



بررسی محیط زمین‌شناسی سیلیس‌های منطقه دهنو- عبید (شمال شرقی عشق‌آباد) با استفاده از مطالعات شاره‌های درگیر

امید یزدان‌پناه و علی اکبر حسن‌نژاد*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

دریافت: ۱۳۹۳/۱۱/۰۲، پذیرش: ۱۳۹۴/۰۷/۰۸

چکیده

منطقه دهنو- عبید در فاصله ۲۰ کیلومتری شمال شرق شهر عشق‌آباد در بلوک طبس و در قسمت شرقی زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. لیتولوژی غالب در محدوده مورد بررسی شامل شیل‌های تیره‌رنگ و ماسه سنگهای ریزدانه و درشت‌دانه‌ی آرکوزی و لیتیک آرکوز است که تا اندازه‌ای دگرگونی درجه پایین را نشان می‌دهند. در این منطقه، کانی‌سازی سیلیس به صورت رگه‌ای، رگه‌چه‌ای و در قسمتهایی به صورت عدسیه‌های بزرگ سیلیسی رخ داده است. بررسی ریز دماسنجی شاره‌های درگیر در کانی کوارتز نشان می‌دهد که دمای همگن‌شدگی بین ۲۴۷ تا ۳۳۶ درجه سانتی‌گراد و درجه شوری از ۰/۹ تا ۱۵/۸ درصد وزنی معادل نمک طعام و چگالی سیال کانی‌ساز بین ۰/۷ تا ۰/۹ گرم بر سانتی‌متر مکعب در تغییر است. با توجه به شواهد به دست آمده از بررسی‌های صحرائی و آزمایشگاهی، از جمله بررسی ریز دماسنجی و همچنین حضور فاز کربنیک در شاره‌های درگیر، احتمالاً سیلیس‌های منطقه زیر شرایط دگرگونی تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: سیلیس، شاره‌های درگیر، فاز کربنیک، دگرگونی، دهنو- عبید

مقدمه

است (Hajalilou, 2008). امروزه بررسی شاره‌های درگیر یکی از راه‌های اساسی برای شناخت گونه‌های کانسارها و پی‌جویی آنهاست. ویژگی‌های شاره‌های درگیر نظیر ترکیب شاره، دما، چگالی و ماهیت گازهای به‌دام افتاده، در انواع کانسارها با یکدیگر تفاوت دارند. به دلیل همین تفاوتها، تصور می‌شود از شاره‌های درگیر می‌توان به‌عنوان ابزاری مفید برای پی‌جویی کانسارها استفاده کرد (Wilkinson, 2001). فرآیند کانی‌سازی توسط عواملی از قبیل دما، فشار، pH و عملکرد آب‌های جوی کنترل می‌شود (Pirajno, 2009). در زمین‌شناسی با استفاده از بررسی شاره‌های درگیر، می‌توان اطلاعات زیادی در مورد دمای تشکیل کانیها، فشار حاکم بر محیط تشکیل آنها، چگالی سیال تشکیل‌دهنده کانیها و نیز ترکیب شیمیایی سیالهای کانه‌ساز، به دست آورد. همچنین نقش آنها در درک ما از ویژگی منشأ و تحول سیالات کانه‌ساز گرمایی و منشأ کانسارها بسیار مهم است (Rodder, 1979).

محدوده مورد بررسی بخشی از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ عشق‌آباد (Aghanabati, 1994) است که در فاصله ۲۰ کیلومتری شمال شرقی شهر عشق‌آباد و در محدوده مختصات " ۵۷°۰۶' تا " ۵۷°۱۰' طول شرقی و " ۲۸°۳۴' تا " ۳۰°۲۱' عرض شمالی واقع شده است (شکل ۱-C). از جمله کارهایی که در منطقه انجام شده است می‌توان به اکتشاف ژئوشیمیایی سیستماتیک در ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ عشق‌آباد اشاره کرد (Kosari, 2004). وجود میان‌بارهای سیال، پدیده‌ای رایج در بلورهاست (Bodnar, 2003a). بررسی شاره‌های درگیر در حوزه علوم زمین، دارای کاربردهای فراوانی از جمله: اکتشافات مواد هیدروکربنی، گوهرشناسی، سنگ‌شناسی دگرگونی، پترولوژی سنگهای آذرین، سیستم‌های زمین گرمایی، شناخت گوشته، فعالیت‌های هسته‌ای و بررسی چگونگی تشکیل و اکتشاف کانسارها و ...

در این پژوهش سعی شده است که با استفاده از بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی، از جمله بررسی میکروسکوپی (پتروگرافی) و ریز دماسنجی میان‌بارهای سیال محیط تشکیل کوارتزها در منطقه دهنو-عبید مشخص شود.

روش مطالعه

برای شناخت منطقه، پس از چند بار بازدید صحرایی و نمونه‌برداری از کوارتزهای رخنمون یافته، از تعدادی نمونه‌های بلوری و شیری کوارتز، ۱۶ مقطع نازک دوبر صیقل و برای تشخیص سنگ میزبان، تعداد ۱۰ مقطع نازک از ماسه‌سنگهای منطقه تهیه شد. بررسی‌های میکروسکوپی بر روی شاره‌های درگیر با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان مدل LEICADMLSP با نور عبوری صورت گرفت. بررسی‌های ریزدماسنجی شاره‌های درگیر با استفاده از صفحه سرد و گرم کننده Linkam مدل THMSG600 و با کنترل کننده حرارتی TMS94 و سردکننده LNP که بر روی میکروسکوپ المپیوس (مدل BX 41) نصب شده است، در آزمایشگاه سیالات درگیر دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان انجام شد.

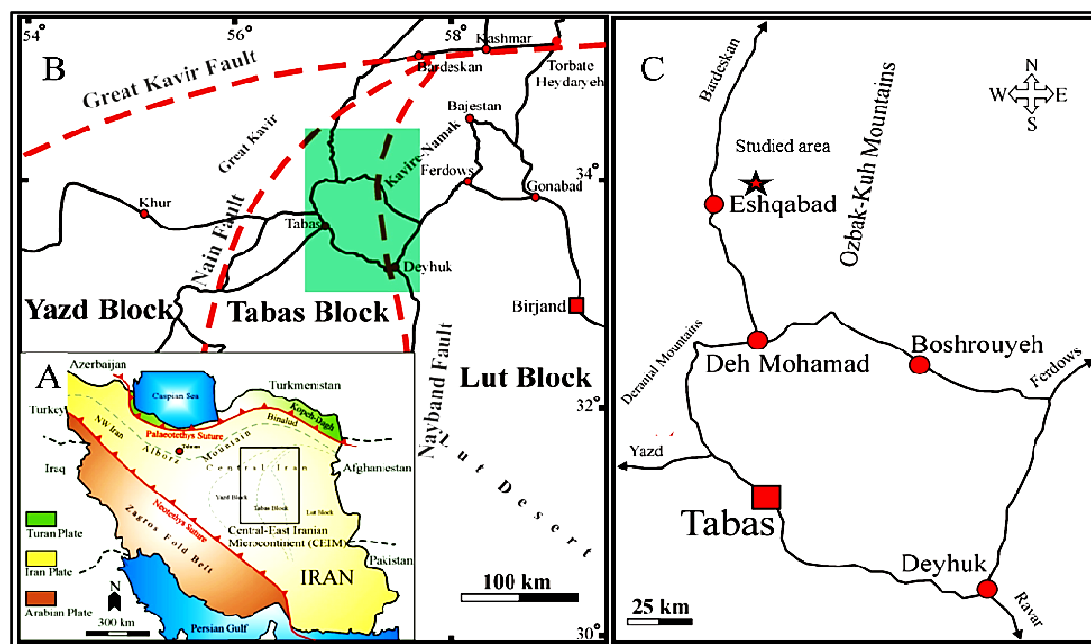
زمین‌شناسی منطقه

منطقه دهنو-عبید، در بلوک طبس و در قسمت شرقی زون ساختاری ایران مرکزی قرار دارد (شکل ۱-۱). خرد قاره خاور ایران مرکزی (Takin, 1972) در بردارنده بلوک‌های: لوت، طبس و یزد، بخش خاوری صفحه ایران (Davoudzadeh and Schmidt, 1982) را تشکیل می‌دهد (شکل ۱-۱ A و B). کهن‌ترین واحدهای سنگی در منطقه، متعلق به پرکامبرین است و شامل سنگهای آذرین و دگرگونی میکاشیست، آمفیبولیت و گرانیت است که به‌صورت بیرون‌زدگیهای کوچکی در گوشه شمال غرب نقشه رخنمون دارند (شکل ۳). این واحدها به‌دلیل پذیرا شدن دگرگونی از نوع دینامیک- ناحیه‌ای به سنگهای دگرگونه با رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت تبدیل شده‌اند. اگرچه دگرشکلی این سنگها نسبتاً زیاد است؛ گسترش بسیار محدود برون‌زدها، بررسی چگونگی دگرشکلی را دشوار ساخته است. این دگرشکلی و دگرگونی می‌تواند پی‌آمد کوه‌زایی پرکامبرین پسین (رویداد کاتانگایی) باشد که در بخش گسترده‌ای از

ایران مرکزی عملکرد شایان توجهی داشته است (Aghanabati, 1994). سازندهای نیور و پادها مربوط به سیلورین و دونین نیز روی سازندهای مربوط به پرکامبرین را پوشانده‌اند (Kosari, 2004). لیتولوژی غالب در محدوده مورد بررسی شامل شیل‌های تیره رنگ و ماسه سنگهای درشت‌دانه و ریزدانه آرکوزی و لیتیک آرکوز (Tucker, 1994) است (شکل ۲)، که تا اندازه‌ای دگرگونی درجه ضعیف را نشان می‌دهند و رگه‌های متعددی از کوارتز شیری‌رنگ و بلوری آنها را قطع کرده‌اند (شکل ۴)، به این رسوبهای دگرگون شده، سن ژوراسیک نسبت داده شده؛ ولی هم‌ارزی آنها با سازند شمشک به مراتب بیشتر است (Aghanabati, 1994). رسوبات نفوژن و رسوبات کواترنری نیز حاشیه کویر شرقی و کویر مرکزی را تشکیل داده‌اند که با شیبی ملایم، تبدیل به رسوبات تبخیری و پلایا می‌شوند (Kosari, 2004). در این محدوده دو نسل از گسلها با روندهای شمال شرقی- جنوب غربی و شمالی- جنوبی وجود دارد. بر اساس مقطع زمین‌شناسی ورقه یادشده، گسلهای شمالی- جنوبی نسل دوم بوده است که سیستم شمال شرق به جنوب غرب را قطع می‌کنند (Kosari, 2004).

رخداد کوارتز

در منطقه دهنو-عبید، سیلیس‌ها به‌صورت رگه‌ای، رگه‌چهای، شکافه پرکن و عدسی برون‌زد دارند که در سنگهای میزبان از جنس شیل و ماسه‌سنگهای آرکوزی و لیتیک آرکوز تشکیل شده‌اند (شکل ۴-۱ B). غالب کوارتزهای منطقه به‌صورت شیری و به رنگ سفید و بلوری شفاف است؛ ولی در قسمتهایی به‌صورت کوارتزهای دودی، زرد و سبز نیز دیده می‌شوند. طول رگه‌های سیلیسی منطقه از ۵ تا ۳۰ متر و عرض آن از ۱ تا ۸ متر در تغییر است. رگه‌های کوارتزی محدوده مورد بررسی عمدتاً در دو جهت دیده می‌شوند: یک دسته به موازات گسلهای نسل اول (شمال شرق- جنوب غرب) که هم‌روند با لایه‌بندیها هستند و دسته دیگر، در یال چینهای جناغی و عمود بر لایه‌بندی دیده می‌شوند (شکل ۵). شیب رگه‌های کوارتزی تقریباً عمود است (شکل ۵). به‌علت خلوص بالایی که کوارتزهای منطقه دهنو-عبید دارند؛ در چند نقطه کارهای معدن کاری قدیمی نیز دیده می‌شود (شکل ۴-۱ A).



شکل ۱. موقعیت مکانی منطقه دهنو-عبید، A: موقعیت منطقه بر روی نقشه ایران به همراه خط درزه‌های مهم و ساختارهای زمین‌ساختی ورقه ایران برگرفته از ویلمسن و همکاران (Wilmsen et al., 2009)، B: نمایی نزدیکتر از چهارگوش، قسمت شرقی ایران مرکزی و بلوک طبس برگرفته از ویلمسن و همکاران (Wilmsen et al., 2010) و C: موقعیت منطقه مورد بررسی در شمال شرقی شهر عشق‌آباد مشخص شده است برگرفته از زندهمقدم و همکاران (Zand Moghadam et al., 2014) با اندکی تغییرات

Fig. 1. Location of Dehnow-Abid area A: Location on the Map of Iran showing the geographical domains as well as the main sutures and tectonic structures of the Iran Plate (modified from Wilmsen et al., 2009). B: Close-up view of white square, East-Central Iran and Tabas block (modified from Wilmsen et al., 2010), and C: location of studied area in NE Eshqabad (modified from Zand Moghadam et al., 2014), with slight modifications

بررسی میکروسکوپی شاره‌های درگیر

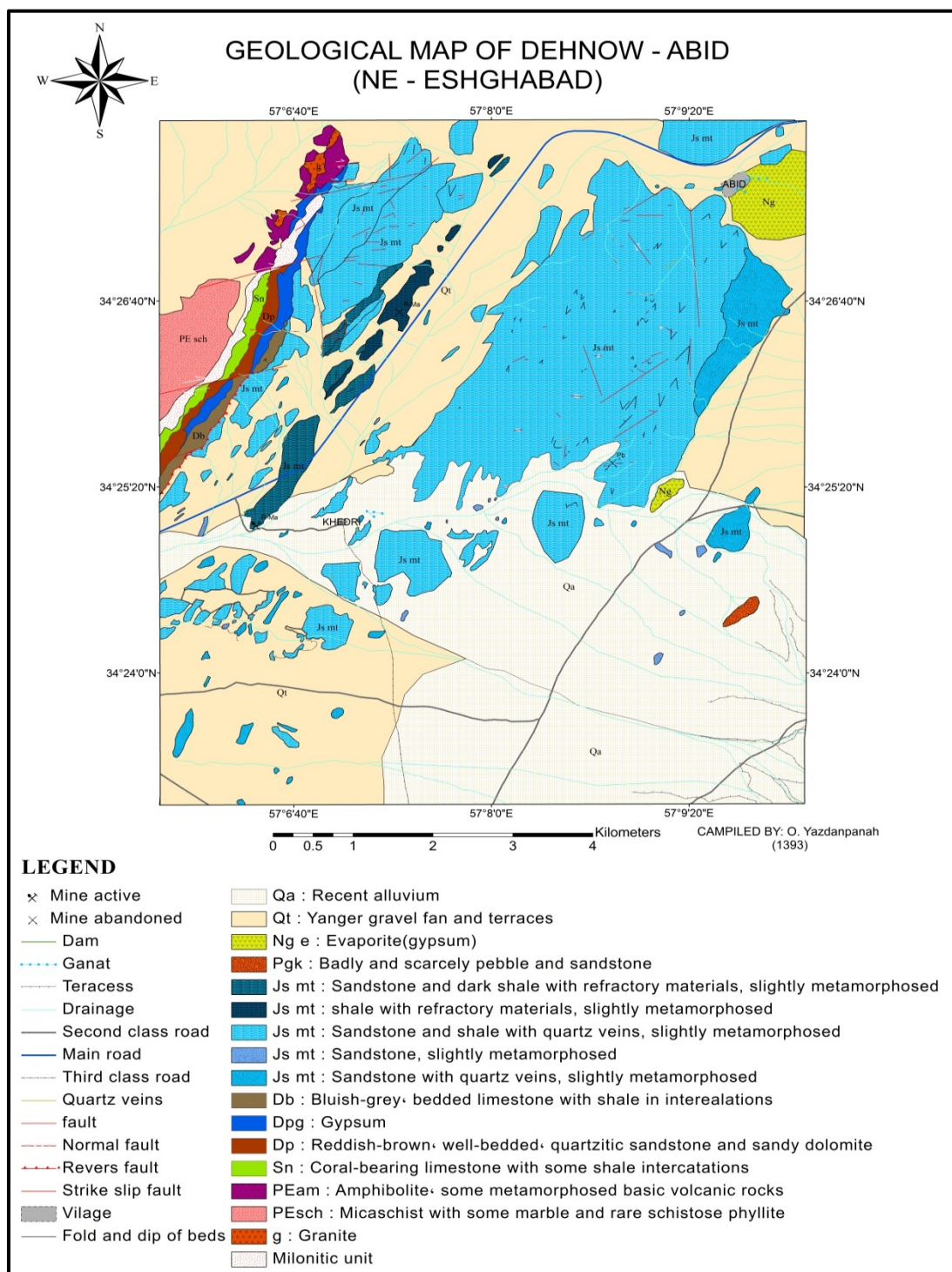
درگیر ثانویه کاذب عموماً به صورت اجتماعی از شاره‌ها^۲ در امتداد صفحات محصور در فضای درونی کانی به دام افتاده‌اند (شکل ۶- B). شاره‌های درگیر ثانویه در امتداد شکستگی‌هایی تشکیل شده‌اند که قطع‌شدگی آنها به مرز صفحات بلوری کانی می‌رسند (شکل ۶- C). شکل شاره‌های درگیر بسیار متفاوت است؛ ولی تا حدودی از سامانه تبلور کانی پیروی می‌کنند. بیشتر شاره‌ها به شکلهای منفی بلور^۳ (شکلهای ۶- A و ۷- A و B) حجمی، بیضوی دیده می‌شوند؛ ولی به شکلهای میله‌ای، صفحه‌ای، نامنظم و تیغه‌ای نیز وجود دارند. اندازه شاره‌های درگیر از ۵ تا ۱۲۰ میکرون متغیر است؛ ولی بیشترین فراوانی را شاره‌هایی با اندازه ۲۰ تا ۶۰ میکرون دارند. بعضی از شاره‌ها پدیده باریک‌شدگی را از خود نشان می‌دهند که فرآیندی معمول در محیط‌های اپی‌ترمال است (Bodnar et al., 1985) (شکل ۶- B). شاره‌های درگیر با شکل بی‌قاعده، تمایل زیادی دارند که در طول زمان، شکلشان را به صورت ریخت‌شناختی منظم‌تر کروی یا شکل منفی بلور میزبان

برای روشن‌سازی رابطه به دام افتادگی میان بارهای سیال و تشکیل کانی میزبان (باطله یا کانسنگ)، نیاز به بررسی دقیق میکروسکوپی (پتروگرافی) آنهاست (Huizenga et al., 2006). در بررسی‌های میکروسکوپی شاره‌های درگیر، ویژگی‌هایی مختلف از جمله رابطه زایشی آنها با کانی میزبان، محتویات فازی، اندازه، شکل، پدیده باریک‌شدگی^۱ و درجه پرشدگی مورد بررسی قرار گرفتند. بررسی‌های میکروسکوپی در دمای اتاق، بر اساس معیارهای ارائه شده توسط رودر، شفرد و همکاران و ون دن کرخوف و هین (Rodder, 1984; Shepherd et al., 1985; Van den Kerkhof and Hein, 2001) انجام شد.

این بررسی‌ها نشان می‌دهند، از دیدگاه ژئیتیکی، شاره‌های درگیر در کوارتزهای منطقه قابل تقسیم به هر سه گروه اصلی هستند. شاره‌های درگیر اولیه عمدتاً به صورت مجزا و حجمی در داخل کانی میزبان پراکنده‌اند (شکل ۶- A). شاره‌های

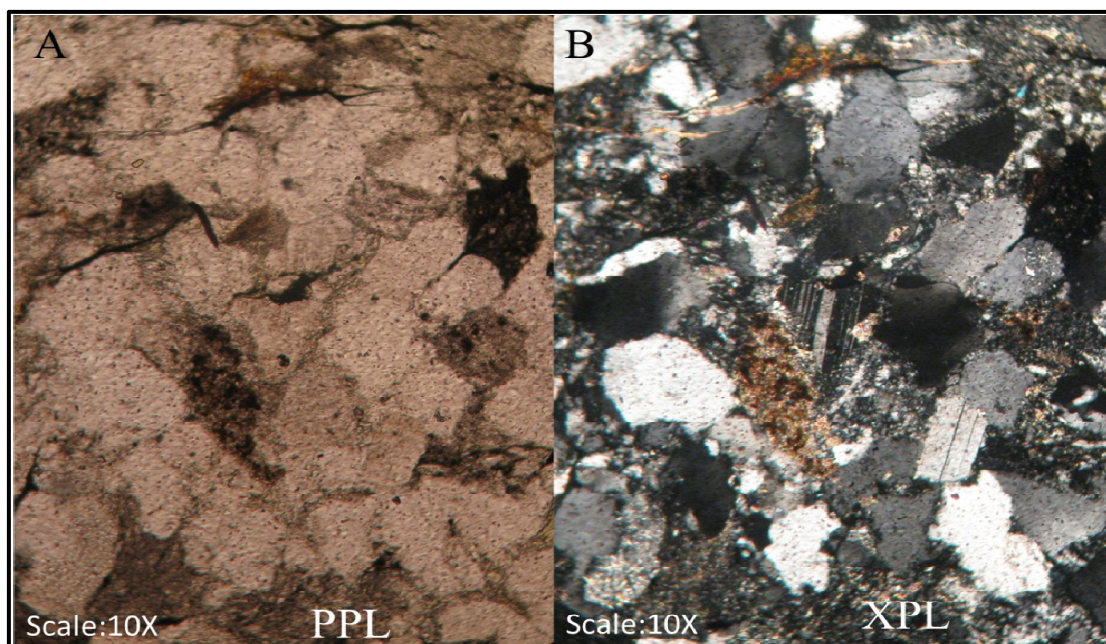
1. Necking down
2. Fluid inclusions assemblages
3. Negative Crystal

تغییر دهند (Shepherd et al., 1985; Tuttle, 1949). منفی (فرم هگزاگونال) که در کوارتزهای منطقه دیده می‌شوند، ناشی از این فرآیند هستند. بنابراین می‌توان گفت به احتمال قوی شاره‌های درگیر بلور



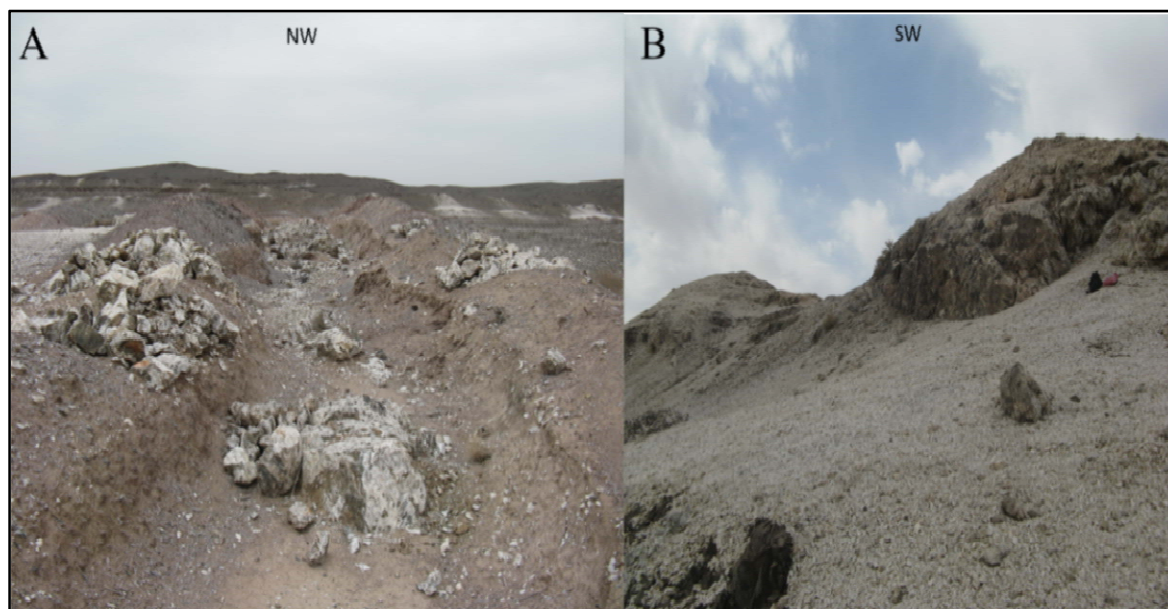
شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه دهنو- عبید، مقیاس ۱/۲۰۰۰۰ (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ عشق‌آباد (Aghanabati, 1994) و تصویرهای ماهواره‌ای (SAS planet)

Fig. 2. Geological map of Dehnow-Abid, scale 1:20000 (based on geological map of Eshghabad scale 1:100000 (Aghanabati, 1994) and satellite images (SAS planet)



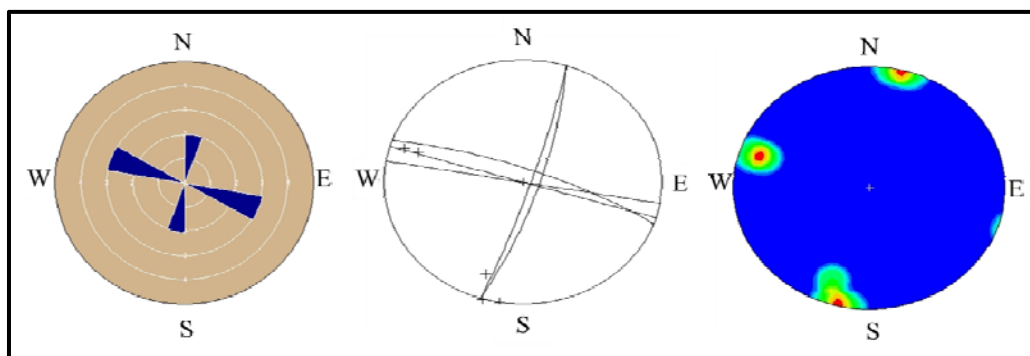
شکل ۳. تصویر میکروسکوپی از لیتیک آركوز درشت‌دانه در دو نور عادی و پلاریزه. A: بیشتر دانه‌های فلدسپات هستند (ارتوکلاز، میکروکلین و آلبیت) (بزرگ‌نمایی X10)، (PPL نور عادی)، و B: دگرسانی دانه‌های فلدسپات به سرسیت دیده می‌شود. دانه‌های کوارتز در مقایسه با فلدسپات روشن‌تر است (بزرگ‌نمایی X10)، (XPL نور پلاریزه)

Fig. 3. Microscopic images of coarse-grained lithic arkose in PPL and XPL light. A: Most feldspar grains (orthoclase, microcline and albite), (magnified X10), (PPL normal light), and B: Sericitic alteration in feldspar grains. Quartz grain against feldspar grains is lighter (magnified X10), (XPL Polarized light)



شکل ۴. تصاویرهای صحرایی از منطقه دهنو-عبید، A: کار قدیمی صورت گرفته بر روی رگه سیلیس و B: عدسی سیلیسی عمود بر لایه‌بندی ماسه‌سنگ

Fig. 4. Field images of the Dehnow-Abid area, A: Old working has been done on silica vein, and B: Lens of silica mass perpendicular to the bedding of sandstone



شکل ۵. نمودارهای مربوط به رگه‌های کوارتزی منطقه دهنو-عبید، که تقریباً دو روند عمده (شمال شرق- جنوب غرب و شمال غرب- جنوب شرق) از رگه‌های سیلیسی منطقه دهنو-عبید را نشان می‌دهند.

Fig. 5. Diagrams of the quartz veins from Dehnow-Abid area, which show two major trends (NE-SW and NW-SE) of the Dehno-Abid area quartz veins.

است و دارای درجه پرشدگی ۷۰ تا ۹۰ درصد هستند (شکل ۷- F).

۶- مایع نامیژاک (L_1+L_2+V): این نوع از شاره‌های درگیر، در منطقه دارای فراوانی قابل توجهی هستند. به شکلهای منفی بلور و نامنظم، میله‌ای و حجمی دیده می‌شوند و دارای اندازه‌های متفاوتی از ۱۰ تا ۱۲۰ میکرون هستند. حضور CO_2 در اطراف حباب گاز می‌تواند بیانگر محیطهای دگرگونی باشد (Brown and Lamb, 1986; Yardly and Bodnar, 2014; Van den Kerkhof et al., 2014) (شکل ۷- C و E).

مطالعات ریز دماسنجی شاره‌های درگیر

بررسی داده‌های گرمایش

هدف نهایی بررسی‌های گرمایش، اندازه‌گیری دمای نهایی همگن‌شدگی است. در واقع این دما همان دمای تبدیل شدن شاره‌های درگیر به سامانه تک فازی است (Shepherd et al., 1985). برای بررسی وضعیت دمای همگن‌شدگی، تعداد ۱۱۳ نمونه از شاره‌های درگیر در نمونه‌های منطقه مورد بررسی، مورد آزمون گرمایش قرار گرفتند. طی دماسنجی، بسته به درجه پرشدگی میانبار، همگن‌شدگی می‌تواند نسبت به فاز غالب صورت گیرد، در این بررسی مشخص شد میان‌بارهای با پرشدگی بیش از ۵۰ درصد، به حالت مایع همگن می‌شوند. تعداد کمی از میان‌بارهای با پرشدگی ضعیف، مورد سنجش دمای همگن‌شدگی قرار گرفتند؛ اما به دلیل رخداد نشست در زمان گرمایش، از ثبت دمای شاره‌های درگیری که به حالت

باتوجه به بررسی انجام شده بر روی مقاطع دوبر صیقل تهیه شده در شرایط آزمایشگاهی، سیالات درگیر از نظر محتویات فازی، به شش گروه تقسیم می‌شوند که عبارتند از:

۱- تک فازی گاز (V): این نوع از شاره‌ها اغلب به شکلهای منفی بلور و بیضوی منفی دیده می‌شوند و اندازه آنها از ۵ میکرون تا ۴۰ میکرون در تغییر است و دارای درجه پرشدگی صفر هستند (شکل ۷- C).

۲- تک فازی مایع (L): این نوع از شاره‌ها نسبت به دیگر شاره‌ها کمتر و بیشتر در اثر فرآیند باریک‌شدگی در شاره‌ها دیده می‌شوند. بیشتر به شکل نامنظم و اندازه آنها از ۵ تا ۲۰ میکرون در تغییر است و دارای درجه پرشدگی ۱۰۰ درصد هستند (شکل ۷- D).

۳- دو فازی غنی از مایع ($L+V$): بیشتر شاره‌های موجود در کوارتزهای منطقه دهنو-عبید از این نوع هستند و به شکلهای منفی بلور، لوله‌ای و ... دیده می‌شوند. اندازه آنها از ۱۰ تا ۱۲۰ میکرون متغیر است و دارای درجه پرشدگی از ۶۰ درصد تا ۹۵ درصد هستند؛ ولی بیشترین فراوانی را شاره‌های با درجه پرشدگی ۸۵ تا ۹۰ درصد دارند (شکل ۷- A, B و D).

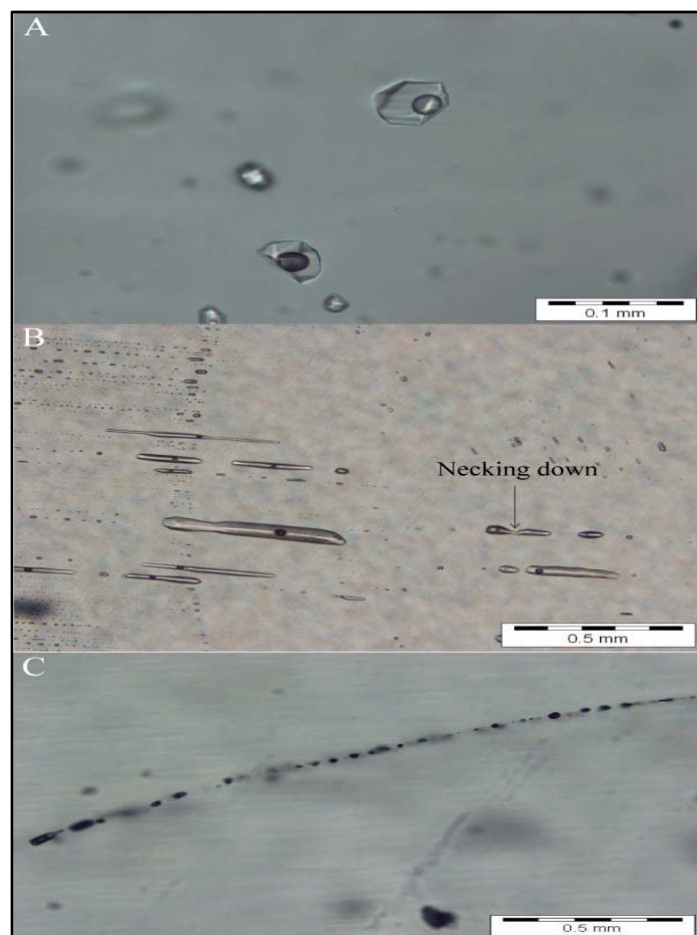
۴- دو فازی غنی از گاز ($V+L$): این نوع از شاره‌ها به شکلهای نامنظم و منفی بلور دیده می‌شوند. اندازه آنها از ۱۰ تا ۶۰ میکرون در تغییر است و دارای درجه پرشدگی کمتر از ۵۰ درصد هستند (شکل ۷- C).

۵- سه فازی ($L+V+S$): تعداد کمی از شاره‌های درگیر دارای فاز جامد ناشناخته هستند و به شکلهای میله‌ای و منفی بلور و نامنظم دیده می‌شوند. اندازه آنها از ۲۰ تا ۱۲۰ میکرون متغیر

(Klein and Fuzikawa, 2010). عموماً شرایط دوفازی متداولتر است و حباب بخار CO_2 در داخل مایع، CO_2 حرکات سریع و تصادفی نشان می‌دهد (Shepherd et al., 1985). معمولاً در همگن‌شدن کامل، سه نوع همگن‌شدگی امکان‌پذیر است که در شاره‌های مربوط به منطقه دهنو-عبید، تنها یک حالت همگن‌شدن به فاز مایع $(V)ThCO_2$ دیده شد (شکل ۹- A و B). برای به‌دست آوردن دمای همگن‌شدن شاره‌های CO_2 دار، تعداد ۳۸ شاره سه فاز (L_1+L_2+V) مورد آزمون گرمایشی قرار گرفتند (جدول ۱). بررسی ریزدماسنجی این شاره‌ها نشان می‌دهد که دمای همگن‌شدن CO_2 بین ۲۶/۱ تا ۳۰/۶ درجه سانتی‌گراد در تغییر است (شکل ۱۰).

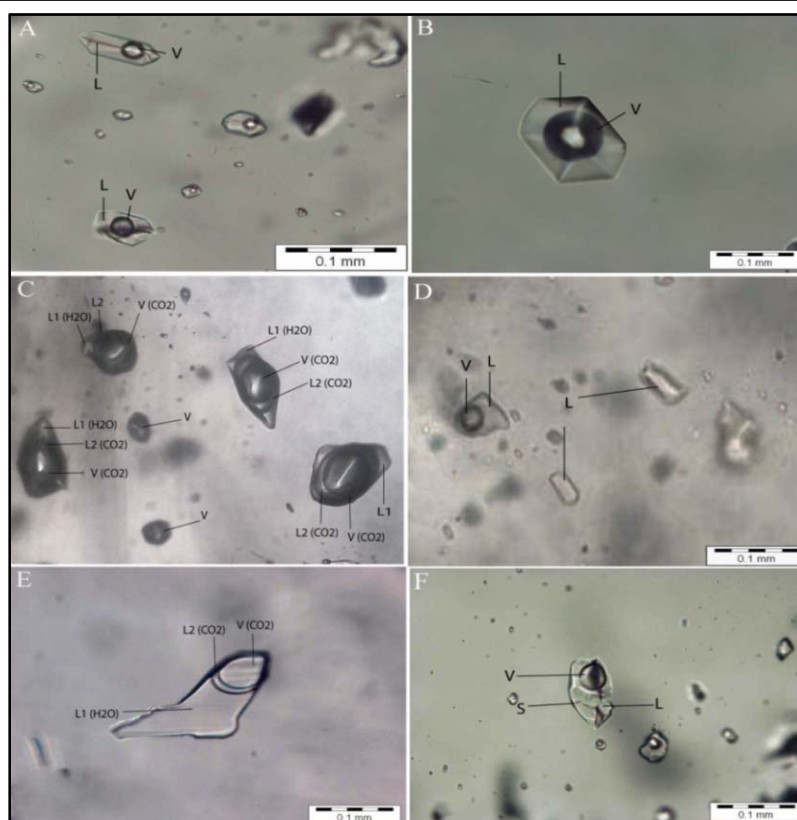
گاز همگن می‌شدند، خودداری شد. این بررسی نشان می‌دهد که دامنه دمای همگن‌شدگی میان‌بارهای سیال کانی کوارتز که زیر عمل گرمایش قرار گرفتند، بین ۲۴۷ تا ۳۳۶ درجه سانتی‌گراد در تغییر است (شکل ۸). بر اساس این بررسیها بیشترین فراوانی دمای همگن‌شدگی شاره‌های درگیر بین ۲۶۶ تا ۳۱۵ درجه سانتی‌گراد است (جدول ۱). با توجه به پراکندگی اندک داده‌های گرمایش و حضور CO_2 که به‌صورت مایع نامیژاک در اطراف حباب گاز است، نشان می‌دهد که ترکیب بخار گاز در این نوع شاره‌ها CO_2 دار است (Lynch et al., 1990; Klein and Fuzikawa, 2010).

بررسی داده‌های گرمایش در شاره‌های درگیر حاوی CO_2 بسته به چگالی کل فاز CO_2 ، شاره‌ها در دمای اتاق ممکن است تک فاز (مایع یا بخار) یا دوفازی (مایع +بخار) باشد



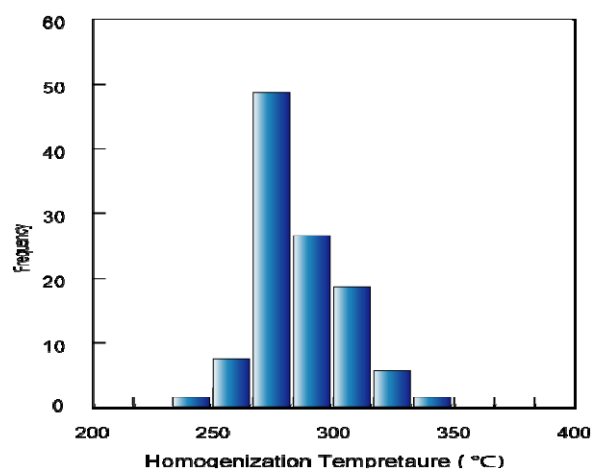
شکل ۶. تصویرهای میکروسکوپی از انواع شاره‌های درگیر کوارتزی منطقه دهنو-عبید، A: شاره‌های درگیر اولیه، B: شاره‌های درگیر ثانویه کاذب و پدیده باریک‌شدگی در شاره درگیر و C: شاره‌های درگیر ثانویه.

Fig. 6. Microscopic images of fluid inclusions in quartz from Dehnow-Abid area A: Primary fluid inclusions, B: Pseudo secondary fluid inclusions with necking down, and C: Secondary fluid inclusions.



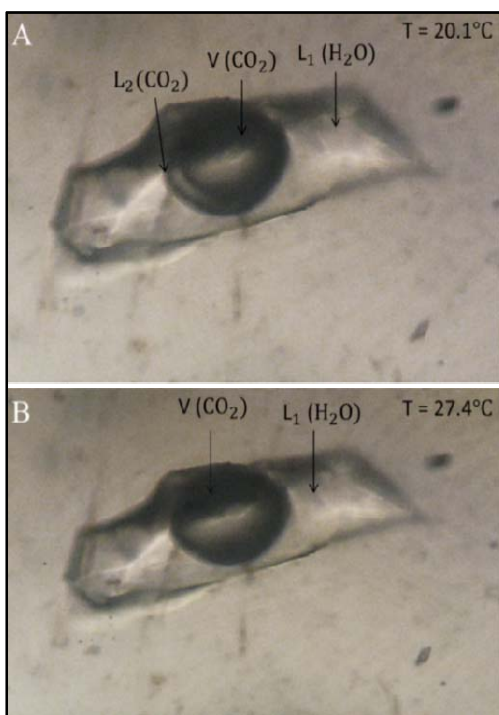
شکل ۷. تصویرهای میکروسکوپی از انواع مختلف شاره‌های درگیر اولیه، A: شاره‌های درگیر دو فاز غنی از مایع، مایع آبگین (L)، حباب گاز (V)، (L+V)، B: شاره منفرد منفی بلور غنی از مایع (L+V)، C: شاره‌های درگیر تک فاز گاز (V) و مایع نامیژاک غنی از گاز CO₂، مایع آبگین (L₁+L₂+V) (بزرگ‌نمایی X20)، (L₁ CO₂، (L₂ CO₂)، دو فاز غنی از مایع، E: مایع نامیژاک (L₁+L₂+V) و F: شاره درگیر سه فاز، فاز به‌دام افتاده (S)، (L+V+S).

Fig. 7. Microscopic images of different primary fluid inclusions, A: Liquid-rich two phase fluid inclusions, (L+V) aqueous liquid (L), vapor bubble (V), B: Liquid-rich isolated negative fluid inclusion (L+V), C: Monophasic vapor fluid inclusions (V) and CO₂-rich immiscible liquid, aqueous liquid (L₁), CO₂ liquid (L₂), (L₁+L₂+V), (magnified X20), D: Monophasic liquid-rich with (L) and liquid-rich two phase rich fluid inclusions, E: Immiscible liquid (L₁+L₂+V), and F: Three phase fluid inclusion, trapped phase (S), (L+V+S).



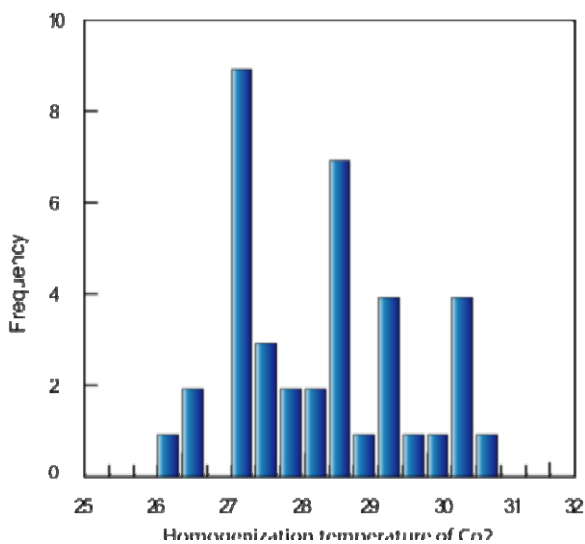
شکل ۸. نمودار فراوانی دمایی همگن‌شدگی شاره‌های درگیر در کانی کوارتز

Fig. 8. Frequency diagram of homogenization temperatures for fluid inclusions in quartz mineral



شکل ۹. روند همگن‌شدگی فاز مایع CO₂ به فاز بخار CO₂. A: شماره درگیر سه فاز CO₂ دار در دمای ۲۰°C و B: دمای همگن‌شدن این شماره درگیر در دمای Th_{CO₂}=۲۷/۴°C و Th_{tot}=۲۹/۲°C است. مایع آبگین (L)، حباب گاز (V)، مایع آبگین (L₁)، مایع CO₂ (L₂)، (بزرگ‌نمایی X50)

Fig. 9. Homogenization process of CO₂ liquid phase to vapor phase of CO₂, A: fluid inclusion 3 phases CO₂-bearing in temperature 20°C, and B: homogeneous temperature of the fluids involved in temperature Th_{CO₂}=27/4°C and Th_{tot}=29/2. Liquid (L), Vapor (V), Liquid (L₁), CO₂ liquid (L₂) (magnified X50)



شکل ۱۰. نمودار فراوانی دماهای همگن‌شدگی فاز مایع CO₂

Fig. 10. Frequency diagram of homogenization temperatures for CO₂ liquid phase

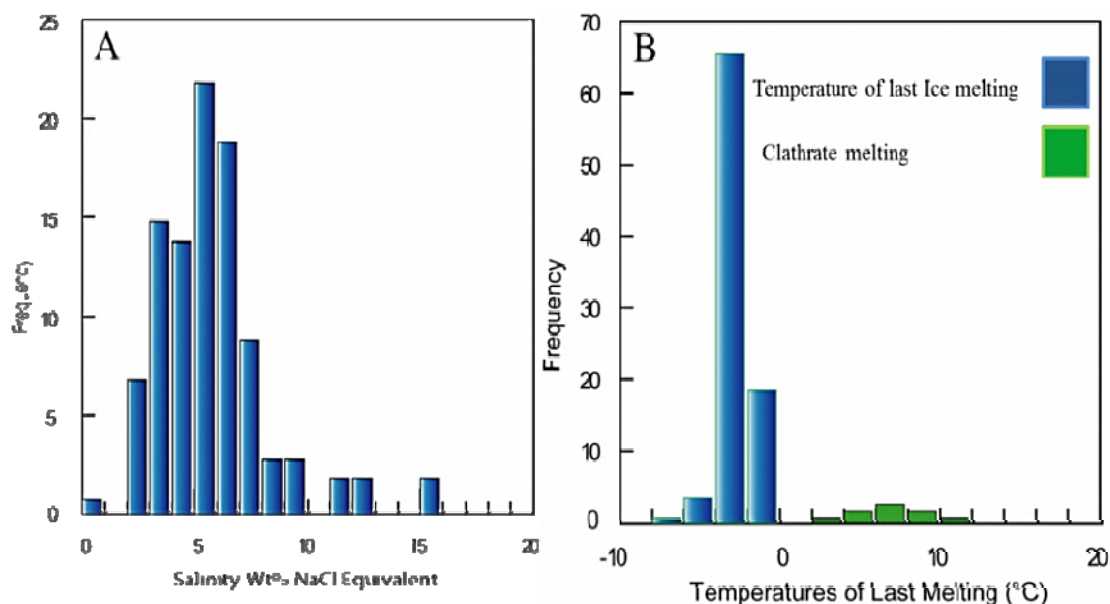
کاهش داده می‌شود تا جایی که محتوی فضای داخل میان‌بار سیال منجمد شود. روش انجماد، اساسی‌ترین روش برای تعیین ترکیب میان‌بارهای سیال (بر حسب شوری معادل نمک

بررسی داده‌های سرمایش

به‌طور کلی، انجماد به فرآیندی گفته می‌شود که طی آن دمای دستگاه صفحه گرم و سرد کننده پایین‌تر از دمای محیط،

نسبت به یخ ناپایدارتر است و زودتر شروع به ذوب می‌کند که این دما به دمای نخستین ذوب (پوتکتیک) معروف است و بستگی به ترکیب میان‌بار سیال دارد. داده‌سنجی سرمایش میان‌بارهای سیال منطقه دهنو-عبید، بیانگر دامنه متفاوت دمای ذوب هیدروها لیت است. همچنین داده‌های حاصل از ذوب نهایی یخ، بیانگر آن است که این داده‌ها به دو گروه قابل تقسیم است (شکل ۱۱- B). گروه اول میان‌بارهایی هستند که دامنه دمایی ذوب نهایی یخ در محدوده صفر تا 10°C قرار دارند، که این حالت مرتبط با یک سیال آب‌گین است (Bodnar, 2003c). گروه دوم میان‌بارهایی هستند که دمای نهایی ذوب یخ آنها در محدوده صفر تا 12°C تغییر می‌کند، که این حالت مبنی بر تشکیل کلاتریت و حضور CO_2 در میان‌بارهای سیال است (Van den Kerkhof and Thiery, 2001; Bodnar, 2003c; Chi and Xue, 2011). با توجه به نبود فاز نوزاد نمک در سیالات درگیر منطقه دهنو-عبید، شوری سیال بر مبنای روش‌های ارائه شده توسط هال و همکاران (Hall et al., 1988) و بودنار (Bodnar, 1993) محاسبه شده است که بر این اساس شوری در محدوده $0/9$ تا $15/8$ درصد وزنی معادل نمک طعام در تغییر است (شکل ۱۱- A).

طعام)، چگالی سیال و نیز تعیین سامانه سیال کانی‌ساز است (Wilkinson, 2001). با توجه به بررسی‌های میکروسکوپی (پتروگرافی) انجام شده بر روی مقاطع نازک دوبر صیقل تهیه شده از کوارتزهای منطقه مورد بررسی، تعداد ۹۹ میان‌بار سیال از نمونه‌های مختلف انتخاب و داده‌سنجی سرمایش بر روی آنها انجام شد (جدول ۱). از آن جایی که نوع رنگ یخ تشکیل شده طی عملیات سرمایش می‌تواند به تعیین ترکیب سامانه کانی‌ساز کمک کند (Shepherd et al., 1985; Huizenga et al., 2006). برخی از میان‌بارهای سیال تا دمای منفی 10°C منجمد شدند. این داده‌ها بیانگر تشکیل نشدن یخ با رنگ قهوه‌ای یا قهوه‌ای مایل به زرد است. طی عملیات برگشت دمایی و گرم کردن میان‌بارهای سرد شده، مشخص شد برخی از میان‌بارها در محدوده دمایی 56°C تا 57°C درجه سانتی‌گراد ذوب شدند که می‌تواند نشان‌دهنده مایع CO_2 باشد (Shepherd et al., 1985; Van den Kerkhof and Thiery, 2001; Huizenga et al., 2006). در سیالات درگیری که از شوری کمتر از ۲۳ درصد وزنی معادل NaCl برخوردارند، طی عملیات سرمایش یخ و نمک آبدار ($\text{NaCl}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$) تشکیل می‌شود (Bodnar, 2003b). در زمان گرم کردن میان‌بارهای منجمد شده، فاز نمک آبدار



شکل ۱۱. A. نمودار فراوانی شوری سیالات درگیر در کانی کوارتز و B. نمودار فراوانی دمایی نهایی ذوب یخ و کلاتریت

Fig. 11. A: Frequency diagram of Salinity of fluid inclusions in quartz mineral, and B: Frequency diagram of temperature of Last ice-melting and clathrate melting

جدول ۱. اطلاعات ریز دماسنجی شاره‌های درگیر اولیه در کوارتزهای منطقه دهنو-عبید

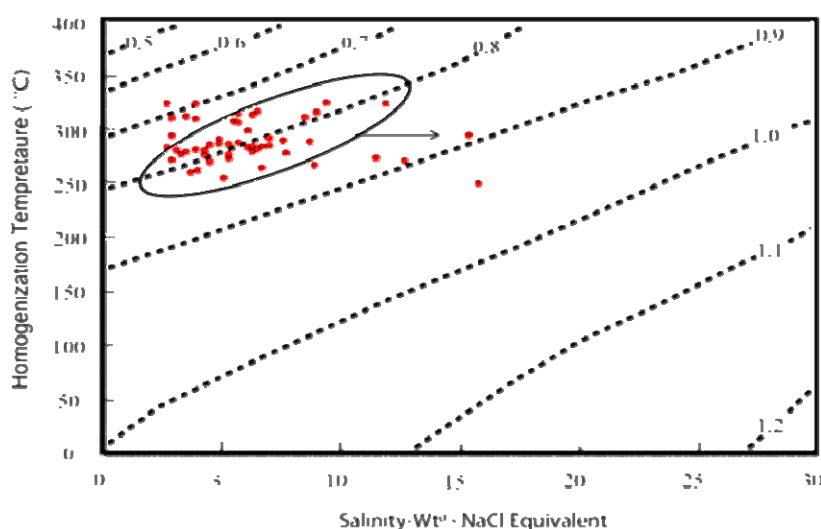
Table 1. Microthermometric data of primary fluid inclusions in the Dehnow-abid area quartz

Sample No.	Tm-ice (°C)	Homogenization temperature _(tot) (°C)	Salinity (wt.% equiv.)	Th-co ₂ (°C)
1	-2	258	3.7	27.4
2	-2.3	274	4.3	29.3
3	-3	285.4	5.7	30.8
4	-2.8	283.8	5.3	28.5
5	-3.6	282.5	7	27.1
6	-3.5	262.2	6.7	26.6
7	-3.2	296.2	6.1	27.1
8	-2.6	288.6	4.9	27.4
9	-1.5	321.1	2.7	27.7
10	6.2	321.9	9.4	29.3
11	-2.1	320.9	3.9	30.8
12	-2.4	283.7	4.5	27.1
13	-2.6	284.3	4.9	26.6
14	-2.1	307.2	3.9	27.5
15	-1.6	269.5	2.9	28.8
16	-2.9	304.9	5.5	28.8
17	-3.4	314	6.5	27.2
18	-3.3	311	6.3	29.2
19	-4.4	286.4	8.7	29.3
20	-1.6	291.7	2.9	30.5
21	11.5	292.2	15.4	27.2
22	2.4	260.1	4	31.2
23	-1.6	307.9	2.9	30.9
24	8.9	268.7	12.7	27.3
25	-1.5	281.1	2.7	28.2
26	-2.4	267.6	4.5	26.1
27	-2.3	278.3	4.3	28.1
28	-1.9	309.4	3.5	29.6
29	-1.8	274.4	3.3	30.2
30	-2.8	271	5.3	27.6
31	-3.2	281.2	6.1	28.4
32	-3	311.6	5.7	27.2
33	-3.3	282.1	6.3	28.5
34	-5.8	320.9	11.9	28.9
35	-3.5	281.6	6.7	28.6
36	-2.8	274.6	5.3	28.7
37	-3.3	276.9	6.3	28.7
38	-3	304.1	5.7	28.1
39	-2.1	279	3.9	
40	-7.4	247.9	15.8	
41	-2.4	267.9	4.5	
42	-4.5	264.7	8.9	
43	-3.6	289.7	7	
44	-1.9	276.7	3.5	
45	-2.7	252.8	5.1	
46	4.9	275.9	7.7	
47	-1.7	278.5	3.1	
48	-4.3	308.6	8.5	
49	-3.9	287.2	7.6	
50	-3.4	279	6.5	
51	7.9	271.4	11.5	
52	5.9	313.4	9	

بحث و نتیجه‌گیری

باتوجه به دو مؤلفه شوری و دمای همگن‌شدگی که از طریق سیالات درگیر به دست می‌آید، می‌توان ضمن کسب اطلاعات فیزیکوشیمیایی درباره سیال کانی‌ساز، ارتباط بین سیالات درگیر و منشأ کانی‌میزبان را مشخص کرد. یکی از این مؤلفه‌های فیزیکی، چگالی سیال است که می‌توان با تقریب نسبتاً خوبی محاسبه کرد (Wilkinson, 2001). برای این منظور، داده‌های حاصل از همگن‌شدگی شاره‌های درگیر، در مقابل شوری آنها بر روی نمودار چگالی ویلکینسون

(Wilkinson, 2001) ترسیم شد (شکل ۱۲). توزیع داده‌ها بیانگر آن است که چگالی سیال کانی‌ساز در منطقه دهنو-عبید در محدوده ۰/۷ تا ۰/۹ گرم بر سانتی‌متر مکعب در تغییر است. الگوی توزیع داده‌ها نشانگر آن است که چگالی غالب سیال در محدوده ۰/۸ گرم بر سانتی‌متر مکعب قرار دارد و افزایش اندک چگالی احتمالاً ناشی از فرآیند جوشش سیال است که با آزادسازی بخش گازی، به افزایش چگالی مایع باقی‌مانده منجر شده است.



شکل ۱۲. دامنه تغییرات چگالی سیال کانی‌ساز منطقه دهنو-عبید (Wilkinson, 2001)

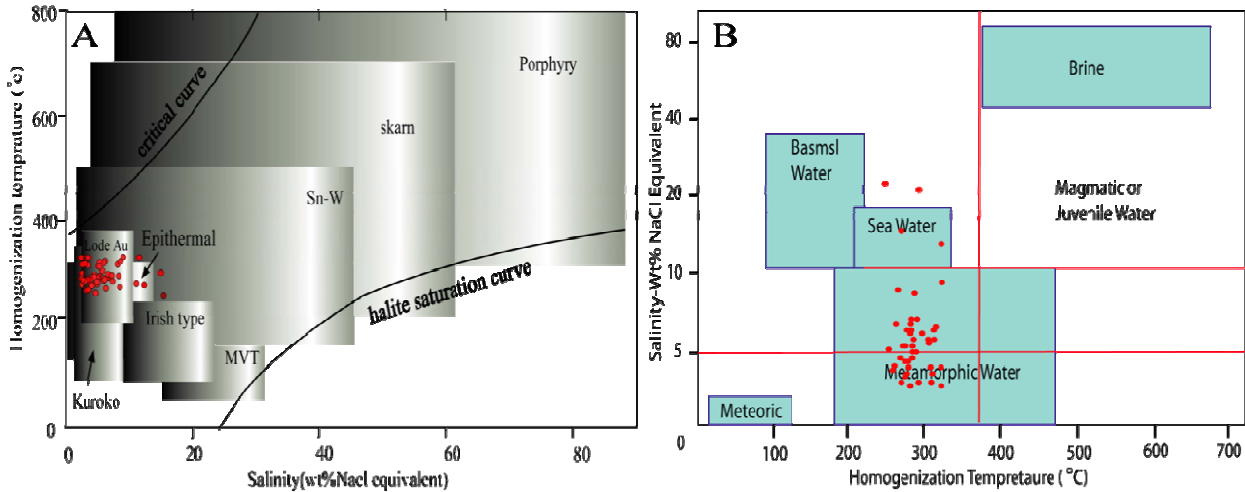
Fig. 12. Density domain of mineralized fluid in Dehnow-Abid area (Wilkinson, 2001)

محل‌های گرمایی از زمانی که در منشأ اولیه خود شکل می‌گیرند تا زمانی که در فرآیند کانی‌سازی مشارکت می‌کنند، دست‌خوش تحولاتی می‌شوند که شناخت این تحولات، ما را به درک بهتر فرآیندهای کانی‌ساز رهنمون می‌سازد. پژوهشگرانی از جمله ویلکینسون و رودر (Wilkinson, 2001; Rodder, 1984)، توانستند با بهره‌گیری از الگوی توزیع‌پذیری دمای همگن‌شدگی میان بارهای سیال در مقابل شوری آنها، فرآیندهایی را که باعث تحول و نهایتاً باعث تغییرات فیزیکوشیمیایی سیالات کانی‌ساز می‌شوند، قابل درک و شناسایی کنند. بر این اساس، از الگوی توزیع داده‌ها در (شکل ۱۴)، می‌توان دریافت که سیال اولیه به احتمال قوی در معرض سه تحول اصلی قرار گرفته است. ابتدا دو سیال با دمای نزدیک به یکدیگر ولی با شوری متفاوت اختلاط یافته

پژوهشگران حوزه میان‌بارهای سیال ویلکینسون و کسلر (Wilkinson, 2001; Kesler, 2005) بر مبنای شوری و دمای همگن‌شدگی سیالات، توانسته‌اند محیط‌های مختلف کانی‌سازی و زمین‌شناختی را از یکدیگر تفکیک کنند. بر این اساس، شوری و دمای همگن‌شدگی ۵۲ میان‌بار سیال از کوارتزهای منطقه دهنو-عبید در نمودار ویلکینسون (Wilkinson, 2001)، (شکل ۱۳-A) و نمودار کسلر (Kesler, 2005) ترسیم شد (شکل ۱۳-B). بر مبنای نمودار ویلکینسون داده‌های منطقه در محدوده کم دما و طایفه‌ای ترسیم شده‌اند که می‌تواند تا حدی بیانگر محیط‌های دگرگونی باشد. همچنین ترسیم این داده‌ها در نمودار کسلر نشان‌دهنده منشأ دگرگونی برای سیال سازنده رگه‌ها، عدسیه‌ها و توده‌های کوارتز منطقه مورد بررسی باشد.

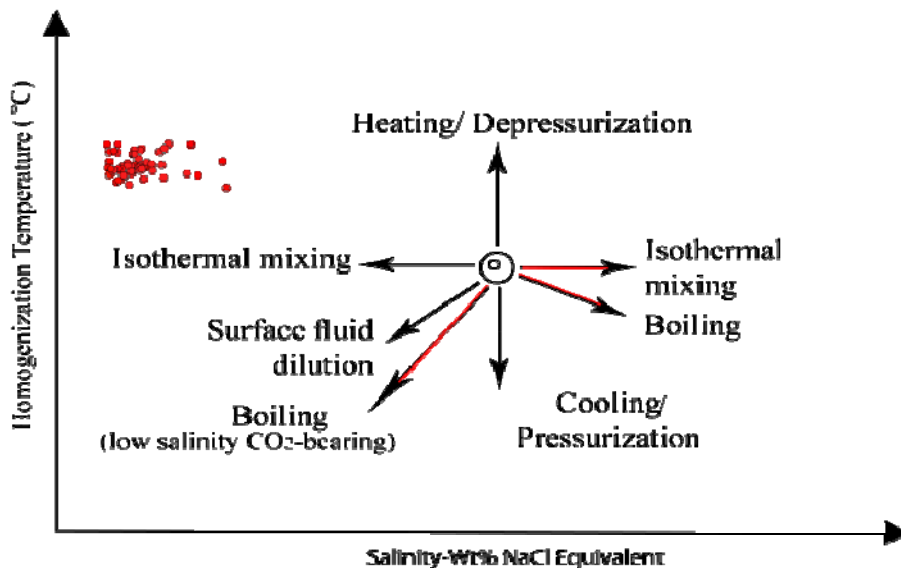
کم‌فشار متحمل جوشش شده که سیال غنی از H₂O طی فرآیند جوشش باعث افزایش اندک شوری و سیال غنی از CO₂ طی فرآیند جوشش با کاهش اندک شوری همراه بوده است (شکل ۱۴).

که باعث افزایش شوری و ناهمگن شدن سیال به‌دست آمده، شده است (اختلاط ایزوترمالی). سیال ناهمگن ایجاد شده، بخشی از مایع با پایه آبگین و بخشی با پایه مایع کربنیک غنی بوده‌اند. این سیال ناهمگن پس از قرارگیری در موقعیتهای



شکل ۱۳. نمودار تعیین نوع کانه‌زایی با استفاده از شوری و دمای همگن‌شدن (Wilkinson, 2001) و B: نمودار تعیین منشأ سیال گرمایی (Kesler, 2005)

Fig. 13. temperature-salinity diagram illustrating typical ore genesis (Wilkinson, 2001), and B: temperature-salinity diagram illustrating source of hydrothermal fluid (Kesler, 2005)

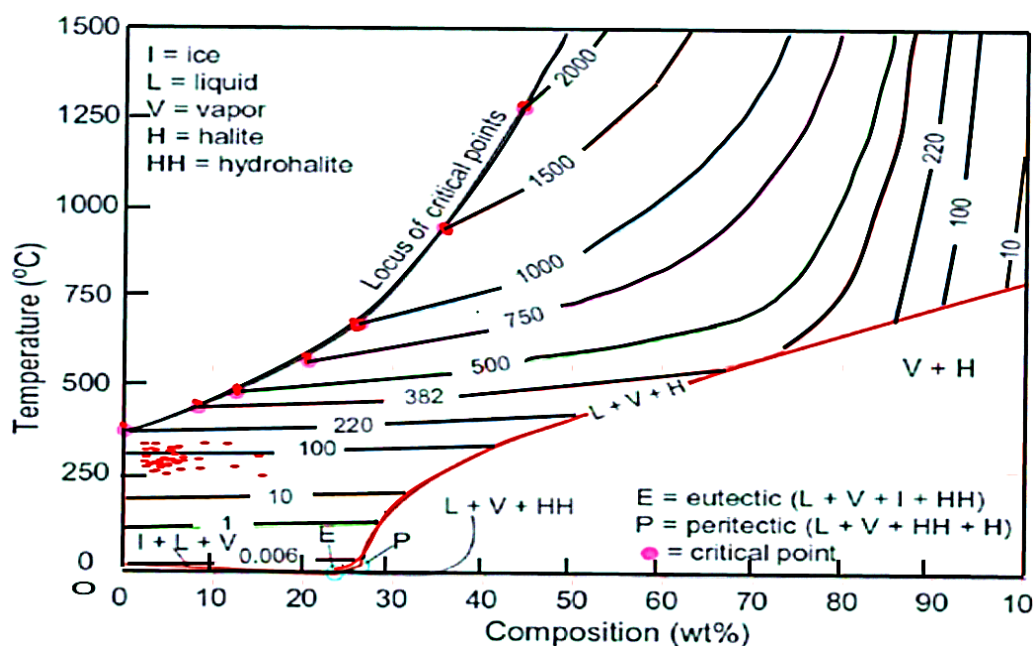


شکل ۱۴. نمودار شماتیک برای نمایش تحولات اعمال شده بر محلولهای گرمایی با استفاده از دمای همگن‌شدگی در مقابل شوری (Wilkinson, 2001). با توجه به الگوی توزیع‌پذیری داده‌های منطقه دهنو-عبید، سه روند اختلاط هم‌دمایی، جوشش سیال غنی از آبگین و جوشش سیال غنی از مایع کربنیک مشخص شد.

Fig. 14. Schematic diagram showing typical trends in Th-salinity space due to various fluid evolution processes (Wilkinson, 2001). According to distribution pattern of Dehno-Abid area data, mixing process temperature, fluid boiling of liquid-rich and boiling of carbon liquid-rich fluids were specified.

می‌توان گفت، فشار بخار شاره‌های درگیر منطقه مورد بررسی عمدتاً در محدوده ۵۰ تا کمی بالاتر از ۱۰۰ بار در تغییر است. در سامانه‌های کانی‌سازی که با فرآیند جوشش همراه هستند، این فشار می‌تواند معادل فشار به‌دام افتادگی سیال در نظر گرفته شود (Bodnar, 2003b). بر این اساس می‌توان محدوده فشار به‌دام افتادن سیال در کانی کوارتز را در منطقه دهنو-عبید، حدود ۱۰۰ بار در نظر گرفت.

برای تعیین فشار بخار میان‌بارهای سیال توسط اتکینسون (Atkinson, 2002)، بررسی‌های مختلف آزمایشگاهی صورت گرفته و بر این اساس دامنه فشار بخار سیالات درگیر، ۳۵ تا ۱۰۵ بار تعیین شده است. برای اطلاع از وضعیت فشار بخار میان‌بارهای سیال کانی کوارتز منطقه دهنو-عبید، داده‌های دمای همگن‌شدگی در مقابل شوری در نمودار منحنی‌های هم‌فشار اتکینسون (Atkinson, 2002) ترسیم شد (شکل ۱۵). با توجه به موقعیت قرارگیری داده‌ها در نمودار یادشده



شکل ۱۵. تعیین فشار سیال در کانی کوارتز منطقه دهنو-عبید، بر اساس نمودار اتکینسون (Atkinson, 2002)

Fig. 15. Pressure fluid in quartz mineral from Dehno-Abid area, according to the diagram (Atkinson, 2002)

(Kesler, 2005) ترسیم شد (شکل ۱۳- B). موقعیت قرارگیری داده‌های ترسیم شده در نمودار یادشده، بیان‌کننده منشأ آب دگرگونی، برای کوارتزهای منطقه دهنو-عبید است. با توجه به بررسی صحرایی و آزمایشگاهی می‌توان گفت، رخداد دگرگونی ناحیه‌ای فشار و دمای نسبتاً پایینی که در منطقه اتفاق افتاده، باعث شده است شیل‌های منطقه تا حد اسلیت دگرگونی یابند و برگ‌وارگی پیدا کنند. به احتمال قوی این دگرگونی باعث شده است از واحدهای شیلی و ماسه‌سنگی منطقه به ترتیب دو سیال غنی از مایع کربنیک و سیال آبگین با فروشت سیلیکا از این واحدها ایجاد شوند. این سیالات ضمن حرکت به بخش‌های کم‌فشار اختلاط کرده و یک سیال ناهمگن را ایجاد کرده‌اند (Lan et al., 2010; Wang et al.,

۲۰۱۰). پژوهشگران مختلف اعتقاد دارند، سیالات درگیری که دارای CO_2 هستند و نیز شاره‌های درگیر آبگین CO_2 دار که از شوری نسبتاً پایینی برخوردار هستند، می‌توانند مرتبط با محیط‌های دگرگونی باشند (Crawford et al., 1979; Hendel and Hollister, 1981; Sisson et al., 1981; Smith et al., 1984; Brown, 1985; Brown and Lamb, 1986; Bodnar, 2003b). با توجه به این‌که این موضوع از طریق بررسی‌های میکروسکوپی میان‌بارهای سیال منطقه دهنو-عبید مورد تأیید قرار می‌گیرد؛ برای اطمینان بیشتر از این موضوع، داده‌های شوری در مقابل داده‌های دمای همگن‌شدگی حاصل از بررسی‌های ریز دماسنجی شاره‌های درگیر در کانی کوارتز منطقه مورد بررسی در نمودار کسلر

از نیروهای تکتونیک اعمال شده در منطقه، در داخل واحد ماسه‌سنگی تهنشست کرده است.

2015). سپس با رخداد فرآیند جوشش، کانی کوارتز عمدتاً به فرم رگه‌چه، رگه و عدسی در فضاها باز و شکستگیهای ناشی

References

- Aghanabati, A., 1994. Geological map of Eshghabad, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Atkinson Jr, A.B., 2002. A Model for the PTX Properties of H₂O-NaCl. M.Sc. Thesis, Virginia Tech University, U.S.A, 126 pp.
- Bodnar, R.J., 1993. Revised equatin and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochemical et cosmochemica acta*, 57(3): 683-684.
- Bodnar, R.J., 2003a. Introduction to fluid inclusions. In: I. Samson, A. Anderson and D. Marshall (Editors), *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineral Assoc Canada, pp. 1-8.
- Bodnar, R.J., 2003b. Introduction to aqueous fluid systems. In: I. Samson, A. Anderson and D. Marshall (Editors), *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineral Assoc, Canada, pp. 81-99.
- Bodnar, R.J., 2003c. Reequilibration of fluid inclusions. In: I. Samson, A. Anderson and D. Marshall (Editors), *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineral ASSOC, Canada, pp. 213-230.
- Bodnar, R.J., Reynolds, T.J. and Kuehn, C.A., 1985. Fluid inclusion systematics in epithermal systems. In: B.R. Berger and P.M. Bethke (Editors), *Geology and geochemistry of epithermal systems*. Society of Economic Geology, America, pp. 73-98.
- Brown, P.E., 1985. Au-only and Au-Ag-base metal ores of the Sioux Lookout-Sturgeon Lake area. NW Ontario-A comparison. Geological Society of America abstract program, 17: 533
- Brown, P.E. and Lamb, W.M., 1986. Mixing of H₂O-CO₂ in fluid inclusions; Geobarometry and Archean gold deposits. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 50(5): 847-852.
- Chi, G. and Xue, Ch., 2011. Abundance of CO₂-rich fluid inclusions in a sedimentary basin-hosted Cu deposit at Jinman, Yunnan, China: implications for mineralization environment and classification of the deposit. *Mineralium Deposita*, 46(4): 365-380.
- Crawford, M.L., Kraus, D.W. and Hollister, L.S. 1979. Petrologic and fluid inclusion study of calc-silicate rocks, Prince Rupert, British Columbia. *American Journal of Sciences*, 279 (10) 1135-1159.
- Davoudzadeh, M. and Schmidt, K., 1982. Zur Trias des Iran. *Geologische Rundschau*, 71(3): 1021-1039.
- Hajalilou, B., 2008. *Geothermometry of Fluid Inclusions*. Payame Noor University Press, Tehran, 305 pp. (in Persian)
- Hall, D.L., Sterner, S.M. and Bodnar, R.J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions. *Economic Geology*, 83(1): 197-202.
- Hendel, E.M., Hollister, L.S., 1981. An empirical solvus for - CO₂ - H₂O -2.6 weight % salt. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 45(2): 225-228.
- Huizenga, J.M., Gutzmer, J., Banks, D. and Greyling, L., 2006. The Paleoproterozoic carbonate-hosted Pering Zn-Pb deposit, South Africa. II: fluid inclusion, fluid chemistry and stable isotope constraints. *Journal of African Earth Sciences*, 29(2): 311-324.
- Kesler, S.E., 2005. Ore Forming Fluid. *Element*, 1(1): 13-18.
- Klein, E.L. and Fuzikawa, K., 2010. Origin of the CO₂-only fluid inclusions in the Palaeoproterozoic Carará vein-quartz gold deposit, Ipitinga Auriferous District, SE-Guiana Shield, Brazil: Implications for orogenic gold mineralization. *Ore Geology Reviews*, 37(1): 31-40.
- Kosari, S., 2004. Systematic geochemical exploration in sheet 1: 100000 Eshghabad. Geological Survey of Iran, Tehran, 135 pp. (in Persian)
- Lan, T.G., Fan, H.R., Hu, F.F., Yang, K.F., Liu, X., Liu, Z.H., Song, Y.B. and Yu, H., 2010. Characteristics of ore-forming fluids and ore genesis in the Shicheng gold deposit, Jiaodong Peninsula of eastern China. *Acta Petrology Sinica*, 26(5): 1512-1522.
- Lynch, J.V.G., Longstaffe, F.J. and Nesbitt, B.E., 1990. Stable isotopic and fluid inclusion indications of large-scale hydrothermal paleoflow, boiling, and fluid mixing in the

- Keno Hill Ag-Pb-Zn district, Yukon Territory, Canada. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 54(4): 1045–1059.
- Pirajno, F., 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer Science, Australia, 1250 pp.
- Rodder, E., 1979. Fluid inclusions as samples of ore fluids. In: H.L. Barnes (Editors), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley and Sons Interscience, New York, pp.684-737.
- Rodder, E., 1984. Fluid inclusion. *Mineralogical Society of America*, V.12, 644 pp.
- Shepherd, T., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies* Blackie. USA Chapman and Hall, New York, 239 pp.
- Sisson, V.B., Cravford, M.L. and Thompson, P.H., 1981. CO₂-Brine immiscibility at high temperatures, evidence from calcareous metasedimentary rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78 (4) 371-378.
- Smith, T.J., Cloke, P.L. and Kesler, S.E., 1984, *Geochemistry of fluid inclusions from the McIntyre-Hollinger gold deposit, Timmins, Ontario Canada*. *Economic Geology*, 79(6): 1265-1285.
- Takin, M., 1972. Iranian Geology and Continental Drift in the Middle East. *Nature Cell Biology*, 235 (5334): 147-150.
- Tucker, M.E., (translated by Harami, R.M. and Mahboobi, A.), 1994. *Sedimentary Petrology (an introduction to the origin of sedimentary rocks)*, Jahad Daneshgahi Press, Mashhad, 493 pp. (in Persian)
- Tuttle, O.F., 1949. Structural petrology of planes of liquid inclusions. *Journal of Geology*, 57(4): 331-356.
- Van den Kerkhof, A. and Hein, U.F., 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos*, 55(1-4): 27–47.
- Van den Kerkhof, A., Kronz, A. and Simon, K., 2014. Deciphering fluid inclusions in high-grade rocks. *Geoscience Frontiers*, 5(5): 683-695.
- Van den Kerkhof, A. and Thiery, R., 2001. Carbonic inclusions. *Lithos*, 55(1): 49–68.
- Wang, Z.L., Yang, L.Q., Guo, L.N., Marsh, E., Wang, J.P., Liu, L., Zhang, C., Li, R.H., Zhang, L., Zheng, X.L. and Zhao, R.X., 2015. Fluid immiscibility and gold deposition in the Xincheng deposit, Jaodong Peninsula, China: A fluid inclusion study. *Ore Geology Reviews*, 65(3) 701–717.
- Wilkinson, J.J., 2001. fluid inclusion in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55(1-4): 229-272.
- Wilmsen, M., Fursich F.T., Seyed Emami K. and Majidifard M.R., 2009. An overview of the stratigraphy and facies development of the Jurassic System on the Tabas Block, east-central Iran. In: M.F. Brunet, M. Wilmsen and J.W. Granath, (Editors), *South Caspian to Central Iran basins*. Geological Society, London, pp. 323-344.
- Wilmsen, M., Fursich, F.T., Seyed-Emami, K.M., Majidifard, R. and Zamani-Pedram, M., 2010. Facies analysis of a large-scale Jurassic shelf-lagoon: the Kamar-e-Mehdi Formation of east-central Iran. *Facies*, 56(1): 59–87.
- Yardley, B.W.D. and Bodnar, R.J., 2014. Fluids in the Continental Crust. *Geochemical Perspectives*, 3(1): 1-127.
- Zand Moghadam, H., Moussavi Harami, R. and Mahboubi, A., 2014. Sequence stratigraphy of the Early–Middle Devonian succession (Padeha Formation) in Tabas Block, East-Central Iran: Implication for mixed tidal flat deposits. *Palaeoworld*, 23(1):31-49.



Geological setting of silica in Dehnow-Abid region (Eshghabad northeast) using fluid inclusions studies

Omid Yazdanpanah and Ali Akbar Hassannezhad*

School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

Submitted: Jan. 22, 2015

Accepted: Sept. 30, 2015

Keyword: *Silica, Fluid inclusion, Carbonic phase, Metamorphism, Dehnow-Abid*

Introduction

Dehnow-Abid area is a part of the geological map of Eshghabad with scale 1:100000 (Aghanabati, 1994) that is located about 20 kilometers northeast of Eshghabad and in the coordinates of 57° 6' 0" to 57° 10' 0" eastern longitude and 34° 28' 0" to 34° 21' 0" northern latitude. The Dehnow-Abid area is located in Tabas block and east of central Iran structural zone. The small continent east central Iran (Takin, 1972) includes blocks: Loot, Tabas and Yazd that constitute Iran's eastern part (Davoudzadeh and Schmidt, 1982). In geology, we can acquire more information about temperature forming minerals and rocks, pressure, density of the fluid and the chemical composition of the ore bearing fluids by fluid inclusions studies. Properties as well as their role in our understanding of the sources and evolution of ore bearing hydrothermal fluids and genesis of mineral deposits are very important (Rodder, 1979). In this study, we tried to use both field and laboratory studies, including petrography and thermometry studies of fluid inclusions, environment formation of quartz in the specified Dehno-Abid.

Materials and methods

At first, in order to identify the area, the 1:100000 map of Eshghabad was used. Then, for a complete cognition of mentioned area, after a few field visits and sampling of outcrops of quartz, we prepared 16 double polishing sections from some crystalline and milky quartz. Then, 10 thin sections of sandstones of that area were prepared for identification the host rock. Microscopic examinations on fluid inclusions were done by a LEICA DMLSP polarizing light microscope. Fluid inclusion micro-thermometry studies were

done by using a Linkam THM S600 heating and freezing stage and with a TMS94 controller. Also, a cooling LNP which is mounted on an Olympus BX-41 microscope in Laboratory Fluid inclusion of Earth Sciences, Damghan University was used.

Discussion and results

Lithology of the Dehnow-Abid area included dark shale, fine and coarse grains arkosic and lithic arkose sandstones (Tucker, 1994) that show low grade metamorphic texture which may be attributed to these sediments metamorphosed Jurassic age, but their equivalence is more with Shemshak formation (Aghanabati, 1994). Silica mineralization occurred as veins, veinlets and in some parts show silica mass of lense. In this area, there are two generations of faults with trends of northeast-southwest and north-south. Based on the geological section, the North – South faults is the second generation that cut system North-East to South-West faults (Kosari, 2004). In microscopic studies of fluid inclusions different characteristics such as their relationship with the host mineral, phase contents, size, shape, necking down and degree of filling were investigated. Microscopic investigates at room temperature, based on the criteria provided by Van den Kerkhof and Hein, 2001; Shepherd et al., 1985; Rodder, 1984 were performed. These studies indicated that as genetically point fluid inclusions in quartz area are able to divide into three groups (primary, secondary and pseudo secondary). The shapes of fluid inclusions are very different, but partly follow mineral crystallization system. Size of fluid inclusion varies between 5 to 120 microns, but most abundant fluid inclusions have size of 20 to 60 microns. According to a survey done on double polishing sections in laboratory conditions,

the phase contents of fluid inclusions may be divided into six groups that include : monophase liquid (L), monophase vapor (V), two phases rich of liquid (L+V), two phases rich of vapor (V+L), three phases (L+V+S) and immiscible liquid (L_1+L_2+V). The presence of CO₂ around gas bubbles can represent metamorphism environments (Yardley and Bodnar, 2014; Van den Kerkhof et al., 2014). Heating analysis was done on 113 samples of fluid inclusions studied in order to investigate the situation homogenization temperature, and cooling analysis was done on 99 selected samples. In addition, 38 samples were tested as heating in order to obtain a homogenization temperature of CO₂ phase fluid inclusions (L_1+L_2+V). Micro-thermometric fluid inclusion investigates shows that the homogenization temperature of the CO₂ is varied between 26.1 to 30.6. Fluid inclusion micro-thermometry studies on mineral quartz shows that the homogenization temperature is varied between 247 to 336 ° C, salinity is varied between 0.9 to 15.8 % NaCl eq and mineralizing fluid density range is between 0.7 to 0.9 gr/cm³. Based on evidences from field and laboratory studies, especially microthermometry studies and also the presence of carbonic phase in fluid inclusions, probably silica in the Dehnow-Abid region was formed under metamorphism conditions. On the basis of Wilkinson diagram (Wilkinson, 2001), regional data have been plotted in low temperature range and gold veins that shows metamorphic environments partly. Also plotting these data on a Kessler diagram (Kesler, 2005) suggests a metamorphic source for fluids which have made the veins, lenses and quartz mass of studied area.

References

- Aghanabati, A., 1994. Geological map of Eshghabad, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Davoudzadeh, M. and Schmidt, K., 1982. Zur Trias des Iran. *Geologische Rundschau*, 71(3): 1021-1039.
- Kesler, S.E., 2005. Ore Forming Fluid. *Element*, 1(1): 13-18.
- Kosari, S., 2004. Systematic geochemical exploration in sheet 1: 100000 Eshghabad. Geological Survey of Iran, Tehran, 135 pp. (in Persian)
- Rodder, E., 1979. Fluid inclusions as samples of ore fluids. In: H.L. Barnes (Editors), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley and Sons Interscience, New York, pp.684-737.
- Rodder, E., 1984. Fluid inclusion. *Mineralogical Society of America*, V.12, 644 pp.
- Shepherd, T., Rankin, A.H. and Allderton, D.H.M., 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies* Blackie. USA Chapman and Hall, New York, 239 pp.
- Takin, M., 1972. Iranian Geology and Continental Drift in the Middle East. *Nature Cell Biology*, 235 (5334): 147-150.
- Tucker, M.E., (translated by Harami, R.M. and Mahboobi, A.), 1994. *Sedimentary Petrology (an introduction to the origin of sedimentary rocks)*, Jahad Daneshgahi Press, Mashhad, 493 pp. (in Persian)
- Van den Kerkhof, A. and Hein, U.F., 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos*, 55(1-4): 27-47.
- Van den Kerkhof, A., Kronz, A. and Simon, K., 2014. Deciphering fluid inclusions in high-grade rocks. *Geoscience Frontiers*, 5(5): 683-695.
- Wilkinson, J.J., 2001. fluid inclusion in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55(1-4): 229-272.
- Yardley, B.W.D. and Bodnar, R.J., 2014. Fluids in the Continental Crust. *Geochemical Perspectives*, 3(1): 1-127.