

خاستگاه و تکوین کانه‌زایی آهن – مس دره رحیم، جنوب کاشان، ایران

ایمان شجاعیان^۱، افشین اکبرپور^۲، خلیل بهار فیروزی^۳ و مجید ونایی^۴

^۱دانشجوی کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۲استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۳دکتر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۴کارشناسی ارشد، شرکت معدنی میدکو، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۴/۳۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۹/۱۰

چکیده

کانسار آهن دره رحیم در ۲۵ کیلومتری جنوب شهر کاشان و حاشیه توده نفوذی قهرود قرار دارد. واحدهای سنگی محدوده شامل مجموعه‌ای از واحدهای قدیمی شامل متامورف آندزیتی، تناوب ماسه‌سنگ‌های کوارتزیتی و کربناته کرتاسه هستند. توده نفوذی اصلی دارای بافت گرانولار دانه‌متوسط تا دانه‌درشت و ترکیبی از گرانودیوریت، تونالیت و گرانیت بوده که توسط دایک‌های داسیت-ریوداسیت قطع شده است. مطالعات ژئوشیمیایی توده نفوذی، نشان‌دهنده ماهیت کالک‌آلکانل متآلومین و گرانیت‌های کمان آتشفشانی از نوع گرانیت‌های آذرین تیپ I است. تأثیر توده نفوذی در میان‌لایه‌های آهکی انوسن موجب شکل‌گیری فرایند اسکارن‌زایی و تشکیل اسکارن آهن-مس دره رحیم شده است. طبق مطالعات مینرالوگرافی، ماده معدنی به‌طور عمده از منیتیت تشکیل شده است و هماتیت، گوتیت و کانی‌های سولفیدی مانند کالکوپیریت، پیریت و کانی کربنات مس (مالاکیت) نیز آن را همراهی می‌کنند. ماده معدنی بافت توده‌ای، عدسی، رگه-رگچه‌ای و دانه‌پراکنده دارد. مجموعه کانی‌های کلریت از دگرسانی پیروکسن، گارنت، منیتیت از کانی‌هایی هستند که در مرحله پیشرونده اسکارن‌زایی تشکیل می‌شوند کلسیت، کوارتز، اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت (به‌صورت ثانویه)، کانی‌های سولفیدی (کالکوپیریت، پیریت، کوولیت...) در مراحل آخر فاز پیشرونده یا در ابتدای مرحله تأخیری تشکیل می‌شوند. همبستگی ژئوشیمیایی نسبتاً بالایی بین عناصر اسکارن‌ساز (Fe, Cu, Co, Ni) برقرار است و می‌توان بر اساس آن نوع اسکارن آهن-مس کلسیمی را اثبات کرد. نمودارهای Ni/(Cr+Mn) و Ti+V به Ca+Al+Mn و Ti+V، شواهد کانی‌شناسی، ساخت و بافت، ژئوشیمی و محیط زمین‌ساختی نشان می‌دهند که کانه‌زایی دره رحیم، مشابه اسکارن‌های آهن-مس کلسیمی است.

کلیدواژه‌ها: اسکارن کلسیمی، آهن-مس، منیتیت، دره رحیم، کاشان، ایران.

*نویسنده مسئول: افشین اکبرپور

E-mail: afshinakbarpour@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

ایران با داشتن واحدهای مختلف زمین‌شناسی از پرکامبرین تا عهد حاضر و پوسته ناهمگن و تحولات مختلف زمین‌شناسی، ذخایر غنی معدنی دارد. اکتشاف ذخایر سنگ آهن از دیرباز تاکنون مورد توجه جوامع بشری بوده است. آهن یکی از فراوان‌ترین عناصر فلزی موجود در زمین است. اکسید آن حدود ۵ درصد از پوسته زمین را شامل می‌شود. تا کنون بیش از ۲۰۰ کانسار، نشانه معدنی و آنومالی آهن در ایران شناسایی شده که مجموع ذخایر آنها، حدود ۲/۷ میلیارد تن سنگ آهن با عیار میانگین ۴۰ تا ۵۵ درصد است. حدود ۹۰ درصد ذخایر آهن ایران، در سه منطقه معدنی (باقی، گل‌گهر سیرجان و سنگان خراسان) متمرکز است (جعفرزاده و همکاران، ۱۳۷۴).

بر اساس مطالعات حسن‌زاده (۱۳۵۷)، اسداللهی (۱۳۸۲)، مسعودی و همکاران (۱۳۸۳)، محمددوست و همکاران (۱۳۸۸)، بدر و همکاران (۱۳۹۲) و وکیلی نوش‌آبادی (۱۳۹۳) توده نفوذی قهرود کاشان از توده‌های بارور بوده که در اطراف خود کانی‌سازی‌های مختلفی به وجود آورده است. کانسار دره رحیم از جمله کانسارهای آهن در حاشیه این توده بوده که تا کنون مورد بررسی قرار نگرفته است. کانسار آهن دره رحیم در استان اصفهان با مختصات ۲۰° ۲۳' ۵۱" عرض شمالی و ۱۶° ۴۱' ۳۳" طول شرقی در جنوب شرق کاشان قرار دارد (شکل ۱- A). این کانسار از کانه‌زایی‌های آهن اطراف توده نفوذی قهرود است. رگه‌ها و عدسی‌های کوچک و بزرگ از منیتیت در اطراف توده نفوذی قهرود، معادن با ذخایر متفاوتی را بوجود آورده‌اند که می‌توان به کانسارهای آهن کامو (۲ میلیون تن)، ورتاوه (۲ میلیون تن)، نیاسر (۲ میلیون تن)، جری قمصر کاشان (۸۵۰۰۰۰ تن)، تخت جور قهرود (۱۸۰۰۰۰ تن) و سر تخت قهرود (۶۳۰۰۰ تن) اشاره کرد (پروانه‌های بهره‌برداری صادره توسط وزارت صمت ایران). مطالعه و بررسی کانی‌زایی آهن دره رحیم و همراهی عنصر مس و چگونگی تشکیل و

۲- روش مطالعه

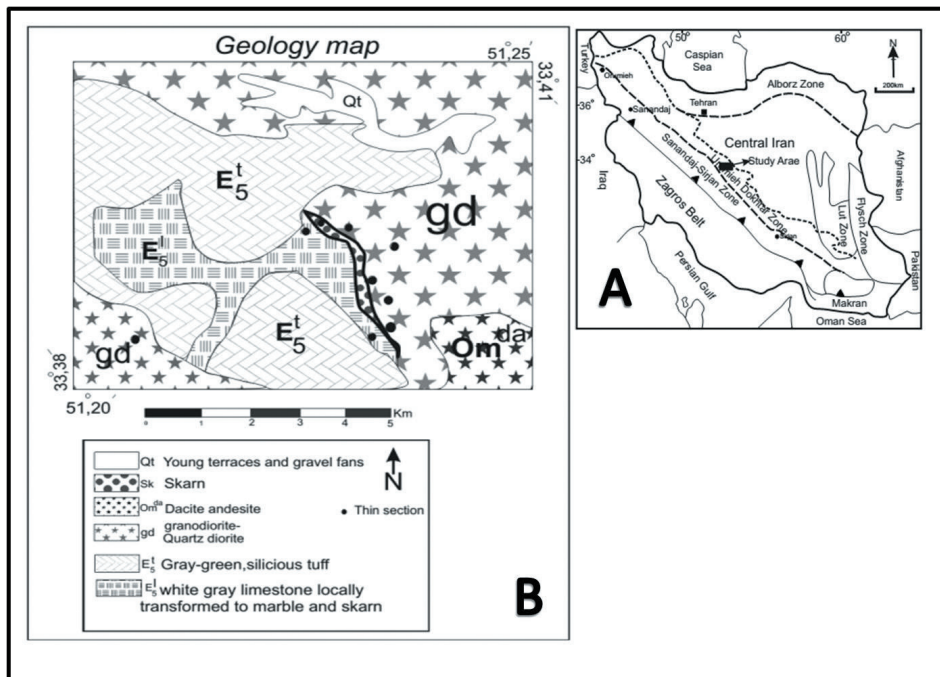
با توجه به پیمایش‌های صحرایی انجام شده در منطقه ۸ نمونه جهت مطالعات سنگ‌نگاری از توده نفوذی و کانه‌زایی، ۹ نمونه جهت مطالعات کانه‌نگاری از زون مینرالیزه، ۴۶ نمونه لیتوژئوشیمیایی از امتداد کانه‌زایی جهت تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب به روش طیف‌سنجی پلاسمای جفت شده القایی-نشروری (ICP-OES) مدل Varian برای ۴۴ عنصر در شرکت زرآزما تهران (جدول ۱) و ۱۰ نمونه از سنگ‌های نفوذی میزبان رگه‌های کانه‌دار به روش فلورسانس اشعه ایکس (XRF) ساخت کمپانی PHILIPS مدل PW1480 در شرکت کانساران بینالود تهران برای اکسیدهای اصلی تجزیه شدند.

۳- زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی

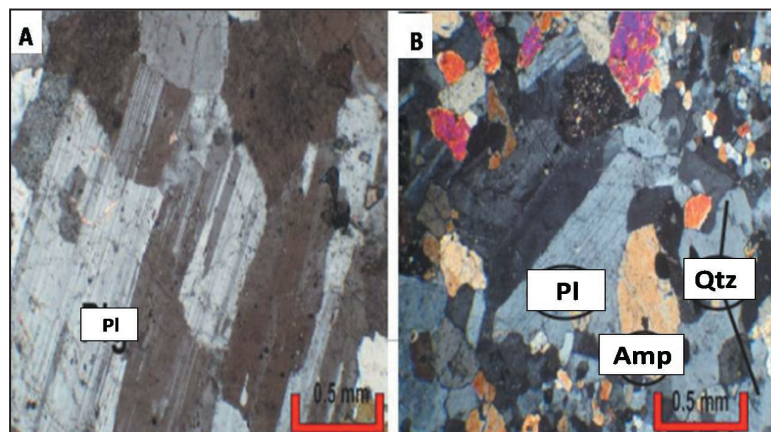
توده نفوذی گرانودیوریت-تونالیت قهرود به سن ۱۵ تا ۱۹ میلیون سال (میوسن میانی) در مجموعه‌ای از شیل و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک و سنگ‌آهک و مارن‌های کرتاسه و انوسن نفوذ و باعث دگرگونی مجاورتی سنگ‌های اطراف و تشکیل اسکارن‌های بارور و همچنین مرمرها، کوارتزیت‌ها و هورنفلس‌ها شده است (بدر و همکاران، ۱۳۹۲). جوان‌ترین لایه‌های دگرگون شده در اثر نفوذ این توده، لایه‌های آهکی سازند قم در غرب تا جنوب قهرود هستند. بر اساس تقسیم‌بندی زون‌های ساختاری ایران، محدوده مورد مطالعه بخشی از توده نفوذی قهرود است و در حاشیه نوار ولکانیکی ارومیه-دختر قرار دارد (شکل‌های ۱-A و B). واحدهای سنگی از پالئوزویک تا سنوزویک رخنمون‌های این منطقه را تشکیل می‌دهند. واحدهای تیره رنگ متامورف آندزیتی، تناوب ماسه‌سنگ‌های کوارتزیتی و کربناته کرتاسه، قدیمی‌ترین لیتولوژی‌های محدوده هستند و در بخش شرقی روستای دره رحیم گسترش دارند (رادفر و همکاران، ۱۳۷۲). واحدهای کرتاسه شامل شیل خاکستری

است (رادفر و همکاران، ۱۳۷۲؛ جعفری، ۱۳۸۳). در نمونه دستی رنگ سطح تازه این واحد قهوه‌ای کم رنگ با آثاری از کلریتی شدن است. کانی‌های اصلی آن پلاژیوکلاز (خودشکل تا نیمه‌خودشکل)، آمفیبول، بیوتیت و کوارتز هستند (شکل ۴). برونزدهای ناپیوسته سنگ آهک سفید متمایل به خاکستری متبلور ناشی از عملکرد توده نفوذی در اطراف کانسار وجود دارد (شکل ۵). توده گرانودیوریتی دارای سنی معادل ائوسن بالایی بوده و از واحدهای آهکی جوان‌تر است (رادفر و همکاران، ۱۳۷۲). دگرگونی مجاورتی سبب متبلور و دانه‌درشت شدن کلسیت با رخ‌های مشخص همراه با کانی کلریت شده است (شکل ۶). کانی‌های کدر همراه با کلسیت کمتر از ۵ درصد هستند. درجه حرارت پخته شدن و تغییرات در رخ سنگ‌های آهکی متبلور نشان‌دهنده تأثیر کم حرارت در این سنگ‌هاست (شکل ۷).

تیره با میان‌لایه‌های حاوی فسیل آمونیت و واحدهای دولومیت زردرنگ در شمال شرق روستای دره رحیم است (شکل ۱- C). محدوده بیشتر توسط واحدهای متامورف سیلیسی خاکستری سبز رنگ، گرانیت و گرانودیوریت، اسکارن و سنگ آهک نومولیت‌دار سفید متمایل به خاکستری مربوط به سنوزویک پوشیده شده است (حسن‌زاده، ۱۳۵۷). گرانودیوریت بیشترین مساحت را دارد (مساحت تقریبی ۵۱ کیلومتر مربع)، که بخشی از این واحد جهت مطالعات پتروگرافی انتخاب شده است. سن آن الیگومیوسن و رنگ آن سفید روشن با کانی‌های تیره دارای کانی‌سازی مس است (شکل ۲). کانی‌های اصلی آن کوارتز، فلدسپار بوده و از کانی‌های فرعونیزیم‌دار، پیروکسن (به مقدار کم) دیده شده است. کانی منیتیت با بافت دانه‌درشت در این سنگ دیده می‌شود (شکل ۳). کوارتزدیوریت گسترش ندارد و سن آن بعد از میوسن زبرین تخمین زده شده



شکل ۱- A) موقعیت محدوده مورد مطالعه بر روی نقشه زون‌های زمین‌ساختاری ایران (آق‌آب‌تبی، ۱۳۸۳) در ایران؛ B) نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه اقتباس از نقشه زمین‌شناسی با مقیاس یکصد هزار ورقه کاشان (رادفر و همکاران، ۱۳۷۲) همراه با محل برداشت نمونه‌های پتروگرافی و مینرالوگرافی.



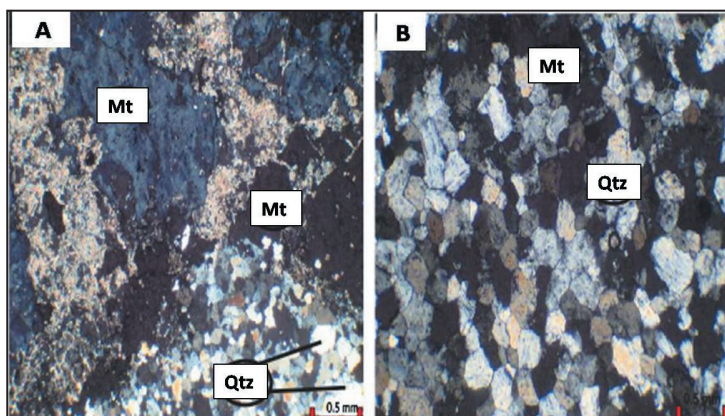
شکل ۲- A) مقطع پتروگرافی در نورپلاریزه از واحد گرانودیوریتی با پلاژیوکلازهای (Pl) درشت‌دانه؛ B) مقطع پتروگرافی از واحد گرانودیوریتی با بافت گرانولار درشت‌دانه و آمفیبول‌های تیره رنگ (Amp)، همراه با کوارتزهای درشت‌دانه (Qtz) و پلاژیوکلاز (Pl) در نورپلاریزه.

جدول ۱- نتایج آنالیز نمونه‌های لیتوژئوشیمی زون کانی‌سازی دره رحیم.

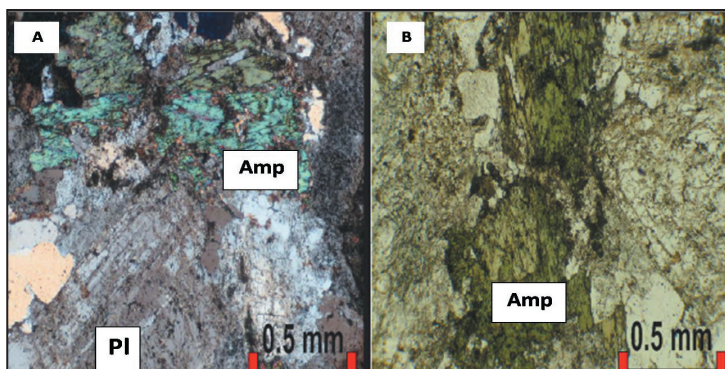
Element	Ag	Al	As	Ba	Bi	Ca	Ce	Co	Hf	In	La	Li	Lu	Mg	Mn	S	Sb	Sc
DL	0.1	100	0.1	1	0.1	100	0.5	1	0.5	0.5	1	1	0.1	100	5	50	0.5	0.5
Unit	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Method	MMS	-MMS	-MMS	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01
GH-A-1	1.8	68794	81.1	275	2.1	10%<	49	26.9	1.88	0.68	24	5	0.19	8695	2023	93	8.4	8.6
GH-A-2	1.9	50579	100<	86	32.6	10%<	41	13.9	2.2	1.32	16	1>	0.2	7492	4411	352	34.5	6.8
GH-A-3	3.4	38333	100<	66	2.7	10%<	35	64	1.82	1.87	10	1	0.19	2809	3520	325	4.6	6.3
GH-A-4	6.9	27321	100<	19	3.8	10%<	43	112.4	1.47	2.74	21	4	0.16	9851	3548	695	6	5.2
GH-A-5	10.2	19643	100<	23	4.6	54518	50	344.1	0.9	2.1	28	5	0.11	8993	8461	1492	3.3	3.3
GH-A-6	5.2	18237	100<	15	5.3	44746	42	264.8	0.76	2.06	24	4	0.1	7751	11680	603	14.4	2.5
GH-A-7	2.2	24375	100<	8	3.5	10%<	81	77.2	1.29	1.35	66	4	0.15	8768	5968	336	1.9	4.4
GH-A-8	1.1	31657	100<	38	0.9	10%<	58	70.4	2.23	1.28	16	1	0.34	4136	5553	217	3.2	7.2
GH-A-9	1.1	35783	100<	53	0.9	10%<	42	41.3	1.95	1.43	14	3	0.21	3137	4417	185	8.7	6.6
GH-A-10	1.1	62161	71.5	148	1.5	10%<	63	22.2	1.69	0.89	37	12	0.22	10947	4488	138	18	8.1
GH-A-11	2.1	80594	44.9	928	1.9	72366	61	26.3	0.83	0.5>	35	13	0.17	8594	1546	323	8.6	8.6
GH-A-12	2.4	43756	100<	64	3	10%<	48	51.1	2.86	1.49	24	1	0.22	5396	3403	208	3.8	9.8
GH-A-13	4.3	32125	100<	10	9.2	10%<	90	90.5	2.11	2.14	56	3	0.22	6180	3967	274	2.7	7.7
GH-A-14	10.9	32525	100<	8	19.6	10%<	112	130.1	1.38	2.18	105	6	0.14	15035	5505	266	8	4
GH-A-15	7.8	40018	100<	9	4	10%<	74	70.2	2.44	1.74	58	1	0.19	6744	3004	142	4.7	8.1
GH-A-16	3.6	33092	100<	24	62.5	10%<	53	81.3	1.63	3.2	41	3	0.16	11175	2833	177	19.6	5.8
GH-A-17	3	35782	100<	25	4.7	10%<	45	86.5	1.22	1.03	34	4	0.14	12861	10485	160	12.9	4.2
GH-A-18	1.5	59443	100<	24	21	10%<	107	75.5	2.02	1.29	82	2	0.15	11309	4304	230	29.8	6.8
GH-A-19	8.4	46575	100<	81	10	10%<	56	27.3	2.73	1.18	34	3	0.22	8711	3656	2884	25.3	7.2
GH-A-20	11.1	34701	100<	72	25.7	10%<	44	70.2	1.99	2.18	21	3	0.25	10082	5172	3870	12	6.4
GH-A-21	3.5	26656	72.9	28	10.1	10%<	29	96.8	1.41	1.86	12	3	0.18	10683	6789	1735	9	4.7
GH-A-22	11.4	40082	100<	144	30.9	10%<	45	76.2	1.57	1.83	20	3	0.2	6934	6855	2485	25.1	4.9
GH-A-23	4.8	25566	75.7	11	42	10%<	31	102.3	1.33	1.92	15	3	0.21	8201	9000	2618	5.9	4.4
GH-A-24	10.2	24170	100<	38	31.3	10%<	126	65.1	2.02	2.21	119	4	0.23	9609	4211	1096	5.1	6.9
GH-A-25	1.5	26828	100<	46	16.9	10%<	58	12.1	1.51	0.75	37	4	0.15	13652	12525	144	21.7	3.1
GH-A-26	8.6	37578	100<	93	103.3	10%<	109	58.4	1.88	1.09	91	4	0.16	15344	7260	1037	38.7	5.1
GH-A-27	1.4	81030	67.5	597	1.6	10%<	50	12.3	0.89	0.71	32	10	0.12	9326	4469	128	17.1	6.6
GH-A-28	18.6	41471	100<	30	11.8	10%<	131	84.4	2.54	5.14	90	4	0.21	11182	4901	1375	19	10.2
GH-A-29	5.7	74906	78.7	554	8.9	10%<	126	15.8	1.35	1.26	99	7	0.23	13400	3279	539	51.1	10.7
GH-A-30	1.7	69274	48.9	405	2.8	10%<	54	26.4	1.3	0.92	25	12	0.24	15373	3498	297	30.8	7.9
GH-A-31	2.8	54318	100<	49	24	10%<	88	32.7	2.41	1.22	71	2	0.19	11159	4169	238	46.5	9.3
GH-A-32	10.3	43338	100<	11	92.6	10%<	96	57.6	3.45	1.61	73	5	0.22	9726	5337	675	32.9	13.5
GH-A-33	29.9	5984	100<	10	47.5	10%<	20	10	0.5>	0.78	11	8	0.1>	7608	2%<	685	38.1	0.9
GH-A-34	1.4	12574	100<	8	8.7	10%<	19	12.5	0.73	0.82	10	2	0.1>	10391	16790	151	14.7	1.6
GH-A-35	19.3	42078	100<	7	26.5	10%<	99	35.1	3.39	3.43	83	1	0.27	7841	4569	544	26.1	11.7
GH-A-36	10.9	30191	100<	15	50.3	10%<	44	34.9	2.1	1.29	34	7	0.13	6535	8318	791	40.3	6.3
GH-A-37	5.4	42970	100<	68	3.4	10%<	72	48.2	1.96	4.02	66	3	0.16	5171	16257	757	9.8	7.7
GH-A-38	7.5	37827	100<	33	47.1	10%<	50	83.1	1.58	0.59	40	16	0.13	6854	15218	296	32.5	8.5
GH-A-39	3.4	54084	100<	15	23.4	10%<	105	60.6	1.95	1.42	80	3	0.19	7481	4040	245	38.2	9.4
GH-A-40	1.9	61428	100<	41	18.2	10%<	52	18.3	1.84	0.91	37	3	0.14	9593	4585	322	20.5	7.4
GH-A-41	0.7	67310	79.7	163	0.8	10%<	39	16.5	2.22	0.5>	20	10	0.18	12798	3013	298	9.1	12.3
GH-A-42	15.7	44218	100<	96	40	10%<	86	28.4	1.9	2.2	54	2	0.14	3694	3600	397	25.6	7.7
GH-A-43	3.4	51921	100<	97	3.2	10%<	59	148.6	3.06	1.04	42	5	0.25	3192	12715	200	82.5	9.4
GH-A-44	14	21340	100<	30	8.7	10%<	19	84.7	1.78	2.17	8	5	0.23	2543	7937	377	23.1	7.5
GH-A-45	11.7	10877	100<	16	61.5	10%<	15	64.5	1.06	1.79	7	5	0.11	2208	8165	172	11.9	3
GH-A-46	1.9	14113	100<	103	28.7	10%<	21	30.4	1.15	1.42	13	9	0.11	4073	11202	89	19.8	2.5

ادامه جدول ۱

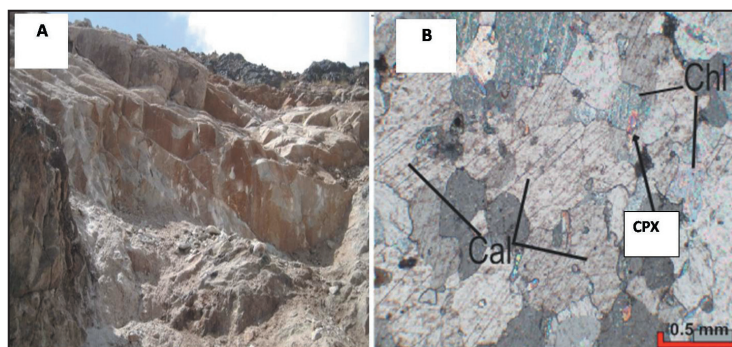
Element	Se	Sm	Su	Sr	Y	Yb	Zn	Zr	Tm	U
DL	0.5	0.02	0.1	1	0.5	0.05	1	5	0.1	0.1
Unit	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Method	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01	MMS-01
GH-A-1	0.5>	4.11	20.3	392.6	13.4	1.3	116	58	0.22	7.4
GH-A-2	0.5>	4.03	52.9	85.4	14.2	1.4	175	72	0.24	13.1
GH-A-3	1.91	4.71	80	40.1	14.3	1.3	346	75	0.23	22.3
GH-A-4	2.71	4.07	67.2	29.9	11.8	1.1	1431	64	0.19	16.2
GH-A-5	2.68	2.94	52.9	20.2	7.2	0.7	3575	45	0.13	14.6
GH-A-6	1.19	2.29	61.3	8.7	6.8	0.6	4655	42	0.12	9.7
GH-A-7	0.85	3.51	50.6	12.2	8.9	0.9	2679	58	0.15	11.7
GH-A-8	0.5>	6.67	57.1	23.8	16.6	2	1059	88	0.31	22
GH-A-9	0.5>	5.17	62.4	45	14.5	1.5	588	74	0.25	16.3
GH-A-10	0.5>	4.29	20.5	243.2	13.2	1.4	462	57	0.23	8.34
GH-A-11	0.5>	3.79	9	526	11.1	1	296	20	0.19	6
GH-A-12	0.86	4.15	66	32.6	15.6	1.5	819	115	0.26	21.2
GH-A-13	1.53	5.19	85.9	10	15.5	1.5	2168	87	0.25	23.8
GH-A-14	0.73	2.59	42.2	18.8	9.8	0.9	3517	61	0.16	11.03
GH-A-15	1.26	3.49	45	19.2	12.9	1.3	1163	90	0.22	15
GH-A-16	1.84	2.83	39.1	80.2	11.2	1	2052	66	0.18	16.2
GH-A-17	0.57	2.77	35	95	9.6	0.9	2751	54	0.16	14.3
GH-A-18	0.5>	3.3	29.2	85.7	10.9	1	2326	66	0.18	41.7
GH-A-19	3.22	4.15	37.4	420.7	14.4	1.5	257	89	0.25	16.3
GH-A-20	4.18	5.77	58.5	46	18.4	1.7	938	74	0.3	21.7
GH-A-21	2.47	4.68	54.5	80.5	13.8	1.2	1358	55	0.22	15.24
GH-A-22	3.64	5.12	53	170.4	16.5	1.5	940	59	0.26	19.1
GH-A-23	3.8	3.98	53.4	25.5	14.5	1.5	1648	55	0.25	16
GH-A-24	2.26	3.67	88.7	63.1	16.5	1.6	398	75	0.27	18.6
GH-A-25	0.5>	2.52	12.1	143.3	9.4	0.9	734	49	0.17	9.5
GH-A-26	9.45	2.93	28.1	335.1	10.4	1.1	3258	65	0.19	28.6
GH-A-27	0.5>	2.89	20.6	371.6	8.5	0.8	132	27	0.14	8.6
GH-A-28	3.2	4.84	88.1	166.9	17.4	1.5	802	76	0.26	47.2
GH-A-29	1.6	7.22	19.8	528.9	15.9	1.4	99	37	0.24	17
GH-A-30	0.77	5	24.2	369.9	16.7	1.5	104	39	0.26	9.1
GH-A-31	1.57	3.79	35.3	103.7	12.7	1.2	186	75	0.21	42.2
GH-A-32	2.85	4.38	28	116	17.2	1.5	1717	106	0.26	18.8
GH-A-33	1.52	1.7	1.2	211.8	5.8	0.3	866	11	0.1>	2.4
GH-A-34	0.5>	1.51	0.9	153.4	6.3	0.5	302	22	0.1	4.5
GH-A-35	1.69	4.59	59.5	15.2	20.5	1.8	3984	118	0.31	36.4
GH-A-36	0.94	1.71	8.4	31	9	0.8	628	58	0.15	16.4
GH-A-37	0.62	2.69	38.4	303	11.7	1.1	9404	61	0.18	16.6
GH-A-38	0.5>	2.06	10.8	103.1	9.6	0.8	5982	48	0.15	17.7
GH-A-39	1.57	4.99	26.1	91.4	14.7	1.2	547	66	0.22	36.75
GH-A-40	0.5>	3.29	15.9	78.4	11.8	0.9	685	65	0.17	14.2
GH-A-41	0.5>	3.2	5.7	288.9	11.6	1.1	90	66	0.19	4.2
GH-A-42	1.01	3.04	65.6	68.8	10.3	0.8	736	57	0.16	20.2
GH-A-43	0.5>	4.53	17.6	139.1	19.4	1.5	1758	88	0.29	18.6
GH-A-44	1.22	3.84	50.9	36.4	15.7	1.4	5214	49	0.27	15.51
GH-A-45	2.98	1.57	12.3	14.8	8.6	0.6	3298	32	0.14	10.1
GH-A-46	0.5>	1.64	7.2	42.1	7.7	0.6	2766	36	0.13	9.5



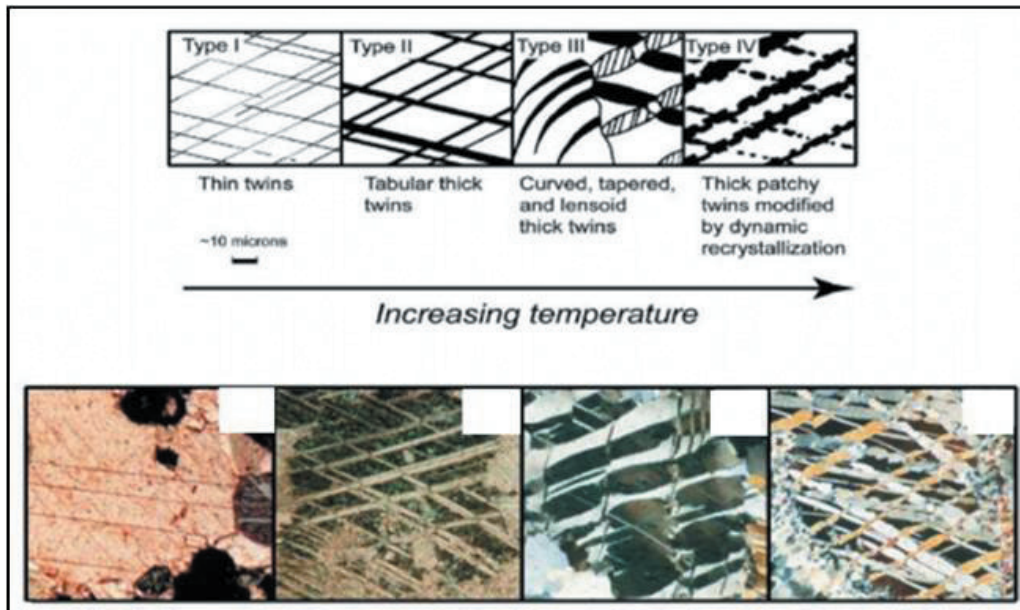
شکل ۳- A) کانه منیتیت (Mt) همراه با کانی‌های تأخیری مانند کوارتز (Qtz) در نور پلاریزه؛ B) کانه تیره اوپک منیتیت (Mt) همراه با کوارتز (Qtz) دانه‌درشت که به‌صورت شکافه‌پرکن در زمینه سنگ گرانیتی دیده می‌شود (مقطع نازک نورپلاریزه).



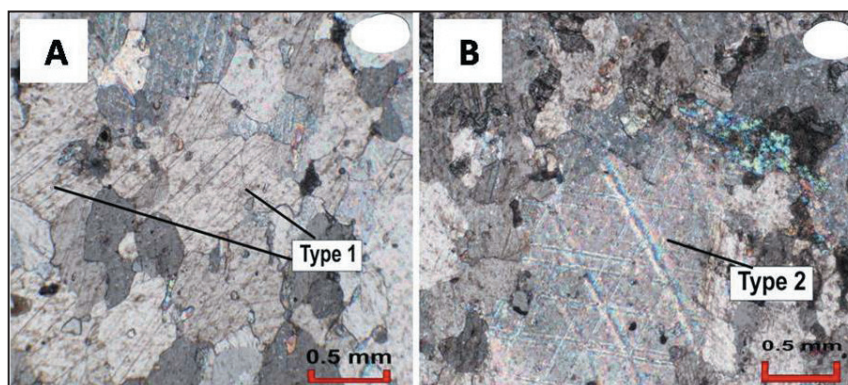
شکل ۴- A) آمفیبول (Amp) همراه با کانی‌های پلاژیوکلاز (Pl) در نمونه کوارتز دیوریت در مقطع نازک با نور پلاریزه؛ B) آمفیبول (Amp) و کوارتز درشت‌دانه در سنگ کوارتز دیوریت در نور پلاریزه.



شکل ۵- A) رخنه‌ای از آهک کریستالیزه با ساخت دانه‌درشت و روشن (دید به سمت جنوب غرب)؛ B) مقطع پتروگرافی از کلسیت‌های (Cal) دانه‌درشت خودشکل با پیروکسن (CPX) و کلریت (Chl) در نور پلاریزه.



شکل ۶- چگونگی ایجاد روند تغییرات حرارتی در کلیواژ آهک و روند بلوری شدن آن.



شکل ۷- A) آهک کریستالیزه که تحت تأثیر درجه حرارت کم قرار گرفته است و از تیپ ۱ شکل ۶ تبعیت می‌کند؛ B) آهک کریستالیزه که تحت تأثیر حرارت بیشتر قرار گرفته است و از تیپ ۲ شکل ۶ تبعیت می‌کند.

۴- کانه‌نگاری، ساخت، بافت و توالی پاراژنری کانی‌ها

جهت شناسایی کانی‌های تشکیل‌دهنده و پاراژنری کانسنگ ۹ نمونه مورد مطالعه قرار گرفت. ساخت و بافت کانه‌زایی منیتیت همراه با کانی‌های سولفیدی و اکسیدی (مس، سرب، روی) و کانی گارنت به اشکال مختلفی دیده می‌شود که در زیر به شرح آنها پرداخت خواهد شد.

۴-۱. منیتیت

منیتیت فراوان‌ترین کانی کانسار ساز به صورت عدسی‌هایی با اندازه‌های متفاوت است. امتداد این عدسی‌ها با روند شمال غرب- جنوب شرق و به صورت منقطع با ضخامت‌هایی از ۰/۵ تا ۵ متر در طول ۲۰۰ متر و عیار ۴۰ تا ۶۰ درصد اکسید آهن حضور دارند. دارای ساخت و بافت توده‌ای، نواری (شکل ۸- A)، رگه‌ای (شکل ۸- B)، گل کلمی و دانه‌ای است. منیتیت به صورت اولیه و بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار در ابعاد تا ۵۰۰ و بیشتر تا ۲۰۰ میکرون با رنگ خاکستری متمایل به قهوه‌ای هم‌رشدی ضعیفی با باطله‌ها نشان می‌دهد (شکل‌های ۹ و ۱۰). سیلیکات‌های هم‌رشد با منیتیت اغلب گارنت، کوارتز به صورت نیمه‌شکل‌دار تا ریزدانه، پیروکسن به شکل نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و ریزدانه و آمفیبول‌های بی‌شکل

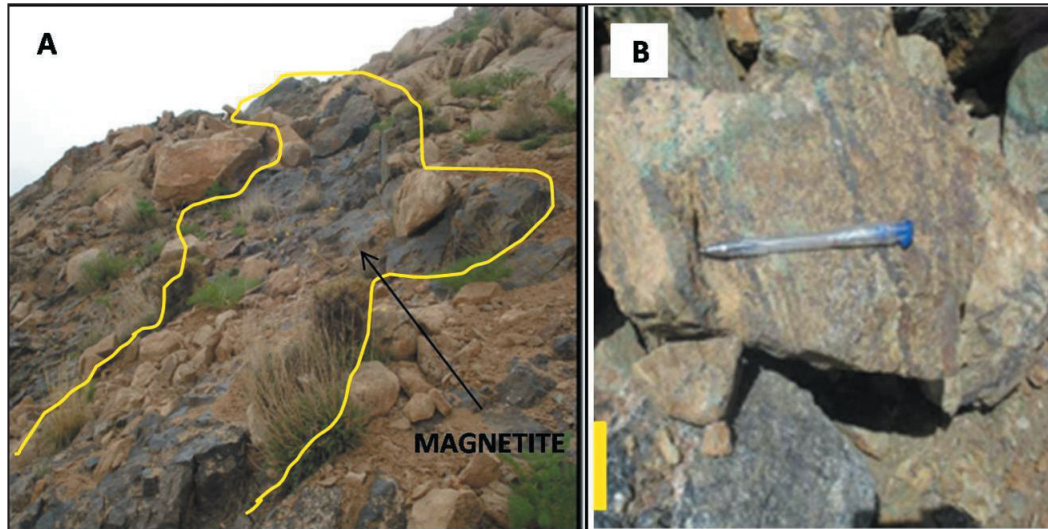
و ریزدانه هستند. بعضی از بلورهای شکل‌دار منیتیت به ماریت تبدیل شده و در اثر اکسیداسیون از مرز و حاشیه منیتیت و محل شکستگی‌ها بیشتر پیشرفت کرده و تبدیل به هماتیت شده‌اند. این نوع هماتیت‌ها اکثراً فاقد شکل هندسی منظم و در بخش‌های سطحی فراوان هستند. لیمونیت در قسمت‌های سطحی درز و شکاف‌های درون زون اکسیدان را پر می‌کند و به مقدار فراوان یافت می‌شود. محصول نهایی دگرسانی اکسیدها، سولفیدهای آهن و سولفیدهای مس (کالکوپریت) است و به رنگ زرد تا زرد قهوه‌ای دیده شده است. این کانی به شکل بافت‌های کلوفرمی درز و شکستگی‌های بلورهای گارنت را نیز پر کرده است. وجود لیمونیت نشان‌دهنده عملکرد اکسیداسیون است. گوتیت بیشتر تحت تأثیر آلتراسیون کانی‌های اکسیدی و سولفیدی حاصل شده است (شکل ۱۳).

۴-۲. کانی‌های سولفیدی، اکسیدی مس و سولفیدی سرب و روی

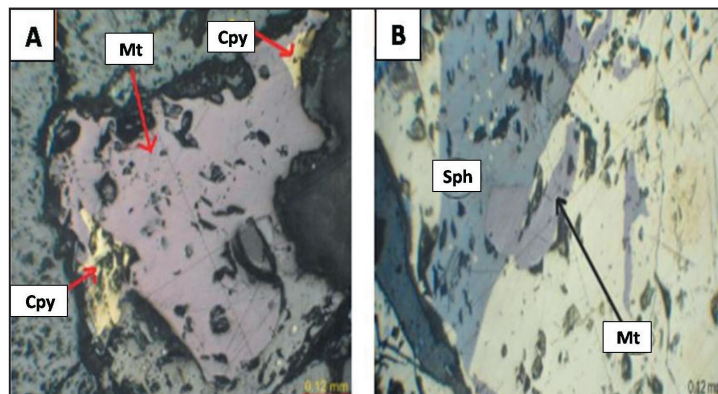
کالکوپریت بعد از منیتیت بیشترین فراوانی دارد و با بافت و ساخت پرکننده حفرات به صورت جزیره‌ای مشخص مشاهده می‌شود. گاهی در امتداد درزه‌ها و شکستگی‌ها به مقدار ناچیز به کوولیت تجزیه شده است (شکل‌های ۱۰- A و B).

حاشیه بلوری آغاز می‌شود. از کانی‌های کربناته مس مالاکیت است که در اثر دگرسانی کانه کالکوپیریت و پرکننده حفرات است. مالاکیت کمتر از ۵ درصد فازهای مس‌دار را تشکیل می‌دهد و بافت جزیره‌ای دارد (شکل ۱۳). از دیگر کانی‌های سولفیدی می‌توان از گالن نام برد که با فراوانی اندک و به صورت ریزدانه در متن منیتیت دیده می‌شود.

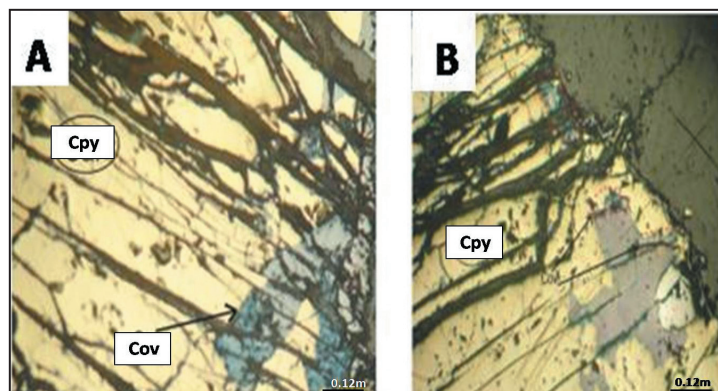
اسفالریت به مقدار کم در اطراف کالکوپیریت دیده می‌شود (شکل‌های ۱۱-A و B). بورنیت جزو پاراژنهای اسکارن آهن است. این کانی با رنگ صورتی به صورت ادخال‌هایی در متن کانی‌های کالکوپیریت و اسفالریت مشاهده شده است (شکل‌های ۹-A و B). کولیت از دیگر کانی‌های مس بوده که بر اثر دگرسانی کالکوپیریت حاصل شده است (شکل‌های ۱۲-A و B) که این تبدیل بیشتر از



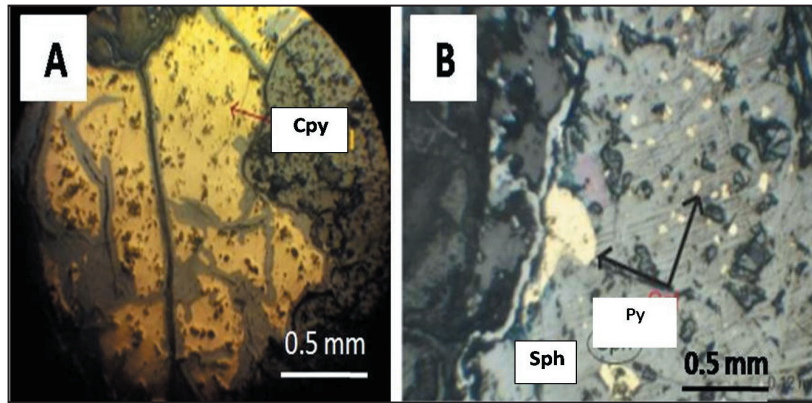
شکل ۸- (A) منیتیت با ساخت توده‌ای و متراکم (دید به سمت جنوب غرب)؛ (B) ساخت نواری و رگه-رگچه‌ای منیتیت همراه با گارنت در نمونه‌های محدوده مورد مطالعه.



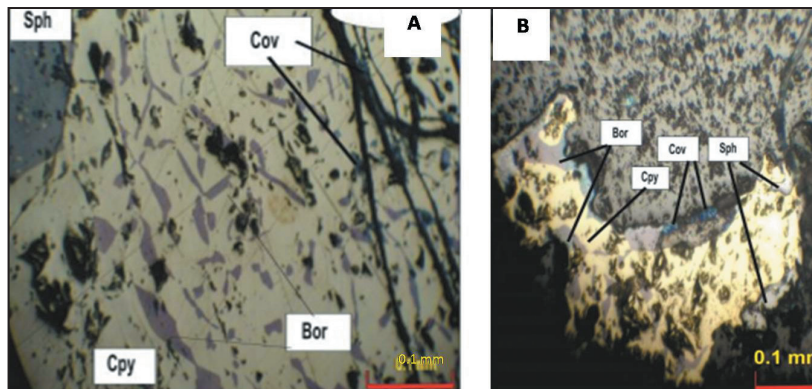
شکل ۹- (A) کالکوپیریت (Cpy) احاطه شده به وسیله منیتیت (Mt)؛ (B) منیتیت (Mt) احاطه شده به وسیله اسفالریت (PPL) (Sph).



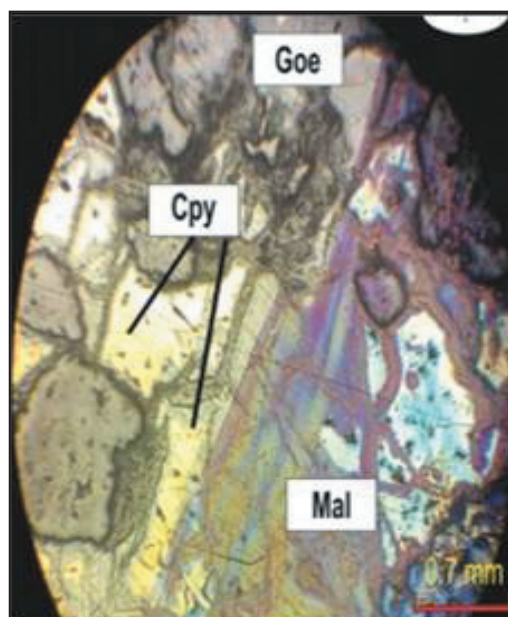
شکل ۱۰- (A) دگرسانی کالکوپیریت (Cpy) به کولیت (Cov) در امتداد درز و شکستگی‌ها (PPL)؛ (B) دگرسانی کالکوپیریت (Cpy) به کولیت و آناری از کانی کولیت در حاشیه کانی بورنیت در مقطع صیقلی (PPL).



شکل ۱۱- A) تبدیل کالکوپیریت (Cpy) به گوتیت در اثر دگرسانی (PPL)؛ B) پیریت (Py) به صورت ریز تا درشت‌دانه اولیه و به شکل رگه‌ای که به گوتیت تبدیل شده و توسط اسفالریت احاطه شده است (PPL).



شکل ۱۲- A) کانی بورنیت (Bor) به صورت ادخال‌هایی در متن کالکوپیریت (Cpy) و اسفالریت (Sph) یافت می‌شود. تبدیل کالکوپیریت (Cpy) به کوولیت (Cov) در حاشیه کانی در نزدیکی درز و شکافها دیده می‌شود؛ B) حضور کانی‌های بورنیت (Bor) با رنگ صورتی کم رنگ، اسفالریت (Sph) با رنگ خاکستری تیره (Sph) و کوولیت با رنگ آبی متمایل به بنفش (Cov) در متن کالکوپیریت (PPL) (Cpy).



شکل ۱۳- مالاکیت (Mal) با بافت جزیره‌ای و گوتیت با تهرنگ نارنجی ناشی از دگرسانی کالکوپیریت (PPL) (Cpy).

۴-۳. پیریت

طبق مشاهدات کانه‌نگاری در این کانسار دو نسل پیریت دیده می‌شود. یکی به صورت دانه‌ریز و زرد رنگ در متن بلورهای منیتیت و دیگری پیریت عمدتاً رگه و رگچه‌ای نازک که به اکسیدهای آهن گوتیتی تبدیل شده است (شکل ۱۱-B).

۵- توالی پاراژنزی کانی‌ها

پاراژنزی کانیایی در هر کانساری تابع ترکیب شیمیایی محلول فلزدار، درجه حرارت و فشار، تغییرات Eh، Ph و شرایط فیزیکوشیمیایی محلول است (کریم‌پور و سعادت، ۱۳۸۱). با توجه به مطالعات صحرایی، سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری صورت گرفته در کانسار دره رحیم، سیر تحول کانی‌ها و یا به عبارت دیگر، مراحل تکوین کانی‌ها شامل مراحل زیر می‌شود:

۵-۱. مرحله دگرگونی

نفوذ توده گرانودیوریت - کوارتزیدیوریت باعث تبلور مجدد سنگ میزبان کربناتی شده است. در این مرحله عملکرد ناشی از فشار و حرارت توده نفوذی در ابتدا سبب دگرگونی از نوع شیمی ثابت شده است و طی این مرحله کانی‌های شرایط خشک مانند گارنت تشکیل شده‌اند. گارنت کانی معمول سنگ‌های دگرگونی است (Pichler, 1997). در کانسار دره رحیم این کانی در زون اسکارن گسترش داشته و در شرایط دمایی و ترکیبات شیمیایی مختلف، با رنگ‌های متفاوت از سبز روشن تا قهوه‌ای قابل مشاهده است. بر اساس نزدیکی و دوری از توده آذرین، گارنت‌ها از قهوه‌ای تا قرمز تیره و قهوه‌ای روشن و سبز کم‌رنگ تغییر رنگ می‌دهند و ترکیب شیمیایی آنها هم با جانشینی کلسیم به جای آهن تغییر می‌کند (اسداللهی، ۱۳۸۲). گارنت‌ها در اندازه‌های مختلف از ریزبلور تا بلورهایی با قطر بیش از یک سانتی‌متر دیده می‌شوند. کانی گارنت بافت گرانوبلاستیک دارد و از گارنت‌های همسانگرد و خودشکل تشکیل شده‌اند (شکل ۱۵). این دسته از گارنت‌ها فاقد ماکل قطاعی هستند و تنها ناهمسانگردی ضعیفی در حاشیه نشان می‌دهند. بر اساس مطالعات مسعودی و همکاران (۱۳۸۳) گارنت‌ها در اسکارن آهن قمصر در نزدیکی کانسار رحیم‌آباد متعلق به سری گرانادیت (گروسولار-آندرادیت) هستند و ناحیه‌بندی در آنها نوسانی و پیچیده و این منطقه‌بندی در گارنت ناشی از رشد بلور بوده است. با توجه به ساخت و بافت و شکل گارنت‌های موجود در این کانسار و تشابهی که گارنت‌های این کانسار با دیگر کانسارهای آهن از جمله نیاسر قمصر دارد، شرایط تشکیل برای گارنت در این منطقه می‌تواند مشابه باشد و سنگ‌های کربناته مارنی منشأ تشکیل

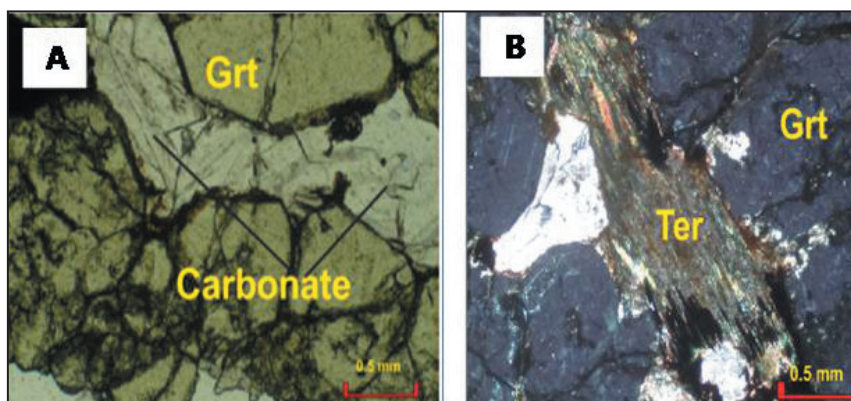
گارنت‌های دره رحیم باشند. منیتیت و گوتیت که درزه‌های گارنت را پر کرده‌اند در شکل‌های ۱۲-A و B مشاهده می‌شود.

۵-۲. تشکیل زون اسکارن

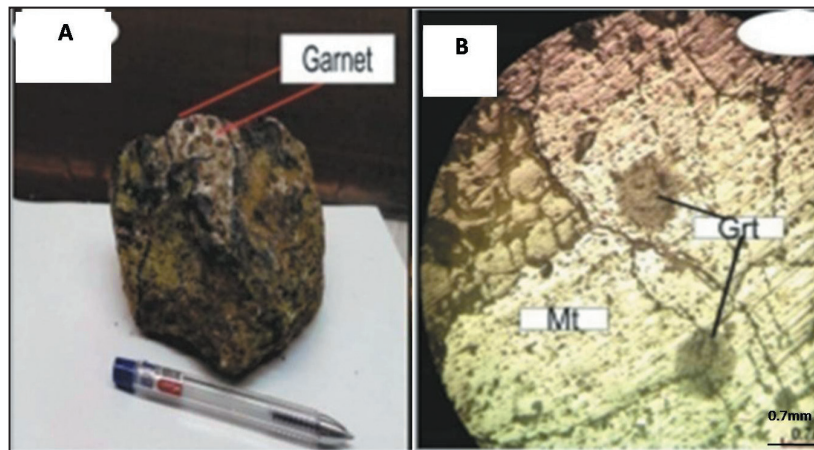
در این مرحله ترکیب سنگ درونگیر تغییر می‌کند و باعث کانه‌زایی می‌شود که خود شامل دو مرحله متاسوماتیزم پیشرونده و تأخیری است.

– **مرحله پیشرونده:** در طی این مرحله با نفوذ توده گرانیتی به درون سنگ‌های کربناتی و جدایش سیال گرمایی داغ و آزاد شدن حجم زیادی SiO_2 ، FeO و MgO پیروکسن در اسکارن‌های متاسوماتیکی تشکیل می‌شود (Deer et al., 1992). پیروکسن در مقاطع میکروسکوپی دیده نشده اما کلریت از جمله کانی‌های موجود است که تحت تأثیر دگرسانی پیروکسن‌های کلسیم‌دار حاصل شده است (Azizi et al., 2009). کانی گارنت در این مرحله تشکیل می‌شود و ترکیب آن به ترکیب‌های شیمیایی سنگ میزبان و سیال نفوذی بستگی دارد. در سنگ‌های کربناته مارنی گارنت‌های نوع گروسولار به همراه آندرادیت تشکیل شده است (فردوسی و کلاگری، ۱۳۹۱). در این کانسار یک زون اسکارنی گارنت - منیتیت مشاهده می‌شود (شکل‌های ۱۵-A و B). کلسیت به صورت رگه-رگچه‌ای شکستگی‌های گارنت‌ها را پر کرده است (شکل ۱۴-A). با توجه به شواهد موجود اسکارن‌زایی در کانسار دره رحیم از نوع اگزواسکارن و کانی‌سازی مگنتیت در این زون صورت گرفته است (شکل‌های ۱۶-A و B).

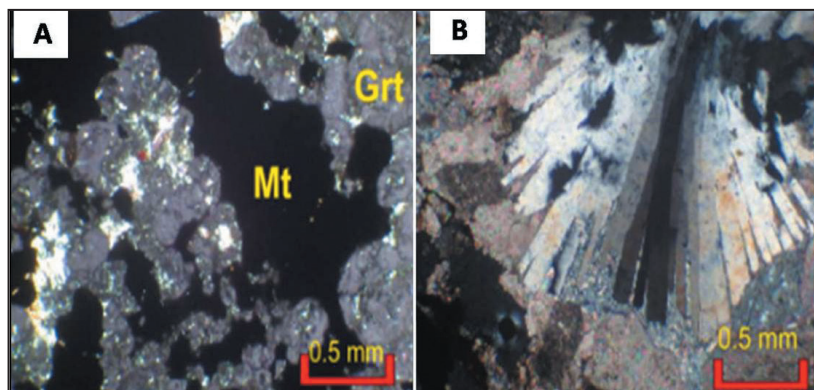
– **مرحله تأخیری:** این مرحله یک مرحله پسرونده همراه با کاهش تدریجی عملکرد توده نفوذی به وسیله آمیختگی با آب‌های جوی و ماگمایی است. در اثر تأثیر سیالات هیدروترمالی دما پایین بر مجموعه کالک‌سیلیکاتی تشکیل شده در مرحله تأخیری کانی‌های سیلیکاتی (کوارتز به شکل اولیه با خاموشی موجی؛ شکل ۱۴-B) و کالک‌سیلیکات‌های کلسیم آبدار (اپیدوت، ترمولیت - اکتینولیت به صورت ثانویه)، کانی‌های اکسیدی (هماتیت به صورت ثانویه) و کانی‌های سولفیدی (کالکوپیریت، پیریت، کوولیت، گالن و اسفالریت) به صورت اولیه در مراحل آخر فاز پیشرونده یا در ابتدای مرحله تأخیری و کانی‌های کربناتی (کلسیت به صورت ثانویه) تشکیل می‌شوند. اپیدوت یکی از کانی‌های مهم تشکیل شده و نشان‌دهنده افزایش فوگاسیته اکسیژن در این مرحله است. ترمولیت و اکتینولیت از کانی‌هایی هستند که در این مرحله به صورت جانشینی گارنت تشکیل شده‌اند (شکل ۱۴-B). این موضوع بیانگر تأثیر سیالات هیدروترمال در شکل‌گیری کانسار در مرحله متاسوماتیزم است.



شکل ۱۴- A) گارنت با بافت گرانوبلاستیک و همسانگرد و خودشکل با شکستگی‌هایی که توسط اکسید آهن پر شده‌اند همراه با کربنات پرکننده میان‌دانه‌ای در زون متاسوماتیزم پیشرونده (PPL)؛ B) جانشینی گارنت توسط ترمولیت - اکتینولیت در گارنت اسکارن در مرحله متاسوماتیزم تأخیری (XpL).



شکل ۱۵- (A) گارنت‌های درشت‌دانه در نمونه دستی؛ (B) گارنت‌های تیره رنگ بر اساس مشاهدات میکروسکوپی در اندازه‌های مختلف، نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در زمینه‌ای از کانی منیتیت (PPL و Xpl).



شکل ۱۶- (A) کانی منیتیت (با برجستگی نسبتاً بالا) و رنگ تیره که فضاهای میان گارنت‌ها را پر کرده است (Xpl)؛ (B) کوارتز با خاموشی موجی واضح و رنگ شیری و همچنین به صورت شعاعی (Xpl).

در ساختار پلاژیوکلازها و فلدسپار پتاسیم شرکت دارد (شکل ۱۸). در طی روند تفریق با تشکیل پلاژیوکلازها، بیشتر Si مصرف می‌شود و مقدار آن در ماگما کاهش می‌یابد (بدر و همکاران، ۱۳۹۲). عنصر La در سنگ‌های منطقه با افزایش مقدار سیلیس روندی افزایشی نشان می‌دهد که با طبیعت ناسازگار این عنصر همخوانی دارد. فراوانی تقریباً پایین و کاهش عناصر V، Co و Ni می‌تواند دلیلی بر جدایش این عناصر از ماگما و وارد شدن در کانی‌هایی همچون الیوین، پیروکسن و منیتیت در جریان تفریق ماگمایی باشد. به‌طور کلی با توجه به روندهای نمایان در نمودارها، عناصر ناسازگار پیوسته افزایش و عناصر سازگار پیوسته کاهش می‌یابند که این خود دلیلی عمده بر فرایند تفریق است و احتمال می‌رود این عمل با فرایندهای دیگری (مانند آلاینش ماگمایی و یا فرایندهای گرمایی) همراه باشد که آثار این تحولات را می‌توان به‌صورت پراکنده‌گی عناصر در برخی نمودارها دید (شکل ۱۸) (Frietsch and Pendahl, 1995; Stern., 2004; Nickelson et al., 2004).

کانی پلاژیوکلاز یکی از کانی‌های عمده در تمامی نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه و از نوع سدیک است. آنومالی مثبت Eu در ارتباط با این کانی نیست بلکه فاکتورهای دیگری از قبیل شرایط اکسیداسیون و تبلور برخی از کانی‌ها مانند گارنت و آمفیبول می‌توانند مسبب این آنومالی باشند (شکل ۱۹).

۳-۵. مرحله هوازدگی

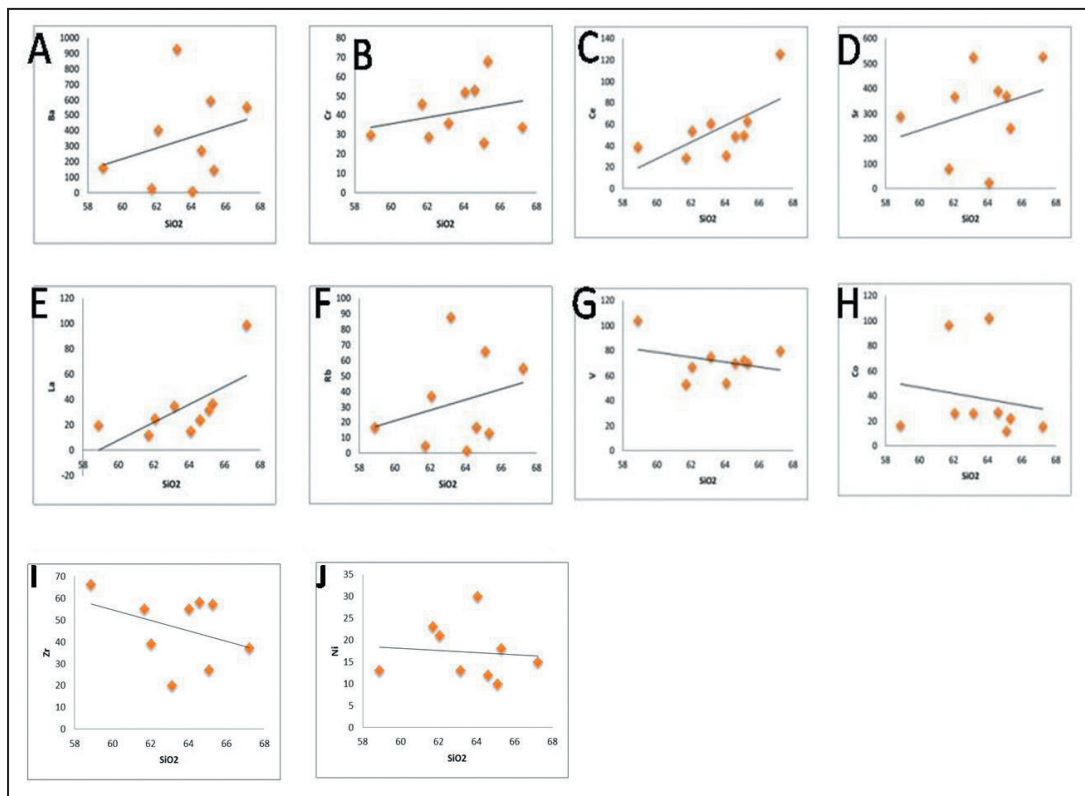
در این مرحله کانی‌های سیلیکات کلسیم آبدار و بدون آب توسط محلول‌های اکسیژن‌دار سطحی هوازده شده و منجر به اکسیداسیون منیتیت به هماتیت و پیریت به گوتیت و همچنین تشکیل مجموعه کانی‌های مالاکیت، لیمونیت و گوتیت در امتداد شکستگی‌ها شده است. با توجه به شکل ۱۷ منیتیت، اسفالریت، بورتیت، گالن و پیریت به عنوان کانه‌های اولیه و هماتیت، گوتیت، کولیت و مالاکیت به عنوان کانی‌های ثانویه مشخص شده‌اند.

۶- ژئوشیمی

گرانودیوریت‌های محدوده بیشترین حجم منیتیت را دارند. ۹ نمونه از این واحد مورد تجزیه قرار گرفت. نمونه‌های کانسنگ منیتیت نیز تجزیه شدند و نتایج با توده نفوذی مقایسه شد. میزان Ba و Rb در گرانودیوریت میزان کانی‌سازی، رفتاری ناسازگار در طی تبلور دارند و با تغییر میزان سیلیس افزایش نشان می‌دهند (شکل‌های ۱۸- A تا F). در روند تفریق با پیشرفت تبلور به تمرکز این عناصر در ماگمای باقیمانده افزوده خواهد شد (براتی و قلی‌پور، ۱۳۹۳). عنصر Zr در برابر افزایش سیلیس، روند کاهشی دارد که این نشان‌دهنده تفریق است. عنصر Si در سنگ‌های آذرین بیشتر

Mineral	Metamorphism (isochermal)	Metasomatism (allochemical)		Weathering
		Prograde skarn	Retrograde skarn	
Magnetite		—————	—————	
Chalcopyrite			—————	
Pyrite			—————	
Sphalerite			—————	
Covelite				—————
Garnet	—————	—————	—————	
Hematite				—————
Goethite				—————
Malachite				—————
Quartz			—————	—————
Calcite			—————	—————
Termolite			—————	—————
Actinolite			—————	—————
Chlorite			—————	—————
Epidote			—————	—————

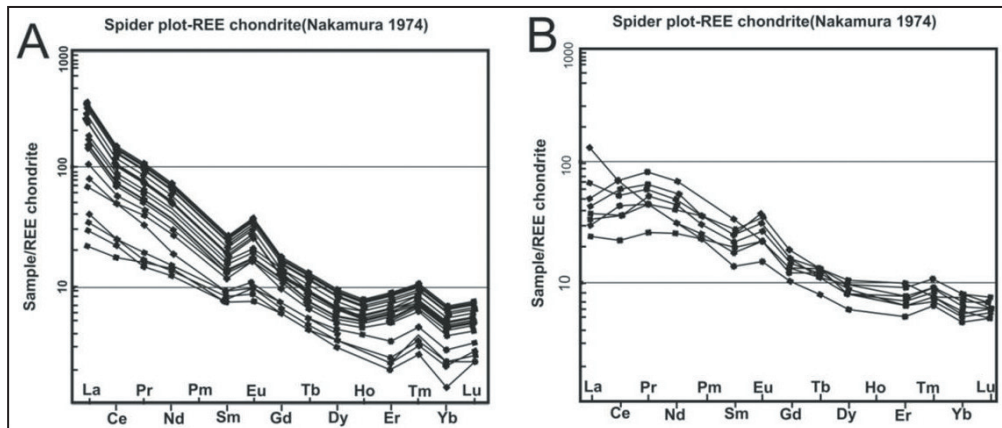
شکل ۱۷- توالی پاراژنزی کانیایی کانسار آهن دره رحیم.



شکل ۱۸- نمودار تغییرات مقادیر عناصر خاکی کمیاب در مقابل سیلیس در دربرگیرنده کانه‌زایی. (A) نمودار تغییرات Ba در مقابل SiO_2 ؛ (B) نمودار تغییرات Cr در مقابل SiO_2 ؛ (C) نمودار تغییرات Co در مقابل SiO_2 ؛ (D) نمودار تغییرات Sr در مقابل SiO_2 ؛ (E) نمودار تغییرات L.a در مقابل SiO_2 ؛ (F) نمودار تغییرات Rb در مقابل SiO_2 ؛ (G) نمودار تغییرات V در مقابل SiO_2 ؛ (I) نمودار تغییرات Zr در مقابل SiO_2 ؛ (J) نمودار تغییرات Ni در مقابل SiO_2 .

(Nakamura, 1974) بهنجار شده‌اند (شکل‌های ۱۹-A و B). الگوی تمامی عناصر خاکی کمیاب سنگ‌های گرانودیوریت و نمونه‌های مینرالیزه محدود مورد مطالعه به صورت موازی با یکدیگر است. الگوی موازی نمونه‌ها، منشأ واحد و تحول آنها را در طی فرایند تبلور تفریقی ماگما تأیید می‌کند.

همخوانی نتایج حاصل از نمونه‌های زون کانی‌سازی با سنگ در برگیرنده نفوذی آنها نشان‌دهنده منشأ یکسان برای کانی‌سازی آهن و توده نفوذی گرانودیوریتی در محدوده مورد مطالعه است (شکل‌های ۱۹-A و B). در این مطالعه، مقادیر غلظت عناصر خاکی کمیاب نمونه‌های گرانودیوریت و کانسنگ منیتیت به کندریت



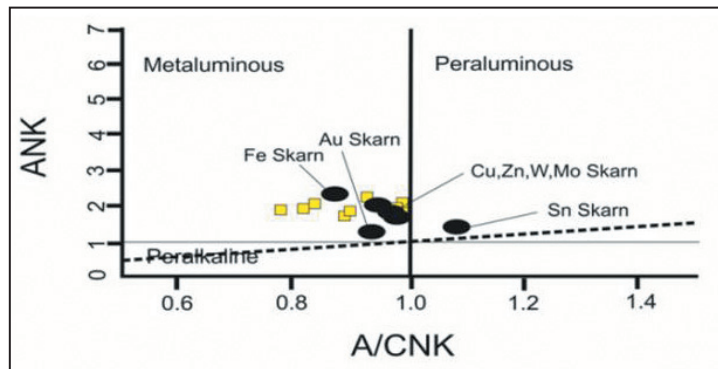
شکل ۱۹- A) الگوی بهنجار شده مقادیر غلظت عناصر خاکی کمیاب نمونه‌های کانسنگ سولفیدی و اکسیدی آهن و مس به کندریت (Nakamura, 1974) B) الگوی بهنجار شده مقادیر غلظت عناصر خاکی کمیاب نمونه‌های گرانودیوریت میزبان کانه‌زایی آهن به کندریت (Belousova et al., 2002).

۷- بحث

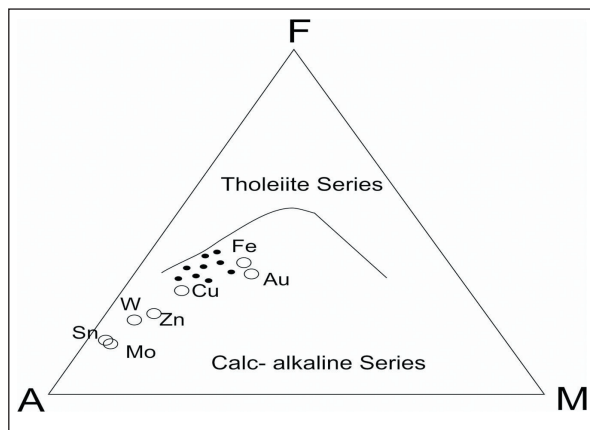
غنی‌شدگی است. می‌توان فقدان زون پر عیار را به میزبان کانی‌سازی یعنی سنگ‌های کربناته زون اسکارنی نسبت داد که باعث کاهش اسیدیته و یا افزایش pH محیط و مانع تشکیل و توسعه زون سوپرژن می‌شود که به یک محیط اسیدی نیاز دارد (Boynton, 1984; Ohmoto, 2003; Mahmoudi et al., 2015). همچنین شواهدی از قبیل حضور اسفالریت و کوولیت در متن کالکوپیریت، می‌تواند نشان‌دهنده هم‌شدگی و تقریباً هم‌زمانی تبلور و نهشت کمی پس از اسکارنی شدن باشد. وجود کبالت با مقدار بیشینه ۳۴۴ و متوسط ۶۶ گرم در تن در نمونه‌های کانسنگ از مشخصات بارز اسکارنی‌های آهن کلسیمی است (Oksuz and Koc, 2009; Zamanian, 2016). مقادیر بالای مس (مقدار بیشینه ۲ درصد و متوسط ۰/۶ درصد) در اسکارنی‌های کلسیمی گزارش شده است (Williams et al., 2005). میزان مس (۰/۶ درصد) و کبالت (۰/۲ درصد) در نمونه‌های ماده معدنی در کانسار دره رحیم از متوسط بالاتر است و همچنین با توجه به داده‌های ژئوشیمیایی، عناصر Co, Cu, Ni جزو کانی‌سازی احتمالی در منطقه مورد مطالعه هستند (Beaudin and Dupuis, 2011; Nadoll et al., 2012). بر اساس درجه اشباع‌شدگی از آلومین نیز داده‌های ژئوشیمیایی کانسار دره رحیم در محدوده کانسارهای اسکارنی و در نزدیکی محدوده اسکارنی‌های آهن و مس جای می‌گیرند (Hajimirzajan et al., 2015).

این کانسار در مقایسه با سایر اسکارنی‌های مهم آهن و مس ایران مانند رتاوه قمصر (وکیلی نوش‌آبادی، ۱۳۹۳)، آهن و کبالت قمصر (محمددوست و همکاران، ۱۳۸۸)، تیکمه‌داش (Karimzadeh Somarin, and Moayyed, 2002)، خسروآباد کرمانشاه (متولی، ۱۳۸۴)، پنج‌کوه دامغان (عرب‌عامری و همکاران، ۱۳۹۱) و گلالی قروه (جعفرزاده و همکاران، ۱۳۷۴) و نیز کانسارهای دنیا مانند Mengku چین (Xu and Lin, 2010) و Ayazmant ترکیه (Oyman, 2010) و Pena colorada مکزیک (Zurcher et al., 2001) دارای شباهت از نظر سنگ میزبان، توده نفوذی، کانی‌های اولیه و تأخیری و کانه‌های فلزی است (Niranen et al., 2005; Oksuz and Koc, 2009).

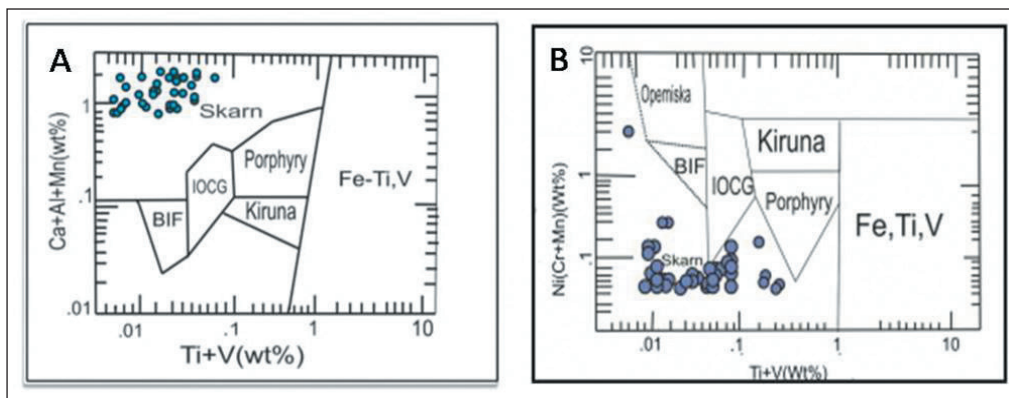
توده نفوذی قهرود با ترکیب گرانودیوریت-تونالیت از شمال تا جنوب روستای قهرود گسترش دارد. بر اساس مطالعات حسن‌زاده (۱۳۵۷)، اسداللهی (۱۳۸۲)، مسعودی و همکاران (۱۳۸۳)، محمددوست و همکاران (۱۳۸۸)، بدر و همکاران (۱۳۹۲) و وکیلی نوش‌آبادی (۱۳۹۳) این توده نفوذی در مجموعه‌ای از شیل و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک و سنگ‌آهک و مارن‌های کرتاسه و ائوسن نفوذ کرده و باعث دگرگونی مجاورتی سنگ‌های اطراف و تشکیل اسکارنی‌های بارور از نوع درون‌اسکارنی و برون‌اسکارنی شده است. مطالعات زمین‌شیمیایی و پتروگرافی انجام شده این محققین بر روی توده قهرود و کانسارهای آهن آن، نشان می‌دهد که این توده از نوع گرانیت‌های تیپ I بوده و از یک ماگما با ماهیت شیمیایی کالک‌آلکالن (کلسیمی-قلیایی) (با پتاسیم متوسط تا زیاد) و متاآلومینوس منشأ گرفته، و در محیط تکتونوماگمایی مرتبط با قوس قاره‌ای تشکیل شده است. مطالعات حاضر در کانسار دره رحیم در حاشیه این توده، نشان می‌دهد که این محدوده شامل تنوعی از گرانودیوریت، کوارتزیدیوریت، سنگ‌های اسکارنی و سنگ‌آهک سفید متمایل به خاکستری و متبلور و بافت غالب در سنگ‌های نفوذی، بافت دانه‌ای است. در مطالعات میکروسکوپی کانی‌هایی از قبیل گارنت (گروسولار تا آندرادایت)، کلریت، کوارتز، کلسیت، پیروکسن، آمفیبول و منیتیت به فراوانی مشاهده شده‌اند که همگی در محیط اسکارنی تشکیل می‌شوند. نتایج حاصل از جانمایی نمونه‌های زون مینرالیزه در شکل‌های ۲۰، ۲۱ و ۲۲ نشان‌دهنده ماهیت شیمیایی کالک‌آلکالن کلسیمی متاآلومینوس مرتبط با فرورانش حاشیه قاره‌ای در کانسار دره رحیم است. کانی‌سازی اسکارنی در این کانسار از نوع برون‌اسکارنی است. کانی‌سازی آهن به شکل متراکم، توده‌ای، عدسی‌های ناپیوسته و رگه‌ای دیده می‌شود و کانه‌های اصلی شامل منیتیت، هماتیت، کالکوپیریت و پیریت هستند. از کانی‌های ثانویه می‌توان به هماتیت، لیمونیت، گوتیت و ملاکیت اشاره کرد و کانی‌های همراه یا منطقه کانه‌زایی را به‌طور عمده گارنت، کلریت، پیروکسن و آمفیبول تشکیل می‌دهند. بافت جزیره‌ای و حضور ملاکیت، کالکوپیریت، اسفالریت نشان‌دهنده زون غنی شده محدود یا نبود زون



شکل ۲۰- جانمایی و مقایسه درجه اشباع‌شدگی آلومین در نمونه‌های کانسنگ کانسار دره رحیم و مقایسه آن با کانسارهای اسکارنی آهن، طلا، مس و قلع (موقعیت اسکارن‌ها از Minret, 1995).



شکل ۲۱- جانمایی کانسار آهن رحیم‌آباد در نمودار AFM و مقایسه آن با جایگاه دیگر کانسارهای اسکارنی مختلف (Minret, 1995).



شکل ۲۲- (A) نمودار نسبت $Ti+V$ در مقابل $Ca+Al+Mn$ که نشان‌دهنده قرارگیری نمونه‌های لیتوژوشیمی منطقه کانه‌زایی آهن در محدوده کانسارهای آهن اسکارنی است؛ (B) نمودار نسبت $Ti+V$ در مقابل $Ni/(Cr+Mn)$ که نشان‌دهنده قرارگیری نمونه‌های لیتوژوشیمی منطقه کانه‌زایی آهن در محدوده کانسار اسکارنی است.

۸- نتیجه‌گیری

(کانی‌های گارنت، پیروکسن دگرسانی متاسوماتیک پیشرونده، اپیدوت، ترمولیت، کلسیت، کلریت متاسوماتیک تأخیری) است. و نیز با توجه به نسبت‌های مختلف بین عناصر Fe, Ti, V و Ni اندازه‌گیری شده در نمونه‌های لیتوژوشیمی زون کانی‌ساز و چگونگی قرارگیری آنها، میزان و حجم ذخیره (حدود ۴۰۰ هزار تن) و مقایسه این کانسار با تعدادی از دیگر کانسارهای اسکارنی ایران و دنیا، می‌توان دره رحیم را یک کانسار آهن برون‌اسکارنی کلسیمی در نظر گرفت.

با توجه به ویژگی‌ها و شواهدی از جمله محیط زمین‌ساختی (ارومیه- دختر)، سنگ مادر کوارتز دیوریت، گرانودیوریت (بافت، ساخت، مطالعات پترولوژی) و زون کانی‌سازی شامل بافت و شکل ماده معدنی (عدسی‌شکل، رگه، رگچه‌ای و پراکنده دانه‌ای)، کانی‌شناسی (کانی‌سازی منیتیت همراه با مقدار کمی کالکوپریت، پیریت، هماتیت) و ژئوشیمی (تغییرات مقدار عناصر مختلف در زون کانی‌سازی و مقایسه آن با سنگ در برگیرنده)، کانسار آهن دره رحیم دارای خاستگاه اسکارنی

کتابنگاری

- اسداللهی، پ.، ۱۳۸۲- پتروژنز و کانی‌شناسی اسکارن قهرود، جنوب کاشان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد در دانشگاه شاهرود، ۲۱۸ ص.
- آفانباتی، س.ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور. ۵۸۶ ص.
- بدر، ا.، طباطبایی‌منش، س.م.، مکی‌زاده، م.ع.، هاشمی، م. و تقی‌پور، ب.، ۱۳۹۲- مطالعات کانی‌شناسی و ژئوشیمی توده نفوذی قهرود، مجله پترولوژی، سال چهارم، شماره پانزدهم، صص. ۹۳ تا ۱۰۴.
- براتی، م. و قلی‌پور، م.، ۱۳۹۳- بررسی ژئوشیمی و کانی‌سازی آهن ظفرآباد با استفاده از تغییرات عناصر نادرخاکی، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۵، صص. ۲۳۵ تا ۲۵۴.
- جعفرزاده، ا.، قربانی، م. و پزشکی‌پور، م.، ۱۳۷۴- کانسارهای زمین‌شناسی ایران، طرح تدوین کتاب، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۲۱۳ ص.
- جعفری، ش.، ۱۳۸۳- سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های پلوتونیک قهرود در قالب پایان‌نامه در دانشگاه آزاد تهران شمال.
- حسن‌زاده، ج.، ۱۳۵۷- زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین ناحیه قمصر، جنوب کاشان در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد در دانشگاه تهران.
- رادفر، ج.، مهابادی، س. و امامی، م.ح.، ۱۳۷۲- نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش کاشان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- عرب‌امیری، ف.، یزدی، م.، بهزادی، م. و مرادی، م.، ۱۳۹۱- سنگ‌شناسی، آلتراسیون و کانی‌شناسی معدن سنگ آهن پنج‌کوه (دامغان سمنان)، مجله پترولوژی، شماره ۱، صص. ۴۳ تا ۵۷.
- فردوسی، ر. و کلاگری، ع.، ۱۳۹۱- مطالعات پتروگرافی، دگرسانی متاسوماتیک و ژن اسکارن آهن و مس کمتال، شمال شرق خاراوانا، آذربایجان شرقی، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۱، صص. ۴۷ تا ۵۸.
- کریم‌پور، م.ح. و سعادت، س.، ۱۳۸۱- زمین‌شناسی اقتصادی کاربردی، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، ۲۳۶ ص.
- متولی، ک.، ۱۳۸۴- کانی‌شناسی و ژئوشیمی و ژن کانسارهای آهن خسروآباد و تکیه بالا در شمال شرق سنقر، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۶۰ ص.
- محمد دوست، ه.، قادری، م. و رشیدنژادعمران، ن.، ۱۳۸۸- مطالعه کانی‌شناسی، دگرسانی و ساخت و بافت در کانسار کبالت قمصر، جنوب کاشان، پایگاه داده‌های علوم زمین کشور.
- مسعودی، ف.، مهربانی، ب. و فرازدل، ف.، ۱۳۸۳- بررسی گارنت‌های زون اسکارن در توده نفوذی قهرود (جنوب کاشان)، مجله کریستالوگرافی و مینرالوگرافی دانشگاه فردوسی مشهد، صص. ۴۳ تا ۶۰.
- وکیلی‌نوش‌آبادی، م.، ۱۳۹۳- کانی‌شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانسار آهن و رتواوه، جنوب کاشان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شاهرود.

References

- Azizi, H., Mehrabi, B. and Akbarpour, A., 2009- Genesis of Tertiary Magnetite-Apatite Deposits, Southeast of Zanjan, Iran. *Resource Geology*, Vol. 59, No. 4: 330- 341.
- Beaudoin, G. and Dupuis, C., 2011- Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types, *Mineralium Deposita*, 46:319- 335.
- Belousova, E. A., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y. and Fisher, N. I., 2002- Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type, *Journal of Geochemical Exploration*, 76:45- 69.
- Bin, Z., Hong-Fu, Z., Xin-Miao, Z. and Yong-Sheng, H., 2016- Iron isotope fractionation during skarn-type alteration Implications for metal source in the Han-Xing iron skarn deposit, *Ore Geology Reviews*, and 4:139- 150.
- Boynton, W. V., 1984- Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies, in Henderson, P., ed., *Rare-Earth element Geochemistry* Amsterdam: Elsevier, p.63- 114.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1992- *An Introduction to the Rock Forming Minerals*, 2nd ed., Longman, London, 696pp.
- Frietsch, R. and Pendl, J. A., 1995- Rare earth elements in apatite and magnetite in kiruna-type iron ores and some other iron types, *Ore Geology Reviews*, 9:489- 510.
- Hajimirzajan, H., Shafaroudi Malekzadeh, A., Shahri Haidarian, M. and Homam, M., 2015- Integration of geology, mineralization, geochemistry and magnetic data in the Dehzaman apatite-bearing iron deposit in the khorasan Razavi province. *Journal of economic geology*, Ferdousi University, Mashhad, Iran. 9,(2), 335- 356pp.
- Karimzadeh Somarin, A. and Moayyed, M., 2002- Granite- and gabbrodiorite-associated skarn deposits of NW Iran. *Ore Geology Reviews*, 20, 127- 138.
- Mahmoudi, S. Mahmoudi, A. and Mehrabi, B., 2015- Microstructure and geochemical evidences for genesis of the Gol-Gohar iron deposit, *Journal of economic geology*, Ferdousi University, Mashhad, Iran, 9, (2), 463- 481pp.
- Meinert, L. D., 1995- Igneous petrogenesis and skarn deposits. *Geological Association of Canada, Special paper*, 40: 569- 583.
- Nadoll, P., Mauk, J. L., Hayes, T. S., Koenig, A. E. and Box, S. E., 2012- Geochemistry of Magnetite from Hydrothermal Ore Deposits and Host Rocks of the Mesoproterozoic Belt Supergroup, United States, *Economic Geology*, 107: 1275- 1292.
- Nakamura, N., 1974- Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in Carbonaceous and Ordinary Chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 757- 775.
- Nicholson, K. N., Black, P. M., Hoskin, P. W. O. and Smith, I. E. M., 2004- Silicic volcanism and back-arc extension related to migration of the Late Cretaceous Australian-Pacific plate boundary. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131: 295- 306.
- Niranan, T., Manttari, I., Poutianen, M., Oliver, N. and Miller, J. A., 2005- Genesis of Paleoproterozoic iron skarns in the Misi region, Northern Finland, *Mineralium Deposita*, 40(2): 192- 215.
- Ohmoto, H., 2003- Nonredox transformations of magnetite-hematite in hydrothermal systems. *Economic Geology* 98(1): 157- 161.
- Oksuz, N. and Koc, S., 2009- Examination of sarikaya (Yozgat-Turkey) iron mineralization with rare earth element (REE) method, *Journal of rare Earths*, 28(1): 143- 149.
- Oyman, T., 2010- Geochemistry, mineralogy and genesis of the Ayazmant Fe-Cu skarn deposition in Ayvalic, (Balikesir), Turkey. *Ore geology Reviews* 37, 155- 201.
- Pichler, H., 1997- Rock forming minerals in thin section. Chapman and Hall, 220 p.
- Stern, R. J., 2004- Subduction Initiation: Spontaneous and Induced. *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 275- 292.
- Williams, P. J., Barton, M. D., Johnson, D. A., Fontbote, L., De Haller, A., Mark, G., Oliver, N. H. S. and Marschik, R., 2005- Iron oxide copper-gold deposits: Geology, space-time distribution and possible modes of origin. *Economic Geology*, 100:371-405.
- Xu, G. and Lin, X., 2010- Geology and geochemistry of the Changlongshan skarn iron deposit. Anhui province, China, *Ore Geology Reviews* 16, 91- 106.
- Zamanian, H., 2016- Geochemistry of rare earth elements in the Baba Ali magnetite skarn deposit, western Iran a key to determine conditions of mineralization, *Geologies* 22, 1 (2016): 33- 47, doi: 10.1515/logos-2016-0003.
- Zürcher, L., Ruiz, J. and Barton, M. D., 2001- Paragenesis, elemental distribution, and stable isotopes at the Peña Colorado Iron Skarn, Colima, Mexico, *Economic Geology* 96. 535- 557.

Genesis and evolution of Iron-Copper mineralization in Dareh Rahim, south of Kashan, Iran

I. Shojaian¹, A. Akbarpour^{2*}, Kh. Baharfirouzi³ and M. Vanaei⁴

¹M.Sc. Student, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

²Assistant Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

³Ph. D., Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

⁴M.Sc., MID Co Mining, Tehran, Iran

Received: 2018 July 22

Accepted: 2018 December 01

Abstract

The Darreh Rahim Iron deposit located in 2km northwest of Ghohroud village, 25 km south of Kashan, at the Uromieh-Dokhtar magmatic belt. An association of Paleozoic to Cenozoic rock units have been outcropped in the deposit district. The oldest outcropped rocks are dark colored, metamorphosed andesite, alternation of quartzite sandstone and dolomite and Cretaceous dark grey limestone. Based on the petrography data, the main intrusive body of district has medium to coarse granular texture and granodiorite, tonalite and granite composition that crosscut with dacite and rhyodacite dikes. Geochemical investigation on the intrusive body showed, an I type, calc-alkaline meta-aluminous, volcanic arc granite affinity. Injection of this intrusive body in the Eocene interlayer limestone caused the formation of skarn processes and related Iron mineralization. Based on the mineralogical study, the main component of the ore is magnetite mineral in association with hematite, goethite, and sulfide minerals such as chalcopyrite, pyrite and copper carbonate (malachite). The texture of ore body is massive, vein, veinlets and disseminated. The assemblages of chlorite, resulted from the alteration of pyroxene, garnet, magnetite are the minerals that formed on the progressive stage of skarnization. Calcite, quartz, epidote, tremolite- actinolite, sulfide minerals (chalcopyrite, pyrite, covellite and so on) formed on the latest phase of progressive stage or on the earliest phase of regressive stage of skarnization. Based on geochemical data processing, there are relatively high correlations between different elements in the skarn rocks (Fe, Cu, Co, Ni) that can be used for approving the copper and Iron bearing Calcic type skarn. Also all evidences of mineralogy, structure and texture, geochemistry and tectonic setting and two axial diagrams comprising of Ni/(Cr+Mn) against Ti+V and Ca+Al+Mn against Ti+V, show that the mineralization in Darreh Rahim ore deposit is similar to calcic Fe-Cu skarn.

Keywords: Calcic skarn, Fe-Cu, Magnetite, Darre Rahim, Kashan, Iran.

For Persian Version see pages 109 to 122

*Corresponding author: A. Akbarpour; E-mail: afshinakbarpour@gmail.com