

سنگ‌نگاری و خاستگاه دایک‌های آپلیت - پگماتیت و گرانیتوئید خواجهمراد (جنوب خاوری مشهد، ایران)

رامین صمدی^۱، نرگس شیردشت‌زاده^۲ و هیروشی کاواباتا^۳

^۱ دکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

^۲ دکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۳ استادیار، دانشکده پژوهش و آموزش، دانشگاه کوچی، کوچی، ژاپن

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۰۷/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۲/۰۵

چکیده

مجموعه پلوتونیک خواجهمراد در جنوب خاوری مشهد شامل گرانودیوریت‌هایی است که توسط دایک‌هایی از آپلیت و پگماتیت گرانیتی و مونزوگرنیت‌های جوان‌تر قطع شده‌اند. آپلیت‌ها از دید کانی‌شناسی شامل کانی‌های کوارتز، فلدسپار (آلیت تا ارتوکلاز و میکروکلین)، مسکوویت و کانی‌های فرعی گارنت (آلماندین - اسپسارتین)، تورمالین، بیوتیت و ایلمنیت هستند. پگماتیت‌ها نیز شامل کوارتز، فلدسپار (آلیت تا الیگوکلاز، ارتوکلاز و میکروکلین)، مسکوویت و مقدار کمی گارنت (آلماندین - اسپسارتین)، تورمالین، ایلمنیت، بریل و کلمیبت هستند. بر پایه شواهد کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، پگماتیت‌های خواجهمراد از پگماتیت‌های نوع عناصر کمیاب لیتیم‌دار (RE-Li) و مربوط به خانواده پگماتیت‌های لیتیم - سزیم - تانتالیم (LCT) هستند. بر پایه شواهد صحرایی و ژئوشیمی سنگ کل، منشأ مذاب‌های آپلیت - پگماتیت گارنت‌دار مرتبط با مونزوگرنیت‌های نوع S و محصول تفریق مذاب‌ها در مراحل پایانی تبلور است که در کمریند برخورد قاره‌ای تشکیل شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: آپلیت، پگماتیت، گرانیتوئید، خواجهمراد، مشهد.

***نویسنده مسئول:** رامین صمدی

E-mail: rsamadi@hotmail.com

۱- پیش‌نوشتار

از یک قرن پیش ماهیت و خاستگاه پگماتیت‌ها توسط پژوهشگران زیادی مطالعه شده است. Simmons & Webber (2008) مذاب‌های باقیمانده و مشتق شده از تبلور مذاب‌های گرانیتی و یا تبلور بخشی طولانی‌مدت و ذوب آناتکسی مستقیم سنگ‌ها را به عنوان خاستگاه پگماتیت‌های گرانیتی در نظر گرفتند. در مطالعات نوین، Thomas & Davidson (2013) با مطالعه ادخال‌های سیال، به ارائه شواهدی برای خروج مواد فرار و مذاب‌های غنی از عناصر ناسازگار از گرانیت‌های معمولی پرداختند. از این رو، ایشان بر این باورند که بخش سترگی از پگماتیت‌های گرانیتی از دید خاستگاه مستقیماً با یک توده گرانیتی در ارتباط هستند. در حقیقت، پگماتیت‌ها گویای عناصر کمیاب خاستگاه‌های گرانیتی خود هستند و می‌توان آنها را به گرانیت‌هایی که از آنها مشتق شده‌اند نسبت داد. با توجه به سرد شدن سریع و دمای کم مذاب‌های پگماتیتی، تعاملات مذاب پگماتیتی با سنگ‌های دربرگیرنده کم بوده و چندان موجب تغییر شیمی مذاب پگماتیتی نمی‌شود (Cerný et al., 2012). عناصر کمیاب بیشتر پگماتیت‌ها با گرانیت‌های نوع S (با خاستگاه رسوبی، بیشتر مربوط به محیط زمین‌ساختی پس از برخورد) و نوع A (با خاستگاه پوسته زیرین ± گوشته، مربوط به محیط غیر کوه‌زایی) همانندی دارند. پگماتیت‌ها معمولاً با گرانیت‌های نوع I (با خاستگاه آذرین) کمتر همراه هستند. تفاوت میان گرانیت‌هایی که پگماتیت‌ها را به وجود می‌آورند در بود یا نبود سیال‌های بور، فسفر، فلوئور و آب‌دار در منشأ آنهاست (Cerný et al., 2012). رده‌بندی‌هایی که برای پگماتیت‌ها ارائه شده است با رده‌بندی‌های متداول و مورد استفاده برای گرانیتوئیدها متفاوت است. تاکنون مطالعات زیادی روی پگماتیت‌ها به منظور رده‌بندی انواع آنها صورت گرفته است. از آن جمله می‌توان به مطالعات جدید مانند، Simmons & Webber (2008), Cerný & Ercit (2005), Cerný et al. (2012), Thomas & Davidson (2012 & 2013), London (2008, 2013 & 2104) و Samadi et al. (2014c) اشاره کرد.

در این مطالعه ضمن مطالعات سنگ‌نگاری، شیمی کانی‌های موجود در آپلیت و پگماتیت خواجهمراد با استفاده از روش تجزیه ریزپردازشی بررسی و داده‌های نوینی در این رابطه ارائه شده است. همچنین، بر پایه آخرین مطالعات و روش‌های رده‌بندی

ارائه شده، به رده‌بندی و بررسی خاستگاه مذاب آپلیت - پگماتیت خواجهمراد بر پایه شواهد کانی‌شناسی آنها و نیز شیمی سنگ کل آپلیت - پگماتیت و سنگ میزبانان پرداخته شده است و ضمن مقایسه داده‌های به دست آمده با داده‌های پیشین، به نتایج جامعی درباره خاستگاه این سنگ‌ها در منطقه پرداخته شده است.

۲- زمین‌شناسی منطقه

منطقه خواجهمراد در جنوب خاوری مشهد، در محدوده طول‌های جغرافیایی ۴۰° ۵۹' تا ۴۳° ۵۹' خاوری و عرض‌های جغرافیایی ۸° ۳۶' تا ۱۰° ۳۶' شمالی، در جنوب باختری تپه سلام و در بخش خاوری ده‌غیبی و بسارو جای گرفته است (شکل ۱). از دید تقسیمات زمین‌شناسی محدوده خواجهمراد، در پهنه مفصلی قرار دارد و سنگ‌های نفوذی آن در امتداد زمین‌درز پالئوتتیس و در امتداد شمال باختری - جنوب خاوری قرار گرفته‌اند. به‌طور کلی، گسل‌های راندگی و ورقه‌های رورانده، عمده‌ترین ساختمان‌های زمین‌شناسی در منطقه است. این راندگی‌ها بیانگر کوتاه‌شدگی در راستای شمال خاوری - جنوب باختری هستند که تحت تأثیر یک میدان تنش انقباضی ایجاد و سبب گسل‌های امتدادلغز و شکستگی نیز شده است. عامل این تنش انقباضی بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس و تصادم قطعات سنگ‌کره توران و ایران بوده است (Alavi, 1991 & 1992).

محدوده مورد مطالعه بخشی از توده‌های گرانیتوئیدی مشهد در امتداد پهنه درزشدگی پالئوتتیس است که از دهنو در شمال باختری شهر مشهد (Samadi et al., 2014c) تا جنوب و جنوب خاوری شهر مشهد، در محدوده خواجهمراد رخنمون یافته‌اند. مجموعه پلوتونیک خواجهمراد متشکل از شبکه‌های آپلیت - پگماتیت با ترکیب گرانیتی است که سنگ‌های گرانودیوریتی تا مونزوگرنیتی را در هم شکسته‌اند. بر پایه مطالعات سن‌سنجی Mirnejad et al. (2013) سن گرانودیوریت و مونزوگرنیت (که توسط دایک‌های آپلیت و پگماتیتی قطع شده‌اند) به ترتیب در حدود ۲۱۲ (تریاس بالایی) و ۱۹۸ (ابتدای ژوراسیک زیرین) میلیون سال پیش است. Karimpour et al. (2010) نیز

گرانودیوریت‌ها دارد. این مسئله نشان‌دهنده سن کمتر مونزوگرنایت‌هاست و نتایج سن‌سنجی موجود نیز آن را تأیید می‌کند.

بر پایه شواهد صحرایی، توالی تشکیل سنگ‌های منطقه (شامل گرانودیوریت، مونزوگرنایت و دایک‌های آپلیت - پگماتیت) عبارتند از: (۱) فاز گرانودیوریت‌زایی؛ (۲) فاز آپلیت - پگماتیت‌زایی مرحله اول (گسترده‌گی و تنوع کانی‌شناسی آپلیت - پگماتیت‌های مرحله اول بسیار محدودتر از فازهای بعدی است و سبزی دایک‌ها در این مرحله کمتر است)؛ (۳) فاز مونزوگرنایت‌زایی؛ (۴) فاز آپلیت - پگماتیت‌زایی مرحله دوم (در امتداد دایک‌های مونزوگرنایت دایک‌هایی از پگماتیت دیده می‌شوند که تبلور همزمان این فاز پگماتیت‌زایی با مونزوگرنایت‌زایی را نشان می‌دهند).

در ادامه به بررسی ویژگی‌های کانی‌شناسی واحدهای گرانیتوئیدی (شامل گرانودیوریت و مونزوگرنایت) و دایک‌های آپلیت - پگماتیتی مرحله دوم منطقه خواجه‌مراد پرداخته می‌شود.

۴-۱. سنگ‌نگاری گرانیتوئید خواجه‌مراد

کانی‌های اصلی در گرانودیوریت شامل کوارتز، فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز، بیوتیت و کانی‌های فرعی شامل هورنبلند، زیرکن، اسفن، آلانیت و اکسید آهن هستند. بخش‌های تیره‌رنگ گرانودیوریتی دارای مقدار بیوتیت بیشتری هستند و تورمالین در آنها دیده نمی‌شود. مقدار پلاژیوکلاز نسبت به فلدسپار قلیایی، در گرانودیوریت‌ها به مراتب بیشتر است. بخش‌های روشن مونزوگرنایتی دارای مجموعه کانی‌های اصلی کوارتز، فلدسپار (ارتوکلاز، میکروکلین و پلاژیوکلاز)، بیوتیت و کانی‌های فرعی آپاتیت و زیرکن هستند و کمتر تورمالین نیز در آن دیده می‌شود. بافت میکروسکوپی اصلی گرانودیوریت و مونزوگرنایت، ساب‌هدرال گرانولار است.

۴-۲. سنگ‌نگاری آپلیت خواجه‌مراد

آپلیت‌های مرحله دوم که در این مطالعه مورد بررسی قرار گرفته‌اند از دید کانی‌شناسی، متشکل از اجتماعات کانی‌های اصلی شامل ریزبلورهای کوارتز بی‌شکل و نیمه‌شکل‌دار با خاموشی موجی، کوارتزهای میرمیکتی در مرز کوارتز و پتاسیم فلدسپار، فلدسپارهای بی‌شکل (آلیت و ارتوکلاز - میکروکلین)، میکا (مسکوویت ۱۰ درصد حجمی و کمتر بیوتیت و از نوع آنیت) و کانی‌های فرعی شامل گارنت (آلماندین - اسپسارتین) شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و مقدار کمی تورمالین و ایلمنیت هستند. به‌طور کلی این سنگ‌ها دانه‌ریز (با دانه‌های کوچک‌تر از نیم تا یک میلی‌متر) و آپلیتی - پرتیتی، میکروگرانولار، سیمپلکتیک و میرمیکتی پدیده‌های بافتی متداول این سنگ‌ها هستند. بر پایه Samadi et al. (2014b) بلورهای گارنت درون آپلیت دارای خاستگاه ماگمایی هستند. در جدول ۱ ترکیب میانگین کانی‌های سازنده آپلیت‌ها آورده شده است.

۴-۳. سنگ‌نگاری پگماتیت خواجه‌مراد

بر پایه مطالعات، دایک‌های پگماتیتی مرحله دوم که مرتبط با مونزوگرنایت‌ها هستند از دید سنی جدیدتر از آپلیت‌های مرحله دوم مرتبط با مونزوگرنایت‌ها هستند، زیرا در بسیاری نقاط این دایک‌های پگماتیتی، آپلیت‌های یادشده را قطع و یا جابه‌جا کرده‌اند (شکل ۲). در این پگماتیت‌ها منطقه‌بندی کانی‌شناسی و بافتی دیده می‌شود (در بخش مرکزی درشت‌بلور و در حاشیه‌ها ریزبلور هستند). در برخی رخنمون‌های منطقه خواجه‌مراد می‌توان ساختار پگماتیت‌های پیچیده (شامل بخش دیواره و میانی) را دید. پگماتیت‌های مرحله دوم از دید کانی‌های اصلی شامل کوارتزهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار درشت‌دانه، پلاژیوکلاز از نوع آلیت (تا الیگوکلاز)، پتاسیم فلدسپار پرتیتی شده (ارتوکلاز و میکروکلین)، مسکوویت و مقدار کمی گارنت سرخ‌رنگ (آلماندین - اسپسارتین) با خاستگاه ماگمایی (Samadi et al., 2014b)، تورمالین و کانی‌های کدر (ایلمنیت) به‌عنوان کانی‌های فرعی هستند و در برخی رخنمون‌ها بریل و کلمیت نیز در آنها گزارش شده است (مانند (Khalili (1977)). در جدول ۱ ترکیب میانگین کانی‌های سازنده پگماتیت‌ها آورده شده است.

سن لوکوگرنایت (بیوتیت‌مسکوویت‌مونزوگرنایت) را در حدود ۲۰۶ میلیون سال پیش (تریاس بالایی) به دست آورده‌اند. بر پایه مطالعات Karimpour et al. (2010) سن دایک‌های آپلیتی کمتر و در حدود ۲۰۱ میلیون سال پیش (مرز میان تریاس و ژوراسیک) است.

۳- روش مطالعه

به‌منظور بررسی شیمی کانی‌ها، تعدادی از مقاطع نازک صیقلی در دانشگاه کیپ‌تان آفریقای جنوبی، با استفاده از ریزپردازنده مدل Superprobe JEOL و تعدادی در مؤسسه مطالعه تحولات کره زمین، بخش علوم و فناوری زمین - دریا (JAMSTEC) در کشور ژاپن با استفاده از دستگاه ریزپردازنده JEOL (مدل JXA-8800 (WDS)) با اختلاف پتانسیل الکتریکی ۱۵ kV و جریان ۱۵ nA تجزیه شدند. مقادیر حد آشکارسازی عناصر اصلی در این روش در حدود ۱ تا ۲ درصد وزنی هستند. داده‌ها بر پایه مقادیر استاندارد عدد اتمی (ZAF) و ترکیب کانی‌های طبیعی و مصنوعی تصحیح شدند. فرمول شیمیایی کانی‌های گارنت، میکا، فلدسپار، ایلمنیت و اپیدوت به ترتیب بر پایه ۱۲، ۲۲، ۵۸، ۱۲ و ۱۲/۵ اتم اکسیژن در فرمول ایده‌آل به دست آمد. مقدار آهن فریک (Fe³⁺) در گارنت بر پایه روش استوکیومتری (Droop (1987) و تعداد کاتیون‌های برابر با هشت و فرمول ساختاری آمفیبول بر پایه ۲۳ اتم اکسیژن و مجموع کاتیون‌ها به‌صورت 13-CN-K در موازنه بار به دست آمد. به‌منظور بررسی ژئوشیمی سنگ کل، شماری از نمونه‌های گرانودیوریت، مونزوگرنایت، آپلیت و پگماتیت به روش فلورنسنس اسپکترومتری پرتو ایکس (XRF) در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی ایران، با استفاده از دستگاه طیف‌سنج مدل Philips PW 1480 و یک لوله تولیدکننده پرتو ایکس و آند از جنس Rh، با استفاده از قرص پودر سنگ و برخی به روش ICP-MS در آزمایشگاه آکت‌لب کانادا تجزیه شده‌اند. در روش XRF مقدار درصد وزنی اکسیدهای SiO₂، TiO₂، Al₂O₃، MnO، MgO، CaO، K₂O، Na₂O و P₂O₅ و برخی از عناصر کمیاب به دست آمد. مقدار آهن کل به‌صورت Fe₂O₃ بیان شده است. مقدار LOI به‌صورت افت وزن تا دمای ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد به دست آمده است. مقادیر حد آشکارسازی عناصر اصلی (بر پایه درصد وزنی) در این روش برای همه عناصر برابر ۰/۰۱ درصد وزنی است (به‌جز برای اکسید منگنز که ۰/۰۰۱ است). عناصر کمیاب نیز با دقت ۰/۱ جزء در میلیون (ppm) تجزیه شده‌اند. داده‌های حاصل با نمونه استاندارد GSP-2 که توسط USGS ارائه شده است ارزیابی و مقایسه شدند. در تجزیه ICP-MS به‌منظور فرایند گداخت، نمونه‌های سنگ کل با لیتیم‌تترابورات و لیتیم‌متابورات در یک بوتل گرافیتی مخلوط و سپس به‌وسیله 6100، 6000 یا Perkin Elmer Sciex ELAN ICP/MS 9000 تجزیه شدند. مقایسه داده‌های حاصل با استانداردهای W-2، BIR-1a و J-1 نشان‌دهنده دقتی بیشتر از پنج درصد برای عناصر کمیاب و دقت بیشتر از یک درصد وزنی برای عناصر اصلی است (البته به‌جز اکسید سدیم و منیزیم که دارای دقت بیش‌تر از سه درصد هستند).

۴- مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری خواجه‌مراد

ترکیب گرانیتوئیدها در جنوب مشهد، به‌صورت گرانودیوریت - مونزوگرنایت است. البته در محدوده خواجه‌مراد مونزوگرنایت فراوان‌ترین واحد گرانیتوئیدی است، اما در برخی نقاط مانند خواجه‌مراد که نقاط هم‌مرز با بخش گرانودیوریتی خاور هستند، این توده گرانیتوئیدی به‌صورت بخش‌های گرانودیوریت تیره و مونزوگرنایت روشن رخنمون دارد (شکل ۲). دایک‌های موجود در گرانودیوریت - مونزوگرنایت‌های منطقه خواجه‌مراد شامل دایک‌های آپلیتی (به سبزی ۰/۱ تا چندین سانتی‌متر) و پگماتیتی (به سبزی چندین سانتی‌متر تا بیش‌تر از ۱۰ متر) هستند (شکل ۲). البته در برخی نقاط شواهد نشان از تزریق دایک‌هایی از مونزوگرنایت به درون

۵- ژئوشیمی سنگ کل

۵-۱. ژئوشیمی سنگ کل گرانیتوید خواجه‌مراد

بر پایه تجزیه ژئوشیمیایی سنگ کل (جدول ۲)، نمونه‌های مونوزوگرانیت (MG) دارای ۷۲ تا ۷۳ درصد وزنی SiO_2 و نمونه‌های گرانودیوریت (GD) دارای ۶۱ تا ۷۰ درصد وزنی SiO_2 هستند و در محدوده سنگ‌های اسیدی قرار دارند. از دید عناصر اصلی، نمونه‌های GD دارای میزان CaO ، MgO ، MnO ، Fe_2O_3^* ، TiO_2 ، Al_2O_3 ، Na_2O و K_2O کمتری نسبت به نمونه‌های MG هستند. بر پایه مطالعات میکروسکوپی و درصد مودال کانی‌ها، نمودار نورماتو Q'ANOR (شکل ۳-الف) گرانیتوید خواجه‌مراد بیشتر دارای ترکیب MG و رخمون‌های محدودی نیز دارای ترکیب GD هستند. بر پایه نمودار An-Ab-Or (شکل ۳-ب) و نمودار TAS (شکل ۳-پ)، نمونه‌های گرانیتوید خواجه‌مراد در محدوده‌های گرانودیوریت و گرانیت قرار گرفته‌اند.

روی نمودارهای بهنجار شده با ترکیب گوشته اولیه و کندریت، عناصر HREE (شامل Lu، Yb، Y، Dy، Tb، Gd) LILE (شامل Zr، Cs، Th) و Rb و Sr (شامل La، Ce، Nd، Sm و Eu) مقدار بیشتری دارند (شکل ۴). این امر با فراوانی کانی‌های فلدسپار و مقدار کم کانی‌های فرومیزین در این سنگ‌ها هماهنگی دارد. البته میزان عناصر HREE در نمونه‌های GD بیشتر از MG است. بر پایه مقایسه ترکیب عناصر فرعی این سنگ‌ها با ترکیب میانگین پوسته زیرین، میزان عناصر HREE در نمونه‌های GD خواجه‌مراد نسبت به ترکیب پوسته زیرین کمی تهی‌شدگی نشان می‌دهند؛ اما عناصر LILE و LREE همچنان غنی‌شدگی دارند (شکل ۴-پ). در مورد نمونه‌های MG، نمونه‌ها از دید HREE تهی‌شده‌تر از پوسته زیرین هستند، اما LREE و LILE به مراتب بالاتری دارند. در مقایسه با ترکیب پوسته بالایی نیز الگوی نمونه‌های GD به نسبت مسطح است، اما نمونه‌های MG تا حدودی تهی‌شدگی نشان می‌دهند (به‌ویژه از عناصر HREE) (شکل ۴-ت). همچنین، بررسی میزان یوروپیم نشان‌دهنده بی‌هنجاری منفی یوروپیم نسبت به سایر عناصر خاکی کمیاب در همه نمونه‌های گرانیتوید مورد مطالعه است. مقادیر به دست آمده Eu/Eu^* برای نمونه‌های GD برابر $0.59 - 0.82$ و برای نمونه‌های MG نزدیک به $0.33 - 0.71$ است. بر پایه داده‌های ایزوتوپی موجود (مانند Mirnejad et al., 2013؛ Karimpour et al., 2010؛ کریم‌پور و همکاران، ۱۳۹۰)، نسبت ایزوتوپی $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ در نمونه‌های GD (0.706935 تا 0.708649) است؛ اما در MG (0.720013 تا 0.726220) بیشترین مقدار را دارد. همچنین، نسبت ایزوتوپی $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ در نمونه‌های GD (0.512326 تا 0.512361) بالاتر از MG (0.512213 تا 0.512249) است.

۵-۲. ژئوشیمی سنگ کل آپلیت - پگماتیت خواجه‌مراد

درصد وزنی سیلیس برای آپلیت $69/87$ درصد وزنی) در مقایسه با پگماتیت $65/49$ درصد وزنی) بالاتر است. همچنین، پگماتیت دارای مقدار عناصر آهن، منیزیم، منگنز، پتاسیم و تیتانیم بالاتر و آلومینیم، کلسیم، سدیم و LOI کمتری در مقایسه با آپلیت است. اندیس مقدار نسبت مولی اشباع‌شدگی از آلومینیم (A/CNK) برای نمونه آپلیت خواجه‌مراد برابر 0.99 و برای پگماتیت خواجه‌مراد برابر $1/11$ است (جدول ۲).

در شکل ۴ تغییرات عناصر کمیاب در دایک‌های آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد، نسبت به هم و نسبت به ترکیب‌های پیشنهادی برای کندریت، گوشته اولیه، پوسته بالایی و زیرین مقایسه شده است. مقدار کمتر $(\text{La}/\text{Sm})_n$ در مقایسه با $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$ بیانگر غنی‌شدگی این سنگ‌ها از دید عناصر کمیاب سنگین است (جدول ۲). مقایسه ترکیب آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد با ترکیب میانگین پوسته زیرین (شکل ۴-پ) نشان‌دهنده شباهت و در برخی موارد غنی‌شدگی و تهی‌شدگی این عناصر است. برای نمونه، در مقایسه با ترکیب پوسته زیرین، آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد از دید برخی عناصر HFSE (شامل Ta و Nb، U، Th) و LILE (شامل

Ba، Sr و Rb) غنی‌شدگی نشان می‌دهند؛ اما دیگر عناصر تهی‌شدگی دارند. عناصر خاکی کمیاب سنگین آپلیت با ترکیب پوسته زیرین همانندی زیادی دارند، اما پگماتیت‌ها تهی‌شدگی نشان می‌دهند. در مقایسه با ترکیب پوسته بالایی و زیرین، آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد از دید بیشتر عناصر دارای تهی‌شدگی هستند. تنها مقدار عناصر خاکی کمیاب سنگین (به‌ویژه در آپلیت‌ها)، U، Pb و Ta حدودی Nb ، Ta، Rb و Cs همانندی‌هایی را نشان می‌دهند. همان‌گونه که در شکل ۴ دیده می‌شود، عناصری مانند Ba، Pb، U، Rb و Cs در مقایسه با دیگر عناصر، دارای بی‌هنجاری‌های مثبت و یا منفی شدیدتری هستند. در حقیقت، عناصر ناسازگار متعلق به گروه LFSE مانند Ba، Rb، Sr و Cs به‌عنوان عناصر متحرک شناخته می‌شوند که طی عواملی مانند تأثیر سیال‌های گرمایی و دگرگونی یا جوی می‌توانند تا حدودی تحرک یابند. افزون بر این، وجود مواد فرار و سیال‌های غنی از هالوژن‌ها (مانند سیال‌های فلوئور، کلر و بوردار که در مذاب‌های پگماتیته وجود دارند) و کربنات‌ها به‌راحتی می‌توانند عناصر خاکی کمیاب را متحرک و از محیط خارج سازد؛ هر چند این عناصر در برابر سایر سیال‌ها مقاوم هستند (Rollinson, 1993). از این رو یکی از دلایل مقادیر پایین تر این عناصر در ترکیب سنگ کل آپلیت و پگماتیت در مقایسه با گرانیتویدهای منطقه (جدول ۲ و شکل ۴) تأثیر سیال‌های فراوان در مذاب‌های آپلیت - پگماتیته است. بر پایه قانون اول گلدشمیت، دو کاتیون که دارای شعاع یونی نزدیک به هم و بار یونی یکسان هستند (مانند روییدیم و پتاسیم) می‌توانند جانشین هم شوند. Rb می‌تواند به‌راحتی در ساختار پتاسیم فلدسپار و میکاها به‌صورت سازگار رفتار کند و جانشین پتاسیم شود. از این رو، در ترکیب آپلیت و پگماتیت خواجه‌مراد، در مقایسه با ترکیب پوسته بالایی و زیرین که در آنها پتاسیم فلدسپارها و میکاها فراوان‌تر هستند، Rb دارای بی‌هنجاری منفی شده است (شکل‌های ۴-پ و ت). بی‌هنجاری منفی یوروپیم بیانگر کاهش فوگاسیته و تبلور و جدایش فلدسپارها از مذاب (بر اثر تفریق یا ذوب‌بخشی) است؛ اما در برابر آن، تبلور و جدایش کانی‌هایی مانند هورنبلند، اسفن، پیروکسن و گارنت می‌تواند در مثبت‌تر شدن بی‌هنجاری Eu مؤثر باشد. به این ترتیب به نظر می‌رسد در منطقه خواجه‌مراد، در آپلیت‌های مورد مطالعه که در مقایسه با پگماتیت دارای بی‌هنجاری Eu بالاتری هستند، فراوانی گارنت ماگمایی طبق تأیید مطالعات صحرایی بیشتر باشد.

۵-۳. رده‌بندی پگماتیت خواجه‌مراد

رده‌بندی‌های امروزی بیشتر از رده‌بندی (Buddington 1959) و Ginsburg et al. (1979) الهام گرفته‌اند که در آنها پگماتیت‌ها بر پایه ژرفای جایگیری و ارتباط با توده نفوذی و دگرگونی رده‌بندی شده بود. البته در مطالعات بعدی، Guilbert & Park (1986) پگماتیت‌ها را بر پایه خاستگاه، نوع کانی‌ها و ساختمان داخلی‌شان به دو دسته پگماتیت‌های ساده و پیچیده تقسیم‌بندی کرده است؛ (۱) پگماتیت‌های ساده دارای کانی‌شناسی ساده و بدون ساختمان درونی هستند؛ (۲) پگماتیت‌های پیچیده دارای کانی‌شناسی پیچیده و ساختار منطقه‌ای هستند؛ به‌طوری که می‌توان ساختار آنها را از بیرون به درون به بخش‌های حاشیه، دیواره میانی و هسته تقسیم‌بندی کرد. البته در مورد پگماتیت‌های پیچیده همیشه هر چهار بخش حاشیه، دیواره، میانی و هسته لزوماً دیده نمی‌شود و گاه بخش‌های میانی دایک‌ها از دید پنهان و تنها رخمون در سطح زمین هستند.

مطالعه پگماتیت‌های خواجه‌مراد نشان می‌دهد که هم پگماتیت‌های نوع ساده و بدون ساختمان درونی و دارای کانی‌شناسی ساده و هم پگماتیت‌های پیچیده با کانی‌شناسی پیچیده و ساختار منطقه‌ای در ناحیه وجود دارند. به این ترتیب، بر پایه رده‌بندی (Guilbert & Park 1986)، رخمون‌های قابل نمونه‌برداری پگماتیت‌های منطقه خواجه‌مراد برخی از نوع ساده با گسترش و ستبرای کم (دایک‌هایی در حد چندین سانتی‌متر) و برخی از نوع پگماتیت‌های پیچیده با گسترش و ستبرای

محدوده پرآلومینوس هستند را می‌توان در گروه گرانیتوئیدهای نوع S دسته‌بندی کرد. حضور کانی‌های هورنبلند و بیوتیت که از اختصاصات گرانیتوئیدهای I است در نمونه‌های GD به‌خوبی دیده می‌شود. در برابر آن، نمونه‌های MG دارای مسکوویت بیشتری هستند و به گرانیتوئیدهای نوع S همانندی نزدیکی دارند. بر پایه نمودار $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ در برابر $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2)$ (شکل ۶)، نمونه‌های GD خواجه‌مراد حاصل ذوب‌بخشی آمفیبولیت (متابازالت) در منشأ هستند؛ اما نمونه‌های MG خواجه‌مراد محصول ذوب رسوبات فلسیک پلیتی هستند.

بر پایه Chappell & White (1992) نسبت ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ برای گرانیت‌های نوع I برابر 0.704 تا 0.712 و مقدار ϵNd برابر $-3/5$ تا $-8/9$ است، در حالی که برای باتولیت‌های گرانیتی نوع S مقادیر یادشده به‌ترتیب 0.708 تا 0.717 و $-5/8$ تا $-8/8$ است. میان ترکیب ایزوتوپی گرانیت‌های نوع I و S تا حدودی همپوشانی وجود دارد. Chappell & White (2001) این همپوشانی ایزوتوپی را به دلیل مشتق شدن از منشأیی می‌دانند که دارای نسبت گوناگونی از مواد آذرین و رسوبی هستند. به هر حال، بر پایه ترکیب ایزوتوپی، میزان $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ برای نمونه‌های GD خواجه‌مراد در حدود 0.705 تا 0.706 و برای MG برابر 0.707 تا 0.709 است (Mimejad et al., 2013). همچنین، مقدار ϵNd برای GD در حدود $-5/4$ تا $-6/1$ و برای MG برابر $-7/6$ تا $-8/2$ است (Mimejad et al., 2013). از این رو، GD خواجه‌مراد، دارای بیشترین همانندی با گرانیتوئیدهای نوع I است و خاستگاه آنها با گوشته سنگ‌کره‌ای ارتباط دارد؛ اما نمونه‌های MG خلیج- خواجه‌مراد ماهیت گرانیتوئیدهای نوع S را نشان می‌دهند و خاستگاه آنها با رسوبات و پوسته بالایی ارتباط دارد (شکل ۷).

۶-۲. خاستگاه و محیط تشکیل آپلیت- پگماتیت خواجه‌مراد

با بررسی ژئوشیمی عناصر کمیاب (شکل ۸) دیده می‌شود که آپلیت و پگماتیت گارنت‌دار خواجه‌مراد همانندی مشخص و قابل قبولی با مذاب‌های گوشته اولیه و پوسته بالایی نشان نمی‌دهند، زیرا این سنگ‌ها حاصل فرایندهای تفریق پایانی هستند و نسبت به مذاب مادر خود دچار تغییرات شیمیایی شده‌اند. با توجه به اینکه آپلیت‌ها و پگماتیت‌های مورد مطالعه به‌صورت دایک‌هایی، گرانودیوریت‌های کهن‌تر (GD) و مونزوگرنیت‌های جوان‌تر (MG) منطقه را قطع کرده‌اند، در ادامه به بررسی ارتباط ژئوشیمیایی میان ترکیب آپلیت و پگماتیت‌های خواجه‌مراد با گرانیتوئیدهای میزبانشان پرداخته می‌شود. در شکل ۸، ترکیب آپلیت و پگماتیت نسبت به ترکیب میانگین GD و MG منطقه به‌نچار شده است تا بتوان آنها را به‌خوبی از دید ترکیب عناصر مختلف مقایسه کرد.

روی نمودار به‌نچار شده با ترکیب میانگین گرانودیوریت‌های خواجه‌مراد (شکل ۸- الف)، آپلیت - پگماتیت خواجه‌مراد تنها از دید میزان عناصر Pb ، U ، Rb و HREE تا حدودی همانند گرانودیوریت‌ها هستند و با توجه به مقیاس لگاریتمی نمودار، از دید دیگر عناصر به‌شدت تهی‌شدگی نشان می‌دهند. در برابر آن، در نمودار به‌نچار شده با ترکیب میانگین مونزوگرنیت‌های خواجه‌مراد (شکل ۸- ب)، آپلیت - پگماتیت خواجه‌مراد همانندی نسبی به‌مراتب بالایی را با مونزوگرنیت نشان می‌دهد و تنها از دید Eu تهی‌شده‌تر، از دید عناصر HREE کمی (کمتر از ده برابر) غنی‌شده‌تر و از دید عناصر La ، Ta ، Ce ، Pr ، Sr ، Nd ، Sm و Ba تا حدودی تهی‌تر هستند. مقدار بالاتر عناصر HREE و مقدار کمتر K ، Rb ، Sr و Ba (نسبت به گرانودیوریت و مونزوگرنیت) با حضور گارنت در سنگ‌های آپلیت - پگماتیتهی همخوانی دارد. میزان بی‌هنجاری کمتر Eu در آپلیت- پگماتیت نسبت به گرانودیوریت و مونزوگرنیت نشان‌دهنده تهی بودن مذاب آپلیت- پگماتیت از عنصر Eu به‌دلیل فوگاسیته پایین اکسیژن در مذاب‌های اولیه و تشکیل همزمان کانی‌های کلسیم‌دار مانند پلاژیوکلاز است. افزون بر این، تبلور پلاژیوکلاز

بیشتر (تا چندین متر) و دارای منطقه‌بندی هستند و می‌توان در آنها مناطق حاشیه، دیواره و بخش میانی را مشخص کرد. (Cerný & Ercit 2005) با در نظر گرفتن مطالعات پیشین، رده‌بندی جدیدی ارائه کردند که در آن سه خانواده اصلی برای پگماتیت‌های گرانیتی مشخص شده است؛ ۱) خانواده NYF که دارای نیوبیم، ایتیریم و فلئورین بالا (در کنار Be ، REE ، Sc ، Ti ، Zr ، Th و U) بوده و حاصل تفریق مذاب‌های گرانیتی نوع A و I هستند که از گوشته و یا پوسته تهی شده منشأ گرفته‌اند؛ ۲) خانواده پرآلومینوس LCT که دارای مقدار بالای لیتیم، سزیم و تانتالم (و همچنین Rb ، Be ، Sn ، B ، P و F) هستند و از مذاب‌های گرانیتی نوع S و در مواردی نیز نوع I مشتق شده‌اند؛ ۳) خانواده NYF+LCT با منشأهای مختلف. حضور بریل و کلمیبت (Khalili, 1977) نشان می‌دهد که پگماتیت‌های منطقه از عناصر Li ، Ta ، Nb ، Be غنی هستند. از این رو، با توجه به (Cerný et al. 2012) و Chappell & White (2001) تشکیل پگماتیت‌های خواجه‌مراد از نوع عناصر کمیاب لیتیم‌دار (RE-Li) و در خانواده پگماتیت‌های LCT و در ارتباط با مونزوگرنیت‌های پرآلومینوس نوع S خواجه‌مراد است.

۶-۳. خاستگاه و محیط تشکیل

۶-۱. خاستگاه و محیط تشکیل مذاب‌های گرانیتوئیدی خواجه‌مراد

بررسی تغییرات عناصر اصلی در سنگ‌های مورد مطالعه، می‌تواند در زمینه تحولات ماگمایی از جمله روند یا روندهای شیمیایی احتمالی در تبلور ماگما اطلاعات و نتایج با ارزشی فراهم سازد. تغییرات عناصر اصلی نسبت به تغییرات MgO که به‌عنوان یکی از شاخص‌های مهم تفریق به شمار می‌رود، نشان می‌دهد که نمونه‌های MG نسبت به GD تفریق‌یافتگی بالاتری دارند. عناصر خاکی کمیاب به دلیل تحرک بسیار کمتر در محیط‌های زمین‌شناسی (دگرگونی و دگرسانی) و تفکیک به‌وسیله فرایندهای سنگ‌شناسی و زمین‌شناسی، در بررسی تحولات ماگمایی و مدل‌سازی پتروژنزی به‌طور مؤثری مورد استفاده قرار می‌گیرند (Rollinson, 1993). با توجه به این که عناصر MREE (شامل Eu تا Dy) فراوانی بالایی ندارند و الگوی محدب نشان نمی‌دهند (در نمودار به‌نچار شده با کندریت؛ شکل ۴- الف)، می‌توان گفت که احتمالاً آمفیبول و گارنت در هنگام تولید و جدایش مذاب سازنده این سنگ‌ها حضور داشته و موجب کاهش نسبی مقدار MREE شده است. افزایش بی‌هنجاری منفی تیتانیم از سوی نمونه‌های GD خواجه‌مراد به سوی نمونه‌های MG بیانگر روند افزایش تفریق در این سنگ‌هاست. عنصر Eu به‌صورت Eu^{2+} (در فوگاسیته کم اکسیژن) معمولاً در ساختمان فلدسپارها به‌راحتی جانشین Ca^{2+} و در مواردی جانشین Sr^{2+} و در نتیجه، با تفریق فلدسپارها (به‌ویژه پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم) مذاب باقیمانده از این عنصر تهی می‌شود. میزان Eu/Eu^* بالاتر در نمونه‌های GD می‌تواند به‌دلیل فوگاسیته بالاتر اکسیژن مذاب GD نسبت به مذاب MG و یا میزان کمتر نسبت پلاژیوکلاز به پتاسیم فلدسپار در این سنگ‌ها باشد. مطالعات تجربی (Chappell et al. 2012) نشان داده است که در دماهای بالای ذوب‌بخشی، کلینوپیروکسن و ترکیبات کلسیم‌دار دیگر، در منشأ ذوب شده و موجب متآلومینوس شدن مذاب‌های حاصل می‌شوند. از این رو، گرانیت‌های نوع I دارای ماهیت متآلومینوس هستند و گرانیت‌های نوع S ماهیت پرآلومینوس دارند. به این ترتیب GD خواجه‌مراد که ماهیت متآلومینوس نشان می‌دهد همانندی زیادی با گرانیت‌های نوع I دارد (شکل‌های ۵- الف، ب و پ).

همچنین، مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه با گرانیتوئیدهای نوع I منطقه دهنو (شمال‌باختری مشهد) (صمدی، ۱۳۹۲؛ Samadi et al., 2014a) و نمونه‌های نوع I و S دیگر نقاط جهان (مانند کمر بند چین خورده لاچلان White & Chappell 1989) نشان‌دهنده عدم همانندی نمونه‌های GD خواجه‌مراد با گرانیتوئیدهای نوع S است (شکل ۵- ت)؛ اما نمونه‌های MG خواجه‌مراد که در

قلیایی، پلاژیوکلاز، بیوتیت و مقدار کمی هورنبلند، زیرکن، اسفن، آلانیت و اکسید آهن است. مونزوگرنیت‌ها نیز دارای مجموعه کانی‌های اصلی کوارتز، فلدسپار، بیوتیت و مقدار کمی آپاتیت و زیرکن و کمتر تورمالین هستند. آپاتیت‌های مرحله دوم مورد مطالعه خواجه‌مراد از دید کانی‌شناسی شامل کانی‌های کوارتز، فلدسپار، مسکوویت و کانی‌های فرعی گارنت، تورمالین، بیوتیت و ایلمنیت هستند. پگماتیت‌های مرحله دوم نیز شامل کوارتز، فلدسپار، مسکوویت و مقدار کمی گارنت، تورمالین، ایلمنیت، بریل و کلمیبت هستند. شواهد کانی‌شناسی مانند حضور کانی بریل و کلمیبت نشان می‌دهند که پگماتیت‌های خواجه‌مراد از عناصر Nb، Be، Ta و Li غنی و از دید رده‌بندی پگماتیت‌ها از نوع عناصر کمیاب لیتیم‌دار (RE-Li) هستند و در خانواده پگماتیت‌های لیتیم-سزیم-تانتالیم (LCT) قرار دارند. بر پایه شواهد صحرایی و ژئوشیمی عناصر خاکی نادر و کمیاب در ترکیب سنگ کل، منشأ مذاب‌های آپاتیت-پگماتیت گارنت‌دار را می‌توان با مونزوگرنیت‌های نوع S منطقه مرتبط و آنها را محصول تفریق این سنگ‌ها در مراحل پایانی تبلور دانست که در یک کمربند برخورد قاره‌ای میان روقه‌های ایران مرکزی و توران تشکیل شده‌اند.

سپاسگزاری

از پروفیسور Chris Harris (دانشگاه کیپ‌تان، آفریقای جنوبی) و دکتر Esteban Gazel (دانشگاه ویرجینیاتک، آمریکا) برای همکاری در انجام تجزیه‌های شیمیایی این پژوهش سپاسگزاری می‌شود.

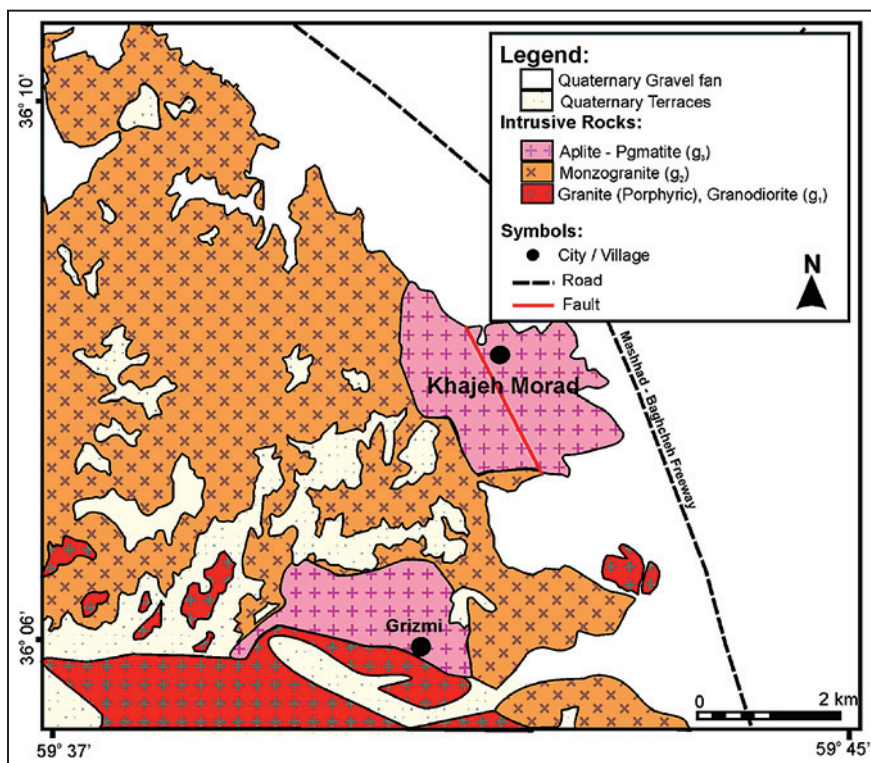
می‌تواند موجب افزایش نسبت Rb/Sr در مذاب شود. مقدار میانگین این نسبت در گرانودیوریت، مونزوگرنیت، آپاتیت و پگماتیت خواجه‌مراد به ترتیب ۱/۱۳، ۲/۰۴ و ۳/۸۱ است (جدول ۲) که با بی‌هنجاری منفی بالای مذاب آپاتیت-پگماتیتی همخوانی دارد. در هنگام تفریق، عناصری مانند Nb و Hf در مذاب باقی می‌مانند و وارد فازهای پایانی می‌شوند و از این رو مقدار این عناصر در آپاتیت-پگماتیت نسبت به مونزوگرنیت غنی‌شدگی نشان می‌دهد.

همان‌گونه که در بخش‌های پیشین گفته شد، ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی و نیز نسبت‌های ایزوتوپی $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ همانندی بسیار زیادی با نسبت‌های ایزوتوپی در مونزوگرنیت‌های نوع S منطقه و کمترین همانندی را با گرانودیوریت‌های نوع I منطقه دارند.

بر پایه Cerný et al. (2012) و Chappell & White (2001)، تشکیل پگماتیت‌هایی از نوع عناصر کمیاب لیتیم‌دار (RE-Li) که متعلق به خانواده پگماتیت‌های LCT هستند در ارتباط با مونزوگرنیت‌های نوع S و پرآلومینوس است. به دلیل فراوانی دایک‌های پگماتیتی در کمربندهای کوه‌زایی، Martin & De Vito (2005) پگماتیت‌های خانواده LCT را با مناطق فرورانش مرتبط می‌دانند. بنابراین، همان‌گونه که Tkachev (2011) پیشنهاد داده است، پگماتیت‌های نوع LCT خواجه‌مراد با فازهای پس‌ازساختی (Post-tectonic) تشکیل مونزوگرنیت‌های نوع S و در کمربندهای برخورد قاره‌ای تشکیل شده‌اند.

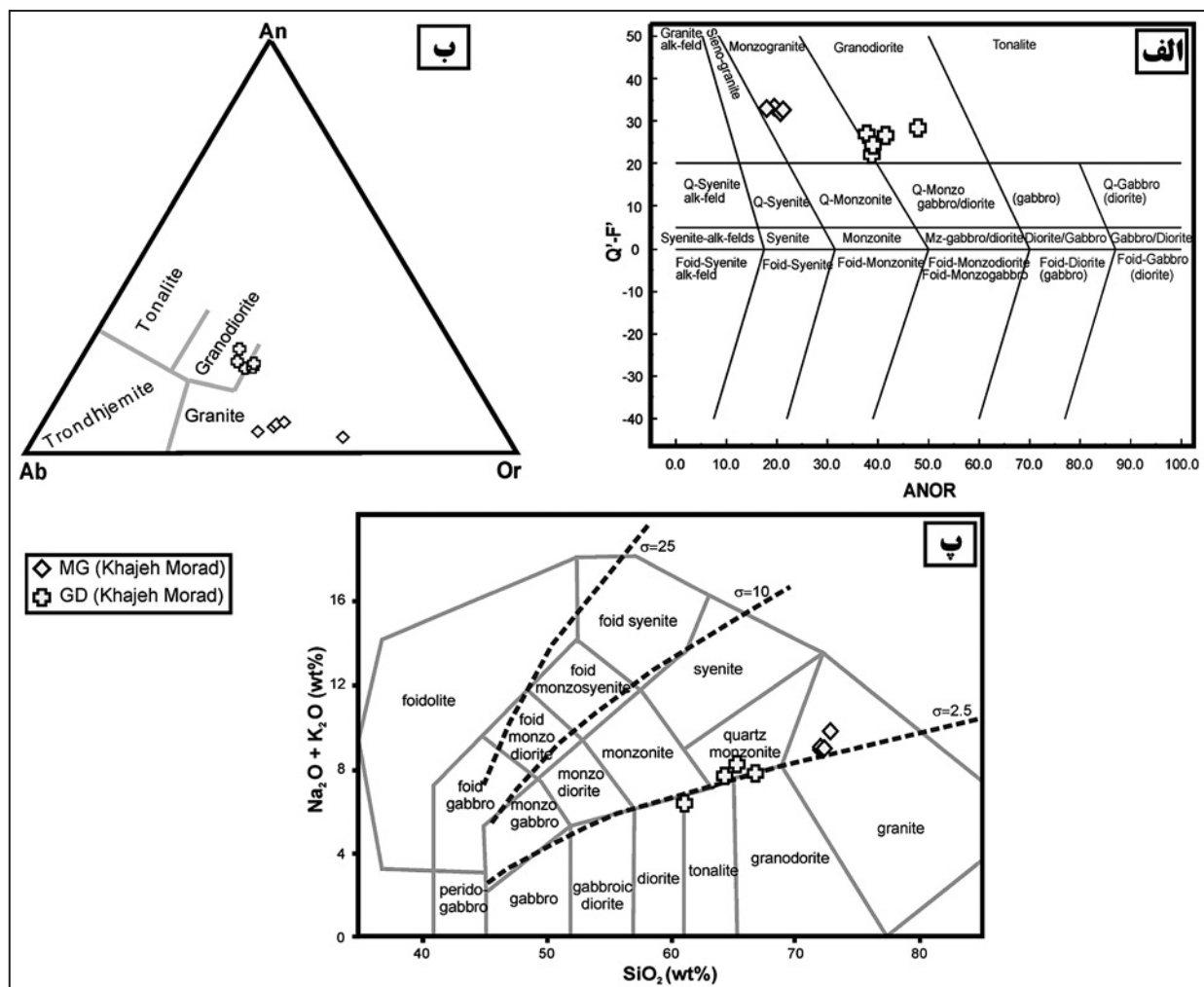
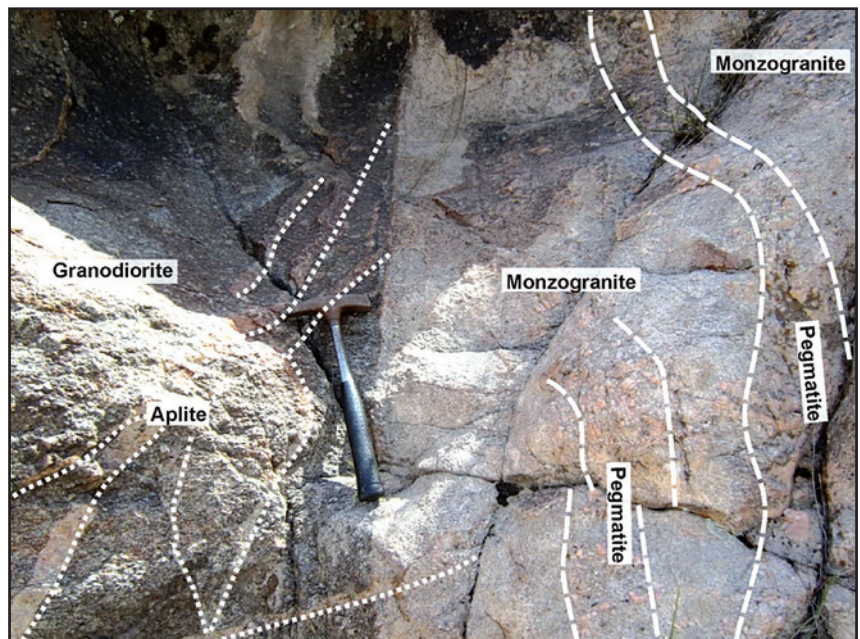
۷- نتیجه‌گیری

بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری، گرانودیوریت خواجه‌مراد شامل کوارتز، فلدسپار

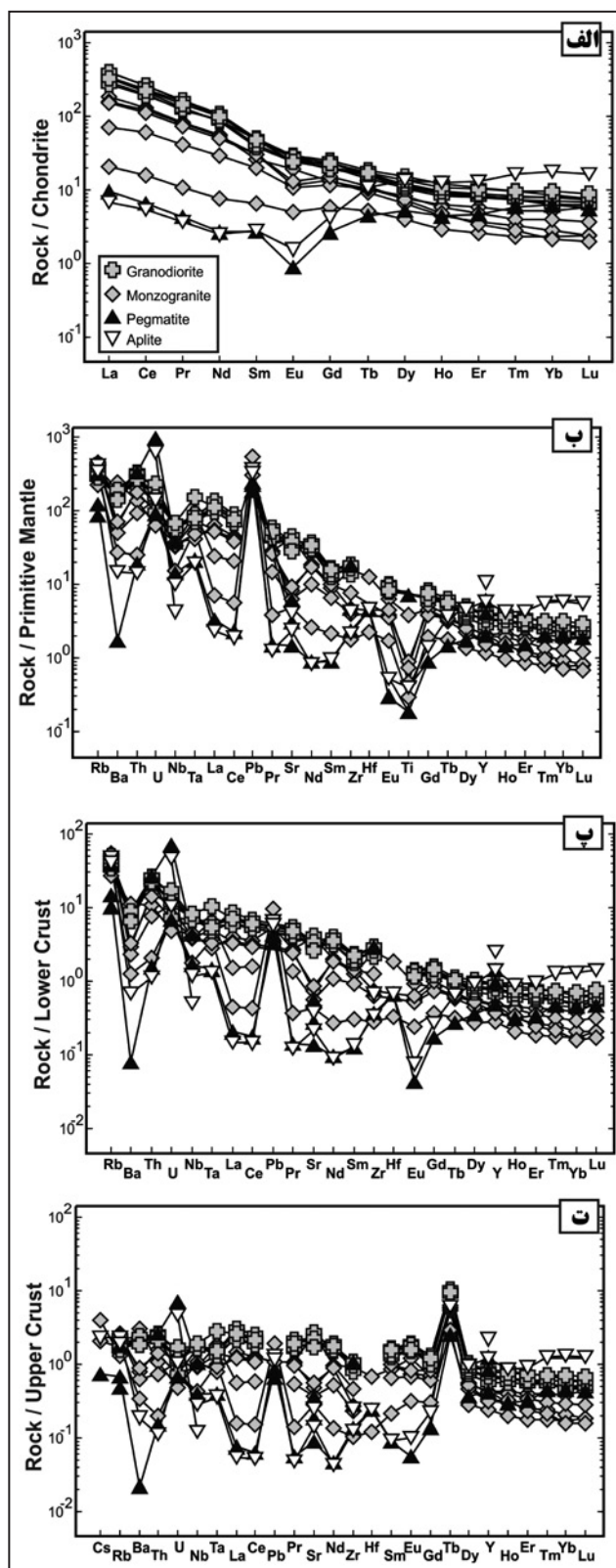


شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی محدوده خواجه‌مراد در جنوب خاوری مشهد و موقعیت آپاتیت-پگماتیت‌های مورد مطالعه (بر گرفته از Samadi et al. (2014b)).

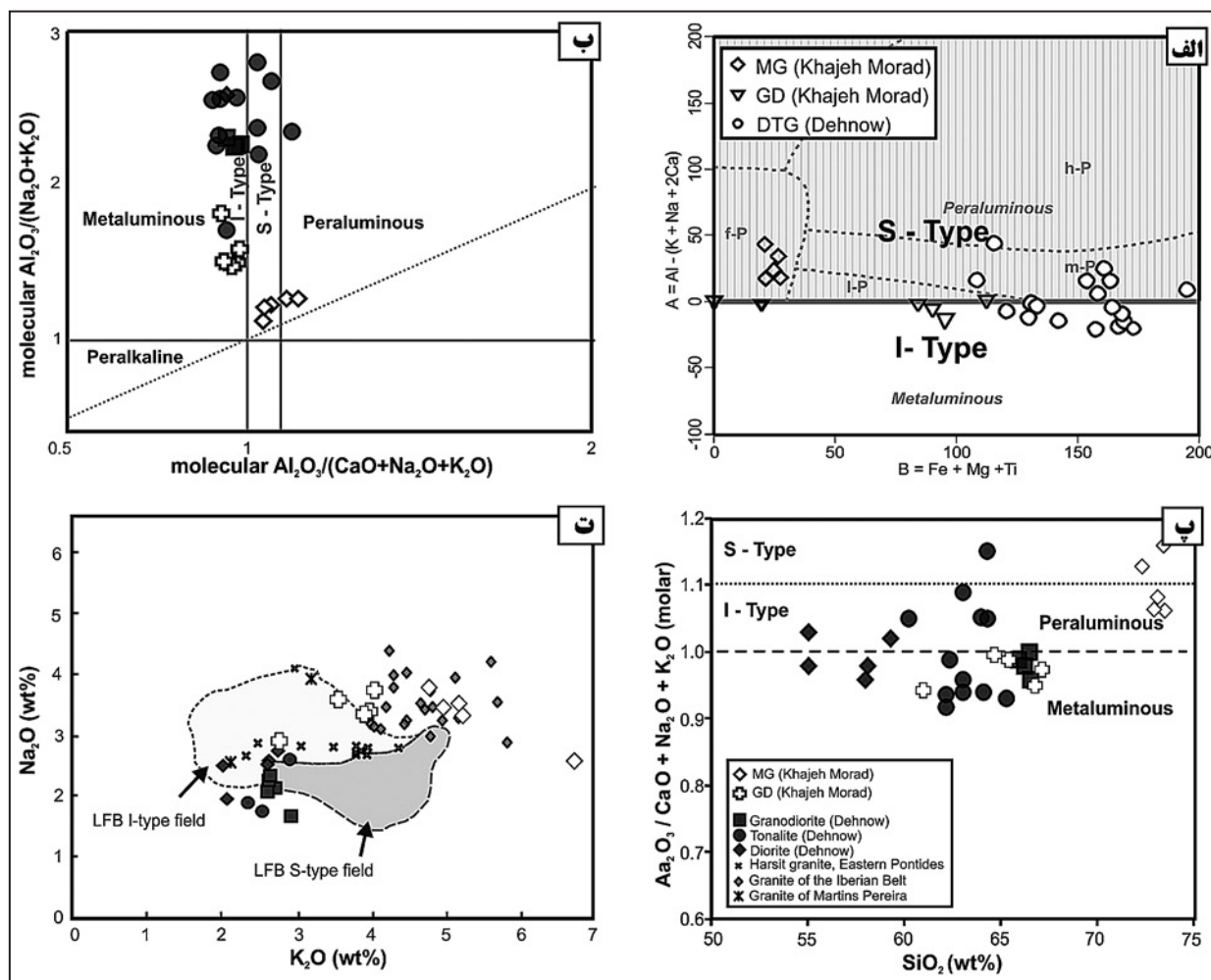
شکل ۲- مرز میان گرانودیوریت و مونزوگرنیت و دایک‌های آپلیت-پگماتیتی خواجه‌مراد (خط‌چین: مرز دایک پگماتیتی، نقطه‌چین: امتداد دایک‌های آپلیتی).



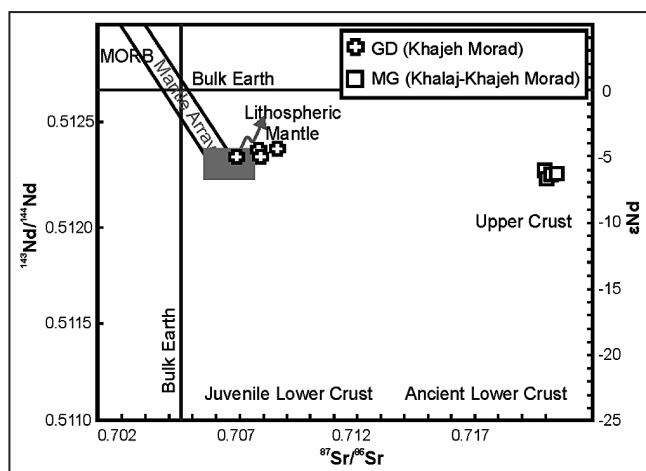
شکل ۳- الف) نمودار ترکیب نرماتو $Q'ANOR$ (Strecheisen & Le Maitre, 1979)؛ ب) نمودار ترکیب نورماتو An-Ab-Or (Best, 2003)، با تغییراتی پس از (Barker (1979)؛ پ) نمودار دومتغیره مجموع آلکالی در برابر SiO_2 (Middlemost, 1994).



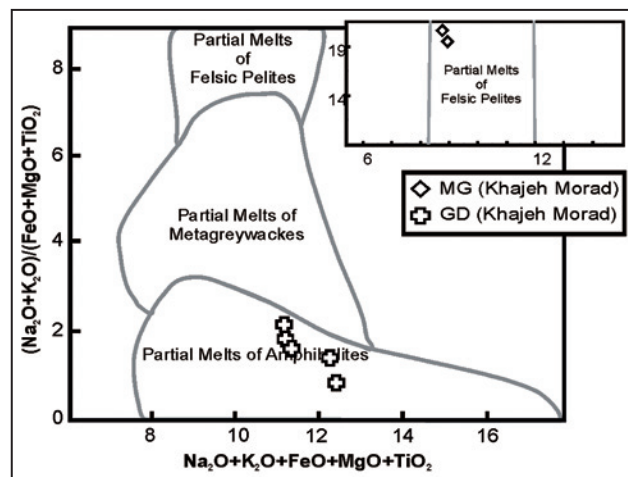
شکل ۴- نمودار بهنجارسازی عناصر در گرانودیوریت، مونزوگرنایت، آپلیت و پگماتیت
خواجه‌م‌راد، نسبت به: الف) ترکیب کندریت (برگرفته از (McDonough & Sun (1995)؛
ب) ترکیب گوشته اولیه (برگرفته از (McDonough & Sun (1995)؛ پ) ترکیب پوسته
زیرین (برگرفته از (Taylor & McLennan (1985)؛ ت) ترکیب پوسته بالایی (برگرفته از
(Taylor & McLennan (1985).



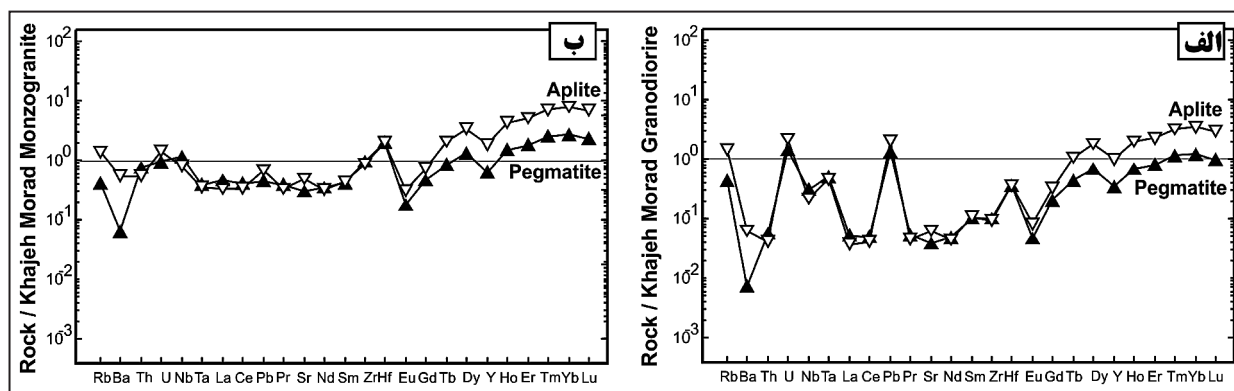
شکل ۵- ترکیب گرانیتوئیدهای جنوب مشهد: الف) نمودار A-B (Debon & Le Fort, 1983) که در آن محدوده انواع سنگ‌های پرآلومینوس بر پایه Villaseca et al. (2009) تفکیک شده و محدوده گرانیت‌های نوع I و S بر پایه داده‌های کمرند چین‌خورده لاچلان (White & Chappell, 1989) مشخص شده است؛ ب) نمودار A/CNK در برابر A/NK (Maniar & Piccoli, 1989) و محدوده گرانیت‌های نوع I و S؛ پ) نمودار A/CNK در برابر SiO_2 ؛ ت) نمودار Na_2O در برابر K_2O برای تفکیک گرانیت‌های نوع I و S کمرند چین‌خورده لاچلان (LFB) (White & Chappell, 1989). داده‌های مربوط به گرانیتوئیدهای نوع I در مناطق دهنو (مشهد)، هرسیت، ایبرین و مارتینزپیرا به ترتیب برگرفته از صمدی (۱۳۹۲)، Samadi et al. (2014a)، Villaseca et al. (2009)، Karsli et al. (2010) و Almeida et al. (2007) هستند. علایم در شکل ۵- پ آورده شده‌اند.



شکل ۷- ترکیب گرانودیوریت و مونزوگرانیت خواجه‌مراد روی نمودار $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در برابر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (داده‌ها برگرفته از Mirmejad et al. (2013)).



شکل ۶- ترکیب گرانیتوئیدهای جنوب مشهد روی 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 & Macambira, 2007) که در آن محدوده ترکیبی نمونه‌های MG خواجه‌مراد در سمت راست بالا مشخص شده است.



شکل ۸- نمودارهای عنکبوتی برای ترکیب سنگ کل آپلیت و پگماتیت خواجه مراد، بهنجار شده نسبت به ترکیب میانگین: الف) گرانودیوریت خواجه مراد؛ ب) مونزوگرانیت خواجه مراد.

جدول ۱- ترکیب میانگین کانی‌های سازنده آپلیت - پگماتیت‌ها و محاسبه فرمول ساختاری آنها بر پایه تعداد اتم اکسیژن.

نوع سنگ	آپلیت	پلاژیوکلاز	ارتوکلاز	مسکوویت	بیوتیت	کوارتز	پگماتیت	پلاژیوکلاز	ارتوکلاز	مسکوویت	گارنت	پگماتیت	نوع کانی
تعداد نقاط تجزیه شده	۸	۱	۱۱	۳۳	۵۴	۳	۸	۱	۵	۷۴	۹	۹	۹
SiO ₂	۶۷/۲۶	۶۵/۲۵	۴۶/۵۴	۳۴/۸۱	۳۶/۶۴	۱۰۰/۴۱	۶۷/۰۸	۶۵/۰۴	۴۶/۲۴	۳۶/۷۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
TiO ₂	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۲۰	۲/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۱۲	۰/۰۳	۵۳/۸۴	۵۳/۸۴	۵۳/۸۴
Al ₂ O ₃	۲۱/۵۶	۱۸/۹۴	۳۵/۳۸	۲۰/۴۶	۲۱/۱۴	۰/۰۲	۲۱/۸۴	۱۹/۱۴	۳۶/۰۸	۲۱/۲۳	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
FeO	۰/۰۲	۰/۰۲	۲/۵۸	۲۶/۹۳	۲۷/۶۵	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۲/۴۸	۲۶/۲۷	۴۵/۳۹	۴۵/۳۹	۴۵/۳۹
MnO	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۵۹	۱۳/۶۶	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۶	۱۵/۵۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
MgO	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۶۰	۱/۷۰	۰/۴۹	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۴۷	۰/۶۶	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۲۰
CaO	۱/۵۲	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۷۵	۰/۰۰	۱/۶۶	۱/۶۶	۰/۰۲	۰/۴۶	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Na ₂ O	۹/۴۲	۰/۷۵	۰/۲۵	۰/۱۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۹/۷۴	۹/۷۴	۰/۴۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
K ₂ O	۰/۲۰	۱۵/۶۱	۷/۷۶	۸/۹۹	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۲۲	۱۵/۱۹	۸/۲۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Sum	۱۰۰/۰۲	۱۰۰/۶۴	۹۳/۴۱	۹۵/۶۹	۱۰۰/۳۸	۱۰۰/۴۸	۱۰۰/۵۷	۱۰۰/۴۷	۹۴/۰۹	۱۰۰/۹۵	۱۰۰/۴۴	۱۰۰/۴۴	۱۰۰/۴۴
Si	۲/۹۳	۲/۹۹	۶/۲۳	۵/۴۶	۲/۹۸	۱/۰۰	۲/۹۱	۲/۹۱	۶/۱۷	۲/۹۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۲۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۱/۹۸	۱/۹۸	۱/۹۸
Al	۱/۱۱	۱/۰۲	-	-	-	۰/۰۰	۱/۱۲	۱/۱۲	-	-	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶
Al ^{IV}	-	-	۱/۷۷	۲/۵۴	۰/۰۲	-	-	-	۱/۸۳	۰/۰۲	-	-	-
Al ^{VI}	-	-	-	۳/۸۲	۱/۲۴	۲/۰۲	-	-	۳/۸۴	۲/۰۱	-	-	-
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe	-	-	۰/۲۹	۳/۵۳	۰/۰۰	۰/۰۰	-	-	۰/۲۸	-	-	-	-
Fe ³⁺	۰/۰۰	۰/۰۰	-	-	۰/۰۰	-	۰/۰۰	۰/۰۰	-	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ²⁺	-	-	-	-	۱/۹۱	-	-	-	-	۱/۸۰	۱/۸۵	۱/۸۵	۱/۸۵
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۸	۰/۹۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۱/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۲	۰/۴۰	۰/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Ca	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Na	۰/۸۰	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۳	-	-	۰/۸۲	۰/۰۹	۰/۱۱	-	-	-	-
K	۰/۰۱	۰/۹۱	۱/۳۲	۱/۸۰	-	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۸۹	۱/۴۰	-	-	-	-
Sum	۴/۹۲	۴/۹۹	۱۳/۶۵	۱۵/۳۳	۸/۰۰	۱/۰۰	۴/۹۴	۴/۹۹	۱۳/۷۴	۸/۰۱	۳/۹۰	۳/۹۰	۳/۹۰
Albite	۹۰/۶۸	۶/۸۲	-	-	-	-	۹۰/۱۸	۹/۴۲	-	-	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Anorthite	۸/۰۹	۰/۰۱	-	-	-	-	۸/۴۷	۰/۰۸	-	-	۵۳/۸۴	۵۳/۸۴	۵۳/۸۴
Orthoclase	۱/۲۳	۹۳/۱۷	-	-	-	-	۱/۳۵	۹۰/۵۰	-	-	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹
Almandine	-	-	-	-	۶۴/۱۰	-	-	-	-	۶۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Spessartine	-	-	-	-	۳۱/۷۱	-	-	-	-	۳۵/۹۴	۴۵/۳۹	۴۵/۳۹	۴۵/۳۹
Grossular	-	-	-	-	۲/۱۵	-	-	-	-	۲/۶۹	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Pyrope	-	-	-	-	۲/۰۰	-	-	-	-	۱/۱۴	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۲۰
Andradite	-	-	-	-	۰/۰۴	-	-	-	-	۰/۲۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Uvarovite	-	-	-	-	۰/۰۱	-	-	-	-	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰

جدول ۲- نتایج تجزیه ICP-MS و XRF گرانیتوئید خواجه‌مراد: MG: مونزوگرانیت، GD: گرانودیوریت؛ P: پگماتیت؛ A: آپلیت؛ (a) آنالیز به روش ICP-MS؛ (b) آنالیز به روش XRF، (c) داده‌ها از صمدی (۱۳۹۲) و منابع آن (اکسید آهن فرو و فربک با روش Le Maitre (1976) برای سنگ‌های درونی تفکیک شده‌اند).

A		P		GD				MG				نوع سنگ
KH-2011-2 ^b	KH-2011-2 ^a	KH-2011-3 ^b	KH-2011-1 ^a	G2-4 ^b	G2-7 ^c	G2-6 ^c	G2-5 ^c	KH-2011-6 ^a	KH-2011-6 ^b	KH-2011-5 ^a	KH-2011-5 ^b	شماره نمونه
												(wt%)
۶۹/۸۷	۶۹/۸۷	۴۷/۳۹	۶۵/۵۰	۷۳/۱۴	۷۳/۳۲	۷۳/۶۴	۷۲/۵۴	۶۱/۰۲	۶۱/۰۲	۷۳/۶۹	۷۳/۶۹	SiO ₂
۱۴/۰۰	۱۴/۰۰	۲۵/۷۲	۱۴/۶۰	۱۴/۰۷	۱۴/۵۲	۱۵/۰۲	۱۴/۵۳	۱۴/۲۸	۱۴/۲۸	۱۳/۵۵	۱۳/۵۵	Al ₂ O ₃
۱/۹۸	۱/۹۸	۱۲/۲۸	۱/۰۴	۱/۵۲	۱/۳۷	۰/۷۲	۱/۵۳	۵/۷۵	۵/۷۵	۰/۹۸	۰/۹۸	Fe ₂ O ₃ *
۰/۴۳	۰/۴۳	۹/۷۰	—	۰/۰۲	—	—	۰/۰۳	۳/۸۲	۳/۸۲	—	—	FeO
۱/۵۵	۱/۵۵	۲/۵۸	۱/۴۵	۱/۵۰	۱/۴۹	۱/۴۲	۱/۵۰	۱/۹۳	۱/۹۳	۱/۴۵	۱/۴۵	Fe ₂ O ₃
۰/۶۶	۰/۶۶	۰/۰۷	۰/۲۲	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۰۴	۰/۰۴	MnO
۰/۱۶	۰/۱۶	۳/۳۵	۰/۰۴	۰/۲۳	۰/۱۷	۰/۰۸	۰/۱۹	۲/۲۸	۲/۲۸	۰/۱۰	۰/۱۰	MgO
۰/۷۵	۰/۷۵	۰/۴۸	۱/۷۳	۱/۱۵	۱/۱۱	۰/۸۳	۰/۹۹	۴/۰۷	۴/۰۷	۰/۶۷	۰/۶۷	CaO
۴/۴۱	۴/۴۱	۱/۰۸	۶/۴۰	۳/۲۷	۳/۴۶	۳/۷۴	۳/۴۰	۲/۸۳	۲/۸۳	۲/۵۲	۲/۵۲	Na ₂ O
۳/۷۰	۳/۷۰	۷/۲۷	۰/۹۶	۵/۲۴	۵/۱۸	۴/۷۹	۴/۹۸	۲/۷۷	۲/۷۷	۶/۷۵	۶/۷۵	K ₂ O
۰/۰۹	۰/۰۹	۱/۵۲	۰/۰۴	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۱۰	۰/۱۹	۰/۸۴	۰/۸۴	۰/۰۶	۰/۰۶	TiO ₂
۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۱۳	۰/۰۶	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۱۷	۰/۹۰	۰/۹۰	۰/۱۵	۰/۱۵	P ₂ O ₅
—	—	—	—	۱/۳۴	۰/۶۳	۰/۸۷	۰/۷۹	—	—	—	—	LOI
۱/۱۱	۱/۱۱	۲/۴۴	۰/۹۹	۱/۰۷	۱/۰۹	۱/۱۷	۱/۱۴	۰/۹۵	۰/۹۵	۱/۰۷	۱/۰۷	A/CNK
۱/۲۴	۱/۲۴	۲/۶۷	۱/۲۶	۱/۲۷	۱/۲۹	۱/۳۲	۱/۳۲	۱/۸۶	۱/۸۶	۱/۱۸	۱/۱۸	A/NK
												(ppm)
۳۰	۵	۱۹۰	۵	۸	۵	۵	۵	۴۳	۱۱۴	۵	۲۷	V
۲۱	۲۰	۱۲۳	۲۰	۵۹	۹۴	۲۴	۱۹۱	۲۰	۲۹	۳۰	۲۸	Cr
—	۱	۷۲	۱	—	—	—	—	۵	۲۰	۱	—	Co
—	۲۰	۷۱	۲۰	۷	۳	۳	۳	۲۰	۲۲	۲۰	۲	Ni
۲۵	۳۰	۱۴۳	۴۰	—	—	—	—	۷۰	۱۲۷	۳۰	۱۱	Zn
۲۱۵	۲۵۶	۲۰۳	۷۷	۲۵۶	۲۵۰	۲۸۶	۲۸۹	۱۴۴	۲۱۰	۱۹۵	۱۷۵	Rb
۸۶	۵۰	۱۲۷	۳۱	۲۱۴	۱۹۶	۱۳۱	۱۷۲	۹۲۳	۶۹۳	۱۰۰	۱۰۶	Sr
۴۸	۲۷	۲۷	۹	۱۷	۷	۹	۷	۹	۴۵	۵	۲۴	Y
۴۷	۲۴	۲۰۴	۲۶	—	۵۲	۴۵	۸۷	۱۷۹	۳۳۷	۲۰	۳۵	Zr
۳	۷	۲۶	۱۰	—	۲۴	۲۳	۲۳	۲۷	۳۹	۱۱	۷	Nb
—	۸/۵۰	—	۲/۷۰	—	—	—	—	۱۴/۶۰	—	۷/۸۰	—	Cs
—	۱۰۳	—	۱۲	۶۱۸	۴۹۴	۳۴۵	۴۳۷	۱۶۶۰	—	۱۸۸	—	Ba
—	۱/۶۱	—	۲/۲۵	—	۳۵/۶۷	۱۶/۶۳	۳۷/۵۳	۴۳/۵۰	—	۴/۸۳	—	La
—	۳/۳۲	—	۴/۰۳	—	۶۷/۸۲	۳۶/۹۸	۷۳/۹۴	۸۰/۸۰	—	۹/۸۴	—	Ce
—	۰/۳۴	—	۰/۴۰	—	۶/۸۷	۳/۸۶	۷/۴۰	۷/۵۹	—	۱/۰۲	—	Pr
—	۱/۱۳	—	۱/۲۲	—	۲۳/۲۳	۱۳/۴۹	۲۵/۰۹	۲۵/۴۰	—	۳/۴۹	—	Nd
—	۰/۴۲	—	۰/۴۰	—	۴/۴۶	۲/۹۱	۴/۴۸	۳/۹۳	—	۰/۹۷	—	Sm
—	۰/۰۹	—	۰/۰۵	—	۰/۷۴	۰/۶۰	۰/۶۵	۱/۰۸	—	۰/۲۸	—	Eu
—	۰/۸۴	—	۰/۵۳	—	۳/۰۹	۲/۳۱	۲/۶۹	۲/۶۲	—	۱/۱۵	—	Gd
—	۰/۳۹	—	۰/۱۶	—	۰/۴۱	۰/۳۷	۰/۳۴	۰/۳۷	—	۰/۱۹	—	Tb
—	۳/۳۶	—	۱/۲۹	—	۱/۸۴	۲/۰۰	۱/۶۲	۱/۹۰	—	۰/۹۹	—	Dy
—	۰/۶۹	—	۰/۲۴	—	۰/۲۶	۰/۳۲	۰/۲۴	۰/۳۵	—	۰/۱۶	—	Ho
—	۲/۰۸	—	۰/۷۴	—	۰/۵۴	۰/۷۸	۰/۵۸	۰/۹۳	—	۰/۴۱	—	Er
—	۰/۴۱	—	۰/۱۵	—	۰/۰۷	۰/۱	۰/۰۸	۰/۱۳	—	۰/۰۶	—	Tm
—	۲/۸۹	—	۱/۰۰	—	۰/۳۵	۰/۶۴	۰/۴۵	۰/۸۴	—	۰/۳۷	—	Yb
—	۰/۴۱	—	۰/۱۴	—	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۱۴	—	۰/۰۶	—	Lu
—	۱/۴	—	۱/۴	—	—	—	—	۳/۹	—	۰/۷	—	Hf
—	۰/۸	—	۰/۹	—	۲/۰	۴/۰	۳/۰	۱/۷	—	۲/۲	—	Ta
۲۳	۲۶	۱۳	۱۷	—	—	—	—	۲۲	۴	۳۹	۳۷	Pb
—	۱	۲۸	۲	—	۱۵	۸	۱۷	۱۲	۴۷	۲	—	Th
۱۳	۳	۲۰	۲	—	۲	۳	۳	۱	—	۲	—	U
—	۰/۴۵	—	۰/۳۳	—	۰/۶۱	۰/۷۱	۰/۵۷	۱/۰۳	—	۰/۸۲	—	Eu/Eu*
—	۲/۴	—	۳/۵	—	۵/۰	۳/۶	۵/۲	۶/۹	—	۳/۱	—	(La/Sm) _n
—	۲/۰	—	۰/۴	—	۷/۱	۲/۹	۴/۸	۲/۵	—	۲/۵	—	(Gd/Yb) _n
۲/۵۰	۵/۱۲	۱/۶۰	۲/۴۸	۱/۲۰	۱/۲۸	۲/۱۸	۱/۶۸	۰/۱۶	۰/۳۰	۱/۹۵	۱/۶۵	Rb/Sr

کتابنگاری

صمدی، ر.، ۱۳۹۲- شیمی و خاستگاه گارنت در گرانیتوئیدها و سنگ‌های دگرگونی جنوب مشهد (خواجهمراد، خلیج و دهنو)، رساله دکترای پترولوژی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ۳۶۴ صفحه.

کریم‌پور، م.ح.، فارمر، ل.ج. و استرن، ج.، ۱۳۹۰- ژئوشیمی رادیو ایزوتوپ‌ها Rb-Sr و Sm-N، سن‌سنجی زیرکن U-Pb و تعیین منشأ لوکوگرانیت‌های خواجهمراد، مشهد، ایران، فصلنامه علوم زمین، شماره ۲۰، صفحه ۱۷۱-۱۸۲.

References

- Alavi, M., 1991- Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of America Bulletin, v. 103, p. 983-992.
- Alavi, M., 1992- Thrust tectonics of the Binaloud region, NE Iran. Tectonics, v. 11(2), p. 360-370.
- Almeida, M. E. & Macambira, M. J. B., 2007- Geology and petrography of Paleoproterozoic granitoid rocks from Uatumã-Anauá Domain, Central region of Guyana Shield, southeastern Roraima, Brazil. Revista Brasileira de Geociências, v. 37, p. 237-256.
- Almeida, M. E., Macambira, M. J. B. & 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, v. 155, p. 69-97.
- Barker, F., 1979- Trondhjemites, dacites and related rocks. Elsevier, Amsterdam, p. 1-12.
- Best, M. G., 2003- Igneous and metamorphic petrology. 2nd Edition.
- Buddington, A. F., 1959- Granite emplacement with special reference to North America. Geological Society of America Bulletin, v. 70, p. 671-747.
- Cerný, P. & Ercit, T. S., 2005- The classification of granitic pegmatites revisited. The Canadian Mineralogist, v. 43, p. 2005-2026.
- Cerný, P., London, D. & Novák, M., 2012- Granitic pegmatites as reflections of their sources. Elements, v. 8, p. 289-294.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 1992- I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences, v. 83, p. 1-26.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 2001- Two contrasting granite types, 25 years later. Australian Journal of Earth Sciences, v. 48, p. 489-499.
- Chappell, B. W., Bryant, C. J. & Wyborn, D., 2012- Peraluminous I-type granites. Lithos, v. 153, p. 142-153.
- Debon, F. & Le Fort, P., 1983- A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences, v. 73, p. 135-149.
- Droop, G. T. R., 1987- A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. Mineralogy Magazine, v. 51, p. 431-435.
- Ginsburg, A. I., Timofeyev, I. N. & Feldman, L. G., 1979- Principles of geology of the granitic pegmatites. Nedra, Moscow, USSR.
- Guilbert, J. M. & Park, C. F., 1986- The geology of ore deposits. W.H. Freeman and Company, New York, 985 p.
- Karimpour, M. H., Stern, C. R. & 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, v. 37, p. 384-393.
- Karsli, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydin, F., Chen, B., Kandemir, R. & Wijbrans, J., 2010- Relative contributions of crust and mantle to generation of Campanian high-K calc-alkaline I-type granitoids in a subduction setting, with special reference to the Harşit Pluton, Eastern Turkey". Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 160, p. 467-487.
- Khalili, H., 1977- Mineralogical and geochemical investigation of some Pegmatites from the Mashad Area, Northeastern Iran. Tscherma's mineralogische und petrographische Mitteilungen, v. 24, p. 151-160.
- Le Maitre, R. W., 1976- The chemical variability of some common igneous rocks. Journal of Petrology, v. 17, p. 589-637.
- London, D., 2008- Pegmatites. The Canadian Mineralogist, Special Publication, 10, 347 p.
- London, D., 2013- Reading Pegmatites: what minerals say. Rubellite Press, New Orleans, LA. Contributions to the 6th International Symposium on Granitic Pegmatites, p. 5-6.
- London, D., 2014- A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites. Lithos, v. 184-187, p. 74-104.
- Maniar, P. D. & Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids. Bulletin of Geological Society of America, v. 101, p. 635-643.
- Martin, R. F. & De Vito, C., 2005- The patterns of enrichment in felsic pegmatites ultimately depend on tectonic setting. The Canadian Mineralogist, v. 43, p. 2027-2048.
- McDonough, W. F. & Sun, S. S., 1995- The composition of the Earth. Chemical Geology, v. 120, p. 223-253.
- Middlemost, E. A. K., 1994- Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth Science Reviews, v. 37, p. 215-224.
- Mirnejad, H., Lalonde, A. E., Obeid, M. & Hassanzadeh, J., 2013- Geochemistry and petrogenesis of Mashhad granitoids: An insight into the geodynamic history of the Paleo-Tethys in Northeast of Iran. Lithos, v. 170-171, p. 105-116.

- Rollinson, H., 1993- Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group UK Ltd., London, U.K, 352 p.
- Samadi, R., Gazel, E., Mirnejad, H., Kawabata, H., Baharifar, A. A. & Sheikh-Zakaraiee, S. J., 2014a- Paleo-Tethys subduction in the center of the Alpine-Himalayan orogenic system in the Triassic: Evidence from geochemistry of I-type granitoids from Dehnow pluton, NE Iran. *Neusus Jahrbuch fur Paleontologie und Geologie Abhandlungen*, v. 271, p. 285-306.
- Samadi, R., Miller, N., Mirnejad, H., Harris, C., Kawabata, H. & Shirdashtzadeh, N., 2014b- Origin of garnet in aplite and pegmatite from Khajeh Morad of NE Iran: a major, trace element, and oxygen isotope approach. *Lithos*, v. 208-209, p. 378-392.
- Samadi, R., Mirnejad, H., Kawabata, H., Valizadeh, M. V., Harris, C. & Gazel, E., 2014c- Magmatic garnet in the Triassic (215 Ma) Dehnow pluton of NE Iran and its petrogenetic significance. *International Geology Review*, v. 56, p. 596-621.
- Simmons, W. B. & Webber, K. L., 2008- Pegmatite genesis: state of the art. *European Journal of Mineralogy*, v. 20, p. 421-438.
- Streckeisen, A. L. & Le Maitre, R. W., 1979- Chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, v. 136, p. 169-206.
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M., 1985- The continental crust: Its composition and evolution: An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. Blackwell Scientific, Oxford, 312 p.
- Thomas, R. & Davidson, P., 2012- Water in granite and pegmatite-forming melts. *Ore Geology Reviews*, v. 46, p. 32-46.
- Thomas, R. & Davidson, P., 2013- The missing link between granites and granitic pegmatites. *Journal of Geosciences*, v. 58, p. 183-200.
- Tkachev, A. V., 2011- Evolution of metallogeny of granitic pegmatites associated with orogens throughout geologic time. In: Sial, A.N., Bettencourt, J. S. & De Campos, C. P. (Eds.). *Granite-Related Ore Deposits*. Geological Society of London, Special Publication, v. 350, p. 7-23.
- Villaseca, C., Bellido, F., Pérez-Soba, C. & Billström, K., 2009- Multiple crustal sources for post-tectonic I-type granites in the Hercynian Iberian Belt. *Mineralogy and Petrology*, v. 96, p. 197-211.
- White, A. J. R. & Chappell, B. W., 1989- Geology of the Numbla 1:100 000. Sheet 8624. Geological Survey of New South Wales, Sydney.

Petrography and Petrogenesis of Aplite- Pegmatite Dykes and Granitoids of Khajeh Morad (SE Mashhad, Iran)

R. Samadi ^{1*}, N. Shirdashtzadeh ² & H. Kawabata ³

¹ Ph. D., Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

² Ph. D., Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

³ Assistant Professor, Research and Education Faculty, Kochi University, Kochi, Japan

Received: 2014 October 04

Accepted: 2015 April 25

Abstract

Plutonic suite of Khajeh Morad at southeast of Mashhad includes granodiorites, which are cut across by younger aplite, granitic pegmatite dykes and monzogranites. Aplites are mineralogically including quartz, feldspar (albite to orthoclase and microcline), muscovite, and accessory minerals of garnet (almandine-spessartine), tourmaline, biotite, and ilmenite. Pegmatites are composed of quartz, feldspar (albite to oligoclase, orthoclase, and microcline), muscovite, and minor amounts of garnet (almandine-spessartine), tourmaline, ilmenite, beryl, and columbite. Based on mineralogical and geochemical evidence, Khajeh Morad pegmatites are related to Li-rare elements (RE-Li) and lithium-cesium-tantalum (LCT) pegmatite family. According to the field evidence and whole rock geochemistry, origin of garnet-bearing aplite-pegmatite melts could be related to the S-type monzogranites, as their differentiation products at late stages, occurred in a continental collision belts.

Keywords: Aplite, Pegmatite, Granitoid, Khajeh Morad, Mashhad.

For Persian Version see pages 49 to 60

*Corresponding author: R. Samadi; E-mail: rsamadi@hotmail.com