

Geochemistry of apatite and host rocks in Lakeh Siah iron± apatite deposit (Northeast Bafq): Implications for origin and tectonomagmatic setting

Meisam Gholipoor, Merdad Barati* and Ebrahim Tale Fazel

Department of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

Abstract

The Lakeh-Siah region is situated in the Central Iran Zone (CIZ), 40 km northeast of Bafq city in the Yazd province. The rocks of the study area belonging to the lower Cambrian; including rhyolite, andesite and pyroclastic surge with porphyry to glomeroporphyric textures. The intrusive igneous rocks occur as stock and dyke and have monzonitic and dioritic composition with intergranular and granular textures. Based on geochemical studies, the rocks under study are calc-alkaline, metaluminous to peraluminous nature. The study apatite shows LREE- enrichment relative to HREE, this is a remarkable feature of the Kiruna- type iron deposits. Also, the enrichment of LILE (such as Rb, Ba, La, U, K and Th) and depletion of HFSE (such as Nb, Ta, Zr and Y) in the host rock, is known as a characteristic of the magmatism in the subduction zones. Based on the concentration of rare and trace elements, the volcanic and to the magmatic arc setting. The overall evidences demonstrate that the primary intrusive rocks belong magma of the rocks have been generated from partial melting of oceanic crust, during the closure of the Proto-Tethys Ocean. Iron oxide- phosphorus magma derived from magmatic differentiation of primary mafic magmas and ascended to higher levels through faults and fractures. Oxygen and hydrogen isotopic study of quartz along with magnetite ore in this deposit and calculation the fluid equilibrium with it shows that the ore- bearing fluid has a magmatic origin.

Key Words: Lakeh Siah, rhyolite, subduction zone, Proto-Tethys, magmatic differentiation

* barati@basu.ac.ir

زمین‌شیمی آپاتیت و سنگ‌های میزبان کانسار آهن \pm آپاتیت لکه‌سیاه (شمال خاوری بافق): رهیافتی در شناسایی خاستگاه و جایگاه تکتونوماگمایی

میثم قلی‌پور، مهرداد براتی * و ابراهیم طالع‌فاضل

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

چکیده

منطقه لکه‌سیاه در پهنه ایران مرکزی و در ۴۰ کیلومتری شمال‌خاوری شهرستان بافق در استان یزد جای دارد. واحدهای سنگی منطقه به سن کامبرین زیرین و دربردارنده ریولیت، آندزیت و سنگ‌های آذرآواری هستند. این سنگ‌ها بیشتر بافت پورفیری تا گلومروپورفیری نشان می‌دهند. سنگ‌های آذرین درونی منطقه به شکل استوک و دایک جایگزین شده‌اند و ترکیب مونزونیتی و دیوریتی و بافت اینترگرانولار و گرانولار دارند. برپایه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی این سنگ‌ها از سری ماگمایی کالک‌آلکالن به‌شمار می‌روند و متاآلومینوس تا پرآلومینوس هستند. الگوی فراوانی عنصرهای خاکی کمیاب در کانی آپاتیت کانسار از LREE نسبت به HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهد. این الگو از ویژگی‌های کانسارهای آهن تیپ کایروناسست. همچنین، در سنگ میزبان LILE (مانند: Rb, Ba, La, U, K و Th) غنی‌شدگی و HFSE (مانند: Nb, Ta, Zr و Y) تهی‌شدگی نشان می‌دهند. این ویژگی نشانه ماگماتیسم در پهنه‌های فرورانشی است. برپایه میزان غلظت عنصرهای کمیاب و فرعی، از دیدگاه زمین‌ساختی، سنگ‌های آتشفشانی و آذرین درونی به محدوده کمان ماگمایی متعلق هستند. شواهد نشان می‌دهند ماگمای نخستین سازنده این سنگ‌ها پیامد ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی فرورو در پهنه فرورانش است و هنگام بسته‌شدن حوضه اقیانوسی پروتوتیس پدید آمده است. ماگمای اکسیدی سرشار از آهن و فسفر از جدایش ماگماهای مافیک نخستین پدید آمده است و از راه گسل‌ها و شکستگی‌ها به سطوح بالاتر راه یافته است. بررسی ترکیب ایزوتوپی اکسیژن و هیدروژن کوارتز همراه با کانسنگ مگنتیت در این کانسار و محاسبه سیال در تعادل با آن نشان می‌دهد سیال کانه‌زا در این کانسار خاستگاه ماگمایی داشته است.

واژه‌های کلیدی: لکه‌سیاه، ریولیت، پهنه فرورانش، پروتوتیس، جدایش ماگمایی

* barati@basu.ac.ir

Copyright©2020, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

DOI: <https://doi.org/10.22108/ijp.2020.115080.1118>

مقدمه

منطقه معدنی بافق با نام حوضه زیرگان- چاه میر نیز شناخته می‌شود و از مهم‌ترین ایالت‌های فلززایی در ایران به‌شمار می‌رود. این منطقه میزبان بسیاری از کانسارها مانند کانسارهای اکسید آهن- آپاتیت، آهن- منگنز برونمدی، سرب و روی رسوبی- برونمدی (سدکس) است (Heidarian *et al.*, 2017; Rajabi *et al.*, 2015; Daliran, 2010; Daliran *et al.*, 2007; Ramezani and Taker, 2003). بیشتر این ذخایر در توالی آتشفشانی- رسوبی کامبرین زیرین (Cambrian Volcano- Sedimentary Unit= CVSU) جایگزین شده‌اند که به نام سازند ساغند نیز شناخته می‌شود (Ramezani and Tucker, 2003; Samani, 1988; Haghypour, 1977).

واحد CVSU دربرگیرنده ریولیت‌های کالک‌آلکال، ریوداسیت، بازالت و مقدار اندکی تبخیری، واحدهای کربناته، گل‌سنگ و ماسه‌سنگ است. جریان‌های گدازه‌ای مهم‌ترین فراورده‌های آتشفشانی در این ناحیه‌اند (Rajabi *et al.*, 2012; Stoch *et al.*, 2011; Torab, 2008; Daliran, 2002; Samani, 1998). از دیدگاه ساختاری، کانسار آهن± آپاتیت لکه‌سیاه در خردقاره ایران مرکزی و در منطقه معدنی بافق جای گرفته است که کهن‌ترین پی‌سنگ را دارد (Haghypour, 1977; Stöcklin, 1971).

فرایندهای آتشفشانی- آذرین درونی منطقه بیشتر به سن کامبرین- کامبرین زیرین دانسته می‌شوند. از دیدگاه سنگ‌شناسی، سنگ‌های این منطقه دربردارنده سنگ‌های اسیدی و حد واسط گوناگون‌اند.

بسیاری از پژوهشگران بررسی‌های گسترده‌ای درباره چگونگی پیدایش کانسارهای این منطقه انجام داده‌اند (Heidarian *et al.*, 2017; Mokhtari, 2015; Sabet- Mobarhan- Talab *et al.*, 2015; Bonyadi *et al.*, 2011; Jami, 2005; Taghipour *et al.*, 2013; Hafezian and

Jamali, 2015)؛ اما تا کنون بررسی جامع و دقیقی روی ماده معدنی و سنگ‌های میزبان کانسار آهن± آپاتیت لکه‌سیاه انجام نشده است. در این بررسی، برپایه بررسی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی عنصرهای اصلی، کمیاب و خاکی کمیاب در کانی آپاتیت و سنگ‌های پیرامون کانسار، خاستگاه ماگمای پدیدآورنده این سنگ‌ها بررسی و در پایان، الگوی تکتونوماگمایی برای کانسار و سنگ‌های میزبان آن پیشنهاد می‌شود.

روش انجام پژوهش

این پژوهش شامل دو بخش بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی است. بررسی‌های صحرایی با گزینش رخنمون‌های خوب و برداشت ۱۶۰ نمونه همراه بود. در آزمایشگاه شمار ۷۰ نمونه که دگرسانی کمتری داشتند برگزیده و از آنها مقطع نازک تهیه شد. بررسی‌های میکروسکوپی و بررسی‌های سنگ‌نگاری با به‌کارگیری میکروسکوپ پلاریزان مدل زایس انجام شد. نام اختصاری کانی‌ها در تصویرهای میکروسکوپی برگرفته از Whitney و Evans (۲۰۱۰) است.

در مرحله پایانی و پس از بررسی‌های میکروسکوپی، شمار ۱۹ نمونه برای بررسی ترکیب شیمی سنگ کل به روش ICP-MS و XRF برگزیده و به مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران فرستاده شد. برای آماده‌سازی، نمونه‌های سنگی نخست با چکش به تکه‌های کوچک خرد شدند.

همچنین، شمار شش نمونه بلور آپاتیت برای اندازه‌گیری غلظت عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب و چهار نمونه کوارتز برای انجام بررسی‌های ایزوتوپی اکسیژن- هیدروژن با خلوص بیشتر از ۹۵ درصد به روش دستی و با میکروسکوپ بیناکولار جدا شدند. بررسی‌های ایزوتوپی اکسیژن- هیدروژن کانی کوارتز در دانشگاه کورنل (Cornel) کشور آمریکا انجام شد. برای

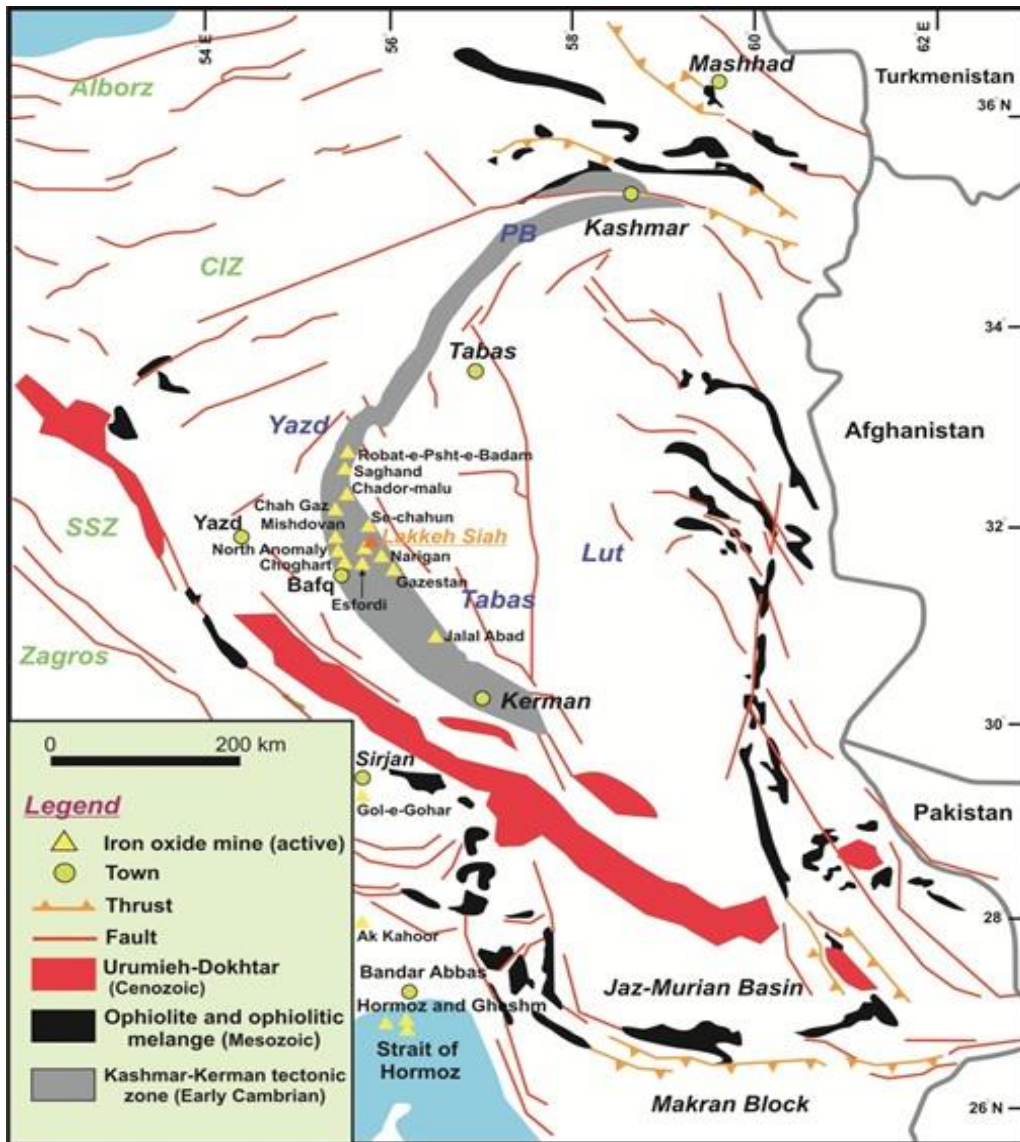
بافق در استان یزد و در کمان آتشفشانی- آذرین درونی کاشمر- کرمان به سن کامبرین زیرین جای دارد (Torab 2008; Jami, 2005; Ramezani and Tucker) (2003) (شکل ۱).

برپایه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ علی‌آباد (Hushmandzadeh *et al.*, 2012) (شکل ۱)، بیشتر رخنمون‌های سنگی منطقه بررسی شده به سن کامبرین زیرین و دربردارنده مجموعه‌ای از سنگ‌های ریولیتی و آذرآواری هستند (شکل ۲).

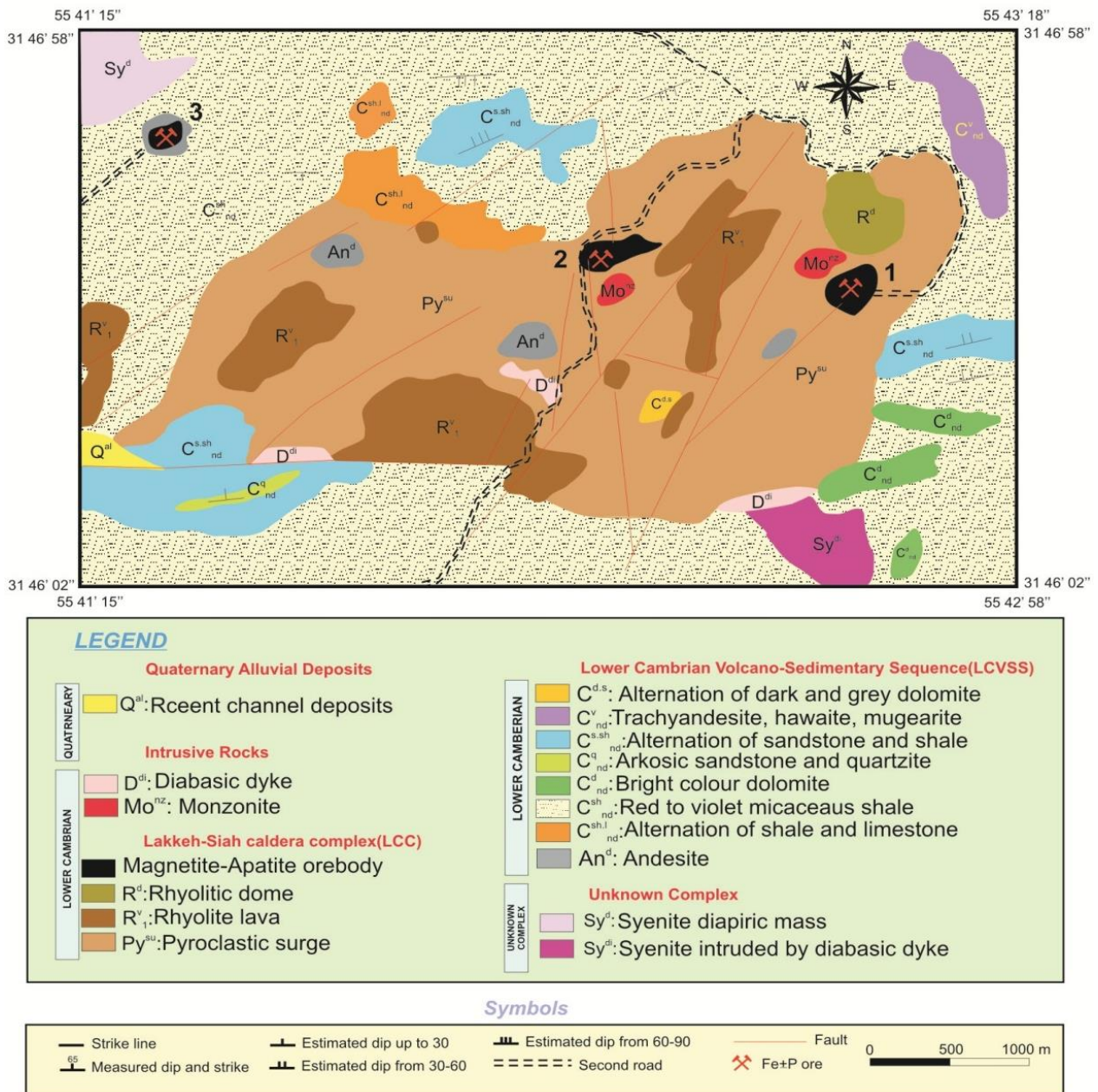
پودرکردن نمونه‌ها نیز هاون آگاتی به‌کار برده شد. آستانه آشکارسازی دستگاه برای اکسیدهای اصلی برابر با ۰/۱ درصدوزنی و برای عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب به ترتیب ۰/۱ و ۱ ppm است. رسم نمودارهای زمین‌شیمیایی نیز با نرم‌افزارهای Igppt و GCDkit انجام شد.

زمین‌شناسی

منطقه معدنی لکه‌سیاه در شمال‌خاوری شهرستان



شکل ۱- نقشه ساختاری بخش خاوری- مرکزی ایران و جایگاه پهنه زمین‌ساختی کاشمر- کرمان و کانسار لکه‌سیاه در آن (Ramezani and Tucker, 2003) (SSZ: پهنه سنندج- سیرجان؛ CIZ: پهنه ایران مرکزی؛ PB: بلوک پشت‌بادام)



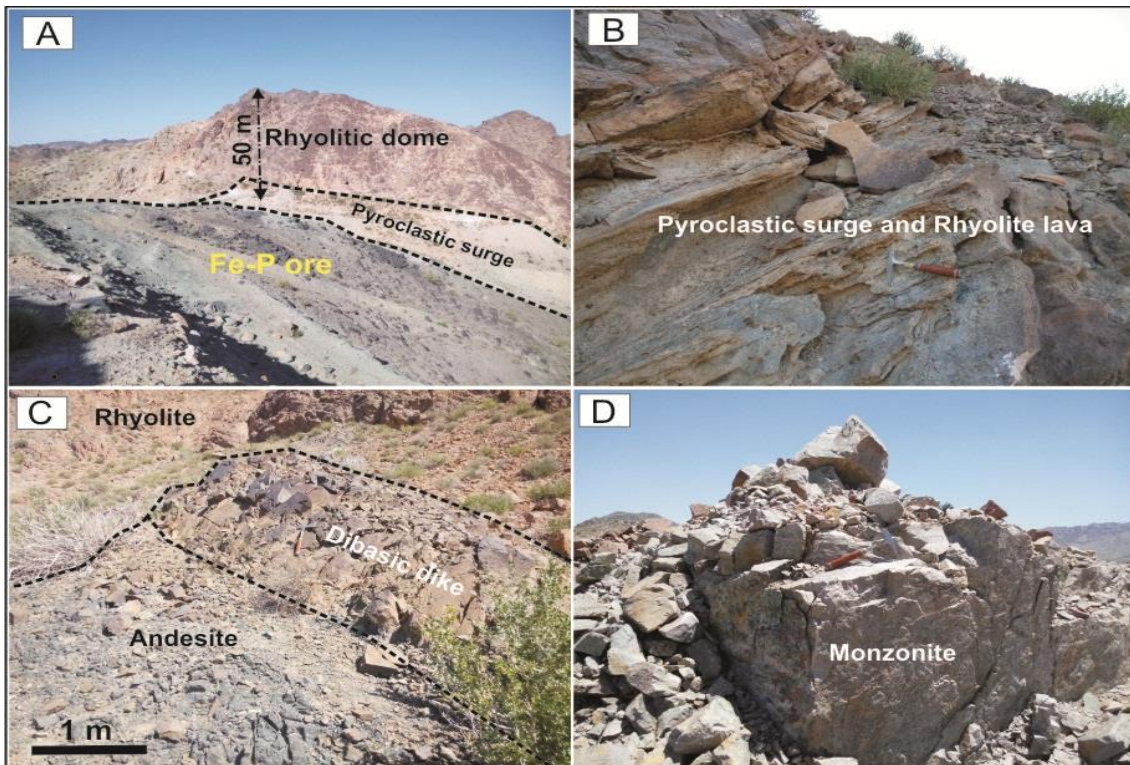
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه بررسی شده و جایگاه اندیس‌های گوناگون کانسار لک‌سیاه (شماره‌های ۱، ۲ و ۳) (با تغییراتی پس از Hushmandzadeh *et al.*, 2012)

سنگ‌های ریولیتی در منطقه با سه شکل گنبد، گدازه و جریان‌های آذرآواری (توف ریولیتی) دیده می‌شوند. بلندای برخی گنبدهای ریولیتی در منطقه نزدیک به پنجاه تا صد متر است (شکل ۳- A). چنین گنبدهای ریولیتی در منطقه کوشک، میشدوان و اسفوردی نیز دیده می‌شوند (Forster and Jafarzadeh, 1994). سنگ‌های آندزیتی در منطقه گسترش و رخنمون کمتری نسبت به سنگ‌های ریولیتی دارند. سنگ‌های آذرآواری در منطقه نیز سه ترکیب ریولیتی، آندزیتی و داسیتی نشان می‌دهند و ساخت جریان‌ها در آنها به خوبی دیده می‌شود (شکل ۳- B). توده‌های آذرین درونی

سنگ‌های ریولیتی در منطقه با سه شکل گنبد، گدازه و جریان‌های آذرآواری (توف ریولیتی) دیده می‌شوند. بلندای برخی گنبدهای ریولیتی در منطقه نزدیک به پنجاه تا صد متر است (شکل ۳- A). چنین گنبدهای ریولیتی در منطقه کوشک، میشدوان و اسفوردی نیز دیده می‌شوند (Forster and Jafarzadeh, 1994). سنگ‌های آندزیتی در منطقه گسترش و رخنمون کمتری نسبت به سنگ‌های ریولیتی دارند. سنگ‌های آذرآواری در منطقه نیز سه ترکیب ریولیتی، آندزیتی و داسیتی نشان می‌دهند و ساخت جریان‌ها در آنها به خوبی دیده می‌شود (شکل ۳- B). توده‌های آذرین درونی

اصلی مگنتیت با مقدار فرعی آپاتیت همراه است و به شکل توده‌ای تا عدسی‌شکل و با بزرگی گوناگون در میزبان آتشفشانی پدید آمده است. هماتیت، لیمونیت و گوتیت نیز در پی پدیده‌های هوازدگی و برونزاد پدید آمده‌اند. ترمولیت-اکتینولیت، گارنت، پیروکسن، کوارتز، کلسیت و کانی‌های خاکی کمیاب (مانند: مونازیت، زنوتیم و آلانیت) از دیگر کانی‌های دیده شده در مقیاس میکروسکوپی در این کانسار هستند (Gholipour et al., 2019).

در منطقه رخنمون بسیار کمی دارند. بیشتر این سنگ‌ها به‌صورت استوک‌های مونزونیتی و دایک‌های دیابازی دیده می‌شوند و در برخی بخش‌ها واحدهای ریولیتی را قطع کرده‌اند (شکل‌های C-۳ و D-۳). ترکیب و جنس واحدهای رسوبی (سری ریزو و دزو) منطقه نیز بیشتر دولومیتی-آهکی و ماسه‌آهکی است. بخش‌های جنوبی و باختری این ناحیه بیشتر با رسوب‌های کواترنری و رسوب‌های رودخانه‌ای پوشیده شده‌اند. در کانسار لکه‌سیاه ماده معدنی



شکل ۳- تصویرهای میدانی از واحدهای سنگی منطقه لکه‌سیاه (شمال‌خاوری بافق): (A) ریولیت‌ها و جریان‌های آذرآوری میزبان کانسار (دید رو به خاور)؛ (B) جریان‌های آذرآوری و گدازه‌های ریولیتی در منطقه با ساخت جریانی؛ (C) دایک‌های دیابازی تزریق شده در واحدهای آتشفشانی منطقه؛ (D) نمایی از رخنمون واحد مونزونیتی در منطقه

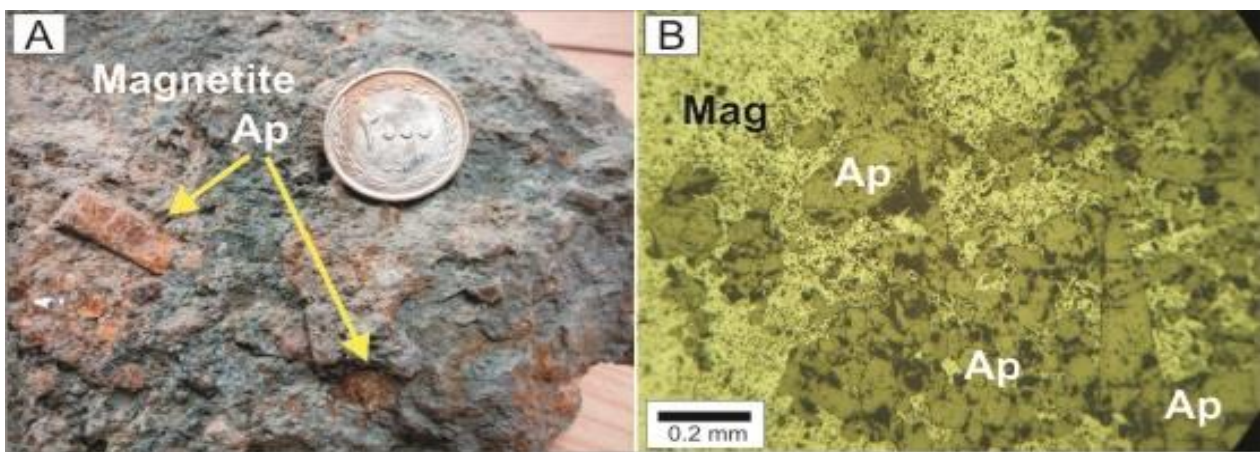
میکروسکوپی، مگنتیت مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانه در این کانسارهاست. در بررسی‌های صحرایی این کانه به‌صورت توده‌ای است و بیشتر از ۸۰ درصد حجمی بیرون زدگی‌ها را دربر گرفته است.

کانه‌زایی

کانه‌زایی در اندیس‌های آهن منطقه لکه‌سیاه به شکل مگنتیت-آپاتیت رخ داده است (شکل ۴- A). برپایه بررسی و ویژگی‌های صحرایی و

است؛ هرچند کانی‌هایی مانند آمفیبول و پیروکسن نیز دیده می‌شوند. بلورهای آپاتیت با فراوانی بالا، به صورت کاملاً خوش‌وجه و با اندازه‌ای تا ۵ سانتیمتر، در زمینه‌ای از مگنتیت یافت می‌شوند. همتایت، لیمونیت و گوتیت از دیگر کانه‌های همراه با کانسنگ آهن لکه‌سیاه شمرده می‌شوند.

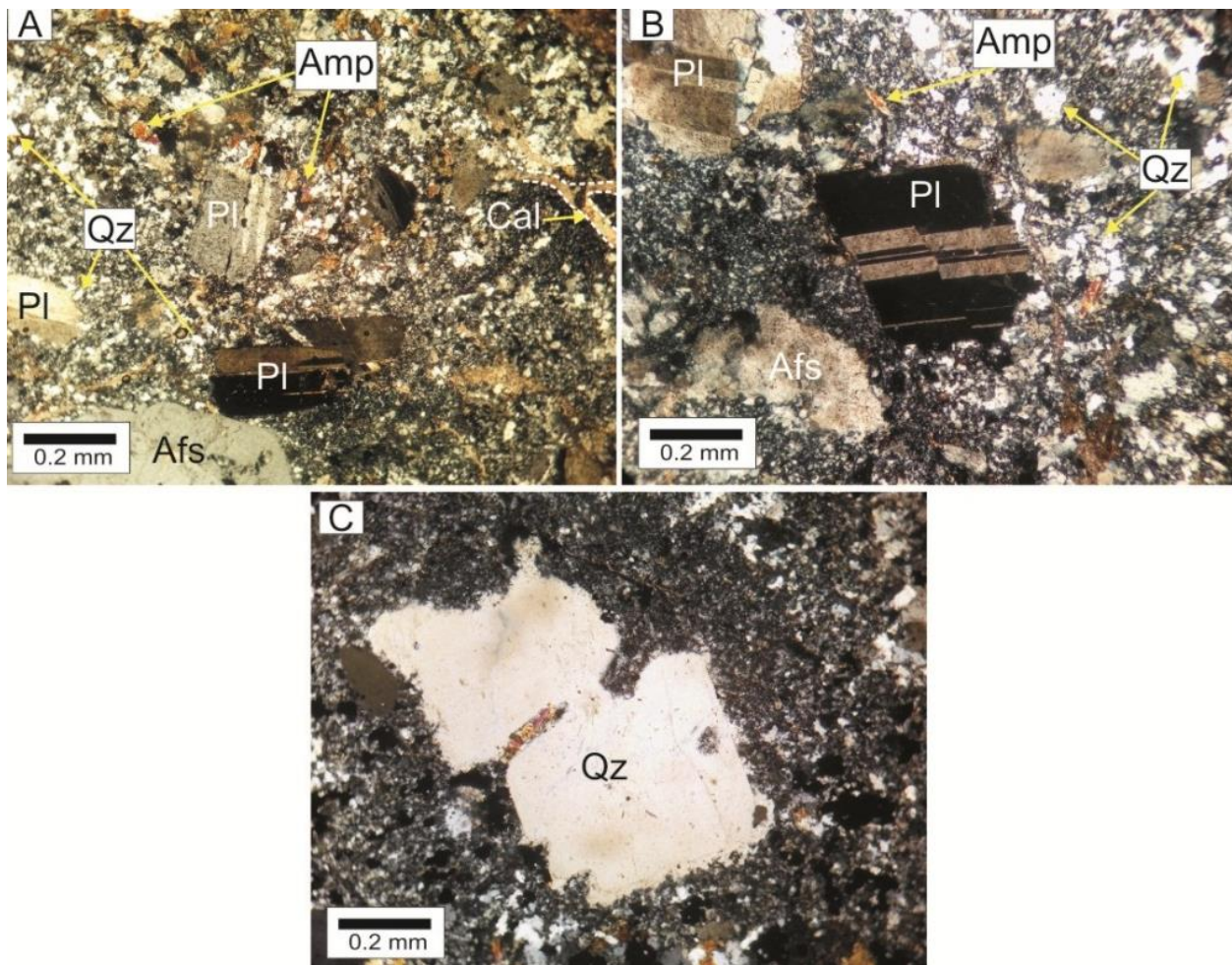
برای رنگ سیاه این کانی و پیدایش آن در ریولیت‌های سفید رنگ، این اندوخته را لکه‌سیاه می‌نامند. در مقطع‌های میکروسکوپی مگنتیت به صورت توده‌ای و برشی دیده می‌شود و با آپاتیت در هم‌رشدی نشان می‌دهد (شکل ۴- B). آپاتیت فراوان‌ترین کانی باطله همراه با کانسنگ در منطقه



شکل ۴- A) نمونه دستی از کانسنگ آهن- آپاتیت منطقه لکه‌سیاه (شمال خاوری بافق)؛ B) تصویر میکروسکوپی (در PPL) از کانسنگ آهن- آپاتیت (Mag: مگنتیت؛ Ap: آپاتیت)

۵- B). رویداد این ریزساختارها نشان‌دهنده اعمال نیروهای زمین‌ساختی به این سنگ‌هاست. برخی بلورهای کوارتز در این سنگ‌ها مرز خلیجی دارند (شکل ۵- C). در این بافت، مرز دانه‌ها به صورت گردشده و گاه خلیجی به درون دانه کشیده شده است. این بافت نشان‌دهنده افت فشار و در پی آن، ذوب و انحلال بخش‌هایی از کانی در مذاب میزبان است. به گفته دیگر این پدیده پیامد رشد نامتعادل و تأثیر انحلال در پی کاهش فشار هنگام بالا آمدن ماگماست (Shelley, 1993). همچنین، این بافت چه‌بسا در پی نبود تعادل و آمیختگی و آرایش ماگمایی نیز روی بدهد. در برخی بخش‌ها، رگه-رگچه‌های کلسیت سنگ را تحت تأثیر قرار داده‌اند. زیرکن، سانیدین، بیوتیت و کانی‌های تیره از فازهای فرعی در این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند.

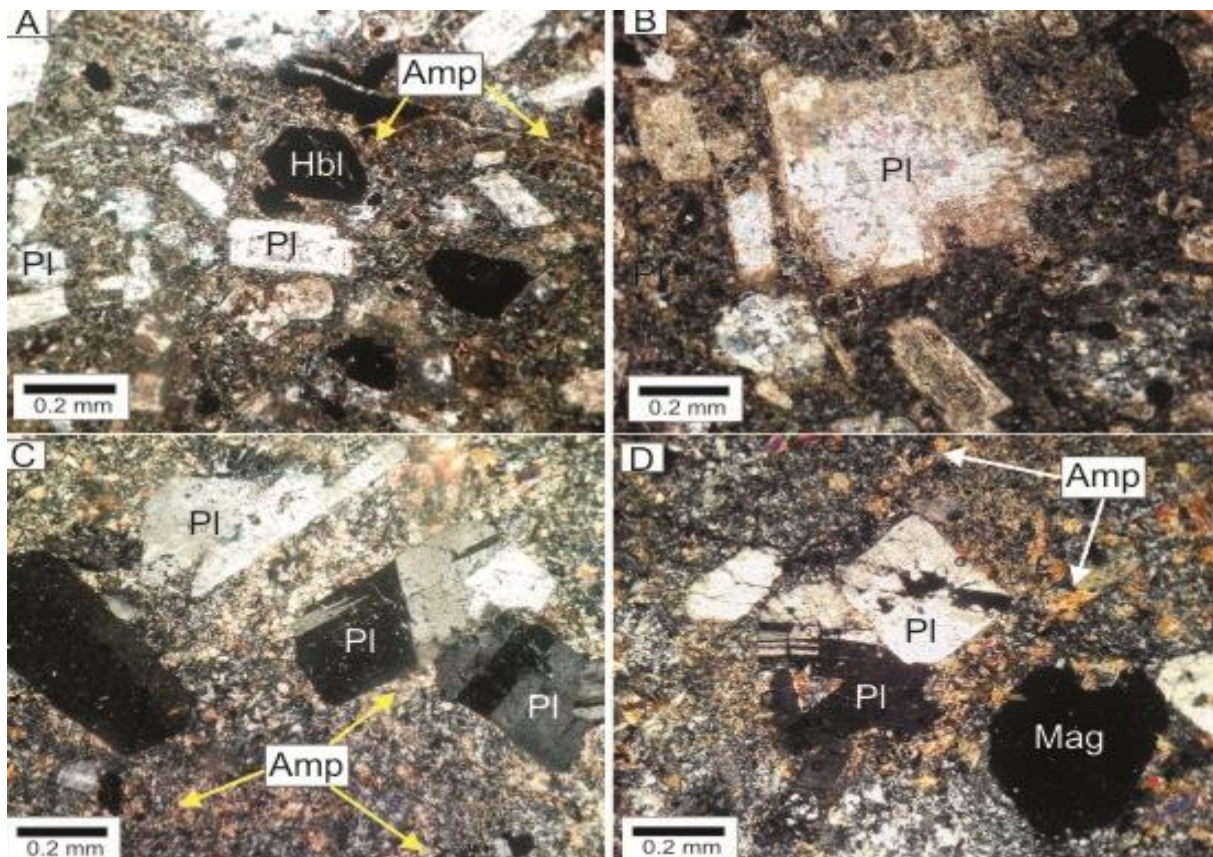
- ریولیت: از دیدگاه کانی‌شناسی، این سنگ‌ها بیشتر از کوارتز، پتاسیم‌فلدسپار (ارتوکلاز)، پلاژیوکلاز و مقدار ناچیزی آمفیبول (ترمولیت- اکتینولیت) ساخته شده‌اند. بافت این سنگ‌ها پورفیری با خمیرهای میکرو- تا کریپتوکریستالین از کوارتز است. بیشتر پلاژیوکلازها شکل دار هستند و ماکل پلی‌سینتتیک نشان می‌دهند (شکل ۵- A). در برخی بلورهای پلاژیوکلاز جابه‌جایی و دگرریختی ماکل‌ها به خوبی دیده می‌شوند. این پدیده نشان‌دهنده دگرریختی این کانی در پی گسلش در منطقه است (شکل ۵- B). خاموشی موجی و باز تبلور دینامیکی کوارتز از سیماهای بافتی این سنگ‌هاست. سایه فشاری در پیرامون پورفیروکلاست‌های پلاژیوکلاز و کم‌بودن مقدار تنش در این بخش‌ها باز تبلور دینامیکی کوارتز در این بخش‌ها را به دنبال داشته است (شکل



شکل ۵- تصویرهای میکروسکوپی از ریولیت‌های منطقه لکه‌سیاه (شمال‌خاوری بافق): (A) مجموعه کانیایی سازنده ریولیت‌های منطقه با بافت پورفیری؛ (B) دگرریختی ماکل‌های پلاژیوکلاز و بازتبلور دینامیکی کوارتز؛ (C) خوردگی خلیجی شکل در فنوکریست کوارتز (در XPL) (Qz: کوارتز؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ Amp: آمفیبول؛ Cal: کلسیت؛ Afs: آلکالی‌فلدسپار)

هرچند در برخی بخش‌ها، انباشتگی و چسبیدن بلورهای درشت پلاژیوکلاز بافت گلومروپورفیری را نیز پدید آورده‌اند (شکل ۴- C). در برخی بخش‌ها، شدت دگرسانی در این سنگ‌ها بسیار بالاست و پلاژیوکلازها و آمفیبول‌ها به‌طور کامل به سریسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند؛ به‌گونه‌ای که تنها قالب‌هایی از این کانی‌ها به‌جای مانده است (شکل ۴- B). همچنین، هورنبلند، کلریت، سریسیت، کانی‌های رسی و کلسیت از کانی‌های فرعی و ثانویه این سنگ‌ها شمرده می‌شوند.

- آن‌دزیت: درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول و به مقدار کم کوارتز از کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها هستند که در خمیره‌ای ریزدانه از همین کانی‌ها دیده می‌شوند (شکل‌های ۶- A و ۶- B). در این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار است و ماکل پلی‌سینتتیک نشان می‌دهد. این کانی نزدیک به ۷۰ تا ۸۰ درصد حجمی سنگ را دربر گرفته است. همچنین، برخی بلورهای کوارتز نیز مرز خلیجی دارند. بافت پورفیری فراوان‌ترین بافت این سنگ‌هاست (شکل‌های ۶- A و ۶- B).



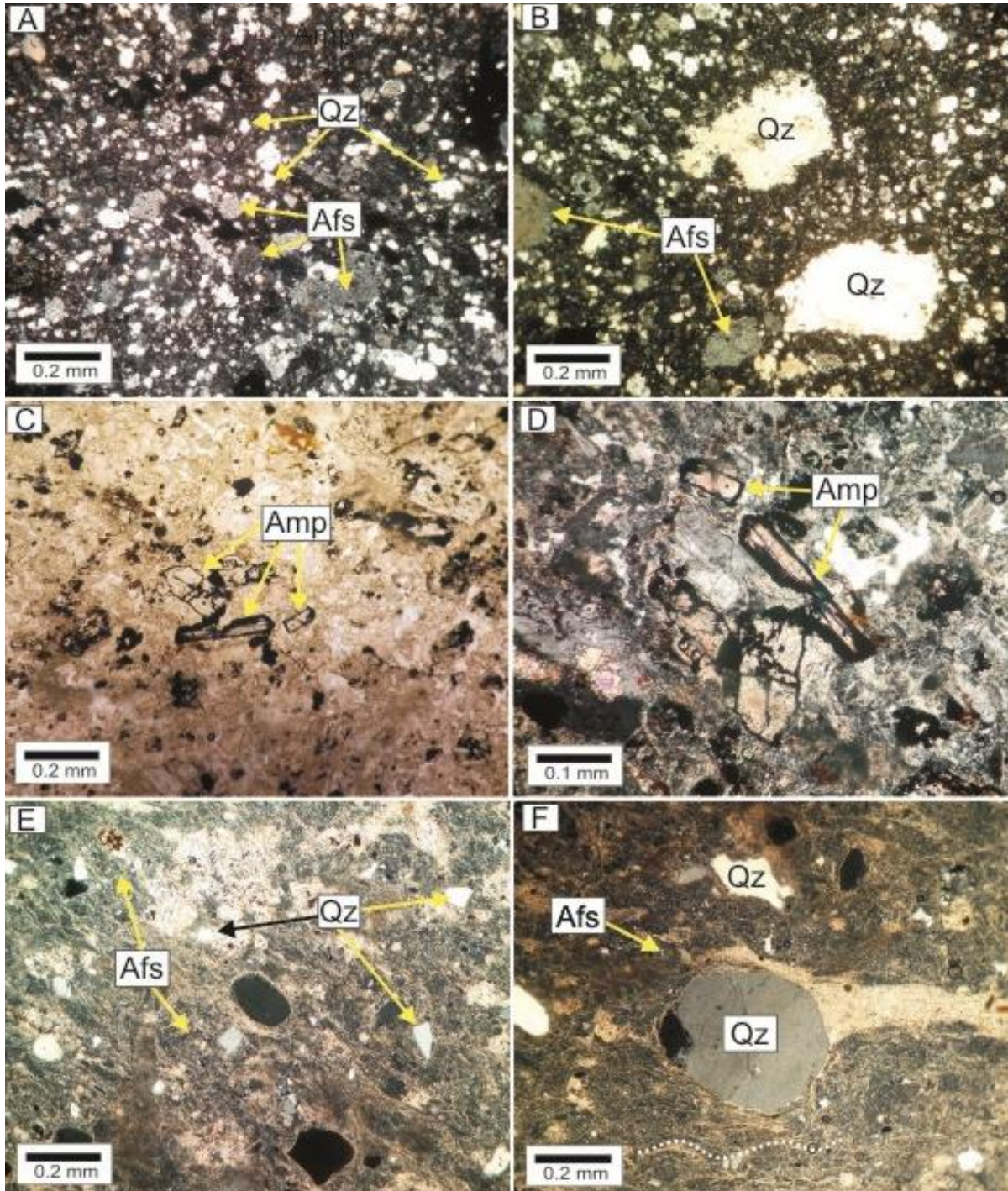
شکل ۶- تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) از آندزیت‌های منطقه لکه‌سیاه (شمال‌خاوری بافق): A, B) آندزیت‌های با بافت پورفیری؛ C, D) آندزیت‌های با بافت گلومروپورفیری (Pl: پلاژیوکلاز؛ Amp: آمفیبول؛ Mag: مگنتیت؛ Hbl: هورنبلند)

می‌دهند. فنوکریست‌های کوارتز نیز در این سنگ بافت خلیجی دارند و پیامد کاهش فشار هنگام بالا آمدن ماگما هستند (شکل ۷-B). در برخی واحدهای آندزیتی، این سنگ‌ها قطعات زاویه‌داری در زمینه دارند و از این‌رو، آنها را توف آندزیتی می‌نامند. بافت حاشیه‌آپاسیتی مهم‌ترین بافت دیده‌شده در این سنگ‌هاست (شکل‌های ۷-C و ۷-D). این بافت، بافت رایج در کانی‌های آبدار سنگ‌های آتشفشانی (مانند: آمفیبول و بیوتیت) است. این کانی‌ها در هنگام بالا آمدن ماگما و در پاسخ به کاهش فشار آب دچار واپاشی می‌شوند و آب ساختاری خود را در ماگما آزاد می‌کنند. این واپاشی به صورت یک هاله سیاه رنگ ساخته‌شده از اکسید آهن در پیرامون کانی دیده می‌شود (Plechov *et al.*, 2008). در این شرایط آمفیبول نخست در پاسخ به تغییر فشار، آب و یا هیدروژن خود را آزاد

- سنگ‌های آذرآواری: از دیدگاه سنگ‌شناسی، ارتوکلاز و کوارتز کانی‌های اصلی سازنده سنگ‌های آذرآواری منطقه لکه‌سیاه هستند. این کانی‌ها در زمینه‌های ریزبلور از همین کانی‌ها و آمفیبول دیده می‌شوند (شکل‌های ۷-A و ۷-B). ارتوکلاز کانی اصلی این سنگ است و به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با بزرگی متوسط ۰/۲ میلی‌متر دیده می‌شود. پس از ارتوکلاز، کوارتز فراوان‌ترین کانی این سنگ است. این کانی به صورت دانه‌های بی‌شکل، ریزدانه تا متوسط دانه و با بزرگی ۰/۰۵ تا ۰/۲ میلی‌متر دیده می‌شود. برپایه بررسی‌ها، زمینه این سنگ از تکه‌هایی با لبه‌های تیز ساخته شده است. همچنین، زمینه سنگ حفره‌هایی دارد که از کناره‌ها با کوارتز پر شده‌اند. چه بسا این حفره‌ها در پی خروج گاز از گدازه پدید آمده‌اند و ویژگی‌های بافت توفی را نشان

بماند و این پدیده ناپایداری و از هم پاشیده‌شدن آمفیبول را به دنبال دارد (Harford and Sparks, 2001).

می‌کند و جای خود را به آمفیبولی فقیر از آب می‌دهد. از این‌رو، جای واحد هیدروکسیل در ساختار آمفیبول خالی



شکل ۷- تصویرهای میکروسکوپی از توف‌های داسیتی منطقه لکه‌سیاه (شمال‌خاوری بافق): (A) پراکندگی کوارتز و ارتوکلاز در زمینه‌ای ریزدانه و شیشه‌ای؛ (B) کوارتزهای با مرز خلیجی؛ (C، D) بافت آپاسیتی کانی آمفیبول در توف‌های آندزیتی؛ (E، F) بافت جوش خورده همراه با نشانه‌هایی از جریان‌یافتگی در توف‌های ریولیتی (خط نقطه‌چین نشان‌دهنده حالت جریان‌یافتگی است) (همه تصاویرها در نور XPL هستند مگر تصویر C که در PPL است؛ Qz: کوارتز؛ Amp: آمفیبول؛ Afs: آلکالی‌فلدسپار)

در نمونه دستی به رنگ سبز روشن هستند و دانه بندی متوسط از خود نشان می دهند. پلاژیوکلاز و ارتوکلاز از کانی های اصلی سازنده این سنگ ها هستند که بیشتر از ۷۵ درصد حجمی سنگ را دربر گرفته اند. در مقطع های بررسی شده، این سنگ ها دانه بندی متوسط دارند و بافت آنها گرانولار هم بعد است (شکل ۸- A). در بخش هایی، ارتوکلاز بافت پرتیتی به نمایش می گذارد (شکل ۸- B). فراوانی کوارتز در این سنگ کمتر از ۱۰ درصد حجمی است. بیوتیت و آپاتیت (۱۰ درصد حجمی) از کانی های فرعی این سنگ و اپیدوت، کلریت و کلسیت (۵ درصد حجمی) از کانی های ثانویه هستند. همچنین، در برخی بخش ها بلورهای پلاژیوکلاز به صورت بسیار اندک به سرسیت دگرسان شده اند.

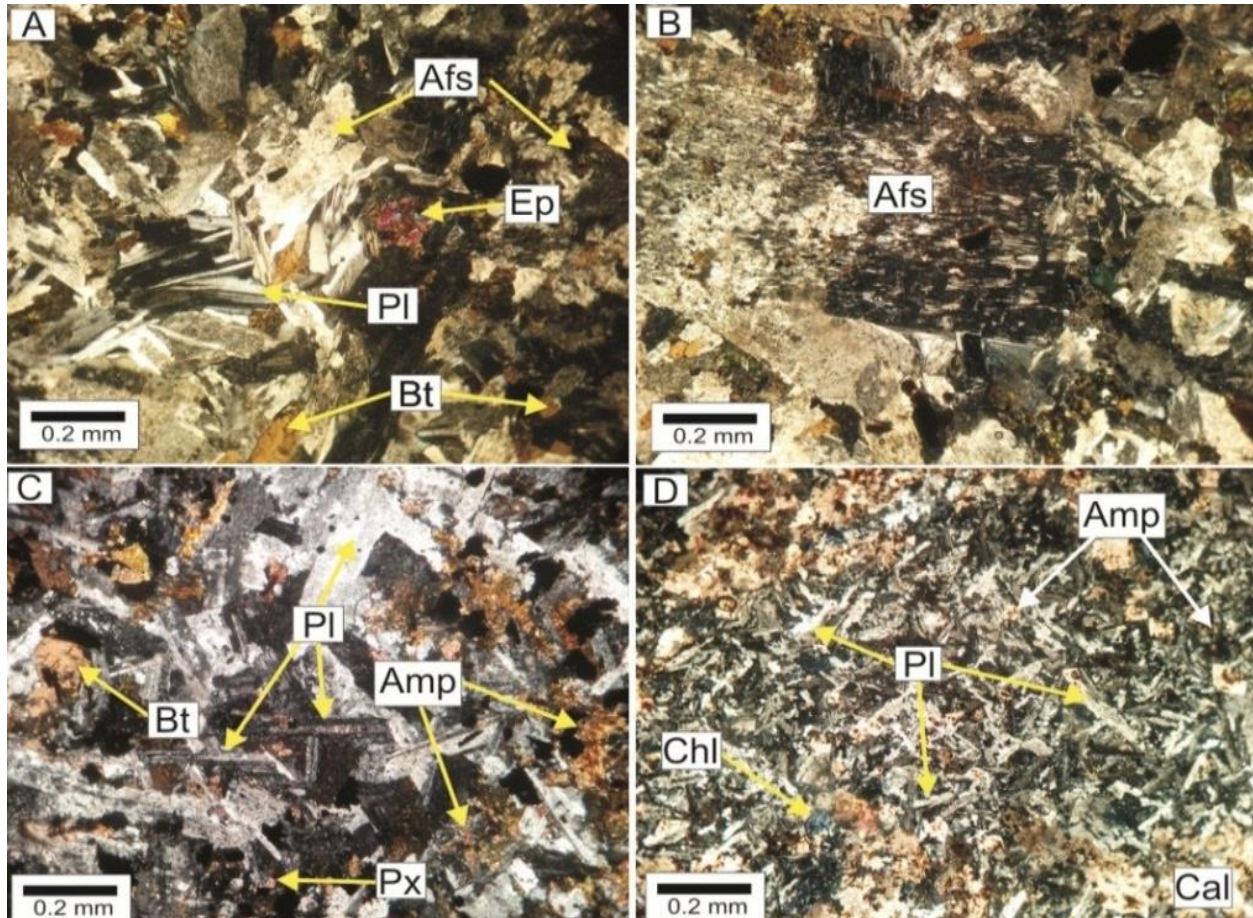
- دایک های دیابازی: بیشتر این سنگ ها که رنگ سبز تیره و دانه بندی ریز تا متوسط دارند از پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت ساخته شده اند. بر پایه بررسی های انجام شده، این دایک ها ترکیب دیوریتی دارند و به دو شکل ریزدانه و درشت دانه دیده می شوند (شکل های ۸- C و ۸- D). بر پایه بررسی های میکروسکوپی، بافت این سنگ ها اینترگرانولار تا اینترسرتال است. در این بافت ها بلورهای پلاژیوکلاز به صورت زاویه دار با یکدیگر برخورد می کنند و فضای میان آنها با کانی های فرومینزین و یا با مواد نهان بلور پر می شود (Sepahi and Miri, 2015). پلاژیوکلازها به شکل تیغه ای و با فراوانی ۷۰ تا ۸۰ درصد حجمی ماکل پلی سینتتیک دارند. در برخی بخش ها، سرسیت به مقدار کم از دگرسانی پلاژیوکلازها پدید آمده است. پیروکسن با فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد حجمی و آمفیبول با

توف های با ترکیب ریولیتی نیز از دیگر واحدهای آذرآواری منطقه هستند. بافت جوش خورده مهم ترین بافت دیده شده در این سنگ ها است (شکل های ۷- E و ۷- F). این بافت نوعی بافت توفی است که دچار فشردگی شده و از این رو، حفره های آن از میان رفته است. هنگامی که گازهای داغ از درون یک جریان تفرای در حال سرد شدن فرار می کنند از سرعت جریان تفرای کاسته می شود و موادی که هنوز داغ هستند شروع به نهشته شدن می کنند. بخش های بالا و پایین روانه که در همبری مستقیم با هوای آزاد و زمین است با سرعت بیشتری سرد می شود. به دنبال این سرد شدن سریع، نهشته هایی نرم و اندکی سنگی شده پدید می آیند که شباهت بسیاری به توف های خاکستر دارند. این در حالیکه بخش های درونی جریان هنوز دمای بالایی دارند. وزن لایه های بالایی فشردگی بخش های درونی را به دنبال دارد و در پی گرمای موجود در آن منطقه، تکه های ریز خاکستر، قطعات سنگی و شیشه های آتشفشانی به هم جوش خورده و بافت جوش خورده را پدید می آورند (Sepahi and Miri, 2015). معمولاً در این بافت نشانه هایی از جریان یافتگی توفها به خوبی دیده می شوند (شکل های ۷- E و ۷- F).

- مونزونیت: این سنگ ها مهم ترین واحدهای آذرین درونی در منطقه هستند که پراکندگی و رخمون کمی در منطقه دارند و بیشتر در بخش های مرکزی منطقه لکه سیاه دیده می شوند. بر پایه بررسی های صحرایی، این توده ها به درون واحدهای آتشفشانی منطقه نفوذ کرده اند و نشان دهنده پیدایش پس از آنهاست. این سنگ ها

نیمه‌شکل‌دار در این سنگ‌ها دیده می‌شوند.

فراوانی نزدیک به ۵ درصد حجمی به صورت شکل‌دار تا



شکل ۸- تصویرهای میکروسکوپی (در XPL) از توده‌های آذرین درونی مونزونیتی و دایک‌های دیابازی منطقه لکه‌سیاه (شمال‌خاوری بافق): (A) مجموعه کانیاپی مونزونیت با بافت گرانولار؛ (B) آلکالی‌فلدسپار با بافت پرتیتی در مونزونیت‌های منطقه؛ (C) دایک دیابازی درشت‌دانه با بافت اینترگرانولار؛ (D) دایک دیابازی ریزدانه با بافت اینترگرانولار (Afs): آلکالی‌فلدسپار؛ Bt: بیوتیت؛ PL: پلاژیوکلاز؛ Ep: اپیدوت؛ Amp: آمفیبول؛ Px: پیروکسن؛ Chl: کلریت؛ Cal: کلسیت)

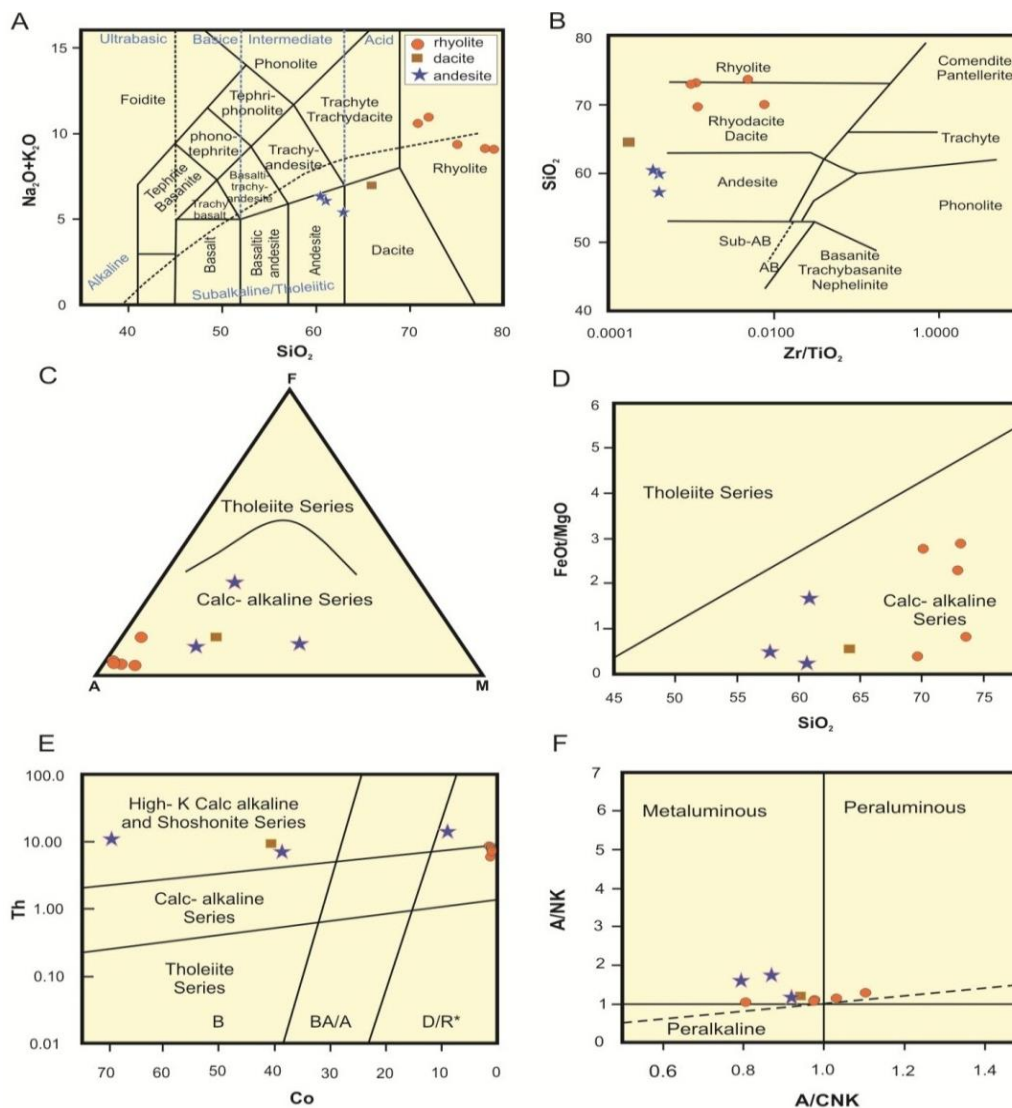
سنگ‌های آذرین است. این عناصرها همراه با عنصرهای کمیاب برای درک تحولات زمین‌شیمیایی، شناسایی پهنه زمین‌ساختی و شرایط پیدایش سنگ‌های آذرین به کار گرفته می‌شوند. برای رده‌بندی و پژوهش‌های سنگ‌شناسی در این پژوهش، نمودارهای TAS به کار برده شدند. در نمودار TAS پیشنهادی Le Bass و همکاران (۱۹۸۶)، نمونه‌های آتشفشانی منطقه لکه‌سیاه بیشتر در محدوده ترکیبی ریولیت، آندزیت و داسیت جای می‌گیرند (شکل ۹- A).

زمین‌شیمی

برپایه تجزیه‌های شیمیایی سنگ‌های آذرین می‌توان به سرشت سنگ‌ها، تغییرات ترکیبی آنها و تا اندازه‌ای به فرایندهای مؤثر در پیدایش آنها پی برد (Rollinson, 1993). در این راستا، برای بررسی شیمیایی سنگ‌کل نمونه‌ها، نمونه‌های سالم و با دگرسانی کمتر برگزیده شدند. داده‌های تجزیه زمین‌شیمیایی نمونه‌ها در جدول‌های ۱ تا ۴ آورده شده‌اند. مهم‌ترین کاربرد عنصرهای اصلی در رده‌بندی

ریولیت، ریوداسیت، داسیت و آندزیت جای می‌گیرند (شکل ۹- B). از دیدگاه سری‌های ماگمایی، نمونه‌های بررسی‌شده در نمودار AFM در سری کالک‌آلکان جای می‌گیرند (شکل ۹- C). همچنین، در نمودار SiO_2 به FeO^*/MgO همه نمونه‌ها در گستره سری کالک‌آلکان جای می‌گیرند (شکل ۹- D).

از آنجایی که شاید دگرسانی روی سنگ‌های آتشفشانی بیشتر از سنگ‌های آذرین درونی تأثیر داشته باشد، عنصرهایی که امکان جابه‌جایی کمتری در هنگام دگرسانی دارند برای نامگذاری این سنگ‌ها به کار برده شدند (Karimpour, 1988). از این‌رو، از نمودار SiO_2 در برابر Zr/TiO_2 بهره گرفته شد. در این نمودار، نمونه‌ها در گستره



شکل ۹- رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی منطقه لکه‌سیاه (شمال خاوری بافق): (A) نمودار TAS (سیلیس در برابر مجموع آلکالی بر پایه درصدوزنی) (Le Bass *et al.*, 1986); (B) نمودار Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 بر پایه درصدوزنی (Winchester and Floyd, 1977); (C) نمودار AFM (Hastie *et al.*,) نمودار Co- Th (Miyashiro, 1974); (D) نمودار SiO_2 بر پایه درصدوزنی در برابر FeO^*/MgO (Irvine and Baragar, 1971); (E) نمودار Th در برابر Co (Shand, 1943); (F) بررسی شاخص اشباع‌شدگی از آلومین بر پایه نمودار A/CNK در برابر A/NK (2007)

می‌گیرند (شکل ۹- E). این نمودار بر پایه دو عنصر با رفتارهای متفاوت پیشنهاد شده است. Th عنصری

در نمودار Co- Th، نمونه‌ها در گستره سری کالک‌آلکان و کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی جای

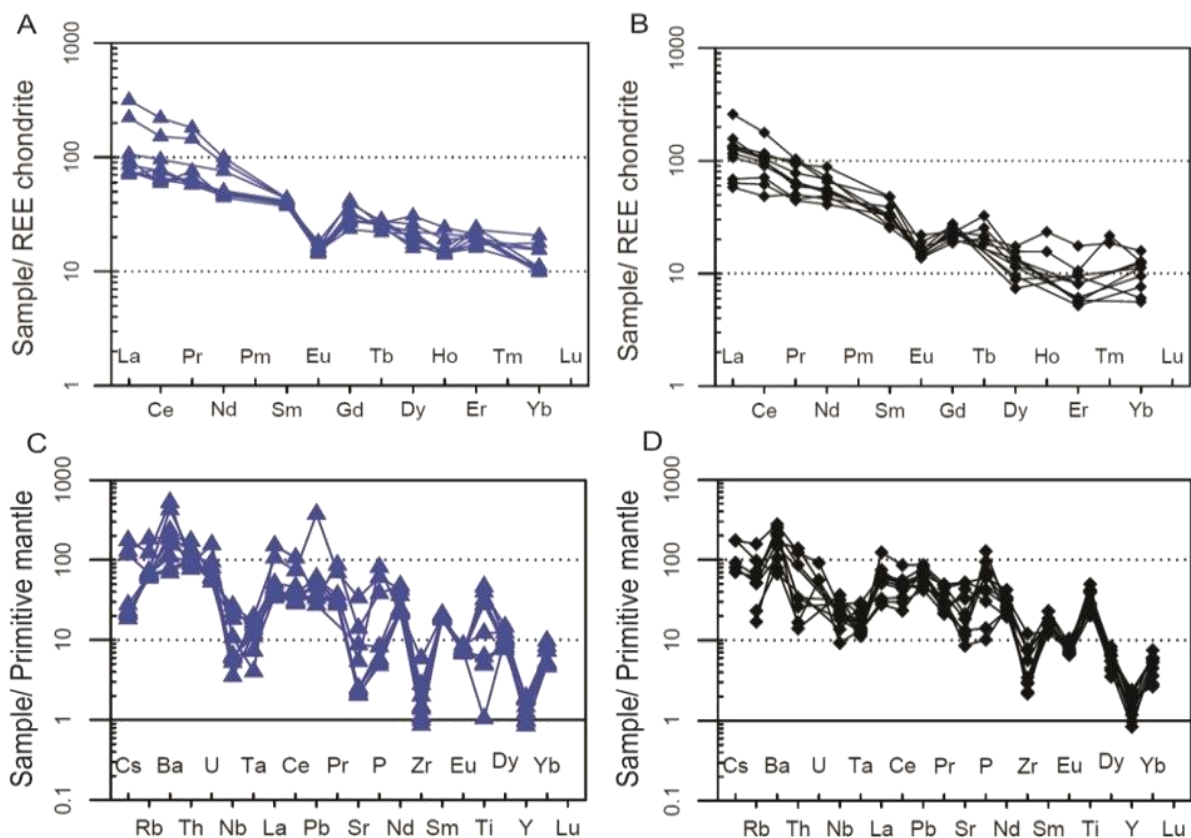
متالومینوس جای می‌گیرند (Shand, 1943) (شکل ۱۰- E).

عنصرهای خاکی کمیاب

- الگوی فراوانی REE در سنگ‌های میزبان

الگوی فراوانی عنصرهای خاکی کمیاب در سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های آذرین درونی که به ترکیب کندریت بهنجار شده‌اند (Boynton, 1985)، غنی‌شدگی نسبی از LREE در برابر HREE و همچنین، آنومالی منفی و آشکاری از Eu را نشان می‌دهند. روند غنی‌شدگی LREE در برابر HREE از ویژگی‌های ماگماهای پدیدآمده در پهنه‌های فرورانش است (Wilson, 1993; Rolinson, 1993; Gill, 1989) (شکل ۱۱).

همچنین، در نمودار کاتیونی R₁- R₂، نمونه‌ها بیشتر در گستره موزونیت، دیوریت و تونالیت جای می‌گیرند (شکل ۱۰- B). از دیدگاه شناسایی سری‌های ماگمایی، سنگ‌های آذرین درونی منطقه لکه‌سیاه در نمودار AFM، در گستره کالک‌آلکالن (شکل ۱۰- C) و در نمودار SiO₂ در برابر K₂O در گستره سری کالک‌آلکالن با پتاسیم بالا جای می‌گیرند (Taylor, 1976) (شکل ۹- D). همچنین، برپایه ضریب اشباع‌شدگی از آلومین (ASI)، بیشتر نمونه‌های آذرین درونی منطقه بررسی‌شده در نمودار Al₂O₃/(Na₂O+K₂O) در برابر Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) در گستره



شکل ۱۱- ترکیب سنگ‌های آذرین منطقه لکه‌سیاه (شمال خاوری بافق) در: (A) نمودار الگوی فراوانی REE بهنجار شده در برابر ترکیب کندریت برای سنگ‌های آتشفشانی؛ (B) نمودار الگوی فراوانی REE بهنجار شده در برابر ترکیب کندریت برای سنگ‌های آذرین درونی بهنجار شده در برابر ترکیب کندریت؛ (C) نمودار چندعنصری بهنجار شده به ترکیب اولیه گوشته برای سنگ‌های آتشفشانی؛ (D) نمودار چندعنصری بهنجار شده به ترکیب اولیه گوشته برای سنگ‌های آذرین درونی (ترکیب گوشته اولیه از: McDonough and Sun (1995)؛ ترکیب کندریت از: Boynton (1984))

آنومالی مثبت P، La و Ce در نمونه‌های آذرین درونی منطقه نیز پیامد حضور کانی آپاتیت در این سنگ‌هاست.

غنی‌شدگی LILE در برابر HFSE از ویژگی‌های وابسته به آرایش پوسته‌ای و یا مذاب‌های وابسته به پهنه‌های فرورانشی است (Asran *et al.*, 2012; Zhang *et al.*, 2006; Kelemen *et al.*, 1993; Woodhead *et al.*, 1993; Pearce, 1982). آنومالی مثبت Pb نیز گویای متاسوماتیسم گوه‌گوشته‌ای با سیال‌های آزادشده از سنگ‌کره اقیانوسی فرورو یا آرایش ماگما با سنگ‌کره قاره‌ای است (Atherton and Ghani, 2002). عنصرهای HFSE از عنصرهای نامتحرک هستند و با سیال‌ها جابه‌جا نمی‌شوند و خاستگاه گوشته‌ای از آنها تهی خواهد ماند. ذوب این خاستگاه در مراحل بعدی، تهی‌شدگی از HFSE و غنی‌شدگی از LILE در مذاب را در پی خواهد داشت (McCulloch and Gamble, 1991). اگرچه به باور برخی پژوهشگران، تهی‌شدگی از HFSE در مذاب‌های پهنه‌های فرورانشی پیامد برجاماندن کانی‌های جذب‌کننده HFSE (مانند: روتیل و آمفیبول) در گوه‌گوشته‌ای بالای صفحه فرورو است (Green, 1986; Geren and Pearson, 2006). تهی‌شدگی از HFSE (مانند: Ta, Nb و Ti) و فراوانی از عنصرهای با شدت میدان کم یا LILE (مانند: Ce, La, K, Rb و Th) از ویژگی‌های کمان‌های آتشفشانی هستند (Yoshida *et al.*, 2013; Tian *et al.*, 2008; Castillo *et al.*, 2006). تهی‌شدگی از Ti نشان‌دهنده تمرکز فازهای تیتانیم‌دار در بخش‌های جدایش‌یافته ژرف یا مقدار کم این عنصر در سنگ خاستگاه است.

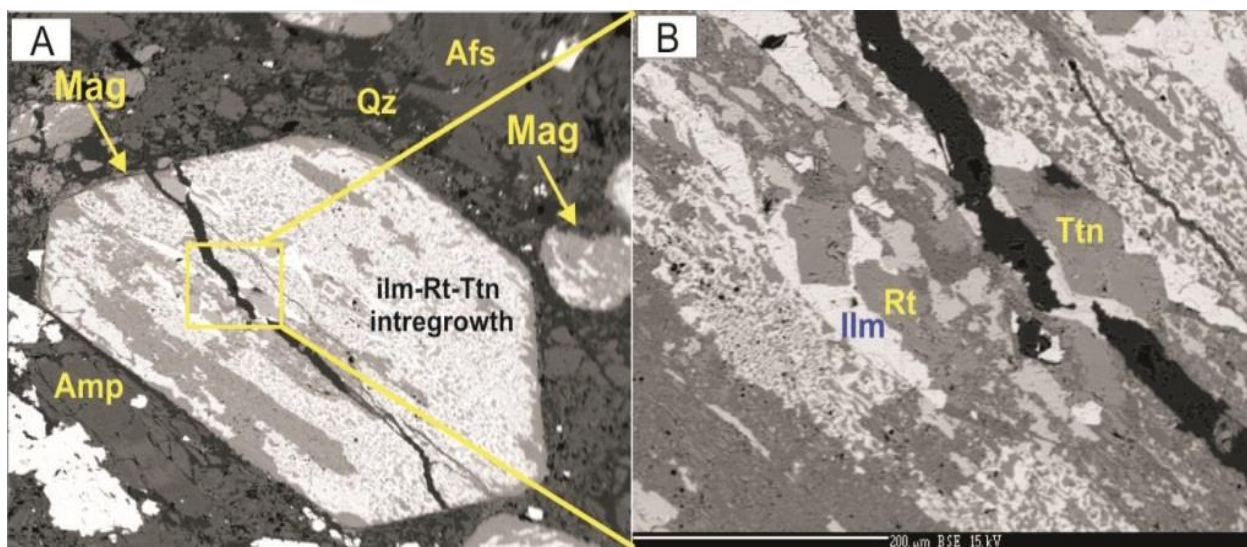
آنومالی منفی Eu نیز چه‌بسا پیامد جدایش پلاژیوکلازهای کلسیک هنگام تبلوربخشی و یا نبود پلاژیوکلاز در مواد سازنده خاستگاه باشد (Richards *et al.*, 2012; Wang *et al.*, 2007; Rollinson, 1993). برپایه بررسی‌های Wu و همکاران (۲۰۰۳)، آنومالی منفی Eu همراه با آنومالی منفی Sr پیامد جدایش پلاژیوکلاز است؛ اما اگر با آنومالی منفی Ba همراه باشد، جدایش بلورین پتاسیم‌فلسپار را نشان می‌دهد.

در نمودار چندعنصری بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه، سنگ‌های آتشفشانی منطقه لکه‌سیاه از عنصرهای Ba, Th, U, La, Ce و Ti غنی‌شدگی و از عنصرهای Nb, Ta, Sr, Zr و Y تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۱- C). در نمودار بهنجارشده به ترکیب گوشته اولیه برای سنگ‌های آذرین درونی منطقه لکه‌سیاه (شکل ۱۱- D)، عنصرهای با قدرت میدان بالا یا HFSE (مانند: Nb, Ta, Zr, Ti و Y) و برخی عنصرهای REE و عنصرهای لیتوفیل سبک یا LILE (مانند: Rb, K و Ba) در آن نمایش داده شده‌اند. در این نمودار، عنصرهای K, Ba, P, Ti, Ce و Pb غنی‌شدگی و عنصرهای Nb, Ta, Sr, Eu, Zr و Y تهی‌شدگی نشان می‌دهند. عنصر Ba در گستره‌های دمایی گسترده پهنه‌های فروانشی متحرک است و همراه با سیال‌های آبدار جایجا می‌شود. Th نیز در سیال‌های کم‌دما کم‌تحرک و یا نامتحرک است؛ اما در دمای بالا که رسوب‌های بالای صفحه فرورو و یا گوه‌گوشته‌ای دچار ذوب‌بخشی می‌شوند متحرک است.

آنومالی مثبت عنصرهای K و Pb نشان‌دهنده دخالت پوسته قاره‌ای در پیدایش و تحول ماگمای سازنده این سنگ‌هاست (Harris, 1983).

(مانند: اسفن) و کانی‌هایی مانند آمفیبول، ایلمنیت و تیتانومگنتیت کنترل می‌کنند (Glenn, 2004). برپایه بررسی‌های ریزپردازش الکترونی، کانی‌های کدر همراه با سنگ میزبان مگنتیت هستند و در هم‌رشدی‌هایی از کانی‌های ایلمنیت، روتیل و تیتانیت دارند (شکل ۱۲).

(Pearce and Peate, 1995). آنومالی منفی Nb و Ti از ویژگی ماگماتیسم وابسته به فرایند فرورانش (Kuster and Harms, 1998) یا از ویژگی‌های سنگ‌های پوسته قاره‌ای و شرکت در فرایندهای ماگمایی باشد (Rollinson, 1993). آنومالی مثبت و منفی Ti را کانی‌های تیتانیم‌دار



شکل ۱۲ - A, B) تصاویر BSE از در هم‌رشدی Ilm- Ttn- Rt در مگنتیت سنگ میزبان در منطقه لک‌سیاه (شمال خاوری بافق) تیتانیت؛ Rt: روتیل؛ Ilm: ایلمنیت؛ Qz: کوارتز؛ Amp: آمفیبول؛ Afs: آلکالی‌فلدسپار)

Boynton, 1985; 1993). برای بررسی زمین‌شیمی عنصرهای خاکی کمیاب در کانی آپاتیت، شمارش نمونه از بلورهای آپاتیت همراه با کانسنگ جدا و به روش ICP-MS تجزیه شیمیایی شدند. داده‌های به‌دست‌آمده در جدول ۵ آورده شده‌اند. همچنین، نسبت‌های La_{cn}/Yb_{cn} ، Gd_{cn}/Yb_{cn} و La_{cn}/Sm_{cn} به‌ترتیب برای بررسی تفکیک LREEها و HREEها، تفکیک میان عنصرهای LREEها و تفکیک میان عنصرهای HREEها به‌دست آورده شدند. رسم نمودارهای عنکبوتی عنصرهای خاکی کمیاب برای نمونه‌های آپاتیت پس از بهنجارسازی در برابر ترکیب کندریت، یک شیب منفی و یکنواخت همراه با

جایگیری ماگما در بخش‌های بالایی پوسته چه‌بسا به‌دنبال گاززدایی از مذاب و حذف آهن فرو با سیال‌های ثانویه هنگام سرد شدن فوگاسیته اکسیژن را افزایش می‌دهد (Bell and Simon, 2011). افزایش فوگاسیته اکسیژن حلالیت Ti در مگنتیت را کاهش می‌دهد و تیغه‌های اکسلوشن ایلمنیت را در آن پدید می‌آورد.

- آپاتیت

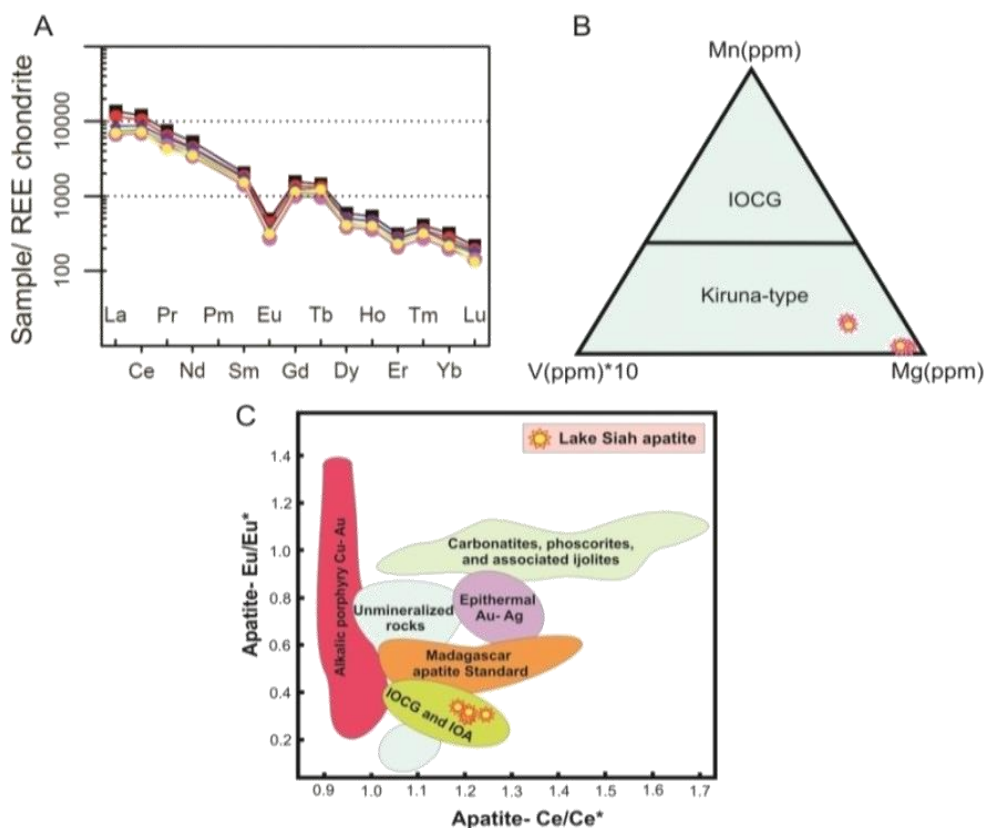
عنصرهای خاکی کمیاب کمتر از دیگر عنصرها در معرض هوازدگی و دگرسانی‌های گرمایی هستند. از این‌رو، الگوی فراوانی آنها خاستگاه کانی‌ها و سنگ‌ها را نشان می‌دهد (Rollinson,)

دوی آنها می‌شود. به‌تازگی نمودار سه‌تایی V-Mg-Mn برای تفکیک آپاتیت در کانسارهای تیپ IOCG و IOA پیشنهاد شده است (Mao *et al.*, 2016). آپاتیت‌های کانسارهای آهن-آپاتیت در پهنه‌های فرورانش مقدار Mn کمتری نسبت به کانسارهای IOCG دارند. همچنین، کم‌بودن مقدار V نیز شاید پیامد کم‌بودن فوگاسیتته اکسیژن در محیط باشد؛ زیرا محتوای بالای V در آپاتیت پیامد فوگاسیتته بالای اکسیژن هنگام تبلور آپاتیت در پی جانشینی V^{5+} در آپاتیت است (Sha and Chappell, 1999; Kutoglu, 1974). در نمودار سه‌تایی V-Mg-Mn، نمونه‌های آپاتیت لکه‌سیاه در گستره کانسارهای تیپ کایرونا جای می‌گیرند (شکل ۱۳-B). نسبت‌های Eu/Eu^* و Ce/Ce^* در آپاتیت برای ارزیابی مراحل اکسایش-کاهش (redox) ماگما به‌کار برده می‌شود. کم‌بود فوگاسیتته اکسیژن، نسبت Eu^{+2}/Eu^{+3} و Ce^{+3}/Ce^{+4} در مذاب را افزایش، غلظت Eu^{+3} را کاهش و غلظت Ce^{+3} را افزایش می‌دهد (Sha and Chappell, 1999). این پدیده حضور Eu^{+3} نسبت به Ce^{+3} در آپاتیت را کاهش می‌دهد و از این‌رو، آنومالی منفی قوی Eu و آنومالی مثبت شاخص Ce در آپاتیت پدید می‌آورد. آپاتیت گرایش بیشتری برای افزودن Eu^{+3} و Ce^{+3} (نسبت به Eu^{+2} و Ce^{+4}) به ساختار خود دارد؛ زیرا شعاع یونی Eu^{+3} و Ce^{+3} به شعاع یونی Ca^{+2} نزدیک‌تر است. جدای از فوگاسیتته اکسیژن، Ce بیشتر به‌صورت Ce^{+3} وارد آپاتیت می‌شود. در نمودار Ce/Ce^* در برابر Eu/Eu^* ، نمونه‌های آپاتیت لکه‌سیاه در گستره ترکیبی کانسارهای تیپ کایرونا و IOCG جای می‌گیرند (شکل ۱۳-C).

آنومالی منفی Eu نشان می‌دهد (شکل ۱۳-A). این روند کاهش پیامد غنی‌شدگی از LREE در برابر HREE و از ویژگی‌های شاخص آپاتیت‌ها در کانسارهای آهن-آپاتیت تیپ کایروناست (Edfelt, 2007; Jinjie *et al.*, 2007). آپاتیت‌های تیپ کایرونا آنومالی منفی Eu و غلظت‌های ΣREE بیشتر از ۲۰۰۰ تا ۷۰۰۰ پی‌پی‌ام دارند (Frietsch and Pendahl, 1995). آنومالی Eu در نمونه‌های زمین‌شناسی مهم‌ترین ردیاب برای ارزیابی شرایط محیطی در سیستم‌های زمین‌شناسی گوناگون به‌شمار می‌رود (Jiang *et al.*, 2007). پارامتر Gd_{cn}/Yb_{cn} به‌دست‌آمده برای نمونه‌های آپاتیت نشان می‌دهد تفکیک میان عنصرهای HREE نسبت به عنصرهای LREE (که تفکیک میان آنها با پارامتر La_{cn}/Sm_{cn} اندازه‌گیری می‌شود) کمتر روی داده است. الگوی فراوانی عنصرهای خاکی کمیاب که در شکل ۱۳-A نمایش داده شده است نیز این نکته را به‌خوبی نشان می‌دهد. پارامتر La_{cn}/Yb_{cn} به‌دست‌آمده برای نمونه‌ها نیز نشان می‌دهد تفکیک بالایی میان عنصرهای LREE و HREE روی داده است. تهی‌شدگی Eu در نمونه‌های آپاتیت این کانسار شاید با تبلوربخشی فلدسپار از ماگمای مادر وابسته باشد (Frietsch and Pendahl, 1995; Andreoli *et al.*, 1994). آپاتیت‌ها در کانسارهای تیپ کایرونا فراوانی بالایی از Na ($Na < 0.7wt\%$) و همچنین S ($S < 0.49wt\%$) و مقدار کمی از Mn (40-245 ppm) دارند. فراوانی کم Mn در این تیپ کانسارها پیامد همزیستی اکتینولیت و مگنتیت با آپاتیت است؛ زیرا Mn وارد ساختار هر

جدول ۵- داده‌های تجزیه شیمیایی عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب (برپایه ppm) در کانی آپاتیت منطقه لک‌سیاه (شمال‌خاوری بافق) به روش ICP- MS

Sample No.	Apatite	Apatite	Apatite	Apatite	Apatite	Apatite
La	4208.91	3617.71	2303.71	2659.95	2052.66	2165.21
Ce	9616.59	8381.45	6168.93	7024.77	5596.9	5321.7
Pr	915.65	783.08	642.99	724.19	580.49	521.97
Nd	3188.19	2671.07	2324.03	2592.05	2034.22	2114.34
Sm	397.39	358.5	301.43	340.45	273.17	297.31
Eu	36.29	32.01	23.86	25.95	19.98	23.21
Gd	403.68	354.26	285.27	321.43	257.45	297.3
Tb	68.48	62.38	50.74	59	45.78	58.67
Dy	189.49	163.23	139.22	160.93	124.3	139.21
Ho	38.65	32.92	28.62	33.48	25.85	29.14
Er	66.07	58.15	51.04	56.61	43.63	40.31
Tm	13.18	11.52	10.07	11.28	8.8	10.34
Yb	66.67	57.98	48.12	51.09	41.47	45.98
Lu	6.97	6.24	5.42	5.85	4.57	4.35
ΣREE	19216.21	16590.5	12383.45	14067.03	11109.27	11069.04
La _{cn} /Yb _{cn}	42.56	42.07	32.28	35.10	33.37	31.75
La _{cn} /Sm _{cn}	6.66	6.35	4.81	4.91	4.73	4.58
Gd _{cn} /Yb _{cn}	4.88	4.93	4.78	5.07	5.00	5.21
Eu/Eu*	0.28	0.27	0.25	0.24	0.23	0.24
Ce/Ce*	0.14	1.19	1.21	1.21	1.23	1.25
V	23.59	23.53	58.98	61.76	56.34	58.38
Mn	149.12	159.6	208.45	188.36	165.03	171.69
Mg	1000	1000	12000	10800	9600	10200



شکل ۱۳- A) الگوی فراوانی REE در کانی آپاتیت منطقه لک‌سیاه (شمال‌خاوری بافق) بهنجارشده به ترکیب کندریت (Boynton, 1985); B) نمودار سه‌تایی V-Mn-Mg برای شناسایی آپاتیت‌ها در کانسارهای IOCG و IOA؛ C) نمودار Ce/Ce^* در برابر Eu/Eu^* برای آپاتیت‌های تیپ کانسارهای گوناگون (Mao et al., 2016)

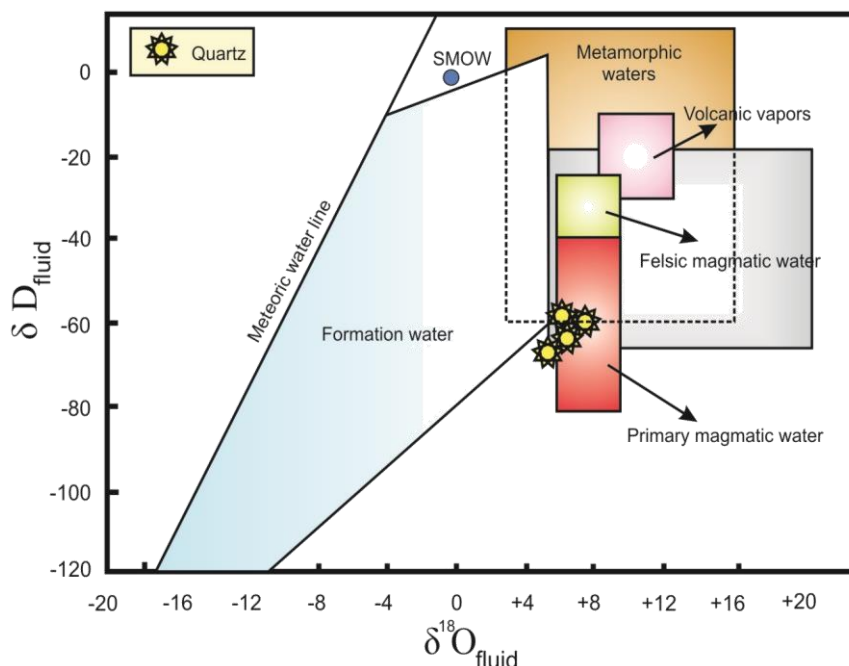
زمین‌شیمی ایزوتوپی

انجام بررسی‌های ایزوتوپی در نمونه‌های کانساری از روش‌های مرسوم برای شناسایی و شناسایی ترکیب نخستین سیال کانه‌ساز در کانسارهاست (Yan *et al.*, 2014). برای شناسایی خاستگاه و سرشت سیال کانه‌ساز تجزیه‌های ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و هیدروژن روی نمونه‌های کوارتز همراه با کانسنگ مگنتیت این کانسار انجام شد. خلوص نمونه‌ها در زمان جداسازی در زیر میکروسکوپ بیناکولار برابر با ۹۵ تا ۹۸ درصد بود. داده‌های به‌دست‌آمده از این تجزیه که برپایه استاندارد میانگین آب اقیانوس گزارش شده‌اند، در جدول ۶ آورده شده‌اند. از آنجایی که دما کنترل‌کننده جدایی ایزوتوپی

ایزوتوپ‌های پایدار میان کانی و سیال‌های گرمایی است، با در نظر گرفتن دمایی برابر با ۳۶۰، ۳۷۰ و ۳۹۰ درجه سانتیگراد برپایه بررسی سیال‌های درگیر برای پیدایش کوارتز این کانسار، مقدار $\delta^{18}\text{O}$ می‌شود (Clayton *et al.*, 1972). برای شناخت خاستگاه سیال کانه‌زا در کانسار لکه‌سیاه نمودار δD در برابر $\delta^{18}\text{O}$ به کار برده شد (شکل ۱۴). در این نمودار، نمونه‌های بررسی‌شده درون و نزدیک محدوده سیال‌های ماگمایی جای می‌گیرند. Jafarzadeh و Foerster (۱۹۹۴) نیز از پژوهشگرانی هستند که خاستگاه ماگمایی را برای کانسارهای آهن منطقه بافق پیشنهاد کرده‌اند.

جدول ۶- مقدار $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ (برپایه ‰) در کانی کوارتز لکه‌سیاه و مقدار $\delta^{18}\text{O}$ به‌دست‌آمده برای سیال در تعادل با آن

Mineral	$^{18}\text{O}_{\text{Mineral}} \text{‰}\delta$	$\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} \text{‰}\delta$	$^{18}\text{O}_{\text{Fluid}} \text{‰}\delta$	T (°C)
Quartz	- 2.13	- 60.39	7.38	374
Quartz	- 3.34	- 62.11	6.17	370
Quartz	- 4.71	- 70.98	4.03	390
Quartz	- 3.36	- 60.28	6.15	360

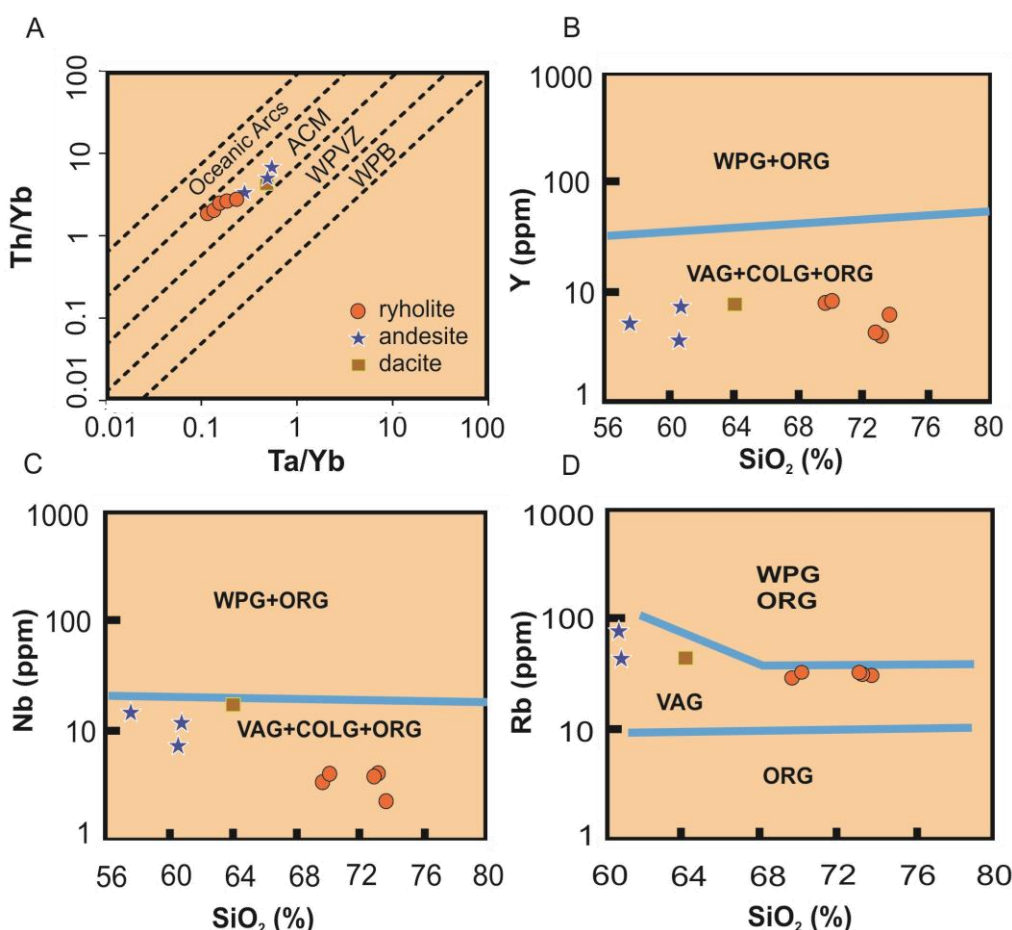


شکل ۱۴- نمودار δD در برابر $\delta^{18}\text{O}$ سیال برای شناسایی خاستگاه سیال مؤثر در کانه‌زایی در منطقه لکه‌سیاه (شمال‌خاوری بافق)

جایگاه زمین‌ساختی

برای شناخت و تفسیر پهنه‌های زمین‌ساختی بیشتر عنصرهای نامتحرک یا کم تحرک کاربرد دارند. عنصرهای با شدت میدان بالا (مانند: Y, Nb, Zr و Ti) کاربرد بیشتری دارند؛ زیرا در سیال‌ها کمابیش نامتحرک هستند و شرایط گرمایی، هوازگی و دگرگونی درجه بالا آنها را چندان تغییر نمی‌دهند. در نمودار نسبت عنصرهای Ta/Yb در برابر Th/Yb، سنگ‌های آتشفشانی منطقه لکه‌سیاه در پهنه مرز فعال قاره‌ای جای می‌گیرند (شکل ۱۵- A). همچنین، نمودارهای تغییرات SiO₂ در برابر عنصرهای

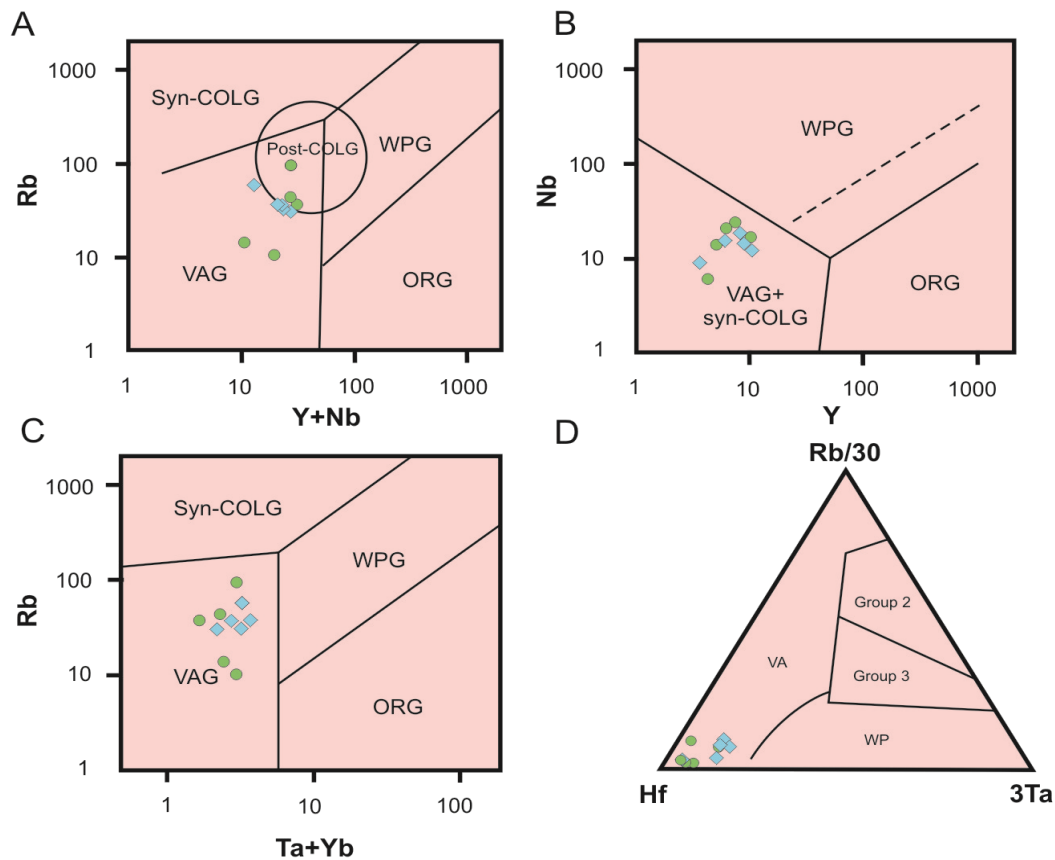
کمیاب (مانند: Y, Rb, Nb) برای بررسی جایگاه زمین‌ساختی نمونه‌ها به کار برده شدند (Pearce *et al.*, 1984). در این نمودارها، پهنه‌های زمین‌ساختی گوناگون (مانند: گرانیتوئیدهای درون‌صفحه‌ای، گرانیتوئیدهای میان اقیانوسی، گرانیتوئیدهای کمان ماگمایی و گرانیتوئیدهای برخوردی) از یکدیگر جدا شده‌اند. نمونه‌های آتشفشانی منطقه لکه‌سیاه در شکل‌های ۱۵-B و ۱۵-C در گستره ترکیبی گرانیتوئیدهای VAG, ORG و COLG جای می‌گیرند؛ اما در شکل ۱۵-D، نمونه‌ها آشکارا در گستره گرانیتوئیدهای کمان ماگمایی دیده می‌شوند.



شکل ۱۵- شناسایی جایگاه زمین‌ساختی ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی منطقه لکه‌سیاه (شمال‌خاوری بافق) در: (A) نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (Schandl and Gorton, 2002)؛ (B) نمودار SiO₂ در برابر Y (Pearce *et al.*, 1984)؛ (C) نمودار SiO₂ در برابر Nb (Pearce *et al.*, 1984)؛ (D) نمودار SiO₂ در برابر Rb (Pearce *et al.*, 1984). (WPG: Within Plate Granite; ORG: Oceanic Ridge Granite; VAG: Volcanic Arc Granite; COLG: Collision Granite)

می‌گیرند (شکل‌های ۱۶- A تا ۱۶- D). در نمودارهای Nb و Y برابر Rb/Zr که برای درجه تکامل کمان‌های ماگمایی پیشنهاد شده‌اند، نمونه‌های آتشفشانی و آذرین درونی منطقه لکه‌سیاه در گستره ترکیبی کمان‌های ماگمایی نرمال جای می‌گیرند (شکل‌های ۱۷- A و ۱۷- B).

برای شناسایی پهنه زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین درونی منطقه لکه‌سیاه نیز نمودارهای پیشنهادی Pearce و همکاران (۱۹۸۴) و Harris و همکاران (۱۹۸۶) به کار برد شدند. برپایه این نمودارها، نمونه‌های بررسی‌شده در گستره ترکیبی گرانیتهای کمربندهای آتشفشانی پهنه‌های فرورانش (VAG) جای



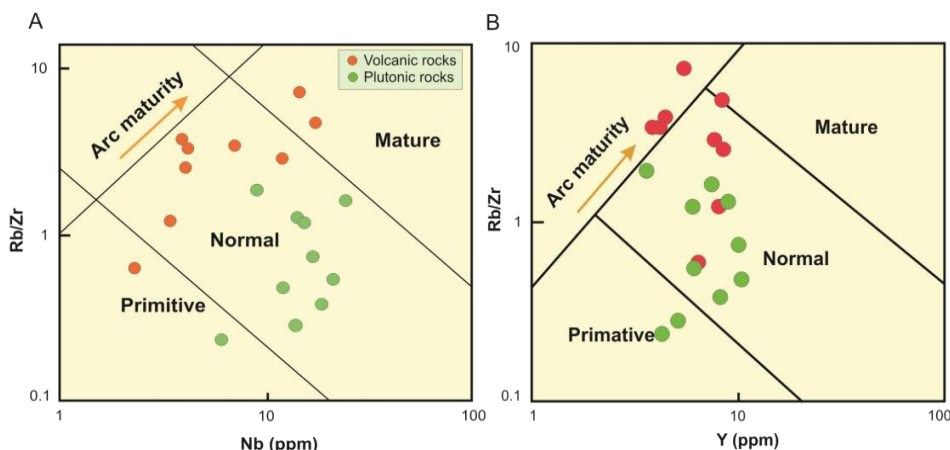
شکل ۱۶- جایگاه زمین‌ساختی پیدایش سنگ‌های آذرین درونی منطقه لکه‌سیاه (شمال‌خاوری بافق) در نمودارهای پیشنهادی Pearce و همکاران (۱۹۸۴): (A) Y+Nb برابر Rb؛ (B) Y برابر Nb؛ (C) Ta+Yb برابر Rb؛ (D) نمودار سه‌تایی Hf-Rb/30-3Ta (Harris et al., 1986). نمادها همانند شکل ۱۰ هستند (Syn- هستند) (COLG: Syn- Collision Granite)

بررسی ویژگی‌های تکتونوماگمایی پهنه ایران مرکزی کانسارهای آهن تیپ کایرونا بیشتر همراه با سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکان (ریولیت و داسیت) و سنگ‌های ساب ولکانیک دیده می‌شوند (Frietsch and Perdhal, 1995; Nystrom and Henriquez, 1995). این کانسارهای مگنتیت با Ti کم و مقدارهای متفاوتی از آپاتیت، اکتینولیت، مقدار کم سولفید و دگرسانی محلی سدیک دارند. جایگیری این تیپ کانسارها بیشتر در

بررسی ویژگی‌های تکتونوماگمایی پهنه ایران مرکزی کانسارهای آهن تیپ کایرونا بیشتر همراه با سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکان (ریولیت و داسیت) و سنگ‌های ساب ولکانیک دیده می‌شوند (Frietsch and Perdhal, 1995; Nystrom and Henriquez, 1995). این کانسارهای مگنتیت با Ti کم و مقدارهای متفاوتی از آپاتیت، اکتینولیت، مقدار کم سولفید و دگرسانی محلی سدیک دارند. جایگیری این تیپ کانسارها بیشتر در

ارتباط با گسل‌های ناحیه‌ای است و در جایگاه‌های زمین‌شناسی متفاوتی مانند پشت کمان (Back-arcs)، ریف‌های درون قاره‌ای (anorogenic) و پهنه‌های فرورانشی (Subduction zones) پدید می‌آیند (Ramezani and Tucker, 2003). پراکندگی و رخداد کانه‌زایی آهن-آپاتیت در منطقه لکه‌سیاه نیز با سیستم‌های گسلی کنترل شده است (Rostami and Tale Fazel, 2018).

شکل ۱۷- نمودارهای نشان‌دهنده درجه تکامل کمان‌های ماگمایی (Brown *et al.*, 1984) برای سنگ میزبان کانسار آپاتیت و آهن در منطقه لکه‌سیاه (شمال‌خاوری بافق): (A) نمودار Nb در برابر Rb/Zr؛ (B) نمودار Y در برابر Rb/Zr



شکل ۱۷- نمودارهای نشان‌دهنده درجه تکامل کمان‌های ماگمایی (Brown *et al.*, 1984) برای سنگ میزبان کانسار آپاتیت و آهن در منطقه لکه‌سیاه (شمال‌خاوری بافق): (A) نمودار Nb در برابر Rb/Zr؛ (B) نمودار Y در برابر Rb/Zr

برای این منطقه پیشنهاد کرده‌اند. برپایه این الگو، پوسته قاره‌ای اینفراکامبرین دچار کشش شده است؛ اما به مرحله تکامل ریف‌ت بالغ نرسیده است. به باور Ramezani و Tucker (۲۰۰۳)، توده‌های آذرین درونی و سنگ‌های آتشفشانی ریولیتی-داسیتی با سن کامبرین زیرین سرشت کالک‌آلکان دارند و در مرز فعال قاره‌ای پدید آمده‌اند. از این رو، نمی‌توان آنها را به ماگماتیسم آلکان وابسته به ماگماتیسم درون صفحه‌ای است نسبت داد.

داده‌های سنگ‌شناسی (مانند: بررسی‌های کانی‌شناسی، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی کالک‌آلکان و سرشت کوهزایی) نشان‌دهنده جایگاه کمان ماگمایی برای پیدایش این سنگ‌ها در منطقه لکه‌سیاه هستند. گمان می‌رود این سنگ‌ها در پی فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی پروتوتیس به زیر صفحه ایران مرکزی در زمان پیوستن به مرز شمالی گندوانا پدید آمده‌اند. از این رو، جایگاه کمان ماگمایی برای آنها پیشنهاد

درباره تکامل تکتونوماگمایی ایران مرکزی، به‌ویژه ناحیه بافق و کانسارهای همراه آن، الگوهای گوناگونی پیشنهاد شده است. الگوی ریف‌زایی و کشش پوسته‌ای الگوی تکتونوماگمایی عمومی است که مدت‌هاست برای ماگماتیسم در ایران مرکزی پیشنهاد شده است (Mohseni and Aftabi, 2007; Azaraein and Aftabi, 2003; Samani, 1988; Yaghubpur and Mehrabi, 1997; Beberian and King, 1981). این الگو بر این پایه استوار است که مراحل پایانی کوهزایی پان‌آفریکن در سپر عربی با جایگیری گرانیتهای آلکان نوع A و سنگ‌های آتشفشانی آلکان پس از کوهزایی همراه بوده است (Nadimi, 2007; Omrani and Khabbaznia, 2003; Jackson *et al.*, 1984). همچنین، Mehrabi و (۱۹۹۷) جایگاه زمین‌ساختی درون قاره‌ای را برای کانسارهای سرب و روی این منطقه پیشنهاد کرده‌اند. Alavi و Talbot (۱۹۹۶) الگوی ریف‌ت نابالغ که پیامد بالآمدگی گوشته سست‌کره‌ای است را برای

HFSE نشان می‌دهند. این روند نشان‌دهنده سنگ‌های وابسته به کمان‌های ماگمایی در پهنه‌های فرورانشی است. نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی نیز که بر پایه اکسیدهای اصلی و عنصرهای کم تحرک و فرعی پیشنهاد شده‌اند محیط پیدایش این سنگ‌ها را کمان ماگمایی وابسته به پهنه‌های فرورانش نشان می‌دهند. بر پایه بررسی سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های آذرین درونی و همچنین، وابستگی مکانی این سنگ‌ها، گمان می‌رود سری‌های آتشفشانی و آذرین درونی از دیدگاه ماگمایی خاستگاه زمین‌ساختی مشابهی داشته‌اند. همچنین، بر پایه جایگاه جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه بررسی شده گمان می‌رود این مجموعه در پی فرورانش پوسته اقیانوسی پروتوتیس و برخورد بخش‌هایی از ایران مرکزی با پی‌سنگ عربی پدید آمده باشد. بر پایه الگوهای تکتونوماگمایی، صفحه ایران در پرکامبرین مرز فعال قاره‌ای دانسته شده است که پیامد فرورانش پروتوتیس به زیر لبه شمالی ابر قاره گندواناست. در نظر گرفتن جایگاه مرز فعال قاره‌ای برای ایران مرکزی در زمان پرکامبرین بالایی - کامبرین زیرین نیازمند جایگیری این خردقاره در لبه شمالی گندوانا و فرورانش پهنه اقیانوسی پروتوتیس به زیر آن است. گمان می‌رود سنگ میزبان و ذخیره آهن - آپاتیت لکه‌سیاه نخست در پهنه فرورانش از ماگمای نخستین مافیک تا الترامافیک سرچشمه گرفته‌اند. سپس هنگام بالآمدن و حرکت به سوی بالا، ماگما در پی اعمال نیروی شناوری (بویانسی) در طول مسیر خود دچار جدایش بلورین در بخش سیلیکاته شده است و در پایان، سنگ‌های آتشفشانی گوناگونی را به‌عنوان سنگ میزبان پدید آورده است. ویژگی‌های ایزوتوپی اکسیژن و هیدروژن کوارتز همراه با کانسنگ و محاسبه مقدار $\delta^{18}\text{O}$

می‌شود. بررسی‌های اخیر پیدایش یک پهنه کمان ماگمایی در راستای مرز پروتوتیس گندوانا را پیشنهاد کرده‌اند (Ramezani and Tacker, 2003). سنگ‌های آتشفشانی - آذرین درونی بخشی از کمر بند تکتونوماگمایی کاشمر - کرمان هستند که به‌صورت کمان آتشفشانی - آذرین درونی قاره‌ای و در پی فرورانش اقیانوس پروتوتیس به زیر صفحه ایران مرکزی پدید آمده‌اند. بیشتر کانسارهای اکسید آهن - آپاتیت گسترش زمانی متفاوتی در جایگاه مرزهای همگرا دارند (Williams *et al.*, 2005). ترکیب دلایل کلیدی زمین‌شناسی (مانند: همراهی گسترده سنگ‌های آتشفشانی ریولیتی - داسیتی - آندزیتی و سنگ‌های آذرین درونی حدواسط با ترکیب مونزونیتی، وابستگی کالک‌آلکالین سنگ‌ها در ناحیه لکه‌سیاه) نشان می‌دهد کانه‌زایی آهن چسب در ارتباط با فرورانش پدیدآورنده کمر بند آتشفشانی - آذرین درونی کاشمر - کرمان روی داده باشد.

برداشت

در منطقه لکه‌سیاه رخنمون‌های گسترده‌ای از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری دیده می‌شوند که میزبان اصلی کانسار آهن ± آپاتیت لکه‌سیاه هستند و بیشتر ترکیب ریولیتی، آندزیتی و داسیتی دارند. توده‌های آذرین درونی در این منطقه رخنمون‌های کمی دارند و ترکیب سنگ‌شناسی آنها دیوریتی و مونزونیتی است. بافت‌های پورفیری و گلوپورفیری فراوان‌ترین بافت سنگ‌های آتشفشانی هستند. بافت دایک‌ها و توده‌های آذرین درونی نیز اینترگرانولار و گرانولار است. بر پایه بررسی‌های زمین‌شیمیایی، سنگ‌های این منطقه از سری ماگمایی کالک‌آلکالین هستند. در نمودارهای عنکبوتی و چندعنصری بهنجار شده به ترکیب کندریت و گوشته اولیه، سنگ‌های این منطقه غنی‌شدگی بیشتری از LREE و LILE نسبت به HREE و

در سنگ میزبان تزریق شده است؛ از این رو، هر دو خاستگاه و رژیم زمین‌ساختی کمان ماگمایی داشته‌اند.

سیال در حال تعادل با آن نیز نشان می‌دهند سیال کانه‌زا در کانسار لکه‌سیاه نیز سیال ماگمایی بوده است. این سیال با کمی تأخیر و در پی همان فرایندهای جدایش بلورین و آغشتگی

منابع

- Aghanabati, A. (2004) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Andreoli, M. A. G., Smith, C. B., Watkeys, M., Moore, J. M., Ashwal, L. D. and Hart, R. J. (1994) The geology of the Steenkampskraal monazite deposit, South Africa: Implications for REE-Th-Cu mineralization in charnockitegranuliteterranes. *Economic Geology* 89(5): 994–1016.
- Asran, M., Ezzat, M. and Rahman, A. (2012) The pan- African calck- alkaline granitoids and the associated mafic microgranular enclaves (MME) around Wadi Abu Zawal area, North Eastern desert, Egypt: Geology, Geochemistry and petrogenesis. *Journal of Biology and Earth Sciences* 2(1): 1-16.
- Atherton, M. P. and Ghani, A. A. (2002) Slab Breakoff: A Model for Caledonian, late granite syncollisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland. *Lithos* 62(3-4): 65-85.
- Azaraein, H. and Aftabi, A. (2003) A model of sedimentary-exhalative Pb-Zn-Feminalization at Kushk and the Bafq mining district, Yazd. Unpublished M.Sc. thesis, University of Shahid Bahonar, Kerman, Iran (in Persian).
- Bell, A. S. and Simon, A. (2011) Experimental evidence for the alteration of the Fe^{3+}/Fe of silicate melt caused by the degassing of chlorine-bearing aqueous volatiles. *Geology* 39(5): 499-502.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) To wards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* 18(2): 210–265.
- 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(3-4): 253-269.
- Boynton, W. V. (1984) Geochemistry of rare earth elements: meteorite studies. In: *Rare Earth Element Geochemistry* (Ed. Henderson, P.) 2: 63-114. Elsevier, New York, US.
- Brown, G. C., Thorpe, R. S. and Webb, P. C. (1984) The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of Geological Society of London* 141(3): 413-426.
- Castillo, P. R., Rigby, S. J. and Solidum, R. U. (2006) Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: geochemical evidence from the Sulu Arc, Southern Philippines. *Lithos* 97(3-4): 271-288.
- Chappell, B. W. (1999) Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos* 46(3): 535–551.
- Clayton, R. N., O'Neil, J. R. and Mayeda, T. K. (1972) Oxygen isotope exchange between quartz and water. *Journal of Geophysical research* 77(17): 3057-3067.
- Daliran, F. (2002) Kiruna-type iron oxide-apatite ores and apatitites of the Bafq district, Iran, with an emphasis on the REE geochemistry of their apatites: Hydrothermal iron oxide copper gold and related deposits. *A Global Perspective* 2: 303-320.
- Daliran, F. (2010) Lower Cambrian iron oxide-apatite-REE (U) deposits of the Bafq district, east-central Iran. In: *Exploring for Iron-Oxide Copper-Gold Deposits* (Eds. Corriveau, L. and Mumin, H.) 143–155. Canada and Global Analogues, Geological Association of Canada, Short Courses Notes: Calgary,

- AB, Canada.
- Daliran, F., Stosch, H. G. and Williams, P. (2007) Multi Stage Metasomatism and Mineralization at Hydrothermal Fe oxide-REE-Apatite Deposits and “Apatites” of the Bafq District, Central-East Iran. Proceedings of the 9th Biennial Meeting of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits, Dublin, 1501-1504.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Gran Caludc, P. and Marcher, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1- R2 diagrams and major element analysis. *Chemical Geology* 29(1-4): 183-210.
- Edfelt, A. (2007) The Tjärrojåkka Apatite-Iron and Cu (-Au) Deposits, Northern Sweden. Ph.D. thesis, Division of Ore Geology and Applied Geophysics, Luleå University of Technology, Sweden.
- Förster, H. and Jafarzadeh, A. (1994) The Bafq mining district in Central Iran—A highly mineralized infracambrian volcanic field. *Economic Geology* 89(8): 1697–1721.
- 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 Reviews* 9(6): 489-510.
- Gholipoor, M., Barati, M., Tale Fazel E. and Hurai, V. (in press) Chemical-textural relations of Apatite-monzite-xenotime in the Lakeh-Siah iron± apatite deposit (Northeastern Bafq): evidences for a hydrothermal system development. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* (in Persian).
- Gill, J. B. (1981) *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Volume 16, Springer Science and Business Media, Berlin.
- Glenn, A. G. (2004) The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 147(5): 511- 527.
- Green, N. L. (2006) Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from the Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system. *Lithos* 87(1-2): 23-49.
- Green, T. H. and Pearson, N. J. (1986) Ti-rich accessory phase saturation in hydrous mafic-felsic compositions at high P-T. *Chemical Geology* 54(3-4): 185-201.
- Hafezian, G. and Jamali, H. (2015) Geochemistry and genesis of magnetite- apatite mineralization in Gazestan, east of Bafq. *Iranian Journal of Petrology* 24: 39- 64 (in Persian).
- Haghipour, A., Valeh, N., Pelissier, G. and Davoudzadeh, M. (1977) Explanatory Text of the Ardekan Quadrangle Map, 1:250,000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Harford, C. L. and Sparks, R. S. J. (2001) Recent remobilization of shallow- level intrusions on Montserrat revealed by hydrogen isotope composition of amphiboles. *Earth and Planetary Science Letters* 185(3-4): 285- 297.
- Harris, C. (1983) The petrology of lavas and associated plutonic of Ascension Island. *Journal of Petrology* 24(4): 424-470.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision –zone magmatism. In: *Collision Tectonics* (Eds. Coward, M. P. and Ries, A. C.) Special publication 19(1): 67-81. Geological Society of London, UK.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F. (2007) Classification of altered island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48(12): 2341-2357.
- Heidarian, H., Alirezaei, S. and Lentz, D. R. (2017) Chadormalu Kiruna-type magnetite-apatite deposit, Bafq district, Iran: Insights into hydrothermal alteration and petrogenesis from geochemical, fluid inclusion, and sulfur isotope data. *Ore Geology Reviews* 83: 43-82.
- Houshmandzadeh, A., Sabzehei, M., Ghaemi, J. and Haddadan, M. (2012) Geological map of Ali Abad, scale, 1:25000. Sheet No. 7153 IV SE, Parskani Co. (in Persian).

- 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.
- Jackson, N. J., Walsh, J. N. and Pegram, E. (1984) Geology, geochemistry and petrogenesis of late Precambrian granitoids in the central Hijaz region of the Arabian Shield. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 87(3): 205-219.
- Jami, M. (2005) Geology, geochemistry and evolution of the Esfordi phosphate-iron deposit, Bafq area, central Iran. Unpublished PhD thesis, University of New South Wales, Australia.
- Jiang, S. Y., Zhao, H. X., Chen, T. Y., Yang, T., Yang, J. H. and Ling, H. F. (2007) Trace and rare earth element geochemistry of phosphate nodules from the Lower Cambrian black shale sequence in the Mufu Mountain of Nanjing, Jiangsu Province China. *Chemical Geology* 244(3-4): 584- 604.
- Jinjie, Y. U., Qi, Z., Jingwen, M. and Shenghao, Y. (2007) Geochemistry of Apatite from the Apatite-rich Iron Deposits in the Ningwu Region, East Central China. *Acta Geologica Sinica (English Edition)* 81(4): 637-648.
- Karimpour, M. H. (1998) Igneous petrology and magmatic ore deposit. Mashhad Publication, Mashhad (in Persian).
- 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(3-4): 111-134.
- Küster, D. and Harms, U. (1998) Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos* 45(1-4): 177-195.
- Kutoglu, A. V. (1974) Structure refinement of the apatite $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$. *Neues Jahrbuch für Mineralogie- Monatshefte* 5: 210-218.
- Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A. and Zanettin, B. (1985) A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of petrology* 27(3): 745- 750.
- Mao, M., Rukhlov, A. S., Rowins, S.M., Spence, J. and Coogan, L. A. (2016) Apatite trace element compositions: A robust new tool for mineral exploration. *Economic Geology* 111(5): 1187-1222.
- McCulloch, M. T. and Gamble, J. A. (1991) Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters* 102 (3-4): 358-374.
- McDonough, W. F. and Sun, S. S. (1995) Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120(3-4): 223-253.
- Middelmost, E. A. K. (1985) Magmas and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology. Longman, London, UK.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science* 274(4): 321-355.
- Mohseni, S. and Aftabi, A. (2007) Investigation on the Rapitan banded iron formation and mineralization in Central Iranian iron ore field. M.Sc. thesis, University of Shahid Bahonar, Kerman, Iran (in Persian).
- Mokhtari, M. A. A. (2015) Posht-e-Badam metallogenic block (central Iran): A suitable zone for REE mineralization. *Central European Geology* 58(3): 199-216.
- Nadimi, A. (2007) Evolution of the Central Iranian basement. *Gondwana Research* 12(3): 324-333.
- Nyström J. O. and Henriquez, F. (1995) Magmatic Features of Iron Ores of the Kiruna Type in Chile and Sweden: Ore Textures and Magnetite Geochemistry. *Economic Geology* 89(4): 820-839.
- Omrani, J. and Khabbaznia, A. R. (2003) Geological Quadrangle Map of Alut 1:100000. No E6, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Pearce, J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Andesites* 8:

525-548.

- Pearce, J. A. and Peate, D. W. (1995) tectonic Implications of the Composition of Volcanic ARC Magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 23(1): 251-285.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. J. (1984) Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25(4): 956-983.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58(1): 63-81.
- Plechov, P. Y., Tsai, A. E., Shcherbakov, V. D. and Dirksen, O. V. (2008) Opacitization conditions of hornblende in Bezymyanni volcano andesites. *Petrology* 16(1): 19-35.
- Rajabi, A., Cant, C., Rastad, E. and Alfonso, P. (2015) Basin evolution and stratigraphic correlation of sedimentary-exhalative Zn–Pb deposits of the Early Cambrian Zarigan–Chahmir Basin, Central Iran. *Ore Geology Reviews* 64: 328–353.
- Rajabi, A., Rastad, E., Alfonso, P. and Canet, C. (2012) Geology, ore facies and sulfur isotopes of the Koushk vent-proximal sedimentary-exhalative deposit, Posht-e-Badam block, Central Iran. *International Geology review* 54(14): 1635–1648.
- Ramezani, J. and Tucker, R. D. (2003) The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science* 303(7): 622–665.
- Richards, J. P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A. and Fletcher, T. (2012) High Sr/Y Magmas Reflect Arc Maturity, High Magmatic Water Content, and Porphyry Cu ± Mo ± Au Potential: Examples from the Tethyan Arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Economic Geology* 107(2): 295–332.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using geochemical data evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, UK.
- Rostami, M and Tale fazel, E. (2018) Geochemistry, mineralization and alkali-Fe oxide alteration of the Lake Siah iron±apatite deposit (northeastern Bafq), Bafq-Saghand metallogenic province. *Journal of Economic Geology* 10(2): 587- 616 (in Persian).
- Sabet-Mobarhan-Talab, A., Alinia, F., Ghannadpour, S. S. and Hezarkhani, A. (2015) Geology, geochemistry, and some genetic discussion of the Chador-Malu iron oxide-apatite deposit, Bafq District, Central Iran. *Arabian Journal of Geoscience* 8(10): 8399- 8418
- Samani, B. A. (1988) Metallogeny of the Precambrian in Iran. *Precambrian Research* 39(1-2): 85–106.
- Samani, B. A. (1998) Precambrian metallogeny in Central Iran. *AEOI Sciences Bulletin* 17, 1–16 (in Persian with English abstract).
- Schandl, E. S. and Gorton, M. P. (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology* 97(3): 629-642.
- Sepahi, A. A. and Miri, M. (2015) *Textures of Igneous and metamorphic rocks*. Bu-Ali sina University press, Hamedan (in Persian).
- Sha, L. K. and Chappell, B. W. (1999) Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63(22): 3861–3881.
- Shand, S. J. (1943) *Eruptive rocks: Their genesis, composition classification and their relation to ore-deposits*. 3rd Edition, John Wiley Sons, New York, US.
- Shelley, D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall.
- Stöcklin, J. (1971) *Stratigraphic Lexicon of Iran; Part 1*. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Stosch, H., Romer, R., Daliran, F. and Rhede, D. (2011) Uranium–lead ages of apatite from iron oxide ores of the Bafq District, East-Central Iran. *Mineralum Deposita* 46(1): 9–21.
- Taghipour, S., Kananian, A. and Khalili, M. (2013) Sodic- Calcic alteration in the host rocks of the

- Esfordi magnetite- apatite deposit. *Iranian Journal of Petrology* 13: 67-80 (in Persian).
- Talbot, C. J. and Alavi, M. (1996) The past of a future syntax across the Zagros. *Geological Society Special Publication* 100(1): 89-109.
- Tian, L., Castillo, P. R., Hawkins, J. W., Hilton, D. R., Hanan, B. H. and Pietruszka, A. J. (2008) Major and trace element and Sr-Nd isotope signatures of lavas from the central Lau Basin: Implications for the nature and influence of subduction components in the back-arc mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 178(4): 657-670.
- Toplis, M. J., Libourel, G. and Carroll, M. R. (1994) The role of phosphorus in crystallisation processes of basalt: an experimental study. *Geochim Cosmochim Acta* 58(2): 797-810.
- Torab, F. M. (2008) Geochemistry and metallogeny of magnetite apatite deposits of the Bafq Mining District, Central Iran. Ph.D. thesis, Clausthal University of Technology, Germany.
- Wang, C. Y., Zhou, F. Z. and Qi, L. (2007) Permian flood basalts and mafic intrusions in the Jinping (SW China)-Song Da (northern Vietnam) district: Mantle sources, crustal contamination and sulfide segregation. *Chemical Geology* 3(243): 317-343.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95(1): 185-187.
- Williams, P. J., Barton, M. D., Johnson, D. A., Fontbote, L., Haller, A. D., Mark, G., Oliver, N. H. S. and Marschik, R. (2005) Iron oxide copper-gold deposits: geology, space-time distribution and possible modes of origin. *Economic Geology* 371-415.
- Wilson, B. M. (1989) *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Springer Science and Business Media, London, UK.
- 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.
- 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 Science Letters* 50(1): 11-30.
- Woodhead, J., Eggins, S. and Gamble, J. (1993) High field strength and transition element systematic in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a deoiled mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters* 114(4): 491-504.
- Wu, F., Jahn, B., Wildec, S. A., Lod, C. H., Yuie, T. F., Lina, Q., Gea, W. and Suna, D. (2003) Highly fractionated I-type granites in NE China II: isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. *Lithos* 67(3-4): 191-204.
- Yaghubpur, A. and Mehrabi, B. (1997) Koushk zinc-lead deposit a typical black-shale-hosted deposit in Yazd State, Iran. *Iranian Journal of Science* 8: 117-125.
- Yan, Y., Zhang, N., Li, S. and Li, Y. (2014) Mineral chemistry and isotope geochemistry of pyrite from the Heilangou gold deposit, Jiaodong Peninsula, Eastern China. *Geoscience Frontiers* 5(2): 205-213.
- Yoshida, T., Okamura, S., Sakamoto, I., Ikeda, Y., Adachi, Y., Kojima, M., Sugawara, M. and Shitahaku, R. (2013) Petrology of felsic rocks dredged from the Myojin Seamount and the Myojin Rift in the north Izu-Bonin arc - Contribution of intra-oceanic subduction system to making continental middle crust. Meeting of International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, Kagoshima, Japan.
- Zhang, H., Zhang, L., Harris, N., Jin, L. and Honglin, Y. (2006) U-Pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: constraints on petrogenesis and tectonic evolution of the basement. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 152(1): 75-88.