

ژئوشیمی ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن در کانسار غیر سولفیدی روی، سرب و مولیبدن احمدآباد (شمال باختر بهاباد)

سارا امانی لاری^{۱*}، ایرج رسا^۲ و علی امیری^۳

^۱دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران؛ دانشگاه فرهنگیان، تهران، ایران
^۲استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی؛ گروه زمین‌شناسی، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران
^۳استادیار، گروه زمین‌شناسی، واحد زرند، دانشگاه آزاد اسلامی، کرمان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۱/۱۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۶/۰۶

چکیده

کانسار احمدآباد یکی از کانسارهای سرب و روی در کمربند فلززایی کوهبنان- بهاباد است که در ۱۰ کیلومتری شمال باختر بهاباد در بلوک پشت‌بادام از پهنه ایران مرکزی قرار گرفته است. کانسنگ شامل تجمعات کانی‌های غیرسولفیدی روی، سرب، مولیبدن و استرانسیم به همراه مقادیر فراوانی اکسید و هیدروکسیدهای آهن است که در سنگ میزبان دولومیتی سازند شتری جای گرفته‌اند. یک رگه کوارتزی-کلسیتی نیز ماده معدنی را در سنگ میزبان همراهی می‌کند. این مطالعه روی تغییرات ایزوتوپی کربن و اکسیژن کانسنگ کربناته روی، رگه کوارتزی-کلسیتی و سنگ میزبان دولومیتی متمرکز شده است. مقادیر ایزوتوپی کربن نشان داد که نوع کربن سنگ میزبان و رگه کلسیتی متفاوت است. مهم‌ترین منبع تأمین کربن برای شکل‌گیری هیدروزنسیت سنگ‌های کربناته منطقه هستند و از این نظر متفاوت با دیگر کانسارهای غیرسولفید مطالعه شده در جهان است. بر پایه تغییرات ایزوتوپی اکسیژن، دمای تشکیل هیدروزنسیت میان ۱۴ تا ۴۴ درجه سانتی‌گراد در نوسان است. تغییرات ایزوتوپی اکسیژن در رگه کوارتزی-کلسیتی، آب‌های حوضه‌ای دریایی را به عنوان منشأ پیشنهاد می‌کند. دولومیت میزبان نیز از سیال‌هایی ته‌نشست شده است که مقادیر ایزوتوپی اکسیژن آنها آمیختگی میان آب‌های ماگمایی و دریایی را نشان می‌دهند.

کلیدواژه‌ها: ایزوتوپ اکسیژن و کربن، کانسار غیرسولفید روی-سرب و مولیبدن، کانسار احمدآباد.

E-mail: sara.amanilari@yahoo.com

*نویسنده مسئول: سارا امانی لاری

۱- پیش‌نوشتار

بیش از ۴۰ کانسار و نشانه معدنی روی و سرب در کمربند کانه‌زایی بهاباد-کوهبنان شناسایی شده است (امیری و رسا، ۱۳۸۵). این کمربند در بلوک پشت‌بادام و بخشی از پهنه ایران مرکزی است. سنگ میزبان اصلی این کانسارها دولومیت و سنگ‌های آهک-دولومیتی سازند شتری است. شکل ماده معدنی در آنها رگه‌ای بوده که در بیشتر موارد راستای رگه‌ها با چین‌بندی همخوان است (امیری و رسا، ۱۳۸۵؛ امیری و همکاران، ۱۳۸۸). کانسار احمدآباد در شمال این کمربند و در ۸۰ کیلومتری شمال خاوری بافق و ۱۰ کیلومتر شمال باختری بهاباد قرار گرفته است (شکل ۱-۱). کانسنگ شامل کانی‌های کالامین، سروزیت، ولفنیت و سلسنتین است. با گسترش روش‌های بازیافت ارزان کانسنگ غیرسولفیدی روی و سرب، اهمیت اقتصادی این کانسارها بسیار افزایش یافته است و مورد توجه ویژه‌ای قرار گرفته‌اند (Large, 2001; Boni and Large, 2003; Borg, 2009; Hitzman et al., 2003). وجود حفرات استخراجی کهن در منطقه احمدآباد بیانگر پیشینه طولانی فعالیت معدنی در این مکان است. کارهای جدید مربوط به بیش از ۴۰ سال پیش بوده و شامل ۸ تونل اکتشافی و استخراجی است (شکل ۲-۱). برخی از پژوهشگران (مانند جوانشیر و همکاران، ۱۳۸۶) بر پایه مطالعات ساخت و بافتی کانسنگ، این کانسار را سین ژنتیک و مشابه به کانسار بلایرگ دانسته‌اند. در این پژوهش از روش مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن به منظور پی بردن به وجود ارتباط معنی‌دار میان دولومیت میزبان، رگه کلسیتی و کانسنگ استفاده شده است. داده‌های ایزوتوپی، دمای تشکیل و منشأ کربن در کانسنگ غیرسولفیدی، رگه کلسیتی-فلوریتی و سنگ میزبان را مشخص کرده است. الگوی‌های بهنجار شده حاصل از تجزیه شیمیایی عناصر خاکی کمیاب و کمیاب از نتایج حاصل پشتیبانی می‌کند (امانی لاری، ۱۳۹۵) و این نتایج منطبق بر شواهد زمین‌شناسی منطقه احمدآباد است.

کوهبنان، بنه‌انار، احمدآباد و اسفنگ جای گرفته‌اند (شکل ۱-۱). واحدهای سنگی منطقه شامل ماسه‌سنگ‌های کامبرین، واحدهای کربناتی تریاس، گچ، آهک، شیل و ماسه‌سنگ ژوراسیک است (شکل ۲-۱). این واحدها ابتدا تحت تأثیر گسل فشارشی کوهبنان قرار گرفته و سپس در اثر گسل‌های راندگی احمدآباد دچار برگشتگی شده‌اند (کمالی فرج‌الزاده، ۱۳۸۳)، به طوری که واحدهای ژوراسیک بخش‌های پایینی و واحدهای تریاس ارتفاعات را می‌سازند (شکل ۲-۲). محصول عملکرد این فازهای زمین‌ساختی تاقدیس برگشته با محور متمایل به خاور است. بخشی از واحد دولومیتی (TRSh3) سازند شتری که در یال برگشته این تاقدیس قرار دارد، میزبان کانسار احمدآباد است.

۲- روش کار

به منظور تعیین ترکیب ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن در کانسار احمدآباد نمونه‌های مناسب از سنگ میزبان به فاصله زیاد و دور از محیط کانه‌سازی برداشت و از کانسنگ کربناته روی (هیدروزنسیت) و رگه کوارتزی-کلسیتی (شکل ۳-۱) نیز نمونه‌گیری انجام شد. پس از خرد شدن و شستشوی نمونه‌ها با آب مقطر و استون، کانی‌های تقریباً خالص با میکروسکوپ دوچشمی جدا شدند. آماده‌سازی اولیه در سازمان زمین‌شناسی صورت گرفت. برای آماده‌سازی پایانی و انجام تجزیه‌های ایزوتوپی، نمونه‌ها به آزمایشگاه ALS در اونتاریو کانادا فرستاده شدند. نمونه‌ها پس از پودر شدن با هاون آگاتی و آماده‌سازی پایانی در واحد پژوهش MORU دانشگاه بریتیش کلمبیا تجزیه شدند. استاندارد میزان تغییرات برای هر کدام از تجزیه‌های کربن و اکسیژن برابر با $\pm 0.1\%$ است. داده‌های ایزوتوپی کربن و اکسیژن مربوط به نمونه‌های معدن احمدآباد در جدول ۱ آمده است.

۳- توصیف کانسنگ

گالن، اسفالریت و پیریت کانی‌های اصلی کانسنگ سولفیدی اولیه بوده‌اند؛ اما در حال حاضر، کانسنگ غیرسولفیدی، ماده معدنی اصلی است. ولفنیت، سروزیت و

۴- جایگاه زمین‌شناسی

کانسار احمدآباد در بلوک پشت‌بادام و در مجاورت بلوک یزد در پهنه ایران مرکزی قرار گرفته است. همه سکانس چینه‌ای در یک بلوک گسلی متشکل از گسل‌های

با توجه به قرارگیری معدن احمدآباد میان مدارهای 31° تا 32° عرض جغرافیایی شمالی، آب‌های جوی منطقه دارای ترکیب ایزوتوپی اکسیژن در حدود $5/5\%$ هستند (Bowen and Revenaugh, 2003). با توجه به تشابه مقادیر ایزوتوپی دو کانی اسمیت‌سویت و هیدروزنیت (Boni et al., 2003)، می‌توان مقادیر مربوط $\delta^{18}\text{O}$ -smow هیدروزنیت را در نمودار شکل ۵-A جایگزین کرد. این نمودار نشان می‌دهد کربنات‌های روی احمدآباد در محدوده دمایی 14 تا 44 سانتی‌گراد با میانگین 29 درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. محدوده دمایی تشکیل کانی‌های اسمیت‌سویت در مناطق برونزاد برخی از کانسارهای جهان میان 8 تا 30 درجه سانتی‌گراد با میانگین 20 ± 6 درجه سانتی‌گراد است (Gilg and Boni, 2004). همان‌گونه که مشخص است، دمایی تشکیل کربنات‌های روی در منطقه احمدآباد به‌طور غیر معمول بیشتر از محدوده دمایی گزارش شده توسط Gilg et al. (2003) است. این افزایش دما می‌تواند ناشی از آزاد شدن گرما در طول اکسایش سولفیدها باشد (Boni et al., 2003).

۵-۲. کلسیت

مقادیر اندازه‌گیری شده ایزوتوپی نمونه‌های کلسیت کریستالی متعلق به رگه کوارتزی-کلسیتی همراه با پهنه کانی‌سازی شده در جدول ۱ آورده شده است. تغییرات مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ -PDB برای نمونه‌ها بسیار کوچک و در محدوده $3/43\%$ تا $3/42\%$ و $\delta^{18}\text{O}$ -SMOW میان $19/8\%$ تا $20/6\%$ قرار می‌گیرد. در نمودار شکل ۷ مقدار $\delta^{13}\text{C}$ -PDB کلسیت‌های بلورین احمدآباد، با کلسیت‌های دیگر کانسارهای غیرسولفید مطالعه شده، مقایسه شده است. همان‌گونه که مشخص است، کربن کلسیت‌های احمدآباد به غیر از کلسیت‌های معدن جبلی (یمن؛ Mondillo, 2014) و انگوران (ایران؛ Boni et al., 2007) از کلسیت دیگر کانسارهای غیرسولفید مطالعه شده سنگین‌تر است (شکل ۶). مقادیر منفی برای $\delta^{13}\text{C}$ -PDB کلسیت بلورین می‌تواند بیان‌کننده رسوب‌گذاری رگه کلسیتی در طی واکنش میان سیال‌های کانه‌زای اسیدی و سنگ‌های میزبان، آزاد شدن گاز CO_2 و یا اشباع سنگ از محتوای مواد آلی باشد. این عوامل می‌تواند سبب انحلال و ته‌نشست کربنات‌ها شود (Levresse et al., 2003). وجود دامنه گسترده کربن منفی می‌تواند نشانگر توزیع کربن سبک مواد آلی در سیال‌ها باشد. اما از آنجا که این سیال‌ها نسبت به سنگ میزبان، محتوای ^{13}C کمتری دارند و از سوی دیگر این محتوا بیشتر از کلسیت‌هایی است که کربن موجود در آنها دارای ترکیب آب جوی است؛ می‌توان گفت که آب‌های جوی روی ترکیب آب‌هایی که کلسیت از آن ته‌نشست شده است مؤثر بوده‌اند. نتایج حاصل از میانبارهای سیال نیز آمیختگی میان سیال‌ها در کانی کلسیت را تأیید می‌کند (امانی لاری، ۱۳۹۵).

$\delta^{18}\text{O}$ -PDB کانی‌های کلسیت برابر با $9/99\%$ تا $10/7\%$ است. این مقدار منطبق بر محدوده اکسیژن گرمایی معرفی شده توسط Diehl et al. (2010) و Boni et al. (2013) است. داده‌های حاصل از مطالعات دماسنجی میانبار سیال نیز این مورد تأیید می‌کند (امانی لاری، ۱۳۹۵). $\delta^{18}\text{O}$ -SMOW نمونه‌های کلسیتی رگه کوارتزی-کلسیتی احمدآباد میان 4% تا 5% سبک‌تر از مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ -SMOW اندازگی‌گیری شده در کلسیت‌های دیگر کانسارهای غیرسولفید ($24/7\%$) است که با منشأ جوی اکسیژن موجود در ترکیب کلسیت‌ها سازگاری نشان می‌دهد (Coppola et al., 2009). از سوی دیگر می‌توان تغییرات ایزوتوپی اکسیژن به سوی افزایش مقادیر سنگین‌تر را نشان‌دهنده سردشدگی سیال در مراحل پایانی دانست (Levresse et al., 2003). بر این اساس در مقایسه با دیگر کانسارهای غیرسولفید، آب‌های گرمایی تشکیل‌دهنده کلسیت‌ها در احمدآباد، دمایی بالاتری داشته‌اند.

۵-۳. دولومیت

نمونه‌های واحد دولومیتی میزبان به فاصله دور از رگه گرمایی کوارتزی-کلسیتی و جایی که کانه‌زایی صورت نگرفته است، برای انجام تجزیه ایزوتوپی انتخاب شد. ترکیب ایزوتوپی اکسیژن در نمونه‌ها، میانگینی برابر با $24/75\%$ دارد و مقدار میانگین ایزوتوپی کربن برابر با 43% است. این مقدار در محدوده ترکیب ایزوتوپی دولومیت‌های

سلسنتین از دیگر کانی‌های فراوان در کانسار هستند (شکل ۳-D) و همراه با هم در کنار بقایای گالن دیده می‌شوند (شکل ۳-E). فازهای زمین‌ساختی سبب خردشدگی گالن (شکل ۳-F) و دیگر کانی‌های سولفیدی اولیه شده و زمینه تبدیل به کانی‌های ثانویه را فراهم کرده‌اند. کانی همی‌مورفیت به همراه هیدروزنیت تشکیل‌دهنده اصلی کالامین هستند (شکل‌های ۳-G، H و I). در این مطالعه کانی اسمیت‌سویت شناسایی نشد. کانی ولفنیت به همراه همه کانه‌ها، به ویژه اکسید و هیدروکسیدهای آهن به فراوانی دیده می‌شود (شکل ۳-D). رگه کوارتزی-کلسیتی در تونل ۲، ۳ و ۸ همراه با کانی‌های اکسیدی-هیدروکسیدی آهن، سروزیت، سلسنتین، ولفنیت و فلوریت قابل پیگیری است (شکل‌های ۳-B و C).

۵- بحث (داده‌های ایزوتوپی کربن و اکسیژن)

۵-۱. هیدروزنیت

نظر به اینکه مقادیر ایزوتوپی کربن و اکسیژن مربوط به کانی هیدروزنیت بسیار مشابه کانی‌های اسمیت‌سویت است (Boni et al., 2003) و این نسبت‌ها برای کانی هیدروزنیت در محدوده کانی اسمیت‌سویت قرار می‌گیرد (Gilge et al., 2008) مقادیر ایزوتوپی کربن-اکسیژن مربوط به کربنات‌های روی احمدآباد با اسمیت‌سویت در دیگر کانسارهای غیرسولفید مقایسه شده است (شکل ۴). تغییرات ایزوتوپی کربن اسمیت‌سویت کانسارهای غیر سولفیدی در سطح دنیا مشخص‌کننده آمیختگی ترکیبی از سنگ میزبان و مواد آلی کربن دار موجود در خاک و یا اکسایش باکتریایی است (Gilge et al., 2008). داده‌های مربوط به مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ -PDB کانی هیدروزنیت احمدآباد ($0/76\%$ تا $1/59\%$) و $\delta^{18}\text{O}$ -SMOW از $21/9\%$ تا $28/7\%$ است. مقادیر ایزوتوپ کربن در کربنات روی انطباق روشنی با مقادیر معرفی شده در دیگر کانسارهای غیر سولفید جهان توسط Gilge et al. (2008) نشان نمی‌دهد و بیشتر شبیه به $\delta^{13}\text{C}$ -PDB کانی‌های اسمیت‌سویت کانسار غیرسولفیدی منطقه لیک کوئرنل (Lake Quesnel) ($\delta^{13}\text{C}$ -PDB: $0/8\%$ تا $1/4\%$) (Paradis et al., 2016) بریتیش کلمبیا کانادا است. در این زمینه کانسار احمدآباد با دیگر کانسارهای کمر بند کوه‌بان-بهاپاد نیز متفاوت است. برای مثال، ترکیب ایزوتوپی کربن کانسار تپه سرخ از کانسارهای غیرسولفید کمر بند کوه‌بان-بهاپاد ($1/45\%$ تا $6/69\%$) نشان‌دهنده منبعی مشابه با کانسارهای غیر سولفید جهان توسط Gilge et al. (2008) است (امیری، ۱۳۸۶). این مقادیر بیان‌کننده این نکته است که بر خلاف دیگر کانسارهای غیرسولفیدی که معمولاً دو منبع تأمین‌کننده کربن (مواد آلی و کربن جوی) دارند؛ سنگ‌های کربناته مهم‌ترین تأمین‌کننده کربن در کربنات‌های روی منطقه احمدآباد هستند (شکل ۵-B).

مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ -SMOW هیدروزنیت‌های کانسار احمدآباد با میانگین $25/56\%$ در محدوده کلی کانسارهای غیرسولفید دیگر قرار می‌گیرد (شکل ۴). این مقدار نزدیک به مقدار $\delta^{18}\text{O}$ -SMOW ($26/7\%$) در اسمیت‌سویت‌های کانسار غیرسولفید منطقه Silesia-Cracow در جنوب لهستان (Coppola et al., 2009) و منطبق بر کلسیت‌های مرتبط با اسمیت‌سویت‌های ($\delta^{18}\text{O}$ -SMOW: $25/1\%$) منطقه Iglesiasiente در جنوب خاوری Sardinia کشور ایتالیا (Boni et al., 2003) است. این مقادیر ممکن است بیان‌کننده افزایش نسبی دما و یا تأثیر آب‌هایی که سبب اکسایش شده‌اند بر مراحل تشکیل هیدروزنیت باشد (Ahn, 2010). در صورت در دسترس بودن مقادیر ایزوتوپی آب‌های جوی کهن منطقه می‌توان دمایی تشکیل کانی‌های کربناته روی را با استفاده از نمودار تعادل ایزوتوپی اکسیژن میان اسمیت‌سویت و آب به دست آورد (Gilge et al., 2008)؛ در غیر این صورت، می‌توان از داده‌های ایزوتوپی آب‌های زیرزمینی (Dachroth and Sonntag, 1983) و یا آب‌های جوی منطقه (IAEA, 2008) استفاده کرد (Gilge et al., 2008).

هر چند ترکیب آب‌های کهن منطقه احمدآباد و مناطق مجاور در دسترس نیست، با فرض مشابه بودن نسبت ایزوتوپی سیال‌هایی که سبب تشکیل کربنات‌های روی در منطقه شده‌اند با آب‌های امروزی، می‌توان دمایی تشکیل را به دست آورد.

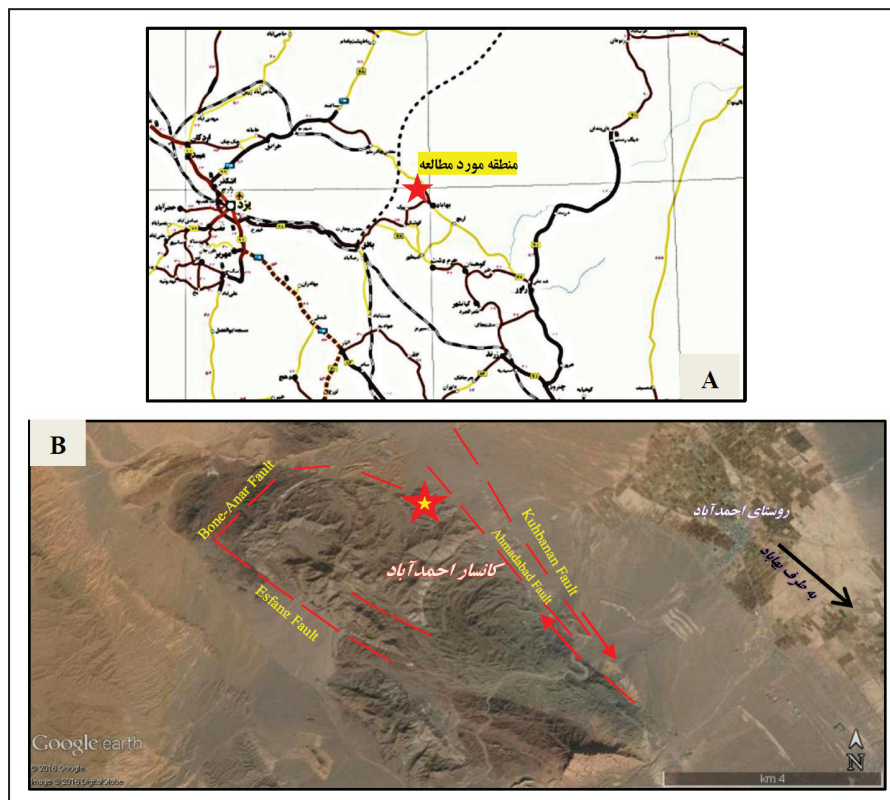
می‌دهد که سیال‌های باقیمانده، کمتر توسط سنگ‌های کربناته خنثی شده‌اند (Clauer and Chauhuri, 1992). این تحولات میان دولومیت‌ها و کلسیت می‌تواند نشانگر میزان تغییرات پایداری دولومیت نسبت به کلسیت باشد که سبب افزایش Ca/Mg و یا کاهش دمای سیال شده است (Land, 1985). این روند کاهش دما توسط مطالعات میانبراهای سیال نیز تأیید شده است. میانگین دمای همگن‌شدگی به دست آمده در مطالعات میانبراهای سیال برای کانی کلسیت ۸۲ درجه سانتی‌گراد بوده (امانی لاری، ۱۳۹۵)، این در حالی است که میانگین دمای سیال‌های تشکیل دهنده دولومیت‌های سازند شتری در منطقه کوهبنان-راور برابر با ۱۰۹ درجه سانتی‌گراد گزارش شده است (کریم‌زاده و آدابی، ۱۳۸۷).

۶- نتیجه‌گیری

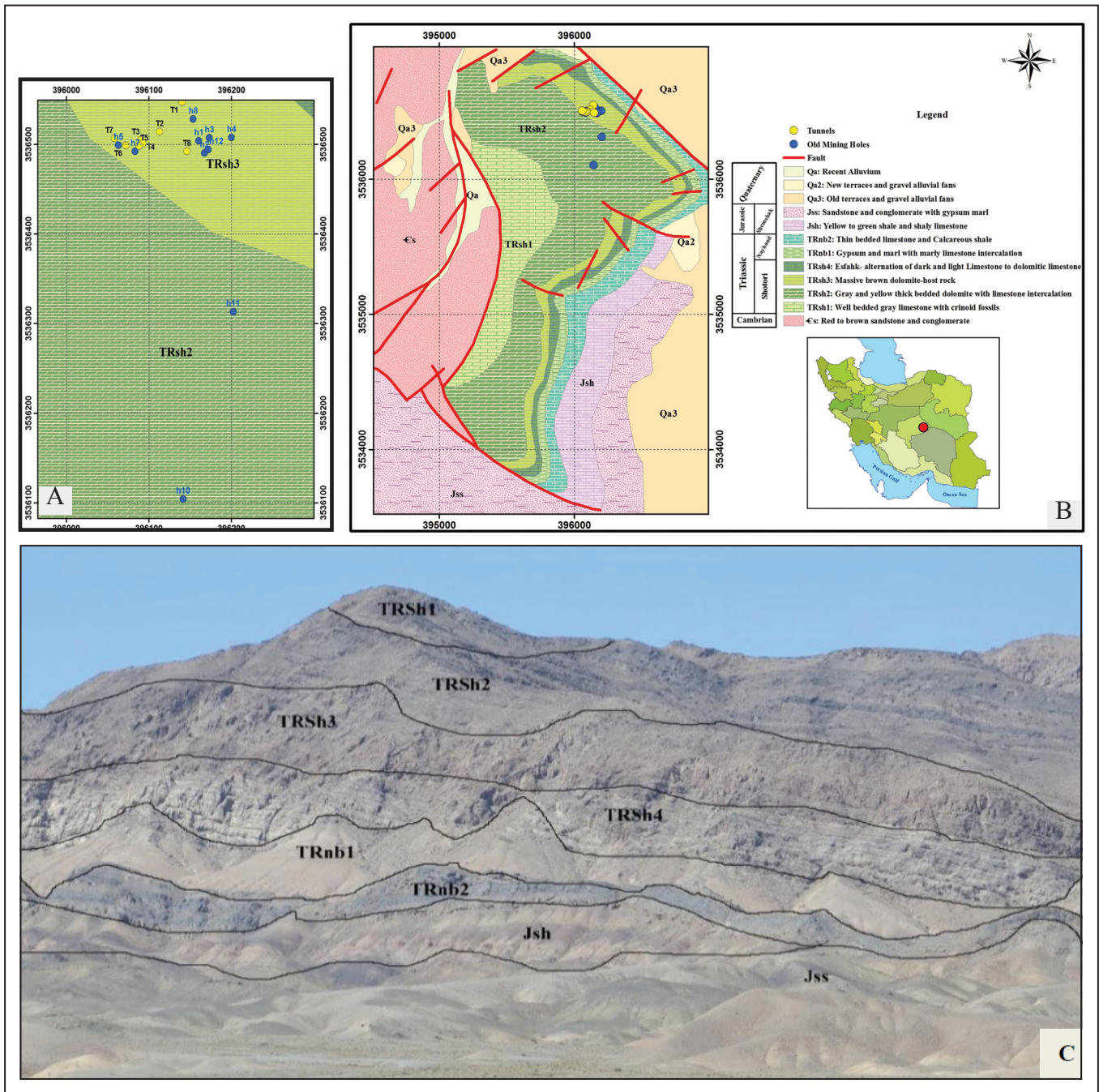
کانه‌زایی روی و سرب (مولبدن) در دو مرحله سولفیدی و غیرسولفیدی کاملاً مشخص در منطقه رخ داده است. ترکیبات ایزوتوپی کربن رگه کوارتزی-کلسیتی در سنگ میزبان در دامنه کربن‌های گرمایی و سنگ میزبان در محدوده کربن‌های دریایی قرار دارد. داده‌های ایزوتوپی کربن هیدروژن‌نسیست مشخص کرد که تنها منبع تغذیه کننده برای این کانی سنگ‌های کربناتی منطقه بوده‌اند. داده‌های ایزوتوپ اکسیژن نیز نشان داد که هیدروژن‌نسیست‌های کانسار احمدآباد در دمای میان ۱۴ تا ۴۴ با میانگین ۲۹ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. این دما کمی بیشتر از دمای به دست آمده برای دیگر کربنات‌های روی در دیگر کانسارهای غیرسولفید جهان گزارش شده توسط Gilge et al. (2008) است که می‌تواند تحت تأثیر فرایند گرمایی اکسایش همزمان سولفیدها باشد. چیره بودن کانی هیدروژن‌نسیست در کانسنگ غیرسولفیدی روی و نبود اسمیت‌سونیت بیانگر پایین بودن نرخ f_{CO_2} در منطقه است. ترکیب اکسیژن دولومیت‌ها مشابه آمیختگی آب‌های ماگمایی و دریایی است. با توجه به پیروی کانسار از روند عمومی چینه‌شناسی منطقه و همچنین محدود بودن به سنگ‌های زمان تریاس می‌توان گفت کانی‌زایی تحت تأثیر فازهای فشارشی تریاس بالایی و پمپاژ لرزه‌ای سیال‌های حوضه‌ای به درون سنگ‌های میزبان رخ داده است.

زمان تریاس (۰/۶% تا ۲%+) قرار می‌گیرد (Egon and Epstein, 1963). بر خلاف نرخ $\delta^{18}O$ -PBD (میانگین برابر با -5.09%)، $\delta^{13}C$ -PBD (+0.43%) مربوط به دولومیت میزبان احمدآباد قابل مقایسه با دولومیت‌های گرمایی ($\delta^{13}C$ -PBD: +۰/۹۶% تا -۱/۴۸% و $\delta^{18}O$ -PBD: -۷/۸% تا -۹/۹%) در دیگر مناطق جهان ارائه شده توسط Diehl et al. (2010) و Boni et al. (2013) است. از سوی دیگر رسوبات دریایی زمان مزوزویک نسبت به ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ تهی‌شدگی نشان می‌دهند و این تهی‌شدگی با پیشرفت زمان تقریباً ثابت باقی می‌ماند (Baerstichi, 1957; Clayton and Degens, 1959; Schidlowski et al., 1975; Veizer and Hoefs, 1976; Perry and Tan, 1972; Knauth and Epstein., 1976; Veizer et al., 1997).

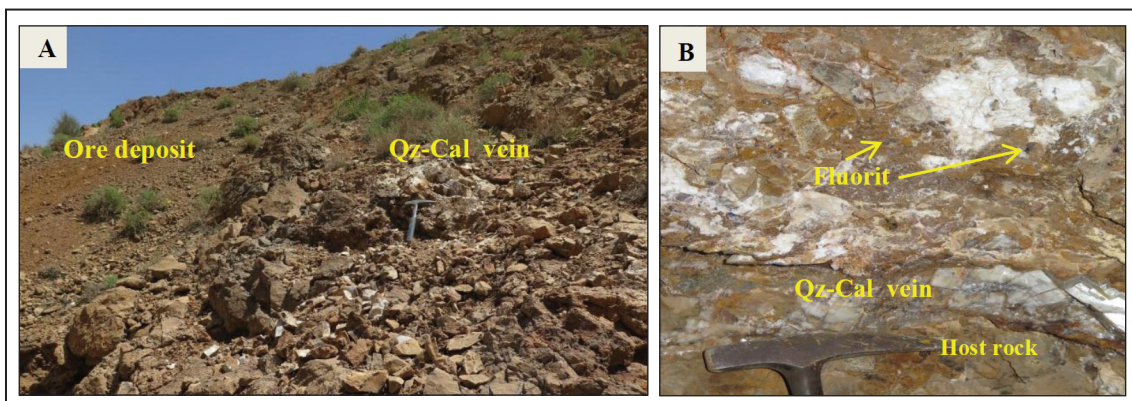
از آنجا که $\delta^{18}O$ به شدت متأثر از دماست؛ بالاتر بودن $\delta^{18}O$ دولومیت‌های احمدآباد نسبت به کانسارهای دیگر جهان مانند جبلی (یمن) و سلیسیا کروکو (جنوب لهستان)، بیانگر این مطلب است که دولومیت‌های میزبان کانسار احمدآباد در شرایط دمایی بالاتری تشکیل شده‌اند (شکل ۶-B). همان‌گونه که مشخص است، دولومیت‌های میزبان در مقایسه با مقادیر رگه کوارتزی-کلسیتی، مقدار بالاتری $\delta^{13}C$ -PBD و $\delta^{18}O$ -SMOW دارند. این امر می‌تواند نشان‌دهنده این مطلب باشد که رگه مرتبط با سیال‌هایی متفاوت، اما در حال تعادل با سامانه دولومیت‌ها به وجود آمده است. با توجه به مثبت بودن مقادیر ایزوتوپی اکسیژن می‌توان گفت آب‌های جوی در سیال‌های تشکیل‌دهنده دولومیت نقشی نداشته‌اند؛ چرا که آب‌های جوی به شدت از اکسیژن ۱۸ تهی شده‌اند و مقادیر منفی بالایی دارند (Tornos and Sprio, 2000). سیال‌های گرمایی با دمای بالا که از درون گسل‌های ژرف وارد حوضه شده‌اند؛ با آب‌های حوضه‌ای مخلوط شده‌اند. این فرایند در تشکیل دولومیت‌ها بسیار مؤثر بوده است. نمودار ۶-B نیز تأیید می‌کند که آب‌هایی که دولومیت‌ها از آنها ته‌نشین شده‌اند، به‌طور بخشی با آب‌های ماگمایی هم‌پوشانی دارند. نمودار ۶-A گویای این مطلب است که رگه کلسیتی از سیال‌هایی ته‌نشین شده است که از دید ژئوشیمیایی در تعادل با دولومیت‌ها بوده‌اند. کلسیت رگه‌ای از سامانه‌های مشابه دولومیت که پس از دولومیتی شدن سردتر و نسبت به کلسیم و سدیم غنی‌تر شده‌اند، تشکیل شده است. مقادیر پایین $\delta^{13}C$ در رگه کلسیتی نسبت به سنگ‌های دولومیتی نشان



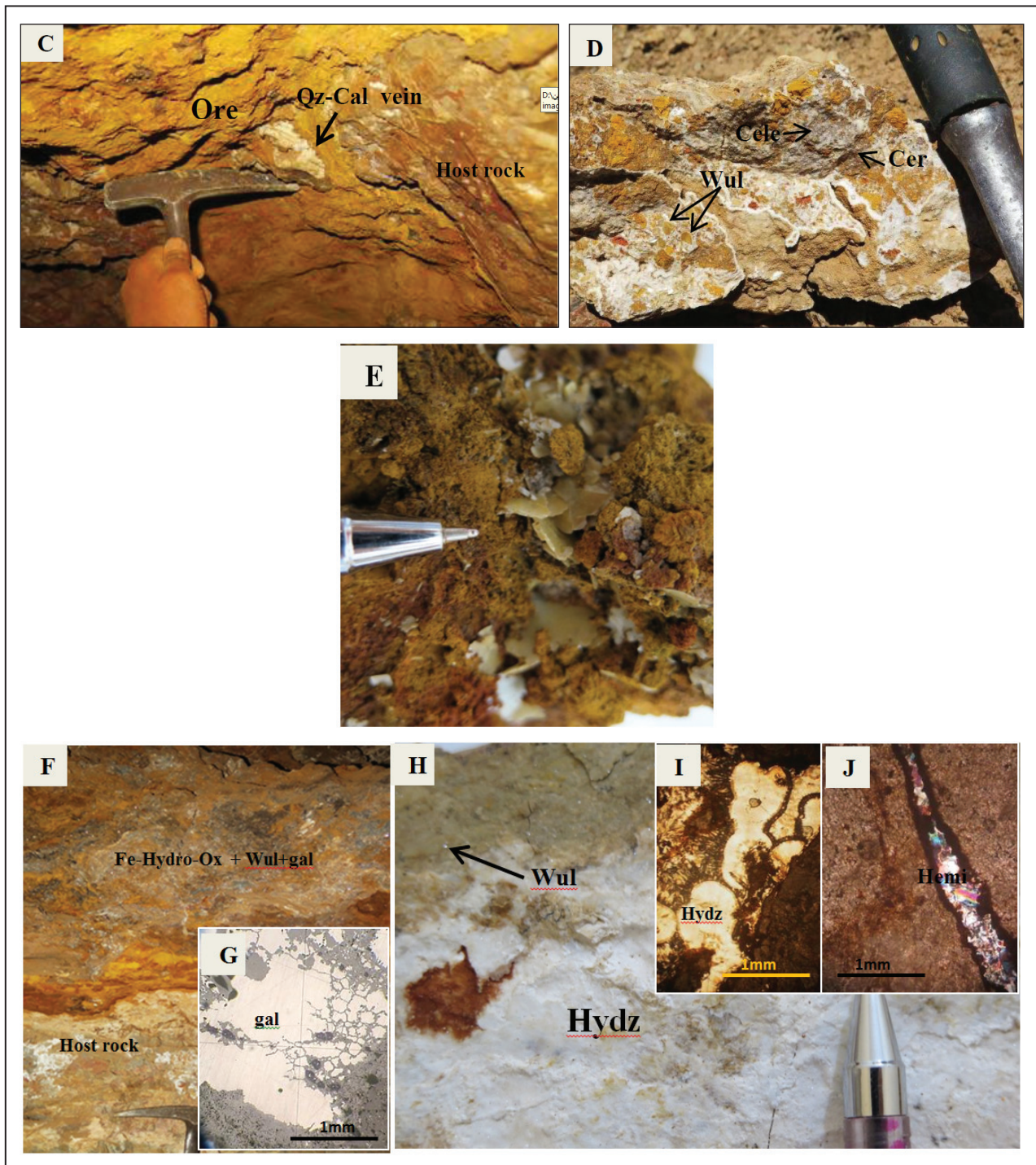
شکل ۱- (A) راه‌های ارتباطی با منطقه مورد مطالعه؛ (B) موقعیت کانسار احمدآباد در بلوک گسلی احمدآباد-بنه‌انار-اسفنگ.



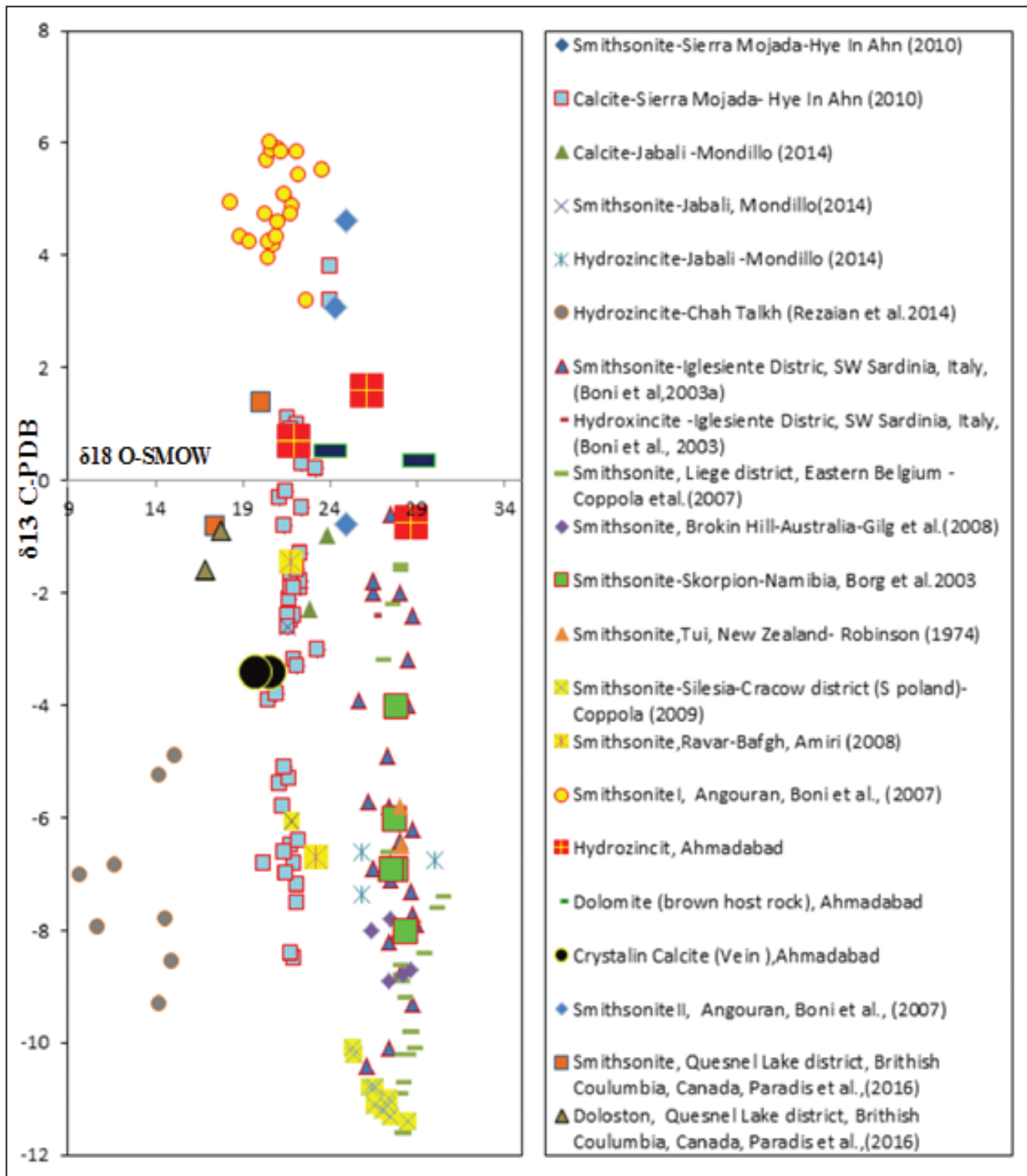
شکل ۲- (A) موقعیت حفره‌ها و تونل‌های معدن؛ (B) نقشه زمین‌شناسی منطقه معدنی (برگرفته از جوانشیر و همکاران، ۱۳۸۶ با تغییرات)؛ (C) واحدهای چینه‌شناسی منطقه.



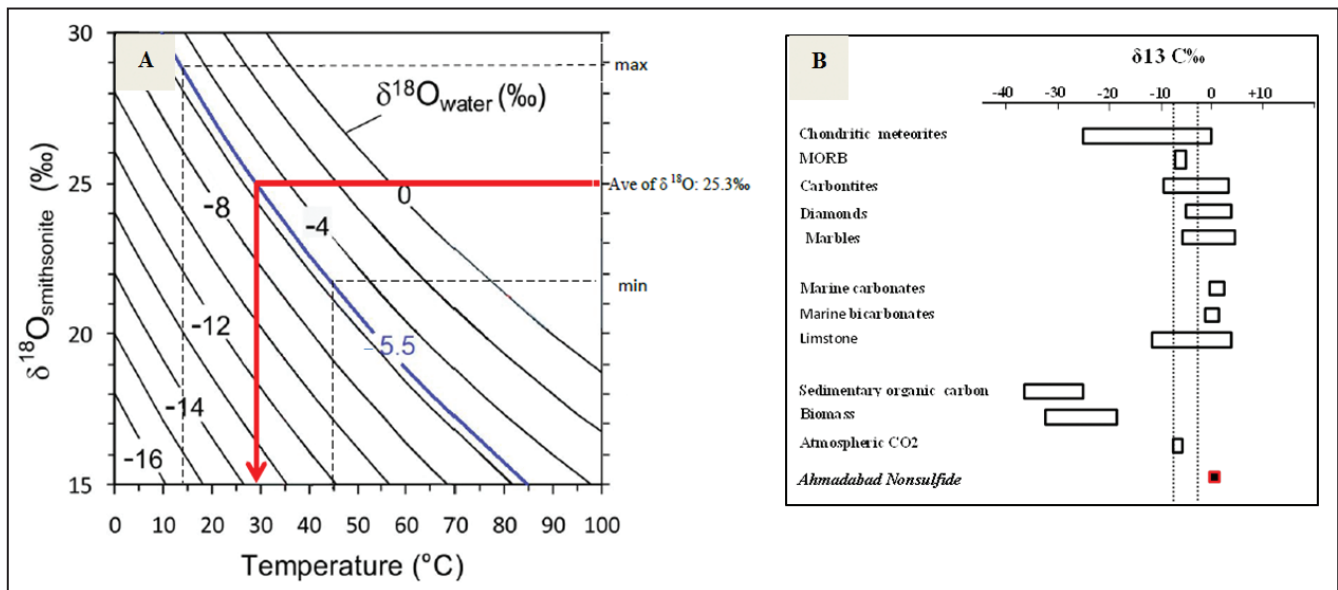
شکل ۳- (A) موقعیت فراگیری توده معدنی نسبت به رخنمون رگه کلسیتی؛ (B) رگه کوارتز-کلسیتی همراه با کانی‌های فلوریت؛



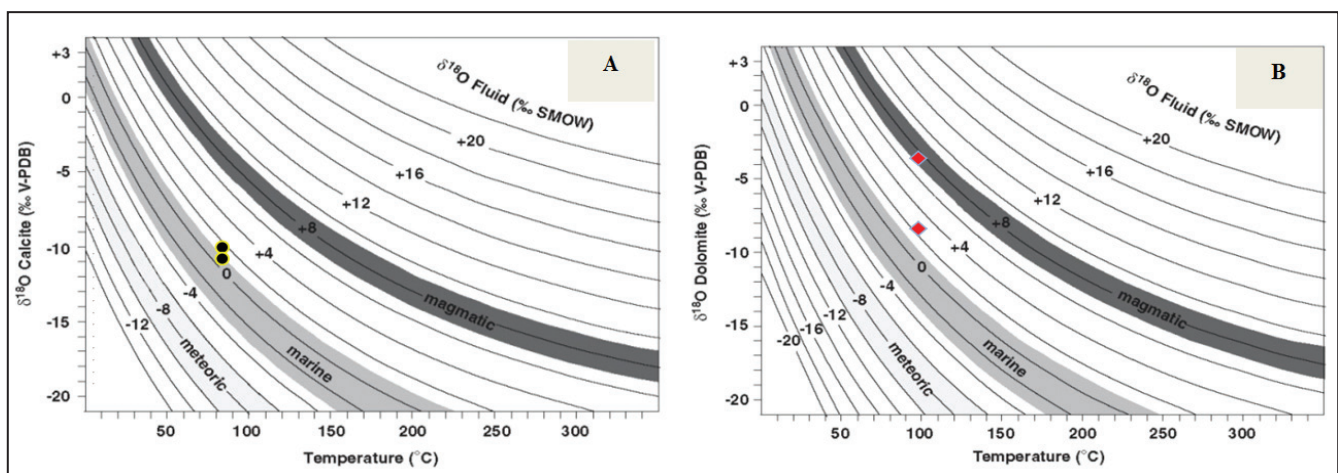
شکل ۳- (C) نسبت به سنگ میزبان دولومیتی - تونل T₃؛ (D) ولفنیت، سروزیت و سلسیت در کانسنگ غیرسولفید؛ (E) کانی‌های دانه درشت ولفنیت به همراه کانسنگ غیرسولفید روی؛ (F) رگه معدنی اکسید شده به همراه بقایای کانی سولفیدی گالن؛ (G) مقطع میکروسکوپی کانسنگ غیر سولفید حاوی گالن: گالن‌ها تحت تأثیر زمین ساخت دچار خردشدگی شده‌اند، تونل T₃؛ (H) کالامین (هیدروزنیت) به همراه دانه‌های ریز ولفنیت، شناسایی صحرائی کربنات‌های روی از طریق تغییر رنگ تحت تأثیرمحلول زینک-زپ (zinc zap)، تونل T₆؛ (I) مقطع میکروسکوپی هیدروزنیت و (J) مقطع میکروسکوپی همی مورفیت



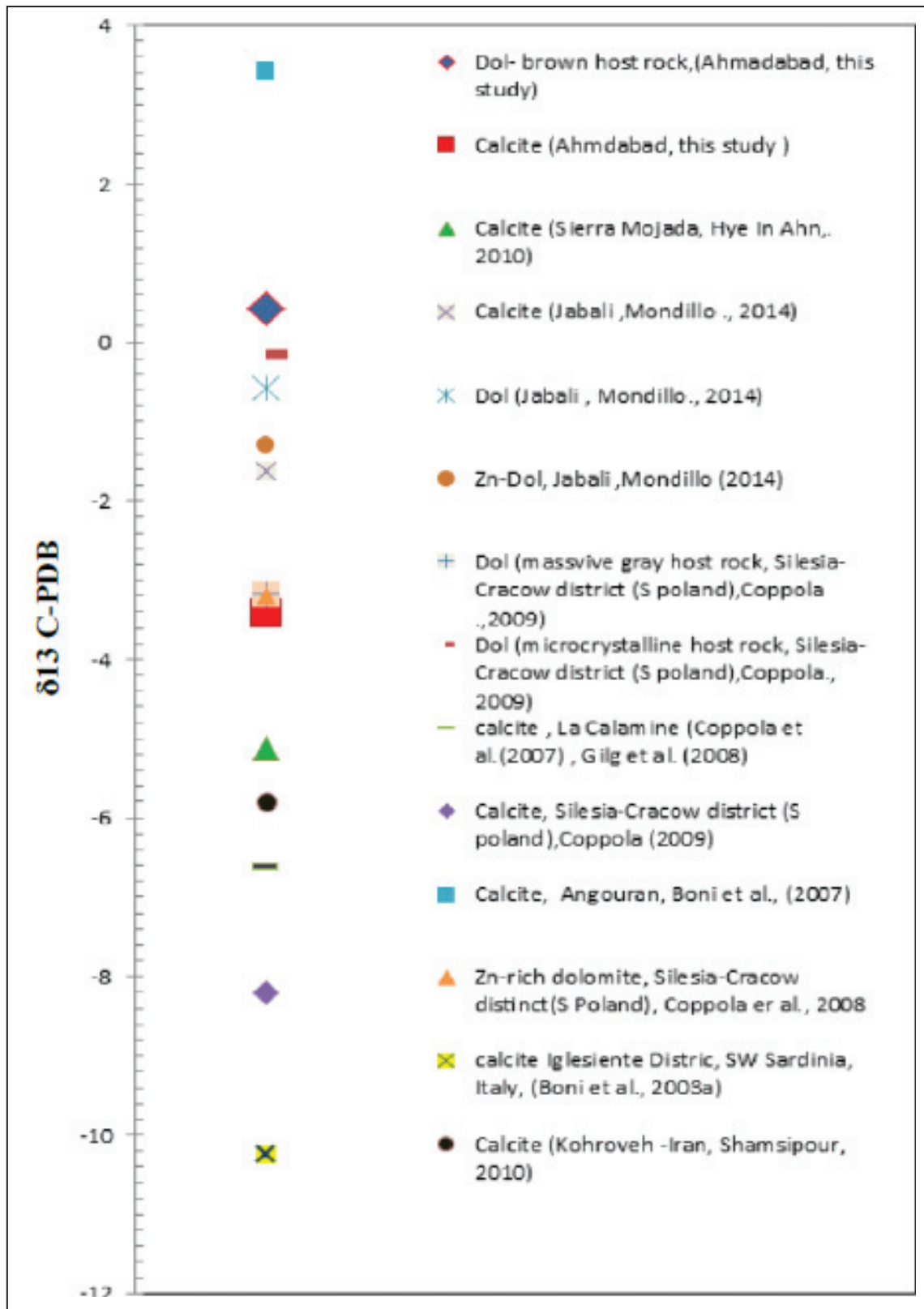
شکل ۴- مقایسه مقادیر ایزوتوپ کربن و اکسیژن هیدروژنیت، کلسیت و دولومیت کانسار احمدآباد با برخی از کانسارهای غیرسولفیدی روی- سرب مطالعه شده در جهان.



شکل ۵- A) نمودار منحنی‌های تفکیک ایزوتوپی اکسیژن ۱۸ میان آب و اسمیت‌سونیت (هیدروژنسیت) (Gilg et al., 2008). دمای تشکیل هیدروژنسیت احمدآباد در بر پایه مقدار $\delta^{18}\text{O}$ -SMOW برابر با ۵/۵- برای آب‌های جوی منطقه به دست آمد؛ B) دامنه تغییرات ایزوتوپی کربن $\delta^{13}\text{C}$ در کانسنگ کربناته روی احمدآباد در منابع موجود (Kerridge, 1985; Field and Ficarek, 1986; Hoefs, 2004).



شکل ۶- A) تعیین نوع آب‌هایی که رگه کوارتزی- کلسیتی احمدآباد از آن رسوب کرده است با استفاده از دما و ترکیب ایزوتوپی اکسیژن ۱۸؛ B) ترکیب ایزوتوپی اکسیژن آب‌های در حال تعادل با رسوبات دولومیت، این آب‌ها ترکیب میان آب‌های ماگمایی و دریایی را نشان می‌دهند (نمودارها از Gasparri et al., 2006).



شکل ۷- مقایسه داده‌های ایزوتوپی کربن منتشر شده مربوط به کانسارهای غیرسولفیدی در جهان با مقادیر ایزوتوپی کربن کانسار احمدآباد (Robinson, 1974; Shamsipour Dehkordi, et al., 2011; Rezaeian et al., 2013).

جدول ۱- ترکیب ایزوتوپی کربن و اکسیژن در نمونه‌های کربناته کانسار احمدآباد.

شماره نمونه	$\delta^{13}\text{C} - \text{PDB}\%$	$\delta^{18}\text{O} - \text{PDB}\%$	$\delta^{18}\text{O} - \text{SMOW}\%$	شرح
Ah-B-12	۰/۳۵	-۲/۶۲	۲۸/۲	دولومیت توده‌های قهوه‌ای (واحد میزبان)
Ah-B-12	۰/۵۲	-۷/۵۷	۲۳/۱	دولومیت توده‌های قهوه‌ای (واحد میزبان)
Ah-T6-Dp-3	-۰/۷۶	-۲/۱۴	۲۸/۷	هیدروزنیت
Ah-T7-Dp-4	۰/۷۱	-۸/۷۳	۲۱/۹	هیدروزنیت
Ah-T7- 8	۱/۵۹	-۴/۶۶	۲۶/۱	هیدروزنیت
Ah-T3-D44-1c	-۳/۴۲	-۹/۹۹	۲۰/۶	رگه کوارتزی- کلسیتی
Ah-T3-D44-19	-۳/۴۳	-۱۰/۷۷	۱۹/۸	رگه کوارتزی- کلسیتی

کتابنگاری

- امانی لاری، س.، ۱۳۹۵- کانی‌شناسی و ژنز کانسار روی- سرب (مولیبدن) احمدآباد (شمال خاور بافق)، رساله دکتر، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال.
- امیری، ع. و رسا، ا.، ۱۳۸۵- بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی کانسارهای استراتاباند غیرسولفیدی روی و سرب در ناحیه کوهبنان- بهاباد، فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد زاهدن، سال دوم، شماره اول، صص. ۱ تا ۹.
- امیری، ع.، ۱۳۸۶- مطالعه ویژگی‌های زمین‌شناسی، ژئوشیمیایی و ژنز کانسارهای روی و سرب با سنگ میزبان کربناته در ناحیه اور- بافق، رساله دکتر، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات.
- امیری، ع.، رسا، ا.، خاکزاد، ا. و آدابی، م. ح.، ۱۳۸۸- دماسنجی و مدل تشکیل کانسارهای روی و سرب با سنگ میزبان کربناته در ناحیه اور- بافق بر مبنای ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد، مجله علوم زمین، شماره ۷۲، صص. ۳ تا ۱۰.
- جوانشیر، ع. ر.، راستاد، ا. و ربانی، ا. ر.، ۱۳۸۶- رخساره‌های کانه‌دار روی- سرب (مولیبدن) احمدآباد، شمال خاور بافق و مقایسه آن با کانسار بلایرگ (Bleiberg) در آلپ، فصلنامه علوم زمین، شماره ۷۱، صص. ۶۹ تا ۸۰.
- کریم‌زاده، ف. و آدابی، م. ح.، ۱۳۸۷- توصیف انواع دولومیت در سازند شتری (محدوده کوهبنان) بر اساس مطالعات سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی، با نگرشی بر نقش شیل‌های سازند سرخ‌شیل در تأمین یون منیزیم، فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین، سال ۱۸، شماره ۶۹، صص. ۱۱۰ تا ۱۲۹.
- کمالی فرج‌اله‌زاده، ع.، ۱۳۸۳- تحلیل هندسی و جنبشی گسل کوهبنان (حد فاصل چترود- کوهبنان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس.

References

- Ahn, H. I., 2010- Mineralogy and Geochemistry of the Non-sulfide Zn Deposits in the Sierra Mojada district, Coahuila, Mexico. Published thesis, University of Texas at Austin, 179 p.
- Baerstichi, P., 1957- Messung und Deutung relativer Häufigkeitsvariationen von O18 und C13 in Karbinatgesteinen und Mineralien. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 37, 73-152.
- Boni, M. and Large, D., 2003- Non-sulfide Zinc mineralization in Europe: an overview. Economic Geology 98, 715-729.
- Boni, M., Gilg, H. A., Aversa, G. and Balassone, G., 2003- The "Caldamine" of SW Sardinia (Italy): geology, mineralogy and stable isotope geochemistry of the a supergene Zn-mineralization: Economic Geology, v.98, p. 731-748.
- Boni, M., Gilg, H. A., Balassone, G., Schneider, J., Cameron, R. and Moore, F., 2007- Hypogen Zn Carbonate ores in the Angouran deposit, NW Iran. , Mineral deposita, DOI 10.1007/s001 26-007-0144-4.
- Boni, M., Mondillo, N., Balassone, G., Joachimski, M. and Colella, A., 2013- Zincian dolomite related to supergene alteration in the Iglesias mining district (SW Sardinia): International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch.), v. 102, p.61-71.
- Borg, G., 2009- The role of fault structures and deep oxidation in supergene base metal deposits. In; Titley, S.R (Ed.), Supergene Environments, Processes and Products, Econ, Geol, Spec. Publ 14, pp, 121-132.
- Bowen G., J. and Revenaugh, J., 2003, Interpolating the isotopic composition of modern meteoric precipitation. WATER RE SOURCES RESEARCH, vol., 39, NO. 1299.
- Clauer, N. and Chaudhuri, S., 1992- Isotopic Signatures of Sedimentary Rocks. Lecture Notes in Earth Sciences, v.43. Springer, Berlin, 529pp.
- Clayton, R. M. and Deges, E. T., 1959- Use of C isotope analyses for differentiating fresh-water and marine sediments. AAPG Bull. 42, 890-897.
- Coppola, V., Boni, M. and Gilg, H. A., 2009- Nonsulfide zinc in the Silesia-Cracow district, Southern Poland, Mineral Deposita, 44:559-580
- Dachroth, W. and Sonntag, C., 1983- Grundwasserneubildung und Isotopdatierung in Sudwestafrika / Namibia. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 134, 1013-1041.
- Dachroth, W. and Sonntage, C., 1983- Grundwasserneubildung und Isotopdatierung in Sudwestafrika/ Namibia. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 134, 1023-104.

- Diehl, S. F., Hofstra, A. H., Koenig, A. E., Emsbo, P., Christiansen, W. and Johnson, C., 2010- Hydrothermal zebra dolomite in the Great Basin, Nevada – attributes and relation to Paleozoic stratigraphy, tectonics, and ore deposits: *Geosphere*, v.6, p. 663-690.
- Egon, T., D. and Epstein, S., 1963- Oxygen and Carbon isotope ratios in coexisting calcites and dolomites from recent and ancient sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1964, Vol.28, pp. 23 to 44. Pergamon Ltd. Printed in Northern Ireland.
- Field, C. W and Fifarek, R. H., 1986- Light stableisotope systematics in the epithermal environments . In: B. R. Berger and P.M. Bethke (eds.) *Geology and geochemistry of epithermal systems*. Soc. Econ. Geol., Rev. Economic Geology, vol.2, 99-128.
- Gasparrini, M., Bechstadt, T., Bon, M., 2006- Massive hydrothermal dolomites in the southwestern Cantabrian Zone (Spain) and their relation to the Late Variscan evolution. *Marine and Petroleum Geology* 23: 543-568.
- Gilg, H. A. and Boni, M., 2004- Stable isotope composition on Zn and Pb carbonates; their Role in exploration of non-sulphide ores, in M. Boni, ed., *Publication- Geology Department and Extension Service, University of Western Australia, Australia, University of Western Australia, Geology Department and Extension Service: Perth, Eest. Aust., Australia, p. 361-365*. 5th edition, 244p.
- Gilg, H. A., Boni, M., Hochleitner, R. and Struck, U., 2008- Stable isotope geochemistry of carbonate minerals in supergene oxidation zones of Zn-Pb deposits: *Ore Geology Reviews*, v.33, p. 117-133.
- Gilg, H. A., Struck, U., Vennemann, T. and Boni, M., 2003- Phosphoric acid fractionation factors for smithsonite and cerussite between 25 and 72°: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 67, p. 4049-4055.
- Hitzman, M. W., Reynolds, N. A., Sangster, D. F., Allen, C. R. and Carman, C. E., 2003- Classification, genesis, and exploration guides for nonsulfide Zinc deposits: *Economic Geology*, v.98, p. 685-714.
- Hoefs, J., 2004- *Stable isotope geochemistry*, 5th edition, Springer Verlag, Berlin, pp: 244.
- IAEA, 2008- Isotope Hydrology Information System. The ISOHIS Database. Accessible at: <http://isohis.iaea.org>
- Kerridge, J. F., 1985- Carbon, Hydrogen and nitrogen in carbonaceous chondrites: abundances and isotope compositions in bulk samples. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Voll.49: 1707-1714.
- Knauth, L.P. and Epstein, S., 1976- Hydrogen and oxygen isotope ratios in nodular and bedded cherts. *Geochim. Cosmochim. Acta* 40, 1095-1108.
- Land, L. S., 1985- The origin of massive dolomite. *Journal of Geological Education* 33, 112-125.
- Large, D., 2001- The geology of non-sulfide zinc deposits- an overview. *Erzmetall* 54, 264-276.
- Levesse, G., Gonzalez-Partida, E., Tritalla, J., Camprubl, A., Cienfuegos-Alvarado, E. and Morales-Puente, P., 2003- Fluid characteristics of the world-class, carbonate-hosted Las Cuevas fluorite deposit (San Luis Potosi, Mexico), *Journal of geochemical Exploration* 78-79, 537-543.
- Mondillo, N., 2014- Supergen Nonsulfide Zinc-Lead Deposits: The Examples of Jabali (Yaman) and Yanque (Peru), DOCTORAL THESIS in ECONOMIC GEOLOGY, University Digital Studi di Napoel "FEDRICII", School in Earth Science, 185 p.
- Paradis, S., Simandl, G. J., Keevil, S. H. and Raudsepp, M., 2016- Carbonate-Hosted Nonsulfide Pb-Zn Deposits of the Quesnel Lake District, British Columbia, Canada, [www. 10.2113/econgeo.111.1.179](http://www.10.2113/econgeo.111.1.179).
- Perry, E. C. and Tan, F. C., 1972- Significance of oxygen and carbon isotope variations in early Precambrian cherts and carbonate rock of southern Africa. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 647-664.
- Rezaeian, A., Rasa, I., Amiri, A. and Jafari, M. R., 2013- Geochemistry of Oxygen and Carbon Stable Isotopes in Non Sulfide Zn-Pb Deposits, Case Study: Chah-Talkh non-Sulfide Zn-Pb Deposit (Sirjan-South of Iran), *World Applied Sciences Journal* 24(9): 1163-1171
- Robinson, B. W., 1974- The origin of mineralization at Tui mie, Te Aroha, New Zealand, in the light of stable isotope studies. *Economic Geology* 69, 910-925.
- Schidlowski, M., Eichmann, R. and Junge, C. E., 1975- Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget. *Precambrian Res.* 2, 1-69.
- Shamsipour Dehkordi, R., Kermani, N. and Bagheri, H., 2011- Geothermometric and Isotopic Studies of Kohroyeh Pb Ore deposit (SW Shahreza), *Petrology*, 1st Year, No. 4, p: 35-44.
- Tornos, F. and Sprio, B. F., 2000- The geology and isotope geochemistry of the talc deposits of Puebla de Lillo (Cantabrian Zone, northern Spain). *Economic Geology* 95, 1277-1296.
- Veizer, J. and Hoefs, J., 1976- The nature of $^{18}O/^{16}O$ and $^{13}C/^{12}C$ secular trends in sedimentary rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* 40, 1387-1395.
- Veizer, J., Bruckschen, P., Pawellek, F., Diener, A., Podlaha, O. G., Carden, G. A. F., Jasper, T., Korte, C., Strauss, H., Azmy, K. and Ala, D., 1997- Oxygen isotope evolution of Phanerozoic seawater, *Paleogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology*. 132. 159-172.

Stable C-O isotopes geochemistry of Ahmadabad Zn-Pb-Mo non-sulfide deposit (NW Bahabad)

S. Amani Lari^{1*}, I. Rassa² and A. Amiri³

¹Ph.D. Student, Geology Department, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran; Farhangian University, Tehran, Iran

²Professor, Geology Department, Earth Science Faculty, Shahid Beheshti University; Geology Department, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

³Assistant Professor, Geology Department, Zarand Branch, Islamic Azad University, Zarand, Iran

Received: 2016 April 04

Accepted: 2016 August 27

Abstract

Ahmadabad Zn-Pb deposit is one of the Pb-Zn deposits in the Kouhbanan-Bahabad metallogeny Belt, which is located 10th Km northwest of Bahabad City in the Posht-Badam Block in Central Iran Zone. Ore deposits consist of Zn, Pb, Mo and Sr non-sulfide minerals with large amount of Fe oxide-hydroxide minerals occurred in dolomitic host rock of the Shotori Formation. A quartz-calcite vein accompanies ores in the host rock. This study is focused on C-O isotopic variation in the host rock, quartz-calcite vein and hydrozincite. Isotopic variation of C indicates that the source of carbon is different in the host rock and quartz-calcite vein. The most important source of carbon for hydrozincite formation was carbonate rocks of the area and regarding this aspect this deposit is different from others Zn-Pb non-sulfide deposits that studied in the world. According to oxygen isotopic variation, the temperature for hydrozincite formation was between 14-44°C. The oxygen isotopic variation suggests marine basin water as the source of quartz-calcite vein. The dolomitic host rock was formed in equilibrium with fluids of a mixture of marine and magmatic waters, based on oxygen isotopic variation.

Keywords: Carbon- oxygen isotopes, Zn-Pb-Mo non-sulfide deposit, Ahmadabad deposit.

For Persian Version see pages 73 to 82

*Corresponding author: S. Amani Lari; E-mail: sara.amanilari@yahoo.com