

تأثیر متقابل سنگ میزبان کربناته و سیال کانه‌دار بر یکدیگر در فرآیند کانی‌سازی کانسار سرب - (نقره) نخلک، اصفهان

محمد علی جزی^۱، محمدحسن کریم‌پور^{۲*}، آزاده ملک‌زاده شفارودی^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

*پست الکترونیک: karimpur@um.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۸/۱/۲۴

تاریخ دریافت: ۹۵/۶/۱۷

چکیده

کانسار سرب - (نقره) نخلک در حاشیه خاوری کوه نخلک و ۵۵ کیلومتری شهر انارک در استان اصفهان قرار گرفته است. کانی‌سازی در فضای خالی حاصل از شکستگی‌ها، درون سنگ‌های کربناته کرتاسه بالایی (واحد صدر) به صورت رگه‌های خاوری - باختری و با شیب زیاد قرار گرفته است. وجود رخصاره‌های ریفی، دولستونی و حالت‌های انتقالی بین سنگ آهک و دولستون از خصوصیات سنگ‌شناسی مناسب واحد صدر می‌باشد. سیال کانه‌دار سنگ میزبان را دچار دگرسانی‌هایی شامل انحلال کربنات‌ها و تشکیل کربنات‌های گرمایی نموده که در اطراف رگه‌های معدنی از قبل تا همزمان با کانی‌سازی تشکیل شده است. سه نوع اصلی دولومیت در ارتباط با کانی‌سازی مشاهده شده که دولومیت نوع زین‌اسبی مهمترین آن‌ها می‌باشد. ژئوشیمی سنگ میزبان مجاور رگه‌های معدنی نشان می‌دهد MgO، Fe₂O₃(Fe total)، MnO و نیز عناصری همچون Ba، Pb و Zn غنی شده و CaO در سنگ‌های دگرسان شده تهی شده که به تدریج با رسیدن به سنگ میزبان غیر دگرسان به وضعیت عادی باز می‌گردند. رابطه مثبت مشاهده شده بین شدت دگرسانی دولومیتی، تمرکز عناصر مرتبط با کانی‌سازی و ته‌نشست کانی‌های سولفیدی پیشنهاد می‌کند که مهاجرت سیال کانه‌دار از درون رگه معدنی و توسط فرآیندهای گرمایی به درون سنگ میزبان صورت گرفته است. ارزیابی ماهیت سیال مولد دگرسانی دولومیتی کانسار نخلک نشان‌دهنده سیال شوراب حوضه‌ای (میانگین ۱۴/۱۱ درصد وزنی نمک طعام) با دمای متوسط (میانگین ۱۷۴ درجه سانتی‌گراد) بوده که تقریباً مشابه با سیال مولد کانی‌سازی کانسار است. در کانسار نخلک تأثیر متقابل سنگ میزبان کربناته و سیال کانه‌دار در طول فرآیند کانی‌سازی به صورت بازخوردی عمل نموده است، به طوری که سنگ میزبان کربناته مناسب (از نظر شیمیایی و فیزیکی) عامل ورود سیال کانه‌دار به درون سنگ میزبان باعث تشکیل کانی‌سازی شده و خود کانی‌سازی باعث انحلال کربنات سنگ میزبان و ته‌نشست دولومیت شده و این رخدادها با ایجاد فضای خالی بیشتر امکان ته‌نشست ماده معدنی بیشتر را فراهم نموده است.

واژه‌های کلیدی: دولومیت؛ پتروگرافی؛ ژئوشیمی؛ سیال درگیر؛ شوراب حوضه‌ای؛ نخلک.

مقدمه

طول ۵۰' ۵۳° و عرض ۳۴' ۳۳° شمالی واقع شده است. راه دسترسی به معدن از طریق جاده اصفهان - کوهپایه - ناین - انارک - مجتمع معدنی سرب نخلک

کانسار سرب - (نقره) نخلک از بزرگترین و کهن‌ترین معادن سرب ایران در فاصله ۲۶۰ کیلومتری شهر اصفهان و ۵۵ کیلومتری شمال خاور انارک و با موقعیت جغرافیایی

است. کانسار نخلک در حاشیه خاوری یک رشته کوه منفرد بنام کوه نخلک در حاشیه جنوبی کویر مرکزی ایران و در محاصره تپه‌های ماسه‌ای در منطقه انارک قرار گرفته است. کانی‌سازی سرب به صورت چینه کران^۱ و دیرزاد^۲ در فضای خالی حاصل از شکستگی‌ها و گسل‌های نرمال درون کربنات‌های کرتاسه بالایی (واحد صدر) و به صورت رگه‌های خاوری - باختری و با شیب زیاد است. گالن و باریت کانی‌های اصلی ماده معدنی اولیه بوده که در پهنه برون‌زاد با سرورزیت همراه می‌شود. بافت‌های مهم ماده معدنی بافت بُرشی و قشری بوده که در بافت بُرشی قطعات عمدتاً توسط فرآیندهای تکتونیکی ایجاد شده است. در کانسار نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT) نخلک رخداد همزمان چندین عامل کنترل‌کننده نقش مهمی در قرارگیری ماده معدنی در کوه نخلک ایفا می‌نماید که مهمترین آن‌ها شامل کنترل‌کننده‌های چینه‌ای، سنگی و ساختمانی می‌باشد (Jazi et al., 2017). ارتباط مستقیم ماده معدنی و سنگ میزبان در کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی، لزوم بررسی و توجه به خصوصیات سنگ میزبان از جمله پتروگرافی و رخساره‌های رسوبی در جای‌گیری کانسار را نشان می‌دهد. در بسیاری از کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناتی، عواملی نظیر دولومیتی‌شدن، تغییرات رخساره و نفوذپذیری اولیه سنگ میزبان از کنترل‌کننده‌های اصلی در جای‌گیری کانسار و تشکیل هاله‌های لیتورژئوشیمیایی پیرامون توده معدنی هستند (Leach et al., 2005; Leach & Sangster, 1993). یکی از مسائل مبهم در این مورد آن است که آیا دگرسانی (به ویژه دولومیتی‌شدن) باعث قرارگیری ماده معدنی شده و یا این که دگرسانی خود حاصل جای‌گیری ماده معدنی بوده است؟! لذا هدف از این پژوهش بررسی چگونگی

کانی‌سازی در سنگ میزبان کربناته کوه نخلک و نیز تأثیرات کانی‌سازی بر سنگ میزبان می‌باشد.

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

کوه نخلک در تقسیمات زمین‌ساختی ایران در خرد قاره ایران مرکزی (شکل ۱الف)، بلوک یزد و در منطقه انارک (شکل ۱ب) قرار می‌گیرد. کوه نخلک با وجود مساحت نسبتاً کم (حدود ۲۵ کیلومتر مربع) یکی از محدوده‌های بحث‌برانگیز چینه‌شناسی و تکتونیک صفحه‌ای ایران را در خود جای داده است (Davoudzadeh & Seyed-Emami, 1972; Ruttner, 1993; Alavi et al., 1997; Seyed-Emami, 2003; Balini et al., 2009). چینه‌شناسی این کوه شامل سنگ‌های الترامافیک قبل از تریاس، واحدهای سنگی تریاس (گروه نخلک)، واحد سنگی کربناته کرتاسه بالایی (واحد صدر)، واحد تخریبی - کربناتی پالئوسن (واحد خالد) و دایک و استوک ائوسن بوده که به اختصار شرح داده می‌شود (شکل ۱ج). واحد سنگی الترامافیک با ترکیب سرپانتینیت (آنتیگوریت)، پریدوتیت سرپانتینی و گابرو به صورت دو عدسی کوچک در قسمت جنوبی کوه نخلک با مرز گسلی در زیر سنگ‌های تریاس قرار گرفته است (Holzer & Ghasemipour, 1973). سنگ‌های تریاس با ضخامت ۲۴۰۰ متر با سن اولنکین - لادینین پسین مشهور به گروه نخلک شامل سه سازند علم، باقروق و عشین می‌باشد (Balini et al., 2009). سازند علم با ضخامت ۱۱۵۰ متر شامل آرنایت با قطعات سنگ‌های آتش فشانی^۳، سنگ‌آهک نودول‌دار، مارن و سنگ‌های توریدایتی است. سازند باقروق با ضخامت ۸۷۰ متر شامل کنگلومراها و ماسه سنگ‌های مخروط افکنه‌ای - رودخانه‌ای است. سازند عشین با ضخامت ۳۷۰ متر متشکل از سنگ‌های توریدایتی ریز دانه بوده که تحوّل سریع از

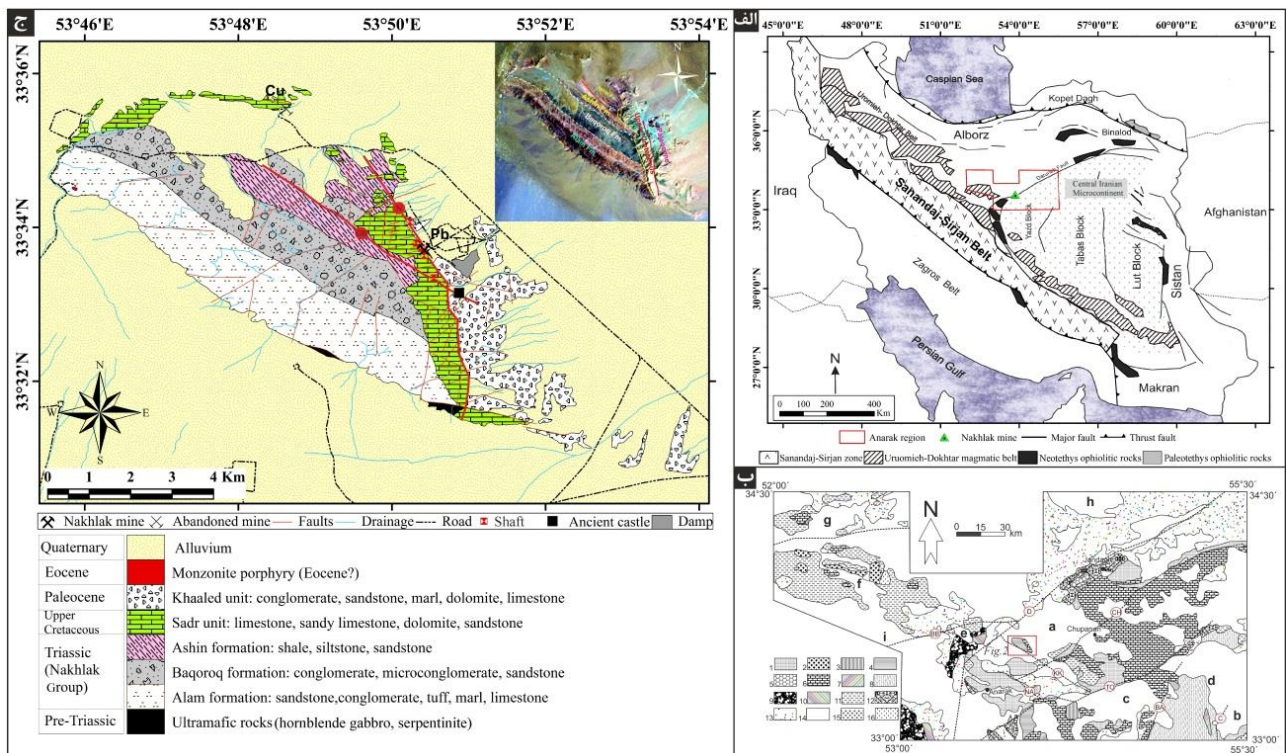
1- Stratabound

2- Epigenetic

3- Volcanic aernite

حاشیه پلاتفرم تعیین شده است (Rasa, 1987). جوان‌ترین واحد سنگی رسوبی کوه نخلک سنگ‌های پالئوسن با سن داین - تانتین بوده و توسط اپچیلر (۱۳۸۳) واحد خالد نام گذاری شده است. این واحد با ضخامت حدود ۲۶۰ متر شامل ۶۰ متر کنگلومرای قرمز پایه‌ای و ۲۰۰ متر بالایی شامل تناوبی از ماسه‌سنگ کنگلومرای قرمز رنگ ضخیم لایه، ماسه‌سنگ، مارن سبز، دولومیت و سنگ آهک خاکستری رنگ است (Vaziri et al., 2005). سنگ‌های آذرین ائوسن به صورت استوک کوچک و چند دایک در باختر کوه نخلک با ترکیب هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری، کوارتز مونزونیت پورفیری و هورنبلند دیوریت پورفیری بدون ارتباط با کانی‌سازی حضور دارند.

محیط قاره‌ای سازند باقروک به یک رژیم توریدیتی عمیق دریایی با سنگ‌شناسی ماسه‌سنگ و شیل را به ثبت رسانده است (Zanchi et al., 2009). سنگ‌های کربناتی - آواری کرتاسه بالایی (واحد صدر) با ضخامت ۲۵۸ متر میزبان کانسار نخلک می‌باشند (Vaziri et al., 2012). در مطالعات Vaziri et al. (2005) سن این سنگ‌ها به سنوماین پسین تا ماستریشین؟ تعیین شده است. مرز بین سنگ‌های تریاس و کرتاسه بالایی به صورت دگرشیبی معرفی شده است (Davoudzadeh & Seyed-Emami., 1972؛ Cherepovsky؛ Holzer & Ghasemipour, 1973؛ Balini et al., 2009؛ Rasa, 1987؛ et al., 1982). رسوبی ته‌نشست این سنگ‌ها با توجه به مطالعات رسوب‌شناسی از پایین به بالا شامل پهنه کشندی، لاگون و



شکل ۱: الف) پهنه‌های ساختاری - رسوبی ایران (شکل اولیه با تغییرات از Ruttner & Stöcklin, 1967؛ Berberian & King, 1981؛ Alavi, 1991)؛ ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه کانی‌سازی انارک (Romanko et al., 1984) (۱) سنگ‌های دگرگونی پروتروزوئیک بالایی - پالئوزوئیک پایینی؛ (۲) سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک؛ (۳) کربنات‌ها و تخریبی‌های پروتروزوئیک بالایی - پالئوزوئیک زیرین؛ (۴) تخریبی - کربنات‌های پالئوزوئیک - تریاس؛ (۵) تخریبی‌های پالئوزوئیک بالایی؛ (۶) کربنات‌های کرتاسه؛ (۷) تخریبی‌های تریاس - ژوراسیک؛ (۸) توالی کربنات - تخریبی کرتاسه پایینی؛ (۹) آمیزه رنگین کرتاسه بالایی - ائوسن زیرین؛ (۱۰) فلیش ائوسن زیرین؛ (۱۱) بازالت - آندزیت و ریولیت؛ (۱۲) توده‌های آتشفشانی؛ (۱۳) مولاس الیگوسن - میوسن؛ (۱۴) سنگ‌های مولاسی پلیوسن - کواترنز؛ (۱۵) گرانیتوئید مزوزوئیک؛ (۱۶) گرانیتوئید ائوسن؛ GK: گسل بزرگ کویر (دورونه)؛ TO: گسل ترکمنی - اوردیپ؛ C: گسل چاپدونی؛ BB: گسل بابابزرگی؛ BA: گسل بیاضه؛ NA: گسل شمال انارک؛ KK: گسل کالکافی؛ CH: گسل چوپانان؛ ج) نقشه زمین‌شناسی کوه نخلک (با تغییرات از Alavi et al., 1997).

روش مطالعه

تعداد ۱۵۰ نمونه از سنگ میزبان به جهت مطالعات سنگ‌شناسی و بررسی ارتباط سنگ میزبان و کانی‌سازی برداشت و تعداد ۱۰۰ مقطع نازک و نازک صیقلی تهیه گردید. به منظور مطالعه لیتوژئوشیمیایی از ۳ رگه در جهت عمود بر آن در سمت کمربالا و پایین به صورت سیستماتیک و با فاصله یکسان یک متر تعداد ۲۰ نمونه برداشت و در آزمایشگاه طیف کانساران بینالود مشهد به روش XRF مورد آنالیز قرار گرفت. بر اساس توالی پاراژنری تعداد ۴ مقطع دو بر صیقلی از سنگ میزبان دولومیتی شده همراه با کانی‌سازی برداشت و برای مطالعات سیالات درگیر و آزمایشات پتروگرافی انتخاب شد. این مطالعات به وسیله دستگاه سردکننده و گرم‌کننده Linkam مدل THMSG 600 که بر روی میکروسکپ Ziess نصب شده در دانشگاه فردوسی مشهد و با استفاده از تکنیک‌های استاندارد (Roedder, 1984) دماسنجی انجام شد. در این پژوهش ویژگی‌های شاخص سنگ‌شناسی کربنات‌های واحد صدر در جای‌گیری کانسار و تأثیرات ورود سیال کانه‌دار به درون سنگ میزبان بررسی می‌شود. همچنین خصوصیات فیزیکوشیمیایی سیال مولد دگرسانی و کانی‌سازی بررسی گردیده و ارتباط بین ماده معدنی و سنگ میزبان مورد مطالعه قرار می‌گیرد.

دستاوردها

سنگ شناسی سنگ میزبان

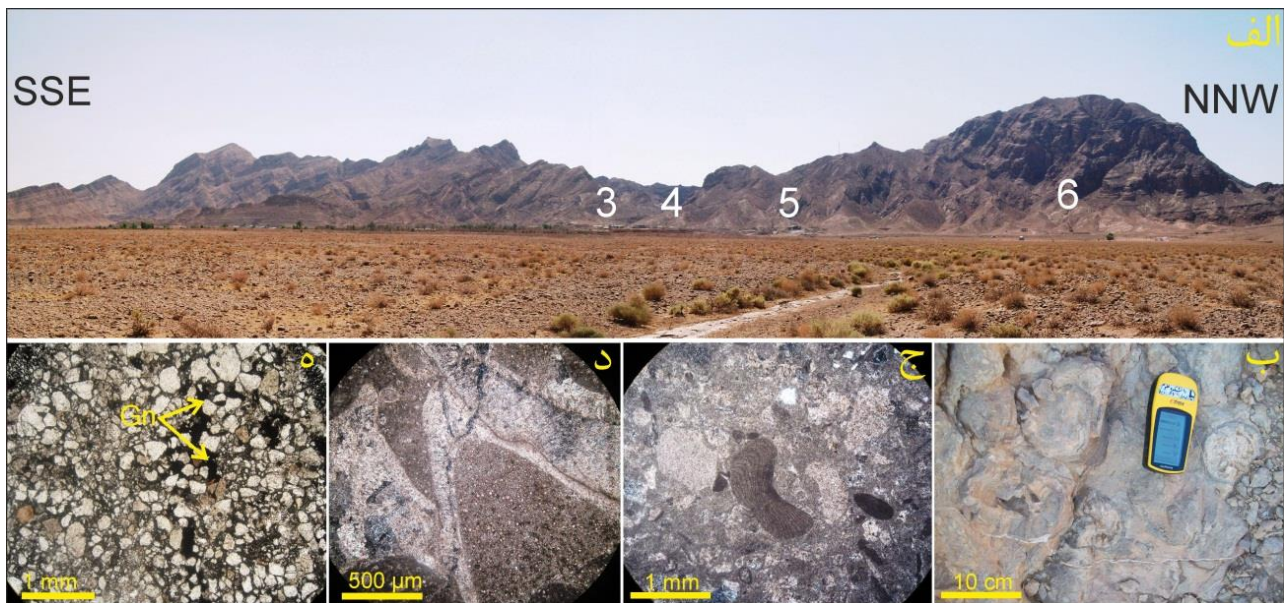
سنگ میزبان اغلب ذخایر سرب و روی ایران (حدود ۶۰۰ کانسار) کربناته و سپس به ترتیب اهمیت شیل، ماسه سنگ، سنگ‌های آذرین، مرمر و شیست می‌باشد (رسا و کاظمی مهرنیا، ۱۳۸۴). ماهیت کانیایی سنگ میزبان نقش مهمی در مهاجرت و فعل و انفعالات ژئوشیمیایی سیال کانه‌دار در کانسارهای سرب و روی با سنگ میزبان دارد (Leach et

Vandeginste et al., Ruffell et al., 1998 et al., 2005

(2007). در کوه نخلک سنگ‌آهک‌های کرتاسه بالایی واحد صدر به عنوان سنگ میزبان کانی‌سازی با ضخامت ۲۵۸ متر تنها کمتر از ده درصد از کل توالی ستون چینه‌شناسی کوه نخلک را تشکیل داده است (شکل ۲). سنگ شناسی واحد صدر شامل کنگلومرا، سنگ‌آهک و دولومیت ماسه‌ای، ماسه‌سنگ آهکی، سنگ آهک ماسه‌ای - رسی و سنگ آهک ریفی است (شکل ۳). سنگ‌های کربناته به سبب انحلال پذیری و واکنش پذیری بالا، می‌توانند حتی در حالتی که تنها در قسمت کوچکی از ستون چینه‌نگاری منطقه وجود دارند به عنوان یک افق مناسب جهت کانی‌سازی عمل نمایند (Evans, 1993). واحد صدر در محیط دریایی کم عمق تا عمیق دریایی ته‌نشین شده و توسط Vaziri et al. (2005) به ۱۰ زیر بخش تقسیم شده است. بخش عمده ماده معدنی در زیربخش ۳ و ۴ قرار گرفته که این دو زیربخش در مجموعه ساحل - دلتا تشکیل و به خط ساحلی طولی^۴ تعلق دارد (شکل ۲). وجود دانه‌های تخریبی با سایز ماسه‌ای (کوآرتز، فلدسپار و چرت) و نیز حضور انواع آلوکم‌ها به ویژه بیوکلاست‌ها، و ماتریکس کربناتی نشان می‌دهد این رخساره‌ها تحت تأثیر فرآیندهای دریایی و قاره‌ای بوده است. انتقال از سنگ‌آهک به دولومیت باعث تغییر در نفوذپذیری شده که خود باعث ته‌نشست ماده معدنی می‌گردد. این حالت انتقالی به صورت مکرر در ستون چینه‌نگاری کوه نخلک تکرار شده است. ریف و سد کربناتی به دلیل وجود تخلخل بالا باعث کاهش فشار شده که این عامل نیز می‌تواند باعث ته‌نشست ماده معدنی گردد (Leach et al., 2005). توالی سنگ‌شناسی کرتاسه بالایی کوه نخلک در برخی قسمت‌های ستون چینه‌شناسی نزدیک

گرمایی رابطه تنگاتنگی با سیالات حوضه‌ای دارند که مسئول کانی‌سازی نیز هستند (Warren, 2000). کانی‌دولومیت یکی از اساسی‌ترین کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌های کرتاسه بالایی کوه نخلک می‌باشد (شکل ۲). اغلب کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی در دولستون مرتبط با سنگ آهک جای‌گیر شده‌اند و کانسارهای با میزبان دولستون معمولاً بزرگتر و از نظر محتوای فلزات Zn, Pb و Ag دارای مقادیر بالاتری هستند. برتری دولستون‌ها نسبت به سنگ آهک در کانی‌سازی می‌تواند در ارتباط با قابلیت نقل و انتقال بالاتر جریان سیال کانه‌دار در این سنگ‌ها باشد (Leach et al., 2005).

دولومیتی نقشی انکارناپذیر در کانی‌سازی غالب کانسارها بازی کرده و فراتر از یک سنگ خشی در جای‌گیری ماده معدنی عمل می‌کنند. در سری‌های کربناته، دولومیتی‌شدن و خلل و فرج رخساره‌های رسوبی دو کنترل‌کننده اصلی در تعیین نفوذپذیری و تخلخل سنگ‌های کربناته هستند (Swennen & Viaene, 1990). نفوذپذیری توالی سنگ میزبان اجازه مهاجرت به درون سنگ میزبان و نیز توسعه هاله‌های ژئوشیمیایی را می‌دهد (Large et al., 2001؛ Swennen & Viaene, 1990). دولستون‌ها در برخی از موارد تنها به صورت مجرای پُرمفد اجازه عبور و اختلاط محلول‌های کانه‌دار را می‌دهد، اما در بیشتر موارد تشکیل دولومیت‌های تدفینی مراحل آخر و یا دولومیت‌های

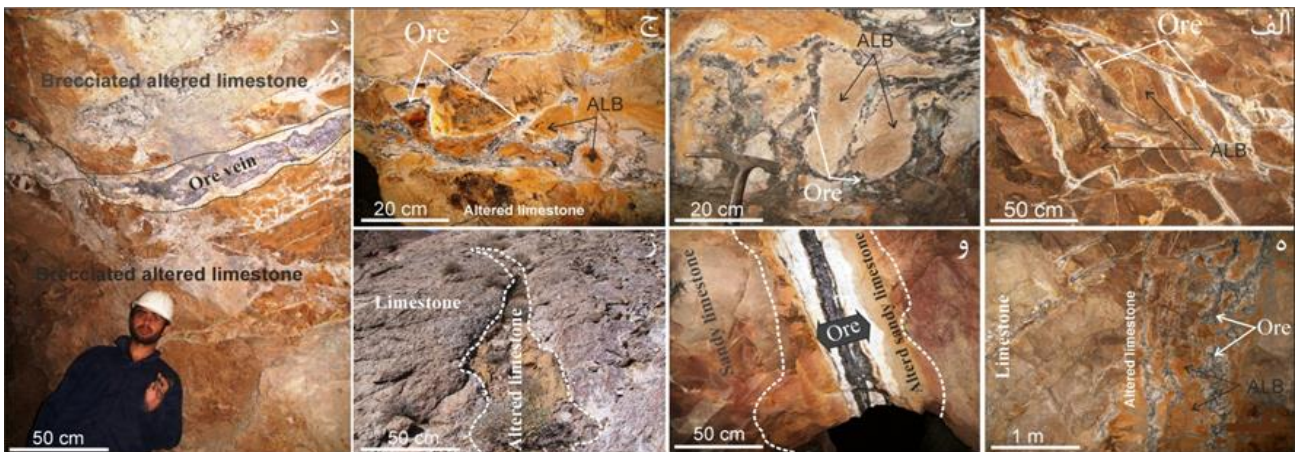


شکل ۳: سنگ‌های کربنات کرتاسه بالایی واحد صدر؛ الف) نمایی از کوه نخلک و محل چاه‌های استخراجی که با شماره آن مشخص شده است (دید رو به غرب)؛ ب) کربناته‌های کرتاسه بالایی دارای فسیل رودیست (هیپوریت)؛ ج) سنگ آهک فسیل‌دار زیر میکروسکوپ؛ د) دیواره‌های فسیل کلسیتی پُر شده با سنگ آهک میکرایتی؛ ه) ماسه‌سنگ با سیمان کربناتی که بخشی از کربنات‌ها توسط ماده معدنی جانشین شده است.

دگرسانی سنگ میزبان

فیزیکی که توسط فرآیندهای شیمیایی و یا فیزیکی در سنگ رخ دهد را شامل می‌شود. دگرسانی در کانسار نخلک به طور شاخص به صورت انحلال کربنات‌ها، کلسیتی‌شدن و دولومیتی‌شدن قابل مشاهده است.

واکنش بین سیالات مسئول کانی‌سازی و سنگ میزبان تا زمان به تعادل رسیدن آن‌ها ادامه یافته و غشایی دگرسان در اطراف سنگ دربرگیرنده ماده معدنی ایجاد می‌شود. دگرسانی هر گونه تغییر ترکیب کانی‌شناسی، شیمیایی و



شکل ۴: ارتباط ماده معدنی و سنگ میزبان؛ الف) بافت برش خرد شده دولومیتی شده که فضای بین قطعات توسط ماده معدنی پر شده است. ب) قطعات برشی کربناتی که اطراف آن دچار انحلال و جانشینی شده است. ج) دولومیتی شدن و تغییر رنگ در قطعات برشی دگرسان شده؛ د) سنگ میزبان کربناتی که در اطراف رگه معدنی دچار دگرسانی دولومیتی شده است. ه) تغییرات تدریجی دگرسانی در اطراف رگه معدنی دارای قطعات برشی دگرسان شده. و) شکاف پر شده توسط ماده معدنی و دگرسانی در پیرامون آن. ز) دگرسان شدن و تغییر رنگ سنگ آهک در اطراف شکستگی حاوی کانی‌سازی (ALB: Altered Limestone Breccia).

Jazi *et al.* (2017) مدل اختلاط را برای کانسار نخلک پیشنهاد نموده‌اند. در پی اختلاط سیال غنی از فلز و سیال دارای گوگرد احیایی، یون هیدروژن لازم جهت انحلال کربنات‌ها آزاد می‌گردد. کربنات‌های حل شده حاصل از این فرآیند مجدداً درون حفرات و یا همراه با کانی‌سازی به صورت کلسیت و دولومیت ته‌نشین می‌گردد.

کلسیتی شدن

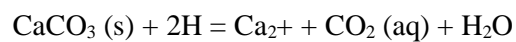
این دگرسانی به صورت جانشینی، سیمان بین قطعات سنگی و پُرکننده رگچه‌های بسیار ریز و یا به صورت نئومورفیسم شده و به طور کلی این دگرسانی نسبت به دگرسانی دولومیتی محدودتر است (شکل ۶). در برخی از کانسارها همچون کانسارهای تنسی مرکزی در آمریکا این دگرسانی معمول است. به طور کلی این نوع دگرسانی در کانسارهای با سنگ میزبان غالب سنگ آهک (مانند Irish Midlands) مشاهده می‌گردد (Leach *et al.*, 2005).

دگرسانی دولومیتی

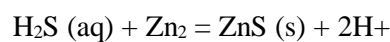
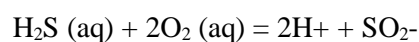
در کانسار نخلک دولومیت‌های گرمابی به صورت پُرکننده

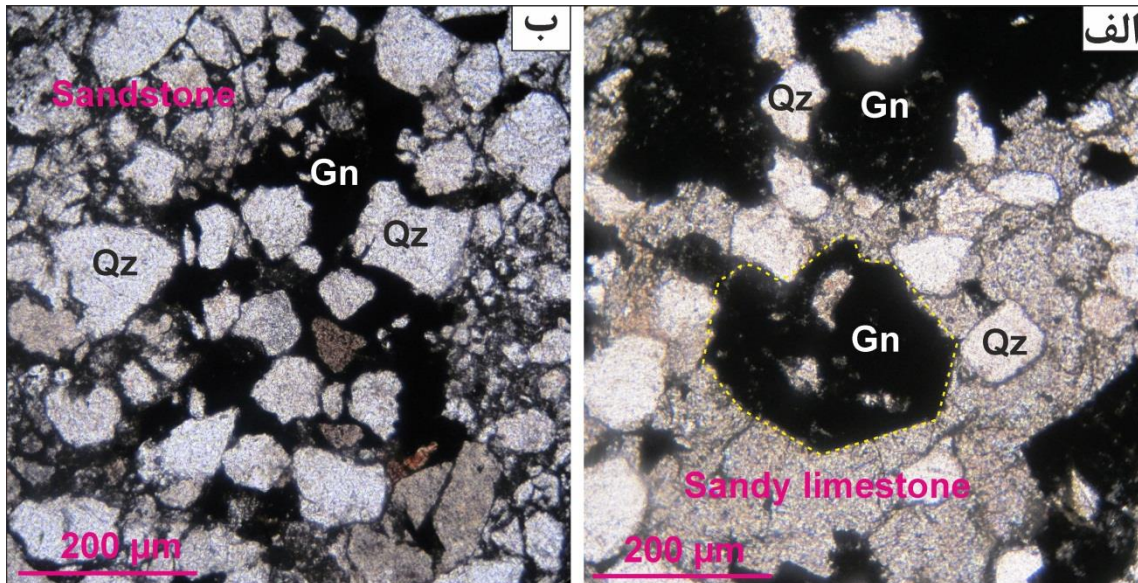
انحلال کربنات‌های سنگ میزبان

در کانسار نخلک انحلال کربنات‌های سنگ میزبان و ته‌نشست سولفید درون حفره‌های انحلالی و یا پُر شدن با کربنات‌های گرمابی مشاهده می‌گردد (شکل ۵). معمول‌ترین دگرسانی مرتبط با کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی انحلال و توسعه برشی شدن گرمابی کربنات‌های سنگ میزبان می‌باشد که در نتیجه واکنش اسید تولید شده از فرآیند اختلاط سیالات کانسار ساز به وجود آمده است (Corbella *et al.*, 2004). مدل‌های بر پایه اختلاط سیالات گرمابی می‌تواند عامل ته‌نشست همزمان سولفیدها و انحلال کربنات‌های سنگ میزبان باشد. انحلال به صورت زیر صورت می‌گیرد:

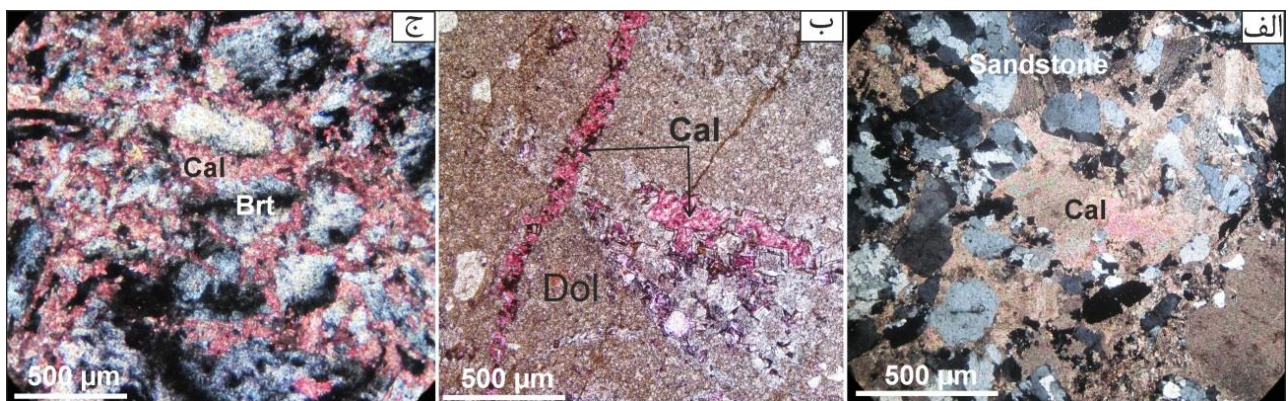


یون هیدروژن لازم جهت انحلال کربنات‌ها به دو روش می‌تواند حاصل گردد که شامل اکسید شدن سولفید هیدروژن (Barnes, 1983) و ته‌نشست کانی‌های سولفیدی (Anderson, 1975) است:





شکل ۵: الف) گالن نیمه شکل‌دار چانشین‌شده در سنگ میزبان ماسه سنگ آهکی که سیمان کربناته سنگ چانشین‌شده، اما دانه‌های ماسه باقی مانده است. ب) چانشینی کربنات بین فضای دانه‌های ماسه‌ای در سنگ میزبان ماسه‌سنگ کربناتی؛ Gn: گالن، Qz: کوارتز (Whitney & Evans, 2010)



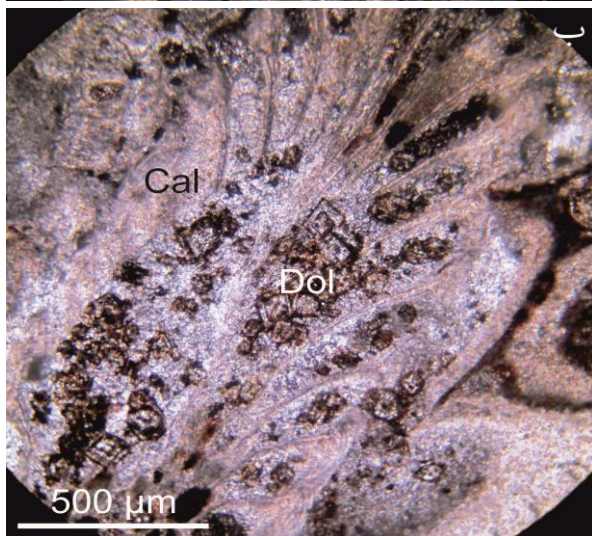
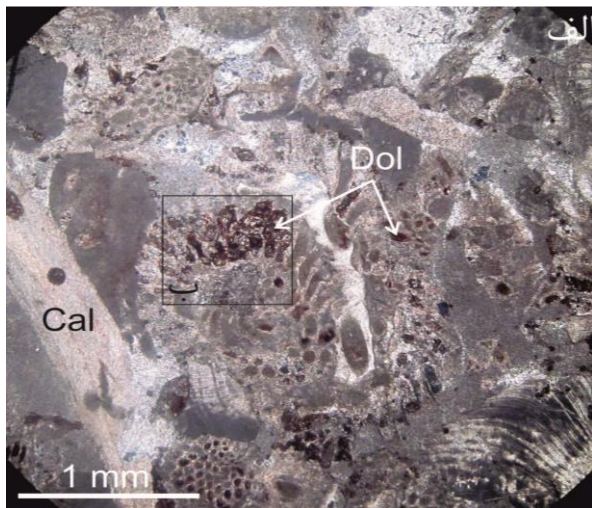
شکل ۶: نقش کلسیت در کانی‌سازی؛ الف) سیمان کلسیت اسپاری در ماسه سنگ در اطراف ماده‌معدنی؛ ب) سنگ میزبان دولستون ریز بلور که حفرات و شکستگی آن توسط دولومیت گرمایی خود شکل و درشت بلور و نیز کلسیت اسپاری پر شده است (رنگ شده توسط محلول آلیزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم به روش Dickson (1966)؛ ج) چانشینی سنگ آهک با کانی باریت ماده‌معدنی (رنگ شده توسط محلول آلیزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم به روش Dickson (1966)؛ Gn: گالن، Qz: کوارتز (Whitney & Evans, 2010)

دولومیتی میزان نفوذپذیری سنگ آهک افزایش یافته و آماده جای‌گیری ماده معدنی می‌شود. در این دگرسانی یک متاسوماتیسم گسترده Mg در سنگ آهک رخ می‌دهد. به دلیل چگال‌تر بودن دولومیت نسبت به کلسیت، تخلخل سنگ در حدود ۱۲/۵ درصد افزایش می‌یابد (رحیم‌پور بناب، ۱۳۸۴).

تغییرات در رنگ و بافت سنگ میزبان

اولین مشخصه تأثیر سیالات کانه‌دار بر سنگ میزبان کانسار

فضای خالی، سیمان سنگ میزبان و یا چانشین‌کننده کربنات اولیه حضور دارند. دولومیت‌های گرمایی در اغلب کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی به صورت چانشینی کربنات‌های سنگ میزبان و یا به عنوان سیمان در تخلخل بین دانه‌ای و فضای خالی ایجاد شده‌اند (Leach et al., 2005). کانی دولومیت می‌تواند در شرایط مختلف و توسط فرآیندهای متنوعی ایجاد گردد که به همین سبب باید دقت نظر در تفکیک دولومیت‌های حاصل از فرآیندهای گرمایی و غیرگرمایی (دیاژنزی) صورت گیرد. در طی دگرسانی



شکل ۷: جانشینی انتخابی در سنگ آهک فسیل‌دار؛ الف) جانشین شدن سنگ آهک میکرایتی درون فسیل‌ها به وسیله بلورهای رمبوئدر دولومیتی در نور رنگی؛ ب) کادر درون شکل الف با مقیاس بزرگتر در نور رنگی.

رگه معدنی بستگی دارد. با توجه به طبقه‌بندی دولومیت‌ها توسط Sibly & Gregg (1987) شامل زئوتاپیک^۷ و ایدئوتاپیک^۸ و نیز با کمک گرفتن از طبقه‌بندی‌های دیگر محققین (برای مثال: Friedman, 1965; Mazzullo, 1992) سنگ میزبان کانسار نخلک مورد مطالعه قرار گرفت (شکل ۸). در مطالعات میکروسکوپی سنگ میزبان سه نوع دولومیت تشخیص داده شده است که از نظر شکل، اندازه، ادخال و منطقه‌بندی از هم متفاوت هستند. نقش هر یک از

نخلک تغییر رنگ به سمت قهوه‌ای و افزایش تخلخل بوده که در رگه‌های کوچک بین چند سانتی‌متر و در رگه‌های بزرگ به چند متر می‌رسد. به صورت تدریجی از سمت رگه معدنی به سمت سنگ میزبان غیردگرسان، هم رنگ و هم بافت سنگ‌ها به حالت اولیه باز می‌گردد. جانشینی دولومیت در سنگ آهک اولیه به دو نحو صورت می‌گیرد: الف) جانشینی انتخابی^۵ که در آن دولومیت تنها جانشین بخش خاصی از سنگ می‌شود.

ب) جانشینی غیرانتخابی^۶ که جانشینی دولومیت الگوی خاصی ندارد و همه اجزا تحت تأثیر دولومیتی شدن قرار می‌گیرند.

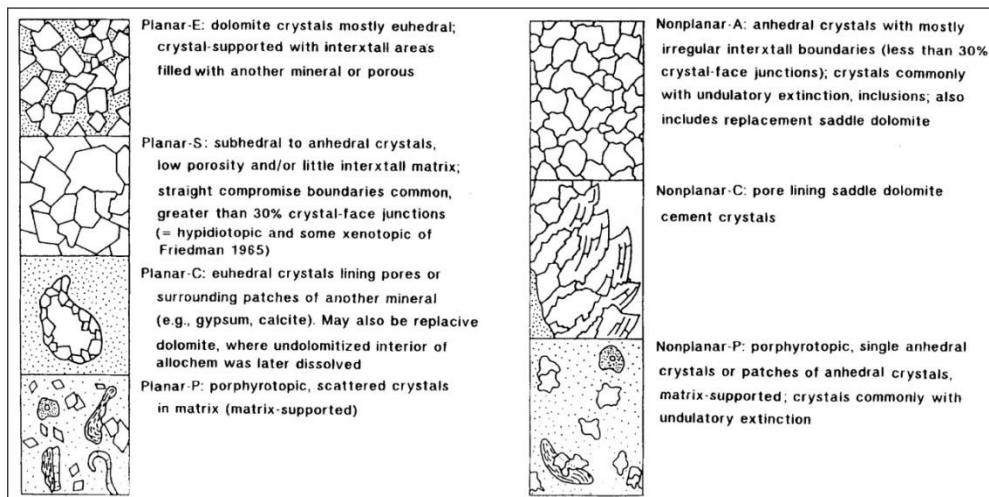
در سنگ میزبان کانسار نخلک در کرنات‌های با فاصله از ماده معدنی زمینه سنگ دگرسان شده و در نمونه‌های مجاور ماده معدنی یا قطعات برشی درون ماده معدنی کلیه سنگ از جمله اجزای آلومک نیز مانند فسیل‌ها توسط بلورهای دولومیت پوشیده و جانشین شده است (شکل ۷). از آن جا که قطعات فسیلی کمتر تحت تأثیر دولومیتی شدن قرار گرفته است، دلیلی بر این است که بلورهای رمبوئدر دولومیت ترجیحاً در ماتریکس دانه‌ریز شروع به رشد نموده‌اند. Sibley & Gregg (1987) پیشنهاد نموده‌اند که اگر محلول دولومیت‌ساز به حد فوق اشباع نرسیده باشد فقط ماتریکس دولومیتی می‌شود، ولی خرده‌های فسیلی ممکن است دست نخورده باقی بمانند.

تغییرات در پتروگرافی سنگ میزبان

کانی‌های کرنات‌ه سنگ آهک و یا ماسه‌سنگ‌های آهکی سنگ میزبان کانسار نخلک تحت تأثیر دگرسانی و ورود محلول‌های گرمایی به کانی‌های جدید مبدل گشته که شدت و ضعف این تغییرات جنس سنگ اولیه و فاصله از

7- Xenotopic
8- Idiomatic

5- Fabric Selective
6- Non fabric selective



شکل ۸: طبقه‌بندی بافتی و ژنتیکی دولومیت‌ها و خصوصیات بافت‌های خودشکل و غیرخودشکل (برگرفته از Sibly & Gregg, 1987 با اندک تغییرات از Mazzullo, 1992).

دولومیت‌های نوع دوم: اندازه این بلورها بین چند ده میکرون تا هزار میکرون در تغییر است (شکل ۱۰). از لحاظ شکل به صورت رومبوئدهای مسطح شکل‌دار هستند. دولومیت‌های دانه شکری نوع دوم به صورت خودشکل و با اندازه‌های مساوی در حد چند ده میکرون با ماده معدنی (کانی گالن و باریت) همراه بوده و در برخی نقاط فضای بین بلورها و اطراف بلورهای دولومیت پر شده است. بلورها اغلب دارای خاموشی مستقیم هستند. بافت مسطح این دولومیت‌ها در اثر رشد بلورها به دنبال جریان پیوسته‌ای از سیال دولومیت‌ساز در دمای پایین به وجود می‌آید. در برخی از نمونه‌ها دولومیت‌های نوع دوم در امتداد درزه و شکاف‌های موجود در سنگ گسترش پیدا کرده‌اند که این مسأله نشان می‌دهد این درزه و شکاف‌ها به صورت مجرای برای ورود محلول‌های دولومیت‌ساز عمل کرده‌اند (آدابی، ۱۳۸۳). منطقه‌بندی کاملاً مشخص در این نوع دولومیت بدین صورت دیده می‌شود که در برخی نمونه‌ها قسمت مرکز بلور تیره و حاشیه روشن می‌باشد و در گروه دیگر کاملاً عکس می‌باشد. تفاوت در ساخت منطقه‌ای

این دولومیت‌ها در کانی‌سازی و ژنز آن‌ها تفاوت‌هایی داشته و لذا خصوصیات پتروگرافی آن بررسی می‌شود (جدول ۱):

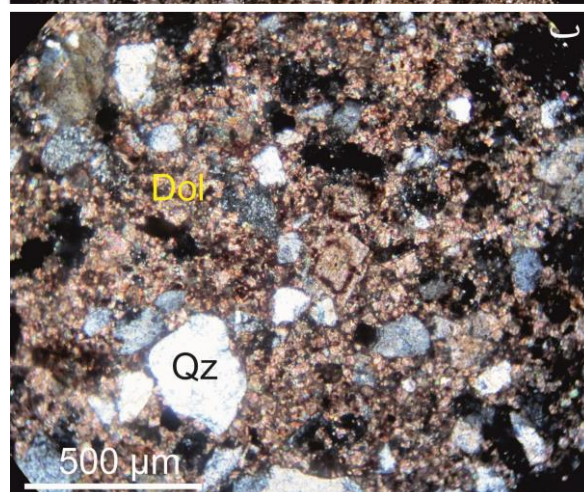
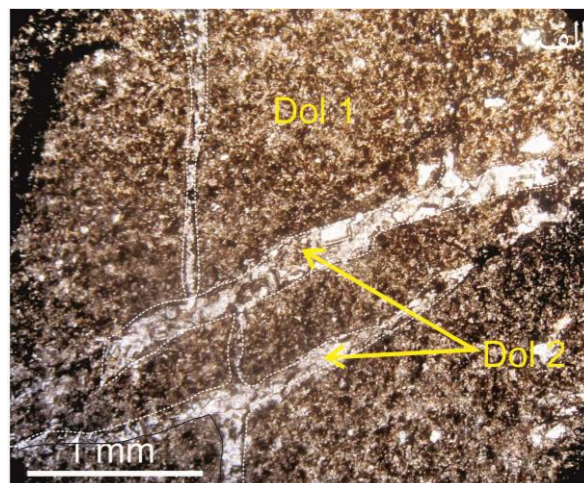
دولومیت‌های نوع اول: اندازه این دولومیت‌ها بین چند میکرون تا حداکثر صد میکرون است. بلورها دارای مرزهای غیرمسطح^۹ و به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار^{۱۰} هستند (شکل ۹). این دولومیت‌ها به طور مستقیم با کانی سولفیدی در ارتباط نبوده، اما به لحاظ این که عمده کانی‌سازی در قسمت‌های دولومیتی سنگ‌های کربناته قرار گرفته است، می‌توان گفت که این سنگ‌ها به طور غیرمستقیم به دلیل بالاتر بودن نفوذپذیری نسبت به سنگ آهک، باعث ته‌نشست بیشتر ماده معدنی در این بخش‌ها شده‌اند. بخشی از این دولومیت‌ها تحت تأثیر سیالات گرمابی دچار نئومورفیسم شده و در واقع به دولومیت‌های نوع دوم مبدل شده‌اند. این دولومیت‌ها به دلیل عدم ارتباط با ماده معدنی، منشأ غیر گرمابی داشته و در ارتباط با فرآیند دیاژنز هستند.

جدول ۱: خلاصه‌ای از ویژگی‌های دولومیت‌های کوه نخلک و نقش آنها در کانی‌سازی

Dolomite type	Petrographic features	Size (μm)	Description shape	Deposition time	Mineralization role
First type	Unimodal, nonplanar	Up to 20	Cement	diagenetic	Porosity and permeability
Second type	Unimodal, planar, sucrosic texture	50-200	Matrix	Pre-mineralization by hydrothermal fluid	Increasing of Porosity and permeability
Third type	Unimodal, nonplanar, baroque or saddle-shaped	200-1000	Open space filling	Syn-mineralization by hydrothermal fluid	Open space filling as gangue

میکروسکوپی پُر یا خالی، دارای مراکز ابری هستند. وجود ادخال‌هایی از بقایای کانی اولیه حاکی از این است که سیالات دولومیت‌ساز در مراحل اولیه ایجاد دولومیت جانشینی قادر به انحلال کامل کانی اولیه کربنات نشده‌اند. حالت انتخابی در مورد دانه‌های آهکی با ترکیب آراگونیتی یا با کلسیت با منیزیم بالا نسبت به کلسیت با منیزیم پایین دیده می‌شود که البته در نزدیک ماده معدنی تبدیل به حالت غیرانتخابی و فراگیر شده است و بنابراین عوامل کانیایی در دولومیتی شدن نوع دوم اهمیتی نداشته است. تخلخل بین بلوری در سنگ میزبان دولستون، نتیجه جانشینی دولومیت به جای کلسیت است.

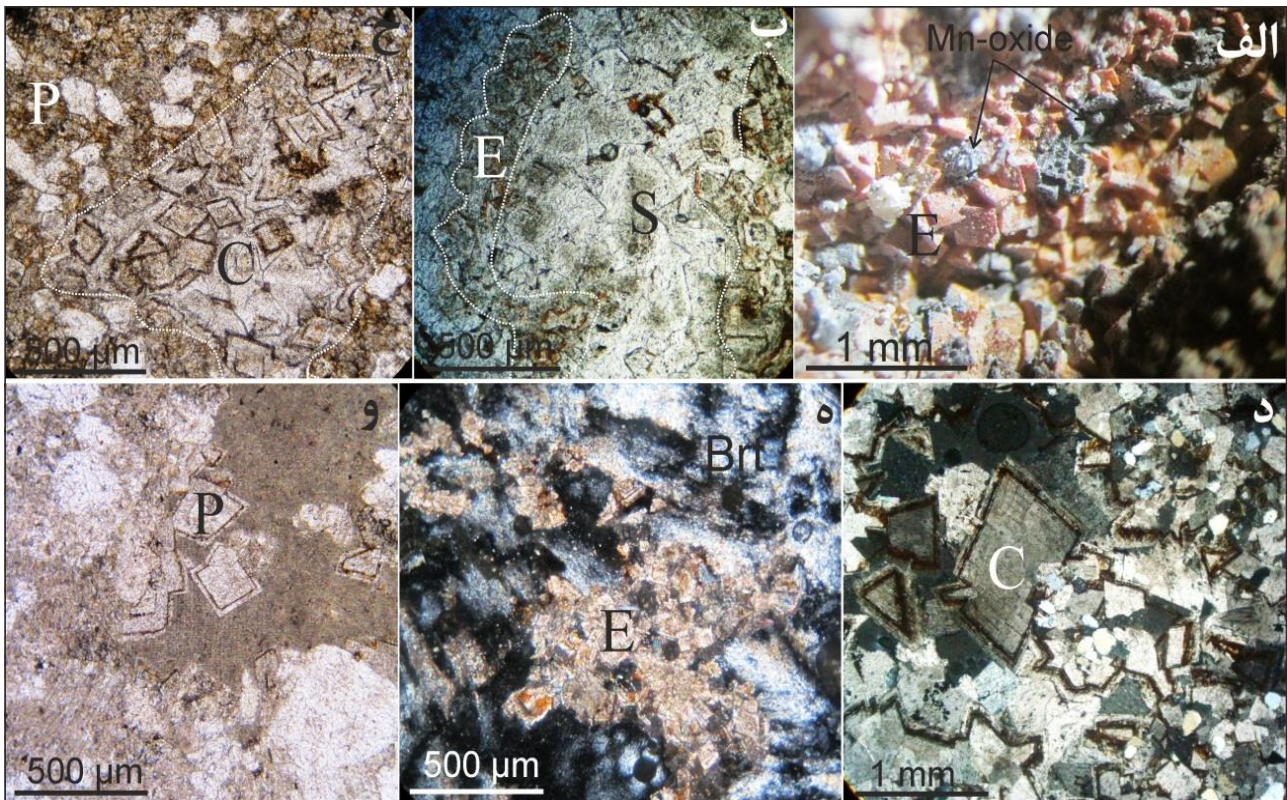
دولومیت‌های نوع سوم: اندازه این دولومیت‌ها بین چند صد میکرون تا حداکثر دوهزار میکرون است. بلورها دارای مرزهای غیرمسطح^{۱۲} و به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار هستند (شکل ۱۱). بافت این نوع دولومیت بر اساس تقسیم‌بندی Sibley & Gregg (1987) به صورت بی‌شکل است. در مناطقی که دولومیت‌های نوع سوم در شکستگی‌های با فضای کم و یا جانشینی بوده باشند به صورت غیرمسطح A و در مواردی که این کانی‌های در حفرات و با فضای رشد مناسب تشکیل شده باشند به صورت غیرمسطح C دیده می‌شود که به سمت مرکز حفره رشد کرده‌اند. منطقه‌بندی^{۱۳} در این بافت مشاهده می‌شود و معمولاً مرکز آن تیره رنگ است. از دیگر ویژگی‌های مهم این نوع دولومیت خاموشی موجی و حاشیه‌های منحنی



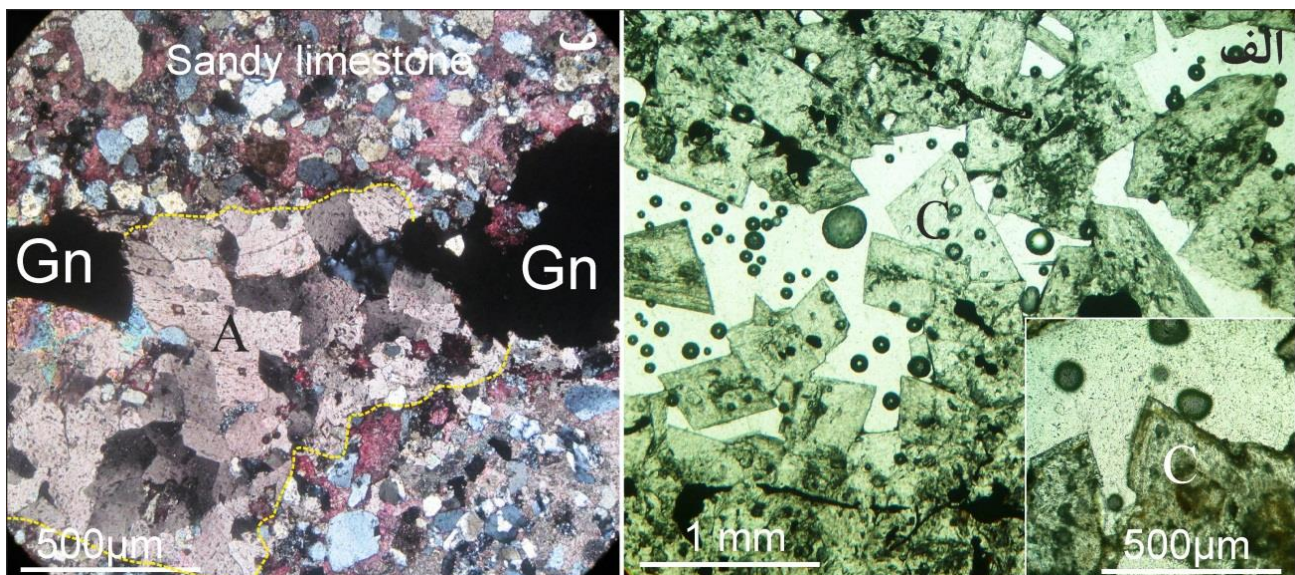
شکل ۹: دولومیت نوع اول؛ الف) سنگ میزبان دارای دولومیت نوع اول ریز بلور و بی‌شکل می‌باشد و درون شکستگی‌های آن دولومیت نوع دوم در اثر محلول‌های گرمایی تشکیل شده است (نور معمولی)؛ ب) دولستون ماسه‌ای با بلورهای ریز و بی‌شکل دولومیت نوع یک (نور رنگی)

دولومیت‌های مختلف مربوط به تغییرات متوالی شرایط فیزیکوشیمیایی مانند (Eh) سیالاتی است که عامل حمل مقادیر متفاوتی از Fe^{++} و Mn^{++} و عناصر دیگر هستند (Ghazban *et al.*, 1994). این دولومیت جانشینی بر اثر حضور ادخال‌ها، بقایای کانی اولیه یا حفره‌های

12- Nonplanar
13- Zoning



شکل ۱۰: دولومیت نوع دوم، الف) بلورهای رمبوئدر ایدیوتوپیک دولومیت در زیر میکروسکپ باینوکولار همراه با گرهک‌های اکسید منگنز؛ ب) بلورهای ایدیوتوپیک S فضای بین دولومیت‌های رمبوئدر نوع E را پر نموده است (نور معمولی). ج) دولومیت‌های ایدیوتوپیک C درون حفره موجود در بین دولومیت زنتوپیک P را پر نموده است (نور معمولی). د) بلورهای درشت دولومیت ایدیوتوپیک C درون حفره با حاشیه تیره رنگ (نور رنگی)؛ ه) جاننشینی دولومیت ایدیوتوپیک E توسط کانی باریت (نور رنگی)؛ و) بلورهای ایدیوتوپیک P که در حال جاننشین نمودن قطعه فسیل مرجان می‌باشد (نور معمولی).



شکل ۱۱: دولومیت نوع سوم؛ الف) بلورهای دولومیت درون حفره (نور معمولی)؛ ب) بلورهای زنتوپیک A دولومیت زین اسبی دارای سطوح خمیده و خاموشی موجی درون شکستگی درون سنگ میزبان سنگ‌آهک ماسه سنگ‌آهکی همراه با ماده معدنی (نور رنگی) (رنگ شده توسط محلول آلزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم به روش Dickson (1966)).

۳۱ تا ۴۹ درصد می‌باشد (Radke & Mathis, 1980). بالاترین مقدار کربنات منیزیم در دولومیت‌های منطقه مورد مطالعه مربوط به دولومیت زین‌اسبی نمونه NH50 است. تمرکز Fe به صورت Fe_2O_3 در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۰/۵ تا ۲/۶۹ درصد و دارای میانگین ۱/۰۴ درصد و مقدار Mn به صورت MnO بین ۰/۰۲ تا ۰/۱۹ درصد بوده و دارای میانگین ۰/۰۷۱ است. Fe عمدتاً در دولومیت‌های جانشین Mg شده و لذا در دولومیت نسبت به سنگ آهک مقدار بالاتری دارد. همچنین Mn نیز همانند Fe عمدتاً در دولومیت جانشین Mg شده و لذا در دولومیت نسبت به سنگ آهک مقدار بالاتری دارد. محدوده Na_2O در نمونه‌ها بین ۰/۰۴ تا ۱/۰۲ درصد بوده که میانگین آن ۰/۲۱ درصد است. این عنصر در دولومیت‌های دریایی با شوری نرمال بین ۱۱۰ تا ۱۶۰ قسمت در میلیون است (Veizer, 1983). بالاتر بودن مقدار Na در دولومیت‌ها می‌تواند مربوط به بالاتر بودن شوری سیالات دولومیت‌ساز باشد. عناصر Zn، Pb و Ba در ارتباط با دگرسانی دولومیتی و در فاصله نزدیک نسبت به رگه معدنی مقادیر چشمگیری داشته و در کمربالا و پایین این رگه‌ها به سمت سنگ دیواره غیردگرسان به صورت تدریجی کاهش یافته‌اند. در سنگ‌های کربناته میانگین تمرکز Zn، Pb و Ba به ترتیب ۹، ۲۰ و ۱۰ قسمت در میلیون می‌باشد (Kablukov, 1964). بنابراین افزایش چشمگیر این عناصر در سنگ میزبان کانسار نخلک تحت تأثیر فرآیندهای کانی‌سازی بوده است. عناصر Pb و Zn می‌توانند در اثر یک عامل مشابه در کانی‌های کربناته به جای Ca و Mg در شبکه بلوری جانشین شوند (Hartree & Veizer, 1982). از نکات جالب در عناصر کمیاب کانساری، بالا بودن مقدار Zn می‌باشد که به نسبت پایین بودن این عنصر در ماده معدنی در سنگ میزبان فراوانی در حد Pb از خود نشان می‌دهد. تمایل Zn به جانشینی در کربنات‌ها و نیز پایداری

شکل همراه با ادخال‌های ریز فراوان می‌باشد. این نوع دولومیت که به نام دولومیت باروک^{۱۴} و یا زین‌اسبی^{۱۵} نیز شناخته می‌شود و به صورت هم‌رشدی در ارتباط تنگاتنگ با ماده معدنی است.

ژئوشیمی

دولومیتی شدن و رخساره‌های کم‌عمق نفوذپذیر برای کانی‌سازی مهم بوده و این عوامل اجازه می‌دهند سیالات گرمابی در خارج پهنه‌های گسلی نیز چرخش داشته باشند و در نتیجه باعث ایجاد پراکندگی عناصری (به ویژه عناصر فرعی) در اطراف کانی‌سازی شوند (Bazargani-Guilani, et al., 2013). به منظور مطالعه و بررسی چگونگی توزیع ژئوشیمیایی عناصر مختلف در توالی سنگ‌های رسوبی در محدوده کانسار، نمونه‌های برداشت شده از سه مقطع لیتوژئوشیمیایی در جهت عمود بر رگه معدنی در سمت کمربالا و کمر پایین به صورت سیستماتیک و با فاصله یکسان، برای مطالعات ژئوشیمیایی مورد استفاده و عناصر کانی‌ساز قرار گرفت. نتایج این آنالیز در جدول ۲ و ۳ آورده شده است. اکسیدهای اصلی در نمونه‌های سنگ میزبان تغییرات قابل توجهی نشان می‌دهند.

تغییرات اکسیدهای MgO و CaO تحت تأثیر مستقیم دولومیتی شدن بوده که خود ناشی از ورود سیالات کانه‌دار به درون سنگ میزبان بوده است. به عنوان مثال در رگه شماره ۳۴ مقدار MgO در سنگ میزبان درون رگه معدنی به ۱۶/۸۴ درصد رسیده در حالی که در فاصله دو متری از رگه معدنی این مقدار به کمتر از ۱ درصد رسیده و در عوض مقدار CaO در نمونه سنگ میزبان درون رگه از ۲۹/۴۸ درصد به ۵۲/۳۴ درصد در نمونه با فاصله ۲ متری رسیده است. میزان کربنات منیزیم دولومیت‌های زین‌اسبی

جدول ۲: فراوانی اکسیدهای اصلی در سنگ میزبان (HW=hanging wall, FW=foot wall).

Sample No.	Vein No.	Distance /location	Primary rock	Major oxides (%)												
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	TFe	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	LOI	Σ
NH 30	35	0/HW	Sandy limestone	37.11	0.09	2.59	1.49	0.14	13.54	19.17	0.09	0.33	0.03	0	25.15	99.73
NH 31		1/HW		56.93	0.11	2.93	1.29	0.07	6.7	12.74	1.02	0.2	0.03	0.62	15.72	98.36
NH 32		3/HW		52.29	0.19	3.51	1.01	0.04	1.36	24.44	0.08	0.38	0.06	0	16.53	99.89
NH 33		6/HW		50.31	0.08	3.92	0.79	0.04	1.29	23.64	0.1	0.28	0.03	0	19.41	99.89
NH 34		0/FW		57.17	0.1	2.77	1.3	0.08	7.45	11.89	0.79	0.17	0.04	0.43	16.68	98.87
NH 35		3/FW		30.14	0.06	1.95	1.28	0.12	12.82	22.23	0.03	0.38	0.02	0	30.74	99.77
NH 36		5/FW		42.53	0.09	2.55	1.49	0.13	10.94	17.72	0.23	0.34	0.04	0.18	23.2	99.44
NH 37		7/FW		41.63	0.16	2.96	0.9	0.04	1.85	28.15	0.11	0.33	0.06	0	23.67	99.86
NH 40	12	Within of vein	fossiliferous limestone	3.3	0.05	1	1.17	0.11	9.43	42.84	0.05	0.34	0.02	0.01	41.51	99.83
NH 41		1/HW		2.72	0.04	0.59	0.5	0.03	1.5	51.53	0.06	0.25	0.02	0.14	42.53	99.91
NH 42		2/HW		1.46	0.04	0.44	0.42	0.02	0.42	54.72	0.06	0.16	0.01	0	42.18	99.93
NH 43		3/FW		1.73	0.04	0.66	0.5	0.02	1.49	52.65	0.04	0.29	0.02	0.21	42.26	99.91
NH 44		1/FW		2.2	0.04	0.69	0.5	0.02	2.2	51.5	0.05	0.33	0.02	0.2	42.18	99.93
NH 45		2/FW		1.42	0.04	0.48	0.42	0.02	0.61	54.43	0.05	0.2	0.02	0.12	42.13	99.94
NH 50	34	Within of vein	fossiliferous limestone	6.24	0.06	0.92	2.69	0.19	16.84	29.48	0.84	0.31	0.01	0.36	41.8	99.74
NH 51		0/HW		1.91	0.04	0.54	0.66	0.05	2.03	52.15	0.05	0.19	0.01	0	42.15	99.78
NH 52		1/HW		3.73	0.06	0.88	0.7	0.03	0.8	51.78	0.08	0.34	0.03	0	41.57	100
NH 53		2/HW		2.18	0.07	0.66	0.7	0.03	0.75	52.34	0.1	0.26	0.03	0.63	41.95	99.7
NH 54		0/LW		28.51	0.09	3.37	1.53	0.11	13.83	21.11	0.18	0.71	0.02	0	30.13	99.59
NH 55		1/LW		20.15	0.08	2.37	1.46	0.13	16.43	22.56	0.19	0.52	0.01	0	35.91	99.81

جدول ۳: فراوانی عناصر کمیاب کانساری در سنگ میزبان (HW=hanging wall, FW=foot wall).

Sample no	Vein no	Distance /location	Primary rock	Trace elements (ppm)								
				Ba	Cr	Cu	Mo	Ni	Pb	Sr	V	Zn
NH 30	35	0/HW	Sandy limestone	712	23	N	14	15	873	78	44	632
NH 31		1/HW		3479	25	90	11	36	6781	450	53	4368
NH 32		3/HW		100	55	N	15	N	224	172	49	118
NH 33		6/HW		90	18	N	12	26	132	109	42	60
NH 34		0/FW		2756	263	50	15	29	3833	271	50	3111
NH 35		3/FW		726	21	35	12	29	668	114	42	315
NH 36		5/FW		1836	37	41	15	20	1402	239	44	423
NH 37		7/FW		116	43	10	12	21	181	208	48	65
NH 40	12	Within of vein	fossiliferous limestone	58	2	36	13	9	595	210	41	475
NH 41		1/HW		71	2	N	16	9	244	273	40	107
NH 42		2/HW		41	N	N	19	21	136	244	40	39
NH 43		3/FW		3	1	N	14	7	153	238	40	52
NH 44		1/FW		85	0	N	12	14	165	199	40	62
NH 45		2/FW		n.d	N	N	20	43	135	195	39	71
NH 50	34	Within of vein	fossiliferous limestone	4091	7	386	18	37	4753	210	45	5104
NH 51		0/HW		25	N	N	18	20	1215	174	39	274
NH 52		1/HW		42	N	13	14	25	153	193	40	41
NH 53		2/HW		2277	N	N	16	25	188	276	42	93
NH 54		0/FW		1509	21	13	17	28	1162	80	45	665
NH 55		1/FW		626	17	68	11	27	698	114	42	1217

مجاور بر رگه نمونه‌برداری شده و یا حضور رگچه‌های باریک در اطراف رگه اصلی می‌باشد که متأسفانه پرهیز از آن در حین نمونه‌برداری گریزناپذیر بوده است (شکل ۱۲). همبستگی برای عناصر و اکسیدهای مهم محاسبه شده است (جدول ۴). به‌طور کلی عناصر Fe, Mg, Mn, Ba, Zn و Pb درون سنگ میزبان کانسار

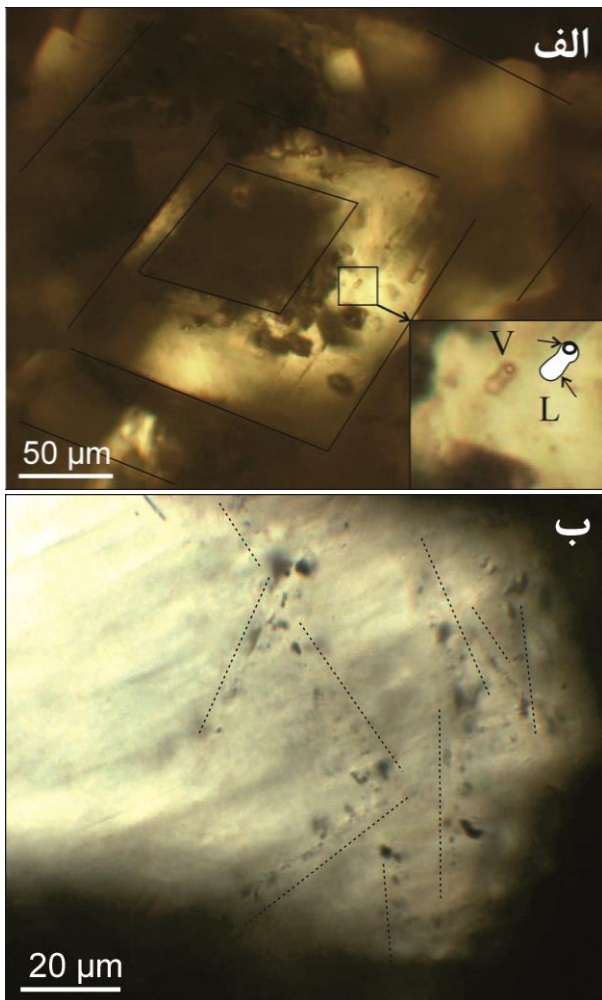
کمپلکس‌های این عنصر نسبت به Pb می‌تواند از عوامل این پدیده در نظر گرفته شود. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت در کانسارهای Pb و Zn احتمالاً Zn هاله ژئوشیمیایی وسیع تری نسبت به Pb ایجاد نماید. تغییرات موجود در عناصر اکسید اصلی و عناصر کمیاب نسبت به رگه معدنی دارای بی‌نظمی‌هایی است که به سبب تأثیر گذاشتن رگه‌های

۲- سیالات درگیر اولیه عمدتاً دارای شکل‌های نامنظم، بیضوی، کروی و میله‌ای هستند.

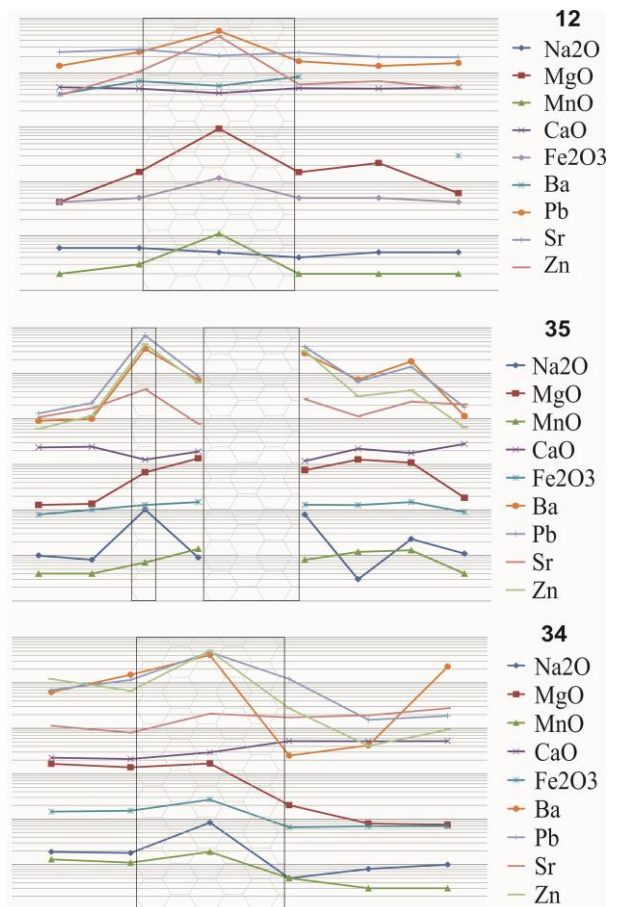
۳- سیالات درگیر اولیه بیشتر به صورت تک و یا در امتداد خطوط رشد و سیالات درگیر ثانویه به صورت خطی در امتداد شکستگی‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۱۳).

۴- سیالات درگیر دو فازی غنی از مایع غالب بوده و با ۱۰ تا ۳۰ درصد فاز گازی تشکیل شده‌اند.

۵- فاز جامد و نیز سیالات غنی از گاز و یا شواهدی از جوشش در هیچ یک از نمونه‌ها مشاهده نگردید. در اندازه‌گیری‌های گرمایش تمامی نمونه‌های اندازه‌گیری شده به فاز مایع هموژن شدند.



شکل ۱۳: سیالات درگیر در دولومیت‌های گرمابی؛ الف) زون‌بندی مشخص در کانی دولومیت و قرارگیری سیال درگیری دو فازی (LV) در زون حاصل از رشد کانی؛ ب) سیالات درگیر ریز ثانویه که به صورت خطی درون دولومیت مشخص هستند.



شکل ۱۲: نمودار کیفی فراوانی عناصر در اطراف رگه‌های معدنی شماره ۱۲، شماره ۳۵ و رگه شماره ۳۴؛ مقادیر عناصر عمدتاً درون رگه و در فاصله نزدیک بالاتر است (در این نمودار مقدار اکسیدهای اصلی براساس درصد وزنی و مقدار عناصر کانساری براساس قسمت در میلیون بوده و محور عمود نیز لگاریتمی است). لازم به ذکر است این نمودار کیفی بوده و تنها برای مقایسه عناصر نسبت به فاصله از رگه ترسیم گردیده است).

نخلک با یکدیگر همبستگی مثبت نشان می‌دهند که بیانگر سرشت مشابه این عناصر بوده و ناشی از منشأ یکسان این عناصر در ارتباط با سیال مولد کانی‌سازی است.

خصوصیات سیال کانه‌دار و منشأ آن

مشخصات پتروگرافی سیالات درگیر در کانی دولومیت گرمابی عبارتند از:

- ۱- سیالات درگیر اولیه در کانی دولومیت بر سیالات ثانویه غلبه داشته و اندازه آن‌ها بین ۵ تا ۱۵ میکرون و با میانگین ۷ میکرون می‌باشد.

جدول ۴: همبستگی هر جفت عنصر و اکسیدهای سنگ میزبان نخلک (+++ همبستگی مثبت بالا، ++ همبستگی مثبت متوسط، + همبستگی مثبت ضعیف، - همبستگی منفی ضعیف، -- همبستگی منفی متوسط، --- همبستگی منفی بالا و n.c عدم همبستگی).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Ba	Mo	Pb	Sr	Zn
SiO ₂	1	+++	+	+	+	---	++	+	--	++	n.c	+
Al ₂ O ₃	.923	1	+	+	+	---	+	n.c	--	+	-	n.c
Fe ₂ O ₃	.335	.368	1	+++	+++	--	++	+++	n.c	++	n.c	+++
MnO	.233	.280	.934	1	+++	--	++	++	n.c	++	-	++
MgO	.220	.303	.875	.962	1	--	+	++	n.c	++	n.c	++
CaO	-.893	-.871	-.676	-.623	-.632	1	--	--	++	--	n.c	--
Na ₂ O	.432	.253	.606	.404	.367	-.540	1	+++	n.c	+++	++	+++
Ba	.319	.188	.717	.546	.495	-.508	.884	1	n.c	+++	++	+++
Mo	-.445	-.463	-.074	-.100	-.176	.439	-.071	.047	1	n.c	n.c	n.c
Pb	.401	.217	.604	.442	.403	-.526	.971	.859	-.073	1	++	+++
Sr	.040	-.228	-.144	-.287	-.330	.099	.564	.443	-.011	.563	1	++
Zn	.296	.156	.721	.544	.500	-.491	.963	.874	-.028	.949	.436	1

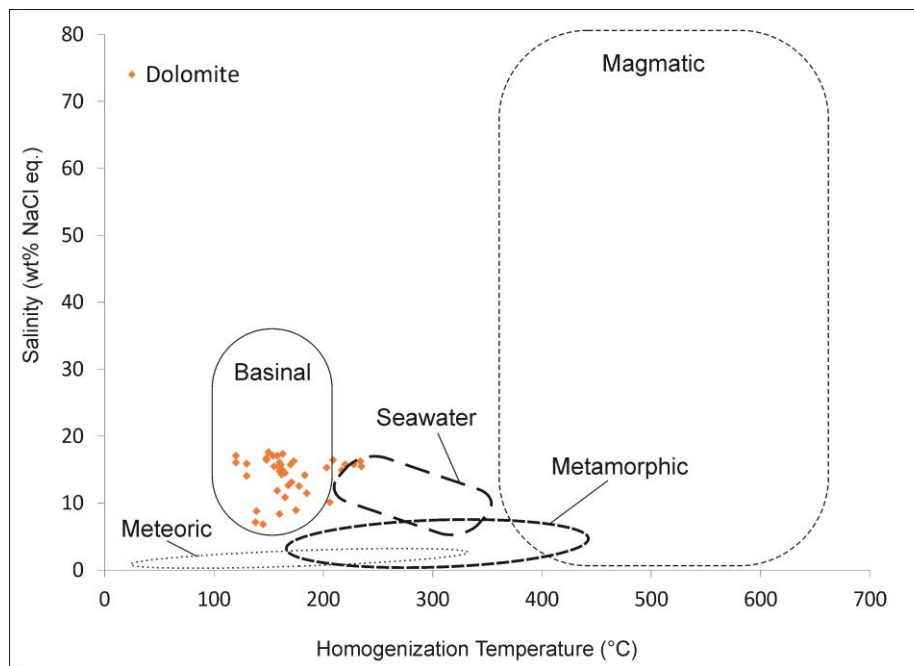
در مجموع ۶۵ سیال درگیر اندازه‌گیری شده و به سبب ریز بودن برخی از سیالات درگیر فقط فرآیند گرمایش انجام شد. نتایج داده‌های مطالعات سرمایش - گرمایش سیالات درگیر نمونه‌های دولومیت کانسار نخلک در جدول ۵ آمده است. دمای هموزن شدن (Th) دامنه‌ای از ۱۲۰ تا ۲۳۵ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۱۷۴ و تعداد ۶۵) دارد. در مرحله سرمایش، دمای اولین ذوب یخ (Tfm) در سیالات اولیه دامنه‌ای از ۵۳/۲ تا ۵۸/۳- (میانگین ۵۵/۷- و تعداد ۴۰) برای دولومیت بوده و بر اساس دمای ایوتکتیک ترکیبات مختلف سیستم‌های آب و نمک (Shepherd et al., 1985) پیشنهاد می‌شود که ترکیب سیال گرمابی دارای نمک‌های از NaCl، CaCl₂ و احتمالاً MgCl₂ باشد. حضور نمک‌های سدیم و منیزیم‌دار درون سیال گرمابی با دگرسانی سنگ میزبان (به ویژه دولومیتی شدن) همخوانی دارد. دمای نهایی ذوب یخ (Tm ice) مقدار تغییرات از ۴/۳- تا ۱۳/۸- (میانگین ۱۰/۳۵- و تعداد ۴۰) در کانی دولومیت می‌باشد. شوری (wt% NaCl eq.) سیال کانه‌دار محاسبه شده بر اساس رابطه بین Tm و شوری (Hall et al., 1988) محاسبه گردیده است.

جدول ۵: نتایج داده‌های مطالعات سرمایش - گرمایش سیالات درگیر نمونه‌های دولومیت کانسار نخلک

Sample no.	Vein no.	Host mineral	Number	Th (°C)	Tmice (°C)	Salinity (wt% NaCl eq.)	Density
N 25	5	Dolomite	14	190-235	-10.9 to -12.5	14.8-16.4	0.96-0.97
N 29	17	Dolomite	15	138-206	-4.3 to -6.7	6.8-10.1	0.96-0.98
N 44	22	Dolomite	15	158-215	-7.3 to -13.2	10.8-17.0	0.96-1.01
N 108	33	Dolomite	21	120-173	-8.1 to -13.8	11.8-17.5	1.00-1.04

تغییرات مقدار شوری در دولومیت از ۷/۱ تا ۱۷/۵ (۱۴/۱۱) درصد وزنی نمک طعام میانگین) درصد وزنی نمک طعام است. در نمودار دمای همگن شدن در برابر شوری (Kesler, 2005)، سیال کانه‌دار کانسار نخلک درون محدوده سیال کانه‌دار مرتبط با شورابه‌ها قرار گرفته است (شکل ۱۴). سیستم شورابه‌ای گرمابی شامل آب‌های فسیل و نیز آب‌های دیاژنتیک و شارژ شده با آب‌های متئوریک بوده (Kharaka & Hanor, 2003) و کانسارهای نوع دره

می‌سی‌سی‌پی از چنین سیالاتی منشأ گرفته‌اند (Leach & Sangster, 1993). دگرسانی گرمابی احاطه‌کننده کانی‌سازی دارای دمایی در حدود دمای سیال درون پهنه های معدنی است. ویژگی‌های سیال مسؤوول دگرسانی و سیال مولد کانی‌سازی با یکدیگر در جدول ۶ مقایسه شده‌اند. میانگین دمای همگن شدن در ادخال‌های اولیه در دولومیت و باریت نشان می‌دهد دمای سیال کانه‌دار در طول تهنشست دولومیت کمی بیشتر از باریت بوده و بنابراین در



شکل ۱۴: داده‌های سیالات درگیر کانسار نخلک در نمودار دمای هموژن شدن در برابر شوری و تفکیک سیالات مختلف کانسار ساز (Kesler, 2005) و قرارگیری سیال مولد دولومیت گرمایی کانسار نخلک در محدوده شوراب حوضه‌ای.

مختلف سیستم‌های آب و نمک (Shepherd *et al.*, 1985) پیشنهاد می‌شود که ترکیب سیال گرمایی دارای نمک‌هایی از NaCl و CaCl₂ و احتمالاً MgCl₂ باشد. میانگین شوری در مرحله ته‌نشست دولومیت (۱۴/۱۱ wt% NaCl) نسبت به مرحله اصلی ته‌نشست اصلی Pb یعنی در کانی باریت (۱۲/۹۸ wt% NaCl) کمی بالاتر است.

مراحل قبل از کانی‌سازی دمای سیال کمی بالاتر بوده که احتمالاً در اثر اختلاط با سیالات جوئی کمی کاهش پیدا نموده است. در مرحله سرمایش، دمای اولین ذوب یخ (T_{fm}) در سیالات اولیه دامنه‌ای از ۵۳/۲- تا ۵۸/۳- (میانگین ۵۵/۷- و تعداد ۴۰) برای دولومیت و دامنه‌ای از ۵۳/۲- تا ۶۰/۲- (میانگین ۵۶/۲- و تعداد ۹۹) دارد (جدول ۶). براساس دمای ایوتکتیک ترکیبات

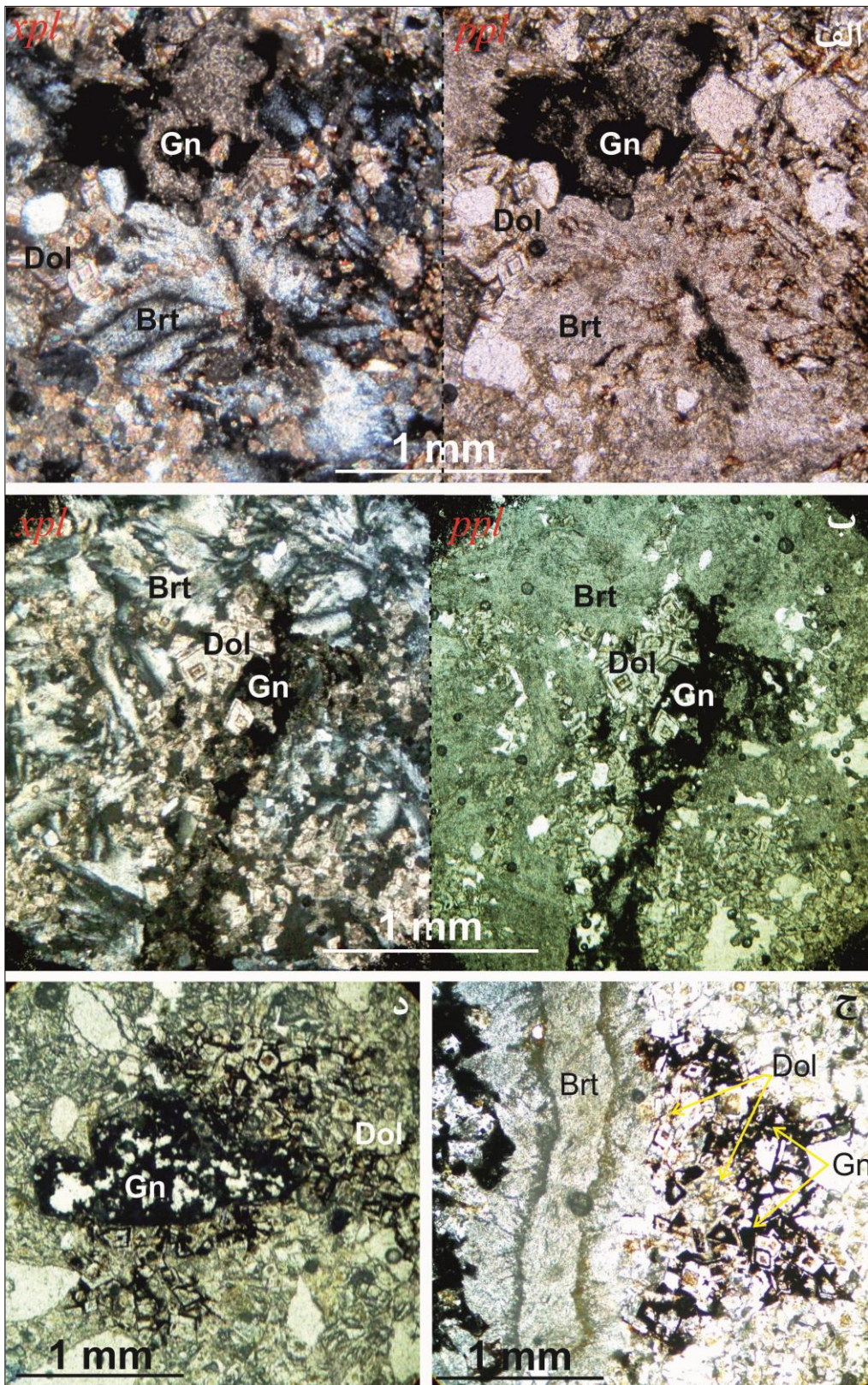
جدول ۶: خلاصه ویژگی‌های دماسنجی سیالات درگیر در کانی دولومیت گرمایی و سیال درگیر مرحله کانی‌سازی در کانی باریت

Mineral	Th (average)	T _{fm} (average)	Water-salt system	T _m (ice)	Salinity (wt % NaCl eq.)	Density (g/cm ³)
Dolomite	174	-55.74	H ₂ O-NaCl-CaCl	-10.35	14.11	1.00
Barite	139.9	-56.29	H ₂ O-NaCl-CaCl	-9.14	12.98	1.02

دولومیت‌ها می‌توانند سنگ میزبان مناسبی برای کانسارهای فلزات پایه با سنگ میزان کربناته باشند (Maqueen, 1979؛ Chen & Gao, 1987؛ Wu *et al.*, 1987؛ Shen *et al.*, 1987؛ Han & Hatchinson, 1990؛ 1988). رابطه بین گسل‌ها و پراکندگی دولومیت‌ها در اطراف رگه‌های معدنی کانسار نخلک پیشنهاد می‌کند که سیالات داغ حوضه‌ای از سیستم

ارتباط بین ماده معدنی و سنگ میزبان

کانی‌سازی و دولومیتی شدن در کانسار نخلک در ارتباط تنگاتنگی با یکدیگر بوده و از پیش از ته‌نشست ماده معدنی تا مراحل آخر ته‌نشست آن حضور دارند (شکل ۱۵). دولومیتی شدن به طور محلی باعث از بین رفتن ساختارهای اولیه و افزایش تخلخل سنگ شده که تحت چنین شرایطی



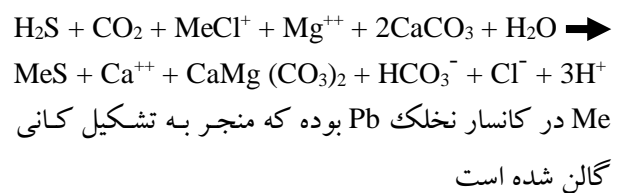
شکل ۱۵: ارتباط دولومیت و کانی‌سازی در کانسار نخلک؛ الف) هم‌رشدی دولومیت گرمابی، گالن و باریت درون سنگ میزبان آهک ماسه‌ای (نور معمولی و رنگی)؛ ب) هم‌رشدی باریت و دولومیت و در مرحله بعدی پرشدگی شکستگی با گالن (نور معمولی و رنگی)؛ ج) جانشینی گالن اطراف بلورهای رمبوئدر دولومیت دانه شکر و در ادامه پرشدگی شکستگی با رگچه باریت (نور معمولی)؛ د) بلور نیمه خود شکل گالن درون دولوستون همراه با جانشینی و پر کردن فضای خالی بین رمبوئدرهای دولومیت‌ها (نور معمولی).

باعث تشکیل کانی دولومیت شده و خود دولومیتی شدن در ایجاد فضای خالی و در نتیجه کانی‌سازی بیشتر مؤثر بوده است. ژئوشیمی سنگ میزبان مجاور رگه‌های معدنی نشان می‌دهد MgO ، Fe_2O_3 (Fe total)، MnO و نیز عناصری همچون Pb ، Ba و Zn غنی‌شدگی و CaO تهی‌شدگی نشان می‌دهد رابطه مثبت مشاهده شده بین شدت دگرسانی دولومیتی، تمرکز عناصر مرتبط با کانی‌سازی و ته‌نشست کانی‌های سولفیدی پیشنهاد می‌کند که مهاجرت این عناصر از درون رگه معدنی و توسط فرآیندهای گرمایی به درون سنگ میزبان صورت گرفته است. سیال گرمایی با منشأ شوراب حوضه‌ای مشابه با سیال کانسارهای MVT با شوری ۱۴ درصد وزنی نمک طعام و دمای ۱۷۴ درجه سانتی‌گراد است. ارتباط نزدیکی بین دولومیت‌های گرمایی با کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی نخلک مشاهده می‌گردد. با شناخت دولومیت‌ها اطلاعات مهمی در مورد تکامل سیالات حوضه‌ای، تأثیر متقابل سنگ و سیال در طول فرآیندهای دیاژنز و کانی‌سازی به دست می‌آید که این مسأله می‌تواند به پیشرفت بهتر مراحل اکتشاف و معدن کاری کمک کند.

سپاس‌گزاری

این مقاله مربوط به طرح پژوهشی به شماره ۳/۲۲۷۳۴ مورخ ۱۳۹۱/۴/۱۳ در دانشگاه فردوسی مشهد می‌باشد و با حمایت مجتمع معدنی سرب نخلک انجام شده است.

عمقی درون این شکستگی‌های با نفوذپذیری بالا رخنه کرده است. در برخی مواقع خود این گسل‌ها نیز دارای کانی‌سازی شده‌اند. ورود سیالات به مناطق نفوذپذیر باعث دولومیتی شدن و کانی‌سازی سولفیدی شده است. ته‌نشست کانی‌های باریت و گالن همراه با دولومیت گرمایی به صورت بافت‌های جانشینی و یا پرکننده فضای خالی از شکل‌های حضور دولومیت همراه با کانی‌سازی بوده و نسبت به کانی‌سازی از قبل تا مراحل اولیه کانی‌سازی تشکیل شده‌اند. دولومیت‌ها علاوه بر حضور در سنگ میزبان به عنوان دگرسانی درون ماده معدنی نیز مشاهده می‌گردند. دولومیت‌های زین‌اسبی همراه با فازهای گرمایی و در دمای ۶۰ تا ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد ته‌نشین می‌شود و فرآیند زیر را می‌توان برای تشکیل آن پیشنهاد نمود (Hill, 1995):



نتیجه‌گیری

دولومیت‌های گرمایی در فاصله نزدیک به رگه نسبتاً زیاد بوده و با فاصله گرفتن از ماده معدنی به تدریج از شدت آن کاسته می‌شود. رابطه بین گسل‌ها و پراکندگی دولومیت‌ها پیشنهاد می‌کند که سیالات داغ حوضه‌ای از سیستم عمقی درون این شکستگی‌های رخنه کرده است. سیال کانی‌ساز

منابع

- اچیلر، م.، ۱۳۸۳. بیواستراتیگرافی و سنگ‌شناسی سنگ‌های پالئوسن در کوه نخلک واقع در شمال شرق نائین، ایران مرکزی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد واحد تهران شمال، ۱۶۸ ص.
- آدابی، م. ح.، ۱۳۸۳. ژئوشیمی رسوبی. انتشارات آراین زمین، ۴۸۸ ص.

- خسروتهرانی، خ.، ۱۳۶۷. چینه‌شناسی ایران. انتشارات دانشگاه تهران، ۵۶۰ ص.
- رحیم‌پور بناب. ح.، ۱۳۸۴. سنگ‌شناسی کربناته: ارتباط دیاژنز و تکامل تخلخل. انتشارات دانشگاه تهران، ۴۸۷ ص.
- رسا، ا.، کاظمی مهرنیا، ک.، ۱۳۸۴. کانسارهای فلزات پایه با میزبان سنگ‌های کربناته. انتشارات روزبهان تهران، ۲۶۲ ص.
- Alavi, M., Vaziri, S.H., Seyed-Emami, K., & Lasemi, V., 1997. The Triassic and associated rocks of the Nakhlak and Aghdarband areas in central and northeastern Iran as remnants of the southern Turanian continental margin. *Geological Society of America Bulletin*, 109: 1563-1575 .
- Anderson, G.M., 1975. Precipitation of Mississippi Valley-type ores. *Economic Geology*, 70: 937-942.
- Balini, M., Nicora, A., Berra, F., Garzanti, E., Levera, M., Mattei, M., Muttoni, G., Zanchi, A., Bollati, I., Larghi, C., Zanchetta, S., Salamati, R., & Mossavvari, F., 2009. The Triassic stratigraphic succession of Nakhlak (Central Iran), a record from an active margin. *Geological Society of London, Special publications*, 312: 287-321.
- Barnes, H.L., 1983. Ore depositing reactions in Mississippi Valley- type deposits. In: Kisvarsanyi, G., Grant, S.K., Pratt, W.P., & Koenig, J.W., (eds.), International Conference on Mississippi Valley Type Lead Zinc Deposits. *Proceedings volrune*, 77-85.
- Bazargani-Guilani, K., Rabiei, M., & Mehrabi, B., 2013. Effects of host rock mineralogical composition and sedimentary facies on development of geochemical halos in Shahmirzad Pb/Zn deposits, central Alborz, Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 124: 155-165.
- Chen, X.P., & Gao, J.Y., 1988. Thermal water deposition and Pb-Zn barite deposits in the Devonian System, Central Guiana. *Geochemical Acta*, 7: 321-328.
- Cherepovsky, N., Plyaskin, V., Zhitinev, N., Kokorin, Y.U., Susov, M., Melnikov, B., & Aistov, L., 1982. Report on detailed geological prospecting in Anarak area (Central Iran) Nakhlak locality. *Geological Survey of Iran*, Report No. 14: 1-196.
- Corbella, M., Ayora, C., & Cardellach, E., 2004. Hydrothermal mixing, carbonate dissolution and sulfide precipitation in Mississippi Valley-type deposits. *Mineralium Deposita*, 39: 344-357.
- Davoudzadeh, M., & Seyed-Emami, K., 1972. Stratigraphy and paleontology of the Triassic Nakhlak group Anarak Region, Central Iran. *Geological Survey of Iran*, Report No. 28: 5-28 .
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonate in thin section. *Nature*, 205: 587.
- Evans, A.M., 1993. Ore Geology and Industrial Minerals: An Introduction. *Blackwell Scientific Publication*, 390 p.
- Friedman, G.M., 1965. Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 35: 643-655.
- Ghazban, F., McNutt, R.H., & Schwarcz, H.P., 1994. Genesis of sediment-hosted Zn-Pb-Ba deposits in the Irankuh District, Esfahan area, West-Central Iran. *Economic Geology*, 89: 1262-1278.
- Hall, D.L., Sterner, S.M., & Bodnar, R.J., 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solution. *Economic Geology*, 83: 197-202.
- Han, F., & Hatchinson, R.W., 1990. Evidence for exhalative origin of the Dachang tin-poly metallic sulfide deposits-their geological and geochemical characteristics. *Mineralium Deposita*, 9: 319-324.
- Hartree, R., Veizer, J., 1982. Lead and zinc distribution in carbonate rocks. *Chemical Geology*, 37: 351-365.
- Hill, C.A., 1995. H₂S-related porosity and sulfuric acid oil-field karst. In: Budd, D.A., Saller, A.H., & Harris, P.M., (eds.), Unconformities and Porosity in Carbonate Strata. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 63: 301-306.
- Holzer, H.F., & Ghasemipour, R., 1973. Geology of the Nakhlak lead mine area (Anarak district, Central Iran). *Geological Survey of Iran*, Report No. 21, 44 p .

- Jazi, M.A., Karimpour, M.H., & Malekzadeh Shafaroudi, A., 2017. Nakhlak carbonate-hosted Pb-(Ag) deposit, Isfahan province, Iran: A geological, mineralogical, geochemical, fluid inclusion, and sulfur isotope study. *Ore Geology Reviews*, 80: 27-47.
- Kablukov, A. D., 1964. Dispersion halos of uranium and its associations in exploration for hydrothermal uranium deposits. *Nedra*, 234 p .
- Kesler, S.E., 2005. Ore-forming fluids. *Elements*, 1: 13-18.
- Kharaka, Y.K., & Hanor, J.S., 2003, Deep Fluids in the Continents: I. Sedimentary Basins. *In: Drever, J.I., (ed.), Surface and Ground Water, Weathering and Soils. Treatise on Geochemistry*, 5: 1-48 .
- Large, R.R., Bull, S.W., & Winefield, P.R., 2001. Carbon and Oxygen isotope halo in carbonates related to the McArthur River (HYC) Zn-Pb-Ag deposit, north Australia: Implications for sedimentation, ore genesis, and mineral exploration. *Economic Geology*, 96: 1567-1593.
- Leach, D.L., & Sangster, D.F., 1993. Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. *In: Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorp, R.I., & Duke, J.M. (eds.), Mineral Deposit Modeling. Geological Association of Canada Special Paper*, 40: 289-314 .
- Leach, D.L., Sangster, D.F., Kelley, K.D., Large, R.R., Garven, G., Allen, C.R., Gutzmer, J., & Walters, S., 2005. Sediment-hosted lead-zinc deposits: a global perspective. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 561-608 .
- Maqueen, R.W., 1979. Basemental deposit in sedimentary rocks some approaches. *Geoscience*, 6: 3-9.
- Mazzullo, S.J., 1992. Geochemical and neomorphic alteration of dolomite: a review. *Carbonates Evaporites*, 7: 21-37
- Radke, B.M., & Mathis, R.L., 1980. On the formation and occurrence of saddle dolomite. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50:1149-1168.
- Rasa, I., 1987. Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Blei-Lagerstätte Nakhlak, Zentraliran. Mineralogisch-Petrographisches Institut, Universität Heidelberg, Ph.D thesis, 190 p. (in German with English abstract)
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. Mineralogical Society of America, Reviews in mineralogy, 12: 644 p.
- Ruffell, A.H., Moles, N.R., & Parnell, J., 1998. Characterization and prediction of sediment hosted ore deposits using sequence stratigraphy. *Ore Geology Reviews*, 12: 207-223.
- Ruttner, A.W., 1993. Southern borderland of Triassic Laurasia in northeast Iran. *Geologische Rundschau*, 82: 110-120.
- Seyed-Emami, K., 2003. Triassic in Iran. *Facies*, 48: 91-106.
- Shen, D.Q., Chen, Y.Q., & Yang, Z.Q., 1987. Sedimentary facies, Paleogeography and their controls over ore deposits of the Qiziqiao Formation, upper Middle Devonian, South China. *Geological publishing house Beijing, China*.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H., & Alderton, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. *Blackie*, London, 239 p.
- Sibley, D.F., & Gregg, J.M., 1987. Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 967-975.
- Swennen, R., & Viaene, W., 1990. Lithogeochemical patterns around Pb-Zn deposits in Dinantian carbonate rocks of (eastern) Belgium. *Mineralium Deposita*, 25: 251-261.
- Vandeginste, V., Swennen, R., Gleeson, S.A., Ellam, R.M., Osadetz, K., & Francois, R., 2007. Geochemical constraints on the origin of the Kiking Horse and Monarch Mississippi Valley-type lead-zinc ore deposits, southeast British Columbia, Canada. *Mineralium Deposita*, 42: 913-935.
- Vaziri, S.H., Fursich, F.T., & Kohansal-Ghadimvand, N., 2012. Facies analysis and depositional environments of the Upper Cretaceous Sadr unit in the Nakhlak area, Central Iran. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29: 384-397.

- Vaziri, S.H., Senowbari-Daryan, B., & Kohansal-Ghadimvand, N., 2005, Lithofacies and microbiofacies of the Upper Cretaceous rocks (Sadr unit) of Naxhlak area in Northeastern Nain, Central Iran. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, 48: 71-80 .
- Veizer, J., 1983. Trace elements and isotope in sedimentary carbonates. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 11: 265-300.
- Warren, J., 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews*, 52: 1-81.
- Whitney, D.L., & Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95: 185-187.
- Wu, Y., Zhou, F.L., Tiang, T.C., Fang, D.N. & Huang, W.S., 1987. The Sedimentary Facies, Palaeogeography and Relative Mineral Deposits of the Devonian System in Guangxi. *Guangxi Peoples Publishing House*, Nanning. p. 292.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Garzanti, E., Balini, M., Berra, F., Mattei, M., & Muttoni, G., 2009. The Cimmerian evolution of the Naxhlak-Anarak area, Central Iran and its bearing for the reconstruction of the history of the Eurasian margin. In: Brunet, M.-F., Wilmsen, M., & Granath, J.W., (eds.), South Caspian to Central Iran basins. *Geological Society of London, Special Publications*, 312: 261-286.

Interaction of carbonate host rock with ore-forming fluid in mineralization process in Nakhlak lead-(silver) deposit, Isfahan

Jazi, M.A.¹, Karimpour, M.H.^{2*}, Malekzadeh Shafaroudi, A.²

1- Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

2- Department of Geology and Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

*E-mail: karimpur@um.ac.ir

Introduction

Nakhlak Pb-(Ag) deposit, one of the oldest and largest Iranian lead deposits, is located at the Nakhlak Mountain about 55 km NE of Anarak, a town in Isfahan Province, Iran. Lead ores are mainly hosted by open space of fractures and normal faults in the Upper Cretaceous carbonate (Sadr unit). The style of mineralization is stratabound and epigenetic, as shown by steeply east-west veins. Ore deposition in the Nakhlak deposit was controlled by three main factors: 1) lithology, 2) stratigraphy, and 3) structure. These can be viewed as fundamental controls of fluid transmissivity, either at the district or mine scale, that allowed the focusing of fluid flow and created opportunities for depositional processes to occur (Leach et al., 2005).

Materials and methods

The Nakhlak Pb-(Ag) deposit is situated in the northwest corner of the Central Iran Structural Zone, which contains the Anarak region. The Nakhlak deposit is on the eastern fringe of Nakhlak Mountain. This mountain consists of pre-Triassic? ophiolites (Holzer and Ghasemipour, 1973; Alavi et al., 1997) and a Triassic sedimentary succession (Nakhlak Group, which comprises the Alam, Baqoroq, and Ashin formations), Upper Cretaceous (Sadr unit), and Paleocene (Khaaled unit) sedimentary cover. The Upper Cretaceous carbonate rocks (Cenomanian to Campanian), crop out across a large area of Nakhlak and reach a thickness of 258 m (Khosrow-Tehrani, 1977; Vaziri et al., 2005; Vaziri et al., 2012). The Sadr unit consists of conglomerates, sandy limestones, calcareous sandstones, sandy dolostones, sandy-argillaceous limestones, sandy dolomitic limestones, and reefal limestones that have been subdivided into five subunits based on their facies characteristics (Rasa, 1987). The Sadr unit rocks exposed on Nakhlak Mountain represent marginal-marine, shallow-shelf, and moderately deep marine environments (Vaziri et al., 2012).

Discussion and Conclusion

The Sadr unit displays suitable characteristics for mineralization such as the presence of reef and dolostone facies and limestone to dolostone transition. The alteration of wall rock in the Nakhlak deposit is represented by the dissolution of carbonate and hydrothermal carbonates deposition that widespread close to ore-body and occurred from pre to syn- mineralization. There are three types of dolomite concerning mineralization, which saddle dolomite is the most important type of them. MgO, Fe₂O₃(Fe total), MnO as well as Pb, Ba, and Zn are enriched in altered wall rock and contrast with CaO is depleted. The positive relationship observed between the intensity of the dolomitization process, concentration of ore- metals, and sulfide mineralization in carbonate host rocks; suggesting that the migration of metal-bearing fluids was linked to hydrothermal processes. The estimate of hydrothermal fluid nature of the Nakhlak Pb-(Ag) deposits hydrothermal dolomite indicate a basinal brines (average 14.11 wt% NaCl eq.) and low temperatures (average 174 C), relatively equivalent with ore-forming fluid. In the Nakhlak deposit, interaction of carbonate host rock with the ore-forming fluid of mineralization process performed by feedback mechanisms. The suitable carbonate host rock (chemically and physically) is main factor entering of hydrothermal fluid into the host rocks and mineralization causing the dissolution of carbonate host rocks and increased formation of hydrothermal dolomite in the host rock, and consequently, that dissolution and dolomitization increased permeability of the host rock for ore fluids and allowed the deposition of additional ore minerals.

Acknowledgment

The Research Foundation of Ferdowsi University of Mashhad, Iran, supported this study (Project No. 22734.3) and it has been done with the support of Nakhlak Lead Mining Complex.

Keywords: Dolomite; petrography; geochemistry; fluid inclusion; basinal brine; Nakhlak.

References

- Alavi, M., Vaziri, S.H., Seyed-Emami, K., & Lasemi, V., 1997. The Triassic and associated rocks of the Nakhlak and Aghdarband areas in central and northeastern Iran as remnants of the southern Turanian continental margin. *Geological Society of America Bulletin*, 109: 1563-1575 .
- Holzer, H.F., & Ghasemipour, R., 1973. Geology of the Nakhlak lead mine area (Anarak district, Central Iran). *Geological Survey of Iran*, Report No. 21, 44 p .
- Khosrow-Tehrani, K., 1977. Etude stratigraphique du Créât supérieur et du Paléocène de l'Iran Central. *Ph.D. thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris*, 468 p. (In French).
- Leach, D.L., & Sangster, D.F., 1993. Mississippi Valley-type lead-zinc deposits. In: Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorp, R.I., & Duke, J.M. (eds.), *Mineral Deposit Modeling. Geological Association of Canada Special Paper*, 40: 289-314.
- Rasa, I., 1987. Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Blei-Lagerstätte Nakhlak, Zentraliran. Mineralogisch-Petrographisches Institut, Universität Heidelberg, Ph.D thesis, 190 p. (in German with English abstract)
- Vaziri, S.H., Fursich, F.T., & Kohansal-Ghadimvand, N., 2012. Facies analysis and depositional environments of the Upper Cretaceous Sadr unit in the Nakhlak area, Central Iran. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29: 384-397.
- Vaziri, S.H., Senowbari-Daryan, B., & Kohansal-Ghadimvand, N., 2005, Lithofacies and microfacies of the Upper Cretaceous rocks (Sadr unit) of Nakhlak area in Northeastern Nain, Central Iran. *Journal of Geosciences, Osaka City University*, 48: 71-80.