

# دولومیت‌ها و برش‌ها در معدن فلوتوریت کمپریش، سازند الیکا، البرز مرکزی

مهشید مهدوی<sup>۱</sup>، بهنام شفیعی بافتی<sup>۲</sup>، آرش امینی<sup>۳</sup> و میثم رسولی<sup>۴</sup>

۱. دانش‌آموخته کارشناسی‌ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران
۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران
۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران
۴. دانشجوی دکتری بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۴/۱۹

تاریخ پذیرش: ۹۶/۰۷/۲۵

## چکیده

کانی‌سازی فلوتوریت در معدن کمپریش، شرق البرز مرکزی، عمدتاً در سنگ‌های آهک دولومیتی سازند کریناته الیکا رخ داده است. هدف از این پژوهش شناسایی انواع دولومیت‌ها و برش‌ها بر پایه مطالعات میکروسکوپی (نور عبوری و نور کاتدولومینسانس) و ساخت و بافت کانسنگ برای دستیابی به الگوهای احتمالی تشکیل آن‌ها با هدف کاربرد در ژنز این کانسار بوده است. به‌کارگیری روش‌های مذکور و ارتباط زمانی و مکانی دولومیت‌ها با فلوتوریت منجر به شناسایی دو گروه عمده (۱) دولومیکرایت‌های فاقد لومینسانس قبل از کانی‌سازی موجود در زمینه سنگ آهک دولومیتی میزبان و (۲) دولومیکرواسپارایت-دولواسپارایت‌های با لومینسانس قرمز تا نارنجی-زرد همراه و همزاد با کانی‌سازی در معدن فلوتوریت کمپریش شد. دولومیکرایت‌های قبل از کانی‌سازی با منشاء دیاژنتیک از نوع تدفینی کم ژرفا تا ژرف معرفی شدند، در حالی که دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌های همراه و همزاد با کانی‌سازی، محصول تبلور مجدد دولومیکرایت‌های اولیه سنگ میزبان و یا نهشته شدن از محلول‌های گرمایی (شوراب‌های حوضه‌ای) مسبب دگرسانی دولومیتی تفسیر شدند. برش‌های انحلالی-ریزشی و گسلی در مقایسه با برش‌های دیاژنتیک سیمای غالب کانی‌سازی در معدن کمپریش بودند که به عنوان شواهدی بر منشأ دیرزاد کانی‌سازی فلوتوریت در زون‌های پُرعیار معدن کمپریش قلمداد شدند و احتمالاً حاصل عملکرد فرآیندهای بعد از دیاژنز (تکتونیک و شوراب‌های حوضه‌ای) بر سنگ‌های آهکی دولومیتی و واحدهای سنگی پوشاننده آنها (سنگ‌های تخریبی گروه شمشک) می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: دولومیتی‌شدن، برشی‌شدن، فلوتوریت، کمپریش، الیکا، البرز.

## مقدمه

برشی‌شدن و دولومیتی‌شدن از پدیده‌های رایج در کانسارهای رسوبی با سنگ میزبان کریناته (مانند نوع دره می‌سی‌سی‌پی، نوع آلپی، نوع ایرلندی، نوع مانتو) می‌باشد که از مراحل قبل از کانی‌سازی تا هم‌زمان با آن در

این کانسارها معرفی شده‌اند (Kyle, 1976; Sangster, 1996; Misra et al., 1996; Leach et al., 1996). معدن فلوتوریت-سلستین-گالن کمپریش که در سنگ‌های کریناته تریاس میانی مربوط به بخش بالایی سازند الیکا در

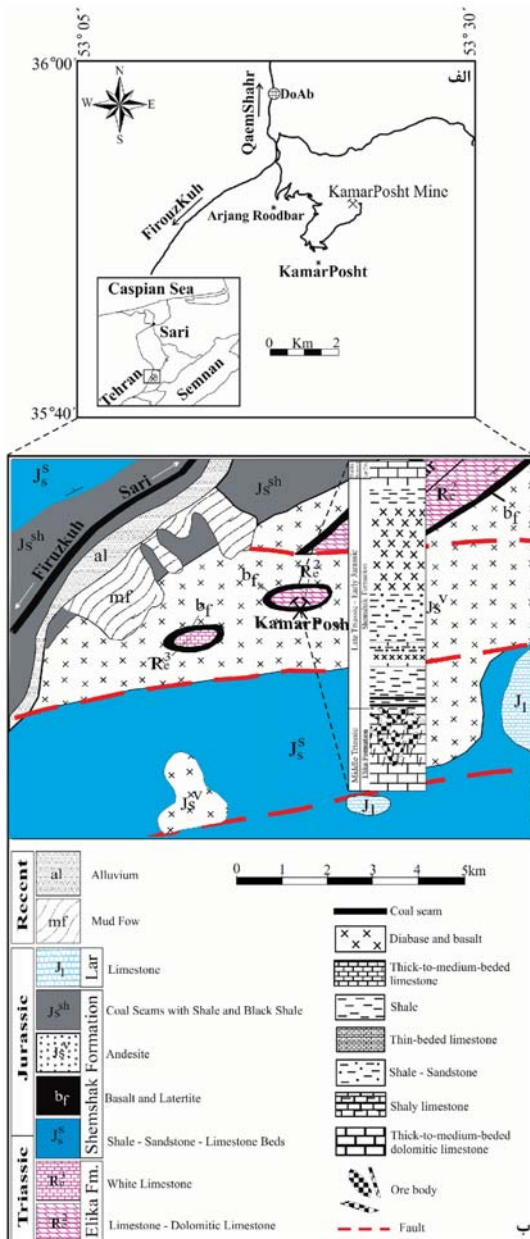
\* نویسنده مرتبط: b.shafiei@gu.ac.ir

سازند الیکا (تریاس میانی) و در تماس با واحدهای شیلی و شیل سیاه (احتمالاً قاعده سازند شمشک) رخ داده است که در دو بخش شمالی و جنوبی در حال معدن کاری است که در عمده موارد مرز بین واحدهای میزبان و سنگ‌های پوشاننده گسله شناسایی شده است (تدین و همکاران، ۱۳۹۴؛ نبی‌لو و همکاران ۱۳۹۶؛ شکل ۲).

البرز مرکزی (ارتفاعات خطیرکوه در شرق دوآب، استان مازندران) تشکیل شده است نیز واجد پدیده‌های فوق بوده که بر این اساس آن را در زمره کانسارهای غنی از فلئوریت نوع دره می‌سی‌سی‌پی رده‌بندی کرده‌اند (نبی‌لو و همکاران، ۱۳۹۶) (Rajabi et al., 2013). این پدیده‌ها در معدن کمرپشت ساخت و بافت‌های متعددی را نشان داده‌اند که تاکنون مورد مطالعه جامع قرار نگرفته‌اند. در پژوهش حاضر، دولومیت‌ها و برش‌ها بر پایه مطالعات میکروسکوپی در نور عادی و کاتدولومینسانس و همچنین در مقیاس نمونه دستی مورد مطالعه ساخت و بافت قرار گرفته‌اند که حاصل آن شناسایی انواع و نسل‌های دولومیت و برش، چگونگی و زمان پیدایش ارتباط آنها با کانی‌سازی بوده است.

### زمین‌شناسی ناحیه‌ای معدن کمرپشت

معدن کمرپشت در بخش میانی ناحیه معدن کاری فلئوریت البرز مرکزی در شرق استان مازندران در حد فاصل طول‌های ۴۸' ۵۲° و ۴۷' ۵۳° شرقی و عرض‌های ۳۵' ۵۱° و ۳۶' ۱۲° شمالی و در یک منطقه کوهستانی پوشیده از جنگل واقع شده است. این ناحیه که در حد فاصل دامنه شمالی و دامنه جنوبی و در حوضه میانی سلسله جبال البرز واقع شده است از شمال به گسل رانده شمال البرز و از جنوب به گسل امتداد لغز فیروزکوه-آستانه محدود می‌شود. این حوضه عمدتاً از سازندهای کربناته (روته، الیکا، دلیچای، لار و تیزکوه)، تخریبی (شمشک) و سنگ‌های آذرین مافیک متعلق به دوران مزوزوئیک تشکیل شده است (علیرضایی، ۱۳۶۶؛ گرجی‌زاد، ۱۳۷۴؛ طبسی، ۱۳۷۵؛ راستاد و شریعتمدار، ۱۳۸۰). از نظر زمین‌شناسی، معدن فلئوریت کمرپشت در طاق‌دیس کوه لامرد (با امتداد شمال خاوری- جنوب باختری) از ارتفاعات منطقه خطیرکوه در شرق دوآب واقع شده است که واجد واحدهای تریاس زیرین-میانی (سازند الیکا و بخش ورسک) تا بالایی (سازند شمشک) و گابرو-دیابازهای قلیایی تریاس بالایی-ژوراسیک است (شکل ۱). کانی‌سازی داخل لایه‌های کربناته بخش‌های بالایی



شکل ۱. الف) نقشه راه دسترسی، ب) نقشه زمین‌شناسی ساده شده و ستون چینه‌شناسی معدن فلئوریت کمرپشت (اقتباس از شفیع، ۱۳۹۵)



شکل ۲. تصاویری از جبهه کارهای فعال معدن کمپریش در سنگ میزبان کربناته سازنده الیکا در تماس نزدیک با واحدهای شیل زغال دار سازنده شمشک

## روش مطالعه

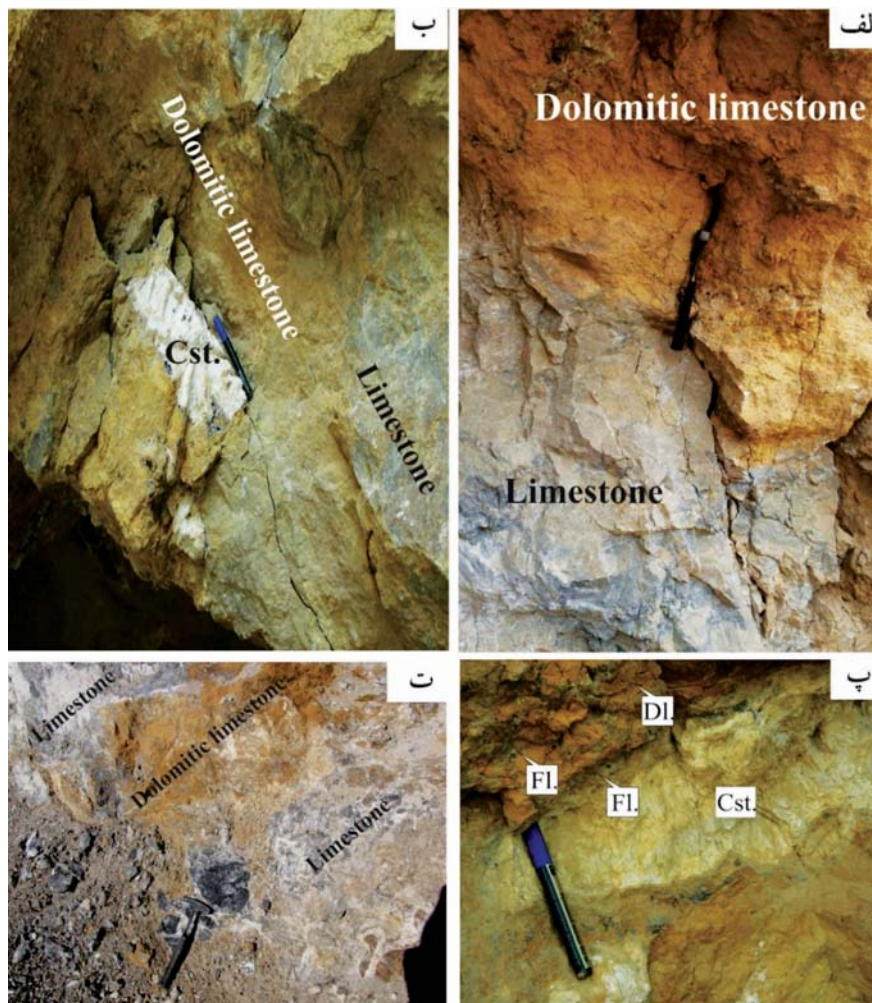
برش ۱۷ عدد نمونه تجزیه XRD (شرکت کانساران بینالود) شد و به منظور تعیین دقیق انواع دولومیت‌ها، تصویربرداری میکروسکوپی در نور کاتدولومینسانس بر روی ۷ عدد مقطع نازک-صیقلی در پژوهشکده صنعت نفت صورت پذیرفت.

## داده‌ها و نتایج

### دولومیت‌ها

مشاهدات و برداشتهای صحرائی در پژوهش حاضر نشان داد که جبهه کارهای معدن در سنگ‌های کربناته با رنگ قهوه‌ای متمایل به آجری مشخص شده‌اند که وجه تمایز آنها نسبت به رنگ روشن تر سنگ آهک اطراف می‌باشد و در این سنگ‌ها، ماده معدنی عمدتاً به صورت پُرکننده فضاهای خالی جایگزین شده که ساخت‌های توده‌ای حجیم و برشی را برای کانی‌سازی به نمایش گذاشته‌اند (شکل ۳).

بر پایه مشاهدات و برداشتهای صحرائی از معدن کمپریش، ضمن مستندسازی سیماهای برشی و همچنین دولومیتی شدن در جبهه کارهای فعال معدن، نمونه‌برداری از کانسنگ‌های با ظاهر برشی و آثار دولومیتی شدن در ۱۳ جبهه کار فعال معدن صورت پذیرفت (شکل‌های ۲ و ۳). به منظور آشکار شدن بهتر ساخت برشی و دولومیتی شدن در کانسنگ‌ها و به منظور تشریح دقیق تر آنها، از نمونه‌ها ۱۸ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه شد و سپس تشریح ماکروسکوپی آنها انجام شد. جهت شناسایی ترکیب کانیایی و سنگ‌شناسی قطعات برش و سیمان در کانسنگ‌های برشی و همچنین تفکیک دولومیت از کلسیت، مقاطع میکروسکوپی با محلول ترکیبی آلزارین رد اس-فری سیانید پتاسیم رنگ‌آمیزی شدند و سپس مورد مطالعه میکروسکوپی قرار گرفتند. همچنین از سیمان و قطعات

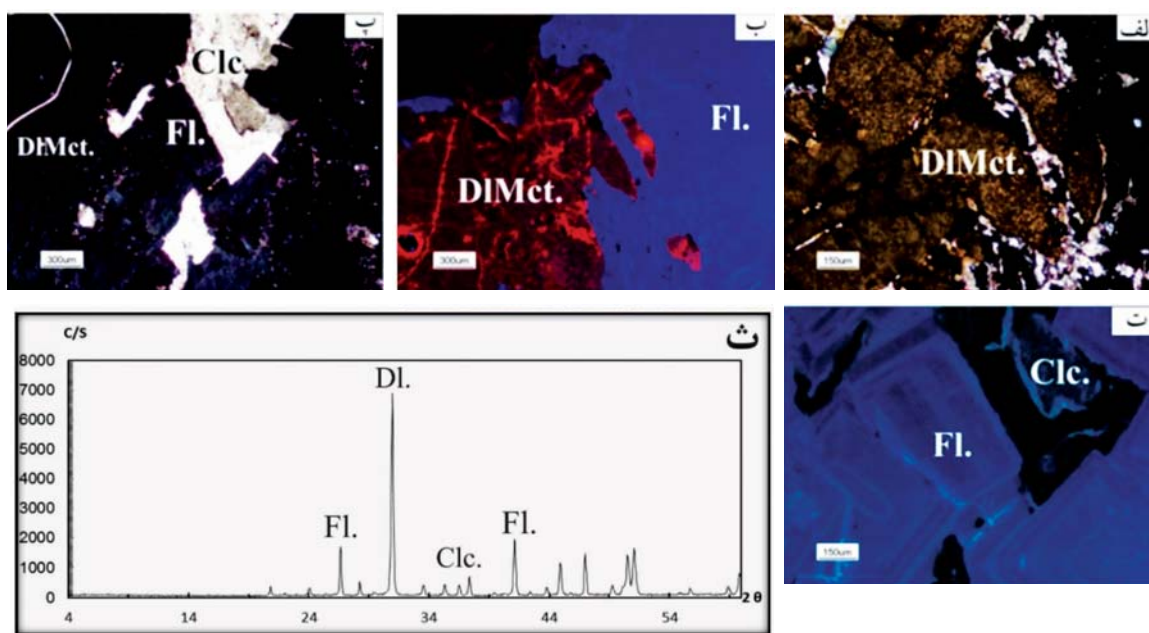


شکل ۳. ویژگی‌های ظاهری سنگ آهک دولومیتی میزبان کانی‌سازی در معدن کمپرشت: الف) سنگ آهک دولومیتی در مجاورت سنگ آهک. ب) سنگ میزبان آهک دولومیتی همراه با کانی‌سازی سلسنتین و آثار باقی مانده از سنگ آهک اولیه. پ) سنگ میزبان آهک دولومیتی رگه سلسنتین و فلئوریت داخل سنگ آهک دولومیتی. ت) بخش دولومیتی شده سنگ آهک اولیه که آثار برشی شدن نشان می‌دهد

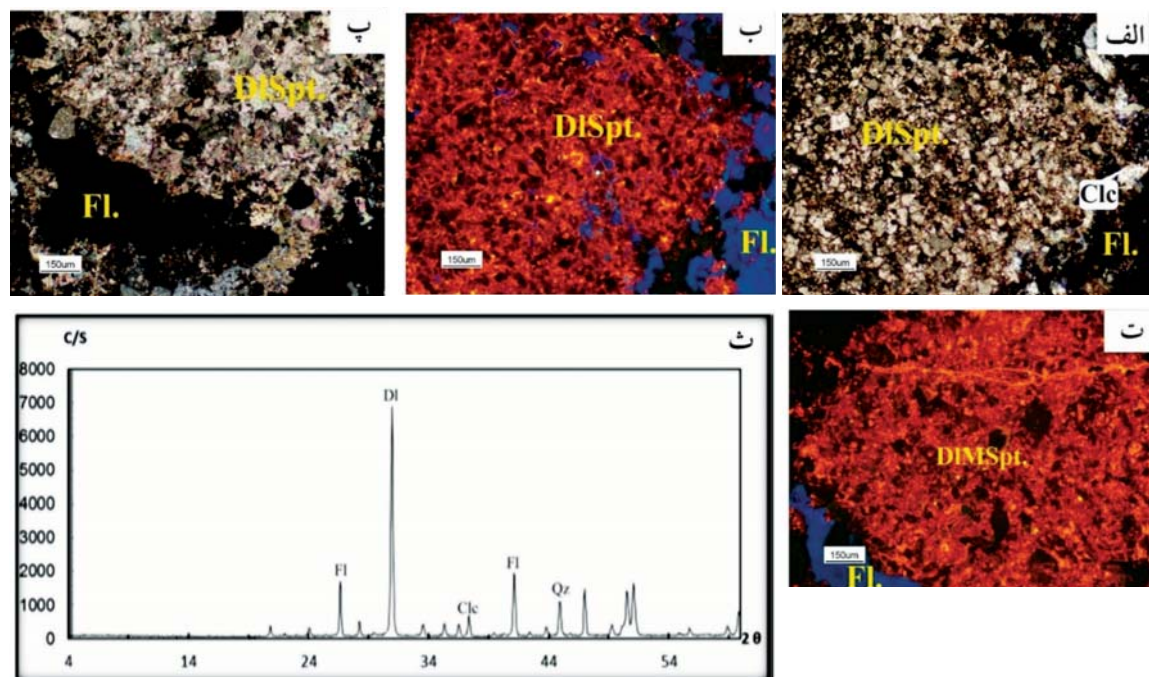
این دولومیت‌ها فاقد لومینسانس تا لومینسانس قرمز تیره-قهوه‌ای می‌باشند که قبل از کانی‌سازی در سنگ میزبان حضور داشته‌اند (شکل ۴).

دولومیکرواسپارایت‌ها با بلورهای درشت‌تر و نیمه‌شکل‌دار دولومیتی به عنوان زمینه سنگ میزبان، واجد پرشدگی‌ها و رگه-رگچه‌های فلئوریتی از فراوان‌ترین نوع کانی‌سازی دولومیت، در معدن کمپرشت بودند که لومینسانس قرمز-نارنجی را به نمایش گذاشته‌اند (شکل ۵). این دولومیت‌ها گاهی به صورت ناقص توسط فلئوریت جانشین شده‌اند که نشان می‌دهد این دولومیت‌ها قبل از کانی‌سازی هم در سنگ میزبان حضور داشته‌اند (شکل ۶).

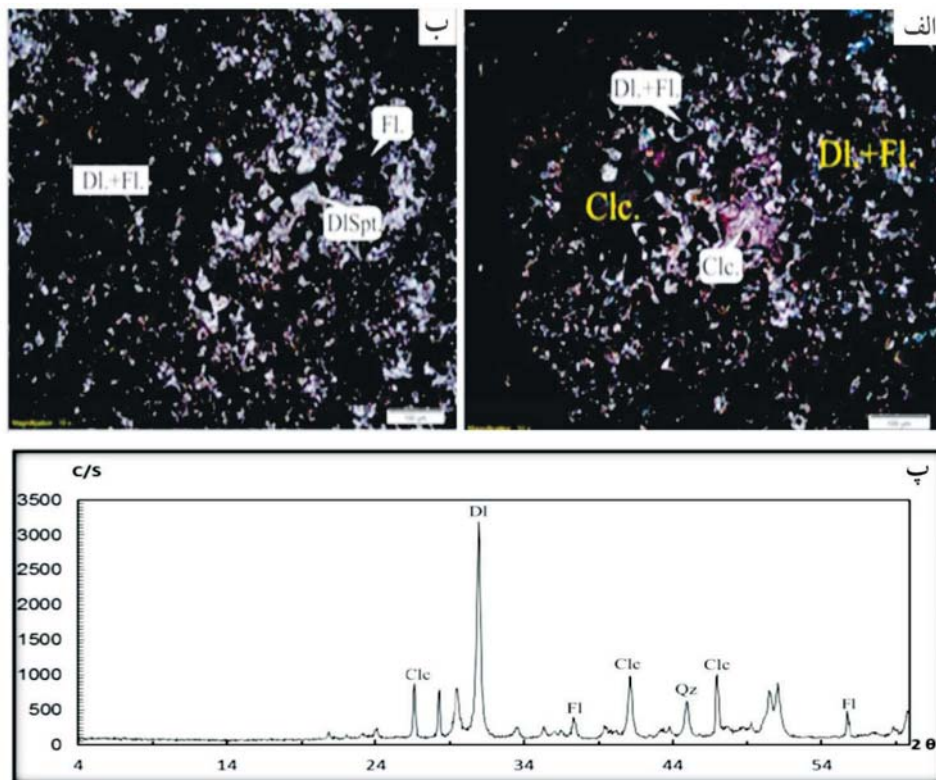
نتایج حاصل از مطالعات میکروسکوپی در تلفیق با داده‌های XRD و تصویربرداری کاندولومینسانس منجر به شناسایی سه گروه دولومیت شامل دولومیکرایت‌ها، دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌ها (Adabi, 1996) در سنگ میزبان آهک دولومیتی شد که برای معرفی و نام‌گذاری آن‌ها از طبقه‌بندی (Mazzullo 1992) و (Sibley and Gregg 1984) استفاده شده است (شکل‌های ۴ تا ۷). دولومیکرایت‌ها یا دولومیت‌های نوع اول شناسایی شده در گستره معدن به صورت بسیار ریز بلور و یا به شکل زمینه گل مانند، دارای مرز بلوری غیرمسطح، بی‌شکل و فاقد تخلخل بین بلوری هستند.



شکل ۴. الف) تصویر میکروسکوپی (نور XPL) دولومیکرایتی که توسط رگچه کلسیت-فلوئوریت خُرد شده (برش) شده است. ب) تصویر کاتدولومینسانس قطعات دولومیکرایت که فاقد لومینسانس یا لومینسانس قهوه‌ای-قرمز تیره در مجاورت فلوئوریت با لومینسانس آبی تیره می‌باشند. پ) تصویر میکروسکوپی (نور XPL) حاوی قطعات کلسیتی جانشین شده با فلوئوریت در زمینه دولومیکرایتی سنگ میزبان. ت) تصویر کاتدولومینسانس تصویر پ. ث) نمودار XRD مربوط به نمونه فوق که حاوی کانی‌های اصلی دولومیت و فلوئوریت و کانی فرعی کلسیت است



شکل ۵. الف) تصویر میکروسکوپی (نور XPL) حاوی بلورهای شکلدار دولواسپارایت و دولومیکرواسپارایت‌ها (Adabi, 1996) در زمینه سنگ میزبان آهک دولومیتی. ب) تصویر کاتدولومینسانس نمونه فوق با لومینسانس قرمز-نارنجی و فلوئوریت با لومینسانس آبی و سیلیکای فاقد لومینسانس همراه با فلوئوریت. پ) تصویر میکروسکوپی حاوی بلورهای نیمه شکل‌دار دولومیکرواسپارایت که به‌طور بخشی با فلوئوریت جانشین شده است. ت) تصویر کاتدولومینسانس نمونه فوق دولومیکرواسپارایت‌های زمینه با لومینسانس قرمز تیره که رگچه‌های ظریف دولومیت با لومینسانس زرد-نارنجی آن را قطع کرده‌اند. رگه فلوئوریت با لومینسانس آبی در حاشیه تصویر دیده می‌شود. ث) نمودار XRD مرتبط با تصاویر فوق حاوی کانی‌های اصلی دولومیت و فلوئوریت و کانی‌های فرعی کلسیت و کوارتز



شکل ۶. الف-ب) دولواسپارایت‌های زمینه (دولومیت‌های قبل از کانی‌سازی) که با فلونوریت (FL) و کلسیت (Clc.) به صورت کامل یا بخشی جانشین شده‌اند. پ) نمودار XRD مرتبط با تصاویر فوق حاوی کانی اصلی دولومیت و کانی فرعی کلسیت، فلونوریت و کوآرتز

سانتی‌متر تا کمتر از نیم‌متر می‌باشد که جنس قطعات برش در برخی زون‌ها یکسان و از جنس سنگ دیواره و در برخی دیگر متنوع و بیگانه نسبت به سنگ دیواره می‌باشد. در اکثر موارد، فلونوریت، کلسیت و در برخی موارد سلسیتین-باریت به عنوان سیمان قطعات سنگ میزبان عمل کرده است (شکل ۸).

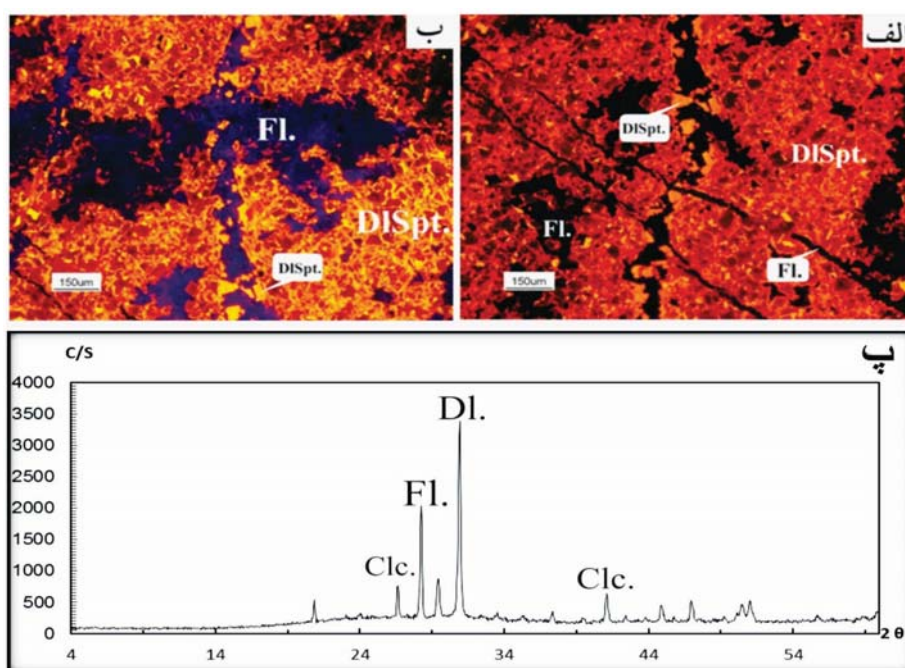
بر پایه تشریح ماکروسکوپی و میکروسکوپی نمونه‌ها، سه نوع برش اصلی در معدن شناسایی شد: برش دیاژنتیک، برش گسلی و برش انحلالی-ریزشی که از بین آن‌ها دو برش اخیر فراوان‌تر از نوع دیاژنتیک بودند (شکل‌های ۹ تا ۱۳).

در برش دیاژنتیک، قطعات برش از یک جنس سنگ هستند (آهک میکرایتی)، فاصله بین قطعات بسیار کم و در حد چند میلیمتر است که توسط سیمانی از فلونوریت و یا کلسیت به هم متصل شده‌اند (شکل ۹). برش دیاژنتیک می‌توانسته طبق مطالعه Vlahovic et al. (2002) حاصل رشد مجدد کانی‌های دیاژنتیک اولیه (به‌عنوان سیمان

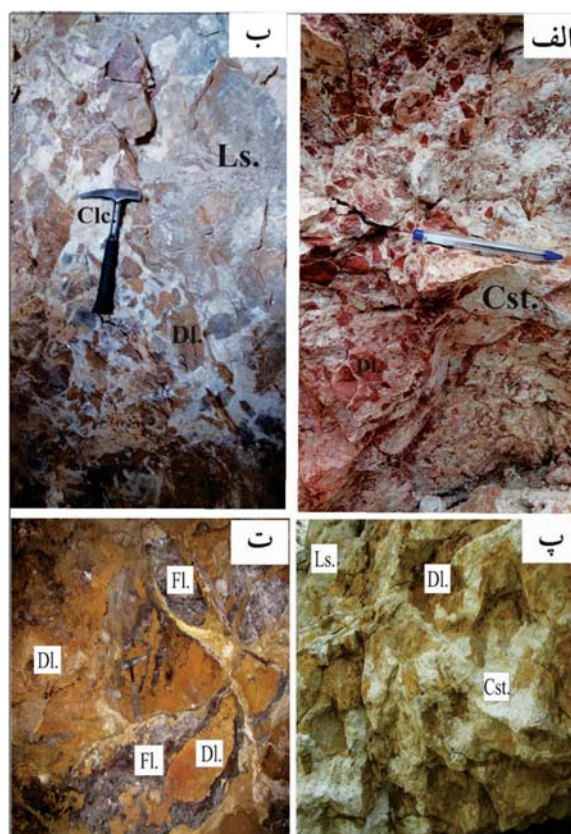
نوع دیگری از دولواسپارایت‌ها با اندازه بلورهای دولومیت بزرگتر از دو نوع قبلی (بین ۶۱ تا ۲۵۰ میکرون)، اغلب شکل‌دار و دارای مرزهای بلوری مشخص (بافت ایدیوتوپیک و هیپ ایدیوتوپیک؛ Friedman, 1965) با لومینسانس نارنجی-زرد شناسایی شد که عمدتاً داخل رگچه‌های کانی‌سازی و همراه با فلونوریت و کلسیت مشاهده شدند؛ لذا می‌توان این نوع دولومیت‌ها را همراه و همزاد با کانی‌سازی تفسیر کرد (شکل ۷). قطع شدن رگچه‌های فلونوریتی-دولومیتی توسط رگچه‌های فلونوریتی (شکل ۷-الف) نشان می‌دهد که فلونوریت‌زایی بدون همراهی دولومیتی شدن در معدن کمپرشت اتفاق افتاده است.

## برش‌ها

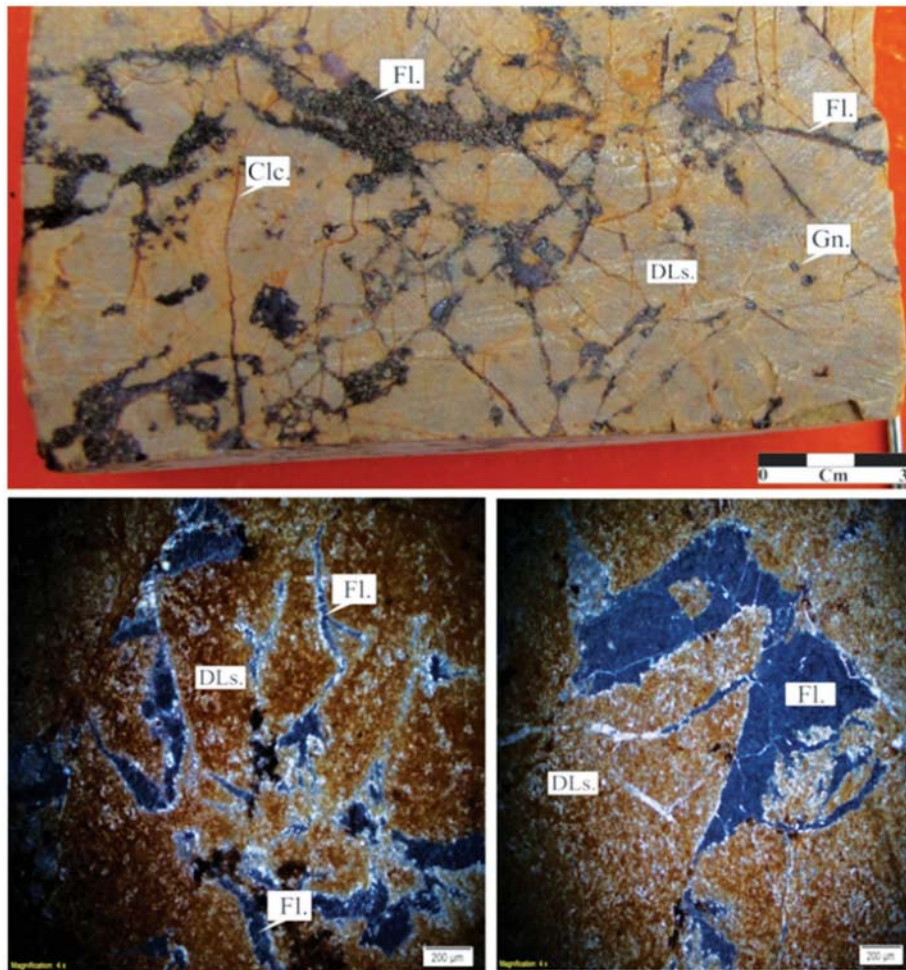
ساخت برشی از متداول‌ترین ساخت‌های کانی‌سازی در جبهه‌کارهای فعال معدن می‌باشد که با ابعاد چند مترمربع داخل سنگ‌های آهکی و آهک دولومیتی میزبان توسعه یافته‌اند (شکل ۸). اندازه قطعات برش در این زون‌ها از چند



شکل ۷. الف-ب) دولواسپارایت‌های بالومینسانس نارنجی-زرد (داخل رگچه فلئوئوریتی) که از دولواسپارایت‌های قرمز زمینه سنگ آهک دولومیتی میزبان متفاوت هستند. ث) نمودار XRD مرتبط با تصاویر فوق حاوی کانی‌های اصلی دولومیت و فلئوئوریت و کانی فرعی کلسیت



شکل ۸. الف-ت) نحوه تظاهر ماده معدنی به صورت برشی در جبهه کارهای فعال معدن کم‌ریشته؛ قطعات برش از جنس آهک دولومیتی (Dls) و دولستون (Dl) است که حاصل دولومیتی شدن سنگ آهک میزبان (Ls) بوده است. سیمان از جنس سلسستین (Cst)، کلسیت (Clc) و فلئوئوریت (Fl) می‌باشد



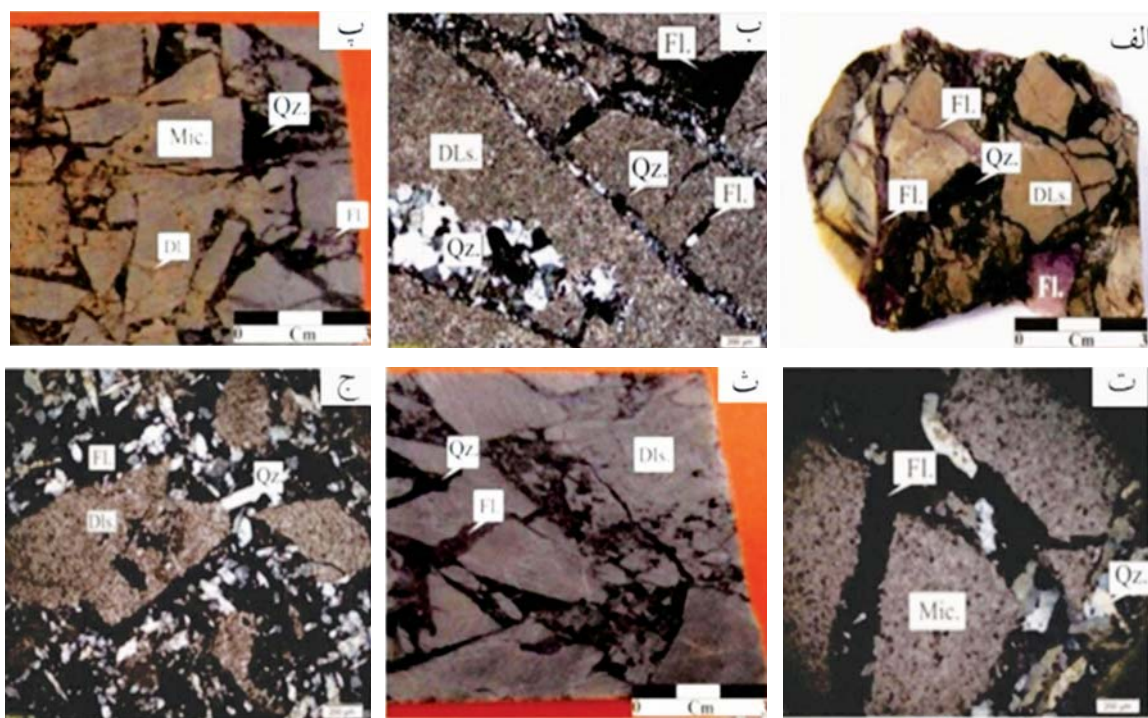
شکل ۹. برش دیاژنتیک در سنگ آهک دولومیتی میزبان که از رشد و توسعه رگچه‌های فلونوریتی (Fl.) و کلسیتی (Clc.) در طی مراحل پایانی دیاژنز حاصل شده است

برش کم است و هیچ‌گونه آثاری از جابه‌جایی، چرخش و یا حاشیه خوردگی و خلیجی در قطعات برشی دیده نمی‌شود (شکل ۱۰). در این نوع برش، قطعات سنگ میزبان توسط سیمانی از فلونوریت (نسل اپی‌ژنتیک) یا فلونوریت-سلستین و فلونوریت-سیلیکای ثانویه درشت بلور (سیلیسی شدن) و ریز بلور (چرت) به هم متصل شده‌اند (شکل ۱۰). گاهی قطعات سنگی در این نوع برش در نتیجه واکنش با محلول‌های گرمابی کانی‌ساز، دچار خوردگی شده و حاشیه خلیجی پیدا کرده‌اند که در این صورت می‌توان آن را با سنگ‌شناسی مشابه قطعات برش از برش انحلالی-ریزشی تشخیص داد (شکل ۱۱). همچنین نفوذ محلول‌های کانی‌ساز به داخل این قطعات نیز باعث خوردشدگی مجدد (شکل ۱۲-ب) و حتی جانشین شدن آن‌ها در حاشیه و یا جانیشینی کامل

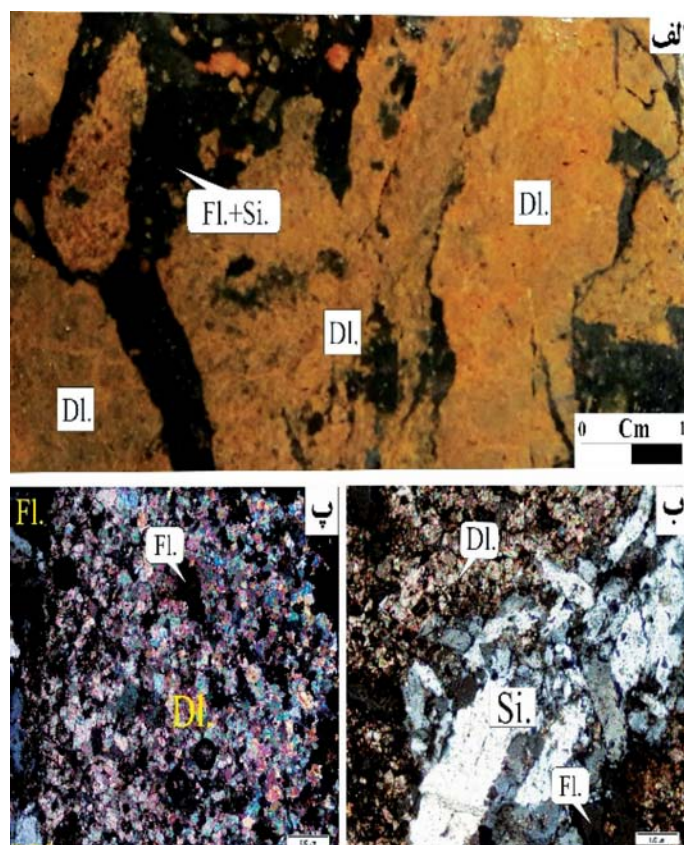
دانه‌ریز اولیه) در نتیجه افزایش دما و فشار طی فرایند پیشرفت دیاژنز باشد. در کانسنگ‌های مورد مطالعه، این برش می‌توانسته در اثر رشد بیشتر ریزرگچه‌های فلونوریت دیاژنتیک اولیه با افزایش دما و فشار در طی پیشرفت فرایند دیاژنز سنگ‌های میزبان حاصل شده باشد. عدم همراهی کانی‌های شاخص دگرسانی (مانند سیلیس و دولومیت) با این ریزرگچه‌ها و همچنین حضور گالن دانه‌ریز و افشان در متن قطعات برش به عنوان نسل دیاژنتیک از کانی‌سازی فلونوریت در معدن کمرپشت تفسیر شده است (نبی‌لو و همکاران، ۱۳۹۶).

در برش گسلی همانند برش دیاژنتیک، جنس قطعات برش مشابه است که گاهی دارای آثار کانی‌سازی فلونوریت به صورت دانه پراکنده یا ریزرگچه‌ای هستند، فاصله بین قطعات

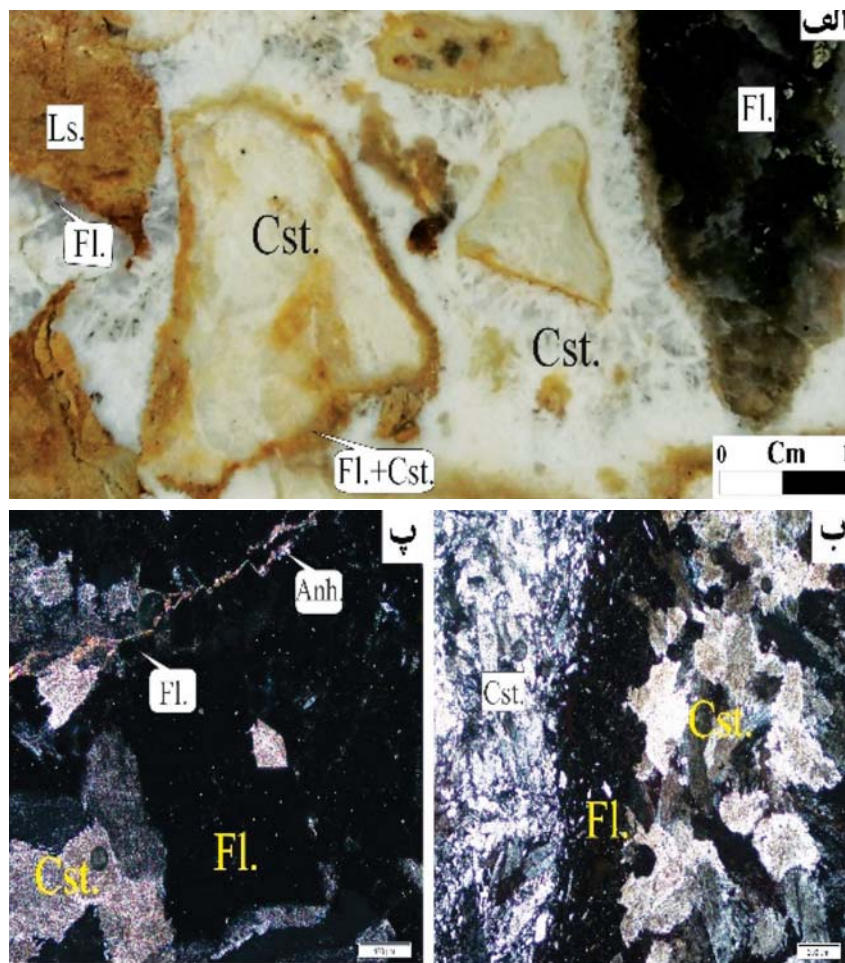




شکل ۱۰. برش‌های گسلی با قطعات سنگ‌شناسی مشابه و فاصله جابجایی کم از یکدیگر با سیمانی از فلوئوریت (Fl.) و سیلیس (Sc.)



شکل ۱۱. برشی گسلی با قطعات هم‌جنس (دولستون Dls) لیکن با حواشی خلیجی و واکنشی که توسط سیمانی از فلوئوریت (Fl.) و سیلیکای ثانویه درشت بلور (Si.) دربرگرفته شده است. این فلوئوریت می‌تواند معرف نسلی از کانی‌سازی باشد که بعد از فلوئوریت‌های نسل دیاژنتیک (فلوئوریت‌های حاضر در زمینه قطعه دولومیتی در تصویر پ) در معدن کم‌پریش به وجود آمده‌اند

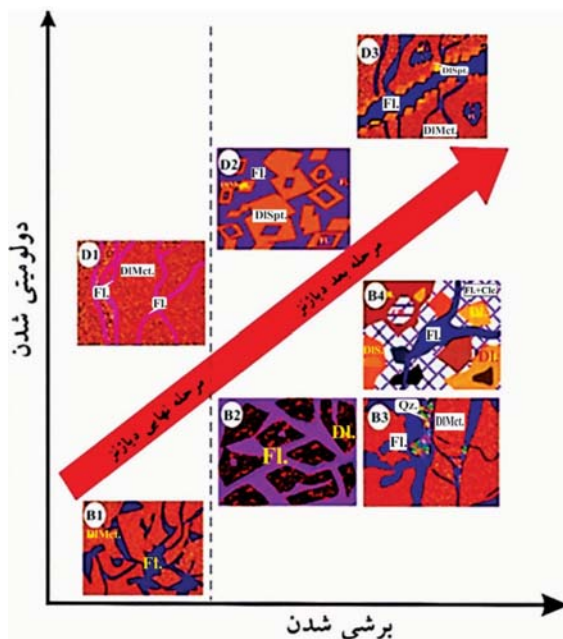


شکل ۱۲. الف) برش گسلی با قطعات هم‌جنس (سنگ آهک Ls.) لیکن با حواشی واکنشی که به طور کامل یا ناقص توسط سلسستین (Cst.) و فلئوریت (Fl.) جانشین شده است. ب) جانشین شدن زمینه و حاشیه قطعه برشی توسط سلسستین و فلئوریت (Fl.). سیمانی که قطعات برش را در برگرفته است نیز از سلسستین-فلئوریت است. پ) قطع شدن فلئوریت جانشین شده به جای سلسستین توسط رگه ظریف انیدریت در زمینه قطعه برش

خلیجی نشان دادند و فاصله بین قطعات بیشتر از برش نوع گسلی بود (شکل ۱۳). قطعات برش عمدتاً دارای آثار کانی‌سازی اولیه از فلئوریت (نسل دیاژنتیک) هستند که توسط سیمانی از فلئوریت (نسل اپی‌ژنتیک یا بعد از دیاژنز)، اسپاری کلسیت، فلئوریت-سلسستین دربرگرفته شده است (شکل ۱۳). محققین مختلف معتقدند که برش ریزشی-انحلالی در نتیجه انحلال سنگ کربناته میزبان و واحدهای سنگی در زیر قرار گرفته یا پوشاننده آن با محلول‌های گرمابی (شوراب‌های حوضه‌ای) ایجاد می‌شوند (Kyle, 1976 and Briskey, 1983; Gaylord Misra et al., 1996; et al., 1996).

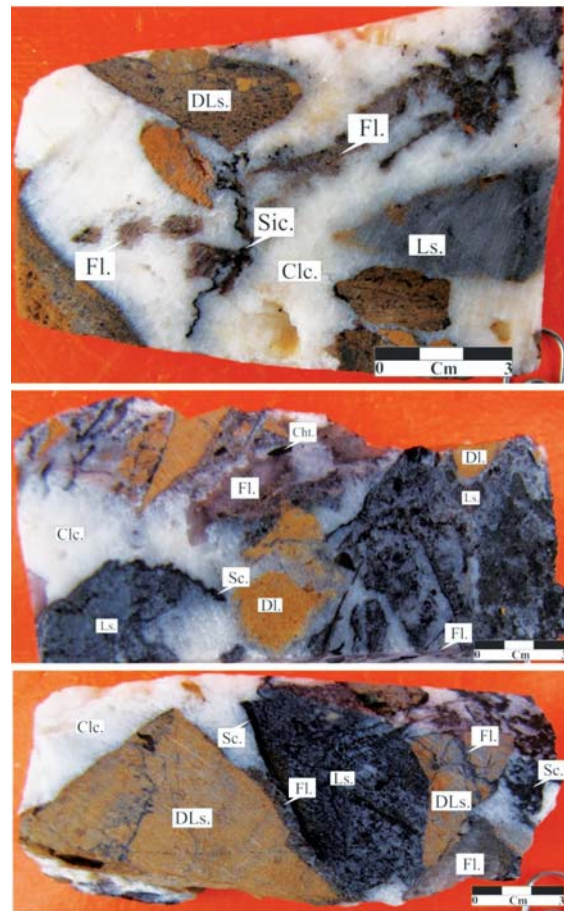
آن‌ها توسط ماده معدنی مانند فلئوریت و سلسستین شده است (شکل ۱۲-پ). این برش می‌تواند به‌عنوان نسلی از کانی‌سازی فلئوریت در معدن کمرپشت تفسیر شود که فلئوریت‌زایی بعد از دیاژنز و همچنین هم‌زمان یا بعد از خردشدگی تکتونیکی سنگ‌های کربناته میزبان توسط محلول‌های گرمابی کانه‌ساز (همراه با سیلیسی و دولومیتی شدن) در فضاهای خالی اتفاق افتاده است (Kyle, 1976 and Briskey, 1983; Gaylord Misra et al., 1996). در کانسنگ‌های برشی از نوع انحلالی-ریزشی قطعات از تنوع ترکیب سنگ‌شناسی (آهک میکرایتی، آهک اسپارایتی و آهک دولومیتی) برخوردار بودند، حاشیه خوردگی و

رگچه‌های فلوئوریتی با لومینسانس نارنجی-زرد که از نوع دولواسپارایت شناسایی شدند (D3).



شکل ۱۴. الگوی زمانی برای دولومیتی شدن و برشی شدن در معدن فلوئوریت کمربست. شماره‌های داخل هر شکل اشاره دارد به: (B1) برش دیاژنزی ناشی از رشد رگه-رگچه‌هایی از جنس فلوئوریت‌های نسل دیاژنتیک (FL). (D1) دولومیکرایت‌های زمینه سنگ آهک دولومیتی که توسط رگه-رگچه‌های فلوئوریت قطع شده‌اند (شماره B1 و D1 مرتبط با مرحله نهایی دیاژنز). (D2) شامل دولومیکرایت‌ها، دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌ها مرتبط همراه با جانشینی فلوئوریت در زمینه قطعات دولومیتی (D1). (B2) برش گسلی با قطعات مشابه از جنس دولومیت همراه با کانی‌سازی فلوئوریت در زمینه و سیمان قطعات برشی. (B3) برش گسلی با قطعات مشابه از جنس دولومیت همراه با دگرسانی سیلیسی (Qz) در حاشیه قطعات. B4- برش انحلالی-ریزشی با قطعات متفاوت از جنس دولومیت احاطه شده توسط سیمانی از جنس کلسیت (CLc). (D3) دولواسپارایت (DISpt.) در حاشیه رگه فلوئوریتی که زمینه دولومیکرایتی سنگ میزبان را قطع کرده است (برش‌های B2 تا B4 مرتبط با مراحل بعد از دیاژنز هستند)

ویژگی‌های لومینسانس دولومیت‌ها به فراوانی نسبی یون‌های منگنز ( $Mn^{2+}$ ,  $Mn^{3+}$ ,  $Mn^{4+}$ )، عناصر نادر خاکی (REE) و آهن ( $Fe^{+2}$ ,  $Fe^{+3}$ ) ربط داده شده است به گونه‌ای که  $Mn^{2+}$  و یون‌های سه ظرفیتی REE مهم‌ترین یون‌های فعال‌کننده لومینسانس بیرونی بوده و در مقابل  $Fe^{+2}$  بازدارنده اصلی معرفی شده است (Marshall, 1988; Machel, 2000; Richter et al., 2003). بر طبق (El Ali et al., 1993)، رنگ کاندولومینسانس



شکل ۱۳. برش انحلالی-ریزشی با قطعات سنگ‌شناسی متنوع شامل آهک (LS.)، آهک دولومیتی (DLS.) و دولستون (DI.) و فلوئوریت (FL.) که توسط سیمانی از کلسیت اسپاری (CLc.) و فلوئوریت (FL.) دربرگرفته شده است. به حضور قطعات سنگی آهک دولومیتی دارای کانی‌سازی فلوئوریت نسل دیاژنتیک و استیلولیت توجه شود

## بحث

با توجه به مطالعات سنگ‌نگاری دولومیت‌های معدن کمربست و تصاویر کاندولومینسانس مرتبط با آن‌ها، حداقل سه نسل دولومیت نسبت به فرآیند دیاژنز و زمان کانی‌سازی در مطالعه حاضر شناسایی شد (شکل ۱۴): (۱) نسل اول دولومیکرایت‌های فاقد لومینسانس می‌باشند که قبل از کانی‌سازی در سنگ میزبان حضور داشته‌اند (D1)، (۲) دولومیت‌های نسل دوم به صورت بی‌شکل تا شکل‌دار با لومینسانس قرمز-نارنجی در زمینه سنگ میزبان، که توسط فلوئوریت و کلسیت در مرحله کانی‌سازی جانشین شده‌اند (D2) و (۳) دولومیت‌های شکل‌دار داخل و یا در حاشیه

تدفینی کم‌ژرفا تا تشکیل سنگ آهک دولومیتی) دانست، در حالی که دولومیکرواسپارایت‌های شکل‌دار در زمینه سنگ یا در رگچه‌های فلئوریتی که لومینسانس نارنجی-زرد یا قرمز روشن را به نمایش گذاشته‌اند و در واقع دولومیت‌های مرحله کانی‌سازی هستند را می‌توان بازتاب‌کننده شرایط احیایی تشکیل آن‌ها، احتمالاً به واسطه عملکرد فرآیندهای ثانویه (مانند شوراب‌های گرم حوضه‌ای مولد کانی‌سازی فلئوریت-گالن-باریت-سلسیتین) بر سنگ‌های آهک دولومیتی میزبان قلمداد کرد. افزایش ژرفای تدفین و دیاژنز که افزایش دما را به دنبال خواهد داشت می‌توانسته از طریق تبلور مجدد دولومیکرایت‌های اولیه در زمینه سنگ آهک دولومیتی، دولواسپارایت‌های با لومینسانس قرمز روشن را ایجاد کرده باشد. Adabi (1996) معتقد است بلورهای دولواسپارایتی، دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌ها معمولاً از جانمایی سنگ‌های آهکی و یا از تبلور مجدد دولومیکرایت‌ها به وجود می‌آیند. حضور فلئوریت‌ها با لومینسانس آبی تیره همراه شده با دولومیت، می‌تواند ماهیت تبلور مجدد سنگ میزبان را نشان دهد (Machel, 1985).

با توجه به خاستگاه دوگانه معرفی شده برای دولومیت‌ها در مطالعه حاضر (دیاژنتیک و بعد از دیاژنتیک)، منیزیم نیز می‌توانسته احتمالاً از دو منبع متفاوت تامین شده باشد. در محیط‌های دیاژنتزی، منیزیم لازم برای دولومیتی شدن تدفینی (دولومیت‌های قبل از کانی‌سازی) می‌تواند از آب‌های محبوس بین‌دانه‌ای و همچنین انحلال فشاری (استیلولیتی شدن) کلسیت دارای منیزیم بالا تامین شود (Lee and Friedman, 1987; Gregg, 1985; Wanless, 1979). با توجه به اینکه حوضه رسوبی تریاس میانی در البرز مرکزی که میزبان رسوب‌گذاری سازند الیکا و کانی‌سازی فلئوریت در مقیاس منطقه‌ای بوده است از نوع حوضه‌های دارای شرایط دریایی کم‌ژرفا و اقلیم گرم و خشک با رسوب‌گذاری کربناته فلات قاره‌ای نوع رمپ در جنوب اقیانوس پالئوتتیس شناخته شده است که دارای رخساره‌های نوع لاگونی، کولابی، ساحلی و پهنه‌های جزر و مدی واجد قالب کانی‌های تبخیری در بخش‌های بالایی سازند الیکا است (لاسمی و همکاران، ۱۳۷۶؛ لاسمی و همکاران، ۱۳۷۹)، بنابراین می‌توان

دولومیت همچنین ممکن است ناشی از خصوصیات محیطی آن باشد. دولومیت‌های قدیمی با منشاء تبخیری، لومینسانس یکنواخت قرمز رنگ و دولومیت‌های تبخیری عهد حاضر لومینسانس زردرنگ، دولومیت‌های رسوبی غیرتبخیری عموماً لومینسانس زرد-نارنجی و دولومیت‌های گرمابی لومینسانس گوناگونی از نارنجی تا قرمز نشان داده‌اند (Boggs and Krinsley, 2006). غلظت یون  $Mn^{+2}$  موجود در آب دریای عادی که درون کانی‌های کربناته دریایی توزیع می‌شود بسیار کمتر از آن است که در حضور مقدار معمول یون  $Fe^{+2}$  در آب عادی بتواند لومینسانس قابل‌رویت را در کربنات‌های غیرزیستی (شیمیایی) فعال کند. ظاهراً در محیط سکوه‌های دریایی غنی از اکسیژن که بخش عمده رسوبات کربناته در آنجا نهشته می‌شوند، یون  $Mn^{+2}$  نسبت به یون  $Mn^{+3}$  از فراوانی کمتری برخوردار است. در نتیجه، به نظر می‌رسد که مقدار  $Mn^{+2}$  در محیط‌های احیایی بیشتر باشد. همچنین برخی از پژوهشگران معتقدند دولومیت‌هایی که لومینسانس درخشانی از خود نشان می‌دهند می‌توانند ناشی از تبلور مجدد دولومیت بوده باشد. در این زمینه (Machel, 2000) نشان داده است که شدت پرتوهای کاتدولومینسانس از فعال شدن با  $Mn^{+2}$  و بازدارندگی  $Fe^{+2}$  و خودبازدارندگی  $Mn^{+2}$  در شرایط غلظت بالای  $Mn^{+2}$  ناشی می‌شود. میزان فراوانی یون‌های  $Mn^{+2}$  و  $Fe^{+2}$  به وضعیت احیایی محیط رسوب‌گذاری و دیاژنتیکی و همچنین برخی عوامل دیگر وابسته است. آب دریا در محیط سکوی کم عمق دریایی که رسوبات کربناته عمدتاً در آنجا نهشته می‌شوند معمولاً غنی از اکسیژن است. از این رو منگنز بیشتر به شکل  $Mn^{+4}$  و آهن بیشتر به صورت  $Fe^{+3}$  حضور دارند. با افزایش ژرفای تدفین، شرایط احیایی حاکم شده است که منجر به افزایش حضور  $Mn^{+2}$  (به جای  $Mn^{+4}$ ) و در نتیجه لومینسانس درخشان در دولومیت‌ها می‌شود؛ اما ممکن است وجود  $Fe^{+2}$  فراوان موجب بازدارندگی کاتدولومینسانس شده و در نتیجه آنها کاتدولومینسانس تیره از خود نشان دهند. بر پایه این تفسیر، می‌توان دولومیت‌های اولیه (قبل از کانی‌سازی) فاقد لومینسانس در پژوهش حاضر را ناشی از شرایط بسیار اکسیدکننده تشکیل از آب دریا (طی رسوب‌گذاری و دیاژنز

شوراب‌ها از ۵ تا ۹ تعیین شده است. در ناحیه می‌سی‌سی‌پی مرکزی، آب‌های سدیم-کلسیم-کلر با دماهایی از ۱۰۰ تا ۱۴۰ درجه سانتی‌گراد موجود در میدان نفتی با سنگ میزبان کربناته در ژرفاهایی از ۲۷۰۰ تا ۴۴۰۰ متر واجد ۱۶۰ تا ۳۴۰ گرم بر لیتر مجموع جامدات محلول، ۳۷۰ میلی‌گرم بر لیتر روی و ۹۲ میلی‌گرم بر لیتر سرب بوده‌اند که باریت و گالن را در دهانه چاه‌ها ته‌نشین کرده‌اند (Pirajno, 2010). با توجه به ماهیت ذاتاً تبخیری سازند الیکا و پتانسیل تولید شوراب‌های حوضه‌ای بعد از دیازنز، انحلال واحدهای کربناته-تبخیری داخل و پوشاننده این سازند (واحد پالند یا سوادکوه؛ علیرضایی، ۱۳۶۶؛ وحدتی دانشمند، ۱۳۶۲) توسط شوراب‌های مذکور می‌توانسته باعث شکل‌گیری حفرات کارستی (از نوع گرمابی) و همچنین برش‌های انحلالی-ریزشی و نهشته شدن ماده معدنی همراه با دولومیتی شدن شده باشد (ذبیحی‌تبار، ۱۳۹۲؛ نی‌لو و همکاران، ۱۳۹۶؛ شفیع‌ی، ۱۳۹۵). مطالعات میانبارهای سیال و سنجش ایزوتوپ کلر و منیزیم در میانبارها می‌تواند نقش شوراب‌های حوضه‌ای و همچنین ماگماتیسم را در دولومیتی شدن و کانی‌سازی اپی‌ژنتیک در این ناحیه روشن کند.

تلفیق نتایج حاصل از مطالعه پتروگرافی کانسنگ‌های برشی در پژوهش حاضر با الگوهای شکل‌گیری ساخت و بافت‌های برشی در کانسارهای نوع آلپی و نوع دره می‌سی‌سی‌پی (؛ Kyle, 1976 and Briske, 1983؛ Gaylord Misra et al., 1996) نشان می‌دهد که برش‌های انحلالی-ریزشی و گسلی (در مقایسه با برش‌های دیازنتیک) سیمای غالب برشی شدن در جبهه‌کارهای معدن کمپریش هستند که بعد از دیازنز سنگ میزبان ایجاد شده‌اند و تأکیدی بر منشأ غالباً اپی‌ژنتیک زون‌های پُرعیار در معدن کمپریش می‌باشند. در مقایسه، برش‌های دیازنتیک در جبهه‌کارهای معدن به صورت جزئی حضور دارند که ممکن است علت آن عملکرد فرایندهای بعد از دیازنز (تکتونیک و شوراب‌های حوضه‌ای) بر کانی‌سازی‌های ضعیف اولیه و تحول و تکامل برش‌های دیازنتیک به برش‌های گسلی و انحلالی-ریزشی باشد. همراهی برش‌های گسلی و انحلالی-ریزشی با قطعات سنگی حاوی فلئوریت‌های دانه پراکنده

خاستگاه تبخیری منیزیم را برای تشکیل دولومیت‌های دیازنتیک تدفینی (سنگ آهک دولومیتی) در این مطالعه در نظر گرفت. حضور لایه‌های دولومیتی گچی در داخل سازند الیکا (علیرضایی، ۱۳۶۶؛ گرجی‌زاده، ۱۳۷۴؛ شریعتمدار، ۱۳۷۷) و همچنین حضور نهشته‌های معروف به سوادکوه (علیرضایی، ۱۳۶۶) یا سازند پالند (وحدتی دانشمند، ۱۳۶۲) با چینه‌شناسی شیل، مارن، ماسه‌سنگ و میان‌لایه‌های گچ و دولومیت بر روی بخش‌های بالایی سازند الیکا همگی موید حاکمیت تبخیر بر حوضه رسوب‌گذاری الیکا در البرز مرکزی می‌باشند. برای دولومیت‌های همراه شده با کانی‌سازی که بعد از دیازنز سنگ‌های کربناته میزبان معدن ایجاد شده‌اند و منشاء گرمابی برای آن‌ها تصور شده است خاستگاه شوراب حوضه‌ای و آب‌زدایی شیل‌ها می‌تواند منابع احتمالی منیزیم برای دولومیتی شدن در نظر گرفته شود. در محیط معدن کمپریش واحدهای شیل ذغال‌دار متعلق به سازند شمشک (تریاس بالایی) در تماس نزدیک با زون‌های کانی‌سازی واقع در سنگ‌های کربناته میزبان معدن (تریاس میانی) هستند (شکل ۲). گسلس معکوس و راندگی‌های متعدد در این معدن (تدین و همکاران، ۱۳۹۴) و این تماس نزدیک شاید نشان‌دهنده منشاء گرفتن منیزیم از شیل‌های مذکور طی تراکم و آب‌زدایی آن‌ها به واسطه حاکم بودن وارون‌شدگی تکتونیک در زمان‌های جوانتر از تریاس بالایی (شاید کوهزایی لارامید در کرتاسه فوقانی؛ نظری و شهیدی، ۱۳۹۰) باشد. علاوه بر این، در محیط معدن کمپریش، ماگماتیسم مافیک گسترده‌ای وجود دارد (ترکیب دیاباز-گابرو) که دارای سن چینه‌شناسی تریاس بالایی-ژوراسیک است. به جریان انداختن آب‌های پوسته‌ای (شوراب‌های حوضه‌ای) ناشی از حرارت بالای این توده‌ی ماگمایی ذاتاً بی‌آب، می‌توانسته منیزیم را در نتیجه واکنش آب-سنگ از این منبع نیز تأمین کرده باشد. شوراب‌های حوضه‌ای سرشار از فلز معمولاً از تجزیه تبخیری‌ها (هم در ژرفا و هم از آب‌های خیلی شور در محیط‌های تبخیری سطحی) مشتق می‌شوند. عموماً، شوراب‌های حوضه‌ای در ماسه‌سنگ‌ها و کربنات‌ها نسبت به محتوای کلرید آنها غنی از کلسیم، استرانسیوم، باریوم، فلئور، سدیم، پتاسیم و منیزیم می‌شوند و مقدار pH این

تریاس بالایی و (۲) آزادسازی منیزیوم از سنگ‌های آذرین مافیک موجود در منطقه معدن به واسطه برهمکنش آنها با شوراب‌های حوضه‌ای در نظر گرفت.

ث- برش‌های انحلالی-ریزشی و گسلی در جبهه‌کارهای معدن کم‌پرشت غالب هستند که منشأ دیرزاد (اپی‌ژنتیک) را برای کانی‌سازی فلوتوریت در زون‌های پُرعیار معدن کم‌پرشت نشان می‌دهند که حاصل عملکرد فرایندهای بعد از دیاژنز (نکتونیک و شوراب‌های حوضه‌ای) بر سنگ‌های آهک دولومیتی سازند الیکا و واحدهای سنگی پوشاننده آنها (سنگ‌های تخریبی سازند شمشک) می‌باشند.

## منابع

- تدین، م.، ناکینی، ع.، محجل، م. و رشیدنژاد عمران، ن.، ۱۳۹۴. تحلیل ساختاری و نقش آن در جایگاه ماده معدنی در معادن فلوتوریت مازندران، مطالعه موردی: معادن کم‌پرشت و شش رودبار. مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، ۱۶، ۲۳-۱۳.
- ذبیحی‌تبار، ش.، ۱۳۹۲. مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار (گوگرد، اکسیژن و کربن) در معادن فلوتوریت (±گالن-باریت) ناحیه سوادکوه، استان مازندران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه گلستان، ۱۱۷.
- ذبیحی‌تبار، ش.، شفیع، ب. و میرنژاد، ح.، ۱۳۹۴. ردیابی منشأ گوگرد در کانی‌های سولفیدی و سولفات‌های معادن سازند الیکا (شرق استان مازندران): کاربردهایی از ایزوتوپ گوگرد. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۷۵، ۳۵، ۹۲.
- راستاد، ا. و شریعتمدار، ا.، ۱۳۸۰. کانسار فلوتوریت شش رودبار (سوادکوه مازندران)؛ محیط تشکیل و ساخت و بافت‌های رسوبی-دیاژنتیک آن. فصلنامه علوم زمین، ۴۱-۴۲، ۳۷-۲۰.
- طبسی، ه.، ۱۳۷۵. آنالیز ساختاری معدن فلوتوریت شش رودبار. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.
- شریعتمدار، ا.، ۱۳۷۷. زمین‌شناسی و ژنز کانسار فلوتوریت شش رودبار سوادکوه مازندران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تربیت مدرس، ۲۳۰.

که توسط سیمانی از دولومیت گرمابی و فلوتوریت (کلسیت-سلسیتین) به هم پیوسته شده‌اند می‌تواند تایید کننده تحول برش‌های دیاژنتیک به برش‌های بعد از دیاژنز باشد.

## نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از پژوهش حاضر نشان داد که:

الف- کانی‌سازی فلوتوریت در معدن کم‌پرشت همانند دیگر معادن فلوتوریت با سنگ میزبان کربناته جهان (مانند ناحیه معدنکاری فلوتوریت در ایالت ایلینویز- کنتاکی ایالات متحده آمریکا و ناحیه معدنی پناپین در انگلستان) با دولومیتی شدن سنگ کربناته میزبان همراه بوده است.

ب- مطالعه میکروسکوپی و تصویربرداری کاتدولومینسانس، دو نسل دولومیت در کانسنگ‌های فلوتوریت معدن کم‌پرشت شامل (۱) دولومیکرایت‌های فاقد لومینسانس موجود در زمینه سنگ میزبان و مربوط به قبل از کانی‌سازی فلوتوریت و (۲) دولومیکرواسپارایت‌ها- دولواسپارایت‌های دارای لومینسانس در زمینه سنگ میزبان و همراه با رگچه‌های فلوتوریتی همزاد با کانی‌سازی را مشخص کرد.

پ- دولومیکرایت‌های قبل از کانی‌سازی به عنوان زمینه سنگ میزبان با منشأ دیاژنتیک از نوع تدفینی کم‌ژرفا تا ژرف معرفی شدند، در حالی که دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌های همراه و همزاد با کانی‌سازی، محصول تبلور مجدد دولومیکرایت‌های سنگ میزبان اولیه و یا نهشته شدن از محلول‌های گرمابی (شوراب‌های حوضه‌ای) مسبب دگرسانی دولومیتی تفسیر شدند.

ت- دولومیت‌های قبل از کانی‌سازی (سنگ آهک دولومیتی) به احتمال زیاد با خاستگاه تبخیری از رسوب‌گذاری سازند الیکا در یک حوضه کم‌ژرفا نوع لاگونی-کولابی منشأ گرفته‌اند، در حالی که منیزیوم لازم برای تشکیل دولومیت‌های همراه با کانی‌سازی را بایستی از منابع خارج از حوضه رسوب‌گذاری سازند الیکا مانند (۱) آب‌زدایی شیل‌های سازند شمشک در نتیجه حاکم بودن رژیم وارون‌شدگی نکتونیک در زمان‌های جوان‌تر از

the Study of Sedimentary Rocks. Cambridge, New York, Melbourne, Cambridge University Press, 165.

- El Ali, A., Barbin, V., Calas, G., Cervelle, B., Ramseyer, K. and Bouroulec, J., 1993. Mn<sup>2+</sup>-activated luminescence in dolomite, calcite and magnesite: quantitative determination of manganese and site distribution by EPR and CL spectroscopy. *Chemical Geology*, 104, 189-202.

- Friedman, G.M., 1965. Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 35, 643-655.

- Gaylord, W.B. and Briskey, J.A., 1983. *Geology of the Elmwood and Gordonsville mines, Central Tennessee zinc district: Tennessee Zinc Deposits Field Trip Guide Book*, Virginia Tech. Guide Book, 9, 116-151.

- Gregg, J.M., 1985. Regional epigenetic dolomitization in the Bonnetterre Dolomite (Cambrian), southeastern Missouri. *Geology*, 13, 503-506.

- Kyle, R., 1976. Brecciation, Alteration, and Mineralization in the Central Tennessee Zinc District. *Economic Geology*, 71, 892-903.

- Leach, D., Kibitlewski, S., Kozłowski, A. and Viets, J.G., 1996. *Geology, geochemistry and genesis of the Silesia-Cracow Zinc-Lead district, southern Poland*. Special Publication of *Economic Geology*, 4, 144-170.

- Lee, Y.I. and Friedman, G.M., 1987. Deep-burial dolomitization in the Lower Ordovician Ellenburger group carbonates in west Texas and southeastern New-Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57, 544-557.

- Machel, H.G., 1985. Cathodoluminescence in calcite and dolomite and its chemical in-

- شفيعی، ب.، ۱۳۹۵. کاربرد مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار (گوگرد-اکسیژن-کربن) و سن‌سنجی (روش ساماریوم-نیودیمیوم) در ژنز کانسارهای فلئوریت (± گالن-باریت) البرز مرکزی (مناطق کیاسر-سوادکوه-خطیرکوه، استان مازندران). گزارش طرح پژوهشی، منتشر نشده، دانشگاه گلستان، ۸۷.

- علی‌رضایی، س.، ۱۳۶۶. پژوهشی در چینه‌شناسی و چگونگی پیدایش کانسارهای فلئور، سرب و باریم در تریاس شرق البرز مرکزی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تهران، ۸۷.

- گرجی‌زاد، ح.، ۱۳۷۴. مطالعه زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، آنالیز رخساره‌ای و ژنز کانسار فلئوریت پاچی میانا. پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تربیت مدرس، ۱۵۶.

- لاسمی، ی.، لطف‌پور، م. و طهماسبی، ع.، ۱۳۷۶. میکروفاسیس، بازسازی محیط‌های رسوبی و چینه‌شناسی توالی‌های سازند الیکا در شرق البرز مرکزی (ناحیه شه‌میرزاد). اولین همایش سالانه انجمن زمین‌شناسی ایران، ۲۲۹-۲۲۷.

- لاسمی، ی.، جهانی، د. و کهنسال قدیم‌وند، ن.، ۱۳۷۹. بررسی سازند الیکا در غرب البرز شرقی (ناحیه غزنوی): رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی. چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ۲۰۲-۱۹۸.

- نبیلو، ف.، شفيعی، ب. و امینی، آ.، ۱۳۹۶. ساخت و بافت‌های دیاژنزی و پس از دیاژنزی در معدن فلئوریت کم‌ریش (شرق استان مازندران): تبیین و تفسیرهای زایشی. *مجله زمین‌شناسی اقتصادی*، ۹(۲)، ۴۹۶-۴۸۳.

- نظری، ح. و شهیدی، ع.ر.، ۱۳۹۰. تکتونیک البرز. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۹۷.

- وحدتی دانشمند، ف.، ۱۳۶۲. داده‌های جدید درباره مرز بالایی سازند الیکا و معرفی نهشته‌ی پالند. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، گزارش داخلی، ۱۷.

- Adabi, M.H., 1996. *Sedimentology and geochemistry of upper Jurassic (Iran) and Pre-Cambrian (Tasmania) carbonates*. Ph.D. Thesis, Tasmania, Australia, 400.

- Boggs S. Jr. and Krinsley, D., 2006. *Applications of Cathodoluminescence Imaging to*

- terpretation. *Geoscience Canada*, 12,4,139-147.
- Machel, H.G., 2000. Application of cathodoluminescence to carbonate diagenesis. In: Pagel, M., V. Barbin, P. Blanc, and D. Ohnenstetter (eds.), *Cathodoluminescence in Geosciences*, Berlin, Springer-Verlag, 271-301.
  - Marshall, D.J., 1988. *Cathodoluminescence of Geological Materials*, Bost Unwin Hyman.
  - Mazzullo, S.J., 1992. Geochemical and neomorphism alteration of dolomite: a review. *Carbonate and Evaporate*, 7, 21-37.
  - Misra, K.C., Gratz, J.F. and Lu, C., 1996. Carbonate-hosted MVT mineralization in the Elmwood-Gordonsville deposits, Central Tennessee Zinc district: A synthesis. *Special Publication of Economic Geology*, 4, 58-73.
  - Pirajno, F., 2010. *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer Publication, 1250.
  - 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. *Australian Journal of Earth Sciences*, 60, 197-216.
  - Richter, D.K., Gotte, Th., Gotze, J. and Neuser, R.D., 2003. Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology. *Mineralogy and Petrology*, 79, 127-166.
  - Sibley D. F. and Gregg J. M., 1984. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture reply. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56, 735-763.
  - Vlahovic, I., Tišljarić, J., Fuček, L., Oštrić, N., Prtoljan, B., Velić, I. and Matičec, D., 2002. The Origin and importance of the dolomite-limestone breccia between the Lower and Upper Cretaceous deposits of the Adriatic carbonate platform", an example from Æiæarija Mt. (Istria, Croatia). *Geologia Croatica*, 55, 45-55.
  - Wanless, H.R., 1979. Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, 437-462.