

همبستگی ایزوتوپی کربن-اکسیژن در کانسار سرب ± نقره چنگرزه (جنوب نطنز) با تکیه بر نقش فرایندهای تبادل سیال/سنگ و گاززدایی CO₂

ابراهیم طالع فاضل^۱

^۱ استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۸/۱۸

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۵/۱۱

چکیده

بررسی تغییرات ایزوتوپی کربن-اکسیژن در کانی‌های کربناته باطله و سنگ میزبان کانه‌زایی، سهم مهمی در شناخت ذخایر سرب و روی با میزبان کربنات و سازوکار شکل‌گیری کانسنگ سولفیدی در آنها دارد. در این پژوهش، به‌طور موردی همبستگی ایزوتوپی کربن-اکسیژن در ترکیب کلسیت‌های گرمایی و سنگ میزبان دولوستون کانسار سرب ± نقره چنگرزه در جنوب نطنز، مورد بررسی قرار گرفته است. واحد دولوستون زرد رنگ منتسب به سازند شتری با سن تریاس میانی سنگ میزبان اصلی کانه‌زایی سولفیدی بوده که بر روی افق شیلی منتسب به سازند سرخ کوه نهشته شده است. کانه‌های گالن، اسفالریت، پیریت و سولفوسالت نقره مهم‌ترین کانه‌های سولفیدی منطقه هستند که همراه باطله اصلی کلسیت نسل اول (Cal-1) و دوم (Cal-2) تشکیل شدند. بر اساس نتایج تجزیه‌های ایزوتوپ کربن-اکسیژن، در ترکیب Cal-1 مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ از $-3/2$ تا $-0/7$ پرمیل و مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ از $12/9$ تا $14/6$ پرمیل و در ترکیب Cal-2 نیز مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ از $-7/3$ تا $-4/4$ پرمیل و مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ از $13/7$ تا $16/4$ پرمیل، به‌دست آمد. ترکیب ایزوتوپی کربن-اکسیژن در واحد دولوستون میزبان در مقایسه با کلسیت‌ها از محتوای بیشتر $\delta^{13}\text{C}$ (تغییرات بین $-3/2$ تا $2/9$ پرمیل) و محدوده وسیع‌تر $\delta^{18}\text{O}$ (تغییرات بین $22/6$ تا $28/8$ پرمیل)، برخوردار است. بر اساس یافته‌های به‌دست آمده، ترکیب کانی‌های کربناته و سنگ میزبان در کانسار چنگرزه از کربنات‌های دریایی غنی از ^{13}C تأمین شده و منشأ اکسیژن نیز ترکیبی از آب‌های درون سازندی تهی از ^{18}O (افق شیلی زیرین) و آهک‌های غنی از ^{18}O (سنگ میزبان دولوستون) است. همچنین طبق شواهد، فرایندهای گاززدایی CO₂ و تبادلات سیال/سنگ، مهم‌ترین عوامل مؤثر در ته‌نشست باطله کلسیت در کانسار چنگرزه هستند که گونه کربنی HCO₃⁻ نقش اصلی در انتقال CO₂ آبدگین داشته است.

کلید واژه‌ها: ذخایر سرب و روی با میزبان کربنات، ژئوشیمی ایزوتوپ کربن-اکسیژن، کربنات دریایی، کانسار چنگرزه، ایران

E-mail: tale.fazel@gmail.com

* نویسنده مسئول: ابراهیم طالع فاضل

۱- پیش‌نوشتار

همبستگی ایزوتوپ‌های پایدار کربن-اکسیژن در کانی‌های کربناتی ذخایر گرمایی اطلاعات مفیدی در خصوص (۱) دمای تشکیل کربنات‌ها، (۲) ترکیب ایزوتوپی سیال گرمایی و منشأ آن و (۳) ماهیت گونه‌های کربنی سیال، در اختیار می‌گذارد (Zheng and Hoefs, 1993). افزون بر این، اطلاعات حاصل از آن می‌تواند در تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی مؤثر بر ته‌نشست ماده معدنی و باطله، اختلاط سیال و فرایندهای تبادل سیال-سنگ، به‌ویژه در ذخایر سرب و روی با میزبان کربناته نظیر ذخایر تیپ دره می‌سی‌سی‌پی (MVT)، مؤثر باشد (Hoefs, 2015; Du et al., 2017; Zhou et al., 2018). اگرچه تاکنون پژوهش‌های گسترده‌ای در خصوص جریان سیال و نحوه مهاجرت فلزات در حوضه‌های رسوبی میزبان ذخایر MVT انجام شده، با این وجود خاستگاه این ذخایر و تحولات شیمیایی-ایزوتوپی سیال گرمایی تشکیل دهنده آنها هنوز مورد بحث است.

کمربند فلززایی ملایر-اصفهان با راستای NW-SE، طول ۴۰۰ کیلومتر و پهنای ۱۰۰ کیلومتر به عنوان بزرگ‌ترین محدوده فلززایی سرب-روی (نقره) در ایران شناخته می‌شود (Momenzadeh, 1976; Rajabi et al., 2012)، که در پهنه دگرگونی سندیج-سیرجان، واقع شده است. کانسار سرب (نقره) چنگرزه در فاصله ۷۵ کیلومتری شمال خاور استان اصفهان و ۲۶ کیلومتری جنوب شهرستان نطنز، در بخش جنوبی ایالت فلززایی ملایر-اصفهان قرار دارد. کانسار چنگرزه از معادن قدیمی استان اصفهان بوده که از دیرباز عملیات استخراجی گسترده‌ای به‌صورت زیرزمینی در آن انجام شده است. کانسار چنگرزه با ذخیره قطعی ۲۵۰ هزار تن، دارای میزان استخراج سالانه ۱۵۰۰۰ تن با عیار ۱۰/۸ درصد سرب، ۱/۹۹ درصد روی و ۶۹ گرم در تن نقره است (مجموعه معادن سرمک، ۱۳۸۸). در حال حاضر، این کانسار توسط شرکت مجموعه معادن سرمک در حال استخراج بوده و به جز یک گزارش اکتشافی، تاکنون هیچ پژوهش علمی در این منطقه انجام نشده است.

۲- زمین‌شناسی

منطقه چنگرزه در چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشان (زاهدی، ۱۳۷۱) و ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ طرق (زاهدی و رحمتی، ۱۳۸۲)، قرار می‌گیرد. این منطقه در تقسیم‌بندی زمین‌شناسی-ساختاری ایران توسط نبوی (۱۳۵۵)، در پهنه ایران مرکزی و در تقسیم‌بندی‌های Stöcklin (1968) در پهنه دگرگونی-ساختاری سندیج-سیرجان، جای دارد. پهنه سندیج-سیرجان به‌طور عمده متشکل از واحدهای دگرگونی پالئوزویک و واحدهای رسوبی مزوزویک (به‌طور ناچیز پالئوزویک) است که به‌ویژه طی فاز کوهزایی سیمین و پدیده‌های دیناموترمال مرتبط با آن (Berberian and King, 1981) بارها دچار دگرشکلی شده و به موجب آن کانی‌سازی‌های فلزی و غیرفلزی متعددی در این ناحیه شکل گرفته است (Ghorbani, 2013). منطقه مطالعاتی چنگرزه در بخش میانی پهنه سندیج-سیرجان قرار گرفته که بر مبنای برگه ۱:۱۰۰۰۰ چنگرزه (اقتباس از مجموعه معادن سرمک، ۱۳۸۸)، بیشترین رخنمون‌های سنگی قابل مشاهده در این منطقه شامل سازندهای جمال، نایبند، شتری و پس از آن کرتاسه است. ولکانیک‌های ائوسن و آبرفت‌های

(Cal-1)، نسل دوم (Cal-2) و سنگ میزبان دولستون واقع در تونل‌های استخراجی T10 و T11 (شکل ۱)، انجام شد. سپس نمونه‌ها تا ابعاد ۴۰ تا ۸۰ مش خرد شده و با استفاده از میکروسکوپ دوچشمی (بیناکولار) مدل Motic با خلوص بیش از ۹۸ درصد جداسازی شدند. تعداد ۵ نمونه از Cal-1 و ۵ نمونه از Cal-2 به همراه ۸ نمونه از واحد دولستون سنگ میزبان انتخاب شد. به منظور اطمینان از خلوص نمونه‌ها، تعداد ۳ نمونه پودر سنگ (ابعاد ۷۵ میکرون) توسط فناوری پراش پرتو ایکس (XRD) مدل فیلیپس X'pert، در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران مورد طیف سنجی قرار گرفت (شکل ۲). اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های پایدار کربن ($\delta^{13}\text{C}$) نسبت به استاندارد PDB و اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$) نسبت به استاندارد SMOW، توسط دستگاه طیف سنج جرمی Finnigan Mat 252 در آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه فلوریدا (آمریکا)، انجام شد. طی این آزمایش، مقادیر دی‌اکسید کربن توسط واکنش کربنات با اسید فسفریک خالص در دمای 70°C طی ۲۴ ساعت به دست آمد. دقت تجزیه برای ایزوتوپ $\delta^{13}\text{C}$ برابر ± 0.1 پرمیل و $\delta^{18}\text{O}$ برابر ± 0.2 پرمیل، گزارش شده است. به منظور تبدیل استاندارد SMOW به PDB از رابطه $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = 1.03091 (\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}) + 30.91$ استفاده شده است. (Friedman and O'Neil 1977)

۵- زمین‌شناسی کانسار و مراحل کانه‌زایی

کانسار سرب (نقره) چنگرزه به عنوان یکی از قدیمی‌ترین معادن استان اصفهان از سال ۱۳۴۰ به روش‌های سنتی زیرزمینی و روباز مورد استخراج قرار گرفته است. کانه‌زایی سولفیدی در این کانسار در دو محدوده به نام‌های کوه آب انبار (خاور منطقه) و کوه تخت چال (باختر منطقه)، رخ داده که این دو محدوده توسط گسل اصلی چنگرزه با راستای NNE از یکدیگر جدا شده‌اند (شکل ۱). سنگ میزبان کانه‌زایی شامل واحد دولستون زرد رنگ متناسب به سازند شتری با سن تریاس میانی (واحد T2) است (شکل ۳-الف). دگرسانی‌های دولومیتی و سیلیسی مهم‌ترین دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی هستند و دگرسانی کلریتی نیز به‌طور ناچیز مشاهده شد (شکل ۳-ب). بافت و ساخت‌های برشی، پرکننده حفرات، رگه-رگچه‌ای و جانشینی به‌طور وسیع در منطقه مشاهده شد (شکل ۳-پ). کانه‌های گالن، اسفالریت، پیریت و سولفوسالت مهم‌ترین کانه‌های سولفیدی هستند که اغلب در بخش‌های زیرزمینی و تونل‌های منطقه مشاهده شده‌اند. کانه‌زایی بخش سوپرژن یا غیرسولفیدی نیز در رخنمون‌های سطحی کانسار تشکیل شده که شامل هماتیت، گوتیت، اسمیت-زونیت، سرویت و همی‌مورفیت، هستند. کانی‌های کلسیت، دولومیت، باریت، ژپس و آراگونیت باطله‌های همراه کانه‌زایی هستند. کلسیت در دو مرحله شامل رگه کلسیت اولیه همراه گالن (شکل ۳-ت) و رگه کلسیت تأخیری فاقد کانه‌زایی سولفیدی (شکل ۳-ث و ج) در کانسار چنگرزه مشاهده شد که به منظور بررسی‌های ایزوتوپی کربن-اکسیژن از آنها نمونه برداری شد.

طبق شواهد صحرایی و آزمایشگاهی مراحل رخداد کانه‌زایی در کانسار چنگرزه در سه مرحله شامل، (۱) مرحله پیش از کانه‌زایی با حضور پیریت‌های دانه‌ریز افشان، (۲) مرحله کانه‌زایی اصلی با دو زیر مرحله کانه‌زایی رگه‌ای-برشی سولفیدی و رگه‌ای کلسیت تأخیری و (۳) مرحله کانه‌زایی سوپرژن غیرسولفیدی، رخ داده است (شکل ۴). دگرسانی‌های دولومیتی و سیلیسی مهم‌ترین دگرسانی‌های مرتبط با کانسار سولفیدی در منطقه هستند (شکل ۳-ب). همچنین، دگرسانی کلریتی به‌صورت سوپرژن در منطقه وجود دارد. در شکل ۴ مراحل رخداد کانسار چنگرزه نشان داده شده است.

۶- ایزوتوپ‌های پایدار کربن-اکسیژن

مقادیر ایزوتوپی $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ بر روی کلسیت نسل اول یا Cal-1 (تعداد ۵ نمونه)، کلسیت نسل دوم یا Cal-2 (تعداد ۵ نمونه) و واحد دولستون میزبان یا DL (تعداد ۸ نمونه)، اندازه‌گیری شد. نتایج این تجزیه‌ها در جدول ۱ نمایش داده شده است. بر این اساس، در ترکیب Cal-1 مقادیر $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ از -3.2 تا -0.7 پرمیل و مقادیر $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$

دوران چهارم نیز از دیگر واحدهای زمین‌شناسی در این منطقه هستند. قدیمی‌ترین سازندهای این منطقه مربوط به سازند جمال با سن پرمین بوده که از دولومیت و آهک‌های دولومیتی زرد تا خاکستری رنگ تشکیل شده است. برونزدهای مربوط به تریاس بیشترین گسترش را در منطقه چنگرزه داشته و شامل دولومیت‌های زرد و قهوه‌ای سازند شتری و آهک‌های شیلی و سیلیتی سازند نایند هستند. واحد سوم که روی سازندهای پیشین قرار گرفته، از شیل‌های زیتونی و خاکستری مربوط به ژوراسیک پایینی بوده که هم‌ارز سازند شمشک است. واحد چهارم سازند کرتاسه شامل آهک و آهک مارنی متعلق به کرتاسه پایین است. این بخش به صورت دگرشیب بر روی سازندهای تریاس و ژوراسیک قرار گرفته است. در بخش شمالی و به‌ویژه شمال‌خاور معدن رخنمون‌هایی از سنگ‌های آذرین بیرونی و آذرآواری (پیروکلاستیک) وجود دارد که مربوط به ائوسن است. در نهایت، منطقه مورد مطالعه توسط واریزه مناطق مرتفع، رسوبات رودخانه‌ای و برخی لایه‌های افقی تراورتن به سن کواترنری پوشیده می‌شود. واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه چنگرزه اغلب در یک گستره جغرافیایی با راستای NW-SE و هم‌راستا با واحدهای سنگی سامانه بزرگ کوهزاد زاگرس شکل گرفته‌اند که گسل‌های ناحیه‌ای متعدد با عملکرد عادی و راستای E-W و NW-SE نقش مهمی در شکل‌گیری توپوگرافی، کنترل همبری لایه‌های رسوبی و ایجاد شرایط مناسب برای تکوین کانه‌زایی در منطقه ایفا کرده‌اند.

۳- چینه‌شناسی و زمین‌شناسی ساختاری

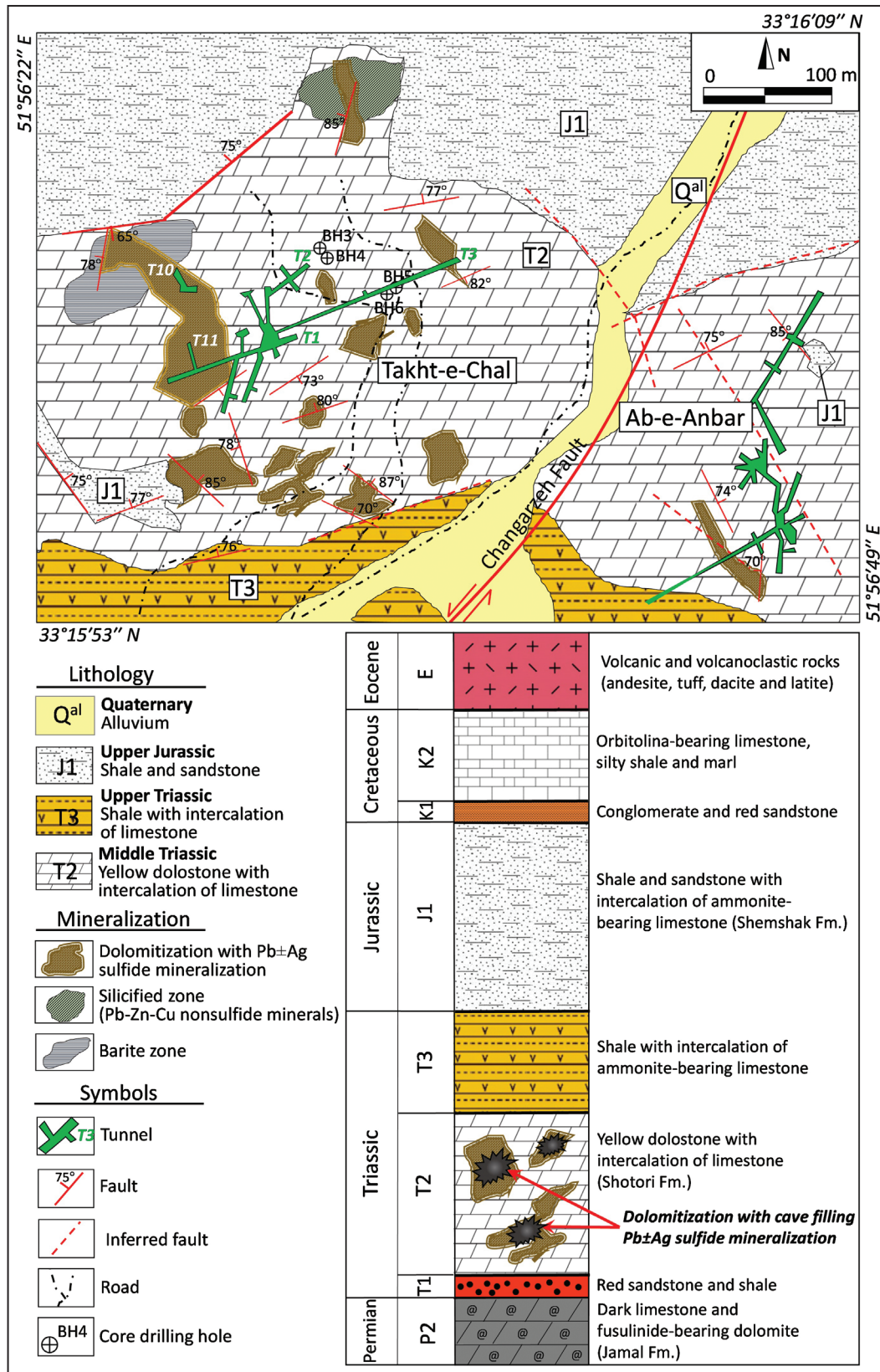
بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی محلی و ناحیه‌ای، قدیمی‌ترین واحد سنگی رخنمون یافته در منطقه چنگرزه متعلق به واحد آهک تیره و دولومیت‌های فوزولین‌دار (P2) با ستبرای ۳۵۰ متر بوده که معادل پرمین میانی تا بالایی (هم‌ارز سازند جمال) در نظر گرفته شده است (زاهدی و رحمتی، ۱۳۸۲). این واحد به عنوان سنگ بستر منطقه در نظر گرفته می‌شود که عمدتاً در جنوب محدوده معدنی چنگرزه رخنمون دارد. پس از آن واحد سنگی T1 با ستبرای ۵۰ متر متشکل از ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ بوکسیتی و شیل‌های دگرگونه معادل سازند سرخ کوه به‌صورت هم‌شیب بر روی افق‌های پرمین تشکیل شده‌اند. رخنمون‌هایی از این شیل‌ها در تونل‌های زیرزمینی منطقه مشاهده شد. واحد دولستون زرد رنگ (T2) با ستبرای ۶۱۰ متر همراه میان لایه‌های آهک سفید رنگ و سن تریاس میانی (معادل سازند شتری) تشکیل شده است. واحد دولومیتی T2 مهم‌ترین میزبان کانه‌زایی سرب و روی سولفیدی و غیرسولفیدی در منطقه چنگرزه است (شکل ۱). واحد سنگی شیل با بین لایه‌های ماسه‌سنگ و آهک آمونیت‌دار (T3) با ستبرای ۵۴۰ متر و سن تریاس بالایی به‌صورت هم‌شیب بر روی دولومیت‌های تریاس میانی قرار گرفته است. طبق شواهد صحرایی به‌نظر می‌رسد این واحد سنگی در اثر فعالیت فاز کوهزایی سیمرین پیشین و پسروی تدریجی پس از تریاس میانی شکل گرفته است (زاهدی و رحمتی، ۱۳۸۲). پس از این واحد، لایه‌های متناوب ماسه‌سنگ و شیل با میان لایه آهک آمونیت‌دار (J1) و ستبرای ۹۸۰ متر متعلق به لایس (معادل سازند شمشک) تشکیل شده‌اند. دولومیت‌های اوریتولین‌دار به همراه شیل‌های سیلیتی و مارن (K2) با ستبرای ۳۵۰ تا ۵۰۰ متر و سن کرتاسه زیرین بر روی واحدهای ژوراسیک قرار گرفته است. این واحد سنگی در شمال محدوده معدنی چنگرزه رخنمون دارد. دگرسانی‌های دولومیتی و سیلیسی به‌صورت عدسی‌های متعدد با ستبرای متغیر تا ۱۰۰ متر همراه با کانه‌زایی سولفیدی-کربناتی سرب و روی در میزبان واحد دولستون زرد رنگ در منطقه چنگرزه رخ داده است (شکل ۱). واحد رسوبات کواترنری (Qal) به‌صورت نهشته‌های آبرفتی به‌ویژه در راستای گسل اصلی منطقه تشکیل شده است (شکل ۱).

۴- روش مطالعه

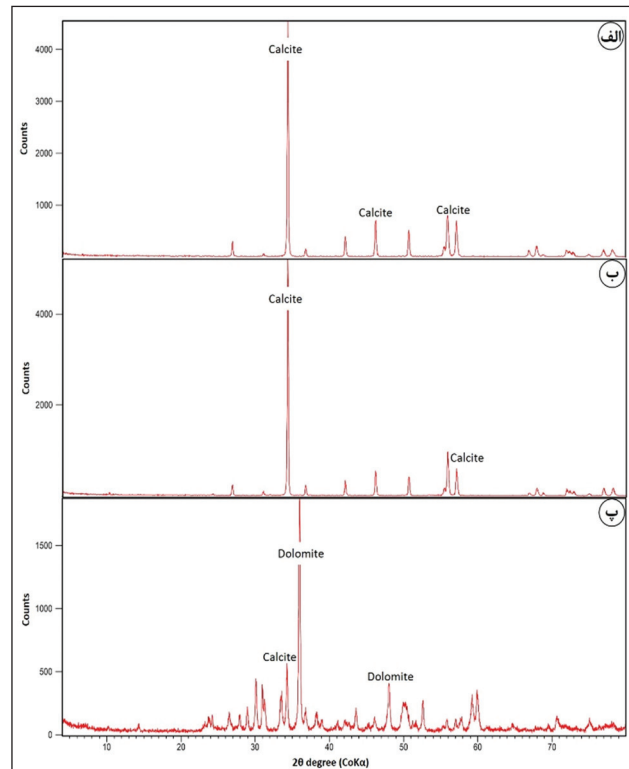
نمونه‌های سنگی با هدف تجزیه ایزوتوپی کربن-اکسیژن از بخش کانسنگ سولفیدی و سنگ میزبان کربناتی برداشت شد. نمونه‌برداری از کلسیت‌های نسل اول

واحد دولستون میزبان در مقایسه با کلسیت‌ها از محتوای بیشتر $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (تغییرات بین $-3/2$ تا $2/9$ پرمیل) و محدوده وسیع تری $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (تغییرات بین $22/6$ تا $28/8$ پرمیل) برخوردار است. همچنین، نوعی تهی‌شدگی در مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ با افزایش شدت دگرسانی دولومیتی در دولستون‌های سنگ میزبان مشاهده شد (شکل ۵-ب).

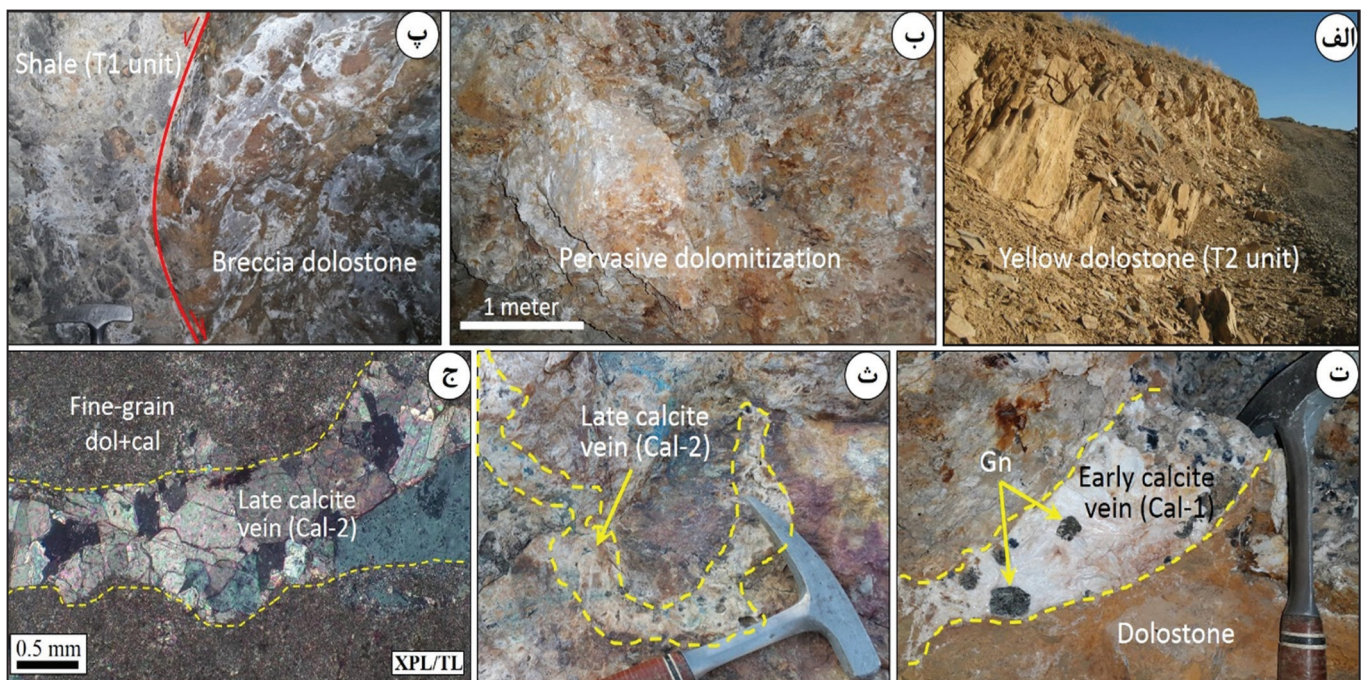
از $12/9$ تا $14/6$ پرمیل در تغییر است. همچنین، در ترکیب Cal-2 مقادیر $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ از $-4/4$ تا $-7/3$ پرمیل و مقادیر $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ از $13/7$ تا $16/4$ پرمیل به دست آمد. در نمودار دوتایی $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ در برابر $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ کلسیت‌های نسل اول و دوم در نزدیکی محدوده کربنات‌های دریایی قرار گرفتند (شکل ۵-الف). ترکیب ایزوتوپی کربن-اکسیژن در



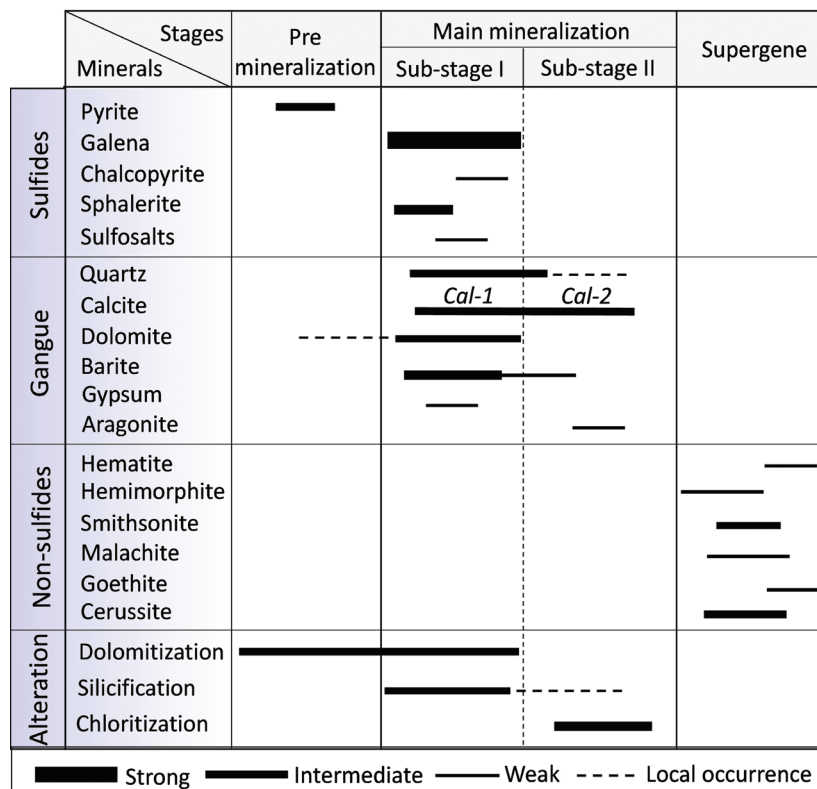
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه چنگرزه (با تغییرات از مجموعه معادن سرمک، ۱۳۸۸) به همراه ستون چینه‌شناسی.



شکل ۲- گراف طیف سنج پراش پرتو ایکس (XRD) از نمونه‌های خالص الف) کلسیت نسل اول، ب) کلسیت نسل دوم و پ) واحد دولستون سنگ میزبان.



شکل ۳- تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از رخداد کانه‌زایی در کانسار چنگرزه، الف) رخنمون واحد دولستون زردرنگ (واحد T2) (دید به سمت شمال)، ب) دگرسانی وسیع دولومیتی در تونل T10، پ) ساخت برشی سنگ میزبان دولوستون در ارتباط گسلی با افق شیلی (واحد T1) در تونل T10، ت) رگه کلسیت اولیه (Cal-1) همراه با کانه‌زایی گالن پراکنده در تونل T11، ث) رگه کلسیت تأخیری (Cal-2) در رخنمون، ج) تصویر میکروسکوپی رگه کلسیت تأخیری در میزبان دولوستون. (حروف اختصاری شامل Cal=کلسیت، Gn=گالن، Dol=دولومیت). (تصویر میکروسکوپی XPL=نور پلاریزه متقاطع، TL=نور عبوری).

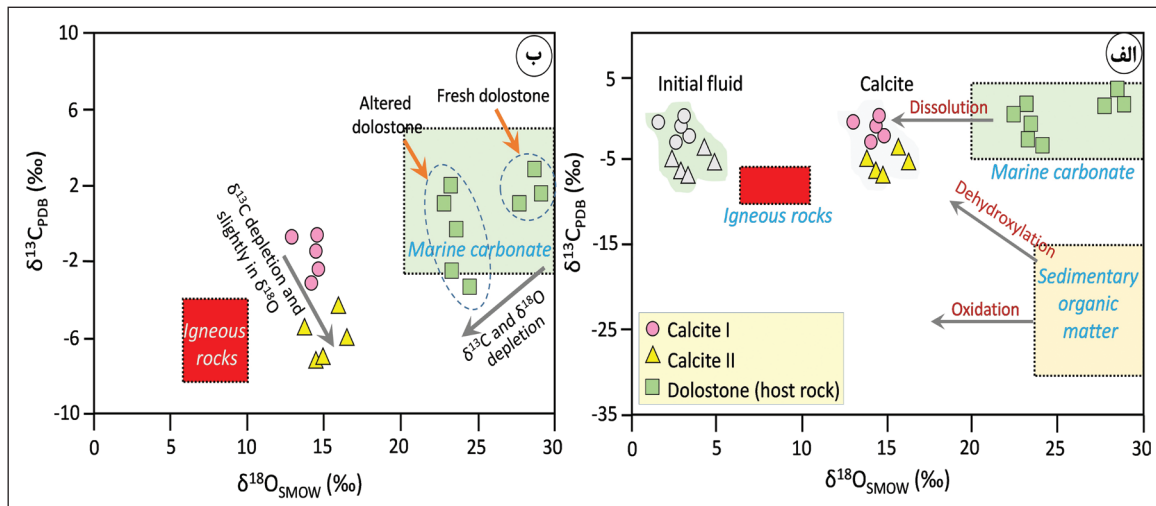


شکل ۴- توالی پاراژنتیک و مراحل رخداد کانه‌زایی در کانسار چنگرزه (ضخامت خطوط نشان دهنده فراوانی است).

جدول ۱- ترکیب ایزوتوپ‌های کربن-اکسیژن از کانی‌های کربناته باطله و واحد دولوستون میزبان در کانسار چنگرزه.

Sample no.	Mineral/rock	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (‰) ^A	$1000\ln\alpha_{(\text{CO}_2\text{-calcite})}^{\text{B}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (‰)	$1000\ln\alpha_{(\text{calcite-fluid})}^{\text{C}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ (‰)
Ca1-01	Calcite I	-2.3	-16.3	+14.6	-0.4	-2.7	+11.3	+3.3
Ca1-02	Calcite I	-1.4	-16.5	+14.4	-0.4	-1.8	+11.3	+3.1
Ca1-03	Calcite I	-0.8	-18.0	+12.9	-0.4	-1.2	+11.3	+1.5
Ca1-04	Calcite I	-0.7	-16.4	+14.5	-0.4	-1.1	+11.3	+3.2
Ca1-05	Calcite I	-3.2	-16.7	+14.2	-0.4	-3.6	+11.3	+2.9
Ca2-11	Calcite II	-7.2	-16.3	+14.6	-0.4	-7.6	+11.3	+3.3
Ca2-12	Calcite II	-5.6	-17.2	+13.7	-0.4	-6.0	+11.3	+2.4
Ca2-13	Calcite II	-7.3	-16.4	+14.5	-0.4	-7.7	+11.3	+3.2
Ca2-14	Calcite II	-6.1	-14.5	+16.4	-0.4	-6.5	+11.3	+5.0
Ca2-15	Calcite II	-4.4	-15.1	+15.9	-0.4	-4.8	+11.3	+4.5
DL-16	Dolostone	-2.6	-6.7	+23.3	----	----	----	----
DL-17	Dolostone	-0.5	-6.6	+23.4	----	----	----	----
DL-18	Dolostone	-3.2	-5.7	+24.3	----	----	----	----
DL-19	Dolostone	+2.9	-1.4	+28.6	----	----	----	----
DL-20	Dolostone	+1.5	-1.2	+28.8	----	----	----	----
DL-21	Dolostone	+1.0	-2.3	+27.7	----	----	----	----
DL-22	Dolostone	+1.8	-6.9	+23.1	----	----	----	----
DL-23	Dolostone	+0.9	-7.4	+22.6	----	----	----	----

Error: $\pm 0.2\text{‰}$ (2 σ) for $\delta^{13}\text{C}$ and $\pm 1\text{‰}$ (2 σ) for $\delta^{18}\text{O}$; T: 170 °C; A: $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03091 (\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}) + 30.91$ (Friedman and O'Neil, 1977); B: $1000\ln\alpha_{(\text{CO}_2\text{-calcite})} = -2.4612 + 7.663 \times 10^3 / (T + 273.15) - 2.988 \times 10^6 / (T + 273.15)^2$ (Bottinga 1968); C: $1000\ln\alpha_{(\text{calcite-fluid})} = 2.78 \times 10^6 / (T + 273.15)^2 - 3.39$ (O'Neil et al. 1969).



شکل ۵- الف) نمودار مقادیر $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ در برابر $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ و نمایش ترکیب ایزوتوپی کلسیت ها و سنگ میزبان دولستون، ب) تهی شدگی مقادیر ^{18}O و ^{13}C دولستون های دگرسان نسبت به نمونه های فاقد دگرسانی. محدوده کرنات دریایی، سنگ های آذرین و مواد رسوبی آلی بر اساس Taylor and McLennan (1985) و Hoefs (2015) تعیین شده است.

۷- بحث

۷-۱. منشأ CO_2

است (۲ تا ۱۵ پرمیل، Hoefs, 2015). بنابرین، طبق این داده ها به نظر می رسد منشأ کربن در کانی های کربناتی کانسار چنگرزه از کرنات دریایی غنی از ^{13}C و منشأ اکسیژن آن ترکیبی از آب های درون سازندی تهی شده از ^{18}O و آهک های غنی شده از ^{18}O باشد. با توجه به وجود افق شیلی منتسب به سازند سرخ کوه (واحد T1) در بخش زیرین واحد سنگ میزبان دولستون (واحد T2) (شکل ۱)، به نظر می رسد بخشی مهمی از اکسیژن سیال گرمایی سازنده کلسیت در کانسار چنگرزه از آب های درون سازندی فقیر از ^{18}O افق شیلی منشأ گرفته باشد.

۷-۲. سازوکار ته نشست کلسیت

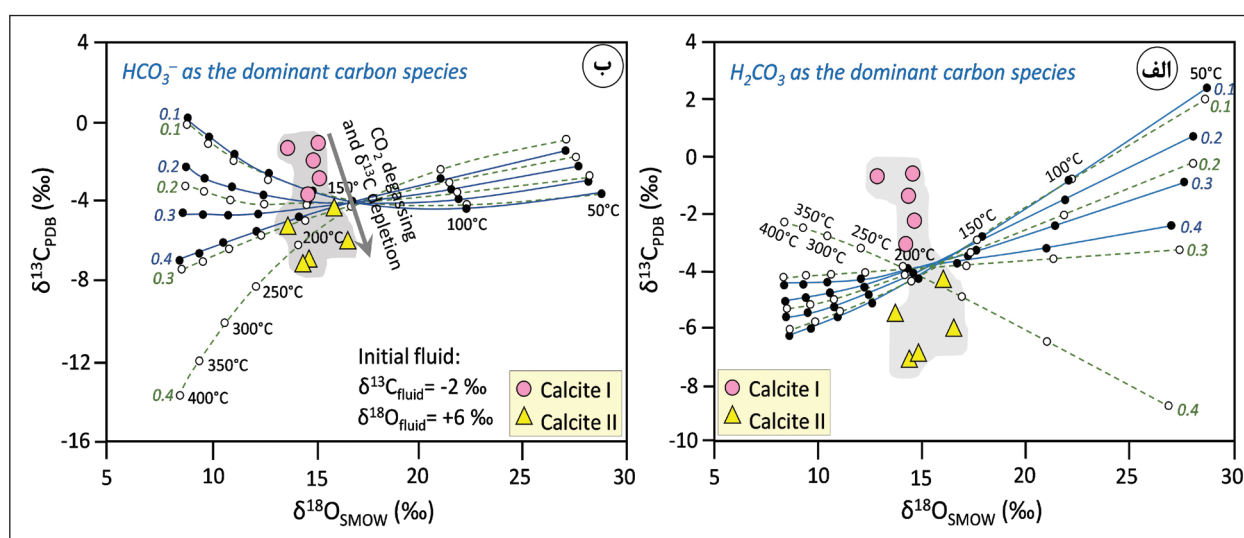
طبق مطالعات، انحلال پذیری کلسیت با تغییرات فشار رابطه مستقیم و با دما رابطه عکس دارد (Barnes, 1997; Zheng and Chen, 2000). بر این اساس، عامل سردشدگی سیال (cooling) نمی تواند به عنوان دلیل رخداد کلسیت در محیط مطرح شود. در سیستم های باز مهم ترین عواملی که سبب ته نشست کلسیت و همبستگی مستقیم $\delta^{13}\text{C}$ در برابر $\delta^{18}\text{O}$ مطرح می شوند، شامل (۱) اختلاط سیال، (۲) گاززدایی CO_2 و (۳) تبادلات سیال/سنگ، هستند (Hoefs, 2015; Zheng and Hoefs, 1993). مقادیر بالا و تغییرات ناچیز $\delta^{13}\text{C}$ در نمونه های کلسیت منطقه چنگرزه به ترتیب گویای منشأ گرفتن کربن از واحد سنگ آهک میزبان و نیز عدم نقش اختلاط در تشکیل آنهاست. با توجه به این، عوامل گاززدایی CO_2 و تبادلات سیال/سنگ، مهم ترین عوامل مؤثر در ته نشینی کلسیت در کانسار چنگرزه هستند که در ادامه مورد بحث قرار گرفته است.

– **گاززدایی CO_2 :** فرایند جوشش می تواند همزمان با آزادسازی عناصر فرار سیال مانند H_2O ، CO_2 ، CH_4 و H_2S منجر به ته نشست کانی ها یا فلزات شود. گاززدایی CO_2 عاملی مؤثر برای ته نشست کلسیت در محیط است (Zheng, 1990). ترکیب ایزوتوپی کربن-اکسیژن کلسیت های نهشته شده تحت شرایط گاززدایی CO_2 در جزء های مولی ۰/۱، ۰/۲، ۰/۳ و ۰/۴ در دو سیستم بسته (مدل batch با معادله $(\delta_f - \delta_i) = 1000(F^{(a-1)} - 1)$ و باز (مدل Rayleigh با معادله $(\delta_f - \delta_i) = (1-F)1000\ln a_{\text{CO}_2\text{-Rock}}$)، مورد شبیه سازی قرار گرفتند (Zheng, 1990) (شکل ۶). در این معادلات δ_i ترکیب

سیال گرمایی دارای CO_2 با منشأ مختلف، تغییرات ایزوتوپی کربن-اکسیژن متفاوتی را نیز نشان می دهد (Zhou et al., 2014). برای مثال CO_2 منشأ گرفته از کرنات های آذرین یا گوشته دارای $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ بین ۴- تا ۸- پرمیل و $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ بین ۶ تا ۱۰ پرمیل دریایی دارای $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ بین ۴- تا ۴ پرمیل و $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ بین ۲۰ تا ۳۰ پرمیل (Veizer and Hoefs, 1976) و CO_2 منشأ گرفته از سنگ های رسوبی آلی دارای $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ بین ۳۰- تا ۱۵- پرمیل و $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ بین ۲۴ تا ۳۰ پرمیل (Hoefs, 2015) است. از آنجا که کلسیت و دولومیت به عنوان دو کانی اصلی تشکیل شده از سیال گرمایی کربن دار در منطقه چنگرزه هستند، از این رو، گونه های کربنی H_2CO_3 (حضور به صورت CO_2 مایع) و HCO_3^- به عنوان مهم ترین ترکیبات کربنی موجود در سیال گرمایی شناخته می شوند. بر اساس مطالعات (Ohmoto, 1972)، با توجه به آنکه تفریق ایزوتوپی میان گونه های H_2CO_3 یا HCO_3^- و گاز CO_2 بسیار ناچیز است، از این رو، مقادیر $\delta^{13}\text{C}_{\text{fluid}}$ را می توان معادل $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ در نظر گرفت ($\delta^{13}\text{C}_{\text{fluid}} \approx \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$). با در نظر گرفتن دمای همگن شدن سیال در گیر کوارتز همزمان با رخداد کلسیت (معادل 170°C توسط مطالعات مختاری نژاد، ۱۳۹۹)، مقادیر $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ محاسبه شده در کلسیت های نسل اول و دوم بین ۷/۷- تا ۱/۱- پرمیل، به دست آمد (براساس رابطه $1000\ln a_{(\text{CO}_2\text{-calcite})} = -2.4612 + 7.663 \times 10^3 / (T + 273.15) - 2.988 \times 10^6 / (T + 273.15)^2$ توسط Bottinga, 1968) (جدول ۱). به طور مشابه مقادیر $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ نیز براساس رابطه $1000\ln a_{(\text{calcite-fluid})} = 2.78 \times 10^6 / (T + 273.15)^2 - 3.39$ (O'Neil et al., 1969) بین ۱/۵ تا ۵/۰ پرمیل در ترکیب کلسیت ها به دست آمد (جدول ۱). همان طور که در نمودار دوتایی $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ در برابر $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ نشان داده شده، مقادیر $\delta^{13}\text{C}_{\text{fluid}}$ یا سیال اولیه سازنده کلسیت های چنگرزه بالاتر از ترکیب سنگ های آذرین و مواد رسوبی آلی و در ردیف آهک های Fresh و سنگ های کربناته دریایی قرار گرفتند (شکل ۵- الف). با این وجود مقادیر $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ به دست آمده، متفاوت از هر سه محیط سنگ آذرین، مواد آلی و کرنات دریایی بوده و دارای شباهت به مقادیر $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ با ترکیب ایزوتوپی آب های درون سازندی شیلی

مولی گویای آن است که کربن موجود در ساختمان کانی‌های کربناتی احتمالاً از بی‌کربنات‌های سبک با ^{13}C پایین منشأ گرفته‌اند (Spangenberg et al., 1996). این مطلب گویای آن است که با گذشت زمان و خروج CO_2 از محیط، محتوای ^{13}C به تدریج کاهش یافته و کلسیت‌های نسل دوم با جذب CO_2 بیشتر ($X_{\text{CO}_2} = 0.3-0.4$) در مقایسه با کلسیت نسل اول ($X_{\text{CO}_2} = 0.1-0.2$)، در کانسار چنگرزه شکل گرفته‌اند (شکل ۶-ب). در مجموع، همانطور که مشخص است گاززدایی CO_2 به عنوان یکی از فرایندهای تشکیل دهنده کلسیت در کانسار چنگرزه به‌شمار می‌رود که به‌طور عمده توسط گونه کربنی HCO_3^- صورت گرفته است.

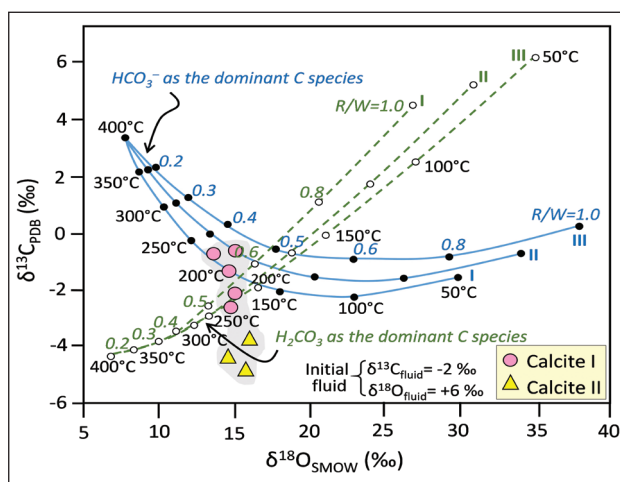
ایزوتوپی سیال اولیه، δ ، ترکیب ایزوتوپی سنگ و F فاکتور تفریق است. با توجه به این، وضعیت نمونه‌های مورد مطالعه در گونه‌های کربنی H_2CO_3 (شکل ۶-الف) و HCO_3^- (شکل ۶-ب) مورد بررسی قرار گرفت که بر مبنای آن همه نمونه‌ها در دمای نزدیک به 170°C پلات شدند که نشان از انطباق نمودارها با داده‌های مورد بررسی دارد. طبق نقاط پلات شده، گونه کربنی HCO_3^- مهم‌ترین گونه کربنی انتقال دهنده CO_2 در کانسار چنگرزه است که بر مبنای آن نمونه‌های کلسیت نسل اول بین جزء مولی ۰/۱ تا ۰/۲ در مدل batch و کلسیت نسل دوم بین جزء مولی ۰/۳ تا ۰/۴ در مدل Rayleigh قرار گرفتند (شکل ۶-ب). طبق شواهد، افزایش مقادیر اجزای



شکل ۶- نمودار دوتایی مقادیر $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ در برابر $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ برای تشکیل کلسیت‌های کانسار چنگرزه در اثر پدیده گاززدایی CO_2 . الف) در حضور گونه کربنی H_2CO_3 و ب) در حضور گونه کربنی HCO_3^- . مدل ته‌نشست کلسیت در دو مدل Rayleigh (منحنی خط چین) و batch (منحنی امتداد)، تغییرات دمایی ۵۰ تا 400°C و اجزاء مولی کربن در گاززدایی CO_2 بین ۰/۱ تا ۰/۴ بررسی شده است (با تغییرات از Zheng, 1990). مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ سیال اولیه نیز به ترتیب بین +۶ و -۲ پرمیل در نظر گرفته شد.

دولوستون Fresh در مقایسه با نوع دگرسان در کانسار چنگرزه وجود دارد که این آهنگ ایزوتوپی ناشی از تفریق ایزوتوپی میان عناصر کربن و اکسیژن طی تبادلات سیال/سنگ میان سیال گرمایی و سنگ دربرگیرنده تفسیر می‌شود (Ray et al., 2003; Jiang et al., 2011; Ren et al., 2015). با توجه به شرایط کانی‌سازی و در نظر گرفتن کلیه شواهد صحرایی و آزمایشگاهی در کانسار چنگرزه، در این مطالعه شبیه‌سازی تحولات ایزوتوپی کربن و اکسیژن با در نظر گرفتن واکنش‌های سیال/سنگ میان آب‌های درون سازندی ($\delta^{13}\text{C}_{\text{fluid}} = -2\text{‰}$ و $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}} = +6\text{‰}$) و سنگ‌های کربناتی، انجام شد. این شبیه‌سازی در شرایط نسبت سنگ به آب (R/W) بین ۰/۱ تا ۱ و دمای ۵۰ تا 400°C برای گونه‌های کربنی H_2CO_3 و HCO_3^- صورت گرفت که با توجه به پلات شدن اغلب نمونه‌های کلسیت کانسار چنگرزه در دمای 170°C مرتبط با منحنی‌های گونه کربنی HCO_3^- به‌نظر می‌رسد این گونه کربنی نقش مهمی در انتقال CO_2 آبگین و تشکیل کلسیت داشته باشد (Zheng and Hoefs, 1993) (شکل ۷).

– **تبادلات سیال/سنگ:** تزریق سیال گرمایی به درون سنگ میزبان کربناتی موجب رخداد تبادل سیال/سنگ شده (برای مثال واکنش احیاء) و اشباع شدگی CO_2 در سیال موجب همبستگی مثبت مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ و در نهایت ته‌نشست کلسیت می‌شود (Zheng and Hoefs, 1993; Ren et al., 2015). ترکیب ایزوتوپی کربن-اکسیژن کلسیت‌های ته‌نشین شده به عوامل دما و نسبت تبادلات ایزوتوپی میان سیال و سنگ دربرگیرنده بستگی دارد (Peng and Hu, 2001; Zheng, 1990). تبادلات سیال/سنگ می‌تواند فرایندهای چرخشی میان انحلال و تبلور مجدد در محل سنگ‌های کربناته ایجاد نماید (Warren, 2000). چنین پدیده‌ای موجب تشکیل واکنش‌های زنجیره‌ای شامل: ته‌نشینی کربنات → انحلال → ته‌نشینی مجدد ایجاد کند که رخداد این زنجیره موجب فراهم شدن شرایط نیمه‌پایدار فیزیکوشیمیایی سیال و شکل‌گیری طیفی از کانسارهای عظیم سولفیدی همراه با کلسیت شود (Zhou et al., 2018). همان‌گونه که در نمودار دوتایی مقادیر $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ در برابر $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (شکل ۵-ب) نشان داده شد، نوعی تهی‌شدگی میان سنگ میزبان



شکل ۷- نمودار دوتایی مقادیر $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ در برابر $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ برای کلسیت‌های ته‌نشین شده ناشی از تبادلات سیال/سنگ. مدل ته‌نشست کلسیت در شرایط R/W بین ۰/۱ تا ۱، تغییرات دمایی ۵۰ تا ۴۰۰°C و حضور گونه‌های کربنی H_2CO_3 و HCO_3^- بررسی شده است (با تغییرات از Zheng and Hoefs, 1993). مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ سیال اولیه نیز به ترتیب بین +۶ و -۲ پرمیل در نظر گرفته شد. منحنی‌های I، II و III در شرایط زیر ترسیم شده است:
 $\Delta = \delta^i_{\text{rock}} - \delta^f_{\text{rock}}$ (I) $\Delta^{13}\text{C} = +0.2\text{‰}$, $\Delta^{18}\text{O} = +2\text{‰}$; (II) $\Delta^{13}\text{C} = +1\text{‰}$, $\Delta^{18}\text{O} = +6\text{‰}$;
 (III) $\Delta^{13}\text{C} = +2\text{‰}$, $\Delta^{18}\text{O} = +10\text{‰}$

۸- نتیجه‌گیری

H_2CO_3^- و HCO_3^- موجود در سیال کانه‌ساز توسط تغییرات ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ مورد مدل‌سازی قرار گرفت. با توجه به این، فرایندهای گاززدایی CO_2 و تبادلات سیال/سنگ، مهم‌ترین عوامل مؤثر در ته‌نشینی کلسیت در کانسار چنگرزه هستند که گونه کربنی HCO_3^- نقش مهمی در انتقال CO_2 آبگین و تشکیل کلسیت داشته است.

سپاسگزاری

از پروفسور Zhou (مرکز آکادمی علوم چین) به دلیل راهنمایی در تفسیرهای ایزوتوپی کربن-اکسیژن و فراهم کردن استانداردهای داخلی مناسب جهت تجزیه نمونه‌ها صمیمانه قدردانی می‌شود. نگارندگان از پرسنل معدن چنگرزه و همچنین داوران عزیز فصلنامه علوم زمین سازمان زمین‌شناسی کمال تشکر را دارند.

تغییرات CO_2 سیال گرمابی می‌تواند از سه مسیر اختلاط سیال، جوشش یا گاززدایی و تبادل سیال/سنگ رخ دهد؛ که این تغییرات موجب تغییر ترکیب ایزوتوپی کربن-اکسیژن کلسیت‌های ته‌نشین شده از سیال گرمابی می‌شود. ته‌نشست کلسیت از سیال گرمابی از طریق دو سیستم batch و Rayleigh با در نظر گرفتن $\delta^{13}\text{C}_{\text{fluid}} \approx \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ قابل شبیه‌سازی است. بر این اساس، مقادیر $\delta^{13}\text{C}_{\text{fluid}}$ یا سیال اولیه سازنده کلسیت‌های کانسار چنگرزه در ردیف آهک‌های Fresh و سنگ‌های کربناته دریایی قرار گرفتند که دارای شباهت به مقادیر $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}}$ آب‌های درون‌سازندی شیلی است ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluid}} = +2$ to $+15\text{‰}$). با توجه به وجود افق شیلی متناسب به سازند سرخ کوه (واحد T1) در بخش زیرین واحد سنگ میزبان دولوستون (واحد T2)، منشأ گرفتن اکسیژن سیال گرمابی سازنده کلسیت‌ها در کانسار چنگرزه از آب‌های درون‌سازندی افق شیلی احتمال دارد. همچنین، تغییرات انحلال‌پذیری گونه‌های کربنی

کتابنگاری

- زاهدی، م.، رحمتی، م.، ۱۳۸۲- برگه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰،۰۰۰ طرق، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
 زاهدی، م.، ۱۳۷۱- چهارگوش زمین‌شناسی ۱:۲۵۰،۰۰۰ کاشان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
 مجموعه معادن سرمک، ۱۳۸۸- گزارش پایان عملیات اکتشاف معدن چنگرزه، ۵۹ صفحه.
 مختاری نژاد، ا.، ۱۳۹۹- بررسی کانه‌زایی و نحوه تشکیل کانسار سرب±نقره چنگرزه (جنوب نطنز)، ایالت فلزایی ملایر-اصفهان. پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه بوعلی سینا. ۱۳۵ ص.
 نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ص.

References

- Barnes, H.L., 1997- *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley and Sons. pp. 750.
- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. J. Earth Sci.* 18, 210–265. DOI: 10.1139/e81-019.
- Bottinga, Y., 1968- Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen isotopic exchange in the system calcite-carbon dioxide-water. *The Journal of Physical Chemistry*, 72, 800–808. DOI: 10.1016/S0012-821X(68)80012-3.
- Demény, A., Ahijado, A., Casillas, R., and Vennemann, T.W., 1998- Crustal contamination and fluid/rock interaction in the carbonatites of Fuerteventura (Canary Islands, Spain): a C, O, H isotope study. *Lithos* 44, 101–115. DOI: 10.1016/S0024-4937(98)00050-4.
- Du, L.J., Li, B., Huang, Z.L., Zhou, J.X., Zou, G.F., and Yan, Z.F., 2017- Carbon-oxygen isotopic geochemistry of the Yangla Cu skarn deposit, SW China: Implications for the source and evolution of hydrothermal fluids. *Ore Geology Reviews*, 88, 809–821. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2017.01.026.
- Friedman, L., and O'Neil, J.R., 1977- Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. U.S. Geol. Surv., Prof. Pap. 440-KK. DOI: 10.3133/pp440KK.
- Ghorbani, M., 2013- *Economic Geology Ore Deposits of Iran*. Springer-Verlag, pp. 640.
- Hoefs, J., 2015- *Stable Isotope Geochemistry*. Springer. Seventh edition. pp. 402.
- Jiang, S.Y., Ding, Q.F., Yang, S.Y., Zhu, Z.Y., Sun, M.Z., Sun, Y., and Bian, L.Z., 2011- Discovery and significance of carbonate mud mounds from Cu-polymetallic deposits in the Middle and Lower Yangtze metallogenic belt: examples from the Wushan and Dongguashan deposits. *Acta Geol. Sin.* 85, 744–756. DOI: 10.1016/0016-7037(73)90268-8.
- Momenzadeh, M., 1976- Strata-bound lead zinc ores in the lower Cretaceous and Jurassic sediments in the Malayer-Esfahan District (West Central Iran): Lithology, metal content, zonation and Genesis. Unpublished PhD thesis. University of, Heidelberg, Germany, pp. 300.
- Ohmoto, H., 1972- Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Econ. Geol.* 67, 551–578. DOI: 10.2113/gsecongeo.67.5.551.
- O'Neil, J.R., Clayton, R.N., and Mayeda, T.K., 1969- Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *Journal of Chemical Physics*, 51, 5547–5558. DOI: 10.1063/1.1671982.
- Peng, J.T., and Hu, R.Z., 2001- Carbon and oxygen isotope systematics in the Xikuangshan giant antimony deposit, Central Hunan. *Geol. Rev.* 47, 34–41. DOI: 10.1007/s11430-006-0862-y.
- Ray, J.S., Veizer, J., and Davis, W.J., 2003- C, O, Sr and Pb isotope systematics of carbonate sequences of the Vindhyan Supergroup, India: age, diagenesis, correlations and implications for global events. *Precambrian Res.* 121, 103–140. DOI: 10.1016/S0301-9268(02)00223-1.
- Rajabi, A., Rastad, E., and Canet, C., 2012- Metallogeny of Cretaceous carbonate-hosted Zn–Pb deposits of Iran: geotectonic setting and data integration for future mineral exploration. *Int. Geol. Rev.* 54, 1649–1672. DOI: 10.1080/00206814.2012.659110.
- Ren, T., Zhang, X., Han, R., and Hou, B., 2015- Carbon-oxygen isotopic covariations of calcite from Langdu skarn copper deposit, China: implications for sulfide precipitation. *Chin. J. Geochem.* 34, 21–27. DOI: 10.1007/s11631-014-0014-6.
- Spangenberg, J., Fontbot L., Sharp Z.D., and Hunziker, J., 1996- Carbon and oxygen isotope study of hydrothermal carbonates in the zinc-lead deposits of the San Vicente district, central Peru: a quantitative modeling on mixing processes and CO₂ degassing. *Chemical Geology* 133, 289–315. DOI: 10.1016/S0009-2541(96)00106-4.
- Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 52, 1229–1258.
- Taylor, S.R., and McLennan, S.M., 1985- *The continental crust: Its composition and evolution*. Oxford, Blackwell Scientific, 32p. DOI: 10.1002/gj.3350210116.
- Taylor Jr., H.P., Frechen, J., and Degens, E.T., 1967- Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See District, West Germany and the Alnö District, Sweden. *Geochim. Cosmochim. Acta* 31, 407–430. DOI: 10.1016/S0009-2541(96)00106-4.
- Veizer, J., and Hoefs, J., 1976- The nature of 18O/16O and 13C/12C secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* 40, 1387–1395. DOI: 10.1016/0016-7037(76)90129-0.
- Warren, J., 2000- Dolomite: Occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Review*, 52, 1–81. DOI: 10.1016/S0012-8252(00)00022-2.
- Zheng, Y.F., and Chen, J.F., 2000- *Stable Isotope Geochemistry*. Science Press. pp. 340.
- Zheng, Y.F., 1990- Carbon-oxygen isotopic covariation in hydrothermal calcite during degassing of CO₂. *Mineralium Deposita*, 25, 246–250. DOI: 10.1007/BF00198993.
- Zheng, Y.F., and Hoefs, J., 1993- Carbon and oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcites: theoretical modeling on mixing processes and application to Pb–Zn deposits in the Harz mountains, Germany. *Miner. Deposita* 28, 79–89. DOI: 10.1007/BF00196332.

- Zhou, J.X., Huang, Z.L., Lv, Z.C., Zhu, X.K., Gao, J.G., and Mirnejad, H., 2014- Geology, isotope geochemistry and ore genesis of the Shanshulin carbonate-hosted Pb-Zn deposit, southwest China. *Ore Geol. Rev.* 63, 209–225. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2014.05.012.
- Zhou, J.X., Wang, X.C., Wilde, S.A., Luo, K., Huang, Z.L., Wu, T., and Jin, Z.G., 2018- New insights into the metallogeny of MVT Zn-Pb deposits: A case study from the Nayongzhi in South China, using field data, fluid compositions, and in situ S-Pb isotopes. *American Mineralogist*, 103, 91–108. DOI: 10.2138/am-2018-6238.

Carbon-oxygen isotopic covariation of the Changarzeh Pb±Ag deposit (south Natanz): implication on fluid/rock interaction and CO₂ degassing processes

E. Tale Fazel¹*

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Bu-Ali Sina, Hamedan, Iran

Received: 2020 August 01

Accepted: 2020 November 08

Abstract

Study of carbon-oxygen isotopic variations in the gangue carbonate minerals and related host rocks has an important role in identifying carbonate hosted lead and zinc deposits and its mechanism of sulfide ore formation. In this study, a carbon-oxygen isotopic covariation in the composition of hydrothermal calcite and related dolostone host rock of the Changarzeh Pb±Ag deposit in south of Natanz has been investigated. The yellow color dolostone unit attributed to the Shotori Formation with the Middle Triassic age is the main host of sulfide mineralization which deposited on the shale horizon attributed to the Sorkh-Kuh Formation. Galena, sphalerite, pyrite and silver-bearing sulfosalts are the most important sulfide ore minerals in the area, which were formed accompanied with the first (Cal-1) and second (Cal-2) generation calcites. Based on the results of carbon-oxygen isotope data, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values in Cal-1 varies from -3.2 to -0.7 ‰ and 12.9 to 14.6 ‰, respectively; and $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values in Cal-2 varies from -7.3 to -4.4 ‰ and 13.7 to 16.4 ‰, respectively. The carbon-oxygen isotopic composition in the dolostone host rock with compared to calcites has a higher $\delta^{13}\text{C}$ content (varies between -3.2 to 2.9 ‰) and a wider $\delta^{18}\text{O}$ range (varies between 22.6 to 28.8 ‰). We findings declare that, the composition of carbonate minerals and related host rock in the Changarzeh deposit is provided from ^{13}C -rich marine carbonates and the source of oxygen is a combination of depleted ^{18}O waters (lower shale horizon) and enriched ^{18}O limestone (dolostone host rock). Also, according to the evidence, CO₂ degassing and fluid/rock interaction processes are the most important factors in the deposition of calcite gangue in the Changarzeh deposit, where the carbon species HCO_3^- has played a major role in the transfer of aqueous CO₂.

Keywords: Carbonate hosted Pb-Zn deposits, C-O stable isotope geochemistry, Marine carbonate, Changarzeh deposit, Iran

For Persian Version see pages 163 to 172

*Corresponding author: E. Tale Fazel; E-mail: tale.fazel@gmail.com