

دگرسانی گرمابی کانسار مس پورفیری جنوب غرب ظفرقند با نگرشی بر تحولات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی منطقه

مریم امین‌الرعایایی یمینی^{۱*}، فرامرز طوطی^۲، جمشید احمدیان^۳

۱- دانشجوی دکتری پترولوژی، دانشگاه تهران

۲- استادیار، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران

۳- استادیار، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۳/۹

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۴/۱۱/۱۸

چکیده

کانسار مس جنوب غرب ظفرقند در ۲۵ کیلومتری جنوب غرب اردستان و در کمربند ارومیه-دختر واقع شده است. در این منطقه استوک گرانودیوریتی میوسن (19-21 Ma) در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (~56 Ma) نفوذ کرده است. بر اساس مطالعات کانی‌شناسی و میکروسکوپی سنگ‌های منطقه تحت‌تأثیر دگرسانی‌های پتاسیک، فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتی قرار گرفته‌اند. در این پژوهش سنگ‌های دگرسان شده نسبت به نمونه‌های کمتر دگرسان شده از دیدگاه کانی‌شناسی و تغییرات جرمی عناصر در طول فرآیند گرمابی بررسی شده‌اند. با توجه به مطالعات انجام شده، دگرسانی پتاسیک در اثر متاسوماتیسم قلیایی ریوداسیت‌ها با تهی‌شدگی عناصر آهن، منیزیم و باریم و غنی‌شدگی عناصر آلومینیوم، پتاسیم و استرانسیوم (تشکیل بیوتیت و فلدسپات پتاسیک) همراه بوده است. در داسیت‌های پتاسیک نیز عناصر سدیم، کلسیم، منیزیم و استرانسیوم کاهش و پتاسیم و باریم افزایش یافته‌اند. به دنبال آن افزایش H^+ سیال گرمابی، دگرسانی فیلیک را در گرانودیوریت‌ها با تهی‌شدگی عناصر آلومینیوم، آهن، منیزیم و استرانسیوم و غنی‌شدگی پتاسیم و باریم به وجود آورده است. در آندزیت‌ها نیز عناصر آهن و منیزیم کاهش و پتاسیم افزایش یافته است. در دگرسانی پروپیلیتیک، در اثر فوگاسیته پایین CO_2 و فوگاسیته بالای اکسیژن شاهد حضور اندک کربنات و فراوانی اپیدوت هستیم. فوگاسیته بالای H^+O_2 بالا و کاهش دمای سیال گرمابی سبب ایجاد مجموعه کانی‌های پهنه آرژیلیک با شستشوی عناصر قلیایی و تشکیل کانی‌های رسی شده است.

واژه‌های کلیدی: دگرسانی، تغییرات کانی‌شناسی، تغییرات جرم، کمربند ماگمایی ارومیه-دختر، مس پورفیری ظفرقند.

مقدمه

این توده و توده‌های گرانیتوئیدی همجوار، مطالعات متعددی صورت گرفته است. یگانه فر (۱۳۸۶) پترولوژی و ژئوشیمی جنوب اردستان را در قالب پایان‌نامه دکتری ارائه داده است. نصر اصفهانی (۱۳۸۸) پترولوژی و کانی‌شناسی توده گرانیتوئیدی جنوب ظفرقند را مورد بررسی قرار داده است. گوانجی (۱۳۸۹) به روش AMS، مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی جنوب ظفرقند را بررسی کرده است. قفاری (۱۳۸۹) پترولوژی و ژئوشیمی این توده را در قالب پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد خود مطالعه کرده و صادقان و قفاری (۱۳۹۰) به مطالعه پتروژنز این توده‌ها پرداخته‌اند. در این پژوهش سعی شده است تا با استفاده از مطالعات پتروگرافی، تشخیص انواع دگرسانی و روش موازنه جرم به بررسی پرسش‌هایی از قبیل اینکه ترکیب شیمیایی سنگ منشأ (یا سنگ سالم و غیر دگرسان) چه بوده و در حین دگرسانی‌های مختلف روند تغییرات عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی چگونه بوده و چه ارتباطی بین این تغییرات و تغییرات کانی‌شناسی در زون‌های مختلف وجود دارد؟ و ... پاسخ داده شود.

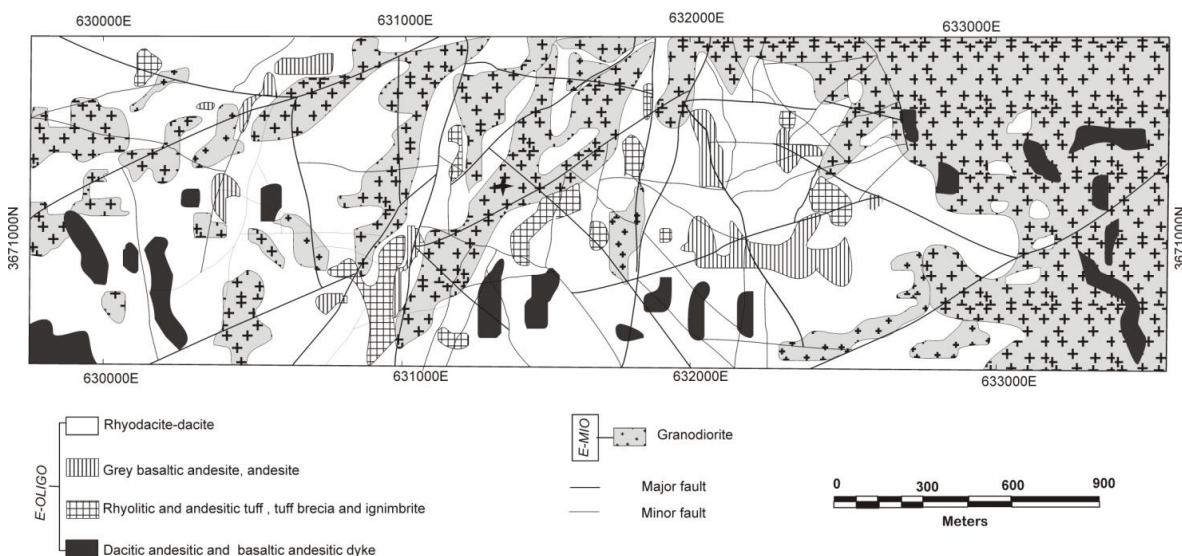
زمین‌شناسی منطقه

توده گرانیتوئیدی ظفرقند به سن میوسن میانی (چو و همکاران، ۲۰۱۳؛ حدود ۱۹-۲۱ میلیون سال)، در بخش غربی کمربند ارومیه‌دختر و جنوب شرق اردستان واقع شده است (شکل ۱). این توده در درون سنگ‌های آتشفشانی، آتشفشانی رسوبی و عمدتاً آندزیت، داسیت و ریوداسیت به سن ائوسن میانی تا بالایی (چو و همکاران، ۲۰۱۳؛ تقریباً ۵۶ میلیون سال) نفوذ کرده است (شکل ۲). با توجه به مطالعات صحرائی و میکروسکوپی، می‌توان ترکیب سنگ-شناسی توده گرانیتوئیدی ظفرقند را در هفت گروه یا

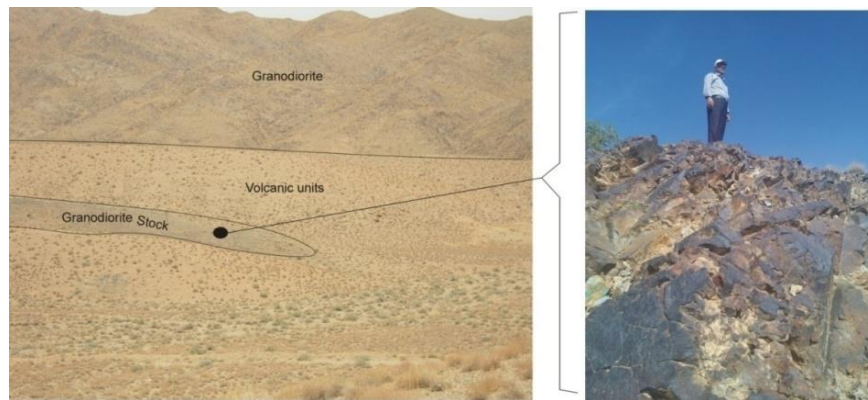
واکنش‌های سیال‌سنگ در سنگ‌های ماگمایی تحت-تأثیر شرایط گرمایی اغلب باعث تغییراتی در کانی‌شناسی و ژئوشیمی سنگ می‌شود. مطالعات نشان می‌دهد که تغییرات کانی‌شناسی عمدتاً شامل سوسوریتی و یا سریسیتی شدن پلاژیوکلاز، کلریتی شدن بیوتیت، هماتیتی شدن مگنتیت و سریسیتی شدن فلدسپات پتاسیک می‌شود. بیشترین تغییرات ژئوشیمیایی نیز مربوط به افزایش K و کاهش Ca در این سنگ‌ها است (پاتنیس و همکاران، ۲۰۰۷؛ دریک و همکاران، ۲۰۰۸). کمربند ماگمایی ارومیه‌دختر به علت اینکه در اثر تحولات ناشی از بسته شدن اقیانوس آلپی نئوتتیس حاصل شده و یا به عبارتی حاصل هضم پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره ای است (فوستر، ۱۸۷۸)، مانند دیگر کمان‌های ماگمایی حاشیه قاره مانند آند (آمریکای جنوبی) و کردیلرا (آمریکای شمالی)، میزبان کانسارهای مس پورفیری به همراه دیگر کانسارهای وابسته (همچون طلا و مولیدن) به این خاستگاه ژئودینامیکی است (فوستر، ۱۹۷۸؛ شهاب‌پور، ۱۹۹۹؛ هاشکه و همکاران، ۲۰۱۰). از این میان می‌توان به کانسارهای سونگون، سرچشمه، کهنک و دالی اشاره کرد (افشونی و همکاران، ۲۰۱۳؛ آیتی و همکاران، ۲۰۰۸؛ هزارخوانی، ۲۰۰۶؛ هزارخوانی و ویلیامز-جونز، ۱۹۹۸). وجود این کانسارها ضرورت پی‌جویی و اکتشاف این نوع کانسار را در ایران توجیه می‌نماید. محدوده مورد مطالعه عمدتاً از توده‌های نفوذی تا آتشفشانی با ترکیب حدواسط تا اسیدی تشکیل شده است. با تأثیر محلول‌های گرمایی، انواع دگرسانی و به همراه آن کانه‌زایی مس در این مجموعه دیده می‌شود. از دیدگاه ژئوشیمیایی و پترولوژیک، بر روی این توده و سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی میزبان

سیالات گرمابی متحمل دگرسانی های مختلفی از قبیل: پتاسیک، فلیک، آرژلیک و پروپیلیتیک قرار گرفته اند. از نظر تکتونیکی نیز تشکیلات ماگمایی تحت تأثیر تغییر شکل شکننده در قالب ۴ نوع گسل قرار گرفته اند (شکل ۱). گسل های N-S، گسل های NW-SE، گسل های E-W و گسل های NE-SW که شامل رگه های کانی زایی منطقه ظفرقند می شوند. گسل های جوانتر E-W ساختارهای مینرالیزه را قطع کرده اند تا جایی که خود توسط گسل های جوانتر NE-SW قطع شده اند (شکل ۲).

واحد سنگی زیر رده بندی و معرفی کرد (صادقیان و قفاری، ۱۳۹۰): ۱- دایک های آندزیتی نسل اول، ۲- گابرو-گابرو دیوریت، ۳- دیوریت - کوارتز دیوریت، ۴- انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، ۵- گرانودیوریت-گرانیت، ۶- تونالیت، ۷- دایک های آندزیتی نسل دوم (سین پلوتونیک). در منطقه مورد مطالعه تنها بخشی از این توده با ترکیب گرانودیوریت و دایک های آندزیتی نسل اول و دوم رخنمون دارد. مطالعات صحرایی و میکروسکوپی نشان می دهد که سنگ های نفوذی به همراه سنگ های آتشفشانی تحت تأثیر فاز



شکل ۱: نقشه زمین شناسی ظفرقند و موقعیت آن در ایران و زون ارومیه دختر



شکل ۲: استوک گرانودیوریت در بین واحدهای ریوداسیت در منطقه ظفرقند.

گرانودیوریت ها: گرانودیوریت ها سازندگان عمده سنگ‌های منطقه هستند (شکل ۱). این سنگ‌ها مربوط به زمان میوسن (چو و همکاران، ۲۰۱۳؛ حدود ۱۹-۲۱ میلیون سال) و دارای بافت میکروگرانولار پورفیری می‌باشند (شکل ۳C). فراوان‌ترین فنوکریست در این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز (70%) است. پلاژیوکلازهای موجود در گرانودیوریت‌ها نشانه‌هایی از زونینگ نوسانی و بافت جذبی دارند و اغلب در اثر دگرسانی به کانی‌های سریسیت، کلریت و اپیدوت تبدیل شده‌اند. دومین کانی کوارتز است و ۲۲ تا ۳۰ درصد حجمی این سنگ‌ها را به خود اختصاص داده است. بیوتیت فراوان‌ترین کانی مافیک ($10-12\text{ vol.}\%$) در این سنگ‌ها محسوب می‌شود که در اثر دگرسانی به کلریت تبدیل شده است. سایر کانی‌های مافیک شامل هورنبلند سبز و پیروکسن ($5-8\text{ vol.}\%$) می‌شود. این کانی‌ها تا حدودی به کانی‌های کلریت، اپیدوت، کلسیت و کانی‌های اوپک تبدیل شده‌اند. کانی‌های فرعی شامل اسفن، آپاتیت و کانی‌های کدر در این سنگ‌ها یافت می‌شوند. در گرانودیوریت‌ها، انکلاوهای میکروگرانولار مافیک زیادی در اندازه‌های بین چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر یافت می‌شوند (شکل ۴B) که معرف وقوع

مواد و روش‌ها

در این پژوهش از انواع واحدهای سنگی و دگرسانی‌های موجود در کانسار نمونه برداری شد، ترکیب کانی-شناسی سنگ‌های دگرسان شده به روش سنگ‌نگاری میکروسکوپی (۶۰ نمونه) و پراش اشعه ایکس (XRD) (۱۴ نمونه) مورد بررسی قرار گرفت. تعداد ۳۳ نمونه از سنگ‌های سالم و دگرسان شده توده نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی اطراف کانسار برداشت و اکسیدهای اصلی و برخی از عناصر کمیاب در آزمایشگاه دانشگاه ناروتو ژاپن به روش XRF و ۲۷ نمونه در آزمایشگاه ActLab کانادا به روش ICP-MS مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. در مطالعات تغییرات جرم نمونه‌های حاصل از دگرسانی پتاسیک، فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتی نسبت به سنگ دگرسان نشده بهنجار شدند. در جدول ۱ نتایج به دست آمده ارائه و مقادیر مربوط به سنگ‌های تازه و دگرسان شده به صورت میانگین درج شده است.

نتایج

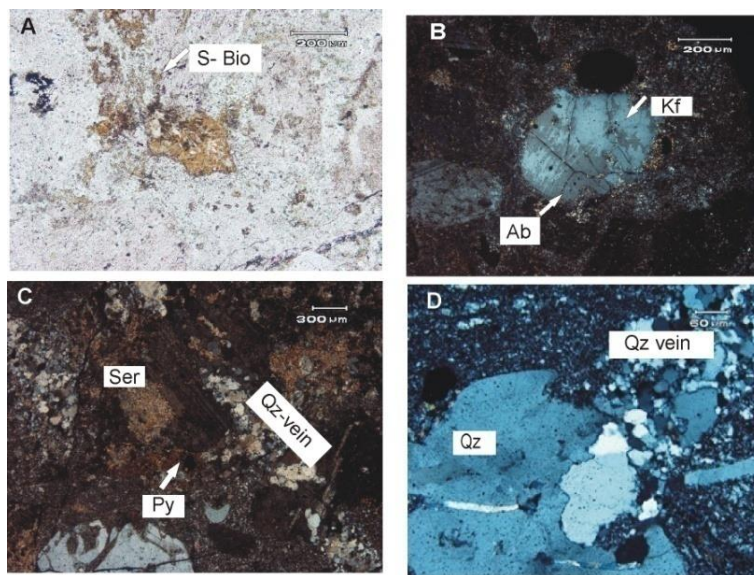
پتروگرافی توده نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی

الف) توده نفوذی

اختلاط ماگمایی هستند (صادقیان و قفاری، ۱۳۹۰؛
امین الرعایا و همکاران، ۱۳۹۴).

جدول ۱: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی (%/ و کمیاب (ppm) در سنگهای گرانودیوریت ها و سنگهای آتشفشانی منطقه جنوب غرب ظفرقند

نوع سنگ	آندریت		داسیت			ریوداسیت				گرانودیوریت			
	نوع دگرسانی	کمتر دگرسان شده	فیلی ک	کمتر دگرسان شده	پتاسی ک	پروپیلیتی ک	کمتر دگرسان شده	پتاسی ک	آرزلی ک	پروپیلیتی ک	کمتر دگرسان شده	فیلیک	آرزلی ک
تعداد آنالیزها	1	1	5	5	2	1	1	2	2	6	4	3	1
SiO ₂	61.08	60.84	72.08	73.86	64.57	77.13	76.67	76.23	69.97	70.02	69.47	71.54	65.35
TiO ₂	0.65	0.62	0.31	0.35	0.44	0.36	0.37	0.19	0.31	0.4	0.37	0.39	0.32
Al ₂ O ₃	15.22	14.88	13.79	13.75	13.27	12.17	14.55	13.56	11.47	13.98	13.1	13.63	13.88
Fe ₂ O ₃ *	6.37	5.92	2.72	3.84	5.45	4.23	0.8	1.69	3.5	4.55	3.15	4.08	6.57
MnO	0.57	0.17	0.04	0.06	0.24	0.03	0.01	0.03	0.17	0.07	0.07	0.07	0.22
MgO	3.77	2.49	0.77	0.51	2	1.15	0.25	0.42	0.53	1.13	0.54	1.26	0.97
CaO	4.37	2.98	1.98	0.64	4.36	0.27	0.27	2.8	7.16	2.83	3.02	2.73	7.52
Na ₂ O	2.32	2.27	3.08	0.18	1.17	0.08	0.15	4.35	1.14	2.72	3.42	2.85	0.5
K ₂ O	3.53	6.26	2.04	4.41	2.61	2.75	4.28	0.38	3.37	2.31	4.82	1.56	3.32
P ₂ O ₅	0.12	0.11	0.07	0.09	0.16	0.09	0.07	0.05	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07
LOI	2	3.46	3.12	2.31	5.73	1.74	2.58	0.3	2.3	1.91	1.96	1.81	1.28
Total	98	96.54	96.88	97.69	94.27	98.26	97.42	99.7	97.7	98.09	98.04	98.19	98.72
Ba	757.3	1030	464.82	946.68	625.9	644	198	413.1	279.5	435.63	805.2	399.7	818
Cu	-	181	350.2	3466.6	58.5	236	308	420.5	468.5	4345	3949.5	965.67	404
Ni	11.6	9.5	82.65	0.04	4.65	<10	<10	0	3.8	1.25	8.78	0	1.4
Sr	154.1	140	316.54	62.54	173.25	27	323	255.9	427	237.78	135.13	274.53	173
Y	24.7	22.1	20.34	21.66	21.95	13.9	11.3	16.95	31.25	24.25	25.13	24.73	19.1
La	-	16.2	19.4	23.1	-	13.2	12.3	27.6	18.85	29.33	18.5	36.5	31.8
Ce	39.5	33.2	38.72	49.68	43	29.6	21.2	40.25	37.9	49.48	44.18	51.63	54.7
Pr	-	4	3.83	5.2	-	3.2	2.1	6.6	4.25	5.73	4.3	8.1	5.9
Nd	-	15.3	13.13	18.6	-	11.6	7	23.6	16.9	20.77	15.8	29.3	19.3
Sm	-	3.7	2.63	3.6	-	2.4	1.4	4.8	4.05	3.93	3.1	6.2	3.2
Eu	-	1.1	0.57	0.7	-	0.2	0.5	1	2.05	0.9	0.7	1	1.3
Gd	-	3.9	2.73	3.75	-	2.6	1.7	4.6	4.45	3.93	3.2	6	3.7
Tb	-	0.6	0.47	0.6	-	0.4	0.3	0.7	0.65	0.63	0.5	0.9	0.2
Dy	-	3.6	2.6	3.25	-	2.4	1.6	3.6	3.9	3.5	2.7	5	2.6
Ho	-	0.9	0.67	0.75	-	0.6	0.4	0.8	0.95	0.9	0.7	1.1	0.8
Er	-	2.5	1.93	2.25	-	1.8	1.4	2.3	2.65	2.63	1.9	3.1	2.1
Tm	-	0.4	0.3	0.4	-	0.3	0.2	0.3	0.4	0.43	0.3	0.5	0.3
Yb	-	2.6	2.13	2.55	-	1.9	1.6	2.6	2.35	2.77	2.2	3.3	2.2



شکل ۳: تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های دگرسان شده منطقه جنوب غرب ظفرقند. A: بیوتیت های ثانویه (S-Bio) در نور طبیعی مربوط به داسیت‌های زون پتاسیک B: تشکیل پدیده پرتیتی (Kf: فلدسپات پتاسیک و Ab: آلبیت) در نور پلاریزه در ارتباط با ریوداسیت های زون پتاسیک C: سریسیتی شدن (Ser) پلاژیوکلازها و تشکیل پیریت (Py) و رگچه‌های سیلیسی (Quz vein) در نور پلاریزه مربوط به گرانودیوریت های فیلیک D: کوارتز و رگه‌های کوارتز گرمابی (Quz-vein) در ریوداسیت‌ها.

ظفرقند هستند (صادقیان و قفاری، ۱۳۹۰). دایک‌های آندزیتی سین پلوتونیک یا نسل دوم نیز، سنگ‌های گرانودیوریتی را قطع کرده‌اند و از لحاظ سنی جوانتر یا هم سن آن‌ها هستند (شکل ۴A). مهمترین فنوکریست در این سنگ‌ها پلاژیوکلاز است که اغلب دارای بافت غربالی می‌باشد و در زمینه‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز واقع شده است (شکل ۴C).

دایک‌های آندزیتی-داسیتی: دایک‌های آندزیتی-داسیتی پیش‌رس یا نسل اول، سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن را قطع می‌کنند. این دایک‌ها عمدتاً دارای امتداد شرقی-غربی و شمال غربی-جنوب شرقی هستند. از آنجایی که این دایک‌ها توسط توده گرانیتوییدی ظفرقند قطع شده‌اند و قطعاتی از آن‌ها به صورت آنکلاو توسط گرانودیوریت‌ها به دام افتاده‌اند، بنابراین قدیمی‌تر از توده نفوذی



شکل ۴: A: دایک آندزیتی سین پلوتونیک که گرانودیوریت های محدوده ظفرقند را قطع کرده است (دید به سمت جنوب شرق) B: حضور گسترده آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در سنگهای گرانودیوریتی. EMM: آنکلاو میکروگرانولار مافیک. C: تصویر میکروسکوپی از دایک آندزیتی. Plg: پلاژیوکلاز همراه با بافت غربالی، Mic: میکروولیت

ب) سنگهای آتشفشانی

سنگهای آتشفشانی منطقه به سه دسته گدازه‌های اسیدی و حدواسط و سنگهای پیروکلاستیک تقسیم می‌شوند:

گدازه‌های اسیدی و حدواسط: در برگیرنده داسیت‌ها و ریوداسیت‌ها هستند که با بافت پورفیری تا میکروگرانولار دیده می‌شوند (شکل ۳D). مهمترین فنوکریست‌های آنها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک است. بلورهای کوارتز دارای خوردگی خلیجی هستند (شکل ۳D). حضور فنوکریست‌های کوارتز با حاشیه‌های گرد شده و خلیج خوردگی شاهدهی بر منشاء اولیه و ماگمایی بلورهای مذکور می‌باشد (دونالدسون و هندرسون، ۱۹۸۸). بدین طریق به آسانی می‌توان کوارتزهای ماگمایی متعلق به سنگ اولیه را از کوارتزهای ثانویه با منشاء گرمایی تفکیک نمود. زیرا کوارتزهای گرمایی به صورت دانه-ریز و بی‌شکل با بافت موزایکی و حاشیه مضرسی و

به صورت رگه در درون سنگ میزبان مشاهده می‌شوند (شکل ۳D). پلاژیوکلازها حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد حجم کل سنگ را تشکیل می‌دهند و به کانی‌های کلریت، اپیدوت، سریسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. این پلاژیوکلازها شکل‌دار تا بی‌شکل هستند و علائم زونینگ از خود نشان می‌دهند. کلریت، اپیدوت، کلسیت و کانی‌های اکسید آهن از کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها می‌باشند. سنگ‌های حدواسط در ظفرقند شامل آندزیت‌ها می‌شوند. این سنگ‌ها دانه متوسط با بافت پورفیری هستند. کانی اصلی در این سنگ‌ها پلاژیوکلاز (<math>vol.\% < 50</math>) است که در درجات مختلف سریسیتی شده است. مشاهدات میکروسکوپی نشان می‌دهد که این کانی از مرکز دگرسان شده و در تعدادی از آنها ماکل پلی سنتتیک و کالسباد مشاهده می‌شود. کوارتزهای بی‌شکل ۱۰ تا ۱۵ درصد از حجم کل این سنگ‌ها را اشغال کرده است. آمفیبول فراوان‌ترین کانی مافیک در این سنگ‌ها است (<math>vol.\% < 7-5</math>) که به کلریت و

کالکوپیریت، کوولیت و بورنیت دیده می‌شود (شکل ۵a).

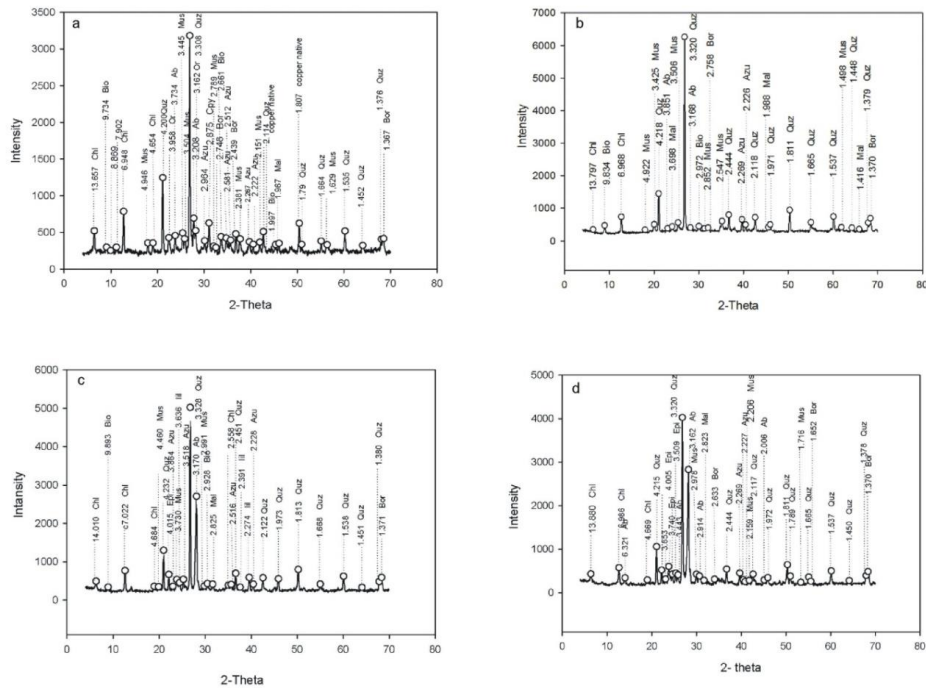
در منطقه ظفرقند، دگرسانی فیلیک در مجاورت دگرسانی پتاسیک واقع شده است. در این دگرسانی بر اثر هیدرولیز و هجوم سیالات اسیدی بر واحدهای سنگی گرانودیوریتی، پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک به سریسیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳C) و در آندزیت‌ها پلاژیوکلازها به سریسیت و کانی‌های مافیک به کلریت تبدیل شده‌اند. دگرسانی در زون فیلیک از نوع انتخابی و رگه‌ای-رگچه‌ای است. کانی‌های پیریت، مالاکیت و آزوریت و به میزان کمتر کالکوپیریت، کوولیت و بورنیت در این زون مشاهده می‌شود (شکل ۵b). نمونه‌های دستی در دگرسانی آرژیلیک به رنگ سفید و عمدتاً در واحدهای داسیتی و ریوداسیتی قابل مشاهده هستند (شکل ۶a). در زیر میکروسکوپ سنگ‌ها شامل کائولینیت، ایلیت، کلریت، اپیدوت، کوارتز و کانی‌های کدر می‌باشند (شکل‌های ۵c و ۶b). کانی‌های شاخص دگرسانی پروپیلیتی شامل آلبیت، کوارتز، کلریت، کلسیت و اپیدوت‌اند که به رنگ سبز در واحدهای گرانودیوریت، داسیت و ریوداسیت مشاهده می‌شوند (شکل‌های ۵d و ۶a). پلاژیوکلازها بیشتر به کلریت و به طور بخشی به کلسیت و اپیدوت تبدیل شده‌اند، هر چند که پلاژیوکلاز سالم حضور دارد. آمفیبول‌ها به طور کامل به کلریت و اپیدوت تبدیل شده به طوری که تنها شبحی از آن‌ها باقی مانده است. بیوتیت‌ها به کلریت و کانی‌های سولفید مس دگرسان شده‌اند (شکل ۶c). حضور اندک کربنات و فراوانی اپیدوت در مجموعه کنایبی متعلق به این پهنه دلالت بر فوگاسیته پایین CO₂ و فوگاسیته بالای اکسیژن دارد (ویلکینسون، ۲۰۰۱). کانه سولفیدی غالب در این زون پیریت و بورنیت می‌باشد.

اپیدوت دگرسان شده است. این فنوکریست‌ها در زمینه‌ای دانه‌ریز از کوارتز-فلدسپار واقع شده‌اند. کانی فرعی موجود در این سنگ‌ها شامل آپاتیت و زیرکن است.

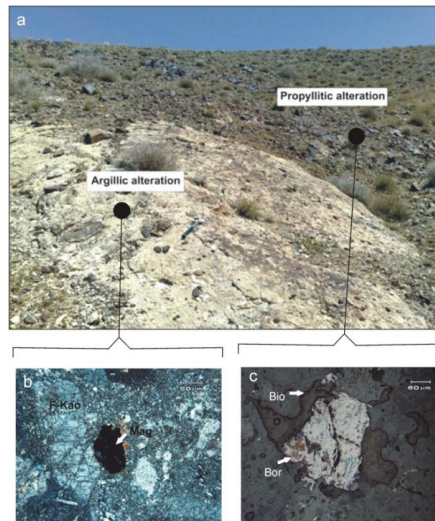
سنگ‌های پیروکلاستیک: بر اساس طبقه‌بندی فیشر و اشمینک (۱۹۸۴) در رده کریستال لیتیک توف، توف برش و ایگنمبریت واقع می‌شوند. قطعات لیتیک عمدتاً آندزیت و ریولیت می‌باشند. در بررسی‌های میکروسکوپی زمینه این سنگ‌ها کاملاً از کوارتز و فلدسپار تشکیل شده که در فضای بین پلاژیوکلازها مشهودند. ایگنمبریت‌ها دارای بافت هیالوپورفیریک و ترکیب ریولیتی تا داسیتی هستند. بخش شیشه‌ای این سنگ‌ها حالت جوش خورده جریان‌ی را نشان می‌دهد.

دگرسانی

با توجه به مشاهدات صحرایی و پتروگرافی، سنگ‌های نفوذی و خروجی منطقه در اثر سیالات گرمابی، دگرسان شده‌اند. دگرسانی‌ها شامل کانی‌های فلدسپار پتاسیم، بیوتیت، سریسیت، پیریت، کوارتز، کائولینیت، ایلیت، کلریت و اپیدوت می‌شوند. این دگرسانی به صورت انتخابی (جانشینی کانی‌های اصلی سنگ میزبان توسط کانی‌های ثانویه) و یا پر-کننده رگه‌ها و رگچه‌ها و همراه با کانی‌زایی مس، پتاسیم فلدسپار و بیوتیت ثانویه است (شکل‌های ۳A و ۳B). در ریوداسیت‌ها این دگرسانی با گسترش رگه‌ها و رگچه‌های کوارتز، جانشینی آمفیبول توسط بیوتیت و پلاژیوکلاز توسط فلدسپات پتاسیک مشخص می‌شود. در داسیت‌ها این دگرسانی منجر به تشکیل فلدسپات پتاسیک، بیوتیت‌های گرمابی و کوارتز به صورت کانی‌های پراکنده در متن سنگ دیده می‌شود. در این دگرسانی کانی‌سازی کانی‌های مس شامل



شکل ۵: نتایج آنالیز XRD از مناطق مختلف دگرسانی در کانسار ظفرقند a: نمونه ریوداسیت در ارتباط با دگرسانی پتاسیک (نمونه ۱۴ZA)، b: داسیت‌های فیلیک (نمونه 6ZA)، c: نمونه‌ای از گرانودیوریت مربوط به زون آرژیلیک (نمونه 89ZA)، d: نمونه‌ای از داسیت در زون پروپیلیتی (نمونه 64ZA). علائم: Bio: بیوتیت، Chi: کلریت، Quz: کوارتز، Mus: مسکویت، Or: ارتوز، Ab: آلبیت، Epi: اپیدوت، Il: ایلیت، Cpy: کالکوپیریت، Bor: بورنیت، Mal: مالاکیت، Azu: آزوریت.



شکل ۶- a: دگرسانی آرژیلیک و پروپیلیتی در محدوده مورد مطالعه. b: تصویر میکروسکوپی از داسیت‌های زون آرژیلیک در نور پلاریزه، Kao-F: فلدسپار تجزیه شده به کائولینیت و Mag: مگنتیت. c: تصویر میکروسکوپی در نور انعکاسی مربوط به تبدیل بیوتیت به سولفید مس (Bor: بورنیت) در زون پروپیلیتی

شاخص شیمیایی دگرسانی

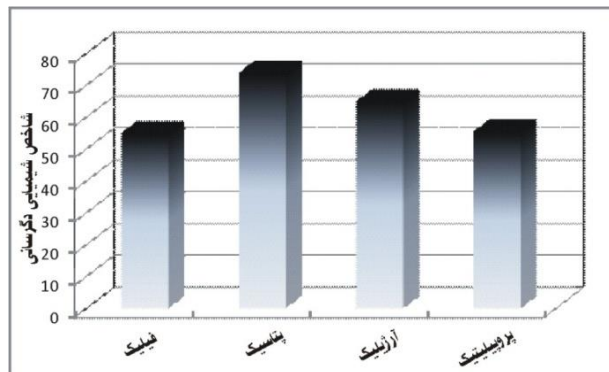
در جدول ۱ مقادیر مربوط به سنگ‌های تازه و دگرسان شده به صورت میانگین ارائه شده است. شدت دگرسانی این سنگ‌ها از طریق محاسبه شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) با استفاده از نسبت‌های مولکولی محاسبه می‌شود (فدو و همکاران، ۱۹۹۵). محاسبه CIA با اندازه‌گیری نسبت Al_2O_3 در مقابل اکسیدهای ناپایدار شیمیایی (Na_2O+K_2O+CaO) از طریق معادله رابطه ۱ می‌باشد.

رابطه (۱)

$$CIA = Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO) * 100$$

به طور کلی فرآیندهای دگرسانی و هوازدگی به خارج کردن عناصر قابل حل و افزایش مقدار CIA منجر می‌شود. در نتیجه با افزایش CIA مقدار Al_2O_3

افزایش و Na_2O+K_2O+CaO کاهش می‌یابد (فدو و همکاران، ۱۹۹۵). نتایج به دست آمده از محاسبات شاخص شیمیایی (CIA) در انواع مختلف دگرسانی در منطقه جنوب غرب ظفرقند نشان می‌دهد که زون دگرسانی پتاسیک به میزان ۷۴٪، زون فیلیک ۵۵٪، زون دگرسانی آرژلیک ۶۵٪ و زون دگرسانی پروپیلیتیک ۵۶٪ دستخوش دگرسانی شده‌اند (شکل ۷). بنابراین بالاترین مقدار CIA در نمونه‌های سنگی مختلف مربوط به زون پتاسیک و آرژلیک است که غالباً به علت شدت فرآیندهای دگرسانی، تخریب فلدسپارها و تشکیل میکاها و کانی‌های رسی حاصل شده است. همچنین کمترین مقدار مؤلفه مذکور مربوط به زون‌های فیلیک و پروپیلیتی به دلیل کلریتی، سریسیتی و اپیدوتی شدن فلدسپارها و کانی‌های مافیک می‌باشد.



شکل ۷: تغییر میزان شاخص شیمیایی دگرسانی در زون‌های دگرسانی منطقه جنوب غرب ظفرقند

محاسبه تغییرات جرم

تغییرات جرم در طول دگرسانی گرمابی معمول هستند. بنابراین، زمانی که تمرکز عناصر در نمونه‌های تازه و دگرسان شده بدون نرمالایز مقایسه شوند، نتایج می‌تواند گمراه کننده باشد. در مقاله حاضر از روش گرافیکی-محاسبه‌ای گران (۱۹۸۶ و ۲۰۰۵) استفاده

شده است. این روش بر این فرض استوار است که بعضی از عناصر غیر متحرک هستند و بنابراین در طول دگرسانی گرمابی بدون تغییر باقی می‌مانند. در شکل ۸، میانگین غلظت عنصر در سنگ سالم (C^0) در مقابل میانگین غلظت عنصر در سنگ دگرسان شده (C^A) برای واحدهای سنگی مختلف ترسیم شده

است. عناصر HFSE مانند Al_2O_3 , TiO_2 , Zr و Hf و بیشتر REE ها، مثل La و Yb در بیشتر سیستم‌های گرمایی غیر متحرک هستند (لیچ و لنز، ۱۹۹۴). جدول ۲ افزایش و کاهش هر یک از عناصر را در مقایسه با مقادیر آن‌ها در سنگ اولیه نشان می‌دهد. چنانچه مشاهده می‌شود در اکثر موارد، عناصر Al_2O_3 و P_2O_5 به عنوان اکسیدهای عناصر غیر متحرک و برای تعیین خط ایزوکن استفاده شده‌اند. عناصری که در بالای خط ایزوکن واقع شده‌اند نسبت به سنگ‌های سالم در طول دگرسانی غنی شدگی نشان می‌دهند و عناصری که در زیر این خط قرار می‌گیرند تهی شده‌اند. افزایش و کاهش هر یک از عناصر و علت آن در زیر بحث شده است.

ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر و رفتارشان در طول دگرسانی

یکی از عناصر معمول در Al_2O_3 و SiO_2 : ساختمان میکاها و فلدسپارها است، SiO_2 نیز تشکیل دهنده اصلی کانی کوارتز است (کارتن، ۱۹۸۶؛ ریورین و هوگسن، ۱۹۸۰). در نمونه‌های مورد مطالعه Al_2O_3 و SiO_2 رفتار متغیر افزایشی-کاهشی نشان می‌دهند. SiO_2 در داسیت‌های پتاسیک به واسطه رگه‌های کوارتز افزایش یافته است و در دیگر مناطق دگرسانی بدون تغییر یا روند کاهشی داشته است (جدول ۲). در حالی که آلومینیوم در ریوداسیت‌های پتاسیک و آرژیلیک به دلیل وجود بیوتیت و کانی‌های رسی افزایش یافته و در اکثر مناطق دگرسانی عنصری غیر متحرک است و برای تعیین ایزوکن استفاده شده است (جدول ۲).

جدول ۲: ترکیبات غنی شده، تهی شده و غیر متحرک در سنگ‌های دگرسان شده منطقه جنوب غرب ظفرقند

نوع سنگ	انواع دگرسانی	ترکیبات کاهش یافته	ترکیبات بدون تغییر	ترکیبات افزایش یافته
گرانودیوریت	دگرسانی فیلیک	$TiO_2, Al_2O_3, MgO, Fe_2O_3, MnO, As, CO, Pb, Sn, Sr, Ta, Cu, Ga, Th, U, V, LREE$	$SiO_2, P_2O_5, Nb, HREE$	$CaO, Na_2O, K_2O, Ba, Cs, B, Zr, Ni, Rb, Sb, Ti, Y$
	دگرسانی پروپیلیتیک	$Na_2O, SiO_2, P_2O_5, TiO_2, Bi, MgO, Cs, Cu, Nb, Sb, Sr, Ta, Th, Zr, Y$	Al_2O_3, REE	$Fe_2O_3, MgO, CaO, K_2O, Ba, Ti, Zn, CO, Ga, Ni, Pb, Rb, Sn, In, U, V$
	دگرسانی آرژیلیک	$Fe_2O_3, CaO, K_2O, Sb, Sn, Rb, V, Ba, Cu, Ni, Pb, In$	$SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, P_2O_5, MnO, Nb, Ta, Th$	$MgO, Na_2O, CO, Cs, Ga, Sr, U, Zr, Y$
ریوداسیت	دگرسانی پتاسیک	$Fe_2O_3, MnO, MgO, P_2O_5, Ba, CO, Ga, Nb, Pb, Rb, Sn, Th, Y, U, V, LREE$	$SiO_2, TiO_2, HREE$	$Al_2O_3, Na_2O, K_2O, Cu, Sb, Sr, Zr$
	دگرسانی آرژیلیک	$TiO_2, Fe_2O_3, MnO, MgO, K_2O, P_2O_5, Ba, Sn, Rb, Zr$	SiO_2, REE	$Al_2O_3, CaO, Na_2O, Cu, Nb, Pb, Sr, Ti, Th, Y$
	دگرسانی پروپیلیتیک	$SiO_2, TiO_2, Fe_2O_3, MgO, P_2O_5, Ba, Nb, Cs, Rb, Ta, Th, U$	$Al_2O_3, Ga, Zr, HREE$	$MnO, CaO, Na_2O, K_2O, Co, Cu, Pb, Sb, Sn, Sr, Ti, Y, LREE$
داسیت	دگرسانی پتاسیک	$MgO, CaO, Na_2O, Ga, Ni, Cr, Pb, Sn, Sr$	$Al_2O_3, TiO_2, Nb, Sb, Ta, Y, HREE$	$SiO_2, Fe_2O_3, MnO, K_2O, P_2O_5, Ba, CO, Cs, Cu, Rb, In, Ti, Th, U, V, Zr, Zn, LREE$
	دگرسانی پروپیلیتیک	SiO_2, Na_2O, Cu, Ni, Sr	Al_2O_3, Nd, Th, Zr, Y	$TiO_2, Fe_2O_3, MnO, MgO, CaO, K_2O, P_2O_5, Ba, Pb, Rb, Ce$
آندزیت	دگرسانی فیلیک	$Fe_2O_3, MnO, MgO, CaO, TiO_2, Ni, Pb, Sr, Y, Ce$	Al_2O_3, Na_2O, P_2O_5	$K_2O, Ba, Nb, Cr, Rb, Th, Zr$

سایر عناصر

CaO و Sr: عنصر سدیم در ساختمان بیوتیت و سربیسیت های حاصل از جانشینی پیروکسن و پلاژیوکلازها قرار می گیرد. مقدار Na_2O در ریوداسیت های دگرسان شده و گرانودیوریت های فیلیک افزایش یافته است. کلسیم نیز در طول دگرسانی از مرکز به سمت حاشیه افزایش می یابد. بطوری که در گرانودیوریت های پروپیلیتی شده بیشترین افزایش کلسیم را داریم. کلسیم در سنگ های ولکانیکی پروپیلیتی شده بیشتر از سنگ های کمتر دگرسان شده است. این افزایش ناشی از تشکیل کانی های اپیدوت، کلریت می باشد. استرانسیوم در ساختمان کانی های پتاسیک، کربنات ها و سوسوریت قرار می گیرد. مقدار استرانسیوم شدیداً در ریوداسیت های پتاسیک و پروپیلیتی شده افزایش یافته است (جدول ۲).

K⁺ و Ba: عنصر K^+ در سنگ های گرانیتی (به همراه Ba^{2+}) در ساختمان کانی های فلدسپار پتاسیک و میکاها (مخصوصاً در بیوتیت ها) شرکت می کنند (د آلباکورک، ۱۹۷۵). در نمونه های مورد مطالعه مقادیر Ba و K_2O در سنگ های پتاسیک و سربیسیتی شده افزایش چشمگیری یافته است (جدول ۲). علت این افزایش حضور کانی های بیوتیت گرمابی و سربیسیت در این سنگ ها است. به عقیده عطاپور (۲۰۰۷) در نوار ولکانوپلوتونیک مس ایران مرکزی رگه های کوچکی از باریم در مناطق دگرسانی پروپیلیتی و ژئولیتی حضور دارند (عطاپور، ۲۰۰۷).

MnO₂ و TiO₂، MgO، Fe₂O₃: در این مقاله مقدار آهن به صورت Fe_2O_3^* محاسبه شده است. مقادیر Fe_2O_3 و MgO در اکثر مناطق دگرسانی در منطقه مورد مطالعه کاهش یافته اند (جدول ۲). در این نمونه ها کانی آهن-منیزیم دار عمده به صورت بیوتیت و

کلریت ظاهر شده است. این عناصر در طول کلریتی شدن بیوتیت ها آزاد می شوند. کاهش Fe_2O_3 می تواند در اثر مهاجرت Fe^{3+} از سنگ ها به سمت شکستگی ها نیز باشد جایی که این عنصر به صورت اکسید و به نام کانی مگنتیت رسوب می کند. عنصر تیتانیوم نیز در سنگ های نسبتاً سالم معمولاً در ساختمان کانی-های بیوتیت و تیتانیت قرار می گیرد. تیتانیوم به عنوان عنصر غیر متحرک در زون پتاسیک در نظر گرفته شده است. شکسته شدن ساختمان بیوتیت و به دنبال آن خروج Ti به تشکیل تیتانیت منجر می شود که به صورت انکلوزیون در کلریت یافت می شود. همچنین به صورت اینترگرانولار در بین سایر کانی ها نیز می تواند قرار گیرد. عنصر منگنز در طی دگرسانی منطقه تغییرات محسوسی نداشته است.

P، Ni و Cu: فسفر نیز در طی دگرسانی تغییرات قابل توجهی نداشته است (جدول ۲). نیکل رفتار متغییر افزایشی-کاهشی در سنگ های منطقه نشان می دهد (جدول ۲). عنصری مانند نیکل ترجیح می دهد تا در پیروکسن و بیوتیت های اولیه بیشتر از مناطق دگرسانی گرمابی متمرکز شود. به عقیده کرر و همکاران (۱۹۸۵) در ابتدای تبلور ماگمای در حال تبلور این عنصر در کانی های مافیک از قبیل پیروکسن، ایلمنیت و مگنتیت قرار می گیرد و بنابراین در مراحل بعدی و تشکیل سیالات کانه دار و یا مناطق دگرسانی معمول نمی باشد. مس به طور کلی در همه انواع نمونه های دگرسان شده و کمتر دگرسان شده افزایش یافته است. این افزایش با حضور کانی های کالکوپیریت، کوولیت، برنیت، کوپریت، مالاکیت و آزوریت در این سنگ ها مشخص می شود. داسیت های پتاسیک با محتوای مس بیش از ۳۰۰۰ ppm (جدول ۱) پتانسیل مس را در عمق می تواند نشان دهد.

نتیجه گیری

آهن، منیزیم و استرانسیوم (دگرسانی بیوتیت، پیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز) تهی و پتاسیم و باریم (تشکیل سریسیت) غنی شده‌اند. در آندزیت‌های نیز عناصر آهن، منیزیم کاهش (دگرسانی آمفیبول و پلاژیوکلاز) و پتاسیم (تشکیل سریسیت) افزایش یافته است. دگرسانی پروپیلیتی در گرانودیوریت‌ها، ریوداسیت‌ها و داسیت‌های منطقه با حضور اندک کربنات و فراوانی اپیدوت قابل مشاهده است. در مراحل بعدی، در طول دگرسانی آرژلیک عناصر قلیایی شستشو یافته و کانی‌های رسی (کائولینیت و ایلیت) در گرانودیوریت‌ها و ریوداسیت‌ها تشکیل شده است. همچنین در مطالعه تغییرات جرم، شاهد افزایش قابل توجه عنصر Cu در طی انواع دگرسانی‌ها هستیم که با توجه به آثار کانی‌زایی که در منطقه دیده می‌شود، احتمالاً می‌توان کانی‌زایی را مرتبط با دگرسانی تصور نمود.

مطالعات نشان می‌دهد در کانسار مس پورفیری ظفرقند، استوک گرانودیوریت در بین سنگ‌های آتشفشانی (ریوداسیت، داسیت، آندزیت) نفوذ کرده‌اند. داده‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی حاکی از آن است که سنگ‌های منطقه تحت تأثیر دگرسانی‌های پتاسیک، فیلیک، آرژلیک و پروپیلیتی قرار گرفته‌اند. در اثر متاسوماتیم قلیایی در ریوداسیت‌های پتاسیک عناصر آهن، منیزیم و باریم تهی‌شدگی (دگرسانی آمفیبول و پلاژیوکلاز) و عناصر آلومینیوم، پتاسیم و استرانسیوم غنی‌شدگی (تشکیل بیوتیت و فلدسپات پتاسیک) نشان می‌دهند. در داسیت‌های پتاسیک نیز عناصر سدیم، کلسیم، منیزیم و استرانسیوم کاهش و پتاسیم و باریم افزایش یافته‌اند. به دنبال آن در طول دگرسانی فیلیک در گرانودیوریت‌ها عناصر آلومینیوم،

منابع

کارشناسی‌ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، سمنان، ایران.
 -گوانجی، ن، ۱۳۸۹. بررسی مکانیسم جایگزینی توده گرانیوتییدی جنوب ظفرقند (اردستان) به وسیله روش AMS. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، سمنان، ایران.
 -نصر اصفهانی، ع، ۱۳۸۸. پترولوژی و کانی‌شناسی نفوذی گرانیوتییدی جنوب ظفرقند (اردستان)، سومین همایش تخصصی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، اصفهان.
 -یگانه فر، ه، ۱۳۸۶. ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی جنوب اردستان، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران.

-امین‌الرعایایی یمینی، م، طوطی، ف، احمدیان، ج. و امین‌الرعایایی یمینی، م، ر، ۱۳۹۴. اختلاط ماگمایی عامل اصلی تجمع مس در کانسار مس پورفیری ظفرقند، هفتمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه دامغان، ایران.
 -صادقیان، م. و قفاری، م، ۱۳۹۰. پتروژنز توده گرانیوتییدی ظفرقند (جنوب شرق اردستان)، پترولوژی، سال دوم، شماره ۶، ص ۴۷-۷۰.
 -عطاپور، ح، ۱۳۸۸. تحولات ژئوشیمیایی و فلززایی سنگ‌های آذرین پتاسیک کمر بند آتشفشان - نفوذی استان کرمان با نگرشی بر عناصر خاص، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران.
 -قفاری، م، ۱۳۸۹. پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیوتییدی جنوب ظفرقند (اردستان) پایان‌نامه

- Afshooni, S.Z., Mirnejad, H., Esmaily, D. and AsadiHaroni, H., 2013. Mineral chemistry of hydrothermal biotite from the Kahang porphyry copper deposit (NE Isfahan), Central Province of Iran: *Ore Geology Reviewer*, v. 54, p. 214–232.
- Ayati, F., Yavuz, F., Noghreyan, M., AsadiHaroni, H. and Yavuz, R., 2008. Chemical characteristics and composition of hydrothermal biotite from the Dalli porphyry copper prospect, Arak, central province of Iran: *Mineralogy and Petrology*, v. 94, p. 107–122.
- Carten, R., 1986. Sodium-Calcium metasomatism chemical, temporal and spatial relationship at the Yerington, Nevada, Porphyry Copper Deposit: *Economic Geology*, v. 81, p. 1495-1519.
- Chiu, H. Y., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Katib, M. M. and Izuka, Y., 2013. Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny: *Lithos*, v. 162–163, p. 70–87.
- Crerar, D. A., Wood, S. A., Brantley, S. and Bocarsly, A., 1985. Chemical controls on the solubility of ore forming minerals in hydrothermal solutions: *Canadian Mineralogist*, v. 23, p. 333–352.
- de Albuquerque, C.A.R., 1975. Partition of trace elements of co-existing biotite, muscovite and potassium feldspar of granitic rocks, northern Portugal: *Chemical Geology*, v. 16, p. 89–108.
- Donalson, C.H. and Henderson, C.M.B., 1988. A new interpretation of round embayments in quartz crystals: *Mineralogy Magazine*, v. 52, p. 27-33.
- Drake, H., Tullborg, E.L. and Annersten, H., 2008. Red-staining of the wall rock and its influence on the reducing capacity around water conducting fractures: *Applied Geochemistry*, v. 23, p. 1898–1920.
- Fedro, C. M., Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance: *Geology*, v. 23, p. 921-924.
- Fisher, R.V. and Schmincke, H.U., 1984. *Pyroclastic rocks*: Springer-Verlag, Berlin, 472 p.
- Forster, H., 1978. Mesozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran: *Journal of the Geological Society*, v. 135, p. 443-445.
- Grant, J. A., 2005. Isocon analysis: A brief review of the method and applications: *Physics and Chemistry of the Earth*, v. 30, p. 997-1004.
- Grant, J. A., 1986. The isocon diagram- a simple solution to Gresens equation for metasomatic alteration: *Economic Geology*, v. 81, p. 1976- 1982.
- Grauch, R.I., 1989. Rare earth elements in metamorphic rocks, In: B.R., Lipin, G.A., McKay (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements: Rev. Miner*, v. 21, p. 147- 167.
- Green, P. E., 1980. On the cause of the shortening of spontaneous fission tracks in certain minerals: *Nuclear Tracks*, v. 4, p. 91-100
- Haschke, M., Ahmadian, J. and McDonald, I., 2010. Copper mineralization prevented by arc-root delamination during Alpine-Himalayan collision in central Iran: *Economic Geology*, v. 105, p. 855-865.
- Hezarkhani, A., 2006a. Hydrothermal evolution of the Sar-Cheshmeh porphyry Cu–Mo deposit, Iran: evidence from fluid inclusion: *Journal of Asian Earth Science*, v. 28, p. 409–422.

- Hezarkhani, A. and Williams-Jones, A.E., 1998. Controls of alteration and mineralization in the Sungun porphyry copper deposit, Iran: evidence from fluid inclusion and stable isotopes: *Economic Geology*, v. 93, p. 651-670.
- Leitch, C. H. B. and Lentz, D. R., 1994. The Gresens approach to mass balance constraints of alteration systems: Methods, pitfalls, examples, in alteration processes associated with ore forming systems: Edited by D. R. Lentz: Geological Association of Canada: Short Course Notes, v. 11, p. 11-192.
- Putnis, A., Hinrichs, R., Putnis, C.V., Golla-Schindler, U. and Gollins, L.G., 2007. Hematite in porous red-clouded feldspars: Evidence of large-scale crustal fluid-rock interaction: *Lithos*, v. 95, p. 10-18.
- Riverin, G. and Hodgson, J., 1980. Wall-rock alteration at the millenbach Cu-Zn mine, Noranda, Quebec: *Economic Geology*, v. 75, p. 424-444.
- Shahabpour, J., 1999. The role of deep structures in the distribution of some major ore deposits in Iran, NE of Zagros thrust zone: *Journal of geodynamics*, v. 28, p. 237-250.
- Wilkinson, J. J., 2001. Fluid inclusion in hydrothermal ore deposit: *Lithos*, v. 55, p. 229-272.