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

بتول تقی پور'، فرهاد احمدنژاد<sup>(۲و\*)</sup>، محمدعلی مکیزاده<sup>۳</sup> 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

### چکیدہ

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 آتشفشانی های دگر گون شده اسیدی، کلریت – سریسیت شیست، سنگ آهکهای دگر گون شده و تودههای نفوذی به سن مزوزوئیک می باشد که بخش غالب زمین شناسی منطقه را تشکیل می دهند. این مجموعه تحت تاثیر فازهای دگرگونی حاکم بر زون زمینساختی سنندج – سیرجان دگرریخت شده و در طی آن کانهزایی طلا شکل گرفته است. بررسی های زمین شیمیایی 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 می گیرند: گروه اول با دمای همگن شدن ۲۰۵ تا ۲۵۵ درجه سانتی گراد و درجه شوری شوری معادل ۵ تا ۱۳ درصد وزنی نمک طعام و گروه دوم با دمای همگن شدن ۳۳۵ تا ۳۸۵ درجه سانتی گراد و درجه شوری معادل ۱۵ تا ۱۹ درصد وزنی نمک طعام؛ نوع سوم (III) میانبارهای سه فازه کرینی – آبگین با دمای همگن شدن ۳٤۵ تا ۳۸۵ درجه سانتی گراد و درجه شوری معادل ۹ تا ۱۳ درصد وزنی نمک طعام. همچنین چگالی سیال کانهدار، فشار و عمق کانهزایی به ترتیب برابر ۷/۹۰ تا ۱/۹۳ گرم بر سانتیمتر مکعب، ۲ کیلوبار و ۷ کیلومتر می باشد که نشان دهنده محیط تشکیل میان پوستهای برای ذخیره معدنی قلقله می باشد. مقادیر ۵<sup>۱۸</sup>۵ و bD مربوط به سیالات کانسنگساز (رگههای کوارتز – سولفید) به ترتیب محدودهای از ۲/۲% تا ۸% و ۲۵/۲۷%- تا ۴۰/۲۳%- را نشان میدهند. با توجه به جایگاه زمین شناختی 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 گرادیان زمین گرمایی که بطور پوستهای در حال افزایش بوده، باعث تحرك دوباره مقادير قابل توجهي سيالات دگرگوني شده است كه أميختگي سيالات بالارو ناشي از فعاليت کوهزایی و سیالات پایینرو جوی سبب نهشت طلا توسط کانی های سولفیدی شده است.

**واژەھاي كليدى**: ايزوتوپ پايدار، رگە كوارتز، طلاي كوھزايي، قلقله، ميانبار سيال

<sup>\*</sup> نویسنده مرتبط Farhad\_sekerter@yahoo.com

#### مقدمه

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 Groves et al., 1998; Groves et al., 2000; Gold-یقسیم کرد (-farb et al., 1998; Groves et al., 2000; Gold-نین 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 (and Powell, 1993; McCuaig and Kerrich, 1998 برخی دیگر از محققین سیالات گرمابی – ماگمایی (and Powell, 1993; McCuaig and Kerrich, 1998

Hage-)، آبهای جوی که به اعماق نفوذ کرده (-Spooner, 1989 Cam-)، سیالات غنی از CO<sub>2</sub> بالا آمده از جبه (-cam) (eron, 1989; Colvine, 1989) و در نهایت سیالات با منشا خارجی Breeding, et al., فرو رونده (...Breeding, et al.) 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 سنندج – سیرجان شناسایی شده که نشان دهنده پتانسیل قابل توجه این پهنه در اکتشاف ذخایر مشابه میباشد. موقعیت و محل دقیق این رخدادها (کرویان، قبقلوجه، 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



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

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 دگرسانی های گرمابی به کمک تغییرات عناصر فرعی و کمیاب خاکی (,.Aliyari et al

بكارگیری 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  $_{2}OS$  در این گونه از میانبارهاست (-Low and Di محتوای بالای  $_{2}OS$  در این گونه از میانبارهاست (-Robb (2005) طلا مرتبط با سیالات آبگین - کربنی (ترکیبی آمیخته از -20 طلا مرتبط با سیالات آبگین - کربنی (ترکیبی آمیخته از انها تحت عنوان طلای مزوترمال یاد می شد. امروزه اطلاعات بسیار اندکی عنوان طلای کوهزایی وجود دارد، با این وجود برخی محققین بر نقش طلای کوهزایی وجود دارد، با این وجود برخی محققین بر نقش عیر مستقیم  $_{2}OO$  در انتقال و نهشت طلا در کانسارهای عیر مستقیم  $_{2}OO$  در انتقال و نهشت طلا و تغییرات H محیط لید دارند (:Loi and Chi, 2007; Klein and Fuzikawa, 2010)

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

### زمینشناسی ناحیهای

پهنه سنندج – سيرجان که ذخيره معدني قلقله در أن واقع شده است، طی فرورانش پوسته اقیانوس نئوتتیس به زیر خرده قاره ايران و نهايتا برخورد سكوي قاره عربي به صفحه ايران در كرتاسه - ترشیری شکل گرفته است (;Berberian and King, 1981) Mohajjel et al., 2003). این پهنه که میزبان کانسار طلای قلقله 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 بهشدت دچار دگرشکلی و دگرگونی شدهاند (Alavi, 1994; Berberian, 1995). بر اساس Alavi, 1994; Berberian, 1995) - مى توان يهنه سنندج (1981) , Ghasemi and Talbot (2006) 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، آتشفشانی های دگرگون شده و فیلیت ها در بخش شمال غربی پهنه سنندج - سيرجان، که در اواخر کرتاسه تحت تاثير دگرشکلي قرار گرفتهاند. مطالعات اخیر (Azizi and Moinevaziri, 2009)،

نشان میدهد که یک کمربند از سنگهای آتشفشانی کرتاسه در بخش شمالي سنندج – سيرجان بين نهاوند و اروميه توسعه يافته است. این کمربند 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). بررسی های صورت گرفته در منطقه نشان دهنده وقوع سه مرحله دگرشکلی در منطقه میباشد. بر اساس پژوهش های 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، آتشفشانی های دگرگون شده و شیست ها شده است. مرحله دوم دگرشکلی (D2)، مهمترین مرحله دگرشکلی در منطقه بوده و در سرتاسر بخش شمال غربی پهنه سنندج – سيرجان قابل تشخیص می باشد و بر روی واحدهای دگرگونی مزوزوئیک شامل رسوبات کرتاسه با درجه دگرگونی اندک و سکانسهای آتشفشانی تاثیر گذاشته است (Mohajjel, 1997). دگرشکلی D2 نتيجه برخورد قاره Afro-Arabian با جنوب غرب ايران مركزي (زون سنندج – سيرجان) در اواخر كرتاسه مي باشد (Alavi, 1994 and 2004) که نتیجه آن توسعه قابل توجه فابریکهای میلونیتی در سنگهای تبلور یافته و تشکیل شده طی دگرشکلی D2 می باشد. همچنین چینهای F2 به فراوانی در سنگهای آتشفشانی و سنگ آهکهای دگرگون شده و به میزان کمتری در کوارتزیتها و فيليت ها ديده مي شود (Aliyari et al., 2009). در مرحله نهايي (D3)، دگرشکلی شکننده، فرایند تکتونیکی غالب بوده و عامل اصلى ايجاد ساختارهاي كنوني منطقه مي باشد. طي اين مرحله بالا آمدگی سبب ایجاد شکستگیها، درزهها و گسلها شده، و ساختارها و فابریکهای متنوعی ایجاد نموده است. در ارتباط با تاثیر این دگرشکلی ها بر سایر رخدادها و کانسارهای موجود در بخش شمال غرب سنندج - سيرجان بايد به اين نكته توجه كرد كه این دگرشکلی ها ساختار غالب در این بخش از سنندج – سیرجان بوده و این فازهای دگرشکلی در کرویان (حیدری، ۱۳۸۳)، زینون جيان و خرايه (Niromand et al., 2011)، قبقلوجه (Nosratpoor,) 2008) و سایر رخدادهای موجود در زون سقز – سردشت – پیرانشهر گزارش شده است. بر اساس (Niromand et al. (2011)، سنگهای آتشفشانی – رسوبی دگرگون شده کرتاسه زون سقز - سردشت - پیرانشهر میزبان کانهزایی طلا در بخش شمال غربی پهنه سنندج – سيرجان ميباشند اين واحدها تحت تاثير دگرگوني در حد رخساره شیست سبز قرار گرفتهاند.

### زمين شناسي منطقه مورد مطالعه

رخداد طلای قلقله، در بخش شمال غربی کمربند دگرگونی سنندج – سیرجان و در ۵۰ کیلومتری جنوب غربی سقز، با مختصات ۸۳ '۰۲ °51 عرض جغرافیایی و ۸۳ '۰۸ °۳۶ طول جغرافیایی واقع شده است (شکل۲). واحدهای سنگی رخمنون



شکل ۲. a) جایگاه زمینساختی کانسار طلای قلقله در پهنه دگرگونی سنندج – سیرجان، b) نقشه زمینشناسی منطقه مورد مطالعه (با تغییرات (Mohajjel, 2000).

جهتیابی و خرد شدگی پورفیروکلاستها افزایش مییابد، از سوی دیگر شدت فرآیند دگرسانی ارتباط تنگاتنگی با دگرشکلی دارد به شکلی که شدت دگرسانیهای سیلیسی و سولفیدی و کربناتی که حاصل از واکنش سیال با سنگ دیواره در واحدهای بهشدت دگرشکل شده افزایش مییابد (2009, Aliyari et al.).

## روش مطالعه

بهمنظور بررسی ویژگیهای فیزیکوشیمیایی سیال کانهدار و بررسی روند تغییرات شیمیایی و دمایی سیال کانهساز طی نهشت طلا، از هر دو نوع رگه کوارتز (رگههای کوارتز – سولفید طلادار همروند با برگواره میلونیتی و رگههای کوارتز – کلسیت متقاطع با برگواره میلونیتی) موجود در پهنه برشی دگرسان و کانهدار، تعداد ۸ مقطع دوبرصیقل تهیه گردیده و مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال بر روی آنها صورت گرفته است. کانهزایی طلا به رگههای سیلیسی – سولفیدی طلادار محدود میشود از کانی کوارتز جهت مطالعات میانبارهای سیال استفاده شده است و در حین نمونهبرداری با توجه به نتایج بررسیهای زمین شیمیایی سعی گردیده تا نمونههای کوارتز مربوط به بخشهای پرعیار انتخاب گردد.

اندازه گیریها با استفاده از صفحه گرمکننده 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 ۲۰۰+ 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 شیستها و سنگ آهکهای دگرگون شده به سن مزوزوییک میباشد که تا حد رخساره شیست سبز دگرگون شدهاند (شکل،۲). این مجموعه تحت تاثیر پهنههای برشی شکل پذیر – شکنا با روند NE-SW با شیب N50-60E قرار گرفته اند و دچار دگرشکلی شده، به گونهای که واحدهای سنگی مختلف شدت دگرشکلی یکسانی نداشته و از واحدهای کمتر دگرشکل شده تا واحدهای ميلونيتي و التراميلونيتي در منطقه قابل مشاهده است. حضور واحدهای گنایس و گرانیت گنایس در محدوده کانسار و به طور کلی جنوب و جنوب غربی ورقه ۱/۱۰۰۰۰ از مشخصات بارز منطقه مورد مطالعه می باشد. در بسیاری از نقاط برگوارگی آنها موازی گسلهای اصلی و ساختار های کلی منطقه است. از مهمترین دگرسانی های موجود در منطقه می توان به سریسیتی شدن، كلريتي شدن، كربناتي شدن، سولفيدي شدن و سيليسي شدن اشاره کرد (تقی پور و احمدنژاد، ۱۳۹۱). تمرکز کانهزایی طلا در منطقه قلقله در یهنهای 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 سنگهای آتشفشانی دگرگون شده (متاولکانیکها) میباشد که در بررسیهای میکروسکویی دو نوع دانهبندی پورفیروکلاست و زمینه در آنها تشخیص داده شده است و می تواند شاخصی بر میزان دگرشکلی در منطقه باشد، به گونهای که با نزدیک شدن به واحدهایی با دگرریختی شدیدتر (میلونیتی- الترامیلونیتی) تفاوت در اندازه پورفیروکلاستها و زمینه کمتر می شود و میزان

بخشهای جنوبی پهنه برشی مورد مطالعه کاملا توسط این واحدها پوشیده شده است. از لحاظ کانی شناسی، این واحد عموماً از کانی های کوارتز، سریسیت، بیوتیت و پلاژیوکلاز تشکیل شده است و به علت حضور گسترده کانی های خانواده میکا ظاهری متورق دارد. فیلیت ها همراه با میان لایه های آهک بلورین در مقیاس کوچک رخنمون چین خوردگی نشان می دهند. بر گوارگی مشاهده شده در این واحدها همروند با سطح محوری چین ها و پهنه برشی منطقه مورد مطالعه، دارای امتداد شمال شرق – جنوب غرب می باشد. واحدهای مذکور از لحاظ سنی متعلق به کرتاسه می باشند، که مرز زیرین این واحدها به خوبی مشخص نیست، اما مرز بالایی آن ها به آهک های دگرگون شده و آهک های دولومیتی ختم می گردد.

## 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 چین خوردگی، 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 درمنطقه فیلیت ها و حد بالایی آنها 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 - سریسیت شیست

رخنمون سنگی این واحدها به طور گستردهای در شمال محدوده معدنی مورد مطالعه قرار دارد. واحدهای واقع در محدوده کمر بالای پهنه برشی نیز به شکل وسیعی از سریسیت-کلریت شیستها تشکیل شدهاند. ویژگیهایی چون شیستوزیته بسیار واضح و تاثیر فرآیند دگرشکلی و میلونیتی شدن نسبی آنها سبب شده تا به راحتی بتوان این واحدها را از واحدهای مجاور خود تشخیص داد. از مهمترین دگرسانیهای مشاهده شده دراین واحدها می توان به کلریتی، سریسیتی و سیلیسی شدن اشاره کرد. براساس بررسیهای میکروسکوپی مهمترین کانیهای تشکیل دهنده این تیپ از سنگها شامل کوارتز، بیوتیت، فلدسپات، کلریت، سریسیت و کلیست می باشد.

## 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 (C/min° ۰/۱). در حالیکه بهمنظور جلوگیری از ثبات بخشی، آهنگ سرمایش بالا بوده است. برای تمام دماهای حاصل از ذوب نهایی CO2، دقت ۰/۱± 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 بهشدت دگرشکل شده اجتناب به عمل آید.

بهمنظور بررسی و مطالعه ایزوتوپهای پایدار اکسیژن و هیدروژن نیز تعداد ٤ نمونه کوارتز شامل ۲ نمونه از رگچههای کوارتز – سولفیدی همروند با برگوارگی میلونیتی منطقه (همراه با کانهزایی) و ۲ نمونه از رگچههای کوارتز - کلسیت متقاطع با بر گواره میلونیتی (فاقد کانهزایی یا همراه با کانهزایی ضعیف) مورد آنالیز قرار گرفت که کوارتز موجود در این رگهها به دانههایی با اندازه ۰/۱ – ۰/۰میلی متر خرد شدند. آنالیزهای ایزوتویی در آزمایشگاه ایزوتوپهای پایدار دانشگاه کورنل آمریکا صورت پذیرفته است. دقت و صحت خارجی آنالیزها برابر با ۲٬۸۰<u>۴</u> بوده است. رگههای کوارتز - سولفید طلادار، در متاولکانیکهای کانهدار و دگرسان و رگههای کوارتز - کلسیت در متاولکانیکهای فاقدكانەزايى يا با كانەزايى اندك بەمنظور بررسى ايزوتوپ اكسيژن 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 کانی های سیلیکاتی توسط روش های (Clayton and Mayeda (1963) و Brothwick and Harmon (1982) محاسبه شدند. در طی آزمایش تقریبا ۱۰ میلی گرم از هر نمونه در یک لوله واکنش نیکل با (torr) ۱۷۰ از BrF<sub>5</sub> در دمای ۲۰۰°C در حداقل ۱٤ ساعت واکنش پیدا کرده  $CO_2$  است.  $O_2$  آزاد شده در حضور گرافیت به  $O_2$  تبدیل شد. جمعاًوری شدہ توسط طیفسنج جرمی آنالیز گردید که مقادیر گزارش شده با توجه به استاندارد SMOW محاسبه شده است.

## بررسي روابط صحرايي و سنگنگاري منطقه

واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه شامل فیلیت با میان لایههای آهک دگرگون شده، سنگ آهکهای دگرگون شده، کلریت – سریسیت شیست، آتشفشانی دگرگون شده و تودههای نفوذی می باشند (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 می شود:

## فیلیتها با میان لایههای آهک دگرگون شده

این واحدها گسترش قابل توجهی در منطقه داشته بهطوریکه

زمین شیمی و خاستگاه طلای کوهزایی منطقه...



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 کانی های کوارتز، فلدسپات، سریسیت، کلریت، بیوتیت، مسکویت و اپیدوت تشکیل شدهاند، کانی های اولیه تحت تاثیر عوامل دگرگونی و دگرشکلی، دچار تبلور مجدد و جهتیافتگی حاصل نمودهاند، بهطوریکه در نمونه های دستی جهتیافتگی کانی های مافیک (بیوتیت، کلریت) و کانی های 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 جزیی 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 کانی شناسی، واحدهای

### 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 توده ها 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 جهتیافتگی فلدسپارها در آنها بیشتر مشهود است. ترکیب تودههای نفوذی در محدوده گرانیتی، گرانودیوریتی، دیوریتی و گاهی مونزنیتی قرار میگیرد. از مهمترین بافتهای موجود در این سنگها میتوان به بافتهای آنتیپرتیتی، مورتار و کاتاکلاستیک اشاره کرد.

بررسی های سنگنگاری بر روی این واحدهای سنگی نشان دهنده کانی شناسی ساده این واحدها می باشد. عمده-ترین کانی های مشاهده شده عبارتند از: کوارتز، فلدسپات، میکا، اپیدوت، کلریت، کائولینیت و کربنات. بر اساس بررسی های هندسی، بافتی و روابط کانیایی، رگههای کوارتز موجود در پهنه برشی قلقله را می توان به دو گروه هم روند با برگواره میلونیتی (رگههای کوارتز – سولفید) و متقاطع با برگواره میلونیتی (رگههای کوارتز – کربنات) تقسیم کرد.

## ر گههای کوارتزی همروند با بر گواره میلونیتی (ر گههای 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 کانی شناختی ترکیبی از کوارتزهای سفید و خاکستری ( ٦٥%)، فلدسپار ( ١٥%)، بيوتيت \_ سريسيت ( ١٠%)، سولفيدها (%۵>) و همچنین مقادیری کلریت و دیگر کانی های کدر مي باشد. اين رگەھا كە محصول فرآيند سيليسي شدن ھستند بهصورت لامینههایی در امتداد برگواره میلونیتی و غالب منطقه دیده می شوند و شاخص بسیار خوبی بر میزان دگرشکلی موجود در منطقه می باشند به گونه ای که با نزدیک شدن به بخشهای داخلی تر رگههای پهنه برشی، شدت، دگرشکلی، برگوارگی و میزان کوارتز افزایش می یابد (شکل ۳– ت و ث). بیشترین کانهزایی طلا همراه با این تیپ از کوارتزها صورت گرفته و مقادير سولفيدها همراه با اين كوارتزها به بيشترين مقدار خود رسیده است. بررسی ها نشان می دهد که میزان دگر شکلی 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 (یروتومیلونیتی) به سمت بخشهای داخلیتر که بهشدت

دگرشکل شده (الترامیلونیتی) افزایشی از ۳ppm ۰/۳ به ٤/٥ ppm را نشان میدهد.

## ر گههای کوارتزی متقاطع با بر گواره میلونیتی (ر گههای کوارتز - کربنات)

این تیپ از کوارتزها بیشتر در مناطق اتساعی جایگیری کردهاند و به شکل تودهای رخ میدهند. کانی شناسی رگهها شامل کوارتز (۲۰۰۸)، کربنات (۱۰۵۵)، سریسیت \_ بیوتیت (۱۰%)، کانی های سولفیدی (۵۰%) و مقادیری فلدسپار، کلریت و دیگر کانی های کدر می باشد. همزمان با جانشینی، سیلیس با سنگ میزبان آهکی که میزبان مناسبی برای جانشینی می باشد، 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 (℃ ۲۰۰ – ۲۰۵۰) تشکیل این رگهها می باشد که خود عاملی بر پایین بودن مقادیر سولفید و فقدان کانهزایی قابل توجه دراین مرحله می باشد

## 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 می گیرد.

همانگونه که قبلاً ذکر شد مطالعه میانبارهای سیال بر روی هر دو نوع رگه کوارتز طلادار 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+L)، و نوع 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 نمی شود.

## 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 می شوند و در بیشتر موارد از یک فاز غنی از مایع تشکیل شده است، اما در مواردی

نیز میانبارهای تک فازی غنی از بخار میباشد. اندازه آنها بین ۳ تا ۸ میکرون میباشد. این تیپ از میانبارها در هر دو رگه کوارتز مورد مطالعه حضور دارند (شکل ٤- الف و ب).

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

این تیپ از میانبارهای سیال توسط وجود یک حباب بخار در یک مایع آبگین در دمای اتاق مشخص می گردد و بیشتر حجم میانبارهای سیال را تشکیل می دهند. بخش عمده مطالعات ما هم بر روی همین میانبارها صورت گرفته است. در این تیپ از میانبارها، میانبارهای غنی از مایع بسیار رایج تر بوده و فاز بخار حدود ۲۵% الی ٤٠% حجم کل میانبارها را به خود اختصاص می دهد. از لحاظ شکل ظاهری نیز، به شکل های گرد، مستطیلی، کشیده، تخم مرغی شکل و نامنظم و به ابعاد ٤ الی ۱۸ میکرون دیده می شوند. این میانبارها هم در رگههای کوارتز – سولفید

طلادار و هم در رگههای کوارتز – کلسیت فاقد کانهزایی دیده میشوند (شکل ٤– پ و ت).

# نوع سوم (III) میانبارهای سه فازه کربنی – آبگین (L+L+V)

این دسته از میانبارهای سیال در دمای اتاق ۳ فازه بهنظر می رسد و حاوی یک حباب کوچک بخار هستند که تقریباً ۳۰% از حجم کل میانبار را اشغال کرده است. این تیپ از میانبارهای سیال با اندازهای بین ۵ الی ۱۵ میکرون تنها در رگههای کوارتز – سولفید طلادار مشاهده شده است. تعداد این میانبارها نسبت به دو تیپ قبلی از فراوانی کمتری برخوردار است. از لحاظ شکل ظاهری بیشتر به شکلهای گرد و تخم مرغی شکل دیده می شود (شکل ع- ث و ج).



شکل ٤. الف- ب) میانبارهای تک فازه آبگین، پ- ت) میانبارهای سیال دو فاز آبگین (L+V)، ث- ج) میانبارهای سیال دو فاز آبگین (L+V) و میانبارهای سه فازه کربنی- آبگین (L+L+V).

### ریزدماسنجی میانبارهای سیال

در این بررسیها برای میانبارهای سیال آبگین یارامترهای مورد اندازه گیری شامل دمای همگن شدن کل (TH total) و آخرین دمای ذوب یخ (TM) و برای میانبارهای سیال حاوی <sub>2</sub>CO، دمای ذوب دي اکسيد کربن (TM CO2)، دماي همگن شدن دي اکسيد کربن (TH CO2) و دمای ذوب کلاتریت (Tm Clath) بوده است. در این مطالعات داده های اندازه گیری شده حاصل از بر رسی های ریزدماسنجی و تخمینهای کسر حجمی فازهای مختلف (به منظور تبدیل دماهای ذوب و همگن شدگی و همچنین تخمین های چشمی کسر حجمی به ترکیبات حجمی و چگالی) توسط برنامههای نرمافزاری Bakker, 1999) Fluids و Bakker, 1999) (Bakker, 1997) مورد پردازش قرار گرفتهاند. همچنین درجه شوری میانبارهای سیال آبگین از روی آخرین دمای ذوب یخ و با استفاده از نرمافزار Flincore) 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 بررسی ها برای تخمین فشار از نمودار تعادلی H<sub>2</sub>O در فشار و دماهای مختلف (Diamond, 2003) و شیوه پیشنهادی

Touret and Dietvorst (1983) استفاده شده است.

در مطالعه میانبارهای سیال در ذخیره معدنی قلقله تنها میانبارهای سیال نوع II و III مورد بررسی قرار گرفته است. نتایج بهدست آمده از اندازه گیریهای ریزدماسنجی برای ۱٤۵ 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 می گیرند: گروه اول که دمای همگن شدن آنها در محدوده دمایی بین ۲۰۰ تا ۲۵۵ درجه سانتی گراد با فراوانی مشخص در ۲۳۵ درجه سانتی گراد قرار دارند (شکل ۵– الف). این دسته از میانبارهای سیال فراوانترین گروه میانیارهای سیال میباشد. دمای ذوب یخ این گروه معمولاً بین ۳– الی ۹– درجه سانتی گراد با یک فراوانی مشخص در ۷– درجه سانتی گراد 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.



شکل ۵. الف) دمای همگن شدن میانبارهای سیال آبگین نوع یک (Type II<sub>a</sub>) و نوع دو (Type II<sub>b</sub>) و میانبارهای سیال نوع کربنی– آبگین (Type III)، ب) دمای ذوب یخ در میانبارهای سیال آبگین نوع یک (Type II<sub>a</sub>) و نوع دو (Type II<sub>b</sub>) و دمای ذوب کلاتریت در میانبارهای سیال نوع کربنی – آبگین (-Tm (clath) ، پ) میزان شوری میانبارهای سیال آبگین نوع III, II و میانبارهای سیال نوع کربنی– آبگین در ذخیره معدنی قلقله.

جدول ۱. نتایج حاصل از مطالعه میانبارهای سیال در ذخیره معدنی قلقله از نظر نوع فازها ( گروه A: دو فازی مایع – گاز (L+V) و گروه B: سه فازی گاز – مایع – مایع (L+L+V)، منشا میانبارهای سیال (Origin)، اندازه (Size)، درصد پرشدگی از فاز مایع ( %Lquid)، دمای ذوب آخرین قطعه یخ (Tm)، دمای همگن شدگی (Th) و مبزان شوری (Eq.wt. Nacl).

Phases	Origin	Size (µm)	Shape	Liquid(%)	Tm (°C)	Salinity	Th (°C)
L + V	Primary	٩	Elongate	٧.	٦-	٩,١٨	7371
L + V	Primary	11	Elongate	٨٠	٣,٨-	٦,•٧	<b>T</b> 1A
L + V	Primary	٩	Ovoid	٧.	٧,٨–	11,27	۲۰۳
L + V	Primary	١٧	Ovoid	٧.	٩,١–	17,97	TEV
L + V	Primary	٩	Irregular	٩٠	٥-	٧,٨١	771
L + V	Primary	١٤	Negative Crystal	٦٥	9,0-	١٣,٤	777
L + V	Primary	٦	Irregular	٦٥	9,7-	۱۳,۰۷	722
L + V	Primary	١٢	Irregular	70	٥,٨-	٨,٩٢	۲.٧
L + V	Primary	١٦	Ovoid	٧٠	0,٣-	٨,٢٣	700
L + V	p-secondary	٨	Ovoid	٨.	9,1-	17,97	722
L + V	Primary	١٢	Rectangular	٨.	٧,٤-	۱۰,۹۷	717
L + V	Primary	٦	Negative Crystal	٧٠	٦,٦-	٩,٩٧	720
L + V	Primary	١٢	Elongate	V.	۳-	٤,٨٥	777
L + V	Primary	٧	Elongate	٧.	٣,٢-	٥,٢	727
L + V	Primary	0	Negative Crystal	٧.	-۳,	٨,٢٣	۲۰0
L + V	Primary	10	Irregular	٦.	٧,١-	۱۰,٦٠	707
L + V	Primary	١٢	Ovoid	٦.	۸,۳–	17,00	777
L + V	Primary	11	Ovoid	٩٠	٨,٩-	17,72	۲۱٦
L + V	p-secondary	11	Irregular	٦٥	٦,٨-	1.,77	۲۳.
L + V	Primary	٨	Elongate	٦٥	٩,١–	17,97	٢٣٩
L + V	Primary	V	Spherical	٧.	٨,٥-	17,77	771
L + V	Primary	٤	Ovoid	٧.	٦,٤-	٩,٧١	۲۰0
L + V	Primary	V	Negative Crystal	٨.	٨,٢-	11,9٣	7371
L + V	Primary	V	Elongate	٧.	۸-	١١,٧	7371
L + V	Primary	٦	Rectangular	Võ	٣,٩-	٦,٢٢	710
L + V	Primary	٩	Irregular	٦.	٦,٨-	1.,77	۲۳۲
L + V	Primary	V	Ovoid	٦.	٩,٧-	13,77	781
L + V	Primary	٨	Ovoid	Võ	٧,٢-	۱۰,۷۳	770
L + V	Primary	٨	Ovoid	Vo	٧,٣-	۱۰,۸٥	۲۰۸
L + V	Primary	V	Spherical	Võ	٥,٣-	٨,٢٣	۲.۷

### ادامه جدول ۱

Phases	Origin	Size (µm)	Shape	Liquid(%)	Tm (°C)	Salinity	Th (°C)
L + V	Primary	Α	Irregular	٨٠	٨,٤-	17,17	۲۳۳
L + V	p-secondary	٩	Elongate	٨٥	٨,١-	11,77	۲۳۲
L + V	Primary	٩	Elongate	٦٥	۹_	17,70	۲۲.
L + V	Primary	١٤	Elongate	٧٥	V–	۱۰,٤٨	722
L + V	Primary	V	Rectangular	٧٥	V–	۱۰,٤٨	777
L + V	Primary	۱.	Spherical	٧.	٣,٢-	0,7.	۲۳٦
L + V	Primary	١٧	Spherical	٩٠	٧,٦-	11,77	٢٣٣
L + V	Primary	١٣	Ovoid	٦.	٨,٢-	11,9٣	۲.٩
L + V	Primary	Α	Ovoid	٧.	9,7-	13,01	777
L + V	Primary	٨	Elongate	٧.	٣,٤-	٥,٥٠	702
L + V	Primary	١٣	Ovoid	٨٠	٨,٩-	17,72	٢٢٤
L + V	Primary	٩	Elongate	٦.	٧,٩-	11,01	۲۳۳
L + V	Primary	١٣	Ovoid	Vo	٦,٢-	٩,٤٥	717
L + V	Primary	٤	Negative Crystal	V	٦,٥-	٩,٨٤	707
L + V	Primary	٨	Ovoid	۸۰	٨,٥-	17,77	779
L + V	Primary	٥	Spherical	٨٠	٨,٦-	17,2.	781
L + V	Primary	Λ	Spherical	٧٥	٣,١-	٥,٠١	777
L + V	Primary	1A	Irregular	٧٥	٧,٨–	11,27	۲ • ٤
L + V	Primary	0	Ovoid	٧٥	٩,٣–	۱۳,۱۸	۲۰۸
L + V	Primary	9	Elongate	٦.	۹_	١٢,٨٥	۲0.
L + V	Primary	٨	Ovoid	٨٠	٦-	٩,١٨	ттл
L + V	Primary	٨	Irregular	٧.	٦,٥-	٩,٨٤	٢٢٤
L + V	p-secondary	٤	Irregular	٧.	٩,٥-	١٣,٤٠	۲۱.
L + V	Primary	۱.	Ovoid	٧.	٧,٦-	11,77	727
L + V	Primary	۱.	Ovoid	٧.	٧,٨–	11,27	777
L + V	Primary	V	Elongate	٩٠	V–	۱۰,٤٨	770
L + V	Primary	٩	Elongate	٦.	٦,١–	९,٣٢	۲۰0
L + V	Primary	٦	Spherical	٦.	٧,٥-	11,1•	۲۰۸
L + V	Primary	0	Negative Crystal	٦.	٨,٩-	17,72	٢٣٥
L + V	Primary	V	Negative Crystal	٧٥	٧,٣-	۱۰,۸٥	٢٢٩
L + V	Primary	٩	Irregular	٨٥	٨,٥-	17,77	٢٤٩
L + V	Primary	١٨	Ovoid	٨٥	0,0-	٨,٥١	717

|--|

Phases	Origin	Size (µm)	Shape	Liquid(%)	Tm (°C)	Salinity	Th (°C)
L + V	Primary	١٧	Elongate	٧.	0,0-	٨,٥١	۲۲.
L + V	Primary	١٤	Elongate	٧.	٩,٣_	۱۳,۱۸	۲۳۸
L + V	Primary	V	Negative Crystal	٦٥	٧,٨–	11,87	TTV
L + V	Primary	۱.	Spherical	٨.	۸,۳–	17,00	۲۰۳
L + V	Primary	١.	Spherical	٨.	٥,٦-	٨,٦٤	701
L + V	Primary	٤	Spherical	٦٥	٧,٩-	11,01	719
L + V	Primary	٨	Irregular	٦.	٧,٥-	11,1•	711
L + V	p-secondary	١٧	Ovoid	٧.	9,V-	13,77	723
L + V	Primary	٩	Spherical	٧.	۸-	11,7.	٢٣٥
L + V	Primary	٦	Ovoid	٧.	٣,٥-	0,7.	۲۰٦
L + V	Primary	٦	Ovoid	٧٥	11,9-	10,17	۳٥.
L + V	Primary	٦	Negative Crystal	Vo	18,1-	١٧,٨٥	٣٣٧
L + V	Primary	V	Elongate	Vo	17,9-	17,79	WV7
L + V	Primary	V	Elongate	٨٠	۱۳,۱–	17,97	770
L + V	Primary	٩	Irregular	٦.	17,7-	19,01	321
L + V	Primary	۲	Rectangular	٦.	١٥-	۱۸,٦١	۳۸.
L + V	Primary	V	Rectangular	٦.	11,7-	10,17	۳۸٦
L + V	Primary		Spherical	٦٥	١٥,٦-	19,1	309
L + V	Primary	10	Ovoid	٦٥	١٤,٤-	۱۸,۱۱	307
L + V	Primary	P V	Irregular	٧.	١٢,٧-	17,71	٣٣٥
L + V	Primary	٨	Spherical	٧.	١٣,٤-	17,72	372
L + V	Primary	٦	Elongate	٩٠	11,7-	10,0V	۳۸٦
L + V	Primary	٨	Negative Crystal	٨.	١٢,٥-	17,87	807
L + V	Primary	٩	Elongate	٧.	١٢,٧-	17,71	777
L + V	Primary	٥	Irregular	٧.	١٣,٨-	١٧,٥٩	٣٣٦
L + V	Primary	18	Irregular	٧.	18,7-	17,98	٣٧٦
L + V	Primary	٨	Elongate	٧.	١٦-	19,87	۳0.
L + V	Primary	١٦	Elongate	٨.	17,7-	17,18	٢٨٢
L + V	Primary	1.	Negative Crystal	٨.	10,7-	۱۸,۸٦	٣٦٤
L + V	Primary	٥	Negative Crystal	70	18,0-	17,77	٣٤٨
L + V	Primary	٨	Spherical	70	-۳۲	17,77	٣٦٤
L + V	Primary	18	Irregular	٦.	-۳۲	17,77	٣٨٤

### ادامه جدول ۱

Phases	Origin	Size (µm)	Shape	Liquid(%)	Tm (°C)	Salinity	Th (°C)
L + V	Primary	٩	Elongate	٦.	17,9-	17,79	501
L + V	Primary	٤	Elongate	٦.	١٤,٧-	17,77	٣٣٩
L + V	Primary	V	Elongate	٦.	١٤,١-	١٧,٨٥	<b>m</b> v7
L + V	Primary	٨	Rectangular	٧٥	-۲۲	10,90	٣٥٥
L + V	Primary	٦	Negative Crystal	٧.	-۱۲,۳	17,72	۳۸۰
L + V	Primary	٦	Ovoid	٧٥	17,7-	19,01	٣٤٧
L + V	Primary	٩	Irregular	٧٥	18,7-	11,71	۳۸۲
L + V	Primary	٦	Spherical	٧٥	17-	10,90	٣٥٣
L + V	Primary	١٧	Spherical	٧.	17,0-		17,87
L + V	Primary	11	Ovoid	٧.	1E,V-		17,77
L + V	Primary	٨	Ovoid	٧.	11,0-		10,87
L + V	Primary	10	Irregular	٧٠	11-		17,77
L + V	Primary	٦	Ovoid	٦٥	10,1-		۱۸,۷۰
L + V	Primary	١٢	Negative Crystal	٦٥	10,9-		19,72
L + V	Primary	۱.	Irregular	٦٥	10,7-		١٨,٨٦
L + V	Primary	V	Ovoid	٩٠	17,9-		17,79
L + V	Primary	1.	Ovoid	٨.	۱۲,۸−		١٦,٧٠
L + V	Primary	٦	Ovoid	٨٠	١٣,٧-		١٧,٥١
L + V	Primary	114	Elongate	٧.	17,7-		17,18
L + V	Primary		Ovoid	٧.	10,7-		١٨,٨٦
L + V	Primary	14	Ovoid	٦.	17,0-		17,87
L + L + V	Primary	١٣	Spherical	٩٠		٤,٣	۱۰,۰۳
L + L + V	Primary	١٢	Irregular	٩٠		١,٧	13,20
L + L + V	Primary	٩	Spherical	٩٠		١,٤	۱۳,۹
L + L + V	Primary	10	Spherical	٨.		۲,٩	17,•7
L + L + V	Primary	11	Spherical	٧٥		٤	١٠,٤٧
L + L + V	Primary	۱.	Ovoid	٨.		٢,٤	17,77
L + L + V	Primary	۱.	Ovoid	٨.		٤,٥	٩,٧٣
L + L + V	Primary	٨	Negative Crystal	٨.		١,٩	18,87
L + L + V	Primary	18	Ovoid	٩.		٤,٢	۱۰,۱۸
L + L + V	Primary	10	Ovoid	٩٠		۲,٧	17,77
L + L + V	Primary	10	Irregular	٨٠		٤,٧	٩,٤٣

Phases	Origin	Size (µm)	Shape	Liquid(%)	Tm (°C)	Salinity	Th (°C)
L + L + V	Primary	۱.	Spherical	٨.		٢,٤	17,77
L + L + V	Primary	V	Spherical	٨٠		٣,٥	11,19
L + L + V	Primary	11	Ovoid	٨٥		۲,٣	١٢,٨١
L + L + V	Primary	٨	Irregular	٧.		۲,٦	17,87
L + L + V	Primary	١٢	Elongate	٧.		٣,٦	11,•0
L + L + V	Primary	١٤	Elongate	٨.		٢,٤	17,77
L + L + V	Primary	١٣	Irregular	٨٠		١,٥	١٣,٨١
L + L + V	Primary	٩	Negative Crystal	٨.		٤,٤	۹٫۸۸
L + L + V	Primary	١٤	Irregular	٨٠		٣	11,77
L + L + V	Primary	12	Irregular	٧٥		١,٣	13,91
L + L + V	Primary	٩	Ovoid	٩.		٤,٥	٩,٧٣
L + L + V	Primary	٩	Negative Crystal	٩.		٣,١	11,72
L + L + V	Primary	٨	Spherical	٨٠		۲,٦	17,87
L + L + V	Primary	١٢	Spherical	٨٠		٤,٥	٩,٧٣
L + L + V	Primary	١٣	Ovoid	۸.		٤,٣	۱۰,۰۳
L + L + V	Primary	٨	Ovoid	٨٥		٢,٤	17,71
L + L + V	Primary	۱.	Negative Crystal	٩٠		۲,٥	17,00
L + L + V	Primary	Ŷ	Irregular	٨.		٣,١	11,72
L + L + V	Primary	0	Irregular	٨.		١,٥	١٣,٨١

ادامه جدول ۱

گروه دوم میانبارهای سیال دو فازه آبگین در دماهای بالاتری در حدود ۳۳۵ الی ۳۸۵ درجه سانتی گراد همگن می شوند (شکل ٥- الف). دمای ذوب یخ در این میانبارها معمولاً بین ۱۱- تا ۱۲-درجه سانتی گراد با یک فراوانی مشخص در ۱۲- درجه سانتی گراد می باشد (شکل ٥- ب) که نشان دهنده شوری معادل ۱۵ تا ۱۹ درصد وزنی نمک طعام می باشد (شکل ٥- پ). این گروه از میانبارهای سیال در رگههای کوارتز – سولفیدی طلادار هم روند با برگواره میلونیتی که رگههای اصلی طلادار 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 ۳٤۵ تا ۳۸۵ درجه سانتی گراد یک فراوانی مشخص در ۳٦٥ درجه سانتی گراد است که به عنوان حداقل دمای سیال کانهدار در نظر گرفته می شود (شکل ٥- الف). دمای ذوب دی اکسید کربن (2 TM CO) بین ٤/٥٦- تا ۲۰/۸- درجه سانتی گراد است. در این نوع میانبارها، فاز کربنی در دمای بین ۲۰/٤ تا ۲۵/۳

درجه سانتی گراد به فاز مایع همگن می شود (TH CO<sub>2</sub>). علاوه بر آن، دمای ذوب کلاتریت (TM Clath) میانبارهای کربنی – آبگین، ۱/۳ تا ٤/۷ درجه سانتی گراد اندازه گیری شده است (شکل ٥– ب). نتایج حاصل از بررسی شوری در این میانبارها بیانگر شوری معادل ۹ تا ۱۳ درصد وزنی نمک طعام است (شکل ٥– پ).

### فشار و چگالی میانبارهای سیال

تخمین فشار در زمان بهدام افتادن سیالات کانهدار در میانبارهای سیال نوع II و III بر اساس شیوه پیشنهادی (1983) Touret and (1983) Dietvorst و (2003) Diamond محاسبه گردیده است. در این محاسبات، متوسط دمای همگن شدن (2°۳۵) به عنوان کمترین دمای بهدام افتادن در نظر گرفته شده است. همانطور که در شکل - الف نشان داده شده است، فشار متوسط میانبارهای سیال حدود ۲ کیلوبار میباشد. به گونهای که این مقادیر ارتباط خوبی با دمای همگن شدن نهایی و شوری میانبارهای سیال نشان میدهد، بر اساس این شکل و با استفاده از معادله زیر میتوان عمق تقریبی کانیسازی را محاسبه نمود.

را در یک حجم سنگی محدود فراهم می کند، عبارتند از جوشش در سیستم های غنی از مواد فرار و آمیختگی سیال (,Skinner 1997; Wilkinson, 2001). يكي يا هر دو اين فرآيندها به عنوان دلایل اصلی یا یکی از دلایل اصلی تەنشست کانەھا در کانسارھای گرمابی تلقی می گردد. همانگونه که در شکل ٦- 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 می روند. اصطلاح جوشش، اگرچه بهطور گسترده برای سیستمهای حاوی مواد فرار همراه با آب بهکار میرود، برای این گونه سیستمها غیردقیق و نامناسب است. بررسیهای صورت گرفته بر روی نمودارهای فازی نشان میدهد که در سیستم های حاوى آب خالص و يا آب- نمك، توليد فاز بخار مي تواند نتيجه افزایش دما-کاهش فشار و یا ترکیبی از هر دو باشد (Rodder, 1984)، و بەنظر مىرسد كە اين نوع جدايش فازى در سيستمھاى گرمابی کم عمق به صورت جوشش رخ میدهد. به هر حال برای سیستمهایی که حاوی مواد فرار اضافی (مانند CO<sub>2</sub>) از جمله رخداد معدنی قلقله هستند، موقعیت پیچیدهتر میگردد و در این مورد اصطلاح تولید حباب مناسبتر میباشد. نمودارهای فازی برای سیستم های <sub>c</sub>O-NaCl-CO نشان میدهد که در این فرآيند، جدايش فاز بخار مي تواند نتيجه كاهش دما و كاهش 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 باقی مانده می گردد که این فرایند 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



 $P = Dgh \rightarrow h = P / D^* 0.1$ 

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 Groves et کیلومتر محاسبه شده است که بر اساس Groves et (2000) al. نشاندهنده محیط تشکیل میان پوسته ای برای ذخیره طلای قلقله میباشد.

زمانی که دادههای بهدست آمده در مورد دماهای همگن شدن میانبارهای سیال با اطلاعات دادههای شوری ترکیب می شوند، می توان 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 میلونیتی مشخص گردیده است. بر اساس شکل ۲- ب دو محدوده متفاوت چگالی قابل تشخیص می باشد.

الف) میانبارهای سیال با دمای بالا (C° ۳۵۵- ۳۳۵)، چگالی برابر با ۲۹۳٬۰۳۵ ۸۲٬۰۷۰ را نشان می دهند که بیانگر یک سیال دگرگونی با دمای بالا و شوری متوسط می باشد. با استفاده از نرمافزار Flincor نیز محدوده چگالی برای این تیپ از میانبارها برابر با Flincor ۲۰/۹۰ به دست آمده است که مطابقت قابل توجهی با نمودار دارد.

ب) میانبارهای با دمای پایین (°C ۲۰۰ – ۲۰۰)، چگالی برابر با ۲۹۳ ۹۳/۳۰ – ۸/۴ 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 ۳g/cm<sup>3</sup> ۹۲/۰۰

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



شکل ٦. 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 اَبگین در ذخیره معدنی قلقله (Bodnar, 1983).

1. Effervescence

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

### مطالعه ایزوتوپهای پایدار

بهمنظور بررسی و مطالعه ایزوتوپهای پایدار اکسیژن و هیدروژن در ذخیره معدنی قلقله تعداد ٤ 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 میانبارهای سیال، بهمنظور تعیین منشا سیال ها و مواد کانسنگساز و همچنین سازوکارهای نهشت کانسنگ صورت گرفته است. برای تشخیص منشا سیالات کانسارماز، از نسبتهای ایزوتوپی هیدروژن و اکسیژن استفاده میشود. مقادیر  $\delta^{18}$  در این تیپ از ذخایر، عموماً بین 000 + و 0000 + 0 مقادیر  $\delta^{18}$  در این تیپ از ذخایر، عموماً بین 000 + 0 000 + 0 مقادیر  $\delta^{10}$  در این تیپ میدروژن و اکسیژن استفاده میشود. مقادیر  $\delta^{18}$  در این تیپ این دامنه نسبتهای ایزوتوپی مطابق با منابع سیال دگرگونی So and) میباشد. مقادیر  $\delta^{18}$  و  $\delta^{10}$  سیال برخی از کانسارها در خارج از این محدودههای عمومی قرار دارد که میتواند نتیجه (Hagemann et al., 1994) و نیز سیالات ماگمایی (Hagemann et al., 1994). کوهزایی (Shelton et al., 1988) و یا واکنش سیال با مواد آلی و گونههای گازی کاهیده باشد (1997) و یا واکنش سیال با مواد آلی و گونههای گازی کاهیده باشد (1997) و یا واکنش سیال با مواد آلی و

مقادیر  $\delta D^{80}$  و  $\delta D$  سیالات مربوط به رگچههای کوارتز – سولفید به ترتیب محدوده ای از  $\delta V^{1/1}$  تا  $\delta V^{1/1}$  و  $\delta V^{1/2}$  تا  $\delta V^{1/1}$ . مقادیر ارائه شده در بالا، مقدار ایزوتوپ اکسیژن ( $\delta^{18}O_{quart}$ ) در کانی کوارتز نسبت به ( $\delta W$ ) V-SMOW میباشد. از آنجا که در این بررسیها هدف بهدست آوردن مقدار ایزوتوپ اکسیژن سیال کانهدار است و از طرفی در محیطهای گرمابی بین سیال داغ (آب) و کوارتز واکنش زیر صورت میگیرد:

 $H_2^{18}O + 1/2Si^{16}O_2 \longrightarrow H_2^{16}O + 1/2Si^{18}O_2$ در این معادله پیشرفت واکنش به شدت وابسته به دما است و وابستگی کمتری به فشار دارد، اگر چه ترکیب شیمیایی سیال گرمابی نیز میتواند مهم باشد. به هر حال عامل تعیین کننده اصلی، در تفریق ایزوتوپی اکسیژن دما است (Barnes, 1997). بر این اساس با توجه به نتایج دماسنجی نمونه های مورد مطالعه، مقادیر فاکتور تفریق (1000lna) بر اساس معادله (1972). (Sigon et al (1972) تعیین و نسبت ایزوتوپی اکسیژن سیال گرمابی ( $\delta^{18}O_{fuidz}$ ) برای ذخیره معدنی قلقله بین %۲۰/۳ تا %۸+ برآورد شده است.

مقادیر  $\delta D$  و  $\delta D$  سیالات مربوط به رگچههای کوارتز – کلسیت به ترتیب محدودهای از %0/00+ تا %7/7+ و 0.0000 - 10 % - 00000 را نشان میدهد (جدول۲). با توجه به نتایج دماسنجی نمونههای مورد مطالعه، مقادیر فاکتور تفریق (Lna 1000) بر اساس معادله (2012) clayton et al را 1972، تعیین و نسبت ایزوتوپی اکسیژن سیال گرمایی ( $\delta^{18}O_{\rm fluid}$ ) برای این مرحله این %70% - تا %70% – برآورد شده است. این مقادیر و اضحی مقادیر پایینتری را نشان میدهند و به خط آبهای جوی بسیار نزدیکتر میباشد.

#### بحث

مشکل اساسی در مطالعه میانبارهای سیال در کانسارهای طلای کوهزایی، تعادل دوباره احتمالی آنها در اثر شکستگی و بالاآمدگی 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 (Bark, 1997 (Park, 1997). با این وجود در بیشتر ذخایر طلای دارای سنگ میزبان دگرگونی، بررسی دقیق اطلاعات حاصل از میانبارهای میزبان دگرگونی، بررسی دقیق اطلاعات حاصل از میانبارهای ترکیبی شامل <sub>25</sub>CO<sub>20</sub>molw دو مقادیر جزئی H<sub>2</sub>O, N<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> و سیال نشان می دهد که سیالات حامل طلا اغلب شوری پایین و ترکیبی شامل <sub>25</sub>CO<sub>20</sub>molw دو مقادیر جزئی FO ورمان در (ین تیپ از کانسارها تاوت عمدهای چه از نظر سازوکار نهشت و چه از نظر ترکیب تفاوت عمدهای چه از نظر سازوکار نهشت و چه از نظر ترکیب از طلا، پورفیریهای غنی از طلا، کانسارهای با سنگ میزبان

جدول ۲. نتایج حاصل از بررسی های ایزوتوپی اکسیژن و هیدروژن در ذخیره معدنی قلقله. با توجه به نتایج دماسنجی نمونههای مورد مطالعه، مقادیر فاکتور تفریق (1000Lnα) بر اساس معادله (Clyton et al., 1972)، تعیین و نسبت ایزوتوپی اکسیژن سیال گرمایی (δ<sup>18</sup>O<sub>fhidz</sub>) برآورد شده است.

Sample	weight (mg)	Th (°C)	δ²H	CO Amp	O%	$\delta^{18}O_{quartz}$	$\delta^{18}O_{fluidz}$
G-77-7	•/031	۳٦٩	-٣٥/٢٧.	1392	7/7/7	١٢/٨	٨/• ١ •
G-7-٣	•/270	٣٨٥	-2 • / 73* •	V17V	11/21.	11/7	٧/٢١٠
G-72-7	•/٤٨٤	۲0.	-V0/W1 •	۲۰۱۲	31/120	0/00	_٣/٣٥٠
G-9-7	•/271	729	-90/70٣	٨٤	17/019	٣/٦	-0/٣١ •

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

محیط گرمایی سیال کانسنگساز در قلقله از نظر دمای همگن شدن و میزان شوری با استفاده از نمودار (2001) Wilkinson محدوده ذخاير ميان دما را نشان مي دهد (شكل ٧- الف). همچنين بررسی های صورت گرفته بیانگر عمق تقریبی ۷ کیلومتر برای ذخيره معدنى قلقله مىباشد كه نشان دهنده محيط تشكيل ميان پوستهای برای این ذخیره معدنی میباشد. ویژگیهای میانبارهای سیال در این تیپ از ذخایر شامل اندازه کوچک تا متوسط (کمتر از μ ۲۰)، شوری کم تا متوسط (۲ الی ۱۵ درصد وزنی نمک طعام)، دمای همگن شدن بین ۲۰۰ الی ۲۰۰ درجه سانتی گراد (,Roedder ابارهای سرشار از  $H_2O$  و  $N_2 \pm CH_4 \pm CO_2$ ، نبود فاز  $N_2 \pm CH_4 \pm CO_2$ دختر – همراه با میانبارهای دو فازی به دلیل شوری کم تا متوسط، چگالی بین ۸/۰ تا ۱/۵ گرم بر سانٹیمتر مکعب (Groves et al., 1998; Goldfarb et al., 2005)، تشکیل ذخایر در رژیمهای شکنا - شکل پذیر در شرایط رخساره شیست سبز و عمق به دام افتادگی سیال دگرگونی بین ۵ تا ۱۰ کیلومتری (میان پوستهای) يوسته زمين است (Goldfarb et، 1998 and 2000; Goldfarb et يوسته زمين است 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 سانتی گراد و چگالی سیال کانهدار و عمق کانهزایی به ترتیب برابر ۷۹/۰ الی ۱۹/۰ گرم بر سانتيمتر مكعب و ۷ كيلومتر مي باشد. همچنين وجود ميانبارهاي سيال أبگين - كربني با شوري نسبتا كم به عنوان شاخص محيطهاي دگرگوني نشان دهنده شباهت قابل توجه ويژگيهاي ميانبارهاي سيال يهنه برشي شكنا - شكل يذير قلقله با سيالات كانهساز طلاي تيپ كوهزايي است.

همانگونه که گفته شد یکی از مشخصههای میانبارهای سیال در محیطهای دگرگونی محتوای بالای CO<sub>2</sub> در این گونه میانبارهاست (Touret and Dietvorst, 1983). گاز CO<sub>2</sub> معمولا

به صورت هالهای تیره رنگ در اطراف فاز سیال H<sub>2</sub>O در مطالعات میانبارهای سیال دیده می شود (Shepherd et al., 1985). انجام مطالعات ریز دما سنجی نیز وجود گاز CO<sub>2</sub> را نشان داده است. البته شواهدی چون رخداد دگرسانی کربناتی در فازهای نهایی دگرسانی در منطقه قلقله نیز می تواند دلیلی بر وجود این گاز باشد. ماهیت غنی بودن سیالات از CO<sub>2</sub> در این دسته از ذخایر، آنها را نسبت به سیالات مشاهده شده در دیگر کانسارها متمایز می کند (Guilbert and Park, 1997).

منشاء CO<sub>2</sub> در کانسارهای طلای کوهزایی مرتبط با دگرگونی را به اثرات سیالات جبه و یا پوسته پایینی (ماگمایی و یا دگرگونی) نسبت میدهند که ممکن است طی صعود ماگما (Xavier and) نسبت میدهند که ممکن است طی صعود ماگما (Foster, 1999 (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<sub>2</sub> در این تیپ از کانسارها میتوان به فرارزدایی توالیهای فرا پوستهای طی دگرگونی پیشرونده اشاره کرد (Powell, 1993; Kerrick and Caldera).

در پهنه برشی قلقله، تغییرات در ترکیب میانبارهای سیال در رگههای همراه با کانهزایی با استفاده از محاسبه مقادیر -Ali<sup>3</sup>C (Ali رگههای همراه با کانهزایی با استفاده از محاسبه مقادیر -Ali<sup>3</sup>C (Ali) (yari et al., 2009 و TmCO<sub>2</sub>) و معم المده است. این مقادیر همراه با چگالی نسبتا 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 توجه به سبب فرارزدایی توالیهای آتشفشانی – رسوبی کرتاسه شده و به دنبال آن گاز  $CO_2$  فراهم شده است.

# نقش <sub>2</sub> CO در کانهزایی

علی رغم ارتباط همیشگی CO<sub>2</sub> با کانسارهای گرمابی، دانش ما درباره نقش CO<sub>2</sub> به عنوان عامل پیوند دهنده و یا مشارکت مستقیم آن در کانهزایی اندک می باشد. مهم ترین دلائل 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 می گیرد، ب) مقادیر ۵<sup>8</sup>۵ در مقابل Dگ در هر دو رگه کوارتز – سولفید (همراه با کانهزایی) و رگه کوارتز – کلسیت (بدون کانهزایی یا با مقادیر اندک).

مستقیم  $_{2}^{CO}$  به عنوان عامل حمل کننده طلا شامل: ۱) قابلیت Walther and Or-) انحلال محدود  $_{2}^{CO}$  در مذابهای سیلیسی (-CO  $_{2}$  (Ridley)، ۲) محدودیت انحلال فلزات در (Ridley)، ۲) محدودیت انحلال فلزات در و طلا و گونههای  $_{2}^{CO}$  (And Diamond, 2000) (Phillips and Evans, 2004) CO (طلا و گونههای  $_{2}^{CO}$  (Phillips and Evans, 2004) CO و ٤) انتقال طلا به وسیله کمپلکسهای کلریدی و هیدروسولفیدی نسبت به سیالات غنی از  $_{2}^{CO}$  بسیار معمول تر و قابل قبول تر میباشد (Romberger, 1993; Seward, 1991)

با این وجود (2010) Klein and Fuzikawa، معتقدند که احتمالاً  $_{2}^{0}$  در انتقال طلا نقش غیرمستقیمی بازی می کند، برای مثال،  $_{2}^{0}$  در انتقال طلا نقش غیرمستقیمی بازی می کند، برای مثال،  $_{2}^{0}$  سبب تسهیل عدم اختلاط سیالات و ایجاد یک فاز مجزا می شود که به نوبه خود ممکن است باعث حرکت گونههای کلریدی و سولفیدی به فاز بخار شود و همچنین می تواند به عنوان عامل پیونددهنده برای حمل فلزات عمل کند. در برخی موارد جدایش فازی می تواند برخی از ویژگیهای فیزیکو موارد جدایش فازی می تواند برخی از ویژگیهای فیزیکو می موارد جدایش فازی می تواند در برخی از ویژگیهای فیزیکو می موارد جدایش ای ماند و PO و H و ا تغییر دهد و سبب ناپایداری کمپلکسهای انتقالدهنده فلزات و نهایتاً تهنشست ماده معدنی شود. بنابراین  $_{2}^{0}$  حداقل می تواند در ایجاد و تکامل بخارهای فلزدار نقش داشته باشند (Lowenstern, 2001).

همچنین (Phillips and Evans (2004، پیشنهاد میکنند که  $_{2}^{0}$  به عنوان یک اسید ضعیف ممکن است به وسیله بافر کردن سیالات در یک محدوده pH، جایی که غلظتهای بالای طلا می تواند توسط کمپلکسهای سولفوری کاهنده حفظ شود، به انتقال طلا کمک کند. مطالعات دیگر (Lai and Chi, 2007) نیز نشان می دهد که بخارهای غنی از  $_{2}^{0}$  توانایی انتقال مقادیر بالای Cu و احتمالاً Au را دارند.

به نظر می رسد که در کانسارهای طلای مرتبط با پهنههای برشی همانند قلقله،  $_{\rm CO}$  می تواند بطور غیرمستقیم و آن هم از طریق تأثیر بر کمپلکسهای طلا، بر انحلال پذیری آنها تأثیر بگذارد؛ هنگامی که سیالات گرمابی حاوی  $_{\rm CO}$  به سمت بالا به درون مناطق با فشار و حرارت پایین حرکت می کند، جوشش آغاز می گردد و  $_{\rm CO}$  به صورت فاز بخار جدا می شود. همچنان که مقدار  $_{\rm CO}$  سیالات در اثر جوشش کاهش می یابد، Hp آنها افزایش می یابد. چنین افزایشی در pH قابلیت انحلال طلا را پایین می آورد و منجر به ته نشست طلا می شود.

### منشاء سيالات كانهساز

علی رغم اهمیت اقتصادی کانسارهای طلای کوهزایی و اطلاعات وسیع ایزوتوپهای پایدار و میانیارهای سیال مرتبط با کانی سازی طلا، هنوز هیچ گونه اتفاق نظری در مورد منشاء سیالات کانه ساز و فلزات در این تیپ از کانسارها وجود ندارد. مطالعات نشان می دهد که سیالات مسئول برای تشکیل کانسارهای طلای کوهزایی منشاهای مختلفی داشته و محققین کانسارهای طلای کوهزایی منشاهای مختلفی داشته و محققین سیالات دگر گونی، گرمابی – ماگمایی، جوی و سیالات غنی از Goldfarb را مسئول کانهزایی در این تیپ قلمداد می کنند (Goldfarb

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

نتایج حاصل از مطالعه ایزوتوپهای پایدار در پهنه برشی قلقله (δD· δ<sup>18</sup><sub>0</sub>) 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 زمین شناختی ذخایر معدنی قلقله، نسبتهای موجود، بیانگر یک سیال پوستهای با نسبت بالای ایزوتوپ های سنگین است که احتمالا اندکی با آبهای جوی مخلوط گردیده است، همانطور که در شکل در محدوده  $\delta D$  و  $\delta D$  در محدوده (۷– ب) نشان داده شده است، مقادیر  $\delta D$ آبهای دگرگونی قرار دارند و منطبق بر سیالات تشکیل دهنده كانسارهاى طلاى كوهزايي مىباشند. بەطور كلى سيستمهاي گرمابی دگرگونی نتیجه بیرون راندن آب و سایر سیالات از سنگهایی است که معمولا در یهنههای ساختاری یا پهنههای فرورانش تحت تأثير دگرگونی پيشرونده قرار گرفتهاند (-Breed ing and Ague, 2002; Ferry, 1995). اين سيالات شامل مخلوطي از H<sub>2</sub>O و CO<sub>2</sub> بوده که معمولا طی واکنش های دگرگونی آزاد می شوند (Powell et al., 1991) و احتمالا در اوج دگرگونی و از اعماق متوسط تا نسبتا زیاد مشتق شدهاند. بسیاری از محققین بر منشاء عميق سيالات دگرگوني حامل فلزات پايه و با ارزش که در ارتباط با فرایندهای فرارزدایی دگرگونی در بخشهای بالایی پوسته مي باشند، تأکيد کردهاند (Powell et al., 1991).

یر دادههای حاصل از مطالعه رگههای کوارتز – سولفید نیز می تواند با فرارزدایی کانیها 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 می توان 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  $^{80}\delta e \ D$  سیالات مربوط به رگچههای کوارتز – کلسیت بیانگر نقش عمده آبهای جوی در تشکیل این رگچهها می باشد، سیالات در این سامانههای گرمابی جوی تقریباً خنثی بوده و دارای محتوای S پایین، با دمایی در حدود ۲۰۰ – ۳۵۰ درجه سانتی گراد و شوری پایین می باشند (Kesler, 2005). این ویژگیها انطباق قابل توجهی با ویژگیهای سیال تشکیل دهنده رگچههای کوارتز مرحله قابل توجهی با ویژگیهای سیال تشکیل دهنده رگچههای کوارتز نهایی دگرشکل ی در منطقه قلقله، گسترش فرآیندهای بالاآمدگی، 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 آبگیری مجدد کانیهای دگرگونی و سرد شدن نواحی دگرگونی می شود رگههای کوارتز موجود در یهنه برشی قلقله شامل رگههای

همروند 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 کانه زایی طلا در رگههای کوارتز – سولفیدی رخ داده است.

مطالعات میانبارهای سیال دمای همگن شدگی را در دو گستره

دمایی شامل ۲۰۰ تا ۲۵۵ درجه سانتی گراد و ۳۳۵ تا ۳۸۵ درجه

سانتی گراد 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 منشا گرفته و شوری و دمای پائین تری دارد. همچنین

یتروگرافی 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 احتمالا CO<sub>2</sub> می باشد.

نقش غیر مستقیم گاز <sub>c</sub>O<sub>2</sub> در انتقال و تەنشست طلا که همراه با

تغييرات pH محيط مي باشد، به خوبي آشكار است.

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

نتيجه گيري

 ۱- طی همگرایی اواخر کرتاسه بین سکوی عربی و خرده قاره ایران، باریکهای پوسته ای شامل توالی های آتشفشانی – رسوبی؛ به هم پیوسته و به شکل پیشرونده دگرشکل و تحت تأثیر دگرگونی با دمای متوسط قرار گرفته است و به طور محلی دچار ذوب بخشی شده است. این فرآیند سبب ایجاد دگرشکلی های شکل پذیر در منطقه شده و با توجه به حاکم بودن شرایط فشارشی و عدم وجود گذرگاه های 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 زمین ساختی منطقه از شرایط فشارشی به کششی در حال تغییر بوده است، داشته باشد.
۲- بررسی های صحرایی و آزمایشگاهی نشان می دهد 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 می گردد امکان حرکت سیالات کانه دار را به سمت بالا فراهم می کند، 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 می کند. 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. کانی شناسی، ژئو شیمی و فابریک
کانهزایی طلا در پهنه برشی خمیری منطقه کرویان (جنوب غربی
سقز، استان کردستان) پایان نامه کار شناسی ار شد، 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 میانیارهای سیال و ایزوتوپهای پایدار صورت گرفته بر روی نمونههای کوارتز – سولفید و کوارتز-کلسیت، دوگانگی سیالات را در تشکیل رگههای کوارتزی موجود در منطقه تائید می کند. رگههای کوارتز – سولفید در دماهای بالا (۳۳۵– ۳۸۵ درجه سانتی گراد) 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 طلادار و از کمپلکسهای بی –سولفیدی شده است.

 $8Au (HS)^{-2} + 6H^{+} + 4H^{}_{2}O \rightarrow 8Au + 15H^{}_{2}S + SO^{-2}_{4}$ 

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 پوسته (۱/۸ کیلومتر) تشکیل شدهاند.

٤- به طور کلی تیپ کانهزایی در منطقه قلقله و مناطق مشابه آن در کمربند دگرگونی – ماگمایی سنندج – سیرجان همانند کرویان، قبقلوجه، خراپه و موته از نوع طلای کوهزایی میباشد. در این کمربند، سیستم لرزه ای گسلّی 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 گرادیان 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 شکل پذیر به شکننده شده که در نتیجه آن تشکیل ساختارهای متقاطع، شکستگیها، گسلها و سیستمهای رگهای می باشد. 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 طلادار 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 می شود.

### منابع

تقی پور، 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، ٤٥-١٤.

E., 2003. Blueschist preservation in a retrograded, highpressure, 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  $CO_2$ -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. - EftekharNezhad, J., 1973. The Mahabad Quadrangle map (scale 1:250,000). Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.

- Eftekhar-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. Latekinematic 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, Ipitinga 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.  $CO_2$ -rich fluid inclusions with chalcopyrite daughter mineral from the Fenghuang-shan 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 Minehane, 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, Kurdestan 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 explorationgeologist, 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:

٥٨

### بتول تقى پور و ھمكاران

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, Young-dong 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.