

ژئز کانسارهای اکسید آهن – آپاتیت: بر پایه مطالعه آپاتیت‌های پهنه بافق – ساغند، ایران مرکزی

سید افشین مجیدی^۱، محمد لطفی^۲، محمد هاشم امامی^۳ و نیما نظافتی^۴

^۱دکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران
^۲دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران
^۳دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اسلامشهر، تهران، ایران
^۴استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۲/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۵/۲۸

چکیده

منشأ کانسارهای اکسید آهن- آپاتیت (IOA) کم Ti و یا به عبارتی کانسارهای آهن نوع کاپرونا مدتها مورد بحث بوده و نظرات بسیاری از جمله ماگمایی، گرمایی، ماگمایی- گرمایی، سازند آهن نواری و رسوبی- برونمی در این باره ارائه شده است. پهنه فلزایی بافق- ساغند در ایران مرکزی میزبان کانسارهای سترگی از این نوع است که حدود ۱۵۰۰ میلیون تن سنگ آهن با عیار میانگین ۵۵ درصد را شامل شده‌اند که می‌توان به کانسارهای چادرملو، چغارت، سه‌چاهون و اسفوردی اشاره کرد. کانی‌زایی آپاتیت در این کانسارها به فراوانی رخ داده است. تبلور آپاتیت در تمرکز عناصری همچون Y، Na، Si، Sr، Th، U و REE مؤثر است. بنابراین مطالعه ژئوشیمی آپاتیت به منظور بررسی منشأ این کانسارها مدنظر قرار گرفت. آپاتیت‌های مورد مطالعه، غنی شدگی از Y، Na، Si را نشان می‌دهند و مقدار بسیار ناچیزی از Cl دارند. مجموع عناصر خاکی کمیاب در این آپاتیت‌ها میان ۰/۳۶ تا ۲/۲۵% است که غنی شدگی از LREE، تفریق شدید میان LREE و HREE و بی‌هنجاری به شدت منفی Eu (۰/۲۵۶ تا ۰/۶۹) را نشان می‌دهند. مقدار Sr و Y در آپاتیت‌ها به ترتیب میان ۱۶۵ تا ۳۶۵ ppm و ۷۴۳ تا ۱۴۱۰ ppm است. از دید محتوای F-OH-Cl آپاتیت‌ها در دامنه هیدروکسیل- فلوروآپاتیت جای دارند. نتایج حاصل با داده‌های دیگر کانسارهای این نوع کانه‌زایی (کاپرونا، ال‌لاکو، آباگونگ، آونیک و غیره) مشابه هستند. این آپاتیت‌ها ارتباطی با فعالیت ماگمایی کربناتیته ندارند و در دامنه کانسارهای نوع کاپرونا و سنگ‌های مافیک قرار می‌گیرند. بر پایه اساس ژئوشیمی آپاتیت‌های مورد مطالعه، رویداد کانی‌زایی در ابتدا در ارتباط با نفوذ توده‌های تونالیت- ترونجمیت- گرانودیوریت، دیوریت و گرانیت، مرتبط با فرورانش حاشیه‌ی قاره به سن ۵۲۵ تا ۵۳۲ میلیون سال پیش بوده است که در واحد آتشفشانی- رسوبی کامبرین (میزبان کانی‌زایی) نفوذ کرده‌اند. سپس، کانی‌زایی در اثر فعالیت‌های گرمایی وابسته به نفوذ توده‌های آلکالن (سینیت و مونزوسینیت) رخ داده است. در نتیجه، کانسارهای اکسید آهن- آپاتیت کم Ti در پهنه بافق- ساغند در ارتباط با فرایندهای ماگمایی- گرمایی تشکیل شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: کانسارهای نوع کاپرونا، ژئوشیمی، عناصر خاکی کمیاب، ماگمایی- گرمایی، بافق- ساغند، ایران مرکزی.

*نویسنده مسئول: سید افشین مجیدی

E-mail: afshinmajidi@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

برای این کانسارها پیشنهاد شده است. برخی نیز با توجه به ژئوشیمی سنگ میزبان و کانه‌زایی اشاره به این موضوع کرده‌اند (Hou et al., 2011; Yu et al., 2011). افزون بر این، گروهی بر پایه مطالعات ژئوشیمیایی فرایندهای گرمایی را در تشکیل چنین کانسارهایی مؤثر دانسته‌اند (Bookstrom, 1977; Hildebrand, 1986; Larson and Oreskes, 1993; Rhodes and Oreskes, 1995a, 1995b, 1996 and 1999; Larson, 1994; Oreskes, et al., 1994 and 1995; Sheets, 1997; Sheets, et al., 1997; Rhodes et al., 1997; Rhodes et al., 1997 and 1999; Hitzman, 2000; Gleason et al., 2000; Sillitoe & Burrows, 2002 and 2003). مطالعه میانبارهای سیال نیز تأیید شده است (Jami et al., 2007; Vapnik et al., 2007). در سال‌های گذشته بر پایه مطالعات ایزوتوپ ¹⁸O منشأ ماگمایی و ماگمایی- گرمایی برای این کانسارها ارائه شده است (Högdahl et al., 2012; Jonsson et al., 2013). مطالعات گسترده‌ای نیز مستقلاً منشأ ماگمایی- گرمایی را در نظر گرفته‌اند (Frietsch, 1978; Henríquez and Martin, 1978; Nyström and Henríquez, 1994; Barton and Johnson, 1996; Rhodes et al., 1999; Rhodes and Oreskes, 1999). همچنین، عده‌ای با توجه به مطالعات ژئوشیمی، سنسجی و ایزوتوپ‌های پایدار، منشأ آذرین و یا متاسوماتیسم را معرفی کرده‌اند (Westhues et al., 2012) و حتی منشأ برونمی- رسوبی را نیز برای این کانسارها در نظر داشته‌اند (Parák, 1975; Aftabi et al., 2009).

پهنه فلزایی بافق- ساغند در مرکز پهنه زمین‌ساختی کاشمر- کرمان (Kashmar-Kerman Tectonic Zone or KKTZ) میان دو بلوک ساختمانی یزد و طبرستان در ایران مرکزی قرار گرفته است (شکل ۱-ب) (Haghipour and Pelissier, 1977; Ramezani and Tucker, 2003). این پهنه میزبان ۳۴ بی‌هنجاری آهن با ذخیره‌ای

کانسارهای اکسید آهن- مس- طلا (iron oxide copper gold or IOCG) با اکتشاف کانسار المپیک دم (Olympic Dam) مطرح شدند (Roberts and Hudson, 1983). در ابتدا کانسارهای مرتبط با اکسیدهای آهن- آپاتیت را در مجموعه کانسارهای IOCG دسته‌بندی می‌کردند (Meyer, 1988; Porter, 2000 and 2002)؛ اما به تدریج از دسته‌بندی یاد شده بیرون رفتند (Hitzman et al., 1992; Williams et al., 2005; Groves et al., 2010).

کانسارهای مگنتیت- آپاتیت به دو دسته بزرگ: (۱) کانسارهای مگنتیت- ایلمنیت غنی از آپاتیت (تقریباً ۳۰% آپاتیت) با Ti بالا مرتبط با آنورتوزیت (نلسونیت) و (۲) کانسارهای اکسید آهن- آپاتیت (محتوای آپاتیت متغیر) (iron oxide-apatite: IOA) با Ti پایین و یا به عبارتی کانسارهای آهن نوع کاپرونا (Williams et al., 2005; Kiruna) و یا کانسارهای اکسید آهن غنی از فسفات (Groves et al., 2010) تقسیم می‌شوند. منشأ گروه اول را مرتبط با تشکیل سیال‌های امتزاج‌ناپذیر (immiscible liquid) میان ماگمای سیلیکاتی و ماگمای دارای اکسیدهای Fe-Ti-P (Fe-Ti-P oxide magma) به همراه درصد کمی از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای غنی از Fe و P یا تبلور تفکیکی شدید (extreme crystal fractionation) ماگما می‌دانند (Philpotts, 1967; Kolker, 1982; Barton and Johnson, 1996; Naslund, et al., 2000). در مورد منشأ و چگونگی تشکیل کانسارهای اکسید آهن- آپاتیت نظرات بسیاری ارائه شده است؛ به گونه‌ای که بر پایه بافت ماگمایی شبیه به بافت مذاب‌های سیلیکاتی (Frutos, 1975; Henríquez and Martin, 1978; Foose and McLelland, 1995; (melt inclusions) (Henríquez and Nyström, 1998) و حضور میانبارهای مذاب (Frutos, 1975; Nyström and Henríquez, 1994); و فسفر در سامانه‌های نفوذی (Clark and Kontak, 2004) مدل ماگمای امتزاج‌ناپذیر (immiscible liquid magma)

و بافق- پشت‌بادام در باختر جای گرفته که میزان کانسارهای سترگ آهن- آپاتیت چغارت، چادرملو، سه‌چاهون، اسفوردی و غیره است (شکل ۱- ب).

۲-۲. چینه‌شناسی

پهنه زمین‌ساختی کاشمر- کرمان شامل واحدهای دگرگونی است که به وسیله واحدهای مزوزویک و سنوزویک پوشیده شده‌اند (شکل ۱- ج) (Haghipour et al., 1977; Soheili and Mahdavi, 1991; Ramezani and Tucker, 2003). این سنگ‌های دگرگونی شامل میگماتیت، آمفیبولیت، گنیس، شیست، مرمر و کوارتزیت و با واحدهای سنگی آتشفشانی- رسوبی و کربناته همراه هستند. سنگ‌های دگرگونی، کمپلکس‌های دگرگونی چادپونی، بنه‌شورو، سرکوه، سازند تاشک و واحد آتشفشانی- رسوبی کامبرین (Cambrian Volcano-Sedimentary Unit or CVSU) (Haghipour et al. 1977; Ramezani and Tucker, 2003) را شکل می‌دهند (شکل ۱- ج).

کهن‌ترین سنگ‌های محدوده بافق- ساغند را کمپلکس تاشک شکل داده که در نئوپروتروزویک پسین تا کامبرین آغازین (۶۲۷ تا ۵۳۳ میلیون سال پیش) نهشته شده است (Ramezani and Tucker, 2003). این سازند سکانسی چینه‌ای از سنگ‌های رسوبی و آذرآواری به نسبت دگرگون شده است (Haghipour and Pelissier, 1977). کمپلکس دگرگونه بنه‌شورو، به‌طور گسترده‌ای در خاور گسل پشت‌بادام رخنمون یافته است (شکل ۱- ج). این کمپلکس به ۵ بخش تقسیم می‌شود: ۱) ارتوگنیس میلونیتی صورتی و خاکستری (Haghipour and Pelissier, 1977) و یا پرتوگنیس (Ramezani and Tucker, 2003) با سن تبلور (crystallization age) 544 ± 7 که به عنوان سنگ مادر گنیس بنه‌شورو در نظر گرفته شده است (Ramezani and Tucker, 2003)؛ ۲) واحد میکاشیستی که شامل میکاشیست، فیلیت، اسلیت، ماسه‌سنگ دگرگون شده (metasandstone)، سنگ‌های کالک‌سیلیکات (calcsilicate) و کربناته است. جوان‌ترین سن زیرکن به روش اورانیم- سرب در میکاشیست محدوده‌ای از ۶۰۲ تا ۶۱۷ میلیون سال پیش را نشان می‌دهد که سن نهشته شدن (depositional age) کهن‌تری را دارد (Ramezani and Tucker, 2003)؛ ۳) واحد آمفیبولیت گارنت‌دار شامل هورنبلند، گارنت، پلاژیوکلاز و بیوتیت که سن اورانیم- سرب از زیرکن معادل $547/6 \pm 2$ میلیون سال پیش را به عنوان بهترین زمان اوج دگرگونی (peak-metamorphism) برای آمفیبولیت گارنت‌دار بنه‌شورو نشان می‌دهد (Ramezani and Tucker, 2003)؛ ۴) واحد کوارتزادیوریتی که به همراه دیگر بخش‌های کمپلکس بنه‌شورو دچار دگرشکلی شده است. سن اورانیم- سرب از زیرکن معادل $547/6 \pm 2/5$ میلیون سال پیش بیانگر زمان جایگیری (emplacement) کوارتزادیوریت یاد شده در نظر گرفته شده است (Ramezani and Tucker, 2003)؛ ۵) شیست‌های میلونیتی که در دو باند با روند شمالی- جنوبی در محل کوه پشت‌سرخ (Posht-e-Sorkh Mts) رخ داده‌اند و مرزی گسلی با واحدهای دربر گیرنده آنها دارند (Ramezani and Tucker, 2003; Masoodi et al., 2013).

کمپلکس سرکوه در محل کوه سرکوه و در شمال خاوری زیرگان رخنمون یافته است (شکل ۱- ج) که به دو بخش اصلی تقسیم می‌شود: ۱) شیست گارنت- استارولیت- آندالوزیت‌دار، میکاشیست، آمفیبولیت و آذرآواری‌های دگرگون شده که این مجموعه با چندین پورفیری اسیدی مورد نفوذ قرار گرفته است؛ ۲) مرمر کلسیتی و مرمر دولومیتی (Haghipour et al., 1977). این کمپلکس توسط Hushmandzadeh (1969) و Hushmandzadeh (1969) به سن کامبرین بالایی دانسته شده است (Ramezani and Tucker, 2003).

واحد آتشفشانی- رسوبی کامبرین (Ramezani, 1997) مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی حدواسط تا فلسیک، سنگ‌آهک دولومیتی، کمتر لایه‌های ژپس (Ramezani and Tucker, 2003)، شیل و ماسه‌سنگ (Haghipour and Pelissier, 1977) است. این واحد در دو سوی گسل پشت‌بادام دیده می‌شود (شکل ۱- ج) که در ناحیه دوزخ‌دره (Douzakh-Darreh) و زیرگان توالی کامل آن رخنمون دارد (شکل ۱- ج).

بیش از ۱۵۰۰ میلیون تن است (شکل ۱- ب). تناژ این ذخایر از ۱۰ تا بیش از ۴۰۰ میلیون تن متغیر و عیار آهن بیشتر آنها بیش از ۵۵٪ است. از میان این بی‌هنجاری‌های کانسارهای بسیاری استخراج می‌شوند که معادن آهن- آپاتیت چادرملو، چغارت، سه‌چاهون و اسفوردی مهمترین آنها هستند (Förster and Jafarzadeh, 1994; Torab, 2008).

در مورد منشأ کانسارهای آهن- آپاتیت پهنه بافق- ساغند نظرات گوناگونی ارائه شده است که شامل مرتبط با کربناتینها (Förster and Borumandi, 1971; Darvishzadeh, 1983; Samani, 1988)، ماگمای امتزاج‌ناپذیر (Förster and Jafarzadeh, 1994)، ماگمایی (Mücke and Younessi, 1994; Moore and Modabberi, 2003)، مرتبط با فعالیت ماگمایی آلکالن (Mokhtari et al., 2013)، مرتبط با مذاب مگنتیتی نوع کایرونا (Williams and Houshmandzadeh, 1966)، مرتبط با سیال‌های گرمایی نوع کایرونا (Daliran, 2002; Jami et al., 2007; Torab and Lehman, 2007; Aftabi et al., 2009) و کانسارهای آهن نواری (Bonyadi et al., 2011) است (Mohseni and Aftabi, 2012).

تبلور فاز فسفات یکی از مهم‌ترین فرایندهای مؤثر در تمرکز عناصری همچون U، Th، Sr، Y و REE است (Ayers and Watson, 1993; Roeder et al., 1987; Toplis and Dingwell, 1996). بنابراین بررسی ژئوشیمیایی کانی‌های فسفات به‌ویژه آپاتیت شواهد مناسبی را در رابطه با تحولات زمین‌شناختی در اختیار قرار می‌دهد (Sha and Chappell, 1999; Belousova, 2000; Belousova et al., 2001; Belousova et al., 2002). با توجه به شکل‌گیری آپاتیت در کانسارهای اکسید آهن- آپاتیت، در این مقاله بر پایه مطالعات ژئوشیمیایی روی آپاتیت‌های کانسارهای چادرملو، چغارت، سه‌چاهون و اسفوردی فرایندهای مؤثر در تشکیل چنین کانسارهایی بررسی شده است.

۲- ویژگی‌های زمین‌شناسی

۲-۱. زمین‌ساخت

سرزمین ایران مرکزی درون سامانه کوهزایی آلپ- هیمالیا (Alpine-Himalayan) قرار گرفته و بخشی از قاره بزرگ‌تر سیمین است که در طی بسته شدن اقیانوس پالئوتیس تکامل یافته است (e.g. Sengör, 1987; Stöcklin, 1968) (شکل‌های ۱- الف و ب). این پهنه همراه با پهنه‌های دیگر از بلوک سیمین در ایران (البرز و سندج- سیرجان) در بخش شمال خاوری زمین‌درز زاگرس- مکران مرتبط با زمین‌درز اقیانوس نوتیس جای گرفته است (شکل ۱- الف) (Ramezani and Tucker, 2003). Takin (1972) خردقاره‌های ایران مرکزی و خاور ایران را به‌صورت مجزا با مرزهای گسلی توصیف کرد که شامل سه حوزه پوسته‌ای بلوک‌های لوت، طیس و یزد با جهت‌یافتگی شمالی- جنوبی هستند که به ترتیب از خاور به باختر در مجاورت هم قرار گرفته‌اند (شکل ۱- ب). بلوک‌های طیس و یزد به وسیله یک کمربند ساختاری کمانی و پیچیده با امتداد زیاد با عنوان پهنه زمین‌ساختی کاشمر- کرمان جدا شده‌اند (Haghipour and Pelissier, 1977; Ramezani and Tucker, 2003) که بلوک پشت‌بادام نیز گفته شده است (Alavi, 1991) (شکل ۱- ب).

پهنه کاشمر- کرمان یک پهنه زمین‌ساختی مجزا در نظر گرفته می‌شود؛ چرا که بر خلاف بلوک‌های مجاور طیس و یزد، سنگ‌های نئوپروتروزویک بالایی و پالئوزویک پایینی در آن رخنمون یافته‌اند (Ramezani and Tucker, 2003) و نیز دارای توده‌های نفوذی گرانیتی- توالیتی کرتاسه بالایی با ویژگی محیط کمانی تا برخوردی است که در دو بلوک طیس و یزد دیده نمی‌شوند (Ramezani, 1997; Ramezani and Tucker, 2003). همین‌طور ماسه‌سنگ‌های مزوزویک از سوی باختر و خاور گسل چادپونی سن $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ طیف میکای سفید آواری متفاوتی را نشان می‌دهند (Kargaranbafghi et al., 2008 and 2012).

این پهنه به وسیله گسل‌های بافق- پشت‌بادام، کلمرد، کاشمر و کوهبنان محدود شده است. محدوده فلزایی بافق- ساغند در مرکز این پهنه و میان دو گسل کوهبنان در خاور

توده زیریگان را به طور محلی گرانیت چادرملو و میشدوان نیز نامیده‌اند (Daliran, 1990; Torab and Lehman, 2007).

Boomeri (2012) توده نفوذی ناریگان در شمال کانسار اسفوردی را یک سینیت آلکالن دانسته است. با توجه به مشاهدات صحرایی توده‌های آلکالن بسیار گسترده هستند و در شمال کانسار اسفوردی، جنوب کانسار لکه‌سیاه و (Valizade and Sharifi, 2004; Mokhtari et al., 2013) خاور روستای ناریگان نیز دیده می‌شوند.

مجموعه گرانیتوئیدهای تریاس، گرانودیوریت‌های چمگو (Chamgoo)، انارگ (Anarg) و اسماعیل‌آباد را دربر می‌گیرد. گرانودیوریت‌های چمگو و انارگ در کمپلکس دگرگونی پشت‌بادام نفوذ کرده‌اند و سن تبلور 215 ± 3 میلیون سال پیش دارند. گرانودیوریت اسماعیل‌آباد آهک‌های پرمین را مورد نفوذ قرار داده است و سن تبلور 218 ± 3 میلیون سال پیش را نشان می‌دهد (Ramezani and Tucker, 2003). مجموعه توده‌های پس از دگرگونی ائوسن، گرانیت خشومی با سن تبلور $1 \pm 1/2$ تا $44/3 \pm 0/2$ میلیون سال پیش را شامل می‌شود. گرانیت خشومی کمپلکس چاپدون را مورد نفوذ قرار داده است (Ramezani and Tucker, 2003).

۲-۴. نوع کانه‌زایی

کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت در پهنه بافق به شکل توده‌ای، جانیشینی متاسوماتیک (metasomatic replacements)، رگه‌ای و استوک‌ورک تشکیل شده‌اند. کانسنگ‌های آهن، توده‌های گنبدی شکلی (dome shape) با ساختارهای نامنظم تا منظم را ایجاد کرده‌اند که بیشتر به صورت لوز و توده‌های بی‌شکل مگنتیت رخ داد و با سنگ میزبانی دارای مجموعه‌ای از مگنتیت‌های برشی شده و افشان دربر گرفته شده‌اند. در این کانسارها مگنتیت فراوان‌ترین کانی آهن است که گاه مارتیتی شده و افزون بر آن، اکتینولیت و آپاتیت شکل گرفته است. توده‌های مگنتیت در برخی از رخنمون‌ها با استوک‌ورک‌های مگنتیت + آپاتیت + اکتینولیت دربر گرفته شده است. این توده‌ها دارای مرز تدریجی با سنگ میزبان هستند و مرزهای کاملاً مشخص کانسنگ و سنگ میزبان به وسیله کنترل‌کننده‌های ساختاری ایجاد شده است.

توده‌های کانسنگ معمولاً از مرکز به سوی حاشیه پهنه‌بندی بافتی و کانایی نشان می‌دهند. آپاتیت‌ها در مرکز توده کانسنگ به صورت درون‌رشدی (intergrowth) با مگنتیت رخ داده‌اند که در حاشیه کانسنگ برشی و نیز مارتیتی شده‌اند. (Torab and Lehman, 2007) بر پایه مطالعات میکروسکوپی کانسنگ توده‌ای را دارای بافت دانه‌ای (granular) و به نسبت برشی شده شامل دانه‌های مگنتیت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با اندازه‌های مختلف دانسته و مارتیتی شدن را افزون بر سطح در حاشیه دانه‌های مگنتیت و شکستگی‌های آن شرح داده و آن را حاصل واکنش میان کانسنگ و سیال‌های گرمایی (hydrothermal overprint and fluid-ore interaction) دانسته‌اند.

(Torab and Lehman, 2007) افزون بر مارتیت (هماتیت ثانویه)، بلورهای جداگانه و آگرگات‌های تیغه‌ای هماتیت‌های اولیه را در ارتباط و همراه با آپاتیت و کانی‌های باطله در میان دانه‌های مگنتیت به عنوان فاز پایانی کانی‌زایی توصیف کرده‌اند.

با توجه به مشاهدات صحرایی، برش‌های غنی از اکسید آهن بیشتر در بخش بالای کانسنگ توده‌ای به شکل رگه و رگچه‌های به گسترش چند متر رخ داده و CVSU را قطع کرده‌اند. این کانسنگ برشی به عنوان کانسنگ کم‌عیار دارای مگنتیت \pm هماتیت + آپاتیت + اکتینولیت + کوارتز و کلسیت است. درشت‌بلورهای کوارتز و فلدسپار از پهنه برشی به سوی مرکز کانسنگ کاهش می‌یابند.

سنگ میزبان دولومیتی (CVSU) در بخش‌هایی دچار متاسوماتیسم آلکالن در سنگ‌های دولومیتی (شکل ۲) و کربنات ماتریکس تبدیل به اکتینولیت شده است. در بخش‌های نیز سنگ‌های آتشفشانی در اثر فعالیت‌های گرمایی سدیک، پتاسیک و احتمالاً کلسیک به رنگ صورتی و آجری (brick-red) تبدیل شده‌اند (شکل ۲).

این واحد روی سنگ‌های پروتروزیویک بالایی (به‌ویژه سازند تاشک) با سن کامبرین آغازین (۵۲۸ میلیون سال پیش مربوط به ریوداسیت‌های قاعده در ناحیه دوزخ‌دره) با ستبرای تقریباً ۱۵۰۰ متر رخنمون یافته است. مرز میان این واحدها به علت دگرشکلی، نفوذ گرانیت‌ها و فعالیت‌های گرمایی، پنهان است. البته در ناحیه دوزخ‌دره این مرز به صورت دگرشکلی دیده می‌شود (Ramezani and Tucker, 2003). این واحد در محدوده فلززایی بافق-ساغند، میزبان کانسنگ‌های اکسید آهن-آپاتیت است. این واحد پیش‌تر به سن اینفراکامبرین یا انوکامبرین در نظر گرفته می‌شد (Huckriede et al., 1962; Stöcklin, 1968; Haghypour and Pelissier, 1977). این مجموعه با عناوین مختلفی از جمله سازند ساغند (Samani, 1988)، سری ریزو و سری دزو (Berberian and King, 1981) و سازند اسفوردی (Förster and Borumandi, 1971) نیز شناخته می‌شود. برای سری ریزو و دزو در ناحیه زبرکوه (Zebar-Kuh) نیز سن کامبرین آغازین ثبت شده است (Sahandi et al., 1984). کربنات‌های این سازند، ماسه‌سنگ‌های سرخ و کنگلومراهی سازندهای لالون و یا داهو (Lalun or Dahu) مربوط به کامبرین آغازین را به صورت دگرشیب در نزدیکی زیریگان و بافق پوشانده‌اند (Förster and Jafarzadeh, 1994). این واحد بر پایه ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی فلسیک، مرتبط با کمان ماگمایی دانسته شده است (Ramezani and Tucker, 2003). بیشتر سنگ‌های آتشفشانی این مجموعه متعلق به سری ماگمایی کلسیمی-قلیایی هستند (Jami, 2005).

کمپلکس چاپدون شامل گنیس‌های درجه بالا، میگماتیت و گرانیت‌های آتاناکسی است (Haghypour and Pelissier, 1977) (شکل ۱-ج). Ramezani and Tucker (2003) بر پایه سن‌سنجی به روش اورانیم-سرب از زیرکن سن ائوسن را برای این کمپلکس پیشنهاد داده‌اند. مطالعات بعدی اشاره کرده‌اند که این کمپلکس در طول تشریری تکامل یافته و کمپلکس دگرگونه‌ای مربوط به ائوسن است (Verdel et al., 2007; Kargaranbafghi et al., 2008, 2012 and 2015; Yassaghi and Masoodi, 2011).

۲-۳. فعالیت ماگمایی

(Ramezani and Tucker, 2003) بر پایه تطبیق داده‌های صحرایی و سن‌سنجی ایزوتوپی چهار مجموعه ماگمایی را معرفی کرده‌اند: (۱) گرانیتوئیدهای کامبرین (533 ± 1 میلیون سال پیش)؛ (۲) لوکوگرانیت‌های کامبرین (526 ± 1 تا 525 میلیون سال پیش)؛ (۳) گرانیتوئیدهای تریاس (218 ± 3 تا 218 ± 3 میلیون سال پیش)؛ (۴) توده‌های پس از دگرگونی (post metamorphic) ائوسن ($1 \pm 1/2$ تا $44/3 \pm 0/2$ میلیون سال پیش) (شکل ۱-ج).

مجموعه گرانیتوئیدهای کامبرین، گرانودیوریت آریز (Ariz) و کوه پولو (Polo Mountain) را شامل می‌شود. سن تبلور این گرانیتوئیدها 533 ± 1 میلیون سال پیش است. این مجموعه به وسیله لوکوگرانیت زیریگان مورد نفوذ قرار گرفته است (Ramezani and Tucker, 2003).

مجموعه لوکوگرانیت‌های کامبرین، توده‌های نفوذی زیریگان با سن تبلور 525 ± 7 میلیون سال پیش، دایک‌های دیابازی و لوکوگرانیت دوزخ‌دره با سن تبلور 1 ± 526 میلیون سال پیش و گرانیت سفید با سن تبلور تقریباً 525 میلیون سال پیش را شامل می‌شود. توده نفوذی ناریگان نیز در این مجموعه جای می‌گیرد (Ramezani and Tucker, 2003). گرانیت ناریگان تقریباً در ۶ کیلومتری جنوب و جنوب‌خاوری کانسار اسفوردی با گسترش تقریباً ۵۰ کیلومتر مربع رخنمون یافته که در CVSU نفوذ کرده است (Jami, 2005).

توده زیریگان یک نفوذی نیمه‌ژرف (subvolcanic) (Daliran, 1990) و یا کم‌ژرف (shallow level) (Ramezani and Tucker, 2003) به رنگ سفید تا خاکستری است؛ نزدیکی (affinity) تونالیت و یا ترنجمیت دارد (Ramezani and Tucker, 2003) و در سازند تاشک و CVSU نفوذ کرده است. این توده بیشتر ترکیب گرانیت تا گرانودیوریت و به صورت محلی در جنوب و جنوب‌باختری دیوریت دارد که به سوی شمال ریولیت و توف ریولیتی جایگزین آن می‌شود (Soheili and Mahdavi, 1991).

۳-۳. ژئوشیمی عناصر خاکی کمیاب

در آپاتیت‌های پهنه بافق- ساغند مجموع عیار عناصر خاکی کمیاب میان ۰/۳۶ تا ۲/۲۵ درصد متغیر است (جدول ۱) که غنی از LREE هستند. الگوی نمودار عنکبوتی REE بهنجار شده با مقادیر کندریت در داده‌های آپاتیت‌های مورد مطالعه بی‌هنجاری به شدت منفی از Eu ($Eu/Eu^* = 0.69-0.256$) را به همراه تفریق شدید میان LREE و HREE نشان می‌دهد (شکل ۵-د). بی‌هنجاری منفی Eu می‌تواند در ارتباط با فرایندهای ماگمایی باشد چرا که در شرایط فوگاسیته پایین اکسیژن، Eu^{2+} به Eu^{3+} تبدیل می‌شود که مشابهت‌های ژئوشیمیایی با Ca^{2+} دارد (از جمله شعاع یونی ۱۲۱ در برابر ۱۲۶ pm و بار ۲+). در طی تبلور تفکیکی پلاژئوکلاز Eu^{2+} جایگزین Ca^{2+} (پلاژئوکلاز کلسیک) می‌شود و از ماگما خارج می‌شود و در نتیجه تهی‌شدگی Eu می‌تواند ناشی از این پدیده باشد (Sverjensky, 1984; Wood, 1990a and b). در آپاتیت‌های کربناتیته معمولاً بی‌هنجاری منفی Eu مشاهده نمی‌شود و یا بسیار ناچیز است و تفریق LREE و HREE نیز بسیار کم و دارای روند خطی ثابتی است (Belousova et al., 2002). الگوی نمودار عناصر خاکی کمیاب در آپاتیت‌های مورد مطالعه (شکل ۵-د) مشابه با گرانیت‌های نوع I است (Sha and Chappell, 1999).

در نمودار Y در برابر Eu/Eu^* (Belousova et al., 2002) نمونه‌های مورد مطالعه در دامنه کانسارهای نوع کاپرونا و سنگ‌های مافیک و گرانیتوئیدها قرار می‌گیرند (شکل ۵-ج) که تقریباً مشابه با نمودارهای Sr در برابر Y (شکل ۵-الف) و Sr برابر Mn (شکل ۵-ب) است.

۴- نتیجه‌گیری

بر پایه مطالعات صورت گرفته، آپاتیت‌های کانسارهای مورد مطالعه از عناصر Y، Na، Si غنی شده‌اند و مقدار Cl از ۰/۱۵ تا ۰/۱۱۴ ppm تغییر می‌یابد (جدول ۱). در این آپاتیت‌ها مجموع عناصر خاکی کمیاب میان ۰/۳۶ تا ۲/۲۵٪ متغیر است (جدول ۱) که غنی‌شدگی از LREE را دارند (شکل ۴-ج). در الگوی نمودار عنکبوتی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت در این آپاتیت‌ها تفریق شدید میان LREE و HREE دیده می‌شود و بی‌هنجاری به شدت منفی Eu ($Eu/Eu^* = 0.69-0.256$) (جدول ۱ و شکل ۴-ج) نیز مشخص شده است. بی‌هنجاری منفی Eu نشان از فوگاسیته اکسیژن پایین و تبلور همزمان آپاتیت و پلاژئوکلاز کلسیک دارد. محتوای Sr و Y در آپاتیت‌ها به ترتیب میان ۱۶۵ تا ۳۶۵ ppm و ۷۴۳ تا ۱۴۱۰ ppm است (جدول ۱) و محتوای F-OH-Cl آپاتیت‌ها در دامنه هیدروکسیل-فلوروآپاتیت قرار می‌گیرد (شکل ۳). داده‌های حاصل مشابه با دیگر کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت کم Ti (کاپرونا، ال‌لاکو، آباگونگ، آونیک و غیره) است.

با توجه به نتایج ژئوشیمیایی، آپاتیت‌های مورد مطالعه ارتباطی با فعالیت ماگمایی کربناتیته ندارند و در دامنه کانسارهای نوع کاپرونا و سنگ‌های مافیک قرار می‌گیرند (شکل ۴). در نتیجه، یک فاز ماگمایی در ارتباط با نفوذی‌های تونالیت-ترونجمیت-گرانودیوریت، دیوریت و گرانیت، مرتبط با فرورانش حاشیه قاره به سن ۵۲۵ تا ۵۳۲ میلیون سال پیش در کانی‌زایی نقش داشته است که در واحد آتشفشانی-رسوبی کامبرین (میزبان کانی‌زایی) نفوذ کرده‌اند. سپس با فاصله زمانی، کانی‌زایی فاز گرمایی وابسته به دگرسانی گرمایی رخ داده است که حاصل نفوذ توده‌های آلکالن (سینیت و مونزوسینیت) است. بنابراین می‌توان گفت تشکیل کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت کم Ti در پهنه بافق- ساغند در ارتباط با فرایند ماگمایی-گرمایی است.

دو نسل از آپاتیت در این کانسارها شناسایی شده است: ۱) بلورهای خودشکل با اندازه چند سانتی‌متر تا چند میلی‌متر که همزمان با فاز اصلی تشکیل مگنتیت متبلور شده‌اند (شکل‌های ۳-الف و د)؛ ۲) بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با اندازه‌های متفاوت در رگه و رگچه‌ها که کانسنگ مگنتیت-آپاتیت را قطع کرده‌اند (شکل ۳-ه). در برخی کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت پهنه بافق (اسفوردی، گزستان و زیرگان) توده و رگه‌های آپاتیت همراه با اکینولیت و هماتیت هستند که عیار P_2O_5 عموماً ۱۲ تا ۱۵ wt.% است و کمتر رگه‌های به نسبت خالصی از آپاتیت (آپاتیتیته) با عیار بیش از ۳۵ wt.% رخ داده است (شکل ۳-ه).

بیشتر بلورهای درشت آپاتیت در اثر برشی شدن پس از تشکیل به تکه‌های کوچک از آپاتیت متلاشی شده‌اند. تأثیر دگرسانی کربناتیته موجب شکل‌گیری ماتریکس، شکستگی‌های پر شده و رگچه‌های کلسیت در ساختار آپاتیت شده است. گاه حضور هماتیت‌های ریزدانه در ساختار آپاتیت سبب تغییر رنگ آن به صورتی تا آجری شده است.

۳- روش نمونه‌برداری و تجزیه

برای مطالعه ژئوشیمیایی آپاتیت، ۱۵ نمونه از انواع کانی‌زایی رخ داده در چهار کانسار چغارت، چادرمو، سه‌چاهون و اسفوردی برداشت شد (جدول ۱). با توجه به مشاهدات صحرایی نسل‌های مختلف کانی‌زایی مورد نمونه‌برداری قرار گرفت (شکل ۳). نمونه‌ها از بلورهای آپاتیت منفرد (۱ تا ۴ سانتی‌متر) (شکل‌های ۱-الف و ب)، ریزبلورهای همراه با اکسید آهن (شکل‌های ۳-ج و د)، رگه و رگچه‌های آپاتیتی و دایک آپاتیتیته (اسفوردی) (شکل ۳-ه) برداشت شد. دایک آپاتیتیته توسط Jami et al. (2007) نام‌گذاری شده است.

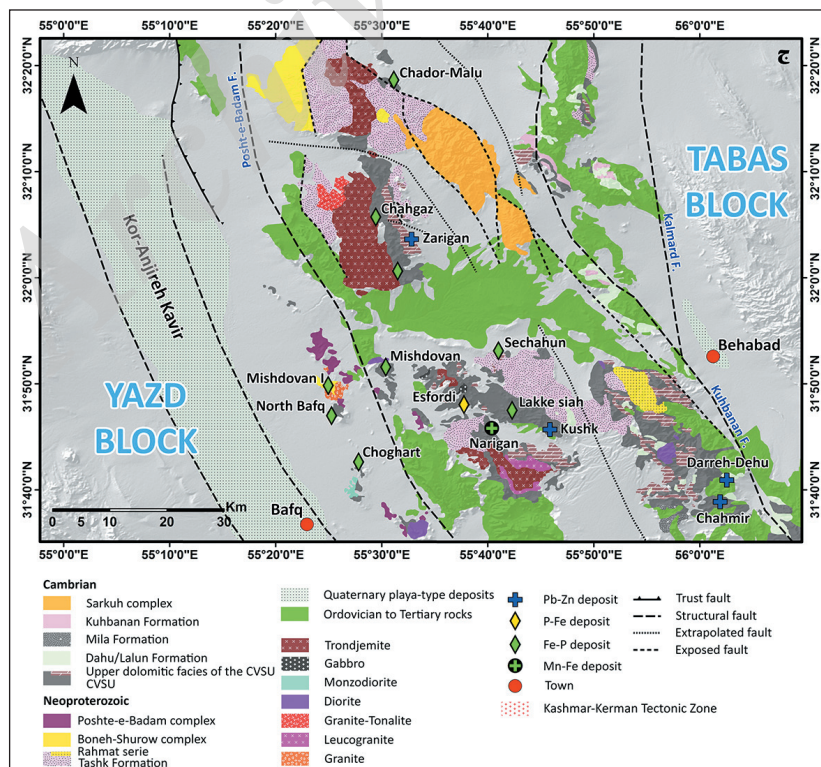
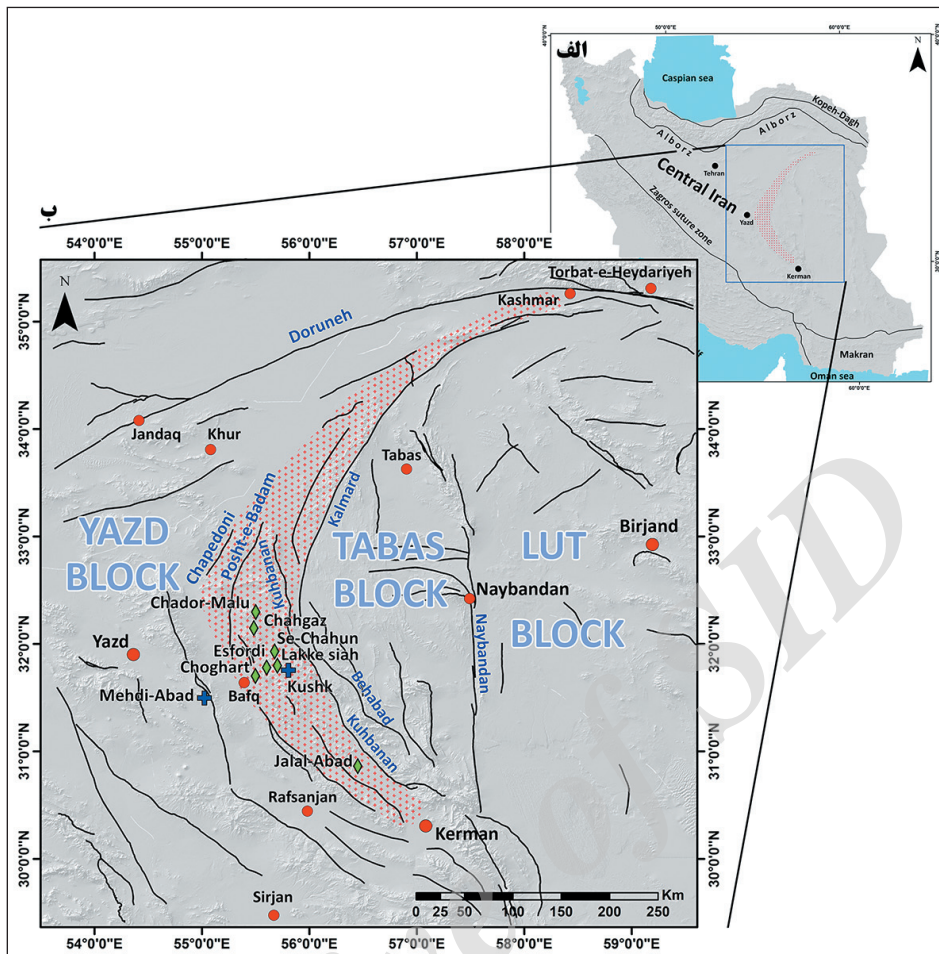
تجزیه نمونه‌ها به وسیله دستگاه LA ICP-MS در آزمایشگاه مرکز پژوهش‌های کاربردی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور برای عناصر اصلی Si، P، Ca، Mg، Na و عناصر خاکی کمیاب، آنیون‌های F، Cl و عناصر کمیاب Y، Sr انجام شد. داده‌های حاصل در جدول ۱ ارائه شده است.

۳-۱. ژئوشیمی آپاتیت

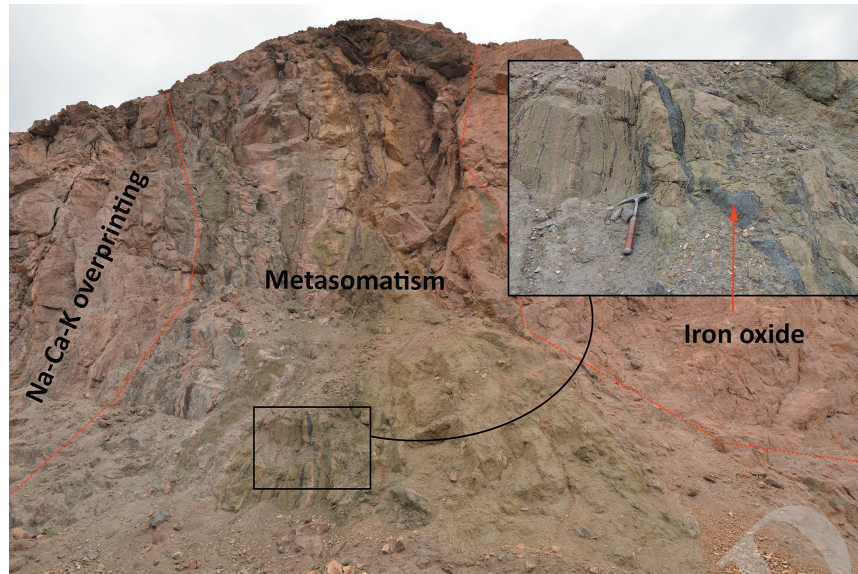
ژئوشیمی F-OH-Cl: ترکیب آپاتیت‌ها بر پایه محتوای F-OH-Cl در دامنه هیدروکسیل-فلوروآپاتیت قرار می‌گیرد (شکل ۴) که نسبت F/OH بزرگ‌تر از دو است. این ویژگی‌ها مشابه با دیگر مطالعات انجام شده روی آپاتیت‌های کانسارهای آهن-آپاتیت پهنه بافق- ساغند (Daliran, 2002; Moore and Modabber, 2003)؛ (Torab and Lehmann, 2007; Bonyadi et al., 2011)؛ (Abagong) در چین و آونیک (Avnik) در ترکیه است (Yang et al., 2013; Chai et al., 2014). ترکیب برخی از آپاتیت‌های مرتبط با کربناتیته‌ها در نمودار F-OH-Cl روی خط F-OH و نزدیک به گوشه F تمرکز می‌یابد (Piccoli and Candela, 2002).

۳-۲. ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب

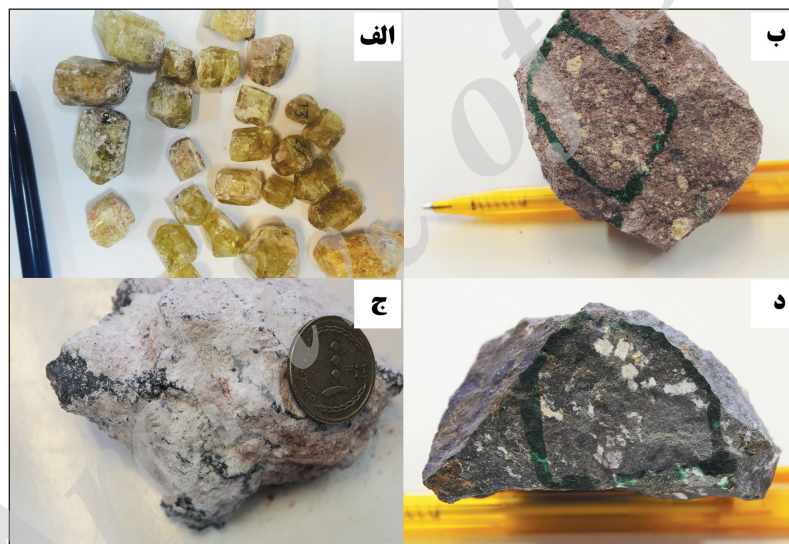
آپاتیت‌های مورد مطالعه غنی از Y، Na، Si و دارای Cl ناچیزی هستند (جدول ۱). محتوای Sr و Y در آپاتیت‌های تجزیه شده به ترتیب میان ۱۶۵ تا ۳۶۵ ppm و ۷۴۳ تا ۱۴۱۰ ppm است (جدول ۱). در بیشتر آپاتیت‌های کربناتیته Sr بیش از ۲۵۰۰ ppm و Y کمتر از ۴۰۰ ppm است (Belousova et al., 2002). با توجه به محتوای Sr در برابر Y (شکل ۵-الف) و Sr در برابر Mn (شکل ۵-ب)، آپاتیت‌های مورد مطالعه در دامنه کانسارهای نوع کاپرونا و سنگ‌های مافیک جانمایی می‌شوند (Belousova et al., 2002). Frietsch and Perdahl (1995) برای کانسارهای نوع کاپرونا چنین رفتاری را در این نمودار گزارش داده‌اند. با توجه به این می‌توان گفت توده‌های دیوریتی تأثیر مهمی در تشکیل چنین کانسارهایی داشته‌اند.



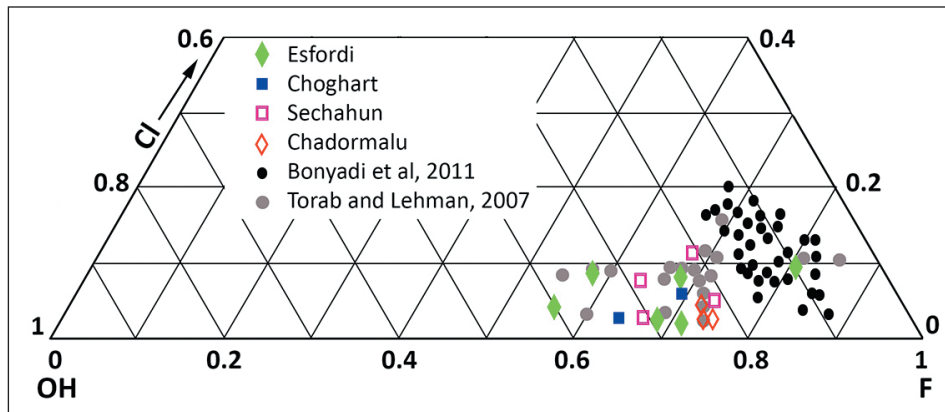
شکل ۱- الف) موقعیت ایران مرکزی نسبت به زمین درزهای زاگرس و البرز؛ ب) نقشه زمین ساخت بلوک های ایران مرکزی؛ ج) نقشه زمین شناسی بلوک بافق- ساغند به همراه موقعیت کانسارهای اکسید آهن- آپاتیت، منگنز و سرب و روی (modified after Ramezani and Tucker, 2003; Torab and Lehmann, 2007).



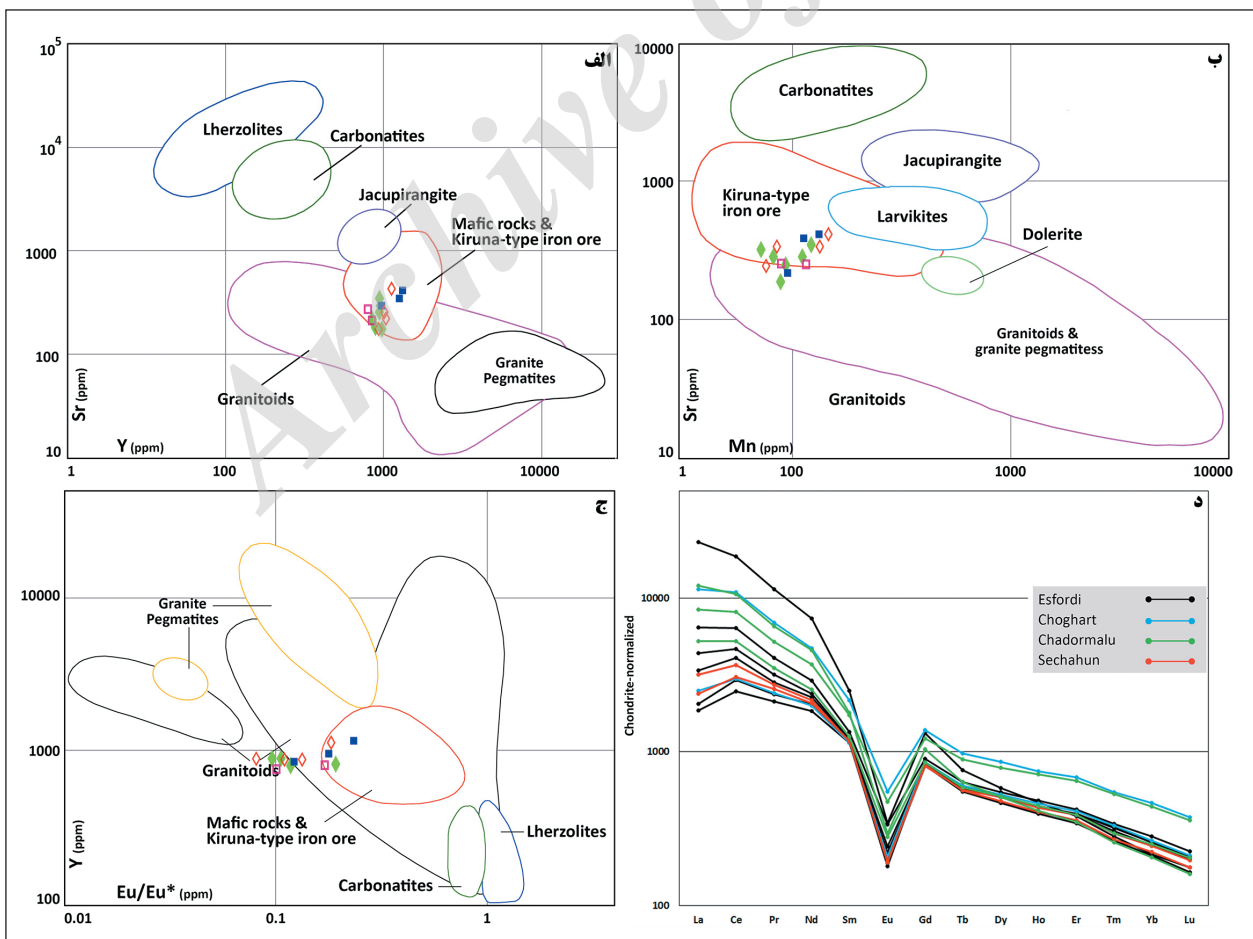
شکل ۲- متاسوماتیسم آلکالن رخ داده در سنگ میزبان کانه‌زایی.



شکل ۳- نمونه‌های آپاتیت مورد مطالعه؛ الف) بلورهای آپاتیت کانسار اسفوردی؛ ب) بلورها و ریزبلورهای آپاتیت کانسار چغارت؛ ج) ریزبلورهای آپاتیت اسفوردی همراه با مگنتیت؛ د) بلورهای آپاتیت در زمینه مگنتیت کانسار چادرملو؛ ه) دایک آپاتیتی نفوذ کرده در توف‌های ریولیتی CVSU در کانسار اسفوردی.



شکل ۴- نمودار سه وجهی F-OH-Cl بر پایه Piccoli and Candela (2002)



شکل ۵- نمودار ترکیب الف (Sr-Y؛ ب) Sr-Mn؛ ج) $Y-Eu/Eu^*$ بر پایه Belousova et al. (2002). راهنمای نشانه‌های اختصاری از شکل ۴؛ د) نمودار عنکبوتی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت (داده‌های کندریت از (Sun and McDonough (1989).

جدول ۱- نتیجه تجزیه ۱۵ نمونه آپاتیت کاتسارهای اسفوردی، چارت، سه چاهون و چادرمنور.

Sample	Esfordi					Choghart					Sechahun			Chadormalu				
	Ap.C1	Ap.C2	Ap.C3	Ap.C4	Ap.C5	Ap.C6	Ap.C7	Ap.C8	Ap.C9	Ap.C10	Ap.C11	Ap.C12	Ap.C13	Ap.C14	Ap.C15			
P	30.33	28.26	30.61	31.44	28.63	30.61	28.34	27.83	29.34	28.95	32.2	27.97	28.54	27.8	28.26			
Si	555	2156	864	2262	592	1095	1662	762	1630	654	1212	691	2167	1785	864			
Y	855	859	875.3	751.5	870	829.7	1410	859.8	1363	825	760	809	787.21	1325	743			
Mg	185	164	51.29	263	299	74.69	503	82.49	468	114	129	253	172	488	299			
Ca	39	38	38	39	39	39	39	38	38	39	38	38	39	38	38			
Mn	112.5	67.21	78.99	85.21	160.8	86.87	188	83.25	177	90.05	110.5	141.3	70.55	185	84.28			
Sr	235.2	270.1	165	200	290.9	175.2	365	180.5	351	195.9	185	251.7	247.2	335	165.3			
Na	2744	469	1828	531	2875	876	2627	2130	3765	1836	475	2317	373	2799	531			
La	1037	5470	439	801	1525	488	2771	592	2719	756	564	1246	2869	2003	488			
Ce	2848	11493	1516	2505	3910	1793	6495	1824	6718	2250	1878	3223	6487	4975	1824			
Pr	303	1089	202	270	387	224	647	228	658	259	244	333	622	495	259			
Nd	1117	3447	858	1058	1359	953	2216	933	2200	1010	966	1190	2145	1723	1190			
Sm	185.1	382.5	176	185	205.6	178.2	122.89	175	330	178	179.76	191	275.2	265.2	271.23			
Eu	14.01	19.85	11.02	12.85	19.49	10.46	32.91	12.01	31.98	11.25	11.05	16.15	17.0	27.31	10.55			
Gd	171.2	272.2	166.8	167.9	185	175.1	291.05	175	284	165.9	169.02	175	213.5	250.05	175			
Tb	21.46	28.32	21.55	20.58	23.86	22.34	37.87	22.48	36.51	21.16	20.98	21.98	23.83	33.31	20.98			
Dy	129	147	129	118	139	130	223	134	218	129	121	130	129	200	218			
Ho	25.13	26.42	24.92	22.28	27.22	24.91	43.81	26.08	42.25	24.37	23.04	25.21	23.5	40.36	26.08			
Er	64.28	63.3	65.06	56.78	69.9	65.7	117	67.65	113	64.33	59.44	64.06	57.56	107	117			
Tm	7.76	7.15	8.26	6.73	8.63	8.1	14.65	8.42	13.97	7.52	6.85	7.49	6.54	13.5	6.73			
Yb	41.9	36.63	43.76	35.89	47.83	43.85	82.2	44.98	79.3	41.36	37.92	42.62	34.94	74.97	36.63			
Lu	5.04	4.48	5.25	4.19	5.72	5.04	9.8	5.38	9.51	4.99	4.49	5.16	4.05	9.08	5.04			
TREE	5970	22487	3667	5264	7913	4122	13104	4248	13454	4923	4286	6671	12908	10217	4648			
Eu/Eu**	0.12	0.09	0.10	0.11	0.15	0.09	0.26	0.10	0.16	0.10	0.10	0.13	0.10	0.16	0.07			
F	0.748	0.612	0.726	0.862	0.677	0.695	0.563	0.743	0.703	0.727	0.606	0.68	0.708	0.688	0.743			
CI	0.023	0.087	0.077	0.099	0.09	0.091	0.084	0.015	0.09	0.067	0.028	0.075	0.114	0.027	0.015			

** Eu is the chondrite-normalised Eu value and Eu* is the average of the chondrite-normalised Sm and Gd concentrations.

References

- Aftabi, A., Mohseni, S., Babeki, A. and Azaraien, H., 2009- Fluid inclusion and stable isotope of the Esfordi Apatite-Magnetite deposit, Central Iran-a discussion. *Economic geology*, 104(1), 137-139.
- Alavi, M., 1991- Tectonic map of the Middle East. Geological Survey of Iran. Scale, 1:5,000,000.
- Ayers, J. C. and Watson, E. B., 1993- Apatite/fluid partitioning of rare-earth elements and strontium: Experimental results at 1.0 GPa and 1000 C and application to models of fluid-rock interaction. *Chemical Geology*, 110(1), 299-314.
- Barton, M. D. and Johnson, D. A., 1996- Evaporitic-source model for igneous-related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization. *Geology*, 24(3), 259-262.
- Belousova, E. A., 2000- Trace elements in zircon and apatite: application to petrogenesis and mineral exploration. Macquarie University.
- Belousova, E. A., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y. and Fisher, N. I., 2002- Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type. *Journal of Geochemical Exploration*, 76(1), 45-69.
- Belousova, E. A., Walters, S., Griffin, W. L. and O'Reilly, S. Y., 2001- Trace element signatures of apatites in granitoids from the Mt Isa Inlier, northwestern Queensland. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4), 603-619.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian journal of earth sciences*, 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), 253-269.
- Bookstrom, A. A., 1977- The magnetite deposits of El Romeral, Chile. *Economic Geology*, 72(6), 1101-1130.
- Boomeri, M., 2012- Rare earth minerals in Esfordi magnetite-apatite ore deposit, Bafq district. *Geoscience*, 22(85), 71-82.
- Chai, F., Yang, F., Liu, F., Santosh, M., Geng, X., Li, Q. and Liu, G., 2014- The Abagong apatite-rich magnetite deposit in the Chinese Altay Orogenic Belt: a Kiruna-type iron deposit. *Ore Geology Reviews*, 57, 482-497.
- Clark, A. H. and Kontak, D. J., 2004- Fe-Ti-P oxide melts generated through magma mixing in the Antauta subvolcanic center, Peru: implications for the origin of nelsonite and iron oxide-dominated hydrothermal deposits. *Economic Geology*, 99(2), 377-395.
- Daliran, F., 1990- The magnetite apatite deposit of Mishdovan. Eastcentral Iran, An alkaline rhyolite hosted "Kiruna Type" occurrence in the Bafq metallotect (Mineralogic, Petrographic and geochemical study of the ores and the host rocks): Heidelberg geowiss Abh, 37.
- 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. *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits*, 2, 303-320.
- Darvishzadeh, A., 1983- Investigation on Esfordi phosphate deposit. *Journal of Science*, University of Tehran. 2-24.
- Foose, M. P. and McLelland, J. M., 1995- Proterozoic low-Ti iron-oxide deposits in New York and New Jersey: Relation to Fe-oxide (Cu-U-Au-rare earth element) deposits and tectonic implications. *Geology*, 23(7), 665-668.
- Förster, H. and Borumandi, H., 1971- Jungpräkambrische Magnetit-Lava und Magnetit-Tuffe aus dem Zentraliran. *Naturwissenschaften*, 58(10), 524-524.
- 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 types. *Ore Geology Reviews*, 9(6), 489-510.
- Frietsch, R., 1978- On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna type. *Economic Geology*, 73(4), 478-485.
- Frutos, J., 1975- Tectonic and geochemical evidence concerning the genesis of El Laco magnetite lava flow deposits, Chile. *Economic Geology*, 70(5), 988-990.
- Gleason, J. D., Marikos, M. A., Barton, M. D. and Johnson, D. A., 2000- Neodymium isotopic study of rare earth element sources and mobility in hydrothermal Fe oxide (Fe-P-REE) systems. *Geochim. Cosmochim. Acta* 64, 1059-1068.
- Groves, D. I., Bierlein, F. P., Meinert, L. D. and Hitzman, M. W., 2010- Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through earth history: implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. *Economic Geology*, 105(3), 641-654.
- Haghipour, A. and Pelissier, G., 1977- Geological map of the Biabanak-Bafq area. Geological survey of Iran.
- Haghipour, A., Bolourchi, M., Houshmandzadeh, A., Sabzehei, M., Stöcklin, J., Hubber, H., Sluiter, W. and Aghanabati, A., 1977- Exploration Text of the Ardekan Qudanglemap. *Geol. Surv. of Iran*. (Tehran, Iran, 88 pp.).
- Henriquez, F. and Martin, R. F., 1978- Crystal-growth textures in magnetite flows and feeder dykes, El Laco, Chile. *The Canadian Mineralogist*, 16(4), 581-589.
- Henriquez, F. and Nyström, J. O., 1998- Magnetite bombs at El Laco volcano, Chile. *GFF*, 120(3), 269-271.
- Hildebrand, R. S., 1986- Kiruna-type deposits; their origin and relationship to intermediate subvolcanic plutons in the Great Bear magmatic zone, Northwest Canada. *Economic Geology*, 81(3), 640-659.

- Hitzman, M. W., 2000- Iron Oxide-Cu-Au Deposits: What, Where, When, and Why: in Porter, T.M., ed., Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective, v. 1, PGC Publishing, Adelaide, p. 9-25.
- 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(1), 241-287.
- Högdahl, K., Jonsson, E., Nilsson, K. and Troll, V., 2012- The Kiruna-type apatite-iron oxide system in central Sweden: geology and geochemical character. In EGU General Assembly Conference Abstracts (Vol. 14, p. 14336).
- Hou, T., Zhang, Z. and Kusky, T., 2011- Gushan magnetite-apatite deposit in the Ningwu basin, Lower Yangtze River Valley, SE China: hydrothermal or Kiruna-type?. *Ore Geology Reviews*, 43(1), 333-346.
- Huckriede, R., Kürsten, M. and Venzlaff, H., 1962- Zur geologie des gebiets zwischen Kerman und Saghand (Iran): Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, v. 51, p. 197.
- Hushmandzadeh, A. R., 1969- Metamorphisme et granitisation du massif Chapedony (Iran Central). *Universite Scientifique et Medicale de Grenoble, France*, 242 p.
- Jami, M., 2005- Geology, geochemistry and evolution of the Esfordi phosphate-iron deposit, Bafq area, Central Iran (Doctoral dissertation, University of New South Wales).
- 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(6), 1111-1128.
- Jonsson, E., Troll, V. R., Högdahl, 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.
- Kargaranbafghi, F., Foeken, J. P., Neubauer, F. and Stuart, F. M., 2008- How Chapedony metamorphic core complex (Central Iran) became cool and how it was overprinted by Neogene asthenosphere uprise: Inferences from (U-Th)/He thermochronology. In *Geophysical Research Abstracts (Vol. 10)*.
- Kargaranbafghi, F., Neubauer, F. and Genser, J., 2015- Rapid Eocene extension in the Chapedony metamorphic core complex, Central Iran: Constraints from 40 Ar/39 Ar dating. *Journal of Asian Earth Sciences*, 106, 156-168.
- Kargaranbafghi, F., Neubauer, F., Genser, J., Faghih, A. and Kusky, T., 2012- Mesozoic to Eocene ductile deformation of western Central Iran: From Cimmerian collisional orogeny to Eocene exhumation. *Tectonophysics*, 564, 83-100.
- Kolker, A., 1982- Mineralogy and geochemistry of Fe-Ti oxide and apatite (nelsonite) deposits and evaluation of the liquid immiscibility hypothesis. *Economic Geology*, 77(5), 1146-1158.
- Larson, A. C. and Oreskes, N., 1993- Evidence of vaporphase transport in the genesis of magnetite deposits at El Laco, Chile. *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, 74, 651.
- Larson, A. C., 1994- Evidence of pneumatolytic processes in the genesis of magnetite deposits at El Laco, Chile, MA Thesis, Dartmouth College, Hanover, HN, 51p.
- Masoodi, M., Yassaghi, A., Nogole Sadat, M. A. A., Neubauer, F., Bernroider, M., Friedl, G., Genser, J. and Houshmandzadeh, A., 2013- Cimmerian evolution of the Central Iranian basement: Evidence from metamorphic units of the Kashmar-Kerman Tectonic Zone. *Tectonophysics*, 588, 189-208.
- Meyer, C., 1988- Ore deposits as guides to geologic history of the Earth. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16, 147-171.
- Mohseni, S. and Aftabi, A., 2012- Comment on "Significance of apatite REE depletion and monazite inclusions in the brecciated Sehchahun iron oxide-apatite deposit, Bafq district, Iran: Insights from paragenesis and geochemistry" by Bonyadi, Z., Davidson, GJ, Mehrabi, B., Meffre, S., Ghazban, F [Chem. Geol. 281, 253-269]. *Chemical Geology*, 334, 378-381.
- Mokhtari, M. A. A., Zadeh, G. H. and Emami, M. H., 2013- Genesis of iron-apatite ores in Posht-e-Badam Block (Central Iran) using REE geochemistry. *Journal of Earth System Science*, 122(3), 795-807.
- Moore, F. and Modabberi, S., 2003- Origin of Choghart iron oxide deposit, Bafq mining district, Central Iran: new isotopic and geochemical evidence. *Journal of Sciences Islamic Republic of Iran*, 14(3), 259-270.
- Mücke, A. and Younessi, R., 1994- Magnetite-apatite deposits (Kiruna-type) along the Sanandaj-Sirjan zone and in the Bafq area, Iran, associated with ultramafic and calcalkaline rocks and carbonatites. *Mineralogy and Petrology*, 50(4), 219-244.
- Naslund, H. R., Aguirre, R., Dobbs, F. M., Henriquez, F. J. and Nyström, J. O., 2000- The origin, emplacement and eruption of ore magmas. In *IX Congreso Geologico Chileno Actas (Vol. 2, pp. 135-139)*.
- Nyström, J. O. and Henriques, F., 1994- Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: Ore textures and magnetite geochemistry, *Econ. Geol.* 89, 820-839.
- Oreskes, N., Rhodes, A. L., Sheets, S. A., and Espinoza, S., 1995- Evidence for formation of magnetite by hydrothermal processes at El Laco, Chile, Part I: Field relations and alteration assemblages, *Geol. Soc. Am. Abstr. w. Progr.* 27, A467.
- Oreskes, N., Rhodes, A.L., Rainville, K., Sheets, S.A., Espinoza, S. and Zentilli, M., 1994- Origins of magnetite deposits at El Laco, Chile: new evidence from field studies, fluid inclusions, stable isotopes, and fission track analysis, *Geol. Soc. Am. Abstr. w. Progr.* 26, A379.

- Parák, T., 1975- The origin of the Kiruna iron ores. Sveriges Geologiska Undersökning.
- Philpotts, A. R., 1967- Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks. *Economic Geology*, 62(3), 303-315.
- Piccoli, P. M., and Candela, P. A., 2002- Apatite in igneous systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 48(1), 255-292.
- Porter, T. M., 2000- Hydrothermal Iron Oxide Copper–Gold and Related Deposits: A Global Perspective. Adelaide: PGC Publishing, 1, pp 349..
- Porter, T. M., (ed.) 2002- In: Hydrothermal Iron Oxide Copper–Gold and Related Deposits: A Global Perspective. Adelaide: PGC Publishing, 2, pp. 378.
- 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.
- Ramezani, J., 1997- Regional geology, geochronology and geochemistry of the igneous and metamorphic rock suites of the Saghand area, Central Iran (Doctoral dissertation, Washington University).
- Rhodes, A. L. and Oreskes, N., 1995a- Magnetite deposition at El Laco, Chile: implications for Fe-oxide formation in magmatic-hydrothermal systems. *Giant ore deposits-II: Controls on the scale of orogenic magmatic-hydrothermal mineralization* (Clark, AH, 582-622.
- Rhodes, A. L. and Oreskes, N., 1995b- Evidence for formation of magnetite by metasomatic alteration of host rock andesite, El Laco, Chile, Part II: Rare earth (REE) trace element, and oxygen isotope data, *Geol. Soc. Am. Abstr. W. Progr.* 27, A467.
- Rhodes, A. L. and Oreskes, N., 1996- Magnetite deposits at El Laco, Chile: a transition between magmatic and epithermal processes or all hydrothermal?, *Geol. Soc. Am. Abstr. W. Progr.* 28, A335.
- Rhodes, A. L. and Oreskes, N., 1999- Oxygen isotope composition of magnetite deposits at El Laco, Chile: Evidence of formation from isotopically heavy fluids: in Skinner, B.J., ed., *Geology and ore deposits of the Central Andes*, Society of Economic Geologists, Special Publication 7, p. 333-351.
- Rhodes, A. L., Oreskes, N. and Sheets, S. A., 1997- Recognition of a paleo-hydrothermal system responsible for magnetite formation at El Laco, Chile, *EOS Tran. Amer. Geophys. Union* 78, F748.
- Rhodes, A. L., Oreskes, N. and Sheets, S., 1999- Geology and rare earth element geochemistry of magnetite deposits at El Laco, Chile: in Skinner, B.J., ed., *Geology and ore deposits of the Central Andes*, Society of Economic Geologists, Special Publication 7, p. 299-332.
- Roeder, P. L., MacArthur, D., Ma, X. P., Palmer, G. R. and Mariano, A. N., 1987- Cathodoluminescence and microprobe study of rare-earth elements in apatite. *American Mineralogist*, 72(7-8), 801-811.
- Roberts, D. E. and Hudson, G. R. T., 1983- The Olympic Dam copper-uranium-gold deposit, Roxby Downs, South Australia. *Economic Geology*, 78(5), 799-822.
- Sahandi, M., Baumgartner, S. and Schmidt, K., 1984- Contributions to the stratigraphy and tectonics of the Zeber-Kuh range (east Iran). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 168, 345-357.
- Samani, B. A., 1988- Metallogeny of the Precambrian in Iran. *Precambrian research*, 39(1), 85-106.
- Sengör, A. M. C., 1987- Tectonics of the Tethysides: Orogenic Collage Development in a Collisional Setting: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 15, p. 213–244.
- 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.
- Sheets, S. A., 1997- Fluid inclusion study of the El Laco magnetite deposits, Chile: M.Sc. thesis, Dartmouth College, Hanover, New Hampshire, 94 p.
- Sheets, S. A., Oreskes, N., Rhodes, A. L., Bodnar, R. J. and Szabo, C., 1997- Fluid inclusion evidence for hydrothermal origin for magnetite-apatite mineralization at El Laco, Chile, *Geol. Soc. Am. Abstr. w. Progr.* 29, A50.
- Sillitoe, R. H. and Burrows, D. R., 2002- New field evidence bearing on the origin of the El Laco magnetite deposit, northern Chile: *Econ. Geol.*, v. 97, p. 1101-1109.
- Sillitoe, R. H. and Burrows, D. R., 2003- New field evidence bearing on the origin of the El Laco magnetite deposit, northern Chile - Reply: *Econ. Geol.*, v. 98, 1501-1502.
- Soheili, M. and Mahdavi, M., 1991- Geological Map of Esfordi: Tehran. Geological Survey of Iran, scale, 1(100), 000.
- Stöcklin, J., 1968- A review of the structural geology and tectonics of Iran. *Bull. Am. Assoc. Petr. Geol*, 52, 1228-1258.
- 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.
- Sverjensky, D. A., 1984- Europium redox equilibria in aqueous solution. *Earth and Planetary Science Letters*, 67(1), 70-78.
- Takin, M., 1972- Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature*, 235, 147-150.
- Toplis, M. J. and Dingwell, D. B., 1996- The variable influence of P₂O₅ on the viscosity of melts of differing alkali/aluminium ratio: Implications for the structural role of phosphorus in silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(21), 4107-4121.
- Torab, F. M. and Lehmann, B., 2007- Magnetite-apatite deposits of the Bafq district, Central Iran: apatite geochemistry and monazite geochronology. *Mineralogical Magazine*, 71(3), 347-363.

- Torab, F. M., 2008- Geochemistry and Metallogeny of Magnetite Apatite Deposits of the Bafq Mining District, Central Iran. Univ.-Bibliothek.
- Valizadeh, M. V. and Sharifi, A., 2004- Geochemical study of "Arash Syenite" (Central Iran) with special emphasis on alkali metasomatism. *Geosciences*, 12(53), 2-15.
- Vapnik, Y., Bushmin, S., Chattopadhyay, A. and Dolivo-Dobrovolsky, D., 2007- Fluid inclusion and mineralogical study of vein-type apatite ores in shear zones from the Singhbhum metallogenic province, West Bengal, India. *Ore Geology Reviews*, 32, 412-430.
- Verdel, C., Wernicke, B. P., Ramezani, J., Hassanzadeh, J., Renne, P. R. and Spell, T. L., 2007- Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 119(7-8), 961-977.
- Westhues, A., Hanchar, J. M., Whitehouse, M. J. and Fisher, C. M., 2012- Did the Kiruna iron ores form as a result of a metasomatic or igneous process? New U-Pb and Nd data for the iron oxide apatite ores and their host rocks in the Norrbotten region of northern Sweden. In AGU Fall Meeting Abstracts (Vol. 1, p. 03).
- Williams, G. J. and Houshmandzadeh, A., 1966- A petrological and genetic study of the Choghart iron ore body and the surrounding rocks; Geological Survey of Iran, 18p.
- Williams, P. J., Barton, M. D., Johnson, D. A., Fontboté, L., De Haller, A., 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*, 371-405.
- Wood, S. A., 1990a- The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium: 1. Review of available low-temperature data for inorganic complexes and the inorganic REE speciation of natural waters. *Chemical Geology*, 82, 159-186.
- Wood, S. A., 1990b- The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium: 2. Theoretical predictions of speciation in hydrothermal solutions to 350 C at saturation water vapor pressure. *Chemical Geology*, 88(1), 99-125.
- Yang, F., Mao, J., Liu, F., Chai, F., Geng, X., Zhang, Z., Guo, X. and Liu, G., 2013- A review of the geological characteristics and mineralization history of iron deposits in the Altay orogenic belt of the Xinjiang, Northwest China. *Ore Geology Reviews*, 54, 1-16.
- Yassaghi, A. and Masoodi, M., 2011- A metamorphic core complex model for the host of uranium mineralization in the Khoshoumi Mountain, central Iran. *Resource geology*, 61(3), 259-269.
- Yu, J., Chen, Y., Mao, J., Pirajno, F. and Duan, C., 2011- Review of geology, alteration and origin of iron oxide-apatite deposits in the Cretaceous Ningwu basin, Lower Yangtze River Valley, eastern China: implications for ore genesis and geodynamic setting. *Ore Geology Reviews*, 43(1), 170-181.

Archive SID.ir

The genesis of iron oxide-apatite (IOA) deposits: evidence from the geochemistry of apatite in Bafq-Saghand district, Central Iran

S. A. Majidi¹*, M. Lotfi², M. H. Emami³ and N. Nezafati⁴

¹Ph.D., Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

²Associate Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, North Tehran Branch, Tehran, Iran

³Associate Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Islamshahr Branch, Tehran, Iran

⁴Assistant Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

Received: 2015 May 12

Accepted: 2015 August 19

Abstract

The Origin of Iron Oxide-Apatite deposits (IOA) with low Ti or Kiruna type deposits has long been a matter of debate. In this case, several origins have been proposed for these deposits which include: magmatic, magmatic-hydrothermal, hydrothermal, banded iron formations, and sedimentary-exhalative. Bafq-Saghand metallogenic zone is located in central Iran and hosts several large IOA type deposits including Chadormalu, Choghart, Se-Chahun, and Esfordi with nearly ~1500 mt ore with an average grade of 55%. Mineralization of REE-rich apatite is very common in these deposits, an issue that could be utilized for the study of their genesis. Fifteen apatite samples from the deposits of Chadormalu, Choghart, Se-Chahun, and Esfordi were taken and analyzed using LA ICP-MS. According to the geochemical analysis, the apatite of the above mentioned deposits show high enrichment of Y, Na, and Si, while very low content of Cl. Total REE content varies from 0.36-2.25% in which the LREE show an enrichment indicating strongly fractionation from HREE. Strong negative Eu anomaly (0.69-0.256) is observed. Sr and Y contents in apatites are 165-365 and 743-1410 ppm, respectively. The Fe-OH-Cl diagram shows that apatites are plotted in the Hydroxyl-fluoroapatite domain. The results show that these deposits are similar to those of IOA type deposits (e.g. Kiruna, El Laco, Abagong, Avnik, etc.). Apatite mineralization is unlikely related to carbonatitic magmatism, but plotted in the Kiruna type and mafic rocks domain. The main mineralization event was likely related to tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and diorite-granite of arc magmatism (525-532 Ma) which were intruded into the Cambrian volcano sedimentary units, as country rock. Then the hydrothermal processes following alkaline intrusion (syenite and monzosyenite) led to mineralization. In general, the iron oxide-apatite (IOA) mineralization with low Ti occurred through the magmatic-hydrothermal processes in the Bafq-Saghand zone.

Keywords: Kiruna type deposits, Geochemistry, Rare Earth Elements, Magmatic-Hydrothermal, Bafq-Saghand, Central Iran.

For Persian Version see pages 233 to 244

*Corresponding author: S. A. Majidi; E-mail: afshinmajidi@yahoo.com