



کانه‌زایی مس - نقره سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد نوع بشی در توالی آتشفشانی - رسوبی کرتاسه پسین: مثال موردی کانسار گرماب پایین، جنوب شرق شاهرود

مجید طاشی، فردین موسیوند* و حبیب الله قاسمی

گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

دریافت مقاله: 1393/10/15، پذیرش: 1394/11/03

چکیده

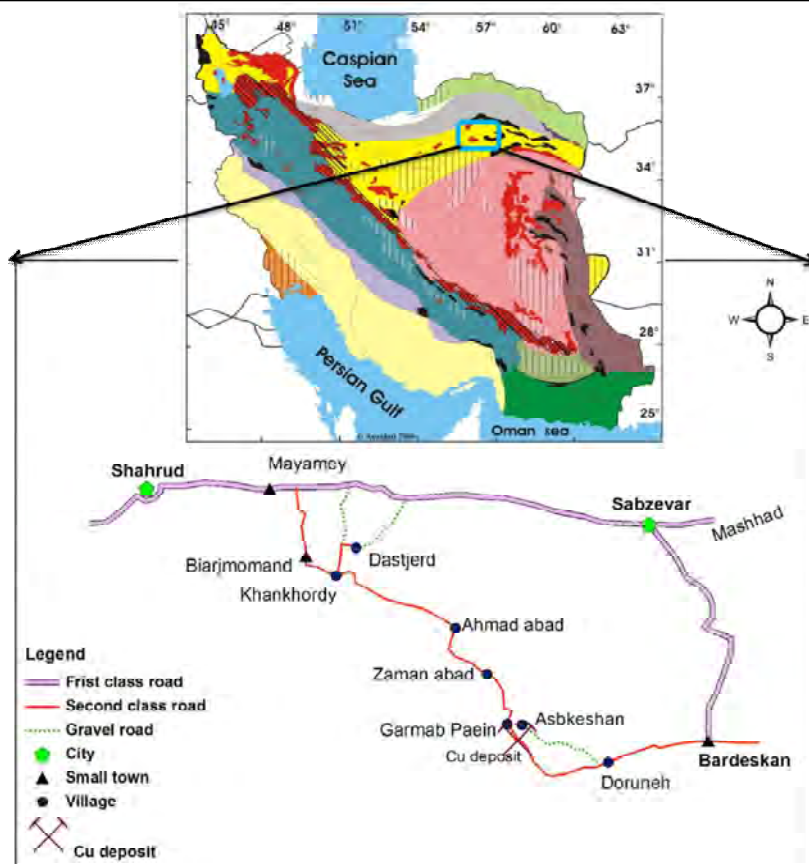
کانسار مس - نقره گرماب پایین در توالی آتشفشانی - رسوبی کرتاسه پسین زیر پهنه سبزوار واقع شده است. کانه‌زایی به شکل هندسی چینه‌سان و چینه‌کران در افق چینه‌ای خاص به همراه نهشته‌های برون‌دمی رخ داده است. سنگ میزبان کانه‌زایی را سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی - داسیتی و آذرآواری‌های وابسته تشکیل می‌دهند. کانه‌زایی از کمربالای به سمت کمربالای در چهار رخساره رگه - رگه‌چه‌ای، توده‌ای - نیمه توده‌ای، لایه‌ای و رسوبات برون‌دمی رخ داده است. کانی‌شناسی ماده معدنی شامل کانی‌های اولیه نظیر پیریت، مگنتیت و کالکوپیریت و کانی‌های ثانویه نظیر مس طبیعی، مالاکیت، کوپریت، کولیت و اکسیدهای آهن - منگنز است. دگرسانی سنگ دیواره، به‌طور عمده از نوع کلریتی و به مقدار کمتر شامل سیلیسی، آرژیلیتی و زئولیتی است. حداکثر عیار طلا و نقره در کانسار به ترتیب 1 و 19 گرم در تن است. به نظر می‌رسد که بروز فعالیت آتشفشانی زیردریایی در یک حوضه پشت‌کمانی در کرتاسه پسین، به تشکیل این کانسار سولفید توده‌ای نوع بشی منجر شده است.

واژه‌های کلیدی: سولفید توده‌ای، نوع بشی، کانسار گرماب پایین، کرتاسه پسین، زیر پهنه سبزوار

مقدمه

توسط سازمان زمین‌شناسی کشور و همچنین گزارش اکتشافی کانسار گرماب پایین توسط شرکت محکم کار (Mohkamkar company, 2007) است که از این کانسار به‌عنوان کانسار چندفلزی (پلی‌متال) نام برده است. در بررسی‌های جدید، کانسار گرماب پایین به‌عنوان کانسار سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد معرفی شده است (Tashi et al., 2014). هدف از این پژوهش، بررسی و بحث در مورد ویژگی‌های رخساره‌های کانه‌دار، کانی‌شناسی، ساخت و بافت، دگرسانی، ژئوشیمی، الگوی تشکیل و نوع این کانه‌زایی و مقایسه آن با دیگر کانسارهای مشابه در دنیاست.

کانسار مس - نقره گرماب پایین با مختصات جغرافیایی 35 درجه و 25 دقیقه و 36 ثانیه عرض شمالی و 56 درجه و 54 دقیقه و 21 ثانیه طول شرقی در شمال خرده قاره ایران مرکزی در زیر پهنه سبزوار و در 290 کیلومتری جنوب شرق شاهرود (منطقه خارتوران) در کنار روستای گرماب پایین قرار دارد (شکل 1). وجود مقادیر زیادی سرباره‌های ذوب مس و آثار معدن‌کاری قدیمی بیانگر فعالیت معدنی در این کانسار در گذشته است. نخستین بررسی زمین‌شناسی در این منطقه مربوط به تهیه نقشه زمین‌شناسی 1:100000 مری - اسپکشان (Kohansal, 2008)



شکل 1. جایگاه منطقه جنوب سبزوار در پهنه‌های زمین‌شناسی - ساختاری ایران (Aghanabati, 2004; Alavi, 1994) و موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی کانسار گرماب پایین در آن

Fig. 1. Position of the south Sabzevar in area the structural-geological zones of Iran (Aghanabati, 2004; Alavi, 1994) and geographical location and access roads to the Garmab Paein deposit

روش مطالعه

کانسنگ و سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی توالی میزبان به روش طیف سنج نوری جفت پلاسمای القا شده² و فلورئورسانس پرتو ایکس³ در آزمایشگاه‌های مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران با حمایت مالی سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) مورد آزمایش قرار گرفتند. به-علاوه، در این پژوهش از داده‌های تجزیه‌ای نمونه‌های معدنی که توسط شرکت زمین‌شناسی محکم کار (Mohkamkar company, 2007) به روش طیف سنج جرمی جفت پلاسمای القا شده⁴ در آزمایشگاه Acme کانادا آنالیز شده‌اند، نیز استفاده شده است.

بررسی‌های کتابخانه‌ای و برداشت‌های صحرایی از محدوده معدنی در سال‌های 1392 و 1393 انجام شد. در این برداشت‌ها، تعداد 94 نمونه از بخش‌های مختلف کانسار (کمرپایین، کمربالا و مغزه‌های حفاری) انتخاب شد. بررسی‌های پتروگرافی برای تعیین بافت، کانی‌شناسی و توالی پاراژنتیک کانسار بر روی بیش از 45 مقطع نازک و نازک-صیقلی در آزمایشگاه کانه‌نگاری دانشکده علوم زمین دانشگاه شهروود انجام شد. برای شناسایی کانی‌ها و تکمیل بررسی دگرسانی، تعداد 5 نمونه به روش پراش پرتو ایکس¹ و برای بررسی‌های ژئوشیمیایی، تعداد 21 نمونه از

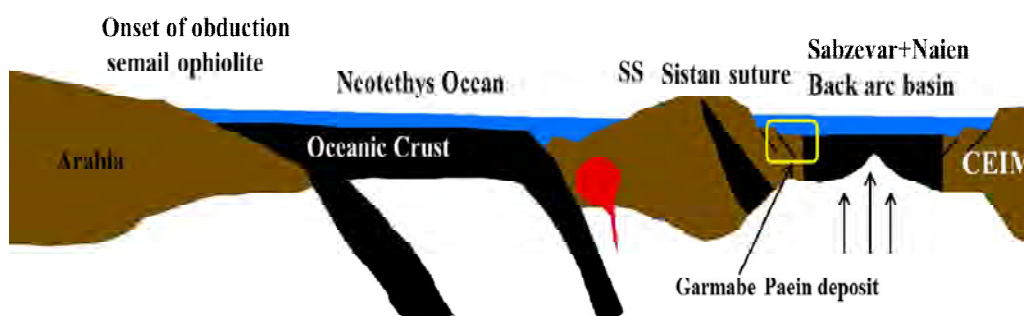
1. X-Ray Diffraction (XRD)
2. Inductively coupled plasma optical emission spectroscopy (ICP-OES)
3. X-ray fluorescence (XRF)
4. Inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS)

بحث و بررسی

زمین‌شناسی منطقه

زیر پهنه سبزووار، یکی از پهنه‌های چندگانه خرده قاره ایران مرکزی¹ است که بیشتر به دلیل رخداد کمر بند افیولیتی در آن مورد توجه است.

بررسی افیولیت‌های سبزووار نشان می‌دهد که این حوضه اقیانوسی در زمان کرتاسه پسین در یک محیط کششی پشت‌کمانی² تشکیل شده است (Rossetti et al., 2010) (شکل 2).



شکل 2. شکل نمادینی از فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه ایران مرکزی در کرتاسه پسین و ایجاد حوضه کششی پشت‌کمان در زیر پهنه سبزووار (Rossetti et al., 2010) و موقعیت رخداد کانسار گرماب پایین بر روی آن

Fig. 2. A Schematic drawing for subduction of the Neo-Tethyan oceanic lithosphere beneath the Central Iran plate in the Late Cretaceous, and formation of a back – arc basin in the Sabzevar subzone (Rossetti et a., 2010), and location of the Garmabe Paiein deposit

توالی آتشفشانی - رسوبی کرتاسه پسین در منطقه گرماب پایین را که میزبان کانه‌زایی مس است، می‌توان از پایین به بالا به چهار واحد عمده زیر تقسیم کرد (شکل 5):

واحد 1 (K_2^A): شامل توف شیلی، توف سبز به همراه آندزیت، توف جریانی و توف ریولیتی

واحد 2 (K_2^{VS}): شامل آگلومرا، لاپیلی توف، توف اسیدی بلور - شیشه‌ای سبز رنگ، گدازه تراکی آندزیتی، آهک گلوبوترونکانادار، آهک پلاژیک و رادیولاریت (حاوی کانه‌زایی مس)

واحد 3 (K_2^{lb}): شامل گدازه داسیتی و توف شیشه‌ای (حاوی کانی‌زایی منگنز)

واحد 4 (K_2^I): شامل آهک گلوبوترونکانادار به همراه میان لایه‌هایی از آهک پلاژیک و ماسه‌سنگ آهکی

بر اساس بررسی‌های انجام‌شده، واحد 2 (K_2^{VS})، میزبان اصلی کانه‌زایی مس - نقره است. کانه‌زایی در سنگ میزبان از نوع

عمده‌ترین واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه، از قدیم به جدید شامل آهک توده‌ای اریتولین‌دار کرتاسه پایین، سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی - داسیتی و آذرآواری‌های وابسته به همراه چرت و رادیولاریت و آهک کرم رنگ گلوبوترونکانا به سن کرتاسه پسین، کنگلومرای چندزادی متشکل از قطعات آهکی و آتشفشانی (معادل کنگلومرای پائوسن کرمان) و سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری به همراه ماسه‌سنگ، کنگلومرا و آهک نومولیت‌دار ائوسن میانی - بالایی است (شکل 3).

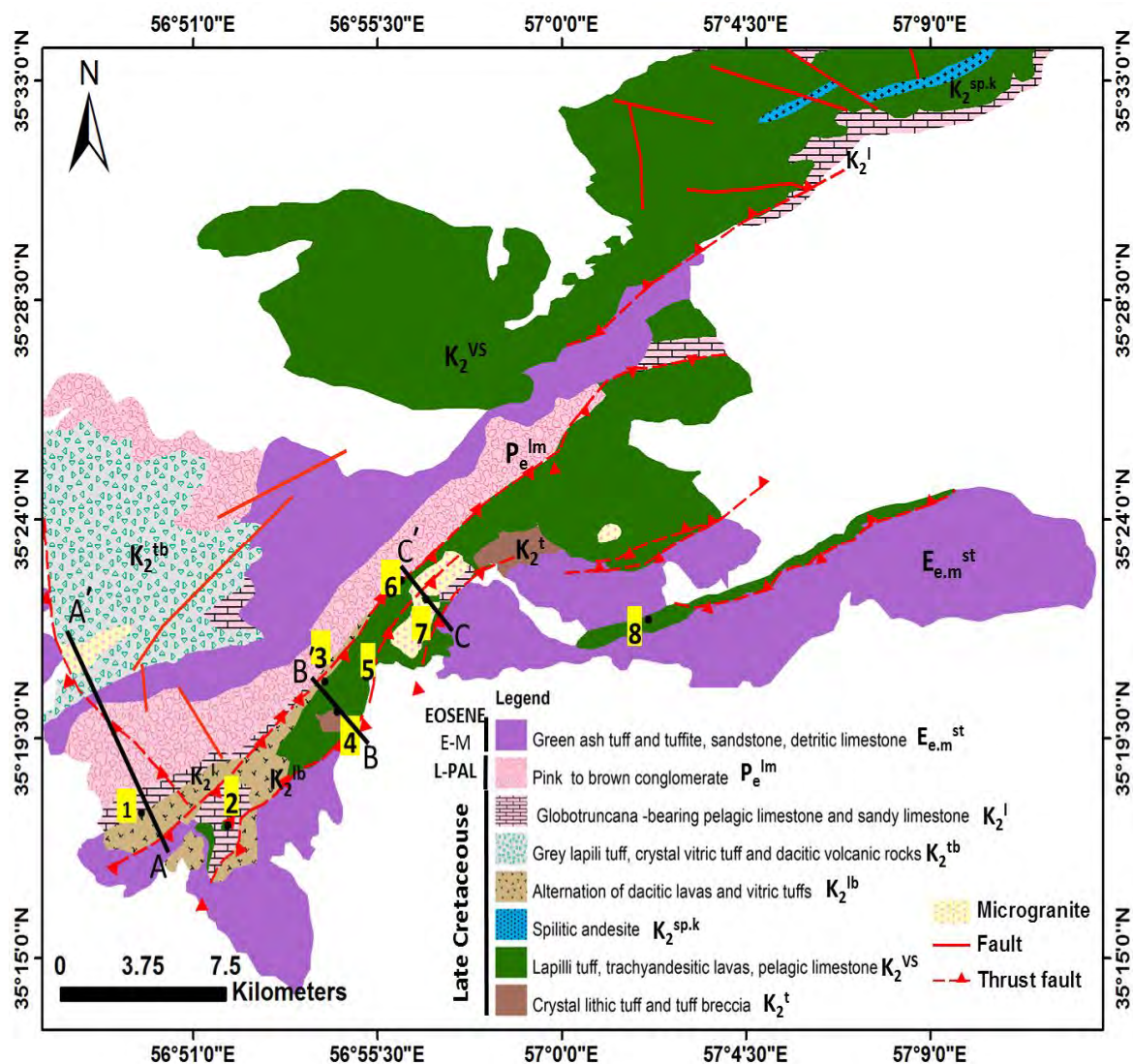
بر اساس پیمایش‌های انجام شده در سه مقطع عرضی عمود بر توالی کرتاسه پسین، این منطقه از یک ساختار تاقدیس - ناودیس اصلی و بزرگ تشکیل شده که دارای روند محوری NE-SW است و گسل‌های منطقه نیز بیشتر از نوع معکوس هستند. همچنین، بیشتر کانه‌زایی‌ها در یال شمالی تاقدیس متمرکز هستند (شکل 4).

1. Central Iranian Microcontinent

2. Back arc

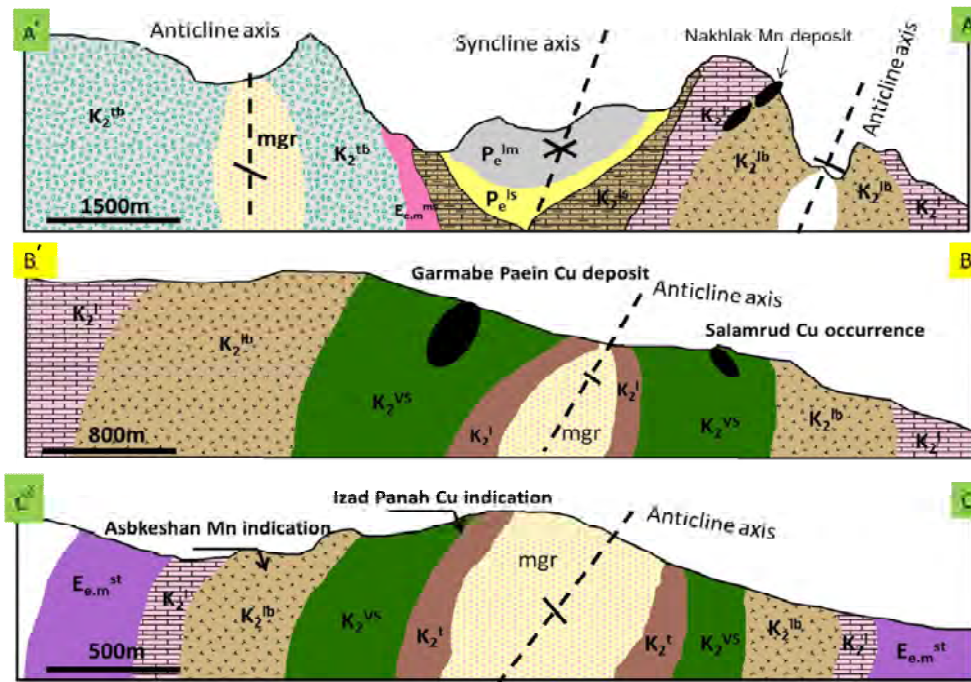
سیالات کانه‌دار متحمل دگرسانی غالباً کلریتی شده‌اند (شکل B-6).

گدازه تراکی آندزیتی به صورت هم‌شیب و هم‌روند بالایه‌های آهک گلوبوترونکانا و آهک پلاژیک کمربالارخ داده است (شکل A-6). این گدازه‌های تراکی آندزیتی، به شدت توسط



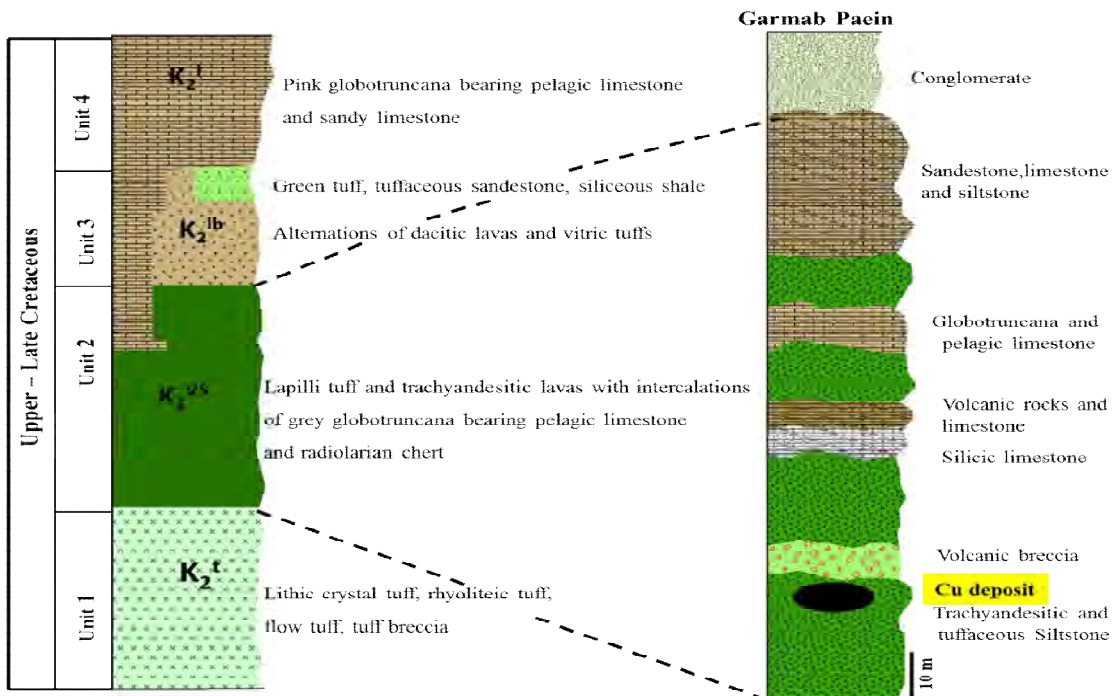
شکل 3. نقشه ساده شده زمین‌شناسی منطقه گرماب پایین، برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی 1:100000 اسبکشان، دارین و درونه (Vahdati, 2007; Daneshmand and Saeidi, 1997; Kohansal, 2008; Ghaemi and Moussavi Harami, 2007) که موقعیت کانسارها و اندیس‌های معدنی منطقه در آن مشخص شده است. 1) کانسار منگنز نخلک، 2) اندیس مس - منگنز کوه قطربونه، 3) کانسار مس - نقره گرماب پایین، 4) اندیس مس سلم رود، 5) کانسار کاتولن اسبکشان، 6) کانسار منگنز شمال شرق اسبکشان، 7) اندیس مس ایزدپناه و 8) کانسار منگنز گرمی. به همراه محل مقاطع AA', BB', CC' که در شکل 4 نشان شده است.

Fig. 3. Simplified geological map of the Garmabe Paein area, based on 1:100000 geological maps of Asbkeshan, Darin and Doruneh sheets (Vahdati, 2007; Daneshmand and Saeidi, 1997; Kohansal, 2008; Ghaemi and Moussavi Harami, 2007) and location of ore deposits, 1) Nakhllak Mn deposit, 2) Qatarboneh Cu-Mn indication, 3) Garmabe Paein Cu deposit, 4) Salamrud Cu indication, 5) Asbkeshan Ka deposit, 6) Asbkeshan Mn indication, 7) Izad Panah Cu indication and 8) Karami Mn deposit. With the sections AA', BB', CC' is shown in figure 4.



شکل 4. مقاطع عرضی نمادین از ساختار تاقدیس - ناودیس منطقه گرماب- اسبکشان. بیشتر کان‌زایی‌های مس و منگنز در پال شمالی تاقدیس قرار دارند (محل این مقاطع در نقشه زمین‌شناسی شکل 3 نشان داده شده است).

Fig. 4. Schematic drawing of syncline-anticline structure of the Garmab-Asbkeshan area: most of Cu and Mn mineralizations are located in the northern limb of the anticline (Location of the sections was shown in the fig. 3).

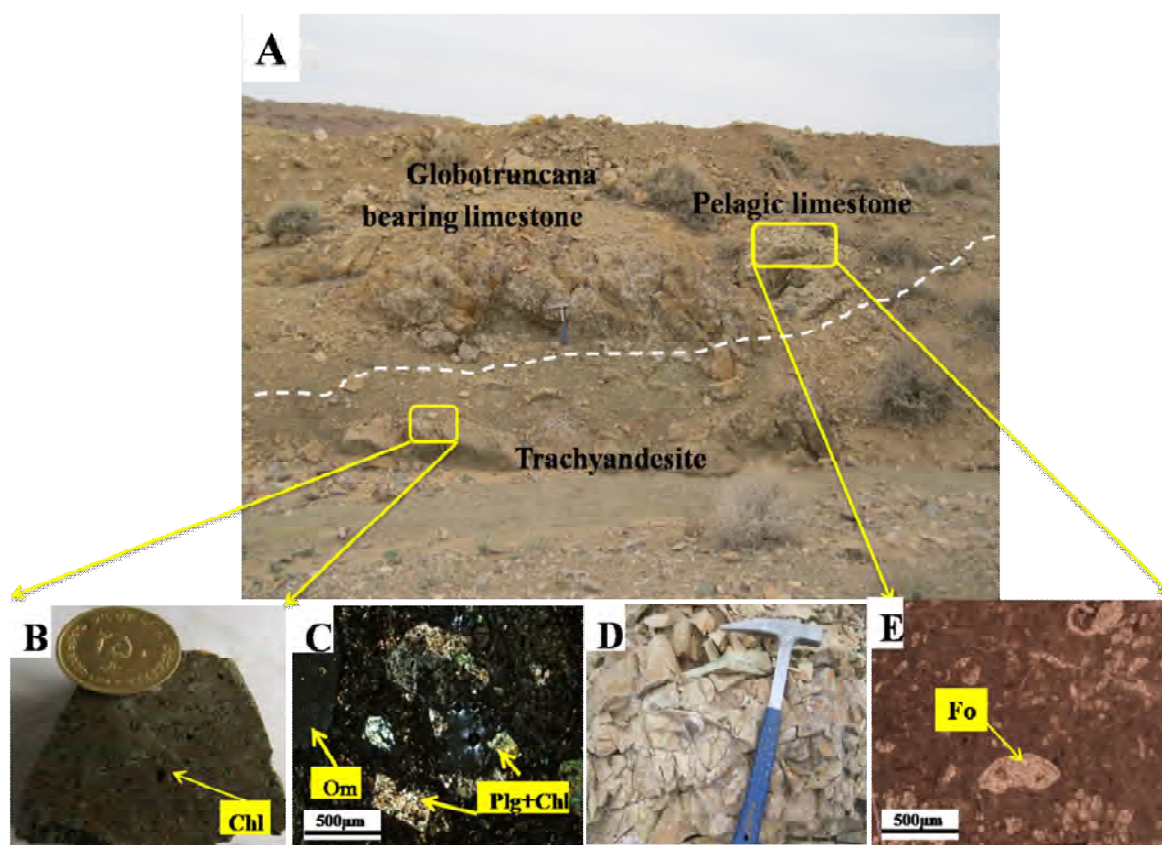


شکل 5. ستون چین‌شناسی کرتاسه پسین در منطقه جنوب سبزوار و در کانسار گرماب پایین

Fig. 5. The Late Cretaceous stratigraphic column in the south of Sabzevar area and in the Garmab Paein deposit

بلورهای ریز اسفن تشکیل شده است. همچنین بررسی فسیل‌های شاخص (مثل فسیل گلوبوترونکانا) موجود در آهک‌های پلاژیک منطقه نشان می‌دهد که این فسیل‌ها مربوط به محیط عمیق دریا هستند و سن این فسیل‌ها نیز مربوط به دوره زمانی کرتاسه پسین است (شکل 6- D, E). این خود دلیلی است که نشان می‌دهد فعالیت‌های آتشفشانی - رسوبی در منطقه مربوط به دوره زمانی کرتاسه پسین است.

سنگ‌های تراکی آندزیتی، دارای بافت میکروولیتی پورفیری متشکل از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن نوع اوژیت و کانی‌های اوپک در زمینه‌ای ریزبلورین تا شیشه‌ای هستند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، تحت تأثیر دگرسانی به کانی‌های کلریت، کانی‌های رسی، اپیدوت و کلسیت تبدیل شده‌اند (شکل 6- C). این امر نشانگر دگرسانی نوع پروپلیتی است. زمینه دگرسان شده و شیشه‌زدایی شده سنگ از کوارتز، فلدسپار، بلورهای ریز پلاژیوکلاز با ترکیب سدیک، کلریت و



شکل 6. A: نمایی از رخنمون واحد تراکی آندزیتی (افق اصلی کانه‌زایی مس در معدن گرماب پایین) که هم‌سبب و هم‌روند با آهک‌های گلوبوترونکانا کرتاسه پسین قرار گرفته است (دید به سمت جنوب شرق); B: نمایی از نمونه دستی تراکی آندزیت با دگرسانی کلریتی که میزبان کانه‌زایی مس است; C: تصویر میکروسکوپی از همین آندزیت با بافت میکروولیتی پورفیری که فنوکریست‌های پلاژیوکلاز آن از حاشیه کلریتی شده‌اند; D: نمای نزدیک از آهک‌های پلاژیک و E: مقطع میکروسکوپی از آهک پلاژیک گلوبوترونکانادار مربوط به کرتاسه پسین. علایم اختصاری شامل: (Chl= کلریت، Plg= پلاژیوکلاز، Fo= فسیل و Om= اوپک) (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 6. A: Outcrop view of the trachyandesite unit (as main horizon of Cu mineralization in the Garmab Paein mine) that is concurrent with the Late Cretaceous globotruncana-bearing limestone (View to the southeast), B: View of a trachyandesitic specimen with chloritic alteration which hosts Cu mineralization, C: Microphotograph of that same andesite with microlitic porphyry texture that its plagioclase phenocrysts have been chloritised in rims, D: Closed view of the plagic limestones, and E: Microphotograph of the Late Cretaceous pelagic globotruncana-bearing limestone. Abbreviations include: (Chl= Chlorite, Plg= Plagioclase, Fo= Fossil, Om= Opaque mineral) (Whitney and Evans, 2010)

کانه‌زایی

بر اساس روابط صحرائی و اطلاعات به دست آمده از چاهک‌ها و مغزه‌های حفاری، کانه‌زایی مس در کانسار گرماب پایین، به شکل چینه‌کران¹ و چینه‌سان²، با رخساره‌های رگه - رگه‌چه‌ای، توده‌ای و لایه‌ای، در واحد گدازه تراکی آندزیتی رخ داده است (شکل 5). افق کانه‌دار، در واحد (K_2^{VS}) توالی آتشفشانی - رسوبی میزبان قابل مشاهده بوده (شکل‌های 5 و 6) و دارای کارگاه‌های قدیمی معدن کاری است.

رخساره‌های کانه‌دار و کانی‌شناسی

از لحاظ کانی‌شناسی، کانسار مس گرماب پایین دارای کانی‌های اولیه پیریت، مگنتیت و کالکوپیریت و کانی‌های ثانویه مس طبیعی، کوولیت، کوپریت، مالاکیت و اکسیدهای آهن و منگنز است. کوارتز، کلریت، ژیپس، کلسیت، سرسیت و همتایت، معمولترین کانی‌های باطله آن هستند. چهار رخساره اصلی در کانسار گرماب پایین قابل تشخیص است که از پایین به بالا شامل موارد زیر است:

1- رخساره رگه - رگه‌چه‌ای³

2- رخساره کانسنگ سولفید توده‌ای - نیمه توده‌ای⁴

3- رخساره کانسنگ لایه‌ای⁵

4- رخساره رسوبات برون‌دمی یا اگزالیته‌ها⁶

در واقع، ماده معدنی موجود در کانسار گرماب پایین، به دو صورت چینه‌کران در رخساره رگه - رگه‌چه‌ای و چینه‌سان هم‌خوان با لایه‌بندی در رخساره لایه‌ای و رخساره توده‌ای - نیمه توده‌ای دیده می‌شود (شکل 11). ویژگی هر یک از این رخساره‌ها به شرح زیر است:

1- رخساره رگه - رگه‌چه‌ای: این رخساره، در کانسار گرماب پایین به شکل شبکه‌ای از رگه - رگه‌چه‌های کانه‌دار قطع‌کننده سنگ میزبان دیده می‌شود (شکل 7-A). شبکه رگه - رگه‌چه‌ای نامنظم بوده و از کانی‌های اولیه پیریت (35 درصد)، کالکوپیریت (5 درصد) و مگنتیت (2 درصد)، به همراه کوارتز (58 درصد) تشکیل شده است (شکل‌های 7 و 15). در کانسار

گرماب پایین، رخساره رگه - رگه‌چه‌ای سیلیسی - سولفیدی، بلافاصله در زیر بخش توده‌ای چینه‌سان قرار گرفته است و بیشتر کانه‌زایی آن را پیریت و کالکوپیریت تشکیل می‌دهد (شکل 7-E و F). رگه‌چه‌های سیلیسی - سولفیدی، با نسل‌های مختلف در اطراف رگه‌های اصلی دیده می‌شوند (شکل 7-B و C). ضخامت این رگه‌ها متفاوت است و از چند میلی‌متر تا حد 3 سانتی‌متر در داخل سنگ میزبان دگرسان شده کم‌رپاین دیده می‌شوند. همچنین، در این رخساره رگه - رگه‌چه‌ای (پهنه استرینگر)، فرآیند برشی شدن، هم در مقیاس نمونه‌دستی و هم در مقیاس میکروسکوپی دیده می‌شود و در آن کانی‌های سولفیدی اطراف قطعات سنگ میزبان را در بر گرفته‌اند (شکل 7-D و E).

2- رخساره توده‌ای - نیمه توده‌ای: این رخساره در قسمت غربی افق کانه‌دار کانسار گرماب پایین قرار دارد و به‌طور غالب شامل سولفید توده‌ای (پیریت با بافت توده‌ای تا نیمه توده‌ای) است. درصد کانی پیریت در رخساره توده‌ای و نیمه توده‌ای کانسار به‌طور میانگین بین 70 تا 85 درصد است (شکل 8-A، B، C و D). از دیگر ویژگی‌های این رخساره می‌توان به پایین بودن نسبت کانی‌های آتشفشانی - رسوبی به کانی‌های تولیدشده در اثر فرآیند گرمایی یعنی کانی‌های سولفیدی، سیلیسی و کلریت اشاره کرد. علاوه بر این در بعضی از قسمت‌های این پهنه، به‌ویژه بخش‌های نزدیک به رخساره رگه - رگه‌چه‌ای، خردشدگی و برشی شدن دیده می‌شود (شکل 8-C). این پدیده در ارتباط با سیالات کانه‌سازی است که حجم بالایی سیلیس به همراه خود داشته‌اند و باعث ایجاد زیررخساره‌ای به نام مجموعه دهانه‌ای⁷ در قسمت پایینی رخساره توده‌ای - نیمه توده‌ای کانسار شده‌اند. پیریت‌ها، اغلب به صورت توده‌ای همراه با کوارتز و کلریت تشکیل شده‌اند، کانی‌های پیریت به‌طور عمده به صورت بی‌شکل و گاه نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند (شکل 8-E و F). به دلیل هوازدگی گسترده پیریت موجود در این رخساره، همتایت به‌وفور در آن دیده می‌شود (شکل 8-G، H و I).

1. Stratabound

2. Stratiform

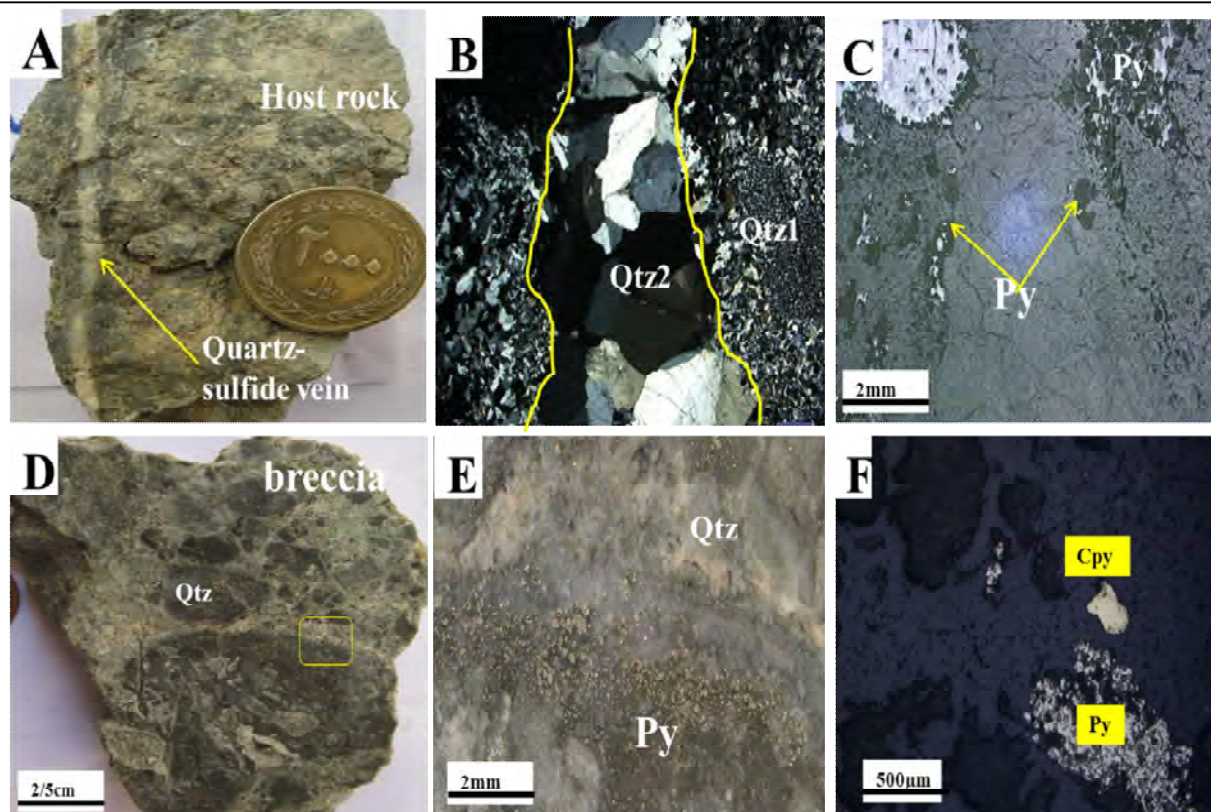
3. Stringer

4. Massive-semi massive

5. Bedded ore

6. Exhalites

7. Vent complex

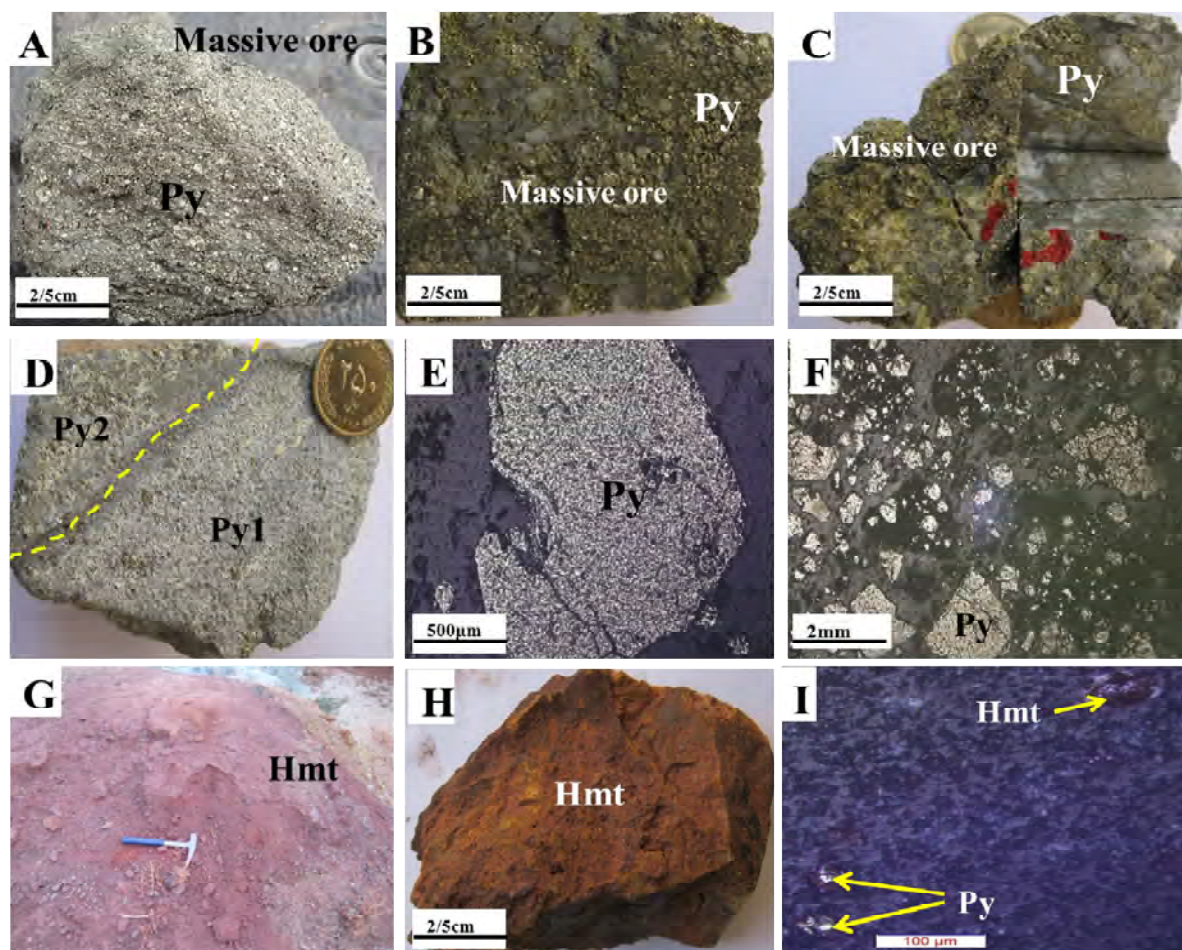


شکل 7. رخساره رگه- رگه‌چه‌ای در کانسار گرماب پایین. A: نمونه دستی از رگه‌های سیلیسی- سولفیدی قطع‌کننده سنگ میزبان، B: مقطع میکروسکوپی از کوارتزهای نسل اول و دوم، C: تصویر میکروسکوپی از پیریت‌های موجود در حاشیه رگه‌های سیلیسی نسل دوم، D و E: نمایی از بافت پرشی که در آن قطعات سنگ میزبان توسط سولفیدها در برگرفته شده‌اند و F: تصویر میکروسکوپی از بافت پرشی و کانی‌های پیریت و کالکوپیریت. علائم اختصاری شامل: (Cpy= کالکوپیریت، Py= پیریت، Qtz= کوارتز) (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 7. Vein- veinlet facies in the Gramabe Paiein Ore deposit, A: A specimen of the silicic –sulfidic veins cutting the host rock, B: Microphotograph of the 1 and 2 quartz generations, C: Microphotograph of the pyrites in the rims of the 2th silicic veins generation, D and E: A view of a brecciated texture in which pieces of the host rock are surrounded by sulfides, and F: Microphotograph of the brecciated texture and pyrite and chalcopyrite. Abbreviations include, (Py= pyrite, Cpy=chalcopyrite, Qtz= Quartz) (Whitney and Evans, 2010)

نوارهای سولفیدی هستند (شکل 9). این ساختمان‌های رسوبی همراه سولفیدها، نشانگر هم‌زمان بودن تشکیل لامینه‌های سولفیدی با ته‌نشست سنگ میزبان (هم‌زادی) است. برخی از لایه‌های سیلتستونی، دارای چندین تناوب از لامینه‌های سولفیدی هستند. ناگفته نماند علاوه بر بافت نواری در این رخساره، لامینه‌های غیر ممتد و عدسی شکل از پیریت نیز به وضوح دیده می‌شود که دلیل ایجاد این عدسی‌های سولفیدی ناشی از فشار لایه‌های بالایی و دیاژنز در این رسوبات است (شکل 9-F و E)

3- رخساره لایه‌ای: این رخساره شامل نوارها و لامینه‌های نازک سولفیدی است که به شکل هم‌ساز با لایه‌بندی (چینه‌سان) در داخل واحد سیلتستونی در قسمت شرقی افق کانسار گرماب پایین گسترش دارد (شکل 9-A، B و C). ضخامت لایه‌ها، متغیر است و بخش کم‌عیار ماده معدنی را تشکیل می‌دهد. سولفیدها در این رخساره، اغلب به صورت لامینه، نواری، دانه پراکنده و عدسی حضور دارند. پیریت، کانی اصلی در این رخساره است و میزان آن به طور میانگین (10 درصد) است (شکل 9-D). ساخت‌های رسوبی این رخساره شامل، لامینه‌ها و

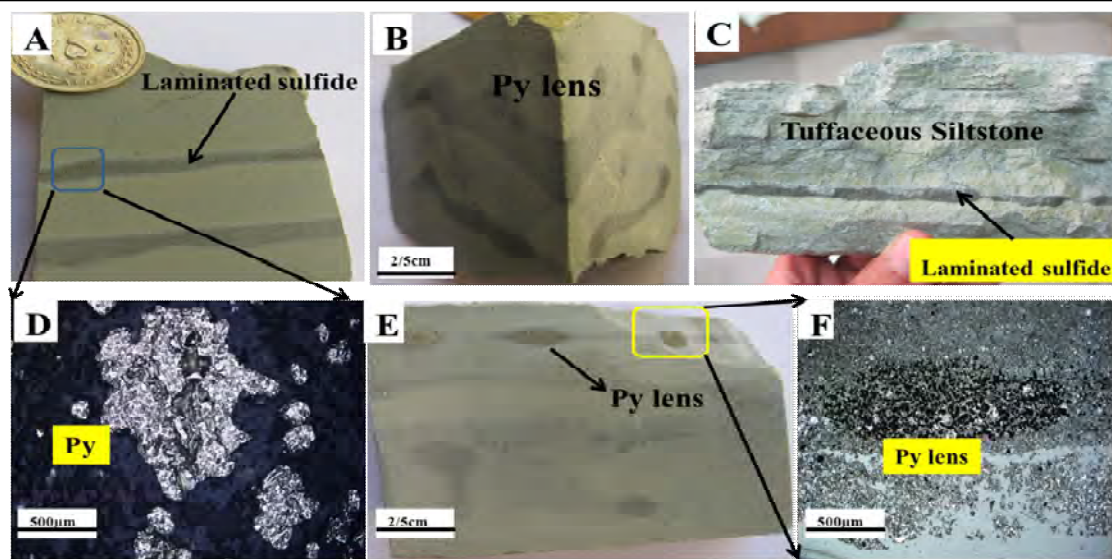


شکل 8. رخساره توده‌ای در کانسار گرماب پایین، A، B، C و D: نمونه‌های دستی از کانسنگ با بافت توده‌ای که غنی از پیریت (Py) هستند، E و F: تصاویر میکروسکوپی از بافت توده‌ای که دارای کانی پیریت (Py) بی‌شکل است، G: نمایی از پهنه اکسیدان در بالای رخساره توده‌ای، H: نمونه دستی از هماتیت و I: تصویر میکروسکوپی از اکسایش پیریت به هماتیت. علائم اختصاری شامل: (Py= پیریت، Hmt= هماتیت) (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 8. Massive facies in the Garmabe Paein ore deposit, A, B, C and D: Hand specimens of the ore with massive texture and rich of pyrite, E and F: Microphotographs of the massive texture which involves exenormorph pyrite, G: A general view of the oxidation zone above the massive facies, H: Hand specimen of hematite, and I: Microphotograph of oxidation pyrite to hematite. Abbreviations include, (Hmt= hematite, Py= pyrite) (Whitney and Evans, 2010)

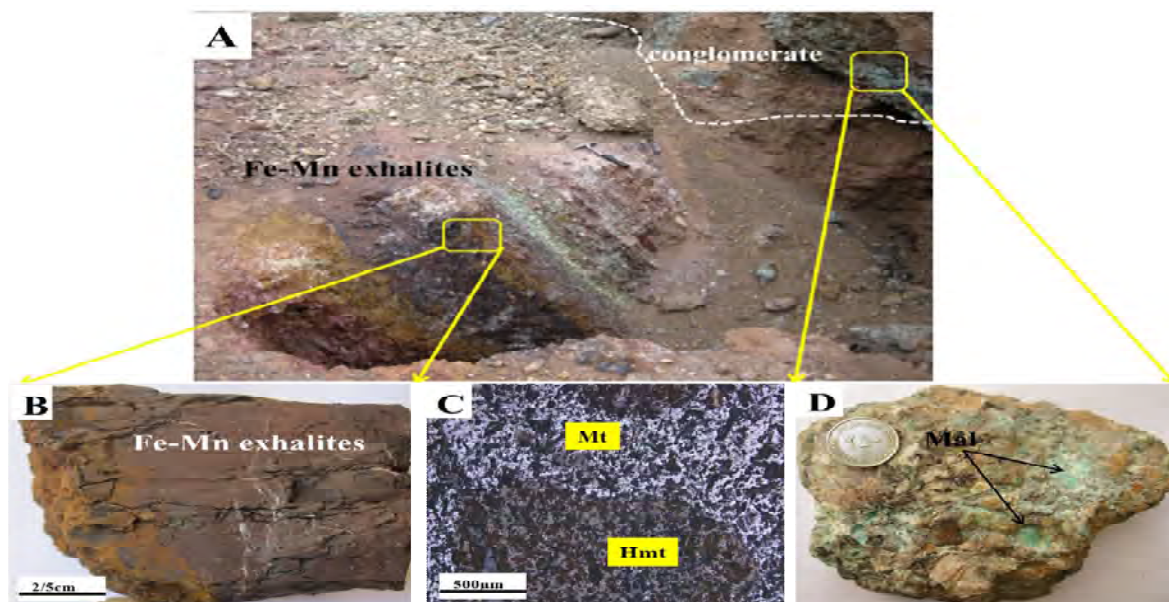
28 درصد است) (شکل 10- B و C). از دیگر ویژگی‌های این رخساره می‌توان به گسترش طولی بسیار زیاد آن (حدوداً 400 متر) اشاره کرد که با دور شدن از کانسار از میزان آگزالیته‌های آهن و منگنز کاسته می‌شود (شکل 15). لازم به ذکر است، این رسوبات برون دمی (آگزالیته‌ها) در بعضی قسمت‌ها توسط کنگلومراهای پالئوسن که حاوی کان‌زایی مالاکیت به صورت رگه - رگه‌ای است پوشیده شده است (شکل 10- A و D).

4- رخساره رسوبات برون‌دمی یا آگزالیته‌ها: این رخساره شامل، آگزالیته‌های آهن و منگنز است که به شکل هم‌خوان با لایه‌بندی عمومی واحدهای آتشفشانی - رسوبی منطقه، در قسمت جنوب‌غربی کانسار گسترش یافته است (شکل 15). ضخامت این رخساره، متغیر بوده و به‌طور میانگین 75 سانتی‌متر است (شکل 10- A). بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی و ژئوشیمیایی، کانه‌های تشکیل‌دهنده این رخساره بیشتر شامل مگنتیت و هماتیت هستند (به‌طور میانگین میزان Fe_2O_3 حدود



شکل 9. رخساره لایه‌ای A، B و C: لامینه‌های نازک سولفیدی و عدسی‌های غنی از سولفید در سنگ میزبان (سیلتستون)، D: تصویر میکروسکوپی از لامینه‌های سولفیدی که حاوی پیریت (Py) فراوان به صورت بی‌شکل است، E: عدسی‌های غنی از سولفید در سنگ میزبان سیلتستون و F: تصویر میکروسکوپی از پیریت با تجمعات دانه‌ریز، علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 9. Bedded facies. A, B, C: Thin lamina sulfides of sulfide rich within the host rock (siltstone), D: Microphotograph of the sulfide lamina containing pyrite as amorphous, E: sulfide rich lenses within the host rock (siltstone), and F: microphotograph of pyrite with fine grained aggregates, Abbreviations after Whitney and Evans (2010)

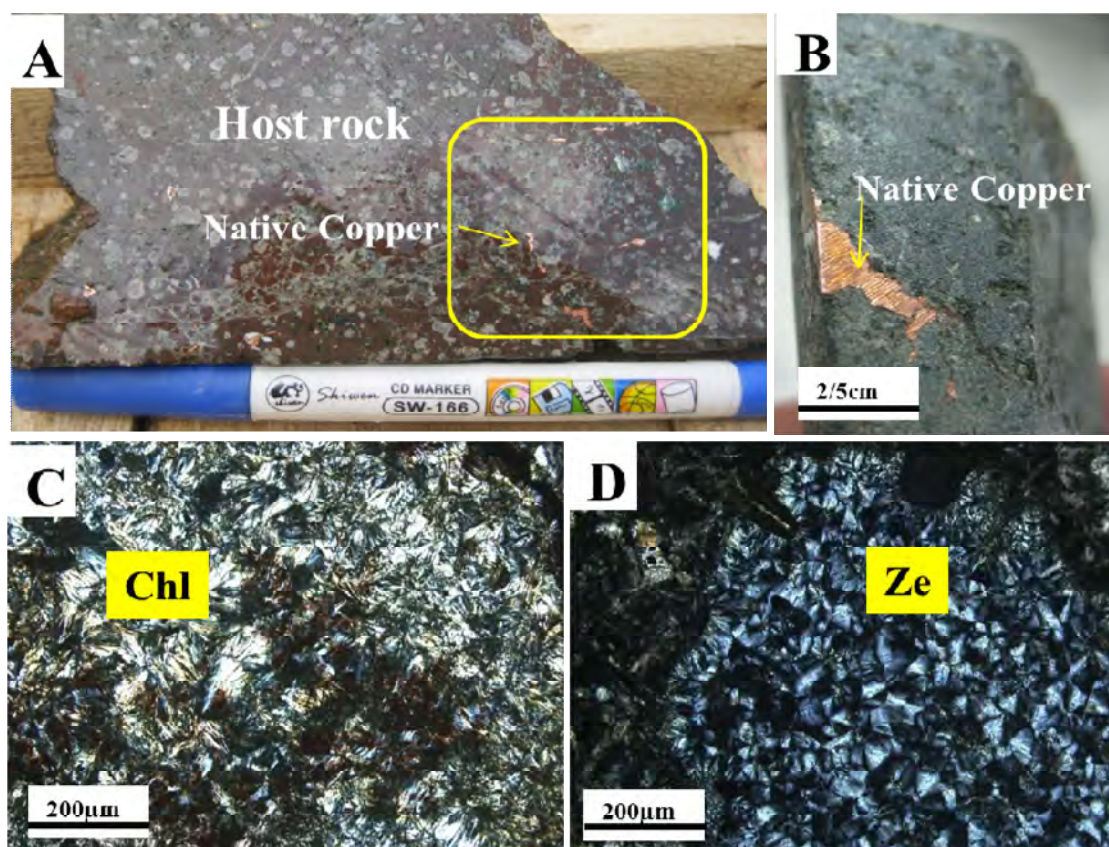


شکل 10. رخساره اگزالیته، A: نمایی از لایه‌بندی رخساره اگزالیته آهن و منگنز (دید به سمت شمال)، B: تصویری از نمونه دستی رخساره اگزالات آهن و منگنز، C: تصویر میکروسکوپی از کانی‌های مگنتیت‌هایی که از اطراف در حال تبدیل شدن به هماتیت هستند و D: نمونه دستی از کنگلومراهای دارای کانه‌زایی مالاکیته. علائم اختصاری: (Mt= مگنتیت، Hmt= هماتیت) (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 10. Exhalite facies A: A view of the layering in Fe and Mn exhalite facies (View to the north), B: Hand specimen of the Fe-Mn exhalite facies, C: Microphotograph of the magnetites converting to hematite, and D: Hand specimen of the conglomerate containing malachite mineralization. Abbreviations include, (Hmt= Hematite, Mt= Magnetite) (Whitney and Evans, 2010)

ماده معدنی نیز به صورت رگه - رگه‌چه‌ای و دانه پراکنده در متن سنگ است (شکل 11- A و B). بر اساس بررسی‌های نمونه دستی و میکروسکوپی اغلب دگرسانی‌ها شامل انواع کلریتی، زئولیتی و کلسیتی است (شکل 11- C و D).

کانه‌زایی مس طبیعی در کانسار گرماب پایین
بررسی‌های انجام شده بر روی مغزه‌های حفاری AK2-AK3 در کانسار گرماب پایین نشان می‌دهد که بیشتر کانه‌زایی مس طبیعی در عمق‌های بین 35 تا 75 متر قرار دارد. سنگ میزبان کانه‌زایی، آندزی بازالت و تراکی آندزیت است. بافت و ساخت



شکل 11. A و B: نمونه‌های دستی از کانه‌زایی مس طبیعی به صورت رگه‌چه‌ای و دانه پراکنده در سنگ‌های آندزیتی و آندزی بازالت، C: تصویر میکروسکوپی از دگرسانی کلریتی و D: تصویر میکروسکوپی از دگرسانی زئولیتی. علائم اختصاری شامل: (Ze= زئولیت، Chl= کلریت) (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 11. A and B: Hand specimens of native copper mineralisation as veinlet and disseminated in the andesitic and andesite basalt, C: Microphotograph of chloritic alteration, and D: Microphotograph of zeolitic alteration. Abbreviations include, (Ze= Zeolite, Chl= Chlorite) (Whitney and Evans, 2010)

مرحله 1: فعالیت‌های آتشفشانی - برون‌دمی: اولین مرحله کانه‌زایی در منطقه گرماب پایین با وقوع فعالیت‌های آتشفشانی - برون‌دمی در زمان کرتاسه پسین هم‌زمانی دارد که موجب تشکیل کانی‌های پیریت (نسل 1 و 2)، کالکوپیریت و مگنتیت شده است. بر اساس بررسی‌های انجام شده ساخت و بافت این

توالی پاراژنتیکی کانی‌ها

وجود رخساره‌های کانهدار و نسل‌های مختلف کانی‌ها در کانسار گرماب پایین، نشانگر رخداد کانسننگ در چند مرحله است. بر این اساس، کانه‌زایی در محدوده معدنی گرماب پایین شامل سه مرحله اصلی است (شکل 12):

کنگلومرادهای پالئوسن کانسار شده است. از جمله دگرسانی‌های همراه با این کانه‌زایی می‌توان به دگرسانی زئولیتی اشاره کرد. **مرحله 3: پس از کانه‌زایی (هوازدگی و سوپرژن):** در این مرحله، عملکرد فرآیندهای هوازدگی و سوپرژن باعث تحرک مواد و ته‌نشست برخی کانی‌های سولفیدی و اکسیدی در شکستگی‌ها شده و پهنه‌های اکسیدان و سوپرژن در کانسار گسترش پیدا کرده‌اند. قابل ذکر است که دگرسانی آرژیلی در این مرحله توسعه یافته است.

کانه‌زایی‌ها بیشتر به صورت رگه-رگه‌چهای، توده‌ای، لامینه‌ای، دانه‌پراکنده و جانشینی است. از نظر دگرسانی نیز می‌توان گفت که عمده دگرسانی در این مرحله مربوط به دگرسانی‌های کلریتی و سیلیسی است.

مرحله 2: دیاژنز، تدفین، کوه‌زایی و بالآمدگی: دومین مرحله از کانه‌زایی در کانسار گرماب پایین مربوط به دیاژنز، تدفین، کوه‌زایی و بالآمدگی در توالی آتشفشانی-رسوبی میزبان کانه‌زایی است که باعث تشکیل مس طبیعی با بافت دانه پراکنده و رگه-رگه‌چهای در سنگ‌های آتشفشانی و

Mineral		Volcanic – exhalative			Diagenetic, burial, orogenic and uplift	Weathering and supergene
		Stratabound		Stratiform		
		Stringer	Massive ore	Bedded ore		
Mineral	Pyrite I	—————	—————	—————		
	Pyrite II	—————	—————	—————		
	Chalcopyrite	—————	—————	—————		
	Magnetite	—————	—————	—————		
	Native Copper				—————	
	Cuprite					—————
	Malachite					—————
	Covelite					—————
Alteration	Hematite					—————
	Quartz I	—————	—————	—————		
	Quartz II	—————	—————	—————		
	Chlorite	—————	—————	—————		
	Zeolite				—————	
	Sericite Clay minerals					—————
Textures	Disseminated	—————	—————	—————	—————	
	Laminated			—————		
	Massive		—————			
	Vein-veinlets	—————	—————	—————		
	Brecciated	—————	—————	—————		
	Replacement	—————	—————	—————		

شکل 12. مراحل تشکیل و توالی پاراژنتیک کانی‌ها به همراه ساخت و بافت آن‌ها در کانسار گرماب پایین

Fig. 12. Formation stages and paragenetic sequence of minerals and their textures and structures in the Garmab Paiein ore deposit.

دگرسانی

دگرسانی مربوط به کمربند کانسار است. این دگرسانی به‌طور عمده از نوع کلریتی و به مقدار کمتر از نوع سیلیسی، آرژیلیتی و زئولیتی است (شکل 6). بر اساس میزان دگرسانی کلریتی می‌توان دو زیر رخساره را در پهنه استرینگر از هم جدا کرد:

بر اساس بررسی‌های صحرایی و نتایج حاصل از آنالیز XRD بر روی تعدادی از نمونه‌های برداشت‌شده از پهنه‌های دگرسانی در کانسار مس گرماب پایین می‌توان گفت که بیشترین حجم

فراوانی را در پهنه استرینگر دارد؛ زیرا بیشترین کالکوپیریت، در این پهنه دیده می‌شود و میانگین مس در این رخساره به حدود 0/6 درصد می‌رسد. همچنین، الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی (REE) در کانسار گرماب پایین، با الگوی سنگ‌های آتشفشانی کمرباین آن شباهت زیادی نشان می‌دهد (شکل 14). این امر می‌تواند نشان‌دهنده سرچشمه گرفتن فلزات و عناصر کانساز از شست‌وشوی سنگ‌های آتشفشانی کمرباین توسط سیال کانساز باشد.

الگوی تشکیل و نوع کانه‌زایی الگوی تشکیل

کانه‌زایی مس - نقره در کانسار گرماب پایین به صورت چینه‌کران و چینه‌سان در افق چینه‌ای خاصی در سنگ درون‌گیر آتشفشانی - رسوبی (شامل تراکی آندزیت، توف اسیدی و آهک‌های پلاژیک)، رخ داده است و ماده معدنی دارای بافت‌های اولیه رگه - رگه‌چه‌ای، توده‌ای و نواری است؛ بنابراین مراحل تشکیل و تحول کانسار را می‌توان بر اساس بررسی‌های زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئومتری، بافت و ساخت ماده معدنی، بررسی‌های ژئوشیمیایی و دگرسانی، به صورت سه مرحله جدا از هم و به شرح زیر در نظر گرفت:

مرحله اول: بر اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتیس به زیر ایران مرکزی، در زمان ژوراسیک - کرتاسه (Rossetti et al., 2010)، موجب حرکات کششی و گسیختگی پوسته قاره‌ای در منطقه سبزوار در زمان کرتاسه پسین شده است. با تداوم این کشش‌ها، یک کافت پشت‌کمانی در منطقه تشکیل شده که به ظهور حوضه اقیانوسی سبزوار انجامیده است (شکل 2). بر اثر فعالیت‌های آتشفشانی زیردریایی در این حوضه پشت‌کمانی عمیق و عملکرد گسل‌های هم‌زمان با ماگماتیسیم، سیالات کانساز داغ حاوی Cu, Mn, Fe, Si, Na, K... ایجاد شده‌اند که هم‌زمان با بالا آمدن و چرخش آن‌ها در توالی آتشفشانی - رسوبی و ورود این سیالات کانساز به کف دریا، موجب نهشته شدن مواد معدنی به صورت سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد³ (شکل

الف) زیر رخساره با دگرسانی کلریتی شدید که در آن رگه - رگه‌چه‌ها و دانه‌های پراکنده کالکوپیریت و پیریت نیز دیده می‌شوند. این زیر رخساره، نشانگر مسیر عبور سیال است و بیشترین میزان کانه‌زایی مس را دارد.

ب) زیر رخساره با دگرسانی کلریتی خفیف و بدون کانه‌زایی. بررسی رخساره‌های مشابه در کانساره‌های نظیر ویندی کرگی¹ و فلاین فلون² نشان‌دهنده عبور سیال کانساز و دگرسانی سنگ درون‌گیر در اطراف چین رگه - رگه‌چه‌هایی است (Peter and Scott, 1999; Galley, 2003; Galley et al., 2007; Goodfellow, 2007). میزان دگرسانی، برحسب فاصله از افق معدنی متفاوت بوده و بیشترین میزان آن به کمرباین و نزدیک به افق معدنی محدود است و به سمت کمربالا از میزان شدت آن کاسته می‌شود.

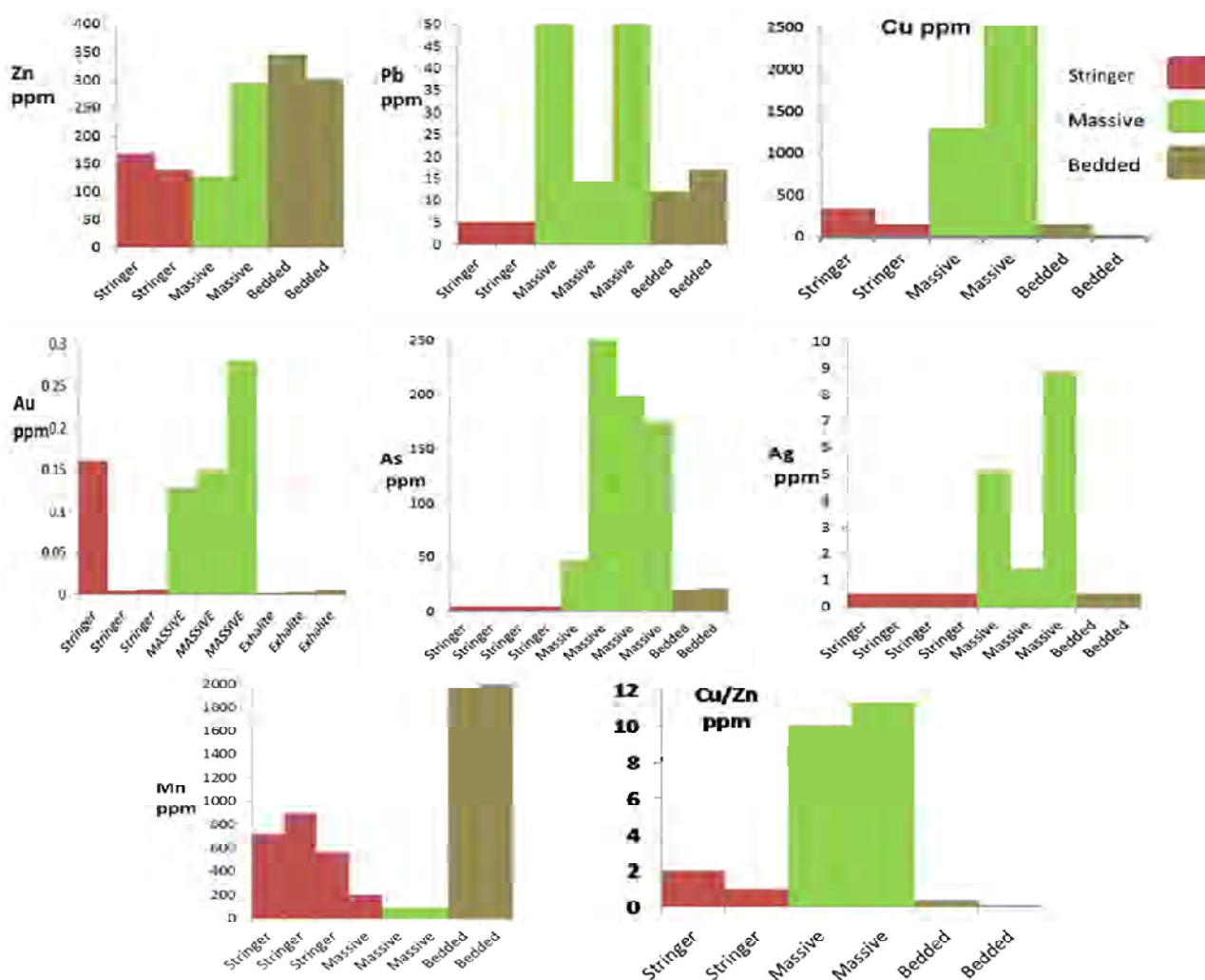
ژئوشیمی کانسار و پهنه‌بندی فلزی

بر اساس بررسی‌های ژئوشیمیایی بر روی کانسنگ، مقدار عناصر Au, Pb, As, Ag و نسبت Cu/Zn از بخش استرینگر به سمت رخساره توده‌ای افزایش و سپس به سمت رخساره لایه‌ای کاهش می‌یابد. بالاترین مقدار این عناصر، در بخش توده‌ای کانسار دیده شده است (شکل 13). این ویژگی، با ویژگی‌های کانساره‌های آتشفشانی - رسوبی کف دریاها (سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد) مشابهت زیادی دارد و در کانسار تکنار نیز گزارش شده است (Malekzadeh Shfarodi et al., 2005). مقدار عناصر Mn, Zn از بخش استوک‌ورک به سمت قسمت‌های لامینه‌ای کانسار افزایش می‌یابد (شکل 13). این امر، در مورد Zn به شرایط ژئوشیمیایی این عنصر بستگی دارد و در مورد Mn نیز به پایداری بیشتر این عنصر در محیط دریاست. بالاترین میزان طلا و نقره، مربوط به بخش توده‌ای کانسار است که به ترتیب شامل 1 و 19 گرم در تن است. میانگین طلا و نقره در کانسار گرماب پایین به ترتیب 0/5 تا 9 گرم در تن است. این میزان طلا و نقره، به سمت قسمت‌های استرینگر و اگرالتیو کاهش می‌یابد. لازم به ذکر است که عنصر مس، بیشترین

1. Windy Craggy
2. Flin Flon
3. Volcanogenic massive sulfide

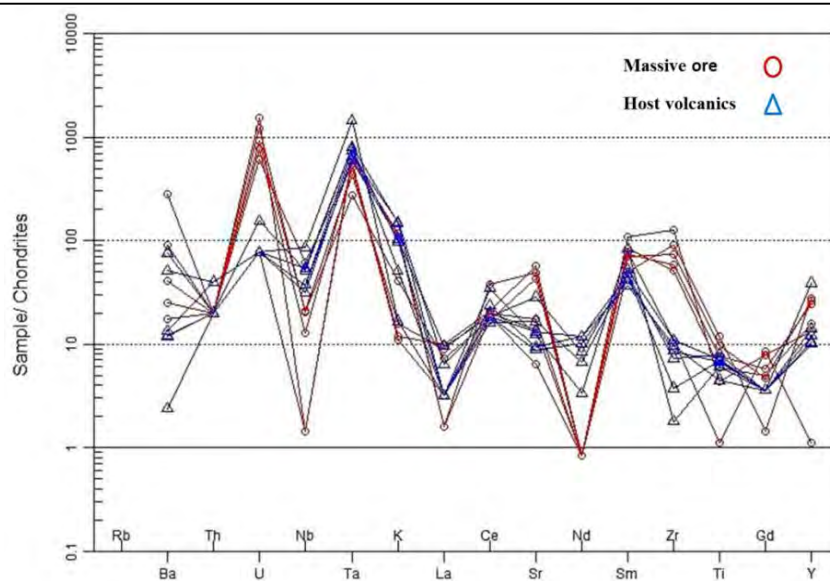
اثر ورود سیالات کم دمای اولیه به کف دریا از طریق گسل‌های هم‌زمان با آتشفشان و رسوب‌گذاری موجب ایجاد لامینه‌های بسیار ریزی از مواد معدنی شده است. در مرحله بعد در اثر بالا رفتن شار حرارتی و ورود سیالات کانه‌دار دما بالا به کف دریا موجب ایجاد دودکش‌های سیاه شده است که با توسعه دودکش‌ها و فروریزش¹ آن‌ها موجب گسترش رخساره توده‌ای می‌شود.

15) شده است. نتیجه واکنش سیالات گرمابی کانه‌دار با سنگهای کم‌پایین، گسترش دگرسانی‌های کلریتی و سیلیسی به همراه کانه‌زایی است. این کانه‌زایی حاوی چهار رخساره کانه‌دار رگه - رگه‌چه‌ای، توده‌ای، لایه‌ای و برون‌دمی است (این رخساره‌بندی بیشتر تحت تأثیر تغییرات دمایی و Eh-pH سیال کانه‌دار رخ داده است). چنان‌که در بالا اشاره شد، سازوکار تشکیل رخساره‌های مختلف در کانسار گرماب پایین به این صورت است: در مرحله اول در



شکل 13. میزان تغییرات عناصر پایه (Cu, Pb, Zn)، طلا (Au)، نقره (Ag) و آرسنیک (As) در رخساره‌های رگه-رگه‌چه‌ای، توده‌ای و لایه‌ای و نسبت Cu/Zn در کانسار مس گرماب پایین

Fig. 13. Variation amounts of base metal elements (Cu, Pb, Zn), Au, Ag and As in the vein - veinlet's, massive and bedded ore facies and Cu/Zn ratio in the Garmabe Paiein ore deposit



شکل 14. نمودار عنکبوتی الگوی عناصر کمیاب و نادر خاکی در رخساره توده‌ای کانسار با سنگ‌های آتشفشانی کم‌پایین آن که به کندریت به هنجار شده‌اند (Sun and McDonough, 1989).

Fig. 14. Spidergram of rare earth element (REE) and trace element patterns in the massive ore facies and the footwall volcanic rocks, normalized to chondrite of the (Sun and McDonough, 1989).

قسمت‌های عمیق احیایی حوضه به صورت محلول هستند و با رسیدن به قسمت‌های سطحی و کناری حوضه، جایی که میزان فوگاسیته اکسیژن بالاست، به صورت لایه‌ای از آگزالیته‌های آهن - منگنز رسوب کرده‌اند (شکل‌های 10 و 15).

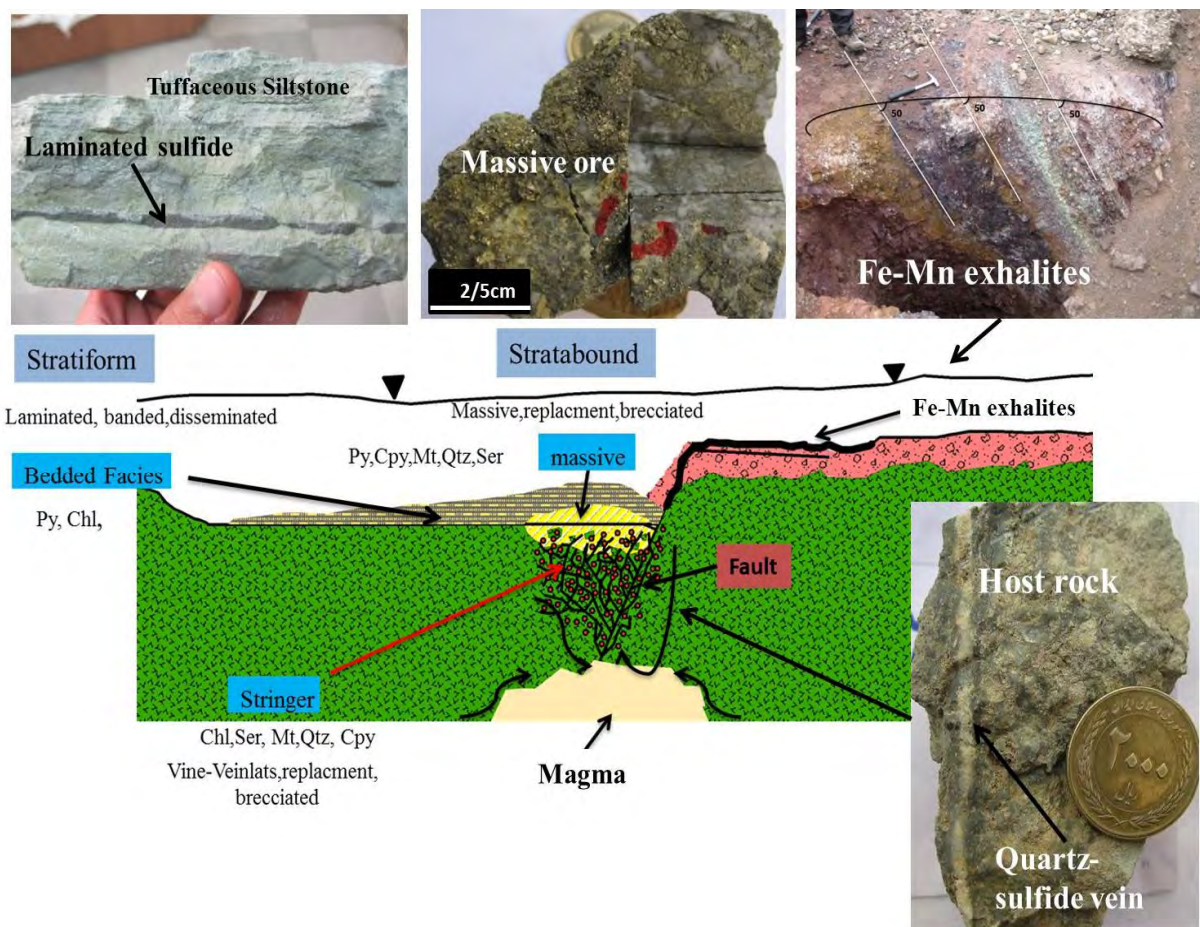
مرحله دوم: اثر دیاژنز و تدفین یا دگرگونی خفیف دفنی (در حد رخساره زئولیتی) بر روی توالی آتشفشانی - رسوبی منطقه معدنی موجب ایجاد سیال شورابه‌ای حوضه‌ای نسبتاً داغ شده که این سیال به دنبال بالا آمدگی منطقه وارد شکستگی‌ها و سنگ‌ها شده است و با واکنش با سنگ‌های آتشفشانی موجب خارج شدن عنصر مس از درون شبکه سیلیکات‌ها و سپس حمل آن به صورت Cu^{2+} به بخش‌های بالایی (شامل سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پسین و کنگلومرای پالتوسن) شده است. در ادامه، پایین بودن فوگاسیته گوگرد در سنگ‌های دگرسان کلریتی، باعث احیا شدن و تشکیل مس طبیعی (Cu^0) به همراه زئولیت (دگرسانی زئولیتی) شده است. بنابراین، با توجه به نوع سنگ‌های میزبان (آندزیت بازالت و تراکی آندزیت) و نوع دگرسانی‌ها، کان‌زایی مس طبیعی در کانسار گرماب پایین

لازم به ذکر است کان‌زایی در رخساره رگه - رگه‌چه‌ای کانسار گرماب پایین به طور هم‌زمان با کان‌زایی در دیگر رخساره‌های کانسار رخ داده و موجب تشکیل رگه - رگه‌چه‌های سیلسی - سولفیدی متشکل از پیریت و کالکوپیریت با فاصله کمتری از رخساره سولفید توده‌ای شده است. از آن‌جا که رخساره رگه - رگه‌چه‌ای در کانسارهای سولفید توده‌ای نشان‌دهنده مسیر عبور سیال کان‌دار است؛ این رخساره در کانسار ویندی کرگی (به‌عنوان بزرگترین کانسار سولفید توده‌ای نوع بشی در جهان) و کانسارهای چاه‌گز و مس نوده سبزوار (به‌عنوان رخداد کان‌زایی سولفید توده‌ای نوع بشی در ایران)، به وضوح دیده می‌شود. بر این اساس می‌توان این رخساره‌های مختلف از کانسار را با رخساره‌های دیگر کانسارهای سولفید توده‌ای مقایسه کرد (Peter and Scott, 1999; Mousivand et al., 2004;) (Maghfouri, 2012). قابل توجه است که در اغلب کانسارهای سولفید توده‌ای از جمله کانسار گرماب پایین، بیشترین میزان ذخیره در رخساره توده‌ای قرار دارد (Solomon, 2008). اما عناصر منگنز و آهن به‌علت فوگاسیته کم اکسیژن، در

جوی با کانی‌های سولفیدی از جمله پیریت موجب ایجاد شرایط اسیدی شده که به‌خاطر واکنش سیالات اسیدی سرد با کانی‌هایی مثل فلدسپار در سنگ‌های آتشفشانی و توف، کانی‌های رسی و کائولینیت ایجاد شده و در نتیجه دگرسانی آرزیلی در کانسار گسترش یافته است.

بیشترین شباهت را با کانه‌زایی مس طبیعی مرتبط با سنگ‌های بازالتی (نوع میشیگان) دارد.

مرحله سوم: تأثیر فرآیند هوازدگی و سوپرژن بر کانسار موجب ایجاد و گسترش بخش‌های اکسیدان و سوپرژن شده است که در آن‌ها، کانی‌های ثانویه تشکیل شده‌اند. البته واکنش آب‌های



شکل 15. تصاویری از رخساره‌های رگه- رگه‌چه ای، توده‌ای، لایه ای و اگزالیته به همراه یک طرح نمادین از موقعیت قرارگیری آن‌ها در کانسار گرماب پایین

Fig. 15. Photographs of Vein- veinlet, massive, bedded and exhalite facies with a schematic drawing of their position in the Garmab Paein ore deposit

(نوع بشورست²)، نوع بایمدال مافیک (نوع نوراندا³)، نوع پلیتیک مافیک (نوع بشی⁴) و نوع مافیک یا مافیک- الترامافیک (نوع قبرس⁵) هستند (جدول 1).

نوع کانه‌زایی

بر اساس تقسیم‌بندی فرانکلین و همکاران (Franklin et al., 2005) نهشته‌های سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد شامل نهشته‌های نوع بایمدال فلسیک (نوع کروکو¹)، سیلیسیکلاستیک فلسیک

1. Kuroko type
2. Bathurst type
3. Noranda type

4. Besshi type
5. Cyprus type

جدول 1. مقایسه کانسار مس گرماب پایین با نوع‌های مختلف کانسار سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد جهان بر اساس رده‌بندی فرانکلین و همکاران (Franklin et al., 2005)

Table 1. Comparison of Garmabe Paiein Cu ore deposit with various types of volcanic massive sulfide (VMS) of the world Based on Franklin (Franklin et al. 2005)

Characteristics mineralization	Garmabe Paiein deposit	Nudeh Cu-Zn deposit	Felsic siliciclastic (Bathurst type)	Bimodal felsic (Kuroko type)	Bimodal mafic (Noranda Type)	Pelitic mafic (Besshi type)	Mafic (Cyprus type)
Tectonic setting	Back-arc	Back-arc	Arc and back- arc	Rift arc and arcs oceanic- continent	Oceanic ridge arcs	Back-arc and rifts continent	ocean backarc, oceanic spreading ridge
Host rocks	Trachy andesite, Basalt, Plagic limestone, Siltstone	Alkali olivine basalt lavas, Sandstone - tuff, Tuff and tuff shale	Dacitic, Rhyolitic and black shale	Rhyolitic, Dacitic and Pyroclastic rocks	Basalt, Andesitic and Pyroclastic	Tholeiitic basalt, black shale, siltstone, sandstone	Pilowlava basalt and ultramafic rocks
Ore bodies	Tabular	Tabular	tabular	lenticular to tabular	lenticular to tabular	Tabular	bulbous to tabular
Texture and Structure	Vein-veinlets, Massive, lamina	Vein-veinlets, massive, lamina	Massive, Lamina, Disseminated and Veins	Massive, Lamina, Disseminated and Veins	Massive, Lamina, Disseminated and Veins	Massive, Lamina, Disseminated and vein-veinlets	Massive, Lamina, Disseminated and veins
Ore minerals	Pyrite, chalcopyrite, and magnetite	Pyrite, Chalcopyrite, Sphalerite and Magnetite	Pyrite, Sphalerite, Galena, Chalcopyrite, Arsenopyrite, Pyrrhotite, Tetrahedrite	Sphalerite, Galena, Pyrite, Chalcopyrite, Tetrahedrite	Pyrite, Chalcopyrite, Sphalerite, Tetrahedrite	Pyrite, Chalcopyrite, Sphalerite, Pyrrhotite.	Pyrite, Chalcopyrite
Gangue minerals	Quartz, Sericite, Chlorite	Quartz, Sericite, Chlorite	Carbonate, Quartz, Sericite, Chlorite, Barite	Barite and Quartz	Chlorite, Quartz, Carbonate, Sericite	Chlorite, Quartz, Carbonate, Sericite	Quartz, Jasper, Chlorite
Metals	Cu-Ag	Cu-Zn	Zn-Pb-Cu	Pb,Zn	Cu, Zn	Cu-Zn	Cu,Zn
Alterations	Chloritic, Sericitic, Silicic	Chloritic, Sericitic, Silicic and Epidotic	Sericitic, Silicic, Chloritic, Calcite	Sericitic, Pyritic, Silicic, Chloritic	Chloritic and Sericitic	Chloritic, Silicic, Sericitic, Epidote	Chloritic, Silicic, Sericitic
References	This research	(Maghfou ri, 2012)	Bathurst (Goodfellow, 2007); Iberia (Solomon, 2008)	Kuroko (Ohmoto, 1996)	Noranda, (Gibson and Galley, 2007)	Windy Craggy (Peter and Scott, 1999)	Oman (Dergatchev, et al., 2010)
Examples types in the Iran			Chahgaz (Mousivand, 2010)	Barika deposit (Nazari, 1991; Yarmohamm adi et al., 2008)	Sargaz deposit (Badrzadeh et al., 2010)	Bavanat deposit (Mousivand, 2003; Mousivand, et al 2007)	Sheikh Ali deposit (Monazami, 1994)

(Franklin et al., 2005).

کانسار سولفید توده‌ای مس گرماب پایین، به علت داشتن یک محیط آتشفشانی - رسوبی و برابر بودن میزان سنگ‌های مافیک و سنگ‌های رسوبی، شکل هندسی صفحه‌ای شکل، ساخت و بافت توده‌ای، نواری و رگه - رگه‌چهای و جایگاه زمین‌ساختی پشت کمانی، بیشترین شباهت را با نهشته‌های نوع پلیتیک مافیک (نوع بشی) نشان می‌دهد (جدول 1). این گونه نهشته‌ها، در دنیا نادر هستند و تنها در تعداد معدودی از کشورها مثل ژاپن، کانادا، نامیبیا و ایران شناسایی شده‌اند. کانسار مس - روی - نقره بوانات، واقع در پهنه سندنج - سیرجان (Mousivand et al., 2004; Mousivand et al., 2007; Mousivand et al., 2008)، به عنوان نوع بشی معرفی شده است. اخیراً نهشته‌های سولفید توده‌ای دیگری با همین مدل کانه‌زایی در زیر پهنه سبزواری شناخته شده و مورد بررسی قرار گرفته‌اند (Maghfouri, 2012). بنابراین، با توجه به گسترش زیاد توالی آتشفشانی - رسوبی کرتاسه پسین در منطقه و رخداد این نوع کانه‌زایی در سنگ‌های پلیتیک مافیک، بر شناسایی، پی‌جویی و اکتشاف توانایی‌های سولفید توده‌ای احتمالی موجود در آن‌ها توصیه و تأکید می‌شود.

نتیجه‌گیری

کانه‌زایی مس - نقره در کانسار گرماب پایین، به شکل چینه کران و چینه‌سان در افق چینه‌ای خاصی از توالی آتشفشانی - رسوبی کرتاسه پسین رخ داده است. ماده معدنی به دو صورت چینه‌سان و هم‌خوان با لایه‌بندی و رگه - رگه‌چهای ناهم‌ساز با لایه‌بندی سنگ میزبان (استرینگر) دیده می‌شود. کانی‌زایی مس - نقره در این کانسار از جهات مختلفی به شرح زیر با کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد و به طور دقیق‌تر با نوع پلیتیک - مافیک یا بشی بیشترین شباهت را دارد.

- سنگ میزبان ماده معدنی که بیشتر شامل گدازه تراکی آندزیتی و توف اسیدی سبزرنگ است؛ البته در توالی میزبان، سنگ‌های آهک پلاژیک، چرت رادیولاریتی، شیل و داسیت نیز دیده می‌شود.

کانه‌زایی مس گرماب پایین، از جهت ویژگی‌های اساسی کانسارهای سولفید توده‌ای از جمله محیط زمین‌ساختی تشکیل، جایگاه زمین‌شناختی ته‌نشست، سن کانه‌زایی، سنگ‌های میزبان، هندسه ماده معدنی، رخساره‌های کانه‌دار، ساخت و بافت کانسنک، دگرسانی و ژئوشیمی، با سه دسته از کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد به شرح زیر، بیشترین شباهت را دارد (Gibson and Galley, 2007; Piercey, 2011) (جدول 1):

1- کانسارهای نوع پلیتیک مافیک (نوع بشی)، همانند کانسار ویندی کرگی کانادا که به عنوان بزرگترین کانسار نوع بشی در جهان شناخته شده است (Peter and Scott, 1999). این نوع کانسار، رده خاصی از نهشته‌های معدنی چینه کران و چینه‌سان را شامل می‌شود که حاوی 50 درصد سنگ‌های رسوبی و 50 درصد سنگ‌های آتشفشانی (آندزیت بازالت و آندزیت) است. سنگ‌های رسوبی به صورت بین لایه‌ای با گدازه‌های بازالتی قرار دارند.

2- کانسارهای نوع سیلیسیکلاستیک فلسیک یا نوع بثورست. مانند کانسارهای منطقه معدنی بثورست کانادا به سن اردو پسین پیشین (Goodfellow, 2007) و کانسارهای کمر بند پیریتی ایبریا¹ در اسپانیا و پرتغال به سن دونین پسین - کربونیفر پیشین (Tornos, 2006; Solomon, 2008) که توالی میزبان آن‌ها شامل، حجم بالایی از سنگ‌های رسوبی در (حدود 60-70 درصد) و سنگ میزبان آتشفشانی فلسیک و ریولیتی است (Goodfellow, 2007).

3- کانسارهای نوع بایمدال مافیک (نوع نوراندا) همانند کانسار نوراندا در کانادا به سن آرکئن که به عنوان اولین نوع از کانسارهای بایمدال مافیک در جهان شناخته شده است (Gibson and Galley, 2007). این نوع کانسارها، از نظر جایگاه زمین‌ساختی در محیط‌های پشت کمانی قرار می‌گیرند. توالی میزبان آن‌ها شامل بیشتر از 75 درصد سنگ‌های آتشفشانی از نوع بازالت و آندزیت و کمتر از 25 درصد سنگ‌های آتشفشانی فلسیک و به مقدار کمتر سنگ‌های آذرآواری است

- بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که کان‌زایی در کانسار گرماب پایین از نظم و پهنه‌بندی عنصری خاصی پیروی می‌کند؛ به‌طوری‌که از بخش رگه - رگه‌چه ای کانسار به سمت قسمت‌های توده‌ای، میزان عناصر مس، روی، سرب، آرسنیک و نقره بالا می‌رود و سپس به سمت بخش‌های لایه‌ای کانسار، مقادیر آن‌ها کاهش می‌یابد.

قدردانی

نویسندگان مقاله از سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (IMIDRO) و معاونت پژوهشی دانشگاه شاهرود برای حمایت از انجام این پژوهش تشکر می‌نمایند. نظرات ارزشمند داوران نیز در ارتقای سطح علمی مقاله بسیار مؤثر بوده است، لذا از آنان نیز قدردانی می‌شود.

- شکل هندسی پیکره معدنی که به‌صورت لایه‌ای و چینه‌سان در بالا و رگه - رگه‌چه یا استرینگر در زیر است.
- رخساره‌های کان‌دار که به سمت کمربالا به‌صورت سه رخساره کانسنگ رگه - رگه‌چه‌ای، توده‌ای - نیمه توده‌ای و لایه‌ای دیده می‌شوند.
- ساخت و بافت کانسنگ که به‌صورت لایه‌ای، دانه پراکنده، نواری و لامینه، توده‌ای و رگه - رگه‌چه‌ای است.
- کانی‌شناسی کانسنگ که شامل پیریت، مگنتیت، کالکوپیریت و کانی‌های ثانویه نظیر کوولیت، کوپریت و مالاکیت است.
- دگرسانی که بیشترین حجم آن در کمربالای کانسار دیده می‌شود و اغلب شامل نوع کلریتی و به مقدار کمتر از انواع سیلیسی و آرژیلیتی است.

References

- Aghanabati, S.A., 2004. Geological of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 709 pp.
- Alavi, M., 1994. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of America Bulletin, 103(8): 983- 992.
- Badrzadeh, Z., Sabzehei, M., Rastad, E., Emami, M.H. and Gimeno, D., 2010. Various stages of sulfidemineralization in Sargaz Volcanogenic massive sulfide deposit, Northwest Jirft, Southern Sanandaj-Sirjan. Scientific Quarter Journal Geosciences. Geology Surrveyof Iran, 76(19): 85-94. (in Persian with English abstract)
- Dergatchev, A., Eremin, N.I. and Sergeeva, N.E., 2010. Volcanogenic massive sulfide deposit of ophiolite associations. Journal of Moscow University Geology Bulletin, 65(5): 265-272.
- Franklin, J.M., Gibson, H.L., Galley, A.G. and Jonasson, I.R., 2005. Volcanogenic massive sulfide deposits. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb and J.P. Richards (Editors), Economic Geology 100th Anniversary Volume. Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, pp.523-560.
- Galley, A.G., 2003. Composite synvolcanic intrusions associated with Precambrian VMS-related hydrothermal systems. Mineralium Deposita, 38(4): 443-473.
- Galley, A.G., Hannington, M.D. and Jonasson, I.R., 2007. Volcanogenic massive sulfide deposit. In: W.D. Goodfellow (Editor), Mineral Deposit of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Province, and Exploration Methods. Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada, Ontario, pp. 141- 161.
- Ghaemi, F. and Moussavi Harami, R., 2007. Geology map of Doruneh, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran
- Gibson, H. and Galley, A., 2007. Volcanogenic massive sulphide deposits of the Archean, Noranda District, Quebec. In: W.D. Goodfellow (Editor), Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada, Ontario, pp. 533-552.
- Goodfellow, W.D., 2007. Metallogeny of the Bathurst Mining Camp, northern New Brunswick. In: W.D. Goodfellow (Editor),

- Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Mineral Deposits Division. Geological Association of Canada, Ontario, pp. 449-469.
- Kohansal, R., 2008. Geological map of Marry-Asbkeshan, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Maghfouri, S., 2012. Geology, mineralogy, geochemistry and genesis of Cu mineralization Within Late Cretaceous Volcano- sedimentary sequence in southwest of Sabzevar, with emphasis on the Nudeh deposit. M.Sc. Thesis, Tarbit Modares University, Tehran, Iran, 312 pp. (In Persian with English abstract)
- Malekzadeh shfarodi, A., Karimpour, M.H. and Mazaheri. S., 2005. Geology, mineralogy and geochemistry of Taknar polimetal (Cu-Zn-Au-Ag-Pb) deposit (Tak-I) in the Khorasan-Bardaskan. Journal of Iran society crystallography and mineralogy, 12(2): 253-272. (In Persian with English abstract)
- Mohkamkar company, 2007. Geology and Exploration report on the Gramabe paein deposit. Geological Survey of Iran, Semnan, 180 pp.
- Monazami. B.R., 1994. Genesis of Mn Mineralization in the Darab area (Fars province, Iran). M.Sc. Thesis, Shiraz University, Shiraz, Iran, 180 pp. (in Persian with English abstract)
- Mousivand, F., 2003. Mineralogy, geochemistry and genesis of copper mineralization in the Surian volcane-sedimentary complex in the Bavanat area, Fars Province-Unpubl. M.Sc. thesis, Tarbiat Modarres University, Tehran, Iran, 300 pp. (in Persian with English abstract)
- Mousivand, F., 2010. Geology, geochemistry and genesis of the Chahgaz Zn-Pb-Cu deposit, south of Shahre Babak; and its comparison with the Bavanat Cu-Zn-Ag volcanogenic massive sulfide deposit, in the south Sanandaj-Sirjan zone. Ph.D. thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, 505 pp. (in Persian with English abstract)
- Mousivand, F., Rastad, E. and Emami, M.H., 2004. Bavanat copper deposit; a Besshi-type volcanogenic massive sulfide deposit in Iran. 22nd Annual Symposium of Geosciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran. (in Persian with English abstract)
- Mousivand, F., Rastad, E., Hoshino, K. and Watanabe, M., 2007. The Bavanat Cu- Zn- Ag orebody, First recognition of a Besshi- type VMS deposit in Iran. Journal of Mineralogy and Geochemistry, 183(3): 297- 315.
- Mousivand, F., Rastad, E. and Peter, J.M., 2008. An overview of volcanogenic massive sulfide deposits of Iran. 33rd International Geology Congress Oslo, Oslo, Norway.
- Nazari, M., 1991. Mineralogy and Genesis of Barit doureh kashan deposit. M.sc. Thesis, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran, 200 pp. (in Persian with English abstract)
- Ohmoto, H., 1996. Formation of volcanogenic massive sulfide deposits, the Kuroko perspective. Ore Geology Reviews, 10(3): 135-177.
- Peter, J.M. and Scott, S.D., 1999. Windy Craggy, Northwestern British Columbia: the world largest Besshi- type deposit in Barrie. In: C. Turcker Barrie and M.D. Hannington (Editors), Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings. Geological association of Canada, Ontario, pp. 261-295.
- Piercey, S., 2011. The setting, style, and role of magmatism in the formation of volcanogenic massive sulfide deposits. Journal of Mineralium Deposita, 46(5): 449-471.
- Rossetti, F., Nasrabad, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M. and MoinVaziri, H., 2010. Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri- Tethyan oceans in central Iran. Journal of Terra Nova, 22(1): 26-34.

- Solomon, M., 2008. Brine pool deposition for the Zn-Pb-Cu massive sulfide deposits of the Bathurst minig camp, New Brunswick, Canada, Comparisons with the Iberian pyrite belt. *Ore Geology Reviews*, 33(4): 329-351.
- Sun, S.S. and Mcdonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the oceanic basins*. Geological Society of London, London, pp. 313-345.
- Tashi, M., Mousivand, F. and Ghasemi, H., 2014. Volcanogenic massive sulfide Cu-Ag mineralization in the Kharturan area, southeast of Shahrood. 1th International Workshop on Tethyan Orogenesis and Metallogeny in Asia and Silk Road Higher Education Cooperation Forum, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan, China.
- Tornos, F., 2006. Environment of formation and styles of volcanogenic massive sulfides: The Iberian Pyrite Belt. *Ore Geology Reviews*, 28(3): 259-307.
- Vahdati Daneshmand, F. and Saeidi, A., 1997. Geological map of Darin, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185-187.
- Yarmohammadi, A., Rastad, E., Mousivand, F. and Watanabe, M., 2008. Barika Au-Ag-(Zn-Pb-Cu) deposit: First recognition of gold-rich Kuroko-type VMS mineralization in Iran. 33rd International Geology Congress Oslo, Oslo, Norway.



Cu-Ag Besshi type volcanogenic massive sulfide mineralization in the Late Cretaceous volcano- sedimentary sequence: the case of Garmabe Paein deposit, southeast of Shahrood

Majid Tashi, Fardin Mousivand* and Habibollah Ghasemi

Department Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

Submitted: Jan. 5, 2015

Accepted: Jan. 23, 2016

Keywords: *Volcanogenic massive sulfide, Besshi type, Garmabe Paein, Late Cretaceous, Sabzevar subzone*

Introduction

Iran hosts numerous types of Volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits that occur within different tectonic assemblages and have formed at discrete time periods (Mousivand et al. 2008). The Sabzevar zone hosts several VMS deposits including the Nudéh Cu-Ag deposit (Maghfouri, 2012) and some deposits in the Kharturan area (Tashi et al., 2014), and the Kharturan area locates in the Sabzevar subzone of the Central East Iranian Microcontinent. The Sabzevar subzone mainly involves Mesozoic and Cenozoic rock unites. The Late Cretaceous ophiolite mellanges and volcano-sedimentary sequences have high extension in the Subzone. Based on Rossetti (Rossetti et al. 2010), the Cretaceous rock units were formed in a back-arc setting due to subduction of the Neo-Tethyan oceanic crust beneath the Iranian plate. The exposed rock units of the Kharturan area from bottom to top are dominated by Early Cretaceous, orbitolina-bearing massive limestone, dacitic-andesitic volcanics and related volcanoclastic rocks, chert and radiolarite and Late Cretaceous globotrunkana-bearing limestone, paleocene polygenic conglomerate consisting of the Cretaceous volcanics and limestone pebbles (equal to the Kerman conglomerate), and Pliocene weakly-cemented polygenic conglomerate horizon. The Garmabe Paein copper-silver deposit and the Asbkeshan deposit and a few occurrences, are located at 290 km southeast of Shahrood and they have occurred within the Upper Cretaceous volcano-sedimentary sequence in the Sabzevar subzone. The aim of this study is to discuss the genesis of the Garmabe Paein deposit based on

geological, textural and structural, mineralogical and geochemical evidence.

Materials and methods

A field study and sampling was performed during the year 2013. During the field observations, 94 rock samples were collected from the study area, and 45 thin sections were prepared and studied using a polarizing microscope. Also, 5 samples for the XRD method, 21 samples for the XRF and ICP-OES methods were analyzed in the Iranian Mines and Mining Industries Development and Renovation (IMIDRO) Company labs.

Results

The Garmabe Paein copper-silver deposit is located in the Sabzevar subzone of the Late Cretaceous Volcanio-sedimentary sequence. This mineralization occurred as stratiform and stratabound in a specific stratigraphic horizon. The host rocks of mineralization are andesitic-dacitic volcanic rocks and their related volcanoclastics. The mineralization occurred as four ore facies, from footwall to hanging wall: vein-veinlet-s (stringer), massive, bedded and exhalites. Ore textures and structures involve massive, semi-massive, laminated, banded, vein-veinlets, replacement and open space fillings. Minerlogically, the deposit contains primary minerals such as pyrite, chalcopyrite and magnetite, and secondary minerals such as native copper, cuprite, covellite, malachite and Fe-Mn oxides. Wallrock alterations are dominated by chloritic and minor siliceous and argillic. The highest grades of gold and silver in the deposit are

*Corresponding authors Email: mousivand@shahroodut.ac.ir

1 and 19 grams per ton, respectively. The amounts of Zn, Pb, Au, As, Ag and Mn increase from the stringer to the upper part of the deposit. It seems that the occurrence of submarine volcanic activity in the Late Cretaceous back-arc basin have resulted in the deposition of this Besshi type massive sulfide deposit.

Discussion

Most of characteristics of the Garmabe Paein Cu-Ag deposit including tectonic setting, geological environment, host rocks, geometry, textural and structural, mineralogical and geochemical features, are very similar to those of the Besshi- or pelitic mafic-type (Franklin et al., 2005) volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits.

Acknowledgements

The authors are grateful to the University of Shahrood Grant Commission for research funding and the IMIDRO Company.

References

- Franklin, J.M., Gibson, H.L., Galley, A.G. and Jonasson, I.R., 2005. Volcanogenic massive sulfide deposits. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb and J.P. Richards (Editors), *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, pp.523-560.
- Maghfouri, S., 2012. *Geology, mineralogy, geochemistry and genesis of Cu mineralization Within Late Cretaceous Volcano- sedimentary sequence in southwest of Sabzevar, with emphasis on the Nudeh deposit*. M.Sc. Thesis, Tarbit Modares University, Tehran, Iran, 312 pp. (In Persian with English abstract)
- Mousivand, F., Rastad, E. and Peter, J.M., 2008. An overview of volcanogenic massive sulfide deposits of Iran. 33rd International Geology Congress Oslo, Oslo, Norway.
- Rossetti, F., Nasrabady, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, M. and MoinVaziri, H., 2010. Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. *Journal of Terra Nova*, 22(1): 26-34.
- Tashi, M., Mousivand, F. and Ghasemi, H., 2014. Volcanogenic massive sulfide Cu-Ag mineralization in the Kharturan area, southeast of Shahrood. 1th International Workshop on Tethyan Orogenesis and Metallogeny in Asia and Silk Road Higher Education Cooperation Forum, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan, China.