



مقاله پژوهشی

کانسار روی، جنوب‌باختر زنجان: کانه‌زایی روی-سرب (نقره) سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد در ناحیه فلز زایی تکاب-تخت‌سلیمان-انگوران

فاطمه کرمی، حسین کوهستانی*، میر علی اصغر مختاری و امیر مرتضی عظیم‌زاده

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۷/۰۸/۱۵، پذیرش: ۱۳۹۸/۰۷/۱۷

چکیده

کانسار روی-سرب (نقره) حلب در فاصله ۱۲۵ کیلومتری جنوب‌باختر زنجان قرار گرفته و بخشی از ناحیه کانه‌دار تکاب-تخت‌سلیمان-انگوران است. توالی سنگی در محدوده این کانسار متشکل از تناوب شیست‌های پلیتی، مافیک و فلسیک همراه با میان‌لایه‌هایی از مرمر و کوارتزیت مربوط به پرکامبرین (معادل سازند کهر) است که در حد رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. کانه‌زایی در کانسار حلب با درازای ۳۰۰ متر و پهنای ۳ تا ۵ متر به صورت چین‌سان و هم‌روند با برگ‌وارگی درون واحدهای شیست فلسیک (کوارتز شیست) رخ داده است. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، کانه‌های فلزی در کانسار حلب شامل کانی‌های درون‌زاد اسفالریت، گالن، پیریت و کالکوپیریت، کانی‌های مرحله برون‌زاد (اسمیت‌زونیت، سروزیت، کالکوسیت، کوولیت و گوتیت) و کانی‌های باطله شامل کوارتز، کلسیت، کلریت و اپیدوت هستند. مهم‌ترین بافت‌های کانسنگ شامل لامینه‌ای، دانه‌پراکنده، توده‌ای، برشی، جانشینی و رگه-رگچه‌ای است. دگرسانی‌ها شامل کلریتی شدن و سیلیسی شدن است. دگرسانی سیرسیتی در خارج از افق کانه‌دار توسعه یافته و دگرسانی‌های کلریتی و سیلیسی را دربر گرفته است. مقایسه الگوی عناصر نادر خاکی در کوارتز شیست میزبان و نمونه‌های کانه‌دار بیانگر غنی‌شدگی این عناصر ($\sum REE = 1046.8$) در نمونه‌های کانه‌دار است. این امر را می‌توان به شرایط احیایی محیط تشکیل کانه‌زایی مرتبط دانست. با توجه به ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانه‌زایی، کانسار حلب را می‌توان معادل دگرگون و دگرشکل شده بخش‌های لایه‌ای و افشان کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد نوع بتورست در نظر گرفت.

واژه‌های کلیدی: کانه‌زایی روی-سرب (نقره)، سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد، نوع بتورست، حلب، زنجان

مقدمه

مختصات $47^{\circ} 22'$ تا $47^{\circ} 26'$ طول خاوری و $36^{\circ} 26'$ تا $36^{\circ} 29'$

عرض شمالی قرار دارد. این کانسار در بخش شمال‌خاوری ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی تکاب (Fonoudi and Hariri,)

کانسار روی-سرب (نقره) حلب در فاصله ۱۲۵ کیلومتری جنوب‌باختر زنجان و ۲۷ کیلومتری جنوب‌باختر دندی با

زمین‌شناسی چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ تکاب (Alavi and Fonoudi and Amidi, 1976) و ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ تکاب (Hariri, 1999) و همچنین فعالیت‌های اکتشافی موضوعی در رابطه با اکتشاف سرب و روی (Karbasi, 2015)، بوده است. در این بررسی‌ها، به نوع کانه‌زایی و سازوکار تشکیل آن توجه چندانی نشده است. در پژوهش حاضر، ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانه‌زایی و زمین‌شیمیایی کانسار روی-سرب (نقره) حلب مورد بررسی قرار گرفته و نوع کانه‌زایی و خاستگاه آن تعیین شده است. این نتایج می‌تواند اطلاعاتی سودمند برای درک منشأ و شناخت عوامل کنترل‌کننده سایر کانه‌زایی‌های روی-سرب در ناحیه کانه‌دار تکاب-تخت‌سلیمان-انگوران ارائه‌داده و برای ردیابی ذخایر جدید سودمند باشد.

روش مطالعه

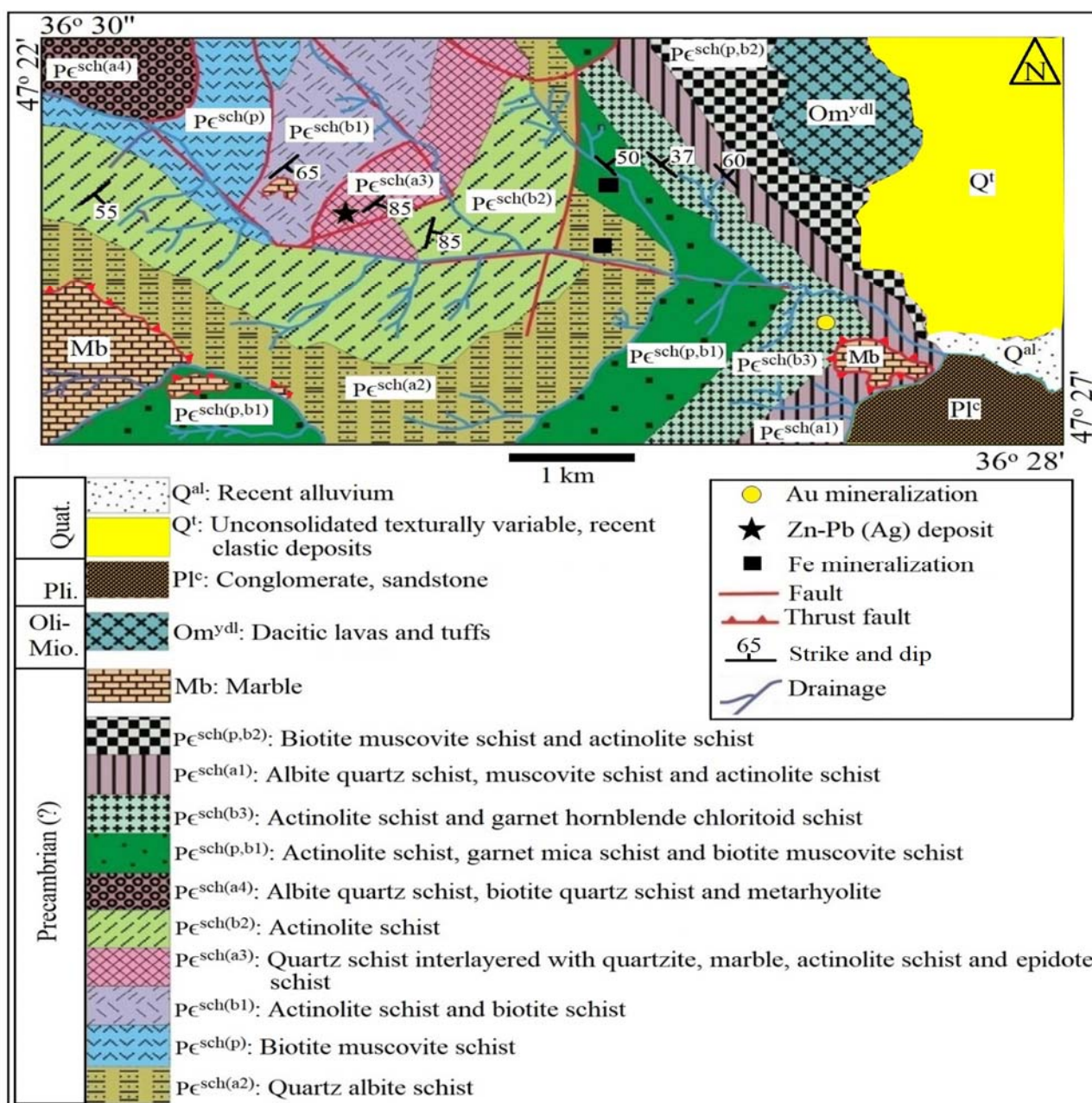
این پژوهش شامل دو بخش بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی است. بررسی‌های صحرایی شامل شناسایی واحدهای سنگی و رخنمون‌های کانی‌سازی بوده که در این راستا تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ و برداشت بیش از ۶۰ نمونه سنگی انجام شده است. از این بین، تعداد ۱۲ مقطع نازک و ۴۴ مقطع نازک-صیقلی برای بررسی‌های سنگ‌شناسی، کانه‌نگاری و ساخت و بافت، تهیه و مورد مطالعه قرار گرفت. سپس به‌منظور بررسی‌های زمین‌شیمیایی و اندازه‌گیری عناصر کمیاب و نادر خاکی، تعداد ۱۰ نمونه از واحدهای میزبان و افق کانه‌دار به روش ICP-MS در آزمایشگاه شرکت زرآزما (تهران) تجزیه شد. برای این منظور، ابتدا نمونه‌ها توسط خردکننده فولادی تا اندازه حدود ۴ میلی‌متر خردایش شده و سپس توسط آسیاب تنگستن کاربید به مدت ۲ دقیقه تا اندازه حدود ۷۴ میکرون پودر شدند. سپس، میزان ۲۰ گرم از پودر نمونه‌ها برای تعیین میزان عناصر کمیاب و نادر خاکی به آزمایشگاه ارسال و تجزیه شد. برای تعیین میزان عناصر نادر خاکی، حدود ۰/۲ گرم از هر نمونه در لیتیم متابرآت (LiBO_2) / تترابرآت ($\text{B}_4\text{Li}_2\text{O}_7$) ذوب و سپس در اسید نیتریک ۵ درصد حل شد. حد پایین دقت اندازه‌گیری برای عناصر مختلف در جدول ۱ آمده است.

(1999) و در ۱۷ کیلومتری جنوب و جنوب‌باختر کانسار روی-سرب انگوران واقع شده و بخشی از ناحیه فلزایی تکاب-تخت-سلیمان-انگوران (Daliran et al., 2002; Daliran, 2008) است. از دیدگاه معدنی، این ناحیه یکی از مناطق مهم فلزایی در ایران محسوب می‌شود که علاوه بر کانسار انگوران (Gilg et al., 2006; Boni et al., 2007; Daliran et al., 2013) میزبان بسیاری از کانه‌زایی‌های طلا-آرسنیک-آنتیموان، سرب و روی، مس، آهن و منگنز است. از دیگر کانسارها و رخدادهای معدنی مهم موجود در پهنه تکاب-تخت‌سلیمان-انگوران می‌توان به کانسار طلا-آرسنیک زرشوران (Mehrabi et al., 1999; Asadi et al., 2000)، طلا-آنتیموان آغ‌دره (Daliran, 2008)، طلای توزلار (Heidari et al., 2015)، طلای حلب (Nafisi et al., 2019; Nafisi, 2018)، سرب-روی آی‌قلعه‌سی (Mohammadi Niaei et al., 2015)، علم‌کندی (Qazvinizadeh, 2005) و قوزلو (Daliran, 2008)، طلا-آرسنیک عربشاه (Heidari et al., 2017; Najafzadeh et al., 2017)، سرب-روی-طلای آریاچای (Talebi et al., 2017)، مس-طلای آغاتاق (Rahmati et al., 2017)، سرب-روی $\pm$ طلای چیچکلو (Daliran, 2008) و کانی‌سازی‌های متعدد آهن مانند میانج (Pourmohamad et al., 2019)، گورگور (Mohammadi et al., 2014)، حلب ۱ و ۲ (Tofighi et al., 2016; Feridooni et al., 2016; Tofighi et al., 2019)، علم‌کندی (Nouri et al., 2017) و کورکورا (Maanijou and Naderi et al., 2014)، کانه‌زایی منگنز حلب (Salemi, 2014)، کبالت (بایچه‌باغ) (Lotfi and Karimi, 2020) و کانسار مس (کبالت) (بایچه‌باغ) (Lotfi and Karimi, 2020) اشاره کرد. در سال‌های اخیر بسیاری از این کانسارها و رخدادهای معدنی مورد بررسی قرار گرفته و اطلاعات ارزشمندی در رابطه با زمین‌شناسی و کانی‌سازی آنها موجود است. با این وجود، پژوهش علمی دقیقی بر روی کانسار روی-سرب (نقره) حلب انجام نشده است. بررسی‌های قبلی انجام‌شده در منطقه حلب شامل تهیه نقشه‌های

زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی کانسار حلب

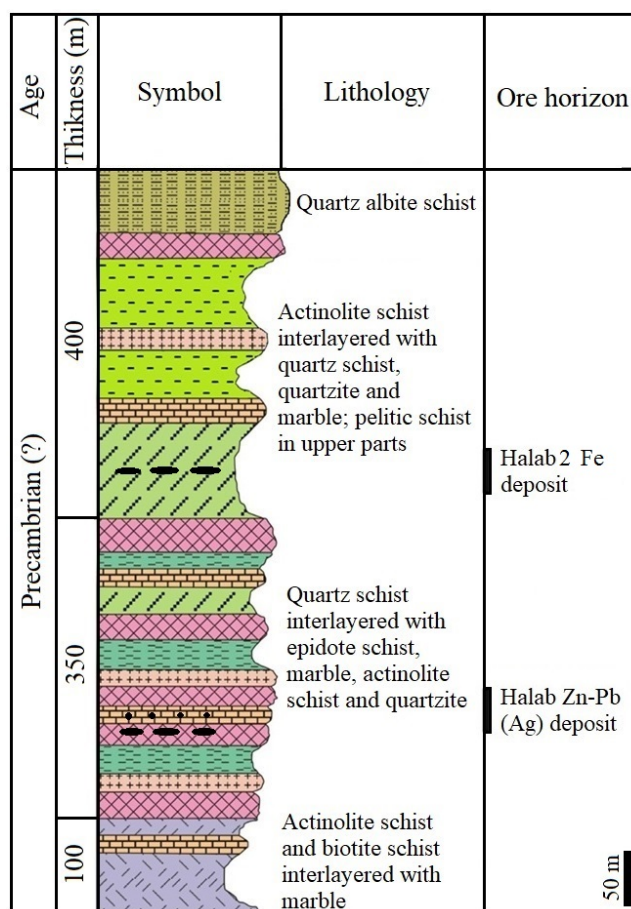
در تقسیم‌بندی پهنه‌های زمین‌ساختی-رسوبی ایران (Stöcklin, 1968)، کانسار حلب در بخش شمالی پهنه سنندج-سیرجان واقع شده و بخشی از ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی تکاب (Fonoudi and Hariri, 1999) است. بر اساس بررسی‌های صحرایی انجام‌شده در قالب تهیه نقشه زمین‌شناسی مقیاس

۱:۲۰۰۰۰ منطقه حلب (شکل ۱) و با توجه به ستون سنگ‌شناسی تهیه‌شده از این منطقه (شکل ۲)، واحدهای سنگی منطقه حلب شامل ردیفی از شیست‌های پلیتی، مافیک و فلسیک همراه با میان‌لایه‌هایی از مرمر و کوارتزیت به سن پرکامبرین (معادل سازند کهر) هستند که در حد رخساره شیست سبز تا آمفیولیت دگرگون شده‌اند (Fonoudi and Hariri, 1999).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه حلب

Fig. 1. Geologic map of the Halab area



شکل ۲. ستون سنگ‌نگاری عمومی کانسار روی-سرب (نقره) حلب بر اساس پیمایش‌های صحرایی انجام‌شده

Fig. 2. General lithological column of the Halab Zn-Pb (Ag) deposit based on field works

متاریولیت، مرمر و کوارتزیت، تناوب آلپیت کوارتز شیست، بیوتیت شیست و آمفیبول بیوتیت شیست با میان‌لایه‌های متاریولیت و در نهایت تناوب اکتینولیت شیست، هورنبلند شیست، مسکویت بیوتیت شیست و گارنت میکاشیست با میان‌لایه‌های متاریولیت، مرمر و کوارتزیت است. دولومیت‌های مرمری‌شده موسوم به مرمرهای جان‌گوتاران به‌صورت رانده بر روی توالی واحدهای دگرگونه قبلی قرار گرفته‌اند (شکل ۱). بر اساس نتایج بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی، سنگ‌های دگرگونی موجود در محدوده کانسار حلب را می‌توان در دو گروه کلی سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی تقسیم‌بندی کرد. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل شیست‌های پلیتی، شیست‌های مافیک، شیست‌های

این مجموعه دگرگونی توسط گسل‌های تراستی بر روی توالی آتشفشانی-رسوبی الیگومیوسن رانده‌شده است (Fonoudi and Hariri, 1999). روندهای عمومی لایه‌بندی و برگ‌وارگی واحدهای سنگی منطقه اغلب شمال‌باختر-جنوب‌خاور با شیب به سمت شمال‌خاور و شمال‌خاور-جنوب‌باختر با شیب به سمت جنوب‌خاور هستند. سن مجموعه سنگی منطقه از باختر به سمت خاور جوان‌تر می‌شود. بر اساس ستون سنگ‌شناسی منطقه (شکل ۲)، واحدهای سنگی موجود از قدیم به جدید شامل تناوب اکتینولیت شیست و بیوتیت شیست با میان‌لایه مرمر، تناوب کوارتز شیست، اپیدوت شیست و کوارتزیت با میان‌لایه‌های اکتینولیت شیست و مرمر، تناوب اکتینولیت شیست و مسکویت بیوتیت شیست با میان‌لایه‌های

فلسیک و مرمر هستند. سنگ‌های دگرگونی مجاورتی شامل هاله‌های هورنفلسی (گارنت اپیدوت هورنفلس، گارنت پیروکسن هورنفلس، گارنت هورنفلس و گارنت اپیدوت پیروکسن هورنفلس) دربرگیرنده کانه‌زایی اسکارن آهن هستند که به صورت رونقش کننده، بخش‌های زیرین و مرکزی کانه‌زایی روی-سرب (نقره) را پوشانده‌اند. از آنجایی که این واحدهای سنگی ارتباطی به کانه‌زایی روی-سرب (نقره) ندارند؛ لذا در این پژوهش فقط ویژگی‌های سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای توضیح داده می‌شود.

شیست‌های پلیتی: بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، شیست‌های پلیتی شامل انواع گارنت میکاشیست، بیوتیت مسکویت شیست و کلسیت بیوتیت شیست هستند. گارنت-میکاشیست‌ها در نمونه دستی به رنگ‌های خاکستری روشن تا خاکستری تیره دیده شده و به دلیل داشتن کانی‌های میکابی، جلای براق دارند. این سنگ‌ها از کوارتز، فلدسپات، مسکویت، بیوتیت و گارنت تشکیل شده و فابریک غالب در آنها، گرانوبلاستیک، لپیدوبلاستیک، پورفیروبلاستیک و پوئی کیلوبلاستیک است (شکل ۳-A و B). تحت تأثیر تنش و فشارهای دینامیکی، مرز دانه‌های کوارتز اغلب دنداندار شده و خاموشی موجی نشان می‌دهند. بیوتیت‌ها و مسکویت‌ها اغلب ساختار میکاماهی نشان می‌دهند. گارنت‌ها بیشتر به صورت پورفیروبلاست دیده شده و اغلب دارای ادخال‌های فراوان کوارتز هستند. گارنت‌ها در نور طبیعی اغلب به رنگ سبز کم‌رنگ و گاهی قهوه‌ای کم‌رنگ با برجستگی بالا دیده شده و دارای ساختار سایه فشاری نامتقارن با دنباله‌هایی از جنس کوارتز و فلدسپات هستند. در برخی از نمونه‌ها، شکستگی‌هایی در جهت عمود بر روند برگ‌وارگی در گارنت‌ها ایجاد شده که توسط کانی‌های بیوتیت و کوارتز پر شده است که این امر می‌تواند نشان‌دهنده دگرگونی در حالت پس‌رونده باشد (Barker, 1991). کلریت و کانی‌های کدر (اغلب مگنتیت)، کانی‌های فرعی موجود در گارنت میکاشیست‌ها را تشکیل می‌دهند. تأثیر و عملکرد پهنه‌های برشی و دگرشکلی سبب

توسعه برگ‌وارگی فاصله‌دار یا زمین‌ساخت در گارنت میکاشیست‌ها شده است. بیوتیت مسکویت شیست‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن تا تیره دیده می‌شوند. از نظر کانی‌شناسی، مسکویت، بیوتیت، کوارتز و فلدسپات، کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها بوده و فابریک غالب آنها لپیدوبلاستیک، گرانوبلاستیک و تا حدودی پورفیروبلاستیک است (شکل ۳-C). مسکویت‌ها معمولاً بی‌شکل هستند؛ اما بیوتیت‌ها دو ساختار سایه فشاری که عمود بر روند برگ‌وارگی و ساختار میکاماهی که هم‌روند با برگ‌وارگی است را نشان می‌دهند. تشکیل عدسی‌های چندبلوری با حاشیه‌های بلوری نامنظم ناشی از تبلور مجدد دینامیکی و خاموشی موجی از ویژگی‌های بلورهای کوارتز در بیوتیت مسکویت شیست‌ها است. فلدسپات‌ها اغلب از نوع آلپیت بوده و به صورت بی‌شکل و گاه شکل‌دار در اندازه‌های مختلف دیده می‌شوند. این کانی‌ها در مواردی سریشیتی شده‌اند. کلریت، زیرکن و کانی‌های کدر، کانی‌های فرعی را در این سنگ‌ها تشکیل می‌دهند.

کلسیت بیوتیت شیست‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره بوده و فابریک غالب آنها لپیدوبلاستیک و گرانوبلاستیک است (شکل ۳-D). این سنگ‌ها دارای بیوتیت‌های فراوان و مقادیر ناچیزی مسکویت هستند که در راستای برگ‌وارگی سنگ قرار گرفته‌اند. بیوتیت، کلسیت، مسکویت، کوارتز و پلاژیوکلاز از کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند. بیوتیت‌ها معمولاً شکل میکاماهی و گاه شکل‌دار بوده و بیش از ۳۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. کلسیت‌ها به صورت بلورهای بی‌شکل و ریزدانه در بین بلورهای بیوتیت و کوارتز پراکنده هستند. وجود پلاژیوکلازها در این سنگ‌ها نشان می‌دهد که سنگ اولیه آنها احتمالاً ماسه‌سنگ توفی کربناته بوده است.

شیست‌های مافیک: بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، این شیست‌ها شامل بیوتیت آمفیبول شیست و اکتینولیت شیست هستند. پژوهش‌های انجام شده (Karami, 2018; Nafisi et al., 2019) نشان می‌دهد سنگ مادر شیست‌های مافیک از نوع

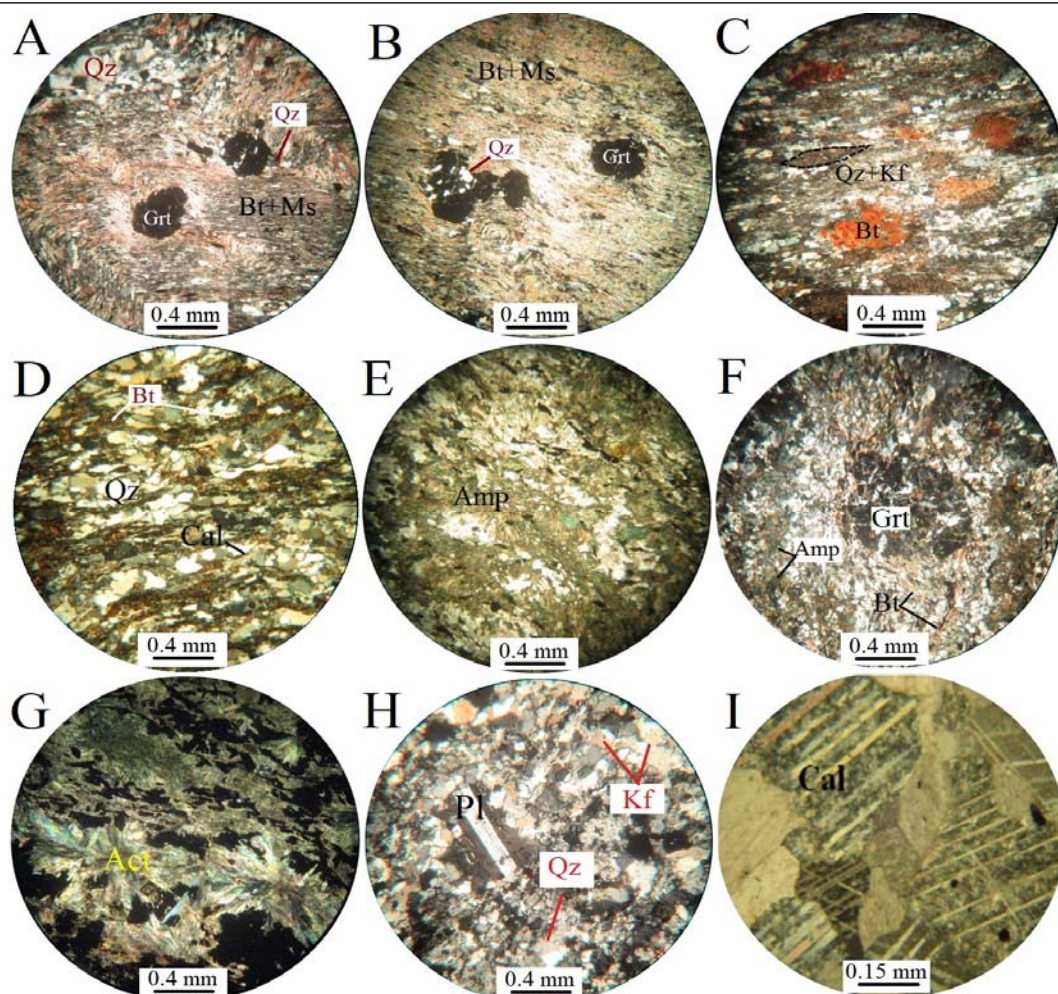
آندزیت، آندزی‌بازالت و بازالت بوده است. بیوتیت آمفیبول شایسته‌ها در نمونه‌دستی به رنگ سبز تا خاکستری بوده و انواع فابریک‌های نماتوبلاستیک، لپیدوبلاستیک، پورفیروبلاستیک و پوئی کیلوبلاستیک در آنها نمایان است (شکل ۳-E و F). بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، کانی‌های آمفیبول، بیوتیت، اپیدوت، گارنت، کوارتز و فلدسپات، کانی‌های اصلی و کلریت، کلسیت، اسفن و کانی‌های کدر، کانی‌های فرعی موجود در بیوتیت آمفیبول شایسته‌ها هستند. بلورهای آمفیبول در نور طبیعی به رنگ قهوه‌ای تیره بوده و اغلب چندرنگی شدید دارند. این کانی‌ها به صورت بلورهای رشته‌ای و کشیده، هم‌روند با برگ‌وارگی مشاهده می‌شوند. کانی‌های بیوتیت در بین آمفیبول‌ها و لامینه‌های کوارتز-فلدسپاتی قرار دارند و گاهی تا حدود ۲۰ درصد حجم سنگ را شامل می‌شوند. بعضی بیوتیت‌ها کلریتی شده‌اند. گارنت‌ها معمولاً به صورت پورفیروبلاست در سنگ حضور داشته و دارای ویژگی‌های مشابه با گارنت‌های موجود در گارنت میکا شایسته‌ها هستند. در بعضی از بلورهای گارنت، اذخال‌های کوچکی از بلورهای کلریت، بیوتیت، کوارتز، آلیت و گاهی کانی‌های کدر قابل مشاهده هستند که موجب ایجاد بافت پوئی کیلوبلاستیک در گارنت‌ها شده‌اند.

اکتینولیت شایسته‌ها در نمونه دستی به رنگ سبز خاکستری دیده می‌شوند. فابریک غالب آنها نماتوبلاستیک، گرانوبلاستیک و لپیدوبلاستیک است (شکل ۳-G). اکتینولیت، بیوتیت، مسکویت، پیروکسن، کوارتز و فلدسپات، کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده در اکتینولیت شایسته‌ها هستند. اکتینولیت معمولاً به صورت بلورهای سوزنی‌شکل دیده شده و به دو نسل قابل تفکیک هستند. اکتینولیت‌های نسل اول طی دگرگونی ناحیه‌ای متبلور شده و هم‌روند با برگ‌وارگی سنگ می‌باشند؛ در حالی که اکتینولیت‌های نسل دوم بلورهای شکل‌داری هستند که محصول دگرگونی حرارتی بوده و از دگرسانی پیروکسن‌ها به وجود آمده‌اند. بیوتیت‌ها نیز به دو نسل قابل تفکیک هستند. بیوتیت‌های نسل اول هم‌روند با برگ‌وارگی بوده و هم‌زمان با

دگرگونی ناحیه‌ای متبلور شده‌اند. این نسل از بیوتیت‌ها اغلب به شکل بلورهای ریز و کشیده دیده شده و معمولاً کلریتی شده‌اند. بیوتیت‌های نسل دوم نسبت به نسل اول درشت‌تر و شکل‌دارتر بوده و برگ‌وارگی سنگ را قطع می‌کنند. این نسل از بیوتیت‌ها محصول دگرگونی حرارتی هستند. کلریت، کلسیت، اپیدوت، اسفن و کانی‌های کدر به عنوان کانی‌های فرعی حضور دارند. تعدادی از این کانی‌ها، هم‌روند با برگ‌وارگی سنگ هستند. کانی‌های کدر (اغلب پیریت‌های اکسیدشده) در برخی نمونه‌ها کاملاً شکل‌دار هستند، بنابراین بعد از مرحله دگرشکلی (میلونیتی‌شدن) و طی دگرگونی حرارتی همراه با اکتینولیت‌های نسل دوم تشکیل شده‌اند.

شیسته‌های فلسیک: بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، این شیسته‌ها شامل کوارتز شیسته‌ها هستند که میزبان اصلی کانه‌زایی روی-سرب (نقره) در منطقه حلب هستند (شکل ۱). کوارتز شیسته‌ها در نمونه دستی به رنگ سفید تا کرم دیده می‌شوند. فابریک غالب در این سنگ‌ها، گرانوبلاستیک است (شکل ۳-H). کوارتز، فلدسپات آلکالن و پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده کوارتز شیسته‌ها هستند. کوارتز و فلدسپات آلکالن اغلب به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار حضور دارند. پلاژیوکلازها معمولاً درشت‌بلور بوده و دارای ماکل نواری هستند. اندازه بلورهای پلاژیوکلاز به ندرت تا ۲ میلی‌متر می‌رسد. پژوهش کرمی (Karami, 2018) نشان می‌دهد سنگ مادر کوارتز شیسته‌ها، توف‌های ریولیتی بوده است.

مرمرها: این سنگ‌ها در نمونه دستی اغلب به رنگ سفید تا خاکستری روشن دیده می‌شوند. فابریک غالب در مرمرها، گرانوبلاستیک، پورفیروبلاستیک، کاتاکلاستیک و لپیدوبلاستیک است (شکل ۳-I). کانی اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها کلسیت است که گاهی بیش از ۹۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. بلورهای کلسیت به شکل‌های شکل‌دار، نیمه-شکل‌دار و بی‌شکل حضور دارند و اندازه آنها از کمتر از ۱ میلی‌متر تا ۳ میلی‌متر تغییر می‌کند. در برخی از نمونه‌ها، کوارتز و فلدسپات به صورت ریزبلور در بین کلسیت‌ها حضور دارند.



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی پلاریزه (با نور عبوری متقاطع، XPL) از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه حلب. A و B: فابریک‌های گرانوبلاستیک، لپیدوبلاستیک، پورفیروبلاستیک و پوکیلوبلاستیک در گارنت میکاشیست‌ها. ساختارهای سایه فشاری گارنت‌ها با دنباله‌هایی از جنس کوارتز و اداخل‌های کوارتز در کانی گارنت نیز در تصاویر قابل مشاهده است، C: فابریک‌های پورفیروبلاستیک، گرانوبلاستیک و لپیدوبلاستیک در بیوتیت مسکویت شیست‌ها. ساختار میکاماهی در بیوتیت در تصویر قابل مشاهده است، D: فابریک لپیدوبلاستیک و گرانوبلاستیک در کلسیت بیوتیت شیست‌ها، E: فابریک نماتوبلاستیک در بیوتیت آمفیبول شیست‌ها، F: بلور گارنت با فابریک پوکیلوبلاستیک در بیوتیت آمفیبول شیست‌ها، G: بلورهای اکتینولیت با فابریک نماتوبلاستیک در اکتینولیت شیست‌ها، H: فابریک گرانوبلاستیک و درشت‌بلور پلاژیوکلاز در زمینه کوارتز-فلدسپاتی در کوارتز شیست‌ها و I: فابریک گرانوبلاستیک متشکل از بلورهای کلسیت در مرمرها. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Act: اکتینولیت، Amp: آمفیبول، Bt: بیوتیت، Cal: کلسیت، Grt: گارنت، Kf: آلکالی فلدسپار، Ms: مسکویت، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز).

Fig. 3. Photomicrographs (transmitted light, XPL) of regional metamorphic rocks from the Halab area. A and B: Granoblastic, lepidoblastic, porphyroblastic and poikiloblastic fabrics in garnet mica schist. Garnet porphyroblast with quartz pressure shadow structures and quartz inclusions are also observed, C: Porphyroblastic, granoblastic, and lepidoblastic fabrics in biotite muscovite schist. Mica fish structure is also observed in biotite, D: Lepidoblastic and granoblastic fabrics in calcite biotite schist, E: Nematoblastic fabric in biotite amphibole schist, F: Garnet crystal with poikiloblastic fabric in biotite amphibole schist, G: Actinolite crystals with nematoblastic fabric in actinolite schist, H: Granoblastic fabric along with plagioclase phenocryst set in quartz-feldspar matrix in quartz schist, and I: granoblastic fabric composed of calcite crystals in marble. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Act: actinolite, Amp: amphibole, Bt: biotite, Cal: calcite, Grt: garnet, Kf: alkali feldspar, Ms: muscovite, Pl: plagioclase, Qz: quartz).

دگرشکلی

بر اساس بررسی‌های ساختاری انجام‌شده، دو نوع دگرشکلی شکل‌پذیر و شکنا در منطقه حلب قابل تفکیک است که در این بین، دگرشکلی شکل‌پذیر، مهم‌ترین دگرشکلی بوده و طی آن تغییرات ساختاری شدیدی در سنگ‌های منطقه ایجاد شده است. بر اساس این بررسی‌ها، دگرشکلی شکل‌پذیر شامل سه مرحله D_1 تا D_3 است. دگرشکلی مرحله اول (D_1) باعث گسترش برگ‌وارگی نسل اول (S_1) به صورت ساختارهای نواری و لایه‌بندی ترکیبی (Davis and Reynolds, 1996) در سنگ‌های منطقه شده است. با توجه به دگرشکلی‌های شدید حاکم بر منطقه، تشخیص لایه‌بندی چینه‌شناسی اولیه (S_0) در واحدهایی که بیشتر تحت تأثیر دگرریختی بوده‌اند، به سختی امکان‌پذیر است. دگرشکلی، لایه‌بندی اولیه (S_0) را تغییر داده و یک لایه‌بندی ترکیبی (S_1) به وجود آورده است (Platt, 1984; Mohajjel, 1997; Karami et al., 2016). عوامل ساختاری که نشان از تشکیل و گسترش این نوع دگرشکلی در منطقه دارند، تحت تأثیر دگرشکلی‌های بعدی دچار تغییراتی شده و به سختی قابل تشخیص هستند. با این وجود، اثر آنها به صورت باندهای تفریقی، تبلور دوباره درشت‌بلورهای کوارتز و فلدسپات و برگ‌وارگی اذخال‌های کوارتز درون پورفیروبلات‌های گارنت در سنگ‌های منطقه قابل مشاهده‌اند (شکل ۴- A و B).

دگرشکلی مرحله دوم (D_2) اصلی‌ترین فاز دگرشکلی در منطقه حلب بوده و طی آن برگ‌وارگی نسل دوم (S_2) در سنگ‌ها تشکیل شده است (شکل ۴- A و B). دیگر تغییرات ساختاری ایجادشده در سنگ‌ها طی این مرحله از دگرشکلی شامل ریزساختارهای میکاماهی، پدیده رشد در سایه فشار و یا سایه واتنشی، پورفیروکلاست‌های پوششی نوع سیگما، خاموشی موجی، تبلور دوباره دینامیکی، دور زدن بلورهای میکا در حاشیه پورفیروکلاست‌ها و ریزدانه‌شدگی هستند. ساختار میکاماهی، در واقع بلورهای منفرد میکائی لوزی‌شکل و یا تجمعی از بلورهای میکائی است که به شکل ماهی دیده شده و نماینده پهنه بُرشی و

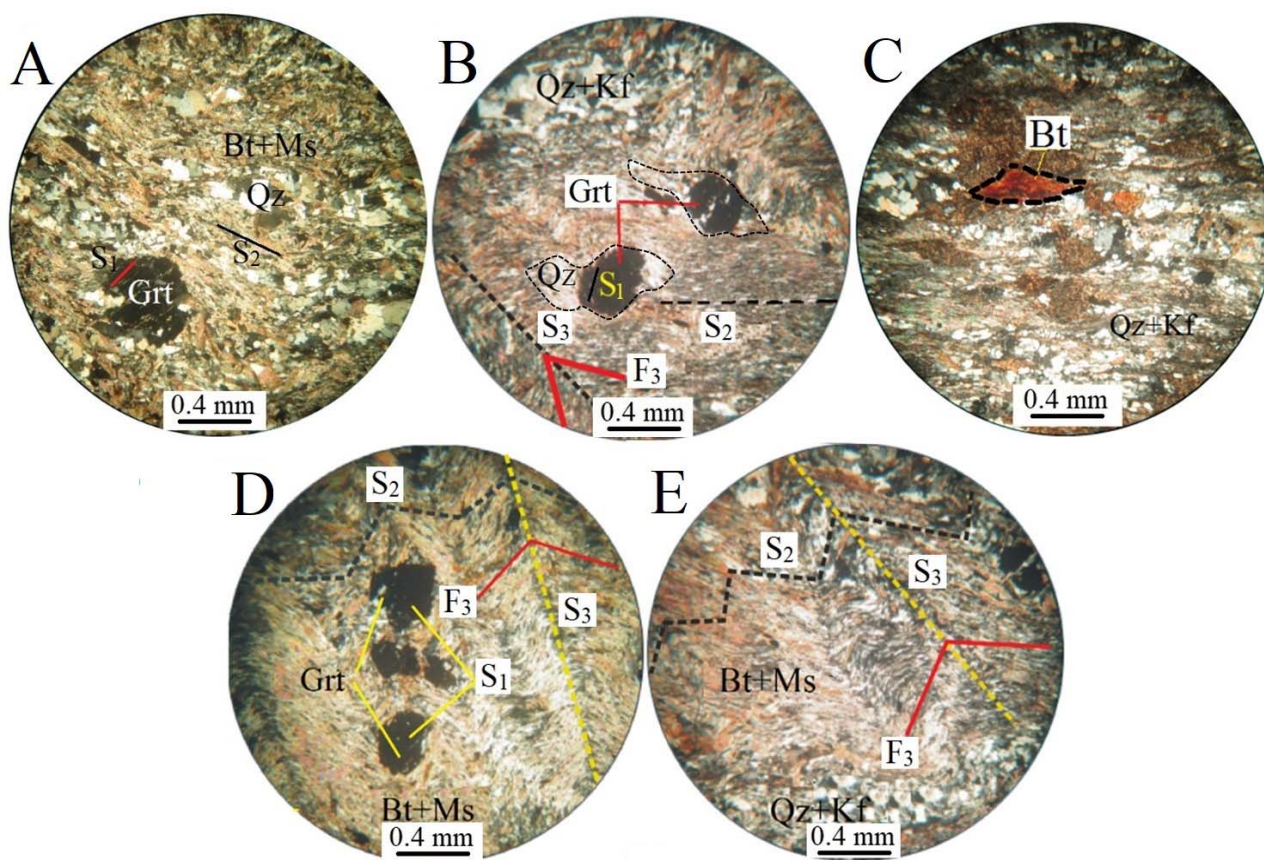
جهت حرکت آن است. فرایندهایی چون لغزش، چرخش، بودیناژ و تبلور دوباره در شکل‌گیری این ساختار نقش دارند (Passchier and Trouw, 1997). این ساختار در میکاشیست‌های منطقه حلب به صورت بلورهای بیوتیت منفرد لوزی‌شکل قابل تشخیص است (شکل ۴- C).

پدیده رشد در سایه واتنشی در سنگ‌های منطقه حلب از رشد بلورهای کوارتز در اطراف پورفیروبلات‌های گارنت در راستای عمود بر جهت بیشترین میزان فشار تشکیل شده و هم‌روند با برگ‌وارگی غالب سنگ (S_2) هستند (شکل ۴- B و D). پورفیروبلات‌های پوششی نوع سیگما (Barker, 1991) ناشی از تغییر شکل پورفیروبلات‌های فلدسپات و یا کوارتز در زمینه‌ای از جنس کوارتز، فلدسپات و میکا هستند که در اثر برش ایجاد می‌شوند (Passchier and Simpson, 1986). این پورفیروبلات‌ها، دنباله‌هایی از جنس خود پورفیروبلات دارند که برای تعیین جهت سوی برش استفاده می‌شود. در واحدهای سنگی منطقه حلب این نوع پورفیروبلات‌ها به خوبی شکل گرفته و دارای هسته‌ای از جنس گارنت و کوارتز با دنباله‌هایی از جنس کوارتز بوده و نشان‌دهنده حرکت برشی راست‌بر هستند (شکل ۴- B).

خاموشی موجی در اثر به هم ریختگی و تغییر شکل شبکه بلورین کانی‌ها، ایجاد و اغلب در کوارتزها قابل مشاهده است (Middlemost, 1987). این پدیده در سنگ‌های منطقه حلب که اغلب حاوی کوارتز هستند، در اثر اعمال نیروهای زمین‌ساختی ایجاد شده است. ریزدانه‌شدن دانه‌ها نشان‌دهنده کاهش شدید در اندازه دانه‌بلور-پلاستیک، هم‌زمان با زمین‌ساخت بوده و معمولاً با اندکی تبلور دوباره و بازیافت بلوری همراهی می‌شود (Worku, 1996). این پدیده به طور معمول با خاموشی موجی همراه است که این حالت نشان‌دهنده تکرار دگرشکلی است. دور زدن بلورهای میکایی اطراف پورفیروبلات‌های گارنت که نشان‌دهنده حضور گارنت قبل از دگرشکلی مرحله دوم است، از دیگر ساختارهای دگرشکلی موجود در واحدهای سنگی منطقه حلب است (شکل ۴- A و

منطقه حلب است که ساختارهای حاصل از آن بیشتر در مقیاس رخنمون دیده می‌شوند. عملکرد این دگرشکلی بیشتر به صورت درزه‌ها و شکستگی‌هاست که باعث تشکیل ریزشکستگی‌های متعددی در سنگ‌های منطقه شده است.

(B). وجود ادخال‌های کوارتز با آثار برگ‌وارگی نسل اول در این پورفایروبلاست‌ها تأیید کننده این نظریه است. دگرشکلی مرحله سوم (D_3) از چین خوردن برگ‌وارگی نسل دوم و ایجاد چین خوردگی‌های نسل سوم (F_3) مشخص می‌شود (شکل ۴- B، D و E). دگرشکلی شکنا، جوان‌ترین دگرریختی موجود در



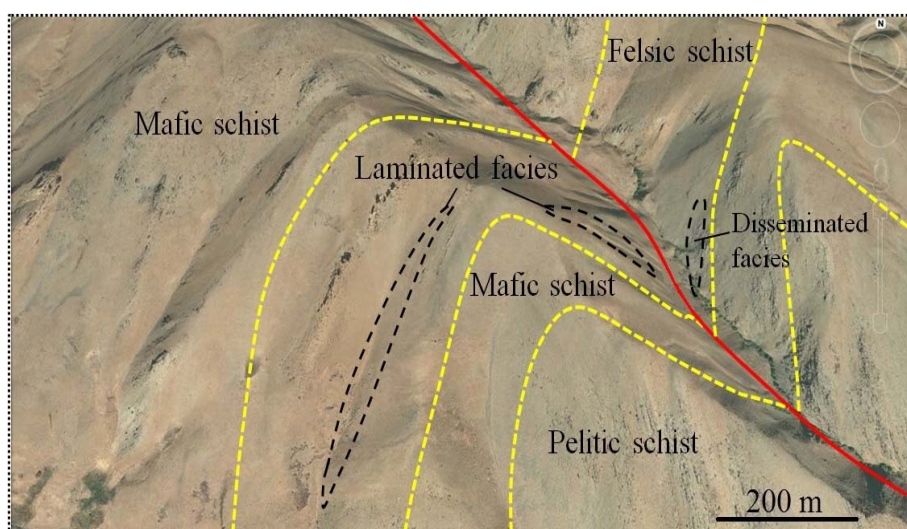
شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی پلاریزه (با نور متقاطع، XPL) از ریزساختارهای مرتبط با دگرشکلی شکل‌پذیر در منطقه حلب. A و B: گسترش برگ‌وارگی نسل دوم (S_2) در واحدهای میکاشیستی منطقه. برگ‌وارگی نسل اول (S_1) در پورفایروبلاست‌های گارنت نیز در تصویر قابل مشاهده است، C: ساختار میکاماهی در بیوتیت مسکویت شیست‌ها، D و E: چین خوردن برگ‌وارگی نسل دوم (S_2) در اثر چین‌های نسل سوم (F_3) و گسترش برگ‌وارگی نسل سوم (S_3) در واحدهای میکاشیستی منطقه. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Bt: بیوتیت، Grt: گارنت، Kf: فلدسپات آلکالین، Ms: مسکویت، Qtz: کوارتز).

Fig. 4. Photomicrographs (transmitted light, XPL) of fabrics related to ductile deformation at the Halab area. A and B: Development of stage 2 (S_2) foliation in mica schist units. Stage 1 (S_1) foliation is also observed in garnet porphyroclasts, C: Mica fish structure in biotite muscovite schist, D and E: Folding of stage 2 (S_2) foliation because of stage 3 (F_3) folds that resulted in development of stage 3 (S_3) foliation in mica schist units. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Bt: biotite, Grt: garnet, Kf: alkali feldspar, Ms: muscovite, Qtz: quartz).

کانه‌زایی

کانه‌زایی در کانسار حلب به صورت افق روی-سرب (نقره) و اسکارن آهن رخ داده است که در این مقاله ویژگی‌های کانه‌زایی روی-سرب (نقره) توضیح داده خواهد شد. کانه‌زایی روی-سرب (نقره) در کانسار حلب به صورت یک افق معدنی درون توالی شیست‌های فلسیک رخ داده است (شکل‌های ۲ و ۵). این افق معدنی حدود ۳۰۰ متر درازا و بین ۳ تا ۵ متر پهنا داشته و روند عمومی آن شمال‌خاوری-جنوب‌باختری با شیب حدود ۷۰ درجه به سمت جنوب‌خاور است. کانه‌زایی در این افق معدنی به صورت چین‌ه‌سان و هم‌روند با برگ‌وارگی سنگ‌های میزبان رخ داده است. بر اساس ستون سنگ‌شناسی

تهیه شده از منطقه (شکل ۲)، سنگ میزبان این کانه‌زایی واحد کوارتز شیست و به میزان کمتر واحد مرمر است که به صورت متناوب با واحدهای اپیدوت شیست، اکتینولیت شیست و کوارتزیت قرار گرفته‌اند. شیست‌های مافیک، کمربالا و کمرپایین افق معدنی را تشکیل می‌دهند (شکل ۵). در کمرپایین، شیست‌های مافیک بیشتر از نوع اکتینولیت شیست و به میزان کمتر، بیوتیت اکتینولیت شیست هستند که دارای میان‌لایه‌های مرمر هستند (شکل ۲). پیمایش‌های عرضی عمود بر روند توالی میزبان نشان می‌دهد کانه‌زایی روی-سرب (نقره) در کانسار حلب به موقعیت‌های چین‌شناسی خاصی محدود بوده و توسط افق‌های چین‌شناسی کنترل می‌شود.

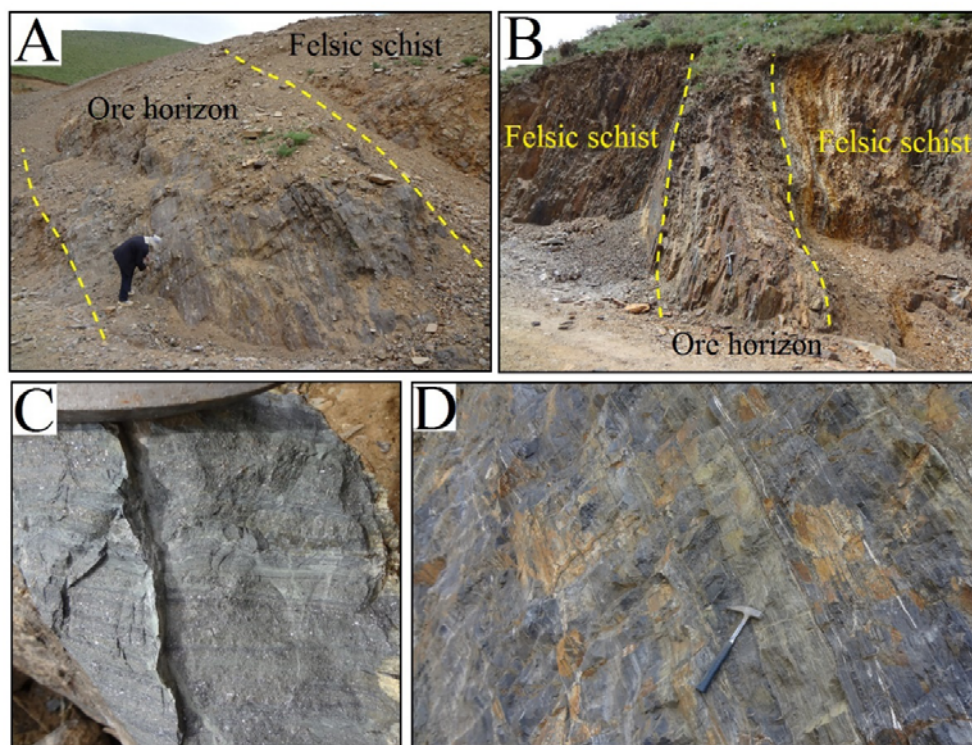


شکل ۵. موقعیت افق معدنی روی-سرب (نقره) در کانسار حلب بر روی تصویر ماهواره‌ای گوگل ارث

Fig. 5. Location of Zn-Pb (Ag) ore horizon in the Halab deposit on the Google Earth satellite image

با توجه به بررسی‌های صحرایی، کانه‌زایی روی-سرب (نقره)، کانسار حلب را می‌توان به دو رخساره لایه‌ای-لامینه‌ای و دانه‌پراکنده تفکیک کرد (شکل ۵). رخساره لایه‌ای-لامینه‌ای، رخساره اصلی کانه‌زایی روی-سرب (نقره) در کانسار حلب است (شکل‌های ۵ و ۶-A و B). کانه‌زایی روی-سرب (نقره) در این رخساره به صورت لایینه‌هایی با ضخامت ۱ تا چند میلی‌متر و گاه تا ۱ سانتی‌متر هم‌روند با برگ‌وارگی واحد

کوارتز شیستی رخ داده است (شکل ۶-C). این رخساره به صورت ناپیوسته تا ۳۰۰ متر قابل پی‌گیری است. بافت ماده معدنی در این رخساره لایینه‌ای، دانه‌پراکنده، عدسی و توده‌ای است. رخساره دانه‌پراکنده به صورت پیریت‌های دانه‌پراکنده درون واحد مرمری قابل مشاهده است. این رخساره در بخش خاوری رخساره لایه‌ای-لامینه‌ای قرار داشته و به طور جانبی به آن تبدیل می‌شود (شکل‌های ۵ و ۶-D).



شکل ۶. A و B: دو نما از رخنمون رخساره لایه‌ای-لامینه‌ای ماده معدنی در کانسار حلب (دید تصاویر به ترتیب به سمت شمال‌خاور و جنوب‌باختر است)، C: نمایی نزدیک از رخساره لایه‌ای-لامینه‌ای ماده معدنی و D: نمایی نزدیک از رخساره دانه‌پراکنده ماده معدنی درون واحدهای مرمری

Fig. 6. A and B: Two view from the banded-laminated ore facies in the Halab deposit (looking to the northeast and southwest, respectively), C: A close view of the banded-laminated ore facies, and D: A close view of the disseminated ore facies hosted by marble units

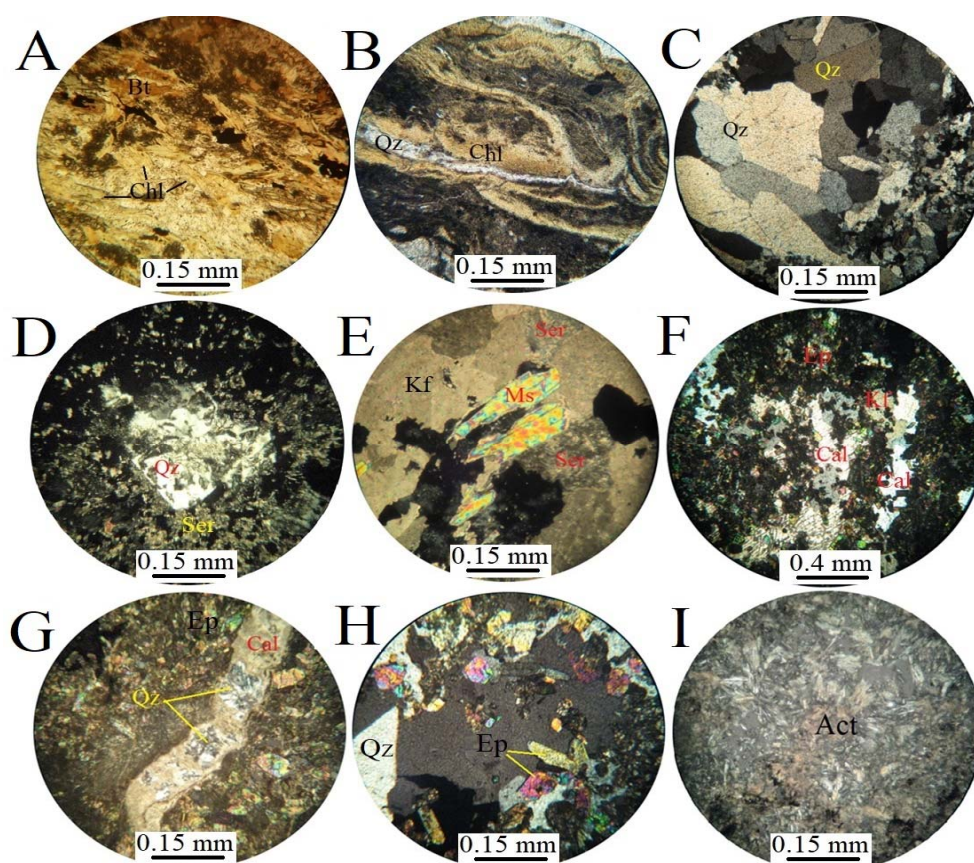
دگرسانی

بر اساس بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی، دگرسانی گرمابی در کانسار حلب شامل انواع دگرسانی‌های کلریتی، سیلیسی، سریسیتی، کربناتی، اپیدوتی و اکتینولیتی است. در این بین، دگرسانی‌های کلریتی، سیلیسی و سریسیتی همراه با افق روی-سرب (نقره) دیده می‌شوند؛ در حالی که دگرسانی‌های کربناتی، اپیدوتی و اکتینولیتی تنها در سنگ‌های مرتبط با دگرگونی مجاورتی حضور دارند. دگرسانی‌های آرژلیک و لیمونیتی در اثر فرایندهای برون‌زاد تشکیل شده‌اند. دگرسانی کلریتی مهم‌ترین دگرسانی موجود در کانسار حلب است. بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهد که کلریت در سنگ‌های کمربالا و کمربالین ماده معدنی حضور داشته و جزو

کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده سنگ‌های میزبان کلریت شیستی است. بر اساس این بررسی‌ها، دگرسانی کلریتی به صورت بلورهای حاصل از دگرسانی بیوتیت و یا رگچه‌های کلریتی هم-روند با برگ‌وارگی در سنگ میزبان حضور دارد (شکل A-۷ و B). دگرسانی سیلیسی به صورت کوارتزهای گرمابی درشت‌بلور و جانیشینی و یا رگچه‌های سیلیسی دیده می‌شود (شکل B-۷، C و D). دگرسانی سریسیتی در خارج از افق کانه‌دار به صورت سنگ‌های سریسیت شیستی توسعه یافته و دگرسانی‌های کلریتی و سیلیسی را دربر گرفته است. در این سنگ‌ها، سریسیت به صورت لکه‌های ریز و درشت دیده می‌شود (شکل E-۷). دگرسانی کربناتی به صورت رگه-رگچه‌ای و پرکننده فضاهای خالی رخ داده است (شکل F-۷ و G). دگرسانی اپیدوتی از

پیروکسن رخ داده است (شکل ۷-۱). دگرسانی‌های آرژیلیک و لیمونیتی در محدوده کانسار حلب از گسترش چندانی برخوردار نیستند. این دگرسانی‌ها محصول فرایندهای برون‌زاد بوده و بیشتر به صورت پوششی بر روی بخش‌های کانه‌دار قرار گرفته‌اند.

شدت زیادی در منطقه برخوردار بوده و تقریباً در تمامی واحدهای سنگی مرتبط با دگرگونی مجاورتی دیده می‌شود. این دگرسانی در سنگ‌های منطقه حلب به صورت اپیدوت‌های ریز تا درشت شکل‌دار دانه‌پراکنده دیده می‌شود (شکل ۷-۲). دگرسانی اکتینولیتی شامل اکتینولیت‌های حاصل از دگرسانی



شکل ۷. تصاویر میکروسکوپی پلاریزه (با نور عبوری متقاطع، XPL) از انواع دگرسانی در کانسار حلب. A و B: دگرسانی کلریتی به صورت جانشینی بیوتیت به کلریت و کلریت‌های رگچه‌ای. رگچه کوارتزی نیز در تصویر قابل مشاهده است. C: دگرسانی سیلیسی به صورت کوارتزهای گرمابی درشت‌بلور. D: جانشینی گارنت به وسیله کوارتز طی دگرسانی سیلیسی. E: دگرسانی فلدسپات آلکالن به سریسیت در دگرسانی سریسیتی. F: کلسیت با بافت پرکننده فضای خالی در دگرسانی کربناتی. G: دگرسانی کربناتی به صورت رگچه‌های کلسیتی. H: اپیدوت‌های خودشکل ثانویه در دگرسانی اپیدوتی و I: دگرسانی پیروکسن‌ها به اکتینولیت در دگرسانی اکتینولیتی. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. (Act: اکتینولیت، Bt: بیوتیت، Cal: کلسیت، Chl: کلریت، Ep: اپیدوت، Kf: فلدسپات آلکالن، Ms: مسکویت، Qz: کوارتز، Ser: سریسیت).

Fig. 7. A and B: Chlorite alteration as replacement of biotite with chlorite as well as chlorite veinlets. Quartz veinlet is also observed, C: Silica alteration as coarse-grained hydrothermal quartz, D: Replacement of garnet with quartz during silica alteration, E: Alteration of alkali feldspar with sericite at sericite alteration, F: Calcite with open space filling texture at carbonate alteration, G: Carbonate alteration as calcite veinlets, H: Secondary euhedral epidote at epidote alteration, and I: Alteration of pyroxene to actinolite during actinolite alteration. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Act: actinolite, Bt: biotite, Cal: calcite, Chl: chlorite, Ep: epidote, Kf: alkali feldspar, Ms: muscovite, Qz: quartz, Ser: sericite).

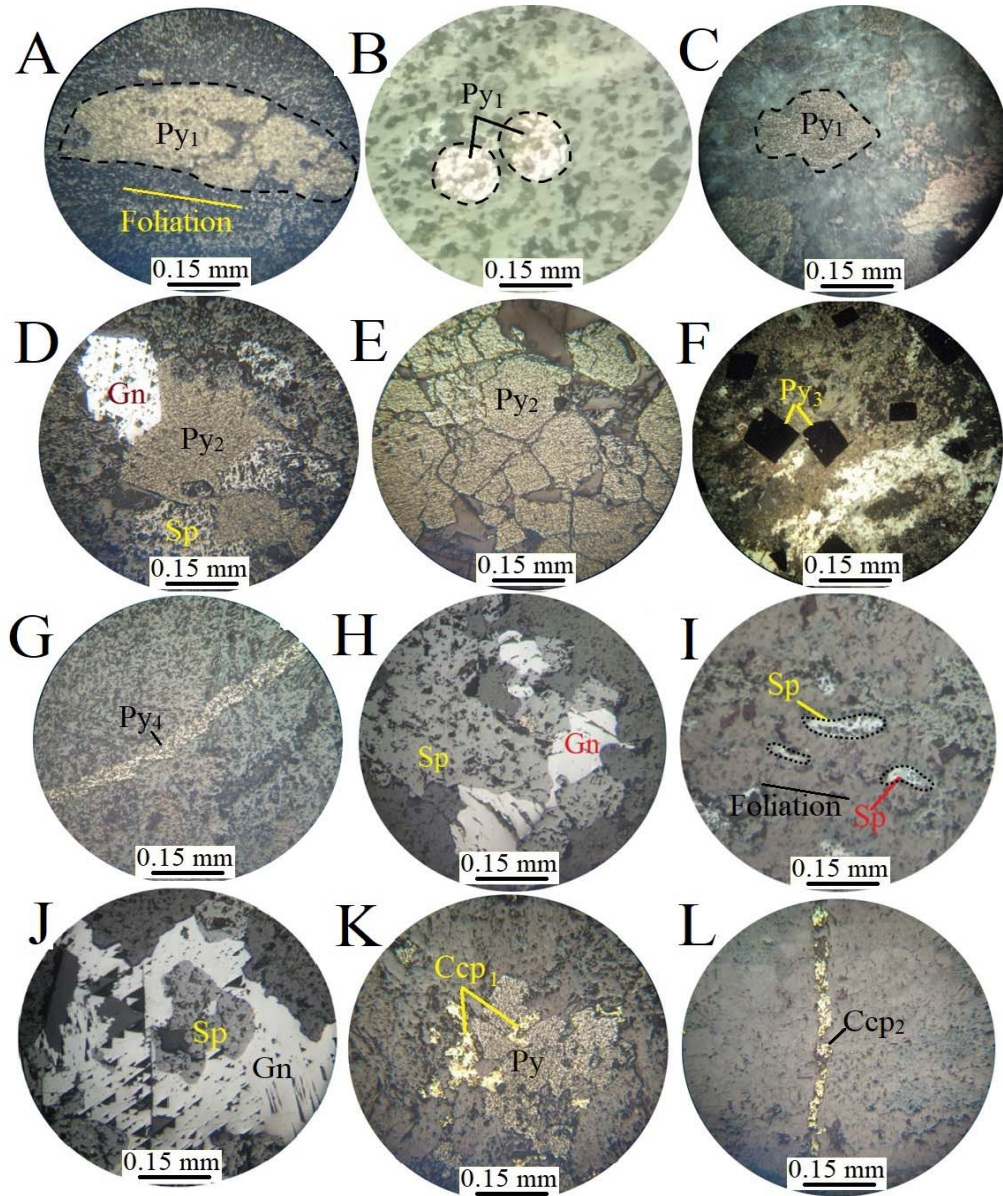
کانی‌شناسی، ساخت و بافت و توالی همیافتی

اسفالریت، گالن، پیریت و کالکوپیریت کانی‌های معدنی اصلی در افق روی-سرب (نقره) کانسار حلب هستند. مگنتیت کانی اصلی در بخش اسکارنی است. اسمیت‌زونیت، سروزیت، کالکوسیت، کوولیت و گوتیت طی فرایندهای برون‌زاد تشکیل شده‌اند. کوارتز، کلریت، اپیدوت و کلسیت، کانی‌های باطله در این کانسار محسوب می‌شوند.

پیریت معمولاً به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و در اندازه‌های مختلف (از چند میکرون تا ۲ میلی‌متر) دیده می‌شود. با توجه به روابط بافتی، پیریت‌های موجود را می‌توان به چهار نسل تفکیک کرد. پیریت‌های نسل اول به صورت پورفیرو کلاست‌های اغلب بی‌شکل با اندازه‌های ریز تا درشت هستند که در راستای برگ‌وارگی کوارتز شست‌های میزبان حضور دارند. در این نسل از پیریت معمولاً آثار دگرشکلی مانند طولیل‌شدگی، گِردشدگی و ساختار نوع سیگما قابل مشاهده است (شکل ۸-A، B و C). این امر بیانگر حضور این نسل از پیریت در سنگ میزبان قبل از فرایندهای دگرگونی و دگرشکلی است. پیریت‌های نسل دوم به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار در راستای برگ‌وارگی سنگ دیده می‌شوند. اندازه این بلورها تا ۲ میلی‌متر متغیر است. آثار خردشدگی در برخی از بلورهای پیریت این نسل دیده می‌شود. این نسل از پیریت به طور عمده در لامینه‌های سولفیدی حضور داشته و با گالن، اسفالریت و کالکوپیریت هم‌رشدی نشان می‌دهد (شکل ۸-D). از ویژگی‌های شاخص پیریت‌های نسل دوم، وجود بافت‌های پیوسته سه‌گانه است که نشان می‌دهد این نسل از پیریت در حین فرایندهای دگرگونی و دگرشکلی رشد مجدد داشته است (شکل ۸-E). پیریت نسل سوم به صورت بلورهای شکل‌دار دانه‌درشت تا اندازه ۱ سانتی‌متر قابل مشاهده است (شکل ۸-F). نسل چهارم پیریت به صورت رگچه‌ای برگ‌وارگی سنگ‌ها را قطع کرده است (شکل ۸-G). بر اساس بررسی‌های کانه‌نگاری نسل‌های سوم و چهارم پیریت طی دگرگونی مجاورتی و فرایند اسکارن‌زایی تشکیل شده‌اند. اسفالریت به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار در مقاطع

میکروسکوپی وجود داشته و معمولاً دارای اذخال‌های کالکوپیریت است. اسفالریت اغلب با گالن، کالکوپیریت و پیریت هم‌رشدی نشان‌داده و گاهی اذخال‌هایی از این کانی‌ها در داخل یکدیگر دیده می‌شود (شکل ۸-H). در برخی از نمونه‌ها، آثار کشیدگی و طولیل‌شدگی در جهت برگ‌وارگی در بلورهای اسفالریت دیده می‌شود که این امر نشان‌دهنده حضور این کانی قبل از رخداد‌های دگرگونی و دگرشکلی در منطقه است (شکل ۸-I). اسفالریت در اثر فرایندهای برون‌زاد به طور جزئی به اسمیت‌زونیت تبدیل شده است. گالن اغلب به صورت بلورهای بی‌شکل و نیمه‌شکل‌دار و به صورت هم‌رشد با اسفالریت دیده می‌شود (شکل ۸-H و J). در تعدادی از نمونه‌ها، اذخال‌هایی از پیریت و اسفالریت درون گالن دیده می‌شود و در مقابل، این کانی خود به صورت اذخال درون اسفالریت و پیریت حضور دارد. گالن اغلب دارای رخ‌های مثلثی شکل است که در برخی از نمونه‌ها در اثر فرایندهای دگرشکلی چین خورده‌اند. وجود گالن در راستای برگ‌وارگی سنگ‌ها و چین خوردگی رخ‌های آن نشان‌دهنده حضور این کانی قبل از دگرگونی و دگرشکلی در سنگ میزبان است. گالن گاهی از حاشیه‌ها توسط سروزیت جانشین شده است.

کالکوپیریت از فراوانی کمی در افق روی-سرب (نقره) کانسار حلب برخوردار است. این کانی اغلب به صورت بلورهای بی‌شکل و ریز حضور دارد. بر اساس بررسی‌های ساخت و بافتی، کالکوپیریت‌های موجود را می‌توان به دو نسل تفکیک کرد. کالکوپیریت‌های نسل اول به صورت اذخال درون پیریت، اسفالریت و گالن و یا هم‌رشد با این کانی‌ها دیده می‌شوند (شکل ۸-K)؛ درحالی‌که کالکوپیریت‌های نسل دوم به صورت رگچه‌های تأخیری قطع‌کننده برگ‌وارگی سنگ حضور دارند (شکل ۸-L). نسل دوم کالکوپیریت مربوط به مرحله دگرگونی مجاورتی و فرایند اسکارن‌زایی است. اسمیت‌زونیت، سروزیت، کوولیت، کالکوسیت و گوتیت کانی‌های برون‌زاد در کانسار حلب هستند که در بخش‌های سطحی از دگرسانی کانی‌های سولفیدی اولیه تشکیل شده‌اند.



شکل ۸. تصاویر میکروسکوپی (نور بازتابی) از انواع کانه‌ها و ساخت و بافت آنها در کانسار حلب. A، B و C: پیریت نسل اول به صورت بلورهای کشیده در راستای برگ‌وارگی (A)، گرد شده (B) و ساختار سیگما (C)، D: پیریت نسل دوم به صورت هم‌رشد با گالن و اسفالریت، E: پیریت‌های نسل دوم با بافت پیوست سه گانه، F: پیریت‌های شکل‌دار نسل سوم، G: رگچه پیریت نسل چهارم، H: اسفالریت هم‌رشد با گالن. پیریت به صورت ادخال درون اسفالریت نیز در تصویر دیده می‌شود، I: بلورهای کشیده اسفالریت در راستای برگ‌وارگی سنگ میزبان. J: گالن به صورت هم‌رشد با اسفالریت، K: کالکوپیریت نسل اول به صورت هم‌رشد با پیریت و L: رگچه کالکوپیریت نسل دوم. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ccp: کالکوپیریت، Gn: گالن، Py: پیریت، Sp: اسفالریت).

Fig. 8. Photomicrographs (reflected light) of ore minerals and their texture and structure at the Halab deposit. A, B and C: Stage 1 pyrite (Py_1) as elongated crystals parallel to foliation (A), rounded (B) and δ -type (C) crystals, D: Stage 2 pyrite (Py_2) intergrown with galena and sphalerite, E: Stage 2 pyrite with triple junction texture, F: Euhedral stage 3 pyrite (Py_3), G: Veinlet of stage 4 pyrite (Py_4), H: Sphalerite intergrown with galena. Inclusion of pyrite within sphalerite is also observed, I: Elongated crystals of sphalerite parallel to foliation of the host rock, J: Galena with inclusion of sphalerite, K: Stage 1 chalcopyrite (Ccp_1) intergrown with pyrite, and L: Veinlet of stage 2 chalcopyrite (Ccp_2). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ccp: chalcopyrite, Gn: galena, Py: pyrite, Sp: sphalerite).

این کانی‌ها بیشتر در حاشیه‌ها و در امتداد شکستگی‌های کانی‌های سولفیدی دیده می‌شوند. بر اساس بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی انجام شده، کانی‌های باطله در کانسار حلب شامل کوارتز، کلریت، اپیدوت و کلسیت هستند. کوارتز، مهم‌ترین کانی باطله در کانسار حلب است که به سه نوع قابل تفکیک است. کوارتزهای نسل اول مربوط به مراحل قبل از دگرگونی و دگرشکلی بوده و حاصل دگرسانی نیستند. این کوارتزها اغلب سازنده برگ‌وارگی سنگ میزبان کوارتز شستی هستند. کوارتزهای نوع دوم شامل کوارتزهای گرمابی درشت‌بلوری هستند که در مجموعه‌های به هم پیوسته در کنار هم مشاهده می‌شوند. کوارتزهای نوع سوم به صورت رگچه‌های سیلیسی بوده و برگ‌وارگی سنگ را قطع کرده‌اند. کوارتزهای نوع دوم و سوم طی فرایندهای گرمابی و فرایند اسکارن‌زایی تشکیل شده‌اند. کلریت از دیگر کانی‌های مهم باطله در کانسار حلب است. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، سه نسل کلریت در کانسار حلب قابل تشخیص است. کلریت نسل اول محصول فرایندهای دگرسانی مرتبط با کانه‌زایی است. کلریت نسل دوم محصول دگرسانی کانی‌های مافیک مانند آمفیبول و بیوتیت طی دگرگونی پس‌رونده است. کلریت‌های نسل سوم به صورت رگچه‌ای حضور دارند که در ارتباط با فرایندهای گرمابی و فرایند اسکارن‌زایی هستند. اپیدوت‌ها به صورت دانه‌پراکنده در متن سنگ و یا رگچه‌های متقاطع با برگ‌وارگی سنگ قابل مشاهده هستند. کلسیت به صورت پرکننده فضای خالی و یا رگچه‌های کلسیتی در بخش‌های کانه‌دار دیده می‌شود.

ساخت و بافت مواد معدنی و باطله در افق روی-سرب (نقره) کانسار حلب از نوع دانه‌پراکنده، لامینه‌ای، پرشی، توده‌ای، جانشینی و رگچه‌ای است. بافت لامینه‌ای شامل نوارهای غنی از اسفالریت، گالن و پیریت با ضخامت ۱ تا چند میلی‌متر است (شکل ۹- A، B و C) که گاه در مقیاس‌های گوناگون دچار دگرشکلی و چین‌خوردگی مشابه با چین‌خوردگی برگ‌وارگی سنگ میزبان شده‌اند. این چین‌خوردگی مشابه، نشان‌دهنده تشکیل هم‌زمان ماده معدنی و کانی‌های باطله و بیانگر تشکیل

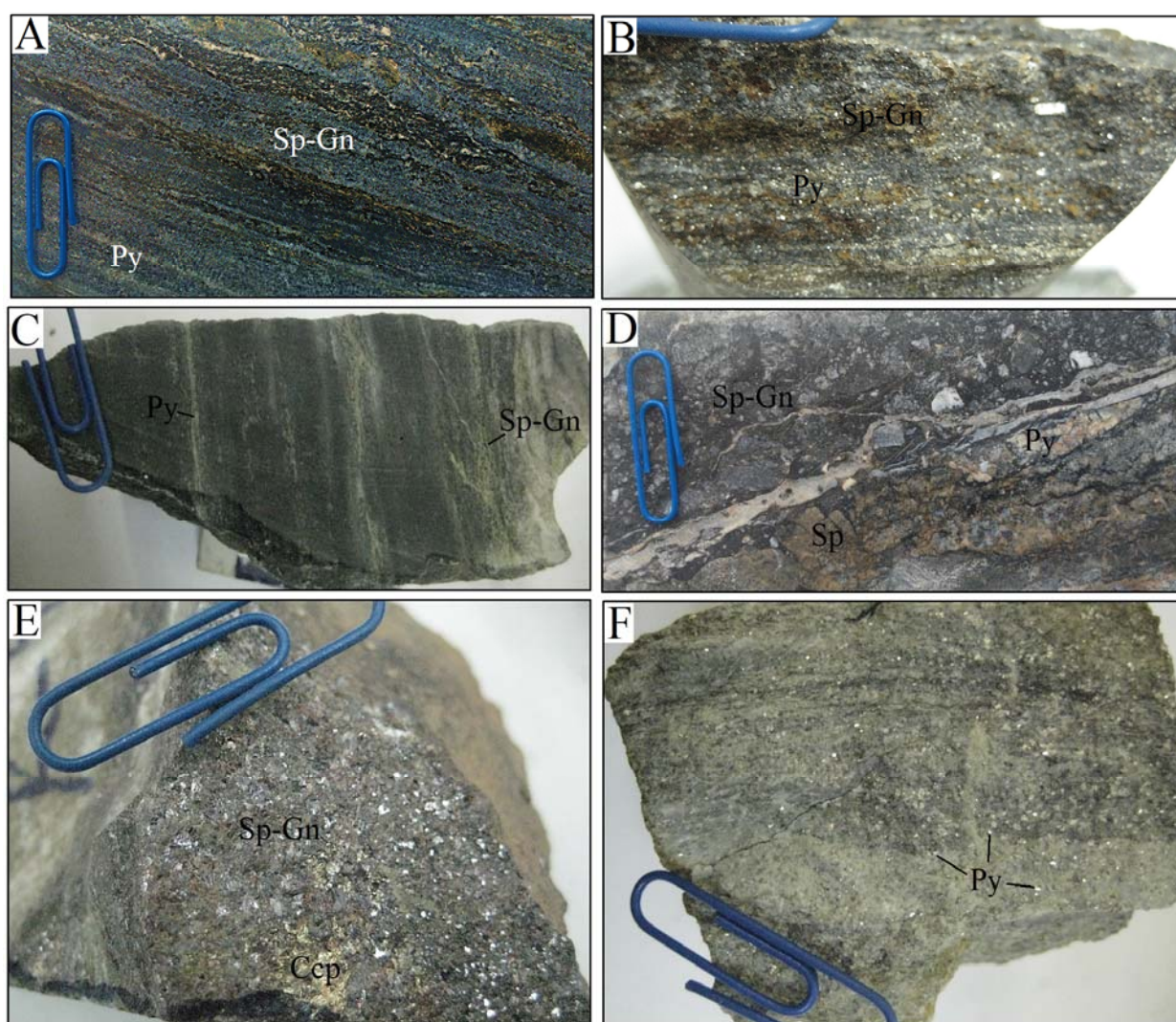
نوارهای کانه‌دار قبل از فرایندهای دگرگونی و دگرشکلی در سنگ‌های میزبان است (Roy and Venkatesh, 2009). بافت پرشی به صورت محدود در کانسار حلب دیده می‌شود. گالن، اسفالریت و پیریت از کانی‌های تشکیل‌دهنده سیمان در بخش‌های پرشی ماده معدنی هستند (شکل ۹- D). بافت توده‌ای به طور عمده از اسفالریت و گالن و به مقدار اندکی کالکوپیریت تشکیل شده است (شکل ۹- E). محتوای سولفید در بافت توده‌ای کانسنگ تا ۹۰ درصد حجمی می‌رسد. بافت دانه‌پراکنده در واقع همان بلورهای شکل‌دار، نیمه‌شکل‌دار و بی‌شکل پیریت، اسفالریت و گالن است که به صورت دانه‌پراکنده در واحدهای میزبان مشاهده می‌شوند (شکل ۹- F). بافت جانشینی طی فرایندهای برون‌زاد تشکیل شده و با جانشینی اسمیت‌زونیت، سروزیت، کوولیت، کالکوسیت و گوتیت به جای کانی‌های سولفیدی مشخص می‌شود. بافت رگچه‌ای شامل رگچه‌های پیریت و کالکوپیریت، کوارتز، کلریت، اپیدوت و کلسیت است. این بافت طی دگرگونی ناحیه‌ای پس‌رونده و یا در مرحله دگرگونی مجاورتی و فرایند اسکارن‌زایی تشکیل شده است.

بر اساس بررسی‌های کانی‌شناسی، ساخت و بافت و ارتباط قطع‌کنندگی رگه و رگچه‌های مواد معدنی و باطله، توالی همیافتی کانی‌ها برای کانسار حلب به ۴ مرحله قابل تفکیک است (شکل ۱۰):

مرحله اول در کانسار حلب قبل از رخدادهای دگرگونی و دگرشکلی و به صورت هم‌زاد و هم‌زمان با تشکیل سنگ اولیه میزبان رخ داده است. طی این مرحله، نسل اول کانی‌های اولیه شامل پیریت، اسفالریت، کالکوپیریت و گالن در قالب بافت دانه‌پراکنده، لامینه‌ای و توده‌ای، به صورت چین‌ه‌سان داخل واحدهای سنگی میزبان ته‌نشین می‌شوند. مرحله دوم شامل دگرگونی ناحیه‌ای و دگرشکلی همراه آن است. در این مرحله، سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی اولیه در حد شست سبز دگرگون شده‌اند. در این مرحله، در اثر تبلور مجدد و رشد پورفایروکلاست‌ها، نسل دوم کانی‌ها تشکیل شده است. گاهی رشد پورفایروکلاست‌های نسل دوم باعث دربرگیری کانی‌های

دگرشکلی از جمله نوع سیگما، طویل‌شدگی، گردش‌گی و بافت پیوست سه‌گانه را نشان می‌دهند. در اثر گسترش انحلال فشاری نیز بسیاری از کانی‌ها مانند پیریت، اسفالریت و کوارتز در جهت کمترین تنش و به موازات برگ‌وارگی رشد کرده‌اند.

نسل اول به‌صورت ادخال شده است. در این مرحله تا اوج دگرگونی، کانی‌های سخت مثل پیریت و اسفالریت در حوضه رفتار شکننده قرار داشته و خرد می‌شوند؛ درحالی‌که کانی‌های نرم مانند گالن در مقیاس میکروسکوپی دچار دگرشکلی شکل‌پذیر می‌شوند. در این مرحله، کانی‌های پیریت ساختارهای



شکل ۹. انواع بافت ماده معدنی در افق روی-سرب (نقره) کانسار حلب. A، B و C: بافت لامینه‌ای متشکل از پیریت، اسفالریت و گالن، D: بافت برشی با سیمان پیریت و گالن، E: بافت توده‌ای ماده معدنی متشکل از اسفالریت، گالن و کالکوپیریت و F: بافت دانه‌پراکنده ماده معدنی متشکل از بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار پیریت. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Ccp: کالکوپیریت، Gn: گالن، Py: پیریت، Sp: اسفالریت).

Fig. 9. Types of ore textures from Zn-Pb (Ag) horizon at the Halab deposit. A, B and C: Laminated texture composed of pyrite, sphalerite and galena, D: Breccia texture with pyrite and galena cement, E: Massive texture of ore composed of sphalerite, galena and chalcopyrite, and F: Disseminated texture composed of anhedral to subhedral crystals of pyrite. Abbreviations follow Whitney and Evans (2010) (Ccp: chalcopyrite, Gn: galena, Py: pyrite, Sp: sphalerite).

به‌ندرت دچار خردشدگی شده‌اند. کانی‌های اسمیت‌زونیت، سروزیت، کالکوسیت، کوولیت و گوتیت کانی‌های مرتبط با مرحله چهارم هستند که طی فرایندهای پروم‌زاد حاصل شده‌اند.

مرحله سوم که مرحله دگرگونی مجاورتی است، باعث تحرک مجدد و تمرکز کانی‌های اولیه تحت تأثیر فاز دگرگونی مجاورتی شده است. در این مرحله، کانی مگنتیت، پیریت نسل سوم و چهارم و کالکوپیریت نسل دوم تشکیل شده‌اند که

	Exhalation	Regional Metamorphism & Deformation	Contact Metamorphism	Supergene
Pyrite	_____			
Chalcopyrite	_____			
Galena	_____			
Sphalerite	_____			
Magnetite			_____	
Chalcocite				_____
Covellite				_____
Cerussite				_____
Smithsonite				_____
Goethite				_____
Quartz	_____			
Chlorite	_____	_____	_____	
Sericite	_____			
Garnet			_____	
Pyroxene			_____	
Epidote			_____	
Calcite			_____	
Actinolite			_____	
Disseminated	_____			
Laminated	_____			
Massive	_____			
Vein-Veinlets				
Brecciated				
Replacement				
Folding				
Strain shadows				
Boudinage				
Elongation				
δ - Type				

شکل ۱۰. توالی همیافتی و ساخت و بافت کانی‌های معدنی و باطله در کانسار حلب

Fig. 10. Paragenetic scheme showing the structure and texture of gangues and ore minerals at the Halab deposit

عنصری مرتبط با کانه‌زایی در واحدهای میزبان و افق کانه‌دار است. نتایج تجزیه‌های شیمیایی به‌دست آمده از نمونه‌های کانسار حلب در جدول ۱ آمده است.

بحث و بررسی

زمین‌شیمی

هدف از این بررسی‌ها، تعیین غنی‌شدگی و تهی‌شدگی‌های

جدول ۱. نتایج آنالیزهای شیمیایی عناصر کمیاب و نادر خاکی برای نمونه‌های کانسار حلب. تمامی داده‌ها بر حسب گرم در تن (ppm) هستند.

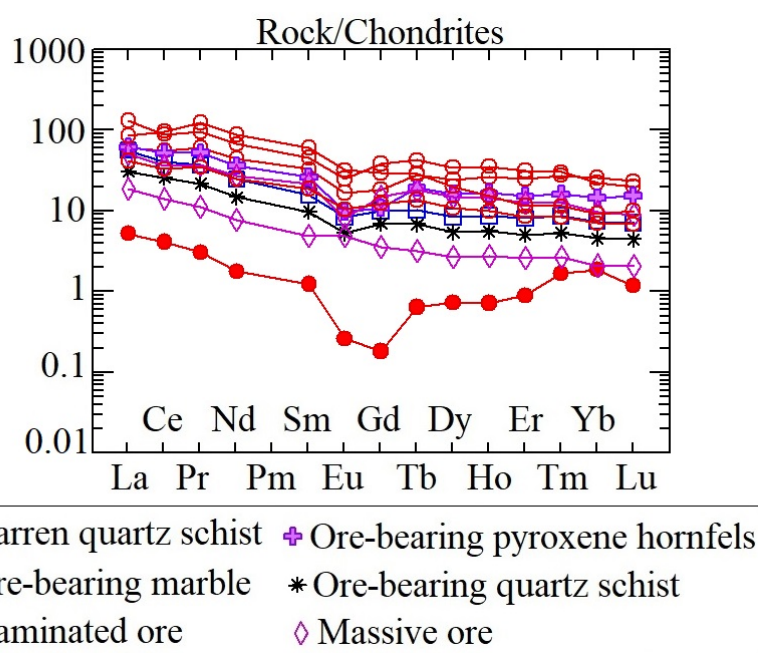
Table 1. Geochemical data of trace and rare earth elements for samples of the Halab deposit. All data in ppm.

	D.L.	K-7	K-35	K-37	K-39	K-41	K-45	K-47	K-60	K-71	K-76
Ag	0.1	0.30	4.7	7.4	30	1.6	170	0.33	0.84	82	37
Ba	1	594	2730	1460	20.5	3820	6.2	2080	77.2	9.6	19.7
Ca	100	20200	37200	5730	6600	36500	56700	3200	16200	11200	85500
Cd	0.1	1.97	74.1	3.52	39.8	13.6	744	0.12	2.23	780	179
Ce	0.1	35.2	76.5	47.7	22.3	44.6	31.3	3.57	83.1	12.1	28.3
Co	0.2	24.3	24.8	35.7	11.0	14.2	21.1	2.4	14.8	24.2	15.8
Cu	0.1	66.6	20.5	12.7	88.1	2101	1752	14.5	158.0	273.8	247.7
Dy	0.05	2.89	11.8	8.33	1.86	5.50	5.10	0.25	6.84	0.91	3.69
Er	0.03	1.82	7.04	5.59	1.14	3.41	2.81	0.20	2.60	0.58	1.90
Eu	0.1	0.64	1.91	1.28	0.41	0.75	0.62	< 0.02	2.44	0.38	0.80
Gd	0.05	2.75	10.5	5.08	1.91	3.00	4.12	< 0.05	8.14	0.97	3.38
Hf	0.1	0.20	0.40	0.68	0.43	0.42	0.37	0.26	0.32	0.28	0.28
Ho	0.02	0.60	2.48	1.83	0.39	1.15	1.01	0.05	1.07	0.19	0.69
La	0.1	18.5	43.0	20.0	10.1	20.2	16.8	1.71	28.2	6.18	13.8
Lu	0.01	0.24	0.68	0.79	0.15	0.52	0.30	0.04	0.34	0.07	0.23
Nd	0.3	15.5	42.3	27.6	9.33	22.8	17.0	1.12	55.4	4.81	15.7
Ni	0.1	28	27	40	25	31	14	13	17	15	24
Pb	0.1	77.7	512	2040	3110	963	71500	34.6	73.3	59300	20100
Pr	0.02	4.11	10.7	6.76	2.43	5.88	4.20	0.34	13.9	1.25	3.89
Sb	0.5	2.9	13.9	6.4	6.3	12.0	3.8	4.8	14.0	14.1	4.9
Sm	0.05	3.15	9.21	6.64	1.98	5.28	4.34	0.25	12.3	0.99	3.80
Sr	0.5	1680	130	118	328	404	143	131	23.5	597	125
Tb	0.01	0.48	1.99	1.31	0.32	0.90	0.84	0.03	1.36	0.15	0.64
Tm	0.01	0.26	0.90	0.82	0.16	0.48	0.37	< 0.05	0.34	0.08	0.25
U	0.1	3.49	2.94	5.01	6.41	6.21	2.36	0.84	2.38	3.00	2.53
V	7	82	49	94	57	101	33	13	34	33	43
Y	0.1	17.2	57.9	32.7	10.8	27.4	23.4	1.26	20.7	5.91	17.8
Yb	0.05	1.61	4.89	5.61	1.00	3.17	2.14	0.41	2.01	0.46	1.54
Zn	1	222	5080	689	4590	1500	12000	26.7	680	12400	23500
Zr	0.1	7	13	23	16	15	12	7	11	10	10

K-7: Ore-bearing marble; K-35, K-37, K-60, K-76: Laminated ore; K-39: Ore-bearing quartz schist; K-41: Ore-bearing pyroxene hornfels; K-45, K-71: Massive ore, K-47: Barren quartz schist

الگوی توزیع عناصر نادر خاکی

به‌طور معمول، از الگوی عناصر نادر خاکی در مواد معدنی برای تفسیر تاریخچه تشکیل و ژنز کانسارها استفاده می‌شود (Cullers and Graf, 1984; Lottermoser, 1992). الگوی عناصر نادر خاکی برای افق کانه‌دار در کانسار حلب که نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) بهنجار شده‌اند، در شکل ۱۱ نشان داده شده است. بر اساس این شکل، نمونه‌های افق کانه‌دار در مقایسه با کوارتز شست سالم، غنی‌شدگی مشخصی در میزان عناصر REE نشان می‌دهند. الگوی REE در نمونه‌های کانه‌دار مشابه است و یک الگوی غنی از LREE با نسبت پایین



شکل ۱۱. الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت (Nakamura, 1974)، برای نمونه‌های افق کانه‌دار و سنگ میزبان کوارتز شستی سالم در کانسار حلب

Fig. 11. Chondrite-normalized REE patterns (Nakamura, 1974) for the ore horizon samples and fresh host quartz schist at Halab deposit.

تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر

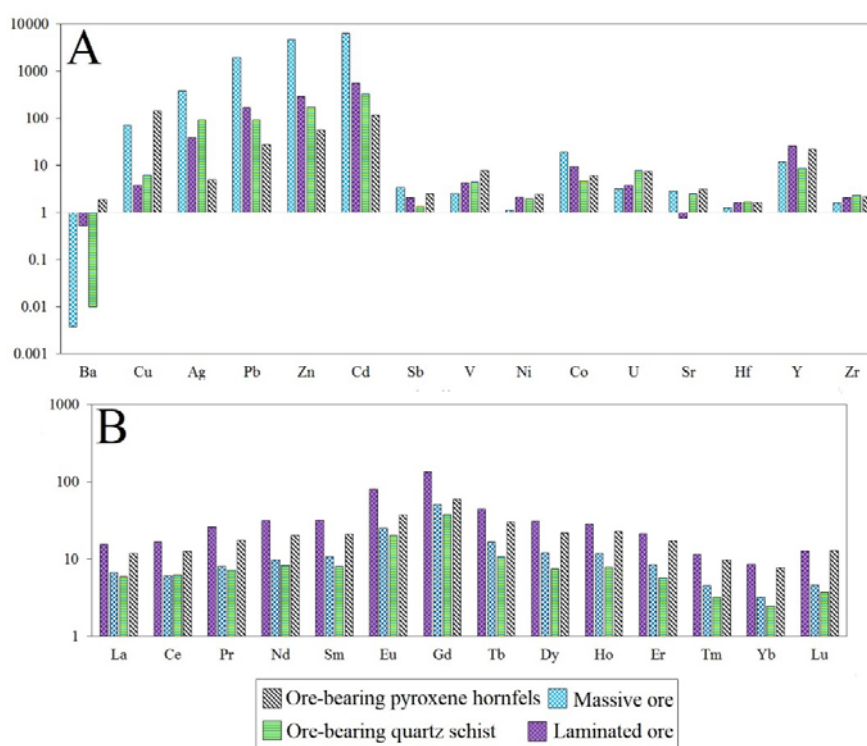
برای نمایش تحرک عناصر در پهنه‌های دگرسانی و افق کانه‌دار کانسار حلب، داده‌های مربوط به نمونه‌های کانه‌دار بر میانگین داده‌های مربوط به کوارتز شست سالم بهنجار شد (شکل ۱۲) تا عناصر تهی‌شده یا غنی‌شده به سنگ در حین کانه‌زایی مشخص

LREE/HREE با تفاوت‌های جزئی نشان می‌دهند. این نمونه‌ها اغلب بی‌هنجاری منفی Eu بسیار کوچکی دارند و تنها در دو نمونه کانه‌دار با بافت لامینه‌ای، آنومالی منفی مشاهده نمی‌شود. آنومالی منفی مزبور می‌تواند در ارتباط با شرایط احیایی سیال و محیط نهشت کانه‌ها باشد. نمونه کوارتز شستی یک الگوی مقعر غنی از LREE و HREE را همراه با آنومالی منفی عناصر Eu و Gd نشان می‌دهد. الگوی مزبور را می‌توان به تأثیر فرایندهای دگرگونی مجاورتی بر روی این سنگ مرتبط دانست.

شود. برای سهولت در بررسی الگوهای تهی‌شدگی-غنی‌شدگی از نمونه‌های کانه‌دار با بافت توده‌ای (۲ نمونه) و بافت لامینه‌ای (۴ نمونه) میانگین گرفته شد. این روش نیمه کمی بوده و برای تعیین میزان کمی تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر، به محاسبات موازنه جرم نیاز است که در این پژوهش انجام نشده است.

پروکسن هورنفلس کانه‌دار در عنصر Ba غنی‌شدگی جزئی و نمونه‌های با بافت لامینه‌ای ماده معدنی در عنصر Sr تهی‌شدگی جزئی دارند. غلظت تمام عناصر نادر خاکی در نمونه‌های کانه‌دار افق روی-سرب (نقره) کانسار حلب نسبت به کوارتز شلیست سالم غنی شده‌اند (شکل ۱۲-B). با توجه به سنگ میزبان کوارتز شلیستی، غنی‌شدگی مزبور را می‌توان به شرایط احیایی محیط تشکیل کانه‌زایی مرتبط دانست.

در شکل ۱۲-A، غنی‌شدگی و تهی‌شدگی عناصر کمیاب در نمونه‌های کانه‌دار و کوارتز شلیست سالم و بدون کانه‌زایی نشان داده شده است؛ به‌طوری‌که در این شکل دیده می‌شود، نمونه‌های کانه‌دار در مقایسه با کوارتز شلیست سالم و بدون کانه‌زایی از همه عناصر به غیر از Ba غنی شده‌اند. غنی‌شدگی نمونه‌های کانه‌دار از Cd می‌تواند به دلیل حضور کانی اسفالریت در کانسار حلب باشد؛ زیرا اسفالریت میزبان خوبی برای عنصر Cd است.



شکل ۱۲. A: نمودار عناصر کمیاب برای نمونه‌های کانه‌دار کانسار حلب که نسبت به داده کوارتز شلیست سالم و بدون کانه‌زایی (نمونه K-47، جدول ۱) بهنجار شده‌اند و **B:** نمودار عناصر نادر خاکی برای نمونه‌های کانه‌دار کانسار حلب که نسبت به داده کوارتز شلیست سالم و بدون کانه‌زایی (نمونه K-47، جدول ۱) بهنجار شده‌اند.

Fig. 12. A: Histogram of trace elements in ore samples at Halab deposit, normalized against data of fresh and barren quartz schist (sample K-47, Table 1), and B: Histogram of rare earth elements in ore samples at Halab deposit, normalized against data of fresh and barren quartz schist (sample K-47, Table 1).

نوع کانه‌زایی

فعالیت‌های آتشفشانی-رسوبی درون یک حوضه کشتی داخل کمّانی تشکیل شده است که طی فرایندهای دگرگونی و دگرشکلی بعدی مورد رونقشی قرار گرفته است. مقایسه شواهد زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ساخت و بافتی این کانه‌زایی اولیه با انواع کانسارهای روی-سرب نشان می‌دهد که این کانه‌زایی را

نتایج بررسی‌های زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، ساخت و بافت و کانه‌نگاری نشان می‌دهد کانه‌زایی در کانسار حلب در ابتدا به‌صورت کانه‌زایی روی-سرب (نقره) با ژئومتری لایه‌ای-لامینه‌ای، دانه‌پراکنده و ماهیت چینه‌سان-چینه‌کران هم‌زمان با

می‌توان معادل دگرگون و دگرشکل شده بخش‌های لایه‌ای و افشان کانسارهای سولفید توده‌ای طبقه‌بندی کرد. شواهد این مقایسه به شرح زیر است:

۱) وجود مقادیر فراوان سنگ‌های آتشفشانی مافیک و فلسیک دگرگون‌شده (شیست‌های مافیک و فلسیک) در توالی با واحدهای رسوبی تخریبی دگرگون‌شده (شیست‌های پلیتی) در منطقه حلب نشان‌دهنده وجود یک حوضه کششی در حال نشست و خروج مواد آتشفشانی بازیک و اسیدی هم‌زمان با رسوب‌گذاری مواد آواری است. به اعتقاد گیسون و همکاران (Gibson et al., 1999)، وجود توالی‌های ضخیم آتشفشانی-رسوبی از ویژگی‌های محیط‌های کششی و ریفی است. حضور هم‌زمان سنگ‌های آتشفشانی فلسیک و مافیک در توالی با رسوبات آواری بیانگر ماگماتیسم دوگانه در منطقه حلب است. ماگماتیسم دوگانه یکی از ویژگی‌های ماگماتیسم موجود در مناطق کششی داخل صفحه قاره‌ای است (Shinjo and Kato, 2000; Ayalew and Yirgu, 2003; Peccerillo et al., 2003). نتیجه بررسی‌های زمین‌شیمیایی شیت‌های مافیک و فلسیک منطقه مورد بررسی نیز تشکیل آنها در یک محیط کششی داخل کمانی را تأیید کرده است.

۲) محیط کششی توسط گسل‌های نرمال و عمیق کنترل می‌شود که باعث ایجاد سیستم گرانی می‌شوند. در طول این گسل‌ها، خروج مواد ماگمایی با ترکیب آلکالن تا توله‌ایتی صورت می‌گیرد (Cas and Wright, 2012). به اعتقاد گیسون و همکاران (Gibson et al., 1999)، این گسل‌های هم‌زمان با فعالیت آتشفشانی، علاوه بر اینکه باعث گسترش نفوذی‌های هم‌زمان با فعالیت آتشفشانی و خروج مواد آتشفشانی می‌شوند، معبری مناسب برای ورود سیالات گرمایی به کف دریا هستند. خروج مواد آتشفشانی-آذرآواری و سیالات گرمایی به کف دریا از طریق این گسل‌ها، شرایط مناسبی را برای تشکیل نهشته‌های سولفید توده‌ای فراهم می‌کنند (Gibson et al., 1999; Stix et al., 2003).

۳) کانه‌زایی سولفیدی در کانسار حلب به صورت چینه‌سان با ژئومتری لایه‌ای و لامینه‌ای هم‌روند با برگ‌وارگی غالب (S₂)

کوارتز شیت‌ها رخ داده است. در برخی نقاط، تحت تأثیر فرایندهای دگرگونی-دگرشکلی بعدی، ساختارهای گردش‌گی و کشیدگی در کانی‌های سولفیدی به ویژه پیریت دیده می‌شود. این امر نشان‌دهنده حضور کانی‌های سولفیدی قبل از فرایندهای دگرگونی-دگرشکلی در کوارتز شیت‌ها بوده و نشان می‌دهد کانی‌های سولفیدی و سنگ‌های میزبان، تاریخچه یکسانی از دگرگونی و دگرشکلی را پشت سر گذاشته‌اند. اسلک و همکاران (Slack et al., 2001)، چینه کران و چینه‌سان بودن توده‌های معدنی در نهشته‌های سولفید توده‌ای را نشانه تشکیل این نهشته‌ها بر روی کف دریا و هم‌زمان با رسوب‌گذاری مواد آواری و آتشفشانی در نظر گرفته‌اند. به اعتقاد گیسون و همکاران (Gibson et al., 2007) و استیکس و همکاران (Stix et al., 2003)، ژئومتری چینه کران-چینه‌سان و لایه‌ای-لامینه‌ای از ویژگی‌های بارز کانسارهای سولفید توده‌ای است.

۴) ساخت و بافت ماده معدنی در کانسار حلب به صورت لامینه‌ای، دانه‌پراکنده، برشی، جانشینی و توده‌ای است. به اعتقاد گیسون و همکاران (Gibson et al., 2007)، این بافت‌ها از بافت‌های معمول در کانسارهای سولفید توده‌ای هستند.

تاکنون تقسیم‌بندی‌های متعددی، بر اساس عوامل مختلف برای نهشته‌های سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد ارائه شده است. فرانکلین و همکاران (Franklin et al., 2005) این کانسارها را بر اساس محتوای سنگ میزبان و محیط زمین‌ساختی به پنج نوع: ۱- مافیک (نوع قبرس)، ۲- پلیتیک-مافیک (نوع بشی)، ۳- بایمودال-فلسیک (نوع کروکو)، ۴- سیلیسی کلاستیک-فلسیک (نوع بتورست) و ۵- بایمودال-مافیک (نوع آبی‌تی‌بی یا نوراندا) تقسیم‌بندی کرده‌اند. مقایسه ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ساخت و بافت ماده معدنی در کانسار روی-سرب (نقره) حلب با انواع کانسارهای سولفید توده‌ای (جدول ۲)، نشان می‌دهد که کانه‌زایی در کانسار حلب معادل دگرگون و دگرشکل شده بخش‌های لایه‌ای و افشان کانسارهای نوع بتورست است.

جدول ۲. مقایسه ویژگی‌های اصلی کانسار حلب با انواع کانسارهای سولفید توده‌ای

Table 2. Comparison of main characteristics of the Halab deposit with different types of massive sulfide deposits

	Mafic (Cyprus)	Pelitic-mafic (Besshi)	Bimodal- mafic (Abitibi)	Bimodal- felsic (Kuroko)	Siliciclastic- felsic (Bathurst)	Halab deposit
Tectonic setting	Mature intra-oceanic backarcs	Sedimented mid-ocean ridges, transforms or backarcs	Rifted oceanic arcs	Continental margin arcs and related backarcs	Mature epicontinental backarc, continental mature backarc	Continental rifted arc
Main lithology	Dominantly mafic flows, felsic flows/domes, mafic sills and dikes, minor argillite and chert (Ophiolitic assemblages)	Mafic sills, subordinate flows with argillite, carbonaceous argillite, minor chert and trace to absent felsic volcanic facies	Dominantly mafic flows, felsic flows/domes, subordinate felsic/mafic volcanoclastic rocks and terrigenous sedimentary rocks	Felsic flows/domes, volcanoclastic rocks with mafic flows and sills and terrigenous sediments	Siliciclastic rocks, felsic volcanoclastic rocks with subordinate flows/domes with mafic flows and sills and minor sedimentary rocks	Metamorphosed and deformed mafic/ felsic flows and terrigenous sediments
Ore mineralogy	Py, Ccp, Sp $\pm$ Au	Py, Ccp, Sp, Po, Mag, Gn, Brt	Ccp, Gn, Sp, Ttr	Ccp, Py, Sp, Ttr, Gn $\pm$ Au	Py, Ccp, Sp, Gn, Po, Apy, Ttr	Py, Sp, Gn, Ccp
Gangue minerals	Qz, Act, Chl	Qz, Act, Chl, Cal, Ser	Qz, Act, Chl, Cal, Ser	Brt, Qz, Ser, Chl	Qz, Chl, Ser, Cal, Brt	Qz, Chl, Ep, Cal
Associated elements	Cu–Zn	Zn–Cu	Zn–Cu	Zn–Pb–Cu	Zn–Pb–Cu	Zn–Pb (Ag)
Alteration assemblages	Chl	Chl, Ser, Qz	Ser, Chl	Ser	Ser, Chl, Qz	Chl, Qz, Ser
References	Gibson et al. (1999), Slack et al. (2001), Stix et al. (2003), Franklin et al. (2005), Gibson et al. (2007), Goodfellow (2007)					This study, Karami (2018)

Abbreviations: Act: actinolite, Apy: arsenopyrite, Au: gold, Brt: barite, Cal: calcite, Ccp: chalcopyrite, Chl: chlorite, Ep: epidote, Gn: galena, Mag: magnetite, Qz: quartz, Po: pyrrhotite, Py: pyrite, Ser: sericite, Sp: sphalerite, Ttr: tetrahedrite. Abbreviations after Whitney and Evans (2010).

مدل تشکیل کانسار حلب

بر اساس نتایج به دست آمده از مشاهدات صحرایی، بررسی‌های سنگ‌شناسی، کانه‌نگاری، ساخت و بافت و روابط پاراژنتیک کانی‌ها در کانسار حلب، مراحل شکل‌گیری این کانسار را می‌توان به صورت زیر خلاصه کرد (شکل ۱۳):

مرحله نخست شامل تشکیل توالی سنگ‌های آتشفشانی فلسیک و مافیک (ماگماتیسیم بایمودال) و سنگ‌های رسوبی پلیتی در یک محیط ریفتی داخل کمان ماگمایی (Tofighi, 2017; Nafisi et al., 2019) همراه با تشکیل افق کانه‌زایی سولفید توده‌ای (روی-سرب-نقره) است (شکل ۱۳-A). بر اساس پژوهش ساکی (Saki, 2010)، سن این مجموعه آتشفشانی-رسوبی را می‌توان نئوپروتروزوئیک-کامبرین آغازی در نظر گرفت. ژئومتری صفحه‌ای و چین‌سان ماده معدنی، وجود بافت‌های لامینه‌ای و دانه‌پراکنده و هم‌راستا بودن آن با برگ‌وارگی واحدهای میزبان، نشان‌دهنده ته‌نشست ماده معدنی هم‌زمان با تشکیل واحدهای میزبان طی فعالیت‌های آتشفشانی-بروندی زیر دریایی است.

در مرحله دوم، توالی آتشفشانی-رسوبی منطقه تا رخساره شیست سبز-آمفیبولیت زیرین دگرگون و دگرشکل شده و کانه‌زایی اولیه مورد رونقشی قرار گرفته است (شکل ۱۳-B). وجود ساختارهای چین خورده در واحدهای میزبان به همراه ساختارهای سیگما و بودین‌شدگی، رشد در سایه فشار و دورزدن برگ‌وارگی اطراف بلورهای دانه‌پراکنده پیریت در سنگ میزبان، بیانگر عملکرد دگرشکلی و دگرگونی بعد از تشکیل کانه‌زایی سولفید توده‌ای اولیه است. تاکنون تعیین سن دقیقی بر روی واحدهای آتشفشانی-رسوبی دگرگون‌شده منطقه تکاب-تخت سلیمان-انگوران انجام نشده و سن رخدادهای دگرگونی و دگرشکلی در این منطقه مورد بحث است. با توجه به عدم رخداد دگرگونی و دگرشکلی در توده‌های نفوذی متناسب به ژوراسیک در این منطقه (Babakhani and Ghalamghash, 1996)، به نظر می‌رسد سن دگرگونی و دگرشکلی قبل از ژوراسیک (احتمالاً مرتبط با

فازهای کوه‌زایی سیمرین) باشد.

در مرحله سوم، یک‌سری توده‌های آتشفشانی نیمه‌عمیق داسیتی به سن میوسن میانی-بالایی (Heidari, 2013) به داخل مجموعه دگرگونه و دگرشکل شده پهنه کانه‌دار تکاب-تخت-سلیمان-انگوران در بخش‌های مختلف نفوذ کرده است (شکل ۱۳-C). شواهد نفوذ این توده‌ها در کانسار حلب به صورت دگرگونی مجاورتی و هاله اسکارنوئیدی همراه با کانه‌زایی آهن قابل مشاهده است. هرچند رخنمونی از توده نفوذی در این کانسار دیده نمی‌شود؛ اما در فاصله هوایی حدود ۷/۵ کیلومتری جنوب باختر این کانسار، توده‌های آتشفشانی نیمه‌عمیق داسیتی موجود در منطقه چیچکلو رخنمون دارند که عامل کانه‌زایی سرب-روی-طلا در این منطقه هستند (Daliran, 2008). به نظر می‌رسد که عملکرد سیالات گرمایی برآمده از سنگ‌های آتشفشانی نیمه‌عمیق، موجب دگرگونی حرارتی و تشکیل هاله اسکارنوئیدی در کانسار روی-سرب (نقره) حلب شده باشد. نفیسی (Nafisi, 2018) نیز کانه‌زایی طلای همراه با آرسنوپیریت در رخداد معدنی طلای حلب در فاصله هوایی حدود ۳ کیلومتری جنوب کانسار روی-سرب (نقره) حلب را نتیجه عملکرد سیالات گرمایی برآمده از سنگ‌های آتشفشانی نیمه‌عمیق اسیدی معرفی کرده است.

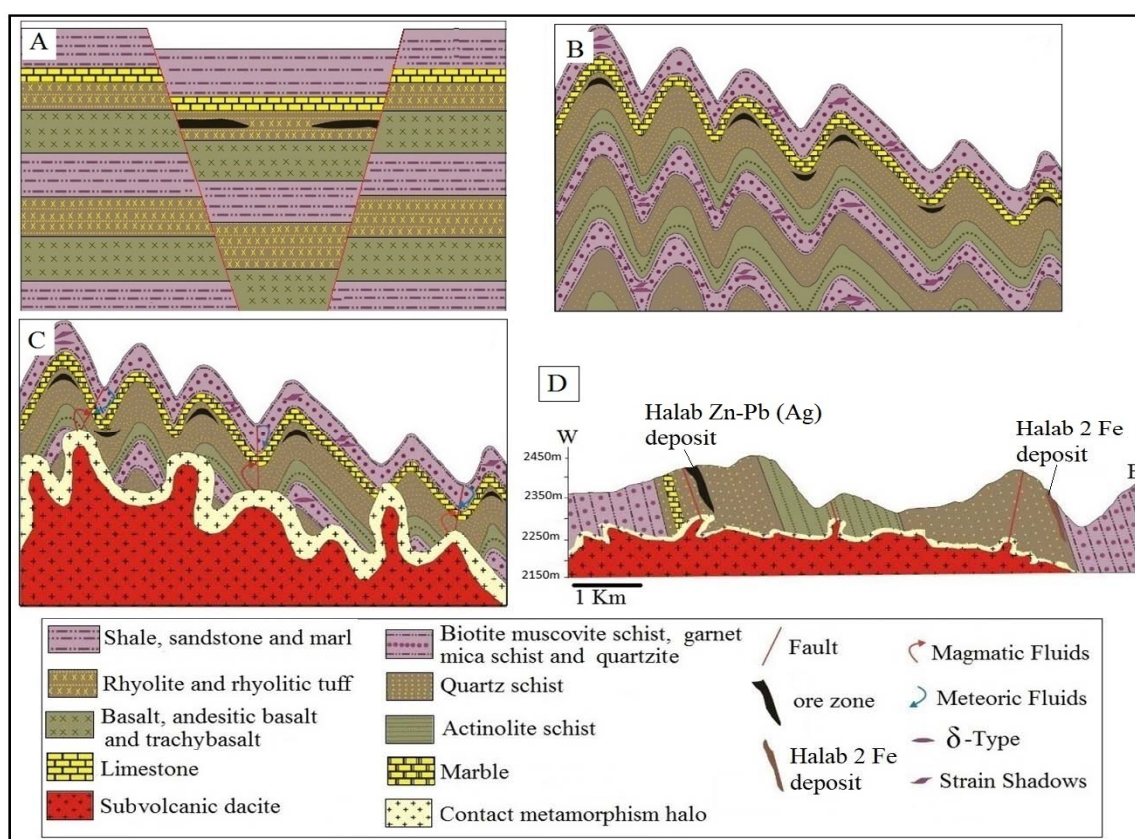
مرحله چهارم با بالا آمدگی ناحیه‌ای و توسعه فرایندهای هوازدگی و فرسایش همراه بوده و ریخت‌شناسی امروزی منطقه به دست آمده است که همراه با مرحله برون‌زاد است (شکل ۱۳-D).

نتیجه‌گیری

شواهدی از قبیل مشاهدات صحرایی، ساخت و بافت، سنگ میزبان، کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و الگوی دگرسانی‌ها در کانسار روی-سرب (نقره) حلب نشان می‌دهد که این کانسار را می‌توان معادل دگرگون و دگرشکل شده بخش‌های لایه‌ای و افشان کانسارهای سولفید توده‌ای نوع بتورست تقسیم‌بندی کرد. کانه‌زایی در این کانسار به صورت چین‌سان و هم‌رند با

واحدهای آتشفشانی- رسوبی دگرگون و دگرشکل‌شده معادل سازند کهر قرار دارند. لذا به نظر می‌رسد که این مجموعه‌های سنگی از نظر اکتشاف این نوع از کانه‌زایی‌های مس و روی-سرب حائز اهمیت بالایی باشند. بررسی این واحدهای سنگی در پهنه کانه‌دار تکاب- تخت‌سلیمان- انگوران و تعمیم شواهد به‌دست آمده از آنها به مناطق مشابه در پهنه سسندج- سیرجان می‌تواند به شناسایی این نوع از کانه‌زایی‌ها منجر شود.

برگ‌وارگی کوارتز شست‌های میزبان رخ داده و توسط افق‌های چینه‌شناسی کنترل می‌شود. بررسی‌های انجام‌شده طی سال‌های اخیر در پهنه کانه‌دار تکاب- تخت‌سلیمان- انگوران به شناسایی کانسارها و رخدادهای معدنی مس و روی-سرب نوع سولفید توده‌ای در این منطقه از ایران منجر شده است که از مهم‌ترین آنها می‌توان به کانسار مس- روی-سرب پیرقشلاق و کانسار روی-سرب (نقره) حلب اشاره کرد. اغلب این کانه‌زایی‌ها در



شکل ۱۳. تصویر شماتیک از مراحل تکامل کانه‌زایی در کانسار حلب. A: تشکیل توالی آتشفشانی- رسوبی منطقه در یک محیط ریفتی داخل کمائی. کانه‌زایی سولفید توده‌ای اولیه به‌صورت لایینه‌های چینه‌سان هم‌زمان با توالی مزبور تشکیل شده است، B: چین‌خوردگی واحدهای میزبان به‌همراه توسعه ساختارهای سیگما و بودین‌شدگی، رشد در سایه فشار و دورزدن برگ‌وارگی غالب سنگ اطراف بلورهای پیریت طی رخداد دگرشکلی و دگرگونی ناحیه‌ای، C: نفوذ توده آتشفشانی نیمه‌عمیق داسیتی به‌داخل واحدهای دگرگون و دگرشکل‌شده و تشکیل کانه‌زایی اسکارنوئیدی آهن و فازهای گرمابی و D: بالاآمدگی ناحیه‌ای و توسعه فرایندهای هوازدگی و فرسایش

Fig. 13. Schematic representation of mineralization evolution stages at the Halab deposit. A: Formation of volcano-sedimentary units of the area within a continental rifted arc. Primary massive sulfide mineralization occur as stratiform laminates contemporaneous with host strata, B: Folding of host units and development of δ -type structure, boudinage, pressure-shadow and surrounding of main foliation around pyrite porphyroclasts during deformation and regional metamorphism, C: Dacitic subvolcanic plutons intruded into the deformed and metamorphosed rock units. Intrusion of these plutons caused skarnoid Fe mineralization and development of hydrothermal phases, and D: Regional exhumation and development of weathering and erosion processes

قدردانی

نویسندگان از حمایت‌های مالی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش تشکر می‌نمایند. همچنین نویسندگان از سردبیر و داوران

محترم نشریه زمین‌شناسی اقتصادی به‌خاطر راهنمایی‌های علمی که به غنای بیشتر این مقاله منجر شده است، تشکر می‌نمایند.

References

- Alavi, M. and Amidi, M., 1976. Geological map of Takab, scale 1:250,000. Geological Survey of Iran.
- Asadi, H.H., Voncken, J.H.L., Kühnel, R.A. and Hale, M., 2000. Petrography, mineralogy and geochemistry of the Zarshuran Carlin-like gold deposit, northwest Iran. *Mineralium Deposita*, 5(7): 656–671. <https://doi.org/10.1007/s001260050269>
- Ayalew, D. and Yirgu, G., 2003. Crustal contribution to the genesis of Ethiopian plateau rhyolitic ignimbrites: basalt and rhyolite geochemical provinciality. *Journal of the Geological Society*, 160(1): 47–56. <https://doi.org/10.1144/0016-764901-169>
- Babakhani, A.R. and Ghalamghash, J., 1996. Geological map of Takht-e-Soleyman, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Barker, A.J., 1991. An introduction to metamorphic textures and microstructures. Oxford University press, London, 209 pp.
- Boni, M., Gilg, H.A., Balassone, G., Schneider, J., Allen, C.R. and Moore, F., 2007. Hypogene Zn carbonate ores in the Angouran deposit, NW Iran. *Mineralium Deposita*, 42(8): 799–820. <https://doi.org/10.1007/s00126-007-0144-4>
- Cas, R. and Wright, J., 2012. Volcanic successions modern and ancient: A geological approach to processes, products and successions. Chapman and Hall, London, 528 pp.
- Cullers, R.L. and Graf, J.L., 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: Intermediate and silicic rocks-Ore petrogenesis. In: P. Henderson (Editor), Rare earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam, pp. 275–316. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50013-7>
- Daliran, F., 2008. The carbonate rock-hosted epithermal gold deposit of Agdarreh, Takab geothermal field, NW Iran, hydrothermal alteration and mineralization. *Mineralium Deposita*, 43(4): 383–404. <https://doi.org/10.1007/s00126-007-0167-x>
- Daliran, F., Hofstra, A.H., Walther, J. and Stüben, D., 2002. Agdarreh and Zarshuran SRHDG deposits, Takab region, NW Iran. Annual Meeting, Geological Society of America (GSA), Denver, USA.
- Daliran, F., Pride, K., Walther, W., Berner, Z.A. and Bakker, R.J., 2013. The Angouran Zn (Pb) deposit, NW Iran: Evidence for a two stage, hypogene zinc sulfide-zinc carbonate mineralization. *Ore Geology Reviews*, 53: 373–402. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.02.002>
- Davis, G.H. and Reynolds, S.J., 1996. Structural geology of rocks and regions. John Wiley and Sons, New York, 776 pp.
- Feridooni, Z., Azimzadeh, A.M., Kouhestani, H., Moayyed, M. and Marangi, H., 2016. Study of magnetite/ hematite mineralization in Halab Fe deposit with using petrography and geochemistry of silicic inclusions. 8th Symposium of Iranian Society of Economic Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran. (in Persian with English abstract)
- Fonoudi, M. and Hariri, A., 1999. Geological map of Takab, scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Franklin, J.M., Gibson, H.L., Jonasson, I.R. and Galley, A.G., 2005. Volcanogenic massive sulfide deposits. In: J.W., Hedenquist, J.F.H., Thompson, R.J., Goldfarb and J.P., Richards (Editors), Economic Geology One Hundredth Anniversary Volume, Society of Economic Geologists Inc., Colorado, pp. 523–560. <https://doi.org/10.5382/AV100.17>
- Gibson, H.L., Allen, R.L., Riverin, G. and Lane, T.E.,

2007. The VMS model: Advances and application to exploration targeting. Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration, Geological Survey of Canada, Toronto, Canada.
- Gibson, H.L., Morton, R.L. and Hudak, G.J., 1999. Submarine volcanic processes, deposits, and environments favorable for the location of volcanic-associated massive sulfide deposits. In: C.T. Barrie and M.D. Hannington (Editors), Volcanic-Associated Massive Sulde Deposits: Processes and Examples in Modern and Ancient Settings, Society of Economic Geologists Inc., Colorado, pp. 13–51. <https://doi.org/10.5382/Rev.08.02>
- Gilg, H.A., Boni, M., Balassone, G., Allen, C.R., Banks, D. and Moore, F., 2006. Marble-hosted sulphide ores in the Angouran Zn-(Pb-Ag) deposit, NW Iran: interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex. *Mineralium Deposita*, 41(1): 1–16. <https://doi.org/10.1007/s00126-005-0035-5>
- 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. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, Toronto, pp. 449–469. Retrieved June 15, 2021 from <https://www.researchgate.net/profile/WayneGoodfellow/publication/266409015>
- Heidari, M., 2013. Geology, dating and genesis of the Touzlar, Aabshah and Qozalbolaq Au occurrences, Qorveh-Takab area. Unpublished Ph.D. Thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran, 459 pp. (in Persian with English abstract)
- Heidari, M., Ghaderi, M. and Kouhestani, H., 2017. Arabshah epithermal Au mineralization within sedimentary host rock, SE Takab, NW Iran. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 27(105): 265–282. (in Persian with English abstract) <http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2017.53971>
- Heidari, S.M., Daliran, F., Paquette, J.L. and Gasquet, D., 2015. Geology, timing, and genesis of the high sulfidation Au (-Cu) deposit of Touzlar, NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 65: 460–486. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.05.013>
- Karami, F., 2018. Geology, geochemistry and genesis of Halab Zn-Pb (Ag) deposit (SW Zanjan). Unpublished M.Sc. Thesis, University of Zanjan, Zanjan, Iran, 122 pp. (in Persian with English abstract)
- Karami, M., Ebrahmi, M. and Kouhestani, H., 2016. Loulak-Abad iron occurrence, northwest of Zanjan: Metamorphosed and deformed volcano-sedimentary type of mineralization in Central Iran. *Journal of Economic Geology*, 8(1): 93–115. (in Persian with extended English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.V8I1.35442>
- Karbasi, A., 2015. Halab Pb-Zn exploration report. Ministry of Industry, Mine and Trade, Zanjan Province, Zanjan, Iran, 154 pp. (in Persian)
- Lotfi, M. and Karimi, M., 2004. Mineralogy and Ore genesis of Bayche- Bagh Five Element (Ag-Ni-Co-As-Bi) Vein Deposit (NW Zanjan, Iran). *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 12(53): 40–55. (in Persian with English abstract)
- Lottermoser, B.G., 1992. Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews*, 7(1): 25–41. [https://doi.org/10.1016/0169-1368\(92\)90017-F](https://doi.org/10.1016/0169-1368(92)90017-F)
- Maanijou, M. and Salemi, R., 2014. Mineralogy, chemistry of magnetite and genesis of Korkora-1 iron deposit, east of Takab, NW Iran. *Journal of Economic Geology*, 6(2): 355–374. (in Persian with extended English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.V6I2.22650>
- Mehrabi, B., Yardley, B.W.D. and Cam, J.R., 1999. Sediment-hosted disseminated gold mineralization at Zarshuran, NW Iran. *Mineralium Deposita*, 34(7): 673–696. <https://doi.org/10.1007/s001260050227>
- Middlemost, E.A.K., 1987. Magmas and magmatic rocks: An interoductin to igneous petrology. Longman, London, 266 pp.
- Mohajjel, M., 1997. Structure and tectonic evolution of Paleozoic-Mesozoic rocks, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. Unpublished Ph.D. Thesis, University of Wollongong, Wollongong, Australia, 230 pp.
- Mohammadi, Z., Ebrahimi, M. and Kouhestani, H., 2014. The Goorgoor Fe occurrence, NE of Takab: A metamorphosed volcano-sedimentary mineralization in the Sanandaj-Sirjan zone. *Advanced Applied Geological Journal*, 4(13): 20–32. (in Persian with English abstract) Retrieved June 15, 2021 from https://aag.scu.ac.ir/article_10913.html

- Mohammadi Niaei, R., Daliran, F., Nezafati, N., Ghorbani, M., Sheikh Zakariaei, J. and Kouhestani, H., 2015. The Ay Qalasi deposit: An epithermal Pb–Zn (Ag) mineralization in the Urumieh–Dokhtar Volcanic Belt of northwestern Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen (Journal of Mineralogy and Geochemistry)*, 192(3): 263–274. <https://doi.org/10.1127/njma/2015/0284>
- Naderi, A., Nabatian, Gh., Honarmand, M. and Kouhestani, H., 2020. Geology and genesis of Halab Mn deposit, SW Zanzan. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 29(115): 207–218. (in Persian with English abstract) <http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2018.89091.1150>
- Nafisi, R., 2018. Geology, geochemistry and genesis of Halab Au mineralization, southwest of Zanzan. Unpublished M.Sc. Thesis, University of Zanzan, Zanzan, Iran, 152 pp. (in Persian with English abstract)
- Nafisi, R., Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Sadeghi, M., 2019. Geochemistry and tectonomagmatic setting of protolite rocks of meta-volcanics in the Halab metamorphic complex (SW Dandy, Zanzan Province). *Journal of Economic Geology*, 11(2): 211–235. (in Persian with extended English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.V11I2.68167>
- Najafzadeh, M., Ebrahimi, M., Mokhtari, M.A.A. and Kouhestani, H., 2017. The Arabshah occurrence: An epithermal Au–As–Sb Carlin type mineralization in the Takab–Angouran–Takht-e-Soleyman metallogenic zone, western Azerbaijan. *Advanced Applied Geological Journal*, 6(22): 61–76. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22055/AAG.2016.12709>
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary Chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5): 755–773. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)
- Nouri, F., Mokhtari, M.A.A., Izadyar, J. and Kouhestani, H., 2017. Geological and mineralogical characteristics of Alamkandi Fe deposit, west of Zanzan. 35th National Congress on Geosciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran. (in Persian with English abstract)
- Passchier, C.W. and Simpson, C., 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 8(8): 831–844. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(86\)90029-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(86)90029-5)
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J., 1997. *Micro-tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, Germany, 289 pp.
- Peccerillo, A., Barberio, M.R., Yirgu, G., Ayalew, D., Barbieri, M. and Wu, T.W., 2003. Relationships between mafic and peralkaline silicic magmatism in continental rift settings: a petrological, geochemical and isotopic study of the Gedesma Volcano, Central Ethiopian Rift. *Journal of Petrology*, 44 (11): 2003–2032. <https://doi.org/10.1093/PETROLOGY/EGG068>
- Platt, J.P., 1984. Secondary cleavages in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, 6(6): 439–442. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(84\)90045-2](https://doi.org/10.1016/0191-8141(84)90045-2)
- Pourmohamad, F., Kouhestani, H., Azimzadeh, A.M., Nabatian, Gh. and Mokhtari, M.A.A., 2019. Mianaj iron occurrence, southwest of Zanzan: Metamorphosed and deformed volcano-sedimentary type of mineralization in Sanandaj–Sirjan zone. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*. 28(111): 161–174. (in Persian with English abstract). <http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2017.84283.1099>
- Qazvinizadeh, A.M., 2005. Genesis of Alamkandi Pb–Zn deposit, Zanzan Province. Unpublished MSc. Thesis, University of Kharazmi, Tehran, Iran, 150 pp. (in Persian with English abstract)
- Rahmati, N., Mokhtari, M.A.A., Ebrahimi, M. and Nabatian, Gh., 2017. Geology, mineralogy, structure and texture of Agh-Otagh base-precious metal mineralization, North Takab. *Petrology*, 8(30): 157–180. (in Persian with English abstract) <http://dx.doi.org/10.22108/ijp.2017.81969>
- Roy, S. and Venkatesh, A.S. 2009. Mineralogy and geochemistry of banded iron formation and iron ores from eastern India with implications on their genesis. *Science*, 118(6): 619–641. <https://doi.org/10.1007/s12040-009-0056-z>
- Saki, A., 2010. Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: Geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks. *Gondwana Research*, 17(4): 704–714. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.08.008>
- Shinjo, R. and Kato, Y., 2000. Geochemical constraints on the origin of bimodal magmatism in the Okinawa Trough, an incipient back arc basin. *Lithos*, 54 (3-4): 117–137. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00034-7](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00034-7)
- Slack, J.F., Offield, T.W., Woodruff, L.G. and Shanks, W.C., 2001. Geology and geochemistry of Besshi-type massive sulfide deposits of the

- Vermont copper belt. In: J.F. Slack, J.M. Hammarstrom and R.R. Seal (Editors), Part I. Proterozoic Iron and Zinc Deposits of the Adirondack Mountains of New York and the New Jersey Highlands Part II. Environmental Geochemistry and Mining History of Massive Sulfide Deposits in the Vermont Copper Belt, Society of Economic Geologists Inc., Colorado, pp. 193–211. <https://doi.org/10.5382/GB.35>
- Stix, J., Kennedy, B., Hannington, M., Gibson, H., Fiske, R., Mueller, W. and Franklin, J.M., 2003. Caldera-forming processes and the origin of submarine volcanogenic massive sulfide deposits. *Geology*, 31(4): 375–378. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0375:CFPATO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0375:CFPATO>2.0.CO;2)
- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review. *American Association of Petroleum Geologists*, 52(7): 1229–1258. <https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>
- Talebi, L., Mokhtari, M.A.A., Ebrahimi, M. and Kouhestani, H., 2017. The Arpachay mineralization occurrence, north of Takab: An epithermal base metal mineralization in the Takab–Angouran–Takht-e-Soleyman metallogenic zone. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 16(104): 281–296. (in Persian with English abstract) <http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2017.50296>
- Tofighi, F., 2017. Geology and petrology of metamorphic host rocks of Halab Fe mineralization (SW Dandi, Zanjan) with considering geochemistry and genesis of mineralization. Unpublished M.Sc. Thesis, University of Zanjan, Zanjan, Iran, 159 pp. (in Persian with English abstract)
- Tofighi, F., Mokhtari, M.A.A., Izadyar, J. and Kouhestani, H., 2016. Geological and mineralogical characteristics of Halab iron occurrence, SW Dandi. 8th Symposium of Iranian Society of Economic Geology, University of Zanjan, Zanjan, Iran. (in Persian with English abstract)
- Tofighi, F., Mokhtari, M.A.A., Izadyar, J. and Kouhestani, H., 2019. Geology and genesis of Halab 2 Fe occurrence in Takab–Takht-e-Soleiman–Angouran metallogenic zone. *Advanced Applied Geological Journal*, 8(27): 44–59. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22055/AAG.2018.22926.1747>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Worku, H., 1996. Structural control and metamorphic setting of the shear zone-related Au vein mineralization of the Adola Belt (southern Ethiopia) and its tectono-genetic development. *Journal of African Earth Sciences*, 23(3): pp. 383–409. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(97\)00009-2](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(97)00009-2)

COPYRIGHTS

©2021 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.



How to cite this article

Karami, F., Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A. and Azimzadeh, A.M., 2021. The Halab deposit, SW Zanjan: Volcanogenic massive sulfide Zn–Pb (Ag) mineralization, Takab–Takht-e-Soleyman–Angouran metallogenic district. *Journal of Economic Geology*, 13(1): 165–192. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/econg.v13i1.76448>



The Halab deposit, SW Zanjan: Volcanogenic massive sulfide Zn–Pb (Ag) mineralization, Takab–Takht-e-Soleyman–Angouran metallogenic district

Fatemeh Karami, Hossein Kouhestani*, Mir Ali Asghar Mokhtari and Amir Morteza Azimzadeh

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

Submitted: Nov. 06, 2018

Accepted: Oct. 09, 2019

Keywords: Zn–Pb (Ag) mineralization, volcanogenic massive sulfide, Bathurst type, Halab, Zanjan

Introduction

The Halab Zn–Pb (Ag) deposit, 125-km southwest of Zanjan, is located in the Takab–Takht-e-Soleyman–Angouran metallogenic district (TTAMD), Sanandaj–Sirjan zone. Several types of deposits are present in the TTAMD, including nonsulfide Zn–Pb deposits, sediment-hosted epithermal gold deposits, epithermal precious and base metal deposits, skarn and volcano-sedimentary iron deposits, and massive sulfide Pb–Zn (Ag) deposits. The most important deposits discovered to date within the TTAMD are the Angouran nonsulfide Zn–Pb deposit (Gilg et al., 2006; Boni et al., 2007; Daliran et al., 2013), Zarshuran sediment-hosted epithermal gold deposit (Mehrabi et al., 1999; Asadi et al., 2000; Daliran et al., 2002), and Agdar'reh epithermal gold deposit (Daliran, 2008). Other important deposits or occurrences include Touzlar, Ay Qalasi, Arabshah, Qozlou, Shahrak, Goorgoor, Mianaj, and Halab (Heidari et al., 2015; Mohammadi Niaei et al., 2015; Najafzadeh et al., 2017; Nafisi et al., 2019).

To date, no detailed study has been reported to understand the characteristics of Zn–Pb (Ag) mineralization at the Halab deposit. This paper presents the geologic framework, mineralization characteristics, and lithogeochemical signatures of the Halab deposit with emphasis on ore genesis. Identification of these characteristics can serve as a model for exploration of Zn–Pb (Ag) mineralization in the Halab area and other parts of the TTAMD.

Materials and methods

Detailed field work was carried out in the Halab deposit. Sixteen polished-thin and thin sections from host rocks and ore horizon were studied by conventional petrographic and mineralogic methods at the University of Zanjan. In addition, a total of 10 samples from barren host rocks and ore horizon at the Halab deposit were analyzed by ICP–MS for trace elements and REE compositions at Zarazma Co., Tehran, Iran.

Results and Discussion

The host rocks in the Halab area consist of Precambrian deformed metamorphic rocks (equal to the Kahar Formation) that are unconformably overlain by dolomitic marble of the Jangoutaran unit. The metamorphic sequence is composed of pelitic (garnet mica schist, biotite muscovite schist, calcite biotite schist), mafic (biotite amphibole schist and actinolite schist), and felsic (quartz schist) schists intercalated with marble, and quartzite. These rocks are metamorphosed in green schist to amphibolite facies.

Mineralization in the Halab deposit occurs as NE-trending foliation-parallel Zn–Pb (Ag) stratiform horizon hosted by quartz schist units. The ore horizon reaches up to 300 m in length and 3 to 5 m in width, and it is generally 75° SE dipping. Chloritization and silicification of the host rocks are close to the ore horizon, while the sericitic alteration is envelope of the chloritization and silicification. Sphalerite, galena, pyrite and chalcopryrite are the main sulfide minerals in the Halab deposit based on mineralography.

*Corresponding author Email: kouhestani@znu.ac.ir

Smithsonite, cerussite, chalcocite, covellite and goethite have formed as supergene minerals. Quartz, calcite, chlorite and epidote also present as gangue minerals. The ore minerals show laminated, disseminated, massive, brecciated, replacement and vein-veinlet textures. Chondrite-normalized REE pattern of barren quartz schist host rocks and mineralized samples indicate that mineralized samples are enriched in REE.

The main characteristics of the Halab deposit reveal that Zn–Pb (Ag) mineralization at Halab is comparable with laminated and disseminated parts of Bathurst types of massive sulfide deposits.

Acknowledgements

The authors are grateful to the University of Zanjan Grant Commission for research funding. Journal of Economic Geology reviewers and editor are also thanked for their constructive suggestions and improved the early version of manuscript.

References

- Asadi, H.H., Voncken, J.H.L., Kühnel, R.A. and Hale, M., 2000. Petrography, mineralogy and geochemistry of the Zarshuran Carlin-like gold deposit, northwest Iran. *Mineralium Deposita*, 5(7): 656–671. <https://doi.org/10.1007/s001260050269>
- Boni, M., Gilg, H.A., Balassone, G., Schneider, J., Allen, C.R. and Moore, F., 2007. Hypogene Zn carbonate ores in the Angouran deposit, NW Iran. *Mineralium Deposita*, 42(8): 799–820. <https://doi.org/10.1007/s00126-007-0144-4>
- Daliran, F., 2008. The carbonate rock-hosted epithermal gold deposit of Agdarreh, Takab geothermal field, NW Iran, hydrothermal alteration and mineralization. *Mineralium Deposita*, 43(4): 383–404. <https://doi.org/10.1007/s00126-007-0167-x>
- Daliran, F., Hofstra, A.H., Walther, J. and Stüben, D., 2002. Aghdarreh and Zarshuran SRHDG deposits, Takab region, NW Iran. Annual Meeting, Geological Society of America (GSA), Denver, USA.
- Daliran, F., Pride, K., Walther, W., Berner, Z.A. and Bakker, R.J., 2013. The Angouran Zn (Pb) deposit, NW Iran: Evidence for a two stage, hypogene zinc sulfide-zinc carbonate mineralization. *Ore Geology Reviews*, 53: 373–402. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.02.002>
- Gilg, H.A., Boni, M., Balassone, G., Allen, C.R., Banks, D. and Moore, F., 2006. Marble-hosted sulphide ores in the Angouran Zn-(Pb-Ag) deposit, NW Iran: interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex. *Mineralium Deposita*, 41(1): 1–16. <https://doi.org/10.1007/s00126-005-0035-5>
- Heidari, S.M., Daliran, F., Paquette, J.L. and Gasquet, D., 2015. Geology, timing, and genesis of the high sulfidation Au (-Cu) deposit of Touzlar, NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 65: 460–486. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.05.013>
- Mehrabi, B., Yardley, B.W.D. and Cam, J.R., 1999. Sediment-hosted disseminated gold mineralization at Zarshuran, NW Iran. *Mineralium Deposita*, 34(7): 673–696. <https://doi.org/10.1007/s001260050227>
- Mohammadi Niaei, R., Daliran, F., Nezafati, N., Ghorbani, M., Sheikh Zakariaei, J. and Kouhestani, H., 2015. The Ay Qalasi deposit: An epithermal Pb–Zn (Ag) mineralization in the Urumieh–Dokhtar Volcanic Belt of northwestern Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen (Journal of Mineralogy and Geochemistry)*, 192(3): 263–274. <https://doi.org/10.1127/njma/2015/0284>
- Nafisi, R., Kouhestani, H., Mokhtari, M.A.A., Sadeghi, M., 2019. Geochemistry and tectonomagmatic setting of protolite rocks of meta-volcanics in the Halab metamorphic complex (SW Dandy, Zanjan Province). *Journal of Economic Geology*, 11(2): 211–235. (in Persian with extended English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.V11I2.68167>
- Najafzadeh, M., Ebrahimi, M., Mokhtari, M.A.A. and Kouhestani, H., 2017. The Arabshah occurrence: An epithermal Au–As–Sb Carlin type mineralization in the Takab–Angouran–Takht-e-Soleyman metallogenic zone, western Azerbaijan. *Advanced Applied Geological Journal*, 6(22): 61–76. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22055/AAG.2016.12709>