فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال ۱۲، شماره ۴۸، زمستان ۱۳۹۷، صفحات ۴۷-۶۲

دولومیت‌ها و برش‌ها در معدن فلوئوریت کمرپشت، سازند الیکا، البرز مرکزی

مهشید مهدوی[۱]، بهنام شفیعی بافتی[۲و*]، آرش امینی[۳] و میثم رسولی[۴]

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 فلوئوریت در معدن کمرپشت، شرق البرز مرکزی، عمدتاً در سنگ‌های آهک دولومیتی سازند کربناته 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 فلوئوریت 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 فلوئوریت کمرپشت 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 سنگ‌میزبان و یا نهشته شدن از محلول‌های گرمابی (شوراب‌های حوضه‌ای) مسبب دگرسانی دولومیتی تفسیر شدند. برش‌های انحلالی-ریزشی و گسلی در مقایسه با برش‌های دیاژنتیک سیمای غالب کانی‌سازی در معدن کمرپشت بودند که به عنوان شواهدی بر منشأ دیرزاد کانی‌سازی فلوئوریت در زون‌های پُرعیار معدن کمرپشت 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، فلوئوریت، کمرپشت، الیکا، البرز.

مقدمه

برشی شدن و دولومیتی‌شدن از پدیده‌های رایج در کانسارهای رسوبی با سنگ میزبان کربناته (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 فلوئوریت-سلستین-گالن کمرپشت که در سنگ‌های کربناته تریاس میانی مربوط به بخش بالایی سازند الیکا در

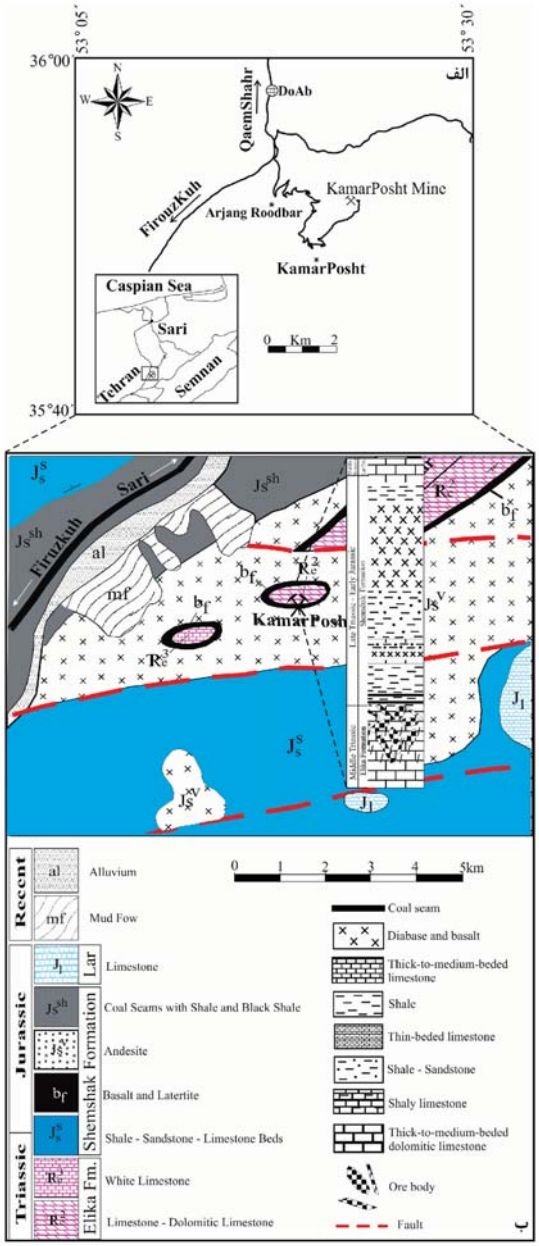
* نویسنده مرتبط: b.shafiei@gu.ac.ir

Archive of SID
www.SID.ir

البرز مرکزی (ارتفاعات خطیرکوه در شـــرق دوآب، استان مازندران) تشـــکیل شده اســـت نیز واجد پدیده‌های فوق بوده که بر این اســـاس آن را در زمره کانســـارهای غنی از فلوئوریت نوع دره می‌سی‌سی‌پی رده‌بندی کرده‌اند (نبی‌لو و همـــکاران،۱۳۹۶؛ Rajabi et al.,2013). این پدیده‌ها در معدن کمرپشـــت ساخت و بافت‌های متعددی را نشان داده‌انـــد که تاکنون مورد مطالعه جامع قرار نگرفته‌اند. در پژوهش حاضـــر، دولومیت‌ها و برش‌ها بـــر پایه مطالعات میکروسکوپی در نور عادی و کاتدولومینسانس و همچنین در مقیـــاس نمونه دســـتی مورد مطالعه ســـاخت و بافت قرار گرفته‌اند که حاصل آن شناســـایی انواع و نســـل‌های دولومیـــت و برش، چگونگی و زمان پیدایش ارتباط آنها با کانی‌سازی بوده است.

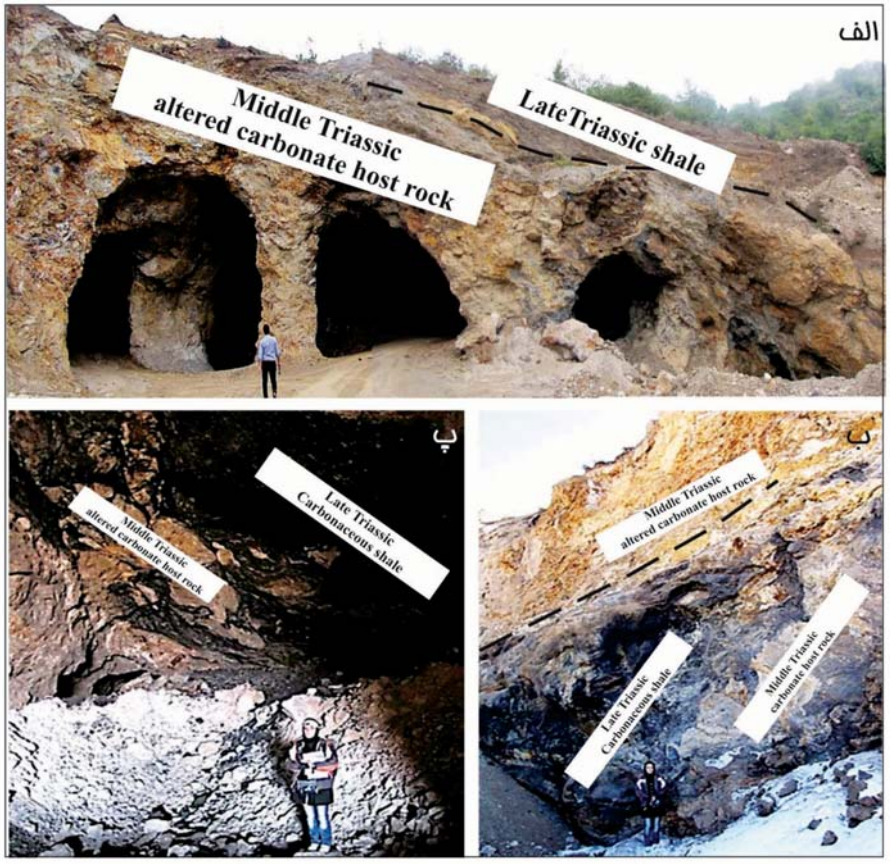
زمین‌شناسی ناحیه‌ای معدن کمرپشت

معدن کمرپشـــت در بخش میانی ناحیـــه معدن‌کاری فلوئوریت 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 شـــده است. این ناحیه که در حد فاصل دامنه شمالی و دامنه جنوبی و در حوضه میانی سلســـله جبال البرز واقع شده است از شـــمال به گسل رانده شمال البرز و از جنوب به گســـل امتداد لغز فیروزکوه-آستانه محدود می‌شود. این حوضه عمدتاً از ســـازندهای کربناته (روته، الیکا، دلیچای، لار و تیزکوه)، تخریبی (شمشک) و سنگ‌های آذرین مافیک متعلق به دوران مزوزوئیک تشکیل شده است (علیرضایی، ۱۳۶۶؛ گرجـــی‌زاد، ۱۳۷۴؛ طبســـی، ۱۳۷۵؛ راســـتاد و شـــریعتمدار،۱۳۸۰). از نظر زمین‌شناسی، معدن فلوئوریت کمرپشـــت در طاقدیس کوه لامرد (با امتداد شمال خاوری-جنوب باختری) از ارتفاعات منطقه خطیرکوه در شرق دوآب واقع شـــده اســـت که واجد واحدهای تریاس زیرین-میانی (ســـازند الیکا و بخش ورســـک) تا بالایی (سازند شمشک) و گابرو-دیابازهای قلیایی تریاس بالایی-ژوراســـیک اســـت (شکل ۱). کانی‌سازی داخل لایه‌های کربناته بخش‌های بالایی 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 معدن‌کاری است که در عمده موارد مرز بین واحدهای میزبان و سنگ‌های پوشاننده گسله شناسایی شده است (تدین و همکاران،۱۳۹۴؛ نبی لو و همکاران ۱۳۹۶؛ شکل ۲).



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

www.SID.ir



شکل۲. تصاویری از جبهه کارهای فعال معدن کمرپشت در سنگ میزبان کربناته سازند الیکا در تماس نزدیک با واحدهای شیل زغال‌دار سازند شمشک

روش مطالعه

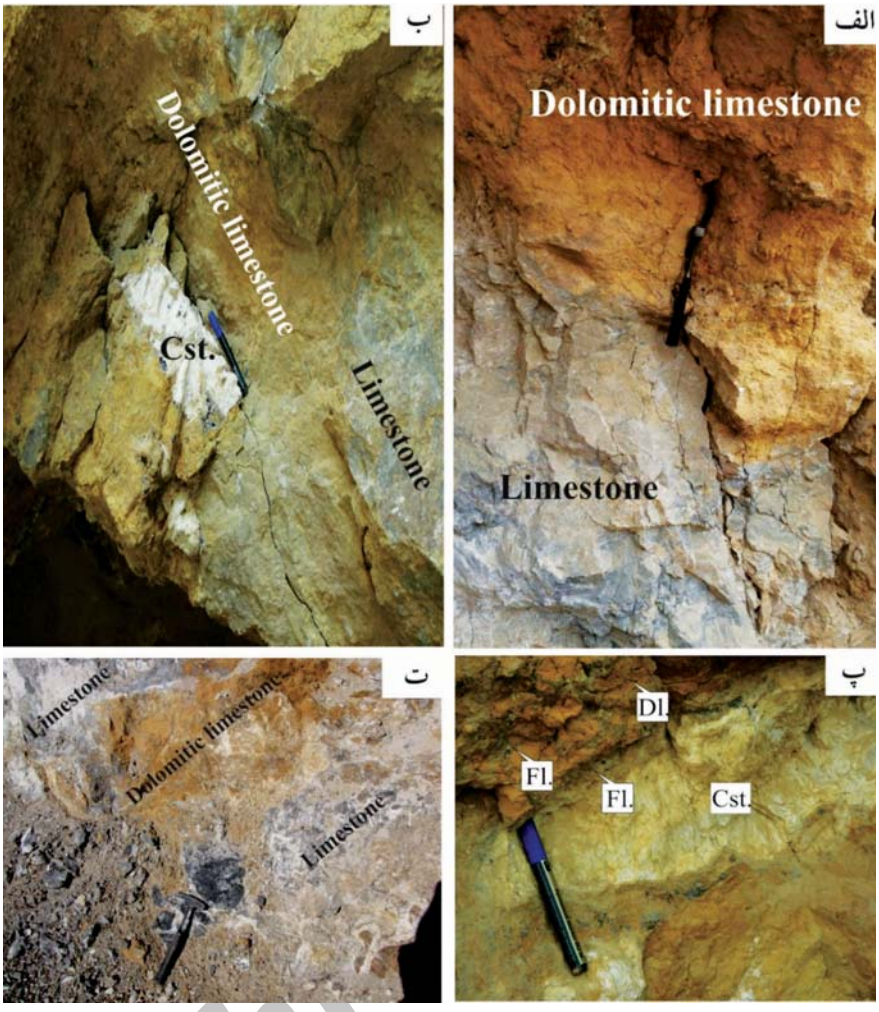
بر پایه مشـــاهدات و برداشـــت‌های صحرایی از معدن کمرپشت، ضمن مستندسازی سیماهای برشی و همچنین دولومیتی شدن در جبهه کارهای فعال معدن، نمونه‌برداری از کانســـنگ‌های با ظاهر برشی و آثار دولومیتی‌شدن در ۱۳ جبهه کار فعال معدن صورت پذیرفت (شـــکل‌های ۲ و ۳). به منظور آشکار شدن بهتر ساخت برشی و دولومیتی‌شدن در کانســـنگ‌ها و به منظور تشریح دقیق‌تر آن‌ها، از نمونه‌ها ۱۸مقطع نازک میکروســـکوپی تهیه شـــد و سپس تشریح ماکروسکوپی آن‌ها انجام شد. جهت شناسایی ترکیب کانیایی و سنگ‌شناســـی قطعات برش و ســـیمان در کانسنگ‌های برشـــی و همچنین تفکیک دولومیت از کلســـیت، مقاطع میکروســـکوپی بامحلول ترکیبـــی آلیزاریـــن رِد اِس-فری ســـیانید پتاسیم رنگ‌آمیزی شدند و ســـپس مورد مطالعه میکروســـکوپی قرار گرفتند. همچنین از سیمان و قطعات 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 برداشـــت‌های صحرایی در پژوهش حاضر نشـــان داد که جبهه‌کارهای معدن در سنگ‌های کربناته با رنگ قهوه‌ای متمایل به آجری مشخص شده‌اند که وجه تمایز آنها نسبت به رنگ روشن‌تر 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).

Archive
www.SID.ir

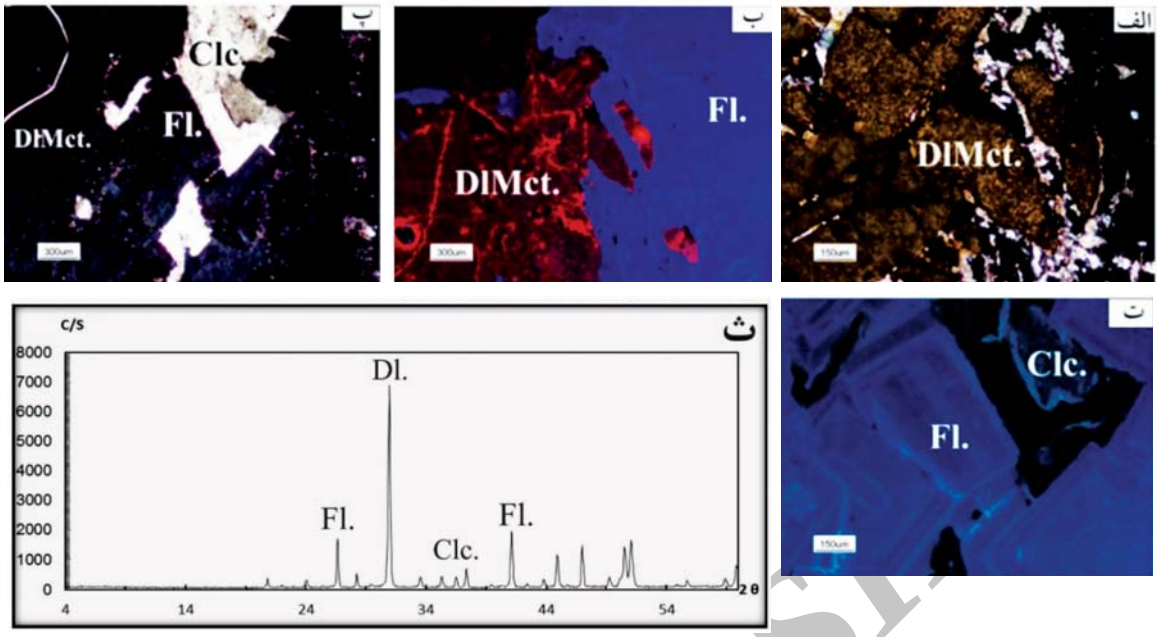


شکل ۳. ویژگی‌های ظاهری سنگ آهک‌دولومیتی میزبان کانی‌سازی در معدن کمرپشت: الف) سنگ‌آهک دولومیتی در مجاورت سنگ‌آهک. ب) سنگ میزبان آهک‌دولومیتی همراه با کانی‌سازی سلستین و آثار باقی مانده از سنگ آهک اولیه. پ) سنگ‌میزبان آهک‌دولومیتی رگه سلستین و فلوئوریت داخل سنگ آهک دولومیتی. ت)بخش دولومیتی شده سنگ آهک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

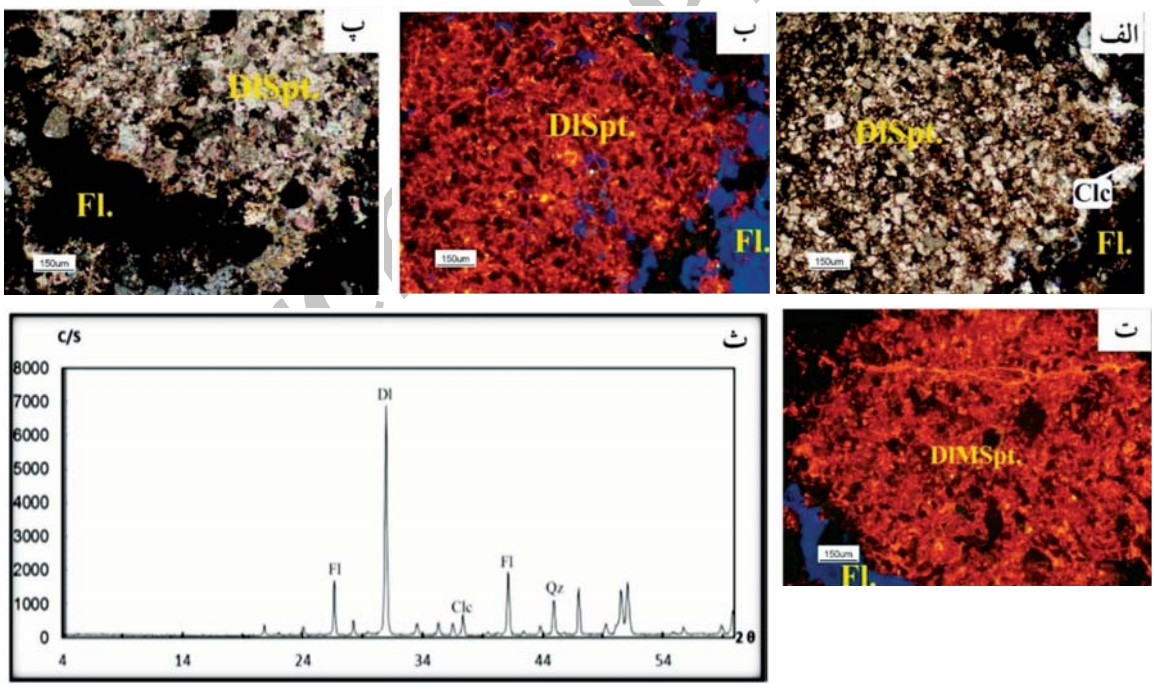
نتایج حاصل از مطالعات میکروسکوپی در تلفیق با داده‌های XRD و تصویربرداری کاتدولومینسانس منجر به شناسایی سه گروه دولومیت شامل دولومیکرایت‌ها، دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌ها (Adabi، 1996) در سنگ میزبان آهک‌دولومیتی شد که برای معرفی و نام‌گذاری آن‌ها از طبقه‌بندی Mazzullo (1992) و Sibley and Gregg (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. 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 فلوئوریتی از فراوان‌ترین نوع کانی سازی دولومیت، در معدن کمرپشت بودند که لومینسانس قرمز-نارنجی را به نمایش گذاشته‌اند (شکل ۵). این دولومیت‌ها گاهی به صورت ناقص توسط فلوئوریت جانشین شده‌اند که نشان می‌دهد این دولومیت‌ها قبل از کانی سازی هم در سنگ میزبان حضور داشته‌اند (شکل۶).

www.SID.ir

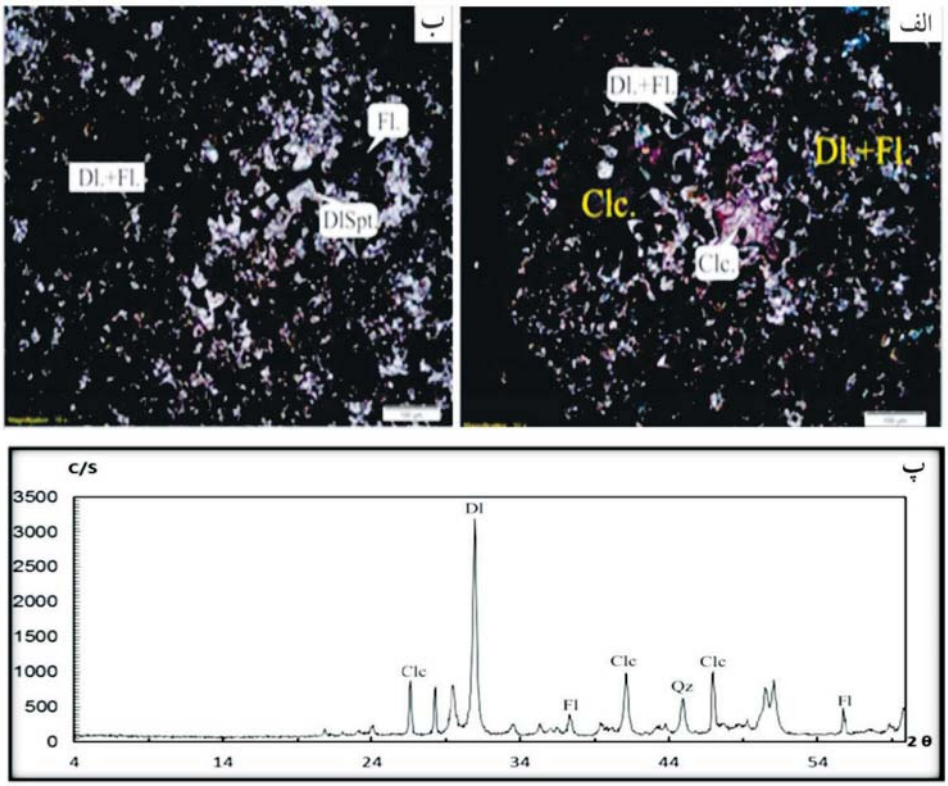


شـــکل۴. الف) تصویر میکروســـکوپی (نورXPL) دولومیکرایتی که توسط رگچه کلســـیت-فلوئوریت خُردشده (برش) شـــده است. ب)تصویر کاتدولومینســـانس قطعات دولومیکرایت که فاقد لومینسانس یا لومینســـانس قهوه‌ای-قرمز تیره در مجاورت فلوئوریت با لومینسانس آبی تیره می‌باشند. پ) تصویر میکروسکوپی (نورXPL) حاوی قطعات کلسیتی 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) تصویرمیکروسکوپی (نورXPL) حاوی بلورهای شکلدار دولواسپارایت و دولومیکرواسپارایت‌ها (Adabi، 1996) در زمینه سنگ میزبان آهک دولومیتی. ب) تصویر کاتدولومینســـانس نمونه فوق با لومینســـانس 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 شـــده اســـت. 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

www.SID.ir



شکل۶. الف-ب)دولواسپارایت‌های زمینه (دولومیت‌های قبل از کانی‌سازی) که با فلوئوریت (.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، فلوئوریت و کوارتز

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 ادیوتوپیک؛ Friedman، 1965) با لومینسانس نارنجی-زرد شناسایی شد که عمدتاً داخل رگچه‌های کانی‌سازی و همراه با فلوئوریت و کلسیت مشاهده شدند؛ لذا می‌توان این نوع دولومیت‌ها را همراه و همزاد با کانی‌سازی تفسیر کرد (شکل ۷). قطع شدن رگچه‌های فلوئوریتی-دولومیتی توسط رگچه‌های فلوئوریتی (شکل ۷-الف) نشان می‌دهد که فلوئوریت‌زایی بدون همراهی دولومیتی شدن نیز در معدن کمرپشت اتفاق افتاده است.

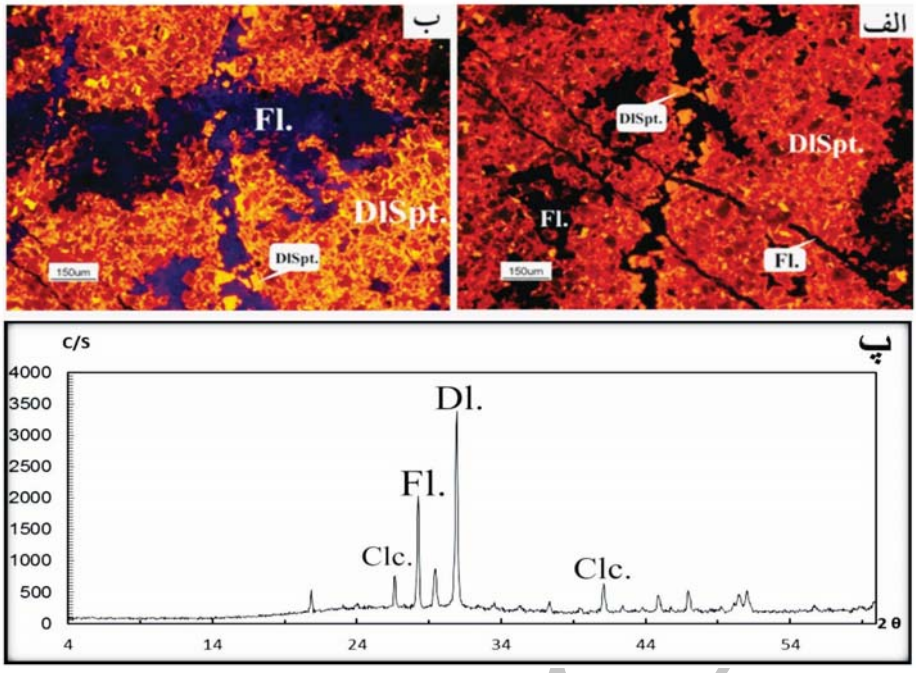
برش‌ها

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 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، فلوئوریت، کلسیت و در برخی موارد سلستین-باریت به عنوان سیمان قطعات سنگ میزبان عمل کرده است (شکل ۸).

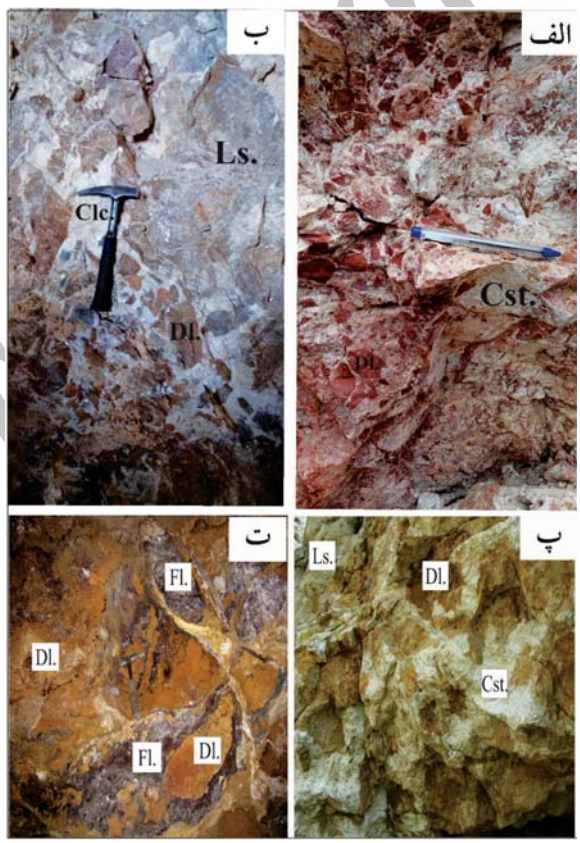
بر پایه تشریح ماکروسکوپی و میکروسکوپی نمونه‌ها، سه نوع برش اصلی در معدن شناسایی شد: برش دیاژنتیک، برش گسلی و برش انحلالی-ریزشی که از بین آن‌ها دو برش اخیر فراوان‌تر از نوع دیاژنتیک بودند (شکل‌های ۹ تا ۱۳).

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 فلوئوریت 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

Archive of SID
www.SID.ir

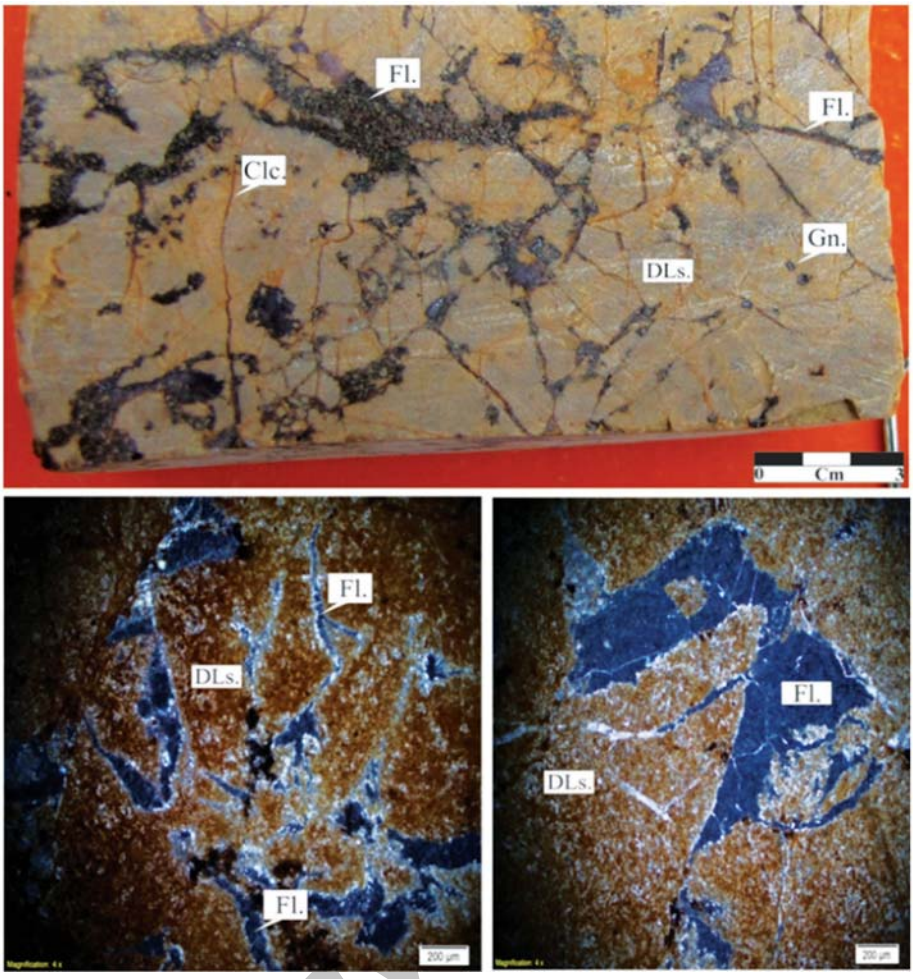


شکل۷. الف-ب) دولواسپارایت‌های بالومینسانس نارنجی-زرد (داخل رگچه فلوئوریتی) که از دولواسپارایت‌های قرمز زمینه سنگ آهک دولومیتی میزبان متفاوت هستند. ث) نمودار XRD مرتبط با تصاویر فوق حاوی کانی‌های اصلی دولومیت و فلوئوریت و کانی فرعی کلسیت



شـــکل ۸. الف-ت (نحوه تظاهر ماده معدنی به صورت برشـــی در جبهه کارهای فعال معدن کمرپشت؛ قطعات برش از جنس آهک دولومیتی (Dls.) ودولســـتون (Dl.) است که حاصل دولومیتی شدن سنگ آهک میزبان (Ls.) بوده است. سیمان از جنس سلستین (Cst.)، کلسیت (Clc.) و فلوئوریت (Fl.) می‌باشد

www.SID.ir

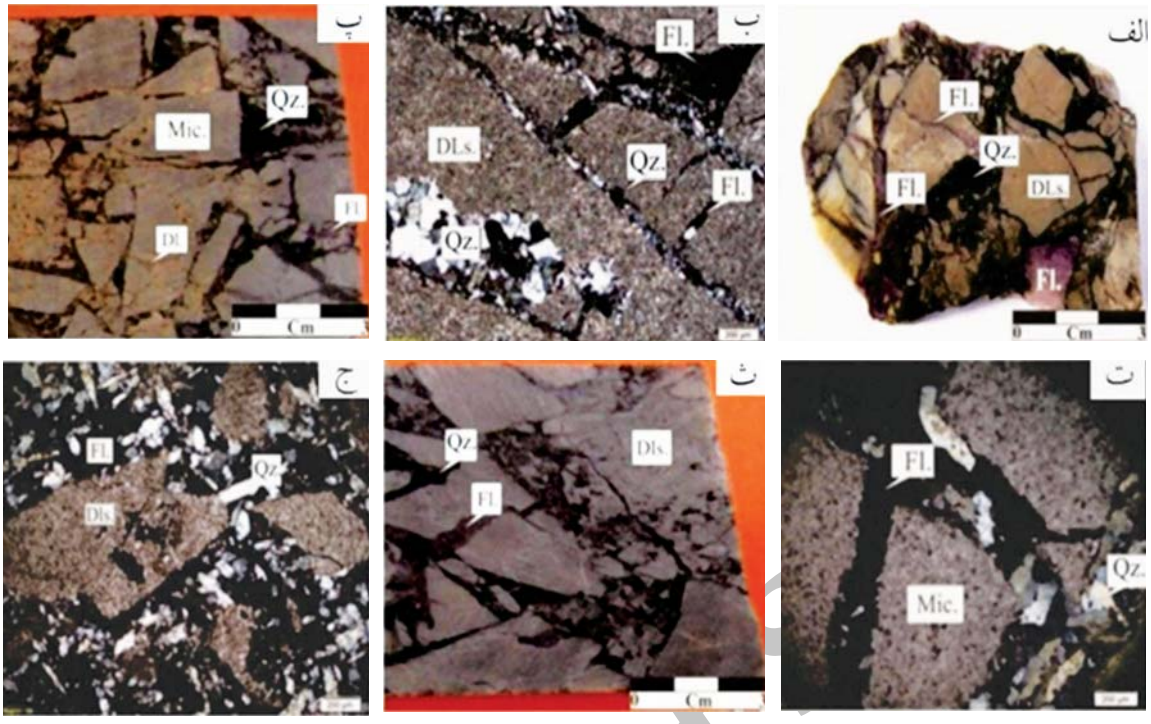


شکل ۹. برش دیاژنتیک در سنگ آهک دولومیتی میزبان که از رشد و توسعه رگچه‌های فلوئوریتی (.Fl) و کلسیتی (.Clc) در طی مراحل پایانی دیاژنز حاصل شده است

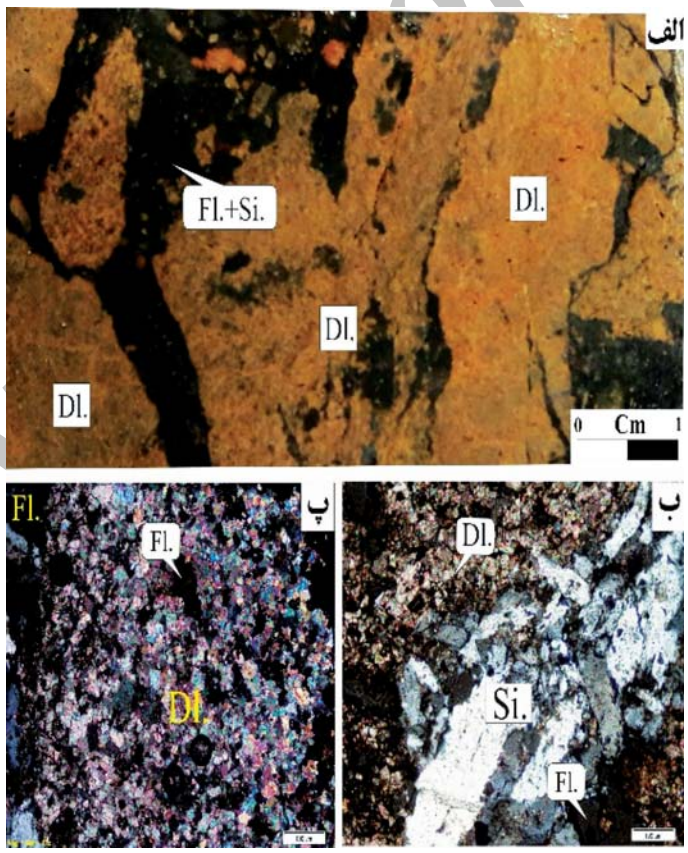
دانه‌ریـــز اولیـــه) در نتیجه افزایش دما و فشـــار طی فرایند پیشرفت دیاژنز باشـــد. در کانسنگ‌های مورد مطالعه، این برش می‌توانســـته در اثر رشد بیشتر ریزرگچه‌های فلوئوریت دیاژنتیک اولیه با افزایش دما و فشار در طی پیشرفت فرایند دیاژنز ســـنگ‌های میزبان حاصل شده باشد. عدم همراهی کانی‌های شاخص دگرسانی (مانند سیلیس و دولومیت) با این ریزرگچه‌ها و همچنین حضور گالن دانه‌ریز و افشـــان در متن قطعات برش به عنوان نســـل دیاژنتیک از کانی‌سازی فلوئوریت در معدن کمرپشـــت تفسیر شـــده است (نبی‌لو و همکاران، ۱۳۹۶).

در برش گسلی همانند برش دیاژنتیک، جنس قطعات برش مشابه است که گاهی دارای آثار کانی‌سازی فلوئوریت به صورت دانه پراکنده یا ریزرگچه‌ای هستند، فاصله بین قطعات برش کم اســـت و هیچ‌گونه آثاری از جابه‌جایی، چرخش و یا حاشیه خوردگی و خلیجی در قطعات برشی دیده نمی‌شود (شـــکل ۱۰). در این نوع برش، قطعات سنگ میزبان توسط سیمانی از فلوئوریت (نسل اپی‌ژنتیک) یا فلوئوریت-سلستین و فلوئوریت-سیلیکای ثانویه درشت بلور (سیلیسی‌شدن) و ریز بلور (چرت) به هم متصل شده‌اند (شکل ۱۰). گاهی قطعات ســـنگی در این نوع برش در نتیجـــه واکنش با محلول‌های گرمابی کانی‌ساز، دچار خوردگی شده و حاشیه خلیجی پیدا کرده‌انـــد که در این صورت می‌توان آن را با سنگ‌شناســـی مشـــابه قطعات برش از برش انحلالی-ریزشی تشخیص داد (شـــکل ۱۱). همچنین نفوذ محلول‌های کانی‌ساز به داخل این قطعات نیز باعث خردشـــدگی مجدد (شکل ۱۲-ب) و حتی جانشین‌شـــدن آن‌ها در حاشـــیه و یا جانشینی کامل

Archive
www.SID.ir

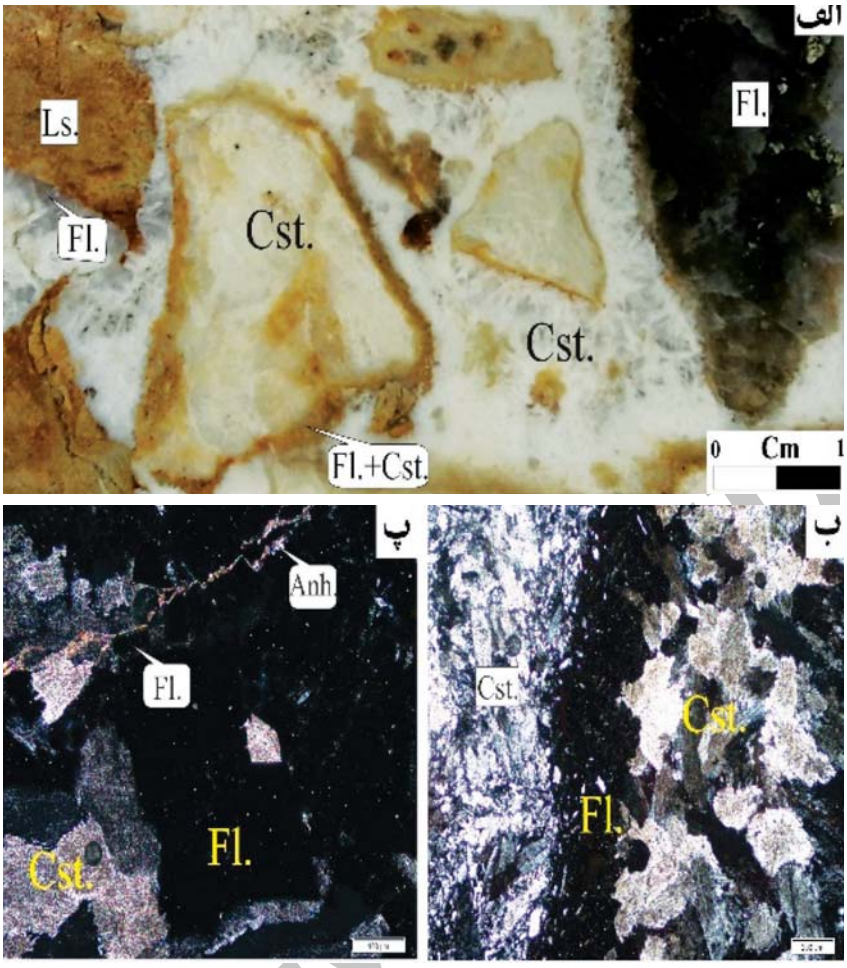


شکل ۱۰. برش‌های گسلی با قطعات سنگ‌شناسی مشابه و فاصله جابجایی کم از یکدیگر با سیمانی از فلوئوریت (.Fl) و سیلیس (.Sc)



شکل ۱۱. برشی گسلی با قطعات هم‌جنس (دولستون .Dl) لیکن با حواشی خلیجی و واکنشی که توسط سیمانی از فلوئوریت (.Fl) وسیلیکای 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 کمرپشت به وجود آمده‌اند

www.SID.ir

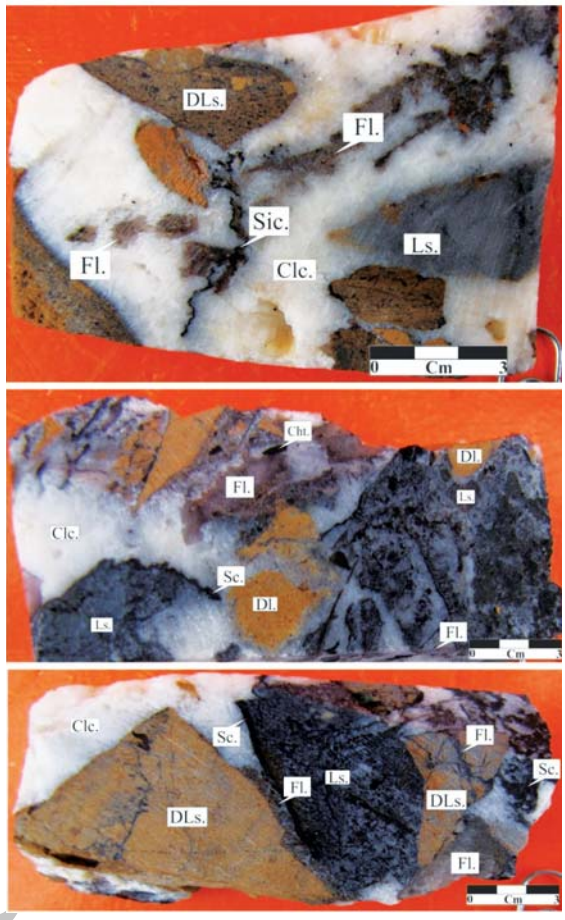


شـــکل ۱۲.الف) برش گسلی با قطعات هم‌جنس (سنگ آهک .Ls) لیکن با حواشی واکنشی که به طور کامل یا ناقص توسط سلستین (.Cst) و فلوئوریت (.Fl) جانشین شده است. ب) جانشین شدن زمینه و حاشیه قطعه برشی توسط سلستین و فلوئوریت (.Fl). سیمانی که قطعات برش را در برگرفته است نیز از سلستین-فلوئوریت است. پ) قطع شدن فلوئوریت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

آن‌ها توســـط ماده معدنی مانند فلوئوریت و سلستین شده اســـت (شـــکل۱۲-پ). این برش می‌تواند به‌عنوان نسلی از کانی‌ســـازی فلوئوریت در معدن کمرپشـــت تفسیر شود که فلوئوریت‌زایـــی بعد از دیاژنز و همچنیـــن همزمان یا بعد از خردشـــدگی تکتونیکی ســـنگ‌های کربناته میزبان توسط محلول‌های گرمابی کانه‌ساز (همراه با سیلیسی و دولومیتی شـــدن) در فضاهای خالی اتفاق افتاده است (Kyle، 1976 and Briskey، 1983؛ GaylordMisra et al.،1996).

در کانسنگ‌های برشی از نوع انحلالی-ریزشی قطعات از تنوع ترکیب سنگ‌شناسی (آهک میکرایتی، آهک اسپارایتی و آهک دولومیتـــی) برخوردار بودند، حاشـــیه خوردگی و خلیجی نشـــان دادندو فاصله بین قطعات بیشـــتر از برش نوع گســـلی بود (شـــکل ۱۳). قطعات بـــرش عمدتاً دارای آثار کانی‌سازی اولیه از فلوئوریت (نسل دیاژنتیک) هستند که توسط ســـیمانی از فلوئوریت (نسل اپی‌ژنتیک یا بعد از دیاژنز)، اسپاری کلســـیت، فلوئوریت-سلستین دربرگرفته شده‌است (شکل ۱۳). محققین مختلف معتقدند که برش ریزشـــی-انحلالی در نتیجه انحلال ســـنگ کربناته میزبان و واحدهـــای ســـنگی در زیر قرار گرفته یا پوشـــاننده آن با محلول‌های گرمابی (شوراب‌های حوضه‌ای) ایجاد می‌شوند (Kyle، 1976 and Briskey،1983؛GaylordMisra et al.، 1996؛).

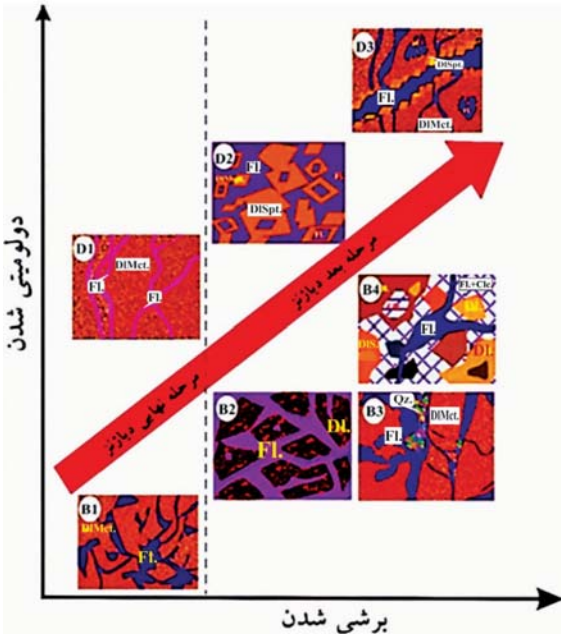
www.SID.ir



شکل ۱۳. برش انحلالی-ریزشی با قطعات سنگ‌شناسی متنوع شامل آهک (.Ls)، آهک دولومیتی (.DLs) و دولستون (.Dl) 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 کمرپشت و تصاویر کاتدولومینسانس 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 رگچه‌های فلوئوریتی با لومینسانس نارنجی-زرد که از نوع دولواسپارایت شناسایی شدند (D3).



شکل ۱۴. الگوی زمانی برای دولومیتی‌شدن و برشی‌شدن در معدن فلوئوریت کمرپشت. 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 (.Dl) .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 (.DlSpt) 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 کاتدولومینسانس

Archive
www.SID.ir

دولومیـــت همچنین ممکن اســـت ناشـــی از خصوصیات محیطی آن باشد. دولومیت‌های قدیمی با منشاء تبخیری، لومینســـانس یکنواخت قرمز رنگ و دولومیت‌های تبخیری عهد حاضر لومینســـانس زردرنگ، دولومیت‌های رســـوبی غیرتبخیری عموماً لومینسانس زرد-نارنجی و دولومیت‌های گرمابی لومینسانس گوناگونی از نارنجی تا قرمز نشان داده‌اند (Boggs and Krinsley، 2006). غلظـــت یـــون Mn^{+2} موجود در آب دریای عادی که درون کانی‌های کربناته دریایی توزیع می‌شود بســـیار کمتر از آن است که در حضور مقدار معمول یون Fe^{+2} در آب عادی بتواند لومینسانس قابل‌رویت را در کربنات‌های غیرزیســـتی (شیمیایی) فعال کند. ظاهراً در محیط سکوهای 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 اســـت. در نتیجه، به نظر می‌رسد که مقدار Mn^{+2} در محیط‌های احیایی بیشتر باشد. همچنین برخی از پژوهشگران معتقدند دولومیت‌هایی که لومینسانس درخشـــانی از خود نشان می‌دهند می‌تواند ناشـــی از تبلور مجدد دولومیت بوده باشـــد. در این زمینه (Machel، 2000) نشـــان داده اســـت 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 می‌شـــود. 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 رســـوبات کربناته عمدتاً در آنجا نهشته می‌شوند معمولاً غنی از اکسیژن است. از این‌رو 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} (به‌جای Mn^{4+}) و در نتیجه لومینسانس درخشان در دولومیت‌ها می‌شـــود؛ 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 تدفینی کم‌ژرفا تا تشکیل سنگ آهک دولومیتی) دانست، در حالی که دولومیکرواسپارایت‌های شکل‌دار در زمینه سنگ یا در رگچه‌های فلوئوریتی که لومینسانس نارنجی-زرد یا قرمز روشن را به نمایش گذاشته‌اند و در واقع دولومیت‌های مرحله کانی‌سازی هســـتند را می‌توان بازتاب‌کننده شرایط احیایی تشکیل آن‌ها، احتمالاً به واسطه عملکرد فرآیندهای ثانویه (مانند شوراب‌های گرم حوضه‌ای مولد کانی‌سازی فلوئوریت-گالن-باریت-سلستین) بر سنگ‌های آهک دولومیتی میزبان قلمداد کرد. افزایـــش ژرفای تدفین و دیاژنز که افزایش دما را به دنبال خواهد داشـــت می‌توانسته از طریق تبلور مجدد دولومیکرایت‌های اولیه در زمینه ســـنگ آهک دولومیتی، دولواسپارایت‌های با لومینسانس قرمز روشن را ایجاد کرده باشد. Adabi (1996) معتقد است بلورهای دولواسپارایتی، دولومیکرواسپارایت‌ها و دولواسپارایت‌ها معمولاً از جانشینی سنگ‌های آهکی و یا از تبلور مجدد دولومیکرایت‌ها به وجود می‌آیند. حضور فلوئوریت‌ها با لومینســـانس 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 دیاژنزی، منیزیم لازم برای دولومیتی‌شدن تدفینی (دولومیت‌های قبل از کانی‌سازی) می‌تواند از آب‌های محبوس بین‌دانه‌ای و همچنین انحلال فشـــاری (استیلولیتی‌شدن) کلســـیت دارای منیزیـــوم بـــالا تامیـــن شـــود (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 فلوئوریت در مقیاس منطقه‌ای بوده است از نوع حوضه‌های دارای شرایط دریایی کم‌ژرفا و اقلیم گرم و خشـــک با رسوب‌گذاری کربناته فلات قاره‌ای نوع رمپ در جنوب اقیانوس پالئوتتیس شناخته شـــده اســـت که دارای رخســـاره‌های نوع لاگونی، کولابی، ساحلی و پهنه‌های جزر و مدی واجد قالب کانی‌های تبخیری در بخش‌های بالایی سازند الیکا است (لاسمی و همکاران، ۱۳۷۶؛ لاســـمی و همـــکاران، ۱۳۷۹)، بنابرایـــن می‌توان

Archive of SID

www.SID.ir

خاســـتگاه تبخیری منیزیوم را برای تشکیل دولومیت‌های دیاژنتیک تدفینی (سنگ آهک دولومیتی) در این مطالعه در نظر گرفت. حضور لایه‌های دولومیتی گچی در داخل سازند الیکا (علیرضایی، ۱۳۶۶؛ گرجی‌زاده، ۱۳۷۴؛ شـــریعتمدار، ۱۳۷۷) و همچنین حضور نهشـــته‌های معروف به سوادکوه (علیرضایی، ۱۳۶۶) یا سازند پالند (وحدتی‌دانشمند، 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 می‌باشـــند. برای دولومیت‌های همراه شده با کانی‌سازی که بعد از دیاژنز سنگ‌های کربناته میزبان معدن ایجاد شده‌اند و منشاء گرمابی برای آن‌ها تصور شده است خاستگاه شوراب حوضه‌ای و آب‌زدایی شیل‌ها می‌تواند منابع احتمالی منیزیوم برای دولومیتی شـــدن در نظر گرفته شود. در محیط معدن کمرپشت واحدهای شیل ذغال‌دار متعلق به سازند شمشک (تریاس بالایی) در تماس نزدیک با زون‌های کانی‌سازی واقع در سنگ‌های کربناته میزبان معدن (تریاس میانی) هستند (شـــکل ۲). گســـلش معکوس و راندگی‌های متعدد در این معدن (تدین و همکاران، ۱۳۹۴) و این تماس نزدیک شـــاید نشان‌دهنده منشـــاء گرفتن منیزیم از شیل‌های مذکور طی تراکم و آب‌زدایی آن‌ها به واســـطه حاکم بودن وارون‌شدگی تکتونیکی در زمان‌های جوانتر از تریاس بالایی (شاید کوهزایی لارامید در کرتاســـه فوقانی؛ نظری و شهیدی، ۱۳۹۰) باشد. علاوه بر این، در محیط معدن کمرپشت، ماگماتیسم مافیک گســـترده‌ای وجود دارد (ترکیب دیاباز-گابرو) که دارای سن چینه‌شناســـی تریاس بالایی-ژوراســـیک اســـت. به جریان انداختن آب‌های پوسته‌ای (شـــوراب‌های حوضه‌ای) ناشی از حرارت بالای این توده‌ی ماگمایی ذاتاً بی‌آب، می‌توانســـته منیزیوم را در نتیجه واکنش آب-سنگ از این منبع نیز تامین کرده باشد. شـــورآب‌های حوضه‌ای سرشار از فلز معمولاً از تجزیـــه تبخیری‌ها (هم در ژرفا و هم از آب‌های خیلی شـــور در محیط‌های تبخیری ســـطحی) مشتق می‌شوند. عموماً، شـــوراب‌های حوضه‌ای در ماسه‌سنگ‌ها و کربنات‌ها نسبت به محتوای کلرید آنها غنی از کلســـیم، استرانسیوم، باریوم، فلوئور، سدیم، پتاسیم و منیزیوم می‌شوند و مقدار pH این شوراب‌ها از ۵ تا ۹ تعیین شده است. در ناحیه می‌سی‌سی‌پی مرکزی، آب‌های سدیم-کلسیم-کلر با دماهائی از ۱۰۰ تا ۱۴۰ درجه ســـانتی‌گراد موجود در میدان نفتی با ســـنگ میزبان کربناته در ژرفاهائـــی 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 ســـرب بوده‌اند که باریت و گالن را در دهانه چاه‌ها ته‌نشـــین کرده‌اند (Pirajno، 2010). با توجه به ماهیت ذاتاً تبخیری ســـازند الیکا و پتانسیل تولید شـــوراب‌های حوضه‌ای بعـــد از دیاژنز، انحـــلال واحدهای کربناته-تبخیری داخل و پوشاننده این سازند (واحد پالند یا سوادکوه؛ علیرضایی،۱۳۶۶؛ وحدتی‌دانشمند، ۱۳۶۲) توسط شـــوراب‌های مذکور می‌توانســـته باعث شکل‌گیری حفرات کارســـتی (از نوع گرمابی) و همچنیـــن برش‌های انحلالی-ریزشی و نهشته شدن ماده معدنی همراه با دولومیتی شدن شده باشـــد (ذبیحی‌تبار، ۱۳۹۲؛ نبی‌لو و همکاران، ۱۳۹۶؛ شـــفیعی، ۱۳۹۵). مطالعات میانبارهای ســـیال و سنجش ایزوتوپ کلر و منیزیوم در میانبارها می‌تواند نقش شوراب‌های حوضه‌ای و همچنین ماگماتیســـم را در دولومیتی‌شـــدن و کانی‌سازی اپی‌ژنتیک در این ناحیه روشن کند.

تلفیق نتایج حاصل از مطالعه پتروگرافی کانســـنگ‌های برشـــی در پژوهش حاضر با الگوهای شـــکل‌گیری ساخت و بافت‌هـــای برشـــی در کانســـارهای نوع آلپـــی و نوع دره می‌سی‌ســـی‌پی (Kyle، 1976 and Briskey، 1983؛ Gaylord Misra et al.،1996؛) نشـــان می‌دهـــد کـــه برش‌های انحلالی-ریزشی و گسلی (در مقایسه با برش‌های دیاژنتیک) سیمای غالب برشی شدن در جبهه‌کارهای معدن کمرپشت هستند که بعد از دیاژنز سنگ میزبان ایجاد شده‌اند و تاکیدی بر منشأ غالباً اپی‌ژنتیک زون‌های پُرعیار در معدن کمرپشـــت می‌باشند. در مقایســـه، برش‌های دیاژنتیک در جبهه‌کارهای معدن به صورت جزئی حضور دارند که ممکن اســـت علت آن عملکرد فرایندهای بعد از دیاژنز (تکتونیک و شـــوراب‌های حوضه‌ای) بر کانی‌سازی‌های ضعیف اولیه و تحول و تکامل برش‌های دیاژنتیک به برش‌های گســـلی و انحلالی-ریزشی باشد. همراهی برش‌های گسلی و انحلالی-ریزشـــی با قطعات سنگی حاوی فلوئوریت‌های دانه پراکنده

Archive of SID

www.SID.ir

که توسط سیمانی از دولومیت گرمابی و فلوئوریت (کلسیت-سلستین) به‌هم‌پیوسته شده‌اند می‌تواند تایید کننده تحول برش‌های دیاژنتیک به برش‌های بعد از دیاژنز باشد.

نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از پژوهش حاضر نشان داد که:

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

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

پ- دولومیکرایت‌های قبل از کانی‌سازی به عنوان زمینه سنگ‌میزبان با منشاء 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 منشاء گرفته‌اند، در حالی که منیزیوم لازم برای تشکیل دولومیت‌های همراه با کانی سازی را بایستی از منابع خارج از حوضه رسوب‌گذاری سازند الیکا مانند (۱) آب‌زدایی شیل‌های سازند شمشک در نتیجه حاکم بودن رژیم وارون‌شدگی تکتونیکی در زمان‌های جوان‌تر از 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 کمرپشت غالب هستند که منشأ دیرزاد (اپی‌ژنتیک) را برای کانی‌سازی فلوئوریت در زون‌های پُرعیار معدن کمرپشت نشان می‌دهند که حاصل عملکرد فرایندهای بعد از دیاژنز (تکتونیک 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 فلئوریت مازندران، مطالعه موردی: معادن کمرپشت و شش رودبار. مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، ۱۶، ۲۳-۱۳.
- ذبیحی‌تبار، ش.، ۱۳۹۲. مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار (گوگرد، اکسیژن و کربن) در معادن فلوئوریت (±گالن-باریت) ناحیه سوادکوه، استان مازندران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه گلستان،۱۱۷.
- ذبیحی‌تبار، ش.، شفیعی، ب. و میرنژاد، ح.، ۱۳۹۴. ردیابی منشاء گوگرد در کانی‌های سولفیدی و سولفاتی معادن سازند الیکا (شرق استان مازندران): کاربردهایی از ایزوتوپ گوگرد. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۷۵-۳۵،۹۲.
- راستاد، ا. و شریعتمدار، ا.، ۱۳۸۰. کانسار فلوئوریت شش رودبار (سوادکوه مازندران)؛ محیط تشکیل و ساخت و بافت‌های رسوبی-دیاژنتیک آن. فصلنامه علوم زمین، ۴۲-۴۱، ۳۷-۲۰.
- طبسی، ه.، ۱۳۷۵. آنالیز ساختاری معدن فلوئوریت شش رودبار. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.
- شریعتمدار، ا. ۱۳۷۷. زمین‌شناسی و ژنز کانسار فلوئوریت شش رودبار سوادکوه مازندران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تربیت مدرس، ۲۳۰.

Archive of SID

www.SID.ir

- شفیعی، ب.، ۱۳۹۵. کاربرد مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار (گوگرد-اکسیژن-کربن) و سن‌سنجی (روش ساماریوم-نیودیمیوم) در ژنز کانسارهای فلوئوریت (±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 فلوئور، 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 فلوئوریت 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.، شفیعی، ب. و امینی، آ.، ۱۳۹۶. ساخت و بافت‌های دیاژنزی و پس از دیاژنز در معدن فلوئوریت کمرپشت (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.

- BoggsS. Jr. and Krinsley, D., 2006. Applications of Cathodoluminescence Imaging to 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^{2+}-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 Bonneterre 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-

Archive of SID

www.SID.ir

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., Tišljar, 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.

Archive of SID

www.SID.ir