

## **Study of iron mineralization in Tekieh Bala (Kordestan Province) iron index based on mineralogical and geochemical evidences**

**Mehrdad Barati <sup>\*1</sup>, Zahra Gholzar Khojasteh <sup>2</sup> and Meisam Gholipoor, <sup>3</sup>**  
Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

### **Abstract**

The Tekieh Bala iron index is located southeast of the Kordestan province in the Sanandaj- Sirjan geotectonic zone. The exposed rocks at the study area are granite, gabbro, diorite, quartzmonzonite, quartzmonzodiorite and actinolite schist to chlorite schist. The orebody is located in the fault-brecciated zone. Magnetite, hematite, goethite, limonite and pyrite are found in this index. Epidotization, chloritization, sericitization, actinolitization and silicification are the main alteration facies around the orebody. Major and trace elements study on the magnetite ore as well as using several diagrams provided by the various researchers indicate that the index under discussion can be classified as iron oxide deposits, IOA sub-type and IOCG-type. The REE patterns and calculated differential parameters support the similarity of this deposit with the IOA-type. Ore forming fluids were formed in differentiation and crystallization of intermediate intrusions rocks as an iron-rich hydrothermal fluid, mixing with the meteoric waters led to the changes the environmental conditions and deposition of the orebody.

**Key words:** schist, magnetite, Kiruna-type, Tekieh Bala, Kordestan Province

\* barati@basu.ac.ir

## بررسی چگونگی کانه‌زایی آهن در اندیس آهن تکیه بالا (استان کردستان) بر پایه ویژگی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی

مهرداد براتی\*، زهرا گلزار خجسته و میثم قلی‌پور  
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

### چکیده

اندیس آهن تکیه بالا در جنوب‌خاوری استان کردستان و در پهنه زمین‌ساختی سنندج-سیرجان است. گرانیت، گابرو، دیوریت، کوارتزموئزویت، کوارتزموئزودیوریت و اکتینولیت شیست تا کلریت شیست از سنگ‌های رخنمون‌یافته در این منطقه هستند. کانه‌زایی آهن در این منطقه درون پهنه‌های بُرشی، در محل یک گسل و در سنگ میزبان شیستی رخ داده است. مگنتیت با بافت توده‌ای، دانه‌ای، افشان، زونینگ و مارتیتی کانه اصلی این اندیس را می‌سازد. کانی‌های دیگر (مانند: هماتیت، گوتیت، لیمونیت و پیریت) نیز در این اندیس دیده می‌شوند. دگرسانی اپیدوتی، کلریتی، سرسیتی، اکتینولیتی و سیلیسی از دگرسانی‌های این منطقه هستند. بررسی زمین‌شیمی عناصر اصلی و فرعی کانسنگ مگنتیت و به‌کارگیری نمودارهای پیشنهادشده پژوهشگران گوناگون نشان می‌دهد این اندیس در گروه کانسارهای اکسید آهن، زیرگروه IOA و گروه IOCG جای می‌گیرد. بررسی عنصرهای REE، الگوی پراکندگی این عنصرها به‌همراه پارامترهای تفریقی محاسبه‌شده نشان می‌دهد این ذخیره با گروه IOA همانند است. سیال کانه‌ساز، در پی فرایندهای جدایش بلورین و تبلور توده‌های آذرین حد واسط به‌صورت فاز سیال گرمایی سرشار از آهن پدید آمده و سپس با آب‌های جوی آمیخته و شرایط محیط را تغییر داده و ته‌نشست این ذخیره را در پی داشته است. واژه‌های کلیدی: شیست، مگنتیت، گروه کاپرونا، تکیه بالا، استان کردستان

### مقدمه

کانسارهای اکسید آهن-مس-طلا که IOCG (IOCG Iron Oxide Copper-Gold) خوانده می‌شوند، تیپ جدیدی از کانسارهای آهن هستند که به‌تازگی Hitzman و همکاران (۱۹۹۲) آن را شناسایی کرده‌اند.

کانسارهای آهن به پنج گروه اصلی ماگمایی، اسکارنی، رسوبی، آتشفشانی-رسوبی و گرمابی یا IOCG رده‌بندی می‌شوند (Guilbert and Park, 1997).

\* barati@basu.ac.ir

IOCG با اینکه کانسارهای (and McLalland, 1995 Barton, بیشتر در پی فرایندهای گرمایی پدید آمده‌اند (Mumin et al., 2007; 2014)، اما خاستگاه کانسارهای IOA هنوز بحث برانگیز است. برخی نویسندگان خاستگاه آنها را گرمایی دانسته‌اند (Barton and Jahnson, 2004; Sillitoe and Burrows, 2002; Haynes, 2000). برخی دیگر خاستگاه آنها را سیال ماگمایی - گرمایی دانسته‌اند که Fe آن به‌طور مستقیم از ماگما خاستگاه گرفته است (Pollard, 2006). بررسی‌های انجام‌شده نشان می‌دهد برپایه الگوی اول پیشنهاد شده، کانسارهای IOA و IOCG با هم وابستگی ژنتیک دارند (Sillitoe, 2003). همراه با بررسی این گونه از ذخیره‌ها در دنیا، زمین‌شناسان ایرانی نیز به بررسی این ذخیره‌ها در ایران پرداخته‌اند و شماری از ذخیره‌های اکسیدی آهن را در این رده‌بندی جای داده‌اند (Hafezian and Jamali, 2015; Barati and Gholipour, 2014; Taghipour et al., 2013; Karimpour, 2011; Nabatian et al., 2009). افزون‌بر عنصر آهن که فراورده با ارزش اصلی در این کانسارها به‌شمار می‌رود، همراهی شمار فراوانی از عنصرهای فرعی با ارزش با این ذخیره‌ها، به این گونه ذخیره‌ها اهمیت بخشیده است. شمار فراوانی از این گونه ذخیره‌ها در پهنه سنج - سیرجان دیده می‌شوند. در پهنه سنج - سیرجان با درازای ۱۵۰۰ کیلومتر، اندیس‌ها و کانسارهای آهنی است که کانی‌شناسی و بافت آنها بسیار همانند هم است (Muecke and Younessi, 1994). درباره خاستگاه کانسارهای آهنی این پهنه بررسی‌های فراوانی انجام شده و چگونگی پیدایش آنها همواره بحث برانگیز بوده است (Ghorbani, 2007).

#### مختصات جغرافیایی و راه‌های دسترسی

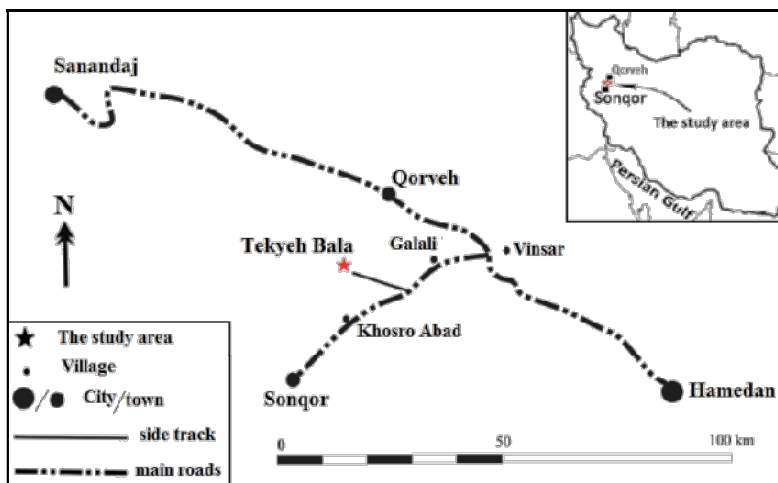
اندیس آهن تکیه بالا از اندیس‌های پدیدآمده در بخش شمالی پهنه ساختاری سنج - سیرجان است. این اندیس در

این کانسارها هم از دیدگاه ذخیره و هم جایگاه زمین‌شناسی با سیستم‌های کانه‌زایی دیگری که تا آن زمان یافته شده بود تفاوت دارد. از ویژگی‌های مهم این سیستم‌ها، دارا بودن مقادارهای چشمگیری از اکسیدهای آهن، همراه با مس، طلا، نقره، اورانیم، باریوم، فلورئور، فسفر، بیسموت، کبالت، نیوبیم و عنصرهای خاکی نادر است. پس از آن زمان، اصطلاح اکسید آهن - طلا - مس یا IOCG رایج شده و از موضوع‌های اصلی در زمین‌شناسی اقتصادی شد. سرشت ماگماتیک و نوع جایگاه زمین‌ساختاری، کنترل‌کننده اصلی تیپ‌های گوناگون آهن است (Stanton, 1972).

در کل، ذخیره‌های اکسیدی در جایگاه‌های کمان قاره‌ای و پهنه‌های درون کراتونی پدید آمده‌اند (Pollard, 2000). برپایه بررسی‌های انجام‌شده، طیف گسترده‌ای از کانسارها در تیپ IOCG رده‌بندی می‌شوند؛ در حالی که شماری از ذخیره‌ها نیز در این رده‌بندی جای نمی‌گیرند (Zhao and Zhou, 2011). به باور برخی، کانسنگ‌های اکسید آهن - آپاتیت و اسکارن‌های آهن از کانسارهای IOCG به‌شمار می‌روند؛ زیرا در همراهی با برخی از ایالت‌های فلزایی (جایی که گروه‌های دیگر کانسارها نادر و کمیاب هستند)، در همراهی با دگرسانی آلکالین در مقیاس گسترده، به‌ویژه سیستم‌های دگرسانی سدیک و در همراهی با عنصرهای کمیاب (مانند Au, Cu, P, F, REE و U) هستند (Williams et al., 2005). کانسارهای اکسید آهن - آپاتیت (IOA = Iron Oxide Apatite) گاه عضو پایانی کانسارهای IOCG رده‌بندی می‌شوند که به‌صورت جهانی در بازه زمانی آرکئن پایانی تا امروز پدید آمده‌اند (Williams et al., 2005). کانسارهای IOA و IOCG که دارای اکسیدهای آهن فراوان (مگنتیت یا هماتیت) یا مقادارهای متغییری از Au, Cu, REE, P, U, Ag و Co هستند، سود اقتصادی بالایی دارند (Barton, 2014; Chiaradia et al., 2006; Foose)

دارد. دسترسی به این منطقه از راه جاده همدان-سنندج امکان‌پذیر است (شکل ۱).

جنوب‌خاوری استان کردستان و در فاصله ۱/۵ کیلومتری شمال‌باختری روستای تکیه بالا، در مختصات جغرافیایی  $34^{\circ}59'N$  و  $47^{\circ}50'E$  جای



شکل ۱- راه‌های دسترسی به منطقه تکیه بالا (استان کردستان)

با بررسی سنگ‌شناسی رگه‌های گرانیتی منطقه تکیه بالا، این رگه‌ها را آلکالی و از سری ماگمایی شوشونیتی دانسته و برپایه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آنها را از گرانیت‌های A2 رده‌بندی کرده‌اند.

### روش انجام پژوهش

برای بررسی اندیس آهن تکیه بالا، بررسی‌ها در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شد. در بخش صحرایی پیمایش‌هایی برای بررسی هندسه ماده معدنی، نقش فرایندهای زمین‌ساختی در پیدایش آنها و نمونه‌برداری از کانسنگ و سنگ‌های دربرگیرنده انجام شد. در بخش آزمایشگاهی، مقطع‌های میکروسکوپی بررسی و تجزیه شیمیایی شدند. در بخش نخست، شمار ۳۹ مقطع نازک و ۲۰ مقطع صیقلی و نازک-صیقلی از سنگ میزبان و کانسنگ ساخته و بررسی شد. برای آماده‌سازی نمونه‌ها برای تجزیه زمین‌شیمیایی، همه نمونه‌های

### پیشینه پژوهش

Younessi و Muke و Golestaneh (۱۹۹۱) و Muke (۱۹۹۴) به بررسی کانسارهای آهن پهنه سنندج-سیرجان پرداخته و برپایه انباشتگی‌های کانیایی و بافتی، خاستگاه آنها را ماگمایی دانسته‌اند. Barati (۲۰۰۸) به بررسی چگونگی پیدایش کانسارهای آهن در استان‌های همدان، کرمانشاه و کردستان پرداخته و همه این ذخیره‌ها را در گروه کانسارهای IOCG با خاستگاه ماگمایی تا گرمایی رده‌بندی کرده است. Miri (۲۰۱۱) با نگرشی ویژه به کانی‌سازی آهن، به بررسی سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی توده‌های آذرین منطقه تکیه بالا پرداخته و کانسار تکیه بالا را همانند کانسارهای تیپ کایرونا، جدایش از یک ماگما دانسته است. Dadfar (۲۰۱۱) بررسی‌های دورسنجی روی کانسارهای آهن شمال‌باختری همدان و سنگ‌شناسی آنها انجام داده و با به‌کارگیری داده‌های ماهواره‌ای، دگرسانی‌های گرمایی مرتبط با توده‌های معدنی در این منطقه را شناسایی کرده است. Aliani و همکاران (۲۰۱۱)

رویداد دگرریختی، دگرگونی و ماگماتیسم را سپری کرده است (Hassanzadeh *et al.*, 2008; Maohajjel *et al.*, 2003; Mohajjel and Fergusson, 2000; Tiunan *et al.*, 1981). سنگ‌های دگرگونی پهنه سنندج- سیرجان دربردارنده شیست‌ها، ماربل‌ها و ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده گوناگونی است که خاستگاه آنها سنگ‌های رسوبی و دگرگونی بوده است (Moinvaziri *et al.*, 2014; Shaikh Zakariaei and Monsef, 2010). توده‌های آذرین درونی فراوانی در پهنه سنندج- سیرجان پدید آمده‌اند که اندازه آنها از پلوتون‌های کوچک تا باتولیت‌های با بزرگی ۱۰۰ کیلومتر مربع است. راستای بیشتر این توده‌های آذرین درونی روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری دارد و هم‌راستا با روند ساختار اصلی زاگرس هستند. بیشتر این توده‌ها گرانیتوئیدی هستند و در بخش شمالی، توده‌های گرانیتوئیدی با سنی نزدیک به ۱۷۰ تا ۱۴۰ میلیون سال پیش درون کمپلکس دگرگونی ژوراسیک آغازین تا میانی نفوذ کرده‌اند (Azizi and Asahara, 2013; Azizi *et al.*, 2011; Mahmudi *et al.*, 2011; Shabazi *et al.*, 2010). فراوانی و پراکندگی گرانیتوئیدها در بخش‌های شمالی SSZ، به‌ویژه در ناحیه ازنا به قروه، بسیار بیشتر و گسترده‌تر از بخش‌های دیگر SSZ است (Mohajjel and Fergusson, 2014). از دیدگاه سنی، توده‌های گرانیتوئیدی از نوپروتروزوییک (Hassan Zadeh *et al.*, 2008) تا ائوسن (Mahmoudi *et al.*, 2011) رخ داده‌اند؛ هرچند بیشتر نفوذی‌ها سن‌های ژوراسیک- پالئوسن را نشان می‌دهند (Shahbazi *et al.*, 2010; Nezafati *et al.*, 2005; Masoudi *et al.*, 2002). این نفوذی‌ها بیشتر کالک‌آلکان هستند و ویژگی‌های شناخته‌شده گرانیتوئیدهای نوع I را نشان می‌دهند در پهنه

کانسنگی بررسی و نمونه‌های مناسب برگزیده شدند. پس از زدودن بخش‌های هوازده، نمونه‌های مگنتیت با خلوص بالاتر جدا و پس از خردایش با جک هیدرولیک در آسیب با محفظه آگاتی آسیاب شدند. سپس برای انجام تجزیه شیمیایی، شمار ۹ نمونه برگزیده و عنصرهای اصلی، فرعی و خاکی نادر آنها با روش ICP-MS و دستگاه مدل Elan6000 DRC در آزمایشگاه شرکت مطالعات مواد معدنی زر آزما اندازه‌گیری شد. در پایان، داده‌های صحرایی، کانی‌شناختی و شیمیایی به‌دست‌آمده برای ارزیابی خاستگاه این اندیس به‌کار برده شدند. نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از Kretz (۱۹۸۳) است.

#### زمین‌شناسی ناحیه‌ای

پهنه سنندج- سیرجان (Sanandaj- Sirjan Zone یا SSZ) از پهنه‌های فلززیایی اصلی در ایران است که به‌صورت پهنه‌ای باریک میان شهرهای سیرجان و اسفندقه در جنوب‌خاوری و سنندج در شمال‌باختری ایران جای دارد (Mohajjel and Fergusson, 2000). این پهنه با ۱۵۰۰ کیلومتر درازا و ۱۵۰ کیلومتر پهنای روند NW-SE، میان پهنه‌های زمین‌ساختی ایران مرکزی و زاگرس جای گرفته است (Stocklin and Nabavi, 1973). همچنین، دربردارنده مجموعه‌ای از سنگ‌های رسوبی- ماگمایی با سن پرکامبرین پسین تا کرتاسه پیشین است که هنگام رویداد دگرگونی و دگرریختی فراوان متحول شده است. سنگ‌های پرکامبرین- پالئوزوییک در بخش‌های جنوب‌خاوری این پهنه دیده می‌شوند؛ اما بیشتر سنگ‌های رخنمون‌یافته در بخش شمال‌باختری، سن مزوزوییک دارند. پهنه سنندج- سیرجان منطقه‌ای چندفازی دانسته شده است که چندین

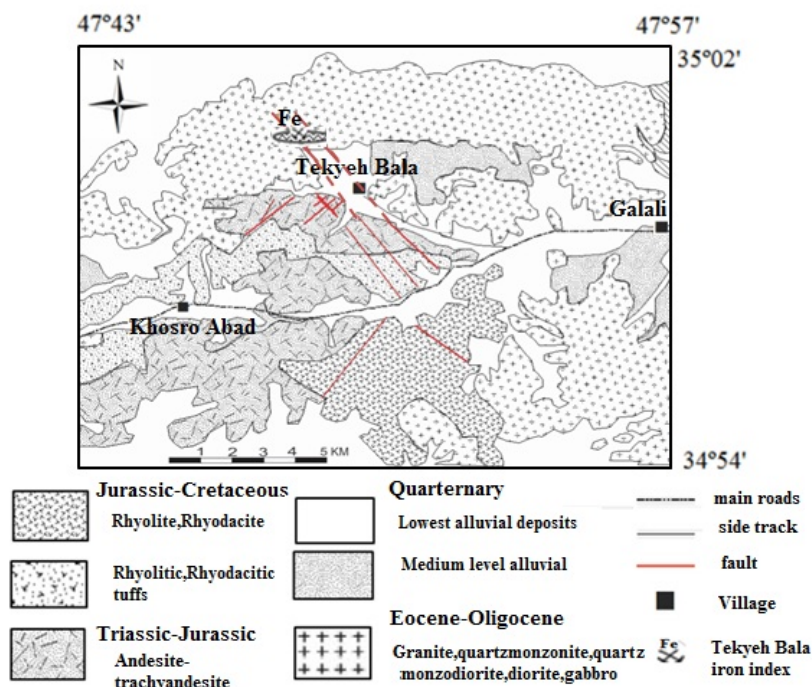
نسبت می‌دهد؛ هرچند Broud (۱۹۸۷) این زمان را ائوسن، Berberian و همکاران (۱۹۸۲) آن را نئوژن و Agard و همکاران (۲۰۰۵) آن را ۲۳ تا ۲۵ میلیون سال پیش می‌دانند.

### زمین‌شناسی منطقه‌ای

اندیس آهن تکیه بالا در شمال‌خاوری شهرستان سنقر و در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سنقر (Eshraghi *et al.*, 1996) است (شکل ۲). سنگ‌های دگرگونی شیستی و سنگ‌های آذرین بیرونی (مانند: آندزیت‌ها و تراکی‌آندزیت‌ها) از کهن‌ترین سنگ‌های این منطقه و به سن مرز تریاس تا ژوراسیک هستند (Eshraghi *et al.*, 1996). سنگ‌های دگرگونه شیستی که درون سنگ‌های آذرین درونی هستند دربردارنده شیست‌سبز و آمفیبول‌شیست هستند و در پی دگرگونی ناحیه‌ای در رخساره شیست‌سبز پدید آمده‌اند (Miri, 2011).

کمان قاره‌ای پدید آمده‌اند (Sepahi and Athari, 2006; Ghalamghash, 2001). این کمان ماگمایی وابسته به فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر کمر بند سنندج- سیرجان دانسته می‌شود (Shahbazi *et al.*, 2010; Agard *et al.*, 2005).

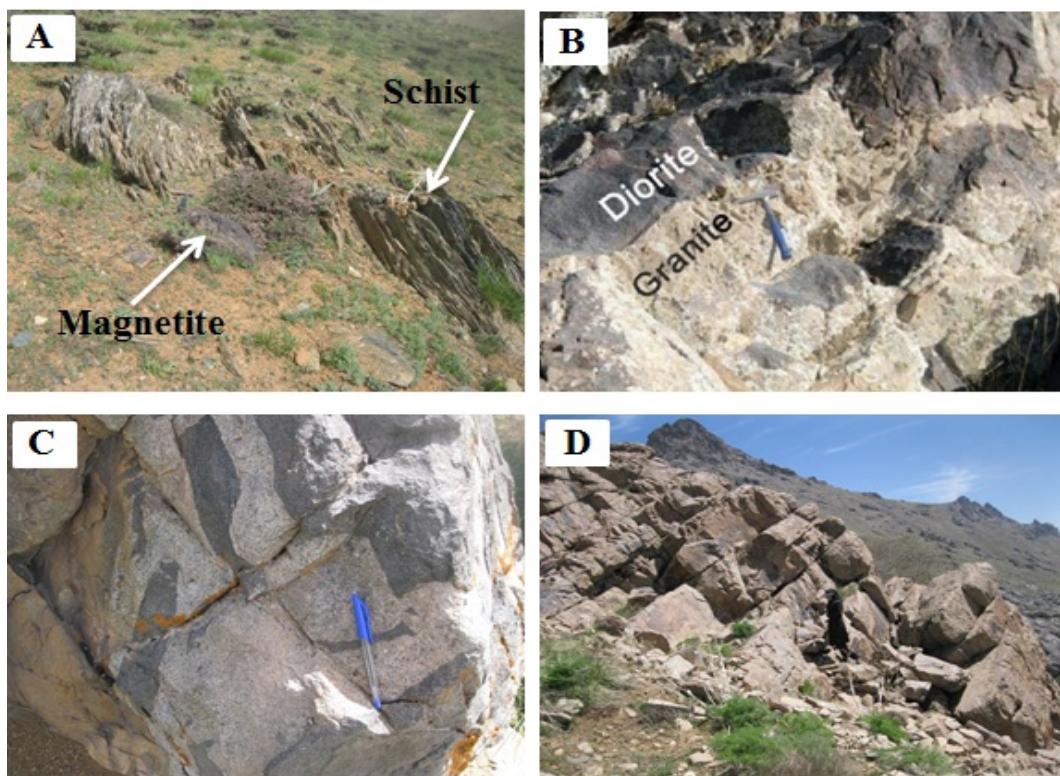
اختلاف دیدگاه‌های بسیاری درباره زمان دقیق فرورانش و برخورد هست (Niromand *et al.*, 2011). به باور برخی پژوهشگران (Arvin *et al.*, 2005; Agard *et al.*, 2007)، فرورانش پوسته اقیانوسی زیر SSZ در ۱۵۰ میلیون سال پیش، در تریاس- ژوراسیک آغازین روی داده است؛ هرچند پژوهشگران دیگری (Alavi, 1994; Moeinvaziri, 1985) زمان فرورانش نخستین را کرتاسه آغازین- پایانی می‌دانند. درباره زمان بسته‌شدن پایانی اقیانوس نئوتتیس یا برخورد بلوک‌های ایران و عربستان نیز دیدگاه‌های گوناگونی هست. Alavi (۱۹۹۴) زمان این برخورد را به کرتاسه پایانی



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی اندیس آهن تکیه بالا در چهار گوش سنقر با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (Eshraghi *et al.*, 1996)

سنگ‌های گرانیتی منطقه در برابر سنگ‌های مافیک و حد واسط، گسترش کمتری دارند و بیشتر به‌صورت بیرون‌زدگی‌های کوچک، جداگانه و رگه‌های تزریق‌شده در سنگ‌های حد واسط، در بخش‌های بالادست اندیس دیده می‌شوند (شکل ۳-۳). در برخی بخش‌ها، انکلاوهایی از دیوریت درون سنگ‌های حد واسط دیگر دیده می‌شوند (شکل ۳-۳). این سنگ‌ها ترکیبی از مونزونیت تا کوارتزمونزونیت و کوارتزمونزودیوریت دارند و فراوان‌ترین سنگ‌های منطقه هستند (شکل ۳-۳D).

در اندیس آهن تکیه بالا، لایه‌ای از این سنگ‌های دگرگونی برونزد دارد که اندیس آهن درون آن است. در حقیقت، سنگ‌های شیستی میزبان اصلی اندیس آهن تکیه بالا هستند (شکل ۳-۳A). این سنگ‌ها بیرون‌زدگی‌های کمی دارند و مگر چند نقطه، در بخش‌های دیگر از دید پنهان هستند. گمان می‌رود این سنگ‌ها در برابر سنگ‌های کناری خود استحکامی ندارند و از این رو، بیشتر از آنها فرسوده شده و با واریزه‌ها پوشیده شده‌اند.



شکل ۳- تصویرهای میدانی از منطقه تکیه بالا (استان کردستان). A) تزریق توده معدنی درون سنگ‌های شیستی که میزبان اصلی کانه‌زایی در منطقه هستند؛ B) رگه‌های گرانیتی (بخش روشن) در سنگ‌های حد واسط با ترکیب دیوریتی (بخش تیره)؛ C) انکلاوهای دیوریتی (بخش تیره) در سنگ‌های حد واسط دیگر با ترکیب مونزونیت، کوارتزمونزونیت تا کوارتزمونزودیوریت؛ D) رخنمون سنگ‌های حد واسط با ترکیب مونزونیت، کوارتزمونزونیت و کوارتزمونزودیوریت

هستند. نقشه زمین‌شناسی منطقه نیز نشان می‌دهد توده‌های رخنمون یافته در منطقه به سن ائوسن-

از آنجایی که این توده‌ها سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی را قطع کرده‌اند، پس به سن پس از کرتاسه

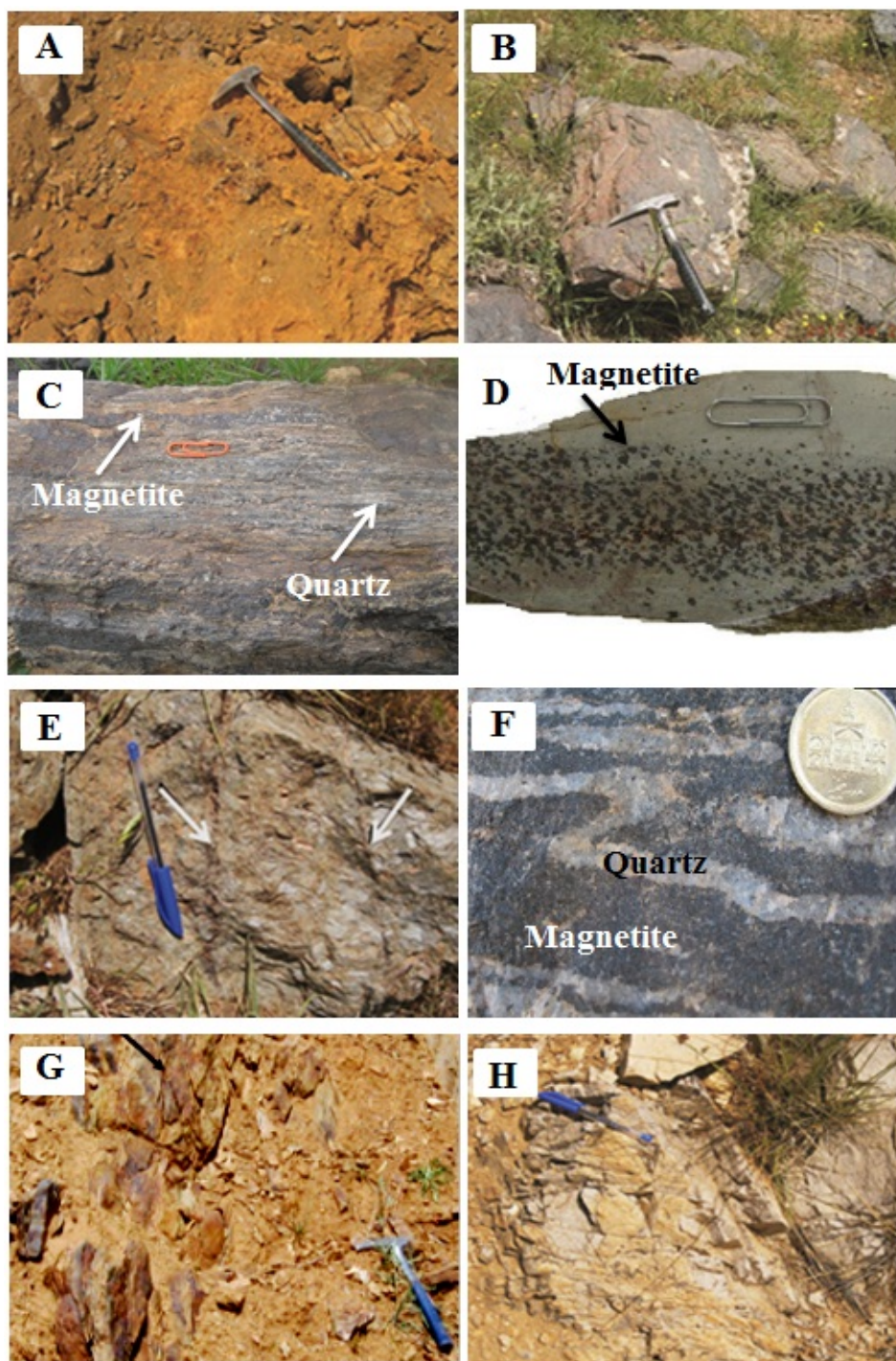
منطقه خرد شده‌اند (شکل‌های ۴-G و ۴-H). در منطقه بررسی شده برخی از گسل‌ها روند شمال‌باختری - جنوب‌خاوری دارند و برخی دیگر، روند شمال‌خاوری - جنوب‌باختری نشان می‌دهند (شکل ۲).

### دگرسانی در منطقه بررسی شده

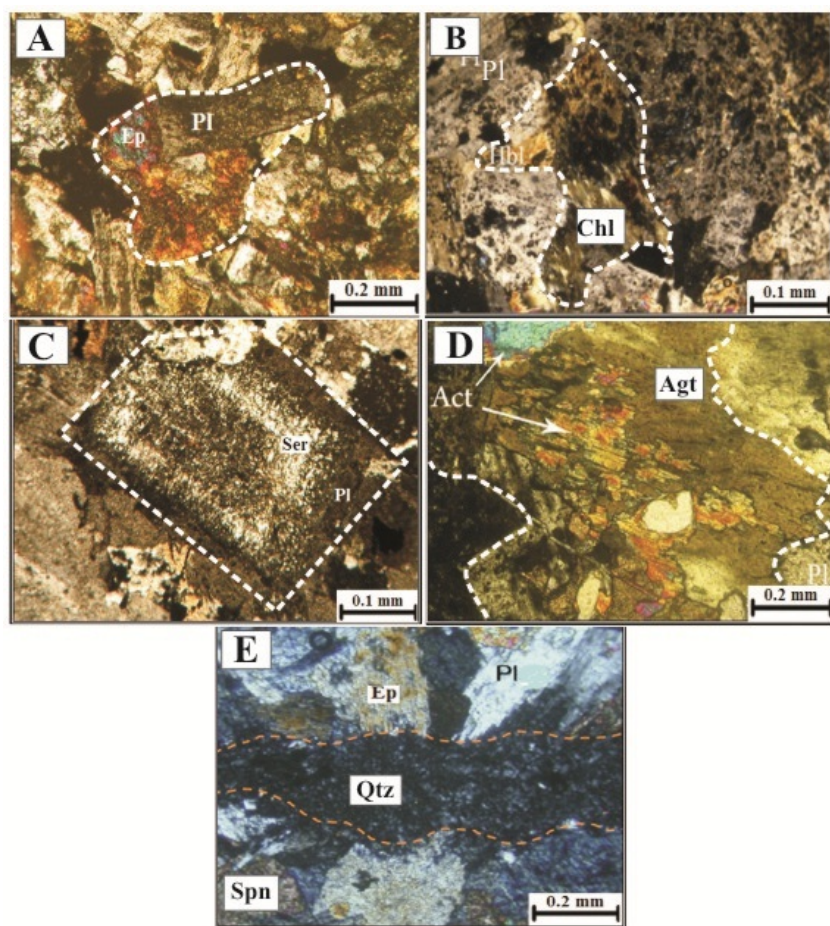
برپایه ویژگی‌های صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی، افزون‌بر کانه‌زایی آهن، سنگ‌های دربرگیرنده این اندیس به‌گونه گسترده‌ای دچار دگرسانی شده‌اند. بیشتر دگرسانی‌های دیده‌شده در این منطقه، دگرسانی اپیدوتی، کلریتی، سرسیتی، اکتینولیتی و سیلیسی هستند. در سنگ‌های این منطقه، پلاژیوکلازها در پی فرایند سوسوریتی شدن با اپیدوت جایگزین شده‌اند. این دگرسانی نوع ویژه‌ای از دگرسانی پروپلیتیک است که با فراوانی متفاوت در بیشتر مقطع‌های نازک دیده می‌شود (شکل ۵-A). از دیگر دگرسانی‌های دیده‌شده در این منطقه، کلریتی شدن است که در آن، کلریت از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین (مانند: هورنبلند) پدید آمده است (شکل ۵-B). سرسیتی شدن نیز به‌گونه گسترده‌ای در سنگ‌های منطقه رخ داده است و در پی آن، پلاژیوکلازها با سرسیت ریزدانه و پولکی جایگزین شده‌اند (شکل ۵-C). از دیگر دگرسانی‌های دیده‌شده در اندیس آهن تکیه بالا، دگرسانی اکتینولیتی است. برپایه بررسی مقطع‌های نازک، پیدایش اکتینولیت در این منطقه پیامد دگرسانی کلینوپیروکسن‌ها (اوژیت) بوده است (شکل ۵-D). سیلیسی شدن نیز در سنگ‌های منطقه بررسی شده بیشتر به‌صورت رگه‌ای دیده می‌شود و نشان‌دهنده ورود سیلیس با محلول‌های گرمابی به درون شکستگی‌ها و ته‌نشینی درون آن‌هاست (شکل ۵-E).

الیگوسن هستند (Eshraghi et al., 1996). در بخش‌های بالا دست اندیس (بلندی‌های شمالی منطقه)، گابرو و دیوریت به‌همراه گرانیت، رخنمون دارند و با فاصله بسیاری نسبت به توده معدنی جای گرفته‌اند. برپایه نقشه زمین‌شناسی منطقه توده‌های رخنمون یافته در منطقه به سن ائوسن - الیگوسن هستند.

اندیس آهن تکیه بالا کانی‌شناسی ساده‌ای دارد و بیشتر از مگنتیت به‌همراه مقاداری هماتیت ساخته شده است. در پی هوازدگی در بخش‌های سطحی کانسار، مگنتیت با هماتیت و لیمونیت جایگزین شده است (شکل ۴-A). در این منطقه، در پی فرسایش و فرایندهای پیدایش خاک، سنگ میزبان اندیس و همچنین رخنمون ماده معدنی کاهش یافته است. کانی‌سازی آهن در سطح زمین به‌صورت بیرون‌زدگی‌هایی با بزرگی کم (تا چند مترمربع) دیده می‌شود. برپایه بررسی‌های صحرایی، چگونگی کانه‌زایی به‌صورت توده‌ای، لایه‌ای، پراکنده و رگه‌ای دیده می‌شود (شکل‌های ۴-B تا ۴-E). کانه‌سازی نواری دربردارنده تناوب لامینه‌های پرعیار سرشار از مگنتیت و کم‌عیار سرشار از کوارتز است. پارامترهای دگرریختی (مانند: چین‌خوردگی در نوارهای سرشار از مگنتیت و نوارهای سرشار از کوارتز) نیز به‌خوبی در نمونه‌ها دیده می‌شوند (شکل ۴-F). در پی جای‌گرفتن این منطقه در بخشی از پهنه ساختاری سنندج - سیرجان که در نزدیکی زاگرس است، شدت فرایندهای دینامیکی و گسلش بسیار بالا بوده است و از این‌رو، ماده معدنی و سنگ‌های دربرگیرنده کانسار در



شکل ۴- تصویرهای میدانی از سنگ‌شناسی منطقه تکیه بالا (استان کردستان). (A) هوازدگی ماده معدنی در بخش‌های سطحی و جایگزین شدن با لیمونیت و هماتیت؛ (B) کانه‌سازی توده‌ای مگنتیت؛ (C) کانه‌سازی نواری و متناوب اکسید آهن (مگنتیت) و کوارتز؛ (D) کانه‌سازی پراکنده مگنتیت و هم‌روند با برگوارگی در سنگ‌های شیبستی؛ (E) کانه‌سازی رگه‌ای مگنتیت در سنگ‌های شیبستی؛ (F) چین‌خوردگی نوارهای سرشار از مگنتیت (بخش تیره) و سرشار از کوارتز (بخش روشن)؛ (G) اثر نیروهای زمین‌ساختی بر سنگ دربرگیرنده؛ (H) خردشدگی در کانسار و سنگ میزبان



شکل ۵- تصویرهای میکروسکوپی (XPL) از دگرسانی‌ها در منطقه تکیه بالا (استان کردستان). (A) دگرسانی سوسوریتی؛ (B) دگرسانی کلریتی؛ (C) دگرسانی سرسیتی؛ (D) دگرسانی اکتینولیتی؛ (E) دگرسانی سیلیسی (Pl: پلاژیوکلاز؛ Ep: اپیدوت؛ Chl: کلریت؛ Act: اکتینولیت؛ Ser: سرسیت؛ Qtz: کوارتز؛ Spn: اسفن؛ Agt: اوژیت؛ Hbl: هورنبلند)

## سنگ‌نگاری

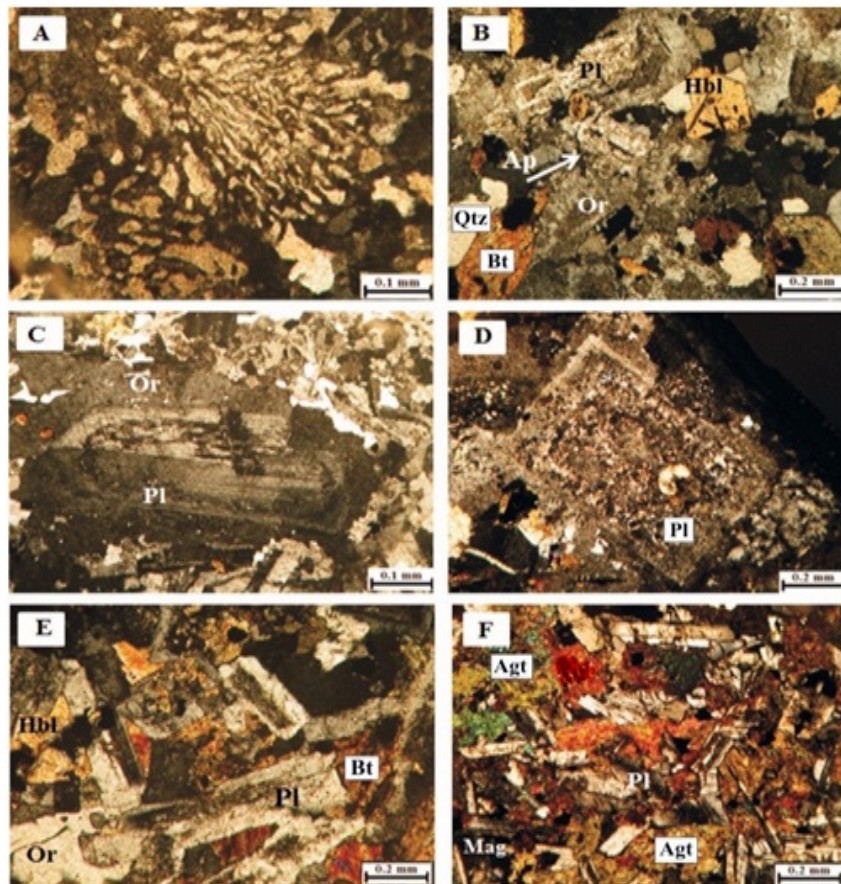
### ۱- گرانیت

هورنبلند (۵ درصد حجمی)، بیوتیت (۱۰ درصد حجمی)، کانی‌های فرعی اسفن و آپاتیت و کانی‌های ثانویه اپیدوت، کلریت و سرسیت هستند. در مقطع‌های میکروسکوپی بررسی‌شده این سنگ‌ها، بافت‌های گرانولار با دانه‌های نیمه‌شکل‌دار تا گرانوفیری دارند. بافت گرانوفیری پیامد درهم‌رشدی کوارتز درون آلکالی‌فلدسپار است (شکل ۶- A) و در گرانیت‌ها و نفوذی‌های بسیار فلسیک و در خلل و فرج برخی سنگ‌های مافیک پدید می‌آید (Vernon, 2004). بلورهای کوارتز نیمه‌شکل‌دار هستند و سطح آنها سالم به چشم می‌خورد. بلورهای پلاژیوکلاز نیز نیمه‌شکل‌دار

گرانیت‌ها در چند نقطه از منطقه برونزد دارند و بیشتر به صورت بیرون‌زدگی‌های کوچک و رگه‌های تزریق‌شده در سنگ‌های دیوریتی در بخش‌های شمالی منطقه دیده می‌شوند. این سنگ‌ها در نمونه‌های ماکروسکوپی به صورت دانه متوسط هستند و به رنگ صورتی کم رنگ تا خاکستری دیده می‌شوند. مجموعه کانی‌های دیده‌شده در این سنگ‌ها در بردارنده کوارتز (۴۰ تا ۴۵ درصد حجمی)، ارتوکلاز (۲۰ تا ۲۵ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی)،

در این سنگ‌ها میانبارهای سوزنی بلورهای آپاتیت نیز در کانی ارتوکلاز دیده می‌شوند (شکل ۶- B).

هستند و بافت زونینگ دارند (شکل ۶- B). بلورهای بی‌شکل و پراکنده اسفن در همه نمونه‌ها دیده می‌شوند.



شکل ۶- تصویرهای میکروسکوپی (XPL؛ مگر تصویر A که در PPL گرفته شده است) از سنگ‌های آذرین منطقه تکیه بالا (استان کردستان). A) بافت گرانوفیری در گرانیت؛ B) گرانیت با کانی‌های کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت و آپاتیت؛ C) بافت آنتی‌راپاکیوی در سنگ حد واسط با ترکیب کوارتزومونونیت تا کوارتزومونودیوریت؛ D) بافت پویی‌کیلیتیک در کانی پلاژیوکلاز و سرسیتی‌شدن آن در سنگ حد واسط با ترکیب کوارتزومونونیت تا کوارتزومونودیوریت؛ E) دیوریت با بافت اینترگرانولار و پویی‌کیلیتیک و کانی‌های پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، هورنبلند و بیوتیت؛ F) گابرو با کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و اوژیت و بافت‌های اینترگرانولار، اینترسرتال و پویی‌کیلیتیک (Pl: پلاژیوکلاز؛ Bt: بیوتیت؛ Mag: مگنتیت؛ Ap: آپاتیت؛ Qtz: کوارتز؛ Or: ارتوکلاز؛ Agt: اوژیت؛ Hbl: هورنبلند)

## ۲- مونزونیت، کوارتزومونونیت و کوارتزومونودیوریت

این سنگ‌ها فراوان‌ترین سنگ‌های منطقه هستند و از دیدگاه ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی بسیار همانند هم هستند؛ به‌گونه‌ای که در بررسی‌های صحرائی به رنگ خاکستری روشن تا تیره و متوسط تا ریزدانه دیده می‌شوند. کانی‌های سازنده این سنگ‌ها دربردارنده

پلاژیوکلاز (بیشتر از نوع آلبیت تا آندزین) (۳۵ تا ۴۰ درصد حجمی)، ارتوکلاز (۳۵ تا ۴۰ درصد حجمی)، کوارتز (۲ درصد حجمی)، هورنبلند (۵ درصد حجمی)، بیوتیت (۵ درصد حجمی)، اوژیت (۵ تا ۱۰ درصد حجمی)، کانی‌های فرعی اسفن، آپاتیت، مگنتیت و کانی‌های ثانویه اپیدوت، سرسیت، کلریت و اکتینولیت

شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و بیشتر آنها در راستای رخ و شکستگی‌ها، با کانی‌های ثانویه (مانند: سرسیت و اپیدوت) جایگزین شده‌اند. کوارتزها به مقدار بسیار کمتری دیده می‌شوند و بیشتر بی‌شکل هستند و فضاهای میان کانی‌ها را پر می‌کنند. هورنبلند و بیوتیت از کانی‌های تیره این سنگ‌ها هستند (شکل ۶- E). برخی بلورهای هورنبلند، از کناره‌ها به کلریت دگرسان شده‌اند. بیوتیت‌ها در برابر هورنبلندها سالم‌تر هستند و نشانه‌های دگرسانی در آنها بسیار کمتر است. اسفن و آپاتیت کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند.

#### ۴- گابرو

در نمونه‌های ماکروسکوپی، گابرو به رنگ خاکستری مایل به سیاه و متوسط دانه است. مجموعه کانیایی دیده‌شده در این سنگ‌ها بیشتر دربردارنده پلاژیوکلاز (۶۰ تا ۶۵ درصد حجمی)، اوژیت (۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی)، کانی‌های فرعی بیوتیت، اسفن و مگنتیت و کانی‌های ثانویه اپیدوت، سرسیت و اکتینولیت است. در مقطع‌های میکروسکوپی، این سنگ‌ها بافت‌های دانه‌ای شکل‌دار تا دانه‌ای نیمه‌شکل‌دار، پویی کیلیتیک، اینترگرانولار و اینترسرتال دارند. اگر فضای میان بلورهای پلاژیوکلاز با شیشه، مواد نهان‌بلور و یا کانی‌های ثانویه (مانند: کلریت، سرپنتین و کلسیت) پر شود، بافت را اینترسرتال می‌گویند (Sepahi, 2002) (شکل ۶- F). پلاژیوکلاز کانی اصلی روشن‌رنگ است. پلاژیوکلازها خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار، متوسط بلور و با ماکل پلی‌سننتیک هستند. در برخی مقطع‌ها، نشانه‌های دگربختی در این بلورها فرایندهای زمین‌ساختی در منطقه را نشان می‌دهند. در پی دگرسانی، پلاژیوکلازها با کانی‌های رسی جایگزین شده‌اند. همچنین، کانی‌هایی مانند اوژیت و به مقدار کم،

هستند. در مقطع‌های میکروسکوپی، این سنگ‌ها بافت‌های دانه‌ای نیمه‌شکل‌دار، دانه‌ای بی‌شکل، آنتی‌راپاکیوی و پویی کیلیتیک از خود نشان می‌دهند. در بافت آنتی‌راپاکیوی، گوشته یا هسته‌ای از پلاژیوکلاز درون حلقه‌ای از پتاسیم‌فلدسپار جای می‌گیرد (Sepahi, 2002) (شکل ۶- C). بیشتر پیشنهادها، این بافت را از نشانه‌های مهم برای آمیختگی و آرایش ماگمایی می‌دانند. برپایه حضور هم‌زمان سنگ‌های با ترکیب بازیگ، حد واسط و اسیدی در این منطقه، احتمال رویداد آمیختگی ماگماهای بازیگ و اسیدی بسیار بیشتر است (Miri, 2011). در میان این سنگ‌ها، نمونه‌های مونزونیتی بافت بی‌شکل - نیمه‌شکل‌دار دارند؛ اما نمونه‌های کوارتز مونزونیتی و کوارتز مونزودیوریتی، افزون بر این بافت‌ها، بافت آنتی‌راپاکیوی و پویی کیلیتیک نیز دارند (شکل ۶- D).

#### ۳- دیوریت

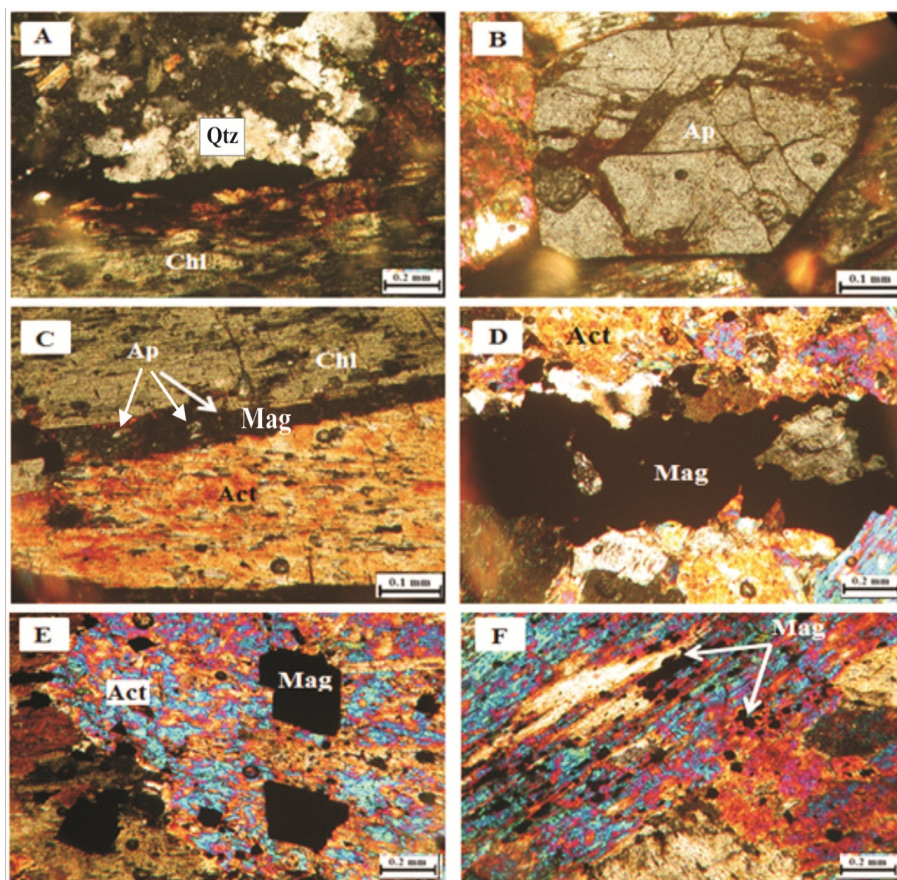
دیوریت‌ها به‌همراه گابروها بلندی‌های شمالی منطقه را در بر می‌گیرند و در فاصله بسیاری نسبت به توده معدنی جای گرفته‌اند. در نمونه‌های ماکروسکوپی، دیوریت‌ها به رنگ خاکستری روشن تا سبز خاکستری و متوسط تا ریزدانه دیده می‌شوند. پلاژیوکلاز (۵۵ تا ۶۰ درصد حجمی)، ارتوکلاز (کمتر از ۵ درصد حجمی)، کوارتز (کمتر از ۵ درصد حجمی)، هورنبلند (۲۵ درصد حجمی)، بیوتیت (۱۵ درصد حجمی)، کانی‌های فرعی اسفن، آپاتیت و کانی‌های ثانویه اپیدوت، سرسیت و کلریت از مجموعه کانی‌های سازنده این سنگ‌ها هستند. در مقطع‌های میکروسکوپی، این سنگ‌ها بافت‌های دانه‌ای شکل‌دار تا دانه‌ای نیمه‌شکل‌دار، اینترگرانولار و پویی کیلیتیک نشان می‌دهند. پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و به مقدار کمتر کوارتز از کانی‌های اصلی روشن سازنده این سنگ‌ها هستند. بلورهای پلاژیوکلاز

بیشتر است. بررسی مقطع‌های نازک و نازک صیقلی سنگ میزبان شیستی نشان می‌دهد این سنگ‌ها ترکیب اکتینولیت کلریت شیست دارند. کلریت، اکتینولیت و کوارتز از کانی‌های اصلی و آپاتیت و مگنتیت از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. در مقطع‌های میکروسکوپی این سنگ‌ها بافت لپیدوبلاستیک دیده می‌شود. در این سنگ‌ها و در مقطع‌های نازک، کانی کوارتز خاموشی موجی نشان می‌دهد (شکل ۷- A). خاموشی موجی در کوارتز نشان می‌دهد این سنگ‌ها دچار نیروهای زمین‌ساختی شده‌اند (Passcheir and Trouw, 1996).

بیوتیت نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شوند (شکل ۶- F). بلورهای اوژیت، دانه‌های نیمه‌شکل‌دار و متوسط بلور هستند. بیشتر این بلورها در پی دگرسانی با اکتینولیت جایگزین شده‌اند (شکل ۶- F). در این نمونه‌ها، اسفن و مگنتیت از کانی‌های فرعی هستند. بلورهای اسفن بسیار ریز و بی‌شکل بوده و در سنگ پراکنده هستند.

#### ۵- سنگ‌های دگرگونی (اکتینولیت کلریت شیست)

این سنگ‌ها میزبان اصلی اندیس تکیه بالا هستند و مقدار اکسید آهن آنها از سنگ‌های دیگر این منطقه

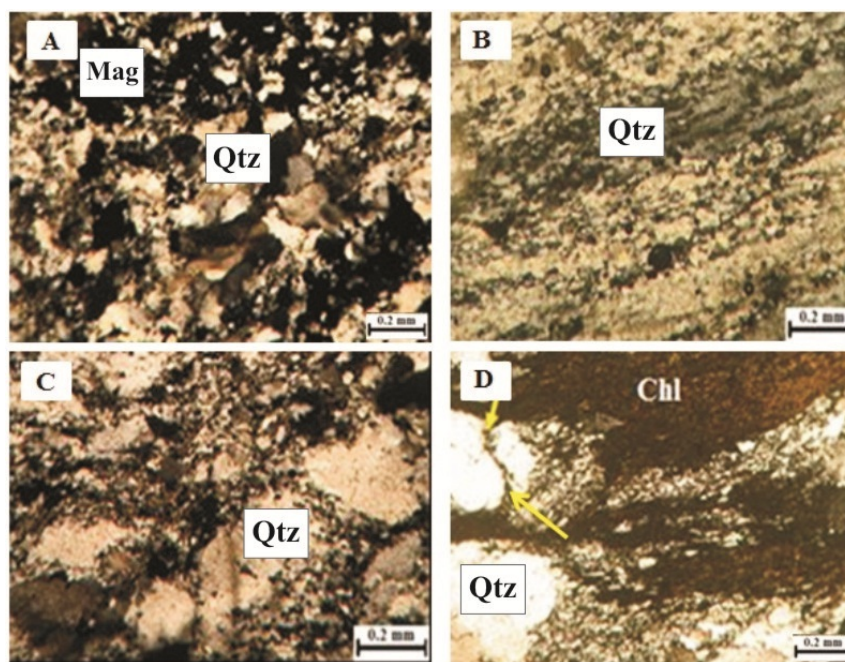


شکل ۷- تصاویرهای میکروسکوپی (XPL) از اکتینولیت کلریت شیست منطقه تکیه بالا (استان کردستان). (A) بلورهای کوارتز با خاموشی موجی؛ (B) پیدایش بلورهای شکل‌دار آپاتیت و پرشدگی شکستگی‌های آن با هماتیت؛ (C) آپاتیت (نقاط کوچک روشن) و مگنتیت در یک رگچه؛ (D) پیدایش مگنتیت‌های رگه‌ای سنگ میزبان؛ (E) پیدایش مگنتیت‌های با ماکل زانویی در سنگ میزبان؛ (F) همروندی مگنتیت با شیستوزیته سنگ (Qtz: کوارتز؛ Chl: کلریت؛ Ap: آپاتیت؛ Act: اکتینولیت؛ Mag: مگنتیت)

در آنها، پیدایش پهنه گسله و ویژگی‌های آن در این منطقه را نشان می‌دهد. هرکدام از کانی‌ها رفتار شناخته‌شده‌ای در برابر دگرریختی از خود نشان می‌دهند (Passchier and Trouw, 1996). از آنجایی که در میان کانی‌های سازنده این سنگ‌ها، بلورهای کوارتز بسیار دچار دگرریختی شده‌اند، نشانه‌های دگرریختی دیده‌شده در این کانی در زیر بررسی می‌شوند.

مهم‌ترین نشانه‌های دگرریختی دیده‌شده در این کانی عبارتند از: خاموشی موجی (شکل ۸- A)، باز تبلور دینامیکی (شکل ۸- B)، رشد بلورهای جدید در حاشیه پورفایر و کلاست‌ها و در محل سایه‌های فشاری که مقدار تنش کمتر است (شکل ۸- C) و شکستگی بلورهای کوارتز (شکل ۸- D).

بلورهای آپاتیت به‌صورت پراکنده و درشت بلور شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار (شکل ۷- B) و همچنین، رگه‌ای (شکل ۷- C) دیده می‌شوند. نیروهای زمین‌ساختی منطقه آپاتیت‌های شکل‌دار را دچار شکستگی کرده‌اند و سپس این شکستگی‌ها با کانی‌های ثانویه (مانند: هماتیت) پر شده‌اند (شکل ۷- B). در این سنگ‌ها مگنتیت به‌صورت رگه‌ای و همچنین، پراکنده و شکل‌دار در زمینه سنگ دیده می‌شود (شکل‌های D-۷ و E-۷). در بخش‌هایی از این سنگ‌ها، کانه مگنتیت هم‌روند با شیبستوزیته پدید آمده است (شکل ۷- F). در این منطقه، در برخی بخش‌ها، سنگ‌های شیبستی که میزبان اندیس هستند، در پی رفتار نیروهای زمین‌ساختی میلوئیتی شده‌اند. سنگ‌های میلوئیتی‌شده و فابریک‌های ساختاری دیده‌شده



شکل ۸- تصویرهای میکروسکوپی (XPL) از فابریک‌های ساختاری در سنگ میزبان منطقه تکیه بالا (استان کردستان). A) خاموشی موجی بلورهای کوارتز؛ B) باز تبلور دینامیکی بلورهای کوارتز؛ C) پدیدار شدن بلورهای ریزتر و نوظهور در گردگرد بلورهای درشت کوارتز؛ D) شکستگی و پرشدگی بعدی بلور کوارتز (Qtz): کوارتز، Mag: مگنتیت، Chl: کلریت

۳۰۰ درجه سانتیگراد، انحلال فشاری و شکستگی‌های پرشی از ریز ساختارهای کوارتز هستند (Passchier and Trouw, 1998). در دمای بالاتر (۳۰۰ تا ۴۰۰ درجه

رفتار برخی کانی‌ها در برابر نیروهای زمین‌ساختی راهنمایی برای پی‌بردن به شرایط رویداد دگرریختی در منطقه از دیدگاه دمایی است. در کل، در دمای کمتر از

توده‌ای و ریزدانه است (شکل ۹- A). در لایه‌های سرشار از اکسید، تبلور هم‌زمان دانه‌ها پیدایش بلورهایی با زاویه‌های میان‌وجهی بسیار متغیر را در پی دارد. این ویژگی در کانه مگنتیت اندیس تکیه بالا به‌خوبی دیده می‌شود (شکل ۹- B). بافت دانه پراکنده دربردارنده بلورهای شکل‌دار و پراکنده مگنتیت در زمینه‌ای از کانی‌های باطله است که نمونه‌ای از آن در شکل ۹- C دیده می‌شود. بافت دانه پراکنده در مگنتیت به خاستگاه نخستین آن بستگی دارد (Hapugoda and Peterson, 2009). از بافت‌های دیگر دیده‌شده در کانه مگنتیت، بافت زونینگ است (شکل ۹- D). این بافت در مگنتیت بافت رایجی نیست و گهگاه رخ می‌دهد. بخشی از این زونینگ پیامد تغییرات شیمیایی بوده و بخش دیگر پیامد نوسان‌های پدیدآمده در پی رشد مگنتیت است (Romdohr, 1980). همان‌گونه‌که در شکل ۹- E دیده می‌شود، بافت مارتیتی در شماری از لایه‌ها دیده می‌شود، هرچند شماری از لایه‌ها بافت مارتیتی ندارند. معمولاً لایه‌های بافت مارتیتی‌دار و بی بافت مارتیتی به‌صورت یک درمیان جای گرفته‌اند و دو رنگ سفید و صورتی تا قهوه‌ای کمرنگ را در لایه‌ها پدید آورده‌اند که زونینگ خوبی نشان می‌دهد. مارتیتی‌شدن جانیشینی مگنتیت با هماتیت در راستای سطوح اکتاهدرال مگنتیت است (Romdohr, 1980) (شکل ۹- F).

## ۲- پیریت

فاز سولفیدی پیریت گهگاه میان گوتیت و مگنتیت‌ها دیده می‌شود و این پدیده نشانه پیدایش این اندیس در شرایط اکسایشی است (Torab, 2008). پیریت بیشتر به‌صورت دانه پراکنده دیده می‌شود و فراوانی آن در بیشتر مقطع‌های صیقلی بررسی‌شده بسیار کم است. در پی فرایندهای هوازدگی و رفتار محلول‌های اکسیدان، پیریت با گوتیت جایگزین شده است (شکل ۹- E) (Thomas and Traina, 2004).

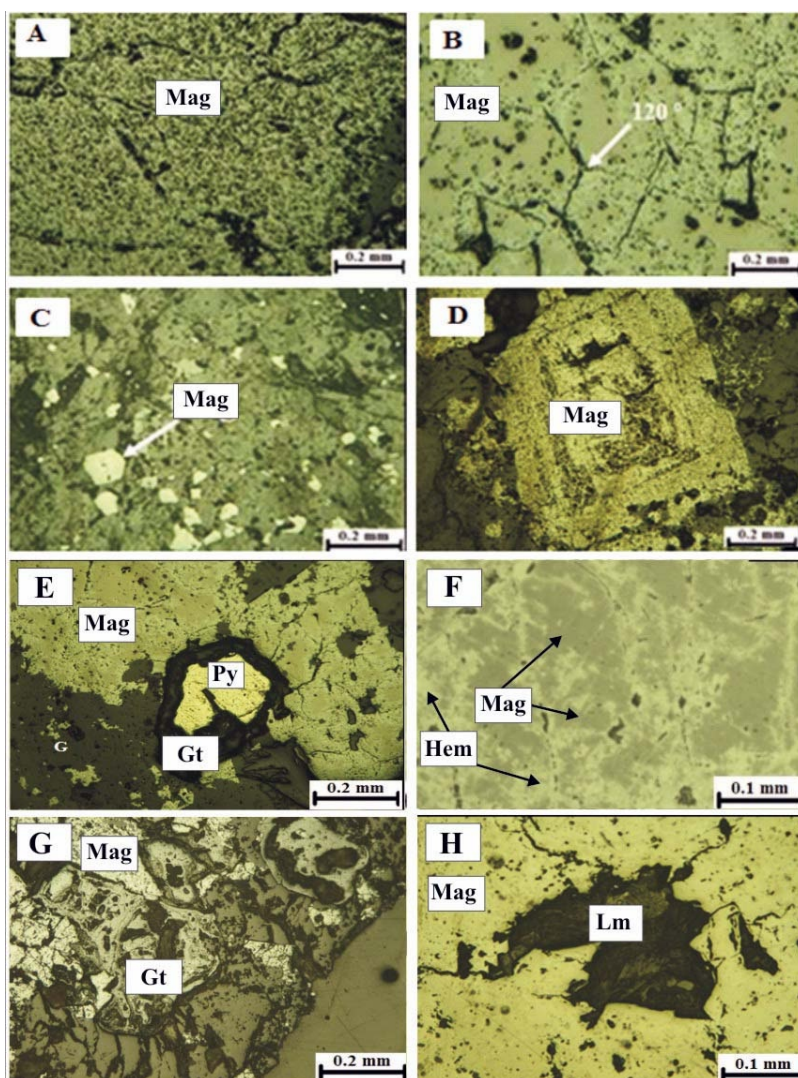
سانتیگراد) تیغه‌های دگرریختی و نیز خاموشی موجی در بلورهای کوارتز گسترش می‌یابند (Passchier and Trouw, 1998). بررسی ریزساختارها و فابریک‌های دیده‌شده در بلورهای کوارتز سنگ‌های شیستی میلونیتی‌شده این منطقه نشان می‌دهد تغییرات ساختاری در این پهنه برشی در دمایی نزدیک به ۳۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتیگراد رخ داده است.

## کانه‌نگاری

برپایه بررسی‌های میکروسکوپی روی مقطع‌های صیقلی و نازک-صیقلی، کانه‌های این اندیس بیشتر از گروه‌های اکسیدی، هیدروکسیدی و سولفیدی هستند. ویژگی‌های صحرایی و همچنین، بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهند مگنتیت کانه اصلی این اندیس است. به‌ترتیب فراوانی، مگنتیت، هماتیت، گوتیت، لیمونیت و پیریت از کانه‌های دیده‌شده در این اندیس هستند.

## ۱- مگنتیت

در بیشتر مقطع‌های صیقلی و نازک-صیقلی بررسی‌شده، اصلی‌ترین کانه این اندیس مگنتیت است. در برخی مقطع‌ها، آپاتیت نیز به‌صورت ریزدانه همراه با مگنتیت دیده می‌شود. مگنتیت در مقطع‌های صیقلی بررسی‌شده به رنگ سفید تا کرم و گاه مایل به صورتی است؛ این پدیده پیامد تیتانیم‌داربودن ساختار بلوری آن است (Romdohr, 1980). مگنتیت‌های با خاستگاه آذرین و گرمایی به رنگ کرم مایل به صورتی تا قهوه‌ای روشن هستند (Romdohr, 1980). بافت توده‌ای، بافت دانه‌ای، بافت دانه پراکنده، بافت زونینگ و بافت مارتیتی از بافت‌های دیده‌شده در کانه مگنتیت در این اندیس هستند. مهم‌ترین بافتی که در نمونه‌ها دیده می‌شود، بافت



شکل ۹- تصویرهای میکروسکوپی (PPL) از کانه مگنتیت در اندیس منطقه تکیه بالا (استان کردستان). (A) بافت توده‌ای در مگنتیت؛ (B) پیوندگاه سه‌گانه با زاویه ۱۲۰ درجه میان بلورهای مگنتیت و بافت دانه‌ای در آن؛ (C) بافت دانه پراکنده در مگنتیت؛ (D) بافت زونینگ در مگنتیت؛ (E) جانشینی پیریت با گوتیت؛ (F) پیدایش هماتیت در پی اکسیداسیون مگنتیت؛ (G) بافت کلوفرم در گوتیت؛ (H) پیدایش لیمونیت در حفره‌های کانسنگ مگنتیت (Mag: مگنتیت؛ Hem: هماتیت؛ Gt: گوتیت؛ Lm: لیمونیت؛ Py: پیریت)

### ۳- هماتیت

همه هماتیت‌های پدیدآمده در کانسنگ ثانویه هستند و در پی فرایندهای هوازدگی و مارتیتی شدن از مگنتیت پدید آمده‌اند (Craig and Vaughan, 1981). این کانه به صورت شبکه‌ای با الگوهای ویژه در گرداگرد بلورهای مگنتیت و همچنین، درون شکستگی‌های آن

پدید آمده است و بی‌نظمی آن نشانه فرایند مارتیتی شدن است (Catling and Moore, 2003) (شکل ۹- F).

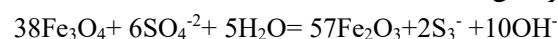
مارتیتی شدن فرایندی است که پس از پیدایش کانی روی می‌دهد و بیشتر در کناره‌های دانه‌ها و در راستای سطح‌های رخ معمول است؛ اما در پیدایش این بافت واکنش‌های دیگری نیز نقش

این شکل دیده می‌شود، لیمونیت زرد رنگ از محلولی سرشار از آهن درون حفره‌ای در زمینه‌ای از مگنتیت رسوب کرده است (Barati and Rasa, 2005).

برپایه ویژگی‌های بافتی بررسی شده در مقطع‌های صیقلی دیده می‌شود که نخست پیریت پدید آمده و سپس با تغییر pH و Eh محیط و همچنین، کاهش دما مگنتیت پدید آمده است. این پدیده نشان‌دهنده رویداد فاز احیایی نخستین، پیش از فاز اکسیدی سازنده اندیس است (Nasland *et al.*, 2000). پس محلول‌های کانی‌ساز نخست احیایی بوده‌اند و در این مرحله کانی‌های سولفیدی پدید آمده‌اند. سپس، فرایندی حالت محلول کانی‌ساز را از احیایی به اکسیدان تغییر داده است. محتمل‌ترین سازوکاری که برای این حالت در نظر گرفته می‌شود، درهم‌آمیختن محلول احیایی نخستین با آب‌های جوی است. در این منطقه پهنه‌ای برشی دیده می‌شود و همچنین، این گروه از مناطق جایگاه خوبی برای نشت و نفوذ آب‌های جوی هستند. پس کاهش ناگهانی دما و چه بسا فشار در پی رسیدن سیال به پهنه‌های کم‌ژرفا و برشی شده و آمیختگی آن با آب‌های جوی (که با کاهش اسیدیت سیال و انحلال‌پذیری کمپلکس‌های آهن همراه است)، حالت محلول کانی‌ساز را از احیاء به اکسیدان تغییر داده است و ترکیب‌های آهن‌دار به صورت اکسیدی (مگنتیت) نهشته شده‌اند. سازوکار یادشده از عوامل اصلی در نهشته شدن ترکیب‌های آهن‌دار به‌شمار می‌رود (Monteiro *et al.*, 2008). برپایه این بررسی‌های کانی‌شناسی، توالی کانی‌های همایند (پاراژنزی) برای اندیس آهن تکیه بالا در جدول ۱ آورده شده‌اند.

دارند. مگنتیت و هماتیت در پی اکسایش  $SO_4^{2-}$  به  $S_3^{2-}$  نیز پدید می‌آیند که به pH محیط بستگی دارد. تبلور مگنتیت pH را کاهش و فوگاسیتته اکسیژن مورد نیاز برای کاهش سولفات را افزایش می‌دهد. از این‌رو، وجود گوگرد در منطقه بررسی شده پیدایش پیریت را در پی داشته است. مگنتیت در منطقه بررسی شده برپایه واکنش ۱ (بسته به غلظت گوگرد، دما و فشار) به مقدار بسیار و با  $SO_4^{2-}$  و آزاد شدن  $OH^-$  و افزایش مقدار pH به هماتیت اکسید می‌شود (Sun *et al.*, 2013).

واکنش ۱:



#### ۴- گوتیت

در مقطع‌های میکروسکوپی این کانی بیشتر در کناره‌های مگنتیت، پیریت و هماتیت دیده می‌شود و در PPL به رنگ خاکستری روشن است. در مقطع‌های بررسی شده، گوتیت به دو صورت دیده می‌شود:

الف) گوتیت‌های نابرجا که این نوع گوتیت‌ها در پی انحلال پیریت پدید آمده و سپس با آب‌های جوی و یا ماگمایی برده شده و در راستای درزه‌ها و شکستگی‌ها به صورت کلوفرم ته‌نشست کرده‌اند (شکل ۹-G).

ب) گوتیت‌های که به صورت درجا پدید آمده‌اند و در پی انحلال موضعی پیریت (شکل ۹-E) و همچنین، انحلال اکسیدهای آهن مگنتیت و هماتیت پدید آمده‌اند (Wang *et al.*, 2012).

#### ۵- لیمونیت

در مقطع‌های صیقلی، لیمونیت به صورت ثانویه در شکستگی‌ها و حفره‌های کانسنگ دیده می‌شود (شکل ۹-H). همان‌گونه که در

جدول ۱- توالی کانی‌های همبند (پاراژنری) در اندیس آهن تکیه بالا (استان کردستان)

کانی‌ها	کانه‌زایی		دگرسانی
	مرحله اول	مرحله دوم	
پیریت	_____	_____	
مگنتیت		████████████████████	
اپیدوت			_____
اکتینولیت			_____
کلریت			_____
سرسیت			_____
آپاتیت	_____		
کوارتز		_____	
هماتیت			_____
گوتیت			_____
لیمونیت			_____

### شیمی کانی‌ها

فرایندهای مؤثر در پیدایش کانسار با بررسی چگونگی پراکندگی عنصرهای گوناگون در این سنگ‌ها شناخته می‌شوند (Torab, 2008). هنگام تبلور ماگما و پیدایش مگنتیت‌ها، عنصرهای فرعی وارد شبکه مگنتیت می‌شوند. برپایه مقدار این عنصرها در مگنتیت و کانسنگ تا اندازه‌ای به چگونگی پیدایش مگنتیت، کانسنگ و خاستگاه آن پی برده می‌شود (Ramdohr, 1980; Scheka, 1980). اکسیدهای آهن به میزان بالایی توانایی جذب کاتیون‌ها از محیط را دارند. از آنجایی که فراوانی این کاتیون‌ها در پهنه‌های زمین‌شناسی گوناگون، متفاوت است، غلظت و سرشت این عنصرها نشان‌دهنده پیدایش کانسارهای آهن است (Frietsch, 1978). در این بخش، برای بررسی چگونگی پیدایش اندیس تکیه بالا، به بررسی زمین‌شیمیایی و داده‌های به‌دست‌آمده پرداخته می‌شود. داده‌های تجزیه شیمیایی نمونه‌های کانسنگ مگنتیت تکیه بالا در جدول‌های ۲ و ۳ آورده شده‌اند.

### زمین‌شیمی کانسنگ مگنتیت تکیه بالا

برپایه زمین‌شیمی کانسنگ‌های آهن، برخی پژوهشگران نمودارهایی را پیشنهاد کرده‌اند که کانسارهای آهن گوناگون را از یکدیگر شناسایی

می‌کنند. Lohberg و Horndal (۱۹۸۳) برپایه بررسی‌های خود، نمودار تفکیک زمین‌شیمیایی مگنتیت را برپایه عنصرهای Ni و V رسم کرده و در آن کانسارهای ماگمایی و رسوبی آهن را از یکدیگر شناسایی کرده‌اند (شکل ۱۰-A). این پژوهشگران حد پایینی مقدار V در کانسارهای آهن آپاتیتی را ۱۰۰ تا ۶۵۰ پی‌پی‌ام دانسته‌اند. به علت نزدیکی شعاع یونی  $V^{+3}$  با شعاع یونی  $Fe^{+3}$  و  $Ti^{+4}$ ، وانادیم به‌صورت پراکنده در ترکیب کانی‌های تیتانومگنتیت، اسفن، روتیل، ایلمنیت، پیروکسن‌ها، آمفیبول‌ها و گارنت‌ها مشارکت می‌کند (Frietsch, 1978; Dill, 2010). در نمودار Ti در برابر V، محدوده کانسارهای آهن آپاتیتی از کانسارهای آهن رسوبی و آهن تیتانیم دار جدا شده است (Lohberg and Horndal, 1983) (شکل ۱۰-B). همچنین، برپایه نمودار میزان Ni/Ti در برابر V/Ti که این پژوهشگران پیشنهاد کرده‌اند نیز محدوده کانسارهای آهن آپاتیتی، کانسارهای آهن تیتانیم‌دار و سازندهای آهن نواری از یکدیگر جدا شده است (شکل ۱۰-C). برپایه این نمودارها، اندیس آهن تکیه بالا با داشتن مقدار V بالا در محدوده کانسارهای آهن آپاتیتی جای می‌گیرد.

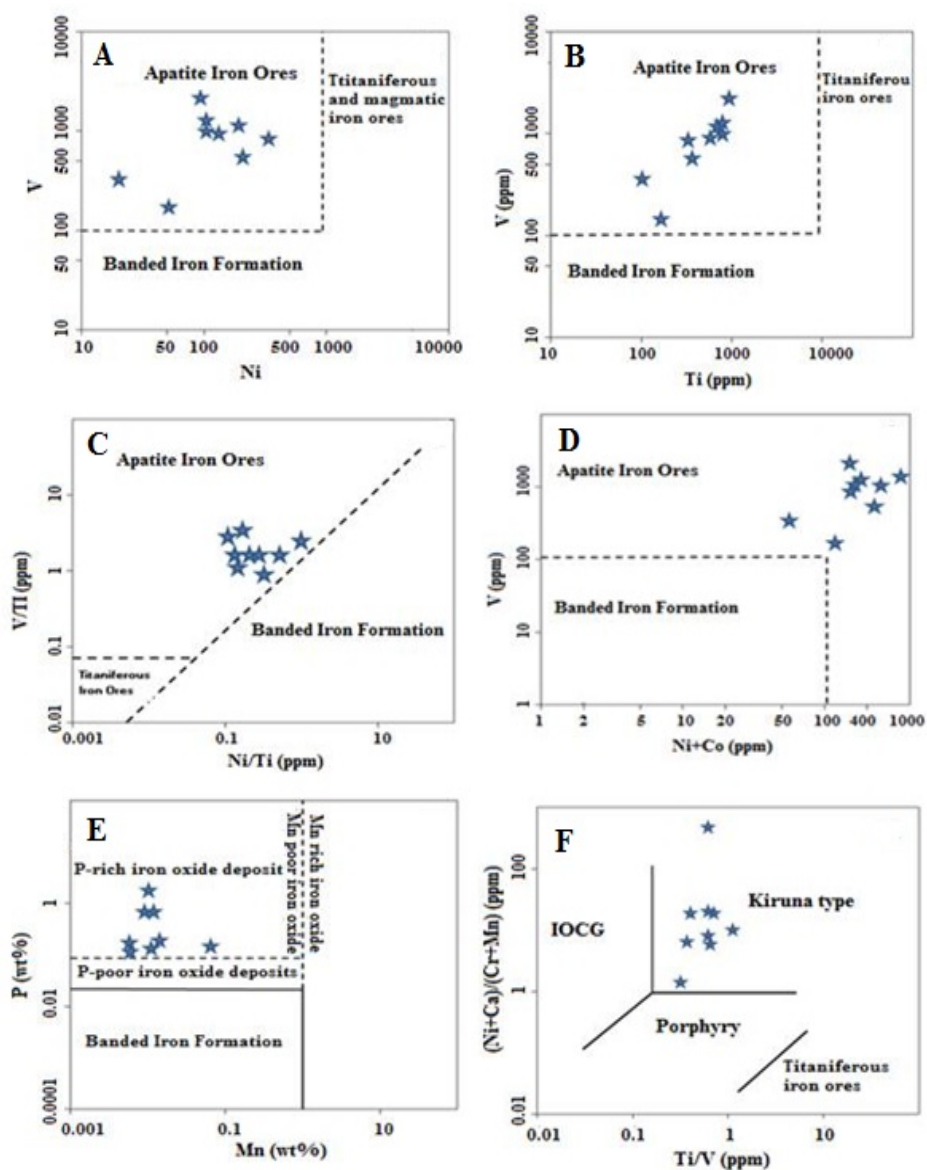
جدول ۲- مقدار عنصرهای اصلی و فرعی (برپایه ppm) در کانسنگ مگنتیت تکیه بالا (استان کردستان) به روش ICP-MS

Sample No.	TB1 (Mag)	TB13b (Mag)	TB13c (Mag)	TB14 (Mag)	TB18 (Mag)	TB21 (Mag)	TB34 (Mag)	TB37 (Mag)	TB42 (Mag)
Al	1554	5162	1666	3126	2626	1134	1200	10402	6814
As	119	72.3	65	86.1		15.5	308.2	51.6	24.4
Ba	26	16	47	39		11	52	30	14
Be	4.9	3.8	5	6.3		6.3	5.5	4.7	7.4
Bi	1.8	1.8	1.6	5.1		1.4	10.1	0.5	1.1
Ca	1188	901	3815	1266		365	2634	80142	1661
Co	74.4	61	54.2	11.1		36.7	61.5	24.7	261.9
Cr	28	41	113	93		236	52	65	111
Cu	9	4	12	16		2	16	5	4
K	657	244	555	398		329	552	552	395
Li	3	1	2	2		1	2	7	5
Mg	1127	699	1234	802		354	654	6345	2618
Mn	183	120	107	111		59	95	106	58
Mo	8.2	5.52	9.8	6.87		1.33	8.07	1.28	72.94
Na	270	100>	279	160		182	410	266	100>
Nd	6.4	1.4	8.6	3.4		6.2	5.5	55.9	45.5
Ni	106	91	105	209		20	184	132	58
P	692	790	6235	1303		1140	6276	49724	1508
Pb	7	10	7	8		5	7	7	9
Rb	3	1>	2	2		1	2	2	1
S	50>	58	893	75		634	1514	50>	867
Sc	3.9	1.8	7.9	1.8		11	2.1	6.4	4.2
Sn	0.9	0.9	3.6		1.9	5.2	1.6	7	3.7
Sr	8	7	57		14	11	73	172	37
Th	0.87	1	10.88		2.06	4.07	2.99	21.48	3.49
Ti	782	858	731		357	106	715	567	167
U	0.6	0.6	2.2		0.8	0.9	1.79	4.4	9.1
V	1219	2210	1019		561	332	1156	918	148
W	2.5	1.4	61		18.3	30.2	17.7	66.8	28.8
Y	11.8	3.2	14.2		4	1.8	3.9	75.1	5.7
Zn	22	18	16		19	13	15	18	17
Zr	22	19	23		16	11	15	14	10

جدول ۳- مقدار عنصرهای خاکی نادر (برپایه ppm) و محاسبه نسبت‌ها و پارامترهای محاسباتی مربوط به REE در نمونه‌های کانسنگ مگنتیت

تکیه بالا (استان کردستان) به روش ICP-MS

Sample No.	TB1	TB13b	TB13c	TB14	TB18	TB21	TB34	TB37	TB42
La	3	8	2	23	6	20	15	125	83
Ce	2	11	2	20	5	21	15	168	119
Pr	0.33	1.36	0.24	1.88	0.72	1.67	1.33	13.65	11.5
Nd	1.8	6.4	1.4	8.6	3.4	6.2	5.5	55.9	45.5
Sm	0.44	1.7	0.29	1.55	0.57	0.83	1.01	13	6.4
Eu	0.18	0.55	0.18	0.4	0.21	0.21	0.24	2.81	1.13
Gd	1.56	3.06	1.24	2.65	1.49	1.45	1.79	17.61	4.04
Tb	0.13	0.39	<0.1	0.36	0.1	<0.1	0.14	2.7	0.34
Dy	0.75	2.27	0.43	2.17	0.59	0.34	0.74	14.17	1.36
Er	0.88	2.59	0.53	2.63	0.7	0.37	0.84	12.97	1.06
Tm	0.13	0.36	<0.1	0.42	0.11	<0.1	0.13	1.62	0.14
Yb	0.5	1.4	0.3	1.7	0.6	0.3	0.5	5.8	0.6
Lu	0.17	0.25	0.11	0.34	0.17	0.12	0.16	0.87	0.15
ΣREE	11.89	39.33	8.62	65.7	19.57	53.05	42.38	434.1	274.16
ΣLREE/ΣHREE	1.87	2.81	2.43	5.39	4.22	15.89	8.85	6.78	34.65
(La/Lu) <sub>N</sub>	1.76	3.2	1.81	6.67	3.52	16.66	9.37	14.36	55.33
(La/Sm) <sub>N</sub>	3.91	2.7	3.96	8.52	6.04	13.84	8.53	5.52	7.45
[Eu]/ [Eu*]	0.65	0.73	0.3	0.6	0.69	0.58	0.54	0.56	0.67



شکل ۱۰- نمونه‌های کانسنگ مگنتیت تکیه بالا (استان کردستان) در نمودارهای شناسایی کانسارهای آهن. A) نمودار Ni در برابر V (Lohberg and Horndal, 1983); B) نمودار Ti در برابر V (Lohberg and Horndal, 1983); C) نمودار Ni/Ti در برابر V/Ti (Lohberg and Horndal, 1983); D) نمودار Ni+Co در برابر V (Horndal, 1983); E) نمودار Mn در برابر P (Nyström and Henriquez, 1994); F) نمودار (Ni+Ca)/(Cr+Mn) در برابر Ti/V (Beaudoin *et al.*, 2007)

پژوهشگران برپایه تغییرات Ni+Co در برابر V، محدوده کانسارهای آهن آپاتیتی و کانسارهای آهن رسوبی را از هم جدا کرده‌اند (شکل ۱۰ - D). مهم‌ترین تفاوت شیمیایی میان کانسارهای آهن رسوبی و کانسارهای

Nyström و Henriquez (۱۹۹۴) با بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مگنتیت‌های آهن ناحیه کایرونا سوئد و ال لاکو شیلی به نتایجی دربارهٔ پراکندگی عنصرهای شاخص در اینگونه کانسارها دست یافتند. این

(۲۰۱۱) و Beudoin و همکاران (۲۰۰۷) و با به یادداشتن اینکه کانسارهای تیپ کایرونا و کانسارهای اسکارن نوعی از انواع IOCG هستند (Gandhi, 2003)، اندیس تکیه بالا در گروه کانسارهای IOCG رده بندی می شود (شکل های A-۱۱ و B-۱۱).

Hitzman (۲۰۰۱) کانسارهای اکسیدی آهن را در دو گروه اصلی رده بندی کرده است.

۱- کانسارهای تیپ IOCG که در آنها کانه زایی اکسیدی همراه با فاز سولفیدی مس دیده می شود. این کانسارها افزون بر ذخیره های اقتصادی آهن دارای ذخیره های با ارزشی از مس، طلا و نقره نیز هستند.

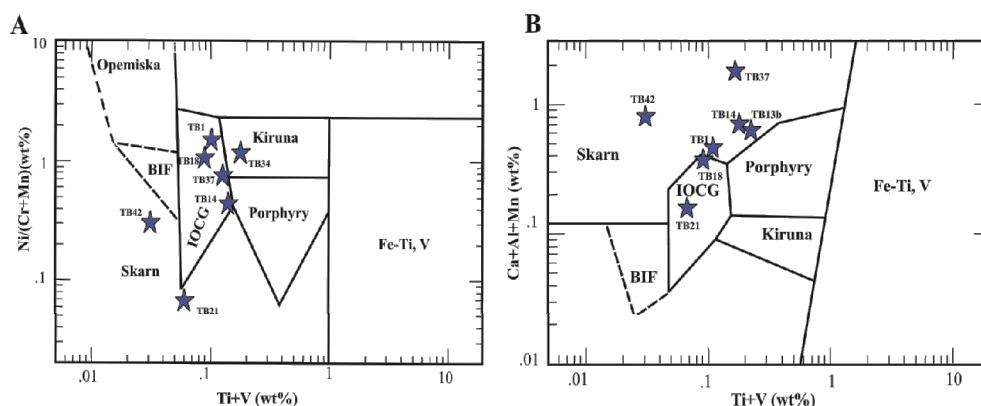
۲- کانسارهای تیپ IOA که در آنها تنها فاز اکسیدی غالب بوده و فاز سولفیدی بسیار ناچیز است و یا دیده نمی شود. کانسار ال رومرال و ال لاکو در شیلی (Nystrom and Henriquez, 1994) و کانسار کایرونا در سوئد (Parak, 1985) از این تیپ کانسارها هستند.

با توجه به نمودارهای پیشنهاد شده، اندیس آهن تکیه بالا نیز در رده کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت به نام کانسارهای تیپ کایرونا رده بندی می شود. کانسارهای آهن تیپ کایرونا در پی جدایش محلول های گرمابی از ماگمایی سرشار از آهن (مگنتیت یا هماتیت) پدید می آیند و بیشتر آنها مقدرهای بالایی از فسفر (نزدیک به ۴ تا ۵ درصد)، به شکل آپاتیت دارند. این کانسارها را با نام ذخیره های اکسید آهن-آپاتیت (Williams *et al.*, 2005) یا کانسارهای اکسید آهن سرشار از فسفر (Groves *et al.*, 2010) یا کانسارهای آهن تیپ کایرونا می خوانند. این کانسارها با انباشتگی کانی های مگنتیت، فلوتورآپاتیت، اکتینولیت و مقادیر کم سولفید شناخته می شوند.

آهن آپاتیتی، میزان عنصر V در کانسارهای رسوبی است (Nyström and Henriquez, 1994). به گونه ای که کم بودن مقدار این عنصر در کانسارهای آهن نواری، آنها را از نوع کانسارهای آهن آپاتیتی جدا می کند (Dupuis and Beudoin, 2011). بر پایه این نمودار نیز اندیس آهن تکیه بالا در محدوده کانسارهای آهن آپاتیتی جای می گیرد.

Magnusson (۱۹۷۳) کانسارهای آهن را به انواع رسوبی، کانسارهای آذرین فقیر از فسفر، کانسارهای آذرین سرشار از فسفر (کانسارهای آهن آپاتیتی)، کانسارهای آذرین فقیر از منگنز و کانسارهای آذرین سرشار از منگنز رده بندی کرده است (شکل E-۱۰). کانسارهای آهن رسوبی تمرکز کم تا متوسطی از فسفر دارند؛ در برابر آنها، میزان فسفر در کانسارهای آهن آپاتیتی بالاست. میزان منگنز در کانسارهای آهن رسوبی و کانسارهای آهن آپاتیتی کم تا متوسط است؛ به گونه ای که این کانسارها در گروه کانسارهای فقیر از منگنز جای می گیرند. کانسنگ مگنتیت تکیه بالا با میزان فسفر بالا و منگنز کم تا متوسط در محدوده کانسارهای اکسیدی آهن سرشار از فسفر (آهن آپاتیتی) و فقیر از منگنز جای می گیرد.

همچنین، در نمودار Ti/V در برابر  $(Ni+Ca)/(Cr+Mn)$  که Beudoin و همکاران (۲۰۰۷) پیشنهاد کرده اند، محدوده کانسارهای تیپ کایرونا جدا شده است (شکل F-۱۰). کانسارهای تیپ کایرونا در برابر IOCG دارای مقدرهای بالاتری از Ti هستند. همچنین، این کانسارها با Cr کم و محتوای بالای Ni شناخته می شوند (Nyström and Henriquez, 1994). همان گونه که در این شکل دیده می شود، نمونه های کانسنگ مگنتیت تکیه بالا کاملاً در محدوده کانسارهای تیپ کایرونا جای می گیرند. بر پایه نمودارهای پیشنهادی Dupuis و Beudoin



شکل ۱۱- نمونه‌های مگنتیتی تکیه بالا (استان کردستان) در: (A) نمودار Ti+V در برابر Ni/(Cr+Mn) (Dupuis and Beaudion, 2011)؛ (B) نمودار Ti+V در برابر Ca+Al+Mn (Dupuis and Beaudion, 2011)

کانسنگ‌های با خاستگاه گرمایی اهمیت اقتصادی کمتری در برابر کانسنگ‌های با خاستگاه ماگمایی دارند. چنین ویژگی‌های مشابهی از کانسنگ‌های آهن تیپ کایرونا؛ در ال لاکو در شیلی (Park, 1961) و کایرونا در سوئد نیز شناسایی شده‌اند (Martinsson and Weihed, 1999; Martinsson, 1997; Frietsch and Perdahl, 1995).

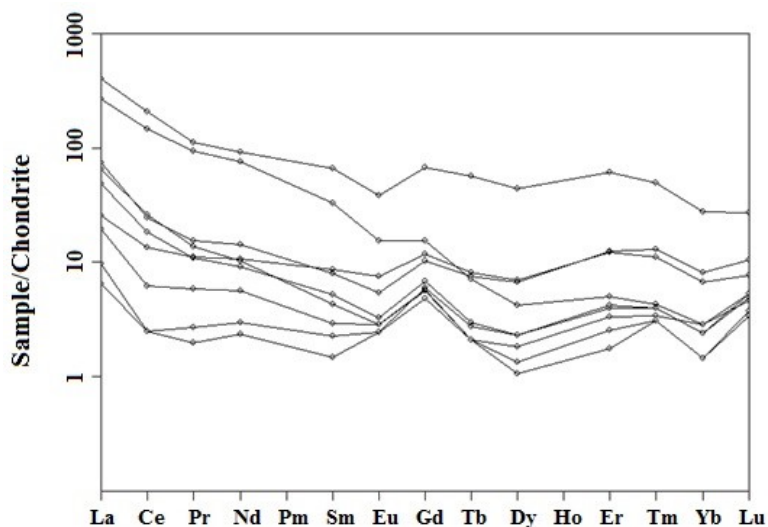
#### عنصرهای خاکی نادر (REE)

از آنجایی که این عنصرها در پهنه‌های گوناگون رفتار منحصر به فردی دارند، بسیاری از پژوهشگران مایل به بررسی رفتار این عنصرها بوده‌اند (Arslan and Aslan, 2005; Jones *et al.*, 1996). نمایش و بررسی REE‌ها به دو صورت انجام شد: در روش نخست، غلظت عنصرهای خاکی نادر در سنگ‌ها در برابر استاندارد خاصی که معمولاً ترکیب کندریت است، بهنجار شده و نمودار مربوطه رسم می‌شود. در روش دوم، یک سری پارامترهای آماری و پارامترهای جدایش‌یافته محاسبه و تجزیه و تحلیل شدند (Rollinson, 1993). نسبت‌های  $\sum LREE/\sum HREE$  و  $(La/Sm)_N$ ،  $(La/Lu)_N$  و  $[Eu]/[Eu^*]$  به‌دست آورده شدند (جدول ۳). نمودارهای عنکبوتی عنصرهای

کانسنگ‌های آهن تیپ کایرونا مگنتیت‌هایی با تیتانیوم کم و تمرکزهای متفاوتی از فلوئور و آپاتیت، اکتینولیت، مقادیر ناچیز سولفید دارد و به‌طور محلی دگرسانی سدیک در آن دیده می‌شود. اندازه این کانسارها از توده‌های بزرگ با بیش از ۱۰۰ میلیون تن کانسنگ عیار بالا تا رگه‌ها و دایک‌های کوچک تغییر می‌کند (Nyatrom and Henriquez, 1994). جایگیری این نوع از کانسارها در ارتباط با گسل‌های منطقه است و در جایگاه‌های زمین‌شناسی گوناگونی (مانند: حاشیه‌های قاره‌ای ریفت شده و ریفت‌های درون قاره‌ای) رخ می‌دهند. همچنین، این نوع از کانسارها در بازه زمانی بزرگی، از پروتروزوییک تا هلوسن، پدید آمده‌اند (Hou *et al.*, 2011; Torab and Lehmann, 2007; Hitzman, 2000; Hildebrand, 1986; Nyström and Henriquez, 1994). پس کانسنگ‌های توده‌ای و برشی شده در کانسارهای مگنتیت-آپاتیت خاستگاه ماگمایی دارند و در پی تبلور مذاب‌های اکسیدی آهن پدید آمده‌اند؛ اما کانسنگ‌های نیمه‌اقتصادی (مانند: استوک‌ورک‌ها و کانسنگ‌های اسکلتی (skeleton ores) و همچنین، رگه‌های کلسیت، باریت و پیریت‌دار همراه کانسنگ) پیامد رفتار سیال‌های گرمایی بوده‌اند (Hou *et al.*, 2009; Mao *et al.*, 2006; Clark and Kontak, 2004; Song *et al.*, 1981).

نشان می‌دهند. شماری از نمونه‌ها آنومالی خفیف منفی Eu دارند و غنی‌شدگی غیرعادی از Gd نشان می‌دهند (شکل ۱۲).

خاکی نادر در نمونه‌های کانسنگ مگنتیت تکیه بالا پس از بهنجارشدن در برابر ترکیب کندریت (Boynton, 1984)، شیبی کمابیش منفی تا افقی



شکل ۱۲- الگوی فراوانی عنصرهای خاکی نادر بهنجارشده در برابر ترکیب کندریت (Boynton, 1984) برای نمونه‌های کانسنگ مگنتیت تکیه بالا (استان کردستان)

ویژگی‌های اصلی کانسارهای مگنتیت-آپاتیت تیپ کایرونا، وجود درصد بالایی از عنصرهای خاکی نادر در آنهاست (Parak, 1985). مقدار  $(La/Lu)_N$  بیشتر از یک نیز نشان‌دهنده سیال‌های اسیدی و دمای بالا است (Frei, 2003)؛ و همان‌گونه که در جدول ۳ نیز دیده می‌شود، این نسبت در همه نمونه‌های کانسنگ مگنتیت تکیه بالا بالاتر از یک است. در میان عنصرهای LREE نیز تفکیک روی داده است؛ زیرا میانگین نسبت  $(La/Sm)_N$  در نمونه‌های کانسنگ مگنتیت برابر  $7/4$  است که به‌خوبی در میزان شیب نمودار عنکبوتی مربوطه نیز دیده می‌شود. در شماری از نمونه‌ها آنومالی منفی Eu دیده می‌شود. بیشتر کانسارهای آهن تیپ کایرونا آنومالی منفی عنصر Eu دارند. برپایه پیشنهاد Oymans (۲۰۱۳)، آنومالی کمتر از یک  $Eu/Eu^*$  در نمونه‌های مربوط به کانسنگ‌های آهن می‌تواند پیامد نبود کانی‌های سولفوری و یا مقادیر کم این کانی‌ها باشد. آنومالی منفی Eu در نمونه‌های مگنتیتی

غنی‌شدگی از عنصرهای خاکی نادر سبک در برابر عنصرهای خاکی نادر سنگین روندی کاهشی را در نمودار پدید آورده است. همچنین، در کانسنگ مگنتیت تکیه بالا مقدارهای  $55/33 < \sum LREE / HREE < 1/87$ ،  $1/76 < (La/Lu)_N < 2/7$  مربوط به کانی‌سازی‌های مرتبط با سیال‌های گرمایی با خاستگاه ماگمایی است (Fitzgerald and Gills, 2006). بیشتر نمونه‌های مگنتیتی الگوهای کمابیش همانندی نشان می‌دهند؛ مگر دو نمونه‌ای که در آنها، فراوانی آپاتیت بیشتر است؛ زیرا آپاتیت عنصرهای REE دارد و از این‌رو، روند عمومی دیده‌شده در نمونه‌های دیگر را به‌گونه مشخصی تغییر داده است (شکل ۱۲). این تشابه الگوی REE مگنتیت‌ها، نشان‌دهنده خاستگاه مشترکی برای آنهاست. به باور Lottermoser (۱۹۹۲)، کانسنگ‌های آهنی که دارای مقدارهای فراوانی از REE باشند، در ارتباط با سیال‌های گرمایی با سرشت اسیدی بالا هستند. از

بحث‌ها بیشتر بر خاستگاه گرمایی و ماگمایی بودن آن متمرکز شده است (Naslund *et al.*, 2000). کانسارهای آهن نوع کایرونا محصول تبلور ماگماهای اکسیدی آهن جدا شده از جدایش مایع‌های نامیژاک سرشار از تیتانیوم، فسفر و زیرکنیم (Hou *et al.*, 2011; Chen *et al.*, 2010; Harlov *et al.*, 2002; Naslund *et al.*, 2002; Sillitoe and Burrows, 2002; Ioannis and Maria, 2001)، جدایش مجزا و مشخص کانی‌های فقیر از فسفر (Tollari *et al.*, 2008; Dymek and Owens, 2001) و فرایندهای گرمایی پس ماگمایی (McCubbin and Nekvasil, 2008; Harlov *et al.*, 2002) تفسیر می‌شوند. همه این الگوها حضور ترکیب‌های ماگمایی در خاستگاه کانسارهای نوع کایرونا را در نظر می‌گیرند. فراوانی آپاتیت با محیط تبلور و نوع سنگ تغییر می‌کند (Chu *et al.*, 2009; Belousova *et al.*, 2002; Frietsch and Perdahl, 1995). دربارهٔ پیدایش اندیس تکیه بالا چنین برداشت می‌شود که:

توده نفوذی نیمه عمیق کوارتز موزونیت و کوارتز موزودیوریت سرشار از آهن، فسفر و عنصرهای خاکی نادر از راه شکستگی‌ها در بخش‌های بالایی پوسته زمین جایگزین شده است (Miri, 2011). با آغاز انجماد و تبلور ماگما، مواد فرار از مذاب خارج و در سقف آشیانه ماگمایی انباشته شده‌اند. این سیال‌های ماگمایی پس از جداشدن از مذاب، به‌علت داشتن چگالی کمتر از آن، به‌سوی بخش بالایی توده نفوذی نیمه عمیق بالا آمده‌اند و با فشار وارده، سقف توده نفوذی را شکسته‌اند، سپس درون سنگ‌های دگرگونی منطقه نفوذ کرده‌اند و در شکستگی‌های آن، باعث کانه‌زایی آهن شده‌اند. برپایه بررسی کانی‌شناسی و بافت‌ها، سیال‌هایی که در کانسارسازی نقش داشته‌اند، بیشتر خاستگاه ماگمایی داشته‌اند و سیال‌های جوی در پیدایش این اندیس نقش کمی

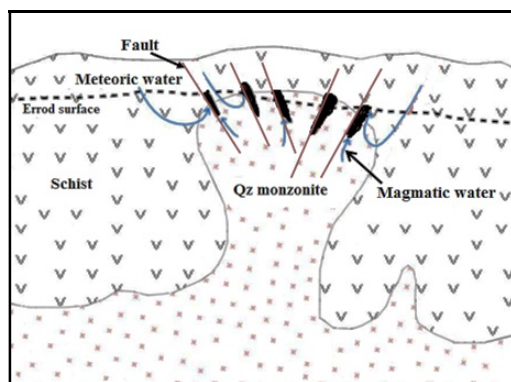
تکیه بالا نیز با فراوانی کم کانی‌های سولفیدی در این اندیس تفسیر می‌شود. پس وجود آنومالی منفی Eu نشان‌دهندهٔ شرایط اکسیدان حاکم بر پیدایش اندیس است (Jiang *et al.*, 2007; Rollinson, 1993). اکسیداسیون بیشتر، Eu به‌صورت  $Eu^{3+}$  است و نسبت کمتری از  $Eu^{2+}$  توانایی جانشینی به‌جای  $Ca^{2+}$  در کانه را خواهد داشت. یون  $Eu^{2+}$  بسیار همانند یون  $Ca^{2+}$  است و از این‌رو، توانایی جانشینی به‌جای کلسیم در پلاژیوکلازهای کلسیک را دارد و همراه آن از سیستم ماگمایی خارج می‌شود. تهی‌شدگی Eu در نمونه‌های مگنتیتی این اندیس نیز مرتبط با تبلوربخشی پلاژیوکلاز از ماگمای مرتبط با کانه‌زایی یا در ارتباط با شرایط اکسیده محیط است. از این‌رو، شاید می‌شود گفت که آنومالی منفی Eu از ویژگی‌های کانسارهای آهن اکسیدی است که کانهٔ اصلی آنها مگنتیت یا هماتیت باشد (Frietsch and Perdahl, 1995).

## بحث

خاستگاه و سازوکار غنی‌شدگی آپاتیت و مگنتیت در کانسارهای نوع کایرونا برای مدت بسیاری بحث و بررسی شده است و الگوها و دیدگاه‌های گوناگونی درباره چگونگی پیدایش آن پیشنهاد شده است. خاستگاه اگزالاتیو-رسوبی (Daliran, 2002; Parak, 1985; Förster and Knittel, 1979; Parák, 1975) خاستگاه ماگمایی به‌علت حضور مایع‌های نامیژاک (Gandhi, 1978; Naslund *et al.*, 2002; Frietsch, 2003) و خاستگاه گرمایی، از الگوهای پیشنهادی هستند (Torab and Lehmann, 2007; Barton and Johnson, 2000; Cliff *et al.*, 1990; Hildebrand, 1986). گفتنی است که به‌تازگی بررسی‌ها دیدگاه مربوط به خاستگاه اگزالاتیو-رسوبی را کنار گذاشته است. چنان‌که از پیشنهادهای یادشده دیده می‌شود، دربارهٔ چگونگی پیدایش این کانسارها بسیار بحث شده است. محور این

اکسیدی (مگنتیت) را در پی داشته است. هم‌زمان با جایگزینی توده معدنی در سنگ میزبان به علت افزایش مواد فرار، دگرسانی نیز در محدوده معدنی رخ داده و در مراحل پس از کانه‌زایی، کانی‌هایی مانند اپیدوت، کلریست، اکتینولیت، سرسیت و کوارتز پدید آمده‌اند. سنگ میزبان به علت تراوایی کم، کمتر دچار دگرسانی شده است و سنگ‌های نیمه‌عمیق سازنده کانه‌سازی به علت تماس طولانی با سیال‌های دگرسان‌کننده، بیشتر دگرسان شده‌اند. در پایان، الگوی پیشنهادی Gandhi (۲۰۰۳)، با اندکی تغییرات، برای پیدایش اندیس تکیه بالا پیشنهاد می‌شود (شکل ۱۳).

داشته‌اند و در مراحل پایانی پیدایش اندیس وارد سیستم کانه‌زایی شده‌اند. همچنین، آب‌های جوی دمای محلول نخستین را کاهش داده و ته نشینی کانسار را در پی داشته‌اند (Hafezian *et al.*, 2015). کانی‌های آبدار (مانند: بیوتیت، آمفیبول و آپاتیت) نشان‌دهنده وجود مواد فرار در ماگما هستند و این سیال پیش‌فرضی برای تحرک مگنتیت و جدا شدن آن از مذاب است. پس کاهش دما و فشار در پی رسیدن سیال به بخش‌های کم‌ژرف و برشی شده و آمیختگی با آب‌های جوی، محلول کانه‌ساز را از احیا به اکسیدان تغییر می‌دهد و نهشته شدن ترکیب‌های آهن‌دار به صورت



شکل ۱۳- الگوی پیشنهادی پیدایش اندیس آهن تکیه بالا در استان کردستان (با تغییراتی پس از: Gandhi, ۲۰۰۳)

نفوذ کرده و در بخش‌های گسلی و شکستگی‌ها، کانه‌زایی آهن را در پی داشته است. انتقال سیال‌های سرشار از آهن به سطح‌های بالاتر هم‌زمان با تبلور توده نفوذی نیمه‌عمیق روی داده است. سیال‌های جوی نیز در مراحل پایانی پیدایش اندیس به سیستم کانه‌زایی افزوده شده‌اند و در پیدایش این اندیس نقش فرعی داشته‌اند. در پایان، عامل اصلی در پیدایش و ته‌نشست این ذخیره، شوک دمایی بوده است که در پی آمیختگی آب‌های بالارو داغ با خاستگاه ماگمایی و آب‌های جوی فرورو روی داده است.

### نتیجه‌گیری

ویژگی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی در این اندیس همگی نشان می‌دهند اندیس آهن تکیه بالا در ردیف کانسارهای اکسید آهن آپاتیت‌دار (تیپ کایروننا) است. بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری و همچنین، ویژگی‌های صحرایی اندیس بررسی شده نشان می‌دهند کانی‌سازی در این اندیس پیامد نفوذ توده نفوذی نیمه‌عمیق درون سنگ‌های دگرگونی شیستی و تبلور آن روی داده است؛ بدین گونه که توده نیمه عمیق کوارتز مونزونیت درون سنگ‌های شیستی

## منابع

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F. (2005) Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences* 94: 401–419.
- Alavi, M. (1994) Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229: 211–238.
- Aliani, F., Maanijou, M. and Miri, M. (2011) Petrology of the Tekyeh-Bala area granite veins (northeast of Sonqor), some evidences for A2-type granitoids. *Iranian Journal of Petrology* 9: 1-16 (in Persian).
- Arsalan, M. and Aslan, Z. (2005) Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in Eastern Pontides, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 27: 177-193.
- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A. and Babaei, A. (2007) Petrochemistry of the Siah-Kuh Granitoid stock southwest of Kerman, Iran: implication for initiation of Neotethys subduction. *Journal of Asian Earth Sciences* 300: 474-489.
- Azizi, H. and Asahara, Y. (2013) Juvenile granite in the Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran: Late Jurassic-Early Cretaceous arc-continent collision. *International Geology Review* 55: 1523-1540.
- Azizi, H. and Asahara, Y., Mehrabi, B. and Chung, S. L. (2011) Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of high-K granite from the Suffiabad area, Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran. *Chemie der Erde/Geochemistry* 71: 363-376.
- Barati, M. (2008) Comparison and genesis study of iron ore deposits in some parts of Hamedan, Kermanshah and Kordestan states. Ph.D. thesis, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran (in Persian).
- Barati, M. and Gholipoor, M. (2014) Study of REE behaviors, fluid inclusions, and O, S stable Isotopes in Zafar-abad iron skarn deposit, NW Divandarreh, Kordestan province. *Economic Geology* 6(2): 235-257 (in Persian).
- Barati, M., Rasa, I. (2005) Geological and Geochemical analysis of Baba-Ali index. *Journal of Earth Sciences*, 15(58): 148-157 (in Persian).
- Barton, M. D. (2014) Iron oxide (-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) systems. In: *Treatise of Geochemistry* (Eds. Holland, H. and Turekian, K.) 13: 515-536. Second Edition, Elsevier Inc.
- Barton, M. D. and Johnson, D. A. (2000) Alternative brine sources for Fe-oxide (-Cu-Au) systems: Implications for hydrothermal alteration and metals. In: *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits, A global perspective* (Ed. Porter, T. M.) 1: 43-60. PGC Publishing, Adelaide, Australia.
- Barton, M. D. and Johnson, D. A. (2004) Footprints of Fe-oxide (-Cu-Au) systems. *University of Western Australia, Special Publication* 33: 112-116.
- Beaudoin, G., Dupuis, C., Gosselin, P., and Jebrak, M. (2007) Mineral chemistry of iron oxides: application to Mineral exploration. In: *Ninth Biennial SGA meeting* (Ed. Andrew, C. J.) 497-500. SGA, Dublin.
- 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. *Geochemical Geology* 76: 45–69.
- Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. and Berberian, M. (1982) Late Cretaceous and Early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. *Geological Society of London* 139: 605–614.
- Boynton, W. V. (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: *Rare earth element geochemistry* (Ed. Henderson, P.) Elsevier, Amsterdam.

- Braud, J. (1987) La suture du Zagros au niveau de Kermanshah (Kurdistan Iranien): Reconstitution paleogeographique evolution geodynamique, magmatic et structural. Doct Tectonic, Paris, France.
- Catling, D. C. and Moore, J. M. (2003) The nature of coarse-grained crystalline hematite and its implications for the early environment of Mars. *Icarus* 165: 277-300.
- Chen, H. Y., Clark, A. H. and Kyser, K. T. (2010) The Marcona Magnetite deposit, Ica, South-Central Peru: a product of hydrous, iron oxide-rich melts? *Economic Geology* 105:1441-1456.
- Chiaradia, M., Banks, D., Cliff, R., Marschik, R. and De Haller, A. (2006) Origin of fluids in iron oxide-copper-gold deposits: constraints from  $\delta^{37}\text{Cl}$ ,  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  and  $\text{Cl}/\text{Br}$ . *Mineralium Deposita* 41: 565-573.
- Chu, M. F., Wang, K. L., Griffin, W. L., Chung, S. L., O'Reilly, S. Y., Pearson, N. J. and Iizuka, Y. (2009) Apatite composition: tracing petrogenetic processes in Transhimalayan granitoids. *Petrology* 50(10): 1829-1855.
- 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: 377-395.
- Cliff, R. A., Rickard, D. and Blake, K. (1990) Isotope systematics of the Kiruna magnetite ores, Sweden. Part I. Age of the ore. *Economic Geology* 85: 1770-1776.
- Craig, J. R. and Vaughan, D. J. (1981) *Ore Microscopy and Ore Petrography*. John Wiley and Sons, New York, US.
- Dadfar, S. (2011) Study of Remote sensing and petrology of iron deposits in north West of Hamadan, M.Sc. thesis, University of Bu-Ali Sina, Hamedan, Iran (in Persian).
- 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. In: *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits, a global perspective* (Ed. Porter, T. M.) PGC Publishing, Adelaide, Australia.
- Dill, H. (2010) The "chessboard" classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium. *Earth-Science Reviews* 100: 1-420.
- Dupuis, C. and Beaudoin, G. (2011) Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. *Mineralium Deposita* 46: 319-335.
- Dymek, R. F. and Owens, B. E. (2001) Petrogenesis of apatite-rich rocks (Nelsonites and oxide-apatite gabbro-norites) associated with Massif anorthosites. *Economic Geology* 96:797-815.
- Eshraghi, S., Jafarian, A. and Eghlimi, M. B. (1996). Geological map of Sonqor, Scale 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Fitzgerald, C. E. and Gills, K. M. (2006) Hydrothermal manganese oxide deposits from Baby Bare seamount in the Northeast Pacific Ocean. *Marine Geology* 225: 145-156.
- 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: 665-668.
- Förster, H. and Knittel, U. (1979) Petrographic observation on a magnetite deposit at Mishdovan, Central Iran. *Economic Geology* 74: 1485-1489.
- Frei, D. (2003) Crystal chemical controls on rare element partitioning between group mineral and melt, an experimental and theoretical study. *Contrib. Mineralogy. Petrology* 146: 192-204.
- Frietsch, R. (1978) On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna type. *Economic Geology* 73: 478-485.
- 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: 489-510.

- Gandhi, S. S. (2003) An overview of the Fe oxide- Cu-Au deposits and related deposit types. CIM Montreal 2003 Mining Industry Conference and Exhibition, Canadian Institute of Mining, Technical Paper CD-ROM.
- Ghalamghash, J. (2001) Petrology of intrusive rocks in Urumieh-Oshnavieh area and their emplacement mechanisms. Unpublished Ph.D. Dissertation, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran.
- Ghorbani, M. (2007) The Economic Geology of Iran Mineral Deposits and Natural Resources. Arianzamin Publication, Tehran (in Persian).
- 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: 641-654.
- Guilbert, J. M. and Park, C. F. (1997) The geology of ore deposits. Freeman and Company, New York, US.
- Hafezian, G. and Jamali, H. (2015) Geochemistry and genesis of magnetite- apatite mineralization in Gazestan, east of Bafgh. *Iranian Journal of Petrology* 24: 39-64 (in Persian).
- Hapugoda, S. and Peterson, M. J. (2009) Mineralogical and textural characterization of iron from a Peruvian magnetite-hematite skarn prospect. *Proceedings, Iron Ore 2009 Conference*.
- Harlov, D. E., Andersson, U. B., Förster, H. J., Nyström, J. O., Dulski, P. and Broman, C. (2002) Apatite-monzonite relations in the Kiirunavaara magnetite-apatite ore, northern Sweden. *Chemical Geology* 191: 47-72.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. and Walker, J. D. (2008) U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics* 451 (1-4): 71-96.
- Haynes, D. W. (2000) Iron oxide-copper (-gold) deposits: their position in the ore deposit spectrum and modes of origin. In: *Hydrothermal iron oxide-copper-gold and related deposits, a global perspective* (Ed. Porter, T. M.) PGC Publishing, Adelaide, Australia.
- 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: 640-659.
- Hitzman, M. W. (2000) Iron oxide-Cu-Au deposits: What, where, when, and why? In: *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits, a global perspective* (Ed. Porter, T. M.) Mineral Foundation, Adelaide, Australia.
- Hitzman, M. W. (2001) Iron oxide-Cu-Au deposits: what, where, when, and why. In: *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits, A global perspective* (Ed. Porter, T. M.) PGC Publishing, Adelaide, Australia.
- Hitzman, M. W., Oreskes, N. and Einaudi, M. T. (1992) Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research* 58: 241-287.
- Hou, T., Zhang, Z. C. and Kusky, T. (2011) Gushan magnetite-apatite deposit in the Ningwubasin, Lower Yangtze River Valley, SE China: hydrothermal or Kiruna-type? *Ore Geology Review* 43: 333-346.
- Hou, T., Zhang, Z. C., Du, Y. S. and Li, S. T. (2011) Geology of the Gushan iron oxide deposit associated with dioritic porphyries, eastern Yangtze craton, SE China. *International Geology Review* 51: 520-541.
- Ioannis, M. and Maria, E. E. (2001) Occurrence of apatite associated with magnetite in anophiolite complex (Othrys), Greece. *American Mineralogist* 86: 1143-1150.
- 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: 584-604.

- Jones, A. P., Wall, F. and Williams, C. (1996) Rare earth mineral. Chapman and Hall publishing, London, UK.
- Karimpour, M. H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Esfandiarpour, A. and Mohammad Nejad, H. (2011) Neyshabour turquoise mine: the first Iron Oxide Cu-Au-U-LREE (IOCG) mineralized system in Iran. *Economic Geology* 3(2): 193-216 (in Persian)
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Lohberg, B. E. H. and Horndal, A. K. (1983) Ferried geochemistry of Swedish Precambrian iron ore. *Mineralium Deposita* 48: 480-504.
- Lottermoser, B. G. (1992) Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews* 7: 25-41.
- Magnusson, N. H. (1973) The origin of the iron ores in central Sweden and the history of their alterations.. Geological Survey of Sweden, Sweden.
- Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mohajjel, M. (2011) U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 41: 238-249.
- Mao, J. W., Wang, Y. T., Lehmann, B., Yu, J. J., Du, A. D., Mei, Y. X., Li, Y. F., Zang, W. S., Stein, H. J. and Zhou, T. F. (2006) Molybdenite Re-Os and albite  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of Cu-Au-Mo and magnetite orphyry systems in the Yangtze River valley and metallogenic implications. *Ore Geology Review* 29: 307-324.
- Martinsson, O. (1997) Tectonic setting and metallogeny of the Kiruna greenstones. Ph.D. thesis, Lulea University of Technology, Lulea, Sweden.
- Martinsson, O. and Weihed, P. (1999) Metallogeny of juvenile palaeoproterozoic volcanic arcs and greenstone belts in rifted Achaean crust in the northern part of Sweden. In: *Fennoscandian Shield: (Eds. Stanley, C. J. et al.) 2: 1329-1332. Fifth Biennial SGA Meeting and the Tenth Quadrennial. IAGOD Symposium, Mineral Deposits-Processes to Processing.*
- Masoudi, F., Yardley, B. W. D. and Cliff, R. A. (2002) Rb-Sr geochronology of pegmatites, plutonic rocks and a hornfels in the region southwest of Arak. *Sciences* 13(3): 249-254.
- McCubbin, F. M. and Nekvasil, H. (2008) Maskelynite-hosted apatite in the Chassigny meteorite: insights into late-stage magmatic volatile evolution in Martian magmas. *American Mineralogist* 93: 676-684.
- Miri, M. M. (2011) The petrological and geochemical studies of igneous bodies of Tekyeh-Bala area (southeast of Kordestan) with special on the iron mineralization. M.Sc. thesis, University Of Bu-Ali sina, Hamedan, Iran.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C. L. (2000) Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Structural Geology* 22: 1125-1139.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C. L. (2014) Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros orogen in northwestern Iran. *International Geology Review* 56(3): 263-287.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M.R. (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 397-412.
- Moienvaziri, H. (1985) *Volcanism Tertiaire et Quaternaire in Iran.* Ph.D. thesis d Etat, Paris-Sud Orsay, France.
- Moinevaziri, H., Akbarpour, A. and Azizi, H. (2014) Mesozoic magmatism in the northwestern Sanandaj-Sirjan Zone as an evidence for active continental margin. *Arabian Journal of Geosciences* 1-12.
- Monteiro, L. V. S., Xavier, R. P., Hitzman, M. W., Juliani, C., Filho, C. R. S. and Carvalho E. R. (2008) Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajas Mineral Province, Brazil. *Ore Geology Reviews* 34: 317-336.

- 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: 219-244.
- Muke, A. and Golestaneh, F. (1991) The genesis of the Golegozar iron ore deposit (Iran). *Chemie der Erde* 4:731-747
- Mumin, A. H., Corriveau, L. Somarin, A. K. and Ootes, L. (2007) Iron oxide copper-gold-type polymetallic mineralization in the Contact Lake Belt, Great Bear Magmatic Zone, Northwest Territories, Canada. *Exploration Mineralogical Geology* 16: 187-208.
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Rashid Nejad, N. and Daliran, F. (2009) Geochemistry and genesis of apatite bearing Fe oxide Dizdaj deposit, SE Zanjan. *Economic Geology* 1(1): 19-46 (in Persian).
- Naslund, H. R., Aguirre, R., Dobbs, F. M., Henriquez, F. J. and Nyström, J. O. (2000) The origin, emplacement and eruption of ore magmas. *Actas* 2: 135-139
- Naslund, H. R., Henriquez, F., Nyström, J. O., Vivallo, W. and Dobbs, F. M. (2002) Magmatic iron oresand associated mineralization: examples from the Chilean high Andes and coastal Cordillera. In: *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits, A global perspective* (Ed. Porter, T. M.) 2: 207-226. PGC Publishing, Adelaide, Australia.
- Nezafati, N., Herzig, P. M., Pernicka, E. and Momenzadeh, M. (2005) Intrusion-related gold occurrences in the Astaneh-Sarband area, west Central Iran. *Mineral Deposit Research Meeting, the Global Challenge*.
- Niroomand, S., Goldfarb, R. J., Moore, F., Mohajjel, M. and Marsh, E. E. (2011) The Kharapeh Orogenic gold deposit: geological, structural and geochemical controls on epizonal ore formation in west Azarbaijan Provinxe, Northwest Iran. *Mineralium deposita* 46(4): 409-428.
- Nyström, J. O. and Henriquez, F. (1994) Magmatic features of iron ores of the Kiruna-type in Chile and Sweden: Ore textures and magnetite geochemistry. *Economic Geology* 89: 820-839.
- Oymans, T. (2013) Petrology, geochemistry and evolution of the iron skarn along the northern contact of the egrigoz plutonic complex, Western Anatolia. Turkey. *Earth Sciences* 22: 61-97
- Parák, T. (1985) Kiruna iron ores are not "intrusive-magmatic ores of the Kiruna type". *Economic Geology* 70: 1242–1258.
- Park, C. F. (1961) A magnetite "flow" in northern Chile. *Economic Geology* 56: 431–436.
- Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J. (1998) *Microtectonics*. Springer, Berlin, Germany.
- Pollard, P. J. (2006) An intrusion-related origin for Cu-Au mineralization in iron oxide-copper gold (IOCG) provinces. *Mineralium Deposita* 41: 179–187.
- Poollard, P. J. (2000) Evidence of magmatic fluid and metal source for Fe-oxide-Cu-Au mineralization. In: *Hydrothermal iron oxide-Copper-gold and related deposita, A global perspective*, 1: Adelaide (Ed. Porter, T. M.) 27-46. Australian Mineral Foundation, Australia.
- Rollinson, H. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, New York, US.
- Romdohr, P. (1980) *The ore minerals and their intergrowths*. Toronto: Pergamon Press.
- Scheka, S. A., Platkov, A. V., Vezhosek, A. A., Levashov, G. B. and Oktyabrsky, R. A. (1980) The trace element paragenesis of magnetite. *Nauka, Moscow*.
- Sepahi, A. A (2002) *Igneous petrology*. Nooreelm Publication, Hamedan, Iran (in Persian).
- Sepahi, A. A. and Athari, S. F. (2006) Petrology of major granitic plutons of the northwestern part of the Sanandaj–Sirjan Metamorphic Belt, Zagros Orogen, Iran: with emphasis on A-type granitoids from the SE Saqqez area. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 93:106- 183

- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang, C. K. and Vousoughi Abedini, M. (2010) Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 39: 668-683.
- Shaikh Zakariaei, S. J. and Monsef, I. (2010) Mineralogy-Petrofabric of metamorphic rocks in Ghorveh (northwest of Iran). *Sciences* 20(77): 203-220 (in Persian).
- Sillitoe, R. H. (2003) Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposita* 38: 787-812.
- Sillitoe, R. H. and Burrows, D. R. (2002) New field evidence bearing on the origin of the El Lacomagnetite deposit, northern Chile. *Economic Geology* 97: 1101-1109.
- Song, X. X., Chen, Y. C., Sheng, J. F. and Ai, Y. D. (1981) On iron deposits formed from volcanogenic-hypabyssal ore magma. *Acta Geology Sinica* 1: 41-55.
- Stanton, R. L. (1972) *Ore Petrology*. Mc Graw-Hill international series in the earth and planetary sciences, New York, US.
- Stocklin, J. and Nabavi, M. (1973) *Tectonic Map of Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Sun, W., Liang, H., Ling, M., Zhan, M., Ding, X., Zhang, H., Yang, Y., Yi-liang, Li, Y., Ireland, T. R. I., Wei, Q. and Fan, W. (2013) The link between reduced porphyry copper deposits and oxidized magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 103: 263-275.
- Taghipour, S., Kananian, A., 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).
- Thomas, H. Y. and Traina, S. J. (2004) Transformation of magnetite to goethite during Cr (VI) reduction condition under alkaline pH condition. 227<sup>th</sup> American Chemical Society meeting, Anaheim, USA.
- Tillman, J. E., Poosti, A., Rossello, S. and Eckert, A. (1981) Structural evolution of Sanandaj-Sirjan Ranges near Esfahan, Iran. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 65: 674-687.
- Tollari, N., Barnes, S. J., Cox, R. A. and Nabil, H. (2008) Trace element concentrations in apatites from the Sept-Îles Intrusive Suite, Canada- implications for the genesis of nelsonites. *Chemical Geology* 252: 180-190.
- Torab, F. M. (2008) Geochemistry and metallogeny of magnetite-apatite deposits of the Bafq Mining District, Central Iran. Ph.D. thesis, Technical University of Clausthal, Clausthal-Zellerfeld, Germany.
- Torab, F. M. and Lehmann, B. (2007) Magnetite-apatite deposits of the Bafq district, Central Iran: apatite geochemistry and monazite geochronology. *Mineralium Deposita* 71(3): 347-363.
- Vernon, R. H. (2004) *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge University Press, London, UK.
- Wang, W., Qu, Y., Yang, B., Liu, X., and Su, W. (2012) Lactate oxidation in pyrite suspension: A Fenton-like process in situ generating H<sub>2</sub>O. *Chemosphere* 86: 376-238.
- 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* 371-405.
- Zhao, X. F. and Zhou, M. F. (2011) Fe-Cu deposits in the Kangdian region, SW China: a Proterozoic IOCG (iron-oxide-copper-gold) metallogenic province. *Mineralium Deposita* 46(7): 731-747.