

زمین‌شناسی و زمین‌شیمی توده گرانیتوئیدی S-type میشو، شمال غرب ایران

ملیحه شاه‌زیدی^۱، محسن مؤید^{۱*}، شوجی آرای^۲، تهمینه پیرنیا^۲ و جمشید احمدیان^۳

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
^۲ پژوهشکده علوم و مهندسی، دانشکده سیستم‌های طبیعی، دانشگاه کانازاوا، ژاپن
^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵، ج.ا. ایران

چکیده

توده گرانیتوئیدی S-type میشو در جنوب غرب مرند (بین گسل‌های شمالی و جنوبی میشو) و شمال غرب ایران و دامنه شمال غربی کوه‌های میشو رخنمون داشته و در سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین (سازند کهر) تزریق شده است. این توده از لحاظ سنگ‌شناسی در برگرنده طیفی از سنگ‌های نفوذی اسیدی شامل گرانودیوریت، مونزوگرانیت، سینوگرانیت و گرانیت دومیکایی بوده و توسط دایک‌های اسیدی و بازیک قطع شده است. حضور انکلاوهای سورمیکاسه شواهدی از کانی‌های دیرگداز و حضور رستیت را نشان می‌دهد. بر اساس مطالعات صحرایی، پتروگرافی و زمین‌شیمیایی، سنگ‌های توده نفوذی کوه میشو در گروه گرانیتوئیدهای نوع S قرار می‌گیرند و دارای ماهیت کالک‌آلکالین پتاسیم‌دار و از نوع پراآلمین هستند. در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب به‌هنگار شده به کندریت و گوشته، اغلب این سنگ‌ها غنی‌شدگی از LREE و LILE، تهی‌شدگی از HREE و HFSE و آنومالی منفی Eu، Ta، Nb، Ti، Sr و Ba نشان می‌دهند که ویژگی ماگماتیسم مرتبط با فروانش است. داده‌های زمین‌شیمیایی در کنار موقعیت نمونه‌ها بر روی نمودارهای مختلف تمایز محیط تکتونیکی، نشان می‌دهد که این سنگ‌ها، با گرانیت‌های کوه‌زایی قابل مقایسه است.

واژه‌های کلیدی: لوکوگرانیت، زمین‌شیمی، پراآلمینوس، S-type، گرانیت‌های کوه‌زایی

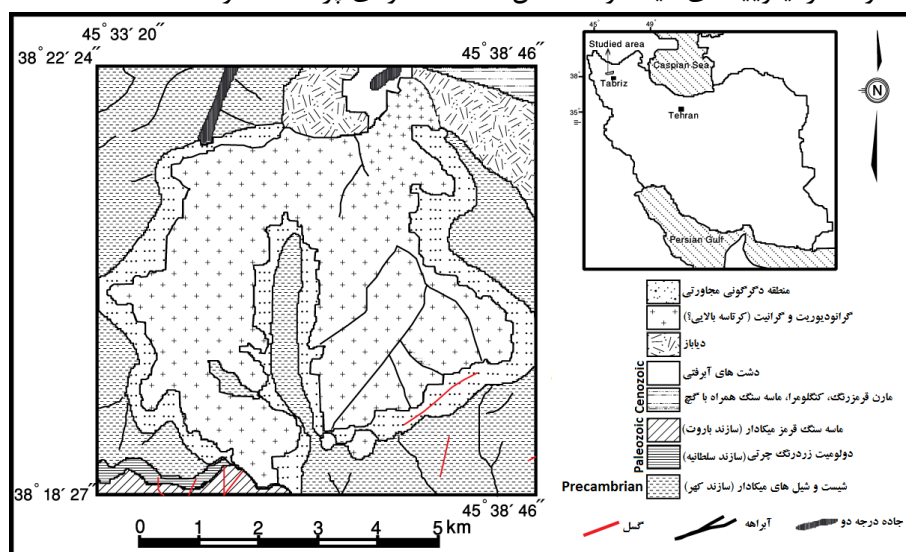
مقدمه

رسوبی دگرگون شده نفوذ کرده است. توده گرانیتوئیدی میشو تقریباً نعل اسبی شکل بوده و در سنگ‌های با درجه دگرگونی پایین (احتمالاً سازند کهر) نفوذ نموده و هاله مجاورتی تا محدوده رخساره گارنت-کردیریت-بیوتیت هورنفلس را ایجاد نموده است (شکل ۱)، بنابراین از انواع توده‌های نا برجا است (مؤید و همکاران، ۱۳۸۴).

توده گرانیتوئیدی میشو بین طول‌های جغرافیایی ۴۵° ۳۱' ۵" تا ۴۵° ۳۸' ۱۳" شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۸° ۱۹' ۴۸" تا ۲۲° ۲۷' ۳۸" شمالی، در جنوب غرب مرند و شمال غرب ایران و ارتفاعات میشو قرار دارد. این مجموعه شامل توده‌های گرانیتی است که درون سنگ‌های

سن مطلق توده، منشاء توده و ارتباط زمانی آن با توده‌های مجاور و فازهای کوه‌زایی ایران) در حاله‌ای از ابهام است. حضور این توده نفوذی گرانیتویدی نیازمند مطالعه‌ای جامع و همه جانبه است تا بخش قابل توجهی از تاریخچه زمین‌شناسی این منطقه و مناطق مجاور، به درستی تجزیه و تحلیل شود. در این نوشتار سعی شده با کمک نتایج حاصل از بررسی روابط صحرایی حاکم بر بخش‌های مختلف توده نفوذی میشو، پتروگرافی حدود ۲۰۰ مقطع نازک و آنالیزهای زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب به روش‌های XRF و ICP-MS، به بررسی ارتباط ژنتیکی بین بخش‌های مختلف توده، منشاء ماگمای سازنده و جایگاه تکتونیکی این توده نفوذی پرداخته شود.

اولین پژوهش انجام شده در این ناحیه در سال ۱۳۷۴ توسط جعفرخانی در قالب رساله کارشناسی ارشد تحت عنوان بررسی پترولوژی و زمین‌شیمی توده گرانیتویدی جنوب‌غرب مرند و سنگ‌های مجاور با نگرشی به پتانسیل کانی‌سازی آن انجام شده است و الهیاری در سال ۱۳۸۰، زمین‌شیمی و پترولوژی این منطقه را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد با عنوان پتروژنز و پتروگرافی توده گرانیتویدی میشو (جنوب‌غرب مرند)، را بررسی کرده است. در این مطالعات، مجموعه میشو یک گرانیت S-type بعد از برخورد معرفی شده که سنگ‌های رسوبی میزبان خود را، در اثر دگرگونی مجاورتی، به هورنفلس تبدیل نموده است. با این حال هنوز مسأله پترولوژی و زمین‌شیمیایی توده گرانیتویدی میشو (شامل



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی توده گرانیتی میشو (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ مرند (محجل و حاج‌علیلو، ۱۳۷۴))

از توده نفوذی در داخل سنگ‌های یاد شده و سنگ‌های مافیک و الترامافیک پالئوزوئیک، دلیل واضحی بر جوانتر بودن توده نسبت به پرکامبرین است. به واسطه تأثیر حرارتی ناشی از تزریق توده، سنگ‌های فراگیر در مجاورت بلافاصل آن، با تحمل دگرگونی مجاورتی، به مجموعه هورنفلس تبدیل شده‌اند. گرانودیوریت،

زمین‌شناسی منطقه

از لحاظ تقسیمات ساختمانی (نبوی، ۱۳۵۵) توده نفوذی میشو در شمال‌غرب پهنه البرز- آذربایجان و در منتهی الیه شمال‌غربی نوار ماگمایی ارومیه- دختر واقع شده است (شکل ۱). این توده درون شیست‌ها و فیلیت‌های پرکامبرین نفوذ کرده است. وجود آپوفیزهایی

۲۰۰ مقطع نازک تهیه و مطالعه شد و سپس ۲۵ نمونه از واحدهای سنگی مختلف برای انجام آنالیزهای زمین‌شیمیایی انتخاب شد. آنالیزهای عناصر اصلی ۲۵ نمونه از سنگ‌های منطقه در آزمایشگاه زمین‌شیمی دانشگاه ناروتو ژاپن با استفاده از مدل Rigaku RIX 2000 و عناصر فرعی و کمیاب ۲۰ نمونه سنگی به روش ICP-MS در آزمایشگاه Acmelab کانادا، انجام شده است. نتایج به‌دست آمده در جدول ۱ ارائه شده‌اند.

پتروگرافی

گرانیتوئید میشو

ترکیب سنگ‌های این واحد شامل طیفی از گرانودیوریت، مونزوگرانیت، سینوگرانیت و گرانیت دومیکایی است. این سنگ‌ها از دانه‌های نیمه‌شکل‌دار تشکیل شده است و بافت کاتاکلاستی نیز در تعدادی از مقاطع دیده می‌شود که آثار آن به‌صورت دگرشکلی در بیوتیت‌ها و پلاژیوکلازها و تبلور دوباره کوارتز مشاهده می‌شود. از دیگر بافت‌های متداول در این سنگ‌ها می‌توان به میکروپرتیت و میکروگرافیک اشاره کرد (شکل‌های ۲-A و ۲-B). پرتیتی‌شدن در گرانیت‌ها ناشی از میلونیتی‌شدن و دگرشکلی آن‌ها در پهنه‌های برشی گرم است. پدیده‌های یاد شده در اثر دگرشکلی دما بالا، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و کوارتز در پهنه‌های برشی گرم در حضور مقادیر اندکی مذاب بین‌دانه‌ای رخ داده‌اند (کنعانیان و رضایی کهخائی، ۱۳۸۴؛ رضایی کهخائی و کنعانیان، ۱۳۸۴). کانی‌های اصلی آن‌ها کوارتز، فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز و بیوتیت است (شکل‌های ۲-A و ۲-B) و کانی‌های فرعی این سنگ‌ها شامل مسکویت، تورمالین، زیرکن، آپاتیت، ایلمنیت و گارنت رستیت هستند. کوارتز به‌صورت بی‌شکل با فراوانی ۳۳-۴۵ درصد از حاشیه توده به مرکز افزایش می‌یابد. پلاژیوکلاز، دارای فراوانی ۲۵-۳۰ درصد است. بعضی از پلاژیوکلازها به‌صورت خردشده و دگرشکل شده دیده می‌شوند.

مونزوگرانیت و سینوگرانیت سازندگان اصلی توده نفوذی میشو هستند. این توده نفوذی از ریخت‌شناسی خشنی برخوردار است و دسترسی به بخش‌های مختلف آن به سختی امکان‌پذیر است. توده گرانیتوئیدی میشو توسط رگه‌های آپلیتی، پگماتیتی، لوکوگرانیتی و همچنین تعدادی دایک‌های دولریتی قطع می‌شود. دایک‌های اسیدی با ضخامت ۲ سانتی‌متر تا ۵ متر غالباً به موازات یکدیگر هستند (اکثراً در جهت NW-SE و W-E). دایک‌های دولریتی نیز با ضخامت تقریبی ۱-۲ متر مشابه دایک‌های اسیدی، توده نفوذی را قطع نموده‌اند. بافت دولریت‌ها پورفیری، افیتیک و ندرتاً گلمروپورفیری است و از لحاظ کانی‌شناسی عمدتاً از فنوکریست‌های پیروکسن (۲۵-۳۰ درصد)، آمفیبول (۱۰-۱۵ درصد) و پلاژیوکلاز (۵۰-۵۲ درصد) تشکیل شده‌اند (شکل ۲-H). از لحاظ سن چینه‌شناسی با توجه به این که گرانیت میشو در کوه‌های میشو نهشته‌های کهر و سنگ‌های مافیک-الترامافیک میشو دارای کنتاکت حرارتی است و انشعابات از آن در داخل نهشته‌های پرمین و جوانتر دیده نمی‌شود بنابراین انتساب آن به کرتاسه (؟) در نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ مرنند (محجل و حاج‌علیلو، ۱۳۷۴) صحیح به نظر نمی‌رسد. مؤید و حسین زاده، ۱۳۹۰ معتقدند که توده گرانیتوئیدی A-type شرق کوه‌های میشو مربوط به حرکات پایانی هرسینین بوده و توده S-type (مؤید و همکاران، ۱۳۸۴) را نیز به برخورد قاره-قاره و به سن هرسینین نسبت داده‌اند. اما بر اساس نتایج اخیر سن‌سنجی بر روی سنگ کل توده گرانیتوئیدی S-type میشو، سن این توده، ۵۴۰ میلیون سال (فار کوه‌زایی کاتانگایی) تعیین شده است.

روش انجام پژوهش

پس از انجام بررسی‌های دقیق صحرایی، به‌منظور بررسی پتروگرافی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، حدود

جدول ۱- ترکیب شیمیایی واحدهای مونزوگرنیتی، گرانودیوریتی و لوکوگرنیتی به روش‌های XRF و ICP-MS

Sample	A2-37	A2-45-1	P-14	P-15	P-208	P-225	P-227	P-24	P-26	P-27	P-28	T2-2	A2-70
Lithology	Grano diorite	Monzo granite	Leuco granite	Syeno granite	Monzo granite	Leuco granite	Syeno granite	Monzo granite	Twomica granite	Twomica granite	Twomica granite	Enclove	Grano Diorite
SiO ₂	72.22	76.86	76.11	76.5	75	74.58	76.73	74.62	72.91	74.37	73.48	72.98	70.96
TiO ₂	0.43	0.08	0.1	0.1	0.28	0.18	0.05	0.39	0.43	0.36	0.32	0.17	0.73
Al ₂ O ₃	13.57	12.85	12.88	12.52	12.82	13.4	13.29	12.81	13.18	12.71	12.59	13.5	13.33
FeO	1.56	0.44	0.56	0.77	1.05	1.11	0.4	1.54	1.71	1.4	1.5	2.38	2.88
Fe ₂ O ₃	1.35	0.44	0.54	0.71	0.87	1.03	0.38	1.33	1.43	1.21	1.21	1.75	1.85
MnO	0.04	0.01	0.02	0.01	0.03	0.03	0.01	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04
MgO	0.75	0.09	0.14	0.16	0.47	0.3	0.09	0.67	0.85	0.63	1.08	0.4	1.69
CaO	1.01	0.34	0.33	0.45	0.76	0.61	0.36	0.79	1.12	0.89	1.17	0.54	2.09
Na ₂ O	3.17	3.2	3.36	3	2.98	3.43	3.98	3.17	3.19	3.09	2.89	2.69	3.42
K ₂ O	4.85	5.24	5.24	5.26	4.93	4.61	4.23	4.15	4.06	4.28	4.1	3.43	1.88
P ₂ O ₅	0.17	0.13	0.16	0.15	0.13	0.17	0.16	0.16	0.12	0.15	0.15	0.15	0.21
LOI	0.68	0.27	0.44	0.27	0.55	0.41	0.27	0.14	0.75	0.73	1.29	1.68	0.57
Total	99.8	99.95	99.88	99.9	99.87	99.86	99.95	99.81	99.79	99.85	99.82	99.71	99.65
Ba	703	70	108	122.6	689	190	36.9	559	837.6	730	342.6	178	381
Rb	185.4	139.8	183.5	205	136.8	215.8	198.2	159.8	121.4	151.9	144.8	153.2	54.3
Sr	79.4	18.23	39.8	29.7	73.5	43.6	21	72.9	118.4	83.8	95.7	46.3	276.6
Zr	208.1	50.1	48.1	47.3	141.3	61.9	44.3	201	193.6	188.1	118	48.7	183
Nb	10.7	4.4	4.7	4.2	7	7	3.9	9.8	8.5	9.3	6.3	3.6	10.7
Ni	10.7	4.4	4.7	4.2	7	7	3.9	9.8	8.5	9.3	6.3	3.6	10.7
Co	3.8	0.9	1	nd	2.7	1.4	nd	4.1	nd	3.9	nd	2.1	10.6
Cr	9.9	nd	nd	nd	nd	nd	nd	11.7	20.2	6.7	8.4	7.2	61.3
Y	37.1	20.6	12.9	24.3	29.5	16.3	22.1	32.4	26.7	35	26.8	14.9	24.6
Cs	5.7	1.8	3	nd	2.1	5.5	nd	4.4	nd	3.8	nd	3.3	2.5
Ta	0.8	0.6	0.7	nd	0.6	1.2	nd	1.1	nd	0.8	nd	1	1
Hf	5.8	2	2.3	nd	4	2.3	nd	6.2	nd	5.5	nd	1.8	5.4
Pb	15.6	16.7	18	14.7	17.6	12.8	11	14.3	13.9	14.7	12.6	10	6.3
Th	15.6	5.8	5.2	6.8	9.2	6.3	5.6	13.1	13.3	12.1	9.2	5.7	5.9
U	3.6	2	3.6	nd	4.6	4.5	nd	6.6	nd	4.4	nd	4.2	1.8
Ga	18	12.5	14.1	nd	15	17.2	nd	16.6	nd	16.4	nd	17.9	15.4
La	29.6	6.2	3.7	nd	17.6	7.3	nd	24.3	nd	24.3	nd	6.4	21.6
Ce	60.9	15.3	7.6	22.9	36.8	15.5	15.3	48.9	51.2	49.5	33.3	13.1	48.3
Pr	7.59	1.78	1.69	nd	4.52	1.91	nd	5.96	nd	6.15	nd	1.69	5.61
Nd	28	6.677	3.7	nd	17.1	7.1	nd	23.3	nd	23.2	nd	6	23.2
Sm	5.87	2.088	1.02	nd	3.58	1.83	nd	4.75	nd	4.97	nd	1.51	4.36
Eu	0.68	0.16	0.11	nd	0.53	0.15	nd	0.59	nd	0.65	nd	0.14	1.32
Gd	5.76	2.03	1.17	nd	3.82	1.82	nd	4.79	nd	5.02	nd	1.67	4.1
Tb	1.05	0.51	0.31	nd	0.76	0.42	nd	0.91	nd	0.96	nd	0.39	0.69
Dy	6.37	3.52	2.07	nd	4.76	2.65	nd	5.56	nd	6.08	nd	2.48	4.17
Ho	1.23	0.71	0.45	nd	1.01	0.55	nd	1.1	nd	1.2	nd	0.52	0.86
Er	3.66	2.24	1.46	nd	3.04	1.62	nd	3.2	nd	3.48	nd	1.5	2.53
Tm	0.52	0.39	0.25	nd	0.45	0.28	nd	0.48	nd	0.49	nd	0.27	0.4
Yb	3.44	2.82	1.83	nd	2.87	1.97	nd	3.08	nd	3.27	nd	1.79	2.61
Lu	0.49	0.4	27	nd	0.41	0.28	nd	0.43	nd	0.46	nd	0.25	0.39

همچنین تأثیر نیروهای کششی و فشاری باعث تغییر شکل در بلورها و ایجاد بافت نوار شکنجی و ماکل‌های مکانیکی و تابدار در آن‌ها شده است. مسکویت غالباً به صورت اولیه و گاهی نیز در فرم ثانویه در شکستگی‌های این سنگ‌ها تشکیل شده است. فلدسپار قلیایی (۲۰-۳۵ درصد) فراوانی بیشتری نسبت به پلاژیوکلاز دارد. غالب فلدسپارهای قلیایی بی‌شکل بوده و ارتوزکلاز یا میکروکلین، بافت‌های میکروپریت را به نمایش

می‌گذارند. بیوتیت فراوانی ۵-۱۰ درصد داشته و به صورت ورقه‌های مجزا و یا پولک‌های کوچک همراه با بلورهای پلاژیوکلاز و به صورت دو نسل مشاهده می‌شود (شکل‌های ۲- C و ۲- D). بیوتیت‌های این پهنه‌ها دستخوش دگرسانی شده و به کلریت (شکل ۲- C)، اسفن، اکسید و هیدروکسید آهن تجزیه شده‌اند. TiO₂ آزاد شده از این فرآیند با CaO و SiO₂ موجود در محیط ترکیب شده و اسفن ثانویه ایجاد کرده است. اسفن

ثانویه، ریزدانه و بی‌شکل بوده و همراه با بیوتیت‌های دگرسان‌شده در حاشیه بلورها یا در راستای شکاف‌ها و مرز دانه‌های بیوتیت با کانی‌های دیگر دیده می‌شوند. پتاسیم آزاد شده در جریان دگرسانی بیوتیت‌ها همراه با Al و Si پلاژیوکلازها در تشکیل سریسیت مشارکت کرده‌اند. سپس آهن آزاد شده نیز به شکل اکسید

و هیدروکسید آهن در درز و شکاف‌های کانی‌ها دیده می‌شود. دو نوع مسکویت در این توده شناسایی شده است، مسکویت‌های اولیه که به شکل ورقه‌های بزرگ شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند و مسکویت‌های ثانویه که به شکل ورقه‌های کوچک پراکنده درون فلدسپارها و گاهی همراه بیوتیت‌ها دیده می‌شوند.

ادامه جدول ۱- ترکیب شیمیایی واحدهای مونوزوگرانیته، گرانودیوریتی و لوکوگرانیته به روش‌های XRF و ICP-MS

Sample	2P-23	2P-63	2P-64	2P-74	2P-78	2P-81	2P-9	A2-11-1	A2-14-1	A2-25-3	A2-36
Lithology	Grao diorite	Leucogranite	Leuco granite	Syeno granite	Monzo granite	Twomic agranite	Leuco granite	Leuco granite	Leuco granite	Leuco granite	Twoica Granite
SiO ₂	71.76	76.52	75.69	74.74	77.92	73.22	76.67	76.09	71.73	75.08	74.41
TiO ₂	0.52	0.09	0.1	0.4	0.29	0.35	0.13	0.05	0.35	0.06	0.32
Al ₂ O ₃	13.63	13.4	13.15	12.54	11.13	13.53	12.39	13.42	13.96	13.09	13.12
FeO	1.81	0.67	0.62	1.42	1.17	1.46	0.8	0.39	1.28	0.49	1.15
Fe ₂ O ₃	1.5	0.56	0.63	1.19	0.913	1.24	0.76	0.37	1.21	2	1.07
MnO	0.05	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.03
MgO	0.94	0.17	0.18	0.72	0.52	0.68	0.23	0.07	0.67	0.15	0.54
CaO	1.27	0.7	0.41	0.77	0.61	0.48	0.48	0.56	1.12	0.92	0.89
Na ₂ O	3.31	3.84	3.44	3.25	2.68	3.26	2.88	4.43	3.2	4.56	3.15
K ₂ O	4.32	3.47	4.89	3.84	3.87	4.3	5.21	4.28	5.35	3.31	4.93
P ₂ O ₅	0.17	0.19	0.18	0.11	0.09	0.15	0.15	0.21	0.13	0.21	0.13
LOI	0.48	0.29	0.61	0.8	0.63	1.18	0.17	0.06	0.8	0.01	0.1
Total	99.76	99.92	99.93	99.82	99.85	99.88	99.9	99.95	99.84	99.9	99.84
Ba	852	240	50	464	299	615	57	392	1265	235	527
Rb	159	83.9	212.7	135.4	129.1	157.9	188.8	119.8	147.8	109.5	163
Sr	98.7	102.2	24.4	71.4	56.8	62.5	23.6	103.1	84.32	87.1	54.12
Zr	255.2	68.4	41.2	204.5	136	179.2	46.3	41.9	182.9	48.4	162
Nb	11.7	6.6	5.5	10.3	7	9	6	4.8	8.5	8.2	8.9
Ni	11.7	6.6	5.5	10.3	7	9	6	4.8	8.5	8.2	8.9
Co	5.8	1.1	0.9	3.8	3.2	3.1	0.9	1	4.4	2.9	2.7
Cr	14.5	nd	nd	6.9	0.2	4.3	nd	nd	7.2	nd	2
Y	40.4	17.6	10.3	30.1	34	33.4	19	8	29.6	15.4	34.1
Cs	7.2	1.4	4.6	2.5	2.6	2.7	5.1	5.5	4.7	0.7	6.1
Ta	0.9	1.2	1.2	1	0.7	0.9	1	0.9	0.7	0.9	1
Hf	7.1	2.9	1.9	5.8	4	5.2	1.9	2.3	5.2	2.2	4.5
Pb	13.7	8.3	14.1	11.6	14	14.5	17.5	8.5	17.5	8.8	15
Th	14.5	5.8	4.4	16	11	12.2	6.6	6.3	13.1	4.6	12.8
U	3.6	9.3	2.1	6.3	5.4	2.4	2.5	3	2.8	4.5	3.9
Ga	17.4	17.2	16.4	16.2	12.9	17	15.8	16.7	16	17.7	16.1
La	33.2	5.2	4.8	26.4	19.1	25.2	6.2	3.2	24.9	2.9	22.9
Ce	69.3	11.8	10.3	54.8	38.9	51.1	12.7	8	55.5	6.8	46.8
Pr	8.42	1.49	1.37	6.72	4.87	6.28	1.73	0.94	6.15	0.83	5.7
Nd	31.8	4.9	4.6	24.3	18.3	22.6	5.8	8.242	22.8	3.1	14.055
Sm	6.42	1.5	1.3	4.85	3.78	4.87	1.7	1.275	5.766	1.21	4.291
Eu	0.86	0.1	0.1	0.54	0.42	0.58	0.16	0.09	0.82	0.03	0.52
Gd	6.41	1.66	1.3	4.73	4.13	4.88	1.97	1.03	4.56	1.37	4.5
Tb	1.14	0.43	0.29	0.86	0.84	0.92	0.48	0.24	0.83	0.39	0.86
Dy	6.8	2.99	1.77	5.11	5.31	5.36	3.12	1.5	5	2.55	5.28
Ho	1.39	0.58	0.34	1.06	1.13	1.14	0.65	0.26	1.04	0.49	1.13
Er	3.99	2.01	1	3.16	3.48	3.14	1.91	0.86	3.07	1.61	3.33
Tm	0.58	0.31	0.19	0.45	0.5	0.49	0.32	0.18	0.47	0.29	0.52
Yb	3.72	2.18	1.4	3.11	3.12	3.24	2.15	1.27	3	2.08	3.44
Lu	0.54	0.3	0.21	0.44	0.45	0.45	0.32	0.19	0.43	0.29	0.51

آن‌ها یافت می‌شوند. رگه‌های کوچک آن‌ها گاهی به صورت چین خورده دیده می‌شوند که نشانگر حاکم بودن تنش‌های تراکمی بر آن‌ها در زمان تشکیل است. دایک‌های آپلیتی دارای ضخامت متغیر از ۲ سانتی‌متر تا حدود ۵۰ سانتی‌متر هستند. آپلیت‌ها، آخرین فاز ماگمای فلسیک محسوب می‌شوند که به صورت دایک درون واحدهای پیشین نفوذ کرده‌اند. آپلیت‌ها با رنگ صورتی تا سفید، با ترکیب میکروگرانیت و ساخت ریزدانه دیده می‌شوند. بافت آن‌ها دانه‌شکری با دانه‌بندی یکنواخت است. کوارتز (۵۰-۵۵ درصد)، ارتوکلاز (۲۵-۳۰ درصد) و پلاژیوکلاز (۱۵-۲۰ درصد) کانی‌های اصلی سنگ‌ها هستند. این سنگ‌ها از کانی‌های مافیک (مانند بیوتیت، آمفیبول و ...) فقیر هستند.

دایک‌های لوکوگرانیتی

لوکوگرانیت‌ها به صورت دایک با ضخامت متغیر ۱ تا حدود ۵ متر، دیده می‌شوند. این واحد با رنگ سفید و کمبود کانی‌های تیره از واحدهای دیگر متمایز شده است. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این گروه، کوارتز ۳۳-۳۴ درصد، فلدسپار پتاسیک ۱۹-۲۵ درصد، پلاژیوکلاز سدیک ۳۹-۴۱ درصد و کانی‌های فرعی آن مسکویت، گارنت، آپاتیت و زیرکن هستند (شکل‌های ۲-F و ۲-G). کوارتز کانی اصلی لوکوگرانیت‌هاست که به علت تنش‌های پس از تبلور دارای خاموشی موجی شده‌اند. پلاژیوکلاز، اساساً از نوع سدیک با محتوای آل‌بیت بالاست ($An=7-9$). بافت آن‌ها گرانولار، میکروگرافیکی و میکروپرتیتی با دانه‌بندی متوسط است. این سنگ‌ها از کانی‌های مافیک فقیر ولی از کانی‌هایی فرعی مانند زیرکن غنی هستند. فرآورده‌های ثانویه این سنگ‌ها اپیدوت و سریسیت هستند. گارنت‌ها در نمونه‌دستی به صورت ریزدانه یا به صورت لکه‌های قهوه‌ای دیده می‌شوند. با استفاده از آنالیز نقطه‌ای ترکیب آن‌ها آلماندن است و به نظر می‌رسد که دارای خاستگاه آذرین بوده (شکل ۱-G) و از طریق تبلور ماگمای سازنده این سنگ‌ها به وجود آمده‌اند.

کانی کدر موجود در مونوزوگرانیت‌ها، بر اساس آنالیز نقطه‌ای، ایلمنیت تشخیص داده شده است. بیش‌ترین ادخال‌های آپاتیت و زیرکن در بیوتیت‌های درشت دانه مشاهده می‌شوند (شکل ۲-D). زیرکن نیز مانند بیوتیت‌ها به صورت دو نسل دیده می‌شوند. همچنین گارنت به صورت رستیت همراه با بیوتیت دیده می‌شود. انکلاوهای میکاشیستی سورمیکاسه نیز به صورت عدسی‌های کشیده، اشکی‌شکل، بیضوی و به موازات پهنه برشی در آن‌ها دیده می‌شود.

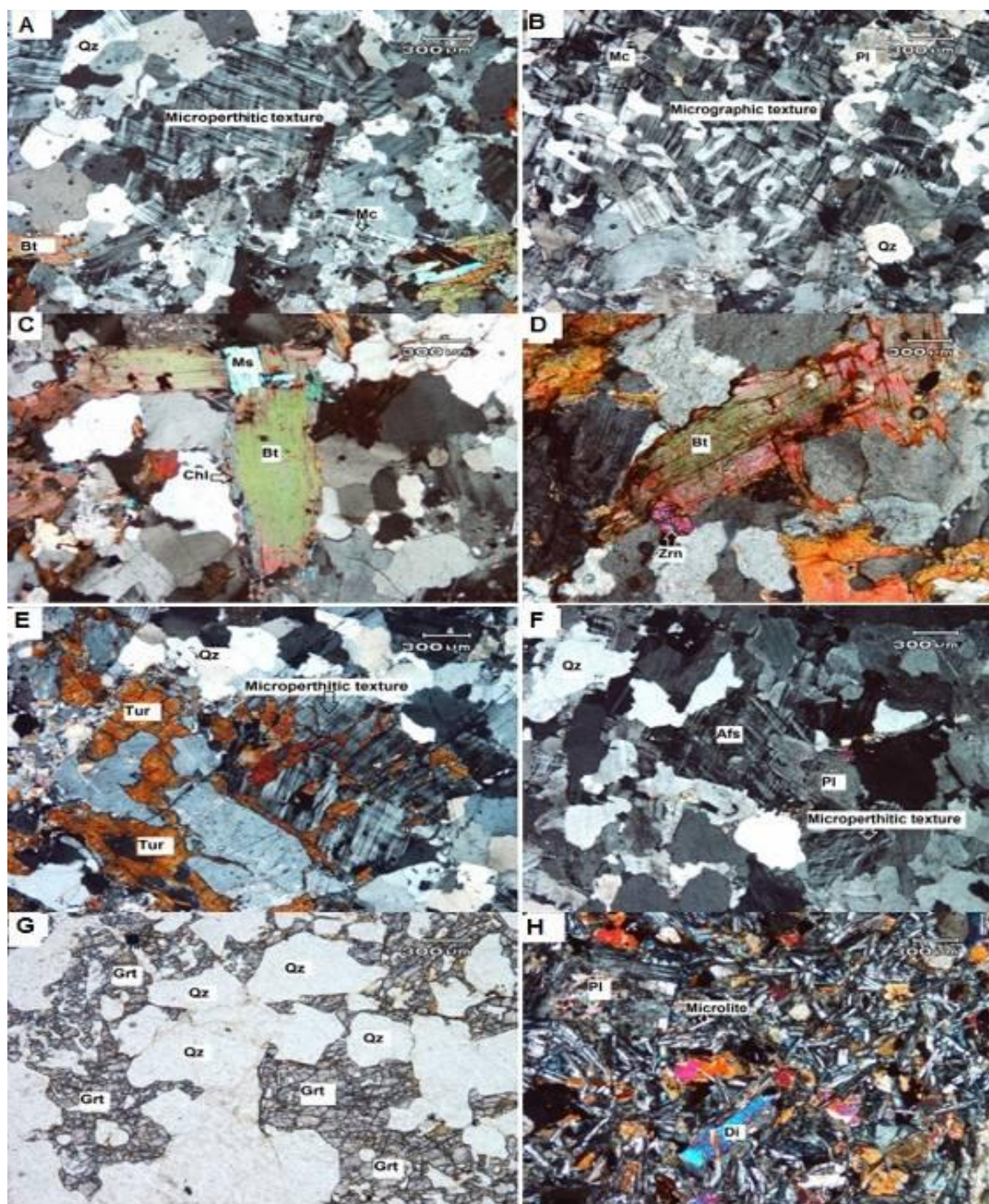
همچنین، انکلاوهای ریزدانه مافیک در فرم بیضوی و کروی با ابعاد ۵ تا ۱۰ سانتی‌متر در داخل گرانیت‌ها دیده می‌شوند. این سنگ‌ها دارای بافت و ترکیب کانی‌شناسی کاملاً مشابه با سنگ‌های میزبان‌شان هستند. شواهد کانی‌شناسی و بافتی گویای آن است که انکلاوهای یاد شده، بخش حاشیه انجماد سریع توده‌ها بوده که در نتیجه صعود بخش اصلی ماگما، قطعه قطعه شده و به صورت انکلاو در آن‌ها ظاهر شده‌اند. ترکیب کانی‌شناسی انکلاوها شامل کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپار قلیایی، بیوتیت و گاه تورمالین است (شکل ۲-E). بخشی از توده گرانیتویدی که شامل نمونه‌های گرانیتی است توسط گسل‌هایی با روند شمال غرب- جنوب شرقی جابه‌جا شده‌اند و این گرانیت‌ها در پهنه‌های برشی دستخوش دگرشکلی شدیدی شده و در برخی مناطق، مرز توده با سنگ‌های دگرگونی میزبان، میلونیتی است.

دایک‌های اسیدی

توده گرانیتویدی میشو با دایک‌های لوکوگرانیتی، آپلیتی و پگماتیتی قطع شده است که به طور جداگانه بررسی خواهند شد.

دایک‌های آپلیتی

آپلیت‌ها و پگماتیت‌های وابسته به گرانیت‌ها به صورت توده‌های کوچک، رگه، رگچه، غده، دایک و سیل در درون گرانیت‌ها و یا درون سنگ‌های دگرگون میزبان



شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های توده گرانیتویدی میشو، A و B) بافت‌های میکروپرتیت و میکروگرافیک در گرانیت با کانی‌های پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کوارتز، بیوتیت و آکتینولیت در گرانودیوریت‌ها، C) بلورهای بیوتیت با تجزیه به کلریت همراه با مسکویت اولیه در گرانیت‌ها، D) انکلوزیون زیرکن در بیوتیت، E) هم‌رشدی فلدسپار پتاسیم با تورمالین به همراه کانی کوارتز، F و G) بافت دانه‌ای در دایک‌های لوکوگرانیتی با پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کوارتز و گارنت، H) بافت‌های افیتیک و ساب افیتیک در دولریت‌ها. علائم اختصاری نام کانی‌ها از Whitney و همکاران (۲۰۱۰) اقتباس شده است.

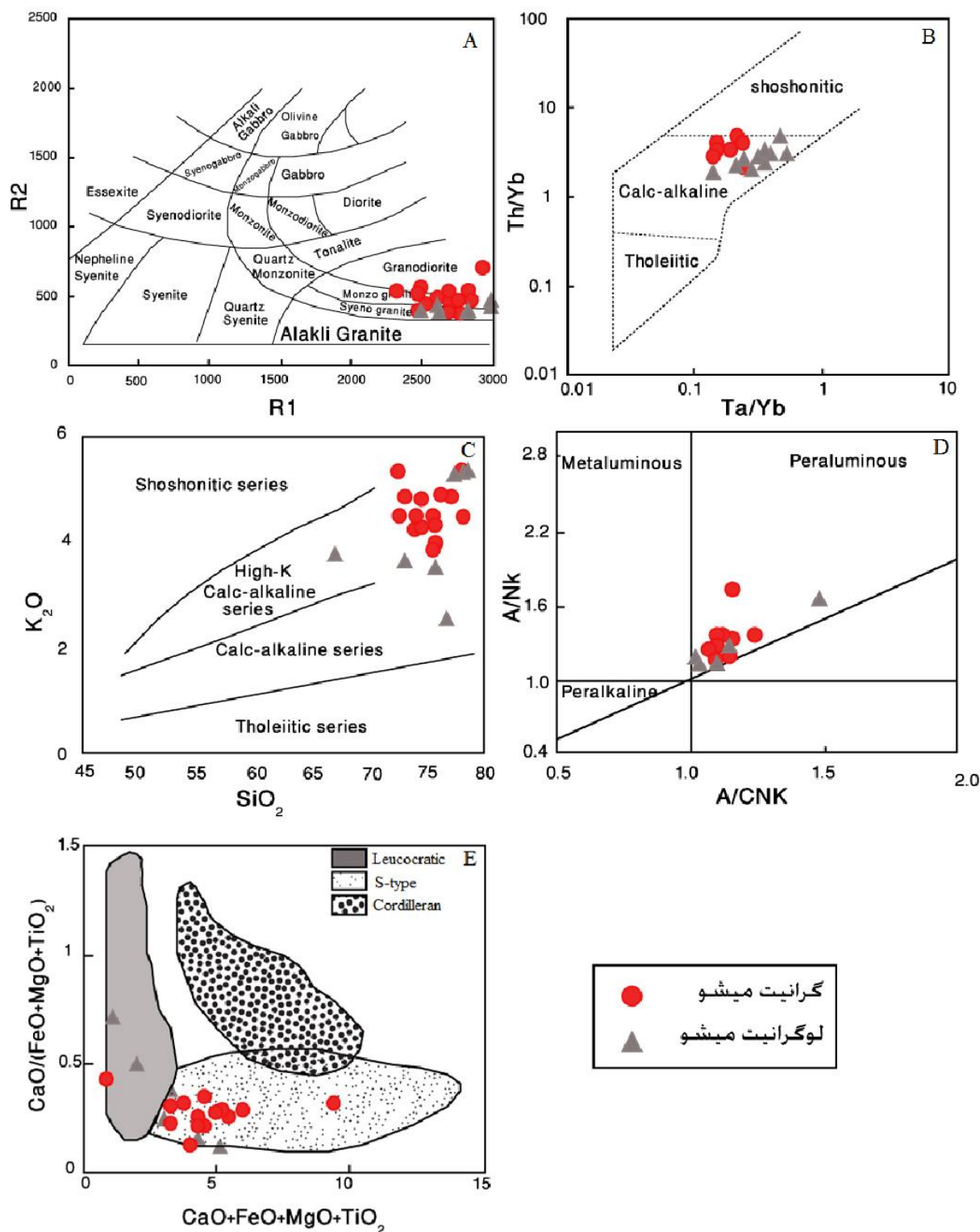
زمین‌شیمی عناصر اصلی و کمیاب

نتایج آنالیزهای زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های سنگ کل واحدهای مختلف توده گرانیتوئیدی میشو در جدول ۱ آمده است. در نمودارهای طبقه‌بندی زمین‌شیمیایی و نورماتو De la Roche و همکاران (۱۹۸۰) سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی در گستره‌های سینوگرانیت، مونزوگرانیت و گرانودیوریت واقع شده‌اند (شکل ۳- A). نمونه‌های مورد بررسی در نمودار تعیین سری ماگمایی Pearce (۱۹۸۳) در قلمرو سری کالک‌آلکالن (شکل ۳- B) و در نمودار Tylor و Peccerillo (۱۹۷۶) در قلمرو سنگ‌های کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط - بالا قرار می‌گیرند (شکل ۳- C). میانگین شاخص اشباع آلومینیوم در سنگ‌های مورد بررسی (مونزوگرانیت‌ها و لوکوگرانیت‌ها) بیش از ۱ بوده و در نمودار تعیین درجه اشباع آلومین Shand (۱۹۴۹) (شکل ۳- D) در گستره پراآلمین قرار می‌گیرند که پیشنهادکننده مقادیر بالای متشکله پوخته‌ای برای تشکیل ماهیت فلسیک آن‌هاست. سه نوع گرانیت پراآلمینوس توسط Patino Douce (۱۹۹۹) شناسایی شده است که عبارتند از:

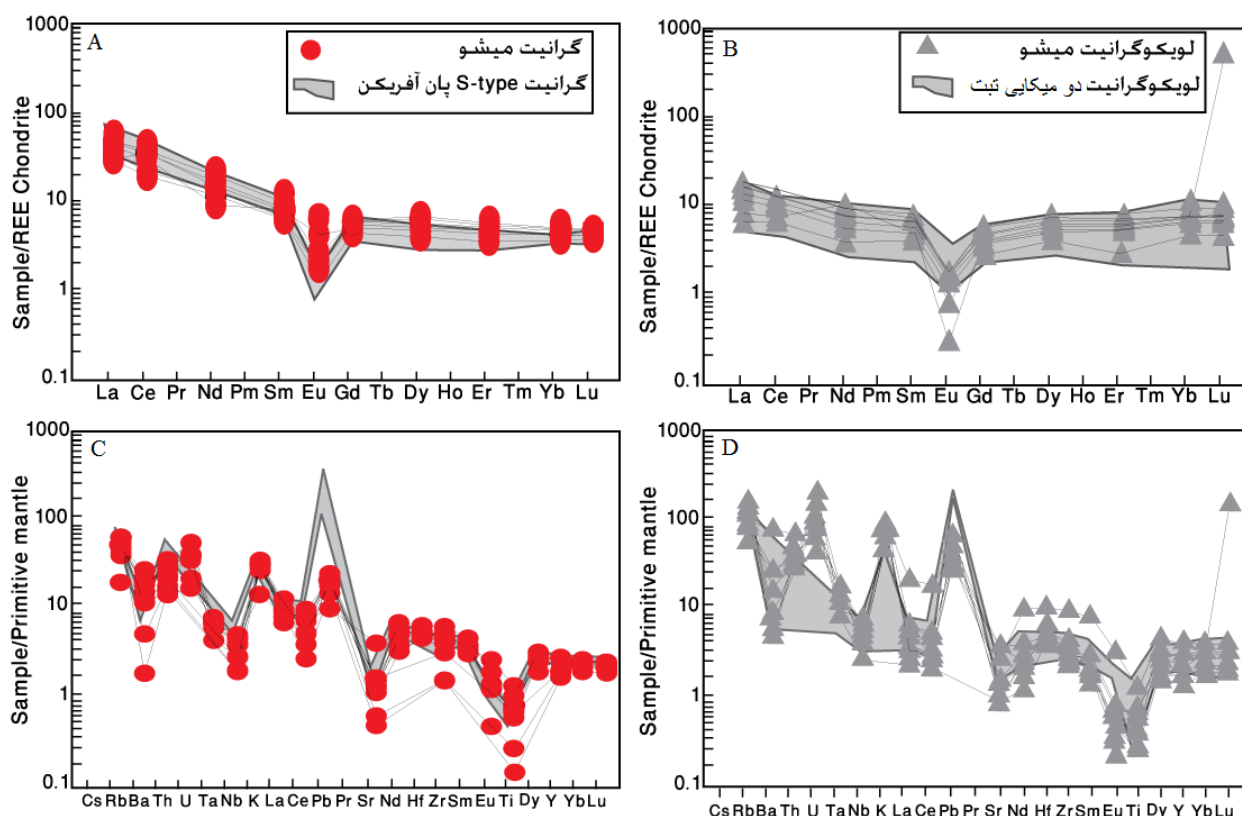
الف) گرانیت‌های پراآلمینوس لوکوکرات، ب) گرانیت‌های S-type شدیداً پراآلمینوس و ج) گرانیت‌های پراآلمینوس دومیکایی نوع کردیلران. در نمودار ۳- E اغلب نمونه‌های گرانیتی و لوکوگرانیتی در محدوده گرانیت‌های S-type شدیداً پراآلمینوس و درصد کمی از لوکوگرانیت‌ها در محدوده لوکوکرات‌های پراآلمینوس قرار می‌گیرند.

نمودار عناصر خاکی کمیاب به‌هنگار شده نسبت به کاندیریت از Sun و McDonough (۱۹۸۹) برای سنگ‌های منطقه در شکل‌های ۴- A و ۴- B نشان داده شده‌اند. این نمودارها غنی‌شدگی بسیار آشکار گرانیت‌ها از عناصر کمیاب خاکی سبک به‌ویژه Sm, La, Pr, Ce و

Nd نشان می‌دهند ($La_N/Sm_N=2.3-3$)، در حالی که این عناصر در نمودارهای REE مربوط به لوکوگرانیت‌ها غنی‌شدگی کمتری را نشان می‌دهند و الگوی LREE این سنگ‌ها تا حدودی مسطح است ($La_N/Sm_N=1.3-2.4$). این غنی‌شدگی با فراوانی فلدسپارهای قلیایی مانند ارتوزکلاز یا ارتوزکلاز پرتیتی موجود در این سنگ‌ها در ارتباط است. غنی‌شدگی این سنگ‌ها از K_2O نیز گویای این امر است. تمرکز پایین HREE نسبت به LREE بر اثر عواملی مانند: درجه پایین ذوب بخشی، وجود گارنت باقی‌مانده در سنگ منشأ (Rollinson, 1993) به‌وجود می‌آید. الگوی HREE نزولی در گرانیت‌ها و محتوای پایین Y و Yb بیانگر حضور گارنت در سنگ‌های منشأ آن‌هاست (Kampunzu et al., 2003). زیرا عناصر Y و Yb وارد شبکه گارنت شده و باقی‌ماندن آن در فاز تفاله باعث تهی‌شدگی عناصر HREE می‌شود. علاوه بر این، آن‌ها تهی‌شدگی قابل توجهی از Eu نشان می‌دهند (در گرانیت‌ها $Eu/Eu^*=0.3-0.5$ و در لوکوگرانیت‌ها $Eu/Eu^*=0.1-0.3$) که با باقی‌ماندن پلاژیوکلاز با محتوای آنورتیت بالا در فاز تفاله و کاهش قابل توجه مقدار پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها و تمرکز بالای Eu^{+2} در پلاژیوکلاز سازگار است. Eu عنصری سازگار در فلدسپارهاست و آنومالی آن بر اثر باقی‌ماندن فلدسپار در منشأ در حین ذوب بخشی در شرایطی که اکتیویته H_2O پایین است، ایجاد می‌شود (Tepper et al., 1993). در نمودارهای عنکبوتی چند عنصری به‌هنگار شده نسبت به گوشته اولیه از Sun و McDonough (۱۹۹۵) (شکل‌های ۴- C و ۴- D)، گرانیت‌ها و لوکوگرانیت‌ها از عناصر HFSE مانند Ta, Ti, Sr, Ba, Nb و HREE تهی‌شدگی نسبی و از عناصر LILE نظیر Zr, Ce, Th, U, Cs, K و LREE غنی‌شدگی نسبی نشان می‌دهند، این ویژگی می‌تواند از جدایش ماگما، از منبعی با گارنت باقی‌مانده ناشی شده باشد.



شکل ۳- A) نام‌گذاری سنگ‌های گرانیتی میشو با استفاده از نمودار R1-R2 (De la Roche *et al.*, 1980) و B و C) تعیین سری‌های ماگمایی نمونه‌های مورد مطالعه در دیاگرام Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1983) و نمودار SiO₂ در برابر K₂O (Peccerillo and Tylor, 1976) D) تعیین درجه اشباع از آلومینیوم سنگ‌های گرانیتوئیدی میشو در نمودار A/CNK در برابر A/NK (Shand, 1949) E) نمودار تمایز انواع گرانیت‌های پرآلومینوس از یکدیگر و ترکیب نمونه‌های منطقه مطالعه شده (Patino Douce, 1999).



شکل ۴- A و B) فراوانی عناصر نادر خاکی (REE) در نمونه‌های گرانیتی و لوکوگرانیتی که نسبت به کندریت (Sun and Mcdonough, 1989) به‌هم‌نجار شده‌اند و مقایسه آن‌ها با سنگ‌های گرانیتی S-type نوار Pan-African در جنوب مراکش و لوکوگرانیت‌های دومیکایی Everest-Makalu در تبت، C و D) فراوانی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در نمونه‌های گرانیتی و لوکوگرانیتی که نسبت به گوشته اولیه (Sun and Mcdonough, 1995) به‌هم‌نجار شده‌اند و مقایسه آن‌ها با سنگ‌های گرانیتی S-type نوار Pan-African در جنوب مراکش و لوکوگرانیت‌های دومیکایی Everest-Makalu در تبت.

LILE می‌تواند در نتیجه تحرک عناصر طی دگرسانی، نقش گوشته متاسوماتیزه، آلودگی به وسیله مواد پوسته‌ای و یا دخالت پوسته در تولید سنگ‌های منطقه باشد. آنومالی منفی Nb و Ti به عوامل گوناگونی نسبت داده می‌شود که عبارتند از:

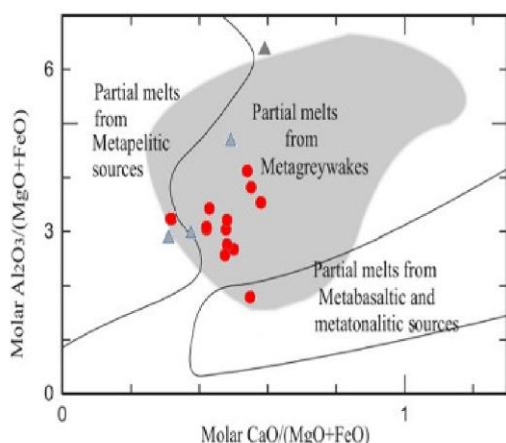
۱- مشخصه ماگماتیسیم مرتبط با فرآیند فرورانش است (Saunders *et al.*, 1980; Kuster and Harms, 1998).

۲- وجه مشخصه سنگ‌های پوسته قاره‌ای و شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی است (Rollinson, 1993; Kuster and Harms, 1998).

۳- نشانه فقر این عناصر در منشاء، پایداری فازهای حاوی این عناصر در طی ذوب بخشی و یا جدایش آن‌ها

تهی‌شدگی از Sr با نبود پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم در این سنگ‌ها و آنومالی منفی Ti در گرانیت‌ها با حضور آپاتیت، ایلمنیت یا تیتانیت در سنگ منشاء و در لوکوگرانیت‌ها با باقی ماندن بیوتیت همراه با کانی‌های آپاتیت، ایلمنیت یا تیتانیت در منشاء سازگار است.

همچنین در نمودار عنکبوتی فوق سنگ‌های سازنده توده گرانیتویدی میشو از Ta, Nb و Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند، این امر از ویژگی‌های بارز ماگماهای تشکیل‌دهنده در پهنه‌های فرورانش است. غنی‌شدگی نمونه‌ها از LREE و LILE و فقیر شدگی نمونه‌ها از HREE و HFSE بیانگر ماگماتیسیم نفوذی مرتبط با فرورانش است (Pearce *et al.*, 1984). غنی‌شدگی از



شکل ۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تفکیک کننده منشأ سنگ‌ها (Wolf and Wyllie, 1994)

بحث

نوع گرانیتوئیدهای مورد مطالعه

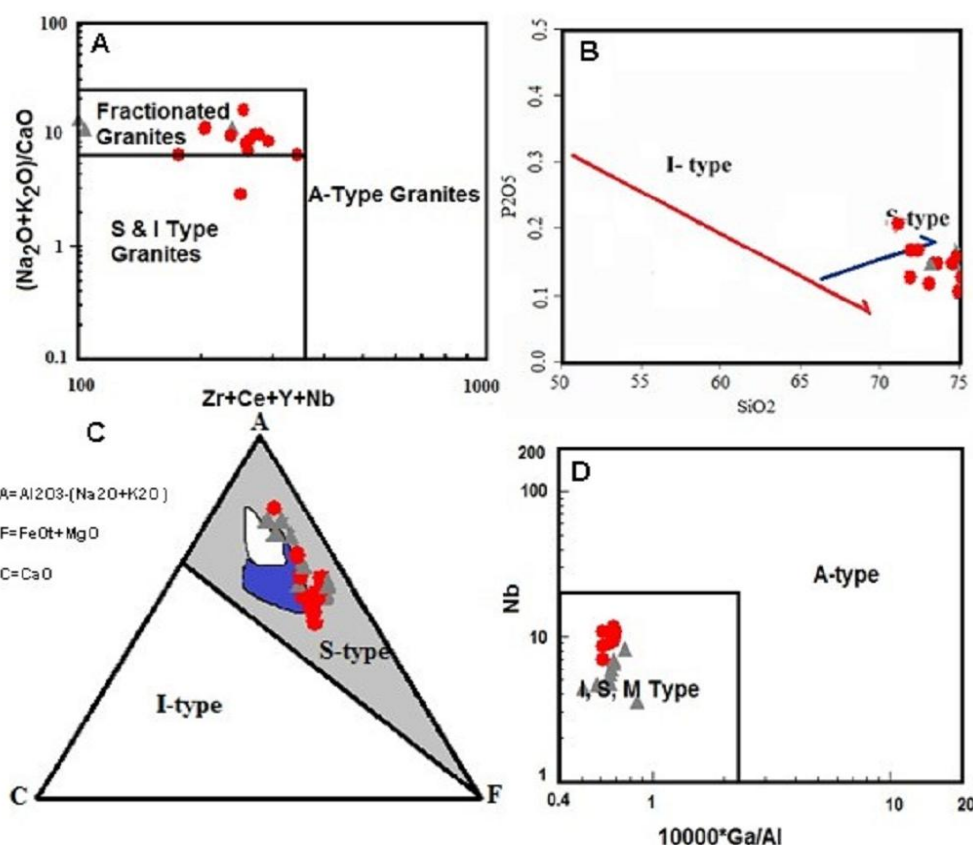
بر اساس نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{CaO}$ در برابر $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ (Whalen *et al.*, 1987) نمونه‌های مورد نظر در محدوده گرانیت‌های تفریق‌یافته قرار می‌گیرند (شکل ۶- A). همچنین در نمودار SiO_2 در برابر P_2O_5 نمونه‌های گرانیتی و لوکوگرانیتی در امتداد روند گرانیت‌های S-type تعیین شده توسط Chappell و White (۲۰۰۱) قرار می‌گیرند (شکل ۶- B). تمایل داشتن گرانیت‌ها به حضور در محدوده گرانیتوئیدهای نوع S از ماهیت تفریق‌یافته آن‌ها و غنی‌بودن از سدیم و پتاسیم ناشی می‌شود. در نتیجه نمونه‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی دارای ماهیت پرآلومینوس متوسط تا زیاد هستند که خود یکی از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع S است. برای تفکیک بهتر گرانیتوئیدهای S و I از یکدیگر، از نمودار ACF (شکل ۶- C) استفاده شده است (Chappell and White, 1992). با توجه به این نمودار، تمام نمونه‌های سنگی در محدوده گرانیتوئیدهای S و محدوده‌های مذاب‌های تجربی حاصل از ذوب بخشی لوکوگرانیت‌ها (Benard *et al.*, 1985) و متاپلیت‌ها (Holtz and Johnnes, 1991) قرار

در طی فرآیند تفریق است (Wu *et al.*, 2003). تهی‌شدگی Sr ناشی از کاهش فراوانی فلدسپار در این سنگ‌ها به علت باقی‌ماندن پلاژیوکلاز در فاز تفاله است زیرا Sr به جای کلسیم و پتاسیم، در شبکه فلدسپار وارد می‌شود. Ba نیز به خاطر جانشینی با پتاسیم در ارتوکلاز و بیوتیت با تفریق این کانی‌ها آنومالی منفی پیدا کرده است. بررسی‌های مختلف نشان می‌دهند که جدایش فازهایی نظیر پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، فلدسپار قلیایی، ایلمنیت، اسفن، آپاتیت، زیرکن، مونازیت و آلانیت که دارای ضرایب توزیع بالایی از عناصر یاد شده هستند نیز کنترل‌کننده چنین روندهایی در مجموعه‌های سنگی هستند. بنا بر پیشنهاد Chappell و White (۱۹۹۲) غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار La، K و Rb و آنومالی منفی عناصر Nb، Sr، Ti و Ba بیانگر مذاب حاصل از منشأ پوسته‌ای است (Thuy *et al.*, 2004). همچنین نمودارهای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی گرانیت‌ها و لوکوگرانیت‌های میشو با گرانیت‌های S-type مراکش (Baghdadi *et al.*, 2003) و لوکوگرانیت‌های دومیکایی ناحیه Everest-Makalu در تبت (Visonà and Lombardo, 2002) مقایسه شده‌اند که به‌طور کلی الگوی تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در این سنگ‌ها مشابه بوده و تفاوت موجود، احتمالاً ناشی از میزان تمرکز این عناصر است. برای تعیین منشأ گرانیتوئیدهای منطقه از نمودار مولار $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}+\text{FeO}$ در برابر مولار $\text{CaO}/\text{MgO}+\text{FeO}$ (شکل ۵) استفاده شده است. با توجه به این نمودار، ماگمای سازنده توده گرانیتوئیدی مورد نظر، از ذوب سنگ‌های رسوبی دگرگون‌شده حاصل شده‌اند. شاید بتوان گفت که ماگمای بازالتی حاصل از ذوب گوشته، در زیر پوسته زیرین جایگزین شده و منشأ گرمایی لازم را برای ذوب پوسته فراهم نموده است. وجود دایک‌های دولریتی تأخیری که این توده را قطع کرده‌اند شاید انعکاسی از شرایط فوق باشد.

می گیرند.

محدوده گرانیتوئیدهای نوع A قرار نمی گیرند. با توجه به ترکیب کانی شناسی سنگ های سازنده این توده نفوذی به ویژه حضور گسترده ایلمنیت، آپاتیت، زیرکن، حضور انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و سورمیکاسه و دیگر ویژگی های زمین شیمیایی، این توده گرانیتوئیدی در گروه گرانیتوئیدهای نوع S (دارای منشاء پوسته ای) قرار می گیرد.

به منظور بررسی احتمال تعلق داشتن سنگ های گرانیتوئیدی مورد بررسی به گرانیتوئیدهای نوع A، از نمودار تغییرات Whalen و همکاران (۱۹۸۷) (شکل ۶- D) کمک گرفته شده است. این نمودار، گرانیتوئیدهای نوع S و I را از گرانیتوئیدهای نوع A تفکیک می کند. با توجه به نمودار ذکر شده، هیچ یک از نمونه ها در



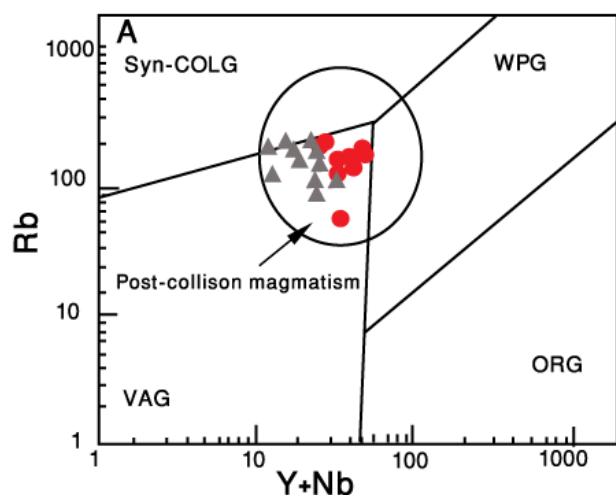
شکل ۶- A) نمودارهای تفکیک کننده گرانیت های نوع A از گرانیت های I، S و تفریق یافته (Whalen *et al.*, 1987)، B) نمودار SiO_2 در برابر برای P_2O_5 تفکیک گرانیت های I و S از یکدیگر (Chappell and White, 2001)، C) نمودار ACF نشان دهنده ارتباط بین شیمی و کانی شناسی گرانیت های I-type و S-type (Chappell and White, 1992) و D) نمودار تفکیک گرانیت های I، S و M از گرانیت های نوع A (Whalen *et al.*, 1987)

جایگاه تکتونیکی

برای تعیین جایگاه تکتونیکی توده های گرانیتوئیدی نمودارهای مختلفی پیشنهاد شده است ولی قابل استفاده ترین آن ها نمودارهایی هستند که بر اساس فراوانی عناصر کمیاب کم تحرک در برابر فرآیندهای دگرسانی و هوازگی

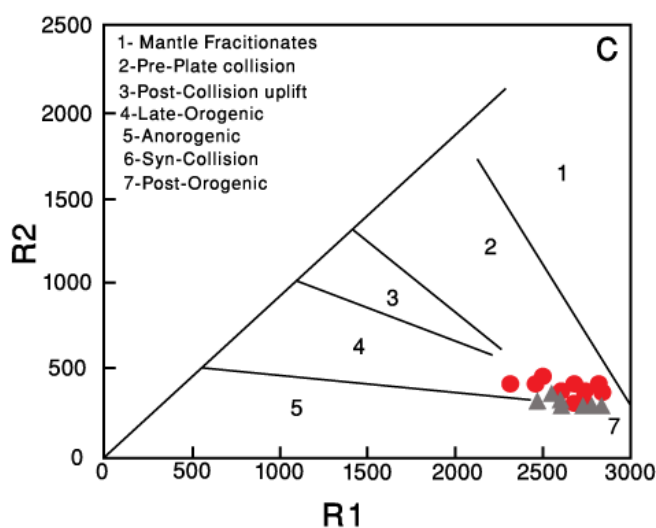
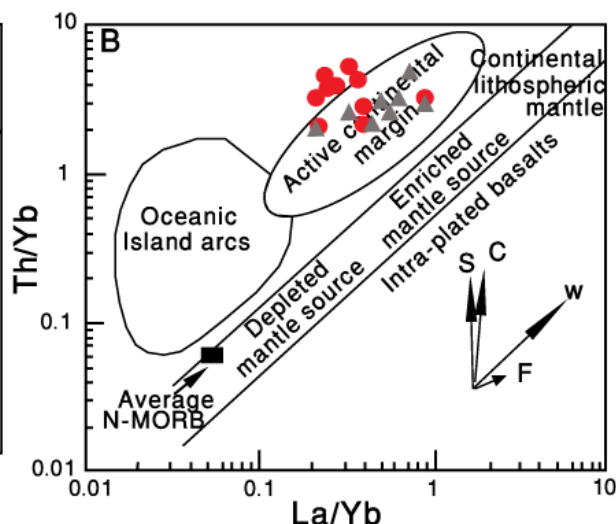
طراحی شده باشد. Pearce و همکاران (۱۹۸۴) بر اساس فراوانی عناصر کمیاب، محیط تکتونیکی گرانیت ها را به چهار گروه AG (گرانیتوئیدهای قوس های آتشفشانی)، (Syn-CLOG) گرانیتوئیدهای WPG (گرانیتوئیدهای درون قاره ای) و ORG (گرانیتوئیدهای پشته میان

(Bowden, 1985). نمونه‌های مورد مطالعه با میزان بالایی از Na، Si و K در محدوده هم‌زمان با برخورد و بعد از برخورد واقع شده‌اند. نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی Pearce و همکاران (۱۹۸۴) و Batchelor و Bowden (۱۹۸۵) وابستگی این توده به گرانیت‌های برخوردی را تأیید می‌کنند. بر این اساس توده‌های گرانیتوئیدی S-type میسو در فاز کوه‌زایی کاتانگایی و پس از برخورد قاره-قاره جایگزین شده‌اند. این توده‌ها به احتمال زیاد از ذوب بخشی رسوبات دگرگون شده پوسته قاره‌ای، در یک محیط برخوردی شکل گرفته‌اند.



اقیانوسی) تقسیم‌بندی کرده است. با استفاده از این نمودارها موقعیت زمین‌ساختی توده‌های گرانیتوئیدی میسو از نوع گرانیت‌های برخوردی هستند. چنانچه در شکل‌های A-V مشاهده می‌شود، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده Post-collision قرار می‌گیرند.

نسبت‌های بالای La/Yb و Th/Yb در نمونه‌های توده نفوذی کوه میسو (شکل B-V) نیز با شکل‌گیری آن‌ها در محیط تکتونیکی کوه‌زایی (Condie, 1989) انطباق دارد. همان‌طور که در شکل C-V مشاهده می‌شود در نمودار R1-R2 (Batchelor and



شکل A-V) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تفکیک‌کننده محیط‌های تکتونیکی (Pearce et al., 1984) (B) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار لگاریتمی La/Yb در برابر Th/Yb (Condie, 1989) (C) موقعیت نمونه‌های توده نفوذی میسو بر روی نمودار تغییرات R1-R2 (Batchelor and Bowden, 1985).

طیف ترکیبی گرانودیوریت، مونزوگرانیت، سینوگرانیت و گرانیت دومیکایی است که توسط تعداد زیادی

نتیجه‌گیری

چنانکه توصیف شد، توده گرانیتوئیدی میسو دارای

کندريت و گوشته نشان‌دهنده غنی‌شدگی این سنگ‌ها از LREE و LILE تهی‌شدگی آن‌ها از HREE و HFSE و وجود آنومالی منفی Eu، Ta، Nb، Ti و Sr در اکثر نمونه‌هاست که این امر در کنار موقعیت نمونه‌ها بر روی نمودارهای مختلف تمایز محیط تکتونیکی، حاکی از شکل‌گیری سنگ‌های مورد مطالعه در محیطی مرتبط با کوه‌زایی است.

دایک‌های لوکوگرانیتی، آپلیتی و دولریتی قطع شده است. گرانیتوئید میشو در گروه گرانیتوئیدهای نوع S (دارای منشاء پوسته‌ای) قرار می‌گیرد. ماگمای تشکیل‌دهنده بخش‌های گرانیتی-لوکوگرانیتی، دارای گرایش آهکی-قلیایی پتاسیم متوسط-بالا، سرشت پرآلومین بوده و در زمره گرانیت‌های نوع S قرار می‌گیرد. الگوی تغییرات عناصر کمیاب به‌هنگار شده به

منابع

- اللهیاری، خ. (۱۳۸۰) پتروژنز و پتروگرافی توده گرانیتوئیدی میشو (جنوب‌غرب مرند)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.
- جعفرخانی، ع. (۱۳۷۴) بررسی پترولوژی، زمین‌شیمی توده گرانیتوئیدی جنوب‌غرب مرند و سنگ‌های مجاور با نگرشی به پتانسیل کانی‌سازی آن، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.
- رضایی کهخانی، م. و کنعانیان، ع. (۱۳۸۴) میرمکیتی شدن حاشیه بلورهای فلدسپار پتاسیک در گرانیت‌های میلونیتی لخشک، شمال‌غرب زاهدان. نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم (خوارزمی)، تهران، ایران.
- کنعانیان، ع. و رضایی کهخانی، م. (۱۳۸۴) رفتار فلدسپارها در طی دگرشکلی حاشیه توده گرانیتوئیدی لخشک، شمال‌غرب زاهدان. نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم (خوارزمی)، تهران، ایران.
- مؤید، م.، مؤذن، م.، کلاگری، ع. ا. و حسین‌زاده، ق. (۱۳۸۴) کانی‌شناسی و پترولوژی توده گرانیتوئیدی میشو (جنوب‌غرب مرند-آذربایجان شرقی) و اهمیت ژئودینامیکی آن. سیزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر، کرمان.
- مؤید، م. و حسین‌زاده، ق. (۱۳۹۰) سنگ‌نگاری و سنگ‌شناسی گرانیتوئیدهای A-type شرق کوه‌های میشو با نگرشی بر اهمیت ژئودینامیکی آن‌ها، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۱۹ (۳): ۵۲۹-۵۴۴.
- نبوی، م. ح. (۱۳۵۵) دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- Baghdadi, M. El., El Boukhari, A., Jouider, A., Benyoucef, A. and Nadem, S. (2003) Calc-alkaline arc I-type granitoid associated with S-type granite in the Pan-African Belt of Eastern Anti-Atlas (Saghro and Ougnat, South Morocco). *Gondwana Research* 6: 557-572.
- Bénard, F., Moutou, P. and Pichavant, M. (1985) Phase relations of tourmaline leucogranites and the significance of tourmaline in silicic magmas. *Journal of Geology* 93: 271-291.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83:1-26.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (2001) Two contrasting granite types, 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 489-499.
- Condie, K. C. (1989) Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance. *Lithos* 23: 1-18.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analysis-its relationships with current

- nomenclature. *Chemical Geology* 29: 183-210.
- Holtz, F. and Johannes, W. (1991) Genesis of peraluminous granites, I: Experimental investigation of melt composition at 3 and 5 kbar and reduced H₂O activity. *Journal of Petrology* 23: 935-958.
- Kampunzu, A. B., Tombale, A. R., Zhai, M., Bagai, Z., Majaule, T. and Modisi, M. P. (2003) Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: evidence for a Neoarchaean continental active margin in the Zimbabwe craton. *Lithos* 71: 431-460.
- Kuster, D. and Harms, U. (1998) Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos* 45: 177-195.
- McDonough, W. F. and Sun, S. S. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-254.
- Patino Douce, A. E. (1999) What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origins of granitic magmas? In: Castro, A. Fernandez C. and Vigneresse, J. L. (Eds.): *Understanding granites: integrating new and classical techniques*. Geological Society of London, Special Publication 168: 55-75.
- Pearce, J. A. (1983) The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J. (Eds.): *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich 230-249.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Peccerillo, R. and Tylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, north Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Rollinson, H. (1993) *Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, London.
- Saunders, A. D., Tarney, J. and Weaver, S. D. (1980) Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implication for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 46: 344-360.
- Shand, S. J. (1949) *Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits, with a chapter on meteorites*, Thomas Murby and Cooperation, London.
- Sun, S. S., McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M. J. (Eds.) *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society, London. Special Publications 42: 313-345.
- Tepper, J. H., Nelson, B. K., Bergantz, G. W. and 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113: 333-351.
- Thuy, N. T. B., Satir, M., Siebel, W., Vennemann, T. and Long, T. V. (2004) Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, southern Vietnam. *Journal of Asian Earth Sciences* 23: 467-482.
- Visonà, D. and Lombardo, B. (2002) Two-mica and tourmaline leucogranites from the Everest-Makalu region (Nepal-Tibet). *Himalayan leucogranite genesis by isobaric heating?* *Lithos* 62: 125-150.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W. (1987) A type granites: Geochemical characteristic discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419.
- Whitney, D. I. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist* 95: 185-187.
- Wolf, M. B. and Wyllie, J. P. (1994) Dehydration-melting of amphibolite at 10 Kbar: the effects of temperature and time. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 115: 369-383.

- Wu, F. Y., Jahn, B. m., Wilde, S. A., Lo, C. H., Yui, T. F., Lin, Q., Ge, W. C. and Sun, D. y. (2003) Highly fractionated I-type granites in NE Chine (I): geochronology and petrogenesis. *Lithos* 66: 241-273.
- Batchelar, R. A. and Bowden, P. (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 48: 43-55.

Geology and geochemistry of Mishu S-type granitoid NW Iran

Maliheh Shahzeidi ¹, Mohsen Moayyed ^{1*}, Shoji Arai ², Tahmineh Pirnia ²
and Jamshid Ahmadian ³

¹ Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

² Institute of Science and Engineering, Faculty of Natural System, Kanazawa University, Japan

³ Department of Geology, Payame Noor University, PO BOX 19395-3697, Tehran, Iran

Abstract

The Mishu granitoid complex, located NW of Mishu Mountains, southwest of Marand and northwest of Iran (East Azarbaijan), and intruded into the metamorphosed Precambrian rocks (Kahar Formation). Based on petrographic studies, the pluton composed of acid rocks including granodiorite, monzogranite, syenogranite and two-mica granite, all cut by acid and diabasic dykes. The presence of muscovite xenoliths are evidences of refractory minerals and restite. Petrographic and geochemical studies indicate that the Mishu plutonic rocks can be classified as S-type granite having calc-alkaline and peraluminous nature. On chondrite and primitive mantle-normalized diagrams, almost all the rocks show enrichment in LILE and LREE, HREE, HFSE depletion as significant negative depletion in Nb, Ta, Eu, Ti, Sr and Ba, which is typical of calc-alkaline magmatism from subduction-zone environment. The geochemical data and position of the studied samples on discriminative tectonic diagrams show that the rocks are compatible with orogenic granitoids.

Key words: Leucogranite, Geochemistry, Peraluminous, S-type, Orogenic Granitoids

* moayyed@tabrizu.ac.ir