Petrology, 10th Year, No. 38, Summer 2019 Document Type: Research Article

Mineralogy, petrography, geochemistry of magnetite ore and sulfide minerals and the possible model of mineralization at Anomaly#3, Gol- e- Gohar, iron mine, Sirjan (Kerman)

Moslem Badavi [1], Habibeh Atapour [2]* and Mussa Mohammadi [3]
[1, 2] Department of Mining Engineering, Faculty of Engineering, Shahid, Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran
[3] Gohar Zamin Mining and Industrial Company, Sirjan, Kerman, Iran

Abstract
The Gol-e-Gohar anomaly#3 of Sirjan was initially formed by synchronous submarine basaltic volcanism and sedimentary rocks (basalt, shale, dolomite, sandstone, marl, chert-iron hydroxide-oxides) during Neoproterozoic (Ediacaran) and subsequently metamorphosed to greenschist facies during Cimmerian orogeny. The anomaly contains **643 million tons iron ore with an average grade of 52.70% Fe, 0.76% S and 0.11% P** and is enclosed by alternation of quartzite, sericite schist, chlorite schist, talc schist, biotite schist, actinolite schist. Magnetite occurs as massive, banded, cataclastic and disseminated ore and is associated with pyrite, minor chalcopyrite and bornite. Pyrite as magnetite, occurs as layered, banded, folded and cataclastic within the magnetite crystals. Minor minerals are tourmaline, apatite, zircon and garnet. Geochemical data demonstrate that enrichment of Cu, Pb, Co, Sn, As and Sb in magnetite ore is 2-**10 times high**er than the crustal abundance. The enrichment of Cu, Mo, Pb, Zn, Cr, Ni, Co, As and Sb in sulfide minerals is 3-6**7 magnitudes higher than the crustal abundance. The** alternation of different schist bands with banded magnetite-pyrite ores, the presence of dropstones and Al-Fe-Mn, V-Ti as well as the V/Ti-Ni/Ti diagrams indicate that the iron mineralization in anomaly#3 is similar to the Ediacaran-type banded iron formation.

Key words: geochemistry, sulfide minerals, magnetite ore, banded iron formation, Ediacaran, Gol-e-Gohar anomaly**#3, Sirjan**

* atapour@uk.ac.ir

پترولوژی، سال دهم، شماره سی و هشتم، تابستان ۱۳۹۸، صفحه ۴۹- ۷۸

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۱۲/۲۶ تاریخ بازنگری: ۱۳۹۸/۰۴/۰۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۶/۰۹

مقاله پژوهشی

کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی کانسنگ مگنتیتی و کانی‌های سولفیدی و پیشنهاد الگوی احتمالی کانی‌زایی آهن در آنومالی شمارۀ ۳ معدن گل‌گهر سیرجان (کرمان)

مسلم بدوی [۱]، حبیبه عطاپور [۲]* و موسی محمدی [۳]

[۱، ۲] بخش مهندسی معدن، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

[۳] شرکت سنگ آهن گهر زمین، سیرجان، کرمان، ایران

چکیده

آنومالی شمارۀ ۳ گل‌گهر سیرجان نخست در سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی (بازالت، شیل، دولومیت، ماسه‌سنگ، مارن، چرت و هیدرواکسیدها- اکسیدهای آهن و سولفیدها) در نئوپروتروزوییک (ادیاکاران) پدید آمده و سپس هنگام کوهزایی کیمیرین در رخسارۀ شیست‌سبز دگرگون شده است. این آنومالی ذخیرۀ قطعی ۶۴۳ میلیون تن کانسنگ مگنتیتی با عیار میانگینِ ۵۲/۷ درصد آهن، ۰/۷۶ درصد گوگرد و ۰/۱۱ درصد فسفر دارد. همچنین، به‌صورت متناوب با لایه‌های کوارتز سریسیت‌شیست، کلریت‌شیست، تالک‌شیست، بیوتیت‌شیست، اکتینولیت‌شیست و کوارتزیت دیده می‌شود. مگنتیت به‌صورت توده‌ای، نواری، خردشده و انتشاری دیده می‌شود و با پیریت و مقدار کمی کالکوپیریت و بورنیت همراه است. پیریت همانند مگنتیت، به‌صورت لایه‌ای (نواری)، چین‌خورده و خردشده در میان بلورهای مگنتیت دیده می‌شود. تورمالین، آپاتیت، اسفن، زیرکن و گارنت از کانی‌های فرعی هستند. عنصرهای مس، سرب، کبالت، قلع، آرسنیک و آنتیموان در کانسنگ مگنتیتی نسبت به مقدارهای پوسته‌ای، ۲ تا ۱۷ برابر غنی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی عنصرها در کانی‌های سولفیدی دربرابر ترکیب پوسته زمین برابربا ۳ تا ۶۷ برابر است. تناوب لایه‌های شیست با کانسنگ مگنتیتی، ساخت و بافت نواری مگنتیت- پیریت، حضور قطعه‌های معلق و نمودارهای زمین‌شیمیایی (V/Ti-Ni/Ti ،V-Ti ،Al-Fe-Mn) نشان‌دهندۀ شباهت آنومالی شمارۀ ۳ گل‌گهر به آهن نواری ادیاکاران است.

واژه‌های کلیدی: زمین‌شیمی، کانی‌های سولفیدی، کانسنگ مگنتیتی، آهن نواری، ادیاکاران، آنومالی شمارۀ ۳ گل‌گهر، سیرجان

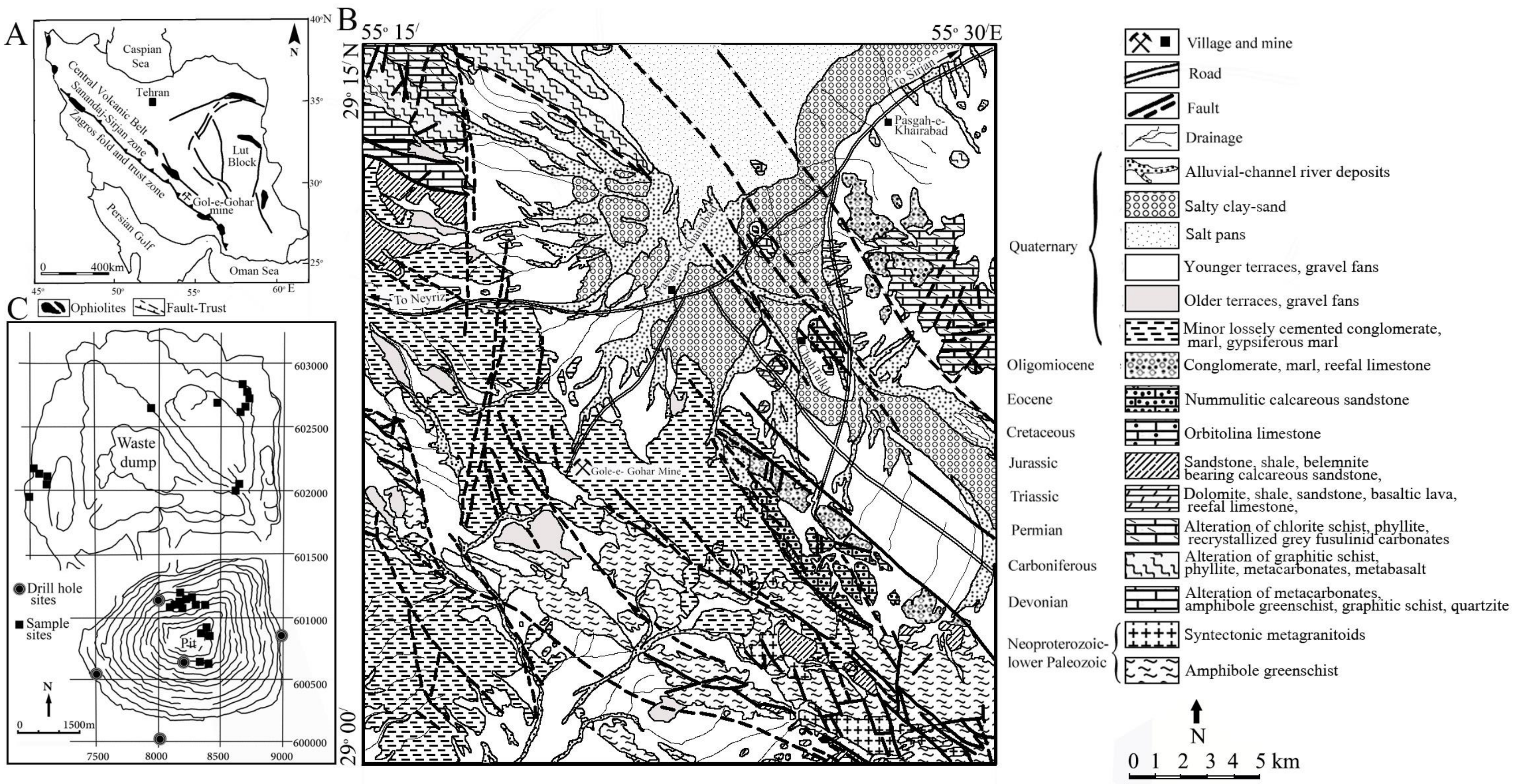
* atapour@uk.ac.ir

مقدمه

ناحیهٔ معدنی گل‌گهر ۶ آنومالی با ذخیرهٔ معدنی ۱۱۳۵ میلیون تن دارد. پهنهٔ کانی‌سازی به سه بخشِ مگنتیت بالایی، پهنهٔ اکسیدی یا هماتیتی و مگنتیت پایینی سرشار از سولفید رده‌بندی می‌شود. ذخیرهٔ قطعی آنومالی شمارهٔ ۳ برابربا ۶۴۳ میلیون تن کانسنگ است. مقدار آهن، گوگرد و فسفر آن در منطقهٔ اکسیدی برابربا ۵۱/۹۶، ۰/۳۴۹ و ۰/۱۱۵ درصدوزنی، در منطقهٔ مگنتیت بالایی برابربا ۵۲/۳۸، ۰/۰۹۱ و ۰/۰۹۲ درصدوزنی و در منطقهٔ مگنتیت پایینی برابربا ۵۳/۸۳، ۱/۸۲۸ و ۰/۱۲ درصدوزنی است (Kusha Madan Consulting Engineers, 2016). دربارهٔ پیدایش کانسار گل‌گهر الگوهای آهن نواری (Young, ۱۹۷۶)، ماگمایی (Mucke and Golestaneh, ۱۹۸۲; Mucke and Younessi, 1994)، آتشفشانی- رسوبی (Moxham, 1990; Yaghoubi, ۱۹۹۹; Dalfardi, 2012)، آهن نواری آلگوما (Khalili-Mobarhan, ۱۹۹۳)، آهن نواری سوپریور (Pourkhak, 2003)، آهن نواری راپیتان (Babaki, ۲۰۰۴; Babaki and Aftabi, 2007) و اسکارن (Hallaji, ۱۹۹۱; Torabian, 2007; Mahmoudi *et al*., 2017; Mirzaei *et al*., ۲۰۱۸) پیشنهاد شده‌اند. همچنین، Bayati-Rad و همکاران (۲۰۱۳) و Badavi (۲۰۱۸) فراوانی عنصرهای کمیاب در مگنتیت‌های کانسار گل‌گهر را ارزیابی کرده‌اند. با وجود بررسی‌های یادشده، تا کنون بررسی جامعی دربارهٔ زمین‌شیمی کانسنگ مگنتیتی و کانی‌های سولفیدی و در نهایت الگوی کانسارسازی در آنومالی شمارهٔ ۳ انجام نشده است. بررسی ساخت و بافت در کانسنگ مگنتیتی و کانی‌های سولفیدی، بررسی کانی‌شناسی سنگ‌های همبر، زمین‌شیمی کانسنگ مگنتیتی و کانی‌های سولفیدی و در نهایت پیشنهاد الگوی کانی‌زایی از مهم‌ترین هدف‌های این پژوهش به‌شمار می‌روند.

زمین‌شناسی عمومی آنومالی شمارهٔ ۳ گل‌گهر

معدن گل‌گهر در فاصلهٔ ۵۳ کیلومتری جنوب‌باختری شهرستان سیرجان (طول جغرافیایی خاوری '۵۵°۱۵ تا '۵۵°۲۴ و عرض جغرافیایی شمالی '۲۹°۰۳ تا '۲۹°۰۷)، در مرز خاوری پهنهٔ سنندج- سیرجان جای گرفته است و ۶ ذخیرهٔ معدنی دارد (شکل ۱). کهن‌ترین واحدهای زمین‌شناسی در منطقهٔ گل‌گهر (شکل ۱)، مرمرهای لایه‌ای براکیوپوددار به سن کامبرین زیرین هستند (Sabzehei *et al*., 1994). این مرمرها روی گدازه‌های مافیک و الترامافیک مجموعه گل‌گهر رخنمون دارند و ازاین‌رو، سن این مجموعه پرکامبرین بالایی یا نئوپروتروزوییک- پالئوزوییک زیرین است. برپایهٔ روش سن‌سنجی اورانیم- سرب (زیرکن)، گرانیتوییدهای همزمان با کوهزایی (Syntectonic) در جنوب‌خاوری منطقه (شکل ۱)، سن ۵۴۴ تا ۶۰۵ میلیون سال پیش (نئوپروتروزوییک- کامبرین زیرین= ادیاکاران) را نشان می‌دهند (Hassanzadeh *et al*., 2008; Safarzadeh *et al*., 2016). این سنگ‌ها در رخسارهٔ شیست‌سبز دگرگون شده‌اند. همچنین، داده‌های ایزوتوپی گوگرد در پیریت (+۲۴.٪) و نیز ترکیب شیمیایی سولفات در آب دریا، بازهٔ زمانی در زمان ادیاکاران را نشان می‌دهند (Dalfardi, 2012). تا کنون نشانه‌ای از هاله دگرگونی همبری در پیرامون توده‌ای گرانیتوییدی دیده نشده است (Dimitrijevic, ۱۹۷۳; Hassanzadeh *et al*., 2008; Safarzadeh *et al*., 2016). ازاین‌رو، هالهٔ دگرگونی اسکارن که Mahmoudi و همکاران (۲۰۱۷) و Mirzaei و همکاران (۲۰۱۸) پیشنهاد کرده‌اند سئوال برانگیز است.

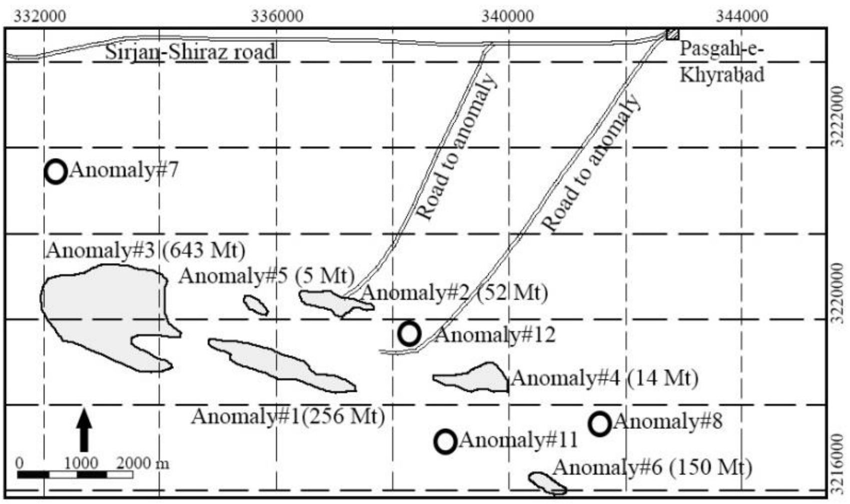


شکل ۱- A) جایگاه کانسار گل‌گهر در ایران، B) نقشهٔ زمین‌شناسی منطقهٔ گل‌گهر، C) محل نمونه‌برداری در پیت معدن، دامپ باطله و چاه‌های اکتشافی در معدن شمارهٔ ۳ گل‌گهر (با تغییراتی پس از Sabzehei و همکاران (۱۹۹۴)، Badavi (۲۰۱۸)، Atapour و Afatbi (۲۰۱۹))

برپایۀ بررسی‌های Sabzehei و همکاران (۱۹۹۴)، مرمر و شیست‌های سبز و متابازالت‌های بالشی از گروه‌های سنگی دونین منطقه هستند و در رخسارۀ شیست‌سبز دگرگون شده‌اند. این سنگ‌ها را میکاشیست، کوارتزیت، توربیدیت‌های آهکی دگرگون‌شده، شیل، ماسه‌سنگ و رادیولاریت به سن کربونیفر پوشانده‌اند. این مجموعه را تناوبی از فیلیت، ماسه‌سنگ‌های آرکوزی دگرگون‌شده، متابازالت، دولومیت و سنگ‌آهک‌های متبلور فوزولین‌دار پرمین دربر گرفته‌اند. تریاس در این منطقه بیشتر دربردارندۀ آهک‌های ریفی و دولومیت، شیل، ماسه‌سنگ و گدازه‌های بازالتی است و روی آن سنگ آهک‌های ریفی با شیل و ماسه‌سنگ و کنگلومرای ژوراسیک جای می‌گیرند. سنگ آهک‌های اوربیتولین‌دار از واحدهای کرتاسه در این منطقه به‌شمار می‌روند. سنگ آهک‌های رسوبی شبه‌فلیش (شیل، ماسه‌سنگ، کنگلومرا، ماسه‌سنگ آهکی نومولیت‌دار) همراه با گدازه‌های آندزیتی ائوسن روی مجموعه‌های پیشین جای دارند. این واحدها را آهک‌های ریفی، کنگلومرای‌های سخت‌نشده و مارن‌های الیگومیوسن پوشانده‌اند. مارن، مارن گچ‌دار (Q^{pl})، کنگلومراهای سخت‌نشده (Q^{plc})، پادگانه‌ها و مخروط افکنه‌های کهن (Q^{t1}) و جوان (Q^{t2})، ماسه‌ها و رس‌های نمک‌دار (Q^{ss})، پهنۀ نمکی (Q^{sp})) و رسوب‌های بستر رودخانه (Q^{al}) از رسوب‌های کواترنر به‌شمار می‌روند. گسل‌های معکوس، عادی و راستالغز در رسوب‌های آبرفتی جوان منطقه نشان‌دهندۀ فعال‌بودن منطقه از دیدگاه زمین‌ساختی هستند.

زمین‌شناسی معدنی آنومالی شمارۀ ۳ گل‌گهر

آنومالی شمارۀ ۳، بزرگ‌ترین تودۀ معدنی مجموعه گل‌گهر است که در ژرفای ۲۴۰ متری و در پلۀ ۱۷ در حال استخراج است (Kusha Madan Consulting Engineers, 2016) (شکل ۲).



شکل ۲- جایگاه و ذخیرۀ (برپایۀ میلیون تن) آنومالی‌های گوناگونِ معدن گل‌گهر (Kusha Madan Consulting Engineers, 2016)

ستون چینه‌شناسی یکی از چاه‌های اکتشافی در معدن گل‌گهر که تا ژرفای ۱۱۸/۵۵ متری حفر شده است (شکل ۳) دربردارندۀ کانسنگ مگنتیت پایینی است و میان‌لایه‌هایی از آمفیبول‌شیست (اکتینولیت‌شیست)، شیست کلریتی و سریسیتی، مرمر و کوارتزیت در فاصلۀ میان آن دیده می‌شوند. این گروه‌های سنگی همانند رخساره‌های سنگی گوناگون در چاه‌های اکتشافی آنومالی شمارۀ ۳ هستند. لایه‌های آمفیبول‌شیست، بالاترین بخش کانسنگ مگنتیت پایینی را می‌سازند و پس از آنها، کانسنگ مگنتیتی به‌طور متناوب با میان‌لایه‌هایی از

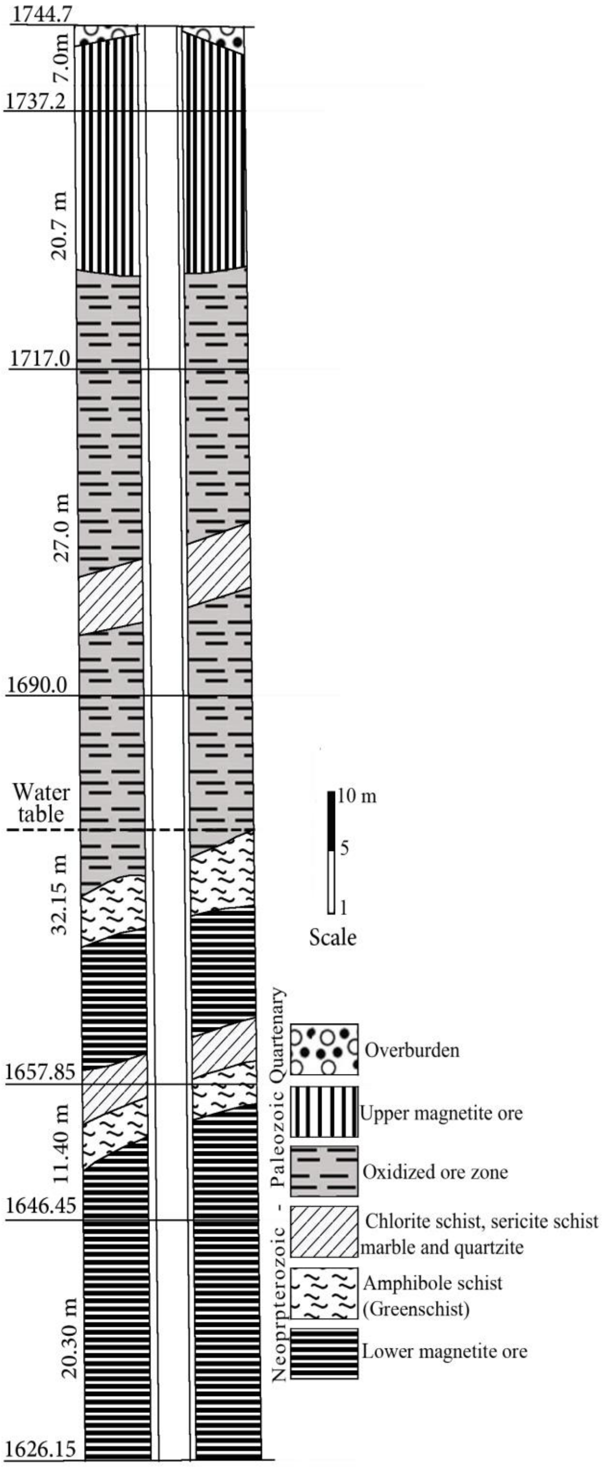
شیست کلریتی و سریسیتی، مرمر و کوارتزیت دیده می‌شوند. روی آنها، لایهٔ مگنتیت بالایی و رسوب‌های منفصل و کنگلومراهای سخت‌نشده جای می‌گیرند. حضور میان‌لایه‌هایی ریز از کلریت‌شیست و تالک‌شیست در این کانسنگ نیز تایید شده است (Kusha Madan Consulting Engineers, 2016).

پهنهٔ اکسیدی سطحی دربردارندهٔ هماتیت، گئوتیت، لیمونیت، مگهمیت، مارتیت و ژاروسیت است؛ اگرچه مقدار بسیار کمی از مگنتیت، کالکوپیریت و پیریت نیز در آن دیده می‌شود. همچنین، ساخت نواری اکسیدآهن همراه با چرت (در ژرفای شش متری) دیده می‌شود (Badavi, 2018):

الف- بخش مگنتیت بالایی از کانی‌های سولفیدی و فسفری فقیر است (۹ میلیون تن ذخیره، ۵۲/۳۸ درصد آهن، ۰/۰۹۱درصد گوگرد و ۰/۰۹۲درصد فسفر) و اندازهٔ بلورهای مگنتیت آن ریز تا متوسط است (Badavi, 2018)؛

ب- بخش کانسار اکسیدی (۱۳/۲۰ میلیون تن ذخیره، ۵۱/۹۶ درصد آهن، ۰/۳۴۹درصد گوگرد و ۰/۱۱۵ درصد فسفر) که دربردارندهٔ هماتیت، گوتیت و کمی مارتیت و مگهمیت ثانویه است و در زیر مگنتیت بالایی پدید آمده است؛

پ- بخش مگنتیتی پایینی از کانی‌های سولفیدی (۵۶۶/۵ میلیون تن ذخیره، ۵۳/۸۳ درصد آهن، ۱/۸۲۸ درصد گوگرد و ۰/۱۲ درصد فسفر) سرشار است و در زیر بخش کانسار اکسیدی جای می‌گیرد و بزرگ‌ترین بخش آنومالی شمارهٔ ۳ را می‌سازد. بخش بزرگی از کانسار از مگنتیت همراه با مقادیر کمی پیریت، کالکوپیریت و پیروتیت ساخته شده است (Kusha Madan Consulting Engineers, 2016). در حقیقت، این بخش بخشی از مگنتیت پایینی است که پیریت فراوانی دارد. اکسیداسیون پیریت و مگنتیت به هماتیت، گئوتیت، لیمونیت، مگهمیت، مارتیت و ژاروسیت در پی واکنش آب‌های فرورو و زیرزمینی با پیریت روی داده است (Lottermoser, 2007).



شکل ۳- ستون چینه‌شناسی کانسار گل‌گهر (با تغییراتی پس از Anonymous، ۱۹۹۲)

نمونه‌برداری، آماده‌سازی و روش انجام پژوهش

در این بررسی، نمونه‌برداری به‌صورت نامنظم، از محدودهٔ پیت اصلی معدن، مغزه‌های حفاری و دامپ باطله انجام شد. در مجموع، ۹۱ نمونه (۳۱ نمونه از بخش روباز معدن، ۲۱ نمونه از پیت معدن، ۴ نمونه از محل سنگ‌شکن و ۶ نمونه از پهنهٔ اکسیدی سطحی، ۳۰ نمونه از مغره‌های حفاری (مگنتیت بالایی و پایینی و سنگ‌های همبر) و ۳۰ نمونه از سنگ‌های همبر کانسار که از دامپ باطله) گردآوری شد. شمار ۲۸ مقطع نازک از سنگ‌های همبر و ۴۱ مقطع صیقلی از بخش کانه‌ها ساخته شد. این مقطع‌ها در آزمایشگاه کانی‌شناسی بخش مهندسی معدن دانشگاه شهید باهنر کرمان بررسی شدند. برای جدایش کانی‌های سولفیدی از کانسنگ مگنتیتی، پس از خردایش نمونه‌های کانسنگ، کانی‌های سولفیدی نخست جداسازی شدند. سپس نمونه‌های سولفیدی جدا شدند و نمونه‌های کانسنگ مگنتیتی، پهنهٔ اکسیدی سطحی و سنگ‌های همبر با سنگ‌شکن فکی و غلتکی خرد و در آسیای گلوله‌ای و پودرکن دیسکی پودر شدند. در پایان، نمونه‌های یادشده با روش چهاربخشی‌کردن و سرندهای ASTM (Lapakko, ۲۰۰۲) به قطر ۲۰۰ مش برای تجزیهٔ شیمیایی آماده شدند. شمار ۳۰ نمونه از نمونه‌های آماده‌سازی‌شده برای تجزیهٔ شیمیایی به روش ICP-MS به مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران فرستاده شد. داده‌های به‌دست‌آمده در جدول‌های ۱، ۲ و ۳ آورده شده‌اند. برپایهٔ روش به‌کاررفته، دقت اندازه‌گیری داده‌ها ۸۵ تا ۹۵ درصد است.

جدول ۱- میانگین، تغییرات و انحراف از معیار عنصرهای اصلی (برپایهٔ درصدوزنی) در گروه‌های نمونه‌برداری‌شده و شدت غنی‌شدگی کانسنگ دربرابر ترکیب پوسته و کانسارهای مهم دنیا (مقدار سیلیس اندازه‌گیری نشده است)

Sample No.	Elements	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$Fe_2O_3^*$	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	MnO	P_2O_5	S
	D.L.	-	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۴	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱
Sulfide minerals	Min	-	0.02	0.19	35.33	0.17	0.28	0.1	0.09	0.01	0.02	4.12
	Max	-	0.05	0.3	62.87	2.95	1.78	0.1	0.09	0.04	0.57	25.35
	Mean	-	0.03	0.22	56.38	1.24	0.89	0.1	0.9	0.02	0.09	19.52
	Sd	-	0.01	0.04	6.96	0.97	0.48	0.0	0.0	0.01	0.15	5.74
Magnetite ores	Min	-	0.03	0.43	53.05	2.12	0.39	0.1	0.09	0.03	0.05	0.77
	Max	-	0.15	3.25	71.45	11.46	6.18	0.26	1.07	0.09	3.34	4.43
	Mean	-	0.08	1.21	63.67	5.27	2.54	0.15	0.23	0.05	0.92	2.2
	Sd	-	0.04	0.97	6.62	3.12	2.33	0.06	0.37	0.02	1.22	1.3
Gossanized zone	Min	-	0.02	0.19	2.51	0.17	0.14	0.1	0.09	0.01	0.02	0.08
	Max	-	0.08	1.98	70.69	0.17	0.28	0.1	0.39	0.04	0.85	0.51
	Mean	-	0.44	0.99	47.36	0.17	0.21	0.1	0.19	0.03	0.42	0.27
	Sd	-	0.35	0.91	38.85	0.0	0.07	0.0	0.17	0.01	0.41	0.22
Host rocks (schist)	Min	-	0.22	5.87	6.31	0.17	0.55	0.1	0.75	0.03	0.09	0.08
	Max	-	2.14	14.64	12.33	4.89	5.29	4.97	3.74	0.14	0.48	1.68
	Mean	-	0.65	10.69	9.63	3.03	1.75	2.57	2.31	0.06	0.23	0.9
	Sd	-	0.83	3.35	2.25	1.93	2	1.76	1.13	0.05	0.15	0.74
Mean	Crust*	-	0.95	15.36	7.18	3.46	5.08	3.81	3.12	0.12	0.27	0.05
	Rapitan **	-	0.27	3.18	40.9	1.24	1.79	0.28	0.45	0.23	0.35	-
	Ediacaran***	-	0.3	0.42	61.81	0.09	0.14	0.3	0.13	0.02	2.84	-
	Superior**	-	0.04	1.5	12.17	1.93	2.24	0.13	0.2	0.49	0.08	0.2
	Algoma**	-	0.12	3.7	14.84	2	1.87	0.43	0.62	0.19	0.23	1.75
Enrichment Magnetite ores	Crust	-	0.08	0.08	8.87	1.52	0.50	0.04	0.07	0.42	3.41	44.00
	Rapitan	-	0.30	0.38	1.56	4.25	1.42	0.54	0.51	0.22	2.63	-
	Ediacaran	-	0.27	2.88	1.03	58.56	18.14	0.50	1.77	2.50	0.32	-
	Superior	-	2.00	0.81	5.23	2.73	1.13	1.15	1.15	0.10	11.50	11.00
	Algoma	-	0.67	0.33	4.29	2.64	1.36	0.35	0.37	0.26	4.00	1.26

Sulfide minerals	Crust	-	0.03	0.01	7.85	0.36	0.18	0.03	0.29	0.17	0.33	390.40

*Levinson (1980); **Gross and Mcleod (1987), Yeo (1981), Maynard (1983); ***Atapour and Aftabi (2017)

جدول ۲- میانگین، تغییرات و انحراف از معیار عنصرهای فرعی (برپایهٔ گرم در تن) و شدت غنی‌شدگی دربرابر ترکیب پوسته و کانسارهای مهم دنیا

	Sample No.	Elements	Cu	Mo	Pb	Zn	Cr	Ni	Co	Sn	V
		D.L.	۱	۱	۵	۵	۱	۱	۱	۱	۵
	Sulfide minerals	Min	200.7	1.56	51.14	37.48	238.4	132.6	278.1	0.75	8.81
		Max	2645	10.7	1219	7291	400.5	1369	3105	16.54	138.3
		Mean	871.65	5.67	190.51	781.84	318.34	600.4	1503.4	3.29	56.11
		Sd	624.1	3.08	317.38	1985.45	56.75	444.4	709.6	4.21	49.05
	Magnetite ores	Min	104	1.15	48.97	58.23	1	19.3	30.9	2.7	16.31
		Max	405.8	5.65	71.52	136.4	28.05	202.2	262.3	8.54	641
		Mean	241.64	2.83	60.56	106.34	8.27	94.8	131.6	5.18	306.25
		Sd	120.95	1.56	7.85	31.49	9.45	67.18	80.5	2.48	246.82
	Gossanized zone	Min	3.3	0.75	5	5	1	1	4.44	5.24	24.61
		Max	90.3	3.32	56.96	82.09	23.8	133.7	31.25	7.74	809.9
		Mean	61	2.22	39.17	47.44	13.94	84.33	21.7	6.25	459.07
		Sd	49.97	1.32	29.6	39.13	11.71	72.6	15.03	1.32	399.27
	Host rocks	Min	5.97	2.99	13.31	35.65	9.85	7.04	9.62	2.52	39.82
		Max	70.25	10.79	40.15	76.9	146.4	72.7	112.2	4.54	183.8
		Mean	31.32	4.93	26.18	57.68	90.72	38.6	54.8	3.55	84.16
		Sd	23.73	3.29	10.45	15.58	50.87	26.6	45.2	0.95	59.35
	Mean	Crust*	55	1.5	12.5	70	100	75	25	2	135
		Rapitan **	436	34	-	18	-	6	1.8	4	38
		Ediacaran***	59	-	-	26	27	8	8	-	38
		Superior**	14	-	-	40	112	37	28	-	42
		Algoma**	149	-	-	330	118	103	41	-	109
Enrichment factor	Magnetite ores	Crust	4.39	1.89	4.84	1.52	0.08	1.26	5.3	2.59	2.27
		Rapitan	0.55	0.08	-	5.91	-	15.8	73.1	1.30	8.06
		Ediacaran	4.10	-	-	4.09	0.31	11.8	16.45	-	8.06
		Superior	17.26	-	-	2.66	0.07	2.56	4.70	-	7.29
		Algoma	1.62	-	-	0.32	0.07	0.92	3.21	-	2.81
	Sulfide minerals	Crust	15.85	3.78	15.24	11.17	3.18	8.01	60.14	1.65	0.42

*Levinson (1980); **Gross and Mcleod (1987), Yeo (1981), Maynard (1983); ***Atapour and Aftabi (2017)

جدول ۳- میانگین، تغییرات و انحراف از معیار عنصرهای کمیاب (برپایهٔ گرم در تن) در نمونه‌های گوناگون و شدت غنی‌شدگی دربرابر ترکیب پوسته و کانسارهای مهم دنیا

	Sample No.	Elements	As	Sb	Ga	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd	Dy	Er	Yb
		D.L.	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱
	Sulfide minerals	Min	19.63	1.49	1	0.8	0.8	-	0.8	-	0.8	0.8	-	-
		Max	439.2	14.59	13.78	1.9	3.8	-	2.3	-	1.5	1.3	-	-
		Mean	121.35	4.41	4.69	0.9	1.7	-	0.9	-	0.8	0.8	-	-
		Sd	109.45	3.73	3.73	0.4	1	-	0.5	-	0.2	0.2	-	-
	Magnetite ores	Min	7.64	1.44	4.51	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8
		Max	114.2	2.72	46.38	10	20	3.6	21	7.4	8.6	6.3	3.4	2.1
		Mean	31.15	2.16	25.7	4.1	11	1.7	7.5	2.6	2.9	2.3	1.4	1.1
		Sd	37.5	0.54	14.1	3.8	8	1.2	8.1	2.6	3.2	2.3	1.1	0.6
	Gossanized zone	Min	15.82	1.09	29.4	0.8	1.1	0.8	0.8	0.8	-	-	-	-
		Max	91.99	2.73	58.8	6.7	19	2.1	6.9	1.4	-	-	-	-
		Mean	43.44	1.75	47.5	3.4	9.3	1.3	4.4	1	-	-	-	-
		Sd	42.18	0.87	15.84	3	8.8	0.7	3.2	0.4	-	-	-	-
	Host rocks	Min	6.03	1.15	7.39	-	41	1.2	4.7	1	0.8	1.1	0.8	0.8
		Max	55.66	2.6	16.42	-	137	8.9	35	8.5	9.2	8.4	4.6	3.8
		Mean	18.26	1.67	12.93	-	85	5.9	23	5.3	5.2	4.9	2.7	2.3
		Sd	21.25	0.55	3.74	-	35	3.1	13	2.8	3	2.7	1.4	1.2
	Mean	Crust*	1.8	0.2	15	30	60	8.2	28	6	5.4	3	2.8	3
		Rapitan **	-	-	16	22	27	2.1	5.4	0.8	1.1	0.7	0.5	0.4
		Ediacaran***	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		Superior**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		Algoma**	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Enrichment Factor	Magnetite ores	Crust	17.31	10.80	1.71	0.14	0.18	0.21	0.27	0.43	0.54	0.77	0.50	0.37
		Rapitan	-	-	1.61	0.19	0.40	0.81	1.39	3.25	2.64	3.29	2.80	2.75
		Ediacaran	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		Superior	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		Algoma	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Sulfide minerals	Crust	67.42	22.05	0.31	0.03	0.03	-	0.03	-	0.15	0.27	-	-

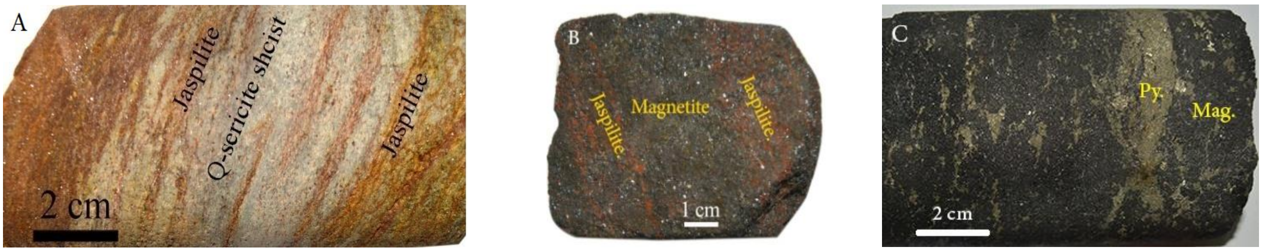
*Levinson (1980); **Gross and Mcleod (1987), Yeo (1981), Maynard (1983); ***Atapour and Aftabi (2017)

ساخت و بافت در تودهٔ معدنی و سنگ همبر

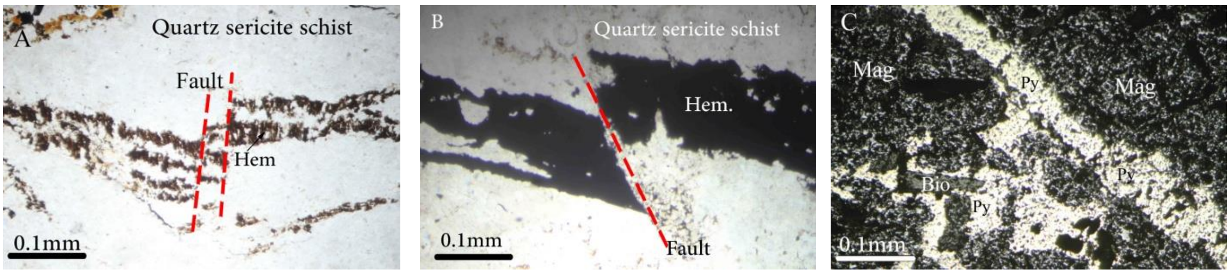
مهم‌ترین ساخت‌ها و بافت‌های دیده‌شده در نمونهٔ معدنی و سنگ همبر به شرح زیر هستند:

الف- ساخت و بافت لایه‌ای یا نواری: این ساخت و بافت دربردارندهٔ تناوبی از لایه‌ها یا نوارهایی از مگنتیت و هماتیت با کانی‌های سولفیدی (بیشتر پیریت و درمواردی کالکوپیریت و بورنیت) (شکل ۴) است و در نمونه‌های معدنی و یا در سنگ‌های همبر (مانند: بیوتیت‌شیست، اکتینولیت‌شیست، ژاسپیلیت و کوارتزیت) (شکل‌های ۵- A و ۵- B) دیده می‌شود.

ب- ساخت و بافت توده‌ای: این ساخت و بافت دربردارندهٔ بلورهای متراکم مگنتیت است که در پی غلظت بالای یون آهن در محلول‌های گرمابی نسبت به اسید سیلیسیک پدید آمده است (Maynard, 1983). چگونگی پیدایش مگنتیت در کانسارهای آهن نواری گوناگون بدین‌گونه است که نخست ژل‌های اکسیدی و هیدروکسیدی نخستین پدید می‌آیند؛ سپس در پی فرایند دیاژنز و دگرگونی بلورهای مگنتیت و هماتیت جایگزین آنها می‌شوند (Maynard, 1983).



شکل ۴- A) ساخت لایه‌ای ژاسپیلیت و شیست در کانسنگ پهنهٔ اکسیدی سطحی؛ B) ژاسپیلیت و مگنتیت در کانسنگ مگنتیتی؛ C) ساخت لایه‌ای پیریت درون مگنتیت



شکل ۵- A، B) بافت لایه‌ای و گسلیده هماتیت در کوارتز سریسیت‌شیست با نیکل موازی؛ C) ساخت رگه‌ای پیریت نیکل موازی (پیریت: Py؛ مگنتیت: Mag؛ هماتیت: Hem؛ بیوتیت: Bio)

پ- بافت انتشاری: این بافت دربردارندهٔ بلورهای شکل‌دار یا نیمه‌شکل‌دار مگنتیت در زمینه‌ای از پیریت است.

ت- ساخت و بافت چین‌خورده و گسلیده: این ساخت و بافت در پی فرایندهای کوهزایی و دگرگونی روی ساختارهای رسوبی- آتشفشانی و نوارهای مگنتیتی- هماتیتی پدید می‌آید و بیشتر در مگنتیت و به‌ندرت در پیریت دیده می‌شود. ازاین‌رو، این بافت و ساخت نشان‌دهندهٔ فرایندهای زمین‌ساختی و دگرگونی پس از رسوب‌گذاری است (شکل‌های ۵- A و ۵- B).

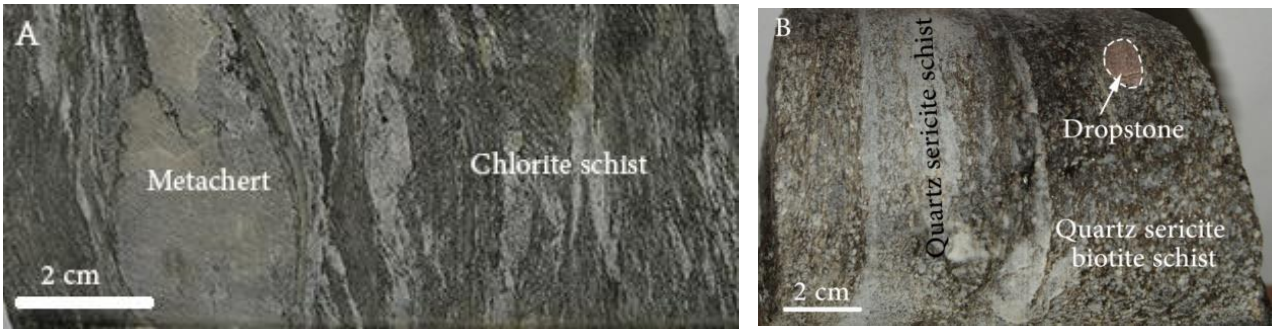
ث- ساخت و بافت رگه‌ای و رگچه‌ای: این ساخت و بافت بیشتر از رگچه‌های کلسیتی، سیلیسی،

سولفیدی (پیریت) ساخته شده است که تودهٔ معدنی و سنگ‌های همبر را قطع می‌کنند (شکل ۵- C).

ج- ساخت و بافت برشی یا کاتاکلاستیک: این ساخت و بافت از پاره‌های خردشده کانسنگ اولیه (مگنتیت) در زمینه‌ای از شیست‌های منطقه و تودهٔ معدنی ساخته شده و نشان‌دهندهٔ دگرگونی و گسلش است..

چ- ساخت و بافت گنایسی: این ساخت و بافت که در بررسی‌های صحرایی در آنومالی شمارهٔ ۳ گل‌گهر، چندین نمونه ساخت مشابه گنایس دیده شد، از سریسیت، کلریت و کوارتز ساخته شده است. این پاراژنز کانی‌شناسی با اینکه ساخت گنایسی نشان می‌دهد، اما به رخسارهٔ شیست مربوط است. ازاین‌رو، به‌کاربردن واژه گنایس سئوال برانگیز است. همچنین، حضور متاچرت‌های چشمی‌شکل در شیست‌ها (شکل ۶- A) همراه با سریسیت و کلریت، هر چند بافتی همانند گنایس را در سنگ نشان می‌دهد، اما نشان‌دهندهٔ دگرگونی گرانیت‌ها در رخسارهٔ شیست‌سبز است.

ح- ساخت و بافت قطعات معلق: در این ساخت و بافت، حضور پاره‌های کمابیش گردشده کربناتی و کوارتزی درون شیست‌ها و نمونه‌های معدنی (شکل ۶- B) نشان‌دهندهٔ حضور افتان‌سنگ‌ها (dropstones) باشد. این قطعات نابرجا هستند و نشان‌دهندهٔ حضور فعالیت‌های یخچالی در زمان پیدایش رسوب‌ها و هیدرواکسیدهای آهن هستند (Pettijohn, ۱۹۷۵).



شکل ۶- A) ساخت گنایسی با لایه‌هایی از شیست‌های سریسیتی و کلریتی؛ B) قطعات معلق درون لایه‌های شیست‌سبز

خ- ساخت و بافت چین‌خورده و گسلیده: این ساخت و بافت پیامد فرایندهای کوهزایی و دگرگونی روی ساختارهای رسوبی- آتشفشانی و نوارهای مگنتیتی- هماتیتی است و بیشتر در مگنتیت و به‌ندرت در پیریت دیده می‌شود. ازاین‌رو، نشان‌دهندهٔ فرایندهای زمین‌ساختی و دگرگونی پس از رسوب گذاری است.

د- ساخت و بافت سوپرژن (پهنهٔ اکسیدی سطحی): این ساخت و بافت به‌صورت ساخت جعبه‌ای (Boxwork) ثانویه در پی اکسیدشدن مانند مگنتیت و نوارهای پیریت و کالکوپیریت توسط آب‌های سطحی و فرورو پدید می‌آید. اکسی‌هیدروکسیدهای آهن از نخستین کانی‌های پدیدآمده از اکسیداسیون هستند که با گذشت زمان با لیمونیت، گئوتیت و هماتیت جایگزین می‌شوند (Guilbert and Park, 1997).

کانی‌شناسی تودهٔ معدنی و سنگ همبر

شکل ۷ توالی کانی‌شناسی کانی‌های آنومالی شمارهٔ ۳ معدن گل‌گهر را نشان می‌دهد. نخستین مرحله نشان‌دهندهٔ فوران‌های زیردریایی بازالتی همراه با رسوبگذاری رسوبات آواری (کوارتز) و شیمیایی (کلسیت و دولومیت) همراه با کانی‌های دگرسانی زیردریایی است. در مرحله دوم، در پی دیاژنز، سنگ‌های رسوبی آواری (ماسه‌سنگ، چرت و شیل)،

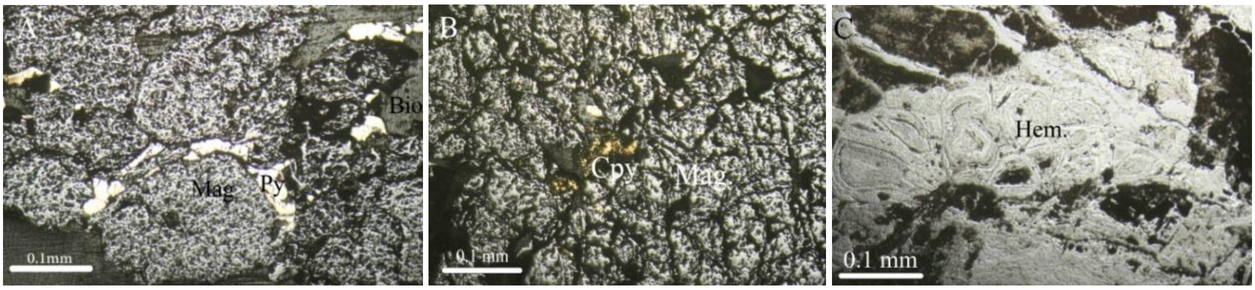
شیمیایی (سنگ‌های کربناتی) همراه با مرحله اصلی کانی‌زایی مگنتیت- هماتیت در سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی پدید می‌آیند. در مرحله سوم، به‌دنبال دگرگونی ناحیه‌ای هنگام کوهزایی کیمیرین همهٔ توالی‌های رسوبی و اکسیدهای آهن به کوارتزیت، شیست، مگنتیت درشت بلور و جهت‌یافته و متابازالت تبدیل می‌شوند. به‌دنبال افزایش فشار و دما در ژرفایی بیشتر از رخسارهٔ شیست‌سبز، سنگ‌های گرانیتوییدی همزمان با کوهزایی در پی آناتکسی پدید می‌آیند. نشانه‌هایی از هالهٔ دگرگونی همبری در پیرامون این توده‌ها دیده نشد؛ اما فراوانی سریسیت و کلریت جهت‌یافته نشان‌دهندهٔ دگرگونی ناحیه‌ای این نوع سنگ‌هاست. کاربرد روش سن‌سنجی اورانیم- سرب برای زیرکن این توده‌ها سن نئوپروتروزوییک- کامبرین (ادیاکاران) را نشان می‌دهد (Safarzadeh *et al.*, ۲۰۱۶). در مرحله پایانی، به‌دنبال هوازدگی شیمیایی و اکسیداسیون، مگنتیت و سولفیدها با هماتیت، گئوتیت، مگهمیت، مارتیت جایگزین می‌شوند.

Minerals	Submarine basaltic volcanism and sedimentation	Sedimentation, mineralization and diagenesis	Regional metamorphism and syntectonic metagranitoids			Supergene oxidation zone
			Greenschist	Metabasalt	Metagranite	
Oligoclase	▬▬▬	- - - -	- - - -	▬▬▬	▬▬▬	
Albite	———	———	▬▬▬	▬▬▬		
Alkali feldspar	- - - -	- - - -	- - - -		▬▬▬	
Silica gel	———					
Quartz	▬▬▬	▬▬▬	▬▬▬		▬▬▬	▬▬▬
Actinolite	———	———	▬▬▬	▬▬▬		
Epidote	———	———	▬▬▬	▬▬▬	- - - -	
Biotite			▬▬▬		- - - -	
Talc	- - - -	———	▬▬▬			
Chlorite	———	———	▬▬▬	———	———	
Sericite	- - - -	———	▬▬▬	———	———	
Garnet			———			
Tourmaline	- - - -	- - - -	- - - -			
Zircon			- - - -		- - - -	
Sphene						
Iron oxide gel	———					
Magnetite		▬▬▬	▬▬▬	———	- - - -	
Hematite		———	———			———
Geothite						▬▬▬
Maghemite						- - - -
Martite						- - - -
Sulfide gel	———					
Pyrite		———	———		- - - -	
Chalcopyrite		- - - -	- - - -			
Bornite		- - - -	- - - -			
Calcite	▬▬▬	▬▬▬	▬▬▬	- - - -		
Dolomite	▬▬▬	▬▬▬	▬▬▬	- - - -		
Apatite	- - - -	- - - -	- - - -		- - - -	
Clay minerals		- - - -				▬▬▬

شکل ۷– پاراژنزهای احتمالی کانی‌ها هنگام مراحل گوناگون پیدایش آنومالی شمارهٔ ۳ گل‌گهر

مگنتیت: این کانی به‌صورت شکل‌دار (شکل ۸- A)، توده‌ای (شکل ۸- B)، لایه‌ای، انتشاری و خردشده در کانسنگ آنومالی شمارهٔ ۳ یافت می‌شود. مگنتیت توده‌ای در شرایطی پدید می‌آید که در زمان پیدایش کانسار، غلظت آهن دربرابر اسیدسیلیسیک (H_4SiO_4) بالا باشد (Maynard, ۱۹۸۳). مگنتیت انتشاری به‌صورت پراکنده در میان کانی‌های سیلیکاتی یا سولفیدی دیده می‌شود.

هماتیت، مگهمیت و گئوتیت: این کانی‌ها پس از مگنتیت و هماتیت نخستین فراوانی بیشتری دارند. هماتیت ثانویه در پی دگرسانی و هوازدگی مگنتیت (شکل ۸- C) در کناره‌ها پدید می‌آید (Klein, 2005). مگهمیت کانی ثانویه‌ای است که به رنگ نارنجی مایل به سرخ و زرد با سختی کمابیش کم دیده می‌شود. نخستین فراورده‌های دگرسانی و اکسیداسیون، مگنتیت و کینومگنتیت و سپس مگهمیت و در پایان مارتیت هستند (Harding, 2009; Maynard, 1983). در مقطع صیقلی، کینومگنتیت به رنگ قهوه‌ای مایل به خاکستری در پیرامون مگنتیت دیده می‌شود. گئوتیت، پایدارترین اکسیدآهن و فراورده پایانیِ اکسیداسیون مگنتیت است که هنگام دگرسانی و هوازدگی پدید می‌آید (Harding, 2009; Maynard, 1983).



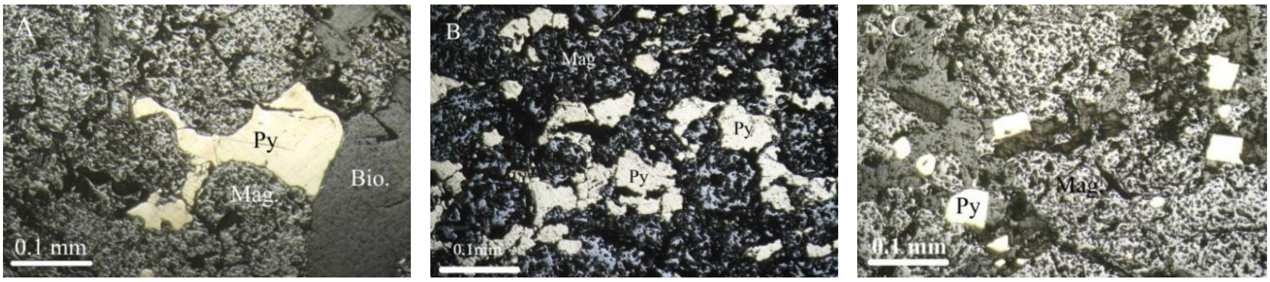
شکل ۸- A) مگنتیت شکل‌دار با پیریت؛ B) مگنتیت توده‌ای با کالکوپیریت؛ C) جایگزینی مگنتیت با هماتیت در بخش پهنهٔ اکسیدی سطحی کانسار (پیریت: Py؛ کالکوپیریت: Cyp؛ مگنتیت: Mag؛ هماتیت: Hem؛ بیوتیت: Bio)

پیریت: این کانی به شکل پیریت انتشاری بی‌شکل (شکل ۹- A) و نیمه‌شکل‌دار (شکل ۹- B) و شکل‌دار (شکل ۹- C) همراه با مگنتیت پدید می‌آید. همان‌گونه‌که در هر سه شکل دیده می‌شود، هیچ نشانه‌ای که نشان‌دهندهٔ قطع‌شدگی مگنتیت با این کانی‌ها باشد دیده نمی‌شود. ازاین‌رو، این کانی چه‌بسا به‌صورت همزاد با مگنتیت پدید آمده باشد. برپایهٔ داده‌های به‌دست‌آمده، پیریت‌های شکل‌دار چه‌بسا از تبلور دوبارهٔ پیریت‌های نیمه‌شکل‌دار در هنگام دیاژنز و یا دگرگونی (Spry *et al*., 2000) پدید می‌آیند (شکل ۹- C). همچنین، پیریت به‌صورت لایه‌ای میان‌لایه‌ایِ مگنتیت و گاه هماتیت و بیوتیت، اکتینولیت و سیلیکات‌های دیگر دیده می‌شود. این ویژگی نشان‌دهندهٔ کانه‌زایی همزاد سولفیدها با اکسیدهای آهن و رسوب‌های شیلی -کربناتی در پهنهٔ رسوبی است. جهت‌یابی کانی‌های سیلیکاتی دگرگونی با مگنتیت و پیریت (شکل ۴- C) همزادبودن این کانی ها را نشان می‌دهد. در تایید این نکته، در مقیاس چینه‌شناسی ساخت لایه‌ای (شکل ۳) میان شیست‌ها گوناگون و مگنتیت پایینی و بالایی نشان‌دهندهٔ لایه‌ای بودن یا نواری‌بودن کانسار گل‌گهر و آنومالی شمارهٔ ۳ است. افزون‌براین، برپایهٔ یافته‌های Maynard (۱۹۸۳)، در

بیشتر کانسارهای آهن نواری، بیشتر سولفیدها به‌ویژه پیریت همزاد با هیدروکسیدها و اکسیدهای آهن پدید می‌آید. پیریت خردشده، هنگام گسلش پس از دیاژنز و با احتمال بیشتر هنگام دگرگونی و در پی تنش‌های زمین‌ساختی پدید آمده است. حضور گسل‌های فراوان در کانسار بررسی‌شده (Anonymous, 1992) چه‌بسا علت خردشدگی پیریت‌ها باشد. پیریت رگه‌ای، در پی سردشدن محلول‌های دگرگون‌زاد (چه‌بسا دگرگونی پسرونده) در مرحله پایانی کانی‌زایی پدید آمده است (شکل ۵- C). این نوع پیریت‌ها در منطقه اکسیدان به‌دنبال فرایندهای سوپرژن و هوازدگی با گئوتیت جایگزین شده‌اند.

کالکوپیریت: این کانی در فاصلهٔ بلورهای مگنتیت (شکل ۸- B) دیده می‌شود. بررسی‌های بافتی نشان می‌دهند این کانی در کانسارهای آهن نواری به‌دنبال ته نشینی از ژل اولیه مکیناویت پدید آمده است (Bralia *et al*., 1979; Maynard, 1983). بورنیت به مقدار بسیار کم در شماری از نمونه‌ها دیده می‌شود.

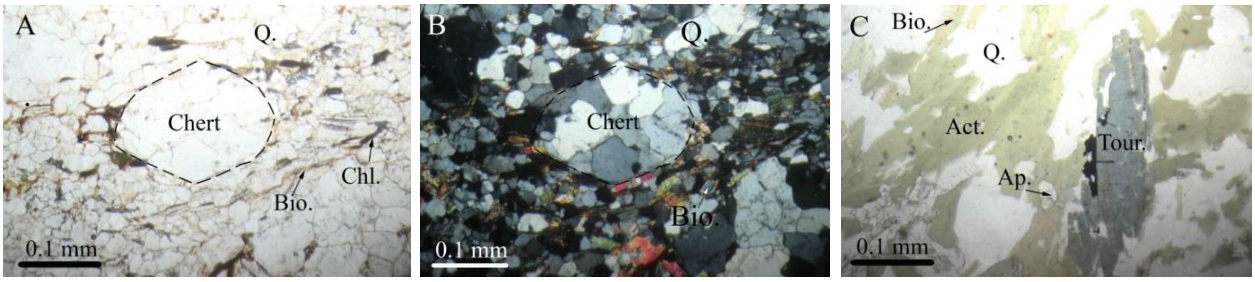
کانی‌های دیگر: کوارتز، در شیست‌های گوناگون، کوارتزیت و کوارتز سریسیت‌شیست به فراوانی در اندازه‌های مختلف تا به‌اندازهٔ چشم‌های کوارتزی درشت بلور (چند سانتیمتری) دیده می‌شود. بیوتیت کانی اصلی در بیشتر شیست‌هاست و در متاگرانیت نیز دیده می‌شود.



شکل ۹- پیریت‌های انتشاری گوناگون که به‌صورت انتشاری درون مگنتیت دیده می‌شوند: A) پیریت انتشاری بی‌شکل؛ B) پیریت نیمه‌شکل‌دار؛ C) پیریت شکل‌دار (پیریت: Py؛ مگنتیت: Mag؛ بیوتیت: Bio)

کلریت به شکل بلورهای کشیده و شکل‌دار در میان توالی‌های اکسیدی و سولفیدی دیده می‌شود. انواع با مرزهای گردشده (قدیمی‌تر) چه‌بسا به قطعات معلق مربوط باشند. سریسیت در سریسیت‌شیست‌ها و کوارتز شیست‌ها، فلدسپارها (آلبیت، الیگوکلاز، ارتوز و میکروکلین)، در سنگ‌های بیوتیت‌شیست، سریسیت‌شیست و متاگرانیت‌ها، اکتینولیت در شیست‌های سبز دیده می‌شود. اپیدوت در شیست‌سبز (متابازالت) دیده می‌شود؛ اگرچه در فرایندهای دگرگونی درجه پایین، در پی واکنش کلسیت با کانی‌های رسی و کلریت در دمایی نزدیک‌به ۳۵۰ تا ۴۰۰ درجه سانتیگراد پدید می‌آید (Faure, 1992). تالک به شکل کانی‌های جهت‌یافته و ورقه‌ای فراوان در تالک‌شیست دیده می‌شود. پیش کانی تالک، کلریت و رس‌های اولیه نونترونیت هستند که با پیشرفت دیاژنز و دگرگونی با تالک آهن‌دار جایگزین شده‌اند (Faure, 1992). پیدایش تالک و انواع آن پیامد واکنش منیزیم آب دریا با مذاب بازالتی و کانی‌های سیلیکاتی در محیط رسوبی است. همچنین، چه‌بسا پیدایش تالک‌ها پیامد واکنش سیلیس محلول با گرینالیت یا کلریت باشد

(Trendall and Morris, 1983). تالک در مغزه‌های حفاری معدن شمارهٔ ۳ گل‌گهر با ضخامت ۹ متر در ژرفای ۴۱۸ تا ۴۲۷ متری دیده شد (Badavi *et al*., 2018). از سوی دیگر، تالک همراه با سرپانتین از دگرگون‌شدن دولومیت‌های سیلیسی و شیلی نیز پدید می‌آید که در کانسنگ آنومالی شمارهٔ ۳ گل‌گهر این واکنش گمان می‌رود منطقی‌تر باشد (Deer *et al*., 1992). تورمالین، به‌صورت بلورهای شکل‌دار و سوزنی از کانی‌های بسیار مهم کانسارهای آهن نواری است (Slack *et al*., 2000) و در برخی نمونه‌ها تا ۱۵ درصد از شیست‌های سبز را دربر می‌گیرد. تورمالین‌های شکل‌دار و گردشده نسبت به نوع سوزنی قدیمی‌تر و آواری هستند. تورمالین چه‌بسا در پی دگرسانی و واکنش میان محلول‌های گرمابی زیردریایی (که از بور سرشار هستند) با کانی‌های سیلیکاتی پدید می‌آید (Spry *et al*., 2000). گاه این کانی به‌صورت میانبار درون اکسیدها دیده می‌شود (شکل ۱۰- C). آپاتیت درشت دانه (۵ درصد) نسبت به انواع ریزدانه (کمتر از ۵ درصد) فراوان‌تر است و در شیست‌ها یافت می‌شود. آپاتیت به‌صورت ژل اولیهٔ فسفاتی همراه با پیش کانی‌های هیدروکسیدفریک یا هیدرومگنتیت در پهنه‌های رسوبی ته‌نشین می‌شود و سپس هنگام دیاژنز و دگرگونی بلورهای آپاتیت را می‌سازد (Trendall and Morris, ۱۹۸۳).



شکل ۱۰- A، B) فراوانی قطعات چرتی در شیست‌ها (A: تصویر در PPL؛ B: تصویر در XPL)؛ C) تورمالین در شیست‌های سبز (تصویر در PPL) (اکتینولیت: Act؛ آپاتیت: Ap؛ کلریت: Chl؛ تورمالین: Tour؛ کوارتز: Q؛ بیوتیت: Bio)

سنگ‌نگاری کانسنگ معدنی و سنگ‌های همبر

شیست‌ها از فراوان‌ترین سنگ‌های همبر کانسنگ هستند اگرچه متابازالت، متاگرانیت و کوارتزیت نیز در بررسی‌های صحرایی دیده می‌شوند (جدول ۴).

الف- شیست‌ها: سریسیت‌شیست، تالک‌شیست، مسکویت شیست، بیوتیت سریسیت‌شیست، بیوتیت کلریت‌شیست، مسکویت کلریت‌شیست، بیوتیت‌شیست، کلریت مسکویت اکتینولیت‌شیست، کلریت بیوتیت اکتینولیت‌شیست و اکتینولیت‌شیست از سنگ‌های خانوادهٔ شیست در آنومالی شمارهٔ ۳ گل‌گهر هستند (جدول ۴). در این بررسی، شواهد پیدایش آمفیبولیت در رخنمون‌های سنگی و مغزه‌های حفاری آنومالی شمارهٔ ۳ دیده نشدند؛ اگرچه Jafari و همکاران (۲۰۱۸) تغییرات شدید رخسارهٔ آمفیبولیت در محدوده‌ای به مساحت کمتر از یک کیلومترمربع را در آنومالی شمارهٔ یک گزارش کرده‌اند. این نکته نیاز به بررسی بیشتر دارد؛ زیرا در فاصله چند متری تغییرات دما و فشار را از رخسارهٔ آمفیبولیت تا شیست به‌طور جانبی یا عمودی دیده نمی‌شود.

ب- متاگرانیت: آلکالی‌فلدسپار پرتیتی (۳۵ درصدحجمی)، کوارتز (۳۰ درصدحجمی)، الیگوکلاز (۲۵ درصدحجمی)، بیوتیت (۱۰ درصدحجمی) از

کانی‌های اصلی این سنگ و زیرکن، آپاتیت و کانی‌های کدر (۵ درصدحجمی) از کانی‌های فرعی آن به‌شمار می‌روند.

پ- کوارتزیت (شیست‌های کوارتزیتی): این سنگ با بافت موزاییکی بیش از ۹۵ درصدحجمی کوارتز دارد و سنگ اولیه آنها، ماسه‌سنگ ناخالص بوده است.

ت- متابازالت: بازالت دگرگون‌شده از اپیدوت، کلریت، آلبیت و کلسیت و اکتینولیت ساخته شده است. بیشتر اکتینولیت‌شیست‌ها در آنومالی شمارۀ ۳، پیامد دگرگونی ناحیه‌ای گدازه‌های زیردریایی بازالتی هستند.

جدول ۴- ویژگی‌ها و فراوانی کانی‌ها (برپایۀ درصدحجمی) در سنگ‌های خانواده شیست در کانسار شمارۀ ۳ گل‌گهر

Protolith rocks: shale + dolomite + basalt + sandstone + marl + chert)	Quartz	Feldspar	Biotite	Chlorite	Muscovite	Sericite	Actinolite	Tourmaline	Talc	Epidote	Calcite	Garnet, Apatite. Sphene, Zircon, Opaque
Sericite schist	30	-	10	-	5	40	-	-	-	5	-	<10
Talc schist	10	-	-	-	-	-	-	-	75	-	-	<10
Muscovite schist	55		5	-	25		-	-	-	5	-	<10
Biotite- sericite schist	35	25	10		10	-	-	15	-	-	-	<5
Biotite- chlorite schist	30	-	15	30		10	-		-	-	10	<5
Muscovite- chlorite schist	20	40		10	5	-		5	-	-	-	<5
Biotite schist	30	15	35	6	2		-	-	-	5	3	<10
Chlorite- muscovite- actinolite schist	30	-	5	-	20	-	30	5	-	-	-	<5
Chlorite- biotite- actinolite schist	30	-	20	5	5	-	3		-	٥	-	<5
Actinolte schist	25	8	12	6	-		40	-	-	5	-	<10

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی

داده‌های زمین‌شیمیایی عنصرهای اصلی، فرعی و کمیاب در سولفیدها، کانسنگ مگنتیتی، بخش اکسیدی سطحی کانسار و سنگ‌های همبر در جدول‌های ۱، ۲ و ۳ آورده شده‌اند. هدف از تفسیر داده‌های زمین‌شیمیایی عنصرها، بررسی غنی‌شدگی عنصرهای اصلی، فرعی و کمیاب در کانسنگ مگنتیتی دربرابر ترکیب پوسته و کانسارهای آهن گوناگون و در پایان، پی‌بردن به نوع کانی‌زایی آهن است.

الف- اکسیدهای عنصرهای اصلی: برپایۀ جدول ۱، میانگین اکسیدآهن ($Fe_2O_3^{total}$) در کانی‌های سولفیدی، کانسنگ مگنتیتی، پهنۀ اکسیدی سطحی (Gossanized zone) و سنگ همبر به‌ترتیب برابربا ۵۶/۳۸، ۶۳/۶۷، ۴۷/۳۶ و ۹/۶۳ درصدوزنی است. غنی‌شدگی کانسنگ مگنتیتی ۸/۸۷ برابر پوسته، ۱/۵۶ برابر کانسار راپیتان و ۱/۰۳ برابر کانسار ادیاکاران است (جدول ۱) و ازاین‌رو، این کانسنگ به کانسار ادیاکاران شباهت بیشتری دارد.

میانگین اکسیدآلومینیم در کانی‌های سولفیدی، کانسنگ مگنتیتی، پهنۀ اکسیدی سطحی و سنگ همبر، به‌ترتیب برابربا ۰/۲۲، ۱/۲۱، ۰/۹۹و ۱۰/۶۹ درصدوزنی (جدول ۱) و از میانگین پوسته کمتر است. کمبود این اکسید ویژۀ

کانسارهای آهن نواری است (Maynard, 1983) که به کانسارهای آهن نواری ادیاکاران نزدیک‌تر است. در میان کانسارهای آهن گوناگون بیشترین مقدار آلومینیم مربوط به کانسارهای آهن اثولیتی است (Maynard, 1983).

میانگین اکسیدمنیزیم در کانسنگ مگنتیتی برابربا ۵/۲۷ درصدوزنی، در کانی‌های سولفیدی برابربا ۱/۲۴ درصدوزنی، در پهنهٔ اکسیدی سطحی برابربا ۰/۱۷ درصدوزنی و در سنگ همبر برابربا ۳/۰۳ درصدوزنی است (جدول ۱). غنی‌شدگی اکسیدمنیزیم در کانسنگ مگنتیتی، دربرابر ترکیب پوسته و همهٔ کانسارهای آهن نواری چشمگیر است. این ویژگی چه‌بسا پیامد انحلال جامد منیزیم به جای مگنتیت ($MgFe_2O_4$ = منیزیوفریت، Dupuis and Beaudion, 2011) باشد. از طرفی مقدار زیاد منیزیم شاید پیامد حضور نوارهای بسیار ریز تالک‌شیست و مرمرهای دولومیتی در کانسنگ باشد.

میانگین اکسیدفسفر در کانی‌های سولفیدی، کانسنگ مگنتیتی، پهنهٔ اکسیدی سطحی و سنگ همبر به‌ترتیب ۰/۰۹، ۰/۹۲، ۰/۴۲ و ۰/۲۳ درصدوزنی است (جدول ۱). غنی‌شدگی اکسیدفسفر در کانسنگ مگنتیتی دربرابر ترکیب پوسته و کانسارهای آهن نواری راپیتان بیشتر است.

مقادیر گوگرد تغییرات چشمگیری در پوسته و انواع کانسارها نشان می‌دهد به‌گونه‌ای‌که در کانی‌های سولفیدی برابربا ۱۹/۵۲ درصدوزنی، در کانسنگ مگنتیتی برابربا ۲/۲ درصدوزنی، در پهنهٔ اکسیدی سطحی برابربا ۰/۲۷ درصدوزنی و در سنگ همبر برابربا ۰/۹ درصدوزنی است (جدول ۱). میانگین این عنصر در کانسنگ مگنتیتی، دربرابر میانگین پوسته ۴۴ برابر غنی‌شدگی نشان می‌دهد. غنی‌شدگی شدید این عنصر در کانی‌های سولفیدی (۳۹۰ برابر) چشمگیر است. میانگین اکسیدهای عنصرهای اصلی دیگر تغییرات معنی‌داری را نشان نمی‌دهد و گاه نزدیک به مقدار آن در ترکیب پوسته و یا کمتر از آن است.

ب- عنصرهای فرعی و کمیاب: تغییرات مقدار عنصرهای فرعی و کمیاب و شدت غنی‌شدگی آنها در کانی‌های سولفیدی، کانسنگ مگنتیتی، بخش پهنهٔ اکسیدی سطحی کانسار و سنگ‌های همبر آنومالی شمارهٔ ۳ گل‌گهر، دربرابر ترکیب پوستهٔ زمین و کانسنگ کانسارهای ادیاکاران، راپیتان، سوپریور و آلگوما، در جدول‌های ۲ و ۳ و شکل ۱۱ مقایسه شده است. بر این پایه، مس، سرب، روی فراوان‌تر از عنصرهای دیگر هستند.

مس (Cu): میانگین مس در کانی‌های سولفیدی، کانسنگ مگنتیتی، پهنهٔ اکسیدی سطحی و سنگ‌های همبر به‌ترتیب برابربا ۸۷۱/۶۵، ۲۴۱/۶۴، ۶۱ و ۳۱/۳۲ گرم در تن است (جدول ۲). شدت غنی‌شدگی مس در کانسنگ مگنتیتی دربرابر ترکیب پوسته افزودگی (۴/۳۹) دارد (جدول ۲) و حداکثر مس (۲۶۴۵ گرم در تن) در کانی‌های سولفیدی حضور کالکوپیریت و بورنیت را نشان می‌دهد.

مولیبدن (Mo): مقدار میانگین مولیبدن در کانی‌های سولفیدی، کانسنگ مگنتیتی، سوپرژن و سنگ همبر به‌ترتیب برابربا ۵/۶۷، ۲/۸۳، ۲/۲۲ و ۴/۹۳ گرم در تن است (جدول ۲) که نسبت به میانگین پوسته‌ای افزودگی نشان می‌دهد (جدول ۲).

سرب (Pb): میانگین غلظت سرب در کانی‌های سولفیدی برابربا ۱۹۰/۵۱ گرم در تن، در کانسنگ مگنتیتی برابربا ۶۰/۵۶ گرم در تن، در پهنهٔ اکسیدی سطحی برابربا ۳۹/۱۷ گرم در تن و در سنگ همبر برابربا ۲۶/۱۸ گرم در تن و بیشترین

مقدار آن در کانی‌های سولفیدی برابربا ۱۲۱۹ گرم در تن (جدول ۲) و به دلیل جانشینی سرب در پیریت (Levinson, 1980) است.

روی (Zn): تغییرات میانگین روی در کانی‌های سولفیدی، کانسنگ مگنتیتی، پهنهٔ اکسیدی سطحی و سنگ همبر به‌ترتیب برابربا ۷۸۱/۸۴، ۱۰۶/۳۴، ۴۷/۴۴ و ۵۷/۶۸ گرم در تن است که دربرابر ترکیب پوسته، کانسار ادیاکاران، کانسار راپیتان، کانسار سوپریور و کانسار آلگوما به‌ترتیب برابربا ۱/۵۲، ۵/۹۱، ۴/۰۹، ۲/۶۶ و ۰/۳۲ است (جدول ۲). بیشترین مقدار روی در کانی‌های سولفیدی برابربا ۷۲۹۱ گرم در تن است (جدول ۲) که به‌علت جانشینی روی در پیریت (Levinson, 1980) و یا حضور احتمالی اسفالریت است.

کبالت (Co): میانگین کبالت در کانی‌های سولفیدی برابربا ۱۵۰۳/۴۳ گرم در تن، در کانسنگ مگنتیتی برابربا ۱۳۱/۵۹ گرم در تن، در پهنهٔ اکسیدی سطحی برابربا ۲۱/۷۷ گرم در تن و در سنگ همبر برابربا ۵۴/۷۷ گرم در تن است. شدت غنی‌شدگی کبالت در کانسنگ مگنتیتی، دربرابر ترکیب پوسته، کانسارهای ادیاکارن، راپیتان، سوپریور و الگوما به‌ترتیب برابربا ۵/۳، ۷۳/۱، ۱۶/۴۵، ۴/۷ و ۳/۲۱ (جدول ۲) است. بیشترین مقدار کبالت در پیریت برابربا ۳۱۰۵/۳۴ گرم در تن است و جانشین آهن در ساختار پیریت می‌شود (Levinson, 1980).

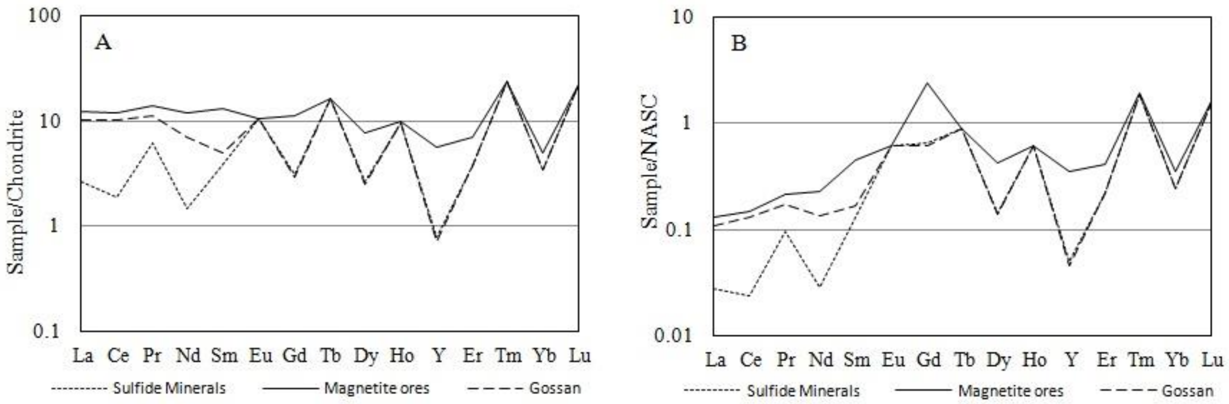
وانادیم (V): مقدار متوسط وانادیم در کانی‌های سولفیدی برابربا ۵۶/۱۱ گرم در تن، در کانسنگ مگنتیتی برابربا ۳۰۶/۲۵ گرم در تن، در پهنهٔ اکسیدی سطحی برابربا ۴۵۹/۰۷ گرم در تن و در سنگ همبر برابربا ۸۴/۱۶ گرم در تن است. وانادیم در کانسنگ مگنتیتی، نسبت به میانگین پوسته‌ای، کانسارهای ادیاکاران، راپیتان، سوپریور و آلگوما به‌ترتیب برابربا ۲/۲۷، ۸/۰۶، ۸/۰۶، ۷/۲۹ و ۲/۸۱ غنی‌شدگی نشان می‌دهد (جدول ۲) و بیشترین مقدار آن در پهنهٔ اکسیدی سطحی برابربا ۸۰۹/۹ گرم در تن است.

آرسنیک (As): تغییرات مقدار میانگین آرسنیک در کانی‌های سولفیدی، کانسنگ مگنتیتی، پهنهٔ اکسیدی سطحی و سنگ همبر به‌ترتیب برابربا ۱۲۱/۳۵، ۳۱/۱۵، ۴۳/۴۴ و ۱۸/۲۶ گرم در تن است (جدول ۳) و غنی‌شدگی آن در کانسنگ مگنتیتی، نسبت به میانگین پوسته‌ای نزدیک‌به ۱۷/۳۱ برابر است. بیشترین مقدار آرسنیک در کانی‌های سولفیدی برابربا ۴۳۹/۲ گرم در تن است؛ زیرا آرسنیک در پیریت تمرکز پیدا می‌کند (Levinson, 1980).

آنتیموان (Sb): میانگین آنتیموان در کانی‌های سولفیدی، کانسنگ مگنتیتی، پهنهٔ اکسیدی سطحی و سنگ همبر به‌ترتیب برابربا ۴/۴۱، ۲/۱۶، ۱/۷۵ و ۱/۶۷ گرم در تن است (جدول ۳). آنتیموان در کانسنگ مگنتیتی، نسبت به میانگین پوسته‌ای نزدیک‌به ۱۰/۸ برابر غنی‌شدگی نشان می‌دهد. بیشترین مقدار آنتیموان در کانی‌های سولفیدی برابربا ۱۴/۵۹ گرم در تن است (جدول ۳).

پ- عنصرهای خاکی کمیاب: عنصرهای خاکی کمیاب در شناسایی کانسارهای آهن نواری گوناگون نقش تعیین‌کننده‌ای دارند. غنی‌شدگی و تغییرات عنصرهای خاکی کمیاب دربرابر ترکیب کندریت و شیل آمریکای شمالی به‌دست آورده شده‌اند (جدول ۳؛ شکل ۱۱). برپایهٔ شکل ۱۱، تغییرات آشکاری در غنی‌شدگی عنصرهای خاکی کمیاب دیده نمی‌شود؛ اگرچه عنصرهای سنگین غنی‌شدگی ضعیفی را نشان می‌دهند. مهم‌ترین نکته نبود آنومالی آشکار یوروپیم است. این ویژگی از

ویژگی‌های کانسارهای آهن نواری نوع ادیاکاران و راپیتان است (Baldwin, 2014). آنومالی مثبت گادولونیم، تربیم و تولیم در شکل ۱۱، به دلیل تمرکز عنصرهای یادشده در کانی‌های آواری (مونازیت، زینوتیم و زیرکن) درون قطعات معلق است (Baldwin, 2014). برپایهٔ یافته‌های Baldwin (۲۰۱۴)، Mohseni و Aftabi (۲۰۱۵) و Atapour و Aftabi (۲۰۱۷)، این نوع آنومالی‌ها ویژهٔ کانسارهای آهن نواری در محیط یخچالی (ادیاکاران و راپیتان) است.



شکل ۱۱- نمودار غنی‌شدگی عنصرهای خاکی کمیاب در کانی‌های سولفیدی، کانسنگ مگنتیتی و پهنهٔ اکسیدی سطحی آنومالی شمارهٔ ۳ گل‌گهر دربرابر: A) ترکیب کندریت؛ B) ترکیب ماسه‌سنگ آمریکای شمالی

عنصرهای دیگر: میانگین مقدار کروم، نیکل، قلع، گالیم، نیوبیویم، لانتانیم، سریم به مقدار آنها در ترکیب پوستهٔ زمین (جدول ۳) نزدیک است و تغییرات معنی‌داری را نشان نمی‌دهند.

بررسی‌های آماری

الف- ضریب همبستگی: ضریب همبستگی عنصرها در کانی‌های سولفیدی، کانسنگ مگنتیتی، پهنهٔ اکسیدی سطحی و سنگ همبر در جدول ۵ نشان داده شده است. در کانی‌های سولفیدی (جدول ۵- A) همبستگی خوبی میان گروه‌های آهن- گوگرد (۰/۵۷۳)، آهن- مس (۰/۵۰۹)، آهن- کروم (۰/۶۲۰)، آهن- کبالت (۰/۶۱۶)، گوگرد- نیکل (۰/۶۵۷)، گوگرد- کبالت (۰/۶۱۰)، روی- سرب (۰/۹۲۹)، سرب- قلع (۰/۸۶۵)، سرب- آنتیموان (۰/۸۲۹)، روی- قلع (۰/۷۶۳)، روی- آنتیموان (۰/۵۹۷)، قلع- آنتیموان (۰/۸۶۴) و وانادیم- گالیم (۰/۸۵۵) دیده می‌شود.

در نمونه‌های کانسنگ مگنتیتی (جدول ۵- B) آهن همبستگی اندکی با بیشتر عنصرها نشان می‌دهد. این پدیده چه‌بسا پیامد اکسی‌فیل‌بودن آهن و فراوانی کانسنگ مگنتیتی است؛ اگرچه با وانادیم، مس و گوگرد همبستگی متوسطی نشان می‌دهد. این ویژگی پیامد جانشینی وانادیم به‌جای آهن در ساختار مگنتیت و حضور مس و گوگرد در پیریت است. همچنین، وابستگی زمین‌شیمیایی قوی میان گوگرد- سرب (۰/۵۱۱)، گوگرد- کبالت (۰/۹۵۴)، گوگرد- آرسنیک (۰/۶۵۷)، گوگرد- آنتیموان (۰/۵۳۰)، سرب- روی (۰/۸۸۹)، سرب- کبالت (۰/۶۷۵)، سرب- قلع (۰/۸۶۶)، سرب- آرسنیک (۰/۹۷۴)، سرب- آنتیموان (۰/۹۹۵)، قلع- آنتیموان (۰/۸۸۷)، قلع- آرسنیک (۰/۸۹۵)، قلع- کبالت (۰/۶۲۲)، روی- کبالت (۰/۶۵۷)، روی- قلع (۰/۸۵۹)، روی- آرسنیک (۰/۹۶۹)، روی- آنتیموان (۰/۹۹۳) و آرسنیک- آنتیموان (۰/۹۷۷) دیده می‌شود.

جـدول ۵- ضـریب همبســتگی عنصـرهای درون کـانی‌هـای سـولفیدی (A)، کانســنگ مگنتیتــی (B)، پهنـهٔ اکسـیدی سـطحی (C) و سنگ‌های همبر (D) در آنومالی شمارهٔ ۳ گل‌گهر

A

Proximity Matrix

	Fe	p	S	Cu	Mo	Pb	Zn	Ni	Cr	Co	Sn	V	As	Sb	Ga	Ce
Fe	1.000	.333	**.573**	**.509**	.439	.087	.034	.098	**.620**	**.616**	.301	.267	.089	.178	.321	.265
p		1.000	-.202	-.010	.056	.473	.200	-.370	.460	.019	.295	-.084	.172	.338	.128	.141
S			1.000	.200	-.055	-.236	-.190	**.657**	.069	**.610**	-.253	-.229	.460	-.330	-.347	.049
Cu				1.000	.406	.030	-.059	.284	.434	.257	.114	-.151	-.360	.223	.012	-.064
Mo				.	1.000	-.019	-.042	-.493	.367	.470	.121	.420	-.548	.109	.394	-.178
Pb						1.000	**.929**	-.460	.212	-.065	**.865**	-.165	.161	**.829**	-.143	.025
Zn							1.000	-.438	.066	-.084	**.763**	-.015	.231	**.597**	-.046	-.062
Ni								1.000	-.129	.086	-.441	-.469	.355	-.391	-.441	.059
Cr									1.000	.269	.313	.247	-.165	.419	.250	.083
Co										1.000	-.021	-.077	-.114	-.086	-.003	.017
Sn											1.000	.027	.099	**.864**	.137	.088
V												1.000	-.277	-.207	**.855**	-.005
As													1.000	-.017	-.333	.348
Sb														1.000	-.071	.148
Ga															1.000	.211
Ce																1.000

B

Proximity Matrix

	Fe	p	S	Cu	Mo	Pb	Zn	Ni	Cr	Co	Sn	V	As	Sb	Ga	Ce
Fe	1.000	-.325	.456	.442	-.269	-.025	-.037	.031	-.019	.102	.236	.479	.001	.026	-.230	-.012
p		1.000	-.002	-.141	.310	-.229	-.229	.035	-.267	-.091	-.163	.442	-.231	-.270	.348	.370
S			1.000	.111	.213	**.511**	.494	.218	.469	**.945**	.467	-.534	**.658**	**.530**	-.693	-.471
Cu				1.000	-.029	-.025	-.040	.092	-.071	.304	.067	-.028	.020	.003	.044	-.251
Mo					1.000	.289	.287	.211	.231	.247	.301	.136	.250	.266	.019	.101
Pb						1.000	**0.889**	.335	-.495	**.675**	**.866**	-.340	**.974**	**.995**	-.442	-.337
Zn							1.000	.340	.497	**.658**	**.859**	-.323	**.969**	**.993**	-.424	-.331
Ni								1.000	.348	.333	-.058	.062	.240	.302	.143	-.241
Cr									1.000	.332	.446	-.310	.363	.286	-.402	-.351
Co										1.000	**.621**	-.539	.488	.295	-.655	-.505
Sn											1.000	-.494	**.895**	**.887**	-.575	-.112
V												1.000	-.422	-.423	.447	.352
As													1.000	**.977**	-.550	-.401
Sb														1.000	-.514	-.359
Ga															1.000	.377
Ce																1.000

C

Proximity Matrix

	Fe	P	S	Cu	Mo	Pb	Zn	Ni	Cr	Co	Sn	V	As	Sb	Ga	Ce
Fe	1.000	.119	**.740**	.399	.254	**.599**	**.931**	.497	.350	**.759**	-.975	**.934**	**.586**	-.976	.286	.205
P		1.000	.192	.237	.153	-.245	.272	.169	-.257	.201	-.925	.170	.015	-.925	.203	.323
S			1.000	**.762**	.307	**.771**	**.935**	**.682**	-.313	**.720**	-.870	.331	-.111	-.870	.341	.295
Cu				1.000	.264	**.767**	**.942**	**.593**	.260	.398	-.982	.245	**.560**	-.982	.191	.324
Mo					1.000	.468	.297	.427	.353	.445	-.997	.398	.318	-.997	.491	.245
Pb						1.000	**.947**	.492	.264	.497	-.985	.250	.547	-.985	.193	.232
Zn							1.000	.398	.298	.419	-.988	.443	.250	-.988	.278	.266
Ni								1.000	.221	**.599**	-.954	.202	.351	-.954	.369	.153
Cr									1.000	.240	-.996	.399	.305	-.995	.289	.350
Co										1.000	-.968	.223	.611	-.969	.281	.286
Sn											1.000	-.990	-.394	-.998	-.598	-.216
V												1.000	.259	-.990	.280	.364
As													1.000	-.394	.444	-.219
Sb														1.000	-.998	-.915
Ga														.	1.000	.392
Ce																1.000

D

Proximity Matrix

	Fe	P	S	Cu	Mo	Pb	Zn	Ni	Cr	Co	Sn	V	As	Sb	Ga	Ce
Fe	1.000	.246	**.514**	.354	-.171	**.561**	.445	.397	-.412	-.132	.283	**.952**	**.604**	-.458	.114	-.525
P		1.000	.037	.244	-.046	.274	.341	.262	.075	.162	-.045	**.593**	.039	-.600	.260	-.178
S			1.000	.044	.053	.206	.213	.149	.156	**.577**	-.515	-.176	-.468	.214	-.422	.056
Cu				1.000	-.064	**.575**	**.545**	.345	-.365	-.110	.121	.249	.477	-.226	.243	-.382
Mo					1.000	.004	.260	.169	.458	.227	-.698	-.144	-.157	-.228	-.312	.101
Pb						1.000	**.616**	.451	-.364	-.100	.037	.364	**.558**	-.414	.237	-.304
Zn							1.000	.354	.344	.431	-.515	.201	.022	-.540	.163	.008
Ni								1.000	-.051	.302	.011	.369	.460	-.470	.249	-.476
Cr									1.000	.132	-.780	-.310	-.594	-.070	-.601	.113
Co										1.000	-.544	-.070	-.300	-.085	-.292	.028
Sn											1.000	.235	.332	.381	.359	-.734
V												1.000	.389	-.523	.209	-.479
As													1.000	-.381	.362	-.379
Sb														1.000	-.339	-.229
Ga															1.000	-.704
Ce																1.000

ارتباط قوی این عنصرها با یکدیگر پیامد ویژگی کالکوفیلی و جانشینی آنها در ساختار پیریت و کالکوپیریت (Levinson, 1980; Rose *et al*., 1979; Reich *et al*., ۲۰۱۳) است که همراه با کانسنگ مگنتیتی دیده می‌شوند.

بررسی همبستگی عنصرها در نمونه‌های پهنهٔ اکسیدی سطحی منطقه ویژگی جالبی را نشان می‌دهد (جدول ۵- C)؛ به‌گونه‌ای‌که میان آهن و گوگرد، سرب، روی، کبالت، وانادیم و آرسنیک همبستگی بیشتر از ۰/۵ دیده می‌شود. حضور هماتیت، گئوتیت و کانی‌های رسی در پهنهٔ اکسیدی سطحی نشان می‌دهد این عنصرها را کانی‌های کلوییدی که از اکسیداسیون سولفیدها و مگنتیت و سیلیکات‌ها پدید آمده‌اند، جذب کرده‌اند. از سوی دیگر، میان گوگرد و عنصرهای کالکوفیل همبستگی کمابیش قوی دیده می‌شود. این همبستگی در پی تمرکز این عنصرهای کالکوفیل در ساختار پیریت و شاید سولفات‌های فلزی پدیدآمده از اکسیداسیون سولفیدهاست (Rose *et al*., 1979).

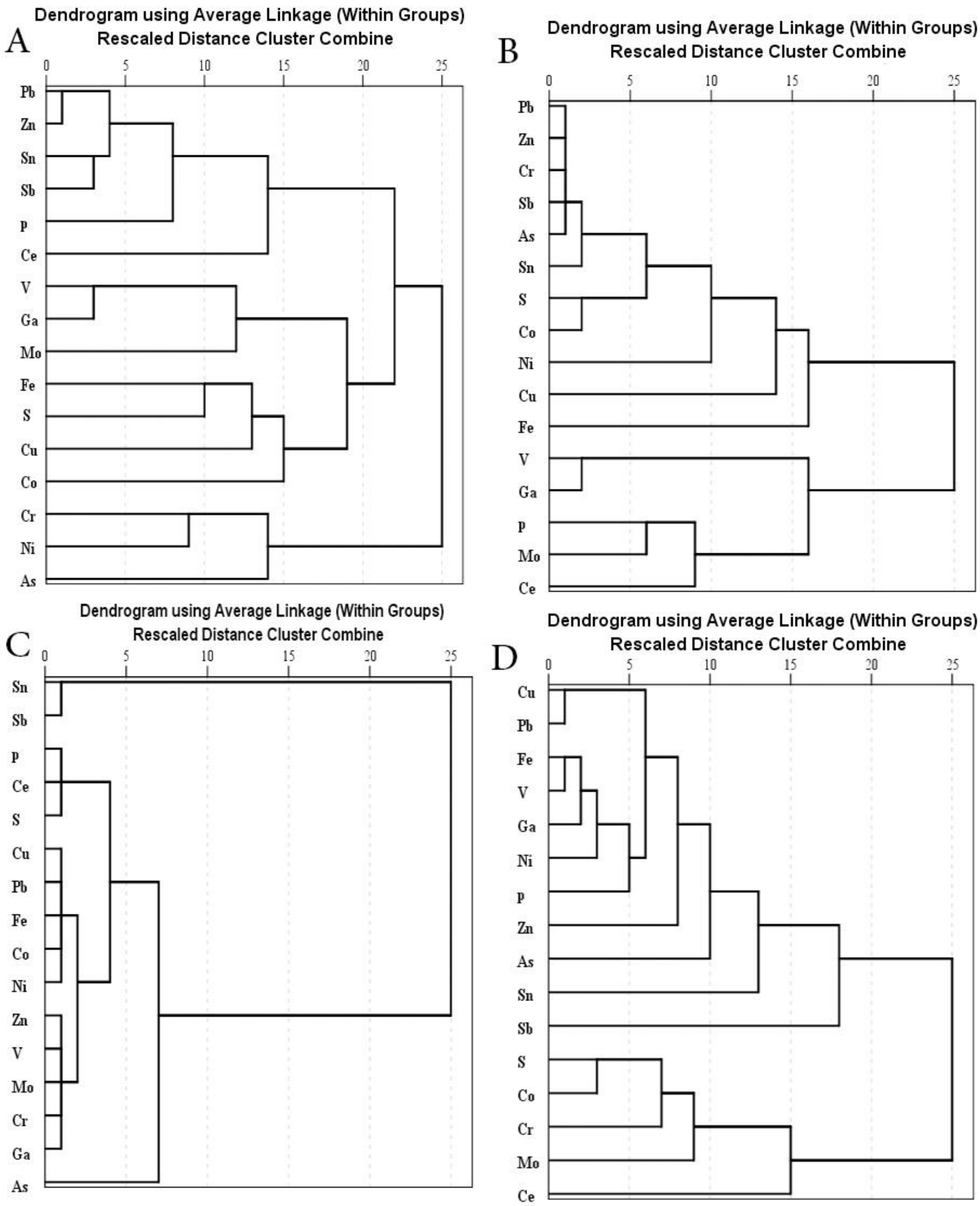
در سنگ‌های همبر ارتباط زمین‌شیمیایی متوسطی میان عنصرهای گوناگون دیده می‌شود (جدول ۵- D). این ارتباط برای گروه‌های آهن، مس، گوگرد، سرب، وانادیم، آرسنیک و روی روشن‌تر است. ارتباط آهن با عنصرهای کالکوفیل، به‌علت جانشینی عنصرهای کالکوفیل در ساختار پیریت و کالکوپیریت (Levinson, 1980; Rose *et al*., 1979; Shao *et al*., 2018) درون شیست‌ها توجیه‌پذیر است.

ب- نمودار خوشه‌ای: نمودار خوشه‌ای برای کانی‌های سولفیدی، کانسنگ مگنتیتی، پهنهٔ اکسیدی سطحی و سنگ‌های همبر در شکل‌های ۱۲–A تا ۱۲- D نشان داده شده است. کانی‌های سولفیدی سه خوشهٔ اصلی دارند (شکل ۱۲- A). این ارتباط چه‌بسا پیامد حضور عنصرهای کالکوفیل در ساختار پیریت و کالکوپیریت باشد. Zhao و Jiang (۲۰۰۷) همراهی سریم با عنصرهای کالکوفیل و جانشینی آن در سولفیدها را نشان دادند. از سوی دیگر، ارتباط سریم با فسفر چه‌بسا پیامد حضور میانبارهای ریز آپاتیت در سولفیدهاست.

خوشهٔ دوم دربردارندهٔ دو زیرشاخهٔ وانادیم- گالیم- مولیبدن و زیرشاخهٔ آهن- کروم- مس- کبالت است. در زیرشاخهٔ نخست وانادیم و گالیم جانشین پیریت و کالکوپیریت می‌شوند (Sahlström *et al*., 2017)؛ اگرچه احتمال جانشینی این عنصرها در کانی ژرمانیت [Germanite= Cu_3, (Ge, Ga, Fe) (S, As_4)] را نباید نادیده گرفت (Sahlström *et al*., 2017). همبستگی مولیبدن با این عنصرها شاید پیامد حضور مولیبدنیت در کانسار گل‌گهر است (Mucke and Golestaneh, 1982). در خوشهٔ سوم همبستگی خوبی میان گوگرد- نیکل- آرسنیک دیده می‌شود که پیامد جانشینی نیکل و آرسنیک در ساختار پیریت و کالکوپیریت است (Levinson, 1980)؛ اگرچه Mucke و Golestaneh (۱۹۸۲) حضور سولفید نیکل [Linnaeite= $(Co, Ni)_3S_4$] را در کانسار گل‌گهر نیز گزارش کرده‌اند.

در نمودار خوشه‌ای کانسنگ مگنتیتی (شکل ۱۲– B)، دو خوشهٔ اصلی دیده می‌شود. خوشهٔ اول شامل سرب- روی- کروم- آنتیموان- آرسنیک- قلع- گوگرد- کبالت- نیکل- مس و آهن است. زیرخوشهٔ آهن با همهٔ عنصرهای یادشده همبستگی نشان می‌دهد. این همبستگی

پیامد جانشینی روی، کروم و قلع در ساختار مگنتیت و جانشینی سرب، آنتیموان- آرسنیک، کبالت، نیکل و مس در ساختار پیریت و کالکوپیریت است (Levinson, 1980).



شکل ۱۲- نمودار خوشه‌ای عنصرهای درون: A) کانی‌های سولفیدی؛ B) کانسنگ مگنتیتی؛ C) پهنهٔ اکسیدی سطحی؛ D) سنگ‌های همبر در آنومالی شمارهٔ ۳ گل‌گهر

در خوشـهٔ دوم وانـادیم- گـالیم- فسـفر- مولیبـدن- سـریم دیـده مـی‌شـوند. وانـادیم- گـالیم زیرخوشـهٔ نخسـت و فسـفر- مولیبـدن- سـریم زیرخوشـهٔ دوم هسـتند. همبسـتگی وانـادیم- گـالیم پیامـد جانشـینی آنهـا بـه‌جـای آهـن در سـاختار مگنتیـت اسـت (Rose *et al.*, 1979). همبسـتگی فسـفر بـا سـریم پیامـد تمرکـز هـر دو عنصـر در آپاتیـت اسـت و همـراه بـا مگنتیـت دیـده مـی‌شـود (Levinson, 1980). همچنـین، حضـور مولیبـدن در ایـن خوشـه شـاید پیامـد جانشـینی آن بـه جـای آهـن در سـاختار مگنتیـت باشـد (De Vos and Tarvainen, 2006).

در پهنهٔ اکسیدی سطحی منطقـه (شـکل ۱۲–C) دو خوشـهٔ اصـلی دیـده مـی‌شـود. در پـی پیـدایش هیدرواکسـیدقلع [$Sn(OH)_4$] و اکسـیدآنتیموان ($Valentinite=Sb_2O_3$)، قلـع- آنتیمـوان خوشـهٔ مسـتقلی را مـی‌سـازند (Kabata-Pendias, 2011). خوشهٔ دوم شامل فسفر- سریم- گوگرد- مس- سرب- آهن- کبالت- نیکل- روی- وانادیم- مولیبدن- کروم- گالیم- آرسنیک است که بـه دو زیرشـاخه رده‌بنـدی مـی‌شـود. زیرشـاخهٔ نخسـت شـامل فسـفر- سـریم- گوگرد- مس- سـرب- آهـن- کبالـت- نیکـل- روی- وانادیم- مولیبدن- کروم- گالیم است و ازآنجـایی‌کـه هیدروکسیدهای آهن و کانی‌های رسی آنها را جـذب می‌کنند، در یک گروه جداگانـه رده‌بنـدی مـی‌شـوند (Rose *et al.*, 1979; De Vos and Tarvainen, ۲۰۰۶). زیرشـاخهٔ مسـتقل آرسـنیک بـه‌علـت آرسـنات‌آهـن ($Scorodite= FeAsO_4, 2H_2O$) پدیـد آمده است (Levinson, 1980).

نمـودار خوشـه‌ای نمونـه‌هـای سـنگ‌هـای همبـر (شیسـت‌هـای گونـاگون) (شـکل ۱۲– D) نیـز نشـان‌دهنـدهٔ دو خوشـهٔ اصـلی اسـت. خوشـهٔ اول دربردارنـدهٔ مـس- سـرب- آهـن- وانـادیم- گـوگرد- کبالـت- مولیبـدن- کـروم- گـالیم- نیکـل- فسـفر- روی–آرسـنیک- قلـع- آنتیمـوان و خوشـهٔ دوم دربردارنـدهٔ گـوگرد- کبالـت- کـروم- مولیبـدن- سـریم اسـت. ارتبـاط انـدک هـر دو شـاخه نشـان‌دهنـدهٔ تمرکـز بسـیار کـم عنصـرها و پراکنـدگی نـامنظم سـولفیدها و مگنتیـت در سنگ‌های همبر است.

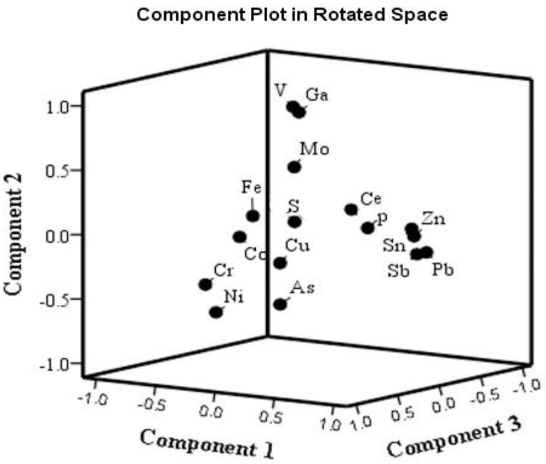
پ- آزمـون مؤلفـه‌هـای اصـلی: نتـایج آزمـون مؤلفـه‌هـای اصـلی (PCA= Principal component analysis) در کـانی‌هـای سـولفیدی (شـکل ۱۳) نشـان‌دهنـدهٔ حضـور ۵ مؤلفـه اسـت. نمـودار مکـانی سه‌بعدی مولفهٔ نخسـت بـا واریـانس ۲۸/۳۲۳ درصـد، همبستگی عنصرهایی مانند فسفر- سرب- روی- قلـع- آنتیموان را نشـان مـی‌دهـد. همچنـین، مؤلفـه دوم بـا واریانس ۲۰/۱۸۰ درصد شـامل همبسـتگی عنصـرهای مولیبدن- وانـادیم- گـالیم و مؤلفـه سـوم بـا واریـانس ۱۸/۰۹۷ درصد همبستگی میان آهن- گـوگرد- مـس- کبالـت را نشـان مـی‌دهنـد. ایـن ویژگـی‌هـای زمـین‌شـیمیایی گویـای کالکوفیـل‌بـودن بسـیاری از عنصرها در نمودار خوشه‌ای (شکل ۱۲- A) است.

مؤلفه چهـارم بـا واریـانس ۱۱/۰۷۶ درصـد شـامل همبستگی کروم- نیکل- آرسـنیک و مؤلفـه پـنجم بـا واریانس ۷/۸۶۳ درصد شامل فسفر- سریم (شـکل ۱۳) است و ویژگـی عنصـرهای کالکوفیـل هماننـدِ نمـودار خوشه‌ای را (شکل ۱۲- A) نشان می‌دهند.

نمـودار آزمـون مؤلفـه‌هـای اصـلی در کانسـنگ مگنتیتـی (شـکل ۱۴) ۵ مؤلفـه اصـلی را نشـان مـی‌دهـد. مولفـهٔ نخسـت بـا واریـانس ۴۸/۳۰۱، و همبسـتگی سـرب- روی- کـروم- قلـع- آرسـنیک- آنتیمـوان، مؤلفـه دوم بـا واریـانس ۱۷/۷۷۹

همبستگی گوگرد و کبالت، مؤلفه سوم با واریانس ۱۰/۴۷۴ فسفر- مولیبدن- سریم را نشان می‌دهند و نتایج مشابهی با نمودار خوشه‌ای (شکل ۱۲- B) دارند. مؤلفه چهارم با ۹/۰۳۲ همبستگی آشکاری میان نیکل- مس نشان می‌دهد؛ اما مؤلفه پنجم با واریانس ۸/۰۲۱ نشان‌دهندهٔ همبستگی آهن و مس است.

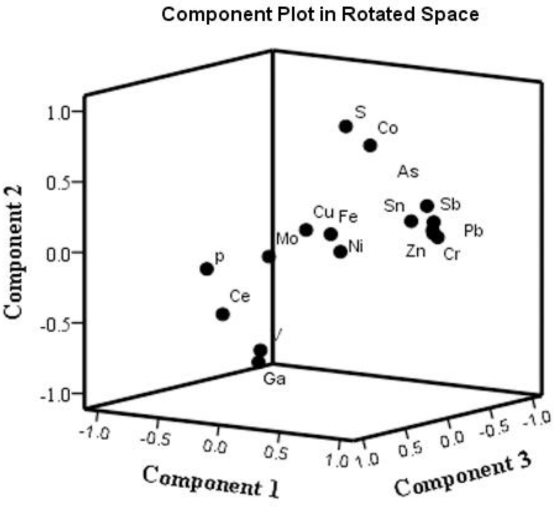
توزیع بیشتر عنصرهای کالکوفیل در نمودار سه‌بعدی نشان‌دهندهٔ فراوانی پیریت و کالکوپیریت درون کانسنگ مگنتیتی است؛ اگرچه فسفر و سریم به‌علت حضور در آپاتیت از عنصرهای دیگر دور شده‌اند.



		Rotated Component Matrix				
		Component				
		1	2	3	4	5
	Fe	.126	.229	.834	.270	.351
	p	.479	.045	-.043	-.337	.783
	S	-.245	-.335	.875	.773	-.031
	Cu	.005	-.220	.785	-.189	.048
	Mo	.091	.527	.286	-.112	-.186
	Pb	.981	-.092	-.033	-.023	.051
	Zn	.916	.035	.025	-.215	-.154
	Ni	-.530	-.656	.341	.621	.067
	Cr	.232	.194	.344	.332	.389
	Co	-.019	.045	.336	.240	-.097
	Sn	.907	.094	.037	.089	.222
	V	-.088	.943	.045	-.024	-.018
	As	.136	-.331	.288	.361	.302
	Sb	.830	-.135	-.133	.320	.364
	Ga	-.078	.893	-.011	-.113	.224
	Ce	-.059	.055	.068	-.221	.847
Initial	total	4.532	3.229	2.895	1.772	1.258
eigen	% variance	28.323	20.180	18.097	11.076	7.863
values	%cumulative	28.323	48.503	66.600	77.676	85.539

Extraction Method: Principal Component Analysis.
Rotation Method: Varimax with Kaiser Normalization.

شکل ۱۳- نمودار سه بعدی و مؤلفه‌های اصلی عنصرها در کانی‌های سولفیدی



		Rotated Component Matrix				
		Component				
		1	2	3	4	5
	Fe	.030	.060	-.165	-.207	.894
	p	-.218	-.052	.943	.103	-.183
	S	.307	.884	.052	.275	-.079
	Cu	-.085	.097	-.039	.426	.763
	Mo	.281	.084	.922	.133	-.077
	Pb	.968	.201	-.028	.141	-.040
	Zn	.971	.179	-.031	.142	-.053
	Ni	.241	-.017	.021	.771	.037
	Cr	.974	.146	-.079	.137	-.062
	Co	.495	.765	.034	.360	.136
	Sn	.884	.277	.105	-.231	.214
	V	-.256	-.732	.255	.377	-.291
	As	.913	.368	-.040	.116	-.022
	Sb	.958	.255	-.053	.095	.007
	Ga	-.329	-.835	.174	.354	-.080
	Ce	-.185	-.390	.802	-.384	.032
Initial	total	7.728	2.845	1.676	1.445	1.283
eigen	% variance	48.301	17.779	10.474	9.032	8.021
values	%cumulative	48.301	66.080	76.554	85.586	93.607

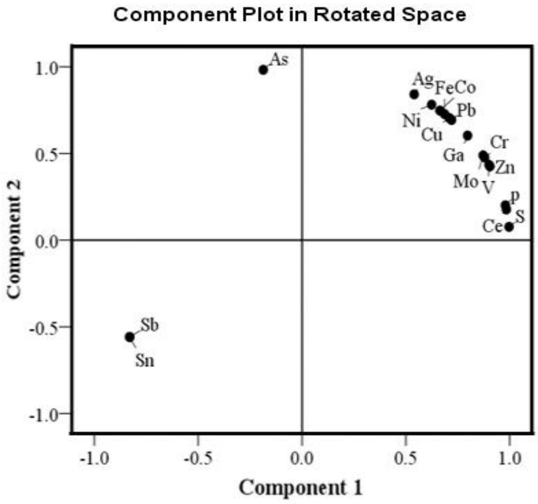
Extraction Method: Principal Component Analysis.
Rotation Method: Varimax with Kaiser Normalization.

شکل ۱۴- نمودار سه‌بعدی و مؤلفه‌های اصلی عنصرها در کانسنگ مگنتیتی

برپایهٔ شکل ۱۵، همبستگی آهن- فسفر- گوگرد- مس- مولیبدن- سرب- روی- نیکل- کروم- کبالت- وانادیم- گالیم- سریم (شکل ۱۵) به‌عنوان مؤلفه اصلی اول با واریانس ۸۸/۹۷۸ چشمگیر است. همان‌گونه‌که

دربارهٔ نمودار خوشه‌ای (شکل ۱۲- C) گفته شد، این همبستگی چه‌بسا پیامد جذب این عنصرها به هیدروکسیدهای آهن و کانی‌های رسی در پهنهٔ اکسیدی سطحی است. جایگاه آرسنیک در نمودار شکل ۱۵ شاید در پی پیدایش آرسنات آهن (Scorodite= $FeAsO_4, 2H_2O$) روی داده است (Levinson, 1980).

نمودار آزمون مؤلفه‌های اصلی در سنگ‌های همبر (شکل ۱۶) ۴ مؤلفه اصلی دارد. مولفهٔ نخست با واریانس ۴۴/۲۷۴ نشان‌دهندهٔ همبستگی عنصرهای آهن- فسفر- مس- سرب- روی- نیکل- وانادیم و گالیم، مؤلفه دوم با واریانس ۲۹/۰۶۲ شامل گوگرد- مولیبدن- روی- کروم- کبالت، مؤلفه سوم با واریانس ۱۰/۴۲۰ شامل آنتیموان و قلع و مؤلفه چهارم با واریانس ۶/۹۷۶ شامل سرب و آرسنیک است. جدایش گروه‌های عنصری شاید پیامد پراکندگی نامنظم و کمبود سولفیدها و مگنتیت در برابر فراوانی کانی‌های سیلیکاتی است.

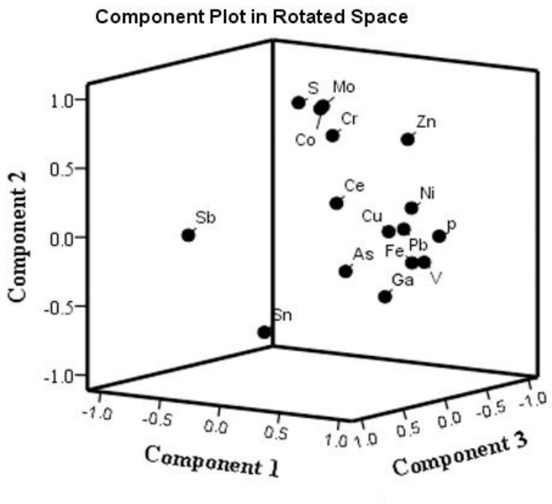


Rotated Component Matrix

		Component 1	Component 2
	Fe	.687	.727
	p	.980	.201
	S	.997	.077
	Cu	.710	.704
	Mo	.872	.489
	Pb	.720	.694
	Zn	.905	.426
	Ni	.624	.781
	Cr	.879	.477
	Co	.664	.747
	Sn	-.830	-.558
	Ag	.540	.841
	V	.901	.434
	As	-.186	.982
	Sb	-.829	-.559
	Ga	.797	.603
	Ce	.984	.177
Initial eigen values	total	15.126	1.874
	% variance	88.978	11.022
	%cumulative	88.978	100.000

Extraction Method: Principal Component Analysis. Rotation Method: Varimax with Kaiser Normalization.

شکل ۱۵- نمودار مؤلفه‌های اصلی عنصرها در پهنهٔ اکسیدی سطحی



Rotated Component Matrix

		Component 1	Component 2	Component 3	Component 4
	Fe	.919	-.124	.122	.331
	p	.945	.031	-.167	-.264
	S	-.035	.942	.117	-.233
	Cu	.739	.087	.143	.457
	Mo	-.085	.844	-.215	.171
	Pb	.754	.084	-.015	.536
	Zn	.613	.686	-.265	.081
	Ni	.894	.267	.090	.214
	Cr	-.145	.610	-.447	-.554
	Co	.071	.909	-.024	-.245
	Sn	.115	-.620	.743	.077
	V	.982	-.121	.065	.090
	As	.302	-.261	.037	.828
	Sb	-.547	.013	.708	-.211
	Ga	.825	-.352	.311	.225
	Ce	-.389	.037	-.843	-.229
Initial eigen values	total	7.084	4.650	1.667	1.116
	% variance	44.274	29.062	10.420	6.976
	%cumulative	44.274	73.336	83.756	90.732

Extraction Method: Principal Component Analysis.
Rotation Method: Varimax with Kaiser Normalization.

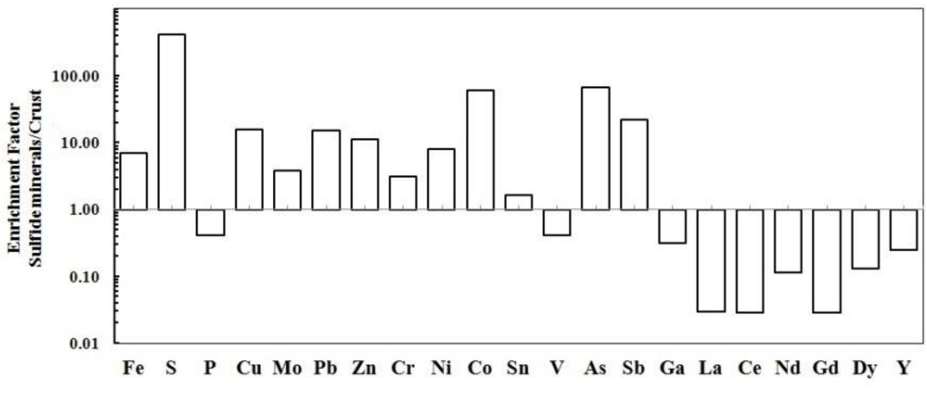
شکل ۱۶- نمودار سه‌بعدی و مؤلفه‌های اصلی عنصرها در سنگ‌های همبر

بحث

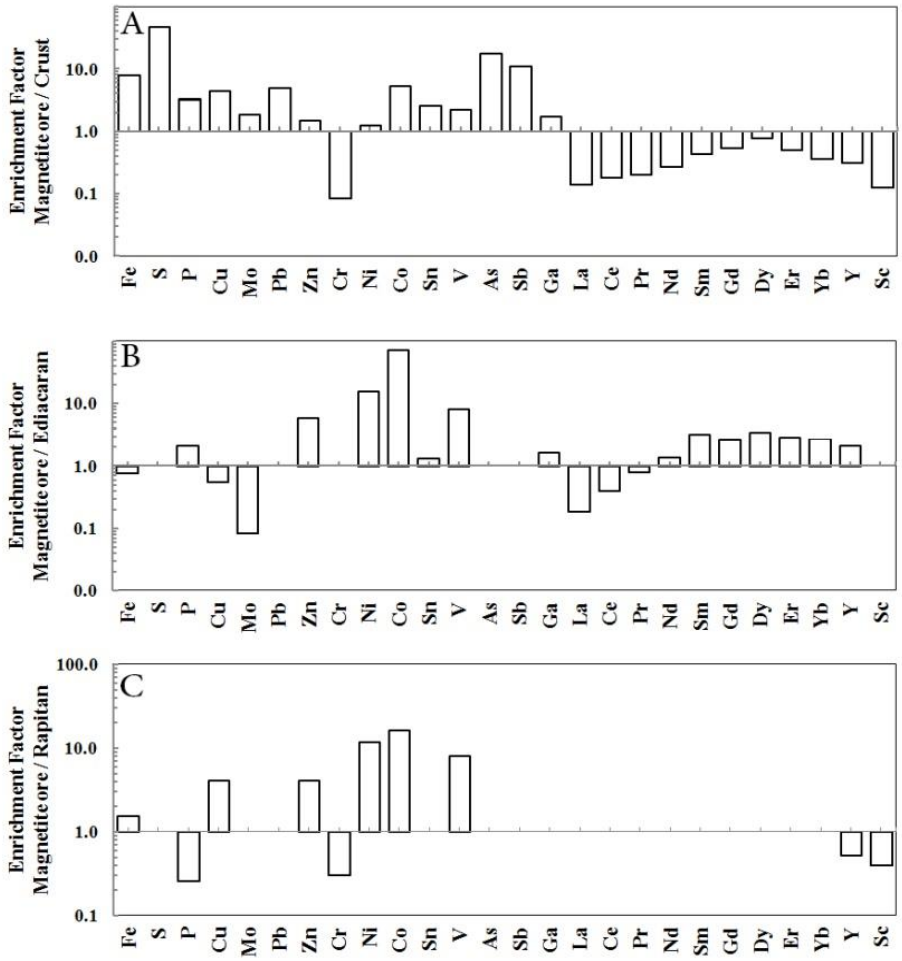
شکل ۱۷ نمودار افزودگی- کاهیدگی عنصرها در کانی‌های سولفیدی دربرابر ترکیب پوسته را نشان می‌دهد. در این نمودار شدت غنی‌شدگی آهن (۶/۹)، گوگرد (۴۱۸/۶)، مس (۱۵/۸)، مولیبدن (۳/۸)، سرب (۱۵/۲)، روی (۱۱/۲)، کروم (۳/۲)، نیکل (۸)، کبالت (۶۰)، قلع (۱/۶)، آرسنیک (۶۷/۴) و آنتیموان (۲۲) چشمگیر است (شکل ۱۷).

غنی‌شدگی عنصرها در کانسنگ مگنتیتی دربرابر ترکیب پوسته، برای مس (۴/۴)، مولیبدن (۱/۹)، سرب (۴/۸)، روی (۱/۵)، کبالت (۵/۳)، قلع (۲/۶)، وانادیم (۲/۳)، آرسنیک (۱۷/۳)، آنتیموان (۱۰/۸) و گالیم (۱/۷۱)، نزدیک‌به ۲ تا بیشتر از ۱۰ برابر است (شکل ۱۸). غنی‌شدگی عنصرها در کانسنگ مگنتیتی نسبت به کانسار ادیاکارن، روی (۵/۹)، نیکل (۱۵/۸)، کبالت (۷۳/۱) و وانادیم (۸/۱) و عنصرهای خاکی کمیاب ساماریم (۳/۲)، گادولنیم (۲/۷)، دیزپروزیم (۳/۴)، اربیم (۲/۹)، ایتربیم (۲/۷) و ایتریم (۲/۱) برابربا ۲ تا بیشتر از ۱۰ برابر است. تغییرات غنی‌شدگی کانسنگ مگنتیتی نسبت به کانسار راپیتان نیز برای عنصرهای مس (۴/۱)، روی (۴/۱)، نیکل (۱۱/۸) و کبالت (۱۶/۴) چشمگیر است (شکل ۱۸). غنی‌شدگی بیشتر از ۱۰ برابر برای عنصرهای کالکوفیل مخصوصا گوگرد نشان‌دهندهٔ خاستگاهی سرشار از گوگرد است که هنگام فوران‌های بازالتی زیردریایی از آب دریا خاستگاه می‌گیرد. میانگین ایزوتوپی گوگرد (+۲۴٫٪) در پیریت‌های لایه‌ای با مگنتیت نشان‌دهندهٔ این ویژگی هستند (Dalfardi, 2012).

برپایهٔ داده‌های شکل ۱۸، غنی‌شدگی آهن در کانسنگ آنومالی شمارهٔ ۳ گل‌گهر دربرابر ترکیب پوسته (شکل ۱۸- A) بیشتر از ۱۰ برابر و در مقایسه با کانسارهای ادیاکاران (شکل ۱۸- B) نزدیک به یک است. بیشتر عنصرهای کالکوفیل در کانسنگ مگنتیتی دربرابر کانسارهای ادیاکاران (شکل ۱۸- B) و راپیتان (شکل ۱۸- C) بیشتر از دو برابر غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این ویژگی نشان‌دهندهٔ خاستگاه سرشار از گوگرد در آب دریا و آزادشدن عنصرهای کالکوفیل از فوران‌های بازالتی زیردریایی است (Spry *et al.*, 2000).

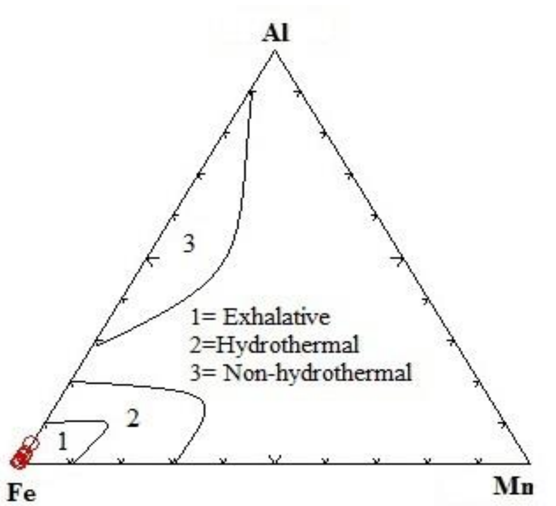


شکل ۱۷- نمودار افزودگی و کاهیدگی عنصرها در کانی‌های سولفیدی دربرابر ترکیب پوسته

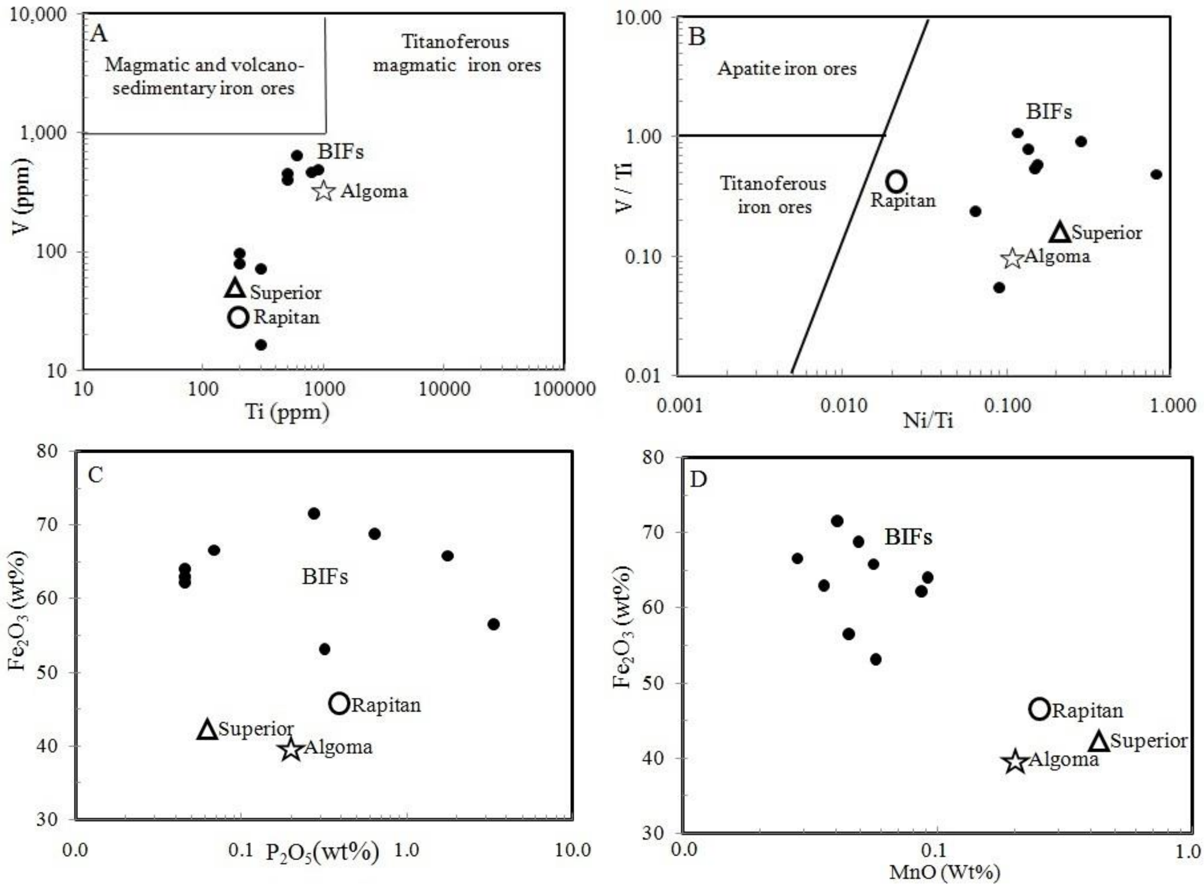


شکل ۱۸- افزودگی و کاهیدگی عنصرها در کانسنگ مگنتیتی دربرابر: A) ترکیب پوسته؛ B) ترکیب کانسار ادیاکاران؛ C) ترکیب کانسار راپیتان (Gross and Mcleod, 1987; Yeo, 1981; Maynard, 1983; Atapour and Aftabi, 2017)

برپایۀ شکل ۱۹ (نمودار سه‌تایی Al- Fe- Mn)، خاستگاه محلول‌های کانی‌زا در کانسنگ مگنتیتی از نوع متصاعدی زیردریایی است که با الگوی کانسارسازی آهن نواری نئوپروتروزییک- پالئوزوییک زیرین (ادیاکاران) سازگار است. برپایۀ Atapour و Aftabi (۲۰۱۹)، دمای پیدایش کانسار برابربا ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتیگراد است. این ویژگی‌ها نشان می‌دهند خاستگاه کانی‌زایی آنومالی شمارۀ ۳ گل‌گهر و دیگر آنومالی‌ها از نوع آهن نواری است و اختلاف بسیاری با الگوی کانی‌زایی اسکارن و آهن ائولیتی دارد. نمودارهای شکل ۲۰ نیز الگوی کانی‌زایی آهن نواری را نشان می‌دهند.



شکل ۱۹- نمودار درصد مولی Al- Fe- Mn (Spry *et al*., 2000) برای کانسنگ مگنتیتی



شکل ۲۰- مقایسه ترکیب شیمیایی کانسنگ آنومالی شمارۀ ۳ گل‌گهر (•) در مقایسه با میانگین کانسارهای آهن نواری دیگر دنیا (Loberg and Hornidal, 1983; Nystrom and Henriques, 1994; Mirzaie, 2004) در: A) نمودار Ti دربرابر V؛ B) نمودار Ni/Ti دربرابر V/Ti؛ C) نمودار P_2O_5 دربرابر Fe_2O_3؛ D) نمودار MnO دربرابر Fe_2O_3

نتیجه‌گیری

برپایۀ بررسی‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی، ساخت و بافت و زمین‌شیمی در آنومالی شمارۀ ۳ گل‌گهر سیرجان یافته‌های زیر به‌دست آمدند:

مگنتیت مهم‌ترین کانسنگ اقتصادی است که همراه با پیریت و مقدار کمی کالکوپیریت و بورنیت دیده می‌شود. آشکارترین ساخت کانسنگ با توجه به موقعیت آنومالی شمارۀ ۳، ساخت توده‌ای مگنتیت و نواری مگنتیت و پیریت است که به‌طور متناوب با نوارهای کوارتز سریسیت‌شیست، سریسیت، کلریت‌شیست و امفیبول‌شیست دیده می‌شود. تناوب نوارهای مگنتیت با شیست‌های گوناگون نشان‌دهندۀ نواری‌بودن کانسار است. این بررسی‌ها تا کنون هیچ شواهدی از اسکارن، گنایس و آمفیبولیت را نشان نمی‌دهند. از ساخت‌های جالب دیگر حضور قطعات معلق است که قطر آنها نسبت به زمینه سنگ دگرگونی بیش از ۱۰ برابر است و باید از محیطی غیر از محیط دریایی خاستگاه گرفته باشد. این ویژگی نشان‌دهندۀ کانسارهای راپیتان و ادیاکاران است؛ اما برپایۀ سن کانسار (۵۴۴ تا ۶۰۵ میلیون سال پیش)، به کانسار ادیاکاران نزدیک‌تر است. نمودار سه‌تایی Al-Fe-

Mn و نمودارهای دو محوری V-Ti و V/Ti-Ni/Ti نشان می‌دهند کانی‌زایی آهن در آنومالی شمارهٔ ۳ گل‌گهر به کانسارهای آهن نواری ادیاکاران نزدیک‌تر است و شباهتی به کانسارهای آهن اسکارن و آهن ائولیتی ندارد. مقدار عنصرهای کالکوفیل دربرابر ترکیب پوسته، در کانی‌های سولفیدی از ۲ تا ۱۰ برابر و در کانسنگ مگنتیتی بیشتر از ۲ برابر غنی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی آهن در کانسنگ مگنتیتی نسبت به کانسار نواری ادیاکاران نزدیک به یک است.

سپاس‌گزاری

نگارندگان از همکاری‌های ارزنده کارشناسان شرکت صنعتی و معدن گهر زمین، به‌ویژه مهندس حدادی، مهندس شمس الدینی و مهندس عصاری برای همکاری در برداشت‌های صحرایی سپاس‌گزاری می‌کنند. همچنین، پشتیبانی مالی شرکت محترم ایمیدرو برای تجزیهٔ شیمیایی نمونه‌های معدنی شایستهٔ سپاس است. از هیئت تحریریه و داوران گرامی مجله پترولوژی برای دیدگاه‌های دقیق و پیشنهادهای سازنده سپاس‌گزاری می‌شود.

منابع

Anonymous (1992) Gol-e-Gohar expansion iron ore project, ADC Project No.1253. Gol-e-Gohar Mines Coorporation.

Atapour, H. and Aftabi, A. (2017) The possible synglaciogenic Ediacaran banded iron salt formation (BISF) at Hormuz Island, southern Iran: Implications for new style of exhalative hydrothermal iron-salt system. Ore Geology Reviews 89: 70-95.

Atapour, H. and Aftabi, A. (2019) Comment on “Two-tiered magmatic-hydrothermal and skarn origin of magnetite from Gol-e-Gohar iron ore deposit of SE Iran: In situ LA-ICP-MS analyses” by Mirzaei *et al*. (2018): (Ore geology Reviews, 102, 639–653). Ore Geology Reviews. doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.102942.

Babaki, A. (2004) Investigation on the model of iron mineralization at Gol-e-Gohar iron mine, Sirjan, Kerman. M.Sc. thesis, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran (in Persian).

Babaki, A. and Aftabi, A. (2006) Investigation on the model of iron mineralization at Gol-e-Gohar deposit, Sirjan, Kerman. Scientific Quarterly Journal, Geosciences 16: 40-59 (in Persian).

Badavi, M. (2018) Exploration and economic evaluation of trace, special and precious elements (Au, Pt and Pd) in sulfide minerals at Gohar Zamin iron deposit, Sirjan, Kerman. M.Sc. thesis, Shaid Bahonar University, Kerman, Iran (in Persian).

Badavi, M., Atapour, H. and Mohammadi, M. (2018) Petrography, structure-texture of iron oxide ores at anomaly #3 of Gol-e-Gohar deposit, Sirjan, Iran. 36^{th} Symposium of Geosciences. Geological Survey of Iran (in Persian).

Baldwin, G. J. (2014) The stratigraphy and geochemistry of the rapitan iron formation, northwest Territories and Yukon, Canada. Unpublished Ph.D. thesis, Laurentian University.

Bayati-Rad, Y., Mirnejad, H. and Ghalamghash J. (2013) Distribution and abundance of rare earth elements in magnetite from Gol-e-Gohar iron ore deposit, Sirjan, Kerman. scientific quarterly journal, Geosciences 23(90): 217-224 (in Persian).

Bralia, A., Sabatini, G. and Troja, F. (1979) A reevaluation of the Co, Ni ratio in pyrite as geochemical tool in ore genesis problem. Mineralium Deposita 14: 353-374.

Dalfardi, M. (2012) Investigation of sulfur genesis of sulfide minerals in the anomalous 1, 2 and 3 Gol-E-Gohar iron mine, Sirjan. M.Sc. thesis, School of Earth Science, Damghan University, Damghan, Iran (In Persian).

De Vos, W. and Tarvainen, T. (2006) Geochemical atlas of Europe. Part 2, Geochemistry of Elements. Geological Survey of Finland, Otamedia Oy, Espoo.

Deer, W. A., Howie R. A. and Zussman, J. (1992) An introduction to rock forming minerals. Longman Scientific & Technical, New York, US.

Dimitrijevic, M. (1973) Geology of Kerman region. Institute for Geological and Mining Exploration and Investigation of Nuclear and other Mineral Raw Materials. Geology Survey of Iran, Report Yu/53.

Dupuis, C. and Beaudion, G. (2011) Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit type. Mineralium Deposita 46: 319-335.

Faure, G. (1992) Principle s and applications of inorganic geochemistry. Macmillan Coll Div.

Gross, G. A. and McLeod, C. R. (1987) Metallic mineralization on the deep seabed. Geological Survey of Canada 34: 21-86.

Guilbert, J. M. and Park, C. F. (1997) The geology of ore deposits. Freeman Company, New York, US.

Hallaji, A. (1991) Mineralogy study of trace elements and the origin of Gol Gohar ore deposit. Tehran Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran (in Persian).

Harding, C. J. (2009) Origin of the Zeekoebaart and Nauga East high-grade iron ore depositd, Northern Cape Province, South Africa., M.Sc. thesis, Rand Aficaans, University.

Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. and Walker, J. D. (2008) U-Pb zircon geochronology of Late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran. Implications for paleogeography, magmatism and exhumation history of Iranian basement. Tectonophysics 451: 1-21

Jafari, A., Karimpour , M. H., Mazaheri, S. A., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Askari, M. (2018) Mineralogy, the nature of magmatic and tectonic setting of amphibolite protolith from Gol-e-Gohar iron ore deposit (No. 1) Sirjan, Kerman. Iranian Journal of Petrology 35: 27-54 (in Persian).

Kabata-Pendias, A. (2011) Trace elements in soils and plants. Taylor & Fransic Press.

Khalili-Mobarhan, S. (1993) The genesis of the Gole-e-Gohar iron ore deposit. M.Sc. thesis, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran (in Persian).

Klein, C. (2005) Some Precambrian banded iron formation (BIFs) from around the word, their age, geological setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. American Mineralogist 90: 1473-1499.

Kusha Madan Consultant Engineers Co. (2016) Internal Report of Mine (In Persian).

Lapakko, K. (2002) Metal mine rock and waste characterization tools: an overview. IIED/WBCSD project.

Levinson, A. A. (1980) Introduction to exploration geochemistry. Applied Publishing Company.

Loberg, B. E. H. and Hornidal, A. K. (1983) Ferried geochemistry of Swedish Precambrian Iron ores. Mineralium Deposita 2: 228-242.

Lottermoser, B. G. (2007) Mine wastes characterization, treatment and environmental impacts. Springer, Verlag.

Mahmoudi, S., Mahmoudi, A. and Mehrabi, B. (2017) Microstructure and geochemical evidences for genesis of the Gol-e-Gohar iron deposit. Iranian Journal of Economic Geology 9(2): 463-481 (in Persian).

Maynard, J. B. (1983) Geochemistry of sedimentary ore deposits. Springer, Verlag.

Mirzaei, R., Ahmadi, A., Mirnejad, H., Gao, J. F., Nakashima, K. and Boomeri, M. (2018) Two-tiered magmatic-hydrothermal and skarn origin of magnetite from Gol-e-Gohar Iron ore deposit of SE Iran: In situ LA-ICP-MS analyses. Ore Geology Reviews 102: 639-653.

Mirzaie, H. (2004) Investigation on the model of iron mineralization at Gohar-e-Hadid, Ferdos and Chah-e-Choghok indications, Sirjan-Hajiabad. M.Sc. thesis, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran (in Persian).

Mohseni, S. and Aftabi, A. (2015) Structural, textural, geochemical and isotopic signatures of synglaciogenic Neoproterozoic banded iron formations (BIFs) at Bafq mining district (BMD, Central Iran. The possible Ediacaran missing link of BIFs in Tethyan metallogeny. Ore Geology Review 71: 215–236.

Moxham, R. L. (1990) Geology and ore characteristics of the gol-e-gohar iron deposit. Sseminar at Tehran University.

Mucke, A. and Younessi, R. (1994) Magnetite-apatite deposits (Kiruna-type) along the Sanandaj-Sirjan zone and in the bafq area, Iran. Mineralogy and Petrology 50(4): 219-244.

Mucke, A. and Golestaneh, F. (1982) The genesis of the Gol-e-Gohar iron ore deposit (Iran). Chemie der Erde - Geochemistry 41(3): 193-212.

Nystrom, J. O. and Henriquez, F. (1994) Magmatic features of iron ore of Kiruna type in Chile and Sweden: ore textures and magmatic geochemistry. Economic geology 89: 820-839.

Pettijohn, F. J. (1975) Sedimentary Rocks. 3rd Edition, Harper and Row, New York.

Pourkhak, F. (2003) Paragenesis, petrogenesis, petrochemical of Gol-e-Gohr Iron ore deposit (Anomaly3). M.Sc. thesis, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran (in Persian).

Reich, M., Palacios, C., Bara, P. and Chryssoulis, S. (2013) "Invisible" silver in chalcopyrite and bornite from the Mantos Blancos Cu deposit, northern Chile. European Journal of Mineralogy 25: 453‑460.

Rose, W. R., Hawkes, H. E. and Webb, J. S. (1979) Geochemistry in Mineral Exploration. 2nd Edition, Academic Press, London, UK.

Sabzehei, M., Eshraghi, S. A., RoshanRavan, J. and Seraj, M. (1994) Geological map of Iran, 100, 000 series, Gol-e-Gohar Quadrangle. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Safarzadeh, E., Masoudi, F., Hassanzadeh, J. and Pourmoafi, S. M. (2016) The presence of Precambrian basement in Gol-e-Gohar of Sirjan, south of Iran. Iranian Journal of Petrology 26: 153-170 (in Persian).

Sahlström, F., Arribas, A., Dirks, P., Corral, I. and Chang, Z. (2017) Mineralogical distribution of germanium, gallium and indium at the Mt Carlton high-sulfidation epithermal deposit, NE Australia, and comparison with similar deposits worldwide. Minerals 7: 213-241.

Shao, Y. J., Wang, W. S., Liu, Q. Q. and Zhang, Y. (2018) Trace element analysis of pyrite from the Zengchong gold deposit, northeast Hunan province, China: implications for the ore-forming processes. Fortschr. Minerals 8: 262.

Slack, J. F., Shaw, D. R., Leitch, C. H. B. and Turner, R. J. W. (2000) Tourmalinites and coticules from the Sullivan Pb-Zn-Ag deposit and vicinity, British Columbia. Economic Geology 21-47.

Spry, P. G., Marshal, B. and Vokes, F. M. (2000) Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits. Reviews in Economic Geology. Society of Economic Geologist, Inc.

Torabian, S. (2007) Minerals and ore genesis anomaly3 Gol-e-Gohar. M.Sc. thesis, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran (in Persian).

Trendall, A. F. and Morri, R. C (1983) Iron-formation: facts and problems. Elsevier.

Yaghoubi, A. (1999) Geochemical study of Golgohar deposit. M.Sc. thesis, University of Shiraz, Shiraz, Iran.

Yeo, G. M. (1981) The late Proterozoic Rapitan glaciation in the northern Cordillera. In: Proterozoic Basins of Canada (Ed. Campbell, F. H. A.) 25–46. Geological Survey of Canada.

Young, G. M. (1976) Iron-formation and glaciogenic rocks of the rapitan group, Northwest Territories Canada. Precambrian Research 3: 137-158.

Zhao, K. D. and Jiang, S. Y. (2007) Rare earth elements and yttrium analyses of sulfides from the Dachang Sn-polymetallic ore field, Guangxi Province, China: implication for ore genesis. Geochemical Journal 41: 121‑134.