

تأثیر آلتراسیون گرمایی در تغییر ترکیب کانی شناسی و ژئوشیمی سنگهای آتشفشانی بازیک دگرگون شده ژوراسیک در غرب اصفهان

زهرا نصر اصفهانی*^۱ و علی‌خان نصر اصفهانی^۲

۱) دانشگاه آزاد اسلامی، واحد خوراسگان، باشگاه پژوهشگران جوان، اصفهان، z.nasr64@yahoo.com

۲) استادیار گروه کارشناسی ارشد پتروژنی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان، اصفهان

(*) عهده‌دار مکاتبات

دریافت: ۱۳۹۱/۲/۶؛ دریافت اصلاح شده: ۱۳۹۲/۴/۱۵؛ پذیرش: ۱۳۹۲/۸/۴؛ قابل دسترس در تارنما: ۱۳۹۲/۹/۳۰

هکیده

سنگ‌های بازیک دگرگون شده منطقه مورد مطالعه با سن ژوراسیک، در غرب اصفهان و در سرزمین شهرکرد-دهسرد قرار دارند. این ناحیه بخشی از زون ساختاری سندج-سیرجان می‌باشد. این سنگ‌ها دارای شیست سبز بوده و مهم‌ترین رخنمون سنگی در منطقه می‌باشند. بر اساس مطالعات ژئوشیمی، این سنگ‌ها شبیه بازالت‌های تولیتی بوده که ترکیب آنها بازالتی تا آندزیت بازالتی با ماهیت ساب‌آلکالن و روند تولیتی است. با توجه به مطالعات انجام شده، این سنگ‌ها به محیط زیرراندۀ آتشفشانی بازی پشت قوسی متعلق می‌باشند. مهم‌ترین کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها پلاژیوکلاز، آمفیبول، کوارتز، اپیدوت، گارنت، کلریت و کانی‌های اپاک است که بیانگر پاراژنز دگرگونی ناحیه ای شیست سبز می‌باشد. آمفیبول از کانی‌های سازنده در سنگ‌های بازیک دگرگون شده می‌باشد که هم بصورت درشت بلور و هم بصورت ریز بلور در مقاطع نازک این سنگ‌ها قابل مشاهده است. میزان فراوانی بلورهای آمفیبول حدود ۴۰ تا ۵۰ درصد متغیر می‌باشد. مهم‌ترین آلتراسیون‌های موجود در منطقه شامل آلتراسیون سرسیتی، کلریتی، اپیدوتی و سیلیسی می‌باشد. همراه با این آلتراسیون‌ها رگه‌های گرمایی آهن دار نیز حضور دارند. رگه‌های سیلیسی آهن دار با امتداد شمال غربی- جنوب شرقی، سنگ‌های منطقه را قطع نموده‌اند. این رگه‌ها با کلاک آهنی از سایر رخنمون‌ها قابل تشخیص هستند. شواهد صحرائی و آزمایشگاهی نشان دهنده پتانسیل بالای منطقه از نظر اقتصادی می‌باشد. این شرایط احتمال حضور کانه زایی طلا مشابه کانسارهای طلای نوع رگه ای را در کمرندهای شیست سبز پرکامبرین منطقه افزایش می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: آلتراسیون، ژئوشیمی، سنگهای دگرگون شده، ژوراسیک، اصفهان.

۱- مقدمه

زون به صورت طولی به دو قسمت شمال غربی و جنوب شرقی تفکیک می‌گردد (Eftekharnjad 1981, Safaei 2009). بخش جنوب شرقی، به صورت عرضی با مرز گسل آباده به دو قسمت

زون سندج - سیرجان، سرزمینی دگرگونی-رسوبی میان کمر بند آذرین ارومیه-دختر و کمر بند رانده چین خورده‌ی زاگرس است. این

مجموعه‌های دگرگون شده، از سنگهای آتشفشانی بازی و حدواسط دگرگونی تشکیل یافته که دایک‌های دلریتی آنها را قطع کرده است (Nasr Esfahani & Ziaei 2005).

توده گرانیوتییدی نیز در سری‌های دگرگون شده جایگزین شده است. رخنمون‌های سنگی بیشتر در قسمت‌های شمالی منطقه مورد مطالعه و در شمال غرب روستای قلعه عرب رخنمون دارند. رخنمون سنگهای دگرسان شده روشن تر از سنگهای اطراف می‌باشد و با رنگ سفید تا کرم و قرمز از سایر سنگهای کمتر دگرسان شده مشخص می‌گردند. روند این آلتراسیون‌ها شمال غرب- جنوب شرق و به موازات امتداد تراست زاگرس می‌باشد.

این سنگ‌ها با شیب تند در حاشیه شمالی توده سنگی دگرگون شده رخنمون داشته و به دلیل سیلیسی شدن مرکز زون آلتراسیون از سایر قسمت‌ها برجسته می‌گردد. مجموعه‌های دگرسان شده و غیردگرسان در مراحل بعدی، تحت تأثیر دگرگونی ناحیه ای درجه حرارت پایین قرار گرفته و شیب‌توزیته در آنها برخلاف سایر سنگهای منطقه توسعه یافته است. در این مقاله، ماهیت دگرسانی این سنگ‌ها مورد بررسی قرار گرفت. شواهد صحرایی و آزمایشگاهی نشان دهنده پتانسیل بالای منطقه از نظر اقتصادی می‌باشد. این شرایط، احتمال حضور کانه زایی طلا را افزایش می‌دهد. کانی سازی طلا می‌تواند ارتباط تنگاتنگی با دگرسانی سیلیسی، آرژیلیتی، پتاسیک و سرسیتی داشته باشد (آقاجانی و همکاران ۱۳۸۶).

۲- موقعیت زمین‌شناسی منطقه

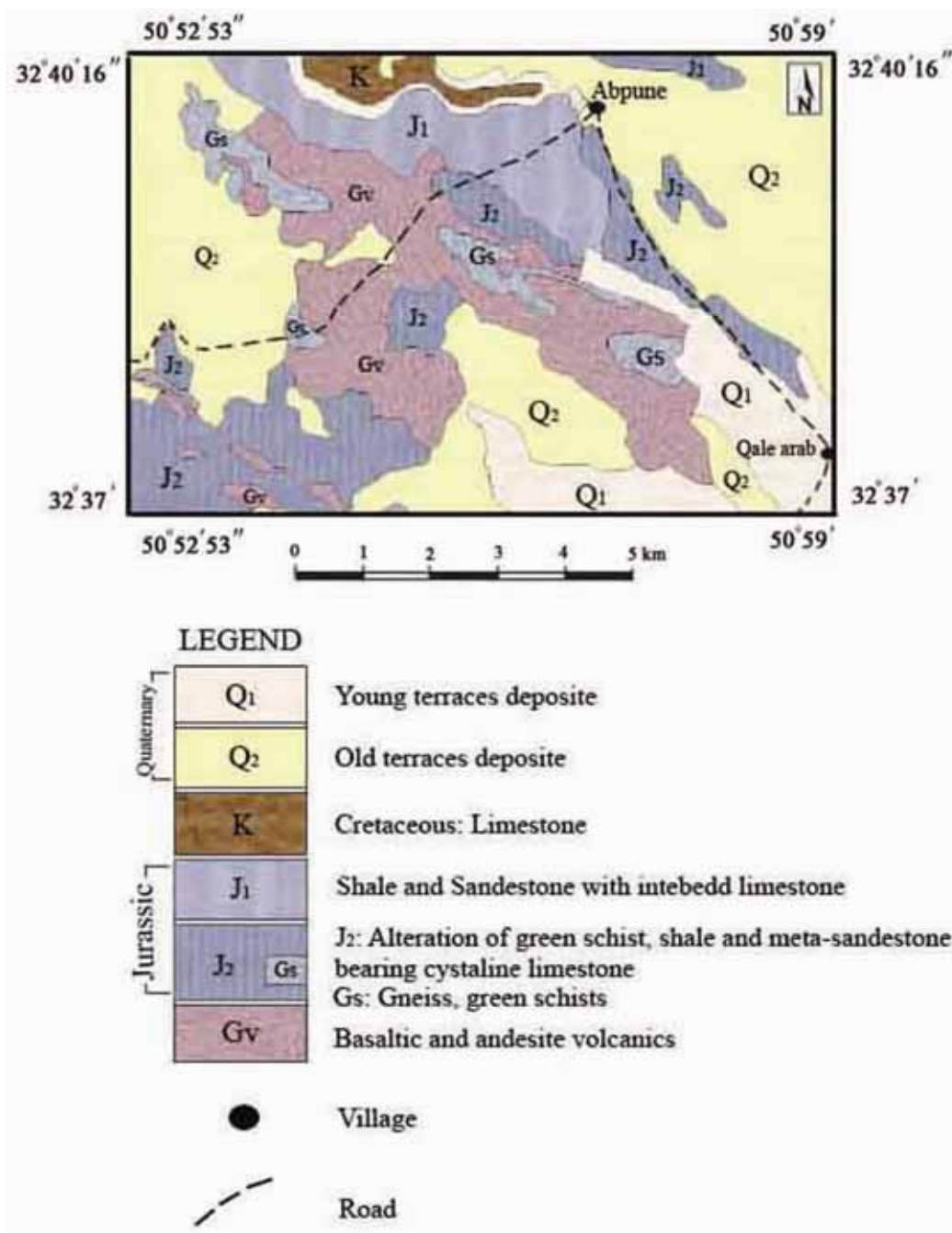
منطقه مورد مطالعه در فاصله ۶۴ کیلومتری غرب اصفهان و نزدیک روستای قلعه عرب قرار دارد (تصویر ۱).

مجزای منطقه‌ی شمال شرقی (بلوک اصفهان سیرجان) و منطقه‌ی جنوب غربی (سرزمین شهرکرد- دهرسد) تقسیم می‌شود (Taraz 1974). بلوک اصفهان-سیرجان از نظر چینه‌شناسی مشابه ایران مرکزی می‌باشد، اما سرزمین شهرکرد-دهرسد به شدت خرد شده و شامل سنگ‌های دگرگون شده‌ی درجه‌ی پایین تا بالای قبل از ژوراسیک به همراه سنگ‌های آتشفشانی بازیک و حدواسط است. پی سنگ این سرزمین پرکامبرین است که در نتیجه‌ی کوهزایی کیمبرین دوباره فعال شده است (Ricou 1974). در این سرزمین، سنگ‌های آتشفشانی بازیک دگرگون شده در حاشیه‌ی جنوب غربی گسل آباءه را باقیمانده‌ی پوسته‌ی اقیانوسی می‌دانند که پس از فرورانش، دوباره در سطح رخنمون پیدا کرده است (Davoudian et al. 2007). منطقه مورد مطالعه در ۶۴ کیلومتری غرب اصفهان و جنوب غرب تیران قرار دارد (تصویر ۱) که از نظر تقسیمات زمین شناسی بخشی از سرزمین شهرکرد- دهرسد در زون ساختاری سنندج- سیرجان است (Alavi 1994, Berberian & King 1981). این منطقه را قسمتی از کمان زاینده رود می‌دانند که نسبت به بلوک‌های اطراف بالا آمده (Tillman et al. 1981) و شامل تناوب‌های دگرگون شده آذرین و رسوبی می‌باشد که توسط سنگ‌های رسوبی مزوزوئیک و جوانتر پوشیده شده است (Berberian & King 1981, Zahedi 1993). در ابتدا سن این مجموعه دگرگونی را پرکامبرین تعیین نمودند (Zahedi 1993)، اما در مطالعات اخیر سن این مجموعه را ژوراسیک زیرین و قدیمی‌تر (Arfania & Shahriari 2009) و تریاس و قبل از ژوراسیک می‌دانند (Gasemi & Hosaini 2007). در مجموعه‌های بازیک، شدت دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره شیبست سبز است (Davoudian et al. 2006). روند کلی رخنمونهای منطقه شمال غرب-جنوب شرق، به موازات امتداد رورانندی زاگرس است.



تصویر ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه

این محدوده از نظر تقسیمات زمین‌شناسی جزو زون سنندج-سیرجان می‌باشد. ترکیب سنگ‌های منطقه بازالت آندزیتی است که تحت تاثیر دگرگونی قرار گرفته‌اند. این محدوده در طول جغرافیایی ۵۰ درجه و ۵۲ دقیقه و ۵۳ ثانیه تا ۵۰ درجه و ۵۹ دقیقه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۲ درجه و ۳۷ دقیقه تا ۳۲ درجه و ۴۰ دقیقه و ۱۶ ثانیه شمالی قرار دارد (تصویر ۲).



تصویر ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (Gasemi & Hosaini 2007)

۳- روش‌های آنالیز

جفت شده القایی- طیف سنج جرمی (Inductively Coupled Plasma- Mass Spectrometry, ICP-MS) در آزمایشگاه آلس چمکس (ALS Chemiex) ونکور کانادا، مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت (جدول ۱ و ۲). در این پژوهش برای رسم نمودارهای ژئوشیمی از نرم‌افزار Minpet استفاده شد.

بر اساس بازدیدهای صحرایی، تعداد ۹۸ نمونه سنگی از رخنمون‌های آلتره شده شیست‌های سبز برای مقایسه تغییرات (در نقشه با علامت J₂, Gs مشخص شده است) برداشت شد. پس از تهیه ۶۰ مقطع نازک و مطالعه توسط میکروسکوپ پلاریزان، ۱۲ نمونه به روش پلاسمای

جدول ۱- مقادیر اکسیدهای اصلی سازنده نمونه‌ها (Wt%) - به روش ICP-MS

Sample	B.16	B.20	B.2	B.25	B.56	B.89	B.125	A.24	A.7	A.15	A.36	A.47
SiO ₂	50.23	48.75	49.15	47.94	49.45	49.07	49.73	54.09	54.87	53.43	53.18	54.51
Al ₂ O ₃	14.21	13.48	13.67	14.59	13.79	14.65	13.59	13.03	13.95	14.05	14.37	13.92
Fe ₂ O _{3t}	14.09	13.72	12.03	12.95	13.08	12.58	12.93	10.59	9.89	9.97	9.75	9.81
CaO	8.08	9.34	9.21	9.76	9.08	9.25	8.24	7.14	6.81	7.09	7.72	7.45
MgO	6.18	6.76	7.07	6.54	6.27	6.51	7.23	6.52	6.41	6.34	6.86	5.75
Na ₂ O	2.32	2.29	2.37	2.29	2.11	2.19	2.39	2.91	2.61	2.79	2.72	2.92
K ₂ O	0.35	0.5	0.46	0.45	0.56	0.47	0.56	0.59	0.86	0.65	0.81	0.62
Cr ₂ O ₃	0.04	0.041	0.02	0.023	0.019	0.026	0.025	0.034	0.029	0.035	0.031	0.019
TiO ₂	1.19	1.29	1.22	1.32	1.46	1.34	1.23	1.06	1.12	0.95	0.91	0.97
MnO	0.153	0.184	0.164	0.22	0.19	0.18	0.17	0.13	0.14	0.15	0.1	0.26
P ₂ O ₅	0.38	0.28	0.32	0.45	0.49	0.25	0.29	0.22	0.21	0.24	0.19	0.29
SrO	0.01	0.02	0.02	0.016	0.024	0.023	0.022	0.026	0.032	0.034	0.029	0.031
BaO	0.02	0.01	0.03	0.013	0.03	0.035	0.027	0.031	0.041	0.045	0.039	0.046
LOI	2.67	3.25	4.16	3.41	3.39	3.29	3.53	3.55	2.92	4.21	3.27	3.29
Total	99.923	99.915	99.894	99.972	99.943	99.864	99.964	99.921	99.892	99.984	99.979	99.886

جدول ۲- مقادیر عناصر جزئی سازنده نمونه‌ها (ppm) - به روش ICP-MS

Sample	B.16	B.20	B.2	B.25	B.56	B.89	B.125	A.24	A.7	A.15	A.36	A.47
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ba	155	135	201	114	151.5	247	193.6	124	135	142	119	126
Ce	8.9	12.72	11.25	13.81	5.8	11.2	13.09	21.6	26.8	36.5	27.9	35.19
Co	27.7	39	46	42	30	26.9	29.5	36.01	29.56	22	18	10
Cr	292	472	385	293	300	431	470	298	259	306	289	315
Cs	0.5	0.64	0.61	0.41	0.38	0.51	0.47	0.69	0.58	0.61	0.79	0.64
Cu	26	25	35	91	49	41	30	36	39	29	43	31
Dy	4.54	3.56	3.67	3.57	3.45	3.06	3.36	6.25	4.52	5.79	6.01	4.26
Er	2.35	2.13	1.68	2.05	2.74	2.05	1.95	2.85	1.89	3.47	2.86	2.02
Eu	1.34	1.44	1.38	1.41	1.21	1.15	1.57	1.96	2.98	2.66	1.98	2.09
Ga	12.26	17.8	9.68	13.54	18.2	16.6	19.5	2.44	6.25	7.19	5.21	0.32
Gd	3.93	2.65	2.31	2.37	3.58	2.42	3.05	5.7	7.8	8.3	6.2	5.26
Hf	1.2	0.95	1.23	1.64	0.89	1.38	1.45	1.69	1.98	1.67	1.39	0.79
Ho	0.53	0.49	0.86	0.72	0.97	0.85	0.56	1.64	0.92	1.05	1.09	1.25
La	9.6	9.25	8.7	7.1	8.95	7.39	8.6	24	21.59	18.9	18.34	20.52
Lu	0.29	0.3	0.23	0.45	0.36	0.39	0.29	0.45	0.28	0.64	0.39	0.4
Mo	<2	<2	3	<2	4.2	<2	7	3	<2	4.6	3.2	4.69
Nb	9	6.2	5.1	9.1	8.5	5.9	6.9	12	9	12	10	11
Nd	10.25	8.02	10.51	9.6	11.6	8.4	7.98	21.9	22.01	27.9	21.8	28.9
Ni	78	67	107	107	56	68	91	29	39	89	57	65
Pb	26	23	25	29	15	19	28	19	13	25	14	26
Pr	2.77	1.65	2.21	2.59	2.89	2.64	1.97	6.6	8.2	6.5	5.06	7.96
Rb	26.3	34	38	30	25	25.6	11.9	13.1	24.72	20.85	42.26	19.51
Sm	2.03	2.05	0.92	2.57	2.63	1.87	2.96	7.58	6.85	7.04	4.96	6.23
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1.5	1	1.2
Sr	258	277	245	284	167	254	228	256	359	468	398	357
Ta	0.35	0.36	0.41	0.29	0.3	0.2	0.51	0.42	0.56	0.89	0.64	0.34
Tb	0.37	0.54	0.61	0.58	0.41	0.52	0.46	0.95	0.97	1.12	0.73	0.85
Th	0.65	0.77	0.42	0.31	0.39	0.18	0.48	0.63	0.25	0.57	0.86	0.86
Tl	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.29	1.12	2.03	0.98	0.52
Tm	0.44	0.39	0.43	0.32	0.33	0.25	0.32	0.46	0.44	0.52	0.46	0.25
U	0.78	0.36	0.19	0.2	0.16	0.2	0.19	0.45	0.24	0.88	0.3	0.61
V	229	239	134	234	270	291	271	289	295	197	234	265
W	2	1	1	3	2	1	2	3	2.5	4.5	5.9	5
Y	24	21.4	24.5	36.01	39.4	29.2	19.7	39.8	51.06	49.82	29.1	21.87
Yb	1.55	1.87	1.98	2.05	2.65	2.52	1.89	2.89	2.17	3.71	2.97	1.46
Zn	93	198	187	143	284	176	135	198	251	168	295	267
Zr	97	105	108	118	96	97	89	138	106	138	98	83

۴- یافته‌ها

۴-۱- پتروگرافی

۴-۱-۱- مطالعات صحرایی

کلریت می‌باشد (تصویر ۴). براساس مشاهدات صحرایی، رخنمون‌های سنگی تحت تأثیر پدیده آلتراسیون قرار گرفته و رنگ ظاهری آنها در صحرا تغییر یافته است. در نمونه دستی وجود رگه و رگچه‌های متعدد کوارتز و اپیدوت در لابه لای توده دگرگونی، گواه دیگری بر عملکرد و نفوذ محلول‌های گرمایی در داخل این مجموعه سنگ‌ها می‌باشد. از ویژگی‌های این توده نفوذی، دگرگونی ضعیف در حد شیبست سبز با جهت یافتگی شمال غرب- جنوب شرق می‌باشد.

بررسی ویژگی‌های صحرایی، کانی‌شناسی و پتروگرافی نمونه‌های مورد مطالعه، یکی از مهم‌ترین اهداف این تحقیق برای بررسی تأثیر آلتراسیون به شمار می‌رود. سنگ‌های مافیک دگرگون شده با برجستگی بیشتر و عدم جهت یافتگی، از مجموعه‌های اطراف قابل تشخیص می‌باشند (تصویر ۳). ترکیب سنگهای منطقه آمفیبول شیبست بوده که رنگ سبز آنها ناشی از وجود کانی‌های سبزرنگ از جمله آمفیبول و



تصویر ۳- نمای کلی از منطقه مورد مطالعه



تصویر ۴- نمایی از توده دگرگون شده که به رنگ سبز است.

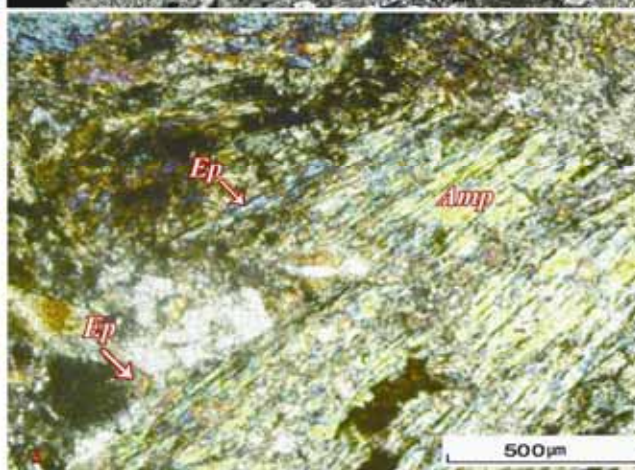
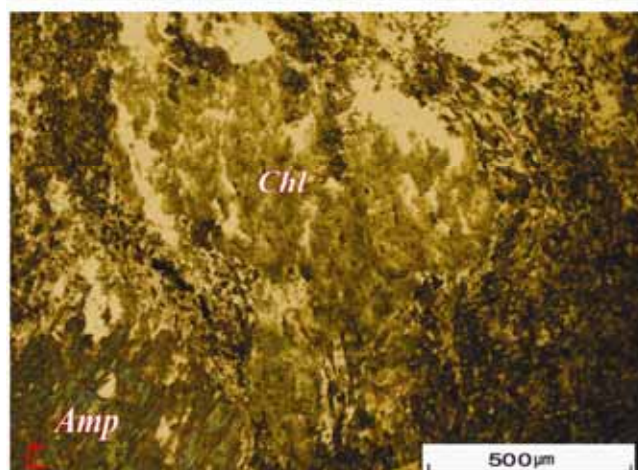
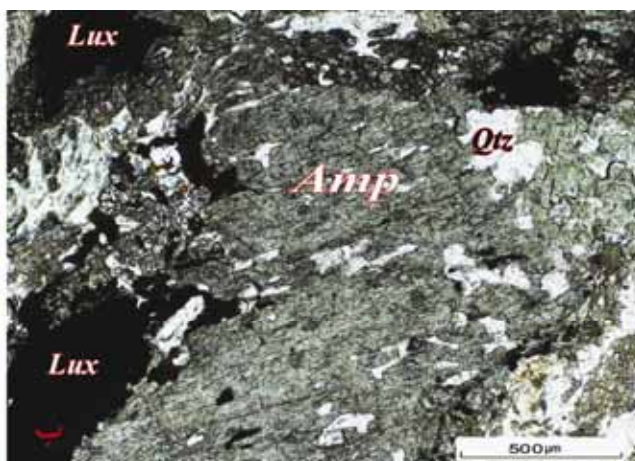
۴-۱-۲- مطالعات میکروسکوپی

لپیدوگرانوبلاستیک است. در تعدادی از نمونه‌ها بلورهای گارنت ایزوتروپ نیز قابل رویت می‌باشند. آمفیبول‌ها فراوان‌ترین و اصلی‌ترین کانی تشکیل دهنده این سنگ‌ها بوده که اغلب شکل دار تا نیمه شکل دار می‌باشند (تصویر ۵- الف). بر اساس آنالیز نقطه‌ای، پلاژیوکلاز بیشتر از نوع آلبیت است (نصر اصفهانی ۱۳۹۱)، هرچند

مهم‌ترین کانی‌های تشکیل دهنده سنگهای منطقه پلاژیوکلاز، آمفیبول، کوارتز، گارنت، اپیدوت، کلریت و کانی‌های اپاک می‌باشند که نشان‌دهنده پاراژنز دگرگونی ناحیه ای شیبست سبز هستند. مهم‌ترین بافتها در نمونه‌ها شامل بافت لپیدوبلاستیک، پورفیروبلاستیک و بافت

کانی‌های گروه اپیدوت بیشتر از نوع زوئیزیت و اپیدوت می‌باشند که حاصل تخریب آمفیبول هستند (تصویر ۵-ج). کلریت بدلیل بالا بودن Fe-Mg، دارای رنگ سبز روشن تا سبز خاکستری می‌باشد (تصویر ۵-د).

بدلیل سرسیتی شدن تشخیص پلاژیوکلاز بر اساس زاویه خاموشی بسیار مشکل است. اکثر این پلاژیوکلازها نئوفرم بوده و دارای ادخال‌هایی از کلریت، اسفن، کانی‌های ثانویه و آمفیبول می‌باشند (تصویر ۵-ب).

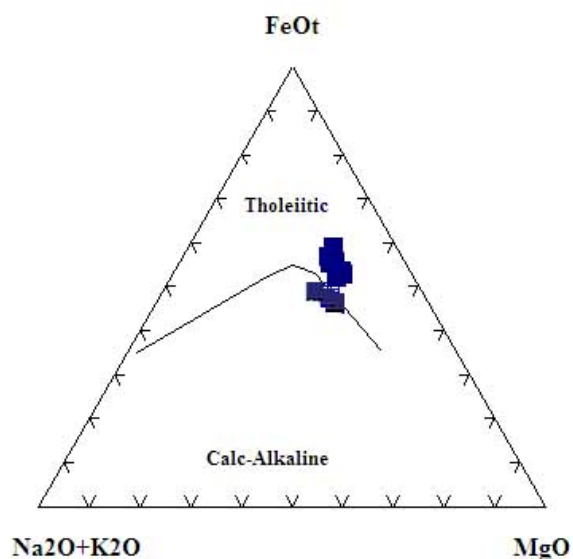


تصویر ۵-الف: کانی آمفیبول (نور XPL) ب: کانی پلاژیوکلاز همراه با ادخال آمفیبول (نور XPL) ج: کانی اپیدوت که از تخریب آمفیبول ایجاد شده است (نور XPL) د: همجواری دو کانی کلریت و آمفیبول (نور XPL) Qtz: کوارتز؛ Amp: آمفیبول؛ Lux: لوکوسن؛ Ep: اپیدوت؛ Chl: کلریت؛ Pl: پلاژیوکلاز

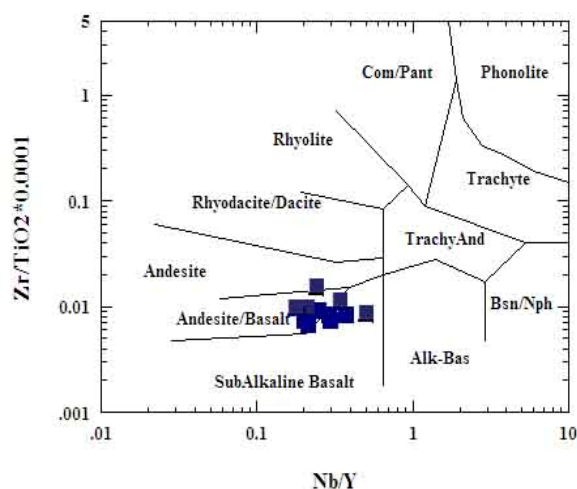
۱۴-۳-۱-۳ پتروژنز

قرار دارند (تصویر ۶-ب). همچنین در نمودار Ta/Yb-Th/Yb پیرس (۱۹۸۳)، چهار محیط تکتونیکی از یکدیگر تفکیک شده‌اند. در این نمودار، نمونه‌ها در محدوده‌ای نزدیک به مورب قرار گرفته‌اند (تصویر ۶-ج). در نمودار ژئوشیمیایی Zr/Y-Zr (فلوید و همکاران ۱۹۹۱)، نمونه‌های مورد بررسی در محدوده بازالت حوضه پشت قوسی قرار می‌گیرند (تصویر ۶-د). بر این اساس، سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده به یک محیط زیررانده آتشفشانی بازی پشت قوسی متعلق می‌باشند.

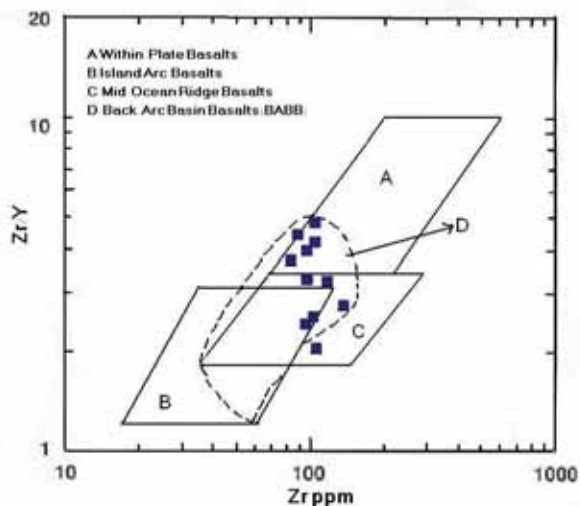
با توجه به نمودار Zr/TiO₂ در مقابل Nb/Y که براساس نسبت عناصر نادر Nb, Ti, Zr و Y (وینچستر و فلوید ۱۹۷۷) می‌باشد، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آندزیت-بازالت قرار می‌گیرند (تصویر ۶-الف). تصور می‌شود که عناصر Zr, Ti و Y در دگرگونی کف اقیانوسی و دگرگونی رخساره شیست سبز نامتحرک هستند. در نمودار مثلثی FeOT-Na₂O+K₂O-MgO، ماگماهای تولییتی از کالکوالکال جدا شده و تمامی نمونه‌ها در محدوده ماگمای تولییتی



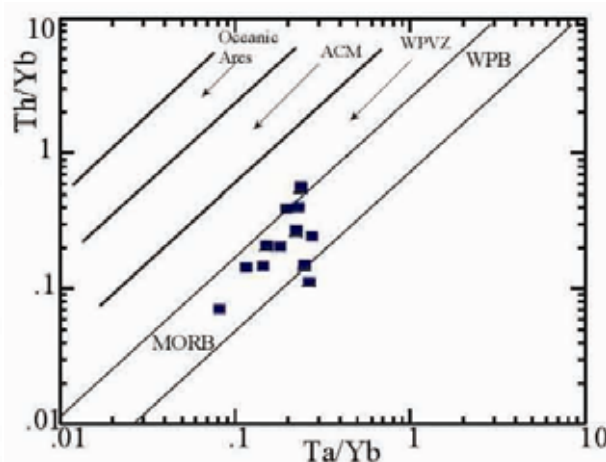
ب



الف



د



ج

تصویر ۶- الف- نمودار تقسیم بندی سنگها بر مبنای Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (وینچستر و فلویید ۱۹۷۷) ب- نمودار مثلثی $FeO-Na_2O+K_2O-MgO$ (ایرون و باراگار ۱۹۷۱) ج- نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (پیرس ۱۹۸۳)، د- نمودار $Zr/Y - Zr$ متمایز کننده بازالتها (فلویید و همکاران ۱۹۹۱)

۲-۴- شواهد آلتراسیون

که این شرایط مناسب کانه زایی فلزی می باشد. منطقه مورد مطالعه از نظر شرایط زمین شناسی، سنی، آلتراسیون و شرایط تکتونیکی، شباهت زیادی با منطقه طلا دار موته دارد. آلتراسیون شدید جهت دار و حضور کلاهدک آهنی، نشان دهنده پتانسیل بالای منطقه می باشد (تصویر ۷- و). قطعات آهنی و رخنمون های آهن دار (به علت هوازدگی و مقاوت بیشتر) با برجستگی بیشتر نسبت به سنگهای اطراف قابل مشاهده می باشند (تصویر ۷- ه).

سنگهای غرب اصفهان شامل سنگهای آتشفشانی بازیک تا حدواسط می باشند که تحت تاثیر آلتراسیون گرمابی قرار گرفته و رنگ آنها تغییر نموده است (تصویر ۷- الف). ایجاد رگه هایی از کوارتز، اپیدوت، کلسیت و تجمع آهن در بین سنگهای منطقه، تأییدی بر تاثیر آلتراسیون گرمابی است (تصویر ۷- ب، ج و د). در منطقه آثاری از اکسیداسیون با تغییر رنگ به سیاه، قرمز و زرد نیز قابل مشاهده است



ب



الف



د



ج



ه



و

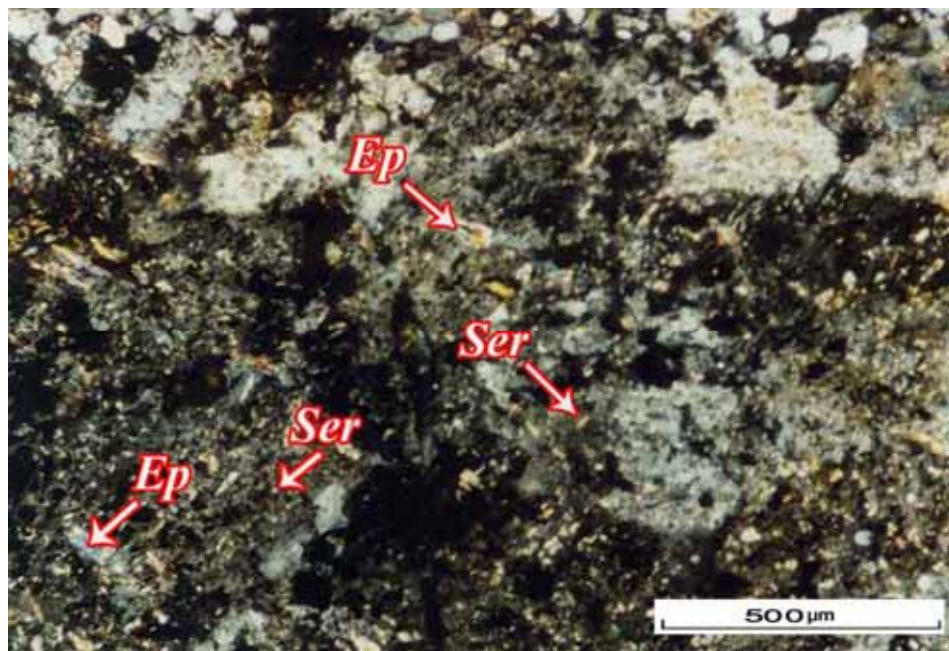
تصویر ۷- الف: تغییر رنگ سنگهای منطقه، ب: رگه کوارتز، ج: رگه اپیدوت، د: تجمع آهن، و: کلاک آهنی و ه: رخنمونهای آهن دار در سطح زمین

۳-۴- معرفی پهنه‌های آلتراسیون

۳-۴-۱- آلتراسیون سرسیتیک

و از دست دادن Na_2O مشخص می‌شود. در این نوع آلتراسیون پلاژیوکلاز توسط سرسیت جایگزین می‌شود. همچنین با مصرف پلاژیوکلاز میزان CaO در طی واکنش کاهش می‌یابد (Li et al. 2013). بررسی میکروسکوپی سنگهای بازالتی و بازالت‌های آندزیتی بیانگر آن است که پلاژیوکلازها به مجموعه‌ای از سرسیت تبدیل شده‌اند که این تبدیل به همراه کانی‌هایی از جمله کلریت و اپیدوت می‌باشد (تصویر ۸).

این نوع آلتراسیون به نوع فیلیک و در بعضی ذخایر به نوع کوارتز، سرسیت، پیریت نیز معروف است. کانی‌های مهم آلتراسیون سرسیتیک شامل سرسیت، کوارتز، پیریت، پیروفیلیت، دیکیت، کائولن و آندالوزیت می‌باشند. کانی‌های فرعی نیز شامل کلسیت، آپاتیت و انیدریت می‌باشند. آلتراسیون سرسیتیک با افزایش شدید K_2O و LOI



تصویر ۸- سرسیتی شدن پلاژیوکلاز به همراه اپیدوت (نور XPL): Ep: اپیدوت؛ Ser: سرسیت

ژئولیت، سرسیت، پیریت و کربنات از مهم‌ترین محصولات آلتراسیون هیدروترمال سنگ‌های بازالتی می‌باشند (Deer et al. 1966). گروه کلریت محدوده‌ی ترکیبی وسیعی را نشان می‌دهد که می‌تواند منعکس کننده‌ی شرایط فیزیوشیمیایی کانی‌هایی باشد که از آن‌ها به وجود آمده است (Cathelineau & Nieva 1985).

۳-۳-۴- اپیدوتی شدن

اپیدوت اغلب با کلریت همراه است و در سنگ‌های آذرین و دگرگونی، از تجزیه‌ی کانی‌هایی همچون پیروکسن، آمفیبول و فلدسپات حاصل می‌شود. کانی‌اپیدوت غالباً در شرایط دگرگونی درجه حرارت پایین تا متوسط در همراهی پلاژیوکلازهای سدیم دار تشکیل می‌شود. در درجات بالاتر، اپیدوت و آلریت ترکیب شده و پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم را می‌سازند (عزتیان ۱۳۷۶).

اپیدوت‌ها دارای رنگ‌های تداخلی بسیار بی‌قاعده‌ای هستند (آبی، نارنجی، قرمز، سبز و یا فیروزه‌ای سری دوم). این کانی‌ها با توجه به

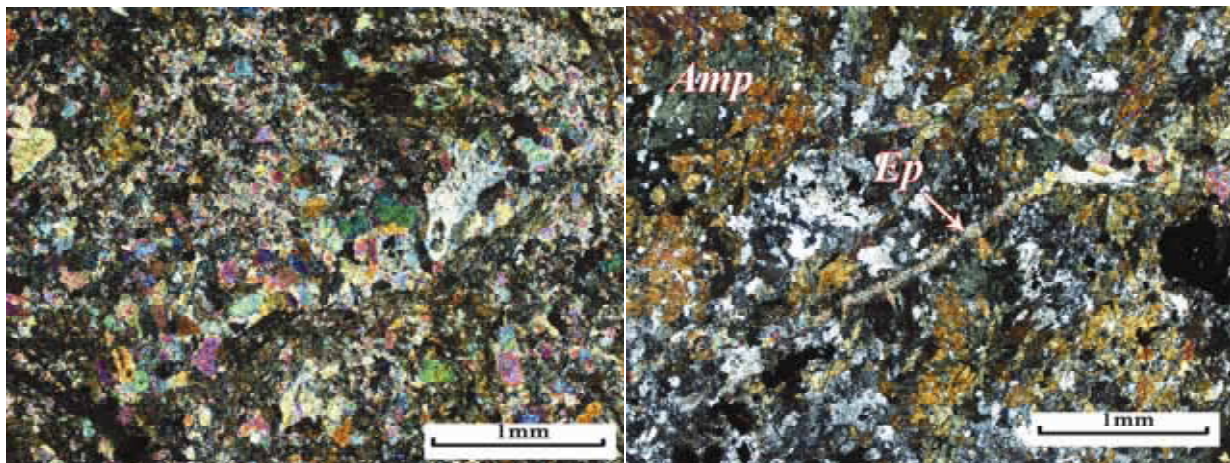
۳-۳-۲- آلتراسیون کلریتی

این نوع آلتراسیون حالت خاصی از آلتراسیون پروپلیتیک بوده که به دلیل دارا بودن درصد بالای کلریت به آلتراسیون کلریتی معروف است. این نوع آلتراسیون اغلب با آلتراسیون سرسیتی همراه است (et al. 2012).

کلریت‌ها، مهم‌ترین گروه فیلوسیلیکات‌های سنگ ساز می‌باشند. کانی کلریت از آلتراسیون هیدروترمال کانی‌های مافیک همچون پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت در سنگ‌های آذرین و یا بواسطه ورود آهن و منیزیم به سنگ از طریق هجوم سیالات گرمایی و یا وقوع هر دو پدیده حاصل می‌شود (Evans 1992). ترکیب کلریت به ترکیب کانی‌های آذرین اولیه مربوط است. کلریت‌های غنی از آهن معمولاً جانشین کانی‌های فرومنیزین غنی از آهن می‌شوند. رنگ سبز بسیاری از سنگ‌های آذرین ناشی از وجود کانی کلریت حاصل از آلتراسیون سیلیکات‌های فرومنیزین می‌باشد. کلریت‌ها معمولاً پرکننده‌ی حفرات موجود در گدازه‌ها بوده و همراه با اپیدوت، آلکالی فلدسپار، کوارتز،

در نمونه‌های مورد مطالعه اپیدوت فراوان بوده و به دو صورت تجمعی و رگه‌ای در مقاطع قابل مشاهده می‌باشد (تصویر ۹- الف و ب).

دارا بودن رنگ‌های تداخلی که شدت درخشندگی آن‌ها بیش از حد معمول است، از دیگر کانی‌های مشابه قابل تشخیص می‌باشند (امامی ۱۳۸۷).

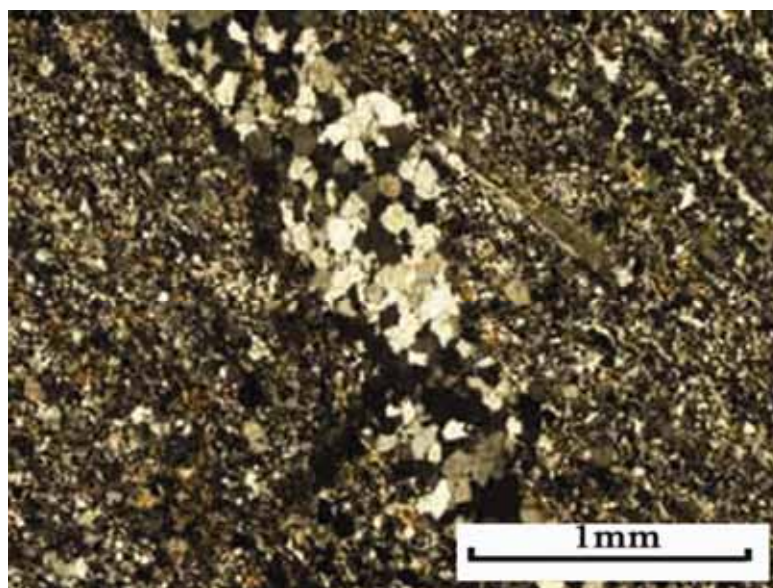


تصویر ۹- تجمع اپیدوت (نور XPL)

پایین و دماهای کمتر از 300°C ، نوع کلسدونیک در بازه دمایی 190°C تا 100°C ، نوع اپالی در دماهای کمتر از 110°C و نوع سیلیسی حفره دار ناشی از شستشوی اسیدی قوی در $\text{PH} < 2$ می‌باشد (Pirajno 1992, 2009). زون سیلیسی در اکثر سنگها تشکیل می‌شود، محلولهای ماگمایی، گرمایی و یا دگرگونی غنی از سیلیس در شرایط مناسب سیلیس خود را برجای می‌گذارند. عوامل مؤثر در ته نشینی Si شامل کاهش فشار، کاهش حرارت و PH محلول می‌باشند. در منطقه مورد مطالعه، آلتراسیون سیلیسی در مقیاس میکروسکوپی به صورت رگچه ای قابل مشاهده می‌باشد که از نوع کوارتزی با بافت موزائیکی است (تصویر ۱۰).

۳-۴- آلتراسیون نوع سیلیسی

سیلیسی شدن شامل افزایش نسبت سیلیس (به شکل کانی‌های کوارتز، کریستوبالیت، کلسدونی و اپال) و کاهش میزان K_2O , P_2O_5 و CaO ، و LOI در سنگ‌های دگرسان شده به واسطه ته نشینی از محلول‌های گرمایی یا دگرسانی شیشه سنگ‌ها و دیگر کانی‌ها ضمن آبشویی می‌باشد که در هاله‌های آلتراسیون انواع مواد معدنی توسعه می‌یابد (Robb 2005, Li et al. 2013). سیلیسی شدن به صورت کوارتزی، کلسدونیک، اپالی و سیلیسی حفره دار رخ می‌دهد که هر مورد نشان‌دهنده شرایط فیزیوشیمیایی خاصی است. سیلیسیفیکاسیون کوارتزی ناشی از سرد شدن سیالات اشباع از سیلیس در فشارهای



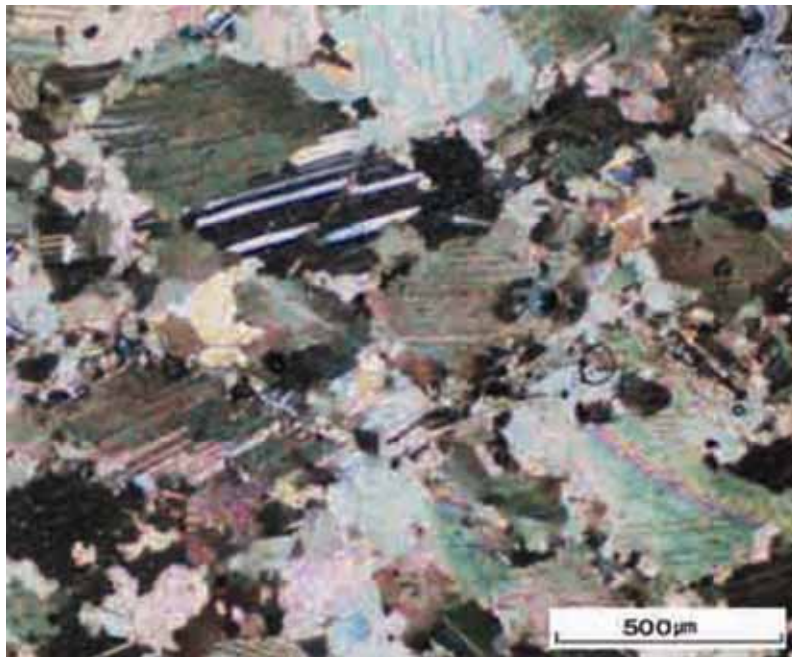
تصویر ۱۰- کوارتز به صورت رگچه‌هایی با بافت موزائیکی (نور XPL)

۴-۳-۵- آلتراسیون نوع کربناتی

کربناتی شدن شامل شکل‌گیری کانی‌های کربناته (کلسیت، دولومیت، مگنزیت و سیدریت) در طی دگرسانی در یک سنگ توسط محلول‌هایی با فشار جزئی بالای دی‌اکسیدکربن (PCO_2) در PH قلیایی بوده که تشکیل هر یک از انواع کانی‌های کربناته تابعی از

ترکیب سنگ میزبان می‌باشد (Robb 2005). این نوع آلتراسیون معمولاً در مرحله میانی فرآیند آلتراسیون ایجاد می‌شود (et al. 2012). (Celik

دگرسانی کربناته به صورت رگچه‌های کلسیتی در زمینه قابل مشاهده است (تصویر ۱۱).



تصویر ۱۱- کلسیت‌های برداشت شده از یک رگه کلسیتی

۴-۴- پتانسیل معدنی منطقه

کانه‌زایی گرمایی در منطقه، عامل ایجاد زون‌های آلتراسیون همراه با شکستگی‌ها بوده و غالباً بصورت رگه، ریزرگه و یا پراکنده در متن سنگ قابل مشاهده است. به دلیل پایین بودن مقاومت شیمیایی کانی‌های تشکیل‌دهنده این رگه‌ها، بخش عمده‌ای از محتوی آنها بر اثر هوازگی به اکسیدهای ثانویه تبدیل شده است.

حضور کلاهای آهنی بر روی رخنمون‌ها در صحرا، از ویژگی‌های این رگه‌های گرمایی می‌باشد. در نمونه‌های دستی تنها می‌توان کانه هماتیت و گوتیت را تشخیص داد. حاشیه آلتراسیون بصورت مجموعه‌های کلریت میکاشیستی با برجستگی کمتر و رنگ روشن از رگه و سنگ اولیه قابل تشخیص می‌باشد.

۵- نتیجه‌گیری

بر اساس شواهد صحرائی، سنگ‌های دگرگونی منطقه مورد مطالعه عمدتاً شامل آمفیبول شیست می‌باشند. از نظر کانی‌شناسی، آمفیبول (اکتینولیت)، فلدسپار و کوارتز مهم‌ترین کانی‌های موجود می‌باشند. کانی‌هایی نظیر اپیدوت، اکتینولیت، اسفن، کلریت، آلپیت و کانی‌های

اپاک نیز حضور گسترده‌ای دارند. نمونه‌های مطالعه شده در نمودارهای ژئوشیمیایی مورد استفاده، در محدوده بازالت تا بازالت آندزیتی قرار می‌گیرند که ماهیت ساب‌آلکالن از نوع تولیت آیسال را دارند. این نمونه‌ها در نمودارهای تفکیک محیط تکتونیکی، در محدوده MORB قرار می‌گیرند.

رخنمون‌های دگرگون شده آتشفشانی در سرزمین شهرکرد- دهمسرد را می‌توان بقایای پوسته اقیانوسی نئوتتیس دومین تحت یک شرایط پشت قوسی دانست. محلول‌های گرمایی پرکننده افق‌های خرد شده برشی بیانگر آن است که عناصر مس، آهن و طلا می‌توانند بر اثر فرآیند تراوش جانبی از سنگ‌های بازیک قبل از دگرگونی و یا همزمان با نهشتگی محلول‌های گرمایی گرفته شده و در رگچه‌ها تمرکز یابند. آلتراسیون‌های شاخص منطقه شامل کلریتی شدن، سرسیتی شدن، اپیدوتی شدن، سیلیسی شدن و کربناتی شدن می‌باشند. هر چند میزان عناصر با ارزش در نمونه‌های مطالعه شده بسیار پایین و غیر اقتصادی است، اما این احتمال وجود دارد که در عمق و یا در بخش‌های خاصی از منطقه بتوان نسبت به اکتشاف این ذخایر اقدام نمود.

تشکر و قدردانی

این نوشته بخشی از نتایج حاصل از طرح پژوهشی شماره ۸۸۳۴۴ در باشگاه پژوهشگران جوان وابسته به دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان است. از ریاست دانشگاه، معاونت محترم پژوهشی و رئیس باشگاه پژوهشگران جوان واحد دانشگاه آزاد خوراسگان به خاطر پشتیبانی این طرح پژوهشی تشکر می‌شود.

مراجع

- آقاجانی، ح.، سلیمانی، م. و بابایی، ب. ۱۳۸۶، "بررسی لیتولوژی، دگرسانی و ژئوشیمیایی کانسار طلای کوه زر دامغان و ارتباط آن با کانی سازی طلا"، فصلنامه زمین شناسی کاربردی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد زاهدان، سال ۳ (۲): ۱۷-۷۹.
- امامی، س. ن. ۱۳۸۷، "بررسی‌های پترولوژیکی با تأکید بر پهنه‌های دگرسانی و ارزیابی آثار زیست محیطی آن‌ها در سرزمین آتشفشانی شمال شهرکرد"، رساله دکتری زمین‌شناسی گرایش پترولوژی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه اصفهان، ۲۶۴ ص.
- عزتیان، ف. ۱۳۷۶، "کانی‌شناسی نوری سیلیکات‌ها"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۹۹ ص.
- نصر اصفهانی، ز. و نصر اصفهانی، ع. خ. ۱۳۹۱، "شیمی کانی‌های پلاژیوکلاز و گارنت در سنگ‌های آتشفشانی بازیک دگرگون شده با سن ژوراسیک در غرب اصفهان"، شانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شیراز.
- Alavi, M., 1994, "Tectonics of the Zagros Organic Belt of Iran", *New Data & Interpretations Tectonophysics*, Vol. 229 (4): 211-238.
- Arfania, R. & Shahriari, S., 2009, "Role of southeastern Sanandaj-Sirjan Zone in the tectonic evolution of Zagros Orogenic Belt, Iran", *Journal of Island Arc*, Vol. 18: 555-576.
- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981, "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Canadian Journal of Earth Science*, Vol. 18: 210-265.
- Cathelineau, M. & Nieva, D., 1985, "A chlorite solution geothermometer, the los Azufres (Mexico) geothermal system", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 91 (3): 235-244.
- Celik, M., Karakaya, N., Küpeli, S. & Yavuz, F., 2012, "Mineralogy and geochemical behavior of trace elements of hydrothermal alteration types in the volcanogenic massive sulfide deposits, NE Turkey", *Ore Geology Reviews*, Vol. 48: 197-224.
- Davoudian, A. R., Khalili, M., Noorbehesht, I., Dachs E, Genser J. & Shabaniyan, N., 2006, "Geochemistry of metabasites in the north of the Shahrekord, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen*, Vol. 182: 291-298.
- Davoudian, A. R., Genser, J., Dachs, E. & Shabaniyan, N., 2007, "Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", *Mineralogy and Petrology*, Vol. 92 (3-4): 393-413.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1966, "An Introduction to the rock – forming Minerals", *Longman and Scientific Technical*, Newyork, 528 pp.
- Eftekharijad, J., 1981, "Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins", *Journal of Iranian Petroleum Society*, Vol. 82: 19-28 (in Farsi).
- Evans, A. M., 1992, "Ore Geology and industrial minerals", *Bleck Well- Sci Pub*, 390 pp.
- Floyd, P. A., Kelling, G., Gokcen, S. L. & Gokcen, N., 1991, "Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Misis ophiolitic mélange, south Turkey", *Chemical Geology*, Vol. 89: 263-80.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971, "A guide to chemical classification of common volcanic rocks", *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 8: 523-547.
- Gasemi, A. & Hosaini, M., 2007, "1: 100000 Geological map of Chadegan", *Geological survey and mineral explorations of Iran*.
- Li, X.C., Fan, H. R., Santosh, M., Hu, F. F., Yang, K. F. & Lan, T. G., 2013, "Hydrothermal alteration associated with Mesozoic granite-hosted gold mineralization at the Sanshandao deposit, Jiaodong Gold Province, Chin", *Ore Geology Reviews*, Vol. 53: 403-421.
- Nasr Esfahani, A. K. & Ziaei, H.R., 2005, "Using multivariable statistical methods to separation and detection of lithologic units in ETM+ satellite images, case study: outcrops in the south of Ab-Poneh village, Tiran(west Isfahan)", *Journal Science Islamic Azad University (JSIAU)*, Vol. 17: 65.
- Pearce, J.A., 1983, "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins", In: *Hawkesworth, C.J. & Norry, M.J. (eds.), Continental basalts and mantle xenoliths: Shive, Nantwich: 230-249.*
- Pirajno, F., 1992, "Hydrothermal mineral deposits", *Springer-Verlag*, 709 pp.
- Pirajno, F., 2009, "Hydrothermal processes and mineral systems", *Springer-verlag*, 1241 pp.
- Ricou, L.E., 1974, "L'étude géologique de la région de Neyriz (Zagros iranien)", *etl'évolution des Zagrides*, Thesis, Université Paris-Sud, Orsay.
- Robb, Laurence, 2005, "Introduction to- Ore forming processes", *Blackwell Science Ltd*, 373 pp.
- Safaei, H., 2009, "The continuation of the Kazerun fault system across the Sanandaj-Sirjan zone (Iran)", *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol. 35: 391-400.
- Taraz, H., 1974, "Geology of the Surmagh-Deh Bid Area, Abadeh Region, Central Iran", *Geological Survey of Iran, Tehran, Report 37.*
- Tillman, J.E., Poosti, A., Rossello, S. & Eckert, A., 1981, "Structural evaluation of Sanandaj- Sirjan ranges near Esfahan, Iran", *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 65: 674-687.
- Zahedi, A.R., 1993, "1:250000 Geological map of Shahre Kord", *Geological survey and mineral explorations of Iran.*
- Winchester, J.A. & Floyd, P.A., 1977, "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", *Chem. Geol.*, Vol. 20: 325-343.