



شیمی کانی‌های کردیریت، اسپینل و آندالوزیت در توده گرانیتوئیدی کلاه‌قازی (جنوب - جنوب شرق اصفهان)

افسانه صفری میرقلعه*^۱، محمود خلیلی^۲، مهین منصوری اصفهانی^۳، خدیجه خلیلی^۴

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۲- استاد ژئوشیمی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۳- استادیار پترولوژی، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران

۴- مربی پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور بروجن، بروجن، ایران

* عهده‌دار مکاتبات: afsanehsafari67@yahoo.com

دریافت مقاله: ۱۳۹۱/۸/۸، پذیرش مقاله: ۱۳۹۱/۱۱/۲۵

چکیده

توده نفوذی گرانیتوئید کلاه‌قازی، در پهنه سندانج- سیرجان قرار دارد و دارای کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیمی، بیوتیت و کانی‌های فرعی مانند تورمالین، کردیریت، آندالوزیت، سیلیمانیت، کیانیت، اسپینل و گارنت است. براساس تجزیه ریزکاو، کردیریت‌های این منطقه از نوع دگرگونی دما بالا و فشار پایین و تشکیل آن در ارتباط با آناتکسی خاستگاه پلیتی و به خرج بیوتیت‌هاست. اسپینل‌ها از نوع هرسنیت بوده و بر اثر دگرگونی رسوبات غنی از آهن تشکیل شده‌اند. در حاشیه کانی‌های آندالوزیت و کردیریت، بافت در هم‌رشدی اسپینل به شکل سیمپلکتیت به وجود آمده که تشکیل آن را می‌توان به واکنش بین بلورهای آندالوزیت و بیوتیت‌های اطراف آن، که نشانگر عدم تعادل در پی افت فشار ناشی از حرکات زمین‌ساختی است، نسبت داد. تبلور آندالوزیت‌های موجود در منطقه کلاه‌قازی، ناشی از به ارث رسیدن A/CNK از سنگ‌های پلیتی میزبان است.

واژه‌های کلیدی: کانی - شیمی، کردیریت، اسپینل، آندالوزیت، کلاه‌قازی

۱- مقدمه

بردارد. ماگمای این توده گرانیتوئیدی از نوع S و دارای ماهیت کلسیمی - قلیایی است. طباطبائی‌منش، (۱۳۷۳) و خلیلی، (۱۳۸۱) بر این باورند که این توده حاصل ذوب‌بخشی رسوبات غنی از آلومینیم پوسته بالایی است. در این تحقیق سعی شده است سنگ‌زایی توده گرانیتوئیدی کلاه‌قازی براساس داده‌های تجزیه کانی‌های فرعی با ریزکاو الکترونی مانند کردیریت، اسپینل و آندالوزیت، مطالعه و بررسی گردد.

۲- زمین‌شناسی منطقه

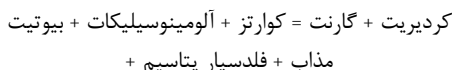
گرانیتوئید کلاه‌قازی در انتهای جنوب ارتفاعات کلاه‌قازی، در ۲۰ کیلومتری جنوب - جنوب شرق اصفهان و در پهنه سندانج - سیرجان قرار دارد و گرانودیوریت کلاه‌قازی نامیده شده است (شکل ۱). کنگلومرای قاعده‌ای بارمین - آپسین (Zahedi, 1976)، توده گرانودیوریت را به صورت ناپیوستگی آذرین‌پی می‌پوشاند و قطعات فراوانی از این سنگ‌ها را در بردارد. این توده به درون شیل‌های ژوراسیک نفوذ کرده و منجر به تشکیل هاله دگرگونی همبری شده است. بر این اساس سن گرانودیوریت کلاه‌قازی را می‌توان به ژوراسیک پسین نسبت داد (درویش‌زاده، ۱۳۷۰).

گرانیت‌ها افزون بر آنکه سازنده اصلی پوسته بالایی قاره‌ای هستند، به لحاظ دارا بودن کانی‌های فرعی متنوع، از اهمیت ویژه‌ای برخوردارند. با بررسی کانی‌شناختی این گروه از کانی‌ها، می‌توان به طبیعت ماگمای مولد و محیط زمین‌ساختی ماگمایی این سنگ‌ها پی برد. محاسبات و مدل‌سازی ترمودینامیکی که بر پایه تجزیه شیمیایی کانی‌ها به‌وسیله ریزکاو الکترونی صورت می‌گیرد، به درک بهتر شرایط دما و فشار حاکم بر سنگ‌ها در خلال فرایندهای زمین‌شناسی کمک می‌کند.

از داده‌های شیمی - کانی‌شناختی بعضی از کانی‌ها، به‌ویژه کانی‌های فرعی مانند: اسپینل، تورمالین، سیلیمانیت، آندالوزیت، کردیریت و گارنت می‌توان سنگ‌زایی ماگمای گرانیتی را مورد تفسیر قرار داد و شرایط حاکم در تشکیل و تبلور ماگمای گرانیتی را بیان کرد (Barbarin, 1999).

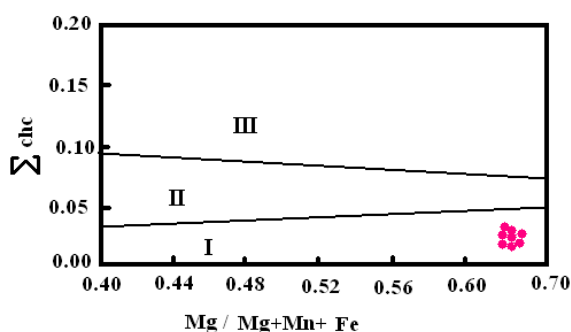
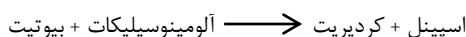
گرانیتوئید کلاه‌قازی شامل توده‌های مجزا از هم است و از نظر سنگ‌شناختی به‌ترتیب فراوانی شامل مونزوگرانیت، گرانودیوریت و سینوگرانیت است که کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیمی، بیوتیت، تورمالین، کردیریت، آندالوزیت، سیلیمانیت، کیانیت، اسپینل و گارنت را در

به‌عنوان کانی فرعی در گرانیته‌ها و ریولیت‌ها ظاهر می‌شود که می‌تواند به خاستگاه نهشته‌های آلومینیم‌دار اشاره داشته باشد. همچنین، کانی معمول و متداول میگماتیت‌های آناتکسی است. کردیریت معمولاً توسط لوکوسوم جایی که با گارنت همراه است، محصور می‌شود. این کانی از ذوب نامتجانس بیوتیت براساس واکنش زیر حاصل می‌شود:

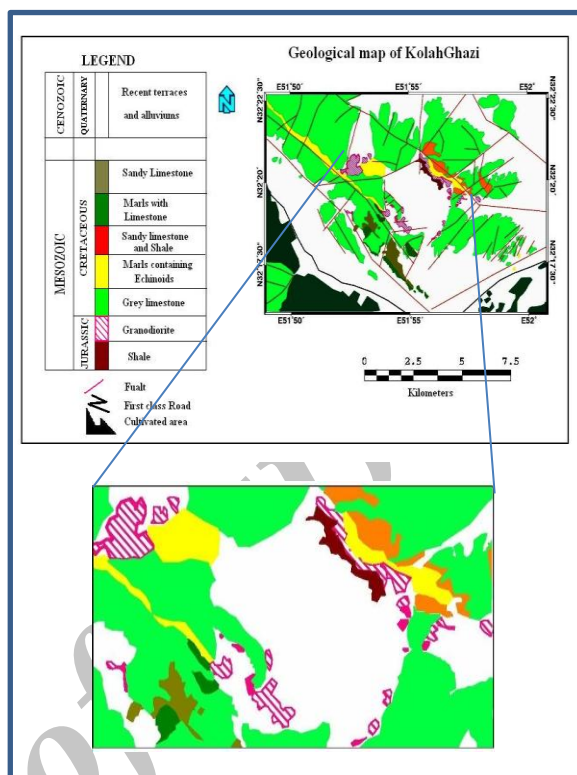


برای تقسیم‌بندی انواع کردیریت از نمودار $M = \text{Mg} / \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}$ نسبت به $\sum \text{chc} (\text{Na} + \text{K})$ استفاده می‌شود (Pereira, 1994). همه کردیریت‌های تیپ I دارای خاستگاه دگرگونی نیستند. کردیریت‌های تیپ II و III به منشأ ماگمایی اشاره دارد و تفاوت مهم آنها نوع زون‌بندی است.

در برخی موارد، بلورهای کردیریت نسبت به کانی‌های توده گرانیته‌های منطقه مورد مطالعه دارای ابعاد درشت‌تری هستند. حضور کردیریت در گرانیته‌های کردیریت‌دار، گاهی می‌تواند محصول هضم سنگ میزبان توسط ماگمای گرانیته‌ای باشد (Ugidos and Recio, 1993). در مقیاس میکروسکوپی، بلورهای کردیریت از انواع شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند و حاوی میانبارهایی از بیوتیت هستند و بافت پوی کلیتیک جالبی را به نمایش می‌گذارند. در اغلب موارد، بلورهای کردیریت به علت نفوذ سیالات گرمایی به پهنیت تبدیل شده‌اند. کردیریت‌های موجود در گرانیته‌های منطقه کلاه‌قازی با توجه به دسته‌بندی که انجام پذیرفته است، جزو کردیریت‌های با منشأ دگرگونی هستند (شکل ۲) و به‌صورت بیگانه‌بلور دیده می‌شوند. این بیگانه‌بلورها معمولاً ناپایدار شده و به مجموعه پهنیت (کلریت و مسکوویت ریزدانه) تبدیل شده‌اند. ذوب‌بخشی شیل‌ها و رسوبات آواری منطقه باعث تشکیل رستیت‌های غنی از مواد آلومین شده و می‌تواند به عنوان سنگ مرتبط با منشأ این بیگانه‌بلورها در نظر گرفته شود. نبود زون بندی در کردیریت‌های موجود در گرانیته‌ها و نیز ناپایداری آنها و پهنیتی شدن این کردیریت‌ها خود نشانگر منشأ دگرگونی این کردیریت‌هاست. با توجه به این که در گرانیته‌های منطقه مورد مطالعه، کانی‌های کردیریت، اسپینل و آلومینوسیلیکات‌ها حضور دارند، می‌توان تشکیل کردیریت‌های این منطقه را به آناتکسی سنگ منشأ پلیتی به خرج بیوتیت‌ها (شکل ۳ الف و ب) و براساس واکنش زیر در نظر گرفت:



شکل ۲- موقعیت کردیریت‌های کلاه‌قازی در نمودار $\text{Mg} / \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}$ نسبت به $\sum \text{chc}$



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه کلاه‌قازی بخشی از نقشه ۱:۲۵۰۰۰ چهارگوش اصفهان، (Zahedi, 1976)

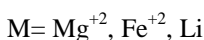
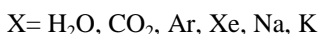
۳- روش مطالعه

به منظور مطالعه کانی‌های فرعی توده‌ی گرانیته‌ی کلاه‌قازی، پس از نمونه‌برداری صحرائی و تهیه مقاطع نازک، با استفاده از میکروسکوپ دو چشمی پلاریزان روابط کانی‌شناختی مورد بررسی قرار گرفت. تجزیه ریزکاو بر روی ۸ کانی کردیریت و اسپینل توسط دستگاه Cameca SX50 در دانشگاه اوکلاهای آمریکا صورت گرفت که نتایج آنها در جدول ۱ و ۲ آورده شده است.

۴- شیمی کانی‌های فرعی توده مورد مطالعه

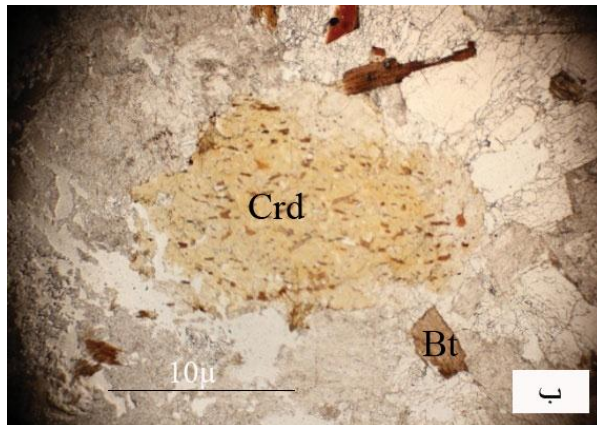
۴-۱- کردیریت

کردیریت به فرمول شیمیایی $(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_2\text{Al}_3 [\text{Si}]_5\text{AlO}_{18}$ جزو سیکلوسیلیکات‌ها با فرمول عمومی $\text{X}_{0.1}\text{M}_2\text{T}_9\text{O}_{18}$ است.

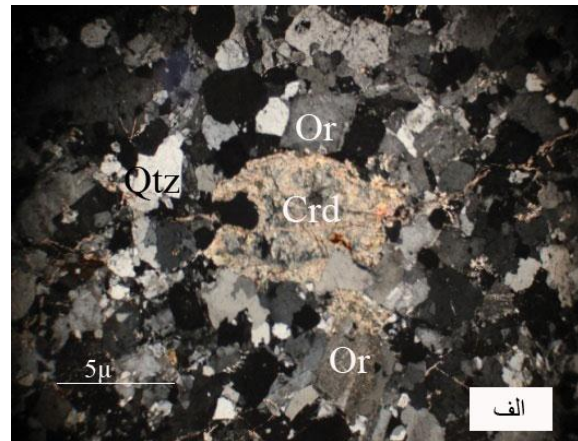


مقدار Be^{+2} نیز می‌تواند در مکان T قرار بگیرد.

کردیریت کانی فشار پایین و دما بالا در گرانیته‌های سالدوس در ماگمای فلسیمی پر آلومین و نیز به‌عنوان یک فاز ساب سالدوس دگرگونی در سنگ‌های پلیتی شناخته می‌شود (Clarke, 1995). کردیریت معمولاً



شکل ۳-ب- بلورهای کردیریت که به پینیت تبدیل شده‌اند در نور PPL

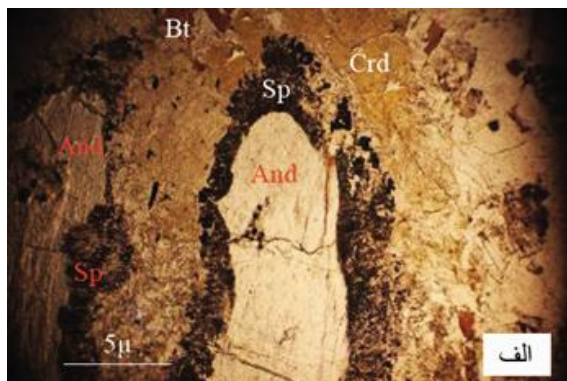


شکل ۳-الف- کردیریت درشت‌دانه در گرانیتوئیدها در نور XPL

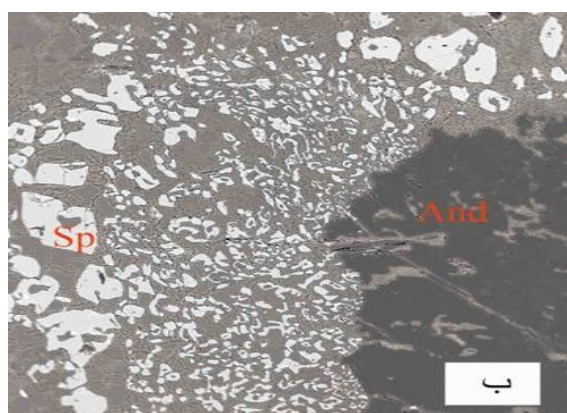
جدول ۱- نتایج تجزیه ریزکاو کردیریت‌های گرانیتوئید منطقه کلاه‌قازی

sample	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	47.85	47.52	48.00	48.26	48.47	47.59	48.13	48.16
TiO ₂	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	33.10	32.86	32.99	32.25	32.94	32.98	32.62	32.52
FeO	7.71	7.83	7.73	7.66	7.74	7.77	7.70	7.73
MnO	0.25	0.25	0.27	0.26	0.26	0.25	0.27	0.26
MgO	9.04	8.88	8.92	9.08	8.79	8.96	9.00	8.92
CaO	0.04	0.14	0.04	0.02	0.03	0.09	0.00	0.04
Na ₂ O	0.07	0.07	0.07	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08
K ₂ O	0.13	0.17	0.06	0.06	0.07	0.15	0.06	0.10
TOTAL	98.19	97.72	98.09	97.67	98.38	97.86	97.85	97.79
structural formula based on 18 Oxygens								
Si	4.935	4.931	4.952	4.997	4.982	4.928	4.976	4.984
Ti	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	4.023	4.019	4.011	3.936	3.990	4.025	3.974	3.966
Fe(ii)	0.665	0.679	0.667	0.663	0.665	0.673	0.665	0.668
Mn	0.022	0.022	0.024	0.023	0.023	0.022	0.023	0.022
Mg	1.390	1.374	1.372	1.402	1.347	1.383	1.387	1.375
Ca	0.004	0.016	0.004	0.002	0.003	0.010	0.000	0.004
Na	0.014	0.014	0.014	0.016	0.016	0.014	0.015	0.015
K	0.017	0.023	0.008	0.008	0.009	0.020	0.008	0.013
TOTAL	11.070	11.078	11.053	11.047	11.035	11.076	11.048	11.048
? Chc	0.030	0.030	0.020	0.030	0.030	0.030	0.030	0.030
M	0.669	0.662	0.665	0.674	0.660	0.665	0.668	0.666

۴-۳- اسپینل

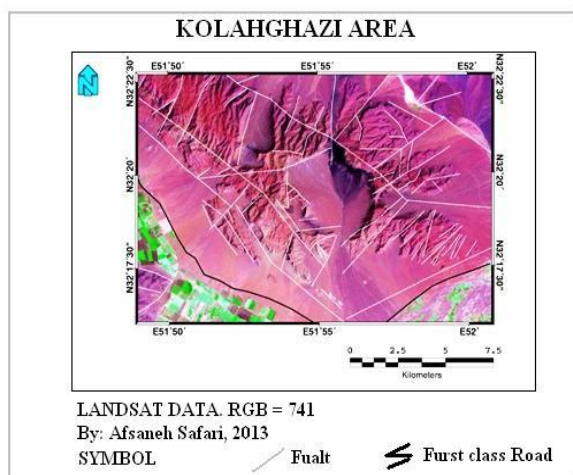


شکل ۴-الف- حضور سیمپلکتیت اسپینل (Sp) کردیریت (Crd) در حاشیه اندالوزیت (And) و بیوتیت (Bt) در نور ppl



شکل ۴-ب- تصویر ریزکاو از اسپینل‌های تحلیل‌رفته و وجود بافت حلقوی در آنها

منطقه مورد مطالعه بعد از تشکیل توده نفوذی کلاه‌قازی، تحت تأثیر حرکت‌های زمین‌ساختی مانند گسل خوردگی همراه با فرسایش لایه‌های بالایی، دچار افت فشار شده است. این شرایط، تشکیل بافت سیمپلکتیت را فراهم کرده است (Vernon, 2004) (شکل ۵). هورست و گرابن‌های متعدد این منطقه، دلیل بارزی بر تأثیر حرکت‌های زمین‌ساختی این منطقه در زمان و یا بعد از تشکیل توده گرانیتوئیدی است.



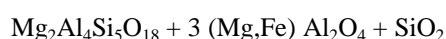
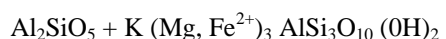
شکل ۵- گسل‌های منطقه کلاه‌قازی بر روی تصاویر ماهواره‌ای که بیانگر کاهش فشار در منطقه است

اسپینل به فرمول عمومی $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Fe}^{3+}, \text{Ti}, \text{Cr}, \text{Al})_2\text{O}_4$ به عنوان کانی فرعی سنگ‌های آذرین مافیک است و نیز از جمله کانی‌های دما بالا در سنگ‌های آهکی و رسی (دگرگونی همبری) می‌باشند که براساس فراوانی یون‌های Al ، Fe و Cr به سه سری آلومینیم‌دار، کروم‌دار، آهن‌دار و نیز براساس آرایش کاتیون‌ها و ساختار به دو دسته اسپینل‌های نرمال و غیرنرمال تقسیم می‌شوند. اسپینل‌های سری آلومینیم‌دار در شمار اسپینل‌های نرمال و دو گروه دیگر در دسته اسپینل‌های غیرنرمال قرار می‌گیرند. اسپینل از نوع هرسینیت دارای فرمول ساختاری $\text{Fe}^{2+}\text{Al}_2\text{O}_4$ و به رنگ سبز تیره است که عناصر مورد نیاز تشکیل آن (Mg و Fe ، Al)، از کانی‌های مجاور آن تأمین می‌شود (Deer et al., 1991).

مگنتیت در همه سنگ‌ها وجود داشته و تأمین‌کننده آهن فریک است. این کانی در سنگ‌های قلیایی و کلسیمی-قلیایی که میزان Fe^{3+} زیاد است، می‌تواند به صورت بلورهای هشت‌وجهی و، در ابتدای تفریق متبلور شود (نصرافهانی، ۱۳۹۰).

با توجه به وجود عناصر Al ، Fe و Cr در ترکیب اسپینل، حضور آن در کنار آلومینوسیلیکات‌ها که دارای مقادیر زیادی Al هستند و نیز آزاد شدن Fe و Mg از بیوتیت‌ها، شرایط را برای تبلور اسپینل فراهم می‌کند (Williamson et al., 2000).

مطالعه سنگ‌نگاری و مشاهدات میکروسکوپی، نشان می‌دهد که بلورهای اندالوزیت در سنگ‌های گرانیتوئیدی کلاه‌قازی (مونوزوگرانیت و گرانودیوریت) حضور دارد و در حاشیه اندالوزیت‌ها، سیمپلکتیت اسپینل-کردیریت رشد کرده است. ایجاد بافت سیمپلکتیت در این سنگ‌ها نتیجه تحلیل بلورهای اندالوزیت در مجاورت بیوتیت‌های گرانیتوئیدهاست (Johnson et al., 2004) (شکل ۴-الف). ابعاد دانه‌های اسپینل به شکل سیمپلکتیت، در فاصله دورتر از حاشیه اندالوزیت‌ها درشت‌تر می‌شود. اسپینل‌ها به رنگ سبز و براساس نتایج تجزیه ریزکاو، از نوع هرسینیت و دارای Fe و Mg هستند که بر اثر دگرگونی رسوبات غنی از آهن تشکیل شده‌اند (جدول ۲). تصویر ریزکاو (شکل ۴-ب)، اسپینل‌ها را به صورت تحلیل‌رفته، نمایش می‌دهد که در آنها بافت حلقوی به وجود آمده و بیانگر این واقعیت است که ابتدا اسپینل‌ها تشکیل شده و سپس مسکوویت به خرج آنها تشکیل شده است. براساس نظر Greya et al., (2003) تشکیل اسپینل در سنگ‌های متاپلیتی به دمایی بیش از ۷۲۰ درجه سانتی‌گراد نیاز دارد. رشد اسپینل در نزدیکی بیوتیت و اندالوزیت و در شرایط دما بالا، میزان پایین SiO_2 ، و نیز رسوبات متاآرژیلیتی غنی از Fe ، امکان‌پذیر است. تشکیل اسپینل در سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه کلاه‌قازی احتمالاً براساس واکنش زیر صورت گرفته است:



کوارتز + اسپینل + کردیریت \longrightarrow بیوتیت + اندالوزیت

جدول ۲- نتایج تجزیه ریز کاو اسپینل‌های منطقه کلاه‌قازی

sample	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	0.01	0.03	0.02	0.03	0.04	0.02	0.03	0.03
TiO ₂	0.02	0.01	0.06	0.03	0.04	0.02	0.05	0.03
Al ₂ O ₃	60.47	60.36	60.00	60.21	60.04	60.42	60.11	60.26
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	34.45	34.50	34.54	34.69	34.64	34.48	34.62	34.55
MnO	0.48	0.49	0.50	0.48	0.42	0.49	0.49	0.45
MgO	4.38	4.32	4.37	4.28	4.22	4.35	4.32	4.30
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZnO	0.51	0.52	0.47	0.59	0.51	0.52	0.53	0.51
TOTAL	100.32	100.23	99.96	100.31	99.91	100.28	100.13	100.12
Structural formula based on 32 Oxygen								
Si	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Ti	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Al	15.92	15.92	15.87	15.88	15.90	15.92	15.88	15.91
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe(iii)	0.07	0.07	0.10	0.10	0.07	0.07	0.10	0.07
Fe(ii)	6.37	6.39	6.38	6.40	6.44	6.38	6.39	6.40
Mn	0.09	0.09	0.10	0.09	0.08	0.09	0.09	0.09
Mg	1.46	1.44	1.46	1.43	1.41	1.45	1.44	1.44
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Zn	0.08	0.09	0.08	0.10	0.09	0.09	0.09	0.08
TOTAL	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00	24.00
Fe/Fe+Mg	0.82		T/S	1.00		Cr/Cr+Al	0.00	

۴-۳- آندالوزیت

در طی واکنش‌های آب‌زدا تشکیل می‌شود (Holdaway, 1971).

آندالوزیت در گرانودیوریت کلاه‌قازی، به‌عنوان کانی فرعی است که در نمونه‌های دستی به صورت نیمه‌شکل‌دار و به‌شکل کشیده به طول حداکثر ۷ سانتی‌متر و عرض ۱ سانتی‌متر، و نیز در مشاهدات میکروسکوپی به صورت بلورهای کشیده با حاشیه‌های سیاه مشاهده می‌شود. این کانی بیشتر در موزوگرانیت‌ها و گرانودیوریت‌های کلاه‌قازی مشاهده می‌شود که عموماً در اثر دگرسانی به سریسیت تبدیل شده‌اند.

با توجه به طبیعت S توده گرانیتوئیدی کلاه‌قازی (طباطبائی‌منش، ۱۳۷۳) و (خلیلی، ۱۳۸۱)، سنگ‌های پلیتی منطقه کلاه‌قازی را می‌توان به عنوان خاستگاه آندالوزیت‌های کلاه‌قازی تصور کرد.

۵- بحث و بررسی

چگونگی تشکیل کردیریت در سنگ‌های آذرین فلسیمی از جمله مسائل مورد بحث سنگ‌شناسی است و از آنجا که کردیریت می‌تواند به هر

آندالوزیت با فرمول شیمیایی Al_2SiO_5 یکی از چندریخت‌های آلومینوسیلیکاتی بدون آب است، که اغلب در شرایط دگرگونی دما بالا و فشار پایین به‌وجود می‌آید. این کانی می‌تواند به‌صورت ماگمایی نیز متبلور شود. آندالوزیت در سنگ‌های دگرگونی و در سنگ‌های آذرین با ظاهری کاملاً متفاوت دیده می‌شود. در سنگ‌های دگرگونی، بلورهای آندالوزیت با رنگ خاکستری مایل به سیاه در جهت شیست‌وارگی سنگ با جهت‌یافتگی ترجیحی که از ویژگی‌های متداول آندالوزیت‌های سنگ‌های پلیتی است، مشاهده می‌شود.

بلورهای آندالوزیت در طی واکنش‌های دگرگونی، تبلور از ماگما و یا طی فرایندهای متاسوماتیک تشکیل می‌شوند که هر کدام ویژگی‌های بارز خود را دارند (Mysen and Acton, 1999).

در محیط‌های دگرگونی چندریخت‌های آندالوزیت، به‌طور معمول در سنگ‌های با محتوای زیاد آلومین که در محدوده سنگ‌های پلیتی قرار دارند متبلور می‌شود. در سنگ‌های سری پلیتی، آندالوزیت با افزایش دما و به‌ویژه

۱- با منشأ دگرگونی: به صورت زینو کریست های سنگ میزبان و یا به عنوان رستیت. بر اساس نظر Pereira, (1994), کردیریت های دگرگونی دارای $Mg / Mg + Fe + Mn$ کمتر از ۰/۴۵ هستند.

۲- ماگمایی، پری تکتیک، کوتکتیک و پگماتیته: Pereira, (1994), معتقد است که کردیریت های ماگمایی دارای $Mg / Mg + Fe + Mn$ پایین هستند.

۳- متاسوماتیک: به اعتقاد Barbey et al., (1999), برای تشکیل کردیریت دو واکنش مهم وجود دارد:

الف- تلاشی بیوتیت در حضور مذاب تشکیل دهنده که کردیریت را تولید می کند.

ب- انحلال و تجزیه فلدسپار در داخل مذاب که باعث آزاد شدن آلومینیم و تشکیل کوارتز می شود. انحلال کوارتز در طی تشکیل کردیریت از بیوتیت باعث به جا ماندن کوارتزهای گرد درون بلور کردیریت می شود.

آندالوزیت و بیوتیت به ترتیب تأمین کننده Al , Fe و Mg مورد نیاز هرسینیت هستند که ضمن واکنش با یکدیگر منجر به تشکیل اسپینل می شود. از آنجا که ساختار اسپینل، فاقد Si است بنابراین وجود کانی دیگری لازم است تا Si حاصل از واکنش را درون خود جای دهد. بنابراین کردیریت $Al_2O_3 \cdot 5Al_2O_3 \cdot 2(Mg, Fe^{+2}) \cdot Si_2O_5$ کانی مناسبی در مصرف Si اضافی است. کردیریت ها در درون و در حاشیه سیمپلکتیت ها به صورت ریزدانه، پراکنده و گاه منقطع هستند که می توان واژه بافت خندقی را برای آنها به کار برد. این بافت مانند سیمپلکتیت ها، پاسخی به کاهش فشار- دما است (Barker, 1998). با ادامه واکنش بین آندالوزیت و بیوتیت های اطراف، سرانجام اسپینل نیز تشکیل می شود تا سیمپلکتیت اسپینل- کردیریت را کامل کند.

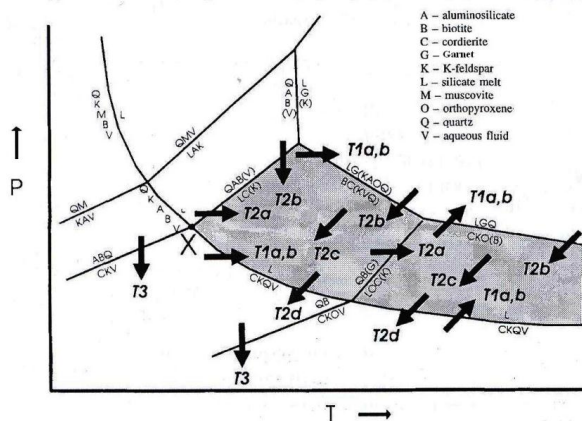
در مورد منشأ آلومینوسیلیکات ها در سنگ های ماگمایی به طور کلی دو نظریه عمده وجود دارد: (۱) تشکیل آلومینوسیلیکات ها، ناشی از آتاکسی بیگانه سنگ هایی است که باعث ورود آلومین به ماگما شده و در طی فرایندهای پایانی ماگمایی، آندالوزیت از آنها متبلور می شود. (۲) چندریختی های آلومینوسیلیکات، می توانند در مراحل انتهایی تبلور ماگما در حضور سیالات قلیایی پرآلومین در توده گرانیتی و پگماتیته ظاهر شوند. مهم ترین شرایط برای تشکیل آندالوزیت ماگمایی وجود Al_2O_3 مازاد، تمرکز آب، تحول سیالات، مقادیر بالای F, P, Li, B, Bi و سینتیک واکنش هاست. از بین این عوامل، وجود Al_2O_3 مازاد و تأثیر آب آزاد شده از مذاب که باعث خروج عناصر قلیایی و احیای آلومین در مذاب می شوند، مؤثرتر هستند (Zen, 1988).

در صورتی که ماگمای پرآلومینه، از نظر میزان درصد Al_2SiO_5 به حد اشباع برسد، شرایط ترکیبی A/CNK برای تبلور آندالوزیت در طی سه مرحله فراهم می شود: (۱) به ارث بردن میزان A/CNK از ناحیه خاستگاه پلیتی (۲) تبلور فلدسپار (۳) افزایش A/CNK توسط تحول و تکامل فاز سیال (Clarke et al., 2005).

۶- نتیجه گیری

کردیریت های موجود در گرانیتوئیدها، در واقع بقایای دیرگداز در مذاب

دو صورت دگرگونی و آذرین متبلور شود و یا کاملاً دارای منشأ متاسوماتیک باشد، تعیین خاستگاه این کانی دشوار است. شکل ۳، نواحی پایداری (P-T) کردیریت را نشان می دهد که شامل بسیاری از خطوط واکنشی مهم نیز است. کردیریت در سنگ های آذرین فلسیک می تواند از انواع ماگمایی، دگرگونی و یا متاسوماتیک باشد (شکل ۶).



شکل ۶- شکل شماتیک از نواحی پایداری P-T کردیریت (اقتباس از Clarke, 1995)

تشکیل نوع 1a, b به صورت بیگانه، نوع ۲ به صورت همجنس هستند که انواع 1a, b و 2a-c از واکنش های جامد- مذاب و نوع 2d از واکنش های جامد- مایع- بخار و نوع ۳ از واکنش های بخار- جامد به وجود می آیند. تشکیل کردیریت دگرگونی، حاصل واکنش های جامد- جامد است و شامل دو زیر مجموعه بیگانه بلور و رستیت است. تیپ 1b دگرگونی و از نوع رستیت است. به اصطلاح ساده، کانی های رستیت شامل کانی هایی هستند که در جریان ذوب بخشی به صورت دیرگداز ته نشین می شوند. پدیده ذوب بخشی به عنوان یک قاعده و قانون در تولید ماگماست و این دقیقاً مکانی است که رستیت می تواند یافت شود. گاهی بسیاری از رستیت ها بعد از حادثه ذوب بخشی در همان موقعیت باقی می ماندند و یا ممکن است توسط ماگما بالا بروند. در تیپ 1b، وضعیت کردیریت ها در سامانه آتاکسی به عنوان نتیجه ذوب بخشی، ممکن است افزایش یا کاهش یابد. در حالی که در تیپ 2a، هنگامی که هسته های نخستین کردیریت در موقعیت ذوب قرار می گیرند، در طول مراحل ذوب بخشی افزایش می یابد. هر ماگمایی که با کردیریت به عنوان یک فاز رستیت در ناحیه ای از ذوب بخشی در تعادل باشد، خود نیز از کردیریت غنی است.

پارامترهای عمده کنترل کننده تشکیل کردیریت در ماگما شامل فشار نسبی پایین، مقادیر بالای Mg, Fe و Mg/Fe^{+2} شاخص اشباع شدگی ASI (Al_2O_3 و فوگاسیته اکسیژن است) Rapela (et al., 2002). سنگ های حاوی کردیریت معمولاً دارای مقادیر بالای $\delta^{18}O > +10\%$ SMOW و $^{87}Sr/^{86}Sr > 0.7075$, $A/CNK (>1.1)$ هستند (Clarke, 1995).

(Clarke, 1995) معتقد است کردیریت ها به سه صورت در سنگ های آذرین فلسیمی یافت می شوند:

and microstructures: Second Edition Stanley Thornes (Publishers) Limited", P.264.

Clarke, D. B., 1995, "Cordierite in felsic igneous rocks-A synthesis", *Mineralogical Magazine* 59: P.311- 325.

Clarke, D.B., Dorais, M., Barbarin, B., Barker, D., Cesare, B., Clarke, G., Baghdadi, M.E., Erdmann, S., Forster, H.J., Gaeta, M., Gottsmann, B., Jamieson, R.A., Kontak, D.J., Koller, F., Gomes, C.L., London, D., Morgan, Vi, G.B., Neves, L.J.P.F., Patison, D.R.M., Pereira, A.J.S.C., Pichavant, M., Rapela, C.W., Renno, A. D., Richards, S., Roberts, M., Rottura, A., Saavedra, J., Sial, A. N., Toselli, A.J., Ugidos, J.M., Uher, P., Villaseca, C. Visona, D., Whitney, D.L., Williamson, B., and Woodrad, H. H., 2005, "Occurrence and Origin of Andalusite in Peraluminous felsic igneous rocks", *Journal of Petrology* 46(3), P. 441-472.

Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1991, "An Introduction to the rock forming minerals. 7th edition", *Longman Sciences and Technical Publication, London*, P. 528.

Greya, T.V., Uken, R., Reinhardt, J., Watkeys, M.K., Maresch, M.V. and Clarke, B.M., 2003, "Cold fingers in hot magma: Numerical modeling of country- rock diapirs in the Bushveld Complex, South Africa", *Geology* 31, P.394-404.

Holdaway, M.J., 1971, "Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagrams", *American Journal of Sciences* 271, P.98-175.

Johnson, T., Brown, M., Gibson, R. and Wing, B., 2004, "Spinle-Cordierite symplectites replacing andalusite: evidence for melt-assisted diapirism in the Bushveld Complex, South Africa", *Journal of metamorphic Geology* 22: P.529-545.

Mysen, B.O. and Acton, M., 1999, "Water in H₂O saturation magma fluid system: solubility behavior in K₂O-Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O to 2.0 GPa and 1300 °C, *Geochemistry*", *Cosmochimistry Acta* 63, P.3799-3816.

Pereira, M. D., Bea, F., 1994, "Cordierite-producing reactions in the Pena Negra Complex, Alvilva Batholith, Central Spain: The key role of cordierite in low-pressure anatexis", *Canadian Mineralogist* 32, P.763-780.

Rapela, C.W., Baldo, E.G., Pankhurst, R.J. and Saavedra, J., 2002, "Cordierite and leucogranite formation during emplacement of high peraluminous magma: the El Pilon Granite Complex (Sierras Pampeanas, Argentina)", *Journal of Petrology* 43(6), P.1003- 1028.

Ugidos, J.M. and Recio, C., 1993, "Origin of cordierite bearing granites by assimilation in the Central-Iberian Massif (CIM)", *Spain, Chemical Geology* 103(1-4), P.23-27.

Vernon, R.H., 2004, "A practical guide to rock microstructure", *Cambridge University Press, Cambridge* P.23-27.

Williamson, B.J., Spratt, J., Adams, J.T., Tindle, A. G., Stanley, C. J., 2000, "Geochemical constraints from zoned hydrothermal tourmalines on fluid evolution and Sn mineralization: an example from fault breccias at Roche, SW England", *Journal of Petrology* 41 (9), P.1433-1439.

Zahedi, M., 1976, "Explanatory text of Esfahan quadrangle map, (1:250000)", *Geological Survey of Iran Report, F8*, P.49.

Zen, E., 1988, "Phase relations of peraluminous granitic rocks and their petrogenetic implication", *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 16, P.21-52.

آناتکسی هستند که بعداً با توده مذاب گرانیتی در مراحل جایگیری و انجام همراه شده‌اند. همچنین از نظر وجود کانی‌های اسپینل و آلومینوسیلیکات در گرانیتوئیدهای منطقه، می‌توان تشکیل کردیریت‌ها را به آناتکسی سنگ منشأ پلیتی به خرج بیوتیت‌ها نسبت داد. ناپایداری کردیریت‌ها در مذاب گرانیتی، حاکی از آن است که این بلورها از مذاب گرانیتی متبلور نشده‌اند و منشأ دگرگونی دارند. کردیریت‌های منطقه کلاه قاضی در دمای ۷۱۰-۸۵۰ درجه سانتی‌گراد و در فشار حدود ۴ کیلوپا تشکیل شده‌اند. حضور اسپینل از نوع هرسینیت در مجاورت کانی‌های کردیریت و آندالوزیت به صورت بافت سیمپلکتیت، بیانگر دمای بیش از ۷۲۰ درجه سانتی‌گراد است. رشد اسپینل در کنار آندالوزیت به شرایط دمای بالا، میزان پایین SiO₂، و رسوبات متا-آرژیلیتی غنی از Fe اشاره دارد. عامل اصلی تشکیل سیمپلکتیت اسپینل-کردیریت در منطقه کلاه‌قاضی، مربوط به افت فشار در دمای ثابت است. این افت فشار به احتمال زیاد ناشی از حرکت‌های زمین‌ساختی به همراه فرسایش لایه‌های بالایی است که توده نفوذی مورد بحث را تحت تأثیر قرار داده است. زمانی که ماگمای پرآلومینه از نظر میزان درصد Al₂SiO₅ به حد اشباع برسد، شرایط ترکیبی A/CNK برای تبلور آندالوزیت در طی سه مرحله فراهم می‌شود: (۱) به ارب بردن میزان A/CNK از ناحیه خاستگاه پلیتی (۲) تبلور فلدسپار (۳) افزایش A/CNK توسط تحول و تکامل فاز سیال، که با توجه به سنگ منشأ پلیتی کلاه‌قاضی، به ارب بردن میزان A/CNK از سنگ‌های پلیتی دیواره منجر به تشکیل آندالوزیت‌های موجود در این گرانیتوئید شده است.

مراجع

- خلیلی، خ.، ۱۳۸۱، "منشأ گرانیت‌های کلاه‌قاضی و آنکلاوهای آن (جنوب-جنوب شرق اصفهان)" پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۲۰ صفحه.
- درویش‌زاده، ع.، ۱۳۷۰، "زمین‌شناسی ایران" چاپ مؤسسه انتشارات امیرکبیر، ۹۰۱ صفحه.
- طباطبائی‌منش، م.، ۱۳۷۳، "بررسی زمین‌شناسی و پترولوژی توده‌های نفوذی کلاه‌قاضی (جنوب-جنوب شرق اصفهان)" پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۷۴ صفحه.
- نصراصفهانی، ع. احمدی، م.، ۱۳۹۰، "کانی‌های سنگ‌ساز آذرین و دگرگونی" انتشارات دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان (اصفهان)، ۳۹۲ صفحه.
- Barbarin, B., 1999**, "Review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments", *Lithos* 46: P.605-626.
- Barbey, P., Marignac, C., Montel, J. M., Macaudiere, J., Gasquet, D., Jabbori, J., 1999**, "Cordierite growth textures and the conditions of genesis and emplacement of crustal granitic magmas: the Velay Granite Complex (Massif Central, France)", *Journal of Petrology* 40: P.1425-1441.
- Barker, A.J., 1998**, "Introduction to metamorphic textures