپس مقاطع نازک از آنها تهیه و توسط میکروسکوپ پلاریزان المپیوس در دو حالت نور قطبیده مسطح و متقاطع مورد مطالعه قرار گرفتند. پس از بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری از نمونه‌های برداشت شده، تعداد ۱۲ نمونه با کم‌ترین میزان دگرسانی انتخاب شدند و به شرکت MS Analytical کانادا، ارسال شد. در آنجا عناصر اصلی به روش XRF (جدول ۱) و عناصر فرعی و کمیاب به روش ICP-MS، مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند (جدول ۲). سپس داده‌های به‌دست‌آمده با نرم‌افزارهای CorelDraw، Minpet، Excel و GCDKIT پردازش شدند.

زیادی در منطقه برخوردار است. این لایه‌ها بدون فسیل و به رنگ‌های قهوه‌ای و خاکستری هستند و همه حالت صخره‌ای و بدون حفره دارند (شکل ۳-ث). فلیش‌ها از گسترش فراوانی در منطقه برخوردارند و بخش زیادی از منطقه را پوشش می‌دهند. غالب این واحدها به رنگ سبز و خاکستری از شیل، ماسه‌سنگ و سیلتستون با لایه‌بندی نازک هستند. واحدهای فلیشی در اغلب موارد با مجموعه‌های اولترامافیک درهم‌آمیخته شده‌اند (شکل ۳-ج).

روش مطالعه

طی عملیات صحرایی در چندین نوبت از تمام واحدهای افیولیتی و سنگ‌های میزبان به‌طور هدفمند تعداد ۱۵۰



شکل ۳. الف) واحد هارزبورژیت و بخش‌های سرپانتینیتی شده، ب) واحدهای تیره رنگ و ستیغ مانند گابرویی (دید عکس جنوب شرقی)، پ) نمایی از واحد دیوریتی به رنگ خاکستری و دارای شکستگی، ت) لیستونیت‌ها دارای رنگ قهوه‌ای، سخت و متراکم (دید عکس جنوب غربی)، ث) واحد آهکی با مرز مشخص با شیل‌ها (دید عکس غربی)، ج) واحدهای فلیشی که در اغلب موارد با مجموعه‌های اولترامافیک درهم آمیخته شده است (دید به سمت جنوب غربی)

جدول ۱. نتایج حاصل از تجزیه عناصر اصلی به روش XRF (برحسب درصد وزنی)

Sample	G	G	G	G	B	B	B	B	Ub	Ub	Ub	Ub
SiO ₂	۴۹/۷۹	۵۸/۰۳	۵۳/۶۶	۴۹/۸۴	۶۱/۰۳	۵۰/۵۷	۴۷/۰۵	۵۲/۵۲	۵۲/۸۳	۴۵/۳۵	۴۴/۳	۴۲/۷۸
TiO ₂	۰/۱۹	۱/۰۲	۱/۳۱	۱/۴۲	۱	۲/۰۵	۱/۲۶	۱/۵۱	۰/۹۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۷
Al ₂ O ₃	۲۰/۳۸	۱۴/۱۵	۱۵/۳۹	۱۵/۶۷	۱۴/۲۱	۱۲/۱۵	۱۳/۳۷	۱۳/۷۸	۱۰/۶۴	۰/۹۲	۱/۶۳	۸/۲۴
Fe ₂ O ₃	۴/۵۹	۱۲/۰۸	۱۱/۷۴	۱۰/۵۵	۷/۷۸	۱۲/۹۳	۱۰/۹۷	۱۱/۱۷	۷/۳	۸/۵۶	۹/۶۷	۱۰/۱۲
FeO	۲/۹	۹/۵۶	۸/۹۳	۷/۶۳	۵/۲۸	۹/۳۸	۸/۲۱	۸/۱۶	۴/۸۷	۷/۰۵	۸/۱۵	۸/۵۵
MnO	۰/۰۸	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۲۳	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۶
MgO	۹/۰۸	۳/۸۷	۵/۵۴	۵/۶۷	۴/۳۷	۴/۸۷	۶/۰۸	۵/۸	۳/۷۲	۴۴/۲۷	۴۳/۵۹	۳۲/۸۲
CaO	۱۱/۷	۵/۴۹	۹/۹۲	۱۲/۵	۵/۶۵	۱۲/۱۱	۱۸/۳۸	۸/۶۱	۲۲/۸۵	۰/۵	۰/۰۹	۵/۸۱
Na ₂ O	۱/۹۷	۴/۴۹	۳/۷	۳/۶۲	۶/۹۲	۴/۵۱	۲/۶	۶/۶۹	۱/۳۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۸
K ₂ O	۱/۴۳	۱/۰۶	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۷۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۹
P ₂ O ₅	۰/۰۱	۰/۰۹	۰/۱	۰/۱۴	۰/۰۷	۰/۲۲	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۰۸	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
#Mg	۵۷/۷۹	۲۸/۸۱	۳۹/۰۹	۴۲/۶۳	۴۵/۲۸	۳۴/۱۷	۴۲/۵۴	۴۱/۵۴	۴۳/۳	۸۶/۲۶	۸۴/۲۴	۷۹/۳۳
CaO/Al ₂ O ₃	۰/۵۷۵	۰/۳۸۷۹	۰/۶۴۴۵۷	۰/۷۹۷۷۰	۰/۳۹۷۶۰	۰/۹۹۶۷۰	۱/۳۷۴۷	۰/۶۲۴۸۱	۲/۱۴۷۵۵	۰/۵۴۳۴۷	۰/۰۵۵۲۱	۰/۷۰۵۰

جدول ۲. نتایج حاصل از تجزیه عناصر فرعی و کمیاب نمونه‌های منطقه سیاه‌جنگل (برحسب بخش در میلیون)، تمام عناصر ICP-MC تجزیه شده‌اند به‌جز K, Ti که با XRF آنالیز شده‌اند

Sample	G	G	G	G	B	B	B	B	Ub	Ub	Ub	Ub
Ba	۷۶	۴۵/۹	۱۵/۸	۴۶/۷	۷/۳	۱۱/۴	۸/۲	۶۸/۲	۳	۹/۴	۷/۹	۹/۹
Th	۰/۰۵	۰/۱	۰/۱۲	۲/۴۹	۴/۵۳	۰/۰۵	۰/۹۶	۰/۶۸	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۱/۱۶
U	۰/۰۵	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۰۷	۲/۷۳	۰/۲۲	۰/۱۱	۰/۱۶	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۱۳	۰/۰۵
Nb	۰/۱	۰/۸	۱/۴	۱/۷	۰/۴	۳/۱	۱/۳	۲/۴	۰/۱	۰/۱	۱/۱	۰/۱
Ta	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱
Sr	۲۶۹/۱	۵۹/۶	۶۴/۸	۲۶۵/۲	۷۱/۸	۱۳۱/۲	۴۶۸/۵	۲۰۴/۵	۳۰/۹	۷/۸	۶۰/۶	۶/۹
Hf	۰/۲	۱/۷	۱/۴	۲	۱/۵	۳/۹	۱/۹	۲/۴	۰/۲	۰/۴	۱/۴	۰/۲
Zr	۲	۴۲	۴۲	۶۸	۴۰	۱۲۹	۵۳	۸۰	۲	۲	۴۴	۲
Ti	۱۱۳۸/۶	۶۱۱۲/۵	۷۸۵۰/۴	۸۵۰۹/۶	۵۹۹۲/۷	۱۲۲۸۵/۱	۷۵۵۰/۸	۹۰۴۹	۴۱۹/۴	۱۱۹/۸	۵۵۷۳	۵۹/۹
Y	۵/۹	۲۶	۲/۶	۲۸/۲	۲۶/۱	۴/۱۹	۳۰/۸	۳/۱۲	۱/۸	۰/۸	۱۹/۲	۰/۵
Ni	۶۳/۶	۱۶/۲	۳۲	۸۴/۶	۱۱/۷	۴۴/۲	۴۶/۹	۵۱/۲	۱۰۸/۴	۲۲۵/۶	۷۲/۴	۱۹۰/۴
Co	۲۹/۱	۳۲/۵	۳/۱۶	۳۶/۹	۲۲/۵	۳۵/۷	۲۸/۳	۳۵/۵	۹۹/۳	۱۰۶/۶	۳۳/۳	۸۷/۹
Cr	۱۰۰	۶۵	۵۴	۳۱۴	۵۲	۶۵	۲۴۴	۱۴۲	۶۰/۲	۲۶۲/۵	۱۵۲	۲۲۲/۵
V	۱۳۴	۳۳۳	۳۶۲	۲۸۰	۲۸۰	۳۸۲	۲۹۷	۳۱۵	۴۳	۷۳	۲۱۶	۴۳
K	۵۹۳/۵	۴۳۹۹	۳۷۳/۵	۳۷۷۷/۱	۱۶۶/۰	۱۶۶/۰/۲	۱۶۶/۰	۲۹۸۸	۳۷۳	۴۱/۵	۴۱/۵	۴۱/۵
Cs	۳/۸۷	۰/۰۳	۰/۲۹	۱/۶۵	۰/۰۷	۰/۱۸	۰/۳۷	۰/۸	۱/۰۷	۰/۲۷	۰/۰۸	۰/۶۸
Rb	۲۵	۹/۸	۱/۱	۱۹/۹	۰/۲	۰/۸	۰/۴	۱۶/۳	۱/۶	۰/۵	۰/۵	۰/۶
La	۰/۴	۲/۵	۳	۳/۶	۰/۹	۴/۹	۳/۶	۳/۹	۰/۲	۰/۱	۲/۶	۰/۱
Ce	۱/۱	۷/۱	۸	۱۰/۷	۳/۹	۱۵/۱	۸/۸	۱۱/۱	۰/۳	۰/۱	۷/۲	۰/۲
Pr	۰/۱۹	۱/۱۶	۱/۲۴	۱/۸۵	۰/۸	۲/۷۲	۱/۶۹	۱/۸۶	۰/۰۵	۰/۰۳	۱/۲	۰/۰۳
Nd	۱/۲	۶/۸	۶/۹	۹/۵	۵/۳	۱۵	۹/۱	۱۰/۶	۰/۳	۰/۱	۶/۴	۰/۱
Sm	۰/۴۸	۲/۶۲	۲/۳۶	۳/۰۷	۲/۳۶	۴/۸۶	۳/۰۹	۳/۵۹	۰/۱۷	۰/۰۳	۲/۱۷	۰/۰۳
Eu	۰/۲۵	۰/۸۱	۰/۹۶	۱/۱۳	۱/۰۸	۱/۵۶	۱/۱۲	۱/۱۹	۰/۱	۰/۰۳	۰/۷۳	۰/۰۳
Gd	۰/۶۷	۳/۰۸	۲/۹۷	۳/۷۱	۳/۱	۵/۷۵	۳/۸۸	۴/۱۵	۰/۲۲	۰/۰۵	۲/۴۴	۰/۰۵
Tb	۰/۱۷	۰/۶۸	۰/۶۱	۰/۷۷	۰/۶۳	۱/۱۳	۰/۸۲	۰/۹	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۵۲	۰/۰۱
Dy	۱/۰۶	۴/۴۵	۳/۹۵	۴/۷۳	۴/۵۳	۷/۸۷	۵/۴۱	۵/۷۹	۰/۳۵	۰/۱۲	۳/۳۵	۰/۰۵
Ho	۰/۲۵	۰/۹۴	۰/۸۳	۱/۰۴	۰/۹۵	۱/۶۲	۱/۱۶	۱/۲۲	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۷۱	۰/۰۲
Er	۰/۶۵	۲/۸۷	۲/۵۱	۲/۹۷	۲/۳۷	۴/۶۴	۳/۱۹	۳/۵۸	۰/۲	۰/۰۹	۲/۰۶	۰/۰۵
Tm	۰/۱	۰/۴۳	۰/۳۷	۰/۴۶	۰/۴۱	۰/۶۹	۰/۴۸	۰/۵۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۳	۰/۰۱
Yb	۰/۵۹	۲/۶۹	۲/۴۲	۲/۹۴	۲/۶۷	۴/۴۶	۳/۰۲	۳/۲۳	۰/۲	۰/۱۲	۱/۹۵	۰/۰۶
Lu	۰/۱	۰/۴۴	۰/۳۵	۰/۴۲	۰/۳۸	۰/۶۳	۰/۴۸	۰/۴۸	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۳۱	۰/۰۱

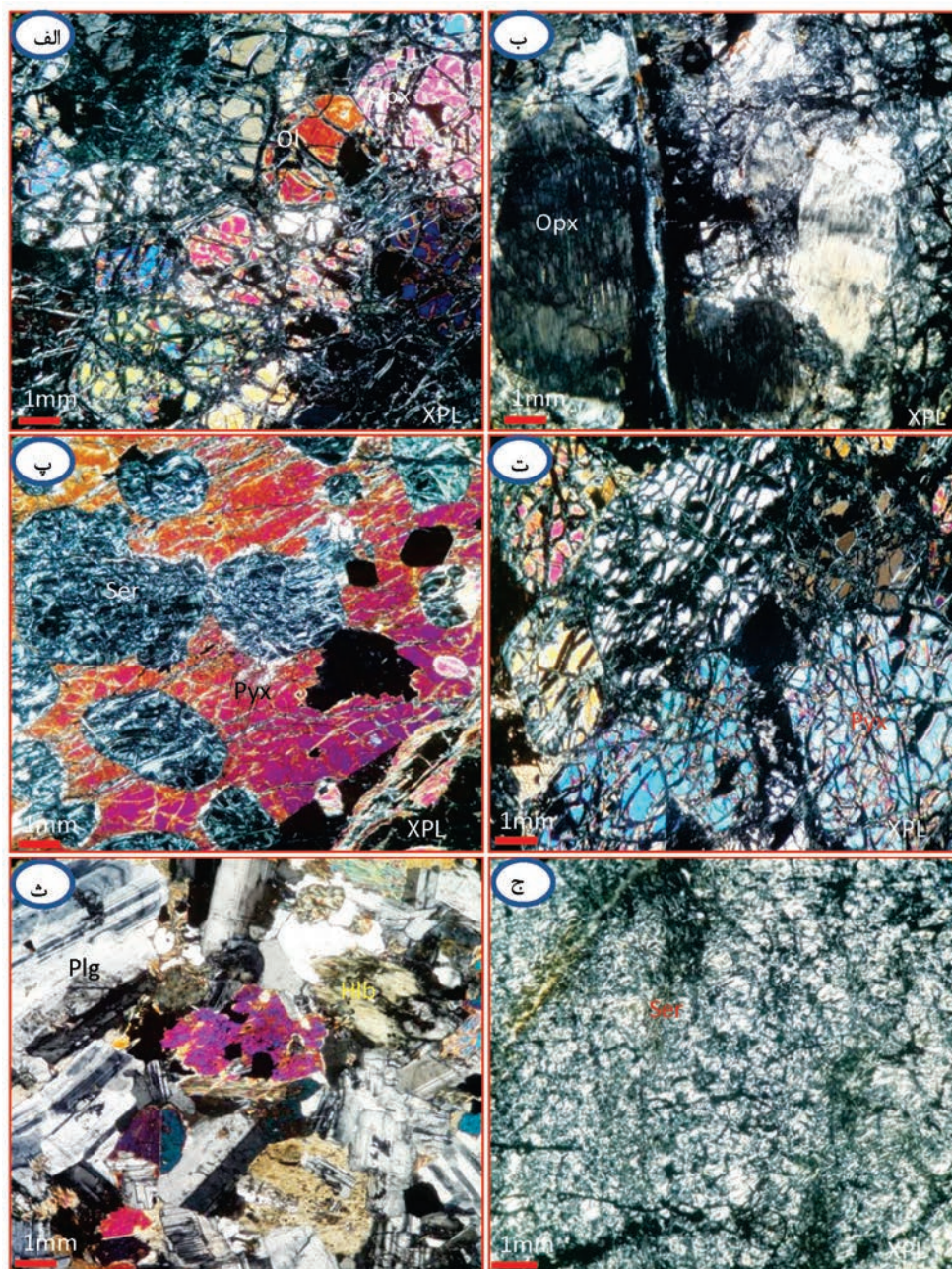
سنگ‌شناسی

هستند (شکل ۴-ب). کانی‌های فرعی و دومین موجود در هارزبورژیت‌ها سریانتین، کوارتز و کلسیت است. لوزولیت‌ها شامل کانی‌های کلینوپیروکسن (۲۵ درصد حجمی) و آلویین (۶۵ درصد حجمی) و ارتوپیروکسن (۱۰ درصد حجمی) و دارای بافت گرانولار می‌باشند. آلویین به‌صورت نیمه شکل دار، دارای شکستگی زیاد و سریانتینی شده است (شکل ۴-پ). کانی‌های ثانویه کلریت، اکتینولیت و اکسید آهن می‌باشند. گابروها دارای کانی‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز و بافت‌های افیتیک تا ساب افیتیک دارند. کلینوپیروکسن (۴۵ تا ۵۰ درصد حجمی)، نیمه‌شکل دار تا بی‌شکل در این سنگ‌ها است (شکل ۴-ت). پلاژیوکلاز بیش از ۴۵ درصد حجمی و اغلب به‌صورت درشت و تیغه‌های شکل دار است. سنگ‌های دیوریتی دارای کانی‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند

بر اساس نتایج به‌دست‌آمده از تحلیل مودال کانی‌ها، ترکیب سنگ‌شناسی واحدهای سازنده افیولیت سیاه‌جنگل هارزبورژیت، لوزولیت، گابرو، دیوریت و سریانتینیت می‌باشد. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها آلویین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز است. هارزبورژیت‌ها در مقاطع میکروسکوپی دارای کانی‌های آلویین، ارتوپیروکسن و کمی کلینوپیروکسن هستند و همه دارای بافت شبکه‌ای هستند (شکل ۴-الف). آلویین (۳۵ تا ۴۰ درصد حجمی)، ارتوپیروکسن (۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی) و کلینوپیروکسن (۱۰ درصد حجمی) کانی‌های سازنده این سنگ‌ها هستند. ارتوپیروکسن معمولاً بی‌شکل و دگرسان شده و به‌طور متوسط دارای اندازه دو چهار میلی‌متر می‌باشند و از نوع برونزیت

هستند. پلاژیوکلازها از نوع آندزین (۷۰ درصد حجمی) و به صورت بلورهای نیمه شکل دار با ماکل پلی سنتتیک و دوتایی دیده می شوند (شکل ۴-ث). هورنبلندها دگرسان شده اند به طوری که تشخیص آنها مشکل است و توسط کلریت و اپیدوت جایگزین شده اند. پیروکسن به صورت نیمه شکل دار و دارای شکستگی و در بعضی بخش ها دچار دگرسانی شده

است. اپیدوتها از دگرسانی هورنبلند به وجود آمده اند و جایگزین آن شده اند. سنگ های سریانتینی به طور عمده از تجزیه پریدوتیتها حاصل شده اند. دارای کانی های سریانتین (۸۰ درصد حجمی) و ارتوپیروکسن (۱۰ درصد حجمی) و در حدود ۱۰ درصد بقایای آلیوین و بافت شبکه ای دارند (شکل ۴-ج).

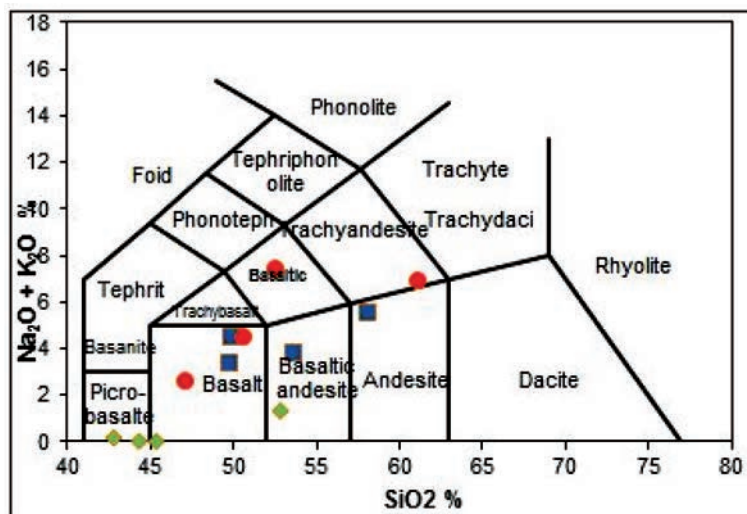


شکل ۴. گزیده ای از تصاویر میکروسکوپی سنگ های سازنده افیولیت سیاه جنگل، الف) هارزبورژیت با بافت گرانولار و حضور کانی های ارتوپیروکسن و آلیوین در آن، ب) درشت بلورهای ارتوپیروکسن در هارزبورژیت، پ) آلیوین های دگرسان شده به سریانتین و کلینوپیروکسن در لرزولیت، ت) درشت بلورهای پیروکسن در گابروها، ث) دیوریت های مجموعه افیولیتی با کانی های پلاژیوکلاز و هورنبلند، ج) سریانتینیتها (تمام تصاویر در نور قطبیده متقاطع با بزرگنمایی ۴۰ برابر گرفته شده است و علائم بکار رفته برای کانی ها از مقاله Whitney and Evans, 2010 اقتباس شده است)

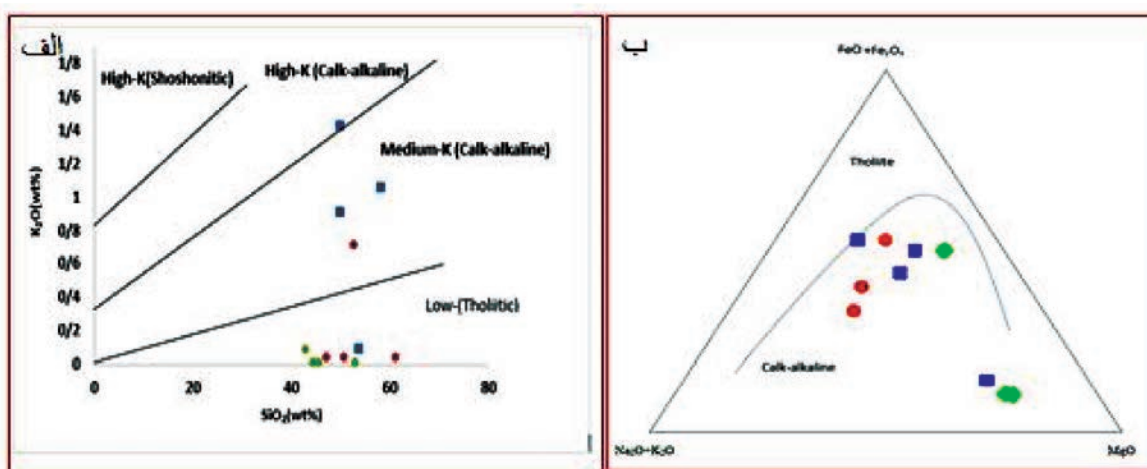
ژئوشیمی

نمودار K_2O-SiO_2 (Lemaitre et al., 1989) سنگ‌های سازنده افیولیت سیاه‌جنگل بیشتر در سری تولیتی قرار می‌گیرند (شکل ۶). در نمودارهای هارکر (شکل ۷-الف تا ۷-ب) روندهای مشاهده شده در سنگ‌های اولترابازیک و بازیک نشان می‌دهد که این سنگ‌ها بیشتر در نتیجه ذوب بخشی نسبت به تبلور تفریقی حاصل شده‌اند.

برای بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و سنگ‌شناختی افیولیت سیاه‌جنگل از داده‌های عناصر اصلی، فرعی و کمیاب استفاده شده است (جدول‌های ۱ و ۲). میزان SiO_2 در این افیولیت بین ۴۲/۷۸ تا ۶۱/۰۳ درصد در نوسان است. در نمودار طبقه‌بندی زمین‌شیمیایی (Le Bas et al., 1986) آن در گستره پیکریت تا بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۵). در



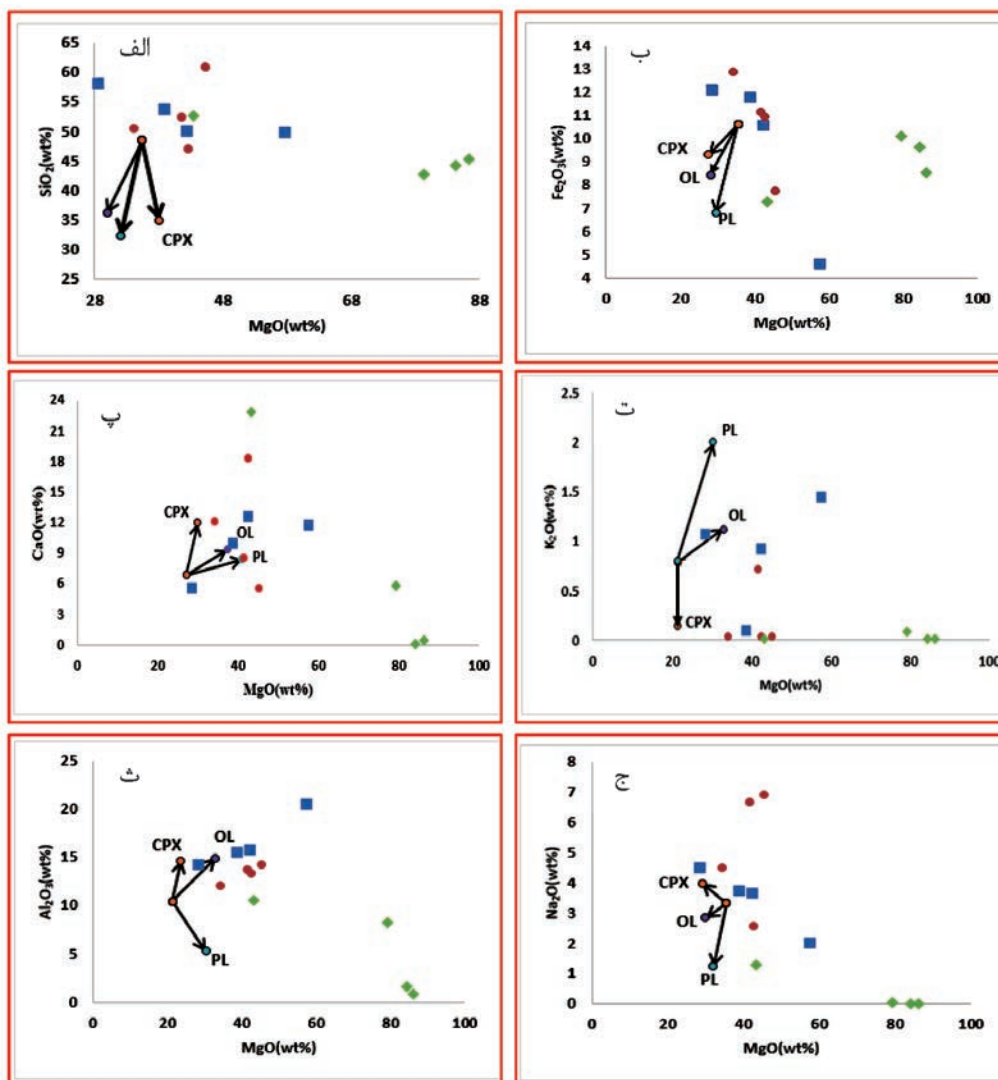
شکل ۵. نمودار TAS (اکسیدهای قلیایی در برابر سیلیس) نمودار پایه از (Le Bas et al., 1962) و رسم نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بر روی آن، اغلب نمونه‌ها در گستره بازالت قرار دارند



شکل ۶. موقعیت نمونه‌ها در نمودار K_2O-SiO_2 (Lemaitre et al., 1989)، اغلب نمونه‌ها در گستره تولیتی با پتاسیم پایین واقع‌اند

مشابه با N-MORB دارند. در مجموع LREE نسبت به HREE غنی‌تر هستند هر چند گاه الگوهای پراکنده‌ای نیز نشان می‌دهند. این غنی‌شدگی به چندین عامل از جمله ناسازگارتر بودن عناصر LREE نسبت به عناصر HREE

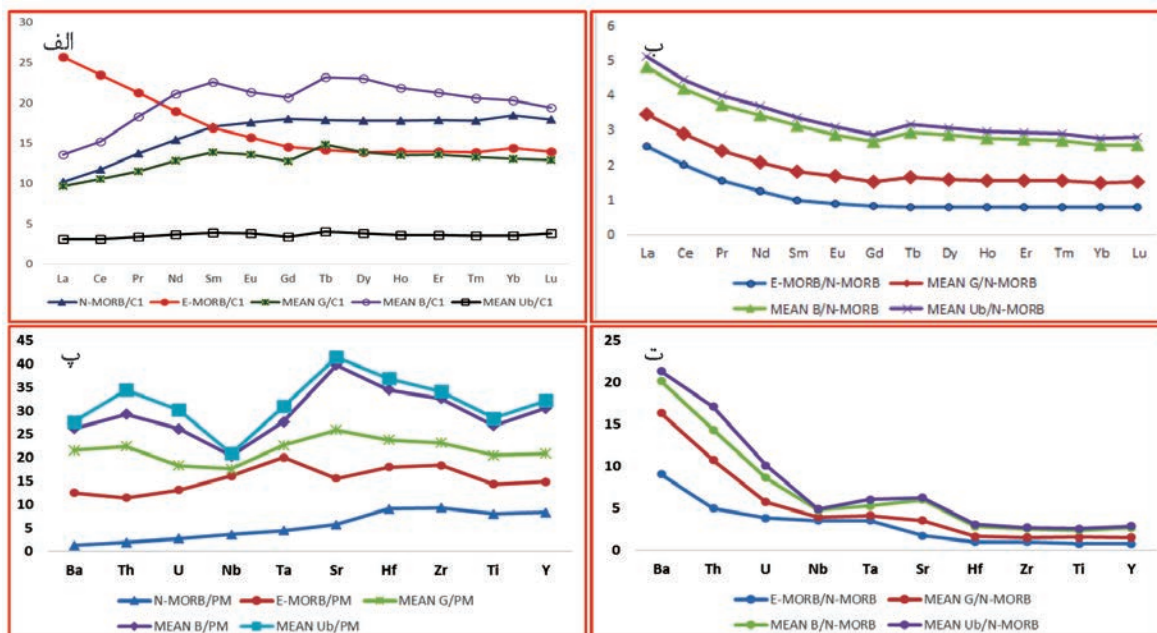
به‌منظور مقایسه عناصر کمیاب سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با E-MORB و N-MORB داده‌ها نسبت به مورب غنی‌شده و تهی‌شده و کندریت C1، به هنجار و بررسی شده‌اند. با توجه به شکل ۸ شیب کلی نمودار REE روندی



شکل ۷. نمودارهای تغییرات شیمیایی نوع هارکر، تغییرات اکسیدهای اصلی در مقابل MgO (برحسب درصد وزنی) ترسیم شده است. مدل تغییرات شیمیایی ماگمای بازالتی به تبع تبلور بخشی سه کانی الیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن می باشد. نسبت اکسیدهای استاندارد تشکیل دهنده سه کانی ذکر شده از (Deer et al., 1996) می باشد (نشانه‌ها مشابه شکل ۵)

N-MORB و گوشته اولیه (شکل ۸-پ و ت) در می یابیم که تمامی نمونه‌ها، نسبت به E-MORB و N-MORB غنی‌شدگی دارند. با توجه به شکل (۸-پ و ت) سنگ‌های منطقه در مقدار عناصر Ti و Nb تهی‌شدگی نشان می‌دهد. این تهی‌شدگی از سرشت سنگ‌های متعلق به حاشیه‌ای قوس قاره‌ای یا اقیانوسی (Pearce, 1996) است که برای نمونه‌های سیاه‌جنگل صدق می‌کند. با توجه به شکل (۸-پ) مقدار عناصر U, Th, Ba به نسبت غنی شده‌اند. تمرکز بالای LREE از خصوصیات ماگماهای مرتبط با قوس است (Goss and Kay, 2009; Kovalenko et al., 2010).

و درصد ذوب بخشی کم سنگ‌های منشأ بستگی دارد (Wilson, 1980). الیوین، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن، گارنت و اسپینل کانی‌های مهم گوشته هستند، لذا فازی که بتواند عناصر LREE را نسبت به HREE متمرکز کند، در گوشته وجود ندارد. بنابراین عامل غنی‌شدگی LREE بیشتر فرایند ذوب بخشی منبع می‌باشد. همچنین نگهداری ترجیحی HREE‌ها توسط گارنت در منشأ سبب تهی‌شدگی HREE‌ها می‌شود (Wilson, 1989). روند مشابه و یکنواخت در تمام عناصر REE (شکل ۸-ب) نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه منشأ مشابهی دارند. در نمودارهای چند عنصری به هنجار شده به E-MORB



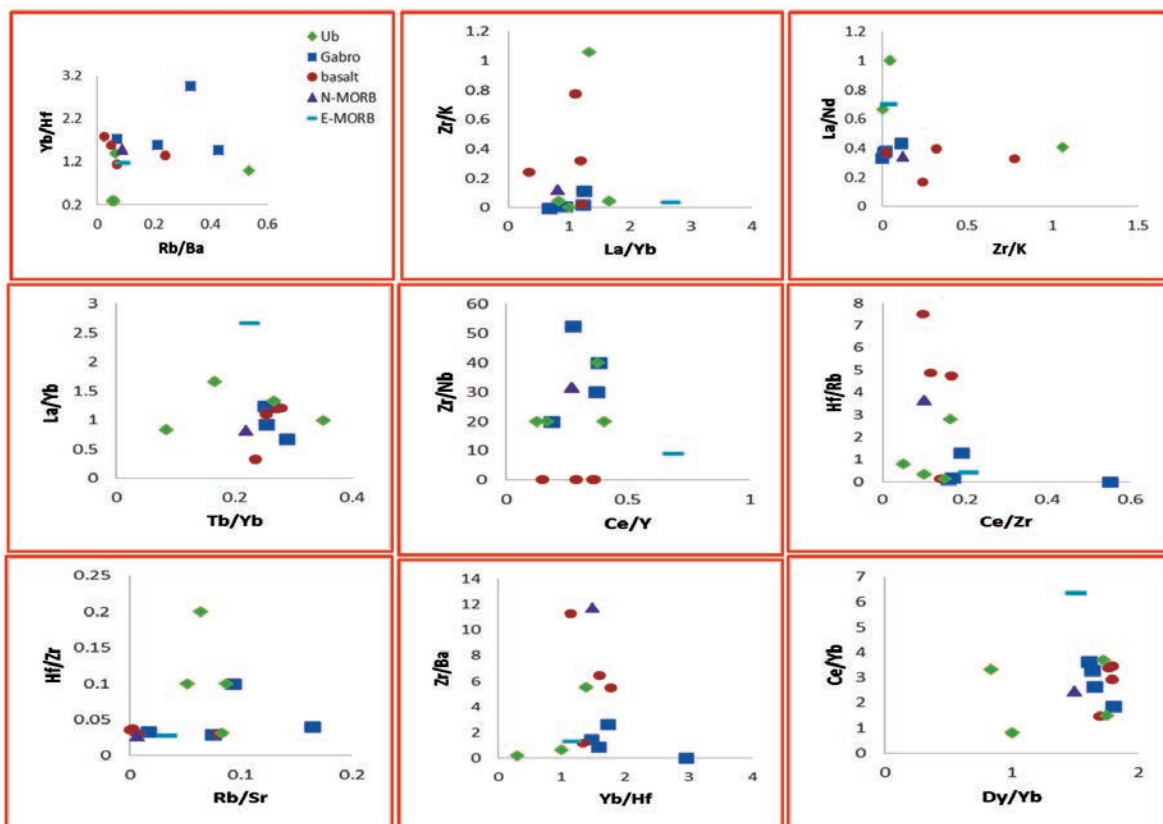
شکل ۸. الف) الگوی عناصر نادر خاکی نمونه‌ها، مورب غنی‌شده و مورب تهی شده، به هنجار شده نسبت به کندریت C1، ب) الگوی عناصر نادر خاکی نمونه‌ها، مورب غنی‌شده و به مورب تهی شده، به هنجار شده نسبت به مورب تهی شده، پ) نمودار چندعنصری به هنجار شده نمونه‌های منطقه، مورب غنی‌شده و تهی‌شده، به هنجار شده نسبت به گوشته اولیه، ت) نمودار چندعنصری به هنجار شده نمونه‌ها، مورب غنی‌شده و تهی‌شده، به هنجار شده نسبت به مورب تهی شده (Sun and McDonough, 1989)

V, Co, Cr, Ni در شکل ۱۰ مقابل La/Ce نشان داده شده‌اند. نسبت La/Ce در نمونه‌های سیاه‌جنگل در حدود ۰/۲۳ تا یک است. این دو عنصر تحت تاثیر ذوب بخشی منشا قرار نمی‌گیرند و اطلاعاتی مثل ترکیب شیمیایی منشا را نشان می‌دهند (Wilson, 1989). در ترکیب اولیه‌ترین بازالت‌ها در حدود ۳۰۰ ppm عنصر Ni وجود دارد و ماگما با چنین ویژگی‌هایی می‌تواند مذاب‌های تشکیل یافته در بخش اولیه (مراحل اولیه تفریق) گوشته باشد (Winter, 2010). با توجه به نمودارهای شکل ۱۰ مقادیر نیکل، کبالت و کروم با افزایش نسبت La/Ce کاهش یافته است. این تطابق با سنگ‌های وابسته به مجموعه‌های افیولیتی همخوانی دارد (Reichow et al., 2004, Aoki and Fujimaki, 1982). نسبت $(La/Sm)_N$ تمایز بین منشا گوشته‌ای و پوسته‌ای را نشان می‌دهد. مقدار این نسبت در گوشته در حدود یک (Sun and McDonough, 1989) و در پوسته بیشتر از ۴/۲۵ می‌باشد (Sirvastava and Singh, 2004). مقدار نسبت $(La/Sm)_N$ در نمونه‌های افیولیت سیاه‌جنگل در حدود ۰/۳۴ تا ۱/۳۷ است. این نسبت در N-MORB کمتر از یک است.

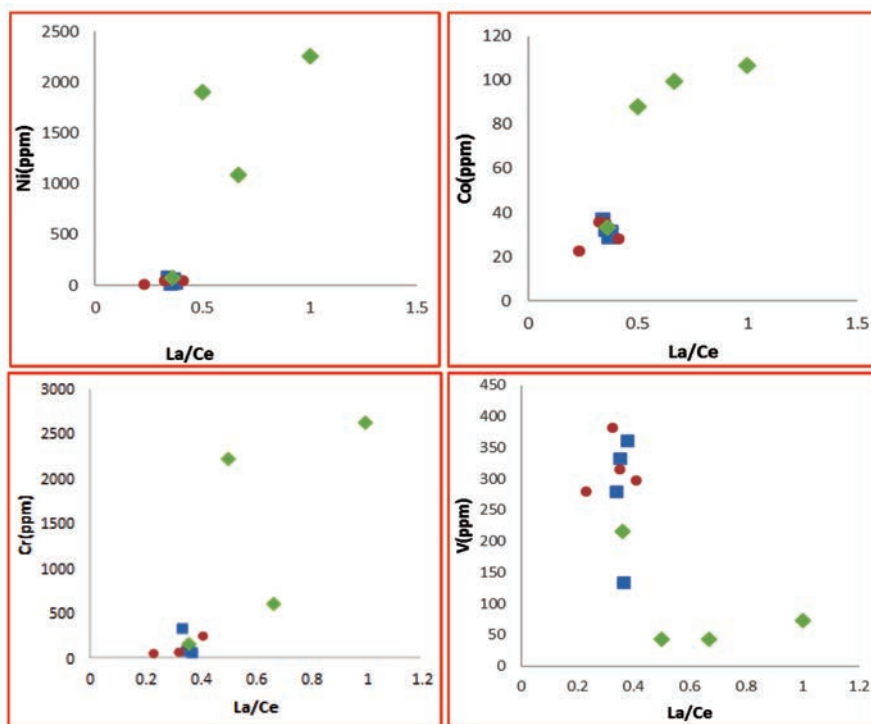
بحث

در بازالت‌های اقیانوسی از نسبت‌های عنصری نظیر Ce/Pb, Zr/Hf برای توصیف ویژگی‌های منبع گوشته‌ای استفاده می‌شود (Hafman 2003, 1988). بالا بودن نسبت‌های LREE/HREE نیز شاخصی از گوشته غنی‌شده است (Fitton et al., 1991; Barragan et al., 1998). مقایسه نمونه‌های منطقه با N-MORB و E-MORB (شکل ۹) در نسبت‌های LILE/HFSE مانند Cs/Hf, Cs/K, Ti, Nb, Cs/Zr, Rb/Zr مقادیر این نسبت‌ها در نمونه‌های منطقه بیشتر از مناطق مورب تهی شده، می‌باشند و به همین ترتیب مقادیر نسبت‌های عنصری Ce/Y, Yb, La/Y, La/Yb, Dy/Yb در نمونه‌های منطقه بیشتر از مورب تهی شده و نزدیک به مشابه با مورب غنی‌شده، می‌باشند. در نمونه‌های منطقه نسبت‌های عنصری LREE/HFSE شامل La/Nb, Ce/Nb, Ce/Hf, Ce/Zr به ترتیب دارای مقادیر عددی بین ۰/۵-۰/۵۵، ۰/۲۵-۰/۷۱، ۱۱-۱، ۴-۱ است. مقادیر نسبت‌های مذکور در منطقه نزدیک به مورب N-MORB می‌باشند. تغییرات عناصر انتقالی

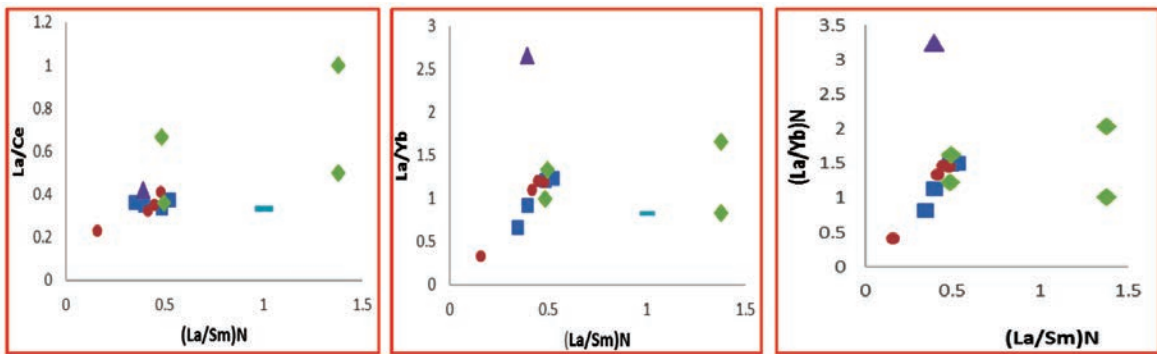
بنابراین این نسبت در گابروها و اولترامافیک‌های افیولیت نسبت La/Sm در مقابل $(La/Sm)_N$ می‌توان دریافت که نسبت سیاه‌جنگل بیشتر مشابه با N-MORB است. با توجه به LREE/HREE در ماگما افزایش یافته است (شکل ۱۱).



شکل ۹. نمودارهای تفکیک شیمیایی جهت مقایسه نسبت‌های عنصری نمونه‌های منطقه با مورب تهی‌شده و غنی‌شده



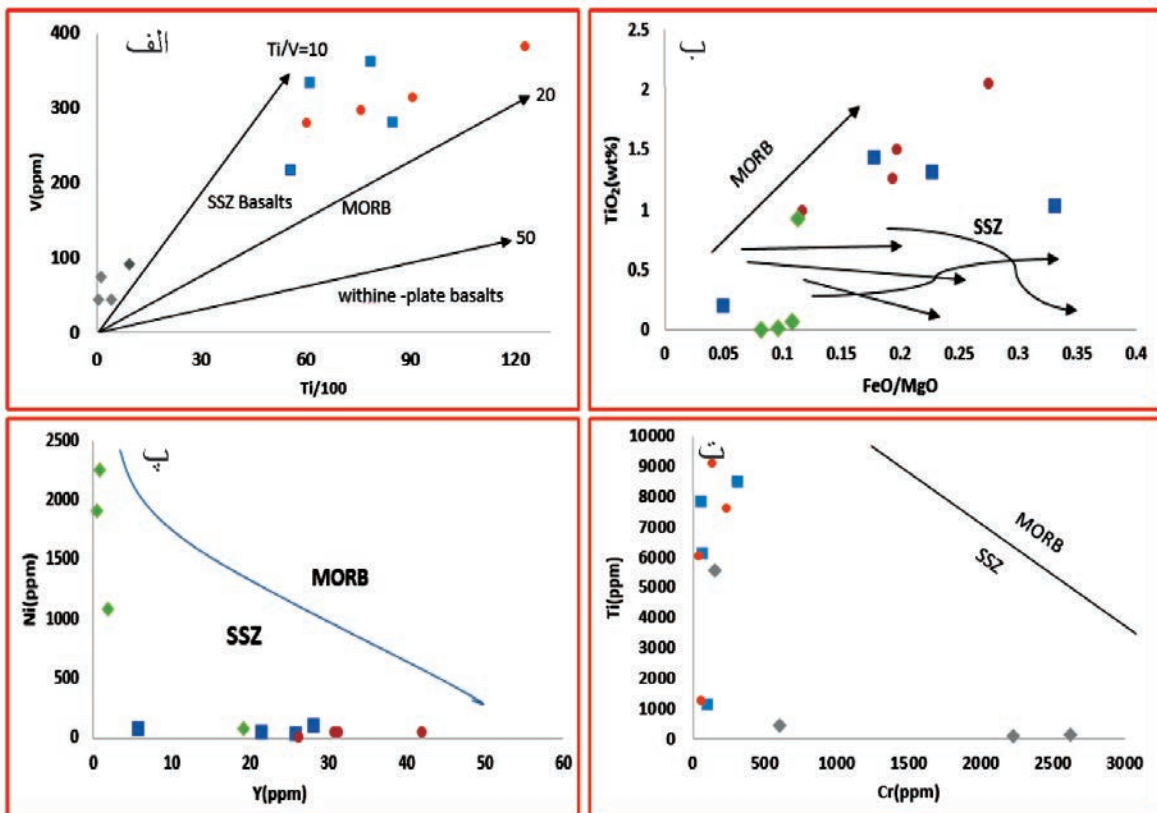
شکل ۱۰. نمودار تغییرات نسبت‌های عناصر انتقالی (نشانه‌ها مشابه شکل ۵)



شکل ۱۱. نمودار تغییرات نسبت‌های La/Ce ، La/Yb ، $(La/Yb)_N$ در مقابل $(La/Sm)_N$ نرمالیز شده به کندریت C1 (نشانه‌ها مشابه شکل ۵)

محیط تکتونیکی

نمودارهای TiO_2 در مقابل FeO/MgO (Pearce, 1975)، Ni در مقابل Y (Capedri and Venturelli, 1979) و Ti در مقابل Cr (Miyashiro, 1973) نشان داده شده است (شکل ۱۲ ب، پ و ت). تمامی نمودارها نشان از وابستگی سنگ‌های افیولیتی سیاه‌جنگل به گستره کمربند سوپرسابداکشن (SSZ) است. به‌منظور تشخیص جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه احتمالی تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه، از نمودار V در مقابل $Ti/100$ (Shervais, 1982) استفاده شد. در این نمودار، نمونه‌ها در گستره کمربند سوپرسابداکشن (SSZ) قرار گرفته‌اند (شکل ۱۲-الف). این وضعیت به‌خوبی در



شکل ۱۲. الف) نمودار V در مقابل $Ti/100$ (Shervais, 1982)، ب) نمودار TiO_2 در مقابل FeO/MgO (Pearce, 1975)، پ) نمودار تغییرات Ni در مقابل Y (Capedri and Venturelli, 1979)، ت) نمودار Ti در مقابل Cr (Miyashiro, 1973) در تمام نمودارها سنگ‌های منطقه در گستره سوپرسابداکشن قرار دارند (نشانه‌ها مشابه شکل ۵)

1. Suprasubduction zone

نتیجه گیری

افیولیت سیاه جنگل واقع در شمال و شمال شرق کوه آتشفشانی تفتان از سنگ‌های اولترامافیک (به‌ویژه هارزبورژیت‌های سرپانتینی شده)، مافیک (گابرو)، دیوریت و سنگ‌آهک تشکیل و با مجموعه سنگ‌های فلیشی ائوسن درهم آمیخته است. سنگ‌های اولترامافیک این افیولیت از کانی‌های آلیوین و پیروکسن تشکیل شده‌اند. واحدهای مافیک دارای همین کانی‌ها به همراه پلاژیوکلاز می‌باشند. نمودارهای تغییرات شیمیایی عناصر اصلی موجود در سنگ‌های اولترابازیک و بازیک افیولیت سیاه جنگل نشان می‌دهد که این واحدها محصول ذوب بخشی هستند تا تبلور تفریقی. همچنین نمودارهای تغییرات شیمیایی عناصر فرعی و کمیاب این سنگ‌ها نشان از مشابهت ژئوشیمیایی نمونه‌ها با N-MORB دارد تا E-MORB. از سوی دیگر مطالعات نمودارهای تفکیک شیمیایی، نسبت‌های عناصر کمیاب و تغییرات عناصر Zr, Nb, Y, Ta, U, Ti مقابل Zr/Nb نشان از مشابهت نمونه‌ها با N-MORB دارد. بررسی نمودارهای عناصر انتقالی در برابر La/Ce و نمودارهای تغییرات نسبت‌های La/Yb و La/Ce، $(La/Yb)_N$ در مقابل $(La/Sm)_N$ نشان می‌دهد که سرشت ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه نزدیک به N-MORB است. ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی این افیولیت نشان می‌دهد که ماگمای سازنده آن دارای ماهیت تولییتی و وابسته به مناطق سوپرسابداکشن است.

منابع

- سبک‌روح، م.، ۱۳۹۴. ترکیب شیمیایی سنگ‌های مافیک و اولترامافیک از مجموعه‌ی افیولیتی غرب فنوج، شمال مکران ایران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۹۷.
- رئیسی اردلی، ف.، ۱۳۹۴. ترکیب شیمیایی سنگ‌های اولترامافیک و مافیک افیولیتی در منطقه چاه بریش، شرق ایران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۱۰۵.
- قلعه نویی، ر.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی و منشا کرومیت‌های پودیفرم از شمال غرب تا جنوب غرب زاهدان، جنوب شرق ایران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۲۷۲.
- گودرزی، ز.، ۱۳۹۴. ژئوشیمی پدیدتیت‌ها و سنگ‌های مافیک منطقه دومک، شرق ایران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشکده علوم دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۹۰.
- مهرپرتو، م. و پادیار، ف.، ۱۳۸۲. شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تفتان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- مصطفایی، ح.، ۱۳۹۱. ترکیب شیمیایی سنگ‌های اولترامافیک در ایالت زمین ساختی سیستان، شرق ایران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشکده علوم دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۱۰۰.
- Aoki, K. and Fujimaki, H., 1982. Petrology and geochemistry of Calc-alkaline andesite of presumed upper mantle origin from Itinome-gata, Japan. *American Mineralogy*, 67, 1-13.
- Barragan, R., Geist, D., Hall, M., Larson, P. and Kurz, M., 1998. Subduction controls on the composition of lavas from the Ecuadorian Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 154, 153-166.
- Capedri, S. and Venturelli, G., 1979. Clinopyroxene composition of ophiolitic metabasalts in the Mediterranean area. *Earth and Planetary Science Letters*, 43, 61-73.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1996. *An Introduction to Rock Forming Minerals*. 14th Impression, Longman Group Limited, 528.
- Fitton, G.J., James, D. and Leeman, W.P., 1991. Basic magmatism associated with late Cenozoic in the western United State, compositional variations in space and time. *Journal Geophysical Research*, 96, 13693-13711.
- Goss, A.R. and Kay, S.M., 2009. Extreme high field strength element (HFSE) depletion and near-Chondritic Nb\Ta ratios in central Andean adakite-like lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 27, 997-109.

- Hafman, 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.
- Hafman, A.W., 2003. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements. In: RW Carlson, Ed. Elsevier-Pergamon, Oxford, 42, 61-101.
- Harker, A., 1909. *The Natural History of Igneous Rocks*, Macmillian, New York, 845.
- Irvan, T.N. and Bargar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548.
- Kovalenko, V.I., Naumov, V.B., Girmis, A.V., Dorofeeva, V.A. and Yarmolyuk, V.V., 2010. Average composition of basic magmas and mantle sources of island arcs and active continental margins estimate from the data on melt inclusions and quenched glasses of rocks. *Petrology*, 18, 1-26.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. and Zanettin, B., 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms* Blackwell Oxford, 43, 825-1125.
- Matthew, E., Brueseke, K., William, K. and Hart, J., 2009. Intermediate composition magma production in an intracontinental setting: unusual andesite and dacite of the mid-Miocene Santa Rosa-Calico volcanic field, Northern Nevada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 188, 197-213.
- Miyashiro, A., 1973. The Troodos ophiolitic complex was formed in an island arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 218-224.
- Pearce, J.A., 1975. Statistical analysis of major element patterns in basalt. *Journal of Petrology*, 17, 15-43.
- Pearce, J.A., 1996. Sources and setting of granitic rock. *Episodes*, 19, 120-125.
- Reichow, M.K., Saunders, A.D. and White, R.V., 2004. Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin, an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps. *Russia. Lithos*, 28, 412-486.
- Shervais, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolite lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 57, 101-108.
- Sirvastava, R.K. and Singh, R.K., 2004. Trace element geochemistry and genesis of Precambrian subalkaline mafic dikes from the Indian craton: Evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23, 373-389.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition processes. In: Saunders AD, Norry MJ (Eds.), *Magma-tism in the ocean basins*. Geological Society Special Publication, 313-345.
- Whitney, J.A. and Evance, F., 2010. Origin and evolution of silicic magmas. *Reviews in Economic Geology*, 4, 183-203.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis, a Global Tectonic Approach*. Chapman and Hall, 466.
- Winter, J., 2010. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Pearson Prentice Hall, 702.

غرق شدن ناگهانی پلاتفرم کربناته کرتاسه پسین در حوضه رسوبی زاگرس مرکزی: مطالعه موردی از عضو شیلی لافان در یکی از میادین نفتی دشت آبادان، جنوب غربی ایران

مریم کیانی‌فرد^۱، علی حسین جلیلیان^(*) و ناصر ارزانی^۲

۱. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

۲. استادیار، گروه زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

۳. استاد، گروه زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۶/۰۶

تاریخ پذیرش: ۹۸/۱۰/۱۸

چکیده

پیشروی سریع آب دریاها و غرق شدن پلاتفرم‌های کربناته یکی از رویدادهای مهم زمین‌شناسی کرتاسه پسین بعد از ناپیوستگی جهانی تورونین است. در بخش‌های مرکزی و شرقی حوضه رسوبی زاگرس، نهشته‌های حاصل از پیشروی دریای کرتاسه پسین بر روی سازند سروک با نام عضو لافان شناخته شده‌اند که متشکل از رسوبات شیلی همراه با لایه‌های نازک آهک رسی می‌باشد که در بعضی از میدان‌های نفتی جنوب ایران، سنگ‌پوش مخزن سازند سروک است. با استناد به جایگاه چین‌نگاری عضو لافان در میان سازندهای سروک و ایلام و حضور زون زیستی Charophytes-Ostracods در این عضو، می‌توان سن کنیاسین را برای آن در نظر گرفت و از این نظر با سازند شیلی سورگه در ناحیه لرستان هم‌ارز دانست. به‌منظور آگاهی از رویدادهای کرتاسه پسین در جنوب زاگرس مرکزی، به‌خصوص مطالعه شواهد تغییرات سطح آب دریا، داده‌های مربوط به عضو لافان در دو چاه از میدان نفتی آزادگان در دشت آبادان مورد بررسی قرار می‌گیرد. در مطالعه نمونه‌ها و پتروگرافی این واحد سنگ‌چینه‌ای، یک رخساره شیلی و دو ریزرخساره کربناته از نوع بایوکلاست مادستون تا وکستون کاروفیت‌دار با و بایوکلاست وکستون فرامینیفر پلانکتونیک شناخته شده‌اند. این ریزرخساره‌ها گواه نهشته شدن مجموعه رسوبات عضو لافان در محیط‌های متفاوتی از نوع حدواسط لب‌شور و بخش‌های عمیق‌تر دریا هستند. نتایج این تحقیق نشان داد که با پایین افتادن سطح آب دریا در زمان تورونین، بخش‌هایی از پلاتفرم کربناته سازند سروک از آب خارج و امکان فعال شدن آبراه‌ها در حواشی آن فراهم شد. با پیشروی دریای کرتاسه پسین بر روی سطح فرسایش یافته متشکل از کربنات‌های سنومانین-تورونین و غرق شدن کانال‌های حاصل از ورود آبراه‌های ساحلی، محیط‌های حدواسط از جمله خلیج‌های دهانه‌ای به‌وجود آمدند. با اختلاط آب‌های شیرین و شور در این خلیج‌ها، رسوبات بخش پایینی عضو لافان در زمانی محدود بر جای گذاشته شدند که با افزایش سریع عمق آب ناشی از بالا آمدن سطح آب دریا و فرونشینی حوضه توسط رخساره‌های مربوط به بخش عمیق‌تر دریای باز (شیل پلاژیک) پوشانده شده‌اند. این تغییر ناگهانی و بدون واسطه نهشته‌های محیط حدواسط به رخساره‌های بخش عمیق‌تر دریا نشانه غرق شدن پلاتفرم کربناته مناطق مرکزی زاگرس در کنیاسین است. شواهدی همچون قاعده فرسایشی، توالی به‌سمت بالا عمیق‌شونده، فراوانی رخساره مادستونی (شیل) و پیوستگی و پوشیده شدن با کربنات‌های دریایی نیز مؤید چنین نتیجه‌ای است. بررسی تغییرات عمودی ریزرخساره‌ها و شدت پرتو گامای نمودار چاه‌پیمایی بُرش‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که عضو لافان، دسته رخساره‌های تراز پایین^۱، دسته رخساره‌های پیش‌رونده^۲ و سطح حداکثر غرق‌شدگی^۳ یک سکانس رسوبی رده سوم (۵-۵/۰ میلیون سال) را در بر می‌گیرد. این سکانس با ناپیوستگی فرسایشی آغاز و پس از تشکیل رسوبات خلیج دهانه‌ای و بخش‌های عمیق‌تر دریا توسط بخش زیرین کربنات‌های سازند ایلام (سانتونین) به‌عنوان دسته رخساره‌های تراز بالا^۴ تکمیل شده‌است.

واژه‌های کلیدی: غرق شدن پلاتفرم، کرتاسه پسین، عضو لافان، زاگرس مرکزی، دشت آبادان.

1. Lowstand Systems Tracts (LST)
2. Transgressive Systems Tracts (TST)
3. Maximum Flooding Surface (MFS)
4. Highstand Systems Tracts (HST)

* نویسنده مرتبط: jalilian@pnu.ac.ir

مقدمه

غرق شدن پلاتفرم‌های کربناته و تغییر ناگهانی در روند رسوب‌گذاری و تولید کربنات در کارخانه‌های آهک‌ساز، پدیده‌ای مهم در زمین‌شناسی است که با پیشروی سریع آب دریا و گسترش بدون واسطه رخساره‌های عمیق و آهک‌های پلاژیک بر روی کربنات‌های کم‌عمق و پهنه‌های کشنندی مشخص می‌شود (Walker and James, 1992; Schlager et al., 1994; Mutti and Hallock, 2003; Marino and Santantonio, 2010; Brandano et al., 2016). وقوع این پدیده یکی از ویژگی‌های زمین‌شناسی بارز کرتاسه پسین در نقاط مختلف جهان است که بعد از ناپیوستگی جهانی تورونین و با پیشروی سریع و ناگهانی سطح آب دریا و رسوب‌گذاری رخساره‌های دریایی عمیق و نیمه عمیق بر روی رسوبات دریایی کم عمق و یا به‌طور هم‌زمان در جهت جانبی بر روی رسوبات قاره‌ای اتفاق افتاده است (Martinez and Hernandez, 1994; Sharland et al., 2001; Schlager, 2005). به‌منظور مطالعه تغییرات سطح آب دریا و شواهد مربوط به رسوب‌گذاری آن در رسوبات کرتاسه پسین زاگرس مرکزی، رسوبات عضو لافان که به‌طور مشخص بر روی ناپیوستگی تورونین (حداصل سازندهای سروک و ایلام) قرار دارد، در دو چاه از میدان نفتی آزادگان در دشت آبادان مورد بررسی قرار گرفته است. عضو لافان نخستین واحد سنگ‌چینه‌ای کرتاسه پسین در مناطق مرکزی و شرقی زاگرس، از جمله، فروافتادگی دزفول، دشت آبادان، فارس ساحلی و شمال خلیج فارس است (مطیعی، ۱۳۷۲؛ آقاناتی، ۱۳۸۳). در مناطق جنوبی خلیج فارس از جمله قطر، این واحد سنگ‌چینه‌ای با نام سازند شیلی لافان معرفی و شناخته می‌شود (Ziegler, 2001; Alsharhan and Nairn, 2003). بُرش الگوی این عضو در ایران در چاه شماره هفت میدان نفتی بینک در شمال بندر گناوه انتخاب شده و شامل ۸۴/۵ متر شیل خاکستری مایل به سبز همراه با میان لایه‌های نازک آهک رسی است (مطیعی، ۱۳۷۲). به دلیل فقدان رخنمون‌های قابل دسترسی، سنگ‌شناسی بیشتر شیلی و ضخامت اندک در حفاری‌های انجام شده،

تاکنون مطالعات زمین‌شناسی محدودی در مورد عضو لافان در ایران انجام شده است که آن هم بیشتر شامل بررسی‌های چینه‌نگاری است. در این مقاله سعی شده است با بررسی ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی، زیست‌چینه‌نگاری و چینه‌نگاری سکانشی این عضو در میدان نفتی آزادگان در دشت آبادان، بخشی از تاریخچه تحولات کرتاسه پسین در زاگرس بازسازی شود. نتایج این پژوهش می‌تواند ضمن توضیح جنبه‌های مختلف زمین‌شناسی عضو لافان، در صنعت حفاری و برنامه‌ریزی برای بهره‌برداری از منابع نفتی جنوب ایران مفید فایده باشد.

روش مطالعه

اساس پژوهش حاضر بر مطالعات آزمایشگاهی (داده‌های پتروگرافی) و بررسی نمودارهای چاه‌پیمایی از نوع پرتوگاما استوار است. پس از جمع‌آوری داده‌های اولیه، تعداد ۵۰ مقطع نازک از عضو لافان مربوط به دو چاه A و B از میدان نفتی آزادگان تهیه و مورد بررسی قرار گرفتند. ستبرای عضو لافان در چاه A حدود ۱۱ متر و در چاه B نزدیک به ۱۵ متر می‌باشد. نام‌گذاری سنگ‌های کربناته بر اساس طبقه‌بندی Dunham (1962) صورت گرفته است. ریزرخساره‌های تعیین شده با ریزرخساره‌های استاندارد (Flugel 2010) و زون‌های زیستی مشخص شده نیز با زون‌بندی Wynd (1965) و Khalili (1974) مقایسه شده‌اند.

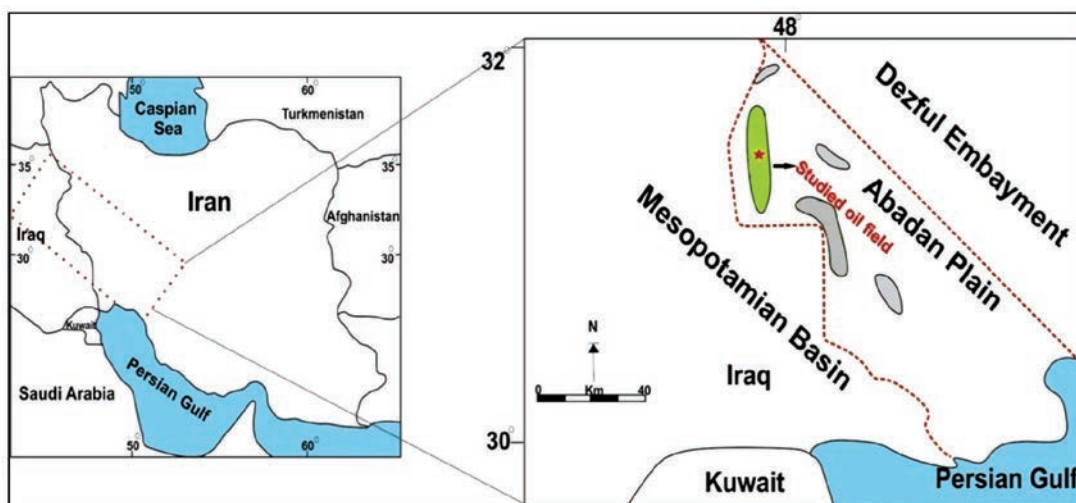
زمین‌شناسی منطقه

میدان نفتی آزادگان در دشت آبادان و در جنوب شرقی حوضه میانرودان^۱ (بین‌النهرین) قرار گرفته است که از نظر زمین‌شناسی پایانه شمالی سکوی عربی می‌باشد (شکل ۱). به‌عبارتی دیگر دشت آبادان بین سپر عربی در جنوب غربی و کمربند چین‌خورده-رانندگی زاگرس^۲ در شمال شرقی قرار گرفته است. زیر پهنه ساختاری دشت آبادان به‌واسطه وجود دو نوع ساختمان چین‌خورده مشخص می‌شود؛ یک سری چین‌های با شیب ملایم و روندهای شمال شرقی- جنوب غربی و شمالی-جنوبی که تحت تأثیر از روندهای

1. Mesopotamian basin
2. Zagros fold-thrust belt

می‌شود (Berberian, 1995; Abdollahie-Fard et al., 2007; Alavi, 2007). یکی از رویدادهای قابل توجه در تاریخچه تکامل دشت آبادان، با شروع بسته شدن اقیانوس نوئوتیس و فروانش پوسته اقیانوسی آن به زیر ورقه ایران مرکزی در کرتاسه پسین روی داده است که پیامد آن تبدیل بخش شمال شرقی ورقه عربی به یک حاشیه قاره‌ای فعال بود (Sharland et al., 2001; Sepehr and Cosgrove, 2004; Heydari, 2008; Piryaei et al., 2010, 2011). به گمان قوی چنین تغییری سبب فعالیت دوباره گسل‌های پی‌سنگ، تحرک بیشتر نمک‌های سری هرمز و تشکیل ساختارهای با روند شمالی-جنوبی در دشت آبادان شده است (Assadi et al., 2016).

پی‌سنگ عربی هستند و دیگری چین‌های باز تا بسته با روند شمال غربی-جنوب شرقی که وابسته به کمربند چین‌خورده-راندگی زاگرس می‌باشند (سپه‌وند، ۱۳۹۰). میدان مورد مطالعه با روند شمالی-جنوبی در نزدیکی مرز ایران و عراق واقع شده است. ناقدیس‌های بزرگ با روند شمالی-جنوبی در دشت آبادان با ناقدیس‌های مشابه در جنوب عراق، شمال خلیج فارس و شرق ورقه عربی قابل مقایسه هستند (Beiranvand et al., 2007; Hollis and Sharp, 2011). بر پایه مطالعات تکتونیکی و ژئوفیزیکی، دشت آبادان با داشتن ویژگی‌هایی مثل ناقدیس‌های پوشیده شده با نهشته‌های عهد حاضر، ساختارهای هیدروکربنی با شیب ملایم، گسل‌های پی‌سنگی با روند شمالی-جنوبی، تکاپوهای تکتونیکی ناشی از تحرک گنبد‌های نمکی شناخته



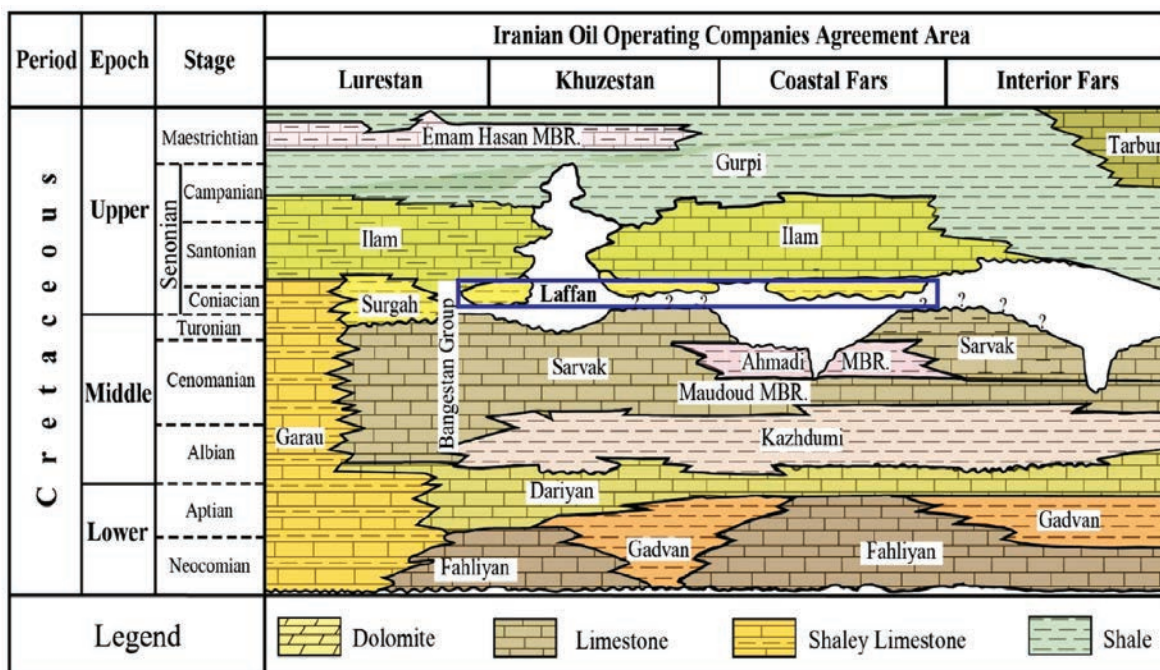
شکل ۱. موقعیت میدان نفتی آزادگان و میدان‌ها مجاور آن در دشت آبادان؛ میدان مورد مطالعه با علامت ستاره مشخص شده است (Esrafil-Dizaji and Rahimpour-Bonab, 2019)

کرتاسه بالایی است که با ستبرای کم، ناپیوستگی تورونین را پوشانده است (شکل ۲). در بعضی از میدان‌های نفتی جنوب ایران، این عضو به‌عنوان سنگ‌پوش مخزن سروک بالایی عمل می‌کند و با سازند سورگاه (کنیاسین) در منطقه لرستان هم‌ارز است (Alavi, 2004; Ghazban, 2007). مرز زیرین عضو لافان با سازند سروک بر ناپیوستگی در مرز کرتاسه میانی و بالایی منطبق است و مرز بالایی آن با سازند ایلام (سانتونین) پیوسته و تدریجی می‌باشد (Setudehnia, 2001; Sharland et al., 1978). ناپیوستگی یاد شده

چینه‌نگاری منطقه

دشت آبادان یکی از ایالت‌های نفتی ایران با پتانسیل هیدروکربنی بالا است که به‌عنوان نمونه می‌توان به بعضی از میدان‌های نفتی بزرگ و خیلی بزرگ از جمله آزادگان، دارخوین و بادآوران در این ناحیه اشاره کرد (مطیعی، ۱۳۷۲). توالی رسوبی کرتاسه میانی در دشت آبادان شامل سازندهای کژدمی (آلبین) و سروک (سنومانین-تورونین) است که به‌ترتیب به‌عنوان سنگ منشأ و سنگ مخزن ایفای نقش می‌کنند. عضو شیلی لافان نخستین واحد سنگ‌چینه‌ای

به‌عنوان پایان‌بخش توالی رسوبی سازند سروک مطرح و در مناطق گسترده‌ای از حوضه زاگرس شناخته شده است (Sharland et al., 2001; Razin et al., 2010; Van Buchem et al., 2011). توقف رسوب‌گذاری در تورونین را حاصل بالآمدگی تکتونیکی ناشی از فرارانش افیولیت‌ها به روی لبه شمال شرقی ورقه عربی و پایین افتادن سطح آب دریا در آن زمان دانسته‌اند (Vincent et al., 2015). دریا و رسوب‌گذاری عضو لافان باشد.



شکل ۲. هم‌ارزی واحدهای سنگ‌چینه‌ای کرتاسه در مناطق مختلف زاگرس (با اندکی تغییرات از James and Wynd, 1965)، جایگاه عضو شیلی لافان بر روی ناپیوستگی تورونین در میان سازندهای سروک و ایلام با مستطیل آبی رنگ مشخص شده است

زیست‌چینه‌نگاری

این پژوهش، زیست‌چینه‌نگاری بخش بالایی سازند سروک (تورونین پیشین) و عضو لافان، با هدف تعیین مرز این دو واحد سنگ‌چینه‌ای در میدان نفتی آزادگان مطالعه شده‌است. در توالی مورد نظر، دو زون زیستی شناسایی شده که زون زیستی شماره ۱ متعلق به بخش بالایی سازند سروک و زون زیستی شماره ۲ متعلق به عضو لافان می‌باشد. زون‌های زیستی شناسایی شده با زون‌های زیستی ارائه شده توسط Wynd (1965) و Khalili (1974) مقایسه شده و با سایر مطالعات انجام شده نیز مطابقت داده شده‌اند.

Wynd (1965) یک طرح چینه‌نگاری استاندارد را برای توالی‌های رسوبی تریاس تا پلیوسن در جنوب غربی ایران ارائه کرد. در مطالعات بعدی که توسط Khalili (1974) و Bolz (1977) و Rahimpour-Bonab et al. (2013) بر روی توالی کربناته کرتاسه انجام شده‌است، تقسیم‌بندی چینه‌نگاری Wynd (1965) مورد ویرایش جزئی قرار گرفت. به‌عنوان نمونه، نتایج مطالعات Khalili (1974) با طرح کلی زون‌های زیستی Wynd (1965) مطابقت دارد و تنها در مواردی معدود، زون زیستی جدید معرفی شده‌است. در

1. Obduction

زون زیستی شماره ۱:

Nezzazatinella-Dicyclina assemblage zone

این زون زیستی بین اعماق ۲۶۳۰ تا ۲۶۶۵ متری به ضخامت ۳۵ متر در چاه A و اعماق ۲۶۴۵ تا ۲۶۸۵ متری به ضخامت ۴۰ متر در چاه B شناسایی شده است. زون زیستی یاد شده، آخرین زون زیستی سازند سروک است که در رأس این سازند تشخیص داده شده است. این زون زیستی بین دو سطح ناپیوستگی مهم سنومانین-تورونین در زیر و تورونین میانی در بالا محدود شده است. زون زیستی یاد شده معادل با بیوزون شماره ۲۹ Wynd (1965) می باشد. در طرح زیست‌چینه‌نگاری (Wynd (1965)، زون زیستی *Valvulammia-Dicyclina Assemblage Zone* را که فونای شاخص آن *Valvulammia spp.* و *Dicyclina spp.* است، برای بالاترین بخش سازند سروک معرفی و زمان آن نیز تورونین تعیین شده است. در اغلب مطالعات بعدی از جمله (Khalili (1974)، Bourgeois (1969) و Bolz (1977) نیز به این موضوع اشاره و پذیرفته شده است. با توجه به این که با شروع این زون زیستی، جنس‌های شاخص سنومانین نظیر خانواده آلوتولینیده ناپدید می‌شوند و گونه *Moncharmontia apenninica* ظهور می‌کند و همچنین با توجه به فراوانی *Dicyclina schlumbergeri* و *Nezzazatinella picardi* سن این زون زیستی تورونین تعیین شد. ضخامت کم این زون زیستی و شواهد دیاژنزی از جمله اثرات انحلال و افق‌های اکسید آهن در بالای این زون می‌تواند بیانگر وجود ناپیوستگی تورونین میانی در میدان نفتی آزادگان باشد. در واقع ناپیوستگی تورونین میانی باعث فرسایش بخشی از نهشته‌های سازند سروک و کاهش ضخامت آن شده است (Setudehnia, 1978; Assadi et al., 2016). برخی از میکروفسیل‌های شناسایی شده در این زون به شرح زیر می‌باشند:

Nezzazatinella picardi, *Dicyclina schlumbergeri*,
Moncharmontia apenninica, *Rotalia skourensis*,
Textularia spp., *Nezzazata conica concava*,
Mangashtia viennoti, *Quinqueloculina spp* (شکل ۳-۱-۶a).

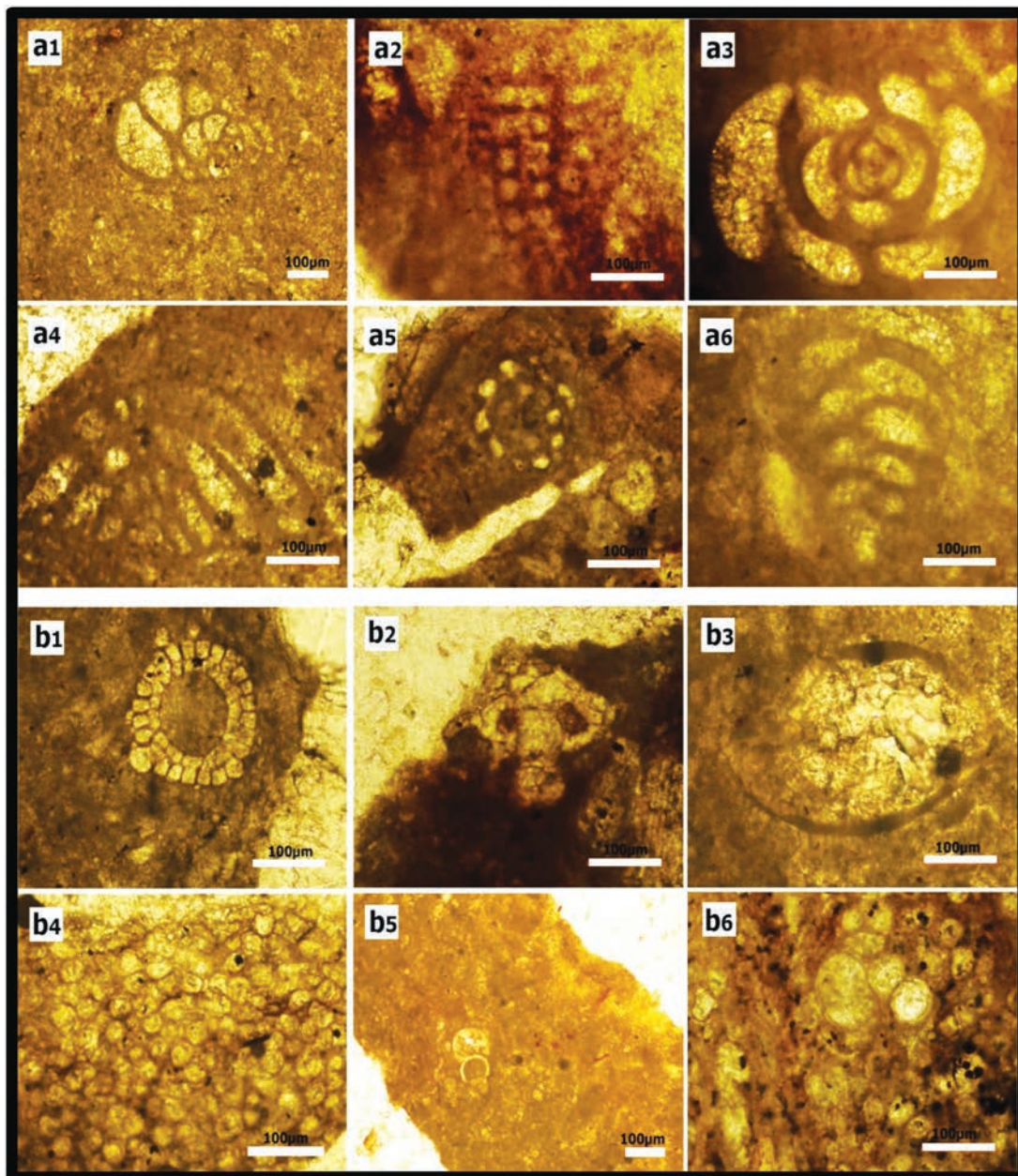
زون زیستی شماره ۲:

Charophytes-Ostracods zone

این زون زیستی بین اعماق ۲۶۱۹ تا ۲۶۳۰ متری با ضخامت ۱۱ متر در چاه A و اعماق ۲۶۳۰ تا ۲۶۴۵ متری با ضخامت ۱۵ متر در چاه B شناسایی شده است. زون زیستی یاد شده که با زون زیستی (Chara-Ostracods Khalili (1974) مطابقت دارد، با فراوانی کاروفیت و درصد کمتر استراکود مشخص می‌شود. این زون زیستی که به‌عنوان زون زیستی عضو لافان محسوب شده است، بین بخش بالایی سازند سروک و قاعده سازند ایلام محدود می‌باشد. نکته مهم این که مرز فرسایشی بین زون زیستی حاضر و زون زیستی شماره ۲۹ Wynd (1965) با ناپیوستگی میان سازند سروک و عضو لافان مطابقت دارد و با افزایش ناگهانی مقدار پرتو گاما مشخص است و از فرسایش رسوبات پیشین و فراوانی کانی‌های رسی حکایت می‌کند. با توجه به تعیین زمان کنیاسین برای زون زیستی Chara-Ostracods توسط (Khalili (1974) و جایگاه چینه‌نگاری عضو لافان، پیشنهاد سن کنیاسین برای این عضو منطقی به نظر می‌رسد. نتایج حاصل از مطالعات (Alsharhan و Bolz (1977)، Athersuch (1994) and Nairn (1997) نیز این موضوع را تأیید می‌کنند. میکروفسیل‌های شناسایی شده در این زون زیستی عبارتند از: *Charophyte algae*, *Ostracods*, *Echinoids debris*, *Rotalia skourensis*, *Heterohelix sp.*, *Oligosteginids*, *Murichohedbergella sp.*, *Praeglobotruncana sp.* (شکل ۳-۱-۶b).

شرح و تفسیر ریزرخساره‌های عضو لافان

بر اساس مطالعات میکروسکوپی نمونه‌ها، یک رخساره آواری و دو ریزرخساره کربناته در عضو لافان میدان نفتی آزادگان شناسایی شدند که در زیر جنبه‌های مختلف آنها توصیف و تا حد امکان محیط تشکیل آنها تفسیر شده است.



شکل ۳. میکروفسیل‌های شاخص بخش بالایی سازند سروک و عضو لافان در میدان نفتی آزادگان.
 Zon BZ2 (b1-b6): Zon زیستی عضو لافان؛ (a6-a1): Zon زیستی بخش بالایی سازند سروک
 BZ1 (*Nezzazinella-Dicyclina* Assemblage Zone): a1 *Nezzazinella picardi*; a2 *Dicyclina schlumbergeri*;
 a3 *Quinqueloculina* sp.; a4 *Nezzazata conica*; a5 *Moncharmontia apenninica*; a6 *Textularia* spp.
 BZ2 (Charophytes-Ostracods Zone): b1 Charophyta algae; b2 *Rotalia skourensis*; b3 Ostracods shells; b4
 Oligosteginids; b5 *Heterohelix* sp.; b6 *Murichohedbergella* sp.

از حضور و تمرکز رس‌ها دیده می‌شود (شکل ۴-ا). بر اساس فراوانی رس‌ها می‌توان این رخساره را تحت عنوان شیل رسی معرفی کرد. رخساره شیلی مورد بحث، در اصل مادستون‌هایی است که در قالب بار معلق رودخانه‌ها و آبراهه‌های منشعب

شیل^۱

این رخساره در قاعده توالی رسوبی عضو لافان و در مرز این عضو با سازند سروک گسترش قابل توجهی دارد که نشانه ورود آواری‌های دانه‌ریز به حوضه در زمان اُفت نسبی سطح آب دریا است. در پتروگرافی نمونه‌های این رخساره شواهدی

1. Shale

دریایی بیش از ۵/۰۰۰ ppm تعیین شده است (Prothero and Schwab, 2014). با توجه به بررسی‌های صورت گرفته، محیط تشکیل این جلبک‌ها، خلیج‌های دهانه‌ای در نظر گرفته شده است.

بایوکلاست^۲ و کستون فرامینیفر پلانکتونیک

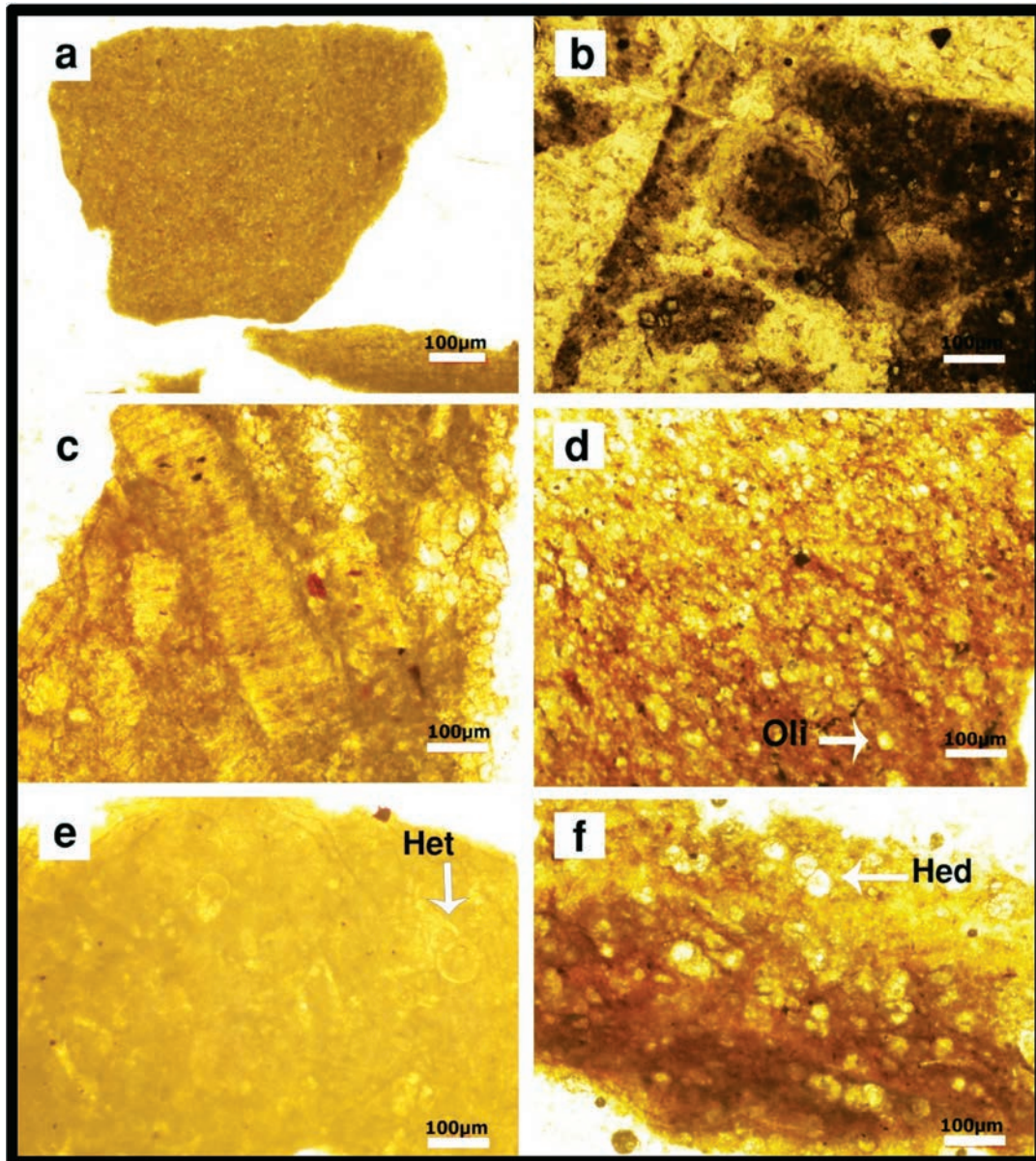
این ریزرخساره فابریک گل پشتیبان (آهک شیلی) دارد و آلوکم‌های اصلی آن شامل فرامینیفرهای پلانکتون (هتروهلکس و موریکو هدرگلا)، الیگوسترین‌ها، خرده‌های اکینودرم، دوکفه‌ای‌های کوچک و سوزن اسفنج می‌باشند. از اجزای فرعی می‌توان به اُستراکود، تکستولاریا و روتالیاهای کوچک اشاره کرد (شکل ۴-d,e,f). این ریزرخساره بخش بالایی توالی رسوبی عضو لافان تا مرز سازند ایلام در ناحیه مورد مطالعه را شامل می‌شود. حضور فونای پلانکتونیک، الیگوسترین‌ها و سوزن اسفنج، فابریک گل غالب و فقدان بایوکلاست‌های درشت در این ریزرخساره نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در زیر سطح اثر امواج توفانی^۳ و در محیطی کم اکسیژن و با انرژی پایین است (Burchette and Wright, 2003; Tucker, 1992). محیط تشکیل این ریزرخساره به دلیل عمق زیاد، خارج از گستره نفوذ نور بوده است؛ بنابراین موجودات کفزی نمی‌توانسته‌اند در آن رشد کنند (Flügel, 2010). همچنین در بین طبقات آهکی این بخش، رس به صورت شیل و مارن مشاهده می‌شود. فرآیند مهم دیاژنزی در این ریزرخساره، پیریتی شدن است که خود مؤید یک محیط احیایی است. این فرآیند که توسط باکتری‌های احیاکننده سولفات‌ها در حضور مواد آلی و در شرایط فاقد اکسیژن رخ می‌دهد، دلیل دیگری بر تشکیل این ریزرخساره در زیر منطقه نفوذ نور می‌باشد (Tucker, 2003). با توجه به این توصیف‌ها، ریزرخساره یاد شده به بخش‌های عمیق‌تر دریای باز تعلق دارد و معادل RMF5 (Flügel, 2010) است. مشابه این ریزرخساره توسط غبیشاوی (۱۳۸۷) در نمونه‌های سازند ایلام در تاقدیس بنگستان و میدان پارسی در خوزستان گزارش شده است.

از آنها به دشت ساحلی و نواحی کم عمق پلاتفرم منتقل و نهشته شده‌اند (Nichols and Biggs, 1985; Nichols, 2009). برخی نمونه‌های شیلی، مادستون‌های آهکی و یا مارن‌هایی هستند که به دلیل تراکم زیاد در هم فشرده و متورق شده‌اند. این رخساره با افزایش ناگهانی در منحنی نمودار پرتو گاما مشخص است. مقدار زیاد پرتو گاما می‌تواند دلیل بر حضور شیل و فلدسپات‌های پتاسیم، میکا و یا آب‌های غنی از اورانیوم باشد (موحد، ۱۳۸۹). لازم به ذکر است که نگاره پرتو گاما در کل توالی عضو لافان، لایه‌هایی با مقادیر بیشتر از ۱۰ درصد محتوای رس را نشان می‌دهد که این لایه‌ها بسته به میزان پرتو گاما، نشان‌دهنده شیل (مادستون رسی) یا مادستون آهکی هستند. با توجه به بافت سنگ و همچنین موقعیت چین‌نگاری این رخساره، می‌توان محیط تشکیل آن را به آبراهه‌ها و کانال‌های ساحلی نسبت داد (Boggs, 2009; Nazeer et al., 2016).

بایوکلاست^۱ مادستون تا و کستون کاروفیت‌دار

آلوکم اصلی این ریزرخساره جلبک‌های کاروفیت هستند که به صورت پراکنده در یک زمینه میکرایتی (گل آهکی) مشاهده می‌شوند. از اجزای فرعی نیز اُستراکودها به میزان خیلی کم حضور دارند (شکل ۴-b و c). ریزرخساره یاد شده به صورت محدود در بخش پایینی عضو لافان رسوب‌گذاری کرده است. حضور جلبک‌های کاروفیت به همراه اُستراکودها بیانگر محیط‌های نیمه محصور و به نسبت آرام با عمق کم و تحت نفوذ نور می‌باشند (Kelman et al., 2003; Leliaert et al., 2012). جلبک‌های کاروفیت از نظر فیزیولوژی و زیستی شباهت زیادی به جلبک‌های سبز دارند، ولی از نظر مورفولوژی با آنها متفاوت هستند. کاروفیت‌ها از خانواده جلبک‌های کاراسه‌آ هستند و اندازه آنها از چند سانتی‌متر تا یک متر هم می‌رسد (خسروتهرانی، ۱۳۸۶). جلبک‌های کاروفیت شاخص آب‌های شیرین تا لب‌شور (رقیق‌تر از آب دریا) می‌باشند (Berger and Kaever, 1992; Bucur, 2010; Flügel, 2010; and Sasaran, 2005) و به عنوان شاخص محیط‌های حدواسط شناخته شده‌اند (Khalili, 1974; De Vries and Archibald, 2018). میزان کل املاح جامد در آب‌های لب‌شور ۵۰۰-۵/۰۰۰ ppm و در آب‌های

1. Bioclastic charophyte mudstone-wackestone
2. Bioclastic planktonic foraminifera wackestone
3. Storm Wave Base (SWB)



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی ریزرخساره‌های عضو لافان در میدان نفتی آزادگان. (a) رخساره شیلی (عمق ۲۶۲۹ متر در چاه A، نور XPL)، (b) مادستون تا وکستون کاروفیت‌دار با بایوکلاست (عمق ۲۶۴۲ متر در چاه B، نور XPL)، (c) مادستون تا وکستون کاروفیت‌دار با بایوکلاست؛ در این تصویر بُرش طولی جلبک کاروفیت مشاهده می‌شود (عمق ۲۶۲۶ متر در چاه A، نور XPL)، (d) وکستون فرامینیفر پلانکتونیک‌دار با بایوکلاست؛ الیگوستژین با پیکان مشخص شده‌است (عمق ۲۶۲۳ متر در چاه A، نور XPL)، (e) وکستون فرامینیفر پلانکتونیک‌دار با بایوکلاست؛ فرامینیفر پلانکتونیک (هتروهلکس) با پیکان مشخص شده‌است (عمق ۲۶۳۲ متر در چاه B، نور XPL)، (f) وکستون فرامینیفر پلانکتونیک‌دار با بایوکلاست؛ فرامینیفر پلانکتونیک (موریکو هدرگلا) با پیکان مشخص شده‌است (عمق ۲۶۲۰ متر در چاه A، نور XPL)

محیط رسوبی عضو لافان

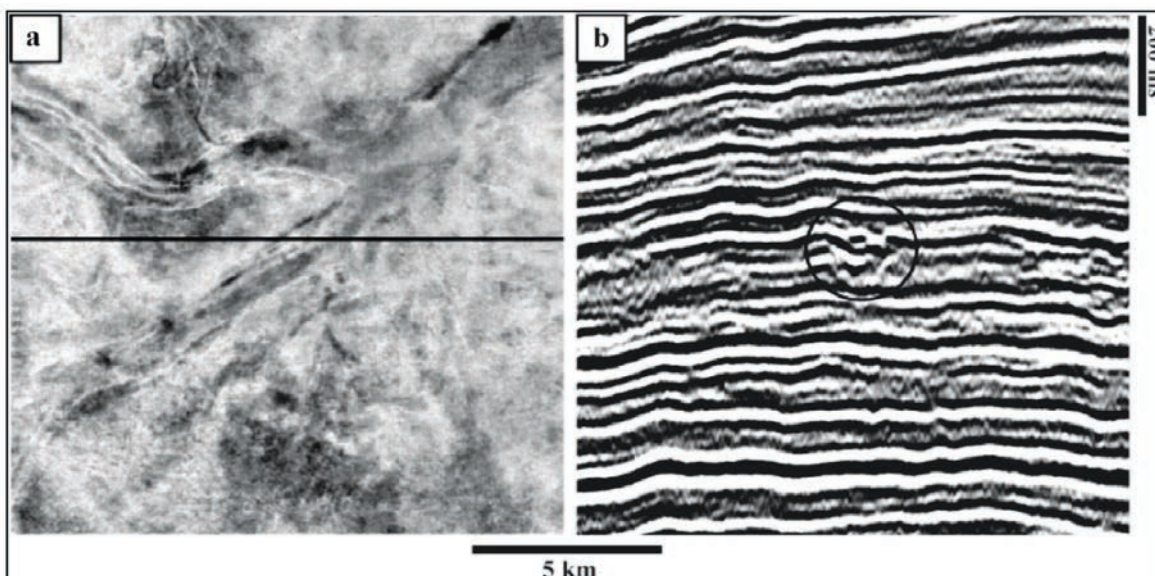
عضو لافان به‌خوبی گواه این ادعا است. با توجه به چیدمان رخساره‌ها و موقعیت رخساره شیلی در ستون سنگ‌شناسی، به نظر می‌رسد که مجموعه نهشته‌های شیلی عضو لافان در دو شرایط محیطی متفاوت تشکیل شده‌اند. شیل‌های موجود در قاعده عضو لافان در زمان پایین بودن سطح نسبی آب دریا و در نتیجه انتقال بار معلق رودخانه‌ها نهشته شده‌اند؛ در مقابل

شواهد به‌دست‌آمده از مطالعه توالی رسوبی عضو لافان در بُرش‌های مختلف میدان نفتی آزادگان گویای تغییرات محیطی قابل توجهی در کرتاسه پسین این ناحیه است. حضور رخساره شیل و میکروفسیل‌های آب شیرین تا لب‌شور به ترتیب در قاعده و بخش پایینی و میکروفسیل‌های دریای باز در بخش بالایی

Hassanzadeh Azar et al., 2009; Honarmand et al., 2014). وجود نهشته‌های کانالی در بخش بالای سازند سروک در میدان نفتی آزادگان با استناد به داده‌های لرزه‌ای نیز به‌عنوان یکی از عوارض رسوبی مرتبط با رویداد تورونین شناخته شده‌اند (هنرمند و مداحی، ۱۳۹۰؛ Abdollahie Fard et al., 2006) (شکل ۵). بالآمدگی به‌نسبت سریع سطح آب دریا در زمان کنیاسین (Golanka and Kiessling, 2002; Simmons et al., 2007) هم‌زمان با فرونشست حاشیه شمال شرقی ورقه عربی (Burchette, 1993; Sharland et al., 2001) سبب غرق‌شدن آبراهه‌ها و اختلاط آب‌های شور و شیرین شد. به‌عبارت‌دیگر، با پیشروی دریای کرتاسه پسین بر روی کربنات‌های فرسایش‌یافته سازند سروک، امکان ته‌نشست بخش پایینی توالی لافان در یک محیط حدواسط از نوع خلیج دهانه‌ای با آب لب‌شور فراهم شد (Einsele, 2000; Boggs, 2009).

میان لایه‌های شیلی بخش بالایی که با آهک‌های پلاژیک و رسوبات بخش عمیق‌تر دریا همراه هستند، در زمان بیشترین پیشروی و غرق‌شدن پلاتفرم تشکیل شده‌اند. با استناد به توصیف و تفسیر ریزرخساره‌های شناخته‌شده و جایگاه چینه‌ای عضو لافان در میان کربنات‌های پلاتفرمی سازنده‌های سروک و ایلام می‌توان تغییر مشخص کانال‌های ساحلی به یک محیط حدواسط به‌نسبت کوتاه مدت و سپس تثبیت شرایط دریایی را استنباط کرد.

با عملکرد رویداد تکتونیکی تورونین و فاز فرسایشی ناشی از آن، بخش عمده‌ای از مناطق مرکزی و شرقی حوضه زاگرس از آب خارج شد و بخشی از کربنات‌های بخش بالایی سازند سروک دچار فرسایش شدند (Piryaei et al., 2010). در چنین شرایطی آبراهه‌های مختلف در حاشیه حوضه فعال شده و کانال‌های حفر شده توسط آنها گسترش یافتند. داده‌های لرزه‌ای، وجود چنین کانال‌هایی در بالای سازند سروک و معادل‌های آن در نواحی مختلف را تأیید کرده‌اند

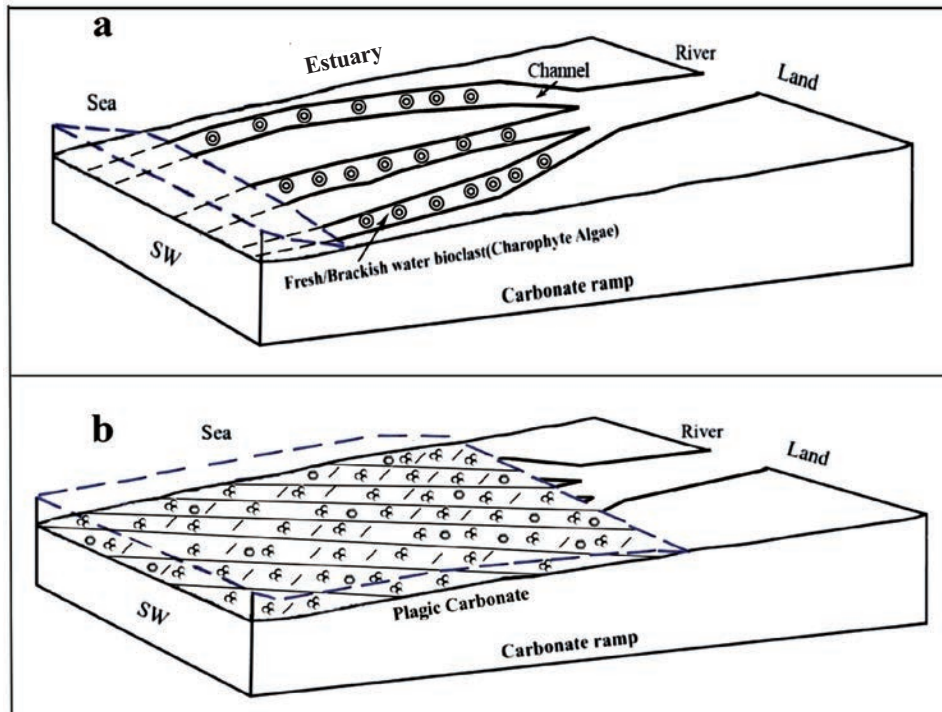


شکل ۵. (a) کانال‌ها و دره‌های حفر شده در رأس سازند سروک در ناقدیس آزادگان که توسط رسوبات کانالی پر شده‌اند، (b) نیمرخ لرزه‌ای ناقدیس آزادگان، به کانال شناخته‌شده (دایره سیاه) در بخش میانی تصویر توجه کنید. این کانال‌ها منعکس‌کننده فعالیت‌هایی هستند که به علت پایین آمدن سطح آب دریا و فرسایش بعد از تورونین رخ داده‌اند (Abdollahie Fard et al., 2006)

ناگهانی و بدون واسطه نهشته‌های کم‌عمق خلیج دهانه‌ای به رخساره‌های پلاژیک و بخش‌های عمیق‌تر دریا نشانه افزایش سریع عمق حوضه و غرق‌شدن ناگهانی پلاتفرم است

به‌دلیل آهنگ بالای افزایش سطح نسبی آب دریا و فضای رسوب‌گذاری در زمانی به‌نسبت کوتاه شرایط کاملاً دریایی حکمفرما شد و رخساره‌های وابسته به بخش عمیق‌تر دریا در بخش بالایی توالی رسوبی لافان نهشته شدند. تغییر

(Schlager, 2005; Flugel, 2010). ادامه بالا بودن سطح آب دریا و تثبیت دوباره پلاتفرم کرتاسه پسین به رسوب گذاری کربنات‌های سازند ایلام منتهی شد. ملاحظه شواهدی همچون قاعده فرسایشی، توالی به سمت بالا عمیق‌شونده، فراوانی رخساره مادستونی (شیل) و پیوستگی و پوشیده شدن با کربنات‌های دریایی نشان‌دهنده چنین نتیجه‌ای است. مدل رسوبی پیشنهادی برای عضو لافان در شکل ۶ نشان داده شده است.



شکل ۶. مدل پیشنهادی برای محیط رسوبی عضو لافان در میدان نفتی آزادگان، (a) مدل رسوبی خلیج دهانه‌ای، با شروع بالا آمدن سطح آب دریا و اختلاط آب شیرین رودخانه با آب شور دریا، این محیط حدواسط و لب‌شور شکل گرفته است، (b) ادامه پیشروی سریع سطح آب دریا و پوشیده شدن کانال‌های رودخانه که در نهایت به غرق شدن ناگهانی پلاتفرم و تشکیل رسوبات بخش‌های عمیق‌تر دریا منجر شد

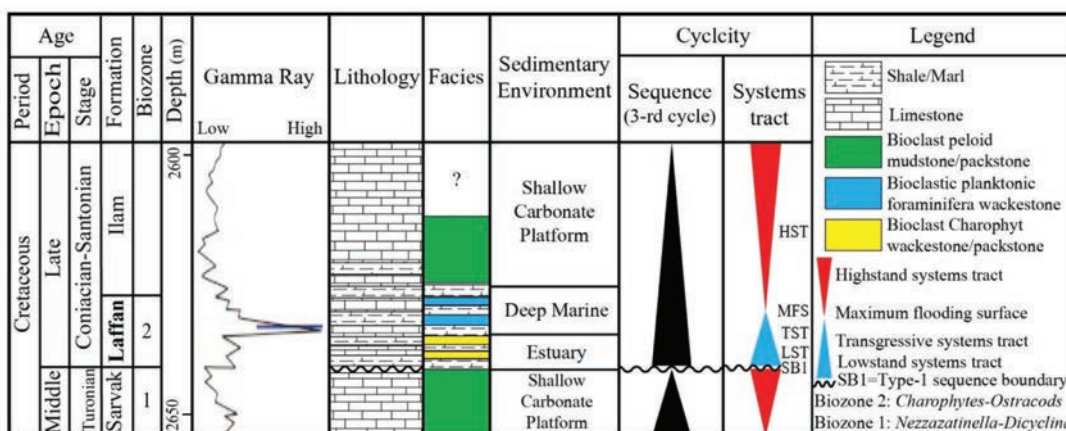
چینه‌نگاری سکانشی عضو لافان

عمده نهشته‌های عضو لافان هم‌زمان با خیزش سطح آب دریا تشکیل شده و جزو دسته رخساره‌های پیش‌رونده هستند. ریزرخساره مادستون تا وکستون کاروفیت‌دار با بایوکلاست حاصل از خلیج‌های دهانه‌ای معرف این بخش از دسته رخساره‌های سکانشی، رسوبات خلیج‌های دهانه‌ای بخش آغازین دسته رخساره‌های پیش‌رونده را تشکیل می‌دهند (Reinson, 1992). خلیج‌های دهانه‌ای یکی از محیط‌های موقت مرتبط با سواحل و سیستم‌های رسوبی پیش‌رونده هستند که در نتیجه غرق شدن کانال رودخانه‌ها در اثر بالا آمدگی سریع سطح آب دریا تشکیل می‌شوند و در مدت زمان محدود، هم‌زمان و یا اندکی پس از پیشروی آب دریا فعال می‌باشند

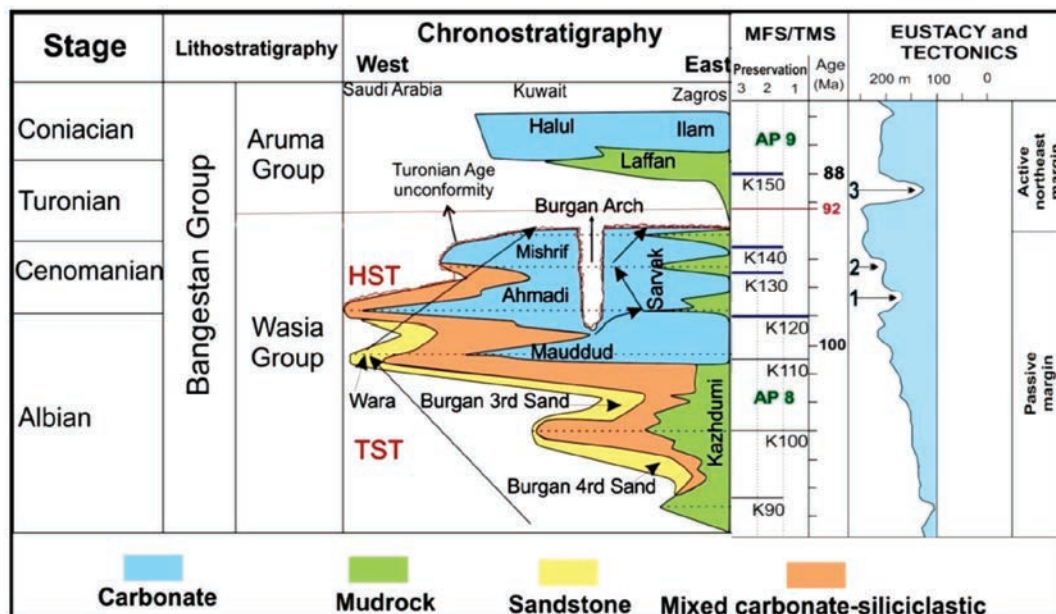
بررسی تغییرات عمودی ریزرخساره‌ها و شدت پرتو گامای نمودار چاه‌پیمایی عضو لافان در میدان نفتی آزادگان نشان می‌دهد که این عضو، بخشی از یک سکانش رسوبی رده سوم است (شکل ۷). سکانش‌های رسوبی رده سوم در مدت زمان ۵-۵/۵ میلیون سال تشکیل می‌شوند و معمولاً تا صدها متر ضخامت دارند و به تغییرات محلی و ناحیه‌ای نسبت داده می‌شوند (Catuneanu et al., 2012). مرز زیرین این سکانش رسوبی بر ناپیوستگی میان عضو لافان و سازند سروک منطبق است و از نوع SBI می‌باشد. کانال‌های حفر شده در مرز عضو لافان و سازند سروک و رخساره شیلی قاعده این عضو به عنوان دسته رخساره‌های تراز پایین سطح آب دریا در نظر گرفته شده‌اند. بخش

داده است که با تثبیت کامل شرایط دریایی و غرقه شدن پلاتفرم نهشته شده است. سطح حداکثر غرق شدگی (MFS) توالی مورد مطالعه بر بالاترین بخش عضو لافان و بیشترین شدت پرتو گاما منطبق است. از این سطح به بعد، افزایش محسوس محتوای آهک نمونه‌ها و کاهش شدت پرتو گاما نشان از حضور کربنات‌های پلاتفرمی سازند ایلام (سانتونین) به‌عنوان دسته رخساره‌های تراز بالا دارد. در مجموع، این سکانس رسوبی رده سوم سن تورونین پسین؟-سانتونین دارد و با بخش آغازین مگاسکانس AP9 در صفحه عربی (Sharland et al., 2001) هم‌ارز است (شکل ۸).

(Dalrymple et al., 1992, Nichols, 2009). با این وصف، می‌توان گسترش جغرافیایی محدود و حضور پراکنده عضو لافان (Sharland et al., 2001) را به شرایط تشکیل و نوع محیط رسوبی آن مربوط دانست. افزون بر این، بالآمدگی سریع سطح آب دریا در چرخه‌های رده سوم سیستم‌های کربناته استوایی نیز منجر به ستبرای اندک دسته رخساره‌های پیش‌رونده می‌شود (Schlager, 2005) که ضخامت کم عضو لافان در نواحی مختلف نشان‌دهنده مطلب اخیر است. بخش پایانی دسته رخساره‌های پیش‌رونده را رخساره بایوکلاست و کستون فرامینیفر پلانکتونیک تشکیل



شکل ۷. نمودار گاما، ستون سنگ‌شناسی و چین‌نگاری سکانس بخشی از توالی رسوبی کرتاسه میانی-بالایی در چاه B میدان نفتی آزادگان، به موقعیت عضو شیلی لافان در اعماق ۲۶۳۰ تا ۲۶۴۵ متر توجه کنید که با افزایش قابل توجه پرتو گاما از واحدهای زیرین و بالایی خود قابل تفکیک است



شکل ۸. هم‌ارزی توالی رسوبی آلبین-کنیاسین در بخش‌های مختلف حوضه زاگرس و صفحه عربی (با تغییراتی از Sharland et al., 2001; Hollis, 2011)

نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات صورت گرفته بر روی عضو لافان در میدان نفتی آزادگان نتایج زیر حاصل شده است:

۱. عضو شیلی لافان با ستبرای اندک و گسترش جغرافیایی پراکنده، سنگ‌پوش مخزن سازند سروک است.
۲. مرز زیرین عضو لافان با سازند سروک در برش مطالعه شده، بر ناپیوستگی تورونین در مرز کرتاسه میانی-بالایی منطبق می‌باشد و مرز بالایی آن با سازند ایلام پیوسته و تدریجی است.
۳. در مطالعات پتروگرافی توالی رسوبی عضو لافان، یک رخساره شیلی و دو ریزرخساره کربناته از نوع بایوکلاست مادستون تا وکستون کاروفیت‌دار و بایوکلاست وکستون فرامینیفیر پلانکتونیکی شناخته شدند. این ریزرخساره‌ها بیانگر نهشته‌شدن مجموعه رسوبات عضو لافان در محیط‌های متفاوتی از نوع حدواسط لب‌شور و بخش عمیق‌تر دریا هستند.
۴. پوشانده‌شدن مستقیم و بدون واسطه رسوبات کم‌عمق خلیج دهانه‌ای با رخساره‌های پلاژیک و بخش‌های عمیق‌تر دریا حاکی از پیشروی سریع آب دریا و غرق‌شدن ناگهانی بخش‌هایی از پلاتفرم کربناته زاگرس مرکزی در کرتاسه پسین است.
۵. مطالعات زیست‌چینه‌نگاری نمونه‌های مختلف عضو لافان و بخش بالایی سازند سروک در میدان نفتی آزادگان به شناسایی دو زون زیستی انجامید. زون زیستی Nezzazatinella-Dicyclina Assemblage Zone متعلق به زمان تورونین پیشین در بخش بالایی سازند سروک و زون زیستی Charophytes-Ostraco Zone به سن کنیاسین در عضو لافان می‌باشد.
۶. تغییرات عمودی ریزرخساره‌ها و نمودار شدت پرتو گامای توالی عضو لافان نشان داد که این عضو بخشی از یک سکانس رسوبی رده سوم است. این داده‌ها گواه آن هستند که دسته رخساره‌های تراز پایین، دسته رخساره‌های پیش‌رونده و سطح حداکثر غرق‌شدگی سکانس یاد شده در گستره عضو لافان قرار می‌گیرند و دسته رخساره‌های تراز بالا را کربنات‌های بخش زیرین

سازند ایلام تشکیل می‌دهند.

۷. سکانس رسوبی در برگیرنده عضو لافان به زمان تورونین پسین؟-سانتونین تعلق دارد و با بخش آغازین مگاسکانس AP9 در صفحه عربی هم‌ارزاست.

منابع

- آفانباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۰۸.
- خسروتهرانی، خ.، ۱۳۸۶. رخساره‌های میکروسکوپی (میکروفاسیس‌ها)، انتشارات دانشگاه تهران، جلد ۱، ۴۹۸.
- سپهوند، س.، ۱۳۹۰. گزارش تکمیلی زمین‌شناسی چاه اکتشافی آزادگان-۱۰، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، ۴۸.
- غبیشاوی، ع.، ۱۳۸۷. چینه‌شناسی سازندهای سروک و ایلام در تاق‌دیس بنگستان و میدان پارسی. پایان‌نامه دکترا، دانشکده علوم دانشگاه اصفهان، ۱۹۵.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. چینه‌شناسی زاگرس: طرح تدوین کتاب، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۵۳۶.
- موحد، ب.، ۱۳۸۹. مبانی چاه‌پیمایی، انتشارات دانشگاه صنعتی امیرکبیر، ۳۳۰.
- هنرمند، ج. و مداحی، ا.، ۱۳۹۰. ارتباط رخساره‌های رسوبی با گسترش فرآیندهای دیاژنزی و کیفیت مخزنی بخش بالایی سازند سروک در یکی از میادین بزرگ نفتی، جنوب غربی ایران. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی. ۴۲، ۹۸-۱۱۵.
- Abdollahie Fard, I., Braathen, A., Mokhtari, M. and Alavi, S.A., 2006. Interaction of the Zagros Fold-Thrust Belt and the Arabian-type, deep-seated folds in the Abadan Plain and the Dezful Embayment, SW Iran. *Petroleum Geo-Science*, 12, 347-362.
- Abdollahie-Fard, I., Mokhtari, M. and Alavi, S.A., 2007. The main structural elements of the Abadan Plain (SW Iran) and the N. Persian Gulf based on the integrated geophysical data. *Geophysics Researches Abstract*, 111-146.
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and proforland

- evolution. *American Journal of Sciences*, 304, 1-20.
- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of Science*, 307, 1064-1095.
 - Alsharhan, A.S. and Nairn, A.E.M., 1997. *Sedimentary Basins and Petroleum Geology of the Middle East*. Elsevier, Amsterdam, 843.
 - Alsharhan, A.S. and Nairn, A.E.M., 2003. *Sedimentary Basins and Petroleum Geology of the Middle East (Second Impression)*. Elsevier, Amsterdam, 940.
 - Assadi, A., Honarmand, J., Moallemi, S.A. and Abdollahie-Fard, I., 2016. Depositional environments and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in an oil field in the Abadan Plain, SW Iran. *Facies*, 62, 22.
 - Athersuch, J., 1994. The Biostratigraphic Significance of Cretaceous Ostracods from the Arabian Gulf. In M.D. Simmons (Ed.), *Micro-palaeontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East*. Chapman and Hall, 253-271.
 - Beiranvand, B., Ahmadi, A. and Sharafodin, M., 2007. Mapping and classifying flow units in the upper part of the mid-Cretaceous Sarvak formation (Western Dezful Embayment, SWIran) based on a determination of the reservoir types. *Journal of Petroleum Geology*, 30, 357-373.
 - Berberian, M., 1995. Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241, 193-224.
 - Berger, S. and Kaeffer, J., 1992. *Dasycladales: An illustrated monograph of a fascinating algal order*. Thieme, Stuttgart, 247.
 - Boggs, S., 2009. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Cambridge University Press, 600.
 - Bolz, H., 1977. Reappraisal of biozonation on the Bangestan Group (Late Aptian-Early Campanian) of south west Iran. OilService Company of Iran, Report NO. 1252, Tehran, 112, (unpublished).
 - Bourgeois, F., 1969. Kuh-e-Bangestan, a model for Cretaceous structure in Iran. Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division, Report 89, 76.
 - Brandano, M., Corda, L., Tomassetti, L. and Tagliavento, M., 2016. Frequency analysis across the drowning of a lower Jurassic Carbonate Platform: the Calcare Massiccio formation (Apennines, Italy). *Marine Petroleum Geology*, 78, 606-620.
 - Bucur, I.I. and Sasaran, E., 2005. Relationship between algae and environment: an Early Cretaceous case study, Trasc ău Mountains, Romania. *Facies*, 51, 274-286.
 - Burchette, T.P. and Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79, 3-57.
 - Burchette, T.P., 1993. Mishrif Formation (Cenomanian-Turonian), southern Arabian Gulf: Carbonate platform growth along a cratonic basin margin. In: Simo J. A. T. Scott R.W. and Masse J. P. (Eds.), *Cretaceous carbonate platforms*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 56, 185-199.
 - Catuneanu, O., Martins, N.M.A. and Ericsson, P., 2012. Sequence stratigraphic framework and application to the Precambrian. *Marine Petroleum Geology*, 33, 26-33.
 - Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. and Boyd, R., 1992. A conceptual model of estuarine sedimentation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 1130-1146.
 - De Vries, J. and Archibald, J.M., 2018. Plant evolution: landmarks on the path to terrestrial life. *The New Phytologist*, 217, 4, 1428-1434.
 - Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to their depositional texture. In: Ham W. E. (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1, 108-121.

- Einsele, G., 2000. Sedimentary Basins Evolution, Facies, and Sediment Budget (2nd Edition). Springer-Verlag, Berlin, 628.
- Esrafil-Dizaji, B. and Rahimpour-Bonab, H. 2019. Carbonate reservoir rocks at giant oil and gas fields in sw Iran and the adjacent offshore: a review of stratigraphic occurrence. Journal of Petroleum Geology, 42, 4, 343-370
- Flugel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. Springer-Verlag, Berlin, 984.
- Ghabeishavi, A., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A. and Taati, F., 2010. Microfacies and depositional environment of the Cenomanian of the Bangestan anticline, SW Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 37, 275-285.
- Ghazban, F., 2007. Petroleum Geology of the Persian Gulf. Tehran University Press, 707.
- Golonka, J. and Kiessling, W., 2002. Phanerozoic time scale and definition of time slices. Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Special Publication, 72, 11-20.
- Hashemi, S., Javaherian, A., Ataee-pour, M., Tahmasebi, P. and Khoshhal, H., 2014. Channel characterization using multiple-point geostatistics, neural network, and modern analogy: a case study from a carbonate reservoir, southwest Iran. Journal of Application Geophysics, 111, 47-58.
- Hassanzadeh Azar, J.M., Nabi-Bidhendi, A., Javaherian, A. and Pishvaie, M.R., 2009. Integrated seismic attributes to characterize a widely distributed carbonate clastic deposit system in Khuzestan Province, SW Iran. Journal of Geophysics and Engineering, 6, 162-171.
- Heydari, E., 2008. Tectonic versus eustatic control on supersequences of the Zagros mountain of Iran. Tectonophysics, 451, 56-70.
- Hollis, C., 2011. Diagenetic controls on reservoir properties of carbonate successions with in the Albian-Turonian of the Arabian Plate. Petroleum Geoscience, 17, 3, 223-241.
- Hollis, C. and Sharp, I., 2011. Albian-Cenomanian-Turonian carbonate-siliciclastic systems of the Arabian Plate: advances in diagenesis, structure and reservoir modeling. Petroleum Geoscience, 17, 207-209.
- Honarmand, J., Nemati, M. and Monibi, S., 2009. Geological reservoir study of the Sarvak and Gadvan Formations in the Azadegan and Juffair Fields, wells AZN-8 and JR-4. Research Institute of Petroleum Industry, Unpublished Report, 174.
- James, G.A. and Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 49, 12, 2182-2245.
- Kelman, R., Feist, M., Trewin, N.H. and Hass, H., 2003. Charophyte algae from the Rhynie chert. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 94, 4, 445-455.
- Khalili, M., 1974. The biostratigraphic synthesis of Bangestan Group in southwest Iran. Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division, Report 1219, 76.
- Leliaert, F., Smith, D.R., Moreau, H., Herron, M.D., Verbruggen, H., Delwiche, C.F. and De Clerck, O., 2012. Phylogeny and molecular evolution of the green algae. Critical Reviews in Plant Sciences, 31, 1-46.
- Marino, M. and Santantonio, M., 2010. Understanding the geological record of carbonate platform drowning across rifted Tethyan margins: Examples from the Lower Jurassic of the Apennines and Sicily (Italy). Sedimentary Geology, 225, 116-137.
- Martinez, J.I. and Hernandez, R.R., 1994. Evolution and drowning of the late cretaceous Venezuelan carbonate platform. Journal of South American Earth Sciences, 5, 2, 197-210.
- Mutti, M. and Hallock, P., 2003. Carbonate systems along nutrient and temperature gra-

- dients: some sedimentological and geochemical constraints. *International Journal of Earth Science*, 92, 4, 465-475.
- Nazeer, A., Abbasi, S.H.A. and Solangi, S.H., 2016. Sedimentary facies interpretation of Gamma Ray (GR) log as basic well logs in Central and Lower Indus Basin of Pakistan. *Geodesy and Geodynamics*, 7, 6, 432-443.
 - Nichols, G., 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. Wiley-Blackwell, 419.
 - Nichols, M.M. and Biggs, R.B., 1985. Estuaries. In: Davis J. R. A. (Ed). *Coastal Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, 77-173.
 - Piryaei, A., Reijmer, J., Van Buchem, F., Yazdi-Moghadam, M., Sadouni, J. and Danelian, T., 2010. The influence of Late Cretaceous tectonic processes on sedimentation patterns along the northeastern Arabian plate margin (Fars Province, SW Iran). In: Leturmy P. Robin C. (eds.) *Tectonic and stratigraphic evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic*. Geology Society, London, Special Publication, 330, 211-251.
 - Piryaei, A., Reijmer, J., Borgomano, J. and Van Buchem, F., 2011. Late Cretaceous tectonic and sedimentary evolution of the Bandar Abbas area, Fars region, southern Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 34, 157-180.
 - Prothero, D.R. and Schwab, F., 2014. *Sedimentary Geology (Third edition)*. W. H. Freeman and Company, 604.
 - Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Navidtalab, A., Omidvar, M., Enayati-Bidgoli, A.H., Sonei, R., Sajjadi, F., Amiri-Bakhtyar, H., Arzani, N. and Izadi-Mazidi, E., 2013. Paleocarbonate exposure surfaces in Cenomanian-Santonian carbonate reservoirs in the Dezful embayment, SW Iran. *Journal of Petroleum Geology*, 36, 335-362.
 - Razin, P., Taati, F. and Van Buchem, F., 2010. Sequence stratigraphy of Cenomanian-Turonian carbonate platform margins (Sarvak Formation) in the High Zagros, SW Iran: an outcrop reference model for the Arabian Plate. In: Van Buchem F. Gerdes K. D. and Esteban M. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Carbonate Systems of the Mediterranean and the Middle East-Stratigraphic and Diagenetic Reference Models*. Geology Society, London, Special Publication, 329, 187-218.
 - Reinson, G.E., 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. In: Walker R. G. and James N. P. (Eds). *Facies models response to sea level change*. Geological Association of Canada, 179-194.
 - Schlager, W., Reijmer, J.J.G. and Droxler, A., 1994. Highstand shedding of carbonate platforms. *Journal of Sedimentary Research*, 64, 270-281.
 - Schlager, W., 2005. Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy. *Society for Sedimentary Geology*, 8, 200.
 - Sepehr, M. and Cosgrove, J.W., 2004. Structural framework of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 21, 829-843.
 - Setudehnia, A., 1978. The Mesozoic sequence in southwest Iran and adjacent areas. *Journal of Petroleum Geology*, 1, 3-42.
 - Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D. and Simmon, M.D., 2001. Arabian plate sequence stratigraphy. *GeoArabia, Special Publication*, 2. Oriental Press, Manama Bahrian, 371.
 - Simmons, M., Sharland, P.R., Casey, D.M., Davies, R.B. and Sutcliffe, O.E., 2007. Arabian Plate sequence Stratigraphy: Potential implication for global chronostratigraphy. *GeoArabia*, 12, 4, 101-130.
 - Tucker, M.E., 2003. *Sedimentary Rocks in the Field* Department of Geological Sciences. University of Durham, UK, 252.
 - Van Buchem, F., Simmons, M.D., Droste,

- J. and Davies, R.B., 2011. Late Aptian to Turo-
nian stratigraphy of the eastern Arabian Plate-de-
positional sequences and lithostratigraphic nomen-
clature. *Petroleum Geoscience*, 3, 17, 211-222.
- Vincent, B., Van Buchem, F., Bulot, L.,
Jalali, M., Swennen, R., Hosseini, A. and Bagh-
bani, D., 2015. Depositional sequences, diagen-
esis and structural control of the Albian to Turonian
carbonate platform systems in coastal Fars (SW
Iran). *Marine Petroleum Geology*, 63, 46-67.
 - Walker, R.G. and James, N.P., 1992. Fa-
cies models response to sea level changes. *Geo-
logical Association of Canada*, 409.
 - Wynd, A.G., 1965. Biofacies of the Ira-
nian Oil Consortium Agreement area. Iranian Oil
Operating Companies, Geological and Explora-
tion Division, Report 1082, 89.
 - Ziegler, M.A., 2001. Late Permian to Hol-
ocene paleofacies evolution of the Arabian Plate
and its hydrocarbon occurrences. *Geo-Arabia*, 6,
445-504.

Mineralogy, geochemistry, fluid inclusion and genesis of magnetite-apatite mineralization in the southwest of Hormuz Island, Iran

Fakhri-Doodoui, F.¹ and Alipour-Asll, M.²

1. M.Sc. Graduate, Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology

2. Assistant Professor, Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology

Received: 06 March 2020

Accepted: 08 January 2020

Abstract

The study area is located about 8 km south of Bandar Abbas in Hormozgan Province. This area is in the south of the Zagros folded zone and part of the Hormuz series. The late Precambrian-early Cambrian rocks comprise intercalations of rhyolite-rhyodacite lava and tuff, crystal tuff, tuffaceous shale, sandstone and evaporite layers. Iron mineralization along with apatite are found as dike, massive, vein-veinlets and disseminated forms in tuffaceous shale and crystalline tuff rock units. Based on iron oxides and apatite contents, mineralization can be divided into iron-oxides (mainly magnetite), iron oxides-apatite and apatite types. The main ore-forming minerals include magnetite, oligist, hematite, goethite and limonite, apatite, and gangue minerals are calcite, quartz and clay minerals. The Hormuz Island ores have a high concentration of rare earth elements (REE) and the total amount of REE in apatite-rich ores is up to 3%. The geochemical studies show that a strong positive correlation between P and REE. Comparison of the chondrite-normalized REE pattern of the Hormuz magnetite-apatite ores with those from the Bafq-Posht-e-Badam block and the Kiruna type iron ore deposits represent genetic similarity of mineralization. The homogenization temperature in the two-phased liquid and vapor (L+V) fluids in apatite minerals vary from 309 to 565°C (average 388°C), and salinity varies between 14.16 to 33.87 (20/80) wt.% NaCl. Finally, based on the field geology, mineralogy, geochemistry and fluid inclusion features, the Hormuz magnetite-apatite mineralization is classified in the Kiruna-type magnetite-apatite deposits group with magmatic-hydrothermal origin.

Keywords: Magnetite, Apatite, Rare earth elements, Magmatic-hydrothermal, Hormuz Island.

Petrology of Oligocene volcanic rocks in the Deh Tah area, south of Dehuk, Lut Block

Khalatbari-Jafari, M.¹, Banehee, N.² and Faridi, M.³

1. Associate Professor of Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran

2. Deputy Manager, Geological Survey of Iran, Sannadaj management

3. Assistant Professor, Geological Survey of Iran, Tabriz management

Received: 08 June 2019

Accepted: 21 September 2019

Abstract

The study area in the south of Deh Tah, Lut Block comprise Oligocene volcanic rocks which are composed of andesite, trachyandesite, dacite and rhyolite. These lavas have porphyric to porphyritic textures with abundant amphibole phenocrysts. Most of the Oligocene lavas display calc alkaline to high-K calc alkaline magmatic affinities. In the binary diagrams, the andesitic to trachyandesitic samples cluster far away from the trachydacitic, dacitic and rhyolitic samples suggesting that they were not affected only by magmatic differentiation. The REE patterns and spider diagrams show enrichment in light ion lithophile element (LILE) and high field strength element (HFSE) depletion. The normalized patterns of the andesite to trachyandesite have a reliable overlap with oceanic island basalt (OIB). The patterns of the acidic lavas are correlated with the patterns of continental crust. These geochemical evidence indicate that the andesitic to trachyandesitic lavas are generated from partial melting of lithospheric mantle which previously metasomatized by subduction components (melt-fluids). Partial melting of the continental crust has an important role in generation of the acidic lavas. Based on geological setting and geochemical data, it seems that the Oligocene volcanic rocks formed in a post-collision zone, due to thinning of the continental lithosphere in Lut Block. This process is probably related to lithospheric delamination which occurs in a post-collisional zone in Lut Block, as a part of the Alpine-Himalaya orogenic belt.

Keywords: Andesite, Magma mingling, Post-collision, Calc-alkaline.

Comparison of the results of linear and non-linear geostatistical methods for modeling and evaluation of Saveh North-Narbaghi copper ore reserve

Ahmadi, R.¹

1. Assistant Professor, Mining Engineering Department, Earth Sciences Engineering Faculty, Arak University of Technology

Received: 05 September 2020

Accepted: 27 October 2020

Abstract

In this research, Saveh North-Narbaghi copper deposit was evaluated by using linear and nonlinear geostatistical methods and their results were compared. To achieve the goal, in the first step, average grade and ore reserve were calculated using log-kriging and indicator kriging with cut off grades of 1000, 1500, 2000, and 2500 (ppm) by SGeMS2. Then the deposit was simulated by Datamine software and the average grade and ore reserve were estimated through ordinary kriging method. The results of the research show that the differences between log-Kriging and ordinary Kriging with applied cut off grades for the ore reserve are 0.96%, 19.18%, 9.81% and 10.44% respectively. Also, the discrepancy between indicator Kriging and ordinary kriging methods with applied cut off grades are 13.45%, 9.29%, 14.73% and 11.63% respectively. In general, the accuracy of the results and research performance are understood from the proximity of the results of average grade and amount of ore reserve estimation employed by all three methods. However, the average grade with different cut off grades by multiple indicator Kriging method is higher than the other methods due to lower blending ore and gangue in this method and high degree of purity of ore blocks compared with the other methods. Also, the reason of overestimation obtained by ordinary block kriging using Datamine software is related to the user's intervention in determining the mineralized intervals in the boreholes on the basis of experience and recognition of the deposit condition.

Keywords: Saveh North-Narbaghi copper deposit, Multiple indicator kriging, Log-kriging, Datamine, SGeMs.

Geochemistry and petrology of Qareh-Dash rhyolites from Shahindej- NW Iran: Geochemical features of post- collision volcanism

Ahangari, M.¹, Nazari, M.² and Moazzen, M.³

1. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

2. M.Sc., Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Iran

3. Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Iran

Received: 04 April 2020

Accepted: 06 June 2020

Abstract

Qareh-Dash rhyolites from the Shahindej area are peraluminous rocks with high SiO₂ and K₂O contents. These rocks are mainly composed of quartz, K- feldspar and rare plagioclase phenocrysts in a fine-grained K-feldspar rich matrix. Geochemically, Qareh-Dash rhyolites show enrichment in LREEs and LILEs and depletion in HREEs.

Field studies, textural and petrographical relations, along with whole rock geochemistry, demonstrate that the parental magma of the Qareh-Dash rhyolites was originated from the crust. The composition of the parental magma was modified due to fractional crystallization of plagioclase and titanomagnetite evidenced by negative Eu, Sr and Ti anomalies in multielement diagrams. The chemical characteristics of Qareh- Dash rhyolites such as Rb/Nb, K/Rb, Rb/Sr, Rb/Ba and Ga/Al ratios are similar to A-Type granites/rhyolites associated with post- collision tectonic settings. According to Precambrian age for the Qareh-Dash rhyolites, formation of these rocks might be related to extensional phases which were probably taken place after closure of proto- Thetys Ocean.

Keywords: Rhyolite, Geochemistry, Peraluminous, Post- collision tectonic setting, Shahindej, Central Iran.

Geology, alteration and mineralization studies of the Barmolk porphyry copper deposit (North of Varzeghan – East Azarbaijan Province)

Ravankhah, A.¹, Moayyed, M.² and Lotfibakhsh, A.¹

1. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Mohaghegh Ardabili

2. Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, Tabriz University

Received: 06 July 2020

Accepted: 18 October 2020

Abstract

Exploration area of Barmolk is located in the northwest of the country, East Azarbaijan province and northeast of the Varzeghan county. Northern outcrops of the area consist of Eocene volcanic and volcanoclastic rocks and Oligocene porphyry quartzmonzonite intrusion bodies, which are cut off by first and second generation non-mineralized dikes. Towards to the north, this mass is in contact with upper Cretaceous-Paleocene carbonate-flysch deposits. In addition, Plio-Quaternary injection of dacite subvolcanic domes and eruption of alkaline basalt in the studied area have taken place. Kighal porphyry extends to the southwest of Barmolk area. Phyllic, propylitic and argillic hydrothermal alterations were identified in this mass, but potassic alteration was not observed. This indicates that the Barmolk porphyry is not an independent mass and is the margin of Kighal porphyry mass. The main texture in this mass is porphyritic with fine-grained matrix. Mineralization appears to be disseminated, vein-veinlet and fracture surface filling including chalcopyrite, galena, sphalerite and pyrite. Pyrite content in this mass is low, and this is one of the reasons for the lack of supergene enrichment zone. Due to the presence of lead and zinc mineralization mostly in the form of vein-veinlet in the first-generation quartzdiorite dikes (DK1) and with regards to the injection of these dikes into Sungun after supergene zone formation, the mineralization of lead and zinc can be attributed to the epithermal processes, related to the Barmolk intrusive mass. Consequently, the latter mineralization occurred after the injection of first-generation quartzdiorite dikes.

Keywords: Subvolcanic domes, Barmolk porphyry body, Supergene enrichment, Epithermal, Varzeghan.

Petrology and geochemistry of Siahjungal ophiolite, northeastern Taftan volcano

Nikbakht, S.¹, Biabangard, H.² and Baghari, S.²

1. Graduate Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan

2. Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan

Received: 18 September 2019

Accepted: 02 December 2019

Abstract

Siahjungal ophiolite is located in the North and Northeastern part of Taftan volcano in the Sistan Suture Zone (SSZ). This ophiolite (Upper Cretaceous) is exposed in the Flysch rocks (Eocene). Harzburgite, lherzolite, serpentine, spilite and gabbro are major rocks in this ophiolite. Ultramafic units have olivine, orthopyroxene and clinopyroxene minerals. Mafic units have clinopyroxene and plagioclase. Ultramafic rocks have mainly granular and gabbro rocks have ophitic, sub-ophitic and granular textures. Geochemical verities of major, minor and rare earth elements in the Siahjungal ophiolite revealed that the ultrabasic and basic rocks were formed due to partial melting than crystal differentiation. REE elements diagrams normalized to the Chondrite and MORB and their comparison with the normal and enriched MORBs, chemical differentiation diagrams, the ratios of accessory elements and changes of Zr, Nb, Y, U, Ti elements against Zr/Nb ratio all indicates the similarity to N-MORB. Transition elements diagrams (V, Co, Cr, Ni) against La/Ce ratio and the ratio of (La/Yb) N, La/Yb, La/Ce versus (La/Sm) N, show that these ratios compared with N-MORB and E-MORB represent enrichment and geochemical similarities to N-MORB. Tectonomagmatic diagrams show Siahjungal ophiolite belongs to supra-subduction zone.

Keywords: Siahjungal ophiolite, Tholeiitic, Supra-subduction, Sistan suture zone, Taftan volcano.

Sudden drowning of the Late Cretaceous carbonate platform in central Zagros basin: a case study from the shaley Laffan Member in one of the Oil Fields of Abadan Plain, SW Iran

Kiani Fard, M.¹, Jalilian, A. H.² and Arzani, N.³

1. MSc. in sedimentology and sedimentary rocks, Geology Department of Payame Noor University, Tehran, Iran

2. Assistant Professor, Geology Department of Payame Noor University, Tehran, Iran

3. Professor, Geology Department of Payame Noor University, Tehran, Iran

Received: 28 August 2019

Accepted: 08 January 2020

Abstract

Rapid sea-level rise and drowning of carbonate platforms is one of the important geological events in the Late Cretaceous and after the Turonian global unconformity. This transgression in central and western Zagros Basin is represented as shaley sediments of the Laffan Member, which were deposited over the Sarvak Formation. The stratigraphic position and the occurrence of the Charophytes-Ostracods biozone indicate the late Cretaceous, Coniacian age for the Laffan Member, which is stratigraphically equivalent to the Surgah Formation in Lurestan area in the west of Iran. The Laffan Member is mainly shaley in lithology with intercalations of thin-bedded argillaceous limestones and is the caprock over the reservoir of the Sarvak Formation in some oil fields in SW Zagros. Microfacies, sedimentary environments, biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Laffan Member in two wells of Azadegan Oil Field located in Abadan Plain were investigated. Petrographic data revealed the presence of a shaley facies and two carbonate microfacies including charophitic mudstone-wackestone to bioclastic planktonic foraminiferal wackestone. These microfacies were deposited in transitional-brackish to deep marine environments. Marine transgression over the eroded palaeotopography of the Cenomanian-Turonian carbonates resulted in estuaries as channels and transitional environments. In these estuaries, mixture of the fresh and marine waters resulted in deposition of the lower parts of the Laffan Member and graded upward into the marine deposits of the upper parts of this Member. The sudden change of shallow-transitional facies to deep marine sediments in the Laffan Member indicates drowning of the carbonate platform of central Zagros Basin in Coniacian. The evidence like erosional base, deepening-upward sequences, frequency of mudstone facies (shale) and continuity with marine carbonates confirm this conclusion. Investigation of vertical changes of the microfacies with gamma-ray well log data indicate the Laffan Member is part of a sequence as lowstand deposits (LST), transgressive deposits (TST) which grade upwards into maximum flooding surface (MFS) and high-stand deposits (HST) which comprise a third-order sequence. This sequence begins with an erosional unconformity and follows up with the formation of the estuary and deep sea sediments. The latter package is covered with the carbonate sediments of the lower part of the Ilam Formation (Santonian) which represents carbonate platform deposits of high-stand system track (HST).

Keywords: Drowning of platform, Late Cretaceous, Laffan Member, Central Zagros, Abadan plain.

Vol. 14, No. 56, Winter 2021

License Holder:

Research Institute of Applied Sciences (ACECR)

Editorial Director:

Khodaei, K., Assistant Professor - Research Institute of Applied Science (ACECR)

Editor in Chief:

Adabi, M.H., Professor - Shahid Beheshti University

Assistant Editor:

Nassery, H.R., Professor - Shahid Beheshti University

Editorial Board:

Adabi, M.H., Professor - Shahid Beheshti University

Nassery, H.R., Professor - Shahid Beheshti University

Alavipanah, S.K., Professor - Tehran University

Fatemi Aghda, S.M., Professor - Tarbiat Moallem University

Gharshi, M., Associate Professor - Geological Survey of Iran

Ghavidel, M., Professor of Institute of Petroleum Engineering - Tehran University

Ghazban, F., Associate Professor - Tehran University

Mirzaei, S., Professor - Academic Center for Education, Culture and Research

Moore, F., Professor - Shiraz University

Mousavi Harami, R., Professor - Mashhad University

Raeisi, E., Professor - Shiraz University

Rezaee, M.R., Associate Professor - Tehran University

Saeedi, A., Professor - Geological Survey of Iran

Vossoughi Abedini, M., Retierd Associate Professor-Shahid Beheshti University

Executive board:

Dr. Hatefi, R. and Esmaili, E.

Editors:

Dr. Nasser, H.R. and Faezi, N.

Designer:

Ansari, A.

Published: Winter 2021

Address:

Shahid Beheshti University, Evin, Tehran, Iran

P.O.Box.

196151171

Tel: +98 (21) 29903037 – 22431933-4

E-mail: zaminshenasiiran@yahoo.com

Website: www.rias.ac.ir

Website Journal: journal.rias.ac.ir



Research Institute of Applied Sciences
(ACECR)



This journal is indexed in the following sites:

<http://www.isc.gov.ir>

<http://www.srlst.com>

<http://www.sid.ir>

<http://www.magiran.com>