

Research Article

Mineralogy, geochemistry and gemology of fluorite in carbonate rocks of the Pinavand deposit (Central Iran Zone)

Farimah Ayati¹, Mohammad Ali Makizadeh², Roghaye Heidari³

¹ Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Payame Noor, Tehran, Iran, f.ayati@pnu.ac.ir

² Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran, mackizadeh44@gmail.com

³ M.Sc., Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Payame Noor, Tehran, Iran; Ministry of Education, Shahrekord, Iran, roheidary8@gmail.com

ARTICLE INFO

Received: 02 April 2024

Accepted: 30 June 2024

Keywords

Alteration
Mineralization
Fluorite
Barite
Pinavand



 10.22108/jjp.2024.141098.1330

EXTENDED ABSTRACT

Introduction

Fluorite deposits in Iran are widely located in dolomites and dolomitic limestones (Triassic-Cretaceous age) (Darvishzadeh, 1991) in Alborz and the Central Iran zone (Rajabi et al., 2013). Qishlaqi (2002) investigated the geochemistry and genesis of the Pinavand fluorite mines. Shafahizadeh (2011) investigated the mineralogy and fluids involved in fluorite and barite mineralization in the Pinavand region. Heidari et al. (2021) investigated the paragenetic relationships of minerals in the alteration zone of the Pinavand deposit. In the present paper, the semi-precious gem fluorine in the limestones of the Pinavand deposit is investigated from the point of view of geochemistry and gemology. Also, the connection of the host rock with the minerals of this area and the reaction of the ore-forming fluid with them will be determined.

Materials and Methods

Following field studies, several thin sections (about 25) and polished sections were prepared for petrographic studies. The fluorine mineral of the studied deposit was subjected to SEM analysis (at the Isfahan University of Technology) and gemological investigations (at Isfahan University). Also, the results of geochemical analyses of fluorites (ICP-MS) (Shafahizadeh, 2011) were applied.

Results and Discussion

Mineralization of fluorite and barite occurred in scattered, massive, veined, breccia and lens-shaped

in the Lower Cretaceous limestone and dolomitic host rocks. Major alterations observed in the region including silicification and to a lesser extent

 Corresponding Author

To cite this article: Ayati, F., Makizadeh, M.A., Heidari, R. (2024) Mineralogy, geochemistry and gemology of fluorite in carbonate rocks of the Pinavand deposit (Central Iran Zone). *Petrological Journal*, 15(1), 159-184.




dolomitization. The main minerals are quartz, calcite, dolomite, fluorite, and barite scattered in the limestone. The fluorite decomposed into carbonate along fractures, which indicates the continuous influx of hydrothermal solutions. A final silicification process has occurred following fluorine formation. It seems that the Mississippi Valley deposit type is one of the proposed models for the formation of Pinavand mineral region. Dolomitization and silicification processes are the characteristics of the Mississippi Valley-type deposits (Pirajno, 2009). However, in the Mississippi Valley-type deposits, unlike epithermal mineralization, dolomitization process occurs with a weak silicification. The mineralogy in Pinavand deposit includes pyrite, chalcopyrite, chalcocite, galena, goethite, fluorite, barite, quartz, calcite and dolomite. No proximity with evaporite rocks is observed. A low extent of dolomitization with a larger scale of silicification can be an indication of epithermal type alterations. As optical and gemological characteristics display the fluorine crystals with glassy and transparent feature and specific weight of 3.18 vary from colorless to green to pale blue in color. They are without any birefringence and their refractive index is 1.43. The presence of rare elements such as Sc, Sr and Zr can affect the color of this mineral. Yellow and transparent fluorites have a higher Yb/La ratio than blue and purple fluorites (Palmer and Williams-Jones, 1996). It seems that various of color in fluorite crystals are related to the amount of Y and Σ REE (e.g., Dill et al., 2011). The concentration of REE in the Pinavand fluorites is generally low, and LREEs are more enriched than heavy earth elements (HREE). The low REE in fluorites can be attributed to the high fluid-to-rock ratio (Sánchez et al., 2010). The low level of rare earth elements can be attributed to the high pH of the fluids and the reaction of the fluids with the carbonate host rock as well as the high ratio of fluid/rock. On the other hand, the low values of rare earth elements can indicate the mixing of magmatic fluids and atmospheric waters (Valenza et al., 2000). According to Moller et al. (1986) the fluorites formed in the early or middle stages of crystallization are enriched with LREE, the amount of La element is high and the amount of Tb is low, but the fluorites related to the final stage of crystallization are enriched with HREE. So, the Pinavand fluorites created in the early stages of crystallization. The examined fluorites have a small

positive anomaly in europium, indicating the substitution of Eu^{2+} for Ca^{2+} and the deposit formation temperature is less than 250°C (Schwin and Markl, 2005). The negative anomaly of cerium points to its removal from the environment as a consequence of fluid reaction with calcareous wall rock giving rise to increment to oxygen fugacity. Fluorites are divided into three sedimentary, hydrothermal and pegmatitic environments (Constantopoulos, 1988). The studied fluorites are classified as sedimentary type with some features of primary crystallization and fluid's reaction with calcareous host rocks.

Conclusions

Pinavand deposit is a fluorite-barite deposit consisting both of the non-metallic and metallic minerals. The latter minerals were formed under the influence of hydrothermal alteration. The negative anomaly of cerium in the fluorites suggests that it has been removed from the environment as a result of the fluid's reaction with the limestone wall rock, which in turn increased the oxygen fugacity. This process highlights the significant role of fluid-rock interactions in the removal and redistribution of certain elements within the depositional environment. Mineralization of the fluorite and barite formed as veins, veinlets, lenticular and breccia shapes have occurred mainly in the Lower Cretaceous limestone units. The main minerals of this deposit include quartz, calcite, saddle dolomite, fluorite and barite, scattered in the limestone background. The major changes in the region include silicification and, to a lesser extent, dolomitization processes. Fluorite can observe as coarse-grained or fine-grained in size, and its gemological characteristics are as follows: transparent to semi-transparent crystals, pale blue colors, green and violet, hardness 4, specific gravity 3.18, vitreous luster, without birefringence and having a refractive index of 1.43. Based on the geochemical studies, the concentration of LREE in the Pinavand deposit indicates the formation of fluorites in the early to middle stages of crystallization. The Mineralogy in the Pinavand deposit is simple like in the Mississippi Valley deposit. Based on the type of minerals as well as alteration type, the Pinavand mineralization shows some characteristics of MVT deposits, and due to the huge of silicification process, it also shows similarity to the alteration of epithermal deposits.

کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و گوهرشناسی فلوریت در سنگ‌های آهکی کانسار پیناوند (پهنه ایران مرکزی)

فریماه آیتی^۱ , محمدعلی مکی‌زاده^۲، رقیه حیدری^۳

^۱ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران، f.ayati@pnu.ac.ir

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران، mackizadeh44@gmail.com

^۳ کارشناس ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران؛ دبیر آموزش و پرورش، شهرکرد، ایران، roheidary8@gmail.com

چکیده

کانه‌زایی در کانسار فلوریت-باریت پیناوند (الیگومیوسن) تحت تأثیر دگرسانی گرمایی در توالی‌های آهکی و دولومیتی تریاس و کرتاسه زیرین به‌صورت رگه، رگچه و عدسی شکل رخ داده است. کانی‌های اصلی شامل کوارتز، کلسیت، دولومیت، فلوریت و باریت و کانه‌های پیریت، کالکوپیریت، گالن، کولیت، کالکوسیت، ملاکیت و آزوریت هستند که در زمینه سنگ آهک پراکنده‌اند. بر پایه روابط پاراژنتیک، کوارتز و باریت به‌ترتیب در مرحله نخست و دوم پدید آمده‌اند و با کاهش فوگاسیته اکسیژن سیالات، فلوریت پدید آمده است. بررسی‌های گوهرشناسی نشان می‌دهد بلورهای فلوریت پیناوند، بلورهای شفاف با رنگ آبی مایل به سبز، با جلای شیشه‌ای، بدون شکست مضاعف، سختی ۴، وزن مخصوص ۳/۱۸ و ضریب شکست ۱/۴۳ هستند. بر پایه بررسی‌های زمین‌شیمیایی میانگین غلظت عنصرهای اصلی Ca و F به‌ترتیب نزدیک به ۶۱ درصدوزنی و ۲۷ درصدوزنی است. با توجه به غنی‌بودن فلوریت‌های پیناوند از عنصرهای خاکی کمیاب سبک، فلوریت‌ها در مراحل نخستین تبلور پدید آمده‌اند. ناهنجاری مثبت کوچک در یوروپیوم در فلوریت‌های یادشده جانشینی Eu^{2+} به جای Ca^{2+} در فلوریت و دمای پیدایش کانسار کمتر از ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد که گویای پیدایش کانسار در ژرفای کم است. بر پایه نمودارهای تفکیک محیط تنه‌نشست فلوریت‌ها، کانسار پیناوند از کانسارهای گرمایی کم تا متوسط به‌شمار می‌رود و نشان از شباهت آن به کانسارهای MVT دارد. از سوی دیگر، دگرسانی گرمایی در این کانسار شامل سیلیسی شدن به‌صورت گسترده و دولومیتی شدن به‌طور محدود است و به‌دلیل گسترش دگرسانی سیلیسی، شباهت به دگرسانی کانسارهای ایپی‌ترمالی نشان می‌دهد.

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت ۱۴۰۳/۰۱/۱۴

تاریخ پذیرش ۱۴۰۳/۰۴/۱۰

کلیدواژه‌ها

دگرسانی گرمایی

کانی‌سازی

فلوریت

باریت

پیناوند




doi: 10.22108/ijp.2024.141098.1330

مقدمه

فلورین را از آن به‌دست آورد. این کانی با نام تجاری فلورسپار معروف است و به رنگ‌های زرد، سبز، صورتی، بنفش، آبی و گاهی سیاه دیده می‌شود. این کانی در

کانی فلوریت با فرمول شیمیایی CaF_2 مهم‌ترین کانی فلوردار (فلورین‌دار) در طبیعت است که می‌توان عنصر

 نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: آیتی، ف.، مکی‌زاده، م.ع.، حیدری، ر. (۱۴۰۳) کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و گوهرشناسی فلوریت در سنگ‌های آهکی کانسار پیناوند (پهنه ایران مرکزی). پتروژئولوژی ۱۵(۱)، ۱۵۹-۱۸۴.

این نواحی شامل سیلیسی و کائولینیتی شدن، کربناته شدن، متاسوماتیسم آکالن و دولومیتی شدن است. فرقانی (Forghani, 2003) زمین‌شیمی کانسار باریت کمشچه را بررسی کرده است. فشلاقی (Qishlaqi, 2002) به بررسی زمین‌شیمی و زایش معادن فلوریت پیناوند پرداخته است. شفاهی‌زاده (Shafahizadeh, 2011) کانی‌شناسی و سیالات درگیر فلوریت و باریت در منطقه پیناوند را بررسی کرده است. حیدری و همکاران (Heidari et al., 2021) به بررسی روابط پاراژنتیک کانی‌ها در پهنه دگرسانی کانسار پیناوند پرداخته‌اند. در این مقاله گوهرسنگ فلوریت در سنگ‌های آهکی کانسار پیناوند از دیدگاه زمین‌شیمی و گوهرشناسی بررسی می‌شود. همچنین، با کمک بررسی‌های سنگ‌نگاری و نیز بررسی عنصرهای خاکی کمیاب در فلوریت، باریت و سنگ میزبان به تعیین ارتباط سنگ میزبان با کانی‌های منطقه و واکنش سیال کانه‌ساز با آنها پرداخته می‌شود. فرض بر اینست که فلوریت‌سازی در ارتباط با فعالیت‌های گرمایی و به‌ویژه دگرسانی‌های خاص سیستم‌های اپی‌ترمال باشد. از آنجایی که پژوهش‌های گوهرشناسی در ادبیات دانشگاهی گوهرشناسی تا کنون بر پایه فرایندهای زمین‌شناسی کانی‌سازی نبوده است، این مقاله تلاش می‌کند تا پنجره‌ای به روی آن بگشاید.

مواد و روش‌ها

نخست بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری از نزدیک به ۷۵ نمونه از سنگ‌های آهکی میزبان فلوریت انجام شد. نمونه‌برداری تنها در پهنه‌های دگرسانی انجام شده است و بیشتر فلوریت در ارتباط با سنگ میزبان و دگرسانی بررسی شد. برای بررسی‌های سنگ‌نگاری و بررسی کانی‌ها و بافت‌های آنها، ۲۵ مقطع نازک و صیقلی با میکروسکوپ الیمپوس مدل BH₂ در نور عبوری و بازتابی بررسی شدند. در مقاطع میکروسکوپی، فلوریت‌ها در دانشگاه صنعتی اصفهان با دستگاه SEM^۱ بررسی شدند. عملکرد این میکروسکوپ بر پایه برهم‌کنش پرتوی الکترونی با ماده است که نشر الکترون‌ها و فوتون‌ها از ماده را به‌همراه دارد.

سیستم کوپیک متبلور می‌شود، نیمه شفاف است و جلای شیشه‌ای دارد. وزن مخصوص کانی فلوریت ۳/۱۸ و سختی آن ۴ است. در طبیعت بیشتر به‌صورت رگه‌ای دیده می‌شود و با کانی‌های کلسیت، کوارتز، باریت، سلسیتن و سولفیدهای گوناگون همراه است. بیشترین مصارف فلوریت عبارتند از تهیه اسید فلوریدریک، سرامیک و متالوژی. در فولادسازی، فلوریت به‌عنوان کمک ذوب و پایین‌آورنده غلظت سرباره به‌کار می‌رود و موجب می‌شود فسفر و گوگرد وارد سرباره شوند. فلوریت در ساخت ظرف‌های شیشه‌ای سفید و بی‌رنگ و شیشه‌های فلینتی نیز به‌کار برده می‌شود. فلوریت در طیف گسترده‌ای از محیط‌های زمین‌شناسی دیده می‌شود. کانی فلوریت در بسیاری از اندوخته‌های سرب و روی یک محصول فرعی و در اندوخته‌های پگماتی، گرمایی و تهنشستی یک کانی اصلی شمرده می‌شود. این کانی همراه با رگه‌های گرمایی و معمولاً با نهشته‌های مهم سرب، روی و باریت همراه است (Shahabpour, 2007) و از این‌رو، اهمیت ویژه‌ای دارد؛ زیرا که پی‌جویی و اکتشاف آن کشف نهشته‌های یادشده را به‌دنبال دارد و این خود موجب باارزش‌تر شدن نهشته‌های فلوریت می‌شود. گاهی نیز وجود فلوریت نهشته‌های دیگر را ارزشمندتر می‌کند. فلوریت ویژگی‌های سیال‌های کانی‌ساز مانند الگوی عنصرهای خاکی کمیاب را حفظ می‌کند و از این‌رو، ابزار زمین‌شیمیایی قابل‌اعتمادی برای بازسازی پارامترهای فیزیکوشیمیایی جدید و قدیمی سیستم‌های گرمایی به‌شمار می‌رود (Kraemer et al., 2019). نهشته‌های فلوریت در سنگ میزبان رسوبی نقش مهمی در منابع فلوریت ایران دارند. این نهشته‌ها به‌طور گسترده‌ای در دولومیت‌ها و آهک‌های دولومیتی با سن تریاس-کرتاسه (Darvishzade, 1991) در البرز (سازند الیکا) و پهنه‌های ایران مرکزی (سازند شتری؛ Rajabzade, 2013; Rajabi et al., 2007) یافت می‌شوند.

از بررسی‌هایی که تا کنون در منطقه مورد مطالعه و اطراف آن انجام شده است می‌توان موارد زیر را نام برد:

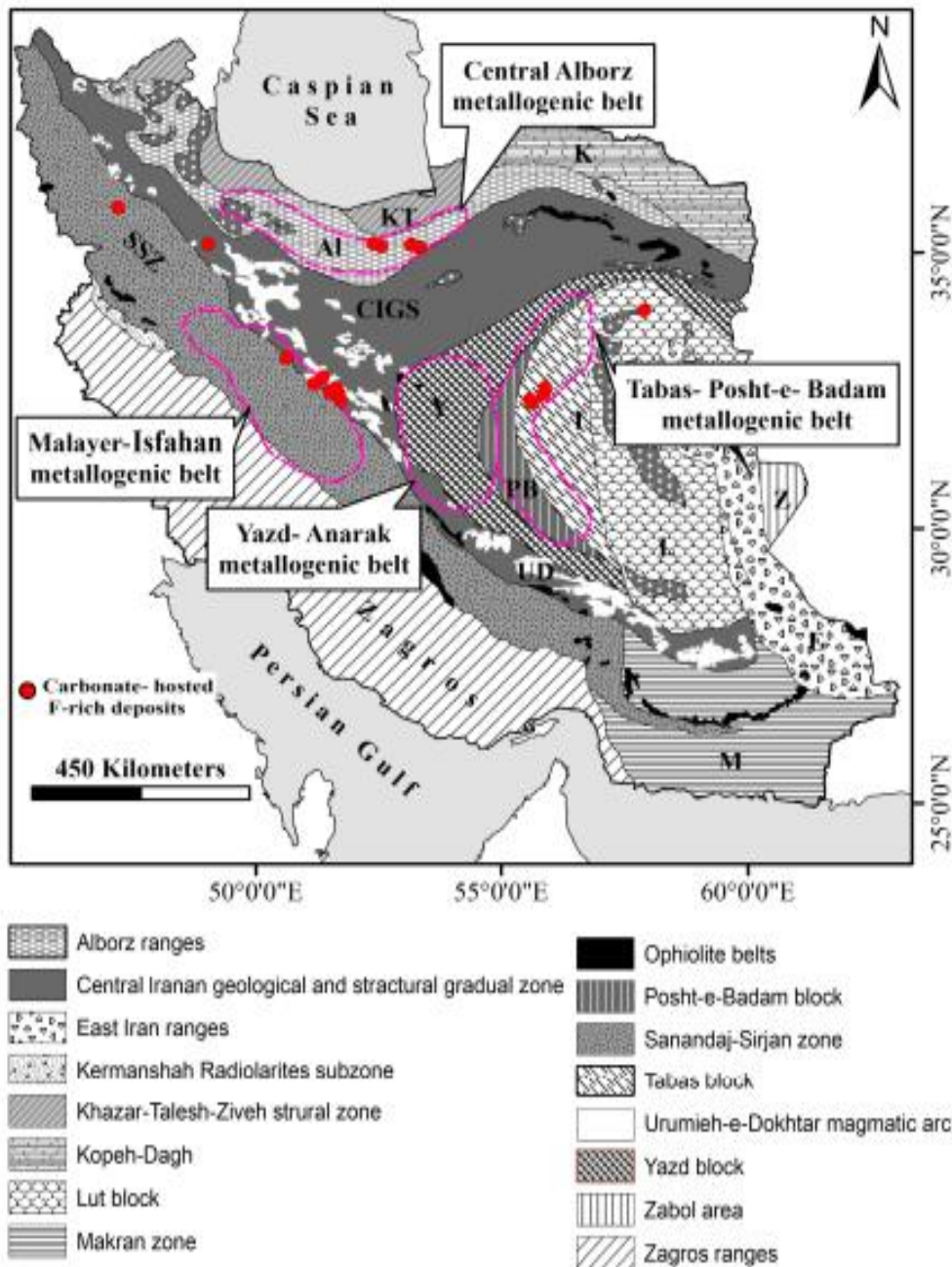
بررسی‌های کریمی‌ان (Karimian, 1999) روی توده‌های آذرین درونی و دگرسانی‌های مرتبط در مناطق کسه، اوره کوه درچین و کمشچه نشان داد دگرسانی در

¹ scanning electron microscope

پلاریسکوپ، ترازوی هیدروستاتیک، میکروسکوپ گوهرشناسی، جعبه UV، قلم سختی‌سنج و طیف‌سنج بررسی گوهرشناسی شد. در این پژوهش، از داده‌های زمین‌شیمیایی ICP-MS به‌دست آمده توسط شفاهی‌زاده (Shafahizadeh, 2011) نیز بهره گرفته شد.

برش میلیمتری نمونه (سطح مقطع ۵ میلیمتر در ۵ میلیمتر) پس از سایش و صیقلی‌دادن (مش ۳۰۰۰) و پوشش^۲ طلا، آماده‌سازی و سپس بررسی شد. بلورهای فلوریت همچنین، در دانشگاه اصفهان با رفاکتومتر،

² coating



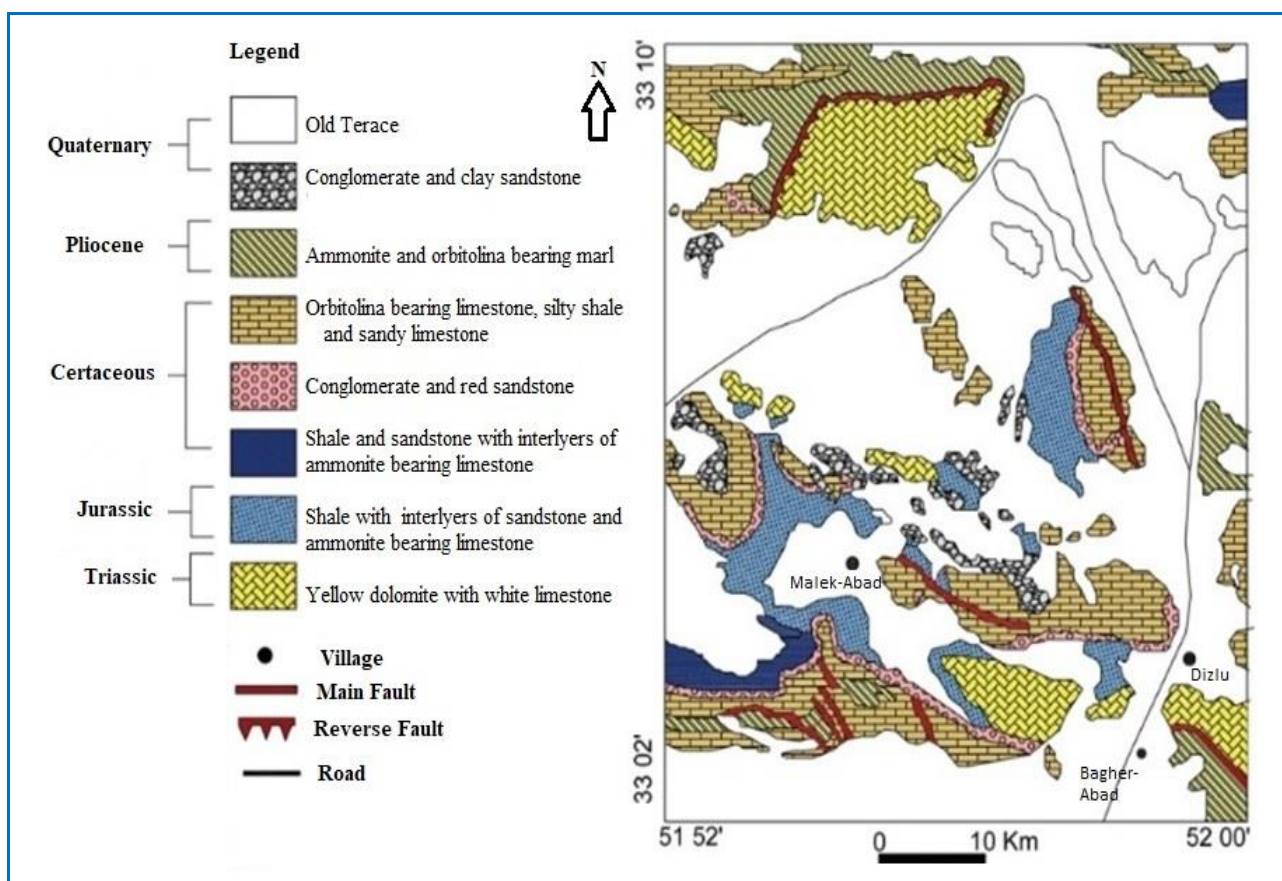
شکل ۱. نقشه پراکندگی ذخایر غنی از عنصر فلورین با سنگ میزبان کربناته در ایران (برگرفته از Rajabi and Rastad, 2013).

Figure 1. Distribution map of carbonate-hosted F-rich deposits in Iran (after Rajabi and Rastad, 2013).

جایگاه زمین‌شناسی

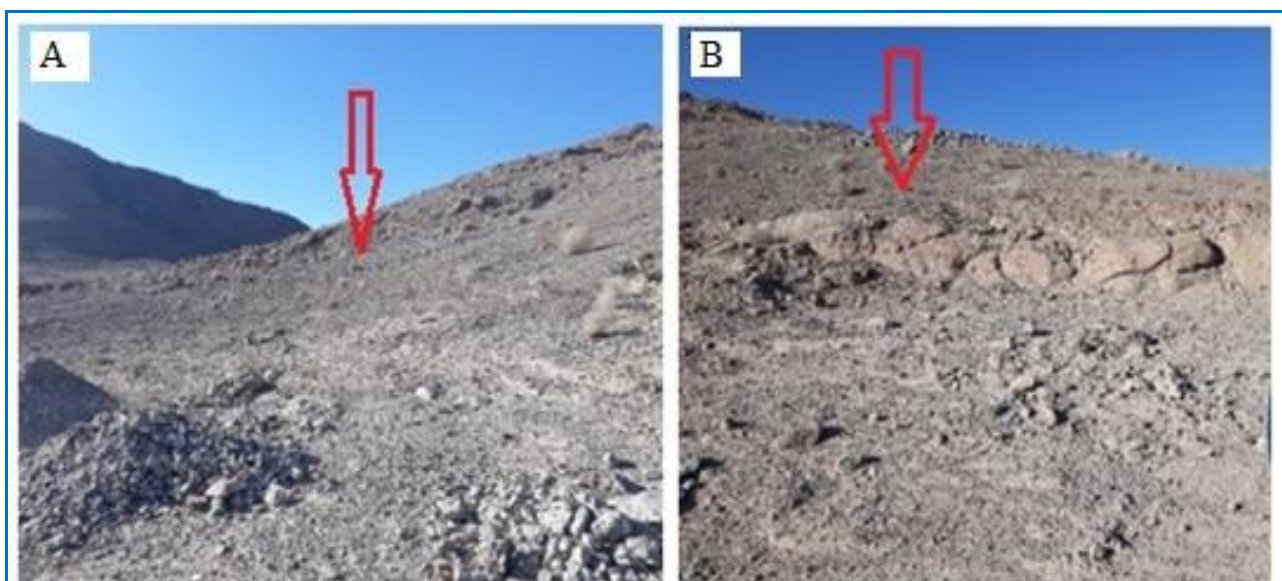
منطقه پیناوند در مختصات " ۵۱° ۳۰' ۰۰" تا " ۵۱° ۳۸' ۳۰" طول خاوری و " ۳۳° ۳۱' ۰۰" تا " ۳۳° ۳۲' ۰۰" عرض شمالی در فاصله ۶۰ کیلومتری شمال خاوری اصفهان، بخش باختری اردستان و جنوب‌خاوری ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ طرُق در کرانه جنوب‌باختری پهنه ایران مرکزی و در پهنه آتشفشانی ارومیه - دختر جای دارد. در این ورقه، توده‌های آذرین درونی بسیاری با ترکیب بیشتر گرانودیوریت دیده می‌شوند. این توده‌ها در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (بیشتر با ترکیب آندزیت‌بازالت،

آندزیت تا داسیت) نفوذ کرده‌اند و در مرز آنها، رخساره حاشیه‌ای دانه‌ریز به صورت میکرودیوریت دیده می‌شود. بر پایه بررسی‌های زاهدی (Zahedi, 2003) این توده‌های آذرین درونی در میوسن میانی - پایانی درون آتشفشانی‌های مناطق نایین، نطنز و اردستان تزریق شده‌اند. از دیدگاه چینه‌شناسی، واحدهای رسوبی تریاس بالایی تا کواترنری در منطقه گسترش دارند و واحدهای قدیمی‌تر از تریاس رخنمون ندارند. توالی‌های بیشتر آهکی و دولومیتی تریاس و کرتاسه زیرین، سنگ میزبان مناسبی را برای انواع کانه‌زایی فراهم کرده‌اند (شکل‌های ۲ و ۳).



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی محدوده پیناوند (برگرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ طرُق (Zahedi, 2003) با تغییرات).

Figure 2. Geological map of Pinavand area (adapted from 1/100000 Targh map, modified after Zahedi, 2003).



شکل ۳. تصاویر صحرایی از رخنمون سنگ‌های آهکی میزبان کانسار پیناوند (دید به سمت جنوب - طول رخنمون ۲۰ متر است).

Figure 3. Field images of Pinavand deposit host limestone rocks (view to the south - the length of the outcrop is 20 meters).

داشته است. هر دو عامل فیزیکی و شیمیایی کانه‌زایی را کنترل کرده‌اند. عوامل شیمیایی مانند انحلال‌پذیری سنگ‌آهک دولومیتی، در حقیقت، پدیده‌ی جانشینی، سنگ دیواره را کنترل می‌کند و اندازه‌ی آن به نفوذپذیری سنگ دیواره بستگی دارد. عوامل فیزیکی نیز کانه‌زایی نوع شکافه‌پرکن را به‌دنبال داشته‌اند و این نوع کانه‌زایی به پهنه‌های گسلی و برشی نزدیک به سطح محدود می‌شود. در منطقه مورد مطالعه گسل‌ها نقش مهمی در کانه‌زایی فلوریت دارند. از گسل‌های معروف منطقه، گسل قم - زفره است که به باور نبوی (Nabavi, 1976)، عملکرد این گسل، سنگ‌های کرتاسه را به میزان ۲ کیلومتر جابه‌جا کرده است. گسل میلاجرد - زفره نیز که بخشی از گسل قم - زفره است، از بزرگ‌ترین گسل‌ها در خاور منطقه پیناوند به‌شمار می‌آید و گذرگاهی برای نفوذ توده‌های آذرین درونی به‌شمار می‌رود.

بررسی‌های کانی‌شناسی

بر پایه بررسی‌های صحرایی، کانه‌زایی فلوریت و باریت به‌صورت پراکنده، توده‌ای و گاه رگه‌ای و رگچه‌ای، برشی و عدسی‌شکل در سنگ‌های میزبان آهکی و دولومیتی (کرتاسه زیرین) رخ داده است. فلوریت

از دیدگاه چینه‌شناسی، واحدهای سنگ‌شناختی منطقه شامل موارد زیر هستند:

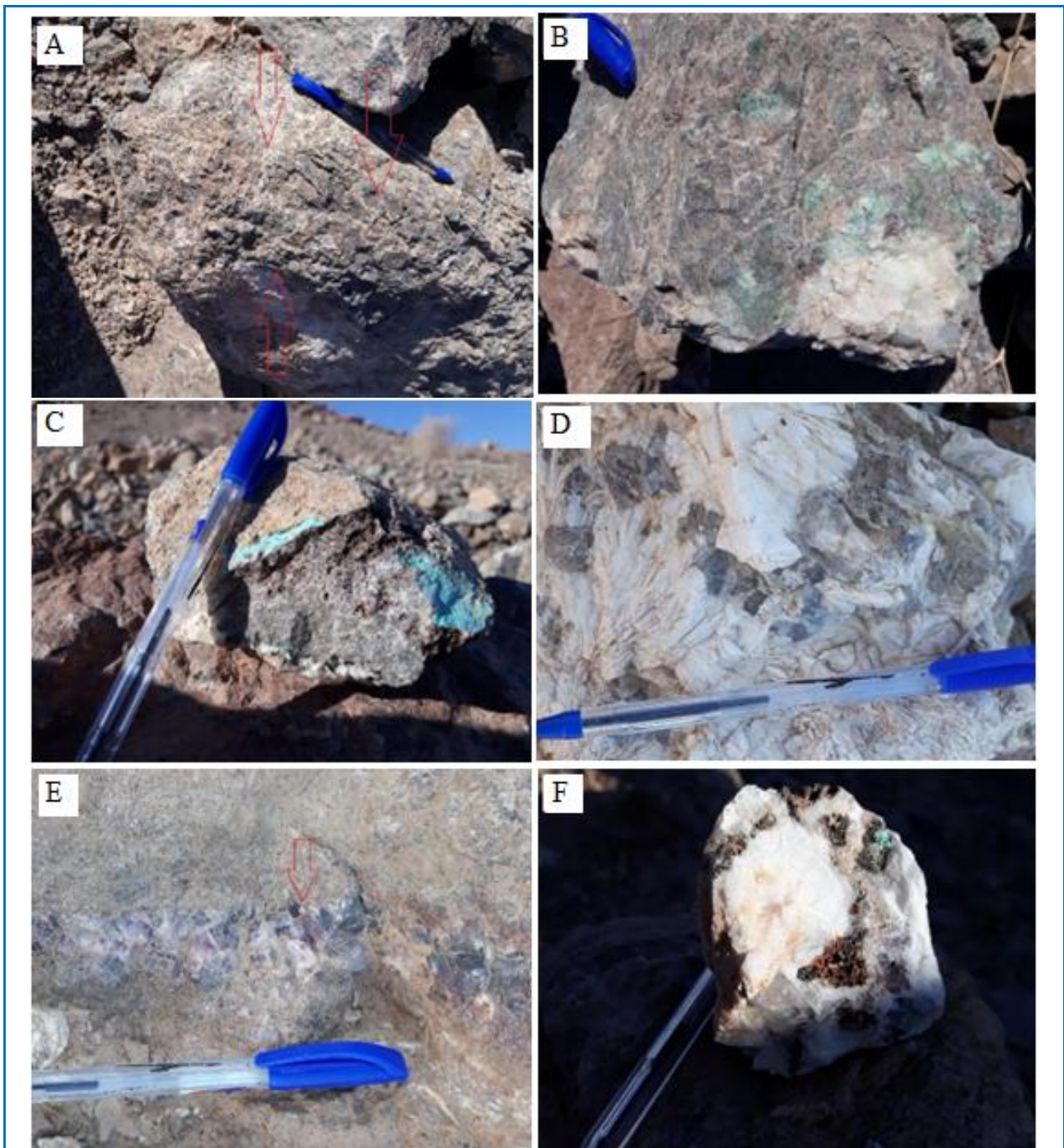
- ۱- واحدهای دولومیتی تریاس میانی «قابل انطباق با سازند شتری در ایران مرکزی»؛
- ۲- واحدهای ماسه‌سنگی ژوراسیک «قابل انطباق با سازند شمشک»؛
- ۳- واحد آهکی (آهک‌های دولومیتی) کرتاسه زیرین اریتولین‌دار «قابل انطباق با آهک‌های اریتولین‌دار ایران مرکزی» که میزبان اصلی کانه‌زایی فلوریت در کانسار پیناوند هستند؛
- ۴- واحدهای آهکی و آهک ماسه‌ای پالئوژن و نئوژن.

به باور قشلاقی و مر (Qishlaqi and More, 2006) ویژگی‌های ساختاری منطقه پیناوند به پیروی از پهنه ایران مرکزی سه فاز اصلی کوهزایی را نشان می‌دهد که شامل سیمین پیشین (تریاس بالایی)، سیمین پسین حد واسط (ژوراسیک تا کرتاسه) و لارامید (پالئوسن) هستند که منطقه را بسیار تحت تأثیر قرار داده‌اند. از میان این فازها، فاز کوهزایی لارامید با اعمال تنش‌های کششی و ایجاد گسل‌های راستالغز، رخداد کانه‌زایی گوناگونی مانند سرب، روی، باریت و فلوریت در منطقه را در پی

بافت پرکننده فضای خالی) پراکنده در زمینه سنگ‌های آهکی هستند (شکل‌های E-۴ و F-۴).

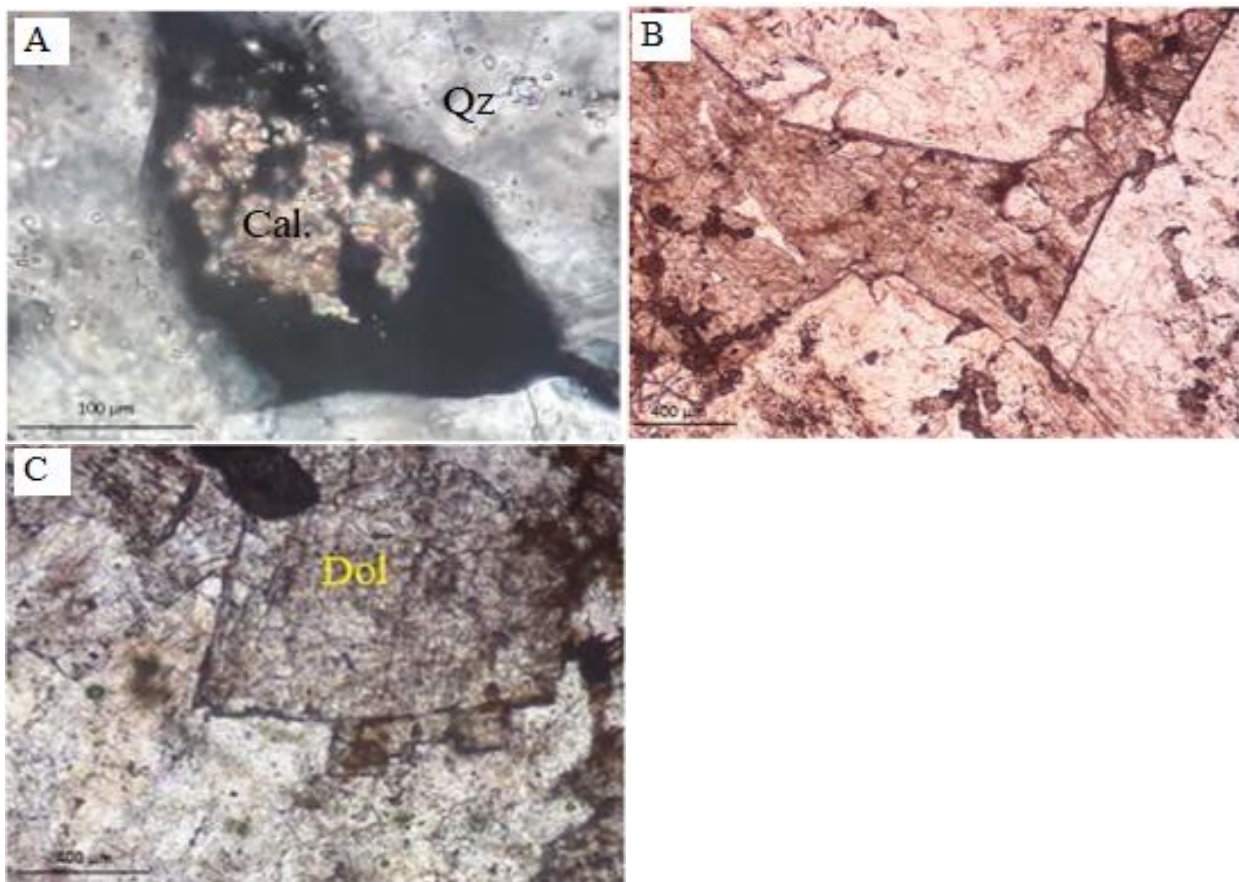
کلسیت به صورت بلورهای درشت و بی‌شکل با ماکل‌های مکانیکی در بررسی‌های میکروسکوپی دیده می‌شود. بر پایه بررسی‌های فریل و گروشونگ (Ferril and Groshong, 1993)، ماکل‌های مکانیکی نشان‌دهنده رفتار پلاستیک بلورهای کلسیت در دماهای کم هستند. کلسیت‌ها به دو نسل دسته‌بندی می‌شوند: کلسیت‌های نسل نخست (کربنات اولیه) که بقایایی از آنها به صورت میانبار در کوارتزها دیده می‌شود و کلسیت‌های نسل دوم (کلسیت تاخیری) که پرکننده حفره‌ها هستند و رشد غول‌آسایی دارند. این کلسیت‌ها با رخ‌های رومبوئدری، پس از سیلیسی شدن و همراه کانه‌زایی رخ داده‌اند (فاز ن‌پایانی کانه‌زایی؛ شکل‌های A-۵ و B-۵). دولومیت‌های رومبوئدری درشت بلور (شکل دار تا نیمه‌شکل دار) با خاموشی موجی و سطوح خمیده و رخ‌های رومبوئدری و گاه بافت‌های چندوجهی از دیگر کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها هستند (شکل C-۵). این دولومیت‌ها گرمایی هستند و در پی فرایند دولومیتی شدن پدید آمده‌اند. میانبارهایی از کانه‌ها در راستای رخ‌ها و مرزهای آنها دیده می‌شوند. دولومیت‌های یادشده منطقه‌بندی ندارند و این نشان‌دهنده انتشاری بودن دگرسانی است. این دولومیت‌ها به صورت رگچه‌ای یا به صورت زین‌اسبی با خاموشی موجی در مقاطع دیده می‌شوند. به باور سیرل (Sirel, 1998)، سطوح خمیده دولومیت‌های زین‌اسبی به تغییر غلظت یون‌های کلسیم در سطوح بلوری در حال رشد بستگی دارد. از سوی دیگر، به باور ژانگ و همکاران (Zhang et al., 2009)، یکی از فرایندهای سازنده دولومیت‌های زین‌اسبی، گذر محلول‌های گرمایی از شکستگی‌های پدیدآمده توسط گسل‌ها است که باعث پیدایش ساختارهای داخلی متفاوت در آنها می‌شود.

به صورت توده‌های بلورین و رخ‌پذیر و به صورت توده‌های دانه درشت یا دانه ریز و در رنگ‌های مختلفی مانند بی‌رنگ، بنفش و خاکستری و به صورت شفاف تا نیمه‌شفاف، در کانسار به چشم می‌خورد. بیشتر دگرسانی‌ها و کانه‌زایی‌های منطقه شامل سیلیسی شدن و به میزان کمتر دولومیتی شدن (دگرسانی از نوع کوارتز-کربنات) هستند. دولومیتی شدن فرایند اصلی جاننشینی در مراحل دیاژنز در بیشتر سنگ‌های آهکی به شمار می‌رود. برای دولومیتی شدن، سنگ‌های آهکی، شورابه‌ای با میزان منیزیم بالا نسبت به کلسیم، وارد سنگ‌های آهکی نفوذپذیر می‌شود و در پایان، پدیده جاننشینی رخ می‌دهد. در این پدیده، کلسیم آزاد می‌شود و در ساخت فلوریت به کار می‌رود. Mg^{2+} مورد نیاز برای فرایند دولومیتی شدن چه‌بسا از فرایندهای دیاژنتیک کانی‌های رسی در ژرفای بسیار و یا در پی عملکردهای زمین‌ساختی و ورود سیال غنی از منیزیم به توالی‌های کربناته فراهم می‌شود. همچنین، بر پایه بررسی‌های فرقانی (Forghani, 2003)، منیزیم از آبشویی شیل‌های غنی از منیزیم منطقه نیز می‌تواند فراهم شود. سیلیسی شدن نیز مانند دولومیتی شدن می‌تواند در هنگام دیاژنز اولیه یا پایانی روی دهد. این فرایند در منطقه در مرحله دیاژنز اولیه، سیلیس را به صورت رگچه‌ای در سنگ میزبان پدید آورده است (شکل A-۴). در همه مراحل کانه‌زایی سیلیس با سیال گرمایی منتقل شده است و در سنگ‌های کربناته جانشین می‌شود؛ به گونه‌ای که در مراحل اولیه باعث افزایش درصد شکنندگی و خردشدن بخش‌های سیلیسی تحت‌تأثیر تنش‌ها و فشارهای هیدرولیک می‌شود. این بخش‌های خردشده محیط خوبی را برای نهشت کانه‌ها فراهم می‌کنند. به باور کریم‌پور (Karimpour, 2002)، در سنگ‌های کربناته، سیلیسی شدن با حجم بالایی انجام می‌شود و اگر محلول‌های گرمایی آهسته سرد شوند، کوارتز تبلور پیدا می‌کند. بر پایه بررسی‌های ماکروسکوپی و کانی‌شناسی، کانی‌های اصلی منطقه شامل کوارتز، کلسیت، دولومیت، فلوریت و باریت (با



شکل ۴. A) رگه سیلیسی که در پایان کل سامانه را قطع کرده است (سیلیس تاخیری)؛ **B)** رخداد فلوریت به دنبال سیلیسی شدن فراگیر؛ **C)** سیلیس حفره‌ای در همراهی با آزوریت - Vuggy silica (سولفیدها و کانی‌های حل‌شدنی در سنگ سیلیسی حل‌شده)؛ **D)** پاراژنز فلوریت و باریت (فلوریت خاکستری پدید آمده پس از باریت)؛ **E)** رگه فلوریت بنفش در سنگ میزبان آهکی (کرتاسه زیرین)؛ **F)** حضور سولفیدها و اکسیدهای آهن و مس در همراهی فلوریت.

Figure 4. A) Silica veins crosscutting the entire system (late silica); **B)** Fluorite occurrence following the pervasive silicification; **C)** Cavity silica along with azurite-Vuggy silica; **D)** Paragenesis of fluorite and barite (gray fluorine formed after barite); **E)** Vein of purple fluorine in calcareous host rock (Lower Cretaceous); **F)** Presence of sulphides and oxides of iron and copper in association with fluorine.



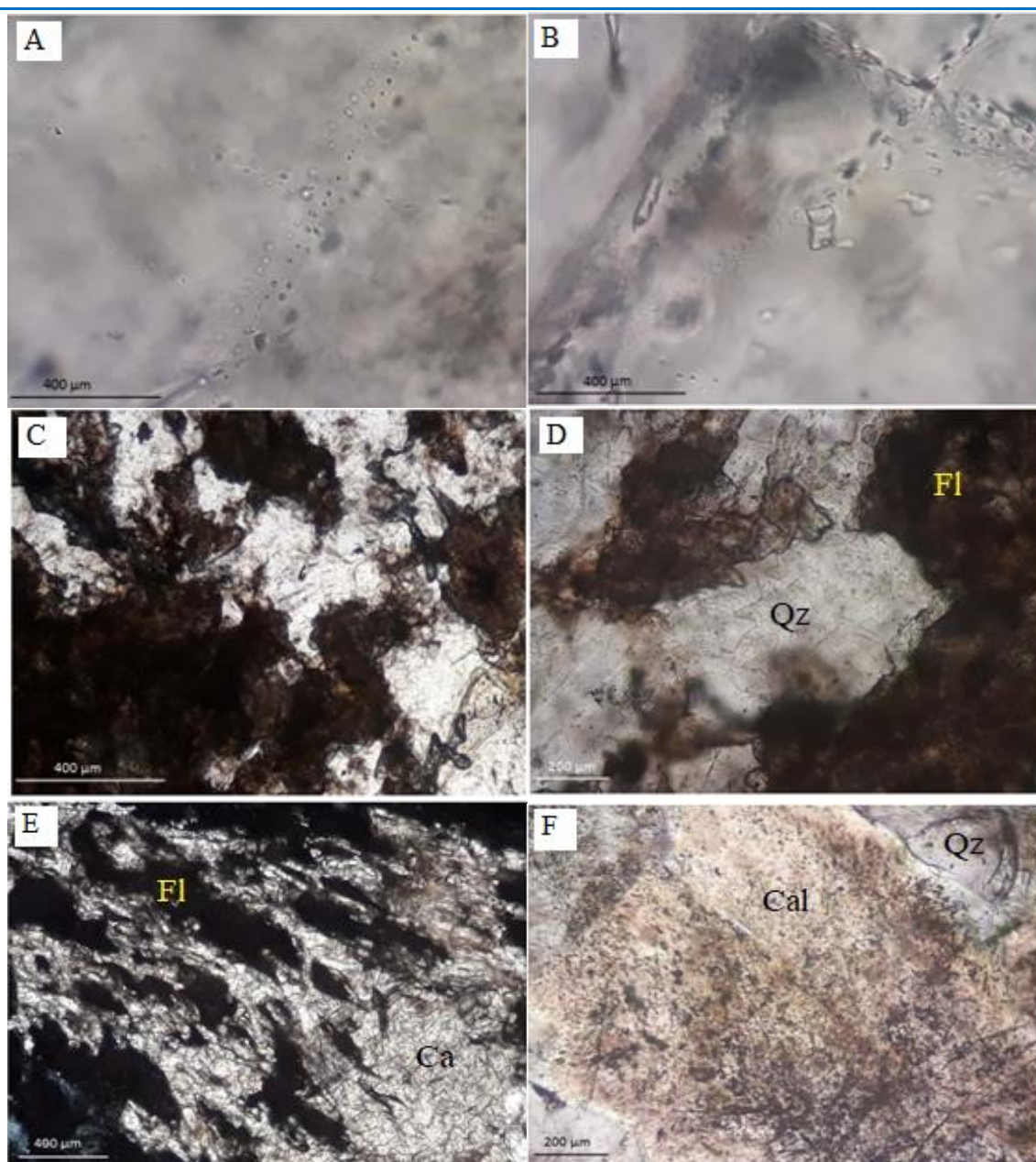
شکل ۵. A) تحلیل رفتن بلور بزرگ کلسیت و به جاماندن آن به صورت جزیره درون کوارتز در مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های منطقه پیناوند (در XPL)؛ **B)** کلسیت‌های دانه درشت بافت میان‌روزنه‌ای (در PPL)، **C)** میانبارهایی از دولومیت درون کواتز (بلور بزرگی از دولومیت خردشده که با حفظ شکل اولیه، درون کوارتزها جای گرفته‌اند) (در XPL) (نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از: Whitney and Evans, 2010) است.

Figure 5. A) Degradation of the large calcite crystal and its remaining as an island inside quartz in the microscopic sections of the samples from Pinavand region (in XPL); **B)** Coarse-grained calcites with interstitial texture (in PPL); **C)** Inclusions of dolomite within quartz (A large crystal of crushed dolomite, which are placed inside the quartz while maintaining the original shape) (in XPL) (Mineral abbreviations are from Whitney and Evans, 2010).

فلوریت‌ها در امتداد رخ‌ها و شکستگی‌ها به کربنات تجزیه شده‌اند (کلسیتی شدن پایانی) که نشان‌دهنده ادامه‌دار بودن هجوم محلول‌های گرمایی پس از پیدایش فلوریت است (شکل‌های ۶-E و ۶-F). پس از این مرحله از کلسیت‌زایی، دوباره یک مرحله سیلیسی شدن رخ داده است و کوارتزهای تاخیری (نسل دوم) پدید آمده‌اند. از این رو، یک مرحله سیلیسی شدن پایانی پس از پیدایش فلوریت رخ داده است (مرز خمیده میان کوارتز با فلوریت نشان‌دهنده پیدایش کوارتز پس از فلوریت است) و سیلیس دوباره جانشین کربنات‌ها شده است. شبیحی از کربنات‌های اولیه با جهت‌گیری در کوارتزها به‌جای مانده است (ناخالصی‌های سنگ میزبان به صورت غبار آلود).

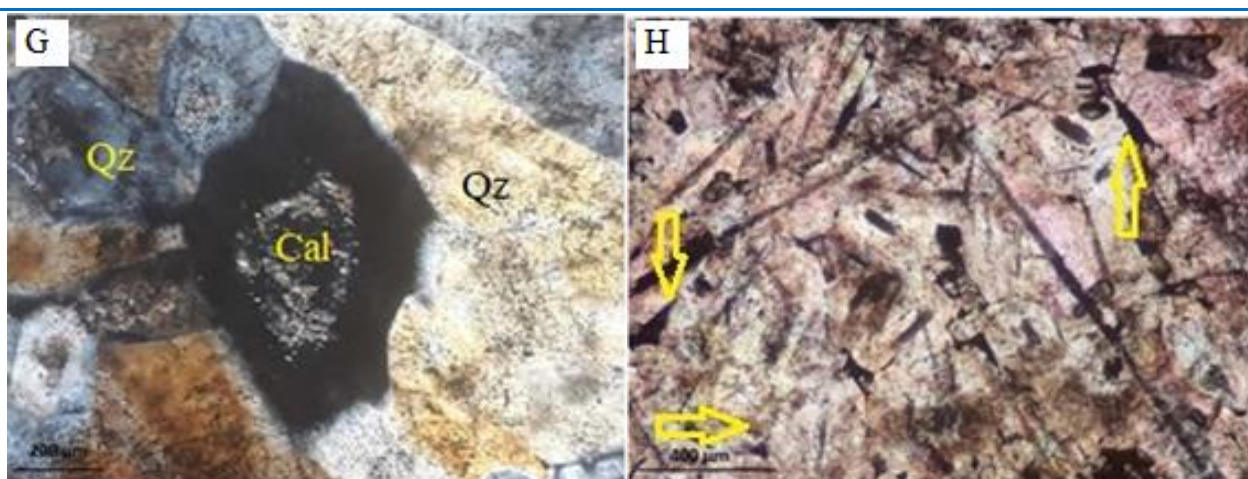
کانی فلوریت در سیستم مکعبی متبلور شده است و بیشتر به صورت توده‌های بلوری و رخ‌پذیر دیده می‌شود. هم‌رشدی^۳ فلوریت با باریت در مقاطع دیده می‌شود. فلوریت‌ها گاه به صورت نامنظم، حفره‌ها و شکاف سنگ‌ها را پر کرده‌اند. سیال‌های درگیر اولیه و ثانویه به میزان فراوان در فلوریت یافت می‌شوند. سیال‌های درگیر ثانویه در امتداد رخ فلوریت دیده می‌شوند (شکل‌های ۶-A و ۶-B). درون فلوریت‌های تاخیری، قطعاتی از کوارتزهای غبار آلود به صورت سرگردان یافت می‌شوند. در حقیقت، فلوریت، روی این کوارتزها رورشدی کرده است (شکل‌های ۶-C و ۶-D).

³ Mineral association



شکل ۶. A) سیال‌های درگیر ثانویه در بلورهای فلوریت (در PPL)؛ **B)** پر شدن فضای خالی میان بلورها با سیال‌های درگیر (پیروی شکل فضای خالی از شکل بلور) (در PPL)؛ **C)** حضور کوارتزهای غبارآلود به شکل قطعات تحلیل‌رفته درون فلوریت‌های تأخیری (پیدایش فلوریت‌ها پس از کوارتز و داشتن مرز ناپایدار با کوارتزها)؛ **D)** حل شدن کوارتزها با سیال‌های فلوردار و پیدایش حاشیه خورده‌شده کوارتزها در همبری با فلوریت‌ها به صورت خلیج خوردگی؛ **E)** تجزیه شدن فلوریت‌ها به کلسیت و حضور کلسیت در در امتداد رخ‌ها و شکستگی‌های فلوریت؛ **F)** ذرات غبارآلود حاصل از کربنات‌ها درون کوارتزهای گرمایی؛ **G)** منطقه‌بندی حاصل از حضور میانبارهای کربناته درون کوارتز؛ **H)** تخلخل روزنه‌ای میان بلورهای کوارتز کشیده (در نور XPL).

Figure 6. A) Secondary fluids inclusion in the fluorite crystals; **B)** The vacancies among the crystals are filled by fluid inclusions (The vacancies shape follows the crystals shape) (in PPL); **C)** Dusty quartz with shape of eroded fragments inside the delayed fluorite (Occurrence of fluorite after quartz, and their unstable boundaries with quartz); **D)** Dissolution of quartz by fluorinated fluids and formation of the corroded edges of quartz in contact with fluorite in the form of corrosion gulf; **E)** The breakdown of fluorites into calcite and the presence of calcite along the faces and fractures of fluorite; **F)** Dusty particles resulting from carbonates inside hydrothermal quartz; **G)** Zoning resulting from the presence of carbonate inclusions inside quartz; **H)** Interstitial porosity between elongated quartz crystals (in XPL).



شکل ۶. ادامه.

Figure 6. Continued.

مانده است. می‌توان گفت در مرحله نخست کوارتز و در مرحله دوم، باریت‌ها پدید آمده‌اند و سپس پس از پیدایش باریت (کانی سولفات)، فوگاسیت اکسیژن در سیال‌ها سریع کاهش می‌یابد و فلوریت‌ها پدید می‌آیند و پایدار می‌شوند (شکل‌های E-۷ و F-۷). رخداد کوارتز روی باریت‌ها، پیدایش کوارتزهای ثانویه پس از تبلور باریت را نشان می‌دهد.

با توجه به بررسی‌های میکروسکوپی، کوارتزها نیز مانند کلسیت دو نسل دارند. کوارتزهای نسل نخست دانه ریز و نسل دوم، کوارتزهای تأخیری، دانه درشت با خاموشی موجی و با منطقه‌بندی (به‌علت میانبارهای کربناته) با حالت رشته‌ای یا پر مانند (کوارتزهای نسل دوم، کوارتزهای نسل نخست را در خود فرو برده‌اند) (شکل‌های A-۸ تا D-۸). کوارتزهای پر مانند که نشان‌دهندهٔ جانشینی به‌جای کانی دیگر هستند شکل، کشیدگی و رخ‌های باریت‌ها را حفظ کرده‌اند (شکل ۸-D). کوارتزهای گرمابی (نسل دوم) به‌صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و با بافت‌های روزنه‌ای، چندگوش و گرانولار فضای خالی دولومیت‌ها را پر کرده‌اند (شکل‌های E-۸ و F-۸). با توجه به حضور میانبارهای دولومیت درون کوارتزها، می‌توان گفت سیلیسی شدن به‌دنبال و پس از پیدایش دولومیت‌ها رخ داده است. رگه‌های سیلیسی به سنگ تزریق شده‌اند و بلورهای کوارتز جای بلورهای دولومیتی را گرفته‌اند و شبی از

منطقه‌بندی در بلورهای کوارتز به‌علت حضور این میانبارهای کربناته است. بازماندهٔ این کربنات‌های اولیه به شکل‌های زیر در کوارتزهای گرمابی نسل جدید، رشد کرده و دیده می‌شود (شکل‌های G-۶ و H-۶):

۱- نامنظم و با حالت غبارآلود^۴ درون کوارتزهای گرمابی به‌صورت بجامانده^۵؛

۲- به شکل حفظ منطقه‌بندی؛

۳- به شکل کشیده (خطواره) در امتداد محور C.

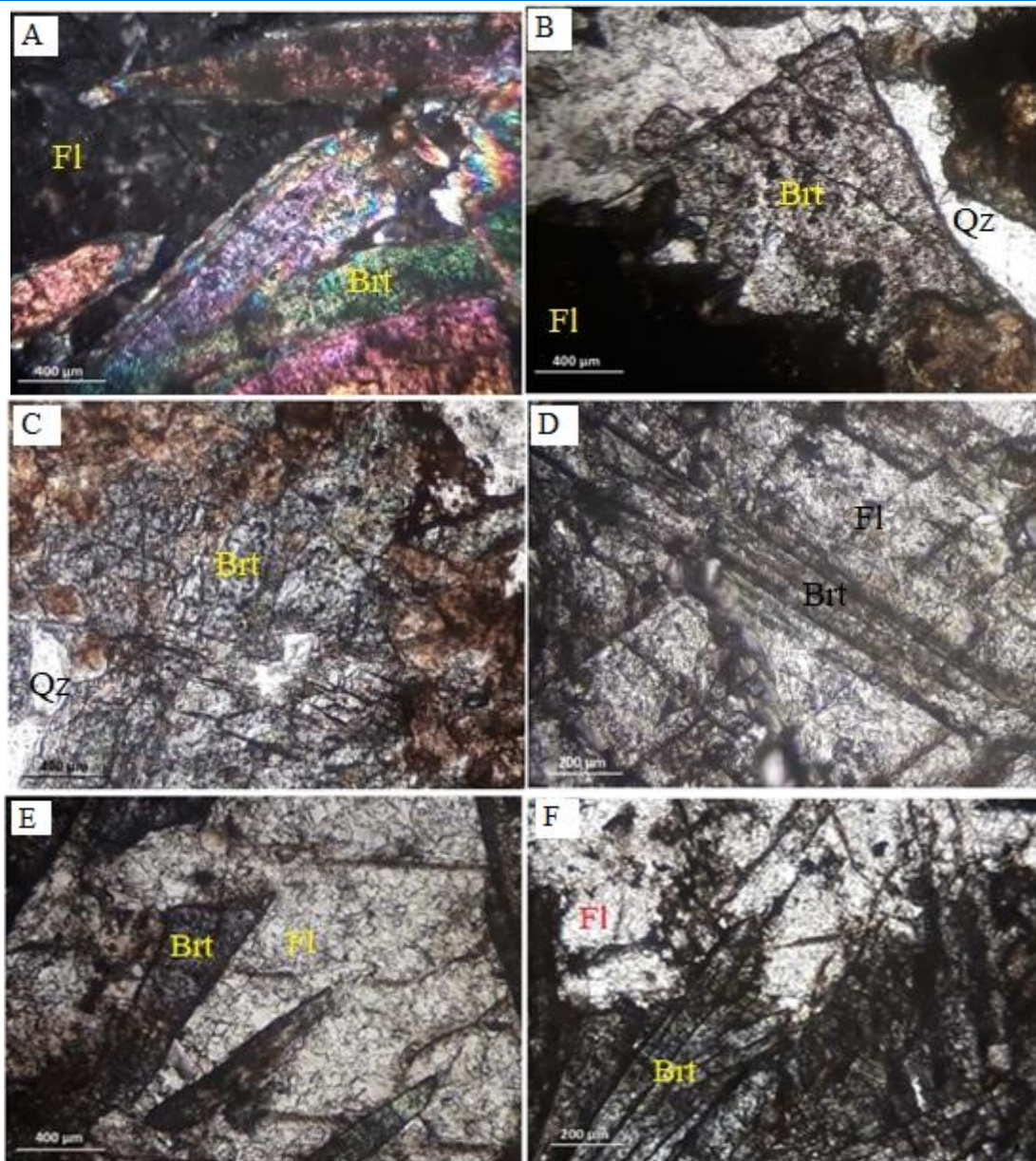
باریت با خاموشی موجی، دو جهت رخ و به‌صورت رگچه‌ای، توده‌ای یا عدسی‌شکل در زیر میکروسکوپ دیده می‌شود. این کانی مانند فلوریت مرز ناپایدار با کوارتز دارد (نبود تعادل کانی‌شناسی) و گاهی کوارتزها را درون خود هضم کرده است که نشان می‌دهد اسیدپته محلول‌های تأخیری بالاست (شکل‌های A-۷ و B-۷). با توجه به بررسی‌های میکروسکوپی از دیدگاه توالی پاراژنزی، باریت‌ها نخست پدید آمده‌اند و فلوریت‌ها فضای خالی آنها را پر کرده‌اند (شکل C-۷). بلورهای باریت گاه در زمینهٔ فلوریت به‌صورت بلورهای کشیدهٔ غوطه‌ور و سرگردان دیده می‌شوند (بافت پویی کیلوبلاستیک) و فلوریت پس از هضم باریت با سیال‌ها، به شکل سودومورف جانشین آن می‌شود (شکل D-۷) و از این‌رو، تنها شبی از باریت‌ها به‌جا

^۴ dusty appearance^۵ relict

میان کوارتزها رخ داده است^۶ (شکل ۸-۱-۸).

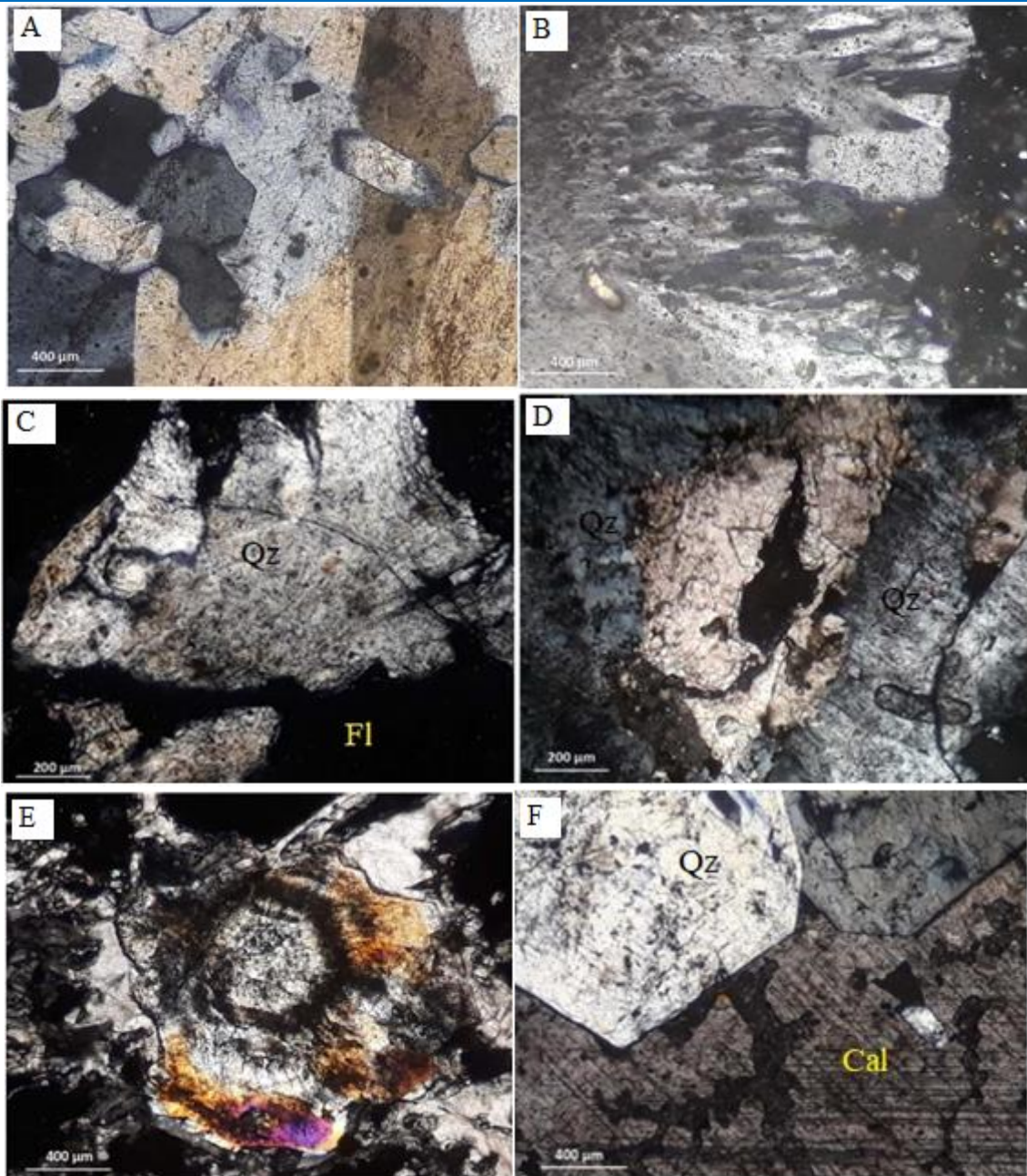
^۶ interstitial ore

بلورهای دولومیت در این کوارتزها دیده می‌شود. از آنجایی که کانی‌های فلوریت و باریت مرز دانه‌های گرانولار کوارتز را پر کرده‌اند، پس کانه‌زایی آنها پس از رخداد کوارتز (به‌دنبال سیلیسی‌شدن) و در حفره‌ها



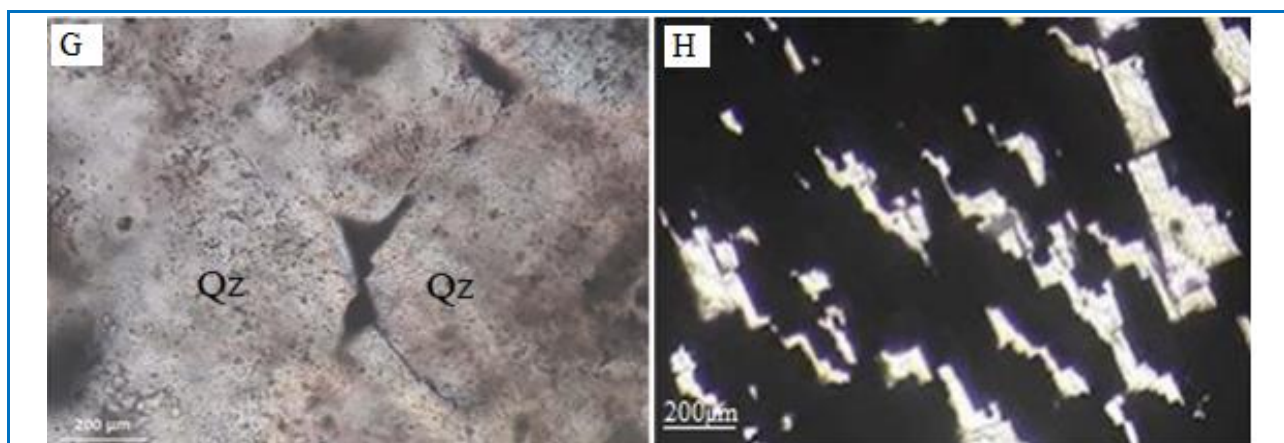
شکل ۷. A) حضور بقایایی از بلورهای باریت درون فلوریت؛ **B)** ارتباط باریت با کوارتز (جایگیری باریت به‌صورت رورشدی روی کوارتزهای غبارآلود و سپس پوشیده‌شدن با فلوریت؛ **C)** مرز تدریجی کوارتزهای خردشده با باریت و سرگردانی کوارتزها درون باریت (تشکیل باریت پس از کوارتز؛ **D)** ناپایداری فلوریت و باریت و جانشینی فلوریت‌ها به‌جای باریت (سودومورف). باریت‌ها کشیدگی و شکل اولیه خود را حفظ کرده‌اند؛ **E, F)** مرز ناپایدار باریت با فلوریت‌ها و فراگرفته‌شدن باریت‌ها با فلوریت‌ها (غرق‌شدن باریت‌ها در فلوریت) (همه تصاویر در نور XPL گرفته شده است).

Figure 7. A) Relict of barite crystals in the fluorites; **B)** Association of barite with quartz (overgrowth emplacement of barite on the dusty quartz and its covering by fluorite); **C)** Gradual border of crushed quartz with barite and disseminated quartz inside barite; **D)** Instability of fluorite and barite and substitution of fluorite by barite (pseudomorph). Barites preserved their elongation and the initial form; **E, F)** Unstable borders of barite crystals with the fluorites, and envelopment of barites by fluorites (submergence of barites in fluorite).



شکل ۸. A) کوارتزهای دانه‌درشت با خاموشی موجی و حالت رشته‌ای؛ **B)** مرز سیلیس‌های دانه‌ریز و دانه‌درشت و جایگیری کوارتزهای قدیمی و ریز درون کوارتزهای جدید و درشت (کلسدوئن) (بافت پویی کیلوبلاستیک)؛ **C)** کوارتزهای پرماند همراه با بلورهای فلوریت (شدت غبارآلود بودن کوارتزهای تاخیری نسبت به کوارتزهای نسل اول کمتر است)؛ **D)** کوارتزهای پرماند که کشیدگی باریت‌ها را به ارث برده‌اند؛ **E)** ایجاد کوارتزهای تاخیری دارای منطقه‌بندی (رخداد سیلیسی شدن پس از کلسیت‌زایی)؛ **F)** کوارتزهای شکل‌دار و کلسیت‌های دانه‌درشت با بافت میان‌روزن‌های (تصویرهای A تا F در نور XPL گرفته شده است)؛ **G)** کانه‌زایی مابین حفرات کوارتزها (به‌صورت میان‌روزنه‌ای) (نور PPL)؛ **H)** گالن با شکستگی‌های مثلثی (گالن به‌صورت پراکنده در فلوریت‌های منطقه پیناوند).

Figure 8. A) Coarse-grained quartzes with undulatory extinction and filamentary state; **B)** The boundary of fine-grained and coarse-grained silicas and the placement of old and fine quartzes within new and coarse quartz crystals (chalcedony) (poikilitic texture); **C)** Feather-like quartz with fluorites; **D)** Feather-like quartz crystals that have inherited elongation of barites; **E)** Development of delayed quartzes with zoning (silicification event after calcitization); **F)** Euhedral quartzes and coarse-grained calcites with interstitial texture (in XPL); **G)** mineralization between pores of the quartzes (interstitial); **H)** Galena with triangular fractures (galena scattered in fluorites of Pinavand area).



شکل ۸. ادامه.

Figure 8. Continued.

بافت‌های کانه‌ها بیشتر از نوع بافت‌های ثانویه هستند. بافت‌های افشان، کاتاکلاستی، جان‌شینی یا برجامانده و منطقه‌بندی بافت‌های دیده‌شده در نمونه‌های مورد بررسی در منطقه است. بافت جان‌شینی فراوان‌ترین بافت در منطقه است. با بررسی‌های میکروسکوپی روشن شد کانی‌های کانسار در چهار مرحله پدید آمده‌اند که در جدول ۱ آورده شده‌اند.

با توجه به بررسی مقاطع صیقلی در کانسار پیناوند، کانه‌های گالن (با کنگدی مثلثی خمیده) (شکل H-۸)، پیریت (با بافت شکل‌دار و خردشده)، کالکوپیریت (با بافت کاتاکلاستیک)، کالکوسیت و کولیت نیز دیده شد. در مرحله کانی‌سازی اولیه یا هیپوژن، پیریت، کالکوپیریت و گالن پدید آمده‌اند. در مرحله کانی‌سازی ثانویه کالکوسیت و کولیت و در مرحله هوازدگی، ملاکیت و آزوریت پدید آمده‌اند.

جدول ۱. روابط پاراژنتیکی کانی‌های کانسار پیناوند.

Table 1. The paragenetic relationship of Pinavand mineral deposit.

Minerals	I: Primary recrystallization (before mineralization)	II: Silicification	III Late carbonization	IV: Mineralization First stage	V: Mineralization Second stage	VI: Surfacial oxidation
Calcite	_____					
quartz	_____					
Fluorite	_____					
Barite	_____					
Malachite- Azurite	_____					
Dolomite	_____					

بررسی تیپ کانسار

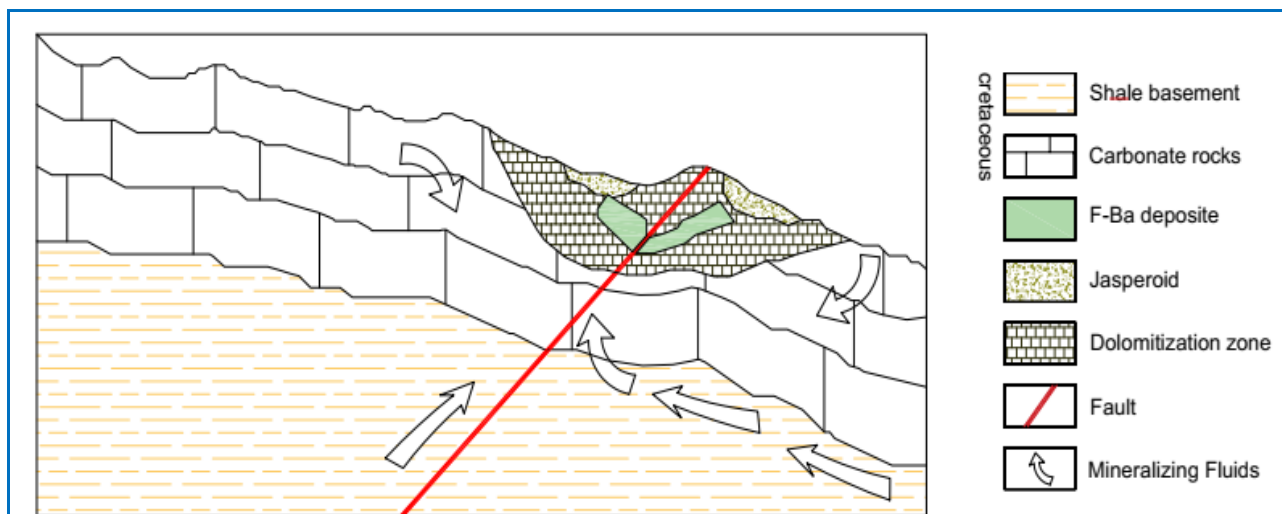
گمان می‌رود یکی از الگوهای پیشنهادی برای پیدایش منطقه معدنی پیناوند الگوی تیپ کانسارهای می‌سی‌سی‌پی (رسوبی- دیرزاد) باشد. گفتنی است کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT) از کانسارهای لایه‌کران به‌شمار می‌روند و به بخش خاصی از ستون چینه‌شناسی یک منطقه محدود می‌شوند. این کانسارها منابع اصلی سرب و روی در آمریکا و اروپا هستند و در ایران نیز کانسارهای نخلک (انارک) و انگوران (زنجان) (Shahabpour, 2007) و نیز کانسار ایرانکوه (Aftabi and Hosseini-Dinani, 2017) از نوع کانسارهای دره می‌سی‌سی‌پی شناخته شده‌اند. این تیپ کانسارها در سنگ‌های رسوبی (بیشتر سنگ‌های آهکی پالئوزویک و مزوزویک) ته‌نشین می‌شوند و از نوع اپی‌ژنتیک هستند. کانی‌شناسی این کانسارها ساده و بیشتر شامل پیریت، گالن، کلسیت، دولومیت، فلوریت، باریت و اسفالریت است. یکی دیگر از شرایط اولیه برای پیدایش کانسارهای می‌سی‌سی‌پی، همجواری با رسوب‌های تبخیری است. دولومیتی‌شدن و سیلیسی‌شدن از ویژگی‌های کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی است (Pirajno, 2009). البته در کانسارهای نوع می‌سی‌سی‌پی، برخلاف کانی‌سازی اپی‌ترمال، دولومیتی‌شدن به‌همراه یک مرحله سیلیسی‌شدن بسیار ضعیف (به‌صورت یک جانشینی ساده) رخ می‌دهد. کانی‌سازی اپی‌ترمال معمولاً در سطح زمین تا ژرفای ۱۰۰۰ متری یافت می‌شود. دمای رخداد این نوع کانی‌سازی معمولاً ۵۰ تا ۲۰۰ درجه سانتیگراد و دگرسانی رخ داده در آنها از نوع آرژیلیک، آلونیتی، سربسیتیک، ژاسپروید و پروپیلیتیک است (White and Hedenquist, 1995). در رخداد این کانی‌سازی آب‌های زیرزمینی و ماگمایی نقش دارند و خاستگاه مواد

می‌تواند توده‌های آذرین درونی، شسته‌شدن از سنگ‌های منطقه و یا هر دوی آنها باشد. در نهشته‌های فلوریت، تغییر در دما و فشار محلول‌های گرمابی یا آمیختگی سیال‌های ماگمایی با جوی و یا واکنش سیال‌های گرمابی با سنگ دیواره، باعث رسوب فلوریت می‌شود (Richardson and Holland, 1979). در شکل ۹ الگوی نمایشی کانه‌زایی در کانسار پیناوند آورده شده است. در این کانسار همجواری با سنگ‌های تبخیری دیده نمی‌شود؛ اما توالی‌های ماسه‌سنگی و شیل (تریاس) در منطقه به‌صورت محلی رخنمون دارد. آب‌های جوی در طول این توالی حرکت می‌کنند و باعث حمل و غنی‌شدگی نسبی این سیال‌ها از عنصرهای خاکی کمیاب می‌شود. مجموعه‌های آذرین در اطراف منطقه نیز خاستگاه محلول‌های گرمابی اولیه به‌شمار می‌روند. این سیال‌ها در امتداد ساختارهایی مانند گسل‌های محلی در منطقه حرکت می‌کنند و با سنگ‌های کربناته واکنش می‌دهند و در نتیجه سردشدن و آمیختگی با آب‌های جوی، باعث رسوب و پیدایش فلوریت می‌شوند. بر پایه بررسی‌های سیال‌های درگیر (Shafahzadeh, 2011) دمای پیدایش کانسار پیناوند در بازه ۷۵ تا ۱۸۹ درجه سانتیگراد و شوری سیال‌ها از ۰/۳ تا ۱۸/۶ درصدوزنی نمک‌طعام است. در کانسار یادشده دولومیتی‌شدن به‌صورت محدود و با حضور یک پهنه سیلیسی در مقیاس کمابیش گسترده مشهود است. حضور این پهنه کمابیش گسترده ژاسپرویدی نشان‌دهنده رخداد دگرسانی سیلیسی است که همراه با شواهدی مانند بررسی‌های سیال‌های درگیر، شباهت کانسار پیناوند به دگرسانی‌های نوع اپی‌ترمال را نشان می‌دهد. در جدول ۲ برخی ویژگی‌های کانسار می‌سی‌سی‌پی در قیاس با کانسار پیناوند آورده شده‌اند.

جدول ۲. مقایسه‌ی ویژگی‌های کانسار پیناوند با کانسارهای تیپ می‌سی‌سی‌بی.

Table 2. The comparison of Pinavand deposit characteristics with MVT deposits.

Characteristic	MVT	Pinavand Mine
Host rock	Limestone and dolomite	limestone
Minerals	Galena, Pyrite, Sphalerite, Marcasite, Calcite, Dolomite, Fluorite, Barite	Fluorite, Barite, Quartz, Calcite, Dolomite, Chalcopryrite, Pyrite, Chalcocite, Bornite, Galena, Goethite
Temperature of formation	100-200 C	75-189 C
Salinity of hydrothermal fluids	15-30 % NaCl	0.3-18.6 % NaCl
Texture	Vein and open space filling, replacement	Vein and open space filling
Alteration	Dolomitization, Silicification	Extensive silicification, less extended dolomitization
Evaporative deposits	exist	Not exist



شکل ۹. الگوی نمایشی فرایند کانه‌زایی در کانسار پیناوند (بدون مقیاس).

Figure 9. Schematic model of mineralization in Pinavand deposit (not to scale).

کانسار پیناوند، شناسنامه کانی یادشده تهیه شد (شکل ۱۱). با بررسی ویژگی‌های نوری و گوهرشناسی، روشن شد که بلورهای یادشده شفاف و با جلای شیشه‌ای هستند. رنگ آنها از بی‌رنگ تا سبز و آبی کم‌رنگ در نوسان است. بر پایه مقیاس موس، سختی آن ۴ و وزن مخصوص آن ۳/۱۸ است.

بررسی‌های زمین‌شیمیایی و گوهرشناسی

برای بررسی رفتار عنصرها و شناسایی ترکیب کانی‌شناسی فلوریت‌های منطقه پیناوند از داده‌های ICP-MS (Shafahizadeh, 2011) و SEM بهره گرفته شد (جدول‌های ۳ و ۴؛ شکل ۱۰). پس از انجام بررسی‌های گوهرشناسی روی کانی فلوریت

2018). بر پایه داده‌های زمین‌شیمیایی (جدول ۳)، غلظت عنصرهای خاکی کمیاب در فلوریت‌های پیناوند در مجموع کم است و عنصرهای خاکی کمیاب سبک نسبت به عنصرهای خاکی سنگین غنی‌شدگی بیشتری دارند (شکل ۱۲).

جدول ۳. داده‌های ICP-MS برای نمونه‌های فلوریت منطقه پیناوند.

Table 3. ICP_MS data for the fluorite samples in the Pinavand area.

Sample No.	P10	P11	P12	P13	P14	P15
La	0.22	0.25	0.18	0.34	0.2	0.23
Ce	0.46	0.45	0.31	0.51	0.32	0.3
Pr	0.07	0.07	0.05	0.09	0.06	0.05
Nd	0.35	0.37	0.28	0.36	0.27	0.29
Sm	0.13	0.13	0.1	0.12	0.11	0.11
Eu	0.05	0.06	0.04	0.05	0.05	0.05
Gd	0.15	0.2	0.13	0.16	0.16	0.17
Tb	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
Dy	0.12	0.15	0.11	0.1	0.11	0.12
Ho	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
Er	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04
Tm	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02
Yb	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Lu	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
La/Sm	1.7	1.9	1.8	2.8	1.8	2.09
Yb/La	0.09	0.08	0.11	0.06	0.10	0.09

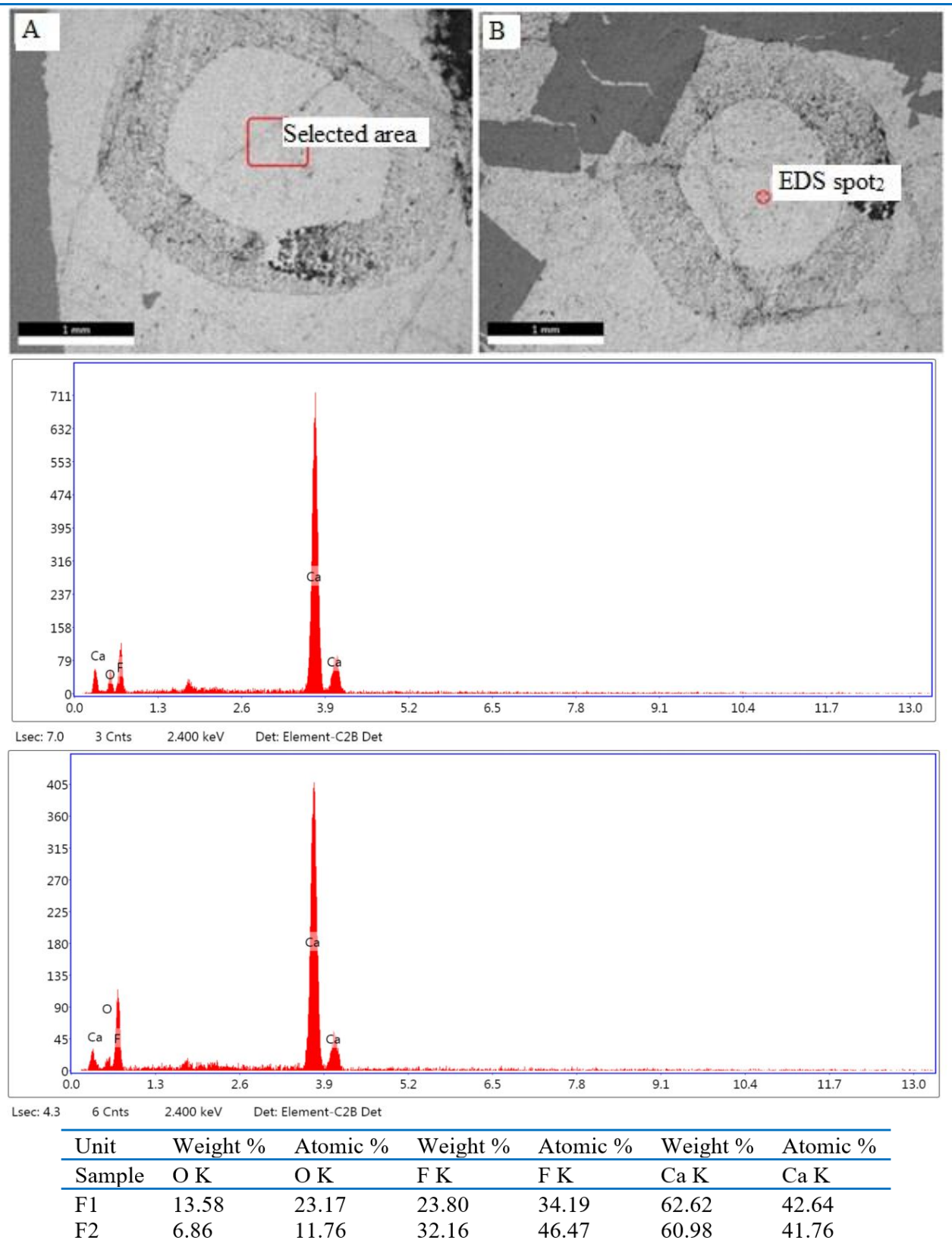
جدول ۴. مقدار Zr, Sr, Sc در فلوریت‌های کانسار پیناوند.

Table 4. Zr, Sr, Sc content of fluorites in Pinavand deposit.

Samples:	Zr	Sr	Sc
P10	1	40	0.1
P11	1	78	0.1
P12	1	47	0.2
P13	1	29	0.2

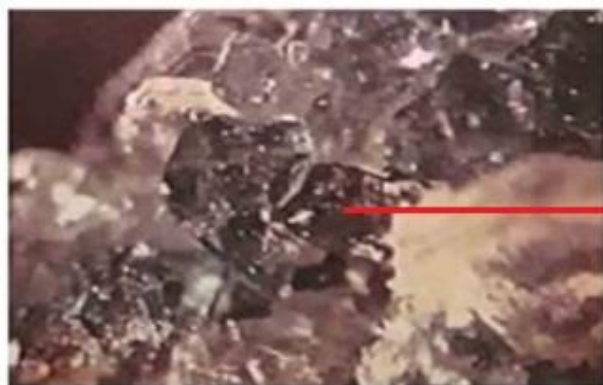
بلورهای یاشده شکست مضاعف ندارند و ضریب شکست آنها ۱/۴۳ است. بر پایه داده‌ها و تجزیه نیمه کمی SEM، فلوریت یادشده از دیدگاه زمین‌شیمی هیچ‌گونه ناخالصی ندارد. بر پایه بررسی‌های بسیار، رنگ فلوریت‌ها چه‌بسا با مقدار عنصرهای کمیاب و کمیاب خاکی (Σ REE) و میزان Y همبستگی دارد (Schneider et al., 1975; Dill and Weber, 2010; Dill et al., 2011). وجود عنصرهای کمیابی مانند Sc, Sr و Zr در رنگ این کانی تاثیرگذار باشد. بر پایه بررسی‌های پالمر و ویلیام جونز (Palmer and Williams, Jones, 1996) فلوریت‌های با رنگ زرد و شفاف نسبت Yb/La بیشتری نسبت به فلوریت‌های آبی و بنفش دارند. میزان برخی عنصرهای کمیاب موثر در رنگ فلوریت‌ها در نمونه‌های فلوریت کانسار پیناوند در جدول ۴ آورده شده است. تنوع رنگ فلوریت‌های منطقه پیناوند پیروی غلظت و حضور عنصرهای کمیاب است. بر پایه بررسی‌های فائدی و همکاران (Ghaedi et al., 2023)، میزان Sr و HREE در فلوریت‌های سفیدرنگ پیناوند بیشتر و در فلوریت‌های بنفش کمتر است.

همان‌گونه که گفته شد کانسار فلوریت پیناوند در پی دگرسانی گرمابی پدید آمده است. بر پایه بررسی‌های الزینگا (Elzinga et al., 2002)، بررسی رفتار عنصرهای خاکی کمیاب در فرایندهای دگرسانی گرمابی، اطلاعات ارزشمندی درباره شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر فرایندهای آبشویی به ما می‌دهد. گفتنی است عنصرهای خاکی کمیاب (به‌ویژه سربیم و ایتیریم) به‌علت شعاع یونی و گرایش ترکیبی یکسان به‌آسانی جانشین کلسیم در ساختار فلوریت می‌شوند (Constantopoulos, 1988). تجزیه عنصرهای کمیاب (مانند: REE و Y) در فلوریت‌ها، اطلاعات بنیادینی درباره خاستگاه فلز، شرایط دمایی، مهاجرت سیال، تعامل سنگ-سیال و ترکیب شیمیایی فاز سیال فراهم می‌کند (Kreamen et al., 2019; Sasmaz et al.,)



شکل ۱۰. A, B) داده‌های SEM دو نمونه بلور نیمه‌شکل‌دار فلوریت (با دو جهت رخ کاملاً نمایان).

Figure 10. A, B) The SEM analysis results of two subhedral fluorites crystals (with two clearly visible cleavage).



Color: Pale blue-green

Hardness: 4

Specific gravity: 3.18

Transparency: TP

Luster: Vitreous

Optical character: SR (No birefringence)

Refraction index: 1.43

Comments: Natural cub cluster crystals of Fluorite in association with calcite and barite crystals.

Origin: Pinavand Barite deposits, North of Isfahan-Iran

شکل ۱۱. ویژگی‌های گوهرشناسی و شناسنامه بلور فلوریت در منطقه معدنی پیناوند.

Figure 11. Gemological characteristics and certificate of fluorites crystal in the Pinavand mining area.

تبلور از عنصرهای خاکی کمیاب سنگین غنی شده‌اند (Moller et al., 1986). بر این پایه، فلوریت‌های منطقه پیناوند در مراحل آغازین تبلور پدید آمده‌اند. فلوریت‌های یادشده بی‌هنگاری مثبت کوچکی در یوروپیم دارند که نشان‌دهنده جانشینی Eu^{2+} به جای Ca^{2+} در کانی فلوریت است و نیز نشان می‌دهد دمای رخداد کانسار از ۲۵۰ درجه سانتیگراد کمتر بوده است. این ویژگی نشان از پیدایش کانسار در ژرفای کم و نزدیک به سطح است (Schwin and Markl, 2005). در الگوی عنصرهای خاکی کمیاب نمونه‌های فلوریت پیناوند آنومالی منفی سریم دیده می‌شود. فوگاسیته بالای اکسیژن در خاستگاه سیال گرمابی منجر به اکسیدشدن Ce^{3+} به Ce^{4+} می‌شود. در مقایسه با Ce^{3+} در شرایط اکسیدان، انحلال کمتری دارد (Constantopoulos, 1988). از این‌رو، آنومالی

کم‌بودن فراوانی عنصرهای خاکی کمیاب در فلوریت‌ها پیامد نسبت بالای سیال به سنگ دانسته می‌شود (Sanchez et al., 2010). در فلوریت‌های کانسار پیناوند نیز کم‌بودن عنصرهای خاکی کمیاب را می‌توان پیامد بالا بودن pH سیال‌ها در منطقه و واکنش آنها و شاره گرمابی با سنگ میزبان کربناته (سنگ دیواره آهکی) و همچنین، نسبت بالای سیال به سنگ دانست. از سوی دیگر، مقدار کم عنصرهای خاکی کمیاب چه بسا گویای اختلاط سیال‌های ماگمایی و آب‌های جوی (Valenza et al., 2000) و یا پیامد فاصله گرفتن از خاستگاه ماگمایی و یا حتی کم‌بودن عوامل کمپلکس‌ساز در محلول باشد. فلوریت‌هایی که در مراحل آغازین یا میانی تبلور پدید می‌آیند از عنصرهای خاکی کمیاب سبک غنی می‌شوند و در آنها میزان عنصر La بالا و میزان Tb کم است؛ اما فلوریت‌های مربوط به مرحله پایانی

بلورشناسی بر توزیع عنصرهای خاکی کمیاب است. در حقیقت، از آنجایی که رفتار یوروپیم همانند باریت است، یوروپیم به آسانی وارد ساختار باریت می‌شود (Morgan and Wandless, 1980).

برای تفکیک محیط ته‌نشست نمونه‌های فلوریت می‌توان از نسبت‌های عنصری مانند Tb/Ca (معرف محیط شیمیایی نهشت) و Tb/La (معرف میزان تفریق محیط ته‌نشست) بهره گرفت. بر پایه این نمودار، فلوریت در سه محیط رسوبی، گرمابی و پگماتیتی پدید می‌آید (Constantopoulos, 1988; Moller et al., 1986). در فلوریت‌های محدوده پگماتیت، مقدار عنصرهای خاکی کمیاب بسیار بالا، در فلوریت‌های گرمابی، مقدار عنصرهای خاکی کمیاب متوسط و در فلوریت‌های رسوبی، مقدار عنصرهای خاکی کمیاب کم است. در این نمودار، نمونه فلوریت‌هایی که در پی واکنش میان محلول‌های گرمابی فلورین‌دار با سنگ دیواره غنی از کلسیم پدید آمده‌اند، روند مایل دارند (Sasmaz and Yavuz, 2007; Shunda et al., 2008). به گفته دیگر، اگر محلول‌های گرمابی جانشینی فلوریت در سنگ میزبان آهکی و یا دولومیتی را به دنبال داشته باشد، میزان Tb/Ca کاهش می‌یابد (به علت واکنش شاره گرمابی با سنگ آهکی غنی از Ca) و در کل، به علت کم‌بودن مجموع عنصرهای خاکی کمیاب (Qishlaqi and More, 2006) و از این‌رو، فلوریت‌های پدیدآمده، به جای ویژگی فلوریت‌های گرمابی، بیشتر ویژگی انواع رسوبی را نشان می‌دهند (Moller et al., 1986). بر پایه شکل ۱۳-A، نمونه‌ها در محدوده رسوبی (گستره ته‌نشستی) جای می‌گیرند و روند کمابیش مایل دارند. این مورد نشان‌دهنده تبلور اولیه و واکنش سیال با سنگ میزبان آهکی (غنی از کلسیم) است. در نمودار $(La/Yb)_n$ در برابر $(Eu/Eu^*)_n$ (شکل ۱۳-B)، فلوریت‌ها در منطقه کانسارهای رگه‌ای هانسن و چاپز (رگه‌های فلوریت عقیم) جای می‌گیرند. این محدوده

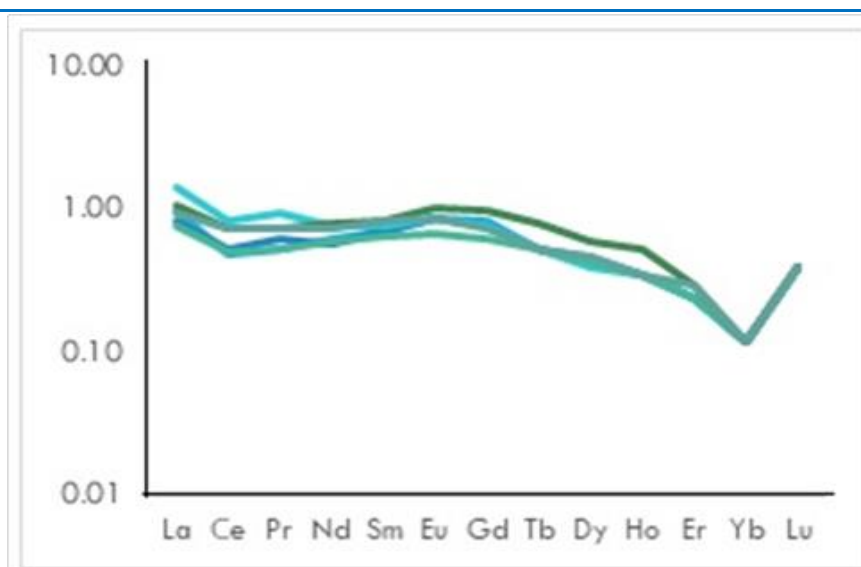
منفی سریم نشان می‌دهد سریم در اثر واکنش سیال با سنگ دیواره آهکی و افزایش فوگاسیته اکسیژن، از محیط خارج شده است. در حقیقت، می‌توان گفت ناهنجاری منفی سریم در فلوریت پیناوند به دلایل زیر می‌تواند باشد:

(۱) اکسیداسیون محلول‌ها در خاستگاه که باعث اکسیداسیون Ce^{3+} و تثبیت Ce^{4+} می‌شود؛

(۲) دخالت و حضور یک سیال کاهنده (Möller and Holzbecher, 1998) که خود با حضور کانی‌های سولفیدی در کانسار پیناوند تایید می‌شود؛

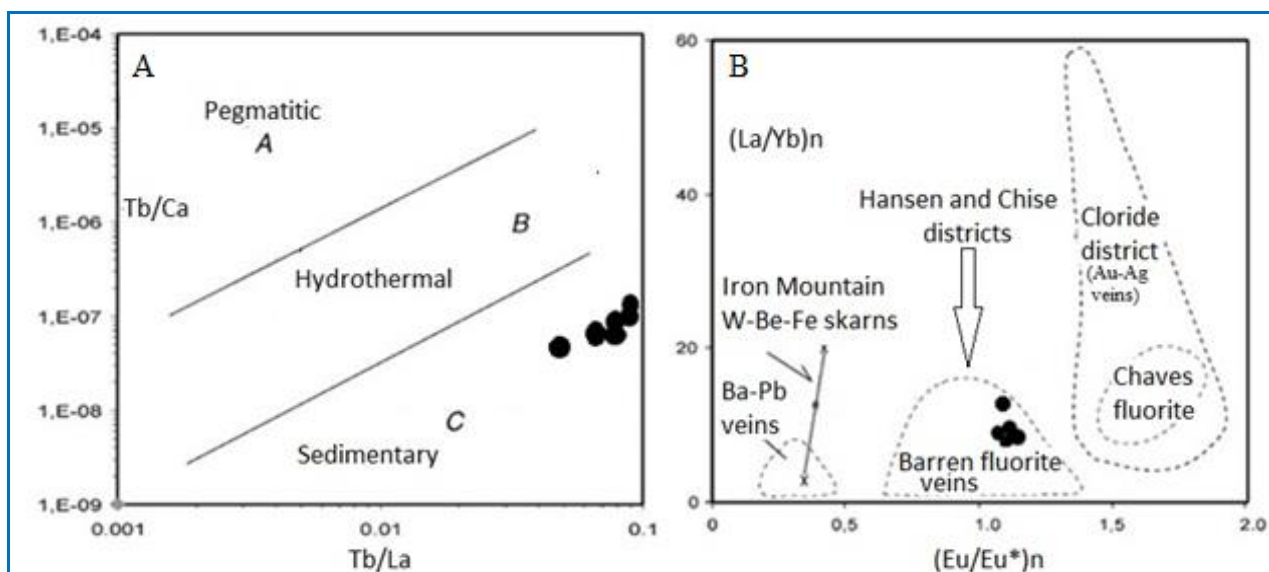
(۳) پیدایش کمپلکس هیدرواکسید با سریم. این کمپلکس از کمپلکس‌های پدیدآمده با دیگر عنصرهای خاکی کمیاب پایدارتر است (Hass et al., 2008; Schönberger, 2008; al., 1995) و از این‌رو، باعث به‌جاماندن سریم در سیال و پیدایش بی‌هنجاری منفی سریم در ته‌نشست‌ها می‌شود (Deng et al., 2014). نمونه‌های باریت کانسار پیناوند نیز از دیدگاه عنصرهای خاکی کمیاب بررسی شدند. الگوی پراکندگی عنصرهای خاکی کمیاب (غلظت کم عنصرهای خاکی کمیاب و غنی‌شدگی عنصرهای خاکی کمیاب سبک نسبت به سنگین‌ها) و بی‌هنجاری یوروپیم و سریم در باریت و فلوریت مشابه است. به باور گوچارد و همکاران (Guichard et al., 1979)، مقاومت بالای کمپلکس‌های حامل عنصرهای خاکی کمیاب در ورود به ساختار باریت، این عنصرها را در این کانی می‌کاهد. در کل، سیال کانی‌ساز محتوای عنصرهای خاکی کمیاب کمی داشته است. غنی‌بودن باریت از عنصرهای خاکی کمیاب سبک ویژگی نهشت این کانی از سیال‌های مرحله تأخیری یک فعالیت ماگمایی است؛ زیرا عنصرهای خاکی کمیاب سنگین در ماگما کمپلکس‌سازی می‌کنند و در نتیجه سیال به‌جامانده از عنصرهای خاکی کمیاب سبک غنی می‌شود. آنومالی مثبت یوروپیم در باریت چه‌بسا نشان‌دهنده محیط ته‌نشست باریت و یا تأثیر

نشان‌دهنده تعلق کانسار پیناوند به کانسارهای گرمابی کم دما تا متوسط دماست.



شکل ۱۲. الگوی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجار شده به ترکیب کندریت در فلوریت‌های منطقه پیشاوند.

Figure 12. REE chondrite-normalized pattern of fluorites from Pinavand area.



شکل ۱۳. A) نمودار Tb/La در برابر Tb/Ca (Moller et al., 1986); B) نمودار $(La/Yb)_n$ در برابر $(Eu/Eu^*)_n$ (Sasmaz and Yavuz, 2005).

Figure 13. A) Tb/La versus Tb/Ca diagram (Moller et al., 1986); B) $(La/Yb)_n$ versus $(Eu/Eu^*)_n$ diagram (Sasmaz et al. Yavuz, 2005).

باریت پراکنده در زمینه سنگ آهک است. فلوریت‌های یادشده از دیدگاه گوهرشناسی شفاف تا نیمه‌شفاف و با رنگ آبی کم رنگ تا سبز و بنفش، سختی ۴، وزن مخصوص ۳/۱۸، جلای شیشه‌ای، بدون شکست

برداشت

کانسار فلوریت پیناوند تحت‌تأثیر محلول‌های گرمابی پدید آمده است. کانی‌های اصلی سازنده کانسار شامل کوارتز، کلسیت، دولومیت، فلوریت و

بررسی سیال‌های درگیر نیز انتساب به کانسارهای گرمابی کم دما را تایید می‌کند. در کل، بر پایه بررسی‌های انجام‌شده، کانسار پیناوند نشان‌دهنده کانی‌سازی از نوع کانسارهای MVT است. از آنجایی که کانسارهای MVT خود پیامد محلول‌های گرمابی کم دما هستند، زایش فلوریت‌ها را می‌توان در ارتباط با این نوع کانسارها دانست. از سوی دیگر، رخداد دگرسانی سیلیسی گسترده و پیدایش ژاسپروید، شباهت به دگرسانی کانسارهای اپی‌ترمالی را نشان می‌دهد و در حقیقت، نوعی حالت حد واسط میان کانسارهای MVT و اپی‌ترمال به‌شمار می‌رود.

سپاس‌گزاری

نگارندگان مقاله بر خود لازم می‌دانند از حمایت‌های مالی دفتر تحقیقات و خدمات پژوهشی و فناوری دانشگاه پیام نور سپاس‌گزاری کنند.

مضاعف و با ضریب شکست ۱/۴۳ هستند. تنوع رنگ فلوریت‌های منطقه پیناوند به غلظت و حضور عنصرهای کمیاب بستگی دارد. هم‌رشدی فلوریت با باریت از یک سو و از سوی دیگر، پرکردن مرزدانه‌های کوارتز با این کانی‌ها، نشان‌دهنده رخداد کانه‌زایی (فلوریت و باریت) به‌دنبال سیلیسی‌شدن است. فلوریت‌ها در امتداد رخ‌ها و شکستگی‌ها به کربنات تجزیه شده‌اند که نشان‌دهنده ادامه‌دار بودن هجوم محلول‌های گرمابی پس از پیدایش فلوریت است. از این‌رو، از دیدگاه توالی پاراژنزی، نخست کوارتز، سپس باریت و در پایان با کاهش فوگاسیته اکسیژن سیال‌ها، فلوریت پدید آمده است. تمرکز عنصرهای خاکی کمیاب سبک در کانسار پیناوند نشان‌دهنده پیدایش فلوریت‌ها در مراحل آغازین تا میانی تبلور دارد. فلوریت‌های پیناوند در منطقه رگه‌های فلوریت عقیم جای می‌گیرند که نشان‌دهنده تعلق کانسار پیناوند به کانسارهای گرمابی کم تا متوسط دماست.

References

- Aftabi, A., and Hosseini-Dinani, H. (2017) Geothermometry obtained from the calcite twin and fluid inclusions in barite (Iran Kuh Pb-Zn deposit, Southwest of Isfahan). *Petrological Journal*, 29(8), 1-20 (in Persian).
- Constantopoulos, C.W. (1998) Fluid inclusion and rare earth element geochemistry of fluorite from south-central, Idaho. *Economic Geology*, 83, 626-636. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.83.3.626>
- Darvishzadeh, A. (1991) *Geology of Iran*, 901p. Amirkabir Publication, Tehran, Iran (in Persian).
- Deng, X.-H., Chen, Y.-J., Yao, J.-M., Bagas, L., and Tang, H.S. (2014) Fluorite REE-Y (REY) geochemistry of the ca. 850Ma Tumen molybdenite–fluorite deposit, eastern Qinling, China: Constraints on ore genesis. *Ore Geology Review*, 63, 532–543. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.02.009>
- Dill, H.G., and Weber, B. (2010) Variation of color, structure and morphology of fluorite and the origin of the hydrothermal F-Ba deposits at Nabburg-Wölsendorf, SE Germany. *Neues Jahrbuch für Mineralogie (Abhandlungen)*, 187, 113–132. <https://doi.org/10.1127/0077-7757/2010/0169>
- Dill, H., Hansen, B., and Weber, B. (2011) REE contents, REE minerals and Sm/Nd isotopes of granite- and unconformity-related fluorite mineralization at the western edge of the Bohemian Massif: With special reference to the Nabburg-Wölsendorf District, SE Germany. *Ore Geology Review*, 40, 132–148. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.06.003>
- Emami, M.H., Khalatbari Jafari, M., and Vosughi Abedini, M. (1992) Tertiary plutonism in Ardestan (Central Iran). *Journal of Earth Science*, 4, 2-14 (in Persian).
- Elzinga, E.J., Reeder, R.J., Withers, S.H., Peale, R.E., Mason, R.A., Beck, K.M., and Hess, W.P. (2002) EXAFS study of rare-earth element coordination in calcite. *Geochimica et*

- Cosmochimica Acta, 66(16), 2875-2885. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)00888-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)00888-8)
- Ferril, D.A., and Groshong, R.H. (1993) Deformation condition in the Northern Subalpine Chain, France, estimated from deformation modes in coarse-grained limestone. *Journal of Structural Geology*, 955-1006. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90172-7](https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90172-7)
- Forghani, G. (2003) Using the data of fluid inclusion in determining the conditions of fluorite and barite mineral deposits in Komsheche barite deposit, the 7th conference of the Geological Society of Iran, Isfahan University, Isfahan, Iran.
- Ghaedi, F., Taghipour, B., Somarin, A., and Fazli, S. (2023) Fluid Inclusions and REE Geochemistry of White and Purple Fluorite: Implications for Physico-Chemical Conditions of Mineralization; an Example from the Pinavand F Deposit, Central Iran. *Minerals*, 13(7), 836. <https://doi.org/10.3390/min13070836>
- Guichard, F., Church, T.M., Treuil, M. and Jaffrezic, H. (1979) Rare Earth in Barites: Distribution and Effects on Aqueous Partitioning. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43(7), 983-997. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(79\)90088-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(79)90088-7)
- Haas, J.R., Shock, E.L., and Sassani, D.C. (1995) Rare earth in hydrothermal systems: Estimates of standard partial molal thermodynamic of aqueous complexes of rare earth elements at high pressures and temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 4329-4350. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00314-P](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00314-P)
- Heidari, R., Ayati, F., and Mackizade, M.A. (2021) Petrography and investigation of paragenetic relationship of minerals in Pinavand alteration zone, 40th National Geoscience Congress, Tehran, Iran (in Persian).
- Karimian Azari, M. (1999) Petrology and geochemistry of igneous rocks and related hydrothermal alteration, Keshe (Karkas mountain), M.Sc. Thesis, Isfahan University, Isfahan, Iran (in Persian).
- Karimpour, M.H. (2002) Applied Economic Geology, 536 p. Mashhad Publication, Ferdowsi University of Mashhad (in Persian).
- Kraemer, D., Viehmann, S., Banks, D., Sumoondur, A.D., Koeberl, C., and Bau, M. (2019) Regional variations in fluid formation and metal sources in MVT mineralization in the Pennine Orefield, UK: Implications from rare earth element and yttrium distribution, Sr-Nd isotopes and fluid inclusion compositions of hydrothermal vein fluorites. *Ore Geology Review*, 107, 960-972. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.03.014>
- Moller, P., Parekh, P.P. and Schneider, H.J. (1986) The application of Tb/Ca-Tb/La abundance ratios to problems of fluorspar genesis. *Mineralium Deposita*, 11, 111-116. <https://doi.org/10.1007/BF00203098>
- Morgan, J.W., and Wandless, G.A. (1980) Rare earth element distribution in some hydrothermal minerals: evidence for crystallographic control. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44, 973-980. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(80\)90286-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(80)90286-0)
- Nabavi, M.H. (1976) An Introduction to the geology of Iran, 109p. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran (in Persian).
- Palmer, D.A.S. and Williams-Jones, A.E. (1996) Genesis of the carbonatite-hosted fluorite deposit at Amba Dongar, India: Evidence from fluid inclusions, stable isotopes and whole rock mineral geochemistry. *Economic Geology*, 91, 934-950. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.91.5.934>
- Pirajno, F. (2009) Hydrothermal Processes and Mineral Systems, 1250p. Springer, Geological Survey of Western Australia, East Perth, Australia. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-8613-7_10
- Qeshlaqi, A. (2002) Geochemistry and generation of Pinavand fluorite mines in the north-east of Isfahan, M.Sc. Thesis, Shiraz University, Shiraz, Iran (in Persian).
- Qishlaqi, A. and More, F. (2006) Recognition of Pinavand Fluorite Mines Occurrence Based on Geothermometry and Ree Data. *Journal of crystallography and mineralogy*, 2, 325-338 (in Persian).

- Rajabzadeh, M.A. (2007) A fluid inclusion study of a large MVT barite–fluorite deposit: Komshech, Central Iran. *Iranian Journal of Science and Technology*, 31, 73–87 (in Persian).
- Rajabi, A., Rastad, E., and Canet, C. (2013) Metallogeny of Permian–Triassic carbonate-hosted Zn–Pb and F deposits of Iran: A review for future mineral exploration. *Journal of the Geological Society of Australia*, 60, 197–216. <https://doi.org/10.1080/08120099.2012.754792>
- Richardson, C., and Holland, H. D. (1979) Fluorite deposition in hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 1327 – 1335. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(79\)90122-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(79)90122-4)
- Sánchez, V., Cardellach, E., Corbella, M., Vindel, E., Martín-Crespo, T. and Boyce, A.J. (2010) Variability in fluid sources in the fluorite deposits from Asturias (N Spain): Further evidences from REE, radiogenic (Sr, Sm, Nd) and stable (S, C, O) isotope data. *Ore Geology Reviews*, 37, 87–100. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2009.12.001>
- Sasmaz, A., Yavuz, F., Sagiroglu, A., and Akgul, B. (2005) Geochemical patterns of the Akdagmadeni (Yozgat, Central Turkey) fluorite deposits and implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24 (3): 469–479. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.01.003>
- Sasmaz, A., and Yavuz, F. (2007) REE geochemistry and fluid-inclusion studies of fluorite deposit from the Yaylagözü area (Yildizeli-Sivas) in Central Turkey. *Neues Jahrbuch Für Mineralogie Abhandlungen*, 183, 215–226. <https://doi.org/10.1127/0077-7757/2007/0077>
- Sasmaz, A., Kryuchenko, N., Zhovinsky, E., Suyarko, V., Konakci, N., and Akgul, B. (2018) Major, trace and rare earth element (REE) geochemistry of different colored fluorites in the Bobrynets region, Ukraine. *Ore Geology Review*, 102, 338–350. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.09.014>
- Schneider H.J., Moller, P., and Parekh, P.P. (1975) Rare earth elements distribution in fluorite and carbonate sediments of East-Alpine mid-triassic in the Nordichle Kalkalpen. *Mineralum Deposita*, 10, 330–344. <https://doi.org/10.1007/BF00207892>
- Schwinn, G., and Markl, G. (2005) REE systematics in hydrothermal fluorite. *Chemical Geology*, 216, 225–248. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.11.012>
- Shafaizade, E. (2011) Mineralogy and fluid inclusion study in fluorites and barites of Pinavand (North East of Isfahan), M.Sc. Thesis. Isfahan University, Isfahan, Iran (in Persian).
- Shahabpour, J. (2007) *Economic Geology*, 543p. Shahid Bahonar University, Kerman (in Persian).
- Sirel, E. (1998) Foraminiferal description and biostratigraphy of the Paleocene-Lower Eocene shallow-water limestones and discussion on the Cretaceous-Tertiary boundary in Turkey, 117p, General directorate of the Mineral Research and Exploration (Turkey), Monography Series.
- Schönenberger, J., Köhler, J., and Markl, G. (2008) REE systematics of fluorides, calcite and siderite in peralkaline plutonic rocks from the Gardar Province, South Greenland. *Chemical Geology*, 247, 16–35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.10.002>
- Valenza, K., Moritz, R., Mouttaqi, A., Fontignie, D., and Sharp, Z. (2000) Vein and Karst Barite Deposits in the Western Jebilet of Morocco: Fluid Inclusion and Isotope (S, O, Sr) Evidence for Regional Fluid Mixing Related to Central Atlantic Rifting. *Economic Geology*, 95, 587–606. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.95.3.587>
- White, N., and Hedenquist, J. (1995) Epithermal gold deposits. Styles, characteristics and exploration. *SEG Discovery, Society of Economic Geologist*, 23, 9–13. <https://doi.org/10.5382/SEGnews.1995-23.fea>
- Whitney, D., and Evans, B. (2010) Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals. *American Mineralogist*, 95(1), 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Yaghubpour, A.M. (2011) *Basics of Economic Geology*, 276p. Academic Publishing Center (in Persian).
- Zahedi, M. and Rahmati., M. (2003) 1:100000 Geological map of Targh, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).

- Zhang, J., Hu, W., Qian, Y., Wang, X., Cao, J., Zhu, J., Li, Q., and Xie, X. (2009) Formation of saddle dolomites in Upper Cambrian carbonates, western Tarim Basin (northwest China), implications for fault-related fluid flow. *Marine and Petroleum Geology*, 26(8),1428–40. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.04.004>
- Shunda, Y., Jiantang, P., Ruizhong, H.U., Xianwu, B.I., Liang, Q.L., Zhaoli, L.I., Xiaomin, L.I., and Yan, S. (2008) Characteristics of rare-earth elements (REE), strontium and neodymium isotopes in hydrothermal fluorites from the Bailashui tin deposit in the Furong ore field, southern Hunan Province, China. *Geochemical Journal*, 27(4),342-350. <https://doi.org/10.1007/s11631-008-0342-5>