

زمین شیمی و خاستگاه طلای کوهزایی منطقه قلقله کردستان، با استفاده از مطالعات میانبارهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار

بتول تقی‌پور^۱، فرهاد احمدنژاد^{۲*}، محمدعلی مکی‌زاده^۳

۱. استادیار بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز

۲. کارشناسی ارشد بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز

۳. استادیار بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

تاریخ دریافت: ۹۱/۹/۲۰

تاریخ پذیرش: ۹۲/۸/۱۳

چکیده

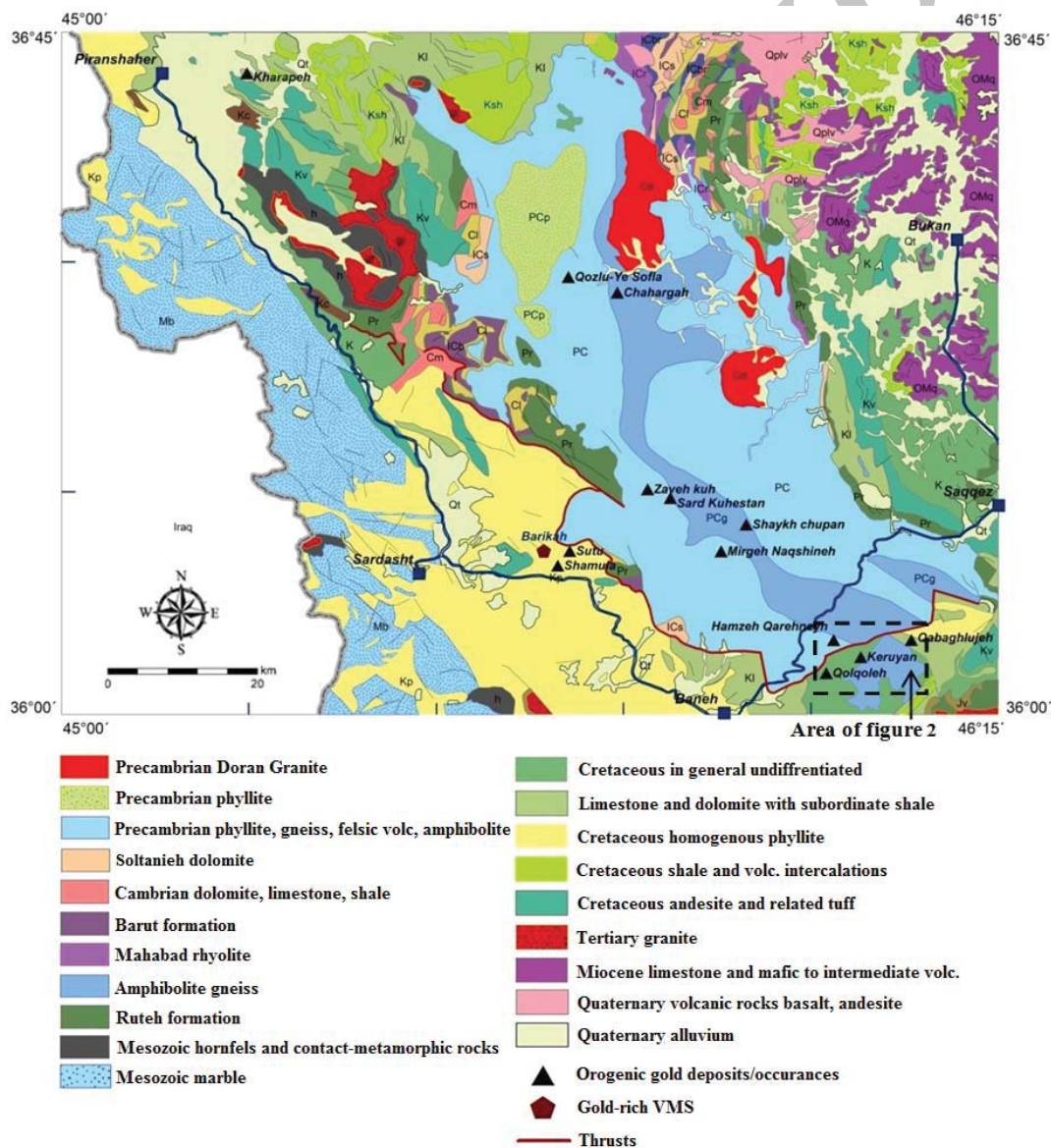
رخداد طلای قلقله، در بخش شمال غربی کمربند دگرگونی سنندج - سیرجان و در ۵۰ کیلومتری جنوب غربی سقز واقع شده است. مجموعه واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه شامل آتشفشانی‌های دگرگون شده اسیدی، کلریت - سریسیت شیبست، سنگ آهک‌های دگرگون شده و توده‌های نفوذی به سن مزوزوئیک می‌باشد که بخش غالب زمین‌شناسی منطقه را تشکیل می‌دهند. این مجموعه تحت تاثیر فازهای دگرگونی حاکم بر زون زمین‌ساختی سنندج - سیرجان دگرریخت شده و در طی آن کانه‌زایی طلا شکل گرفته است. بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان داده است که کانه‌زایی طلا در رگه‌های کوارتز - سولفید رخ داده است. به‌منظور تعیین خاستگاه طلا در منطقه قلقله، مطالعات ریزدماسنجی و ایزوتوپ‌های پایدار بر روی رگه‌های کوارتزی همراه با کانه‌زایی و رگه‌های کوارتزی فاقد کانه‌زایی صورت گرفته است. بر اساس نوع و درصد فازهای موجود در میانبارهای سیال و رفتار ریزدماسنجی آن‌ها، سه نوع میانبار سیال در ذخیره معدنی قلقله تشخیص داده شده است: نوع اول (I) میانبارهای تک فازه آبگین؛ نوع دوم (II) میانبارهای دو فازه آبگین (L+V)، که از نظر دمای همگن شدن در دو گروه جای می‌گیرند: گروه اول با دمای همگن شدن ۲۰۵ تا ۲۵۵ درجه سانتی‌گراد و درجه شوری شوری معادل ۵ تا ۱۳ درصد وزنی نمک طعام و گروه دوم با دمای همگن شدن ۳۳۵ تا ۳۸۵ درجه سانتی‌گراد و درجه شوری معادل ۱۵ تا ۱۹ درصد وزنی نمک طعام؛ نوع سوم (III) میانبارهای سه فازه کربنی - آبگین با دمای همگن شدن ۳۴۵ تا ۳۸۵ درجه سانتی‌گراد و درجه شوری معادل ۹ تا ۱۳ درصد وزنی نمک طعام. همچنین چگالی سیال کانه‌دار، فشار و عمق کانه‌زایی به ترتیب برابر ۰/۷۹ تا ۰/۹۶ گرم بر سانتیمتر مکعب، ۲ کیلومتر و ۷ کیلومتر می‌باشد که نشان دهنده محیط تشکیل میان پوسته‌ای برای ذخیره معدنی قلقله می‌باشد. مقادیر $\delta^{18}O$ و δD مربوط به سیالات کانسنگ‌ساز (رگه‌های کوارتز - سولفید) به ترتیب محدوده‌ای از ۷/۲% تا ۸% و ۳۵/۲۷% تا ۴۰/۲۳% - را نشان می‌دهند. با توجه به جایگاه زمین‌شناختی ذخایر معدنی قلقله، نسبت‌های موجود، بیانگر یک سیال دگرگونی می‌باشد که با آب‌های جوی آمیختگی پیدا نموده است. تغییر شرایط از فشارشی به کششی همراه با گرادبان زمین گرمایی که بطور پوسته‌ای در حال افزایش بوده، باعث تحرک دوباره مقادیر قابل توجهی سیالات دگرگونی شده است که آمیختگی سیالات بالارو ناشی از فعالیت کوهزایی و سیالات پایین‌رو جوی سبب نهشت طلا توسط کانی‌های سولفیدی شده است.

واژه‌های کلیدی: ایزوتوپ پایدار، رگه کوارتز، طلای کوهزایی، قلقله، میانبار سیال

مقدمه

Hage-) Spooner, 1989)، آب‌های جوی که به اعماق نفوذ کرده (Hage-Cam-) mann et al., 1994)، سیالات غنی از CO₂ بالا آمده از جبهه (eron, 1989; Colvine, 1989) و در نهایت سیالات با منشا خارجی یا سیالات مشتق شده از ورقه‌های فرو رونده (Breeding, et al., 2003) را مسئول کانه‌زایی در این تیپ قلمداد می‌کنند. بجز کانسار طلای موته، کانسارهای طلای کوهزایی مهمی در ایران شناسایی نشده است، با این وجود در سال‌های اخیر چندین رخداد طلای کوهزایی در بخش شمال غربی پهنه سندانج - سیرجان شناسایی شده که نشان دهنده پتانسیل قابل توجه این پهنه در اکتشاف ذخایر مشابه می‌باشد. موقعیت و محل دقیق این رخدادهای (کرویوان، قبقلوچه، خراپه، میرگه نقشینه، زاوه کوه، ابراهیم حصار، قلقله و غیره) در شکل ۱ نشان داده شده است. مطالعات قبلی صورت گرفته بر روی کانسار طلای قلقله به بررسی

کانسارهای طلای کوهزایی ارتباط تنگاتنگی با بلوک‌های پوسته میانی دگرگون و دگرشکل شده دارند (Goldfarb et al., 2001). این کانسارها اپی‌ژنتیک بوده و بر اساس شرایط دما-فشار، آن‌ها را می‌توان به سه زیررده: اپی زونال، مزوزونال و هیپوزونال تقسیم کرد (Groves et al., 1998; Groves et al., 2000; Goldfarb et al., 2005). علی‌رغم بررسی‌های گسترده بر روی این تیپ از ذخایر منشاء طلا، سیالات و سازوکارهای نهشت هنوز بحث برانگیز می‌باشد، برخی مطالعات نشان می‌دهد که سیالات مسئول برای تشکیل کانسارهای طلای کوهزایی سیالات آبدار آزاد شده طی دگرگونی می‌باشد (Goldfarb et al., 1991; Phillips and Powell, 1993; McCuaig and Kerrich, 1998) در حالیکه برخی دیگر از محققین سیالات گرمایی - ماگمایی (Burrows and



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده شده سقز - سردشت - پیرانشهر با تغییرات (EftekhariNezhad, 1973). موقعیت تمام رخدادهای طلای ناحیه سقز - سردشت - پیرانشهر در نقشه مشخص گردیده است.

نشان می‌دهد که یک کمر بند از سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در بخش شمالی سنندج - سیرجان بین نهاوند و ارومیه توسعه یافته است. این کمر بند به طول ۲۰۰-۳۰۰ کیلومتر و عرض ۱۵-۲۰ کیلومتر با روند شمال غرب - جنوب شرق به موازات تراست اصلی زاگرس کشیده شده است (Mohajjel et al., 2003; Azizi and Moinevaziri, 2009). بررسی‌های صورت گرفته در منطقه نشان دهنده وقوع سه مرحله دگرشکلی در منطقه می‌باشد. بر اساس پژوهش‌های صورت گرفته (Aliyari et al., 2009)، اولین مرحله دگرشکلی (D1)، فاز ترمودینامیکی بوده که سبب دگرگون و دگرشکل شدن واحدهای رخنمون یافته در منطقه شده است. این فرآیند سبب گسترش برگواره نسل اول در سنگ آهک‌های دگرگون شده، آتشفشانی‌های دگرگون شده و شیست‌ها شده است. مرحله دوم دگرشکلی (D2)، مهمترین مرحله دگرشکلی در منطقه بوده و در سرتاسر بخش شمال غربی پهنه سنندج - سیرجان قابل تشخیص می‌باشد و بر روی واحدهای دگرگونی مزوزوئیک شامل رسوبات کرتاسه با درجه دگرگونی اندک و سکانس‌های آتشفشانی تاثیر گذاشته است (Mohajjel, 1997). دگرشکلی D2 نتیجه برخورد قاره Afro-Arabian با جنوب غرب ایران مرکزی (زون سنندج - سیرجان) در اواخر کرتاسه می‌باشد (Alavi, 1994 and 2004) که نتیجه آن توسعه قابل توجه فابریک‌های میلوبیتی در سنگ‌های تبلور یافته و تشکیل شده طی دگرشکلی D2 می‌باشد. همچنین چین‌های F2 به فراوانی در سنگ‌های آتشفشانی و سنگ آهک‌های دگرگون شده و به میزان کمتری در کوارتزیت‌ها و فیلیت‌ها دیده می‌شود (Aliyari et al., 2009). در مرحله نهایی (D3)، دگرشکلی شکننده، فرآیند تکنونیک غالب بوده و عامل اصلی ایجاد ساختارهای کنونی منطقه می‌باشد. طی این مرحله بالا آمدگی سبب ایجاد شکستگی‌ها، درزه‌ها و گسل‌ها شده، و ساختارها و فابریک‌های متنوعی ایجاد نموده است. در ارتباط با تاثیر این دگرشکلی‌ها بر سایر رخدادها و کانسارهای موجود در بخش شمال غرب سنندج - سیرجان باید به این نکته توجه کرد که این دگرشکلی‌ها ساختار غالب در این بخش از سنندج - سیرجان بوده و این فازهای دگرشکلی در کرویان (حیدری، ۱۳۸۳)، زینون جیان و خراپه (Niromand et al., 2011)، بققلوجه (Nosratpoor, 2008) و سایر رخدادها موجود در زون سفز - سردشت - پیرانشهر گزارش شده است. بر اساس (Niromand et al., 2011)، سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی دگرگون شده کرتاسه زون سفز - سردشت - پیرانشهر میزان کانه‌زایی طلا در بخش شمال غربی پهنه سنندج - سیرجان می‌باشند این واحدها تحت تاثیر دگرگونی در حد رخساره شیست سبز قرار گرفته‌اند.

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

رخداد طلای قفله، در بخش شمال غربی کمر بند دگرگونی سنندج - سیرجان و در ۵۰ کیلومتری جنوب غربی سفز، با مختصات "۰۸' ۰۶" ۶۰° عرض جغرافیایی و "۰۸' ۰۸" ۳۶° طول جغرافیایی واقع شده است (شکل ۲). واحدهای سنگی رخنمون

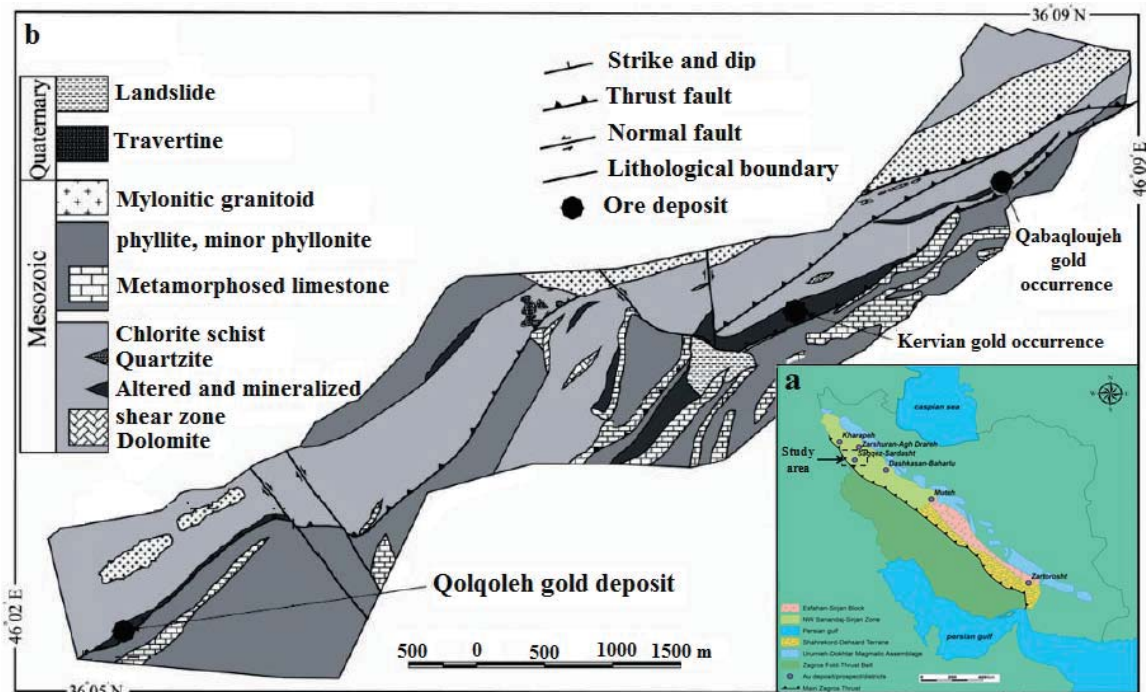
جنبه‌های گوناگون کانه‌زایی طلا توسط روش ایزوتوپ‌های پایدار (Aliyari et al., 2009)، بررسی زمین شیمی زون‌های دگرسان و پهنه‌های برشی با تاکید بر رفتار عناصر کمیاب خاکی (تقی پور و احمدنژاد، ۱۳۹۱) و بررسی زمین شیمی دگرسانی‌های گرمایی به کمک تغییرات عناصر فرعی و کمیاب خاکی (Aliyari et al., 2012) پرداخته شده است.

بکارگیری روش میانبارهای سیال در مطالعه خاستگاه ذخایر در چند دهه اخیر بسیار متداول گشته و در بسیاری از موارد اساس نظریه‌های موجود در این ارتباط را دگرگون ساخته است. یکی از مشخصه‌های میانبارهای سیال در محیط‌های دگرگونی، حضور محتوای بالای CO₂ در این گونه از میانبارهاست (Touret and Di-etvorst, 1983). به اعتقاد (Robb, 2005)، بخش مهمی از ذخایر طلا مرتبط با سیالات آبگین-کربنی (ترکیبی آمیخته از H₂O-CO₂) ناشی از دگرگونی می‌باشند که در گذشته از آن‌ها تحت عنوان طلای مزوترمال یاد می‌شد. امروزه اطلاعات بسیار اندکی در ارتباط با نقش CO₂ در انتقال و نهشت طلا در کانسارهای طلای کوهزایی وجود دارد، با این وجود برخی محققین بر نقش غیر مستقیم CO₂ در انتقال و نهشت طلا و تغییرات pH محیط تاکید دارند (Lowenstern, 2001; Phillips and Evans, 2004; Lai and Chi, 2007; Klein and Fuzikawa, 2010).

در این مقاله زمین شیمی و خاستگاه طلای کوهزایی منطقه قفله با استفاده از روش مطالعه ریزدماسنجی میانبارهای سیال، منشأ CO₂ و نقش آن در کانه‌زایی طلا بررسی می‌شود. همچنین با استفاده از مطالعات ایزوتوپ‌های پایدار؛ منشأ سیالات موثر در کانه‌زایی مشخص و در نهایت مدل چگونگی نهشت طلا در پهنه برشی قفله ارائه می‌شود.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

پهنه سنندج - سیرجان که ذخیره معدنی قفله در آن واقع شده است، طی فرورانش پوسته اقیانوس نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران و نهایتاً برخورد سکوی قاره عربی به صفحه ایران در کرتاسه - تریاسی شکل گرفته است (Berberian and King, 1981; Mohajjel et al., 2003). این پهنه که میزان کانسار طلای قفله می‌باشد با طول تقریبی ۱۵۰۰ کیلومتر و عرض ۱۰۰-۱۵۰ کیلومتر از سنندج در شمال غرب به سیرجان در جنوب غرب گسترش یافته است. واحدهای سنگی پالئوزویک و مزوزوئیک سنندج - سیرجان طی کوهزایی زاگرس به شدت دچار دگرشکلی و دگرگونی شده‌اند (Alavi, 1994; Berberian, 1995). بر اساس (Eftekhar Nezhad and Ghasemi and Talbot, 2006), (1981) می‌توان پهنه سنندج - سیرجان را به ۲ بخش تقسیم کرد: ۱) رسوبات دگرشکل شده تریاس بالایی و سنگ‌های دگرگون شده ژوراسیک زیرین در بخش جنوب شرقی، ۲) کمربندی از سنگ‌های نفوذی فلسیک، آتشفشانی‌های دگرگون شده و فیلیت‌ها در بخش شمال غربی پهنه سنندج - سیرجان، که در اواخر کرتاسه تحت تاثیر دگرشکلی قرار گرفته‌اند. مطالعات اخیر (Azizi and Moinevaziri, 2009)،



شکل ۲. (a) جایگاه زمین ساختی کانسار طلای قلقله در پهنه دگرگونی سنج - سیرجان، (b) نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه (با تغییرات Mohajjel, 2000).

جهت یابی و خرد شدگی پورفایروکلاست ها افزایش می یابد، از سوی دیگر شدت فرآیند دگرسانی ارتباط تنگاتنگی با دگرشکلی دارد به شکلی که شدت دگرسانی های سیلیسی و سولفیدی و کربناتی که حاصل از واکنش سیال با سنگ دیواره در واحدهای به شدت دگرشکل شده افزایش می یابد (Aliyari et al., 2009).

روش مطالعه

به منظور بررسی ویژگی های فیزیکوشیمیایی سیال کانه دار و بررسی روند تغییرات شیمیایی و دمایی سیال کانه ساز طی نهشت طلا، از هر دو نوع رگه کوارتز (رگه های کوارتز - سولفید طلا دار هم روند با برگواره میلونیتی و رگه های کوارتز - کلسیت متقاطع با برگواره میلونیتی) موجود در پهنه برشی دگرسان و کانه دار، تعداد ۸ مقطع دوبرصیقل تهیه گردیده و مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال بر روی آن ها صورت گرفته است. کانه زایی طلا به رگه های سیلیسی - سولفیدی طلا دار محدود می شود از کانی کوارتز جهت مطالعات میانبارهای سیال استفاده شده است و در حین نمونه برداری با توجه به نتایج بررسی های زمین شیمیایی سعی گردیده تا نمونه های کوارتز مربوط به بخش های پرعیار انتخاب گردد.

اندازه گیری ها با استفاده از صفحه گرم کننده و منجمدکننده Linkham THMS600 نصب شده بر روی میکروسکوپ پلاریزان با مدل Zeiss و مجزا به Stage در دو مقطع زمانی در دانشگاه اصفهان و همچنین موسسه تحقیقات مواد معدنی انجام گرفته است. دامنه دمایی دستگاه ۱۹۰- تا ۶۰۰+ درجه سانتی گراد است. به منظور جلوگیری از ترکیدن میانبارهای سیال در طی گرمایش، ابتدا فرآیند

یافته در منطقه مورد مطالعه نیز شامل آتشفشانی های دگرگون شده اسیدی، نفوذی های گرانیتی و گرانودیوریتی، کلریت - سریسیت شیبست ها و سنگ آهک های دگرگون شده به سن مزوزویک می باشد که تا حد رخساره شیبست سبز دگرگون شده اند (شکل ۲). این مجموعه تحت تاثیر پهنه های برشی شکل پذیر- شکنا با روند NE-SW با شیب N50-60E قرار گرفته اند و دچار دگرشکلی شده، به گونه ای که واحدهای سنگی مختلف شدت دگرشکلی یکسانی نداشته و از واحدهای کمتر دگرشکل شده تا واحدهای میلونیتی و الترامیلونیتی در منطقه قابل مشاهده است. حضور واحدهای گنایس و گرانیت گنایس در محدوده کانسار و به طور کلی جنوب و جنوب غربی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ از مشخصات بارز منطقه مورد مطالعه می باشد. در بسیاری از نقاط برگوارگی آن ها موازی گسل های اصلی و ساختار های کلی منطقه است. از مهمترین دگرسانی های موجود در منطقه می توان به سریسیتی شدن، کلریتی شدن، کربناتی شدن، سولفیدی شدن و سیلیسی شدن اشاره کرد (تقی پور و احمدنژاد، ۱۳۹۱). تمرکز کانه زایی طلا در منطقه قلقله در پهنه ای به طول ۲ کیلومتر و پهنای متوسط ۲۵۰ متر با ژئومتری عدسی شکل در راستای پهنه برشی رخ داده است. مهمترین واحد میزبان طلا در پهنه برشی قلقله سنگ های آتشفشانی دگرگون شده (متاولکانیک ها) می باشد که در بررسی های میکروسکوپی دو نوع دانه بندی پورفایروکلاست و زمینه در آن ها تشخیص داده شده است و می تواند شاخصی بر میزان دگرشکلی در منطقه باشد، به گونه ای که با نزدیک شدن به واحدهایی با دگرریختی شدیدتر (میلونیتی - الترامیلونیتی) تفاوت در اندازه پورفایروکلاست ها و زمینه کمتر می شود و میزان

بخش‌های جنوبی پهنه برشی مورد مطالعه کاملاً توسط این واحدها پوشیده شده است. از لحاظ کانی‌شناسی، این واحد عموماً از کانی‌های کوارتز، سریسیست، بیوتیت و پلاژیوکلاز تشکیل شده است و به علت حضور گسترده کانی‌های خانواده میکا ظاهری متورق دارد. فیلیت‌ها همراه با میان لایه‌های آهک بلورین در مقیاس کوچک رخنمون چین‌خوردگی نشان می‌دهند. برگوارگی مشاهده شده در این واحدها هم‌روند با سطح محوری چین‌ها و پهنه برشی منطقه مورد مطالعه، دارای امتداد شمال شرق - جنوب غرب می‌باشد. واحدهای مذکور از لحاظ سنی متعلق به کرتاسه می‌باشند، که مرز زیرین این واحدها به خوبی مشخص نیست، اما مرز بالایی آن‌ها به آهک‌های دگرگون شده و آهک‌های دولومیتی ختم می‌گردد.

آهک‌های دگرگون شده

آهک همانند دیگر واحدهای منطقه تحت تاثیر فرآیند دگرگونی به آهک‌های بلورین تبدیل شده است، آهک‌های بلورین، ضخیم لایه تا متوسط لایه و توده‌ای بوده و گاهی به شکل متناوب با واحدهای فیلیتی دیده می‌شوند. آهک در برخی موارد دارای ناخالصی‌های شیلی می‌باشد. تاثیر دگرشکلی بر روی واحدهای مذکور به صورت چین‌خوردگی، شکستگی و گاه تورق دیده می‌شود. به نظر می‌رسد که عدم وجود فیسل در این واحدها، ناشی از فرآیند دگرشکلی و تاثیر آن بر واحد مذکور باشد. حد زیرین آهک‌های دگرگونی در منطقه فیلیت‌ها و حد بالایی آن‌ها به سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی دگرگون شده ختم می‌گردد. گذر از سنگ‌های دگرگونی (فیلیت‌ها) به آهک‌های دگرگون شده و آهک‌ها به سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی دگرگون شده، ظاهراً هم شیب بوده و شواهدی بر دگرشکلی در آن‌ها دیده نمی‌شود.

کلریت - سریسیست شیبست

رخنمون سنگی این واحدها به‌طور گسترده‌ای در شمال محدوده معدنی مورد مطالعه قرار دارد. واحدهای واقع در محدوده کمر بالای پهنه برشی نیز به شکل وسیعی از سریسیست - کلریت شیبست‌ها تشکیل شده‌اند. ویژگی‌هایی چون شیبست‌زیته بسیار واضح و تاثیر فرآیند دگرشکلی و میلوئیتی شدن نسبی آن‌ها سبب شده تا به راحتی بتوان این واحدها را از واحدهای مجاور خود تشخیص داد. از مهمترین دگرسانی‌های مشاهده شده در این واحدها می‌توان به کلریتی، سریسیستی و سیلیسی شدن اشاره کرد. براساس بررسی‌های میکروسکوپی مهمترین کانی‌های تشکیل دهنده این تیپ از سنگ‌ها شامل کوارتز، بیوتیت، فلدسپات، کلریت، سریسیست و کلیست می‌باشد.

سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده

این واحدها در شمال روستای قلقله گسترش قابل توجهی دارند و در محدوده معدنی میزبان اصلی رگه‌های کوارتز - سولفید

سرمایش بر روی آن انجام پذیرفته است. علاوه بر این به منظور حصول اطمینان از دقت مشاهده رفتار ذوب، نرخ گرمایش به آهستگی صورت پذیرفته است ($0.2^\circ\text{C}/\text{min}$). در حالیکه به‌منظور جلوگیری از ثبات بخشی، آهنگ سرمایش بالا بوده است. برای تمام دماهای حاصل از ذوب نهایی CO_2 ، دقت ± 0.1 بوده است. در این بررسی‌ها با توجه به آن که دگرشکلی ممکن است سبب پدیده‌های تغییر میانبارهای سیال بعد از بدام افتادن از قبیل گردن‌دار شدن، نشست جزئی و کلی، آبشویی انتخابی و یا انتشار برخی متشکله‌ها گردد، سعی شده است برای کاهش اثرات ناشی از این پدیده، از مطالعه این گونه‌ها میانبارهای سیال و بطور کلی بخش‌های کوارتزی به‌شدت دگرشکل شده اجتناب به‌عمل آید.

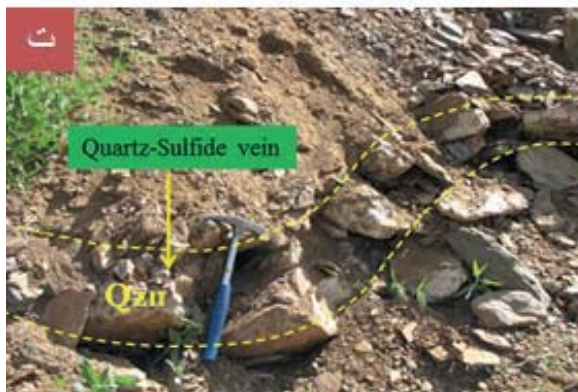
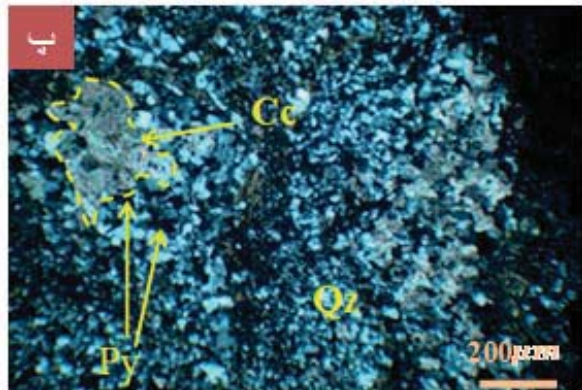
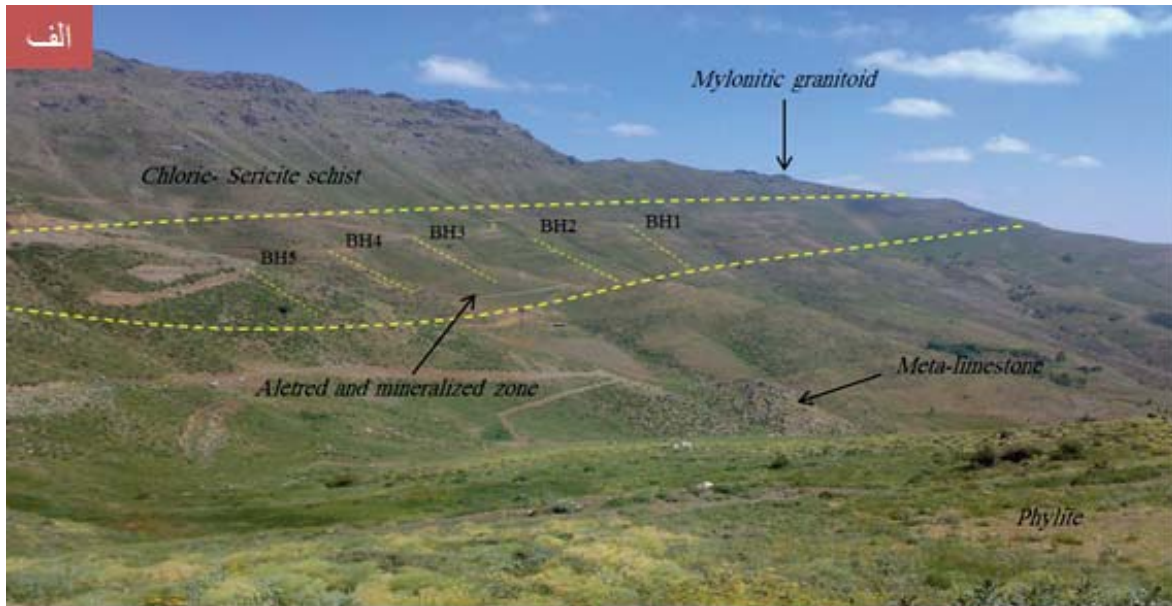
به‌منظور بررسی و مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و هیدروژن نیز تعداد ۴ نمونه کوارتز شامل ۲ نمونه از رگچه‌های کوارتز - سولفیدی هم‌روند با برگوارگی میلوئیتی منطقه (همراه با کانه‌زایی) و ۲ نمونه از رگچه‌های کوارتز - کلسیت متقاطع با برگواره میلوئیتی (فاقد کانه‌زایی یا همراه با کانه‌زایی ضعیف) مورد آنالیز قرار گرفت که کوارتز موجود در این رگه‌ها به دانه‌هایی با اندازه $0.1 - 0.5$ میلی متر خرد شدند. آنالیزهای ایزوتوپی در آزمایشگاه ایزوتوپ‌های پایدار دانشگاه کورنل آمریکا صورت پذیرفته است. دقت و صحت خارجی آنالیزها برابر با $\pm 0.2\%$ بوده است. رگه‌های کوارتز - سولفید طلادار، در متاولکانیک‌های کانه‌دار و دگرسان و رگه‌های کوارتز - کلسیت در متاولکانیک‌های فاقد کانه‌زایی یا با کانه‌زایی اندک به‌منظور بررسی ایزوتوپ اکسیژن مورد آنالیز قرار گرفته است. آنالیز ایزوتوپ هیدروژن بر روی میانبارهای سیال استنتاج شده از رگه‌های کوارتز انجام شده است. ترکیب ایزوتوپ اکسیژن و دوتریم از کانی‌های سیلیکاتی توسط روش‌های Clayton and Mayeda (1963) و Brothwick and Harmon (1982) محاسبه شدند. در طی آزمایش تقریباً ۱۰ میلی گرم از هر نمونه در یک لوله واکنش نیکل با 170 (torr) از BrF_5 در دمای 400°C در حداقل ۱۴ ساعت واکنش پیدا کرده است. O_2 آزاد شده در حضور گرافیت به CO_2 تبدیل شد. CO_2 جمع‌آوری شده توسط طیف‌سنج جرمی آنالیز گردید که مقادیر گزارش شده با توجه به استاندارد SMOW محاسبه شده است.

بررسی روابط صحرایی و سنگ‌نگاری منطقه

واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه شامل فیلیت با میان لایه‌های آهک دگرگون شده، سنگ آهک‌های دگرگون شده، کلریت - سریسیست شیبست، آتشفشانی دگرگون شده و توده‌های نفوذی می‌باشند (شکل ۳ الف). با توجه به اینکه مطالعات پتروگرافی به‌طور کامل مورد بررسی قرار گرفته است (تقی پور و احمدنژاد، ۱۳۹۱) در اینجا فقط به شرح مختصر واحدهای سنگی پرداخته می‌شود:

فیلیت‌ها با میان لایه‌های آهک دگرگون شده

این واحدها گسترش قابل توجهی در منطقه داشته به‌طوری‌که



شکل ۳. الف) نمایی از واحدهای موجود در منطقه (دید به سمت شمال شرق)، ب-پ) نمونه دستی و میکروسکوپی رگه کوارتز- کربنات، ت- ث) رخنمون رگه‌های کوارتز- سولفید در امتداد پهنه برشی همراه با نمونه میکروسکوپی.

مذکور عمدتاً از کانی‌های کوارتز، فلدسپات، سریسیت، کلریت، بیوتیت، مسکویت و اپیدوت تشکیل شده‌اند، کانی‌های اولیه تحت تاثیر عوامل دگرگونی و دگرشکلی، دچار تبلور مجدد و جهت‌یافتگی حاصل نموده‌اند، به‌طوریکه در نمونه‌های دستی جهت‌یافتگی کانی‌های مافیک (بیوتیت، کلریت) و کانی‌های فلسیک (کوارتز - فلدسپات) کاملاً مشهود بوده و باعث نمایش برگوارگی در سنگ شده است.

طلادار و رگه‌های کوارتز - کلسیت بوده و بخش عمده‌ای از پهنه برشی را به خود اختصاص داده‌اند. علاوه بر آن توده‌های رخنمون یافته در کمر بالای پهنه برشی و قله‌های مرتفع آن که دارای ریخت‌شناسی خشن و رنگ سبز تیره تا سیاه بوده نیز جزئی از همین آتشفشانی‌های دگرگون شده موجود در محدوده معدنی می‌باشد. در گزارش‌های زمین‌شناسی قبلی، از این واحدها به عنوان گنایس نام برده شده است. از لحاظ کانی‌شناسی، واحدهای

دگرشکل شده (الترامیلونیتی) افزایشی از ۳ ppm به ۵ ppm را نشان می‌دهد.

توده‌های نفوذی

توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی نیز از جمله واحدهای رخنمون یافته در بخش کمر بالای پهنه برشی می‌باشد که روند گسترش آن‌ها هم‌روند با دیگر واحدهای رخنمون یافته در منطقه شمال شرق - جنوب غرب می‌باشد این توده‌ها بیشتر واحدهای منطقه را بریده و آن‌ها را بازبلوریده و دگرگون کرده‌اند، ولی کانی‌سازی مهمی در نتیجه این نفوذ روی نداده است. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آن‌ها اغلب شامل کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، میکروکلین، بیوتیت، سریسیت و مسکویت می‌باشد که جهت یافتگی فلدسپارها در آن‌ها بیشتر مشهود است. ترکیب توده‌های نفوذی در محدوده گرانیتی، گرانودیوریتی، دیوریتی و گاهی مونزیتی قرار می‌گیرد. از مهمترین بافت‌های موجود در این سنگ‌ها می‌توان به بافت‌های آنتی‌پرتیتی، مورتار و کاتاکلاستیک اشاره کرد.

بررسی‌های سنگ‌نگاری بر روی این واحدهای سنگی نشان دهنده کانی‌شناسی ساده این واحدها می‌باشد. عمده‌ترین کانی‌های مشاهده شده عبارتند از: کوارتز، فلدسپات، میکا، اپیدوت، کلریت، کائولینیت و کربنات. بر اساس بررسی‌های هندسی، بافتی و روابط کانیایی، رگه‌های کوارتز موجود در پهنه برشی قلقله را می‌توان به دو گروه هم‌روند با برگواره میلونیتی (رگه‌های کوارتز - سولفید) و متقاطع با برگواره میلونیتی (رگه‌های کوارتز - کربنات) تقسیم کرد.

رگه‌های کوارتزی هم‌روند با برگواره میلونیتی (رگه‌های کوارتز - سولفید)

این تیپ از کوارتزها بیشترین گسترش را در ارتباط با پهنه‌های برشی کانه‌دار داشته و در واحدهای آتشفشانی دگرگون شده که میزبان اصلی کانه‌زایی در منطقه هستند، حضور گسترده‌ای دارند. این رگه‌ها در امتداد پهنه‌های برشی منطقه (NW-SE) تشکیل شده‌اند. رگه‌هایی که این کوارتز در آن قرار دارند از لحاظ کانی‌شناختی ترکیبی از کوارتزهای سفید و خاکستری (۶۵٪)، فلدسپار (۱۵٪)، بیوتیت - سریسیت (۱۰٪)، سولفیدها (۵٪) و همچنین مقادیری کلریت و دیگر کانی‌های کدر می‌باشد. این رگه‌ها که محصول فرآیند سیلیسی شدن هستند به‌صورت لامینه‌هایی در امتداد برگواره میلونیتی و غالب منطقه دیده می‌شوند و شاخص بسیار خوبی بر میزان دگرشکلی موجود در منطقه می‌باشند به‌گونه‌ای که با نزدیک شدن به بخش‌های داخلی تر رگه‌های پهنه برشی، شدت، دگرشکلی، برگوارگی و میزان کوارتز افزایش می‌یابد (شکل ۳- ت و ث). بیشترین کانه‌زایی طلا همراه با این تیپ از کوارتزها صورت گرفته و مقادیر سولفیدها همراه با این کوارتزها به بیشترین مقدار خود رسیده است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که میزان دگرشکلی ارتباط تنگاتنگی با رگه‌های کوارتز- سولفید و مقادیر طلای موجود در آن‌ها دارد، به گونه‌ای که مقدار طلای موجود در این رگه‌ها از بخش‌های خارجی تر پهنه برشی که دگرشکلی کمتری را متحمل شده (پروتومیلونیتی) به سمت بخش‌های داخلی تر که به‌شدت

رگه‌های کوارتزی متقاطع با برگواره میلونیتی (رگه‌های کوارتز - کربنات)

این تیپ از کوارتزها بیشتر در مناطق اتساعی جایگیری کرده‌اند و به شکل توده‌ای رخ می‌دهند. کانی‌شناسی رگه‌ها شامل کوارتز (۶۰٪)، کربنات (۱۵٪)، سریسیت - بیوتیت (۱۰٪)، کانی‌های سولفیدی (>۵٪) و مقادیری فلدسپار، کلریت و دیگر کانی‌های کدر می‌باشد. هم‌زمان با جانشینی، سیلیس با سنگ میزبان آهنی که میزبان مناسبی برای جانشینی می‌باشد، تبادل یونی انجام داده و به تدریج جانشین کلیست شده است (شکل ۳- ب و پ). مطالعات صورت گرفته بر روی این تیپ حاکی از تشکیل آن‌ها در مرحله نهایی برخورد و نقش بیشتر سیالات جوی در مقایسه با سیالات دگرگونی و نهایتاً دمای پایین (۲۰۵ - ۲۵۵ °C) تشکیل این رگه‌ها می‌باشد که خود عاملی بر پایین بودن مقادیر سولفید و فقدان کانه‌زایی قابل توجه در این مرحله می‌باشد.

مطالعه میانبارهای سیال سنگ‌نگاری میانبارهای سیال

بررسی‌های سنگ‌نگاری را باید اولین گام در جهت مطالعه میانبارهای سیال به حساب آورد. هدف اصلی این مطالعات، شناسایی و تفکیک پدیده‌های سیال مورد نظر و تعیین زمان نسبی آن می‌باشد. طی این مرحله، مشخصات نوری میانبارهای سیال از قبیل شکل و ابعاد میانبارهای سیال، محتویات میانبارها (جامد، مایع، گاز)، نوع میانبارهای سیال (اولیه و ثانویه)، درجه پرشدگی و پدیده‌های تغییر میانبارهای سیال بعد از بدام افتادن مورد بررسی قرار می‌گیرد.

همانگونه که قبلاً ذکر شد مطالعه میانبارهای سیال بر روی هر دو نوع رگه کوارتز طلا دار و فاقد کانه‌زایی طلا (گاهی با مقادیر بسیار اندک) صورت گرفته است. بر اساس نوع و درصد فازهای موجود در میانبارهای سیال (Shepherd et al., 1985) و رفتار ریزدماسنجی آن‌ها، سه نوع میانبار سیال در ذخیره معدنی قلقله تشخیص داده شده است: نوع اول (I) میانبارهای تک فازه آبگین، نوع دوم (II) میانبارهای دو فازه آبگین (L+V)، و نوع سوم (III) میانبارهای سه فازه آبگین - کربنی (L+L+V). از لحاظ آماری، میانبارهای نوع دوم (II) فراوان‌ترین انواع میانبارهای سیال هستند. پس از آن‌ها میانبارهای نوع اول (I) و نوع سوم (III) فراوانی کمتری دارند. در این میانبارها هیچ نوع فاز کانیایی دختر دیده نمی‌شود.

نوع اول (I) میانبارهای سیال تک فازه آبگین

این نوع از میانبارهای سیال، از یک فاز آبگین تشکیل شده و معمولاً به شکل‌های کروی و نامنظم دیده می‌شوند و در بیشتر موارد از یک فاز غنی از مایع تشکیل شده است، اما در مواردی

طلادار و هم در رگه‌های کوارتز - کلسیت فاقد کانه‌زایی دیده می‌شوند (شکل ۴- پ و ت).

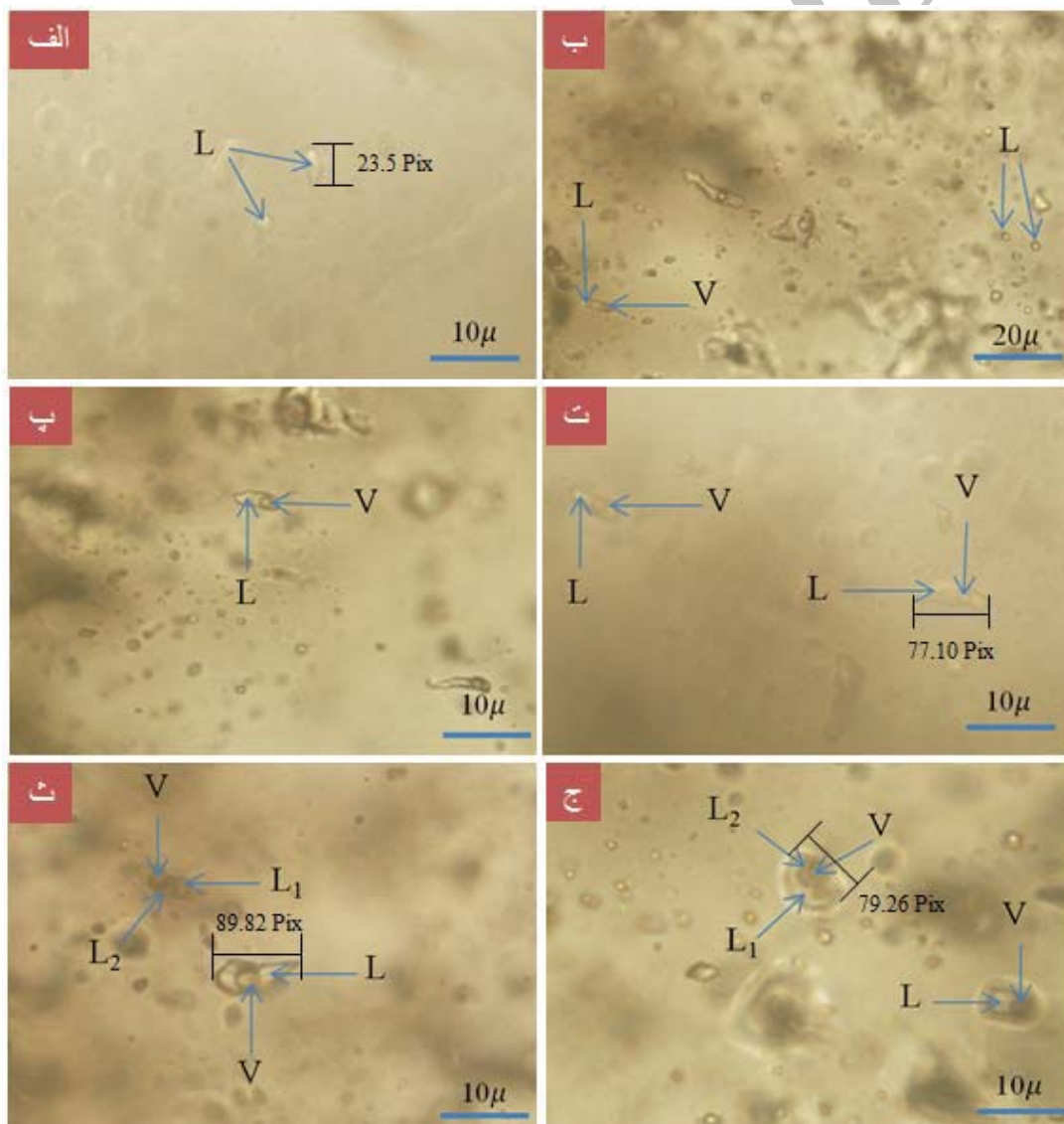
نیز میانبراهای تک فازی غنی از بخار می‌باشد. اندازه آن‌ها بین ۳ تا ۸ میکرون می‌باشد. این تیپ از میانبراهای در هر دو رگه کوارتز مورد مطالعه حضور دارند (شکل ۴- الف و ب).

نوع سوم (III) میانبراهای سه فازه کربنی - آبگین (L+L+V)

این دسته از میانبراهای سیال در دمای اتاق ۳ فازه به نظر می‌رسد و حاوی یک حباب کوچک بخار هستند که تقریباً ۳۰٪ از حجم کل میانبار را اشغال کرده است. این تیپ از میانبراهای سیال با اندازه‌ای بین ۵ الی ۱۵ میکرون تنها در رگه‌های کوارتز - سولفید طلادار مشاهده شده است. تعداد این میانبراهای نسبت به دو تیپ قبلی از فراوانی کمتری برخوردار است. از لحاظ شکل ظاهری بیشتر به شکل‌های گرد و تخم‌مرغی شکل دیده می‌شود (شکل ۴- ث و ج).

نوع دوم (II) میانبراهای سیال دو فازه آبگین (L+V)

این تیپ از میانبراهای سیال توسط وجود یک حباب بخار در یک مایع آبگین در دمای اتاق مشخص می‌گردد و بیشتر حجم میانبراهای سیال را تشکیل می‌دهند. بخش عمده مطالعات ما هم بر روی همین میانبراهای صورت گرفته است. در این تیپ از میانبراهای میانبراهای غنی از مایع بسیار رایج‌تر بوده و فاز بخار حدود ۲۵٪ الی ۴۰٪ حجم کل میانبراهای را به خود اختصاص می‌دهد. از لحاظ شکل ظاهری نیز، به شکل‌های گرد، مستطیلی، کشیده، تخم‌مرغی شکل و نامنظم و به ابعاد ۴ الی ۱۸ میکرون دیده می‌شوند. این میانبراهای هم در رگه‌های کوارتز - سولفید



شکل ۴. الف- ب) میانبراهای تک فازه آبگین، پ- ت) میانبراهای سیال دو فاز آبگین (L+V)، ث- ج) میانبراهای سیال دو فاز آبگین (L+V) و میانبراهای سه فازه کربنی - آبگین (L+L+V).

(1983) Touret and Dietvorst استفاده شده است.

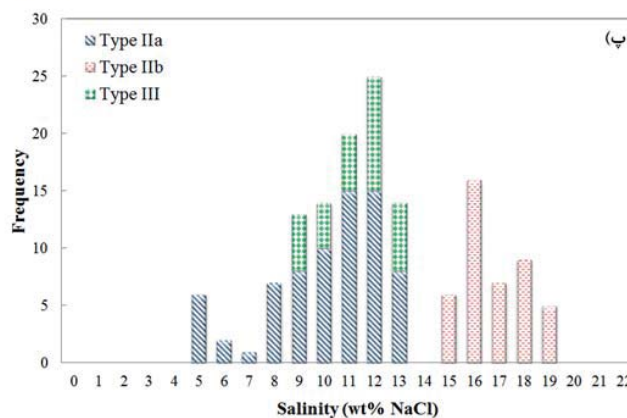
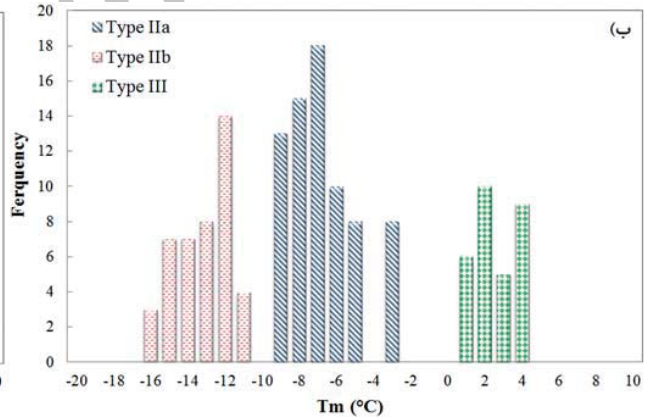
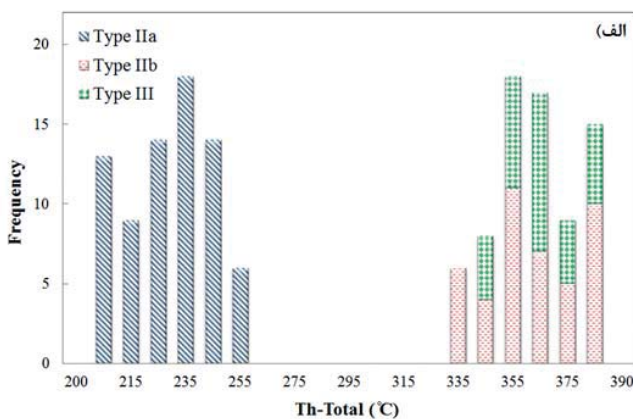
در مطالعه میانبارهای سیال در ذخیره معدنی قلقله تنها میانبارهای سیال نوع II و III مورد بررسی قرار گرفته است. نتایج به دست آمده از اندازه‌گیری‌های ریزدماسنجی برای ۱۴۵ میانبار در جدول ۱ خلاصه شده است.

الف) میانبارهای سیال دو فازه آبگین (L+V)

این تیپ از میانبارهای سیال از نظر دمای همگن شدن در دو گروه جای می‌گیرند: گروه اول که دمای همگن شدن آن‌ها در محدوده دمایی بین ۲۰۵ تا ۲۵۵ درجه سانتی‌گراد با فراوانی مشخص در ۲۳۵ درجه سانتی‌گراد قرار دارند (شکل ۵-الف). این دسته از میانبارهای سیال فراوان‌ترین گروه میانبارهای سیال می‌باشد. دمای ذوب یخ این گروه معمولاً بین ۳- الی ۹- درجه سانتی‌گراد با یک فراوانی مشخص در ۷- درجه سانتی‌گراد می‌باشند (شکل ۵-ب) که بیانگر درجه شوری معادل ۵ تا ۱۳ درصد وزنی نمک طعام است (شکل ۵-پ). در این گروه از میانبارهای سیال، تکان خوردن فاز گازی در دمای صفر پلاتین میکروسکوپ قابل توجه است که خود نشان‌دهنده دمای پایین به دام افتادن سیال می‌باشد.

ریزدماسنجی میانبارهای سیال

در این بررسی‌ها برای میانبارهای سیال آبگین پارامترهای مورد اندازه‌گیری شامل دمای همگن شدن کل (TH total) و آخرین دمای ذوب یخ (TM) و برای میانبارهای سیال حاوی CO₂، دمای ذوب دی اکسید کربن (TM CO₂)، دمای همگن شدن دی اکسید کربن (TH CO₂) و دمای ذوب کلاتریت (Tm Clath) بوده است. در این مطالعات داده‌های اندازه‌گیری شده حاصل از بررسی‌های ریزدماسنجی و تخمین‌های کسر حجمی فازهای مختلف (به منظور تبدیل دماهای ذوب و همگن‌شدگی و همچنین تخمین‌های چشمی کسر حجمی به ترکیبات حجمی و چگالی) توسط برنامه‌های نرم‌افزاری Fluids (Bakker, 1999) و Clathrates (Bakker, 1997) مورد پردازش قرار گرفته‌اند. همچنین درجه شوری میانبارهای سیال آبگین از روی آخرین دمای ذوب یخ و با استفاده از نرم‌افزار FliCore (Brown, 1989) و در میانبارهای سیال کربنی - آبگین از روی آخرین دمای ذوب کلاتریت و با استفاده از نمودار Collins (1979) و مقایسه آن با مقادیر بدست آمده از نرم‌افزار فلینکور (Brown, 1989) محاسبه گردیده است. در این بررسی‌ها برای تخمین فشار از نمودار تعادلی H₂O در فشار و دماهای مختلف (Diamond, 2003) و شیوه پیشنهادی



شکل ۵. الف) دمای همگن شدن میانبارهای سیال آبگین نوع یک (Type II_a) و نوع دو (Type II_b) و میانبارهای سیال نوع کربنی - آبگین (Type III)، ب) دمای ذوب یخ در میانبارهای سیال آبگین نوع یک (Type II_a) و نوع دو (Type II_b) و دمای ذوب کلاتریت در میانبارهای سیال نوع کربنی - آبگین (Tm-clath)، پ) میزان شوری میانبارهای سیال آبگین نوع II، III و میانبارهای سیال نوع کربنی - آبگین در ذخیره معدنی قلقله.

جدول ۱. نتایج حاصل از مطالعه میانبراهای سیال در ذخیره معدنی قلقله از نظر نوع فازها (گروه A: دو فاز مایع- گاز (L+V) و گروه B: سه فاز مایع- مایع (L+L+V)، منشأ میانبراهای سیال (Origin)، اندازه (Size)، درصد پرشدگی از فاز مایع (Liquid%)، دمای ذوب آخرین قطعه یخ (T_m)، دمای همگن شدگی (T_h) و میزان شوری (Eq.wt.% NaCl).

Phases	Origin	Size (μm)	Shape	Liquid(%)	Tm ($^{\circ}\text{C}$)	Salinity	Th ($^{\circ}\text{C}$)
L + V	Primary	۹	Elongate	۷۰	۶-	۹,۱۸	۲۳۱
L + V	Primary	۱۱	Elongate	۸۰	۳,۸-	۶,۰۷	۲۱۸
L + V	Primary	۹	Ovoid	۷۰	۷,۸-	۱۱,۴۶	۲۰۳
L + V	Primary	۱۷	Ovoid	۷۰	۹,۱-	۱۲,۹۶	۲۴۷
L + V	Primary	۹	Irregular	۹۰	۵-	۷,۸۱	۲۲۱
L + V	Primary	۱۴	Negative Crystal	۶۵	۹,۵-	۱۳,۴	۲۲۶
L + V	Primary	۶	Irregular	۶۵	۹,۲-	۱۳,۰۷	۲۴۴
L + V	Primary	۱۲	Irregular	۶۵	۵,۸-	۸,۹۲	۲۰۷
L + V	Primary	۱۶	Ovoid	۷۰	۵,۳-	۸,۲۳	۲۵۵
L + V	p-secondary	۸	Ovoid	۸۰	۹,۱-	۱۲,۹۶	۲۴۴
L + V	Primary	۱۲	Rectangular	۸۰	۷,۴-	۱۰,۹۷	۲۱۶
L + V	Primary	۶	Negative Crystal	۷۰	۶,۶-	۹,۹۷	۲۴۵
L + V	Primary	۱۲	Elongate	۷۰	۳-	۴,۸۵	۲۲۷
L + V	Primary	۷	Elongate	۷۰	۳,۲-	۵,۲	۲۴۲
L + V	Primary	۵	Negative Crystal	۷۰	۵,۳-	۸,۲۳	۲۰۵
L + V	Primary	۱۵	Irregular	۶۰	۷,۱-	۱۰,۶۰	۲۵۳
L + V	Primary	۱۲	Ovoid	۶۰	۸,۳-	۱۲,۰۵	۲۲۸
L + V	Primary	۱۱	Ovoid	۹۰	۸,۹-	۱۲,۷۴	۲۱۶
L + V	p-secondary	۱۱	Irregular	۶۵	۶,۸-	۱۰,۲۲	۲۳۰
L + V	Primary	۸	Elongate	۶۵	۹,۱-	۱۲,۹۶	۲۳۹
L + V	Primary	۷	Spherical	۷۰	۸,۵-	۱۲,۲۸	۲۲۱
L + V	Primary	۴	Ovoid	۷۰	۶,۴-	۹,۷۱	۲۰۵
L + V	Primary	۷	Negative Crystal	۸۰	۸,۲-	۱۱,۹۳	۲۳۱
L + V	Primary	۷	Elongate	۷۰	۸-	۱۱,۷	۲۳۱
L + V	Primary	۶	Rectangular	۷۵	۳,۹-	۶,۲۲	۲۱۵
L + V	Primary	۹	Irregular	۶۰	۶,۸-	۱۰,۲۲	۲۳۲
L + V	Primary	۷	Ovoid	۶۰	۹,۷-	۱۳,۶۲	۲۴۱
L + V	Primary	۸	Ovoid	۷۵	۷,۲-	۱۰,۷۳	۲۲۵
L + V	Primary	۸	Ovoid	۷۵	۷,۳-	۱۰,۸۵	۲۰۸
L + V	Primary	۷	Spherical	۷۵	۵,۳-	۸,۲۳	۲۰۷

Phases	Origin	Size (μm)	Shape	Liquid(%)	Tm ($^{\circ}\text{C}$)	Salinity	Th ($^{\circ}\text{C}$)
L + V	Primary	۸	Irregular	۸۰	۸,۴-	۱۲,۱۷	۲۳۳
L + V	p-secondary	۹	Elongate	۸۵	۸,۱-	۱۱,۸۲	۲۳۲
L + V	Primary	۹	Elongate	۶۵	۹-	۱۲,۸۵	۲۲۰
L + V	Primary	۱۴	Elongate	۷۵	۷-	۱۰,۴۸	۲۴۴
L + V	Primary	۷	Rectangular	۷۵	۷-	۱۰,۴۸	۲۲۲
L + V	Primary	۱۰	Spherical	۷۰	۳,۲-	۵,۲۰	۲۳۶
L + V	Primary	۱۷	Spherical	۹۰	۷,۶-	۱۱,۲۲	۲۳۳
L + V	Primary	۱۳	Ovoid	۶۰	۸,۲-	۱۱,۹۳	۲۰۹
L + V	Primary	۸	Ovoid	۷۰	۹,۶-	۱۳,۵۱	۲۳۷
L + V	Primary	۸	Elongate	۷۰	۳,۴-	۵,۵۰	۲۵۴
L + V	Primary	۱۳	Ovoid	۸۰	۸,۹-	۱۲,۷۴	۲۲۴
L + V	Primary	۹	Elongate	۶۰	۷,۹-	۱۱,۵۸	۲۳۳
L + V	Primary	۱۳	Ovoid	۷۵	۶,۲-	۹,۴۵	۲۱۲
L + V	Primary	۴	Negative Crystal	۷۰	۶,۵-	۹,۸۴	۲۵۳
L + V	Primary	۸	Ovoid	۸۰	۸,۵-	۱۲,۲۸	۲۲۹
L + V	Primary	۵	Spherical	۸۰	۸,۶-	۱۲,۴۰	۲۴۱
L + V	Primary	۸	Spherical	۷۵	۳,۱-	۵,۰۱	۲۳۷
L + V	Primary	۱۸	Irregular	۷۵	۷,۸-	۱۱,۴۶	۲۰۴
L + V	Primary	۵	Ovoid	۷۵	۹,۳-	۱۳,۱۸	۲۰۸
L + V	Primary	۹	Elongate	۶۰	۹-	۱۲,۸۵	۲۵۰
L + V	Primary	۸	Ovoid	۸۰	۶-	۹,۱۸	۲۳۸
L + V	Primary	۸	Irregular	۷۰	۶,۵-	۹,۸۴	۲۲۴
L + V	p-secondary	۴	Irregular	۷۰	۹,۵-	۱۳,۴۰	۲۱۰
L + V	Primary	۱۰	Ovoid	۷۰	۷,۶-	۱۱,۲۲	۲۴۲
L + V	Primary	۱۰	Ovoid	۷۰	۷,۸-	۱۱,۴۶	۲۳۷
L + V	Primary	۷	Elongate	۹۰	۷-	۱۰,۴۸	۲۲۵
L + V	Primary	۹	Elongate	۶۰	۶,۱-	۹,۳۲	۲۰۵
L + V	Primary	۶	Spherical	۶۰	۷,۵-	۱۱,۱۰	۲۰۸
L + V	Primary	۵	Negative Crystal	۶۰	۸,۹-	۱۲,۷۴	۲۳۵
L + V	Primary	۷	Negative Crystal	۷۵	۷,۳-	۱۰,۸۵	۲۲۹
L + V	Primary	۹	Irregular	۸۵	۸,۵-	۱۲,۲۸	۲۴۹
L + V	Primary	۱۸	Ovoid	۸۵	۵,۵-	۸,۵۱	۲۱۸

ادامه جدول ۱

Phases	Origin	Size (μm)	Shape	Liquid(%)	Tm ($^{\circ}\text{C}$)	Salinity	Th ($^{\circ}\text{C}$)
L + V	Primary	۱۷	Elongate	۷۰	۵,۵-	۸,۵۱	۲۲۰
L + V	Primary	۱۴	Elongate	۷۰	۹,۳-	۱۳,۱۸	۲۳۸
L + V	Primary	۷	Negative Crystal	۶۵	۷,۸-	۱۱,۴۶	۲۲۷
L + V	Primary	۱۰	Spherical	۸۰	۸,۳-	۱۲,۰۵	۲۰۳
L + V	Primary	۱۰	Spherical	۸۰	۵,۶-	۸,۶۴	۲۵۱
L + V	Primary	۴	Spherical	۶۵	۷,۹-	۱۱,۵۸	۲۱۹
L + V	Primary	۸	Irregular	۶۰	۷,۵-	۱۱,۱۰	۲۱۱
L + V	p-secondary	۱۷	Ovoid	۷۰	۹,۷-	۱۳,۶۲	۲۴۳
L + V	Primary	۹	Spherical	۷۰	۸-	۱۱,۷۰	۲۳۵
L + V	Primary	۶	Ovoid	۷۰	۳,۵-	۵,۶۰	۲۰۶
L + V	Primary	۶	Ovoid	۷۵	۱۱,۹-	۱۵,۸۶	۳۵۰
L + V	Primary	۶	Negative Crystal	۷۵	۱۴,۱-	۱۷,۸۵	۳۳۷
L + V	Primary	۷	Elongate	۷۵	۱۲,۹-	۱۶,۷۹	۳۷۲
L + V	Primary	۷	Elongate	۸۰	۱۳,۱-	۱۶,۹۷	۳۶۵
L + V	Primary	۹	Irregular	۶۰	۱۶,۲-	۱۹,۵۸	۳۴۱
L + V	Primary	۶	Rectangular	۶۰	۱۵-	۱۸,۶۱	۳۸۰
L + V	Primary	۷	Rectangular	۶۰	۱۱,۲-	۱۵,۱۷	۳۸۶
L + V	Primary	۸	Spherical	۶۵	۱۵,۶-	۱۹,۱	۳۵۹
L + V	Primary	۱۵	Ovoid	۶۵	۱۴,۴-	۱۸,۱۱	۳۵۶
L + V	Primary	۷	Irregular	۷۰	۱۲,۷-	۱۶,۶۱	۳۳۵
L + V	Primary	۸	Spherical	۷۰	۱۳,۴-	۱۷,۲۴	۳۶۴
L + V	Primary	۶	Elongate	۹۰	۱۱,۶-	۱۵,۵۷	۳۸۶
L + V	Primary	۸	Negative Crystal	۸۰	۱۲,۵-	۱۶,۴۲	۳۵۲
L + V	Primary	۹	Elongate	۷۰	۱۲,۷-	۱۶,۶۱	۳۶۶
L + V	Primary	۵	Irregular	۷۰	۱۳,۸-	۱۷,۵۹	۳۳۶
L + V	Primary	۱۴	Irregular	۷۰	۱۴,۲-	۱۷,۹۴	۳۷۶
L + V	Primary	۸	Elongate	۷۰	۱۶-	۱۹,۴۲	۳۵۰
L + V	Primary	۱۶	Elongate	۸۰	۱۲,۲-	۱۶,۱۴	۳۸۲
L + V	Primary	۱۰	Negative Crystal	۸۰	۱۵,۳-	۱۸,۸۶	۳۶۴
L + V	Primary	۵	Negative Crystal	۶۵	۱۳,۵-	۱۷,۳۳	۳۴۸
L + V	Primary	۸	Spherical	۶۵	۱۳-	۱۶,۸۸	۳۶۴
L + V	Primary	۱۴	Irregular	۶۰	۱۳-	۱۶,۸۸	۳۸۴

Phases	Origin	Size (μm)	Shape	Liquid(%)	Tm ($^{\circ}\text{C}$)	Salinity	Th ($^{\circ}\text{C}$)
L + V	Primary	۹	Elongate	۶۰	۱۲,۹-	۱۶,۷۹	۳۵۱
L + V	Primary	۴	Elongate	۶۰	۱۴,۷-	۱۸,۳۶	۳۳۹
L + V	Primary	۷	Elongate	۶۰	۱۴,۱-	۱۷,۸۵	۳۷۶
L + V	Primary	۸	Rectangular	۷۵	۱۲-	۱۵,۹۵	۳۵۵
L + V	Primary	۶	Negative Crystal	۷۰	۱۲,۳-	۱۶,۲۴	۳۸۰
L + V	Primary	۶	Ovoid	۷۵	۱۶,۲-	۱۹,۵۸	۳۴۷
L + V	Primary	۹	Irregular	۷۵	۱۴,۶-	۱۸,۲۸	۳۸۲
L + V	Primary	۶	Spherical	۷۵	۱۲-	۱۵,۹۵	۳۵۳
L + V	Primary	۱۷	Spherical	۷۰	۱۲,۵-		۱۶,۴۲
L + V	Primary	۱۱	Ovoid	۷۰	۱۴,۷-		۱۸,۳۶
L + V	Primary	۸	Ovoid	۷۰	۱۱,۵-		۱۵,۴۷
L + V	Primary	۱۵	Irregular	۷۰	۱۳-		۱۶,۸۸
L + V	Primary	۶	Ovoid	۶۵	۱۵,۱-		۱۸,۷۰
L + V	Primary	۱۲	Negative Crystal	۶۵	۱۵,۹-		۱۹,۳۴
L + V	Primary	۱۰	Irregular	۶۵	۱۵,۳-		۱۸,۸۶
L + V	Primary	۷	Ovoid	۹۰	۱۲,۹-		۱۶,۷۹
L + V	Primary	۱۰	Ovoid	۸۰	۱۲,۸-		۱۶,۷۰
L + V	Primary	۶	Ovoid	۸۰	۱۳,۷-		۱۷,۵۱
L + V	Primary	۱۳	Elongate	۷۰	۱۲,۲-		۱۶,۱۴
L + V	Primary	۷	Ovoid	۷۰	۱۵,۳-		۱۸,۸۶
L + V	Primary	۱۸	Ovoid	۶۰	۱۲,۵-		۱۶,۴۲
L + L + V	Primary	۱۳	Spherical	۹۰		۴,۳	۱۰,۰۳
L + L + V	Primary	۱۲	Irregular	۹۰		۱,۷	۱۳,۴۵
L + L + V	Primary	۹	Spherical	۹۰		۱,۴	۱۳,۹
L + L + V	Primary	۱۵	Spherical	۸۰		۲,۹	۱۲,۰۲
L + L + V	Primary	۱۱	Spherical	۷۵		۴	۱۰,۴۷
L + L + V	Primary	۱۰	Ovoid	۸۰		۲,۴	۱۲,۶۸
L + L + V	Primary	۱۰	Ovoid	۸۰		۴,۵	۹,۷۳
L + L + V	Primary	۸	Negative Crystal	۸۰		۱,۹	۱۳,۳۲
L + L + V	Primary	۱۴	Ovoid	۹۰		۴,۲	۱۰,۱۸
L + L + V	Primary	۱۵	Ovoid	۹۰		۲,۷	۱۲,۲۸
L + L + V	Primary	۱۵	Irregular	۸۰		۴,۷	۹,۴۳

ادامه جدول ۱

Phases	Origin	Size (μm)	Shape	Liquid(%)	Tm ($^{\circ}\text{C}$)	Salinity	Th ($^{\circ}\text{C}$)
L + L + V	Primary	۱۰	Spherical	۸۰		۲,۴	۱۲,۶۸
L + L + V	Primary	۷	Spherical	۸۰		۳,۵	۱۱,۱۹
L + L + V	Primary	۱۱	Ovoid	۸۵		۲,۳	۱۲,۸۱
L + L + V	Primary	۸	Irregular	۷۰		۲,۶	۱۲,۴۲
L + L + V	Primary	۱۲	Elongate	۷۰		۳,۶	۱۱,۰۵
L + L + V	Primary	۱۴	Elongate	۸۰		۲,۴	۱۲,۶۸
L + L + V	Primary	۱۳	Irregular	۸۰		۱,۵	۱۳,۸۱
L + L + V	Primary	۹	Negative Crystal	۸۰		۴,۴	۹,۸۸
L + L + V	Primary	۱۴	Irregular	۸۰		۳	۱۱,۸۸
L + L + V	Primary	۱۴	Irregular	۷۵		۱,۳	۱۳,۹۸
L + L + V	Primary	۹	Ovoid	۹۰		۴,۵	۹,۱۳
L + L + V	Primary	۹	Negative Crystal	۹۰		۳,۱	۱۱,۷۴
L + L + V	Primary	۸	Spherical	۸۰		۲,۶	۱۲,۴۲
L + L + V	Primary	۱۲	Spherical	۸۰		۴,۵	۹,۱۳
L + L + V	Primary	۱۳	Ovoid	۸۰		۴,۳	۱۰,۰۳
L + L + V	Primary	۸	Ovoid	۸۵		۲,۴	۱۲,۶۸
L + L + V	Primary	۱۰	Negative Crystal	۹۰		۲,۵	۱۲,۵۵
L + L + V	Primary	۷	Irregular	۸۰		۳,۱	۱۱,۷۴
L + L + V	Primary	۵	Irregular	۸۰		۱,۵	۱۳,۸۱

درجه سانتی گراد به فاز مایع همگن می شود (TH CO_2). علاوه بر آن، دمای ذوب کلاتریت (TM Clath) میانبارهای کربنی - آبگین، ۱/۳ تا ۴/۷ درجه سانتی گراد اندازه گیری شده است (شکل ۵-ب). نتایج حاصل از بررسی شوری در این میانبارها بیانگر شوری معادل ۹ تا ۱۳ درصد وزنی نمک طعام است (شکل ۵-پ).

فشار و چگالی میانبارهای سیال

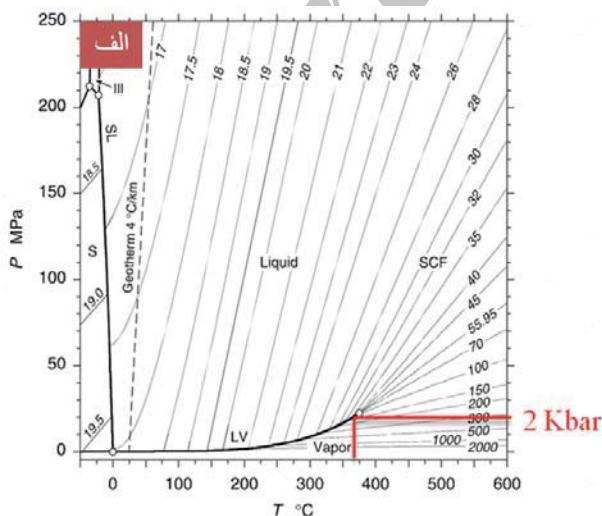
تخمین فشار در زمان به دام افتادن سیالات کانه دار در میانبارهای سیال نوع II و III بر اساس شیوه پیشنهادی (Touret and 1983) و Dietvorst و (2003) Diamond محاسبه گردیده است. در این محاسبات، متوسط دمای همگن شدن (365°C) به عنوان کمترین دمای به دام افتادن در نظر گرفته شده است. همانطور که در شکل ۶-الف نشان داده شده است، فشار متوسط میانبارهای سیال حدود ۲ کیلو بار می باشد. به گونه ای که این مقادیر ارتباط خوبی با دمای همگن شدن نهایی و شوری میانبارهای سیال نشان می دهد، بر اساس این شکل و با استفاده از معادله زیر می توان عمق تقریبی کانی سازی را محاسبه نمود.

گروه دوم میانبارهای سیال دو فازه آبگین در دماهای بالاتری در حدود ۳۳۵ الی ۳۸۵ درجه سانتی گراد همگن می شوند (شکل ۵-الف). دمای ذوب یخ در این میانبارها معمولاً بین ۱۱- تا ۱۶- درجه سانتی گراد با یک فراوانی مشخص در ۱۲- درجه سانتی گراد می باشد (شکل ۵-ب) که نشان دهنده شوری معادل ۱۵ تا ۱۹ درصد وزنی نمک طعام می باشد (شکل ۵-پ). این گروه از میانبارهای سیال در رگه های کوارتز - سولفیدی طلا دار هم روند با برگواره میلی نیتی که رگه های اصلی طلا دار در منطقه می باشند، مشاهده شده است.

ب) میانبارهای سیال سه فازه کربنی - آبگین (L+L+V)

در این تیپ از میانبارها، دمای همگن شدن میانبارهای سیال اولیه بین ۳۴۵ تا ۳۸۵ درجه سانتی گراد یک فراوانی مشخص در ۳۶۵ درجه سانتی گراد است که به عنوان حداقل دمای سیال کانه دار در نظر گرفته می شود (شکل ۵-الف). دمای ذوب دی اکسید کربن (TM CO_2) بین ۵۶/۴- تا ۵۸/۲- درجه سانتی گراد است. در این نوع میانبارها، فاز کربنی در دمای بین ۲۰/۴ تا ۲۵/۳

را در یک حجم سنگی محدود فراهم می‌کند، عبارتند از جوشش در سیستم‌های غنی از مواد فرار و آمیختگی سیال (Skinner, 1997; Wilkinson, 2001). یکی یا هر دو این فرآیندها به عنوان دلایل اصلی یا یکی از دلایل اصلی ته‌نشست کانه‌ها در کانسارهای گرمابی تلقی می‌گردد. همانگونه که در شکل ۶-ب نشان داده شده است، پدیده کاهش دمای همگن شدن میانبارهای سیال از ۳۸۵ به ۲۰۵ درجه سانتیگراد با افزایش چگالی سیال همراه است. در چنین شرایطی میانبارهای تشکیل شده در نتیجه پدیده جوشش به سمت تشکیل یک سیال با چگالی بالاتر نسبت به سیال اولیه پیش می‌روند. اصطلاح جوشش، اگرچه به‌طور گسترده برای سیستم‌های حاوی مواد فرار همراه با آب به‌کار می‌رود، برای این‌گونه سیستم‌ها غیردقیق و نامناسب است. بررسی‌های صورت گرفته بر روی نمودارهای فاز نشان می‌دهد که در سیستم‌های حاوی آب خالص و یا آب-نمک، تولید فاز بخار می‌تواند نتیجه افزایش دما-کاهش فشار و یا ترکیبی از هر دو باشد (Rodder, 1984)، و به‌نظر می‌رسد که این نوع جدایش فاز در سیستم‌های گرمابی کم‌عمق به صورت جوشش رخ می‌دهد. به‌ر حال برای سیستم‌هایی که حاوی مواد فرار اضافی (مانند CO_2) از جمله رخدادهای معدنی قلقله هستند، موقعیت پیچیده‌تر می‌گردد و در این مورد اصطلاح تولید حباب^۱ مناسب‌تر می‌باشد. نمودارهای فاز برای سیستم‌های $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2$ نشان می‌دهد که در این فرآیند، جدایش فاز بخار می‌تواند نتیجه کاهش دما و کاهش فشار باشد (Wilkinson, 2001). به عبارت دیگر جدایش فاز بخار با چگالی پایین از یک سیال فوق بحرانی همگن شده به حالت مایع با چگالی بالاتر از چگالی بحرانی باعث افزایش چگالی سیال باقی‌مانده می‌گردد که این فرآیند به چگالش معروف است. این فرآیند به عنوان یک عامل مهم در تشکیل کانسارهای طلای مزوترمال شناخته شده است. همچنین در مطالعات صورت گرفته بیشتر میانبارهای سیال به حالت مایع همگن شده‌اند و تنها تعداد کمی



شکل ۶. الف) نمودار دما-فشار برای محاسبه فشار در زمان به دام افتادن سیالات کانه‌دار در ذخیره معدنی قلقله (Diamond, 2003)، ب) نمودار شوری-دما برای محاسبه چگالی میانبارهای سیال آبدگین در ذخیره معدنی قلقله (Bodnar, 1983).

$$P = Dgh \rightarrow h = P/D \cdot 0.1$$

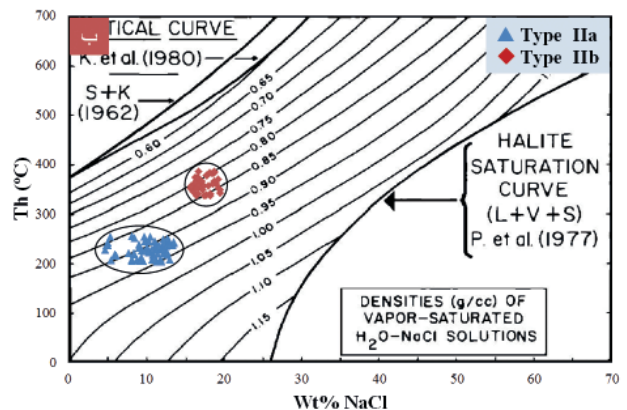
با توجه به این‌که در کانسارهای طلای کوهزایی، فشار روباره برابر با وزن سنگ‌های فوقانی می‌باشد، مقدار عددی D در فرمول فوق برابر ۲/۷ در نظر گرفته می‌شود عمق تقریبی ذخیره معدنی قلقله حدود ۷ کیلومتر محاسبه شده است که بر اساس Groves et al. (2000) نشان‌دهنده محیط تشکیل میان پوسته‌ای برای ذخیره طلای قلقله می‌باشد.

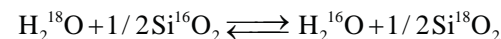
زمانی که داده‌های به‌دست آمده در مورد دماهای همگن شدن میانبارهای سیال با اطلاعات داده‌های شوری ترکیب می‌شوند، می‌توان چگالی سیال را بدون توجه به شرایط به تله افتادن آن تعیین کرد. میزان چگالی سیال کانه‌دار با استفاده از نمودار Bodnar (1983) و همچنین با استفاده از نرم‌افزار Flincor محاسبه و مقادیر بدست آمده از هر دو روش برای میانبارهای سیال هر دو نوع رگه کوارتز، هم‌روند و متقاطع با برگواره میلوئیتی مشخص گردیده است. بر اساس شکل ۶-ب دو محدوده متفاوت چگالی قابل تشخیص می‌باشد.

الف) میانبارهای سیال با دمای بالا ($235 - 385^\circ\text{C}$)، چگالی برابر با $0.77 - 0.86 \text{ gr/cm}^3$ را نشان می‌دهند که بیانگر یک سیال دگرگونی با دمای بالا و شوری متوسط می‌باشد. با استفاده از نرم‌افزار Flincor نیز محدوده چگالی برای این تیپ از میانبارها برابر با $0.79 - 0.86 \text{ gr/cm}^3$ به‌دست آمده است که مطابقت قابل توجهی با نمودار دارد.

ب) میانبارهای با دمای پایین ($205 - 255^\circ\text{C}$)، چگالی برابر با $0.84 - 0.96 \text{ gr/cm}^3$ را نشان می‌دهد که حاکی از وجود یک سیال جوی با دما و شوری پایین می‌باشد. در نرم‌افزار Flincor مقدار چگالی برای این نوع از میانبارها برابر با $0.93 - 0.89 \text{ gr/cm}^3$ به‌دست آمده است.

در بسیاری از کانسارها دو فرآیند فیزیکی که معمولاً شرایط و سازوکار مورد نیاز در ته‌نشست تمرکزهای اقتصادی ذخایر معدنی





در این معادله پیشرفت واکنش به شدت وابسته به دما است و وابستگی کمتری به فشار دارد، اگر چه ترکیب شیمیایی سیال گرمایی نیز می‌تواند مهم باشد. به هر حال عامل تعیین‌کننده اصلی، در تفریق ایزوتوپی اکسیژن دما است (Barnes, 1997). بر این اساس با توجه به نتایج دماسنجی نمونه‌های مورد مطالعه، مقادیر فاکتور تفریق (1000ln α) بر اساس معادله (Clayton et al (1972). تعیین و نسبت ایزوتوپی اکسیژن سیال گرمایی ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluidz}}$) برای ذخیره معدنی قلقله بین ۷/۲%+ تا ۸%+ برآورد شده است. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و δD سیالات مربوط به رگچه‌های کوارتز - کلسیت به ترتیب محدوده‌ای از ۵/۵۵%+ تا ۳/۶%+ و ۹۵/۶۵%- تا ۷۵/۳۵%- را نشان می‌دهد (جدول ۲). با توجه به نتایج دماسنجی نمونه‌های مورد مطالعه، مقادیر فاکتور تفریق (L α 1000) بر اساس معادله (Clayton et al (1972)، تعیین و نسبت ایزوتوپی اکسیژن سیال گرمایی ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluidz}}$) برای این مرحله این ۳/۳۵%- تا ۵/۳۱%- برآورد شده است. این مقادیر در مقایسه با مقادیر مربوط به رگچه‌های کوارتز - سولفید به طور واضحی مقادیر پایین‌تری را نشان می‌دهند و به خط آب‌های جوی بسیار نزدیک‌تر می‌باشد.

بحث

مشکل اساسی در مطالعه میانبراهای سیال در کانسارهای طلائی کوهزایی، تعادل دوباره احتمالی آن‌ها در اثر شکستگی و بالآمدگی بعد از تشکیل کانسار است؛ همچنین بازسازی شرایط دما - فشار (محاسبه ایزوکور) به دلیل کمبود و تشخیص دشوار گونه‌های گازی حل شده، اعتبار چندانی ندارد (Guilbert and Park, 1997). با این وجود در بیشتر ذخایر طلائی دارای سنگ میزبان دگرگونی، بررسی دقیق اطلاعات حاصل از میانبراهای سیال نشان می‌دهد که سیالات حامل طلا اغلب شوری پایین و ترکیبی شامل CO_2 mol% > و مقادیر جزئی H_2O ، N_2 ، CH_4 و pH نزدیک به خنثی - قلیایی و fO_2 پایین دارند (Groves et al., 1998; Pirajno, 2009). سیالات موجود در این تیپ از کانسارها تفاوت عمده‌ای چه از نظر سازوکار نهشت و چه از نظر ترکیب عناصر همراه طلا با دیگر تیپ‌های طلا نظیر اسکارن‌های غنی از طلا، پورفیری‌های غنی از طلا، کانسارهای با سنگ میزبان

از آن‌ها به حالت گاز همگن شده‌اند. بنابراین، همگن شدن این میانبراهای به حالت گاز، همچنین متفاوت بودن نسبت فاز بخار به فاز مایع و نیز حضور میانبراهای سیال غنی از فاز بخار همگی شواهدی از رخداد پدیده جوشش در رخداد معدنی قلقله در زمان به دام افتادن است.

مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار

به منظور بررسی و مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و هیدروژن در ذخیره معدنی قلقله تعداد ۴ نمونه کوارتز شامل ۲ نمونه از رگچه‌های کوارتز - سولفیدی (همراه با کانه‌زایی) و ۲ نمونه از رگچه‌های کوارتز - کلسیت (فاقد کانه‌زایی یا همراه با کانه‌زایی ضعیف) مورد آنالیز قرار گرفت (جدول ۲). مطالعات ایزوتوپی بر روی انواع گوناگونی از کانیها و نیز میانبراهای سیال، به منظور تعیین منشأ سیال‌ها و مواد کانسنگ‌ساز و همچنین سازوکارهای نهشت کانسنگ صورت گرفته است. برای تشخیص منشأ سیالات کانسارساز، از نسبت‌های ایزوتوپی هیدروژن و اکسیژن استفاده می‌شود. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در این تیپ از ذخایر، عموماً بین ۶%+ و ۱۱%+ و مقادیر δD سیال‌ها بین ۳۰%- تا ۸۰%- قرار می‌گیرد (Guilbert and Park, 1997). این دامنه نسبت‌های ایزوتوپی مطابق با منابع سیال دگرگونی (Burrows and Spooner, 1989) و نیز سیالات ماگمایی (So and Yun, 1997) می‌باشد. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و δD سیال برخی از کانسارها در خارج از این محدوده‌های عمومی قرار دارد که می‌تواند نتیجه ورود آب‌های منشأ گرفته از سطح (Hagemann et al., 1994)، چرخش ژرف آب‌های جوی در جریان تشکیل کانسارهای طلائی کوهزایی (Shelton et al., 1988) و یا واکنش سیال با مواد آلی و گونه‌های گازی کاهیده باشد (Goldfarb et al., 1997). مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و δD سیالات مربوط به رگچه‌های کوارتز - سولفید به ترتیب محدوده‌ای از ۱۱/۶%+ تا ۱۲/۸%+ و ۳۵/۲۷%- تا ۴۰/۲۳%- را به نمایش می‌گذارد (جدول ۲). مقادیر ارائه شده در بالا، مقدار ایزوتوپ اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$) در کانی کوارتز نسبت به (V-SMOW (%)) می‌باشد. از آنجا که در این بررسی‌ها هدف به دست آوردن مقدار ایزوتوپ اکسیژن سیال کانه‌دار است و از طرفی در محیط‌های گرمایی بین سیال داغ (آب) و کوارتز واکنش زیر صورت می‌گیرد:

جدول ۲. نتایج حاصل از بررسی‌های ایزوتوپی اکسیژن و هیدروژن در ذخیره معدنی قلقله. با توجه به نتایج دماسنجی نمونه‌های مورد مطالعه، مقادیر فاکتور تفریق (1000ln α) بر اساس معادله (Clayton et al., 1972)، تعیین و نسبت ایزوتوپی اکسیژن سیال گرمایی ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluidz}}$) برآورد شده است.

Sample	weight (mg)	Th (°C)	$\delta^2\text{H}$	CO Amp	O%	$\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluidz}}$
G-۳۲-۳	۰/۵۳۱	۳۶۹	-۳۵/۲۷۰	۱۳۹۴	۲/۲۷۶	۱۲/۸	۸/۰۱۰
G-۶-۳	۰/۴۷۵	۳۸۵	-۴۰/۲۳۰	۷۱۳۷	۱۱/۴۸۰	۱۱/۶	۷/۲۱۰
G-۲۴-۲	۰/۴۸۴	۲۵۰	-۷۵/۳۱۰	۲۰۱۲	۳/۱۴۷	۵/۵۵	-۳/۳۵۰
G-۹-۲	۰/۴۶۷	۲۴۹	-۹۵/۶۵۳	۸۰۰۴	۱۲/۵۸۹	۳/۶	-۵/۳۱۰

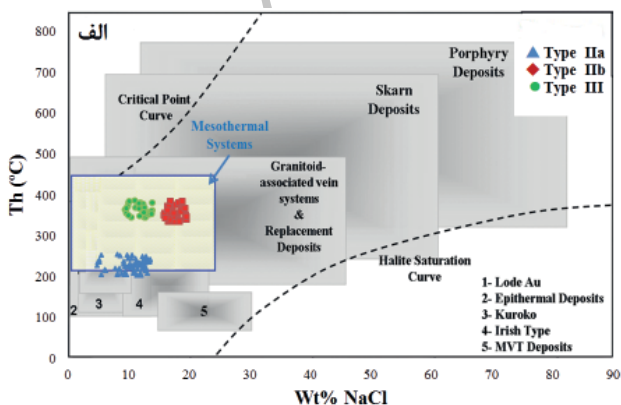
به صورت هاله‌ای تیره رنگ در اطراف فاز سیال H_2O در مطالعات میانبارهای سیال دیده می‌شود (Shepherd et al., 1985). انجام مطالعات ریز دما سنجی نیز وجود گاز CO_2 را نشان داده است. البته شواهدی چون رخداد دگرسانی کربناتی در فازهای نهایی دگرسانی در منطقه قلقله نیز می‌تواند دلیلی بر وجود این گاز باشد. ماهیت غنی بودن سیالات از CO_2 در این دسته از ذخایر، آن‌ها را نسبت به سیالات مشاهده شده در دیگر کانسارها متمایز می‌کند (Guilbert and Park, 1997).

منشاء CO_2 در کانسارهای طلای کوهزایی مرتبط با دگرگونی را به اثرات سیالات جبهه و یا پوسته پایینی (ماگمایی و یا دگرگونی) نسبت می‌دهند که ممکن است طی صعود ماگما (Xavier and Foster, 1999) در امتداد ساختارهای عمده به سطوح بالاتر پوسته انتقال یافته باشند (Chi et al., 2009). از دیگر فرضیه‌های مورد قبول برای منشاء CO_2 در این تیپ از کانسارها می‌توان به فرارزدایی توالی‌های فرا پوسته‌ای طی دگرگونی پیشرونده اشاره کرد (Phillips and Powell, 1993; Kerrick and Caldera, 1998).

در پهنه برشی قلقله، تغییرات در ترکیب میانبارهای سیال در رگه‌های همراه با کانه‌زایی با استفاده از محاسبه مقادیر $\delta^{13}C$ (Ali-vari et al., 2009) و $TmCO_2$ به دست آمده است. این مقادیر همراه با چگالی نسبتاً بالای CO_2 نشان‌دهنده یک منشاء عمیق (دگرگونی یا ماگمایی) برای کربن و سهم ناچیز و غیر محتمل آب‌های اقیانوسی و مواد آلی به عنوان منشاء CO_2 می‌باشد. با توجه به بررسی‌های صورت گرفته در منطقه قلقله، جایگیری یک توده‌ی ماگمایی فلسیک در عمق و همچنین دگرگونی توالی‌های فرا پوسته، سبب فرارزدایی توالی‌های آتشفشانی - رسوبی کرتاسه شده و به دنبال آن گاز CO_2 فراهم شده است.

نقش CO_2 در کانه‌زایی

علی‌رغم ارتباط همیشگی CO_2 با کانسارهای گرمایی، دانش ما درباره نقش CO_2 به عنوان عامل پیوند دهنده و یا مشارکت مستقیم آن در کانه‌زایی اندک می‌باشد. مهم‌ترین دلایل رد نقش

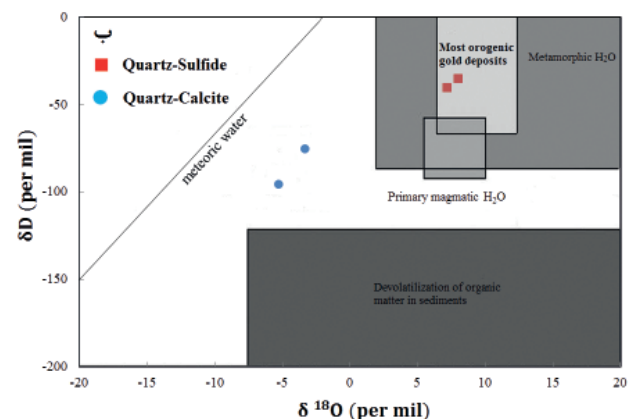


شکل ۷. الف) نمودار دما - شوری برای انواع مختلف ذخایر معدنی (Wilkinson, 2001). بر اساس این نمودار ذخیره معدنی قلقله، در محدوده ذخایر معدنی مزوترمال قرار می‌گیرد، ب) مقادیر $\delta^{18}O$ در مقابل δD در هر دو رگه کوارتز - سولفید (همراه با کانه‌زایی) و رگه کوارتز - کلسیت (بدون کانه‌زایی یا با مقادیر اندک).

رسوبی، رگه‌های اپی ترمال، سولفیدهای توده‌ای و غیره از خود نشان می‌دهد (Groves et al., 1998; Foster, 1991; Ridley and Diamond, 2000).

محیط گرمایی سیال کانسنگ‌ساز در قلقله از نظر دمای همگن شدن و میزان شوری با استفاده از نمودار (Wilkinson 2001) محدوده ذخایر میان دما را نشان می‌دهد (شکل ۷-الف). همچنین بررسی‌های صورت گرفته بیانگر عمق تقریبی ۷ کیلومتر برای ذخیره معدنی قلقله می‌باشد که نشان‌دهنده محیط تشکیل میان پوسته‌ای برای این ذخیره معدنی می‌باشد. ویژگی‌های میانبارهای سیال در این تیپ از ذخایر شامل اندازه کوچک تا متوسط (کمتر از 20μ)، شوری کم تا متوسط (۲ الی ۱۵ درصد وزنی نمک طعام)، دمای همگن شدن بین ۲۰۰ الی ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد (Roedder, 1984)، میانبارهای سرشار از H_2O و $N_2 \pm CH_4 \pm CO_2$ نبود فاز دختر - همراه با میانبارهای دو فازی به دلیل شوری کم تا متوسط، چگالی بین ۰/۸ تا ۱/۵ گرم بر سانتیمتر مکعب (Groves et al., 2005; Goldfarb et al., 1998)، تشکیل ذخایر در رژیم‌های شکننا - شکل‌پذیر در شرایط رخساره شیست سبز و عمق به دام افتادگی سیال دگرگونی بین ۵ تا ۱۰ کیلومتری (میان پوسته‌ای) (Groves et al., 1998 and 2000; Goldfarb et al., 2005). تمام این شرایط با مطالعات ریزدماسنجی در کانسار طلای قلقله مطابقت دارد. بر اساس مطالعات میانبارهای سیال، بیشترین دمای همگن شدگی در رگه‌های کوارتز - سولفید همراه با کانه‌زایی بین ۳۳۵ تا ۳۸۵ درجه سانتی‌گراد و چگالی سیال کانه‌دار و عمق کانه‌زایی به ترتیب برابر ۰/۷۹ الی ۰/۹۶ گرم بر سانتیمتر مکعب و ۷ کیلومتر می‌باشد. همچنین وجود میانبارهای سیال آبگین - کربنی با شوری نسبتاً کم به عنوان شاخص محیط‌های دگرگونی نشان دهنده شباهت قابل توجه ویژگی‌های میانبارهای سیال پهنه برشی شکننا - شکل‌پذیر قلقله با سیالات کانه‌ساز طلای تیپ کوهزایی است.

همان‌گونه که گفته شد یکی از مشخصه‌های میانبارهای سیال در محیط‌های دگرگونی محتوای بالای CO_2 در این گونه میانبارهاست (Touret and Dietvorst, 1983). گاز CO_2 معمولاً



(et al., 1991; Hagemann et al., 1994; Colvine, 1989).

نتایج حاصل از مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار در پهنه برشی قلقله (δD ، $\delta^{18}O$) بیانگر نقش دو سیال متفاوت در تشکیل رگه‌های کوارتز- سولفید و رگه‌های کوارتز - کلسیت می‌باشد. نتایج به‌دست آمده از بررسی رگه‌های کوارتز - سولفید در شکل (۷-ب) نشان داده شده است. با توجه به جایگاه زمین‌شناختی ذخایر معدنی قلقله، نسبت‌های موجود، بیانگر یک سیال پوسته‌ای با نسبت بالای ایزوتوپ‌های سنگین است که احتمالاً اندکی با آب‌های جوی مخلوط گردیده است، همانطور که در شکل (۷-ب) نشان داده شده است، مقادیر δD و $\delta^{18}O$ در محدوده آب‌های دگرگونی قرار دارند و منطبق بر سیالات تشکیل دهنده کانسارهای طلای کوهزایی می‌باشند. به‌طور کلی سیستم‌های گرمایی دگرگونی نتیجه بیرون راندن آب و سایر سیالات از سنگ‌هایی است که معمولاً در پهنه‌های ساختاری یا پهنه‌های فرورانش تحت تأثیر دگرگونی پیشرونده قرار گرفته‌اند (Breed- ing and Ague, 2002; Ferry, 1995). این سیالات شامل مخلوطی از H_2O و CO_2 بوده که معمولاً طی واکنش‌های دگرگونی آزاد می‌شوند (Powell et al., 1991) و احتمالاً در اوج دگرگونی و از اعماق متوسط تا نسبتاً زیاد مشتق شده‌اند. بسیاری از محققین بر منشاء عمیق سیالات دگرگونی حامل فلزات پایه و با ارزش که در ارتباط با فرایندهای فرارزدایی دگرگونی در بخش‌های بالایی پوسته می‌باشند، تأکید کرده‌اند (Powell et al., 1991).

داده‌های حاصل از مطالعه رگه‌های کوارتز- سولفید نیز می‌تواند با فرارزدایی کانیهای طی دگرگونی عمیق سازگار باشد. فرارزدایی این واحدها هم‌زمان و یا بعد از توسعه ساختارهای نفوذپذیر همانند پهنه‌های برشی، چین‌ها و فابریک‌های نفوذپذیر منطقه‌ای رخ داده است. به این ترتیب می‌توان نتیجه گرفت که منشاء اصلی سیالات تشکیل دهنده ماده معدنی، آب‌زدایی سنگ‌ها طی تصادم قاره‌ای بین سکوی عربی و خرده قاره ایران و در نتیجه دگرگونی و دگرشکلی پیشرونده شکل‌پذیر- شکنا توالی‌های آتشفشانی - رسوبی (سنگ‌های آتشفشانی فلسیک، کربنات‌ها، شیل‌ها) و خروج هم‌زمان سیالات و مواد فرار باعث تولید این سیالات گردیده است.

مقادیر δD و $\delta^{18}O$ سیالات مربوط به رگچه‌های کوارتز- کلسیت بیانگر نقش عمده آب‌های جوی در تشکیل این رگچه‌ها می‌باشد، سیالات در این سامانه‌های گرمایی جوی تقریباً خنثی بوده و دارای محتوای S پایین، با دمایی در حدود ۲۰۰-۳۵۰ درجه سانتی‌گراد و شوری پایین می‌باشند (Kesler, 2005). این ویژگی‌ها انطباق قابل توجهی با ویژگی‌های سیال تشکیل دهنده رگچه‌های کوارتز - کلسیت در ذخیره معدنی قلقله دارد. به‌نظر می‌رسد که طی مرحله نهایی دگرشکلی در منطقه قلقله، گسترش فرایندهای بالآآمدگی، گسل‌های نرمال، درزه‌ها و شکستگی‌ها گذرگاه مناسبی را برای جریان سیالات جوی فراهم کرده‌اند. تحت چنین شرایطی بخش عمده‌ای از آب‌ها به سمت پایین حرکت کرده و باعث آبیگری مجدد کانی‌های دگرگونی و سرد شدن نواحی دگرگونی می‌شود

مستقیم CO_2 به عنوان عامل حمل‌کننده طلا شامل: (۱) قابلیت انحلال محدود CO_2 در مذابهای سیلیسی (Walther and Orville, 1983)، (۲) محدودیت انحلال فلزات در CO_2 (Ridley and Diamond, 2000)، (۳) پیوند شیمیایی ضعیف بین یون‌های طلا و گونه‌های CO_2 (Phillips and Evans, 2004) و (۴) انتقال طلا به وسیله کمپلکس‌های کلریدی و هیدروسولفیدی نسبت به سیالات غنی از CO_2 بسیار معمول‌تر و قابل قبول‌تر می‌باشد (Romberger, 1993; Seward, 1991).

با این وجود (Klein and Fuzikawa, 2010)، معتقدند که احتمالاً CO_2 در انتقال طلا نقش غیرمستقیمی بازی می‌کند، برای مثال، CO_2 سبب تسهیل عدم اختلاط سیالات و ایجاد یک فاز مجزا می‌شود که به نوبه خود ممکن است باعث حرکت گونه‌های کلریدی و سولفیدی به فاز بخار شود و همچنین می‌تواند به عنوان عامل پیونددهنده برای حمل فلزات عمل کند. در برخی موارد جدایش فازی می‌تواند برخی از ویژگی‌های فیزیکی - شیمیایی سیال همانند PCO_2 و pH را تغییر دهد و سبب ناپایداری کمپلکس‌های انتقال‌دهنده فلزات و نهایتاً ته‌نشست ماده معدنی شود. بنابراین CO_2 حداقل می‌تواند در ایجاد و تکامل بخارهای فلزدار نقش داشته باشند (Lowenstern, 2001).

همچنین (Phillips and Evans, 2004)، پیشنهاد می‌کنند که CO_2 به عنوان یک اسید ضعیف ممکن است به‌وسیله بافر کردن سیالات در یک محدوده pH جایی که غلظت‌های بالای طلا می‌تواند توسط کمپلکس‌های سولفوری کاهنده حفظ شود، به انتقال طلا کمک کند. مطالعات دیگر (Lai and Chi, 2007) نیز نشان می‌دهد که بخارهای غنی از CO_2 توانایی انتقال مقادیر بالای Cu و احتمالاً Au را دارند.

به نظر می‌رسد که در کانسارهای طلای مرتبط با پهنه‌های برشی همانند قلقله، CO_2 می‌تواند بطور غیرمستقیم و آن هم از طریق تأثیر بر کمپلکس‌های طلا، بر انحلال‌پذیری آن‌ها تأثیر بگذارد؛ هنگامی که سیالات گرمایی حاوی CO_2 به سمت بالا به درون مناطق با فشار و حرارت پایین حرکت می‌کند، جوشش آغاز می‌گردد و CO_2 به‌صورت فاز بخار جدا می‌شود. همچنان‌که مقدار CO_2 سیالات در اثر جوشش کاهش می‌یابد، pH آن‌ها افزایش می‌یابد. چنین افزایشی در pH، قابلیت انحلال طلا را پایین می‌آورد و منجر به ته‌نشست طلا می‌شود.

منشاء سیالات کانه‌ساز

علی‌رغم اهمیت اقتصادی کانسارهای طلای کوهزایی و اطلاعات وسیع ایزوتوپ‌های پایدار و میان‌یاریهای سیال مرتبط با کانی‌سازی طلا، هنوز هیچ‌گونه اتفاق نظری در مورد منشاء سیالات کانه‌ساز و فلزات در این تیپ از کانسارها وجود ندارد. مطالعات نشان می‌دهد که سیالات مسئول برای تشکیل کانسارهای طلای کوهزایی منشاءهای مختلفی داشته و محققین سیالات دگرگونی، گرمایی - ماگمایی، جوی و سیالات غنی از CO_2 را مسئول کانه‌زایی در این تیپ قلمداد می‌کنند (Goldfarb

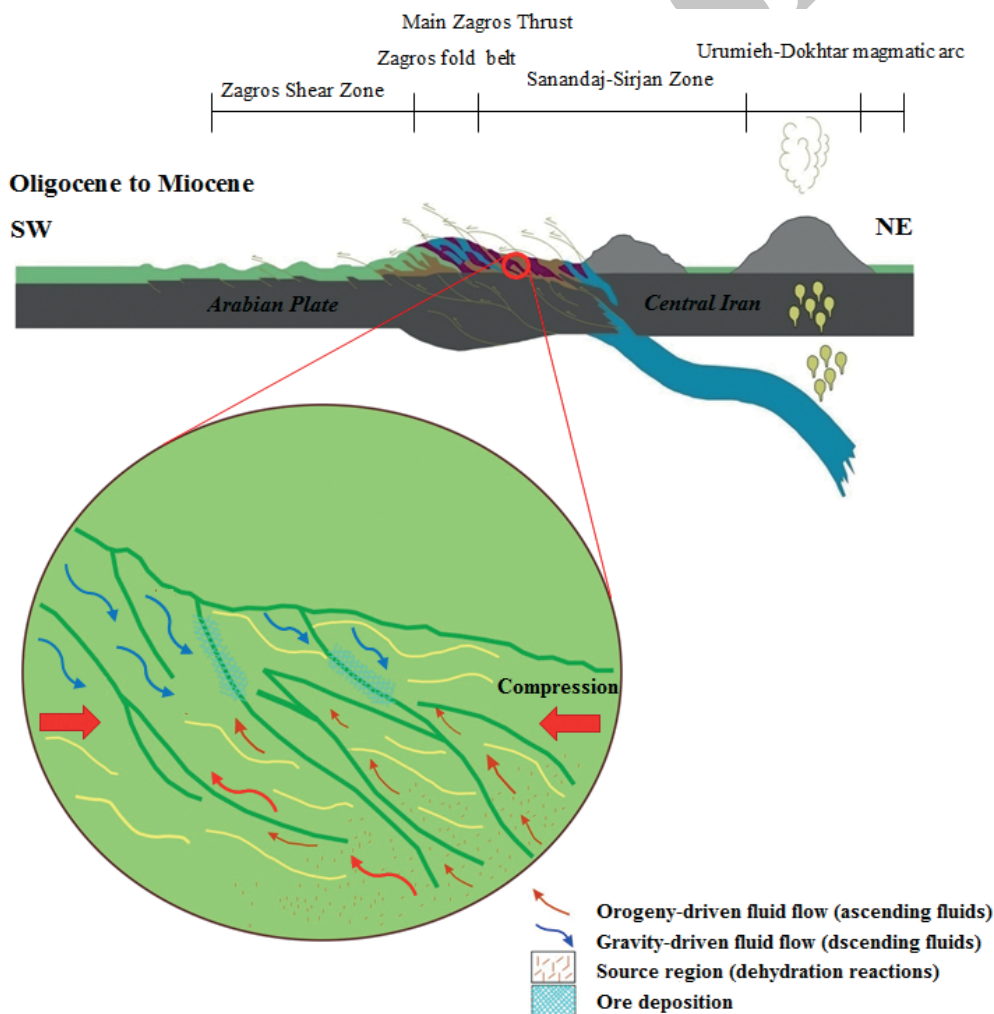
رگه‌های کوارتز موجود در پهنه برشی قلقله شامل رگه‌های هم‌رند با برگواره میلونیتی (رگه‌های کوارتز - سولفید) و رگه‌های متقاطع با برگواره میلونیتی (رگه‌های کوارتز - کربنات) می‌باشد. این پژوهش و مطالعات پیشین در این منطقه نشان داده که کانه‌زایی طلا در رگه‌های کوارتز - سولفیدی رخ داده است. مطالعات میان‌بارهای سیال دمای همگن شدگی را در دو گستره دمایی شامل ۲۰۵ تا ۲۵۵ درجه سانتی‌گراد و ۳۳۵ تا ۳۸۵ درجه سانتی‌گراد نشان داده است. بنابراین دو سیال با ماهیت شیمیایی متفاوت در کانه‌زایی قلقله موثر بوده‌اند. یکی از این سیالات از عمق بیشتری آمده، دما و شوری بالاتری دارد و دیگری از عمق کمتری منشأ گرفته و شوری و دمای پائین‌تری دارد. همچنین پتروگرافی میان‌بارهای سیال وجود هاله‌ای تیره رنگ در اطراف فاز H_2O را نشان داده است. با توجه به دگرسانی کربناتی که در مراحل نهایی شکل گرفته، این گاز احتمالاً CO_2 می‌باشد. نقش غیر مستقیم گاز CO_2 در انتقال و ته‌نشست طلا که همراه با تغییرات pH محیط می‌باشد، به خوبی آشکار است.

(Chen et al., 2005). این امر سبب غلبه آب‌های جوی و افزایش نقش آن‌ها در تشکیل این رگچه‌ها می‌گردد.

نتیجه‌گیری

۱- طی همگرایی اواخر کرتاسه بین سکوی عربی و خرده قاره ایران، باریکه‌ای پوسته‌ای شامل توالی‌های آتشفشانی - رسوبی؛ به هم پیوسته و به شکل پیشرونده دگرشکل و تحت تأثیر دگرگونی با دمای متوسط قرار گرفته است و به‌طور محلی دچار ذوب بخشی شده است. این فرآیند سبب ایجاد دگرشکلی‌های شکل‌پذیر در منطقه شده و با توجه به حاکم بودن شرایط فشارشی و عدم وجود گذرگاه‌های مناسب برای حرکت سیالات کانسنگ‌ساز، دگرگونی حاصل از فرارزدایی واحدهای سنگی موجود در منطقه و همچنین نبود گرمای کافی برای به چرخش درآوردن سیالات طلا نتوانسته نهشت قابل توجهی تا زمانی که جایگاه زمین‌ساختی منطقه از شرایط فشارشی به کششی در حال تغییر بوده است، داشته باشد.

۲- بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی نشان می‌دهد که



شکل ۸ مدل مربوط به چگونگی نهشت طلا در پهنه برشی قلقله. شرایط کششی بعد از کوهزایی که در اثر فرایند مکش لرزه ای ایجاد می‌گردد امکان حرکت سیالات کانه دار را به سمت بالا فراهم می‌کند، همچنین درز و شکاف های حاصل از این فرآیند امکان مهاجرت سیالات جوی به سمت پایین و مخلوط شدن با سیالات دگرگونی کانه دار را فراهم می‌کند. این مخلوط شدن عامل سردکننده و اکسید کننده سیالات کانه دار بوده و نقش مهمی در نهشت طلا را برعهده دارد.

- حیدری، س.م.، ۱۳۸۳. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و فابریک کانه‌زایی طلا در پهنه برشی خمیری منطقه کرویان (جنوب غربی سقز، استان کردستان) پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، ایران.

- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211-238.

- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros folded-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science*, 304, 1-20.

- Aliyari, F., Ebrahim, R., Mohammad, M. and Greg, B.A., 2009. Geology and geochemistry of D-O-C isotope systematics of the Qolqoleh gold deposit, Northwestern Iran: Implications for ore genesis. *Ore Geology Reviews*, 36, 306-314.

- Aliyari, F., Ebrahim, R., Goldfarb, R. and Sharif, J. A., 2012. Geochemistry of hydrothermal alteration at the Qolqoleh gold deposit in the northern part of the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, northwestern Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, S0375-6742(12)00024-6.

- Azizi, H. and Moinevaziri, H., 2009. Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *Journal of Geodynamics*, 47, 167-179.

- Bakker, R.J., 1999. Optimal interpretation of microthermometrical data from fluid inclusions: thermodynamic modeling and computer programming, Habilitation thesis. Ruprecht-Karls-University, Heidelberg, 50.

- Bakker, R.J., 1997. Clathrates: computer programs to calculate fluid inclusion V-X properties using clathrate melting temperatures. *Computer Geosci*, 23, 1-18.

- Barnes, H. L., 1997. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3rd edn, John Wiley and Sons, New York, 972.

- Berberian, M. and King G. C. P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210-26.

- Berberian, M., 1995. Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241, 193-224.

- Bodnar, R.J., 1983. A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and P-V-T-X properties on inclusion fluid. *Economic Geology*, 78, 535-542.

- Breeding, C M., Ague, J J., Bröcker, M. and Bolton,

۳- همچنین مطالعات میانپارهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار صورت گرفته بر روی نمونه‌های کوارتز - سولفید و کوارتز - کلسیت، دوگانگی سیالات را در تشکیل رگه‌های کوارتزی موجود در منطقه تأیید می‌کند. رگه‌های کوارتز - سولفید در دماهای بالا (۳۳۵-۳۸۵ درجه سانتی‌گراد) تشکیل و نماینده سیالات همراه با کانه‌زایی طلا می‌باشند این سیالات دارای منشا عمیق (۷ کیلومتر) بوده و بیانگر یک سیال پوسته‌ای سنگین به لحاظ ایزوتوپی است که احتمالاً قدری با آبهای جوی مخلوط گردیده است. بدین ترتیب آمیزش این دو سیال از راه واکنش زیر سبب نهشت طلا از یک سیال دگرگونی طلا دار و از کمپلکس‌های بی-سولفیدی شده است.



رگه‌های کوارتز - کلسیت نیز از سیالات با دماهای پایین‌تر (۲۰۵-۲۵۵ درجه سانتی‌گراد) تشکیل و نماینده سیالات سبک جوی فاقد کانه‌زایی بوده است این سیالات در اعماق کم پسته (۱/۸ کیلومتر) تشکیل شده‌اند.

۴- به طور کلی تیپ کانه‌زایی در منطقه قلقله و مناطق مشابه آن در کمربند دگرگونی - ماگمایی سنندج - سیرجان همانند کرویان، قبقلوچه، خراپه و موزه از نوع طلای کوهزایی می‌باشد. در این کمربند، سیستم لرزه ای گسلی به‌طور محلی در انتقال سیال با منشا عمیق مؤثر بوده و جریان سیالات را در امتداد گسل افزایش می‌دهد. تغییر شرایط ساختاری در این زون از فشاری به کششی همراه با گرا دیان زمین گرمایی که به‌طور پوسته‌ای در حال افزایش بوده (جایگزینی توده‌های گرانیتوئیدی)، باعث تحرک دوباره مقادیر قابل توجهی سیالات دگرگونی شده است، بالا آمدگی منطقه، عامل تغییر دگرشکلی از شرایط شکل‌پذیر به شکننده شده که در نتیجه آن تشکیل ساختارهای متقاطع، شکستگی‌ها، گسل‌ها و سیستم‌های رگه‌ای می‌باشد. این شرایط باعث صعود سیالات دگرگونی حاصل از فعالیت کوهزایی مرتبط با فرآیند مکش لرزه‌ای شده و منجر به آمیختگی این سیال حاوی طلا با آب‌های جوی شده و نهایتاً سبب نهشت کانه‌های سولفیدی طلا دار شده است (شکل ۸).

سپاسگزاری

نویسندگان این مقاله از حمایت‌های مالی کمیته تحقیقات دانشگاه شیراز در به انجام رساندن این مقاله تشکر می‌کنند. همچنین از مهندس عباس رضایی گنجه، مهندس حسین بهاری پور و خانم هاله رضائیان که در اجرای برنامه‌های نرم افزاری کمک شایانی نمودند، تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- تقی‌پور، ب. و احمدنژاد، ف.، ۱۳۹۱. زمین شیمی زون‌های دگرسان و پهنه برشی با تاکید بر رفتار عناصر نادر خاکی (REE) در کانسار طلای قلقله، کردستان. *مجله پترولوژی*، سال سوم، شماره دهم، ۶۴-۴۵.

- E., 2003. Blueschist preservation in a retrograded, high-pressure, low-temperature metamorphic terrane, Tinos, Greece: Implications for fluid flow paths in subduction zones. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4, 1-20.
- Brown, P.E., 1989. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *American Mineralogist*, 74, 1390-1393.
 - Burrows, D.R. and Spooner, E.T.C., 1989. Pb isotope geochemistry of the Silidor and Launay gold deposits; implications for the source of Archean Au in the Abitibi Subprovince. *Economic Geology*, 88, 1722-1730.
 - Cameron, E.M., 1989. Scouring of gold from the lower crust. *Geology*, 17, 26-29.
 - Cameron, E.M., Cogulu, E.H. and Stirling, J., 1993. Mobilization of gold in the deep crust: evidence from mafic intrusions in the Bamble belt, Norway. Elsevier Science Publisher Amsterdam, *Luhos*, 30, 151-166.
 - Chen, Y.J., Pirajno, F. and Sui, Y.H., 2004. Isotope geochemistry of the Tieluping silver deposit, Henan, China: a case study of orogenic silver deposits and related tectonic setting. *Mineralium Deposita*, 39, 560-575.
 - Chi, G., Liu, Y. and Dubé, B., 2009. Relationship between CO₂-dominated fluids, hydrothermal alterations and gold mineralization in the Red Lake greenstone belt, Canada. *Applied Geochemistry*, 24, 504-516.
 - Clayton, R.N. and Mayeda, T.K., 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27, 43-52.
 - Clayton, R.N., O'Neil, L.R. and Mayeda, T.K., 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water. *Journal of Geophysical Research*, 77, 3057-3067.
 - Collins, P.L.F., 1979. Gas hydrates in CO-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Economic Geology*, 74, 1435-1444.
 - Colvine, A.C., 1989. An empirical model for the formation of Archean gold deposits: Products of final cratonization of the Superior Province, Canada, in Keys, R.R., Ramsay, W.R.H., and Groves, D.I., eds., *The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988*. *Economic Geology Monograph*, 6, 37-53.
 - Diamond, L.W., 2003. Systematics of H₂O inclusions. In: Samson I, Anderson A, Marshall D (eds) *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, 32, 55-79.
 - Eftekhari-Nezhad, J., 1973. The Mahabad Quadrangle map (scale 1:250,000). Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.
 - Eftekhari-Nezhad, J., 1981. Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins. *Journal of Iranian Petroleum Society*, 82, 19-28.
 - Evans, A., 1993. Ore geology and industrial minerals an introduction, Blackwell Scientific Publications/Third Edition, 390.
 - Ferry, J.M., 1995. Overview of the petrologic record of fluid flow during regional metamorphism in northern New England. *American Journal of Science*, 294, 905-988.
 - Foster, R.P., 1991. *Gold Metallogeny and Exploration*. Blackie and Son, Glasgow, 432.
 - Fyon, J.A., Troop, D.G., Marmont, S. and Macdonald, A.J., 1989. Introduction of gold into Archean crust, Superior Province, Ontario - Coupling between mantle-initiated magmatism and lower crustal thermal maturation. *Economic Geology*, 9, 479-490.
 - Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26, 683-693.
 - Goldfarb, R.J., Snee, L.W., Miller, L.D. and Newberry, R., 1991. Rapid dewatering of the crust deduced from ages of mesothermal gold deposits. *Nature*, 354, 296-298.
 - Goldfarb, R.J., Miller, L.D., Leach, D.L. and Snee, L.W., 1997. Gold deposits in metamorphic rocks of Alaska. *Economic Geology*, 9, 151-190.
 - Goldfarb, R.J., Groves, D.I. and Gardoll, S., 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews*, 18, 1-75.
 - Goldfarb, R.J., Baker, T., Dube, B., Groves, D.I., Hart, C.J.R. and Gosselin, P., 2005. Distribution, character and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 407-450.
 - Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre, M.M., Hagemann, S.G. and Robert, F., 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, 13, 7-27.
 - Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Knox-Robinson, C.M., Ojala, J., Gardoll, S., Yun, G. and Holyland, P., 2000. Late-kinematic timing of orogenic gold deposits and significance for computer-based exploration techniques with emphasis on the Yilgarn block, Western Australia. *Ore*

Geology Reviews, 17, 1–38.

- Guilbert, J.M. and Park, C.F., 1997. The Geology of Ore Deposits, New York, Fereeman, 966.

- Hagemann, S.G., Gebre-Mariam, G. and Groves, D.L., 1994. Surface-water influx in shallow-level Archean lode gold deposits in Western Australia. *Geology*, 22, 1067-1070.

- Kerrick, D.M. and Caldera, K., 1998. Metamorphic CO₂ degassing from orogenic belts. *Chemical Geology*, 145, 213–232.

- Kesler, S E., 2005. Ore-forming fluids. *Elements*, 1, 13-18.

- Klein, E.L. and Fuzikawa, K., 2010. Origin of the CO₂-only fluid inclusions in then Palaeoproterozoic Carará vein-quartz gold deposit, Ipitanga Auriferous District, SE-Guiana Shield, Brazil: Implications for orogenic gold mineralization. *Ore Geology Reviews*, 37, 31–40.

- Klemd, R. and Hirdes, W., 1997. Origin of an unusual fluid composition in Early Proterozoic Palaeoplacer and lode-gold deposits in Birimian greenstone terranes of West Africa. *South African Journal of Geology*, 100, 405–414.

- Lai, J. and Chi, G., 2007. CO₂-rich fluid inclusions with chalcopyrite daughter mineral from the Fenghuangshan Cu–Fe–Au deposit, China: implications for metal transport in vapour. *Mineralium Deposita*, 42, 293–299.

- Lowenstern, J.B., 2001. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems. *Mineralium Deposita*, 36, 490–502.

- McCoy, D., Newberry, R J., Layer, P., DiMarchi, J.J., Bakke, A., Masterman, J.S. and Minchane, D.L., 1997. Plutonic-related gold deposits of Interior Alaska. *Economic Geology*, 9, 191-241.

- McCuaig, T.C. and Kerrich, R., 1998. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. *Ore Geology Reviews*, 12, 381-453.

- Mohajjel, M., 1997. Structure and tectonic evolution of Palaeozoic-Mesozoic rocks, Sanandaj–Sirjan Zone, Western Iran. Ph.D. thesis, University of Wollongong, Wollongong, Australia.

- Mohajjel, M., 2000. Geological map of the Qolqoleh and Kervian gold deposits in scale 1/5000. Geological Survey of Iran.

- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous–Tertiary convergence and continental

collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 397–412.

- Niroomand, S., Goldfarb, R.J., Moore, F., Mohajjel, M. and Marsh, E.E., 2011. The Kharapeh orogenic gold deposit: geological, structural, and geochemical controls on epizonal ore formation in West Azerbaijan Province, North-Western Iran. *Mineralium Deposita*, 46, 409–428.

- Nosratpoor, H., 2008. A study of gold mineralization in Ghabaghlojeh shear zone (southwest Saqqez, Kurdistan province). MS thesis, Tehran University, Iran.

- Phillips, G.N. and Powell, R., 1993. Link between gold provinces. *Economic Geology*, 88, 1084-1098.

- Phillips, G.N. and Evans, K.A., 2004. Role of CO₂ in the formation of gold deposits. *Nature*, 429, 860–863.

- Pirajno, F., 2009. Hydrothermal mineral deposits, principle and fundamental concept for the exploration geologist, Springer, 706.

- Powell, R., Will, T.M. and Phillips, G.N., 1991. Metamorphism in Archean greenstone belts: calculated fluid compositions and implications for gold mineralization. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 141-150.

- Ridley, J.R. and Diamond, L.W., 2000. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models. In: Hagemann SG, Brown PE (eds) *Gold in 2000. Review Economic Geology*, 13, 146–162

- Robb, L.J., 2005. Introduction to Ore-Forming Processes. Blackwell, Oxford, 373.

- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, 12, 3-10.

- Romberger, S.B., 1990. Transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In: Robert, F., Shearan, P. A., Green, S. B. (Eds.), *Greenstone Gold and Crustal Evolution: NUNA Conference Volume*. Geological Association of Canada, 61–66.

- Seward, T.M., 1991. The geochemistry of gold. In: Foster, R.P. (Ed.), *Gold Metallogeny and Exploration*. Blackie & Son, Glasgow, 37–62.

- Shelton, K.L., So, C.S. and Chang, J.S., 1988. Goldrich mesothermal vein deposits of the Republic of Korea: geochemical studies of the Jungwon gold area. *Economic Geology*, 83, 1221–1237.

- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies, Blackie, Glasgow, 239.

- Skinner, B.J., 1997. Hydrothermal mineral deposits:

what we do and don't know. In: Barnes, H.L. Ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. 3rd edn. Wiley, New York, 1-29.

- So, C.S. and Yun, S.T., 1997. Jurassic mesothermal gold mineralization of the Samhwanghak mine, Youngdong area, Republic of Korea: constraints on hydrothermal fluid chemistry. *Economic Geology*, 197, 60-80.

- Touret, J. and Dietvorst, P., 1983. Fluid inclusions in high-grade anatectic metamorphites. *Journal of the Geological Society of London*, 140, 635-649.

- Walther, J.V. and Orville, P.M., 1983. The extraction-

quench technique for determination of the thermodynamic properties of solute complexes: application to quartz solubility in fluid mixtures. *American Mineralogist*, 68, 731-741.

- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55, 229-272.

- Xavier, R.P. and Foster, R.P., 1999. Fluid evolution and chemical controls in the Fazenda Mariab Preta (FMP) gold deposit, Rio Itapecuru Greenstone Belt, Bahia, Brazil. *Chemical Geology*, 154, 133-154.

Archive of SID