

# ژئوشیمی ایزوتوپی Sr-Nd و سن سنجی $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ و Rb-Sr گرانیتهای نوع $\text{A}_2$ قوشچی، شمال ارومیه، شمال باختر ایران

شیرین شهابی<sup>۱</sup>، هادی شفائی مقدم<sup>۲\*</sup> و قاسم قربانی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

آستادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

<sup>۲</sup>دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۷/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۲/۱۸

## چکیده

سنگ‌های گرانیتهی مجموعه قوشچی در شمال ارومیه بیشتر شامل آلکالی فلدسپار گرانیتهای، گرانیتهای دایک‌های آپلیتی هستند؛ با ماهیت کالک آلکالی پتاسیم بالا تا شوشونیتی و غنی از آهن مشخص می‌شوند و به گروه گرانیتهای A تعلق دارند. این سنگ‌ها دارای مقادیر  $\text{Zr}$ ،  $\text{Ce/Nb}$ ،  $\text{Ga/Al}$ ،  $\text{FeO/MgO}$  و  $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$  و Y/Nb بالا و مقادیر  $\text{CaO}$ ،  $\text{Ba}$  و  $\text{Eu}$  پایین و از نوع گرانیتهای نوع  $\text{A}_2$  هستند. شواهد ژئوشیمیایی و ایزوتوپی Sr-Nd، تبلور تفریقی شدید از مذاب‌های مشتق شده از گوشته غنی شده همراه با آغشتگی پوسته را آشکار می‌سازد و محیط تشکیل آنها با موقعیت‌های کشتی پس از برخورد درون صفحه‌ای همخوانی دارد. سن سنجی آرگون-آرگون روی کانی بیوتیت و Rb-Sr سنگ کل در سنگ‌های گرانیتهی به ترتیب نشان‌دهنده سن کمینه  $262 \pm 27$  و  $256 \pm 20$  میلیون سال و سن تبلور ۳۳۰ تا ۳۲۰ میلیون سال است و احتمالاً این گرانیتهای در پهنه‌های کشتی در مراحل پایانی رویدادهای زمین‌ساختی کوهزایی واریسکن (Variscan) شکل گرفته‌اند.

**کلیدواژه‌ها:** سنگ‌شناسی، سن سنجی  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ ، ایزوتوپ‌های Nd-Sr، گرانیتهای نوع  $\text{A}_2$ ، قوشچی.

\*نویسنده مسئول: هادی شفائی مقدم

E-mail: hadishafaii@du.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

گرانیتهای نوع A (از اول کلمه گرانیتهای غیرکوهزایی، Anorogenic و یا بی‌آب، Anhydrous گرفته شده است) ابتدا توسط Loisel and Wones (1979) تشخیص و معرفی شدند و پس از آن به سبب منشأ و جایگاه زمین‌ساختی غیرمعمولشان به‌طور گسترده مورد مطالعه قرار گرفته‌اند (Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987; Creaser et al., 1991; Eby, 1992; Frost and Frost, 1997; Barbarin, 1999; Bonin, 2007). این گرانیتهای در اصل به عنوان گرانیتهایی تشکیل شده در جایگاه‌های غیرکوهزایی در نظر گرفته شدند (Loisel and Wones, 1979). اما Eby (1992) این گرانیتهای را به دو زیرگروه  $\text{A}_1$  و  $\text{A}_2$  تقسیم کرد که در دو موقعیت زمین‌ساختی و از منشأهای مختلف تشکیل می‌شوند. گرانیتهای نوع  $\text{A}_1$  نشان‌دهنده ماگماهای مشتق از منشأهای مشابه OIB هستند که در جایگاه‌های کافت‌های قاره‌ای یا طی فعالیت ماگمایی درون صفحه‌ای تشکیل و جایگزین شده‌اند و گرانیتهای نوع  $\text{A}_2$  نشان‌دهنده ماگماهای مشتق از ذوب بخشی پوسته قاره‌ای یا پوسته مافیک زیرراندۀ از راه چرخه برخورد قاره-قاره یا یک پهنه فرورانش هستند و بیشتر در یک جایگاه کشتی پس از برخورد تشکیل می‌شوند (Eby, 1992). این مسئله به‌طور گسترده پذیرفته شده است و در حال حاضر در مطالعه گرانیتهای نوع A به کار می‌رود (Han et al., 1997; Barbarin, 1999; Wu et al., 2002; Li et al., 2007; Zhou et al., 2008; Huang et al., 2008).

منشأ گرانیتهای نوع A را متاسوماتیسم سنگ‌های مافیک می‌دانند؛ با این حال ادوای و همکاران (۱۳۸۸) اثر فرایند متاسوماتیسم بر سنگ‌های منطقه را محدود می‌دانند و بر این باورند که باتولیت قوشچی به درون سنگ‌های پرمین نفوذ کرده و توسط سنگ‌های الیگو-میوسن سازند قم پوشیده شده است. بنابراین، توده گابرو-دیوریتی باتولیت قوشچی از همه کهن‌تر دارای ماهیت درون‌صفحه‌ای و توله‌ای است و توده‌های گرانیتهی نیز از نوع  $\text{A}_1$  (مشتق شده از گوشته) هستند و سن جایگیری آلکالی فلدسپار گرانیتهای پس از کرتاسه-پیش از میوسن و در یک محیط کشتی پس از برخورد حاصل از بسته شدن اقیانوس نوتیس و در نتیجه تفکیک بلورین گسترده سنگ‌های مافیک توله‌ای و متأثر از پوسته قاره‌ای است (ادوای و همکاران، ۱۳۸۸). خداندن و امینی فضل (۱۳۷۲) نیز سن جایگیری گابروهای قوشچی را پرکامبرین (۹) و سنگ‌های گرانیتهی را پس از کرتاسه دانسته‌اند. بنابراین به نظر می‌رسد که با توجه به مطالعات انجام گرفته، تاکنون سن دقیقی به این سنگ‌ها نسبت داده نشده است. بنابراین، هدف از این مطالعه، افزون بر مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری، انجام تجزیه‌های ژئوشیمی و ایزوتوپی Sr-Nd کل سنگ، تعیین سن گرانیتهای به روش  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  روی کانی بیوتیت و سن سنجی Rb-Sr این سنگ‌هاست.

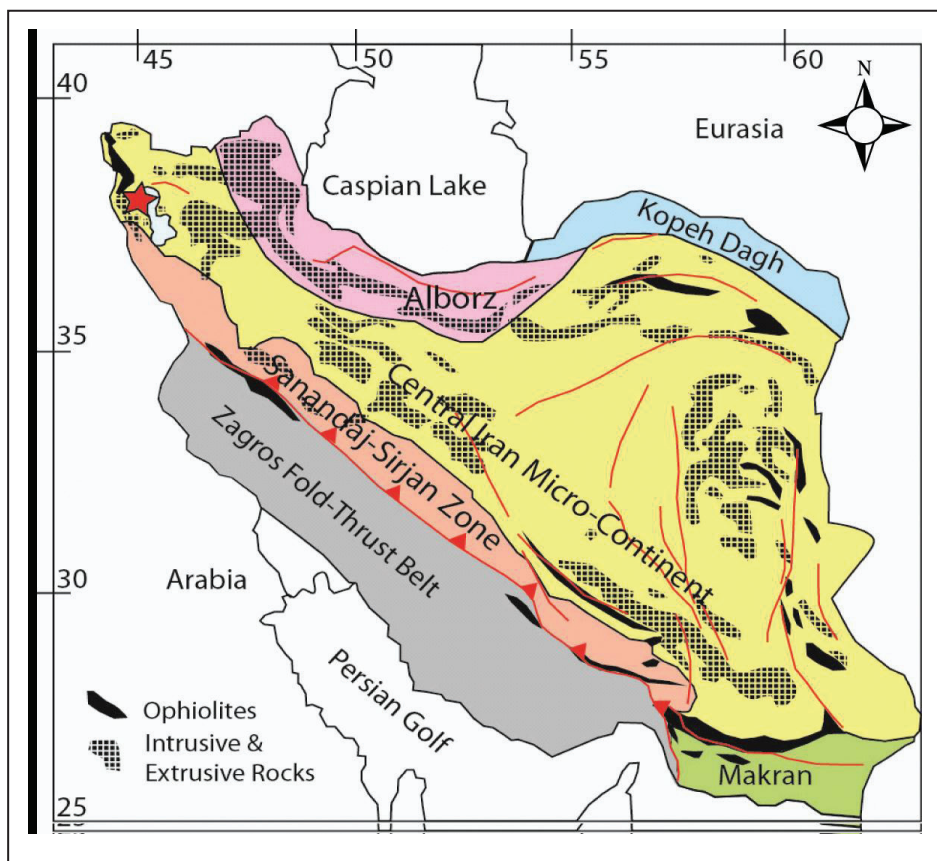
## ۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

گرانیتهای مورد مطالعه کمپلکس قوشچی در شمال باختر دریاچه ارومیه (استان آذربایجان غربی) جای گرفته و از دید زمین‌ساختی، بخشی از پهنه ایران مرکزی است (Stocklin, 1968). کمپلکس قوشچی شامل گرانیتهای نوع A به همراه گابروها و دایک‌های دیابازی، گرانیتهی و آپلیتی است (شکل‌های ۳-الف تا د). طبق نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ برکه‌های تسوج و سلماس (خداندن و امینی فضل، ۱۳۷۲؛ خداندن، ۱۳۷۲) و مطالعات صحرایی، لایه‌های رسوبی پرمو-تریاس با ناپیوستگی آذرین‌بی روی گرانیتهای و گابروها جای گرفته‌اند. این توده‌های سنگی، در محدوده جنوبی کمپلکس قوشچی و دارای روند عمومی تقریباً خاوری-باختری هستند. توالی‌های دگرگونی منطقه بیشتر شامل سنگ‌های دگرگونی شیست، آمفیبولیت، گنیس و سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده و دارای عدسی‌هایی از

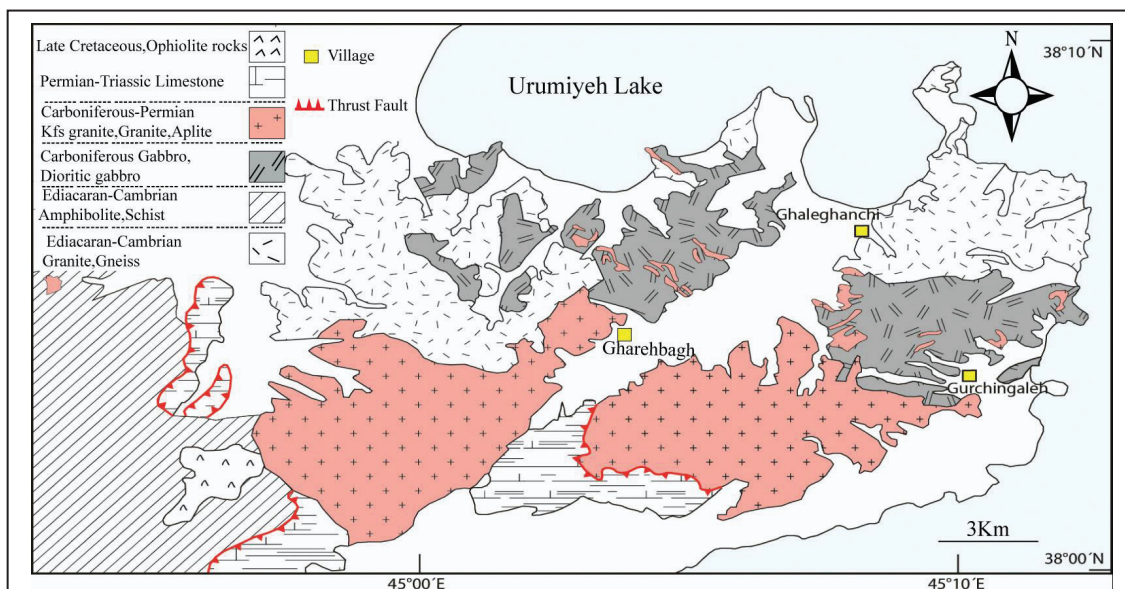
کمپلکس قوشچی در شمال ارومیه و در شمال باختر دریاچه ارومیه، شمال باختر ایران (استان آذربایجان غربی) و در محدوده طول‌های جغرافیایی  $45^{\circ} 10'$  و  $45^{\circ} 00'$  خاوری و عرض‌های جغرافیایی  $38^{\circ} 10'$  و  $38^{\circ} 00'$  شمالی و در جنوب نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تسوج و سلماس (خداندن و امینی فضل، ۱۳۷۲؛ خداندن، ۱۳۷۲) جای گرفته است. منطقه مورد مطالعه (شکل ۱)، بخشی از نواحی شمال باختری پهنه ایران مرکزی به شمار می‌رود (Stocklin, 1968). مجموعه قوشچی مشتمل بر دو قطب اصلی گرانیتهای و گابروهاست (شکل ۲). سنگ‌های گرانیتهی موجود بر پایه مطالعات جهانگیری (۱۳۷۱)، بهنیا (۱۳۷۴) و ادوای و همکاران (۱۳۸۸) در گروه گرانیتهای نوع A رده‌بندی می‌شوند. بهنیا (۱۳۷۴)

گرانیت‌ها در زمان شکل‌گیری، می‌توان گفت که احتمالاً تبلور این دو قطب ماگمایی با فاصله کمی از یکدیگر رخ داده است. از جمله این شواهد وجود عدسی‌ها و رگه‌های گرانیتی نامنظم در گابروهاست (شکل ۳-ب). گفتنی است که برخی از زینولیت‌ها می‌توانند در اثر ورود تصادفی (accidental entrainment) قطعاتی از سنگ دیواره شکل گرفته باشند (Vernon, 1983; Bacon, 1986). دایک‌های آپلیتی با ستبرای میانگین ۵۰ تا ۱۰۰ سانتی‌متر، نشان‌دهنده فعالیت‌های ماگمایی تأخیری در این منطقه هستند و درون گرانیت‌ها و گابروها تزریق شده‌اند (شکل ۳-ج).

آهک‌های دگرگون شده هستند. سنگ‌های آذرین گرانیتی و گابرویی منطقه مورد مطالعه در پی سنگ پرکامبرین (خدابنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۲) و کادومین (Shafaii Moghadam et al., 2015؛ شهابی، ۱۳۹۱) نفوذ کرده‌اند (شکل ۲). سنگ‌های گرانیتی به صورت توده‌ای و یا شبکه‌ای از دایک‌های گرانیتی و دایک‌های آپلیتی در همبری و یا درون گابروها نفوذ کرده‌اند. همچنین سنگ‌های گابرویی (به علت وجود ادخال‌ها و یا زینولیت‌های با ترکیب مافیک در متن سنگ‌های گرانیتی) به عنوان سنگ میزبان گرانیت‌ها نیز تلقی می‌شوند (شکل ۳-د). افزون بر شواهد موجود مبنی بر نفوذ گرانیت‌ها در گابروها و مقدم بودن گابروها بر

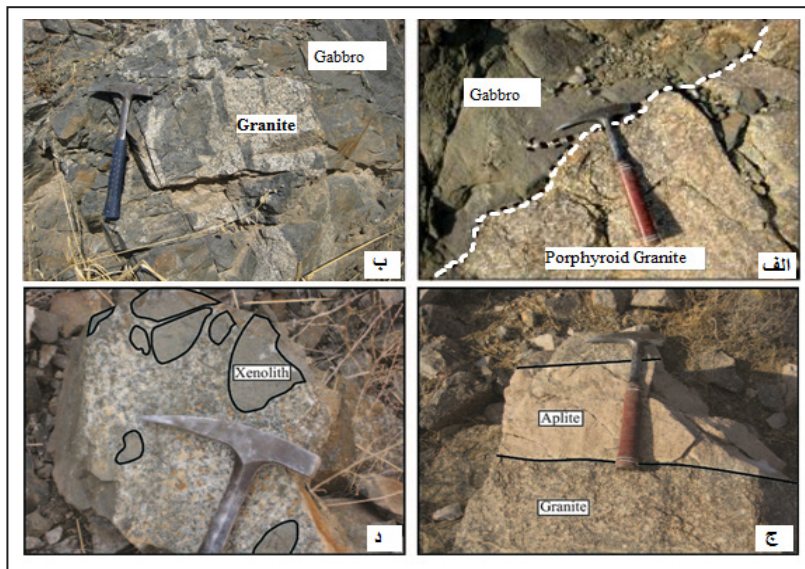


شکل ۱- موقعیت مجموعه سنگ‌های نفوذی قوشچی (نشانه ستاره) در نقشه پهنه‌های ساختاری ایران (با تغییرات از Stocklin, 1968).



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه قوشچی (با تغییرات از خدابنده، ۱۳۷۲؛ خدابنده و امینی‌فضل، ۱۳۷۲).





شکل ۳- الف) نفوذ توده‌های گرانیتی در گابروها؛ ب) تزریق رگه‌ها و دایک‌های آلکالی‌فلدسپار گرانیتی در گابروها؛ ج) نفوذ دایک آپلیتی در گرانیت‌ها؛ د) زینولیت‌های مافیک در سنگ‌های گرانیتی.

### ۳- روش مطالعه

پس از مطالعات سنگ‌نگاری روی مقاطع نازک سنگ‌های مورد مطالعه، ۱۴ نمونه گرانیتی و ۱ نمونه دایک آپلیتی با کمترین میزان دگرسانی به منظور دستیابی به میزان عناصر اصلی و فرعی انتخاب شدند. تجزیه عناصر اصلی به روش ICP-AES و عناصر کمیاب به روش ICP-MS، در آزمایشگاه Actlabs (کانادا) انجام شد (جدول ۱).

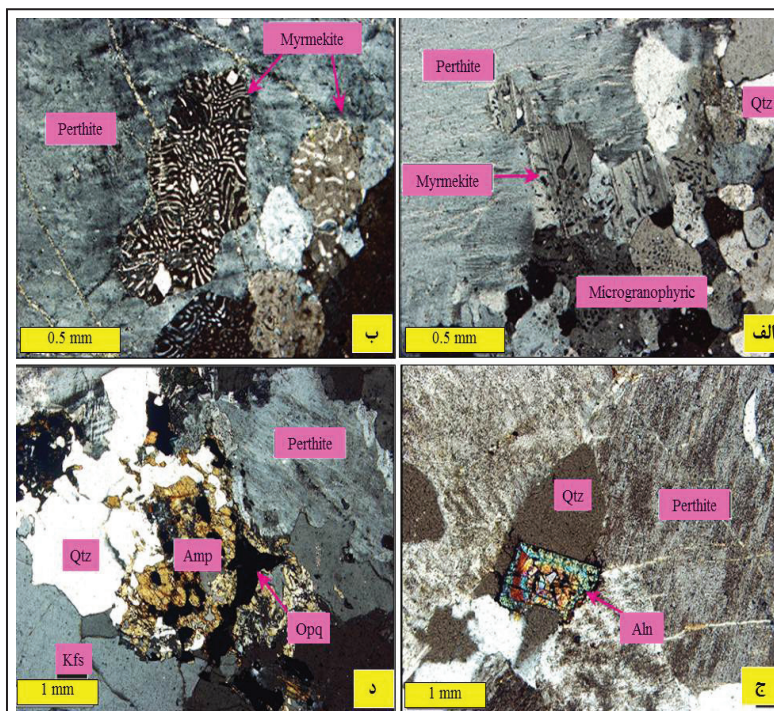
تجزیه ایزوتوپی  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  کل سنگ روی ۶ نمونه گرانیتی و آپلیتی در آزمایشگاه زمین‌شناسی ایزوتوپی دانشگاه Aveiro (پرتغال) انجام گرفته است (جدول ۲). نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd به ترتیب نسبت به  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$  و  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  با مقدار SRM-987 میانگین (20)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710244$  و استاندارد Nd Indi با مقدار  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5121055$  (16) از استانداردهای مورد استفاده در این دستگاه بوده‌اند.

داده‌های سن‌سنجی بیوتیت مورد استفاده در این بررسی نیز حاصل تجزیه آرگون-آرگون روی کانی بیوتیت جدا شده از سنگ‌های گرانیتی، در آزمایشگاه ژئوکرونولوژی CICESE (مکزیک) است.

### ۴- سنگ‌نگاری

#### ۴-۱. آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها

آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها در نمونه دستی متوسط تا درشت‌دانه، با رنگ صورتی تا خاکستری روشن هستند. کانی‌های اصلی آنها شامل آلکالی‌فلدسپار نوع ارتوکلاز و کوارتز است؛ بیوتیت و آمفیبول نیز کانی‌های فرعی مافیک را تشکیل می‌دهند. بافت آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها شامل گرانولار، میکروپرتیتی، میکروگرانوفیری، میکروگرافیکی، پورفیرویدی و گاه میرمیکیتی است. آلکالی‌فلدسپارها به صورت هم‌رشدی با کوارتز به شکل‌های میکروگرانوفیری (شکل ۴- الف) یعنی هم‌رشدی کوارتز و ارتوکلاز در سطوح بلورین درشت‌بلورهای ارتوز (Morgan and London, 2012) و هم‌رشدی میکروگرافیکی (شکل ۴- ب) نیز دیده می‌شوند. در برخی موارد ارتوکلازها به سرسیت دگرسان شده‌اند. در برخی نمونه‌ها اسفن، آلانیت (شکل ۴- ج) و زیرکن به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند. فراوانی کانی آمفیبول (از نوع فروادنیت- فروپارگازیت) کم و معمولاً به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با چندرنگی سبز تا قهوه‌ای است (شکل ۴- د).



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها: الف) بافت میرمیکیتی و میکروگرانوفیری؛ ب) بافت پرتیتی و میرمیکیتی؛ ج) بلور درشت آلکالی‌فلدسپار و بلور نیمه‌شکل‌دار آلانیت؛ د) بلور شکل‌دار آمفیبول و بافت میکروپرتیتی. نور xpl، نشانه‌های اختصاری نام کانی‌ها از Kretz (1983) گرفته شده‌اند. آلانیت: Aln، آمفیبول: Amp، آپانیت: Ap، بیوتیت: Bt، فلدسپار پتاسیم: Kfs، کانی کدر: Opq، پلاژیوکلاز: Pl، کوارتز: Qtz، اسفن: Spn.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های گرانیتی مورد مطالعه به روش‌های ICP-AES و ICP-MS. مقادیر اکسیدهای اصلی بر حسب %wt و عناصر کمیاب بر حسب ppm است.

Name	G-1	G-3	G-11	G-12	G-13	G-29	G-34	G-44A	G-44G	G-47	G-48	G-49	G-50	G-51	G-61
Type	Kfs Granite	Kfs Granite	Kfs Granite	Kfs Granite	Kfs Granite	Kfs Granite	Kfs Granite	Aplite	Granite	Granite	Kfs Granite	Kfs Granite	Kfs Granite	Kfs Granite	Kfs Granite
SiO <sub>2</sub>	75.29	76.3	76.86	73.55	70.51	76.39	73.56	78.24	68.56	71.02	78.02	77.53	78.18	77.37	77.88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.42	12.03	12.2	13.68	15.31	12.43	13.25	12.16	14.43	14.08	11.25	11.73	11.58	11.46	11.55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	2.85	2.5	1.47	2.13	1.88	1.36	2.6	0.86	5.44	4.71	1.7	1.74	1.55	2.43	1.73
MnO	0.024	0.02	0.019	0.034	0.029	0.011	0.027	0.009	0.064	0.068	0.004	0.009	0.007	0.011	0.012
MgO	0.38	0.24	0.15	0.33	0.49	0.15	0.34	0.05	0.85	0.34	0.02	0.1	0.05	0.04	0.08
CaO	0.92	0.77	0.66	0.97	1.73	0.7	0.79	0.77	2.4	1.81	0.3	0.28	0.26	0.42	0.37
Na <sub>2</sub> O	3.01	3.23	2.74	3.54	3.72	3.17	2.25	2.79	3.54	3.8	3.72	3.62	3.6	3.53	3.55
K <sub>2</sub> O	5.06	4.93	6.02	5.58	5.28	5.45	7.05	5.6	4.21	4.1	4.78	5.02	5.02	4.83	4.79
TiO <sub>2</sub>	0.289	0.236	0.185	0.286	0.117	0.194	0.293	0.059	0.701	0.376	0.106	0.146	0.123	0.182	0.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.02	0.03	0.05	0.1	0.02	0.07	0.01	0.17	0.09	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
LOI	0.61	0.6	0.35	0.35	0.58	0.45	0.58	0.39	0.52	0.52	0.46	0.6	0.49	0.67	0.57
Total	100.9	100.9	100.7	100.5	99.75	100.3	100.8	100.9	100.9	100.9	100.4	100.8	100.9	100.9	100.7
Sc	5	3	2	4	3	2	2	2	13	7	1	1	1	1	1
Rb	257	325	104	138	99	138	111	177	139	98	171	182	195	180	213
Ba	328	252	239	382	831	270	758	92	710	534	83	141	81	26	80
Sr	99	103	42	62	139	47	97	34	130	80	11	12	13	8	18
Cs	3.5	4.7	0.4	1.3	0.7	0.5	0.9	2.7	2.5	3.1	0.8	2	1.2	0.6	0.9
U	8.59	4.28	0.84	1.71	0.74	0.95	1.6	8.49	3.62	4.58	4.28	4.29	5.05	4.69	8.67
Th	27.8	31.8	3.11	4.85	2.4	5.17	4.29	34.4	6.02	15.2	18	18.9	20.9	26.1	44.6
Pb	14	12	17	34	17	15	16	20	16	16	9	25	21	8	7
V	20	13	9	19	11	9	14	6	41	18	5	5	5	5	6
Y	54.7	31.3	16.6	25.6	16.3	11.5	11.9	45	77.9	81.6	90.4	82.4	88.7	81.8	107
Ga	23	22	18	21	22	19	20	21	27	32	35	33	31	34	33
Nb	25.6	27.1	4.6	15.5	5.3	9.3	2.9	19.8	22	84.5	44.3	53.1	51.3	77.1	122
Ta	2.75	1.75	0.29	0.91	0.31	0.57	0.3	2.6	1.06	2.42	3.89	3.99	3.94	5.28	9.23
Zr	178	86	74	185	90	117	433	98	416	416	236	388	372	264	436
Hf	6	2.9	2.3	5.4	2.5	3.5	11	4.7	10.9	12.1	8.7	12	12	8.8	15.8
La	46.6	56.9	16.9	33.6	31.8	31.4	16	21	40.1	63	52.3	82.7	67.6	70.9	83
Ce	93.6	109	30.7	62	52.8	54.8	29.3	48.4	97.9	140	116	143	141	130	167
Pr	10.4	9.97	3.47	7.03	5.86	5.61	3.33	5.68	13.5	16.8	15.3	20.2	18.2	17.2	18
Nd	35.8	31.6	13.4	26	22	19.1	12.9	20.8	56	66.8	61.2	76.2	71.3	63.7	60.6
Sm	7.76	5.77	3.09	5.41	4.17	3.28	2.63	6.01	14.4	16.9	16.5	16.8	17.4	14.9	13.1
Eu	0.55	0.502	0.463	0.792	1.47	0.515	1	0.437	1.59	2.19	0.465	0.801	0.496	0.292	0.406
Gd	7.58	5.25	2.95	5.01	3.9	2.65	2.45	5.99	14	17.8	16.6	15.6	16.8	13.9	12.5
Tb	1.4	0.86	0.55	0.86	0.58	0.41	0.36	1.19	2.54	3.17	2.94	2.63	3	2.65	2.56
Dy	8.8	4.89	3.22	4.87	3.11	2.31	2.08	7.52	14.7	18.9	16.8	14.7	17.3	15.6	16.4
Ho	1.83	1	0.62	0.93	0.58	0.41	0.42	1.54	2.83	3.61	3.2	2.86	3.42	3.13	3.5
Er	5.55	3.1	1.76	2.58	1.55	1.13	1.22	4.75	7.8	9.67	8.62	7.81	9.57	8.87	10.9
Tm	0.849	0.49	0.237	0.37	0.209	0.165	0.179	0.761	1.07	1.31	1.18	1.12	1.38	1.26	1.66
Yb	5.78	3.33	1.44	2.33	1.28	1.09	1.26	5.33	6.44	7.91	7.46	7.41	8.74	8.07	11.2
Lu	0.933	0.568	0.212	0.374	0.198	0.175	0.214	0.873	0.973	1.15	1.21	1.13	1.31	1.26	1.68

جدول ۲- داده‌های ایزوتوپ Rb-Sr برای گرانیت‌های قوشچی.

Sample	ppm Sr	ppm Rb	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2s)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro (2s)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (262)
G-3	104	293	8.142	0.084	0.736831	0.000019	0.706483
G-44a	33	179	15.5841	0.4408	0.772015	0.000025	0.713928
G-47	80	98	3.55	0.012	0.723159	0.000019	0.709929
G-50	12.0	197	48.29	0.15	0.867763	0.000023	0.68776
G-51	8.48	164	57.23	0.0004	0.921676	0.000020	0.708351
G-61	16.9	196	33.89	0.061	0.824035	0.000021	0.697715

### ۲-۴. گرانیت‌ها

و کوارتزهای تقریباً هم‌بعد هستند. بلورهای کوارتز و ارتوکلاز در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند و به سنگ ظاهر میکروگرانولار تا گرانولار داده‌اند. آپلیت‌های کانی‌های فرعی همچون زیرکن، آپاتیت، اسفن و یا کانی اپیک ندارند. بیوتیت‌ها در صورت وجود به‌طور بخشی به کلریت و آلکالی‌فلدسپارها نیز به سرسیت دگرسان شده‌اند (شکل ۵-ب).

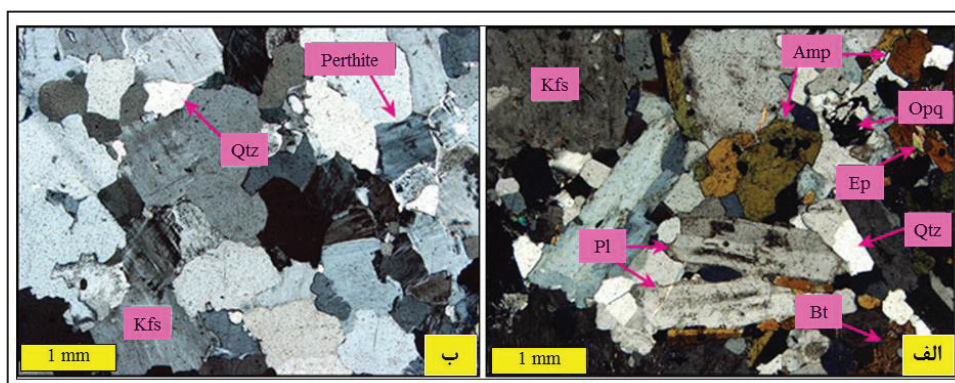
### ۵- ژئوشیمی

نمونه‌های مورد مطالعه دارای مقادیر  $SiO_2$  (۶۸ تا ۷۸ درصد وزنی)،  $K_2O$  (۴/۱ تا ۷ درصد وزنی) و  $Na_2O+K_2O$  (۷/۷ تا ۹/۳ درصد وزنی) بالا و نسبت  $Na_2O/K_2O$  پایین (۰/۴۵ تا ۰/۷۷ درصد وزنی) هستند (جدول ۱؛ شکل ۶) و در نمودار رده‌بندی سنگ (TAS) ارائه شده توسط Middlemost (1994) در محدوده آلکالی‌فلدسپارگرانیت و گرانیت و دایک آپلیتی نیز در محدوده آلکالی‌فلدسپارگرانیت جانمایی می‌شوند (شکل ۶).

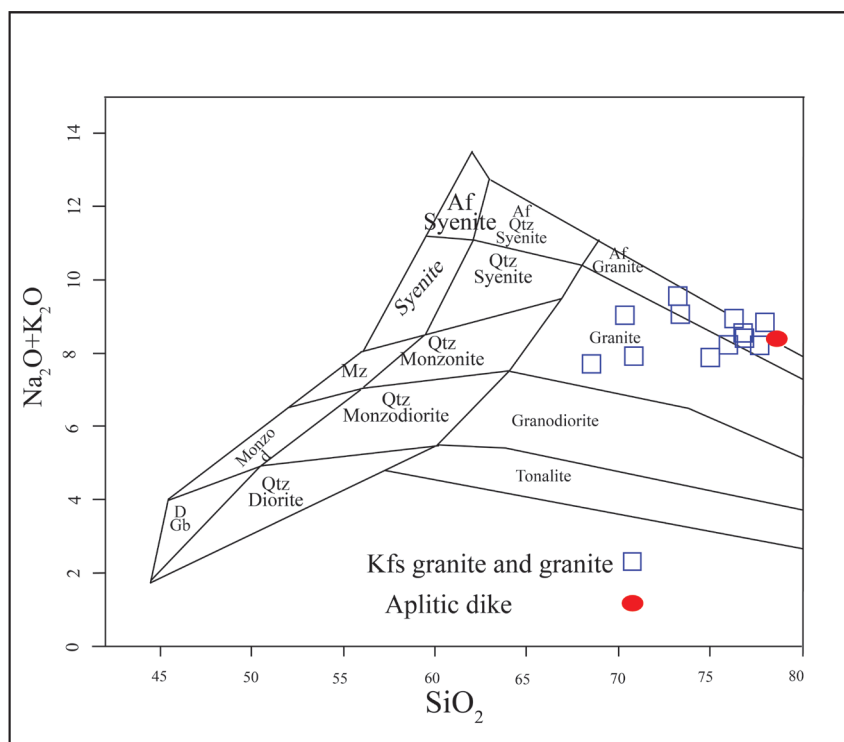
گرانیت‌ها در نمونه دستی با رنگ خاکستری تا صورتی و متوسط‌دانه، با بافت گرانولار و پورفیروئیدی مشخص می‌شوند. گرانیت‌های کانی‌های آلکالی‌فلدسپار از نوع ارتوکلاز، کوارتز، پلاژیوکلاز (از نوع الیگوکلاز)، بیوتیت و آمفیبول (از نوع فروپارگازیت) دارند (شکل ۵-الف). ارتوکلازها بیشتر پرتیتی هستند و گاه با کوارتز هم‌رشدی میکروگرانوفیری نشان می‌دهند. پلاژیوکلاز همراه با ارتوکلاز در برخی نمونه‌ها با بافت پورفیروئیدی، درشت‌بلورهای گرانیت‌ها به شمار می‌رود و گاه به سرسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده است. بلورهای درشت پلاژیوکلاز با بافت منطقه‌ای، ترکیب الیگوکلاز-آندزین نشان می‌دهند. کانی‌های فرعی گرانیت‌ها شامل زیرکن، اسفن، آپاتیت و کانی‌های کدر است.

### ۳-۴. دایک‌های آپلیتی

دایک‌های آپلیتی در مقیاس نمونه دستی به رنگ روشن و دارای ارتوکلاز پرتیتی



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی: الف) آمفیبول و بلورهای نیمه‌شکل دار پلاژیوکلاز در گرانیت‌ها؛ ب) بلورهای تقریباً هم‌بعد ارتوکلاز و کوارتز در آپلیت‌ها (نور xpl).

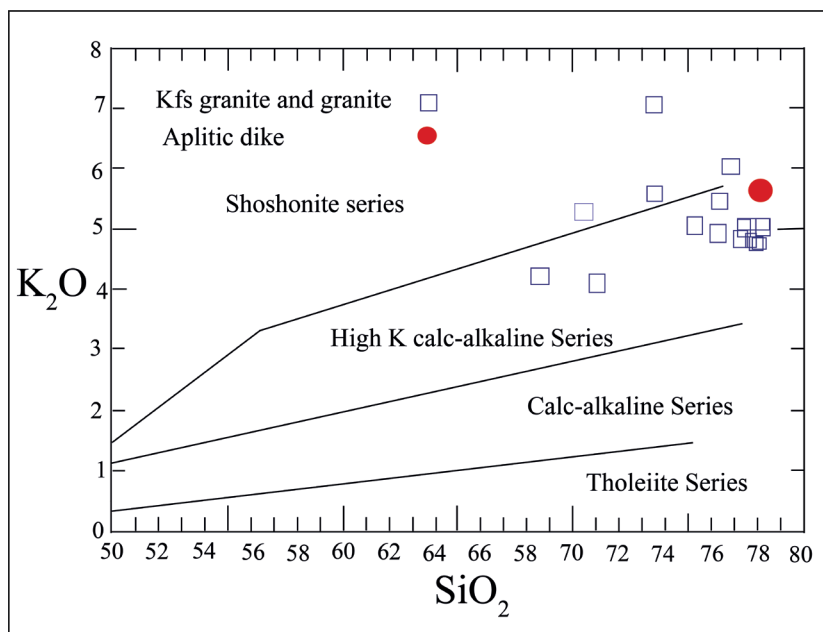


شکل ۶- رده‌بندی سنگ‌های گرانیتی قوشچی در نمودار  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  (Middlemost, 1994).

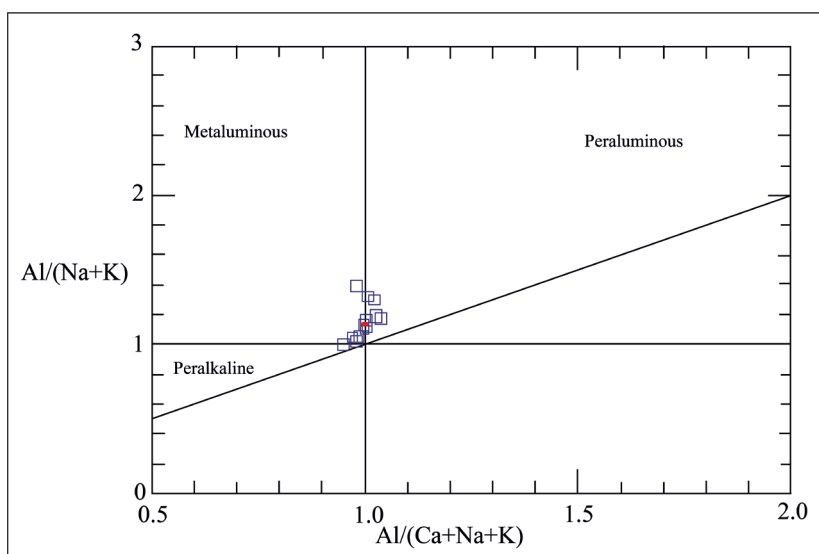


سری ماگمایی آنها نیز در نمودار  $\text{K}_2\text{O}$  در برابر  $\text{SiO}_2$  (Le Maitre et al., 1989) در قلمرو کالک-آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی جای می‌گیرد (شکل ۷). مقدار  $\text{Al}_2\text{O}_3$  آنها میان ۱۱ تا ۱۵ درصد وزنی و میزان نسبت  $\text{A}/\text{CNK}$  در این نمونه‌ها میان ۰/۹ تا ۱/۱ تغییر می‌کند و در نمودار تعیین شاخص اشباع از آلومین (Shand 1943) در محدوده متآلومین و در مرز با پرآلکالن و پرآلومین جای می‌گیرند (شکل ۸). همچنین این سنگ‌ها مقادیر  $\text{MgO}$  (۰/۰۵ تا ۰/۸۵)،  $\text{CaO}$  (۰/۲۶ تا ۱/۸۱) و  $\text{P}_2\text{O}_5$  (۰/۰۱ تا ۰/۱۷) پایین و مقادیر  $\text{Fe}\#$  (۰/۷۹ تا ۰/۹۸) بالایی دارند (جدول ۱). در نمودار عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت (Sun and McDonough, 1989) (شکل ۹)، نمونه‌ها از عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین غنی هستند (Pearce et al., 1984) در قلمرو گرانیت‌های درون صفحه‌ای و کمان آتشفشانی جای می‌گیرند (شکل ۱۱).

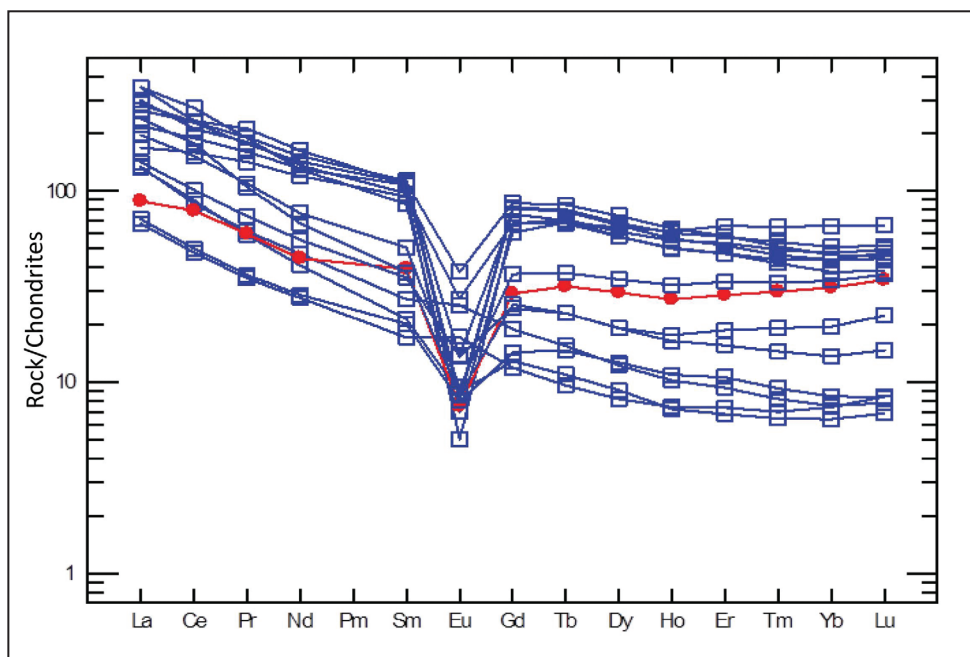
بی‌هنجاری  $\text{Eu}$  نشان‌دهنده جدایش پلاژیوکلاز و یا باقی ماندن آن در فاز تفاله سنگ منشأ طی ذوب بخشی است (Rollinson, 1993). همچنین در نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، نمونه‌ها از عناصر  $\text{K}$ ،  $\text{U}$ ،  $\text{Th}$ ،  $\text{Rb}$  و  $\text{Pb}$  غنی و از عناصر  $\text{P}$ ،  $\text{Sr}$ ،  $\text{Ta}$ ،  $\text{Nb}$  و  $\text{Ti}$  تهی شده‌اند (شکل ۱۰) که شاخص مناطق فرورانش و نشان‌دهنده حضور متشکله‌های پوسته‌ای در تشکیل این سنگ‌هاست (Wilson, 1989). نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار  $\text{Ta}$  در برابر  $\text{Yb}$  (Pearce et al., 1984) در قلمرو گرانیت‌های درون صفحه‌ای و کمان آتشفشانی جای می‌گیرند (شکل ۱۱).



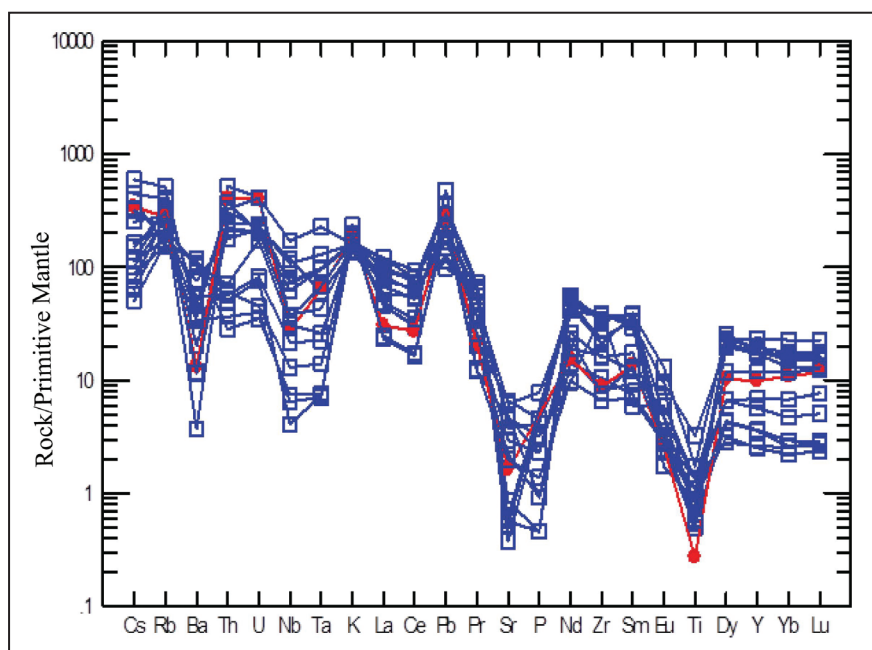
شکل ۷- نمودار  $\text{K}_2\text{O}$  در برابر  $\text{SiO}_2$  (Le Maitre et al., 1989) برای نمونه‌های مورد مطالعه که در قلمرو کالک-آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی جای می‌گیرند.



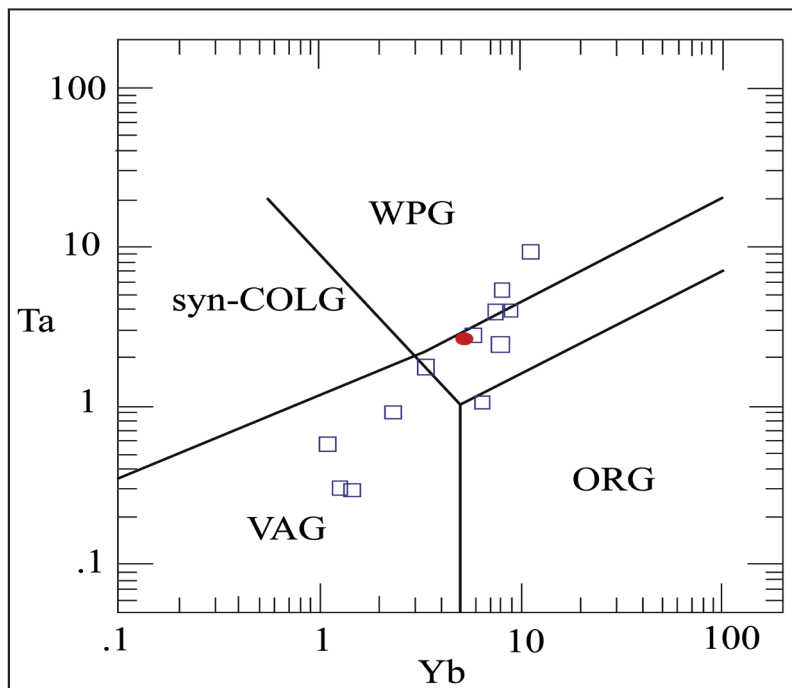
شکل ۸- نمودار  $\text{A}/\text{NK}$  در برابر  $\text{A}/\text{CNK}$  برای نمونه‌های گرانیتی قوشچی (Shand, 1943).



شکل ۹- نمودار عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت (Sun and McDonough, 1989) برای سنگ‌های گرانیتی قوشچی.



شکل ۱۰- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای سنگ‌های گرانیتی قوشچی.



شکل ۱۱- تعیین جایگاه زمین‌ساختی نمونه‌های مورد مطالعه با استفاده از نمودار Ta نسبت به Yb (Pearce et al., 1984).

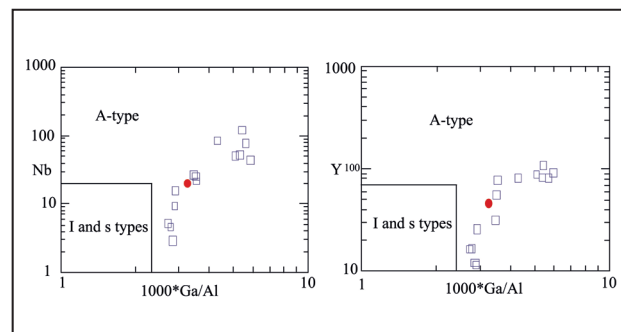
WPG= Within Plate Granites, Syn-COLG= Syn- Collisional Granites, VAG= Volcanic Arc Granites, ORG= Ocean Ridge Granites.

ثبت آخرین رویداد گرمایی اعمال شده بر سنگ بوده است؛ نه سن واقعی تبلور آن. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که سن تبلور این نمونه بر پایه طیف سنی به دست آمده از  $^{39}\text{Ar}$ ، احتمالاً میان ۳۲۰ تا ۳۳۰ میلیون سال (با توجه به سن‌های به دست آمده در شکل ۱۳-الف) بوده و ۲۶۲ میلیون سال به عنوان کمترین سن برآورد شده است. گفتنی است که سن سنجی انجام شده توسط U-Pb زیرکن نیز سن تبلور ۳۲۰ میلیون سال را برآورد کرده است (Shafaii Moghadam et al., 2015).

#### ۷- ایزوتوپ Sr-Nd

داده‌های ایزوتوپ Sr-Nd کل سنگ نمونه‌های مجموعه گرانیتوئیدی قوشچی در جدول‌های ۲ و ۳ آورده و در شکل ۱۴-الف نمودار ایزوتوپ Rb-Sr گرانیت‌های قوشچی رسم شده است. بر پایه این نمودار، سن این نمونه‌ها ۲۵۶ میلیون سال (Initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0/7094\pm0/0068$ ) به دست آمده است. نمونه‌های مورد مطالعه دارای نسبت اولیه  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  میان  $0/512275$  تا  $0/512431$  همراه با مقادیر  $\epsilon\text{Nd}$  میان  $-0/49$  تا  $2/54$  و نسبت اولیه  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  میان  $0/687776$  تا  $0/713928$  هستند و سن مدل Nd (tDM) برای این نمونه‌ها از ۷۶۶ تا ۱۶۱۸ Ma در تغییر است. در نمودار  $\epsilon\text{Nd}$  در برابر  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  Zindler and Hart (1986) نمونه‌های مورد مطالعه به جز یک نمونه از سنگ‌های گرانیتی، طیف به نسبت محدودی از نسبت اولیه  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  را به خود اختصاص داده‌اند (شکل ۱۴-ب). اگر چه یک نمونه گرانیتی با میزان  $\epsilon\text{Nd}$  منفی (نزدیک به صفر) مشخص می‌شود؛ ولی دیگر نمونه‌ها دارای  $\epsilon\text{Nd}$  مثبت و نزدیک به ترکیب گوشته اولیه زمین هستند و یک نمونه در قلمرو و نزدیک به مقادیر پوسته‌ای جای می‌گیرد. شواهد ایزوتوپی نشان می‌دهد که ماگمای اولیه گرانیت‌های نوع A می‌تواند از گوشته مشتق شده باشد (Han et al., 1997; Kerr and Fryer, 1993; Turner et al., 1992; Eby, 1992; Folland and Allen, 1991; Eby, 1990). به باور Shellnutt et al. (2009) منشأ پیشنهادی برای ژنر گرانیت‌های نوع A منشأی مرکب از گوشته تهی شده همراه با پوسته و یا منشأ گوشته غنی شده همگن مشابه با بازال‌های جزایر اقیانوسی (OIB) است. نتایج ایزوتوپی سنگ‌های

این گرانیت‌ها دارای مقادیر Ga/Al بالا و از دید ژئوشیمیایی مشابه با گرانیت‌های نوع A هستند (شکل ۱۲؛ Whalen et al., 1987).



شکل ۱۲- تفکیک میان گرانیتوئیدهای A، I و S (Whalen et al., 1987) برای نمونه‌های مورد مطالعه.

A-type= Anorogenic type, I and S type= Igneous and Sedimentary types.

#### ۶- سن سنجی $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$

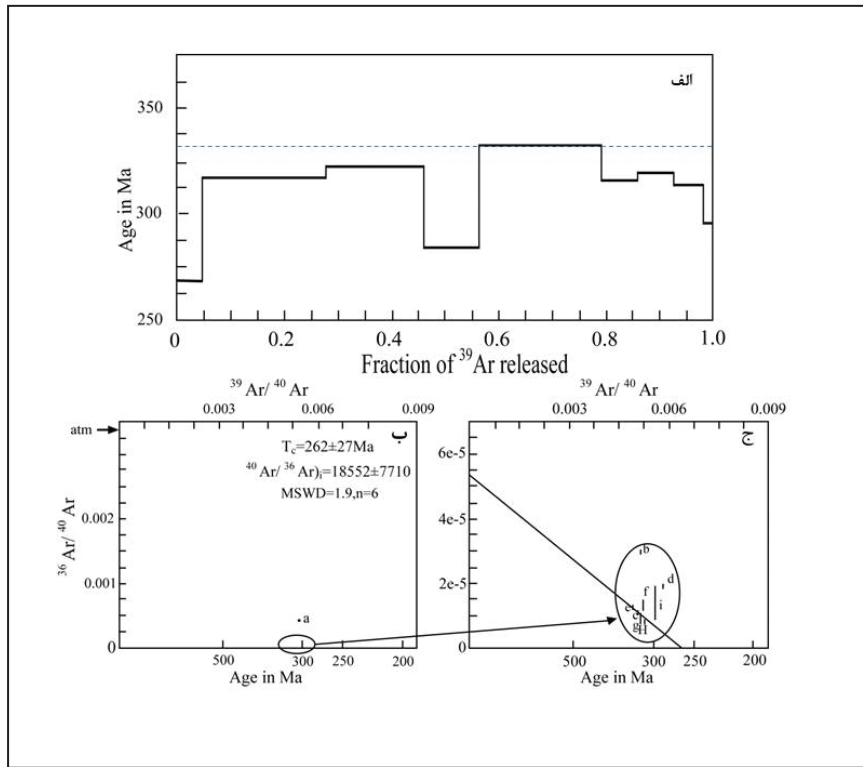
اطلاع و تعیین سن دقیق سنگ‌ها، به منظور مطالعات سنگ‌شناختی سنگ‌های آذرین اهمیت زیادی دارد و در تعیین و تفسیر درست پتروژنز و به ویژه تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های مورد مطالعه مفید است. از این رو برای دستیابی به این هدف، در نمونه‌های مورد مطالعه با توجه به وجود کانی‌های بیوتیت به نسبت سالم از روش  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  استفاده شده است. چنانچه در شکل‌های ۱۳ الف تا ج دیده می‌شود؛ سن نمونه مورد مطالعه بر پایه نمودار ایزوتوپ  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  در برابر  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} \pm 27 \pm 262$  میلیون سال به دست آمده است. میزان آرگون رها شده (شکل ۱۳-الف)، ویژگی‌ها و رفتار ژئوشیمیایی عنصر آرگون در رویدادهای گرمایی طی تبلور و سرد شدن ماگما و نیز الگوی سنی بیوتیت در نمودار که به شکل زین مانند است؛ همگی اشاره به از دست دادن گاز آرگون طی گرم شدن دوباره (Reheating) سنگ دارند و از این رو احتمالاً سن ۲۶۲ میلیون سال، زمان



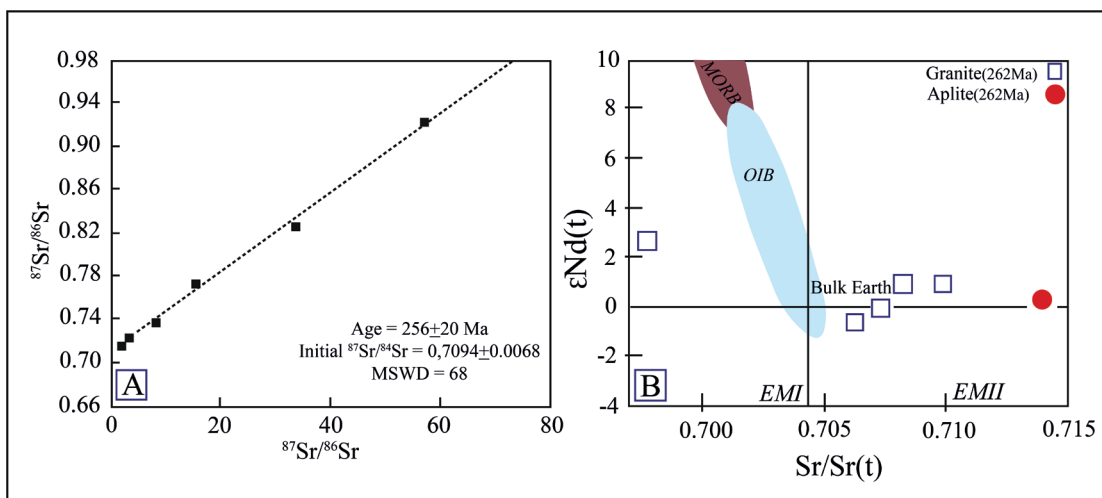
**۸- پتروژنز و خاستگاه زمین‌ساختی**

چنانکه اشاره شد گرانیت‌های نوع A برای توصیف گرانیت‌هایی به کار می‌روند که کمی آلکالن، بی‌آب و غیرکوهزایی هستند (Loiselle and Wones, 1979). مطالعات بیشتر مشخص کرده است که گرانیت‌های نوع A از دید ترکیبی مختلف هستند.

مورد مطالعه، منشأهای متفاوتی نسبت به گوشته تهی شده و یا پوسته پیشنهاد می‌کند و با توجه به ترکیب ایزوتوپی استرانسیم و نئودیمیم، منشأ گوشته‌ای غنی شده همراه با مقادیر کمی آلایش پوسته‌ای برای نمونه‌های مورد مطالعه هماهنگی بیشتری نشان می‌دهد.



شکل ۱۳- الف)- طیف سنی به دست آمده از  $^{39}\text{Ar}$  برای گرانیت قوشچی؛ ب و ج) نمودارهای همبستگی  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  در برابر  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  که با خط ایزوکرون  $27 \pm 262$  میلیون سال نشان داده شده‌اند.



شکل ۱۴- الف) نمودار ایزوکرون Rb-Sr سنگ‌های گرانیتی و دایک‌های آپلیتی مورد مطالعه. ب) نمودار  $\epsilon\text{Nd}(t)$  در برابر  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$  (Zindler and Hart, 1986).

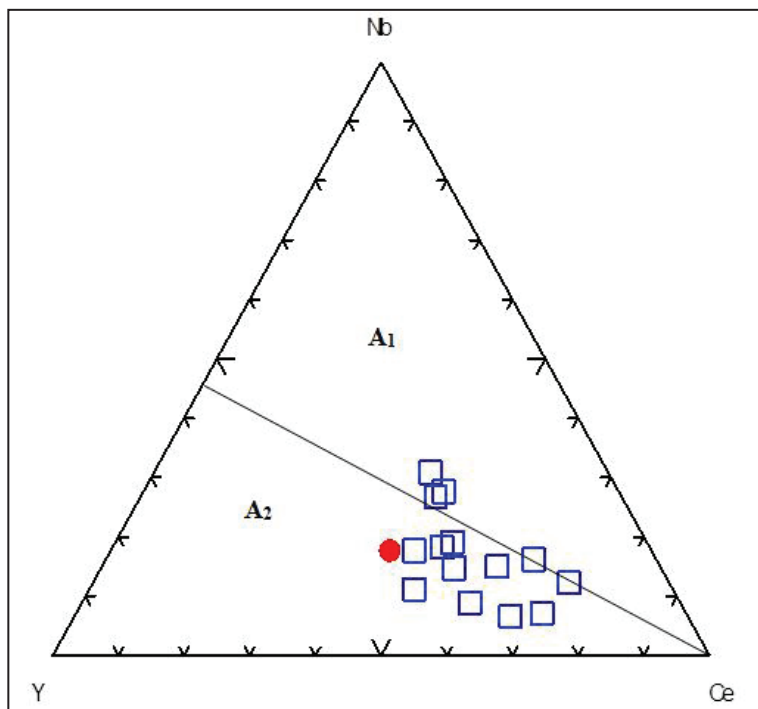
جدول ۳- داده‌های ایزوتوپ Sm-Nd برای گرانیت‌های قوشچی.

Sample	ppm Nd	ppm Sm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	Erro (2s)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro (2s)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (262)	eNd(262)	tDM (Ma)
G-3	31.6	5.77	0.110	0.004	0.512465	0.000026	0.512275	-0.49753	887.5859
G-44a	20.8	6.0	0.175	0.005	0.512611	0.000012	0.512312	0.214515	1618.932
G-47	66.8	16.9	0.153	0.004	0.512607	0.000014	0.512345	0.864363	1119.116
G-50	71.3	17.4	0.148	0.004	0.512585	0.000018	0.512332	0.602591	1084.235
G-51	63.7	14.9	0.141	0.003	0.512587	0.000015	0.512344	0.842859	998.5831
G-61	60.6	13.1	0.131	0.004	0.512655	0.000013	0.512431	2.543037	766.9751

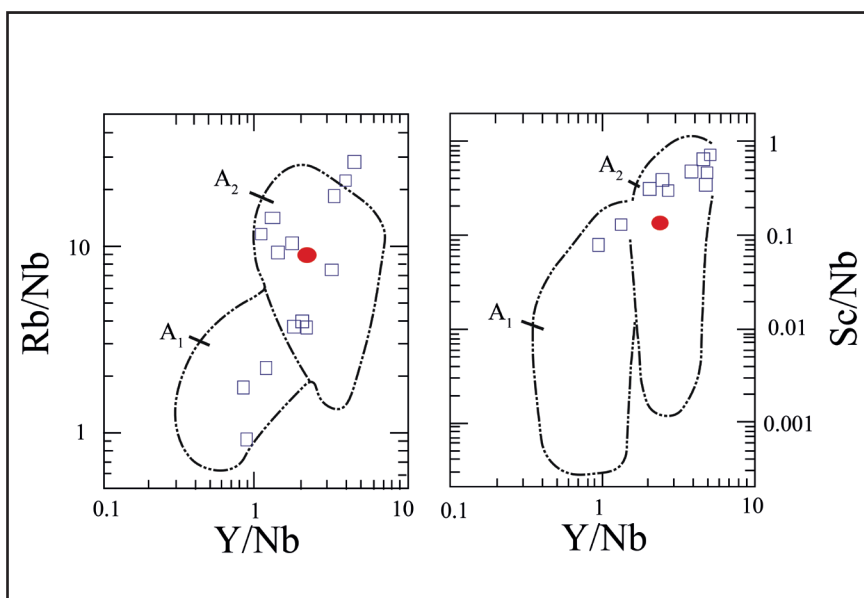
(۱۴۹- تا ۲/۵۴) مثبت و نزدیک به ترکیب گوشته اولیه زمین و یک نمونه منفی و در قلمرو و نزدیک به مقادیر پوسته‌ای، نشان می‌دهد که احتمالاً نمونه‌های مورد مطالعه از تبلور تفریقی از یک منشأ گوشته‌ای غنی شده همراه با مقادیر کمی آلایش پوسته‌ای به وجود آمده‌اند. طبق نمودارهای پیشنهادی (Pearce et al., 1984) گرانیت‌ها را می‌توان بر پایه میزان فراوانی عناصر کمیاب در ۴ گروه اصلی شناسایی کرد. این ۴ گروه عبارتند از: ۱) گرانیت‌های پشته‌های اقیانوسی (ORG)؛ ۲) گرانیت‌های کمان‌های آتشفشانی (VAG)؛ ۳) گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG)؛ ۴) گرانیت‌های همزمان با برخورد (syn-COLG). گرانیت‌های درون صفحه‌ای بیشتر با شواهدی از گوشته غنی شده (سنگ کره و یا سست کره) همراه با مقادیر کمی از دخالت مؤلفه پوسته‌ای مشخص می‌شوند. به هر حال بی‌هنجاری منفی Eu و Sr نشان می‌دهد که پلاژیوکلاز در رستیت باقی مانده است و گارنت در منشأ وجود ندارد (Wilson, 1989). طبق نمودار Ta در برابر Yb بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده درون صفحه‌ای جای می‌گیرند و برخی از نمونه‌ها به سوی محدوده کمان‌های آتشفشانی گرایش نشان می‌دهند (شکل ۱۴)؛ که نشان‌دهنده مناطق فرورانش و یا دخالت اجزای پوسته‌ای است. اگر چه هنوز پتروژنز گرانیت‌های نوع A مورد بحث و جدل است؛ اما به‌طور کلی پذیرفته شده که رخداد آنها در محیط‌های کشتی جایگاه‌های پس از کوهزایی و یا غیر کوهزایی است (Collins et al., 1982; Clemens et al., 1986; Whalen et al., 1987; Bonin, 2007;)؛ در دو گروه  $\text{A}_1$  و  $\text{A}_2$  تقسیم کرد. گروه  $\text{A}_1$  نشان‌دهنده تفکیک از ماگماهای مشابه با منشأهای OIB هستند که در یک جایگاه غیر کوهزایی مانند کافت قاره‌ای یا محیط‌های درون صفحه‌ای جایگیری کرده‌اند؛ در صورتی که گروه  $\text{A}_2$  از ذوب پوسته قاره‌ای یا پوسته مافیک فرورانده و جایگزین شده در محیط‌های پس از برخورد یا پس از کوهزایی مشتق شده‌اند. در نمودار تفکیک Ce/Nb-Y/Nb بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه در گروه  $\text{A}_2$  و در قلمرو OIB و نزدیک به IAB جانمایی می‌شوند و نشان‌دهنده تشکیل در محیط‌های کشتی پس از برخورد یا پس از کوهزایی هستند تا اینکه در یک محیط غیر کوهزایی تشکیل شده باشند.

در نواحی شمال باختر ایران افزون بر گرانیت‌های نوع A قوشچی، مجموعه‌های گرانیتوبیدی بسیاری با ویژگی‌های سنگ‌شناختی همانند گرانیت‌های قوشچی شناسایی شده است. از این میان می‌توان به گرانیت نوع A خاور کوه‌های میشو ( $25 \pm 232$  میلیون سال، Ahankoub et al., 2013)، هریس ( $34 \pm 306$  میلیون سال، ادوای و قلمقاش، ۱۳۸۹) و خلیفان ( $2 \pm 315$  میلیون سال، Bea et al., 2011) اشاره کرد؛ که هر یک به ترتیب به محیط‌های مختلف، پس برخوردی فاز هرسینین، کافت نوتتیس و کوهزایی واریسکن نسبت داده شده‌اند. به‌طور کلی با توجه به شواهد ژئوشیمیایی و سنسنجی مربوط به گرانیت‌های قوشچی (سن تبلور ۳۲۰ تا ۳۳۰ میلیون سال)، احتمالاً فعالیت ماگمایی نوع  $\text{A}_2$  در منطقه متأثر از فازهای کشتی پس از برخوردی (احتمالاً مراحل اولیه باز شدن دریای نوتتیس) در طی مراحل پایانی رویدادهای زمین‌ساختی واریسکن بوده است.

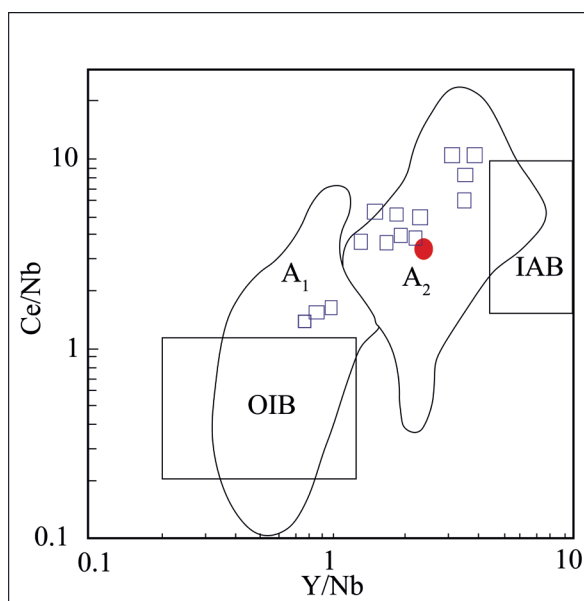
برای نمونه، ممکن است که پرآلکالین و دارای کانی‌های مافیک غنی از سدیم و یا به‌طور ضعیف پرآلومین تا متآلومین و بدون کانی‌های مافیک غنی از سدیم باشند (King et al., 1997; Zhang et al., 2007a and b). نمونه‌های مورد مطالعه متآلومین تا پرآلکالین و دارای کمی کانی‌های مافیک سدیم دار اندیت و پارگازیت هستند. با این حال، گرانیت‌های نوع A برخی ویژگی‌های خاص خود را دارند. گرانیت‌های نوع A در بسیاری از ویژگی‌ها به ویژه ژئوشیمی سنگ کل (برای نمونه غنی‌شدگی در میزان غلظت عناصر HFS مانند Zr و نیز نسبت Ga/Al متفاوت با دیگر گروه‌های سنگی و بر این اساس به راحتی از گرانیت‌های نوع S، I و M قابل تفکیک هستند (Whalen et al., 1987). نمونه‌های مورد مطالعه دارای مقادیر زیادی آلکالی فلدسپار از نوع ارتوکلاز صورتی، مقادیر  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ، Ga/Al، FeO/MgO، HFSE بالا و مقادیر Al، Sr، CaO، Eu پایین هستند و ویژگی‌های ژئوشیمیایی گرانیت‌های نوع (Loiselle and Wones, 1979; Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987;)؛ نسبت  $\text{Ga}/\text{Al} * 10000$  در نمونه‌های مورد مطالعه میان ۲/۷ تا ۵/۶ تغییر می‌کند و میانگین آن ۳/۷۲ و اندکی کمتر از میانگین جهانی گرانیت‌های نوع A یعنی ۳/۷۵ است (Whalen et al., 1987). در نمودار تفکیک سه‌تایی Nb-Y-Ce، نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر در قلمرو گرانیت‌های نوع  $\text{A}_2$  و  $\text{A}_1$  ۳ نمونه نیز در قلمرو و در مرز با گرانیت‌های نوع  $\text{A}_1$  جانمایی می‌شوند (شکل ۱۵)؛ (Eby, 1992). در نمودار Sc/Nb و Rb/Nb در برابر Y/Whalen et al., 1987) نیز تقریباً بیشتر نمونه‌ها در قلمرو گرانیت‌های نوع  $\text{A}_2$  جای می‌گیرند (شکل ۱۶). ژنر گرانیت‌های نوع A هنوز مورد بحث است (Eby, 2011). گرانیت‌های نوع A می‌توانند توسط چندین فرایند ماگمایی تشکیل شوند که شامل ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای، تبلور تفریقی مذاب‌های گوشته‌ای، فرایندهای AFC (هضم پوسته‌ای همراه با تبلور تفریقی) و آمیختگی ماگمایی مذاب‌های بازالتی و پوسته‌ای (Collins et al., 1982; Clemens et al., 1986; Whalen et al., 1987;)؛ (Creaser et al., 1991; Eby, 1992; Turner et al., 1992; King et al., 1997; Wu et al., 2002; Yang et al., 2006; Wang et al., 2010) است. ماگمای گرانیتی نمی‌تواند به‌طور مستقیم توسط ذوب بخشی گوشته تشکیل شود (Taylor and McLennan, 1985) و در این حالت تنها ماگماهای مافیک و حدواسط تولید می‌شوند (Hofmann, 1988). گرانیت‌های قوشچی دارای میزان  $\text{SiO}_2$  بالا ( $> 0.85 \text{ wt}\%$ ) و منیزیم پایین ( $> 68 \text{ wt}\%$ ) هستند که نشان می‌دهد مستقیماً از گوشته مشتق نشده‌اند (جدول ۱). تبلور تفریقی مذاب‌های مشتق از گوشته ممکن است در ژنر گرانیت‌های مورد مطالعه دخیل باشد. این گرانیت‌ها همراه با مجموعه مافیک هستند و به داخل آن نفوذ کرده‌اند؛ ولی برای تشکیل این گرانیت‌ها از تبلور تفریقی گابروها، حجم زیادتری از ماگمای مافیک مورد نیاز است (Frost et al., 2002). گابروها در رخنمون ظاهری در صحرا بر گرانیت‌ها برتری ندارند و سنگ‌های نفوذی حدواسط آنها نیز وجود ندارد (شهابی، ۱۳۹۱). ولی از طرفی، مقدار eNd



شکل ۱۵- نمودار تفکیک مثلثی Y-Nb-Ce (Eby, 1992) برای نمونه‌های مورد مطالعه.



شکل ۱۶- نمودار تفکیک Rb/Nb و Sc/Nb در برابر Y/Nb (Eby, 1992) برای نمونه‌های مورد مطالعه.



شکل ۱۷- نمودار تفکیک Ce/Nb در برابر Y/Nb (Eby, 1992) برای نمونه‌های مورد مطالعه.

OIB= Ocean Island Basalts; IAB= Island Arc Basalts

## ۹- نتیجه گیری

با توجه به شواهد ایزوتوپی Sr-Nd و ژئوشیمیایی کل سنگ، گرانیت‌های قوشچی احتمالاً حاصل تفریق گسترده مذاب‌های مشتق شده از گوشته همراه با مشارکت کمی پوسته هستند. گرانیت‌های مورد مطالعه به گروه  $A_2$  تعلق دارند و محیط تشکیل آنها با موقعیت‌های کششی درون صفحه‌ای پس از کوهزایی همخوانی دارد. احتمالاً گرانیت‌های قوشچی در یک محیط کششی پس از کوهزایی واریسکن (Variscan) شکل گرفته‌اند.

سنگ‌های گرانیتی مجموعه گرانیتویدی قوشچی شامل آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها، گرانیت‌ها و دایک‌های آپلیتی است؛ فراوان‌ترین بافت دیده شده در این نمونه‌ها میکروپریتی و میکروگرانوفیری است. این سنگ‌ها ماهیت کالک آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی دارند و بر پایه ویژگی‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی متعلق به گرانیت‌های نوع  $A_2$  هستند. نتایج سن سنجی آرگون- آرگون و روبیدیم- استرانسیم به ترتیب نشان‌دهنده سن تبلور ۲۶۲ و ۲۵۶ میلیون سال پیش (کربنیفر پسین) است و

## کتابنگاری

- ادوای، م. و قلمقاش، ج.، ۱۳۸۹- پتروژنز و سال سنجی رادیومتری U-Pb زیرکن در گرانیت هریس (شمال غرب شبستر) استان آذربایجان شرقی، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۴، صص. ۶۳۳ تا ۶۴۶.
- ادوای، م.، جهانگیری، ا.، مجتهدی، م. و قلمقاش، ج.، ۱۳۸۸- سنگ شناسی و ژئوشیمی باتولیت قوشچی شمال غرب ایران. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۴، صص. ۷۱۶ تا ۷۳۳.
- بهتیا، ب.، ۱۳۷۴- پتروژنز گرانیتویدی‌های ناحیه قوشچی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تهران، ایران.
- جهانگیری، ا.، ۱۳۷۱- بررسی پترولوژی و ژئوشیمیایی گرانیت‌های ناحیه قوشچی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تبریز، ایران.
- خدابنده، ا. و امینی‌فضل، ا.، ۱۳۷۲- نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تسوج، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- خدابنده، ا.، ۱۳۷۲- نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ سلماس، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- شهابی، ش.، ۱۳۹۱- ژئوشیمی، پترولوژی و تعیین سن گرانیت‌های آلکالن (نوع A) و گابروهای منطقه قوشچی، شمال غرب ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه دامغان.

## References

- Ahankoub, M., Jahangiri, A., Asahara, Y. and Moayyed, M., 2013- Petrochemical and Sr-Nd isotope investigations of A-type granites in the east of Misho, NW Iran. Arab J Geosci., v6, no12, p.4833(17).
- Bacon, C. R., 1986- Inclusions of mafic magma in intermediate and silicic volcanic rocks. Journal of Geophysical Research. doi: 10.1029/JB091iB06p06091.
- Barbarin, B., 1999- A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos 46: 605-626.



- Bea, F., Mazhari, A., Montero, P., Amini, S. and Ghalamghash, J., 2011- Zircon dating, Sr and Nd isotopes, and element geochemistry of the Khalifan pluton, NW Iran: Evidence for Variscan magmatism in a supposedly Cimmerian superterrane. *Journal of Asian Earth Science* 40: 172-179.
- Bonin, B., 2007- A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos* 97: 1-29.
- Clemens, J. D., Holloway, J. R. and White, A. J. R., 1986- Origin of A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist* 71: 317-324.
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. and Chappell, B. W., 1982- Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 80: 189-200.
- Creaser, R. A., Price, R. C. and Wormald, R. J., 1991- A-type granites revisited: assessment of a residual-source model. *Geology* 19(2): 163-166.
- Eby, G. N., 1990- The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculation on their petrogenesis. *Lithos* 26: 115-134.
- Eby, G. N., 1992- Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenesis and tectonic implications. *Geology* 20: 641-644.
- Eby, G. N., 2011- A-type granites: magma sources and their contribution to the growth of the continental crust. *Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks*, p. 50-51.
- Foland, K. A. and Allen, J. C., 1991- Magma sources for Mesozoic anorogenic granites of the White Mountain magma series, New England, USA. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 109: 195-211.
- Frost, C. D. and Frost, B. R., 1997- Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite connection. *Geology* 25: 647-650.
- Frost, C. D., Frost, B. R., Bell, J. M. and Chamberlain, K. R., 2002- The relationship between A-type granites and residual magmas from anorthosite: evidence from the northern Sherman batholith, Laramie Mountains, Wyoming, USA. *Precambrian Research* 119, 45-71.
- Han, B. F., Wang, S. G., Jahn, B. M., Hong, D. W., Kagami, H. and Sun, Y. L., 1997- Depleted mantle source for the Ulungur River A-type granites from North Xinjiang, China: geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth. *Chemical Geology* 138: 135-159.
- Hofmann, A. W., 1988- Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90, 297-314.
- Huang, X. L., Xu, Y. G., Li, X. H., Li, W. X., Lan, J. B., Zhang, H. H., Liu, Y. S., Wang, Y. B., Li, H. Y., Luo, Z. Y. and Yang, Q. J., 2008- Petrogenesis and tectonic implications of Neoproterozoic, highly fractionated A-type granites from Mianning, South China. *Precambrian Research* 165: 190-204.
- Kerr, A. and Fryer, B. J., 1993- Nd isotope evidence for crust-mantle interaction in the generation of A-type granitoid suites in Labrador, Canada. *Chemical Geology* 104: 39-60.
- King, P. L., White, A. J. R., Chappell, B. W. and Allen, C. M., 1997- Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Journal of Petrology* 38, 371-391.
- Kretz, R., 1983- Symbols of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. and Zanettin, B., 1989- A classification of igneous rocks and glossary of terms. Scientific Publication, Blackwell, Oxford. P. 193.
- Li, X. H., Li, Z. X., Li, W. X., Liu, Y., Yuan, C., Wei, G. J., Qi, C. S., 2007- U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I- and A-type granites from central Guangdong SE China: a major igneous event in response to founding of a subducted flat-slab? *Lithos* 96, 186-204.
- Loiselle, M. C. and Wones, D. R., 1979- Characteristics and origin of anorogenic granites. Abstracts papers to be presented at the Annual Meetings of the Geological Society of America and Associated Societies, San Diego, CA 11, 468p.
- Middlemost, E. A. K., 1994- Naming materials in the magma/igneous rock systems. Longman Group U.K., 73-86.
- Morgan, G. B. and London, D., 2012- Process of granophyre crystallization in the Long Mountain Granite, southern Oklahoma. *Geological Society of America Bulletin* 124: 1251-1261.
- 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.
- Rollinson, H. R., 1993- Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, New York, 352 pp.
- Shafaii Moghadam, H., Li, X. H., Ling, X. X., Stern, R. J., Santos, J. F., Meinhold, G., Ghorbani, Gh. and Shahabi, S., 2015- Petrogenesis and tectonic implications of Late Carboniferous A-type and gabbro-norites in NW Iran: Geochronological and geochemical constraints. *Lithos* 212-215, 266-279.

- Shand, S. J., 1943- The eruptive rocks, 2nd edn. New York, John Wiley, 444 pp.
- Shellnutt, J. G., Wang, C. Y., Zhou, M. F. and Yang, Y., 2009- Zircon Lu–Hf isotopic compositions of metaluminous and peralkaline A-type granitic plutons of the Emeishan large igneous province (SW China): Constraints on the mantle source. *Journal of Asian Earth Sciences* 35: 45-55.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52: 1229–1258.
- Sun, S. S. and McDonough, W. E., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society of London Special Publication: 313-345.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985- The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell Scientific publishers, Oxford, 312pp.
- Turner, S. P., Foden, J. D. and Morrison, R. S., 1992- Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma, an example from the Padthaway Ridge, South Australia. *Lithos* 28: 151-179.
- Vernon, R. H., 1983- Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *Journal and Proceedings of the Royal Society of New South Wales* 116: 77-103.
- Wang, Q., Wyman, D. A., Li, Z. X., Bao, Z. W., Zhao, Z. H., Wang, Y. X., Jian, P., Yang, Y. H., Chen, L. L., 2010- Petrology, geochronology and geochemistry of ca. 780 Ma A-type granites in south China: petrogenesis and implication for crustal growth during the breakup of supercontinental Rodinia. *Percambrian Research* 178, 185-208.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W., 1987- A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419.
- Wilsom, M., 1989- *Igneous petrogenesis, A global tectonic approach*, Unwin Hyman Ltd, 466 pp.
- Wu, F. Y., Sun, D. Y., Li, H., Jahn, B. M. and Wilde, S., 2002- A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chemical Geology* 187: 143-173.
- Yang, J. H., Wu, F. Y., Chung, S. L., Wilde, S. A. and Chu, M. F., 2006- A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic evidence. *Lithos* 89: 89-106.
- Zhang, C. L., Li, Z. X., Li, X. H., Yu, H. F. and Ye, H. M., 2007a- An early Paleoproterozoic high-K intrusive complex in southwestern Tarim Block, NW China: age, geochemistry and tectonic implications. *Gondwana Research*, 12: 101-112.
- Zhang, H. F., Parish, R., Zhang, L., Xu, W. C., Yuan, H. L., Gao, S. and Crowley, Q. G., 2007b- A-type granite and adakitic magmatism association in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau, implication for lithospheric delamination. *Lithos* 97, 323-335.
- Zhou, T. F., Fan, Y., Zhang, D.Y., Cooke, D. and Zhao, G. C., 2008- Granites in the Sawuer region of the west Junggar, Xinjiang Province. *Lithos* 106: 191-206.
- Zindler, A. and Hart, S. R., 1986- Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 14: 493-571.

## Sr-Nd isotopic geochemistry and $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr dating of Ghoshchi A2-type granites, N Uromiyeh, NW Iran

Sh. Shahabi<sup>1</sup>, H. Shafaii Moghadam<sup>2\*</sup> and Gh. Ghorbani<sup>3</sup>

<sup>1</sup>M. Sc. Student, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

<sup>2</sup>Assistant Professor, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

<sup>3</sup>Associate Professor, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

Received: 2016 October 16

Accepted: 2017 May 08

### Abstract

The Ghoshchi granitic rocks are located in at north of Uromiyeh city and are mainly composed of alkali-feldspar granites, granites and aplitic dykes. These samples belong to calc-alkaline to shoshonitic series and show Fe enrichment and are classified as A-type granites. Ghoshchi granites have high  $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{FeO}/\text{MgO}$ ,  $\text{GI}/\text{Al}$ ,  $\text{Ce}/\text{Nb}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Y}/\text{Nb}$ , and low  $\text{CaO}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Sr}$  and  $\text{Eu}$  and are A2-type granites. Geochemical and Sr-Nd isotopes evidences suggest that these rocks were generated by highly fractional crystallization of a parental magma (melts), was derived from an enriched mantle source, which have undergone contamination by crustal materials and formed in post-collisional extensional environments in a within-plate setting. The crystallization age of these rocks, according to biotite  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  and Rb-Sr dating is  $262\pm 26$  Ma and  $256\pm 20$  Ma, as minimum age, respectively, and 320-330 Ma as crystallization age. Ghoshchi granites formed probably within extensional zones in at the late stages of Variscan tectonic events.

**Keywords:** Petrology,  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  Dating, Sr-Nd isotopes, A<sub>2</sub>-type granite, Ghoshchi

For Persian Version see pages 27 to 40

\*Corresponding author: H. Shafaii Moghadam; E-mail: hadishafaii@du.ac.ir