

پترولوزی و ژئوشیمی توده نفوذی اوج پلنگ (شمال خاور کاشمر)

داریوش اسماعیلی^{*} محمد رضا رازقی

دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران
^{*} مسئول مکاتبات- آدرس الکترونیکی: esmaili@khayam.ut.ac.ir
 دریافت: ۸۶/۸/۲۸؛ پذیرش: ۸۷/۲/۲۸

چکیده

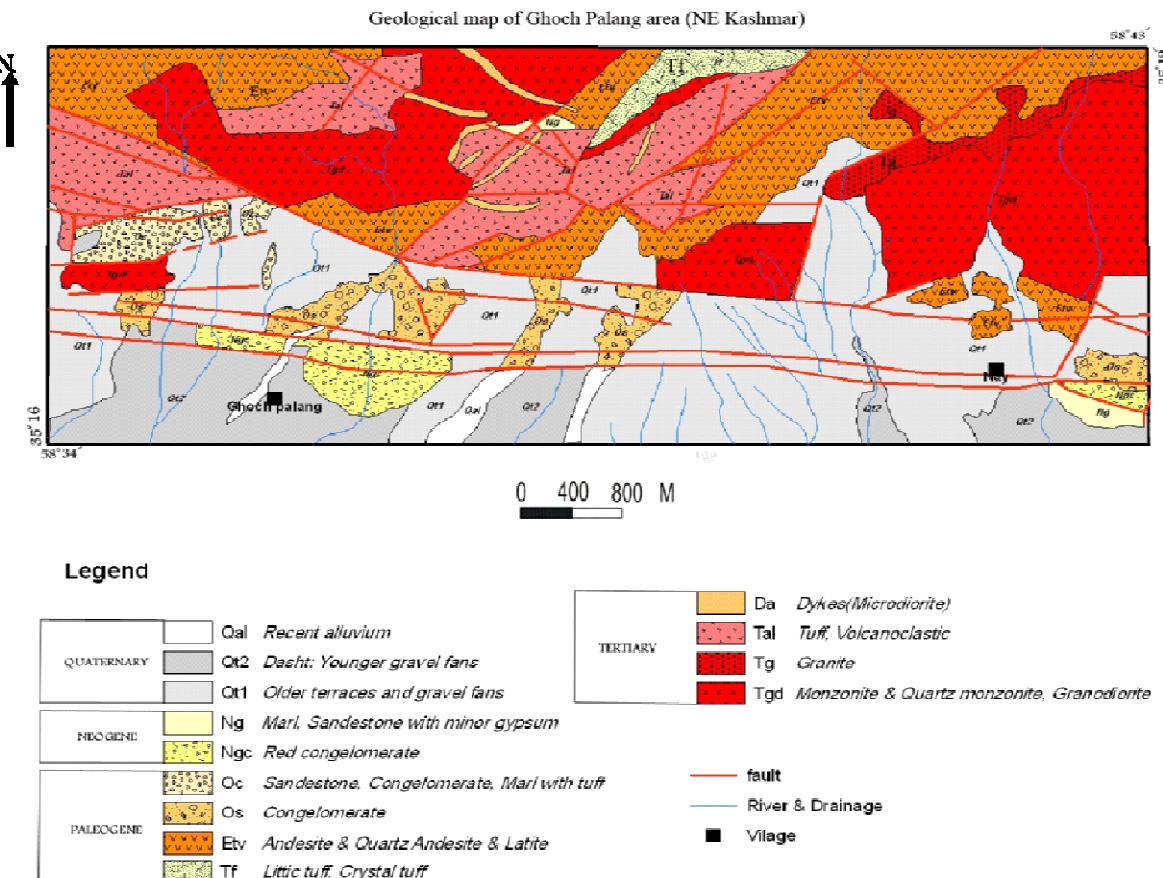
توده نفوذی اوج پلنگ با سن ترشیری در شمال خاور شهرستان کاشمر قرار گرفته و از لحاظ تکتونیکی بخشی از خاور ایران مرکزی محسوب می‌شود. این توده نفوذی سنگ‌های آتشفسانی اوسن را قطع نموده و بر اساس مطالعات صحرائی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی دارای ترکیبی حداوسط و شامل مونزونیت، کوارتز-مونزونیت، گرانوپوریت و به میزان کمتر گرانیت می‌باشد. بافت غالب آنها گرانولار و پرفیروئیدی با دانه بندی متوسط بوده و گهگاهی بافت میرمیکیتی از خود نشان می‌دهند. طیف تغیرات SiO_2 در نمونه‌های مورد مطالعه نسبتاً کوتاه و از ۶۲ تا ۷۰ درصد متغیر بوده و در نمودارهای هارکر با تغیرات اکسیدهای Al_2O_3 , P_2O_5 , CaO , MgO , Fe_2O_3 و عناصر V , Y , Zr , U و K_2O رابطه منفی و با تغیرات Yb , Th , Nd , Pb , Ni , Co و Cs رابطه مثبت و در مقابل Na_2O و عناصر Rb و Ba روند خاصی را نشان نمی‌دهند. تغییرات منظم در نمودارهای هارکر را می‌توان با تفربیق بلورین و پراکندگی‌ها با آلایش ماقمای در ارتباط دانست. ماقمای تشکیل دهنده این توده گرانیت‌وئیدی از نوع کالک‌آلکالن و غنی از پتاسیم است و از نظر درجه اشباع از آلومینیم در محدوده متألومنین تا کمی پرآلومین قرار می‌گیرد که ایده آل گرانیت‌های نوع I می‌باشد. همچنین تهی شدگی نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر Nb , Sr , Ti , P و غنی‌شدگی آنها از عناصر LREE و Rb , K , Th و Cs در محدود VAG نشان می‌دهد که توده‌ی گرانیت‌وئیدی اوج پلنگ در یک محیط تکتونوماگمای قوس آتشفسانی و به گمان در ارتباط با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتیس به زیر ورقه ایران مرکزی تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: اوج پلنگ، گرانیت، نوع I، قوس آتشفسانی، ایران مرکزی

همکاران تهیه شده است؛ فاضل ولی پور در سال ۱۳۷۱ در پایان نامه کارشناسی ارشد خود به بررسی پترولوزی سنگ‌های آذرین و ارتباط آن با کانه زائی مس در ناحیه سید مرتضی کاشمر پرداخته است؛ کریم پور و مظلومی در سال ۱۳۷۷ مطالعه‌ای را در زمینه پتانسیل کانه زای طلا در منطقه انجام داده است. شریفی مقدم در سال ۱۳۷۹ توده‌های گرانیت‌وئیدی از غند را از نظر پترولوزی و پتروزنر مورد مطالعه قرار داده است و سلطانی (Soltani 2000) نیز به بررسی سنگهای گرانیت‌وئیدی شمال خاوری ایران مرکزی پرداخته است. سرانجام طرح اکتشافات ژئوشیمی مس در سال ۱۳۸۴ توسط شرکت زمین تدبیر و به کارفرمایی شرکت صنایع ملي مس ایران انجام شده است. در منطقه مورد مطالعه سنگ‌های آتشفسانی با ترکیب حداوسط، آندزیت، کوارتز آندزیت و لاتیت و همچنین سنگ‌های پیروکلاستیک از نوع توفهای ریز بلور و کریستال- توف با سن ائوسن رخمنون دارند که توسط توده‌های نفوذی با ترکیب مونزونیت، کوارتز مونزونیت و گرانیت- گرانوپوریت قطع شده‌اند (شکل ۱). بررسی ژئوشیمیای عناصر اصلی و کمیاب و مطالعه پترولوزی این توده نفوذی به منظور تعیین منشاء و محیط تکتونیکی آنها موضوع این مقاله می‌باشد. همچنین

۱- مقدمه

منطقه اوج پلنگ با مختصات جغرافیای $58^{\circ}41' - 58^{\circ}34'$ - $35^{\circ}16' - 35^{\circ}18'$ طول خاوری و $100/000$ عرض شمالی در ۲۰ کیلومتری شمال خاور شهرستان کاشمر واقع است. منطقه مورد مطالعه در شمال گسل درونه و در نقشه زمین‌شناسی $1:100,000$ در فاصله سال‌های ۱۹۹۵ تا ۱۹۹۲ اکتشافات ژئوشیمیای رسوبات آبراهه‌ای ناحیه‌ای توسط شرکت چینی جیانگ چنگ (Jiang Cheng) و با همکاری سازمان زمین‌شناسی کشور در محدوده‌ای شامل ۲۶ برگه آنومالی قابل توجه از عنصر طلا و معرفی منطقه‌ای به طول بیش از $100/000$ کیلومتر در شمال گسل درونه به عنوان کمریند طلا بوده است. شانی (۱۳۶۶) به پی‌جوى فسفات در مناطق ازبکوه و کاشمر پرداخته است. نقشه $1:100,000$ در سال ۱۳۶۶ توسط بهروزی و نقشه $1:250,000$ در سال ۱۳۷۰ توسط واعظی پور و



شكل 1: نقشه زمین‌شناسی منطقه اوج پلنگ.

ناحیه کاشمر قابل تشخیص است. زون تکنار که میزبان توده نفوذی اوج پلنگ می‌باشد، بوسیله دو گسل اصلی درونه در جنوب و گسل ریوش (تکنار) در شمال که هر دو دارای روند تقریباً خاوری - باختری و با فعالیت تکتونیکی امتداد لغز می‌باشند، محدود شده است. گسل ریوش در باختر روستای درونه با گسل درونه ممزوج می‌شود و حد باختری زون تکنار را مشخص می‌کند. گسترش خاوری زون تکنار مشخص نیست ولی دست کم تا جنوب باختری تربت‌جام ادامه می‌آید. شدیدترین جنبش‌های جانبی بین زون تکنار و سرزمین‌های مجاور تا زمان پالئوژن، احتمالاً در طول گسل ریوش که در حال حاضر غیر فعال است، اتفاق افتاده است (بهروزی ۱۳۶۶) و پس از آن، گسل درونه موجب تغییر مکان چندی شده است. جنبش تکتونیکی در طول سنجوزئیک، موجب در هم ریختگی سیستم گسلی ریوش (در قسمت خاوری) گردیده و به همین دلیل حد خاوری زون تکنار توام با ابهام است اما حد باختری آن با پنجه فرسایشی، تکنار مشخص می‌شود.

۳ - پتروگرافی

۳-۱- سنگ های آتشفسانی

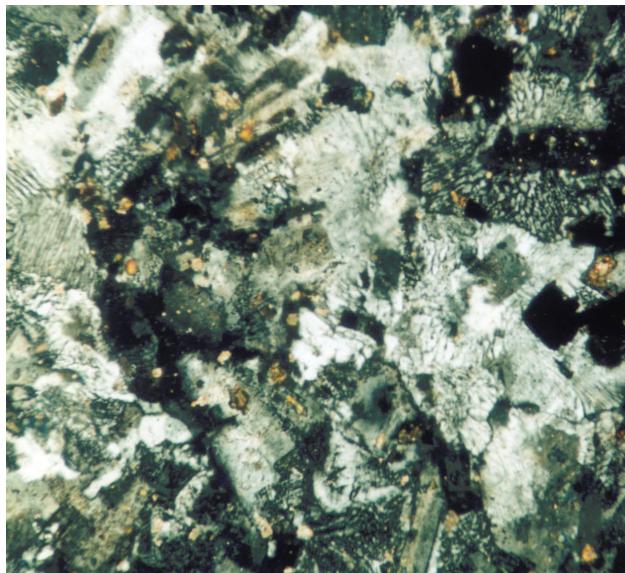
توده نفوذی اوج پلنگ با سن ترشیری در شمال و شمال خاوری روستای اوج پلنگ، مجموعه سنگ های آتشفشنای از نوع آندزیت،

تغییرات رژیوشنیمیای در نمونه‌های حاوی بافت میرمیکیتی نیز مورد توجه خاص قرار خواهند گرفت. برای این منظور علاوه بر مطالعات صحرای و پتروگرافی از نتایج آنالیز شیمیای عناصر اصلی و کمیاب ۱۲ نمونه سنگ‌کل که در کشور کانادا انجام شده است، نیز استفاده گردیده است.

۲- زمین شناسی ناحیه‌ای

قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه مورد مطالعه شامل سنگ‌های آتشفشاری (ربولیت) و شیسته‌های سازند تکنار با سن پرکامبرین (بهروزی ۱۳۶۶) می‌باشند که در شمال باختری کاشمر (خارج از محدوده مورد مطالعه) رخنمون دارند. در روی این تشکیلات، سازندهای دولومیت سلطانیه، ماسه سنگ لالون و شیل و کوارتزیت‌های اردوبویسین گروه ازبک‌کوه و آهک و دولومیت سازند جمال قرار گرفته‌اند. در دوره تریاپس نبود چینه‌شناسی و از دوره ژوراسیک سازند مشمشک رخنمون دارد. همچنین سنگ آهک‌ها، مارن‌ها، ماسه‌سنگ‌ها، آمیزه‌های رنگین و سنگ‌های التراپازیک و رسوبات رادیولاریت دار همراه با سنگ‌های آتشفشاری از نوع توف آندزیتی و پیروکلاستیک‌های با سن کرتاسه رخنمون دارند. به اعتقاد Lindenberg & Jacobshagen (1983) سه واحد تکونیکی بلوک لوت، زون تکنار و زون سبزوار در

دیده می‌شوند. کوارتز عموماً بی‌شکل و در اندازه‌های $0/25$ تا 1 میلیمتر و به صورت پراکنده فضای بین دیگر کانی‌ها را پر می‌کند. آمفیبیول و بیوتیت کانی‌های فرومینیزین این سنگ‌ها هستند. بلورهای آمفیبیول عمدها به صورت ایدیومورف و در اندازه‌های $0/2$ تا 1 میلیمتری بوده و ترکیب آنها با توجه به خصوصیات نوری در حد هورنبلند تعین شده است. در بعضی مقاطع بلورهای آمفیبیول به صورت گرد شده است که به عقیده ساتکلیف (Stuliffe *et al.*, 1990) این بافت می‌تواند ناشی از اختلاط ماقمای باشد. بیوتیت به صورت ایدیومورف با پلئوکروئیسم قهقهه‌ای تیره تا روشن دیده می‌شود. این کانی در اندازه‌های $0/3$ تا $1/6$ میلیمتری و در بعضی موارد حاوی انکلوزیونهای روتیل و آپاتیت می‌باشد. در بعضی مقاطع بیوتیت بوسیله کلریت جایگزین شده که حاصل این تبدیل آزاد شدن Ti و تشکیل اسفن همراه با اکسیدهای آهن است. زیرکن، آپاتیت و اسفن کانی‌های فرعی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. اپیدوت و سریسیت که از تجزیه پلازیوکلازها حاصل شده‌اند و کلریت که از تجزیه کانی‌های فرومینیزین بوجود آمده است مهمترین کانی‌های دگرسانی این سنگ‌ها محسوب می‌شوند.



شکل ۲: بافت میرمیکیتی حاصل همرشدی کرمی شکل کوارتز در حاشیه بلورهای پلازیوکلاز در مونزونیت‌های منطقه مورد مطالعه (XPL, 10X).

۲-۲-۳- گرانیت - گرانودیوریت

بافت این سنگ‌ها دانه‌ای و گهگاهی گرانوفیری و پرتیتی است و دارای اندیس رنگی لوکوکرات می‌باشد. در این سنگ‌ها پلازیوکلاز به صورت ایدیومورف و ساب ایدیومورف و در اندازه $0/3$ تا 3 میلیمتر با ماکل تکراری بوده و در بعضی از مقاطع در حال دگرسانی به سریسیت و اپیدوت می‌باشد. دگرسانی انتخابی که طی آن پلازیوکلازهای شدیداً

کوارتز آندزیت و لاتیت و سنگ‌های پیروکلاستیک را مورد هجوم قرار داده است (شکل ۱). آثار حرارتی این توده و همچنین محلول‌های گرمابی مشتق شده از آن با دگرسانی شدیدی در سنگ‌های آتشفسانی و پیروکلاستیکی میزبان همراه گردیده است. آندزیت و کوارتز-آندزیت‌ها دارای بافت پرفیری بوده و کانی اصلی آنها فنوکریستهای پلازیوکلاز خود شکل و نیمه شکل‌دار و همچنین میکرولیت‌های است که در خمیره سنگ دیده می‌شوند. بافت غالب تراکی آندزیت و کوارتز تراکی آندزیت‌ها، پرفیری و میکرولیتی پرفیری است. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آنها پلازیوکلاز و سانیدین می‌باشند. آلکالی فلدسپارها که به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار سانیدین با ماکل کارلسپاد و در اندازه‌های $0/3$ تا 3 میلی‌متری حضور دارند، اکثراً به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. کوارتز، زیرکن و آپاتیت کانی‌های فرعی این سنگ‌های را تشکیل می‌دهند. داسیت‌ها به صورت دایک‌های روش رنگ در داخل توده‌های نفوذی و زون‌های آلتره شده با روند خاوری - باختり دیده می‌شوند. پلازیوکلاز ایدیومورف در اندازه 1 تا 3 میلی‌متر و بلورهای ایدیومورف و ساب ایدیومورف آلکالی فلدسپار و بلورهای کوارتز در اندازه‌های $0/1$ تا $0/3$ میلی‌متر کانی‌های اصلی این سنگ‌های را تشکیل داده‌اند. سرانجام سنگ‌های پیروکلاستیک شامل انواع توفها و ایگنیمیریت‌ها می‌باشند. توفها در نمونه دستی سفید رنگ بوده و در آنها بلورهای کوارتز به راحتی قابل تشخیص است. کانیهای کوارتز، آلکالی فلدسپار و پلازیوکلاز فراوان‌ترین کانیهای این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند.

۳-۲- سنگ‌های درونی

۳-۲-۱- مونزونیت-کوارتز مونزونیت

این سنگ‌ها در نمونه دستی هولوکریستالین با اندیس رنگی لوکوکرات هستند و بافت غالب آنها گرانولار، پرفیروئیدی با دانه‌بندی متوسط بوده و گهگاهی دارای بافت میرمیکیتی می‌باشد (شکل ۲). کوارتز، پلازیوکلاز و آلکالی فلدسپار کانی‌های اصلی و آمفیبیول و بیوتیت کانی‌های فرومینیزین آنها را تشکیل می‌دهند. پلازیوکلاز به صورت خود شکل و نیمه شکل‌دار و دارای ماکل پلی‌سنتیک می‌باشد و اندازه بلورها از $0/4$ تا 4 میلی‌متر در تغیر است. ترکیب شیمیایی پلازیوکلازها با توجه به اندازه‌گیری‌های به عمل آمده با استفاده از روش میشل لوی در حد الیگوکلاز تا آندزین تعین شده است. در بعضی از مقاطع این کانی در حال تجزیه به سریسیت، اپیدوت و کانی‌های رسی و کربنات می‌باشد و گاهی اوقات حاشیه آن خورددگی داشته و حالت مضرسی را نشان می‌دهد که حاکی از عدم تعادل مینرالوژیکی با ماگمای در حال انجماد می‌باشد. آلکالی فلدسپار به صورت خود شکل تا بی‌شکل و با ماکل کارلسپاد در اندازه‌های $0/4$ تا 2 میلی‌متر حضور دارد و در جاهای که به کانی‌های رسی تجزیه شده است به صورت تیره و کدر

() فرومنیزین و آپاتیت، زیرکن، آلانیت و اسفن کانیهای فرعی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند.

۴- ژئوشیمی

به منظور بررسی ژئوشیمیای توده نفوذی مورد مطالعه، تعداد ۱۲ نمونه شامل ۱۰ نمونه با کمترین میزان آلتراسیون و دو نمونه با بافت میرمیکیتی انتخاب و به روش ICP-MS در آزمایشگاه ALS Chemex کشور کانادا مورد آنالیز قرار گرفتند که نتایج آن در جدول ۱ آورده شده است.

دگرسان شده در کنار پلازیوکلازهای کمتر دگرسان شده حضور دارند نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شوند و این امر ممکن است به دو دلیل به وجود آید: ۱- وجود نسلهای مختلف پلازیوکلاز در کنار هم و ۲- به دلیل وجود محلول جامد کامل بین سری پلازیوکلازها، قطب غنی از آنورتیت نسبت به قطب غنی از آلبیت زودتر و بیشتر آلتره می‌شود. آلکالی فلدسپار به صورت بلورهای ساب ایدیومورف و در اندازه‌های ۰/۵ تا ۱/۵ میلی‌متری و دارای ماکل کارلسپاد دیده می‌شود. آلکالی فلدسپارها غالباً در حال دگرسانی به کانی‌های رسی هستند. کوارتز هم به صورت بی‌شكل و در اندازه‌های ۰/۵ تا ۱ میلی‌متری دیده می‌شود. آمفیبول و بیوتیت که در حال دگرسانی به کلریت می‌باشند، کانی‌های

جدول ۱: نتایج آنالیز ژئوشیمیای ۱۲ نمونه از سنگ‌های توده نفوذی منطقه اوج پلنگ که به روش ICP-MS در آزمایشگاه ALS Chemex کشور کانادا مورد

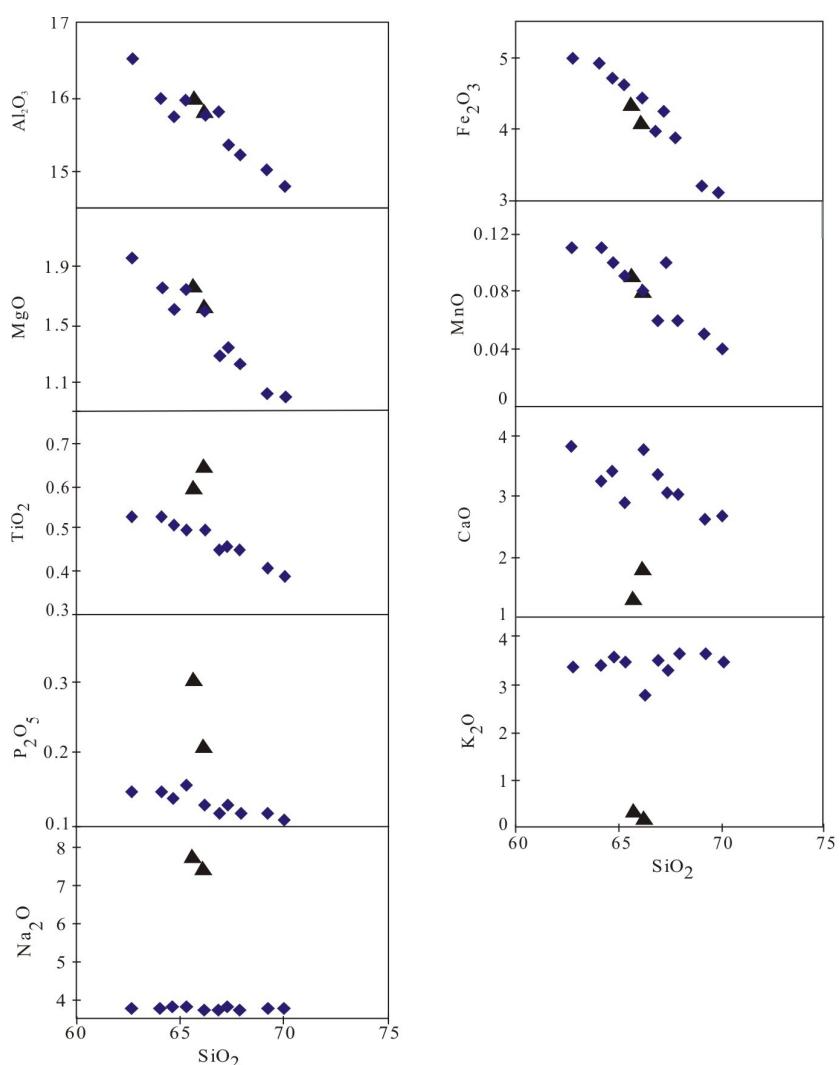
آنالیز قرار گرفته اند.

sample	Ka521	Ka.22	Ka.23	Ka604	Ka.05	Ka630	Ka602	Ka607	Ka603	Ka.04	Ka.05	Ka.06
<i>SiO₂</i>	66.2	65.71	62.7	64.1	64.7	65.3	66.2	66.9	67.31	67.9	69.2	70.03
<i>Al₂O₃</i>	15.8	15.98	16.52	15.98	15.72	15.95	15.75	15.8	15.35	15.21	15.01	14.8
<i>Fe₂O₃</i>	4.09	4.35	4.98	4.92	4.71	4.63	4.43	3.98	4.24	3.87	3.2	3.12
<i>CaO</i>	1.81	1.31	3.83	3.27	3.41	2.91	3.77	3.37	3.06	3.05	2.63	2.68
<i>MgO</i>	1.6	1.76	1.95	1.75	1.6	1.74	1.59	1.28	1.34	1.22	1.01	0.99
<i>Na₂O</i>	7.39	7.68	3.76	3.77	3.79	3.79	3.73	3.7	3.79	3.72	3.75	3.78
<i>K₂O</i>	0.16	0.32	3.41	3.44	3.62	3.52	2.81	3.56	3.32	3.69	3.7	3.52
<i>TiO₂</i>	0.64	0.59	0.53	0.53	0.51	0.5	0.5	0.45	0.46	0.45	0.41	0.39
<i>MnO</i>	0.08	0.09	0.11	0.11	0.1	0.09	0.08	0.06	0.1	0.06	0.05	0.04
<i>P₂O₅</i>	0.21	0.31	0.15	0.15	0.14	0.16	0.13	0.12	0.13	0.12	0.12	0.11
<i>LOI</i>	1.3	1.85	1.85	1.94	1.7	1.47	0.92	0.84	0.95	0.84	0.87	0.78
<i>Tot.</i>	99.28	99.95	99.79	99.96	100	100.06	99.91	100.06	100.05	100.13	99.95	100.24
<i>Ba</i>	26.1	35	587	561	532	532	640	577	537	545	621	611
<i>Ce</i>	65.9	73	57	47.7	55	55.8	52	52.1	50.3	51	50.1	51
<i>Co</i>	7.2	6.3	9.1	8.8	8.4	6.4	8.4	7.5	6.9	7.2	5.1	
<i>Cr</i>	10	12	20	20	25	20	20	10	20	18	15	20
<i>Cs</i>	0.38	1.2	4.41	4.43	4.43	4.45	3.14	3.82	0.62	3.72	3.69	3.95
<i>Cu</i>	62	78	17	14	14	6	4.5	7	18	7	5	7
<i>Dy</i>	6.02	6.71	3.59	3.61	3.65	3.68	3.84	3.84	3.62	3.87	3.85	3.88
<i>Er</i>	3.73	3.66	2.23	2.23	2.26	2.35	2.45	2.51	2.3	2.4	2.3	2.53
<i>Eu</i>	1.46	1.41	1.03	1.03	1.04	1.04	1.06	0.94	0.99	1.01	1.01	1.03
<i>Ga</i>	16.3	16.3	16.3	16.2	16.4	16.4	16.3	16	16.2	16.1	16.3	16.2
<i>Gd</i>	6.67	6.59	4.1	3.93	4.28	4.29	4.29	4.3	4.12	4.13	4.14	4.13
<i>Hf</i>	6.3	6.8	4.9	4.7	5.1	5.3	4.7	5.7	5.05	5.04	5.3	4.8
<i>Ho</i>	1.28	1.25	0.75	0.75	0.77	0.78	0.82	0.79	0.78	0.81	0.79	0.79
<i>La</i>	30	31	24.3	23.9	29.1	28.8	26	26.3	25.4	25.5	24.9	25
<i>Lu</i>	0.54	0.54	0.37	0.38	0.37	0.37	0.38	0.39	0.38	0.39	0.4	0.39
<i>Mo</i>	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
<i>Nb</i>	13.4	13.1	8.7	8.7	8.9	8.7	8.6	9.2	8.8	8.8	8.6	9
<i>Nd</i>	34.1	36.2	24.1	20.8	23.5	23.2	22.5	22.1	21.5	21.5	20.9	20.11
<i>Ni</i>	4.5	5.1	9	8	9	8	7	6	7	6	4	5
<i>Pb</i>	4.5	14.9	16	15	13	10	6	9	7	7	6	5
<i>Pr</i>	8.85	9.1	6.72	5.72	6.7	6.63	6.24	6.24	5.95	5.49	5.35	4.92
<i>Rb</i>	3.8	7.2	78	89.2	91	86.2	59	85.2	80	89	86	77
<i>Sm</i>	7.19	8.21	4.22	4.24	4.38	4.48	4.55	4.6	4.16	4.62	4.69	4.59
<i>Sn</i>	3	3	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3
<i>Sr</i>	1725	1692	361	350	350	341	315	290	316	285	305	268
<i>Ta</i>	0.9	0.9	0.08	0.7	0.07	0.7	0.7	0.8	0.7	0.07	0.08	0.07
<i>Tb</i>	1.01	0.98	0.63	0.61	0.65	0.62	0.68	0.66	0.62	0.63	0.66	0.63
<i>Th</i>	9.55	9.85	8.8	8.99	9.11	9.82	9.65	12.65	9.64	9.64	10.35	11.25
<i>Tm</i>	0.56	0.61	0.37	0.36	0.38	0.36	0.38	0.38	0.36	0.36	0.38	0.37
<i>U</i>	2.15	1.99	1.82	1.74	1.71	1.62	1.8	2.42	1.86	2.35	2.11	2.41
<i>V</i>	79	81	98	98	95	93	93	71	81	69	62	5
<i>W</i>	2	2	4	5	4	2	6	9	7	8	8	9
<i>Y</i>	25.2	22	21	21.5	22	22	23.2	23.5	22	24	24.5	25
<i>Yb</i>	3.64	3.35	2.3	2.31	2.35	2.42	2.73	2.6	2.32	2.35	2.61	2.76
<i>Zn</i>	36	39	75	72	46	39	30	32	44	32	28	26
<i>Zr</i>	240	261	169	175	175	199	179.5	200	211	211	220	221

می باشد. توجه به تغیرات دو نمونه با بافت میرمیکیتی در این نمودارها نشان می دهد که در طی فرایند میرمیکیت زایی، از مقادیر K_2O و CaO کاسته شده و به مقادیر TiO_2 , P_2O_5 , Na_2O افزوده شده است، در حالی که اکسیدهای Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 و MnO بدون تغییر باقی مانده اند. به عبارت دیگر در طی تشکیل بافت میرمیکیتی عناصر پتاسیم و کلسیم از سنگ اصلی شسته شده و در عوض عناصر تیتانیم، فسفر و سدیم به آن افزوده شده اند.

(Maniar & Piccoli 1989 A/NK A/CNK در برابر SiO_2) مطابق نمودار توodehی گرانیتوبئیدی مورد مطالعه در محدوده متالومین تا کمی پرآلمین قرار گرفته (شکل ۴) و در نمودار AFM کونو (Kuno 1986) روند کالکوآلکالن (شکل ۵) از خود نشان می دهد. بعلاوه این نمونه ها به جز دو نمونه ای که میرمیکیت زایی در آنها صورت گرفته در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Rickwood 1989) در محدوده سری کالکوآلکالن پتاسیم متوسط تا بالا قرار می گیرند (شکل ۶).

۱-۴- عناصر اصلی
 SiO_2 نمونه های مورد مطالعه دارای تغیرات کمی بوده و از حدود ۶۲ تا ۷۰ درصد در تغییر است. تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (شکل ۳) نشان می دهد که با افزایش SiO_2 مقادیر اکسیدهای AL_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , MnO , Na_2O بدون روند مشخص می باشد. کاهش اکسیدهای TiO_2 , MnO , MgO , Fe_2O_3 می تواند به علت جایگیری آنها در ساختار کانی های فرومیزین مراحل اولیه تبلور تفریقی ماقما و کاهش اکسیدهای CaO , AL_2O_3 و P_2O_5 نیز احتمالاً به خاطر تغییر ترکیب پلاژیوکلازها از آنورتیت بیشتر به سمت آلبیت بیشتر و تشکیل و تبلور تفریقی آپاتیت در مراحل اولیه تبلور می باشد. افزایش مقدار K_2O در برابر SiO_2 نیز بعلت حضور آن در ساختمان آلکالی فلدسپارها بوده و نشان دهنده روند تفریق است. عدم تغییر قابل توجه Na_2O نیز احتمالاً بدلیل آسودگی ماقما و یا فرایندهای بعدی متاسوماتیسم



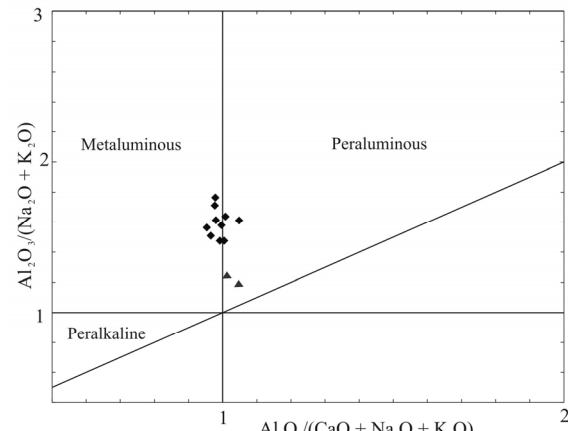
شکل ۳- تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2 . علائم: ◆ نمونه های سالم با کمترین دگرسانی، ■ نمونه های دگرسان شده با افت میرمیکیتی

روندي افزایشی داشته و رفتار سازگار از خود بروز می‌دهند و Rb, Cs و Ba نيز روند خاصی را نشان نمی‌دهند. اين تغيير روندتها را می‌توان به فرایندهای تفريقي بلوري و پراكندگي عناصر (Ba, Rb, Cs) در نمودارها را می‌توان ناشی از آلايش ماگماي نسبت داد. همچنان در نمونه‌های با بافت ميرميکيتي، عناصر Ce, Sr, Zr, Nd و Yb افزایش و عناصر Ba, Rb و Cs به شدت کاهش يافته و ساير عناصر در طي تغييرات متاسوماتيسيم که منجر به بافت ميرميكيتي شده است، تغييرات چنداني نشان نمی‌دهند. مطابق نمودار کوشيري و همكاران (Cocherie 1986) تغييرات عنصر کاملاً ناسازگار Y در مقابل عنصر کاملاً سازگار Ni (شکل ۸) نيز نشان ميدهد که از ميان دو فرایند تبلور بخشی و ذوب بخشی فرایند تبلور بخشی مسئول اصلی تحولات ماگماي در منطقه مورد مطالعه بوده است.

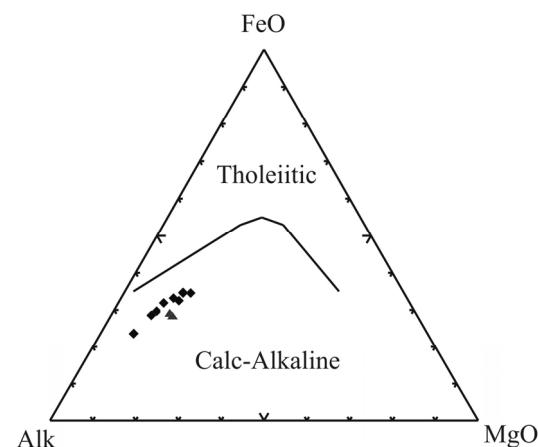
عناصر انتقالی (Ni, Cr, Co, V) داراي مقادير پائيني می‌باشنند، به عنوان مثال مقدار Ni حداکثر به ۲۵ ppm می‌رسد. کاهش V با افزایش SiO_2 شاهدي از تفريقي اكسيدهای آهن و تيتانيوم است. مقادير Ba به جز برای دو نمونه با بافت ميرميكيتي که داراي مقادير پائين بین ۲۵ تا ۶۲۱ ppm می‌باشند داراي مقادير بسيار بالايي بین ۵۲۲ تا ۳۵ ppm می‌باشد. برعكس مقادير Sr در نمونه‌های با بافت ميرميكيتي با مقادير بين ۱۶۹۲ تا ۱۷۲۵ ppm نسبت به نمونه‌های سالم با مقادير ۲۶۸ تا ۳۶۱ ppm داراي مقادير بالاي می‌باشند. Rb در نمونه‌های سالم داراي مقادير متوسط (۷۷ تا ۹۱ ppm) است ولی مقدار آن در نمونه‌های با بافت ميرميكيتي بسيار پائين (۳/۸ تا ۷/۲ ppm) می‌باشد. Zr در نمونه‌های سالم داراي مقادير زيادتري است (۱۶۹ تا ۲۲۱ ppm) که مقدار آن در نمونه‌های با بافت ميرميكيتي از آن هم بالاتر رفته و به ۲۶۱ ppm می‌رسد. مقادير عناصر گروه HFS کاملاً پائين می‌باشند به طوري که مقدار Nb حداکثر به ۹ ppm (و برای نمونه‌های ميرميكيتي Pb ۱۳/۴ ppm) و حداکثر مقدار Y به ۲۵ ppm می‌رسد. غني‌شدگي Th می‌تواند نشانه آلودگي پوسته‌اي ماگما باشد. بعلاوه غني‌شدگي شاخص Pb و Th ممکن است نشانه هيدراته شدن پوسته اقيانوسی فروزانده شده باشد که نقش مهمی در تشکيل ماگما داشته است (Pearce 1984).

۳-۴- عناصر نادر خاکی (REE)

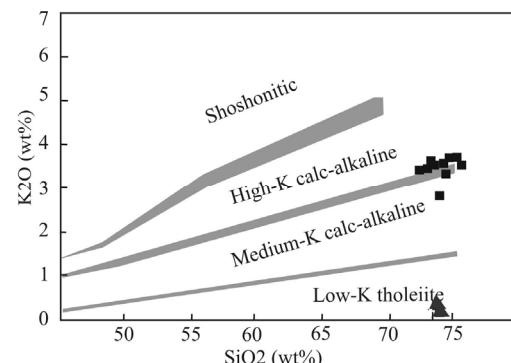
عناصر REE به دليل دارا بودن یون‌های پايدار⁺ با اندازه‌های مشابه، خصوصيات فيزيکوشيمياي مشابهی دارند. اين عناصر داراي اختلافات کوچکی در رفتارهای شيمياي خود هستند که دليل آن کاهش يکنواخت اندازه‌ي یونی با افزایش عدد اتمی است. اين رفتار در بين عناصر نادر خاکی باعث می‌شود که توسط برخی فرآيندهای زمین‌شناسي از يكديگر تفكيك شوند.



شکل ۴: نمودار تفكيك گرانيتها براساس شاخص اشباع از آلومينيوم (مانيار و پيكولي ۱۹۸۹). عاليم مشابه شکل ۳ می‌باشد.



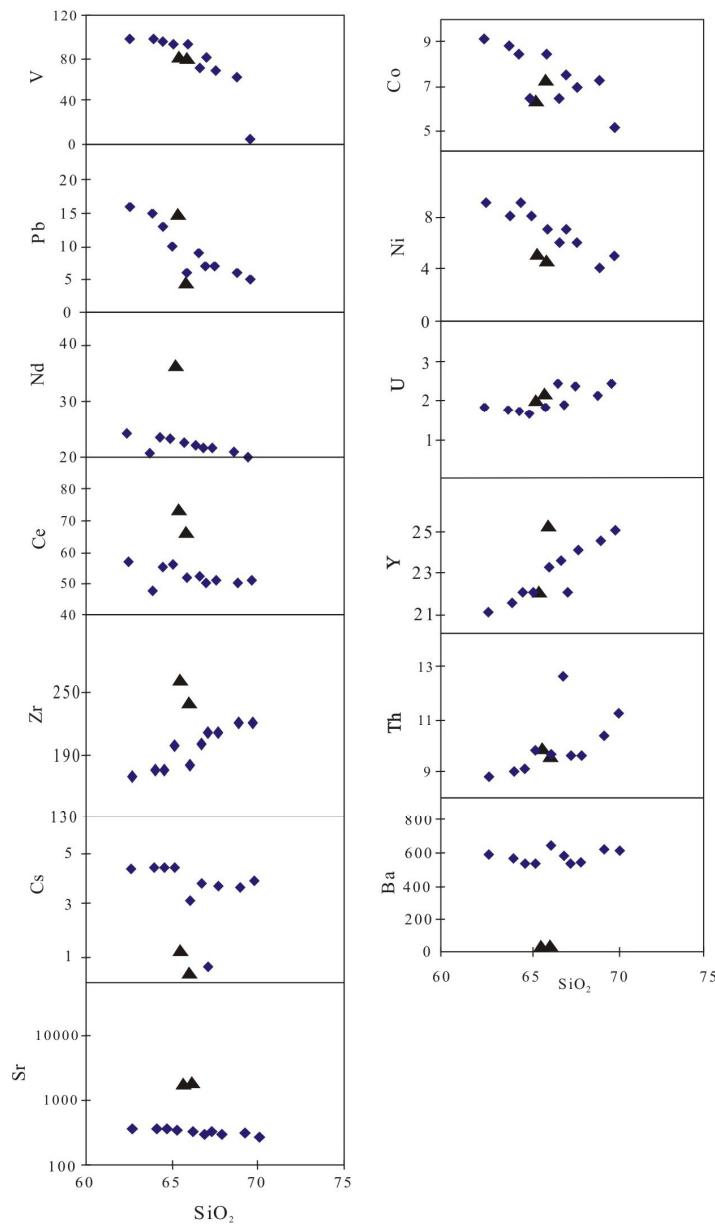
شکل ۵: نمودار مثلثي AFM جهت تفكيك سري‌های توليتی از كالک‌آلکالن (كونو ۱۹۶۸). عاليم مشابه شکل ۳ می‌باشد.



شکل ۶: نمودار K_2O در مقابل SiO_2 اقتباس از ريكوود (۱۹۸۹). عاليم مشابه شکل ۳ می‌باشد.

۴-۲- عناصر كمياي

تغييرات عناصر كمياي در مقابل SiO_2 در شکل ۷ نشان داده شده‌اند. همانطور که ملاحظه می‌شود با افزایش SiO_2 مقادير Cr, Nd, Pb, Ni, Ce, Sr و Co حدودي و ثابت باشند و در واقع رفتار عناصر سازگار را از خود نشان می‌دهند. در حاليكه عناصر Yb, Th, Y, Zr, U



شکل ۷: تغیرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 . عالیم مشابه شکل ۳ می‌باشند.

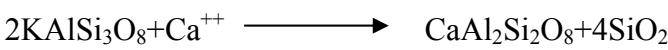
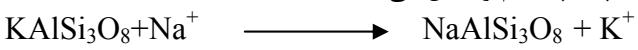
۵- میرمیکیت زایی

در مورد نحوه تشکیل میرمیکیت تا کنون نظریه‌های زیادی توسط زمین‌شناسان مختلف ارائه شده است. کاس و همکاران (Cox *et al.*, 1979) میرمیکیت را حاصل اکسولوشن می‌دانند و میسون (Mason & Moore 1982) میرمیکیت را نتیجه تحلیل موضعی پلاژیوکلاز و تبلور مجدد آن با کوارتز می‌داند، به این صورت که محلولهای گرمابی پلاژیوکلاز را مورد تهاجم قرار داده و هسته آنرا دگرسان کرده و پلاژیوکلاز سدیکتر به همراه کوارتز، تشکیل میرمیکیت دهد. کولینز (Collins 1988) در یک مطالعه دقیق از انواع مختلف سنگ‌های میرمیکیت‌دار شش تئوری را برای تشکیل میرمیکیت معرفی نمود که عبارتند از: ۱- متبلور شدن مستقیم از ماغما - ۲- جایگزین شدن آلکالی

مقادیر کلی REE از $0\text{-}36\text{ ppm}$ (برای Tm) تا 57 ppm و برای نمونه‌های میرمیکیتی تا 73 ppm (برای Ce) متغیر است (جدول ۱). الگوهای REE عادی شده نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به کندریت برای نمونه‌های مورد مطالعه در شکل‌های ۹ و ۱۰ نشان داده شده اند. همانطور که ملاحظه می‌شود ترکیبات مختلف دارای الگوهای مشابه بوده و به طور کلی عناصر HREE الگوی تفریق نیافته‌ای را نشان می‌دهند. همچنین آنومالی منفی عنصر Eu به وضوح دیده می‌شود که دلیل آن احتمالاً ناشی از تبلور تفریقی پلاژیوکلاز در طی تبلور ماغما و یا ذوب شدگی تحت شرایط $a_{\text{H}_2\text{O}}$ پایین می‌باشد (Tepper *et al.*, 1993). بعلاوه نمونه‌های با بافت میرمیکیتی به طور کلی از REE‌ها و به خصوص HREE غنی‌تر می‌باشند.

فلدسبار به وسیله پلازیوکلаз ۳- جایگزینی پلازیوکلاز به وسیله آکالی فلدسبار ۴- جایگزینی پلازیوکلاز به وسیله کوارتز ۵- احلال پلازیوکلاز به وسیله آکالی فلدسبار دمای بالا ۶- ترکیبی از فرایندهای فوق.

به نظر بک (Beck 1981) محلولهای سدیم و کلسیم دار به صورت زیر با فلدسبات پتابسیم واکنش می‌کنند:

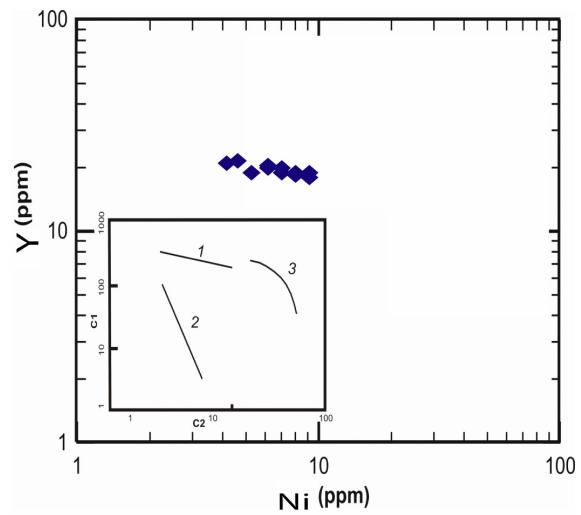


در این فرایند احتمالاً آزاد شده در ساختن مسکوویت ثانویه (سریسیت) شرکت می‌کند. متفاوت بودن نسبت Al/Si در پتابسیم فلدسبار و پلازیوکلازها، باعث آزاد شدن سیلیس می‌شود و به علت تحرک ناپذیری نسی آلومینیم و سیلیسیم، کوارتز با فلدسبات یک هم رشدی میکروسکوبی تشکیل می‌دهد که با مقدار آنورتیت رابطه مستقیم دارد. با توجه به شواهد میکروسکوبی به نظر می‌رسد که میرمکیت‌های نمونه‌های مورد مطالعه در اثر جایگزینی پلازیوکلاز به وسیله کوارتز و همچنین فلدسبارهای پتابسیک تشکیل شده باشند.

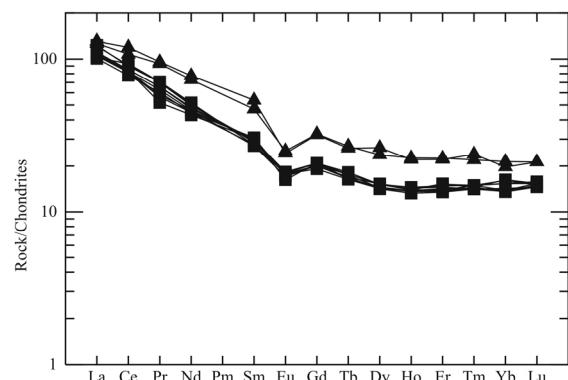
۶- منشاء و محیط تکتونیکی

اگر چه رده‌بندی‌های متنوعی برای گرانیت‌ها ارائه شده است (به عنوان مثال: Chappell & White 1974, Takahashi *et al.*, 1980, Didier *et al.*, 1982, Castro *et al.*, 1991, Chappell & White 2001 Chappell & White 1974, وایت (1992) معتبرترین آنها رده‌بندی چاپل و وايت (Chappell & White 1992 می‌باشد. مطابق این رده بندی توده گرانیت‌ها نوع I گرانیتی اوج پلنگ با داشتن ویژگی‌های زیر در گروه گرانیت‌ها نوع I قرار می‌گیرد. ترکیب سنگ شناسی این توده از گرانوویوریت تا مونزونیت متغیر است و علاوه بر بیویتیت، آمفیبول نیز از فراوانی قابل توجهی برخوردار بوده و بوسیله اسفن همراهی می‌شود. از نظر درجه اشیاعیت آلومین، نمونه‌های مورد مطالعه از نوع متاآلومین بوده (شکل ۴) و تغییرات شیمیای عناصر اصلی و کمیاب آن از روند گرانیت‌های نوع I پیروی می‌کند. به عنوان مثال تغییرات P_2O_5 در مقابل SiO_2 یک روند کاهنده نشان می‌دهد (شکل ۳) که خاص گرانیت‌وئیدهای نوع I White (Chaple & White 1992) و در نمودار $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ (Collins *et al.*, 1982), و کلینز و همکاران (Chaple & White 1983) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده I واقع شده‌اند (شکل ۱۱). رفتار ناسازگار Th و انطباق مثبت آن با تغییرات SiO_2 (شکل ۷) نیز که در اثر تفرقی کانی مونازیت حاصل می‌شود نیز از نشانه‌های دیگر گرانیتهای نوع I می‌باشد (Chaple & White 1992).

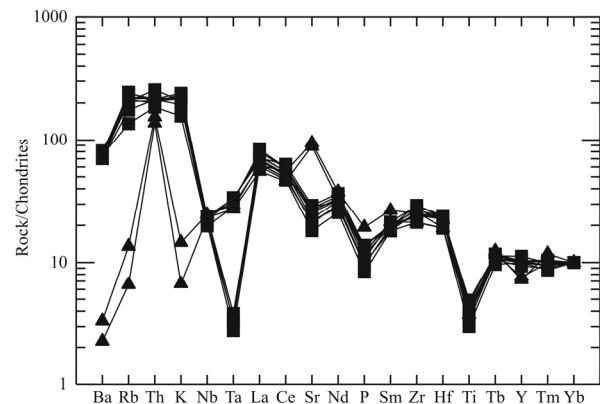
مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه با نمودارهای پیرس و همکاران (Pearce *et al.*, 1984) نشان می‌دهد که توده نفوذی اوج پلنگ در رده گرانیت‌های قوس آتشفشنانی (VAG) قرار می‌گیرند (شکل ۱۲). از



شکل ۸- نمودار لگاریتمی عناصر سازگار در مقابل عناصر ناسازگار برای نمونه‌های مورد مطالعه (LogNi-LogY). همانطور که مشاهده می‌شود روند تغییرات نمونه‌های مورد مطالعه مشابه منحنی شماره ۱ می‌باشد که گویای این امر است که تبلور بخشی نقش موثری در تشکیل توده نفوذی اوج پلنگ داشته است؛ نمودار کوشیری (1986): منحنی شماره ۱ نشان دهنده تبلور بخشی، منحنی شماره ۲ نشان دهنده ذوب بخشی و منحنی شماره ۳ نشان دهنده اختلاط ماقمای می‌باشند.

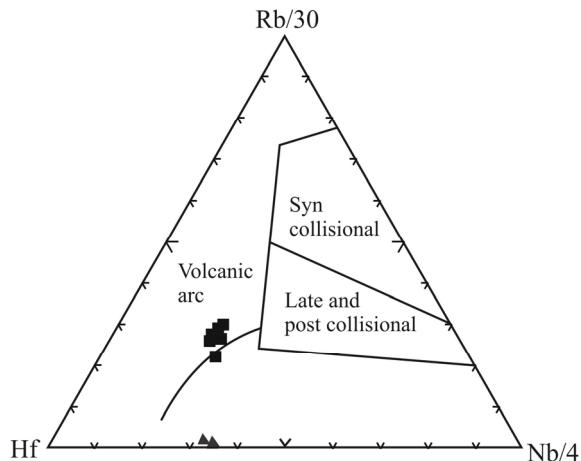


شکل ۹- نمودار عناصر نادر خاکی (REE) نمونه‌های مورد مطالعه نسبت کندریت (Sun & McDonough 1989). علایم مشابه شکل ۳ می‌باشند.



شکل ۱۰- نمودار عنکبوتی نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به کندریت (Thompson, 1982). علایم مشابه شکل ۳ می‌باشند.

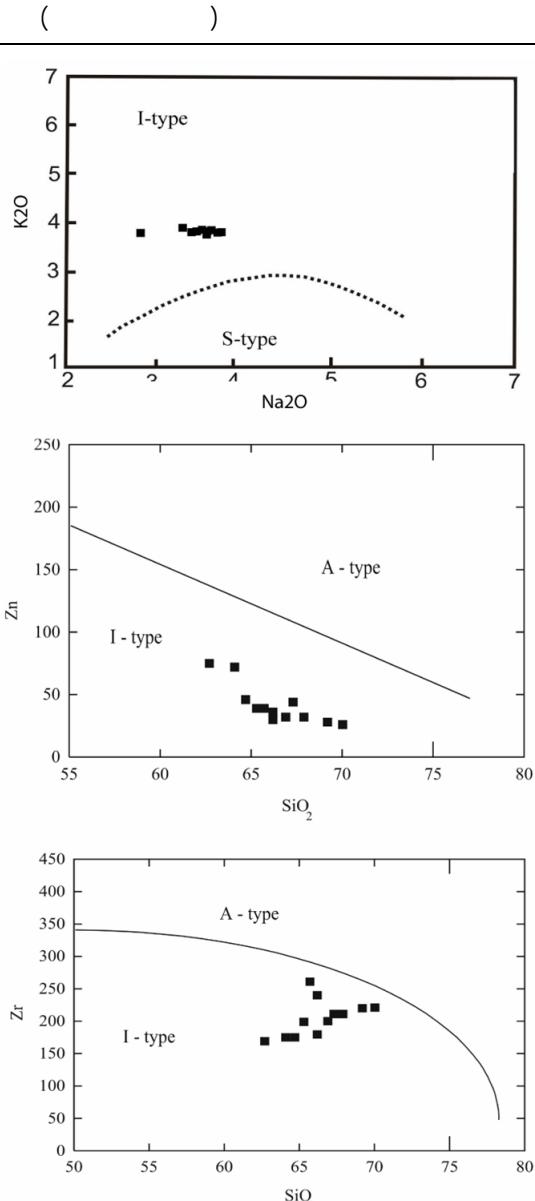
طرف دیگر در نمودارهای عنکبوتی عناصر LILE نظیر Cs, K, Rb, U, Th نسبت به عناصر HFSE بویژه Nb و Ti غنی شدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۰) که نشانگر محیط تکتونوماگمای قوس آتشفشاری می‌باشد (Floyd & Winchester 1975). همچنین این نمونه‌ها در رده بندی Harris و همکاران (1986) که بر پایه سه عنصر Hf, Rb, Ta استوار است نیز در محیط قوسهای آتشفشاری (VAG) قرار می‌گیرند (شکل ۱۳).



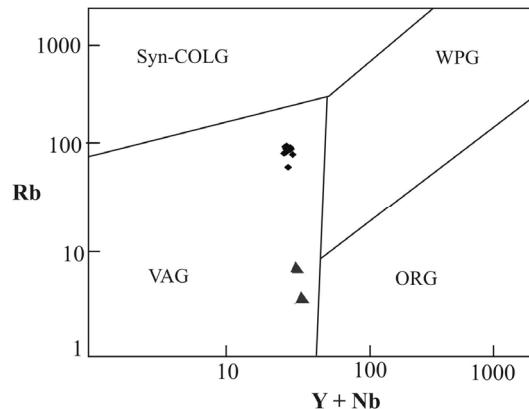
شکل ۱۳- نمودار تفکیک کننده‌ی محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه (هریس و همکاران، ۱۹۸۶). عالیم مشابه شکل ۳ می‌باشند. نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی VAG واقع می‌شوند.

بعلاوه تغییرات عناصر کمیاب (شامل عناصر نادر خاکی) که نسبت به کندریت عادی شده‌اند (شکل ۱۰) نیز نشان دهنده آنومالی منفی (Rb, K, Th) LIL و غنی شدگی عناصر HFSE (La, Ce, Nd) LREE و (Nb, Ta, Hf, Zr) HFSE نسبت به عناصر Sm, Y, Yb می‌باشد که این ویژگی نیز خاص گرانیتوئیدهای کالکوآلکالن قوسی قاره‌ای است. بدین ترتیب به نظر می‌رسد که این توده از نوع کالکوآلکالن پتاسیم بالا بوده و در طی فروزانش یک ورقه اقیانوسی به زیر ورقه قاره‌ای تشکیل شده است.

از میان مدل‌های پتروژنتیکی ارائه شده برای منشأ مagmaهای فلزیک در زون فروزانش به نظر می‌رسد که magmaهای سازنده توده نفوذی اوج پلنگ از ذوب بخشی سنگ‌های قاعده پوسته قاره‌ای واقع در بالای زون فروزانش حاصل شده است. این فرض با غنی شدگی عناصر ناسازگار Ti, P, Ta, Nb, Eu, Ba, (K, Th, Rb, La, Ce, Nd) و آنومالی منفی Sr در این توده، (شکل‌های ۹ و ۱۰) نیز سازگار می‌باشد (Chaple & White 1992, Harris *et al.*, 1986) همچنین روبرتر و کلمنز (Roberts & Clemens 1993) بر اساس نتایج تجربی حاصل از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای بیان نمودند که magmaهای گرانیتوئیدی کالکوآلکالن پتاسیم بالا نوع I می‌توانند از ذوب بخشی سنگ‌های



شکل ۱۱- نمودار $Zn - Na_2O$ - $Zn - SiO_2$ (وایت و چاپل، ۱۹۸۳) و $Zn - SiO_2$ (کلینز و همکاران، ۱۹۸۲). نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی گرانیتهای نوع I واقع می‌شوند.



شکل ۱۲- نمودار تفکیک کننده‌ی محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴)، عالیم مشابه شکل ۳ می‌باشند. نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی VAG واقع می‌شوند.

کوارتز مونزونیت و مونزونیت تشکیل گردیده است که حجم غالب آنرا گرانودیریت تشکیل می‌دهد. فرایند غالب در تکامل این توه نفوذی تبلور تفریقی بوده است ولی آلایش ماقمایی نیز در آن نقش به سزای بازی نموده است. این توده از نوع I، کالک آلکالن و غنی از پاتاسیم (پاتاسیک) است و از نظر درجه اشباع از آلومنیوم (ASI) متاآلومین تا کمی پرآلومین می‌باشد. براساس نمودارهای تفکیک محیط‌های تکتونیکی متکی بر زئوشیمی عناصر کمیاب و داده‌های زمین‌شناسی منطقه‌ای، توده‌ی گرانیت‌وئیدی مورد مطالعه در یک محیط قوس آتش‌شانی (VAG) و احتمالاً در اثر فروزانش نئوتیس به زیر ورقه ایران مرکزی تشکیل شده باشد.

دگرگونی مافیک تا حد واسط آبدار در پوسته بوجود آیند. در این شرایط آب لازم برای ماقماهای تحت اشباع از آب، می‌تواند از شکسته شدن میکاها و آمفیبول‌ها مشتق شود. بنابراین بنظر می‌رسد که توده‌ی گرانیت‌وئیدی مورد مطالعه در اثر ذوب بخشی پروتولیت‌های پوسته‌ای با نسبت‌های متنوعی از آمفیبول و پلاژیوکلاز تحت شرایط مقدار متغیر H_2O بوجود آمده باشد و تبلور تفریقی مذابها در سطوح بالاتر پوسته، طیف انواع سنگ‌های توده‌ی گرانیت‌وئیدی را سبب گردیده و احتمالاً آلایش پوسته فوقانی نیز نقش مهمی در تشکیل آن داشته است.

۷- نتیجه‌گیری

توده نفوذی اوج پلنگ از نظر سنگ شناسی از گرانیت، گرانودیریت،

منابع:

- بهروزی ا. ۱۳۶۶: نقشه ۱:۱۰۰۰۰ زمین‌شناسی فیض آباد. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافاتمعدنی کشور.
 شانی ح. ۱۳۶۶: پی‌جوي فسفات‌در مناطق ازبکوه و کاشمر. گزارش سازمان زمین‌شناسی و اکتشافاتمعدنی کل کشور.
 شریفی مقدم ص. ۱۳۷۹: پترولوزی سنگ‌های آذرین و پترولوزی گرانیت‌وئیدهای از غند (شمال خاور کاشمر)، پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه شهید بهشتی.
 کریم پور م.ح.، مظلومی ع.ر. ۱۳۷۷: خاستگاه و پتانسیل طلا در منطقه اکتشافی کوه زر. فصلنامه علوم زمین. شماره: ۲۷-۲۸: ۱۳-۲۷.
 واعظی پور م.ح.، علوی تهرانی ن. ۱۳۷۰: نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰ تربت‌حیدریه. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافاتمعدنی کشور.
 فاضل ولی‌پور. ۱۳۷۱: بررسی پترولوزی سنگ‌های آذرین و ارتباط آن با کانه‌زای مس در ناحیه سید مرتضی کاشمر. پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه شهید بهشتی.
 Becke F. 1981: Über myrmekit. Mineralogie und Petrographie Mitteilungen. **27**: 377-390.
 Castro A., Moreno-Ventas I., De La Roza J.O. 1991: H type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite type classification and nomenclature. Earth Science Reviews. **31**: 237-253.
 Chappell B.W., White A.J.R. 1992: I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci. **83**: 1-26.
 Chappell B.W., White A.J.R. 1974: Two contrasting granite types. Pacific Geology. **8**: 173-174.
 Chappell B.W. Withe A.J.R. 2001: Two contrasting granite types. 25 years late. Australian journal of Earth Science. **48**: 489- 499.
 Cocherie A. 1986: Systematic use of trace element distribution pattern in Log-Log diagrams for plutonic suite. *Geochemical and cosmochemistry Acta*. **50**: 2517-2522.
 Collins L.G. 1988: Hydrothermal Differentiation and Myrmekite – A Clue to Many Geologic Puzzles. Theophrastus Publications. S. A., Athens. 382 pp.
 Collins. W.J., Beams. S.D., White. A.J.R., Chappel B.W. 1982: Naturer and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contribtions to Mineralogy and petrology*. **80**: 180-200.
 Cox K.G., Bell J. D., Pandhurst R.G. 1979: The interpretation of igneous rocks. London, George Allen & Unwin. 450pp.
 Didier G., Duthou J.L., Lameyre J. 1982: Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. *J. Volc. Geotherm. Res.* **14**: 125-132.
 Floyd P.A. Winchester J.A. 1975: Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*. **27**: 211-218.
 Harker A. 1909: The natural history of igneous rocks. Methuen and Co. London. 384.
 Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986: Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), Collision Tectonics. *Geological Society London*. **19**: 67-81.
 Kuno H. 1968: Differentiation of basalt magmas. In: Hess, H.H. and Poldervaart, A. (eds), Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. Vol. 2. Interscience, New York. 623-688.
 Lindenberg H.G., Jacobshagen V. 1983: Post – Paleozoic geology of Taknar zone and adjacent areas. *GSI. rep.* **51**: 145- 163 .
 Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*. **101**: 635- 643.
 Mason B., Moore C.B. 1982. Principles of Geochemistry. John Wiley & Sons. New York. 344 pp.
 Pearce J.A., Harris, N.B.W. Tindle A.G. 1984: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* **25**: 956-983.
 Rickwood P.C. 1989: Boundary lines within petrologic diagrams which use of major and minor elements. *Lithos*. **22**: 247-263.
 Roberts M.P., Clemens J.D. 1993: Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*. **21**: 825-828.
 Soltani A. 2000: Geochemistry and geochronology of I type granitoid rocks in the northeastern central Iran. PhD Thesis. School of geosciences, University of Wollongong, Australia.

-
- Sutcliffe R.H., Smith A.R., Doherty W., Barnett R.L. 1990: Mantle derivation of Archaean amphibole- bearing granitoid and associated mafic rocks: evidence from the southern Superior Province, Canada. *Contrib. Min. Pet.* **105**: 255-274.
- Takahashi M., Aramaki SH., Ishihara S. 1980: Magnetite –Series/ ilmenite – Series vs. I- type/ S –type granitoids. *Mining Geology*. **8**: 13- 28.
- Tepper J.H., Nelson B.K., Bergantz G.W., Irving A.J. 1993: Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contribution to Mineralogy and Petrology*. **113**: 333-351.
- White A.J.R., Chappel B.W. 1983: Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. In: Roddick, J.A., (ed.). Circum-Pacific plutonic terranes. *Geological Society of America*. **159**: 21-34.