



مقاله پژوهشی

ژئوشیمی، خاستگاه و دمای آناکسی تشکیل مونزوگرانیت خلیج (مشهد، ایران)

رامین صمدی¹، قدرت ترابی^{1*} و حسن میرنژاد²

(1) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

(2) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

دریافت مقاله: 1398/10/14، پذیرش: 1399/02/07

چکیده

سنگ‌های مونزوگرانیتی گروهی از گرانیتوئیدهای مشهد با سن مزوزوئیک هستند که در منطقه خلیج (واقع در جنوب شهر مشهد) رخنمون دارند. این سنگ‌ها دارای کانی‌های کوارتز، پتاسیم فلدسپار، پلاژیوکلاز، میکا و کانی‌های فرعی زیرکن و آپاتیت هستند. از دیدگاه ژئوشیمیایی، در مونزوگرانیت خلیج میزان کم HREE و میزان بالای LREE و LILE نشان‌دهنده درجات بالای تفریق مذاب مولد آن است. بنابراین، مونزوگرانیت خلیج از گروه گرانیتوئیدهای فروئن، آلکالی کلسیک، پرآلومین، فلسیک نوع S و محصول ذوب‌بخشی رسوبات پوسته بالایی در دمای نزدیک به 730 تا 800 درجه سانتی‌گراد است. دماهای اشباع‌شدگی ماگما از زیرکنیم هنگام تشکیل زیرکن کمتر از 800 (تقریباً 732 تا 745) درجه سانتی‌گراد محاسبه شد. با فروانش پالئوتیس زیر ورقه توران و برخورد قاره‌ای، پوسته بالایی در اثر فرایندهای زمین‌ساختی فشاری دچار ذوب‌بخشی شده و توده‌های نفوذی مونزوگرانیتی هم‌زمان با برخورد تا پس‌برخوردی نوع S خلیج تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌نگاری، ژئوشیمی، مونزوگرانیت، مزوزوئیک، خلیج، مشهد

مقدمه

(and White, 2001)، باربارین (Barbarin, 1999) و فروست و همکاران (Frost et al., 2001). چاپل و وایت (Chappell and White, 2001) بر پایه پژوهش‌های ژئوشیمیایی و سنگ‌نگاری روی گرانیتوئیدهای کمر بند چین‌خورده لاجلان¹ در جنوب خاوری استرالیا، گرانیتوئیدها را به دو گروه نوع I (محصول تفریق بلورین مذاب‌های گوشته‌ای، ذوب‌بخشی

گرانیتوئیدها یکی از گروه‌های سنگی عمده تشکیل‌دهنده پوسته قاره‌ای هستند که بررسی آنها می‌تواند دانستنی‌های بسیار سودمندی درباره زمین‌ساخت و تحولات گوشته تا پوسته بالایی ارائه کند. بررسی پتروژنز و محیط تشکیل گرانیت‌ها همواره مورد توجه پژوهشگران بوده است؛ مانند چاپل و وایت (Chappell

*مسئول مکاتبات: torabighodrat@sci.ui.ac.ir

1. LFB= Lachlan Fold Belt

دیوریتی و دایک‌های آپلیتی - پگماتیتی نیز به‌طور پراکنده در این گستره دیده می‌شوند (Samadi et al., 2015) (شکل 1). در این پژوهش، به‌منظور بررسی رویدادهای پلوتونیک ناشی از برخورد ورقه توران و ایران مرکزی در اثر بسته‌شدن اقیانوس پالئوتتیس، ترکیب ژئوشیمیایی سنگ کل واحد مونزوگراییتی خلج واقع در جنوب شهر مشهد از دیدگاه‌های گوناگونی رده‌بندی می‌شود و خاستگاه و محیط تشکیل آن بررسی می‌شود.

زمین‌شناسی منطقه خلج

منطقه خلج در حدود 5 کیلومتری جنوب مشهد و جنوب کوه معجونی در خراسان رضوی واقع شده است (شکل 1). واحدهای آذرین بنیادین در این منطقه شامل مونزوگراییت - گرانودیوریت‌هاست که به‌وسیله شبکه‌ای از رگه‌های آپلیت - پگماتیست قطع شده‌اند. در برخی پژوهش‌های پیشین، گرانیتوئیدهای پیرامون مشهد را بخشی از ورقه ایران مرکزی معرفی کرده‌اند، مانند سلطانی (Soltani, 2000)؛ اما در پژوهش‌های نوین‌تر مانند زانچی (Zanchi et al., 2011)، این سنگ‌ها بخشی از ورقه توران در نظر گرفته شده‌اند. گرانیتوئیدهای مشهد بخشی از کمان مشهد - پامیر هستند. ناتالین و سنګور (Natalin and Sengor, 2005) و میرنژاد و همکاران (Mirnejad et al., 2013) آنها را بخشی از کمان جاده ابریشم دانسته‌اند که از مرز جنوبی اوراسیا در شمال چین تا اروپا امتداد داشته و محصول فروانش رو به شمال پالئوتتیس به زیر اوراسیا است. در بخش‌های خاوری و جنوب‌خاوری منطقه خلج، مونزوگرایت‌های خواجه‌مراد و ده‌غیبی نیز رخمون دارند؛ اما در واقع مونزوگرایت‌ها بخش عمده توده گرانیتوئیدی در منطقه خلج را تشکیل داده‌اند. بر اساس داده‌های سن‌سنجی اورلیم - سرب، برون‌زدهای مونزوگرایت‌های¹ جنوب خلج تا خواجه‌مراد دارای سن 199 تا 205 میلیون سال پیش (Mirnejad et al., 2013) بوده و جوان‌تر از گرانودیوریت² خواجه‌مراد با سن 212 تا 217

سنگ‌های با خاستگاه گوشته‌ای و یا ذوب گوشته در اثر مذاب‌های اسیدی) و S (محصول آناکسی و ذوب‌بخشی سنگ‌های رسوبی دگرگون‌شده) طبقه‌بندی کردند. گرانیتوئیدهای نوع S پرآلومین بوده و آلومینیم اضافه آنها در ساختار کانی‌هایی مانند بیوتیت غنی از آلومینیم، کردیریت و یا مسکویت شرکت می‌کند؛ اما گرانیت‌های نوع I متاآلومین (و به‌ندرت برخی کمی پرآلومین) هستند و فزونی آلومینیم آنها تابعی از فرایند ذوب و نه میزان بالای این عنصر در ترکیب منشأ آنهاست (Chappell et al., 2012). بر پایه پژوهش‌های چاپل و وایت (Chappell and White, 1984, 1992)، پیچر (Pitcher, 1993) و چاپل و همکاران (Chappell et al., 1998)، گرانیتوئیدهای نوع I شامل گرانیتوئیدهای گروه دما بالا یا کردیلران (بیشتر شامل گرانودیوریت کم پتاسیم تا تونالیت کلسیم بالا و بدون زیرکن به ارث رسیده بوده و محصول ذوب‌بخشی سنگ‌های مافیک در دماهای بالاتر از 1000 درجه سانتی‌گراد در ژرفاهای گوشته یا محیط‌های فروانش در مرزهای قاره‌ای هستند) و گرانیتوئیدهای گروه دما پایین یا کالدونین (دارای زیرکن به ارث رسیده بوده و محصول ذوب‌بخشی پوسته فلسیک در دماهای ذوب حدود 700 تا 800 درجه سانتی‌گراد هستند و اغلب به همراه گرانیتوئیدهای نوع S یافت می‌شوند) هستند.

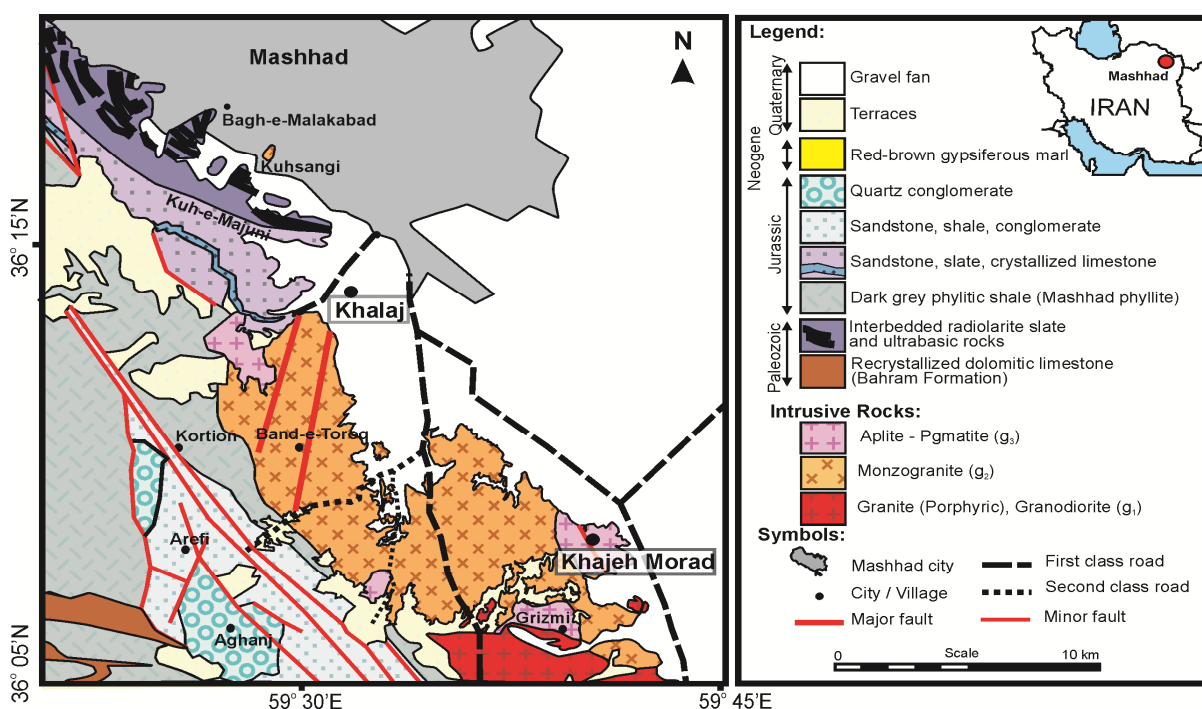
در اواخر تریاس، فرایند کوه‌زایی سیمرین موجب تداوم روند بسته‌شدن اقیانوس پالئوتتیس، فروانش اقیانوس پالئوتتیس به زیر ورقه توران و در نتیجه برخورد قاره‌ای میان بخش شمال خاوری ورقه ایران مرکزی و ورقه اوراسیا و تشکیل کمربند ولکانیکی - پلوتونیکی در منطقه توران با ظهور واحدهای آذرین درونی در راستای این پهنه بخیه‌ای شده است (Jazi et al., 2012; Samadi et al., 2014). بخش فراوانی از این سنگ‌های آذرین درونی که در شمال‌خاوری ایران و از شمال‌باختری تا جنوب‌خاوری شهر مشهد رخمون یافته‌اند، شامل مونزوگرایت و گرانودیوریت هستند؛ اما توده‌هایی از سنگ‌های تونالیتی،

1. MG = monzogranite

2. GD = granodiorite

منشأ کوارتزهای موجود در کنگلومرای کوارتزدار عارفی (با سن ژوارسیک میانی) دانسته شده‌اند (Karimpour et al., 2014).

میلیون سال پیش (Karimpour et al., 2010) هستند. این توده‌های آذرین درون سنگ‌های رسوبی ماسه‌سنگی به سن پیش از تریاس بالایی نفوذ کرده‌اند (شکل 1). این توده‌ها مهم‌ترین



شکل 1. نقشه زمین‌شناسی جنوب مشهد و جایگاه مونزوگرنایت خلیج (خراسان رضوی). برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ورقه 1:100000 مشهد با تغییرات پس از طاهری و قائمی (Taheri and Ghaemi, 1994)

Fig. 1. Geological map of south of Mashhad and location of Khalaj monzogranite (modified after geological map (scale: 1:100000) of Mashhad after Taheri and Ghaemi (1994)

در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی کشور، با به کارگیری دستگاه طیف‌سنج مدل Philips PW 1480 و یک لوله تولیدکننده پرتو ایکس و آند از جنس Rh، با استفاده از قرص پودر سنگ آنالیز شدند. در این روش آنالیزی مقدار درصد وزنی اکسیدهای SiO_2 ، P_2O_5 و Na_2O ، K_2O ، CaO ، MgO ، MnO ، Al_2O_3 ، TiO_2 ، Fe_2O_3 عناصر کمیاب به دست آمد. مقدار آهن کل به صورت Fe_2O_3 بیان شده است. مقدار LOI^2 به صورت افت وزن تا گرمای 1000 درجه سانتی گراد به دست آمده است. مقادیر حد آشکارسازی عناصر اصلی (بر پایه درصد وزنی) در این روش برای همه عناصر

روش مطالعه

در این پژوهش، پس از بررسی نقشه‌ها، گزارش‌ها و بررسی‌های پیشین، از سنگ‌های مورد بررسی، بازدید صحرایی و نمونه‌برداری شد. برای انجام بررسی‌های پتروگرافی از نمونه‌های مناسب، مقاطع میکروسکوپی تهیه شد و سپس از میان آنها، نمونه‌های کم‌وبیش سالم که نشانه‌های دگرسانی نداشتند برای تجزیه انتخاب شدند. برای بررسی ترکیب سنگ کل نمونه‌های برگزیده، از روش‌های XRF و ICP-MS استفاده شد که نتایج آن در جدول 1 آمده است. در روش فلوتورسنس اسپکترومتری پرتو ایکس¹، نمونه‌ها

1. XRF

2. Loss on Ignition

مرکز دگرسان شده و به مسکویت تبدیل شده‌اند؛ به‌طوری‌که تیغه‌های مسکویت در آنها به‌خوبی رشد کرده‌اند. بیوتیت در مونزوگرایت خلج نسبت به رخنمون این واحد سنگی در خواجه‌مراد اندکی فراوان‌تر است. بیوتیت‌ها به‌طور پراکنده و بدون جهت‌یافتگی بوده و دارای ادخال‌های فراوان زیرکن هستند (شکل 2-E). برخی بیوتیت‌ها به‌ندرت در حال کلریتی شدن هستند. زیرکن دارای تقدم تشکیل نسبت به بیوتیت‌هاست و هاله پلئوکروئیک اطراف زیرکن‌ها بیانگر مقادیر بالای اورانیم و تیتانیم در این کانی است. بلورهای زیرکن اغلب شکل دار تا نیمه‌شکل دار هستند. بلورهای کوچکی از آپاتیت نیز به‌طور پراکنده و محدود درون کوارتز و پلاژیو کلازها وجود دارند.

ژئوشیمی سنگ کل

بر پایه پژوهش‌های صحرایی و میکروسکوپی، رخنمون گرانیتوئیدها در منطقه خلج دارای ترکیب مونزوگرایت است (شکل 1). نتایج آنالیز ژئوشیمیایی سنگ کل نمونه‌های برگزیده از خلج به روش‌های ICP-MS و XRF به‌همراه مقادیر نرماتیو سنجیده در جدول‌های 1 و 2 آورده شده‌اند.

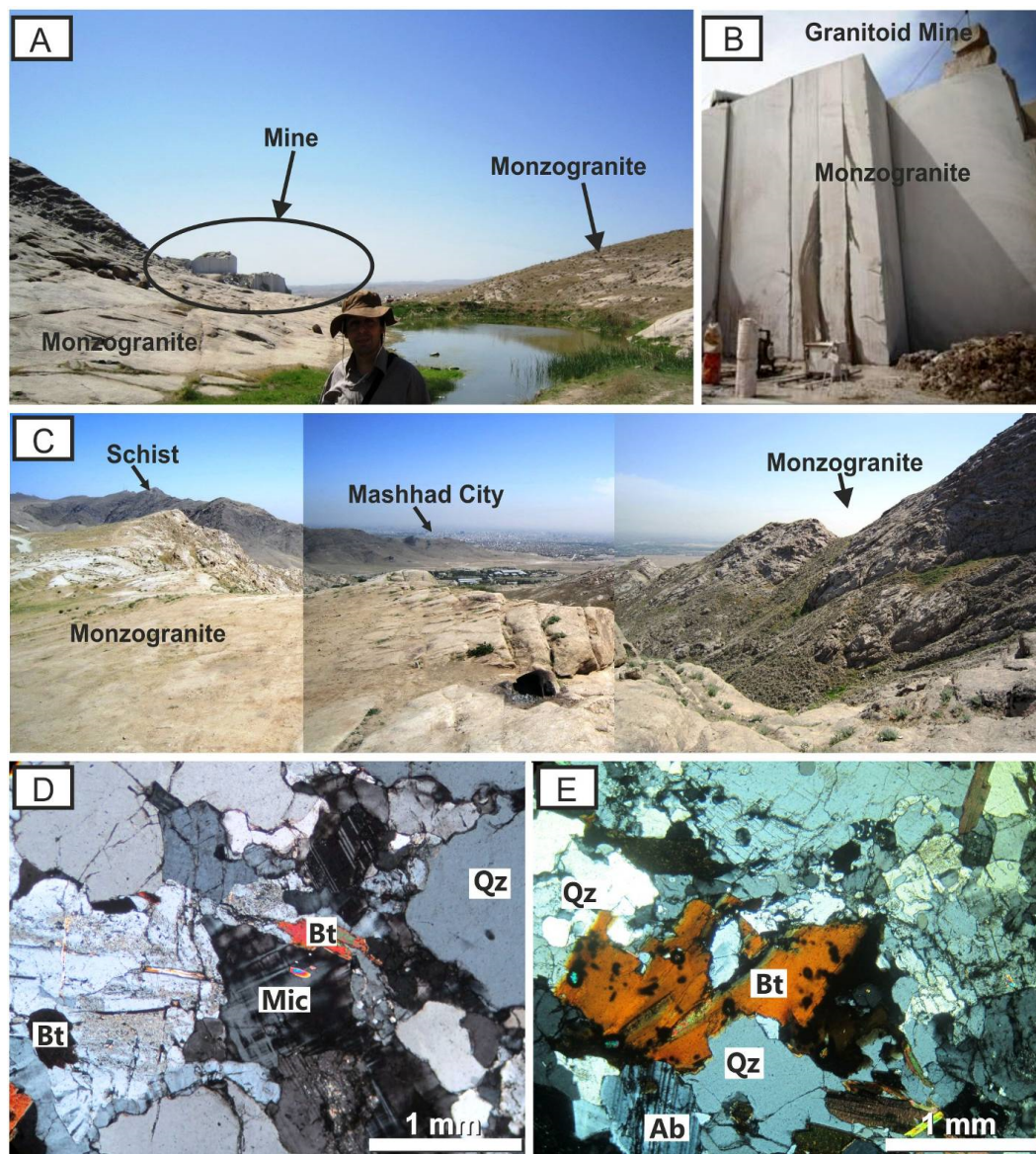
ژئوشیمی سنگ کل و طبقه‌بندی گرانیتوئید خلج

بر اساس آنالیز ژئوشیمیایی سنگ کل، نمونه‌های MG برداشت شده در منطقه خلج دارای 72 تا 73 درصدوزنی SiO_2 بوده و در محدوده سنگ‌های اسیدی قرار دارند (شکل 3-A). بر اساس نمودار کاکس و همکاران (Cox et al., 1979) برای طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین درونی بر اساس میزان K_2O ، Na_2O و SiO_2 (شکل 3-A)، نمونه‌های یادشده، گرانیتی هستند. بررسی نمونه‌ها در نمودار هوگز (Hughes, 1973) نشان می‌دهد که نمونه‌ها چندان دگرسان نشده‌اند (شکل 3-B). با توجه به محاسبه نورم CIPW (جدول 2)، نمونه‌های توده نفوذی خلج روی نمودار نرماتیو Q'ANOR (Streckeisen, 1979 and Le Maitre) در محدوده مونزوگرایت قرار دارند (شکل 3-C) که در توافق با نتایج بررسی‌های پتروگرافی است.

برابر 0/01 درصد وزنی است (به‌جز برای اکسید منگنز که 0/001 است). عناصر کمیاب نیز با دقت 0/1 بخش در میلیون (ppm) آنالیز شده‌اند. داده‌های آنالیزی حاصل با نمونه استاندارد GSP-2 که توسط USGS ارائه شده ارزیابی و مقایسه شدند. افزون بر این، نمونه‌ها برای آنالیز با استفاده از روش ICP-MS در آزمایشگاه ActaLabs کانادا آنالیز شدند. در فرایند گداخت نمونه‌ها با لیتیم تترابورات و لیتیم متابورات در یک بوتله گرافیتی مخلوط شدند و سپس به‌وسیله Perkin Elmer Sciex ELAN 6000, 6100 ICP/MS 9000 آنالیز شدند. مقایسه داده‌های حاصل با استانداردهای W-2، BIR-1a و J-1 نشان‌دهنده دقتی بیش از پنج درصد برای عناصر کمیاب و دقت بیشتر از یک درصد وزنی برای عناصر اصلی است (البته به‌جز اکسید سدیم و منگنیم که دارای دقت بهتر از سه درصد وزنی هستند). از نرم‌افزارهای CorelDraw و GCDKit 4.1 برای بررسی داده‌های ژئوشیمیایی، محاسبه دمای اشباع‌شدگی و رسم نمودارها استفاده شد.

سنگ‌نگاری مونزوگرایت خلج

معادن سنگ گرانیت در جنوب و جنوب خاوری مشهد به‌صورت باریکه‌ای به طول 40 کیلومتر و عرض 10 کیلومتر گسترش یافته‌اند که بیشتر معادن سنگ گرانیت مشهد در گستره منطقه خلج و به‌صورت مونزوگرایت است (شکل 2-A، B و C). رخنمون مونزوگرایت مشهد در منطقه خلج دارای بافت گرانولار بوده و از کانی‌های کوارتز، پتاسیم فلدسپار، پلاژیو کلاز و میکا (شامل بیوتیت و مسکویت)، به‌همراه کانی‌های فرعی زیرکن و آپاتیت تشکیل شده است. بلورهای بی‌شکل کوارتز در ابعاد یک تا چند میلی‌متر بیش از 20 درصد حجمی سنگ را تشکیل داده‌اند و دارای خاموشی موجی ضعیف هستند (شکل 2-D و E). فلدسپارها شامل پلاژیو کلاز با منطقه‌بندی و ماکل ساده و پتاسیم فلدسپارها (ارتو کلاز و میکروکلین) با ماکل‌های کارلسباد و تارتن هستند (شکل 2-D و E). فراوانی پتاسیم فلدسپار نزدیک به فراوانی پلاژیو کلاز و یا اندکی بیشتر است. برخی از فلدسپارها در



شکل 2. A: رخنمون مونزوگرانیت در منطقه خلیج و معدن سنگ آستان قدس رضوی، B: معدن گرانیت آستان قدس رضوی که در حال استخراج مونزوگرانیت‌های منطقه است، C: چشم‌انداز گسترده‌ای از مونزوگرانیت به رنگ روشن و شیست‌های منطقه که به‌صورت رخنمون مرتفع و تیره در جنوب شهر مشهد دیده می‌شوند، D: تصویر میکروسکوپی در حالت XPL از بافت گرانولار و کانی‌شناسی عمومی مونزوگرانیت (کوارتز، میکروکلین، پلاژیوکلاز و بیوتیت) و E: تصویر میکروسکوپی در حالت XPL از بیوتیت با ادخال‌های فراوان زیرکن که در پیرامون هاله پلئوکروئیک دارند. علائم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Bt: بیوتیت، Qz: کوارتز، Ab: آلbite، Mic: میکروکلین).

Fig. 2. A: A view of Khalaj monzogranite and the Astan-e-Qods mine, B: A close view of minning of minzogranite in the Astan-e-Qods mine, C: A wide view of light-colored monzogranite and the dark-colored schists in the south of Mashhad city, D: Photomicrograph (in XPL) of granular texture in monzogranite and its general mineralogy (quartz, microcline, plagioclase and biotite), and E: Photomicrograph (in XPL) of biotites containing lots of zircon inclusions with pleochroic halo. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Bt: biotite, Qz: quartz, Ab: albite, Mic: microcline).

جدول 1. نتایج آنالیز XRF و ICP-MS مونزوگرانیت خلیج (جنوب مشهد) (محاسبه اکسید آهن فرو و فریک بر اساس روش لوماپتره (Le Maitre, 1976) برای سنگ‌های درونی)

Table 1. ICP-MS and XRF analytical data of Khalaj monzogranite (south of Mashhad) (Calculation of ferric and ferro oxides is based on method of Le Maitre (1976) for plutonic rocks).

Method	ICP-MS	XRF	XRF	XRF	XRF	XRF	XRF	XRF	XRF	Average	Standard Deviation
Sample no.	K-4-1	K-4-2	BD-1	CK	KA	TR	G2-1	G2-2	G2-3		
(in wt. %)											
SiO ₂	-	70.14	72.15	72.84	72.60	73.06	73.34	73.47	72.65	72.5	1.1
TiO ₂	-	0.17	0.16	0.15	0.20	0.17	0.09	0.14	0.18	0.2	0.0
Al ₂ O ₃	-	14.59	14.53	14.64	14.41	14.57	14.29	14.66	14.32	14.5	0.1
Fe ₂ O ₃ *	-	1.76	1.10	1.21	1.57	1.35	0.98	1.21	1.26	1.3	0.3
FeO	-	0.76	0.47	0.52	0.68	0.58	0.42	0.52	0.54	0.6	0.1
Fe ₂ O ₃	-	0.93	0.58	0.64	0.83	0.71	0.52	0.64	0.66	0.7	0.1
MnO	-	0.04	0.04	0.07	0.05	0.04	0.10	0.08	0.10	0.1	0.0
MgO	-	0.34	0.26	0.24	0.30	0.24	0.12	0.31	0.29	0.3	0.1
CaO	-	1.07	1.08	1.00	1.21	1.04	1.15	0.98	1.31	1.1	0.1
Na ₂ O	-	2.84	3.29	3.45	3.43	3.38	3.27	3.51	3.17	3.3	0.2
K ₂ O	-	4.71	5.03	5.01	5.10	5.10	4.79	5.21	4.99	5.0	0.2
P ₂ O ₅	-	0.23	0.14	0.14	0.14	0.14	0.16	0.13	0.16	0.2	0.0
LOI	-	-	0.96	1.06	0.89	0.91	1.03	1.21	0.87	1.0	0.1
Total	-	95.90	98.74	99.81	99.90	100.00	99.32	100.91	99.30	99.2	1.5
(in ppm)											
V	5	38	6	4	5	6	4	3	8	8.8	11.1
Cr	30	11	48	45	40	45	88	59	89	51	25
Co	1	-	-	-	-	-	-	-	-	1.0	-
Ni	20	15	2	2	3	2	4	8	6	7	6
Cu	10	21	-	-	-	-	-	-	-	16	8
Zn	50	48	-	-	-	-	-	-	-	49	1
Ga	20	302	-	-	-	-	-	-	-	161	199
Ge	1.70	-	-	-	-	-	-	-	-	1.7	-
As	5.00	-	-	-	-	-	-	-	-	5.0	-
Rb	179	184	283	301	259	266	305	296	325	266	52
Sr	155	154	186	197	193	207	200	244	189	192	27
Y	10	46	8	10	10	9	18	20	18	17	12
Zr	51	68	76	89	91	84	-	-	-	77	15
Nb	15	16	26	26	26	27	-	-	-	23	6
Mo	2.00	-	-	-	-	-	-	-	-	2.0	-
Ag	0.50	-	-	-	-	-	-	-	-	0.5	-
In	0.10	-	-	-	-	-	-	-	-	0.1	-
Sn	9.00	-	-	-	-	-	-	-	-	9.0	-
Sb	0.20	-	-	-	-	-	-	-	-	0.2	-
Cs	10.00	-	-	-	-	-	-	-	-	10.0	-
Ba	392	-	415	388	450	542	300	591	410	436	92
La	16.10	-	27.87	29.33	31.40	32.40	-	-	-	27.4	6.6
Ce	31.80	-	52.88	62.12	60.23	66.32	-	-	-	55	14
Pr	3.45	-	5.16	6.57	5.98	6.23	-	-	-	5.5	1.2
Nd	12.60	-	17.62	19.87	18.76	19.06	-	-	-	17.6	2.9
Sm	2.92	-	3.57	4.33	3.97	4.21	-	-	-	3.8	0.6
Eu	0.68	-	0.65	0.81	0.69	0.76	-	-	-	0.7	0.1
Gd	2.74	-	2.74	2.97	2.91	2.82	-	-	-	2.8	0.1
Tb	0.45	-	0.39	0.40	0.39	0.42	-	-	-	0.4	0.0
Dy	2.25	-	1.78	1.82	1.94	2.01	-	-	-	2.0	0.2
Ho	0.34	-	0.27	0.31	0.29	0.31	-	-	-	0.3	0.0

ادامه جدول 1. نتایج آنالیز XRF و ICP-MS مونزوگرانیت خلیج (جنوب مشهد) (محاسبه اکسید آهن فرو و فریک بر اساس روش لومایتره (Le Maitre, 1976) برای سنگ‌های درونی)

Table 1 (Continued). ICP-MS and XRF analytical data of Khalaj monzogranite (south of Mashhad) (Calculation of ferric and ferro oxides is based on method of Le Maitre (1976) for plutonic rocks).

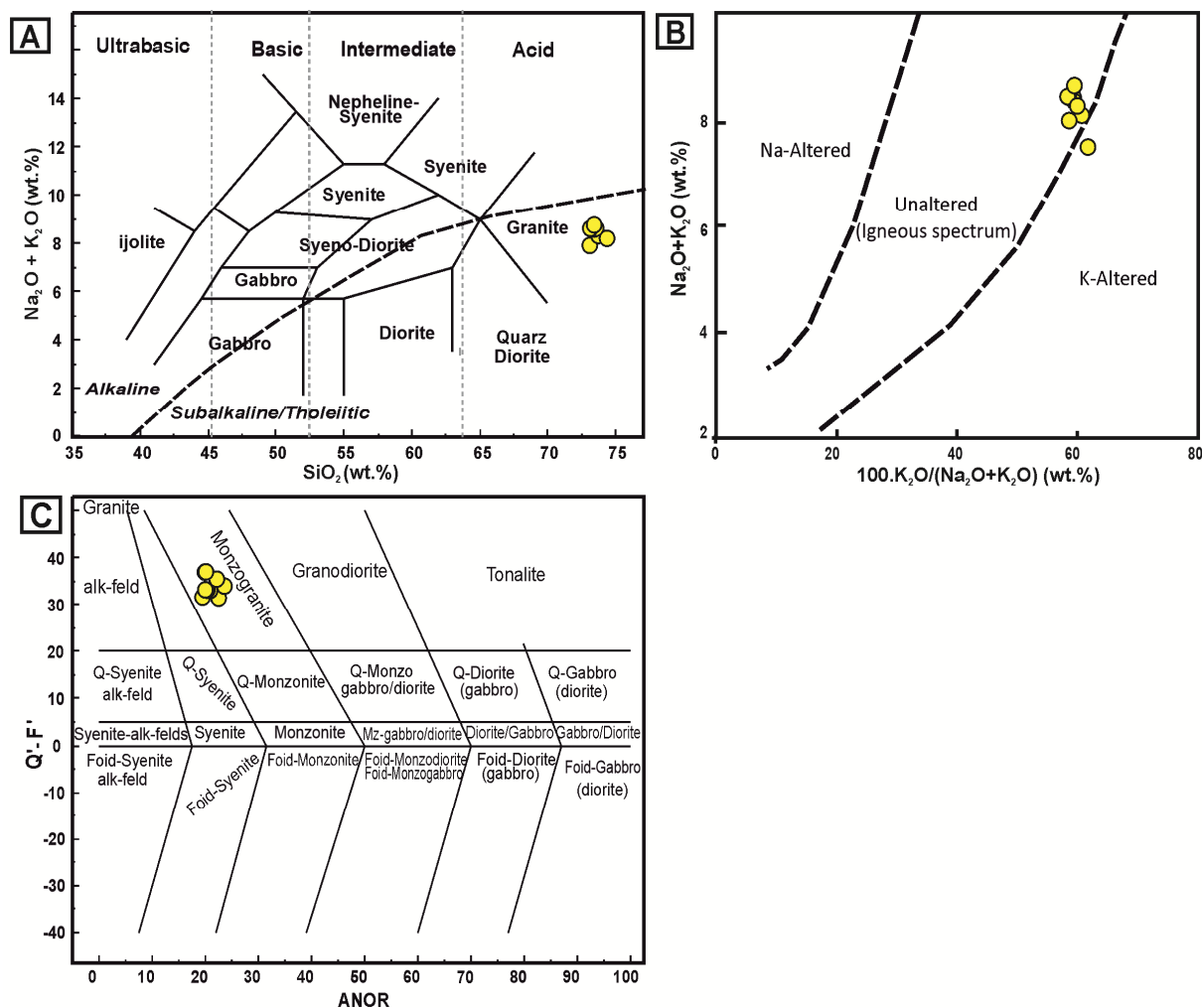
Table 1. Continued.

Method	ICP-MS	XRF	XRF	XRF	XRF	XRF	XRF	XRF	XRF	Average	Standard Deviation
Sample no.	K-4-1	K-4-2	BD-1	CK	KA	TR	G2-1	G2-2	G2-3		
(in ppm)											
Er	0.81	-	0.64	0.69	0.72	0.79	-	-	-	0.7	0.1
Tm	0.10	-	0.08	0.09	0.09	0.09	-	-	-	0.1	0.0
Yb	0.59	-	0.47	0.51	0.53	0.59	-	-	-	0.5	0.1
Lu	0.09	-	0.06	0.06	0.05	0.07	-	-	-	0.1	0.0
Hf	1.6	-	-	-	-	-	-	-	-	1.6	-
Ta	1.3	-	2.0	2.0	2.0	2.0	-	-	-	1.9	0.3
W	1	-	-	-	-	-	-	-	-	1.0	-
Tl	1.09	-	-	-	-	-	-	-	-	1.1	-
Pb	49	40	-	-	-	-	-	-	-	45	6.4
Bi	0.20	-	-	-	-	-	-	-	-	0.2	-
Th	7	12	12	15	16	13	-	-	-	13	3
U	2	11	4	5	3	6	-	-	-	5	3

جدول 2. نسبت‌های عنصری مورد استفاده و مقادیر محاسبه شده نرماتیو کانی‌ها به روش CIPW برای داده‌های ترکیب سنگ کل مونزوگرانیت خلیج (جنوب مشهد) در جدول 1

Table 2. Element ratios and calculated values of normative minerals based on whole rock composition of monzogranite of Khalaj monzogranite (south of Mashhad) in table 1 by using CIPW method

Method	ICP-MS	XRF	XRF	XRF	XRF	XRF	XRF	XRF	XRF	Average	Standard Deviation
Sample no.	K-4-1	K-4-2	BD-1	CK	KA	TR	G2-1	G2-2	G2-3		
A/CNK	-	1.24	1.13	1.13	1.08	1.12	1.13	1.11	1.10	1.1	0.0
A/NK	-	1.49	1.34	1.32	1.29	1.31	1.35	1.28	1.35	1.3	0.1
Eu/Eu*	0.73	-	0.63	0.69	0.62	0.67	-	-	-	0.7	0.0
(La/Yb) _n	18.5	-	40.3	39.1	40.2	37.3	-	-	-	35.1	9.3
(La/Lu) _{cn}	18.57	-	-	-	-	-	-	-	-	18.6	-
CIPW calculation											
Q	-	33.4	31.5	31.5	30.5	31.7	33.8	30.9	32.3	32.0	1.2
C	-	3.4	2.0	2.1	1.4	1.9	2.0	1.8	1.7	2.0	0.6
Or	-	27.8	29.7	29.6	30.1	30.1	28.3	30.8	29.5	29.5	1.0
Ab	-	24.1	27.8	29.2	29.0	28.6	27.7	29.7	26.8	-	-
An	-	3.9	4.4	4.1	5.1	4.2	4.7	4.0	5.5	4.5	0.6
Di	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0
Hy	-	0.9	0.7	0.6	0.8	0.6	0.3	0.8	0.7	0.7	-
Ol	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0	0
Mt	-	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0	0
Il	-	0.3	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0	0
Hm	-	1.2	1.5	1.5	1.5	1.5	1.4	1.5	1.5	1	0
Ru	-	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	-
Ap	-	0.5	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.3	0.4	0.4	-



شکل 3. ترکیب سنگ کل مونزوگرانیت خلیج (جنوب مشهد) روی: A: نمودار دو متغیره مجموع آلکالی در برابر SiO₂ (Cox et al., 1979); B: نمودار طیف سنگ‌های آذرین (Hughes, 1973) و C: نمودار نرماتیو Q'ANOR (Streckeisen and Le Maitre, 1979) (agr: آلکالی‌فلدسپار گرانیت، sgr: سینوگرانیت، mzgr: مونزوگرانیت، gd: گرانودیوریت، ton: تونالیت، q-mz: کوآرتز مونزونیت، q-mzd: کوآرتز مونزودیوریت، mzd: مونزودیوریت، gab: گابرو)

Fig. 3. Composition of Khalaj monzogranite (south of Mashhad) on: A: Binary diagram of alkalis versus SiO₂ (Cox et al., 1979), B: Igneous rocks spectrum (Hughes, 1973), and C: Normative diagram of Q'ANOR (Streckeisen and Le Maitre, 1979) (agr: alkali feldspar granite, sgr: syenogranite, mzgr: monzogranite, gd: granodiorite, ton: tonalite, q-mz: quartz monzonite, q-mzd: quartz monzodiorite, mzd: monzodiorite, and gab: gabbro)

استفاده قرار می‌گیرند (Rollinson, 1993). برای بررسی عناصر فرعی در مونزوگرانیت خلیج از نمودارهای به‌هم‌چارسازی استفاده شد (شکل 4). بررسی عناصر فرعی این گرانیتوئیدها نشان می‌دهد که در مقایسه با ترکیب گوشته نخستین و

عناصر کمیاب خاکی به دلیل پویایی بسیار کمتر در محیط‌های زمین‌شناسی (دگرگونی و دگرسانی) و تفکیک به وسیله فرایندهای سنگ‌شناسی و زمین‌شناسی، در بررسی تحولات ماگمایی و مدل‌سازی پتروژنتیکی به گونه کارسازی مورد

کندریت، این سنگ‌ها از نظر همه عناصر فرعی غنی شدگی دارند (شکل 4-A و B). همچنین، بررسی نمودار عنصری به‌هنگار شده به ترکیب کندریت نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد بررسی دارای آنومالی منفی یوروپیم هستند (شکل 4-B). مقادیر به‌دست آمده Eu/Eu^* برای نمونه‌های MG خلیج 0/62 - 0/73 است که بر اساس تیلور و مک‌لنن (Taylor and McLennan, 1985) نشان‌دهنده آنومالی منفی یوروپیم ($Eu/Eu^* < 1$) است (جدول 2). عنصر Eu دارای ظرفیت‌های Eu^{2+} و Eu^{3+} بوده و نسبت آنها به فوگاسیته اکسیژن بستگی دارد. میزان کم Eu/Eu^* می‌تواند به دلیل فوگاسیته بالای اکسیژن در محیط تکتونوماگمایی مرتبط با فرورانش و یا میزان کم پلاژیوکلاز در مذاب این سنگ‌ها (به دلیل تفریق بلوری فلدسپار) (Rollinson, 1993) باشد. البته در برخی موارد نیز آنومالی منفی یوروپیم، مانند شیکازونو (Shikazono, 2003) و ال-کامار و همکاران (El-Kammar et al., 2001) به دلیل عملکرد دگرسانی گرمایی و مانند آلدرتون و همکاران (Alderton et al., 1980) به دلیل سریسیتی شدن فلدسپارهاست. تفریق پلاژیوکلاز و کلارزون بر کاهش آنومالی یوروپیم، سبب تهی‌شدگی مذاب از نظر عناصر Ba و Sr نیز می‌شود؛ از این رو آنومالی منفی یوروپیم را می‌توان به این عامل نسبت داد. زیرا تمایل یوروپیم برای جانشین شدن به جای عناصر موجود در پلاژیوکلازها (کلسیم، باریم و استرانسیم) بیشتر است؛ اما از سوی دیگر، در مقایسه با مقدار عناصر HREE (شامل Gd, Tb, Dy, Y, Yb و Lu)، عناصر LILE (شامل Th, Cs, Zr, Ba, Sr و Rb) و LREE (شامل La, Ce, Nd, Sm و Eu) غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند (شکل 4). این امر با فراوانی بالاتر پتاسیم فلدسپار و فراوانی کم کانی‌های فرومگنیزین نسبت به ترکیب کندریت یا گوشته اولیه سازگار است. بر اساس نمودارهای به‌هنگار شده (شکل 4)، حضور مقادیر بالاتر پتاسیم فلدسپار نسبت به پلاژیوکلاز موجب افزایش میزان پتاسیم و رویدیم (نسبت به باریم و استرانسیم) و کاهش آنومالی یوروپیم نیز شده است. افزون بر این، نسبت بالای

$(La/Yb)_n$ و $(La/Lu)_n$ و غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به HREE را به نبود یا مقادیر اندک گارنت، آمفیبول و پیروکسن در ترکیب سنگ نسبت می‌دهند (Henderson, 1984)؛ اما در برابر آن، نبود الگوی محدب عناصر ر خاکی کمیاب (در نمودار به‌هنگار شده نسبت به کندریت) و مقدار نسبتاً کم عناصر MREE (شامل Eu تا Dy) گویای حضور مقادیری از کانی‌های آمفیبول و گارنت در خاستگاه و یا هنگام تولید و جدایش مذاب‌های اولیه سازنده این سنگ‌ها و در نتیجه کاهش نسبی مقدار MREE در هنگام تولید مذاب‌های موزوگرانیتی است. آنومالی منفی تیمتانیوم در نمونه‌های MG خلیج تا اندازه‌ای بی‌انگر می‌زان تفریق افتگی مذاب این سنگ‌هاست.

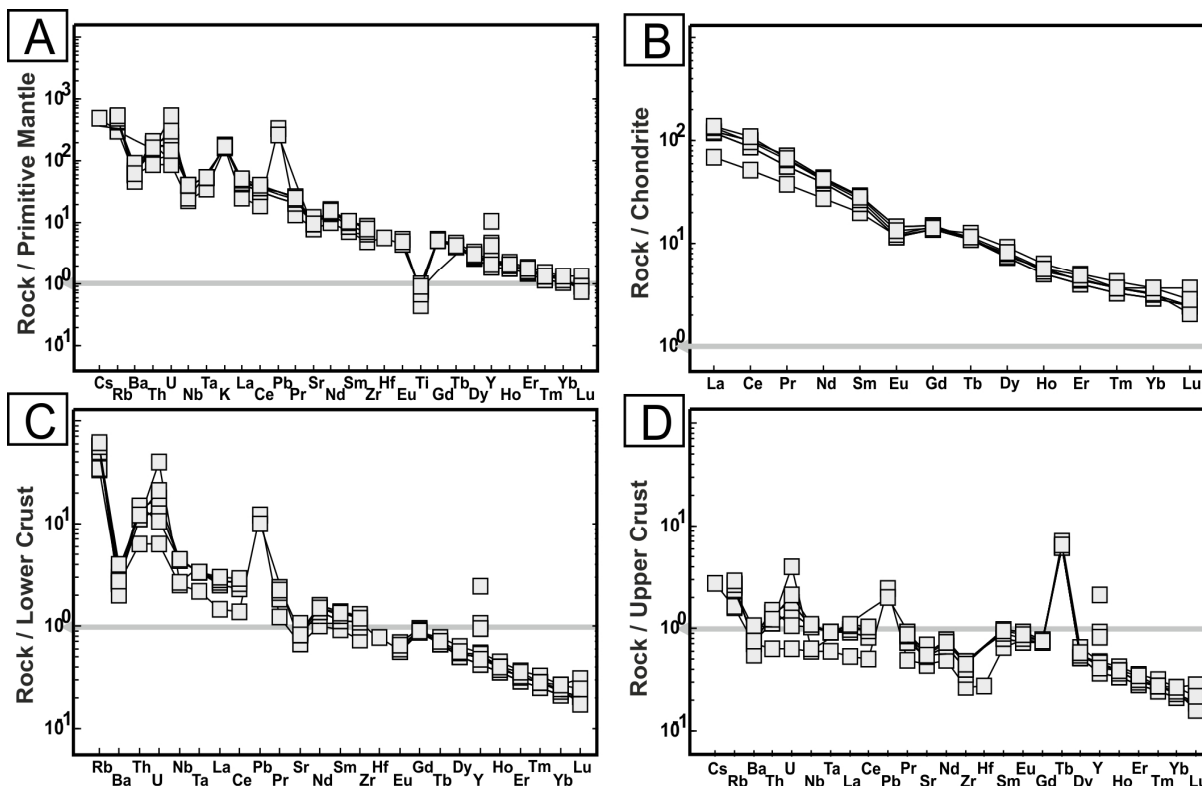
بر اساس مقایسه ترکیب عناصر فرعی این سنگ‌ها با ترکیب میانگین پوسته زیرین (شکل 4-C)، نمونه‌های MG خلیج از نظر HREE تهی‌شده‌تر از پوسته زیرین هستند؛ اما LREE و LILE به مراتب بالاتری دارند. در مقایسه با ترکیب پوسته بالایی (شکل 4-D) نیز الگوی عناصر در نمونه‌های MG خلیج تا اندازه‌ای تهی‌شدگی نشان می‌دهند (به‌ویژه از عناصر HREE).

خاستگاه و محیط تکتونوماگماتیک موزوگرانیت خلیج

آشکار ساختن زنجیره ماگمایی مجموعه‌های سنگی یک ناحیه در پژوهش‌های سنگ‌شناسی و بررسی محیط تکتونوماگماتیک مذاب از ارزش ویژه‌ای برخوردار است و نوع زنجیره ماگمایی سازنده سنگ‌ها می‌تواند به عنوان کلیدی بنیادین در حل مسائل پتروژنز و به خصوص جایگاه ژئودینامیکی منطقه مورد توجه قرار گیرد. چنان‌که در شکل‌های 3-A و 5-A مشاهده می‌شود، نمونه‌ها دارای ماهیت کالک‌آلکالین پتاسیم بالا هستند. از سوی دیگر، درجه اشباع‌شدگی از آلومینیم که در آشکار ساختن منشأ ماگمای گرانیتیویدی به عنوان یک عامل برجسته پذیرفته شده است، در نمونه‌های مورد مطالعه بررسی شد. سنگ‌ها را بر اساس میزان اشباع از آلومینیم به سه گروه پرآلومین ($A/CNK > 1$)، متآلومین ($A/CNK < 1$) و پرآلکالین ($A < NK$) تقسیم می‌کنند (Clarke, 1992). از دیدگاه چاپل و وایت

1/49 در جدول 2 آمده است. بررسی نمونه‌ها روی نمودار گیل (Gill, 2010) نشان می‌دهد که نمونه‌های MG خلیج دارای ماهیت پرآلومین هستند (شکل B-5).

(Chappell and White, 2001) درجه اشباع از آلومینیم نشانه ماهیت و نهاد موادی است که گرانیت‌ها از آن منشأ گرفته‌اند. اساس تعیین این عامل مقادیر مولکولی CaO ، K_2O ، Na_2O و Al_2O_3 است. مقادیر A/CNK ($\sim 1/08$ تا $1/24$) و A/NK ($\sim 1/28$ تا $1/28$)



شکل 4. نمودارهای چندعنصری ترکیب مونزوگرانیت خلیج (جنوب مشهد) به‌هنجار شده به: A: ترکیب گوشته اولیه، B: ترکیب کندریت، C: ترکیب پوسته زیرین و D: پوسته بالایی. داده‌های به‌هنجارسازی برای گوشته اولیه و کندریت برگرفته از مک‌دوناف و سان (McDonough and Sun, 1995) و داده‌های ترکیب پوسته مربوط به تیلور و مک‌لنن (Taylor and McLennan, 1981) هستند.

Fig. 4. Multi-element diagrams for composition of Khalaj monzogranite (south of Mashhad), normalized to: A: Primitive mantle composition; B: Chondrite composition; C: Lower crust Composition, and D: Upper crust composition. Normalization values for primitive mantle and chondrite are from McDonough and Sun (1995) and values for crust composition are from Taylor and McLennan (1981).

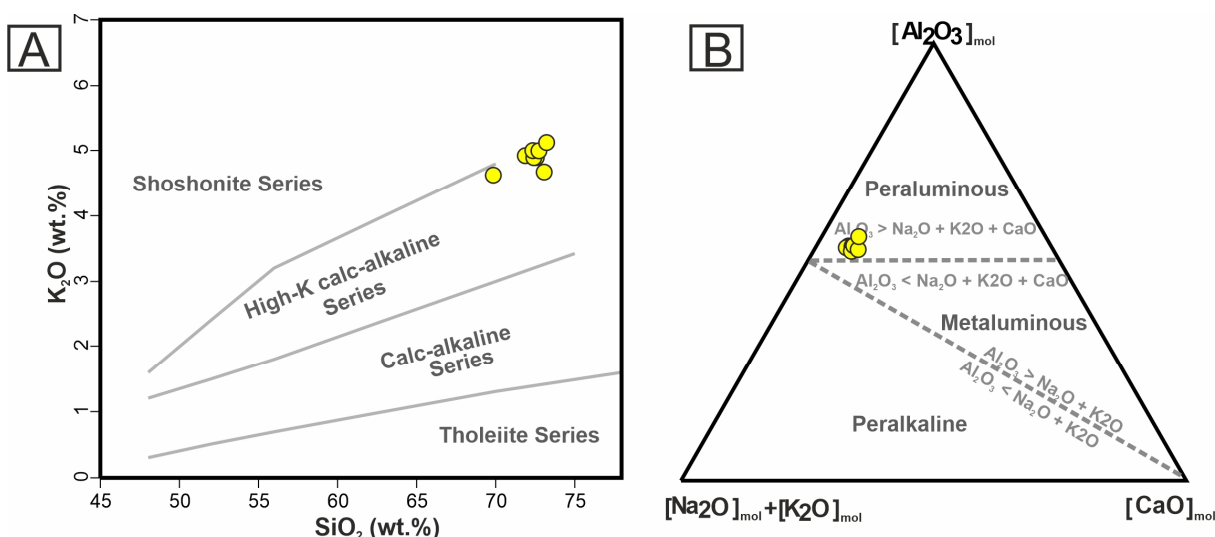
گرانیتوئیدهای کم تا بسیار پرآلومین استفاده شده است. بر اساس این نمودار نیز نمونه‌های MG خلیج نیز به‌طور ناهمسانی در محدوده گرانیتوئیدهای پرآلومینوس فلسیک قرار گرفته‌اند. فراگیرترین رده‌بندی برای خاستگاه گرانیت‌ها، تقسیم‌بندی آنها

در پژوهش‌های ویلاسکا و همکاران (Villaseca et al., 1998)، از نمودار A-B (شکل A-6) برای بررسی درجه اشباع‌شدگی از آلومینیم گرانیتوئیدها استفاده شده است. در این نمودار نقش عناصر آهن، منیزیم و تیتانیوم در تفکیک

پیر آلومین هستند را می توان در گروه گرانیتوئیدهای نوع S دسته بندی کرد (شکل 6-B و C). مقایسه نمونه های مورد بررسی با نمونه های نوع I و S کمربند چین خورده لاجلان و نیز چندین نمونه از گرانیتوئیدهای نوع I جهان نشان دهنده ناهمبندی بودن نمونه های MG خلیج با گرانیتوئیدهای نوع I و داشتن روندی مشابه گرانیتوئیدهای نوع S است (شکل 6-D و E).

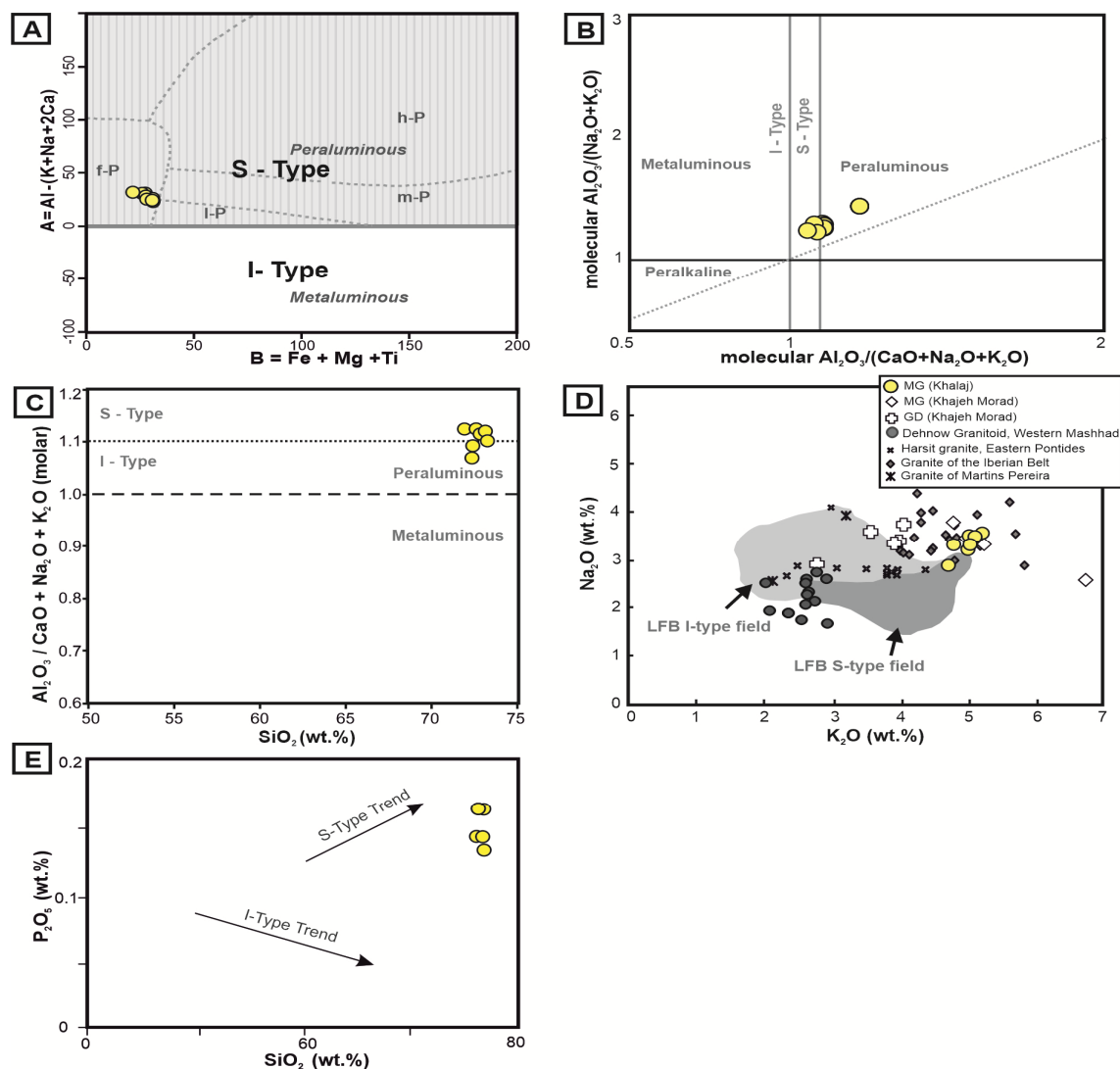
از سوی دیگر، دارا بودن کرنندوم نرماتیو را نیز از اختصاصات گرانیتوئیدهای S می دانند. بر اساس جدول 2، کرنندوم در نمونه های MG خلیج بالاتر از 1/2 است. حضور کانی های هورنبلند و بیوتیت که از اختصاصات گرانیتوئیدهای I است (Barbarin, 1999) در نمونه های MG خلیج دیده نمی شود؛ اما وجود مسکویت فراوان موجب همانندی آنها به گرانیتوئیدهای نوع S شده است. بر اساس صمدی (Samadi, 2013) وجود انکلاوهای سورمیکاسه و رسوبی در توده نفوذی خلیج نیز از دیگر ویژگی هایی است که گویای ماهیت S نمونه های MG خلیج است.

به گروه های I و S است که در ادامه بحث به بررسی آنها پرداخته خواهد شد. بر اساس پژوهش های چاپل و وایت (Chappell and White, 2001)، خاستگاه گرانیت های نوع I عبارتند از: 1) مراحل نخستین تبلور بخشی مذاب های گوشته ای، 2) ذوب بخشی مستقیم سنگ های با خاستگاه گوشته ای در پوسته و 3) ذوب گوشته ای که ترکیب آن در اثر مذاب های غنی از سیلیس (رگه های پیروکسنیتی) متحول شده است. بنابراین، بر اساس چاپل و وایت (Chappell and White, 1992) و پیچر (Pitcher, 1993)، مواد اولیه که در تشکیل مذاب های I شرکت می کنند، دارای ماهیت ژئوشیمیایی بازالتی تا آندزیتی هستند. همچنین، پژوهش های تجربی چاپل و همکاران (Chappell et al., 2012) نشان داده است که در دماهای بالای ذوب بخشی، کلینوپیروکسن و ترکیبات کلسیم دار دیگر، در منشأ ذوب شده و موجب متآلومین شدن مذاب های حاصل می شوند. از این رو، گرانیت های نوع I دارای ماهیت متآلومین هستند و گرانیت های نوع S ماهیت پیر آلومین دارند. به این ترتیب، نمونه های MG منطقه خلیج که کاملاً در محدوده



شکل 5. ترکیب سنگ کل مونزوگرانیت خلیج (جنوب مشهد) روی: A: نمودار K₂O در برابر SiO₂ (Peccerillo and Taylor, 1976) و B: نمودار سه تایی بر اساس Na₂O، CaO، Al₂O₃ و K₂O مولار (Gill, 2010)

Fig. 5. Composition of Khalaj monzogranite (south of Mashhad) on: A: K₂O versus SiO₂ diagram (Peccerillo and Taylor, 1976), and B: Ternary diagram of molar Al₂O₃, CaO, Na₂O and K₂O (Gill, 2010)

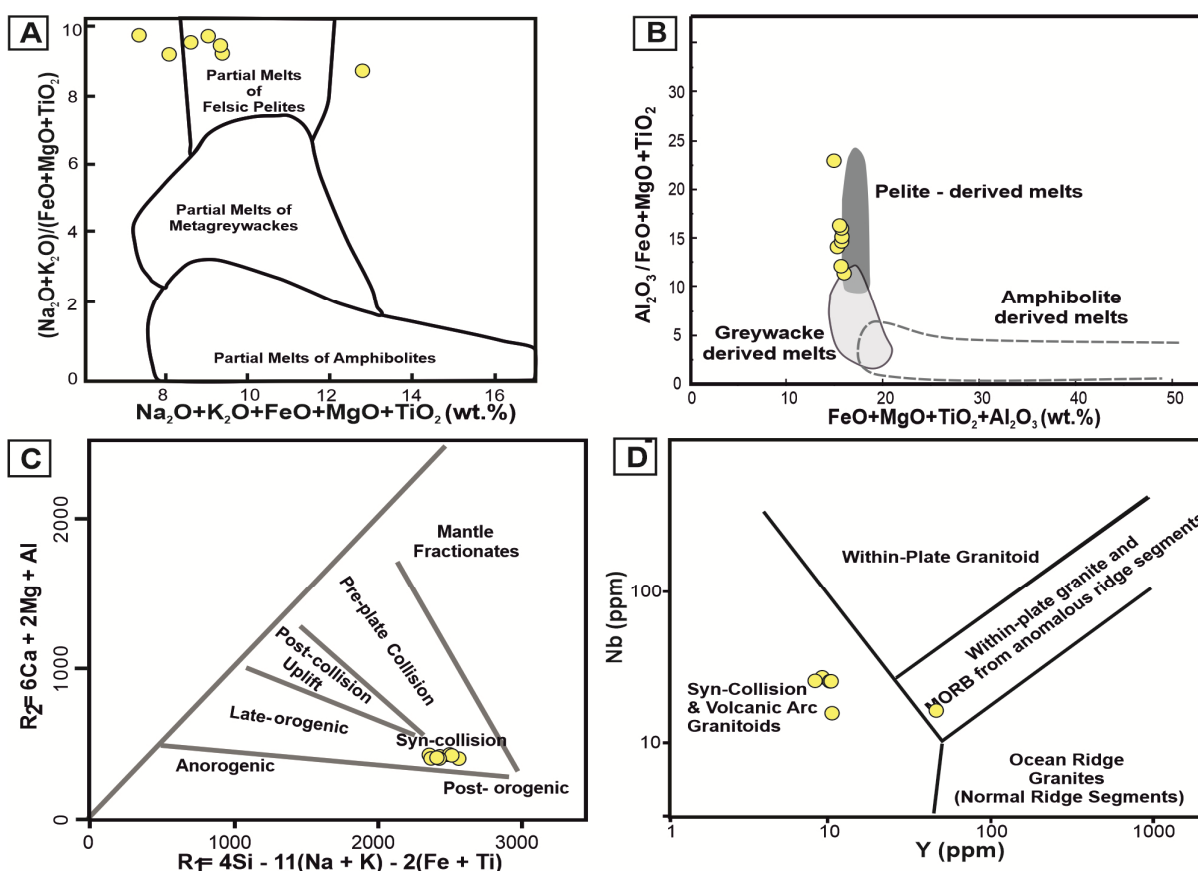


شکل 6. ترکیب مونزوگرنایت خلیج (جنوب مشهد) روی: A: نمودار A-B (Villaseca et al., 1998) (f-P: گرانیتوئیدهای فوق فلسیک پر آلومین، I-P: گرانیتوئیدهای کم پر آلومین، m-P: گرانیتوئیدهای متوسط پر آلومین، h-P: گرانیتوئیدهای بسیار پر آلومین)، B: نمودار A/CNK در برابر A/NK (Maniar and Piccolli, 1989) و محدوده گرانیت‌های نوع I و S، C: نمودار A/CNK در برابر SiO₂، برگرفته از چاپل و وایت (Chappell and White, 2001) و زن (Zen, 1986)، D: نمودار Na₂O در برابر K₂O برای تفکیک گرانیت‌های نوع I و S کمر بند چین خورده لاجلان (LFB) (داده‌های مربوط به مناطق خواجه‌مراد، دهنو، Harsit، Iberian و Martins Pereira به ترتیب برگرفته از صمدی و همکاران (Samadi et al., 2015)، صمدی و همکاران (Samadi et al., 2014)، کارسلی و همکاران (Karsli et al., 2010)، ویلاسکا و همکاران (Villaseca et al., 2009) و آلمدا و همکاران (Almeida et al., 2007) هستند)، E: نمودار SiO₂ در برابر P₂O₅ (Chappell and White, 1992)

Fig. 6. Composition of Khalaj monzogranite (south of Mashhad) on: A: A-B diagram (Villasaca et al., 1998) (f-P: felsic peraluminous granitoids, h-P: high peraluminous granitoids, m-P: medium peraluminous granitoids, l-P: low peraluminous granitoids), B: A/CNK versus A/NK diagram (Maniar and Piccolli, 1989) and compositional domains of I and S-type granites, C: A/CNK versus SiO₂ diagram (after Chappell and White (2001) and Zen (1986)), D: Na₂O versus K₂O for discrimination of I- and S-type granites of Lachlan folded belt (LFB) (data for Khajeh Morad, Dehnow, Harsit, Iberian and Martins Pereira are from Samadi et al. (2015), Samadi et al. (2014), Karsli et al. (2010), Villasaca et al. (2009) and Almeida et al. (2007), respectively), and E: SiO₂ versus P₂O₅ diagram (Chappell and White, 1992)

بر اساس زانچی و همکاران (Zanchi et al., 2011)، گرانیتوئیدهای مشهد در ورقه توران و در امتداد قوس پامیر-مشهد و در اثر برخورد ورقه ایران مرکزی با اوراسیا و بسته شدن پالتوتیس در اواخر تریاس تشکیل شده‌اند. در نمودار Nb برابر Y (Pearce et al., 1984) نیز مشاهده می‌شود که نمونه‌های MG خلیج که نوع S هستند با گرانیتوئیدهای هم‌زمان با برخورد همسانی نشان می‌دهند (شکل C-7 و D).

بر اساس نمودارهای $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ در برابر $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ و نمودار $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ در برابر $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ (شکل A-7 و B)، نمونه‌های MG خلیج محصول ذوب رسوبات فلسیک پلیتی (مانند رسوبات قدیمی‌تر به سن ژوراسیک که این توده را در برگرفته‌اند؛ شکل 1) است.

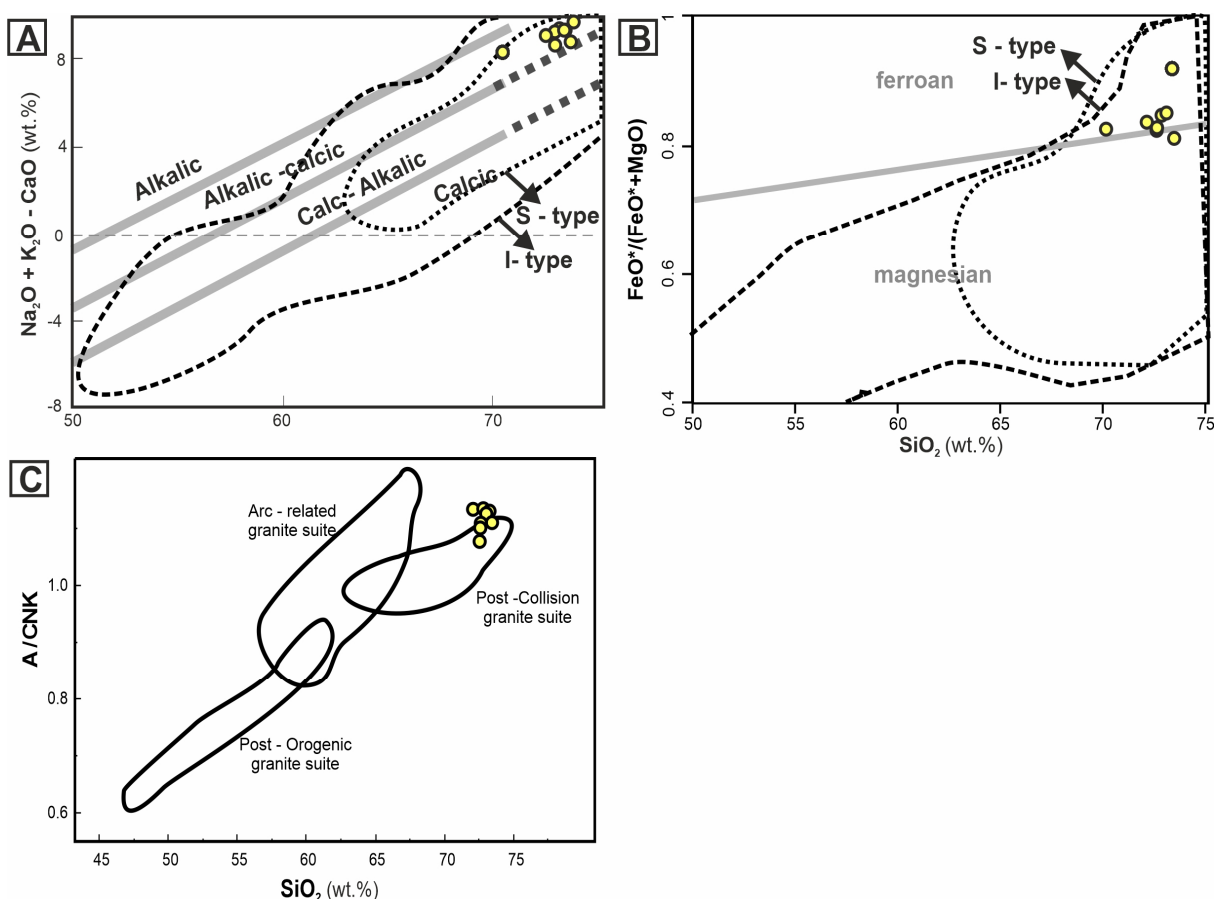


شکل 7. ترکیب مونزوگرانیت خلیج (جنوب مشهد) روی: A: نمودار $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ در برابر $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ (Almeida et al., 2007)، B: نمودار $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ در برابر $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ (Patiño Douce, 1999)، C: نمودار R_1 - R_2 برای تمایز زمین‌ساختی انواع گرانیتوئیدها (Batchelor and Bowden, 1985) و D: نمودار Nb در برابر Y (Pearce et al., 1984)

Fig. 7. Composition of Khalaj monzogranite (south of Mashhad) on: A: $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ diagram (Almeida et al., 2007), B: $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ versus $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$ diagram (Patiño Douce, 1999), C: R_1 - R_2 diagram of discrimination of tectonic settings of granitoids (Batchelor and Bowden, 1985), and D: Nb versus Y (Pearce et al., 1984)

آلکالی کلسیک و پرآلومین دارند، همانند گرانیت‌های نوع A و گرانوفیرهای همراه با توده و دایک‌های مافیک هستند. در نمودارهای A/CNK در برابر SiO_2 (شکل C-8) که توسط ساهین و همکاران (Sahin et al., 2004) ارائه شده است، نمونه‌های MG خلیج در محدوده گرانیت‌های نوع S قرار دارند. بر اساس مطالب بیان‌شده مذاب‌های مولد MG هنگام ذوب رسوبات آبدار در پوسته قاره‌ای ضخیم‌شده منطقه و در مراحل برخورد تا پس از برخورد به وجود آمده‌اند.

در پژوهش فروست و همکاران (Frost et al., 2001)، بر اساس نمایه مالی¹ و میزان $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})$ ، نمونه‌های MG خلیج در محدوده آلکالی کلسیک (شکل A-8) و فروئن (شکل B-8) قرار دارند که با محدوده گرانیت‌های نوع S منطقه لاچلان استرالیا هم‌پوشانی ترکیبی دارد. این امر به دلیل سدیم و پتاسیم بالاتر نمونه‌های اسیدی خلیج است. بر اساس طبقه‌بندی فروست و همکاران (Frost et al., 2001) نمونه‌های MG خلیج نیز که دو میکایی بوده و ترکیب فروئن،



شکل 8. ترکیب مونزوگرانیت خلیج (جنوب مشهد) روی نمودارهای رده‌بندی و تمایز محیط زمین‌ساختی A: $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ در برابر SiO_2 (بر اساس wt.%)، B: نمودار $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})$ در برابر SiO_2 (بر اساس wt.%) (Frost et al., 2001) و C: نمودار A/CNK در برابر SiO_2 (بر اساس wt.%) (Sahin et al., 2004)

Fig. 8. Composition of Khalaj monzogranite (south of Mashhad) on the classification and tectonic discrimination diagrams of A: $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ versus SiO_2 (in wt.%), B: $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})$ versus SiO_2 (in wt.%) (Frost et al., 2001), and C: A/CNK versus SiO_2 (in wt.%) (Sahin et al., 2004)

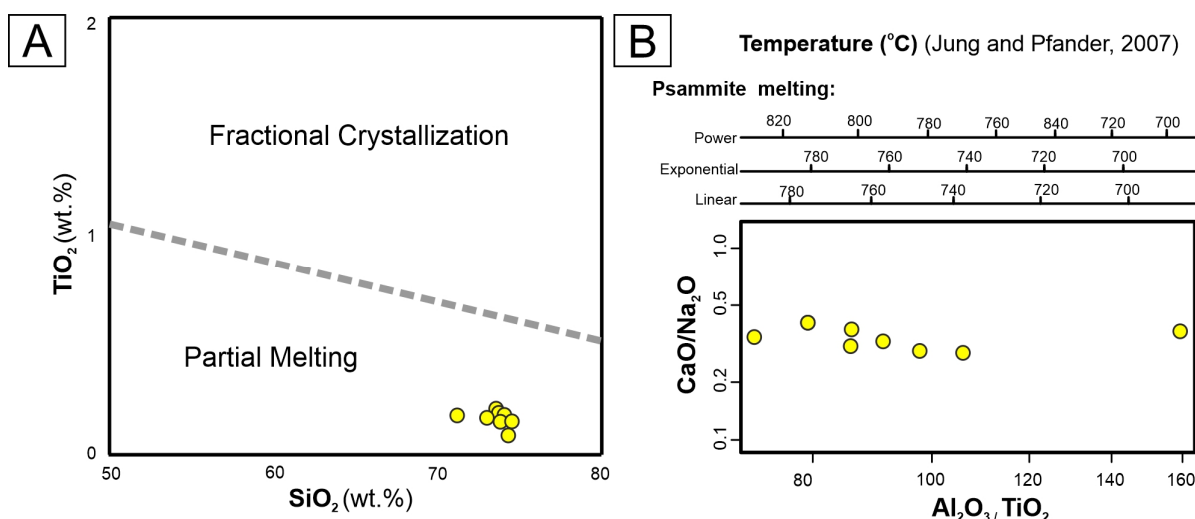
1. MALI = Modified Alkali Lime Index

نزدیک به 700 تا 800 درجه سانتی گراد بوده باشد. سیلوستر (Sylvester, 1998) نشان داده که نسبت $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ در مذاب‌های گرانیتی به تغییرات دمایی حساس است و با افزایش دما در هنگام آناتکسی پوسته، مقدار آن کاهش می‌یابد. بر اساس بررسی‌های یانگ و فاندِر (Jung and Pfänder, 2007)، نسبت $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ در سنگ مادرهای گوناگون می‌تواند زمین‌دماسنجی برای بررسی ذوب باشد. در حقیقت، این نسبت به تبلور ایلمینیت و اسفن وابسته است. بر اساس شکل B-9، ترکیب گرانیت خلیج در گستره سنگ‌هایی حاصل از ذوب ماسه‌سنگی و پسامیتی، دماهای نزدیک به 730 تا 800 درجه سانتی گراد را نشان می‌دهد.

ماگمازایی و فرایندهای سازنده مذاب گرانیتی

گرانیتوئیدها می‌توانند پیامد فرایندهای ساده یا پیچیده‌ای (مانند آناتکسی، هضم، اختلاط ماگمایی و تبلور بخشی و حتی دگرگونی و متاسوماتیسم محلی) باشند. ماگماهایی که ترکیب گرانیتی دارند، می‌توانند پیامد ذوب بخشی سنگ مادرهایی با ترکیب‌های گوناگون یا محصول پایانی جدایش¹ ماگماهای مافیک باشند (Clemens and Stevens, 2012). درباره نمونه‌های خلیج، روند پیدایش این سنگ‌ها همانند روند ذوب بخشی یا ذوب رایلی است (شکل A-9) که بنا به تعریف، در اثر این فرایند، کانی‌ها پس از تبلور، پیوسته از مذاب جدا می‌شوند و با آن در تعادل شیمیایی نیستند.

همه گرانیت‌های نوع S از دیدگاه خاستگاه، کم‌دما² به حساب می‌آیند و دمای پیدایش مذاب پدیدآورنده آنها می‌تواند تا



شکل 9. ترکیب مونزوگرانیت خلیج (جنوب مشهد) در A: نمودار SiO_2 در برابر TiO_2 (Koepke et al., 2007) و B: نمودار $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ در برابر

$\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ بر اساس روش دماسنجی برپایه ذوب پسامیت‌ها (Rapp and Watson, 1995) با نرم‌افزار GCDKit

Fig. 9. Composition of Khalaj monzogranite (south of Mashhad) on: A: SiO_2 versus TiO_2 diagram (Koepke et al., 2007), and B: $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ versus $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ diagram based on thermometry of psammite melting (Rapp and Watson, 1995) by GCDKit software

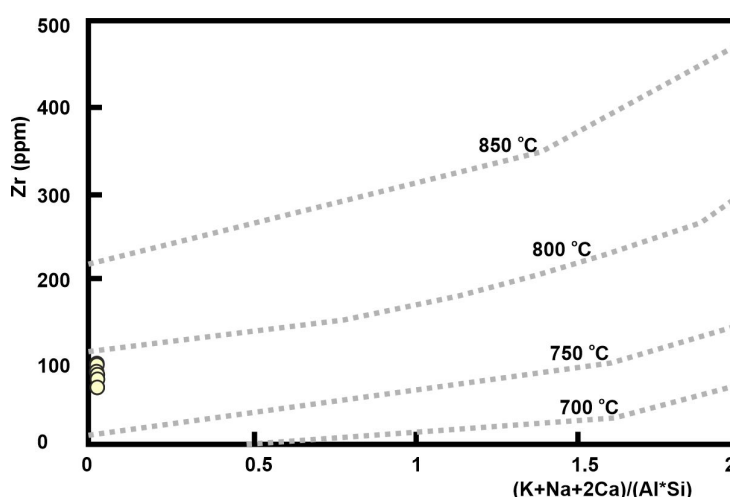
(1981; Watson and Harrison, 1983) در نمونه‌های خلیج را نشان می‌دهد. زیرکن‌های به‌ارث‌رسیده گواهی برای اشباع بودن

همچنین، تبلور بلورهای زیرکن (شکل 2)، اشباع‌شدگی مذاب نخستین از عنصر زیرکنیم (Watson and Capobianco, 1981)

1. fractionation
2. low-temperature

سانتی گراد بوده است (شکل 10)؛ اما با به کارگیری روش هریسون و واتسون (Watson and Harrison, 1983) و همچنین، نرم افزار GCDKit و بر اساس ترکیب عنصرهای اصلی، مقدار عنصر زیرکنیم، دماهای اشباع‌شدگی از زیرکنیم به صورت 732 تا 745 درجه سانتی گراد و میزان اشباع‌شدگی از زیرکنیم برابر با 85/8 تا 100/4 ppm محاسبه شد (جدول 3).

ماگما از عنصر زیرکنیم هستند. بر اساس رده‌بندی میلر و همکاران (Miller et al., 2003) نیز گرانیت خلیج از گروه گرانیتوئیدهای کم‌دمایی است که از زیرکن‌های به‌ارث‌رسیده سرشار بوده و دمای اشباع‌شدگی از زیرکنیم (T_{Zr}) آنها کمتر از 800 درجه سانتی گراد است. بر اساس میزان اشباع‌شدگی از زیرکنیم، دمای این توده بیشتر از 750 درجه سانتی گراد و نزدیک به 800 درجه



شکل 10. ترکیب مونزوگرانیت خلیج (جنوب مشهد) در نمودار مقدار $(K+Na+2Ca)/(Al*Si)$ (بر اساس مقدار کاتیونی عنصرها) در برابر مقدار Zr بر اساس (Watson and Harrison, 1983) ppm

Fig. 10. Composition of Khalaj monzogranite (south of Mashhad) on $(K+Na+2Ca)/(Al*Si)$ (based on cationic values of elements) versus Zr diagram (in ppm) (Watson and Harrison, 1983)

جدول 3. دمای اشباع‌شدگی زیرکن و آپاتیت بر اساس مقدار عنصرهای اصلی و زیرکنیم در گرانیت خلیج با استفاده از نرم‌افزار GCDKit 4.1 (M: نسبت‌های کاتیونی $100(Na+K+2Ca)/(Al.Si)$ ؛ Zr: فراوانی Zr؛ Zr_{sat} : اشباع‌شدگی از زیرکنیم برای دمای پیشنهادی؛ T_{Zr} : دمای اشباع‌شدگی زیرکن برای سنگ‌های پeraluminous)

Table 3. Saturation temperature of zircon and apatite based on contents of major elements and Zr in Khalaj monzogranite by using GCDkit 4.1 software (M: cationic ratios of $100(Na+K+2Ca)/(Al.Si)$; Zr: Zr content; Zr_{sat} : saturation of Zr for the suggested temperature; T_{Zr} : Saturation temperature of zircon for peraluminous rocks).

Sample No.	M	Zr (ppm)	Zr_{sat} (ppm)	T_{Zr} (°C)
K-4	1.17	68	85.8	732
BD-1	1.28	76	94.7	732
CK	1.28	89	94.7	745
KA	1.35	91	100.4	742
TR	1.29	84	95.5	740

نتیجه گیری

رخنمون سنگ‌های آذرین مونزوگرانیتی در منطقه خلیج دارای کانی‌های کوارتز، پتاسیم فلدسپار (ارتوکلاز و میکروکلین)، پلاژیوکلاز و میکا (شامل بیوتیت و مسکویت)، به همراه کانی‌های فرعی زیرکن و آپاتیت هستند. از نظر ژئوشیمیایی، نمونه‌های مونزوگرانیت خلیج دارای میزان HREE کم و میزان بالای عناصر LREE و LILE بوده و احتمالاً وجود آمفیبول و گارنت در مذاب سازنده این سنگ‌ها موجب کاهش نسبی مقدار MREE شده است. مقایسه میزان عناصر اصلی و فرعی نشان می‌دهد که نمونه‌های مونزوگرانیت خلیج درجات نسبتاً بالایی از تفریق را تجربه کرده‌اند. نمونه‌های مونزوگرانیت خلیج جوان‌تر و همانند گرانیتوئیدهای فروئن آلکالی کلسیک و پراآلمینوس فلسیک، گرانیتوئیدهای نوع S هم‌زمان با برخورد تا

پسابروردی بوده و محصول ذوب رسوبات پوسته بالایی در دمای 730 تا 800 درجه سانتی‌گراد هستند. دماهای اشباع‌شدگی ماگما از زیرکنیم هنگام تشکیل زیرکن کمتر از 800 درجه سانتی‌گراد (حدود 732 تا 745 درجه سانتی‌گراد) محاسبه شد. ماهیت شیمیایی گرانیتوئیدهای خلیج (نوع S) نشان می‌دهد که عمق مذاب مونزوگرانیتی در منطقه خلیج نسبتاً کم بوده است (پوسته بالایی). این توده گرانیتی پس از فرورانش پالئوتیس به زیر ورقه توران و در اثر برخورد قاره‌ای، در اثر فرایندهای زمین‌ساختی فشاری منطقه سنگ‌های پلیتی و آبدار پوسته بالایی دچار ذوب‌بخشی (آتاکسی) شده‌اند و توده‌های نفوذی مونزوگرانیتی نوع S تشکیل شده‌اند.

References

- Alderton, D.H.M., Pearce, J.A. and Potts, J., 1980. Rare earth element mobility during granite alteration: Evidence from southwest England. *Earth and Planetary Science Letters*, 49(1): 149–165. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90157-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90157-0)
- Almeida, M.E., Macambira, M.J.B. and Oliveira, E.C., 2007. Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97–1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. *Precambrian Research*, 155(1–2): 69–97. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.01.004>
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origin and their geodynamic environments. *Lithos*, 46(3): 605–626. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00085-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00085-1)
- Batchelor, R.A. and Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48(1–4): 43–55. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90034-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8)
- Chappell, B.W., Bryant, C.J. and Wyborn, D., 2012. Peraluminous I-type granites. *Lithos*, 153: 142–153. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.07.008>
- Chappell, B.W., Bryant, C.J., Wyborn, D., White, A.J.R. and Williams, I.S., 1998. High- and low-temperature I-type granites. *Resource Geology*, 48(4): 225–236. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.1998.tb00020.x>
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48: 489–499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1984. I- and S-type granites in the Lachlan fold belt, southeastern Australia. In: X. Keqin and T. Guangchi (Editors), *Geology of granites and their metallogenic relations*, Science Press, Beijing, pp. 87–101. Retrieved July 11, 2019

- from <http://www.jstor.org/stable/37315>
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan fold belt. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society Edinburgh*, 83(1-2): 1-26. <https://doi.org/10.1017/S0263593300007720>
- Clarke, D.B., 1992. *Granitoid rocks*. Chapman and Hall, London, 283 pp.
- Clemens, J.D. and Stevens, G., 2012. What controls chemical variation in granitic magmas? *Lithos*, 134-135: 317-329. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.01.001>
- Cox, K.G., Bell, J.S. and Pankhurst, R.J., 1979. *The interpretation of igneous rocks*. Allen and Unwin, London, 450 pp. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1>
- El-Kammar, A.M., Salman, A.E., Shalaby, M.H. and Mahdy, A.I., 2001. Geochemical and genetical constraints on rare metals mineralization at the central Eastern Desert of Egypt, *Geochemical Journal*, 35(2): 117-135. <https://doi.org/10.2343/geochemj.35.117>
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, S.R.J., Ellis, D.J. and Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11): 2033-2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Gill, R., 2010. *Igneous rocks and processes*. Wiley-Blackwell, Hoboken, USA 428 pp. Retrieved July 11, 2019 from <https://www.wiley.com/en-gb/Igneous+Rocks+and+Processes%3A+A+Practical+Guide-p-9781444362435>
- Henderson, P., 1984. *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, New York, USA, 510 pp. Retrieved July 11, 2019 from <https://www.elsevier.com/books/rare-earth-element-geochemistry/henderson/978-0-444-42148-7>
- Hughes, C.J., 1973. Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum. *Geological Magazine*, 109(6): 513-527. <https://doi.org/10.1017/S0016756800042795>
- Jazi, M.A., Karimpour, M.H. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2012. Overview of the geochemistry and Rb/Sr, Sm/Nd isotopes of Middle Jurassic and Tertiary granitoid intrusions: a new insight on tectono-magmatism and mineralization of this period in Iran. *Journal of Economic Geology*, 4(2): 171-198. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v4i2.16489>
- Jung, S. and Pfänder, J.A., 2007. Source composition and melting temperatures of orogenic granitoids: constraints from CaO/Na₂O, Al₂O₃/TiO₂ and accessory mineral saturation thermometry. *European Journal of Mineralogy*, 19(6): 859-870. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2007/0019-1774>
- Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Saadat, S., 2014. Mineralogy, geochemistry, genesis, and industrial application of silica in Arefi area, south of Mashhad. *Journal of Economic Geology*, 6(2): 259-276. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v6i2.34264>
- Karimpour, M.H., Stern, C.R. and Farmer, L., 2010. Zircon U-Pb geochronology, Sr-Nd isotope analyses, and petrogenetic study of the Dehnow quartz diorite and Kuhsangi granodiorite (Paleo-Tethys), NE Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37(4): 384-393. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.11.001>
- Karsli, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydin, F., Kandemir, R. and Wijbrans, R.J., 2010. Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: Implications for crustal thickening to delamination. *Lithos*, 114(1-2): 109-120. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.08.003>
- Koepke, J., Berndt, J., Feig, S.T. and Holtz, F., 2007. The formation of SiO₂-rich melts within the deep oceanic crust by hydrous partial melting of gabbros. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153(1): 67-84. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0135-y>
- Le Maitre, R.W. 1976, The chemical variability of some common igneous rocks. *Journal of Petrology*, 17(4): 589-637. <https://doi.org/10.1093/petrology/17.4.589>
- Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5): 635-643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:TDOG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2)
- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4): 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Miller, C.F., McDowell, S.M. and Mapes, R.W.,

2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, 31(6): 529–532. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0529:HACGIO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0529:HACGIO>2.0.CO;2)
- Mirnejad, H., Lalonde, A.E., Obeid, M. and Hassanzadeh, J., 2013. Geochemistry and petrogenesis of Mashhad granitoids: An insight into the geodynamic history of the Paleo-Tethys in northeast of Iran. *Lithos*, 170–171: 105–116. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.03.003>
- Natalin, B.A. and Sengör, A.M.C., 2005. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Turan and Scythian platforms: The pre-history of the Palaeo-Tethyan closure. *Tectonophysics*, 404(3–4): 175–202. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.04.011>
- Patiño Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origins of granitic magmas? Geological Society, London, Special Publication, 168: 55–75. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.168.01.05>
- 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. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Pitcher, W.A.S., 1993. The nature and origin of granite. Chapman and Hall, London, 321 pp. <https://doi.org/10.1007/978-94-011-5832-9>
- Rapp, R.P. and Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36(4): 891–931. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.4.891>
- Rollinson, H., 1993. Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation, Longman Group UK Ltd., London, United Kingdom, 352 pp.
- Sahin, S.Y., Güngör, Y. and Boztuğ, D., 2004. Comparative petrogenetic investigation of Composite Kaçkar Batholith granitoids in Eastern Pontide magmatic arc-Northern Turkey. *Earth, Planet and Space*, 56(4): 429–446. <https://doi.org/10.1186/BF03352496>
- Samadi, R., 2013. Chemistry and origin of garnet in the granitoids and metamorphic rocks in the south of Mashhad (Khajeh-Morad, Khalaj and Dehnow). Ph.D. Thesis, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran, 398 pp. (in Persian with English Abstract) Retrieved July 11, 2019 from <https://ganj.irandoc.ac.ir/#/articles/8da0469754e7f65b5428493a1ed92e2c>
- Samadi, R., Mirnejad, H., Kawabata, H., Valizadeh, M.V., Harris, C. and Gazel, E., 2014. Magmatic garnet in the Triassic (215 Ma) Dehnow pluton of NE Iran and its petrogenetic significance. *International Geology Review*, 56(5): 596–621. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.880659>
- Samadi, R., Shirdashtzadeh, N. and Kawabata, H., 2015. Petrography and petrogenesis of aplite-pegmatite dykes and granitoids of Khajeh Morad (SE Mashhad, Iran). *Scientific Quaterly Journal, Geosciences*, 25(97): 49–60. (in Persian with English abstract) <http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2015.41351>
- Shikazono, N., 2003. Geochemical and Tectonic Evolution of Arc-Backarc Hydrothermal Systems: Implication for the Origin of Kuroko and Epithermal Vein-Type Mineralizations and the Global Geochemical Cycle. Elsevier, Amsterdam, 463 pp. Retrieved July 11, 2019 from <https://www.sciencedirect.com/bookseries/developments-in-geochemistry/vol/8/suppl/C>
- Soltani, A., 2000. Geochemistry and geochronology of I type granitoid rocks in the northeastern Central Iran. Ph.D. Thesis, University of Wollongong, Wollongong, Australia, 300 pp. Retrieved July 11, 2019 from <https://ro.uow.edu.au/cgi/viewcontent.cgi?article=2970&context=theses>
- Streckeisen, A.L. and Le Maitre, R.W., 1979. Chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 136: 169–206. Retrieved July 11, 2019 from <http://diposit.ub.edu/dspace/bitstream/2445/172864/1/704879.pdf>

- Sylvester, J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45(1–4): 29–44. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00024-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00024-3)
- Taheri, J. and Ghaemi, F., 1994. Geological sheet map of Mashhad, 1:100000 scale. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1981. The composition and evolution of the continental crust: Rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A301: 381–399. <https://doi.org/10.1098/rsta.1981.0119>
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 312 pp. Retrieved July 11, 2019 from <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/gj.3350210116>
- Villaseca, C., Barbero, L. and Herreros, V., 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society Edinburgh*, 89(2): 113–119. <https://doi.org/10.1017/S0263593300007045>
- Villaseca, C., Bellido, F., Pérez-Soba, C. and Billström, K., 2009. Multiple crustal sources for post-tectonic I-type granites in the Hercynian Iberian Belt. *Mineralogy and Petrology*, 96(3): 197–211. <https://doi.org/10.1007/s00710-009-0057-2>
- Watson, E.B. and Capobianco, C.J., 1981. Phosphorus and rare earth elements in felsic magmas: An assessment of the role of apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45(12): 2349–2358. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(81\)90088-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(81)90088-0)
- Watson, E.B. and Harrison, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2): 295–304. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90211-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90211-X)
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Zanchi, A., Berra, F., Balini, M., Ghassemi, M.R., Heidarzadeh, G. and Zanchetta, S., 2011. The Palaeotethys suture zone in NE Iran: New constraints on the evolution of the Eo-Cimmerian belt (Darius Programme). *Proceeding of AAPG International Conference and Exhibition, Milano Convention Centre, Milan, Italy*. Retrieved July 11, 2019 from http://www.searchanddiscovery.com/document/s/2012/30222zanchi/ndx_zanchi.pdf

COPYRIGHTS

©2021 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.



How to cite this article

Samadi, R., Torabi, Gh. and Mirnejad, M., 2021. Geochemistry, origin and anatexis temperature of monzogranite formation in Mount Khalaj (Mashhad, Iran). *Journal of Economic Geology*, 13(1): 145–164. (in Persian with English abstract) <https://dx.doi.org/10.22067/econg.v13i1.84933>



Geochemistry, origin and anatexis temperature of monzogranite formation in Mount Khalaj (Mashhad, Iran)

Ramin Samadi¹, Ghodrat Torabi^{1*} and Hassan Mirnejad²

1) Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

2) Department of Geology, Faculty of Science, University of Tehran, Tehran, Iran

Submitted: Jan. 04, 2020

Accepted: Apr. 26, 2020

Keywords: Petrography, geochemistry, monzogranite, Mesozoic, Khalaj, Mashhad

Introduction

Granitoids are the main rock units in the continental crust. Study of granitoids reveals significant information on tectonic mantle and upper crust. Many researchers have investigated petrogenesis and origin of granitoids (e.g., Chappell and White, 2001; Barbarin, 1999; Frost et al., 2001). For example, Chappell and White (1992), Pitcher (1993) and Chappell et al., (1998) have divided granites into two major groups of: (1) I-type granites (high-temperature or Cordillerian granitoids, including low-K granitoid to high-Ca tonalite, without inherited zircons) formed by partial melting of mafic rocks at $>1000^{\circ}\text{C}$ in mantle or subduction zones of continental margins, and (2) S-type (low-temperature or Caledonian granitoids with inherited zircons) granites formed by partial melting of felsic crust at $\sim 700\text{-}800^{\circ}\text{C}$. Northeast of Iran is a key location for studying the Cimmerian Orogeny, which is related to the Late Triassic collision between it and Eurasia, and the closure of the Paleo-Tethys (Samadi et al., 2014). Mesozoic Mashhad granitoids have cropped out along with the Paleo-Tethys suture zone. Distinct granitoid suites, i.e., monzogranite, granodiorite, tonalite, and diorite occur in Mount Khalaj located in the south of Mashhad. It comprises of monzogranite and granodiorite. However, monzogranite is the most abundant. To study the plutonic events during the Turan and Central Iran collision, the origin and tectonic setting of monzogranite of Mount Khalaj are investigated in this study based on whole rock geochemical data.

Materials and methods

This research study is based on field studies and

petrography. Fresh thin sections samples were selected for geochemical analysis. Whole rock composition was measured on pressed powder tablets by X-ray fluorescence (XRF) using a Philips PW 1480 wavelength dispersive spectrometer with a Rh-anode X-ray tube and a 3 MeV electron beam Van de Graaff Accelerator, at the center for Geological Survey of Iran. The trace element data of a sample was measured at the Activation Laboratories, Ontario, Canada (ActLabs). Samples were digested by lithium metaborate/tetraborate fusion and analyzed with a Perkin Elmer Sciex ELAN 6000, 6100 or 9000 ICP/MS. GCDkit 4.1 and CorelDraw software packages were used for plotting diagrams and calculation of saturation temperatures.

Results

The Khalaj granitoid is mineralogically composed of quartz, potassic feldspar, plagioclase, mica, and accessory minerals of zircon and apatite. Geochemically, it is an unaltered acidic intrusion with $\sim 72\text{-}73$ wt.% SiO_2 . It is a granitoid (monzogranite) based on various classification diagrams (e.g., Cox et al., 1979; etc.). It shows the peraluminous nature ($A/\text{CNK} \sim 1.08\text{-}1.24$) with negative Eu anomaly of $\sim 0.62\text{-}0.73$ ($\text{Eu}/\text{Eu}^* < 1$), low HREE and high LREE and LILE contents.

Discussion

Geochemically, the low HREE and high LREE and LILE content in the Mount Khalaj monzogranite indicate a more differentiated melt for it. Monzogranite samples from the Khalaj-Khajeh Morad regions are similar to ferroan alkali-calcic, felsic peraluminous S-type granitoids based on discrimination diagrams by

*Corresponding author Email: torabighodrat@sci.ui.ac.ir

various researchers (e.g., Chappell and White, 2001; Villaseca et al., 1998). In fact, the Mount Khalaj monzogranite is a collisional granite (based on diagrams by: Batchelor and Bowden, 1985; Sahin et al., 2004), produced by anatexis and partial melting of felsic upper crust pelitic sediments (based on diagrams by: Almeida et al., 2007; Patiño Douce, 1999). It is classified as a low-temperature S-type granite formed at 730–800 °C (based on the diagram of Rapp and Watson, 1995), with T_{Zr} of ~732–745 °C (by using GCDKit software). Therefore, S-type syn- to post-collisional Mount Khalaj monzogranite is a consequence of partial melting (anatexis) of hydrous sedimentary rocks of upper crust after Paleo-Tethys subduction under Turan plate and continental collision and compressional tectonism.

References

- Almeida, M.E., Macambira, M.J.B. and Oliveira, E.C., 2007. Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97–1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. *Precambrian Research*, 155(1–2): 69–97. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.01.004>
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origin and their geodynamic environments. *Lithos*, 46(3): 605–626. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00085-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00085-1)
- Batchelor, R.A. and Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48(1–4): 43–55. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90034-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8)
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48: 489–499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan fold belt. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society Edinburgh*, 83(1–2): 1–26. <https://doi.org/10.1017/S0263593300007720>
- Chappell, B.W., Bryant, C.J., Wyborn, D., White, A.J.R. and Williams, I.S., 1998. High- and low-temperature I-type granites. *Resource Geology*, 48(4): 225–236. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.1998.tb00020.x>
- Cox, K.G., Bell, J.S. and Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks. Allen and Unwin, London, 450 pp. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-3373-1>
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, S.R.J., Ellis, D.J. and Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11): 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Patiño Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origins of granitic magmas? *Geological Society, London, Special Publication*, 168: 55–75. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.168.01.05>
- Pitcher, W.A.S., 1993. The nature and origin of granite. Chapman and Hall, London, 321 pp. <https://doi.org/10.1007/978-94-011-5832-9>
- Rapp, R.P. and Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36(4): 891–931. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.4.891>
- Sahin, S.Y., Güngör, Y. and Boztuğ, D., 2004. Comparative petrogenetic investigation of Composite Kaçkar Batholith granitoids in Eastern Pontide magmatic arc-Northern Turkey. *Earth, Planet and Space*, 56(4): 429–446. <https://doi.org/10.1186/BF03352496>
- Samadi, R., Mirnejad, H., Kawabata, H., Valizadeh, M.V., Harris, C. and Gazel, E., 2014. Magmatic garnet in the Triassic (215 Ma) Dehnow pluton of NE Iran and its petrogenetic significance. *International Geology Review*, 56(5): 596–621. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.880659>
- Villaseca, C., Barbero, L. and Herreros, V., 1998. A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society Edinburgh*, 89(2): 113–119. <https://doi.org/10.1017/S0263593300007045>