

ژئوشیمی رادیو ایزوتوپ‌ها Rb-Sr و Sm-Nd، سن سنجی زیرکن U-Pb و تعیین منشأ لیکوگرانیت‌های خواجه مراد، مشهد، ایران

محمد حسن کریم‌پور^{۱،*}، لنگ فارمر^۲ و چاک‌استرن^۲

^۱ گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی خاور ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران
^۲ گروه زمین‌شناسی دانشگاه کلرادو، بولدر، امریکا

تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۰۲/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۰۸/۲۳

چکیده

بیوتیت مسکوویت لیکوگرانیت و پگماتیت‌های همراه در متافیولیت و متافلیش‌ها (بقایای پوسته اقیانوسی پالئوتتیس) همزمان با برخورد صفحه ایران با صفحه توران نفوذ نموده‌اند. چهار نوع دایک پگماتیتهای که بیوتیت مسکوویت لیکوگرانیت‌ها را قطع کرده‌اند، شناسایی شدند. با استفاده از روش U-Pb سن زیرکن، بیوتیت مسکوویت لیکوگرانیت 205.9 ± 4.1 Ma تعیین شد (راتین، تریاس بالایی). بیوتیت مسکوویت لیکوگرانیت و آپلیت گرانیت از نظر شیمیایی، فوق آلومینیم و گرانیت نوع S است. عدد پذیرفتاری مغناطیسی بیوتیت مسکوویت لیکوگرانیت و آپلیت گرانیت میان $SI \times 10^{-5}$ ۱۱ تا ۵ و نسبت Fe_2O_3/FeO کمتر از ۰/۳۵ است، بنابراین مربوط به سری ایلمینیت (نوع کاهیده) هستند. مجموع عناصر کمیاب حاکی بیوتیت مسکوویت لیکوگرانیت میان ۱۳۰ تا ۱۷۶ و آپلیت گرانیت میان ۵۰ تا ۷۹ است. Eu ناهنجاری منفی جزئی (Eu/Eu^*) برابر 0.52 تا 0.76 نشان می‌دهد. نسبت ایزوتوپ اولیه $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ و $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ اولیه با توجه به سن ۲۰۵ میلیون سال محاسبه شد. نسبت ایزوتوپ اولیه $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ در بیوتیت مسکوویت لیکوگرانیت و آپلیت گرانیت به ترتیب 0.708161 و 0.709853 بوده است. نسبت $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ اولیه در بیوتیت مسکوویت لیکوگرانیت 0.512214 و در دایک آپلیت گرانیت 0.512024 بوده است. میزان ایزوتوپ اولیه ϵ_{Nd} در بیوتیت مسکوویت لیکوگرانیت $-6/48$ و در دایک آپلیت گرانیت $-6/83$ است. بر اساس داده‌های ایزوتوپی ماگمای اولیه از پوسته قاره‌ای منشأ گرفته است. به توجه به نسبت‌های Rb/Sr برابر ۱ تا $1/3$ و CaO/Na_2O کم و بیش $0/3$ در بیوتیت مسکوویت لیکوگرانیت ترکیب سنگ منشأ بین متاپلیت و متا پسامیت بوده است.

کلیدواژه‌ها: U-Pb، زیرکن، لیکوگرانیت، سری ایلمینیت و پذیرفتاری مغناطیسی و پگماتیت

*نویسنده مسئول: محمد حسن کریم پور

E-mail: mhkarimpour@yahoo.com

۱- مقدمه

قطع‌شدگی صحرائی و سن نسبی مشخص شد که سن‌های به دست آمده از روش پتاسیم- آرگون یعنی ۱۴۵، ۱۲۰، ۱۳۵ و ۱۴۶ (± 3) میلیون سال (اواخر ژوراسیک- اوایل کرتاسه) (Alberti et al., 1973) جوان‌تر از سن چینه‌شناختی نشان داده شده برای توده‌های نفوذی گرانیتی است. همچنین مشخص شد که نظر (Iranmanesh & Sethna, 1998) که این توده‌های گرانیتویدی را از نوع I و وابسته به سری مگنتیتی می‌دانسته‌اند، درست نیست. در این مقاله نتایج سن سنجی دقیقی بر اساس روش U-Pb بر روی کانی زیرکن فراهم شده و نیز اطلاعات ایزوتوپی رادیوژنیک جدیدی ارائه گردیده که بر پایه آن زمین‌ساخت دیرین و منشأسنگی (پتروژنز) لیکوگرانیت پالئوتتیس خواجه مراد تفسیر می‌شود.

۲- زمین‌شناسی ناحیه‌ای

بر اساس پژوهش‌های Stampfli (1996; 2000; 2002) و Stampfli & Pillevuit (1993) و Stampfli et al. (1991) شواهد خوبی در البرز و سایر نقاط ناحیه وجود دارد که اقیانوس پالئوتتیس در سیلیورین باز شده است (صفحه ایران از توران جدا شده است). در اواخر پالئوزویک یا در اوایل تریاس، صفحه ایران به وسیله باز شدن اقیانوس نئوتتیس از صفحه عربی دور شد و خردقاره ایران با صفحه توران برخورد کرد. در اواخر تریاس (حدود ۲۲۵ میلیون سال پیش) پالئوتتیس دیگر وجود نداشته است (Stampfli, 1996; 2002; Stampfli and Pillevuit, 1993; Stampfli et al., 1991; Davoudzadeh and Schmidt, 1984).

فرارانش متافیولیت و متافلیش پالئوتتیس و جایگیری آنها روی حاشیه خردقاره ایران باید پیش از اواخر تریاس انجام شده باشد (Stampfli, 1996; 2002; Stampfli and Pillevuit, 1993; Stampfli et al., 1991; Alavi, 1992; Stocklin (1974) و Alavi (1992). Davoudzadeh & Schmidt, 1984).

منطقه مورد مطالعه در شمال خاوری ایران میان طول‌های جغرافیایی $15^{\circ} 59'$ و $45^{\circ} 59'$ و عرض‌های جغرافیایی 36° تا $30' 36^{\circ}$ قرار گرفته است (شکل ۱). کوه‌های بینالود بخشی از باقیمانده پالئوتتیس (متافیولیت و متافلیش) است که توده بیوتیت مسکوویت لیکوگرانیت در آن نفوذ کرده است. کوه‌های بینالود در جنوب و باختر شهر مشهد قرار گرفته و بخش‌های باختری و جنوبی این شهر بر روی باقیمانده پالئوتتیس و توده‌های نفوذی جوان‌تر ساخته شده است. (Jarchovski et al. (1973) کانی‌شناسی گرانیت، دیوریت، افیولیت و سنگ‌های دگرگون شده ناحیه بینالود را برای اولین بار بررسی کردند. بررسی‌های سنگ‌نگاری اولیه گرانیت مشهد توسط (Alberti and Mozae (1974) انجام شده است. تعیین سن به روش پتاسیم- آرگون روی کانی‌های مسکوویت و بیوتیت (۴ نمونه) از دو موقعیت مختلف این توده گرانیتی، سن‌های ۱۴۵، ۱۲۰، ۱۳۵ و ۱۴۶ (± 3) میلیون سال (اواخر ژوراسیک- اوایل کرتاسه) را نشان داده است (Alberti et al. (1973). پیل‌هایی از بیوتیت مسکوویت لیکوگرانیت در کنگلومرای اوایل ژوراسیک پیدا شده است. (Majidi (1983 رساله دکتری خود را روی افیولیت، سنگ‌های دگرگونی و گرانیتی انجام داده است. (Alavi (1979; 1991; 1992) ویژگی‌های ساختاری ناحیه را به تفصیل کار کرده است. (Valizadeh & Karimpour (1995) بررسی سنگ‌نگاری و عناصر اصلی گرانیتویدهای مشهد را انجام دادند. (Mirnejad (1991) پایان نامه کارشناسی ارشد خود را روی سنگ‌نگاری و ژئوشیمی عناصر اصلی توده‌های نفوذی انجام داده است. (Iranmanesh & Sethna (1998) بررسی کلی روی گرانیت‌های مشهد داشته‌اند. (Abbasi (1998) پروژه کارشناسی ارشد خود را بر روی سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی به پایان رساند. همچنین (Ghazi et al. (2001) ژئوشیمی و تعیین سن افیولیت مشهد را انجام داده‌اند.

در طول بیش از ۱۰ سال پژوهش‌های انجام شده در ناحیه، بر اساس روابط

است. کنگلومرای کرتاسه میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ‌های فسیل دار دارد. بر اساس فسیل‌ها، سن کرتاسه زیرین برای این کنگلومرا مشخص شده است (Karimpour, 2009). کنگلومرا به تدریج در بخش بالایی به ماسه‌سنگ، سنگ آهک ماسه‌ای و سنگ آهک توده‌ای بالایی تبدیل می‌شود. انواع مختلفی از فسیل مثل اوربیتولین درون سنگ آهک پیدا شده است که نشان می‌دهد در کرتاسه زیرین تشکیل شده است.

۳- روش تجزیه

۳-۱. ژئوشیمی توده نفوذی

بررسی‌های صحرایی روی کمر بند پلوتونیک-دگرگونی پالوتیتس در طول بیش از ۱۰ سال تدریس درس عملیات صحرایی انجام شده است. پس از بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری، ۱۵ نمونه توده نفوذی برای آنالیز عناصر اصلی، فرعی و کمیاب خاکی انتخاب شد. اکسیدهای اصلی در نمونه‌های ذوبی و عناصر Sr، Sn، Nb، Zr، Ba، Sc، Y و Ga در قرص‌های پودر شده توسط دستگاه XRF (مدل فیلیس PW1410) در دانشگاه فردوسی مشهد تجزیه شدند. عناصر کمیاب خاکی به روش ICP-MS در آزمایشگاه ACME کانادا تجزیه شدند. مقدار FeO و Fe₂O₃ به وسیله تراسیون با استاندارد محلول پرمنگنات پتاسیم با درستی ±1 درصد در دانشگاه فردوسی مشهد تعیین شده است.

۳-۲. سن سنجی U/Pb

یک نمونه از واحد بیوتیت مسکوویت لیکوگرائیت که بر روی آن ایزوتوپ Sr و Nd تجزیه شده است، برای تعیین سن به روش U-Pb روی کانی زیرکن انتخاب شد. زیرکن‌ها به وسیله روش استاندارد جداسازی، تفکیک شدند. حدود ۷۰ دانه زیرکن جدا شد. زیرکن‌ها برای تعیین سن به مرکز Laser Chron آریزونو در دانشگاه آریزونو آمریکا فرستاده شدند. در آنجا از روش Laser-Ablation multi collector ICP-MS برای سن سنجی استفاده شد (Gehrels and Valencia, 2006). زیرکن‌ها ابتدا در یک پلاک اپاکسی به قطر ۱ اینچ همراه با خرده‌هایی از زیرکن استاندارد ID-TIMS و شیشه‌های NIST SPM610 قالب‌گیری شده، سپس این پلاک‌ها نصف شده و صیقل می‌خورند. عکس در زیر میکروسکوپ کاتدولومینسانس (CL) گرفته می‌شود. تصویر CL ساختار درونی دانه‌های زیرکن برش‌خورده را نشان می‌دهد و با استفاده از آن مکان‌های مناسب برای پرتو لیزر انتخاب می‌شوند. همچنین می‌تواند به تعیین منشأ دانه‌های زیرکن (آذرین، دگرگونی یا گرمایی) کمک کند. این روش به طور معمول با یک پرتو به قطر ۳۵ یا ۲۵ میکرون و اگر لازم باشد در دانه‌های ریزتر به قطر ۱۵ یا ۱۰ میکرون صورت می‌پذیرد. پرتو ۳۵ یا ۲۵ میکرونی با نرخ تکرار ۸ هرتز و انرژی ۱۰ میکروژول تنظیم می‌شود که می‌تواند یک سیگنال کم و بیش ۱۰۰۰۰۰ cps در گرم در تن برای U در زیرکن تولید کند. برای اندازه‌های کوچک‌تر پرتو لیزر، انرژی (۶۰ میکروژول) و نرخ تکرار (۴ هرتز) کاهش می‌یابد. در هر دو حالت بیان شده مواد برانگیخته شده توسط پرتو لیزر از یک اتاقک گاز هلیوم عبور می‌کنند. گاز هلیوم و نمونه برانگیخته شده پیش از ورود به محیط پلاسما ICP-MS با گاز آرگون مخلوط می‌شوند. مقدار Pb ایزوتوپی نسبت به Th و U به کمک نمونه استاندارد که همراه با زیرکن‌ها قالب‌گیری شده و هر بار با اندازه‌گیری سه تا پنج نمونه مجهول، اندازه‌گیری آن تکرار می‌شود، محاسبه می‌شود. نمونه استاندارد زیرکن ID-TIMS نمونه زیرکنی از سیریلانکا با سن 372 ± 563 Ma است. همچنین مقدار Th و U نمونه‌های مجهول با شیشه‌های NIST SRM610 مورد سنجش قرار می‌گیرد. مقدار U این شیشه‌ها ۴۶۲ گرم در تن و مقدار Th آن ۴۵۷ گرم در تن است. قطعیت تجزیه‌های انجام شده حدود ۲ سیگما (تقریباً ۱ درصد) برای $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ و $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ است.

نتیجه گرفتند که برخورد اولیه ایران و توران پیش از پایان تریاس شروع شده است.

۲-۱. متافیلیت

به دو مجموعه تقسیم می‌شود: (۱) نورآباد و (۲) چهار چشمه. مجموعه نورآباد (نام قدیم آن ویرانی است) در طول جاده مشهد- شاندیز (حدود ۲۵ کیلومتری مشهد) پیرامون روستای نورآباد رخنمون دارد (شکل ۱). مجموعه متافیلیتی چهارچشمه میان وکیل‌آباد و خلج دیده می‌شود (شکل ۱). هورنبلند گابرو (افیولیت) به وسیله روش $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ تعیین سن شده است و سن میان ۲۸۷/۶ و ۲۸۱/۷ میلیون سال نشان داده است که نشان‌دهنده اواخر پنسیلوانین- اوایل پرمین بوده و شبیه به سایر تعیین سن‌های انجام شده برای پوسته اقیانوسی پالوتیتس است (Ghazi et al., 2001). بر اساس بررسی‌های تفصیلی (Alavi (1979; 1991; 1992) صفحه‌های باقیمانده افیولیت به وسیله رانده‌شدگی کم زاویه پیش از برخورد بر روی فلیش‌ها جایگزین شده است. در این بخش‌ها میلیونیت دیده می‌شود. میلیونیت‌ها از چند سانتی‌متر تا چند متر عرض دارند. تغییر شکل‌های پیش و همزمان با فرارانش یک ساختار پیچیده را در بقایای پالوتیتس به وجود آورده است (Alavi (1991) افیولیت‌ها و متافلیش‌های در برگیرنده آنها به دو فاز چین‌خوردگی ایزوکلینال هم محور با محورهای زیر افقی تغییر شکل داده‌اند (Alavi, 1992). در نتیجه افیولیت و متافلیش در یک لغزش باریک موازی ظاهر شده است.

۲-۲. متافلیش

متاسدیمنت‌ها شامل اسلیت، کوارتزیت، مرمر، کمی فیلیت، کنگلومرای کربناتی و الیسترستروم هستند. (Alavi (1979) این رسوبات را وابسته به آب‌های ژرف دانسته است. بر اساس پژوهش‌های Karimpour (2009) و Abbasi (1998)، اولین مرحله دگرگونی ناحیه‌ای کم فشار و حرارت متوسط (زون استارولیت درون رخساره آفیولیوت) بوده است. متافولیوت و متافلیش باقیمانده پالوتیتس توسط بیوتیت مسکوویت لیکوگرائیت خواجه مراد مورد نفوذ واقع شده است.

۲-۳. متاسدیمنت‌های دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین جوان‌تر

این متاسدیمنت‌ها در جنوب باختر گسل رانده اصلی دیده می‌شوند (شکل ۱). در این ناحیه یک توالی ستر از شیل دگرگون شده درجه پایین و سیلت‌ستون با قاعده کنگلومرا وجود دارد. کنگلومرا شامل پیل‌هایی از افیولیت، متافلیش، دیوریت و گرانودیوریت است. کنگلومرا به وسیله گسل رانده در شمال قطع شده است (شکل ۱). آنها به وسیله گسل رانده در بخش جنوبی قطع شده‌اند (شکل ۱). در نتیجه رانده شدن کنگلومرای قاعده آنها به شدت برشی و سیلیسی شده‌اند. درون پهنه راندگی دولومیت‌های به شدت برشی دیده می‌شود (شکل ۱). شیل‌ها فسیل‌های گیاهی با سن اوایل ژوراسیک دارند (Fakhr, 1977; Khaton Molayossefi, 2000). دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین مرحله دوم در ژوراسیک اتفاق افتاده است (Karimpour, 2009).

۲-۴. کنگلومرای ژوراسیک، ماسه‌سنگ و شیل

درون یک حوضه زمین‌ساختی باریک با روند NW-SE در جنوب بینالود، کنگلومرا، شیل و سیلت‌ستون دیده می‌شود (شکل ۱). کنگلومرای قاعده شامل پیل‌هایی از متافلیش و بیوتیت مسکوویت لیکوگرائیت خواجه مراد است. ماسه‌سنگ، سیلت‌ستون و شیل به صورت میان لایه‌ای دیده می‌شود. افق‌های کمی زغالی، درون شیل‌ها دیده می‌شود. بر اساس فسیل‌های گیاهی، سن رسوبات لیا- دوگر است (Fakhr, 1977; Khaton Molayossefi, 2000).

۲-۵. کرتاسه زیرین

رسوبات کرتاسه زیرین به طور عمده در جنوب ناحیه بینالود دیده می‌شود (شکل ۱). کرتاسه زیرین شامل دو بخش کنگلومرای زیرین و سنگ آهک بالایی است. کنگلومرای زیرین با دگرشیمی روی کنگلومرای ژوراسیک را پوشانده

۳-۳. ایزوتوپ‌های Nd-Sr

تجزیه ایزوتوپ‌های رادیوژنیک Rb-Sr و Sm-Nd نیز بر روی کل نمونه سنگ توسط دستگاه 8-collector Finnigan MAT 261 Thermal Ionization Mass Spectrometer در دانشگاه کلرادو آمریکا صورت پذیرفت. نمونه‌های لیکوگرنیت و آپلیت پس از خردایش و نمایش در شرکت طیف‌کنساران بینالود برای این دانشگاه ارسال شد. مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ با استفاده از four-collector static mode measurements اندازه‌گیری و نتیجه با نمونه استاندارد SRM-987 با مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.71028$ (خطای ۲ سیگما از میانگین) که همزمان با اندازه‌گیری نمونه‌های مجهول تجزیه شده بود و مقدار 2 ± 0.71032 را نشان داده بود، اصلاح شد. همچنین مقدار $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ با مقدار $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ نمونه استاندارد بهنجار و تجزیه با dynamic mode- three-collector measurements در طول انجام تجزیه نمونه استاندارد LaJolla Nd نیز بارها تکرار شد که مقدار $0.511838+8 (2\delta \text{ mean})$ را مشخص کرد.

۴- سنگ‌نگاری

۴-۱. تورمالین آپلیت گرنیت

تورمالین آپلیت گرنیت در طول حاشیه لیکوگرنیت دو میکابی رخنمون دارد (شکل ۱). تورمالین و گارنت در این واحد نفوذی فراوان است. تجزیه مایکروپروپ گارنت، $64/3-65/5$ درصد آلماندین، $15-16/7$ درصد گراسولاریت، $12-12/34$ درصد پیروپ، $5/6$ درصد اسپسارتین و $2/4-2/8$ درصد آندرادیت را نشان می‌دهد.

۴-۲. بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت

باتولیت بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت یک توده شمال‌باختری- جنوب‌خاوری با ابعاد ۱۷ در ۷ کیلومتر است. این باتولیت شامل واحدهای مختلفی است. برای مثال زون حاشیه‌ای آن غنی از تورمالین و آپلیت گرنیت تورمالین‌دار است و بیشترین بخش آن بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت است (شکل ۱). دایک‌های پگماتیته که به‌طور محلی فراوان هستند، توده بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت را قطع کرده‌اند.

بافت بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت همسان دانه ریز با برگ‌وارگی ضعیف است. این واحد شامل $35-38$ درصد کوارتز، $25-29$ درصد فلدسپار پتاسیم، $27-32$ درصد آپلیت، $2/5-5$ درصد مسکوویت و $1/5-2/5$ درصد بیوتیت است. کانی‌های کمیاب شامل تورمالین، گارنت، آپاتیت و زیرکن است. بیگانه‌سنگ‌هایی با بیشینه ابعاد 9×5 متر از سنگ دیواره در این واحد دیده می‌شود که در خواجه مراد فراوان‌تر است. انواع مختلفی از بیگانه‌سنگ‌ها مثل فلدسپار مونوزوگرنیت، سنگ‌های دگرگونی، بیوتیت گرانودیوریت و خرده سنگ‌های غنی از میکا در واحد بیوتیت - مسکوویت لیکوگرنیت تشخیص داده شده است. بیشتر بیگانه‌سنگ‌ها فلدسپار مونوزوگرنیت هستند. در ناحیه خواجه مراد به دلیل فراوانی این بیگانه‌سنگ‌ها می‌توان نتیجه گرفت که آنها سقف اتاقک ماگمایی را تشکیل داده‌اند.

۴-۳. پگماتیته

پگماتیته‌ها جوان‌ترین توده‌های نفوذی در این کمربند هستند. دایک‌های پگماتیته به حالت شبکه‌ای، توده‌های قدیمی‌تر را قطع کرده‌اند. آنها به شکل دایک و عدسی دیده می‌شوند. دایک‌های پگماتیته از ۱ سانتی‌متر تا ۲۵ متر در عرض متغیرند. همچنین اندازه دانه دایک‌های پگماتیته از میکروسکوپی تا ده‌ها سانتی‌متر متغیر است. گاه بلوری مثل میکروکلین تا ۴۰ سانتی‌متر طول دارد. پگماتیته‌ها را بر اساس مقدار کانی‌ها می‌توان به ۴ گروه تقسیم‌بندی کرد: (۱) نوع I شامل: $60-90$ درصد میکروکلین صورتی با کمی آپلیت به صورت پرتیت (بالغ بر ۲۰ سانتی‌متر طول)، $5-20$ درصد کوارتز، $5-20$ درصد مسکوویت (صفحاتی با $2-8$ سانتی‌متر طول) و در برخی نواحی بالغ بر ۵ درصد سریست به عنوان کانی اولیه تشکیل دهنده با آگرگات شعاعی، (۲) نوع II شامل: $70-80$ درصد میکروکلین صورتی با مقداری آپلیت در بیشتر پرتیت (بالغ بر ۱۵ سانتی‌متر طول)، $10-15$ درصد

کوارتز، ۵ درصد مسکوویت (بالغ بر ۳ سانتی‌متر طول) و ۵ درصد تورمالین (بالغ بر ۱۲ سانتی‌متر طول)، (۳) نوع III: میکروکلین، کوارتز، مسکوویت، آپلیت، گارنت آلماندین \pm تورمالین دارند. این نوع کمتر معمول است، (۴) نوع IV: خیلی کمیاب بوده و دارای میکروکلین، کوارتز، مسکوویت، آپلیت و بریل است. پگماتیته‌ها در برخی نواحی برای فلدسپار استخراج می‌شوند. فلدسپارها در مجموع غنی از پتاسیم هستند اما تعدادی فلدسپارهای Na-K دارند نیز در خواجه‌مراد پیدا شده است.

۵- ژئوشیمی بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت

نتایج تجزیه توده بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت در جدول ۱ نشان داده شده است. مقدار SiO_2 از ۷۲ تا $74/27$ درصد متغیر است (جدول ۱). در نمودار مثلثی آپلیت- ارتوکلاز- آنورتیت (Barker, 1979) این توده در محیط گرنیت رسم شده است (شکل ۲).

رسم $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ در برابر $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ نشان می‌دهد که نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ در بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت بین $1/33$ تا $1/62$ و برای آپلیت بین $0/8$ تا $0/97$ است (شکل ۳). مقدار Na_2O در آپلیت افزایش پیدا کرده است. تغییرات اندیس تفریق (D.I) بسیار آرام است (89 تا 91) (جدول ۱). رسم بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت در نمودار $(\text{Zr} + \text{Ce} + \text{Y} + \text{Nb})/\text{CaO} (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Whalen et al., 1987) نشان می‌دهد که این توده در محیط گرنیت تفریق یافته قرار می‌گیرد (شکل ۴).

Villaseca et al. (1998) گرنیت‌های پرآلمینوس را در ۴ گروه تقسیم‌بندی می‌کنند: (۱) گرانیتویدهای به‌شدت پرآلمینوس که از نوع S هستند (H-P). این توده‌ها بالاترین مقدار $A=\text{Al}-(\text{K}+\text{Na}+2\text{Ca})$ را دارند (شکل ۵) و با داشتن کانی‌های غنی از Al مثل مسکوویت، گارنت (آلماندین - پیروپ) کردیریت و سلیمانیت مشخص می‌شوند. این گرانیتویدها به‌طور معمول آنکلاوهای باقیمانده فراوانی دارند، (۲) گرانیتویدهای متوسط پرآلمینوس (M-P) (شکل ۵) که از نوع غنی از بیوتیت هستند. کانی‌های کمیاب این واحدها شامل کردیریت و گارنت (آلماندین - پیروپ) است، (۳) گرانیتویدهای کم پرآلمینوس (L-P) (شکل ۵) که از نوع گرانیتوید I یا کم ASI هستند. این توده‌ها دارای آمفیبول هستند و آنکلاوهای آنها بیشتر نوع گرانولار مافییک است، (۴) گرانیتویدهای پرآلمینوس به شدت فلیسیک (F-P) (شکل ۵). بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت در بخش گرانیتویدهای پرآلمینوس به شدت فلیسیک (F-P) رسم می‌شود (شکل ۵). آنها بالای خط جداکننده I-S هستند و بنابراین از نوع S هستند (شکل ۵). نمودار Rb در برابر $\text{Nb}+\text{Y}$ از Pearce et al. (1984) نشان می‌دهد که بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت در محیط گرنیت‌های همزمان با برخورد قرار می‌گیرد (شکل ۶).

نتایج تجزیه عناصر کمیاب خاکی بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت و آپلیت در جدول ۲ ارائه شده است. مقادیر عناصر کمیاب خاکی این واحدها نسبت به مقدار این عناصر در کندریت (Boynnton, 1984) بهنجار شد. بهنجار شدن عناصر کمیاب خاکی بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت نسبت به کندریت نشان می‌دهد که عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) غنی‌شدگی متوسط نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) دارند (شکل ۷).

آپلیت الگوی متفاوتی دارد، به نحوی که LREE آن کم و HREE زیاد است (شکل ۷). مقدار کل عناصر کمیاب خاکی بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت بین 130 تا 176 است، در حالی که در آپلیت این مقدار بسیار کم و بین 50 تا 79 است (جدول ۲). آنها بی‌هنجاری Eu منفی کوچکی دارند $(\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0/52 \text{ تا } 0/76)$. بر اساس Taylor and McLennan (1985) مقدار Eu/Eu^* کمتر از یک به منزله بی‌هنجاری منفی و بیش از یک بی‌هنجاری مثبت است.

مقادیر عناصر واسطه با شدت میدان پایین (LFSE) مثل $\text{Ba} \cdot \text{Rb}$ و Sr در بیوتیت

شکل ۱۱ نشان داده شده است. بر اساس تجزیه ۱۶ نقطه میانگین سن به دست آمده $4/1 \pm 205/9$ میلیون سال است (با خطای ۲ سیگما). بر پایه تجزیه U-Th-Pb در زیرکن، بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت (خواجه مراد) در تریاس پسین (راتین) تشکیل شده است.

۸- ایزوتوپ Sr-Nd

اطلاعات ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت (MG-1) و آپلیت (AG-2) در جدول‌های (۴) و (۵) ارائه شده است. نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه بر اساس سن میانگین ۲۰۵ میلیون سال محاسبه شده است. نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه برای بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت و آپلیت $0/708161$ - $0/709853$ و برای اسلیت $0/720287$ است (جدول ۴). مقادیر ϵNd اولیه بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت $-6/48$ ، آپلیت $-6/83$ و اسلیت $-15/36$ است (جدول ۵). مقادیر نسبت $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه برای بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت $0/512214$ ، آپلیت $0/512024$ و اسلیت $0/511598$ است (جدول ۵).

۹- منشأ ماگما

برخورد صفحه‌های ایران و توران باعث کوتاه‌شدگی و سترشدگی پوسته شده است. در پهنه برخورد قاره‌ها، در نتیجه سترشدگی پوسته قاره‌ای، متاپلیت‌ها، متاگرویک‌ها و متاآذرین‌ها تحت شرایط دی هیدراسیون شروع به ذوب شدگی کرده و سری‌های مختلفی از ماگماهای پرآلومینوس اسیدی - حد واسط را تولید می‌کنند (Miller, 1985; Petford and Atherton, 1996).

نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه، ϵNd و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه بازالت MORB، بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت و اسلیت از منطقه مورد بررسی در شکل‌های ۱۲ و ۱۳ نشان داده شده است. مقدار ϵNd برای بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت و دایک آپلیتی بین $-6/48$ تا $-6/83$ و برای MORB بین $+7$ تا $+13$ است. نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه برای بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت و آپلیت $0/708161$ - $0/709853$ و برای MORB بین $0/5130$ تا $0/5135$ است (Karimpour, 2009). بر اساس اطلاعات ایزوتوپی، بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت و دایک‌های آپلیتی منشایی خارج از گوشته دارند. مقادیر ϵNd اولیه بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت $-6/48$ ، آپلیت $-6/83$ و اسلیت $-15/36$ است (جدول ۵). برپایه مقادیر نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه، بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت و دایک‌های آپلیتی ماگمایی نشأت گرفته از پوسته قاره‌ای هستند. اسلیت مقدار نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه بیشتری در مقایسه با این واحدها دارد. این مسأله نشان می‌دهد که بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت و دایک‌های آپلیتی از پوسته قاره‌ای با مقدار نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه کمتر منشأ گرفته‌اند.

لیکوگرنیت‌های پرآلومینوس به طور معمول همراه با سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و کمرندهای به شدت چین‌خورده شامل رسوبات پلیتیک و کوارتز فلدسپاتیک هستند، مانند کمرند Tasman mobile خاور استرالیا (Chappell and White, 1974; Phillips et al., 1981) ناحیه تبت جنوب پنال Black Hills جنوب داکوتا (DeBon et al., 1968; Inger and Harris, 1993) و کمرند چین‌خورده هرسینین (Didier & Lamreyre, 1969) (Shearer et al. 1987) و کمرند چین‌خورده هرسینین (Didier & Lamreyre, 1969) (Holtz and Barbey, 1991).

بیوتیت - مسکوویت لیکوگرنیت‌ها و پگماتیت‌های مشهود از نوع گرنیت‌های SP پس از برخورد هستند. گرنیت‌های SP در شرایط زیر می‌توانند تشکیل شوند: (۱) برخورد با فشار بالا مثل آلپ و هیمالیا. سترشدگی پوسته همزمان با برخورد در این نواحی به‌طور کامل آشکار است (تقریباً ۱۳۰ کیلومتر) (Gebauer et al., 1997). پوسته ستر شده پس از برخورد و پس از یک دوره رادیوژنیک توسط

مسکوویت لیکوگرنیت بالاست (جدول ۱). لیکوگرنیت بالاترین مقادیر Rb را در جدول ۱ دارد (بین ۲۳۵ تا ۲۶۱ گرم در تن). نسبت Rb/Sr در این توده بین ۱/۰۷ تا ۱/۲۷ است (جدول ۱). مقدار Ba نیز بین ۵۵۰ تا ۷۰۸ گرم در تن است (جدول ۱).

نمودار عنکبوتی عناصر فرعی و برخی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت و آپلیت نسبت به کندریت در شکل ۸ نشان داده شده است. Rb و K بی‌هنجاری مثبت نشان می‌دهند. ناهنجاری منفی در Ba، Sr، Nb، P و Ti دیده می‌شود (شکل ۸). تفریق و یا حضور تعدادی از کانی‌ها به عنوان باقیمانده در منشأ می‌تواند این ناهنجاری‌های منفی را توضیح دهد مثل آپاتیت برای فسفر، ایلمنیت یا تینایت برای تیتان، فلدسپار برای باریم و پلاژیوکلاز برای استرانسیم.

عناصر LFSE (Ba و Sr) ناهنجاری منفی دارند (شکل ۸). مقدار عناصر Ce، La، Sr، Nd، Sm، P، Zr و Ti در آپلیت کمتر از بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت است و فقط عنصر Yb در آپلیت بیشتر است (شکل ۸). این می‌تواند به علت حضور گارنت در آپلیت باشد.

۶- پذیرفتاری مغناطیسی

سنگ‌های گرانیتی به‌وسیله Ishihara (1977) دو گروه سری مگنتیت و سری ایلمنیت تقسیم شدند. او تشخیص داد که در ژاپن تفکیک مکانی آشکاری بین سنگ‌های گرانیتی وجود دارد که برخی دارای مگنتیت همزمان با ایلمنیت و برخی فقط دارای ایلمنیت هستند. همچنین مشخص کرد که گرانیتوئیدهای سری مگنتیت به‌نسبت اکسیدان هستند، در حالی که گرانیتوئیدهای سری ایلمنیت به نسبت کاهشده هستند. گرانیت‌هایی که پذیرفتاری مغناطیسی بیش از 10^{-3} SI دارند وابسته به سری مگنتیت هستند (Ishihara, 1977). براساس مقدار پذیرفتاری مغناطیسی، ترکیب کانی‌شناسی و نسبت آهن فریک به فروس (کمتر از ۰/۳۵)، بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت و آپلیت وابسته به سری ایلمنیت هستند (شکل ۹).

طبقه‌بندی گرانیتوئیدهای سری مگنتیت و ایلمنیت در برابر نسبت Rb/Sr و سیله مناسبی برای اکتشاف کانسارها است. نمودار $(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO})$ در برابر Rb/Sr (شکل ۱۰) نشان می‌دهد که بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت و آپلیت در محیط گرانیتوئیدهای سری ایلمنیت قرار می‌گیرند و نسبت Rb/Sr پایینی دارند، بنابراین برای کانی‌سازی مس، قلع و مولیبدن پتانسیل ندارند.

۷- سن سنجی زیرکن به روش U-Pb

بقایای افیولیتی پالتوتیس به دو روش ^{40}Ar - ^{39}Ar (۲۸۱/۴) و ^{238}U - ^{206}Pb (۲۷۷/۴) میلیون سال) و مقدار K/Ar (۲۷۳ و ۲۶۵ میلیون سال) تعیین سن شده است (Ghazizadeh et al., 2001). بنابراین سن آن اواخر پنسیلوانین-اوایل پرمن است. در ایران، ترکیه و یونان خط درز پالتوتیس پیش از تریاس پسین (۲۳۱ میلیون سال پیش) جایگزین نشده است. در تریاس پسین (حدود ۲۲۵ میلیون سال پیش) به طور قطع پالتوتیس وجود نداشته است (Stampfli and Pilleveit, 1993; Stampfli, 1996, 2002; Stampfli et al., 1991; Davoudzadeh and Schmidt, 1984).

بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت توسط روش K-Ar تعیین سن شده است (۱۴۵، ۱۲۰، ۱۳۵ و ۱۴۶ (± ۳) میلیون سال) (Alberti and Moazaz, 1974). کنگلومرای ژوراسیک-ماسه‌سنگ و شیل شامل پیل‌هایی از بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت است. بر اساس فسیل‌های گیاهی، سن این توالی لیا-دوگر (اوایل تا اواسط ژوراسیک، ۱۸۰ تا ۱۷۰ میلیون سال) است (Khatoniy Molayossefi, 2000). بر پایه این اطلاعات آشکار است که سن تعیین شده در روش K-Ar درست نیست. برای به دست آوردن سن مطلق درست از روش تجزیه U-Th-Pb در زیرکن استفاده شده است. نتایج تجزیه ایزوتوپ‌های U-Th-Pb در زیرکن توده بیوتیت مسکوویت لیکوگرنیت در جدول ۳ ارائه شده است. نتایج محاسبه شده نمونه MG-1 در

نسبت بالاتر $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ بیانگر آن است که مقدار آنورتیت بالاتر بوده است. بر اساس بی‌هنجاری خیلی منفی نسبت Eu/Eu^* ، بیشتر پلاژیوکلازها ذوب شده‌اند. مقدار بالای Ba و MgO و بالاتر بودن نسبت $\text{K}_2\text{O}/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})$ نشان می‌دهد که سنگ منشأ غنی از پتاسیم فلدسپار، مسکوویت و بیوتیت بوده و همه پتاسیم فلدسپارها، مسکوویت‌ها و بخشی از بیوتیت‌ها ذوب شده‌اند. بالاتر بودن مقدار MgO ، FeO ، TiO_2 لیکوگرانیت‌های مشهد بستگی به ذوب بیوتیت داشته است.

پژوهش‌های انجام شده توسط Patino Douce and Harris (1998) روی متاپلیت‌های همیالیا نشان می‌دهد که نسبت $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ در ذوب بخشی کم، وابسته به فشار و مقدار آب است. مقدار $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ در مذاب از $0/83$ در حرارت 775 درجه سانتی‌گراد و فشار 6 کیلوبار به $0/98$ در حرارت 800 درجه سانتی‌گراد و فشار 8 کیلوبار و $1/45$ در حرارت 835 درجه سانتی‌گراد و فشار 10 کیلوبار افزایش می‌یابد. مذاب تولید شده با مقدار کم آب اضافه شده نزدیک سالدوس، ترکیب ترانجمیت دارد. تغییر ناگهانی به سوی ترکیب ترانجمیت در فشار 10 کیلوبار بیشتر از 6 کیلوبار است.

Castro et al. (2000) به طور تجربی روی روابط ذوبی گنیس Ollo de Sapo (اسپانیا) بررسی کردند. همه مذاب‌های تشکیل شده در آزمایش‌های بدون سیال در محدوده گرانیت رسم می‌شوند. در آزمایش با 2 درصد آب نیز در محدوده گرانیت نزدیک مرز ترانجمیت و با 5 درصد آب در محدوده مونزوگرانیت قرار می‌گیرند. شکل 15 تشکیل ماگمای لیکوگرانیت را در طول برخورد صفحه‌های ایران و توران نشان می‌دهد.

۱۰- نتیجه‌گیری

بیوتیت مسکوویت لیکوگرانیت و آپلیت گرانیتوئیدهای پرآلومینوس به شدت فلسیک هستند. براساس پذیرفتاری مغناطیسی، ترکیب کانی‌شناسی و مقدار نسبت آهن فریک به فروس (کمتر از $0/35$)، هر دو واحد به سری ایلمنیت تعلق دارند. بر پایه تجزیه U-Th-Pb در کانی زیرکن، بیوتیت مسکوویت لیکوگرانیت (خواجه مراد) در اواخر تریاس تشکیل شده است (راتین، $4/1 \pm 205/9$ میلیون سال). آنها در متافیولیت و متافلیش باقیمانده پالئوتیتس نفوذ کرده‌اند. هر دو واحد گرانیت نوع S بوده و در طول بسته شدن پالئوتیتس و زون برخوردی به وجود آمده‌اند. مقادیر εNd اولیه بیوتیت مسکوویت لیکوگرانیت و آپلیت از $-6/48$ تا $-6/83$ و مقدار نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه از $0/708161$ تا $0/709853$ متغیر است. این مقادیر نشان‌دهنده ماگمای مشتق شده از پوسته قاره‌ای است.

نمودار نسبت‌های Rb/Sr در برابر Rb/Ba نشان می‌دهد که نمونه‌های بیوتیت مسکوویت لیکوگرانیت در نزدیک مذاب مشتق شده از پسامیت قرار می‌گیرند. بیوتیت مسکوویت لیکوگرانیت با نسبت $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ کم و بیش برابر $0/3$ و Rb/Sr بین 1 تا $1/3$ نشان‌دهنده مقدار پلاژیوکلاز بین بیش از 5 درصد تا کمتر از 15 درصد در منشأ است. همه شواهد نشان می‌دهد که منشأ بیوتیت مسکوویت لیکوگرانیت ترکیب بین متاپلیت تا پسامیت داشته است.

سپاسگزاری

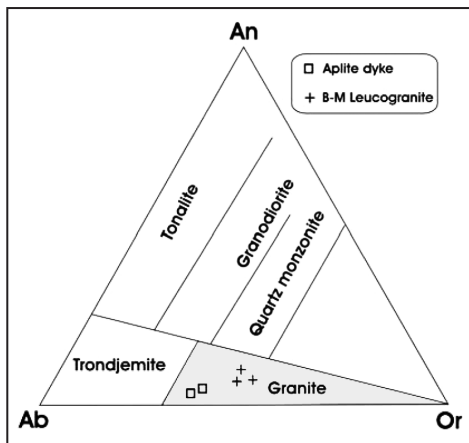
این پژوهش به وسیله دانشگاه فردوسی مشهد (پژوهش P/742 مورخه $87/7/14$) حمایت شده است. نویسندگان از آقایان George E. Gehrels و Victor Valencia از گروه علوم زمین دانشگاه آریزونا تاکسون که سن‌سنجی زیرکن را انجام دادند، تشکر می‌کنند.

عناصر گرامزای رادیوژنیک مثل Th ، U ، K در ژرفا، حجم کم تا متوسطی از مذاب گرانیت‌های SP سرد (دمای کمتر از 875 درجه سانتی‌گراد) با مقدار $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ بالا تولید می‌کند (Venturelli et al., 1984; Turner et al., 1996; Le Fort et al., 1983; Searle et al., 1997). در ژرفا، حجم کم تا متوسطی از مذاب گرانیت‌های SP سرد (دمای کمتر از 875 درجه سانتی‌گراد) با مقدار $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ بالا تولید می‌کند (Venturelli et al., 1984; Turner et al., 1996; Le Fort et al., 1983; Searle et al., 1997). سترشدگی پوسته در زون برخورد هر سینید به احتمال بیش از 50 کیلومتر بوده است (Behrmann et al., 1991). گرانیت‌های SP هر سینید همراه با مقدار زیادی گرانیت‌های کلسیمی - قلیایی همزمان با پس از برخورد هستند که شواهدی مبنی بر واکنش با ماگمای مشتق شده از گوشته (به احتمال سست‌کره) دارند (Rotture et al., 1991; Pamice et al., 1996, 1997). گرانیت‌های SP از مذاب داغ (875 درجه سانتی‌گراد) با مقدار $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ پایین تشکیل شده‌اند، و 3 حد وسط شماره 1 و 2 . کوهزایی کالدونین بریتانیا ممکن مثالی از این نوع باشد.

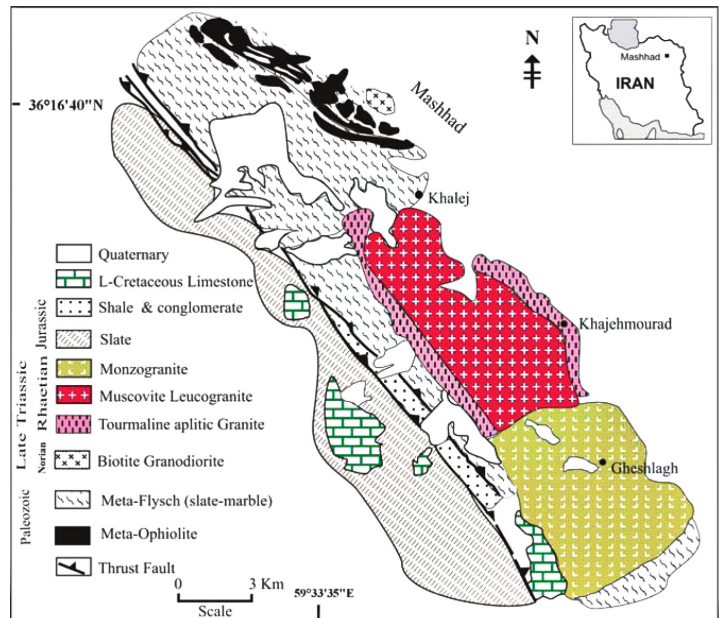
بیوتیت مسکوویت لیکوگرانیت‌های مشهد ممکن است از نوع حدوسط و شماره 3 باشند؛ زیرا شواهد دگرگونی فشار بالای همزمان با برخورد و دگرگونی دمای بالا پس از برخورد دیده نمی‌شود. بر اساس اندازه‌گیری‌های ژئوفیزیکی (Kunin et al., 1987)، پوسته قاره‌ای در ناحیه بین 48 تا 50 کیلومتر است. مقدار فلدسپار مونزوگرانیت کلسیمی - قلیایی افزون بر سترشدگی پوسته قاره‌ای، یک منشأ گرما از جبهه را برای ذوب متاپلیت‌ها و پسامیت‌ها در پوسته پیشنهاد می‌کند. رفتار ذوب دی‌هیدراسیون مسکوویت و بیوتیت در سنگ‌های متاپلیتی توسط تعدادی پژوهشگر مانند Thompson (1982)، Le Breton and Thompson (1988)، Vielzeuf and Holloway (1988)، Peterson and Newton (1989)، Holtz and Johannes (1991)، Patino-Douce and Johanston (1991)، Gardien et al. (1995) و Patino-Douce and Harris (1998) بررسی شده است. مقدار و ترکیب مذاب تولید شده بستگی به عوامل‌های مختلفی دارد که از آن جمله می‌توان به ترکیب سنگ منشأ، حرارت، آب و فشار و فوگاسیته اکسیژن اشاره کرد. در کل، همه مذاب‌های تولید شده در ذوب بخشی کم غیر قابل تشخیص هستند (بیشتر فلسیک پرآلومینوس) و بدون توجه به ماهیت پروتولیت، ممکن مقدار مذاب متفاوت باشد. حتی سنگ‌های متاآذرین متا آلومینوس قادراند که مذاب فلسیک پرآلومینوس در شرایط ذوب بخشی کم و کمبود آب تولید کنند (Conrad et al., 1988; Beard et al., 1993; Beard and Lofgren, 1991; Patifio douce and Beard, 1995; Springer and Seck, 1997). افزایش مقدار ذوب و ترکیب اولیه سنگ منشأ با گذشت زمان در ذوب شرکت می‌کنند. مقدار Mg و Ti بیوتیت به طور مستقیم حد فاصل حرارت واکنش در بیوتیت را کنترل می‌کند. با افزایش این عناصر، حد فاصل حرارت واکنش افزایش می‌یابد.

نمودار Rb/Sr - Rb/Ba (شکل 14) (Sylvester, 1998) نشان می‌دهد که نمونه‌های بیوتیت مسکوویت لیکوگرانیت در نزدیکی محدوده مذاب مشتق شده از پسامیت‌ها قرار می‌گیرند. بر پایه بررسی‌های Sylvester (1998)، مذاب مشتق شده از پلیت‌ها نسبت $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ کمتری ($<0/3$) از مذاب مشتق شده از پسامیت‌ها ($>0/3$) دارد. بیوتیت - مسکوویت لیکوگرانیت‌های مشهد با مقدار $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ تقریباً برابر با 3 و $1-1/3$ Rb/Sr و مقدار پلاژیوکلاز سنگ منشأ بیش از 5 درصد و کمتر از 15 درصد، سنگ منشأی میان متاپلیت‌ها و پسامیت‌ها داشته‌اند.

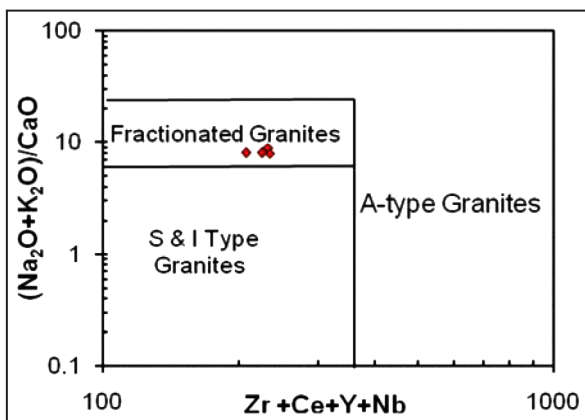
مقدار عناصر لیکوگرانیت‌ها و فلدسپار مونزوگرانیت‌های مشهد با لیکوگرانیت‌های همیالیا و هر سینید مقایسه شد (جدول 6). بیوتیت - مسکوویت لیکوگرانیت‌های مشهد مقدار بالاتری Ba ، Sr دارند (جدول 6). مقدار بالاتر CaO و Sr نشان می‌دهد که سنگ منشأ لیکوگرانیت‌های مشهد، پلاژیوکلاز بیشتری در مقایسه با لیکوگرانیت‌های همیالیا و هر سینید داشته است.



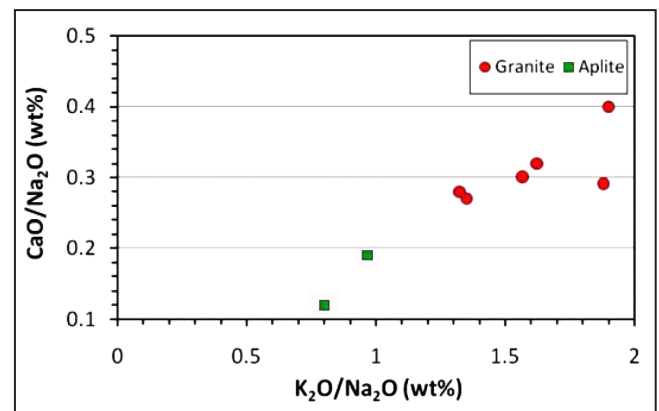
شکل ۲- مثلث آلپیت- ارتو کلاز- آنورتیت نشان می دهد که بیوتیت مسکوویت لیکوگرانیت در محیط گرانیت رسم می شود (Barker, 1979)



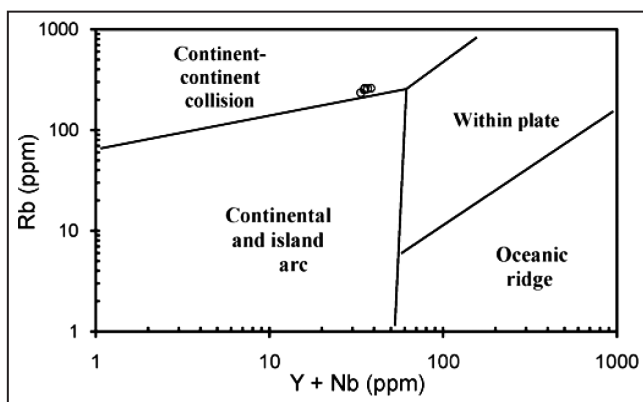
شکل ۱- موقعیت زمین شناسی بیوتیت مسکوویت لیکوگرانیت خواجه مراد (Karimpour, 2009)



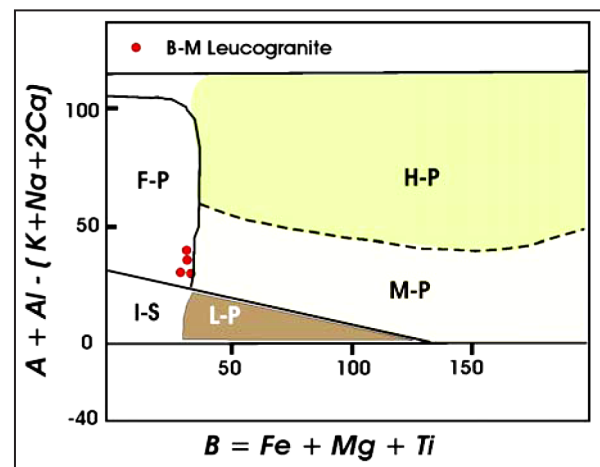
شکل ۴- رسم بیوتیت مسکوویت لیکوگرانیت در نمودار (Zr + Ce + Y + Nb) در برابر $(Na_2O + K_2O)/CaO$ در محیط گرانیت تفریق یافته (Whalen et al., 1987)



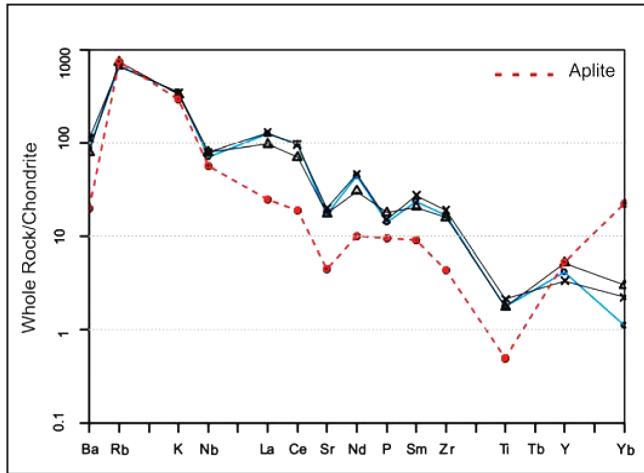
شکل ۳- رسم K_2O/Na_2O در برابر CaO/Na_2O برای بیوتیت مسکوویت لیکوگرانیت و آپلیت



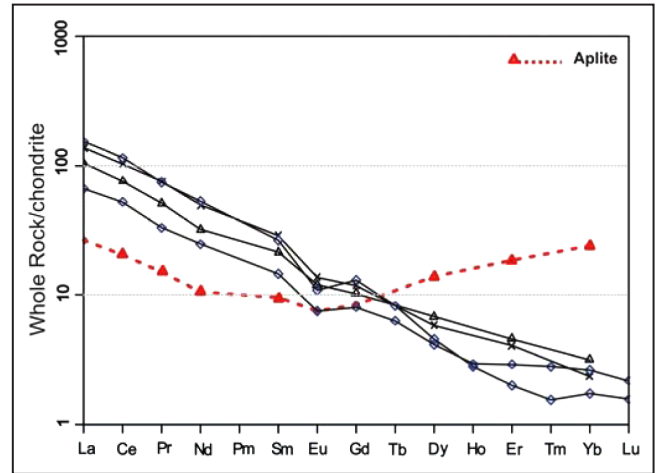
شکل ۶- بیوتیت مسکوویت لیکوگرانیت در نمودار (Pearce et al., 1984) در محیط گرانیت های همزمان با برخورد رسم شده است



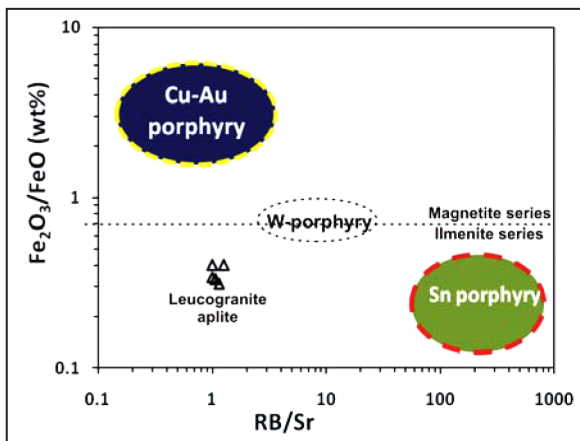
شکل ۵- بیوتیت مسکوویت لیکوگرانیت در بخش گرانیتویدهای پرآلومینوس به شدت فلسیک رسم شده است (Villaseca et al., 1998). (L-P = کم پرآلومینوس، M-P = متوسط پرآلومینوس، H-P = به شدت پرآلومینوس، F-P = فلسیک پرآلومینوس)



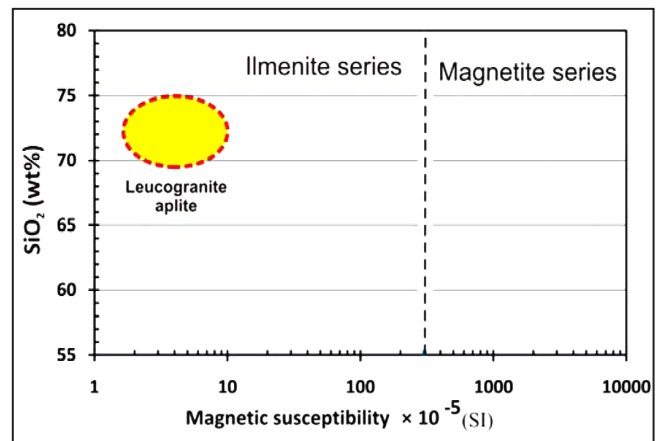
شکل ۸- الگوی بهنجار شده عناصر فرعی و برخی عناصر کمیاب خاکی بیوتیت مسکویت لیکوگرنیت و آپلیت نسبت به کندریت (مقادیر کندریت از Thompson, 1982)



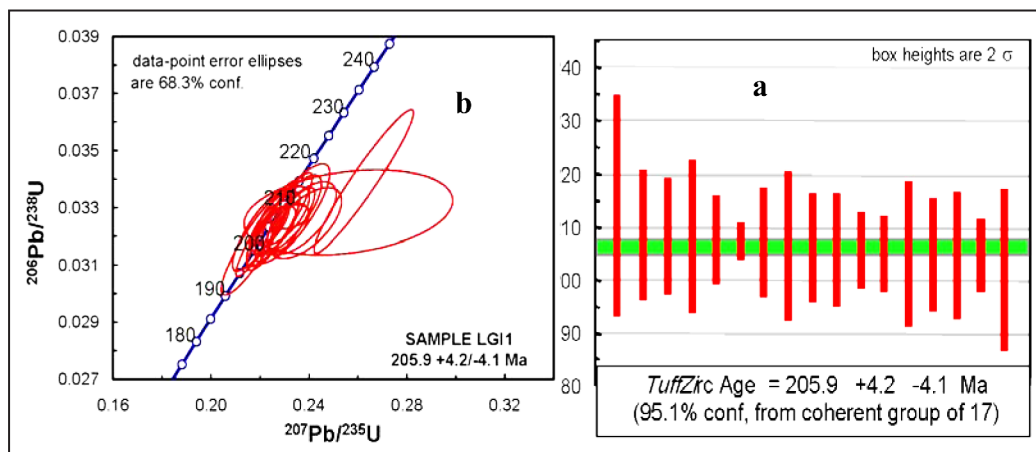
شکل ۷- الگوی بهنجار شده عناصر کمیاب خاکی بیوتیت مسکویت لیکوگرنیت و آپلیت نسبت به کندریت (مقادیر کندریت از Boynton, 1984)



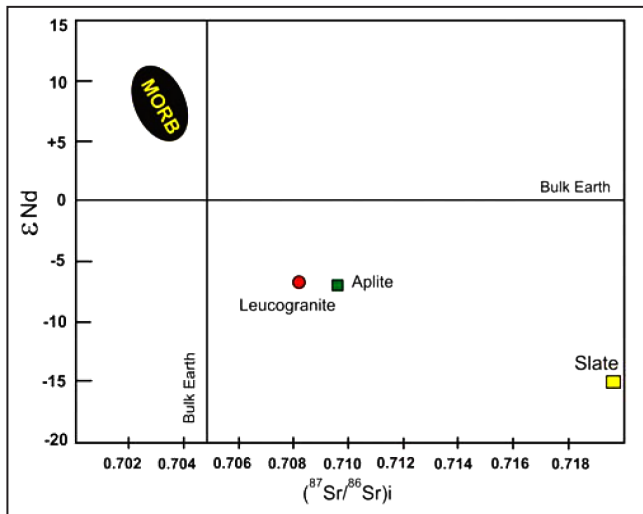
شکل ۱۰- نمودار Fe_2O_3/FeO در برابر Rb/Sr نشان می دهد که هر دو نسبت در بیوتیت مسکویت لیکوگرنیت پایین است (Karimpour, 2009)



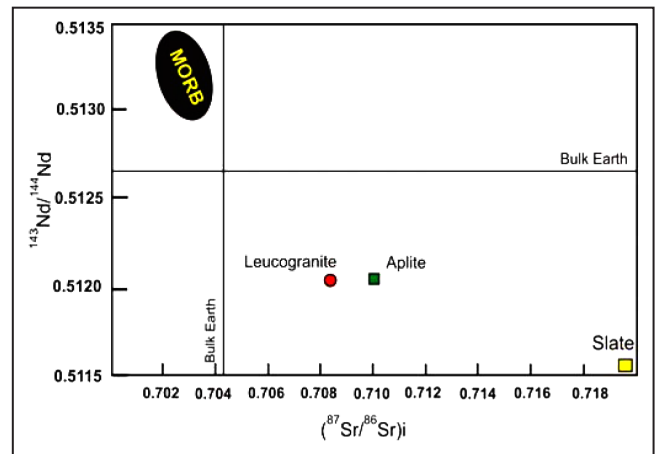
شکل ۹- نمودار پذیرفتاری مغناطیسی نسبت به مقدار سیلیس نشان می دهد که بیوتیت مسکویت لیکوگرنیت وابسته به سری ایلمنیت است (Karimpour, 2009).



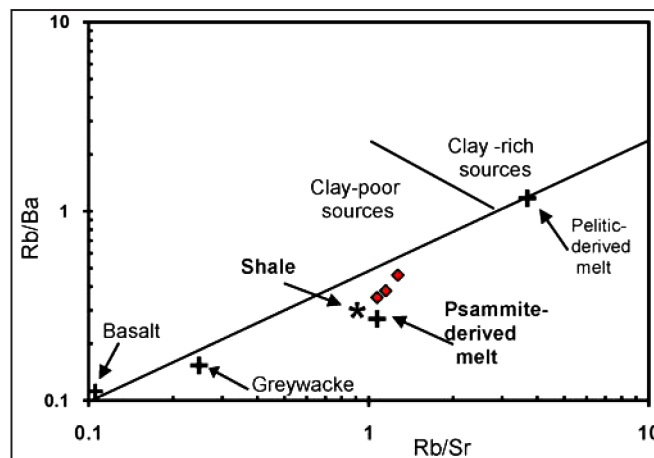
شکل ۱۱- (a) گرافیک TuffZirc برای محاسبه سن زیر کن ها (بیوتیت مسکویت لیکوگرنیت). (b) رسم کنکردیا $^{207}Pb/^{235}U$ در برابر $^{206}Pb/^{238}U$ برای محاسبه سن زیر کن ها (Karimpour, 2009)



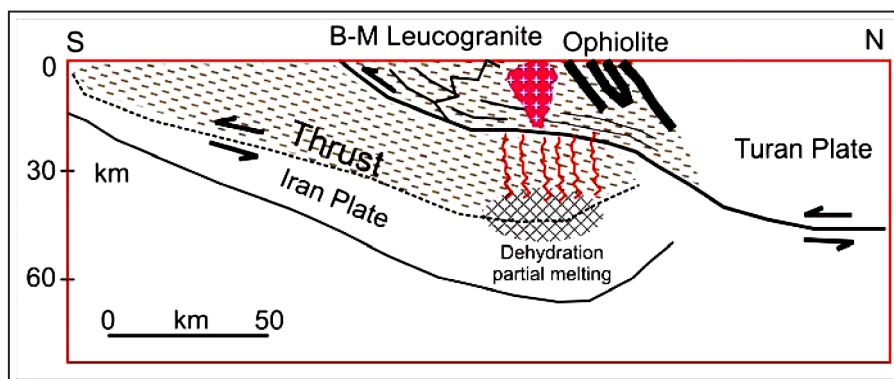
شکل ۱۳- رسم مقدار ϵNd در برابر $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Karimpour, 2009)



شکل ۱۴- رسم مقدار $^{143}Nd/^{144}Nd$ در برابر $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Karimpour, 2009)



شکل ۱۴- نمودار Rb/Sr در برابر Rb/Ba (Sylvester, 1998) نشان می‌دهد که دیوریت-گرانودیوریت‌ها نزدیک محیط گریوک رسم شده‌اند.



شکل ۱۵- شکل نمادین از ژرفا و مرحله تشکیل لیکوگرانیت مشهد (خواججه مراد)

جدول ۱- نتایج تجزیه عناصر اصلی و فرعی بیوتیت مسکوویت لیکوگرائیت و آپلیت و نورم آنها (Karimpour,2009)

Oxides %	MG-1 Granite	MG-3 Granite	MG-4 Granite	MG-B Granite	Lgi-2 Granite	Lgi-1 Granite	AG-1 Aplite	AG-2 Aplite
SiO ₂	۷۳/۲۷	۷۲/۶۴	۷۲/۰۸	۷۲/۳۹	۷۰/۱۴	۷۰/۹۲	۷۳/۶۲	۷۴/۲۷
TiO ₂	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۲۵	۰/۱۶	۰/۰۶	۰/۰۵
Al ₂ O ₃	۱۴/۴۵	۱۴/۵۲	۱۴/۸۱	۱۴/۶۱	۱۴/۹۸	۱۴/۱۸	۱۴/۸۸	۱۴/۷۷
Fe ₂ O ₃	۰/۳۴	۰/۴۲	۰/۴	۰/۳۴	۰/۶	۰/۷	۰/۲۰	۰/۱۵
FeO	۱/۰۸	۱/۰۳	۱/۲۱	۰/۹۹	۱/۲	۱/۶۵	۰/۶۵	۰/۵۵
MnO	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۱۴
MgO	۰/۳۵	۰/۳۳	۰/۲۵	۰/۲۹	۰/۳۸	۰/۲۹	۰/۲۳	۰/۱۶
CaO	۱	۱/۰۳	۱/۰۴	۰/۹۸	۱/۳۲	۰/۹۷	۰/۵۶	۰/۸۳
Na ₂ O	۳/۷۰	۳/۵۷	۳/۲	۳/۲۳	۳/۴۰	۳/۲۶	۴/۶۱	۴/۳۳
K ₂ O	۵/۰۹	۴/۷۷	۵/۱۹	۵/۰۳	۶/۶۶	۶/۱۶	۳/۷۲	۴/۲۴
P ₂ O ₅	۰/۱۵	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۱۰	۰/۱۷	۰/۱۰
H ₂ O (+)	۰/۷۸	۰/۸۴	۱/۳۴	۱/۰۹	۰/۷	۱/۱۵	۱/۳۴	۰/۶۲
H ₂ O (-)	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۸	۰/۰۹	۰/۱	۰/۱۲	۰/۱۸	۰/۲۲
Total	۱۰۰/۵۱	۹۹/۶۸	۹۹/۴۹	۹۹/۴۶	۹۹/۸۲	۹۹/۶	۹۹/۴۶	۱۰۰/۳۱
Q	۲۹/۴۲	۳۱/۲	۳۱/۱۶	۳۲/۲۱	۲۵/۱	۲۱/۲۴	۳۱/۳۹	۳۰/۷۳
C	۱/۳۶	۲/۰۵	۲/۴۶	۲/۴۶	۰/۶	۰/۱۱	۲/۶۵	۱/۷۷
Or	۳۰/۱۹	۲۸/۵۶	۳۱/۱۱	۳۰/۲۵	۳۶/۴	۳۹/۳۶	۲۲/۲۶	۲۵/۱۶
Ab	۳۱/۴۲	۳۰/۶	۲۷/۴۶	۲۷/۸۱	۲۷/۵۶	۲۸/۷۷	۳۹/۵۱	۳۶/۷۹
An	۴/۰۹	۴/۰۴	۴/۱۶	۳/۹۹	۴/۱۵	۵/۶۴	۱/۸	۳/۵۴
Hy	۲/۳۴	۲/۱۷	۲/۲۵	۲	۳/۰۴	۲/۳۳	۱/۶	۱/۴۷
Mt	۰/۴۹	۰/۶۲	۰/۵۹	۰/۵	۱/۰۲	۰/۸۷	۰/۲۹	۰/۲۲
Il	۰/۳۴	۰/۳۵	۰/۴۰	۰/۴۳	۰/۳	۰/۴۷	۰/۱۲	۰/۱
Ap	۰/۳۶	۰/۴۶	۰/۴۳	۰/۳۹	۰/۲۳	۰/۳۳	۰/۴۱	۰/۲۴
D.L	۹۱/۰۳	۹۰/۳۶	۸۹/۷۳	۹۰/۲۷	۹۰/۲۵	۹۰/۱	۹۰/۲۷	۹۳/۱۶
C.I.	۲۹/۶۲	۲۸/۸۱	۲۷/۷۴	۳۱/۰۱	۲۸/۹۵	۳۰/۱	۳۱/۰۱	۴۹/۹۶
ppm								
Sn	۷	-	۷	-	۸	۱۰	-	۱۴
Rb	۲۲۵/۴	۲۶۱/۳	۲۵۳/۹	۲۳۹/۶	۲۴۲	۲۶۵	۲۳۹/۶	۲۶۵/۱
Sr	۲۰۴/۸	۲۰۵/۵	۲۳۶/۴	۲۳۶	۱۶۶	۲۲۸	۲۳۶	۵۳
Ba	۶۱۱	۵۵۶	۷۰۸	۷۷۱	۳۸۹	۶۲۵	۷۷۱	۱۳۸
Nb	۲۵/۲	۲۷/۹	۲۶/۵	۲۸/۷	۲۲/۷	۲۲/۸	۲۸/۷	۲۰/۴
Zr	۱۱۵	۱۰۹	۱۳۲	۱۳۰	۶۸	۱۲۴	۱۳۰	۳۰
Ga	۱۸	۲۰	۲۲	۱۹	-	-	۸	۵
Sc	۱/۸۵	۱/۸۳	-	۲/۲۱	-	-	۲/۲۱	-
Rb/Sr	۱/۱۵	۱/۲۷	۱/۰۷	۱/۰۱	۱/۴۵	۱/۱۶	۱/۰۱	۵
Rb/Ba	۰/۳۸	۰/۴۶	۰/۳۵	۰/۳۱	۰/۶۲	۰/۴۲	۰/۳۱	۱/۹۲
Sr/Ba	۰/۳۸۵	۰/۳۶۹	۰/۳۳۳	۰/۳	۰/۴۳	۰/۳۶	۰/۳۰۶	۰/۳۸۴

جدول ۲- نتایج تجزیه عناصر کمیاب خاکی بیوتیت مسکوویت لیکوگرائیت و آپلیت (Karimpour,2009)

REE (ppm)	LG-1 Granite	LG-2 Granite	MG-1 Granite	MG-3 Granite	MG-B Granite	AG-2 Aplite
La	۴۷/۵	۲۰/۷	۴۱/۴۸	۲۳/۳	۴۲/۴۲	۸/۲۵
Ce	۹۲/۶	۴۲/۵	۸۴/۶۸	۶۱/۳۷	۸۳/۳۳	۱۶/۴۵
Pr	۹/۰۸	۴/۰۲	۸/۳۳	۶/۲۳	۹/۲۳	۱/۸۳
Nd	۳۱/۸	۱۴/۸	۲۸/۲۱	۱۹/۱۹	۲۹/۶۳	۶/۳۵
Sm	۵/۱۷	۲/۸۳	۴/۸۱	۴/۱۸	۵/۶۱	۱/۸۶
Eu	۰/۸	۰/۵۵	۰/۶۵	۰/۸۸	۱/۰۱	۰/۵۵
Gd	۳/۳۹	۲/۰۹	۲/۵۳	۲/۶۶	۳/۰۷	۲/۱۶
Dy	۱/۴۶	۱/۴۶	۱/۸	۲/۱۸	۱/۸۸	۴/۴۶
Er	۰/۴۲	۰/۶۱	۰/۶۴	۰/۹۶	۰/۸۵	۳/۸۹
Yb	۰/۳۶	۰/۵۵	۰/۲۴	۰/۶۶	۰/۴۹	۴/۹۹
Sum	۱۹۳/۲۷	۹۰/۶۵	۱۳۷/۷۷	۱۳۰/۶۱	۱۷۷/۵۲	۵۰/۷۹
(La/Yb)N	۸۸/۹۶	۲۵/۲۷	۱۱۶/۲۳	۳۳	۵۸/۴	۱/۱۸
Eu/Eu*	۰/۵۸	۰/۶۹	۰/۵۲	۰/۷۶	۰/۶۸	۰/۸۴
(Eu/Yb)N	۶/۳۱۹	۲/۸۴۴	۷/۷۰۱	۳/۷۹۱	۵/۸۶۱	۰/۳۱۳
(La/Sm)N	۵/۷۷۹	۴/۶۰۱	۵/۴۲۵	۴/۸۶۱	۴/۷۵۶	۲/۷۹

جدول ۳- اطلاعات تجزیه U-Pb بر روی زیرکن های نمونه بیوتیت مسکوویت لیکوگرائیت (Karimpour,2009)

analysis	U (ppm)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	± (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (%)	Age (My)	± (%)
1	۸۵۴	۲۶۱۲۴	۳/۲	۱۹/۴۰۹۲	۲/۱	۰/۲۳۲۱	۲/۳	۰/۰۳۲۷	۰/۹	۲۰۷/۳	۱/۷
2	۱۴۴۲	۱۹۷۴۰	۴/۴	۱۸/۹۹۱۹	۳	۰/۲۳۷۰	۳/۹	۰/۰۳۲۶	۲/۶	۲۰۷/۱	۵/۲
3	۹۷۶	۲۷۶۸۸	۱۰/۴	۱۸/۷۵۴۶	۳/۲	۰/۲۳۸۷	۴/۱	۰/۰۳۲۵	۲/۵	۲۰۵/۹	۵/۱
4	۱۰۳۸	۱۶۸۰۴۴	۱۱/۱	۱۹/۹۹۸۴	۱/۳	۰/۲۲۲۵	۳/۶	۰/۰۳۲۳	۳/۴	۲۰۴/۷	۶/۹
5	۱۰۲۸	۲۷۶۸۰	۷/۱	۱۹/۶۵۶۲	۱/۷	۰/۲۲۸۱	۳/۸	۰/۰۳۲۵	۳/۵	۲۰۶/۳	۷
6	۹۱۹	۴۰۵۱۶	۱۰/۸	۲۰/۱۵۶۴	۱/۹	۰/۲۲۰۵	۳/۵	۰/۰۳۲۲	۳	۲۰۴/۵	۶
7	۷۵۲	۱۸۶۰۴	۱۹/۹	۱۹/۳۰۲۵	۱/۷	۰/۲۳۱۴	۳/۱	۰/۰۳۲۴	۲/۷	۲۰۵/۵	۵/۴
8	۶۳۷	۵۵۳۴۴	۲۰/۸	۲۰/۰۷۱۶	۱/۹	۰/۲۱۸۴	۴/۳	۰/۰۳۱۸	۳/۸	۲۰۱/۸	۷/۶
9	۱۲۷۳	۴۵۴۶۰	۷/۲	۱۹/۴۳۱۵	۲/۲	۰/۲۳۲۸	۳/۵	۰/۰۳۲۸	۲/۷	۲۰۸/۱	۵/۵
10	۱۴۶۰	۱۳۳۸۸	۰/۹	۱۹/۳۹۱۲	۲/۶	۰/۲۳۳۲	۴/۳	۰/۰۳۲۸	۳/۵	۲۰۸	۷/۱
11	۱۲۳۹	۱۷۴۹۲	۷/۷	۱۷/۶۸۰۸	۱۰/۶	۰/۲۵۶۱	۱۱	۰/۰۳۲۸	۳	۲۰۸/۳	۶/۱
12	۱۰۵۷	۳۶۴۳۶	۹/۳	۱۹/۴۳۴۰	۲/۶	۰/۲۲۹۰	۳/۲	۰/۰۳۲۳	۱/۸	۲۰۴/۷	۳/۶
13	۶۹۲	۳۰۷۷۶	۱۹	۱۹/۶۷۷۹	۲/۴	۰/۲۲۹۲	۳/۲	۰/۰۳۲۷	۲/۱	۲۰۷/۵	۴/۲
14	۸۲۴	۲۵۴۴۴	۱۳/۵	۱۹/۷۳۰۲	۱/۸	۰/۲۲۵۳	۳/۲	۰/۰۳۲۲	۲/۶	۲۰۴/۶	۵/۳
15	۱۰۵۳	۲۱۷۲۹۲	۸/۶	۱۹/۷۰۸۲	۲	۰/۲۲۵۲	۲/۷	۰/۰۳۲۲	۱/۷	۲۰۴/۵	۳/۵
16	۷۷۶	۱۴۱۷۸۰	۵/۹	۱۹/۹۳۰۲	۱/۶	۰/۲۲۳۹	۲/۴	۰/۰۳۲۴	۱/۸	۲۰۵/۳	۳/۶

جدول ۴- نتایج تجزیه ایزوتوپ Rb-Sr برای بیوتیت مسکوویت لیکوگرانیت و آپلیت (Karimpour, 2009)

Sample	AGE (ma)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr)m (2σ)	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i R0(Sr)
AG-2 aplite	۲۰۵	۲۱۰/۵	۱۰۸	۵/۶۱۵۵	۰/۷۲۶۲۲ (۰)	۰/۷۰۹۸۵۳
MG-1 leucogranite	۲۰۵	۲۳۵/۴	۱۴۹	۴/۵۶۹۵	۰/۷۲۱۴۸ (۱)	۰/۷۰۸۱۶۱
Slate	۲۰۵	۱۴۹	۷۴/۸	۵/۷۳۶۵	۰/۷۳۷۰۱ (۱)	۰/۷۲۰۲۸۷

m= measured. Errors are reported as 2σ (95% confidence limit).

R0(Sr) is the initial ratio of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr for each sample, calculated using ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr and (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)m and an age of 205 (age based on zircon).

جدول ۵- نتایج تجزیه ایزوتوپ Nd-Sm برای بیوتیت مسکوویت لیکوگرانیت و آپلیت (Karimpour, 2009)

Sample	Sm ppm	Nd ppm	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd)m (2σ)	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i R0(Nd)	εNd I
AG-2 aplite	۲/۶۹	۱۱/۶	۰/۱۴۰۷	۰/۵۱۲۲۱۳ (۱۲)	۰/۵۱۲۰۲۴	-۶/۸۳
MG-1 Leucogranite	۳/۱۸	۱۵	۰/۱۲۸۲	۰/۵۱۲۲۱۴ (۱۲)	۰/۵۱۲۰۲۴	-۶/۴۸
Slate	۸/۲۰	۴۴/۴	۰/۱۱۱۶	۰/۵۱۱۷۴۸ (۰۷)	۰/۵۱۱۵۹۸	-۱۵/۱۴

m= measured. Errors are reported as 2σ (95% confidence limit).

R0(Nd) is the initial ratio of ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd for each sample, calculated using ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd and (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)m and an age of 205 (age based on zircon).

εNdI= initial εNd value.

جدول ۶- مقدار عناصر فرعی لیکوگرانیت های مشهد، هیمالیا و هر سینید. هیمالیا از (Sylvester (1998); Harris and Inger (1992)

هر سینید از (Sylvester (1998); Azevedo and Nolan (1998); Karimpour (2009) و مشهد از

	Mashhad Leucogranite	Himalayas Leucogranite	Hercynides Leucogranite
Rb (ppm)	۲۶۱-۲۳۵	۳۷۰-۲۳۰	۴۵۰-۲۹۰
Sr (ppm)	۲۳۶-۲۰۴	۱۲۵-۶۷	۹۰-۳۰
Ba (ppm)	۷۷۰-۵۵۰	۳۷۵-۱۹۰	۴۰۰-۲۱۰
Rb/Sr	۱/۲۷-۱	۳/۳-۲/۹	۹-۵
Rb/Ba	۰/۳۸-۰/۳۵	۱/۲-۰/۹۵	۱/۳-۱/۱
Sr/Ba	۰/۳۸-۰/۳۳	۰/۳۵-۰/۳	۰/۲-۰/۱۴
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	۸۰-۷۰	۲۸۰-۹۰	۲۱۰-۲۰
CaO/Na ₂ O	۰/۳۲-۰/۲۷	۰/۲۵-۰/۱۳	۰/۱۱-۰/۸
CaO	۱/۰۳-۱	۰/۸۶-۰/۵۸	۰/۷۸-۰/۵۵
MgO	۰/۳۵-۰/۲۵	۰/۲-۰/۱۴	۰/۳۷-۰/۱۴
FeO _t	۱/۶۱-۱/۴۵	۰/۹-۰/۷۵	۱/۵-۰/۶۵
Na ₂ O	۴/۶-۳/۲	۴/۶۲-۳/۸۸	۳/۷۲-۳/۲
K ₂ O	۴/۷۷-۵/۱۹	۴/۱۹	۵-۴/۴۸
TiO ₂	۰/۲۲-۰/۱۸	۰/۱۳-۰/۰۶	۰-۲۲
K ₂ O/Na ₂ O	۱/۶۲-۱/۳۳	۱/۲۸-۰/۹۱	۱/۵-۱/۲
K ₂ O/(Na ₂ O+CaO)	۱/۲۲-۱	۱-۰/۸	۱-۱/۱

References

- Abbasi, H., 1998- Petrology of regional and contact metamorphic rocks south of Mashhad, M.Sc. thesis. Tehran University.
- Alavi, M., 1979- The Virani ophiolite complex and surrounding rocks, *Geology rundschn* 68: 334-341.
- Alavi, M., 1991- Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran, *Geological Society of America Bulletin* 103, 8: 983-992.
- Alavi, M., 1992- Thrust tectonics of the Binaloud region; NE Iran, *Tectonics* 11, 2: 360-370.
- Alberti, A. & Moazez, Z., 1974- Plutonic and metamorphic rocks of the Mashhad area (northeastern Iran, Khorasan), *Boll. Soc. Geol. Italy* 93: 1157-1196.
- Alberti, A., Nicoletti, M. & Petrucciani, C., 1973- K-Ar Ages of micas of Mashhad granites, *Period Miner.* 42: 483-493.
- Azevedo, M. R. & Nolan J., 1998- Hercynian late-post-tectonic granitic rocks from the Fornos de Algodres area Northern Central Portugal, *Lithos* 44: 1-20
- Barker, F., 1979- Trondhjemite: definition, environment and hypotheses or origin, In Barker, F. (ed) *Trondhjemites, dacites, and related rocks*, 1-12 New York: Elsevier.
- Beard, J. S. & Lofgren, G. E., 1991- Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3, and 6.5 kb, *Journal of Petrology* 32: 365-401.
- Beard, J. S., Abitz, R. J. & Lofgren, G. H., 1993- Experimental melting of crustal xenoliths from kilbourne Hole, New Mexico and implication for the contamination and genesis of magmas, *Contribution to Mineralogy and petrology* 115: 88-103.
- Behrmann, J., Drozdowski, G., Heinrichs, T., Huch, M., Meyer, W. & Oncken, O., 1991- Crustal-scale balanced cross sections through the Variscan fold belt, Germany: the central EGT-segment, *Tectonophysics* 142: 173-202.

- Boynton, W. V., 1984- Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies, In: Rare earth element geochemistry. Henderson, P. (Editors), Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam: 63-114.
- Castro, A., Guillermog, L., Corretge, G., El-Baid, M., El-Hmid, H., Fernanadez, C. & Patin~o-Douce, A. E., 2000- Experimental Constraints on Hercynian Anatexis in the Iberian Massif, Spain, *Journal of Petrology* 41: 1471-1488.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 1974- Two contrasting granite types, *Pacif Geol.* 8: 173-174.
- Conrad, W. K., Nicholls, I. A. & Wall, V. J., 1988- Water-saturated and undersaturated melting of meta-aluminous and per-aluminous crustal compositions at 10 kb: evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo volcanic zone, New Zealand, and other occurrences, *Journal of Petrology* 29: 765-803.
- Davoudzadeh, M. & Schmidt, K., 1984- Plate tectonics, orogeny, and mineralization in the Iranian fold belts, report of a German-Iranian research program 1977-19. *Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie. Abhandlungen.* 168, 2-3: 182-207.
- DeBon, F., Le Fort, P., Sheppard, S. M. F. & Sonet, J., 1986- The four plutonic belts of the Transhimalaya-Himalaya: a chemical, mineralogical, isotopic, and chronological synthesis along a Tibet- Nepal section, *Journal of Petrology* 27: 219-250.
- Didier, J. & Lameyre, J., 1969- Les granites du Massif Central Franiais. Etude compare´ e des leicogranites et granodiorites, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 24: 219-238.
- Eftekharneshad, J. & Behroozi, A., 1989- Geodynamic and significance of recent discoveries of ophiolite and Late Paleozoic rocks in Ne Iran (including Kopet Dogh), Geological Survey of Iran, internal report, 21 p.
- Fakhr, M. S., 1977- Contribution a l etode de la flore Rheto- liasique De la formation de Shemshak de IElbourz (Iran), C.T.H.S. Mem.Sect. Sci, Bibliotheque Nationale Paris, no. 5, 178p.
- Gardien, V., Thompson, A. B., Grujic, D. & Ulmer, P., 1995- Experimental melting biotite + quartz Muscovite assemblages and implications for crustal melting. *Journal of Geophysical Research* 100, B8: 15581-15591.
- Gebauer, D., Schertl, H. P., Brix, M. & Schreyer, W., 1997- 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif. *West. Alps, Lithos* 41: 5-24.
- Gehrels, G. E. & Valencia, V., 2006- A. Pullen in *Geochronology: Emerging Opportunities*, ed. T. Loszewski and W. Huff, *Paleo. Soc. Pap.*, 12, 2006: 67-76.
- Ghazi, M., Hassanipak, A. A., Tucker, P. J. & Mobasher, K., 2001- Geochemistry and ⁴⁰Ar-³⁹Ar ages of the Mashhad Ophiolite, NE Iran, abstracts as: *Eos. Trans. AGU*, 82(47), Fall Meet.
- Harris, N. B. W. & Inger, S., 1992- Trace element modeling of pelite- derived granites, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 46- 56.
- Harris, N. B. W. & Massey, J., 1994- Decompression and anatexis of Himalayan metapelites, *Tectonics* 13: 1537- 1546.
- Holtz, F. & Johannes, W., 1991- Genesis of peraluminous granites I. Experimental investigation of melt compositions at 3 and 5 kbar and various H₂O activities, *Journal of Petrology* 32: 935-58.
- Holtz, F. & Barbey, P., 1991- Genesis of peraluminous granites II. Mineralogy and chemistry of the Tourem Complex (North Portugal). Sequential melting vs. restite unmixing, *Journal of Petrology* 32: 959-978.
- Inger, S. & Harris, N., 1993- Geochemical constraints on leucogranite magmatism in the Langtang Valley, Nepal Himalaya, *Journal of Petrology* 34: 345-368.
- Iranmanesh, J. & Sethna, S. F., 1998- Petrography and geochemistry of the Mesozoic granite at Mashhad, Khorasan Province, northeastern part of Iran, *Journal of the Geological Society of India* 52: 1, 87-94.
- Ishihara, S., 1977- The magnetite-series and ilmenite-series granitic Rocks, *Mining Geology* 27: 293-305
- Jarchovski, T., Momenzadeh, M., Tadayon, A. & Ziegler, V., 1973- Mineral reconnaissance in Mashhad Quadrangle, *Geol. Surv. Of Iran.* P. 192.
- Karimpour, M. H., 2009- Rb-Sr and Sm-Nd Isotopic Composition, U-Pb-Th (zircon) Geochronology and Petrogenesis of Mashhad Paleo-Tethys granitoids, Ferdowsi University of Mashhad, Iran (grant P/742-87/7/14).
- Khatonie Molayossefi, M., 2000- The study of stratigraphy and plants fossils of Shemshak formation in Shandiz area, M.S thesis. 222p
- Kunin, N. et al., 1987- Map of depth to Moho, Moscow, Institute of Physics of the Earth.
- Le Breton, N. & Thompson, A. B., 1988- Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99: 226-237.
- Le Fort, P., Michard, A., Sonet, J. & Zimmerman, J. L., 1983- Petrography, geochemistry and geochronology of some samples from the Karakorum axial batholith (Northern Pakistan), In: Shams, F.A. (Ed.), *Granites of the Himalayas, Karakorum and Hindukush.* Inst. of Geology, Punjab Univ., Lahore: 377-387.
- Majidi, B., 1981- The ultrabasic lava flows of Mashhad, North East Iran, *Geological Magazine* 118, 1: 49-58.
- Majidi, B., 1983- The geochemistry of ultrabasic and basic lava flows occurrences in northeastern Iran, In *Geodynamic project in Iran*, Geological Survey of Iran Report No. 51: 463-477.
- Miller, J. M., 1985- Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources, *Journal of Geology* 93: 673-689.
- Mirnejad, H., 1991- geochemistry and petrography of Mashhad granites and pegmatites, M.Sc. thesis, Tehran University.

- Moazez Lesco, Z. & Plimer, I. R., 1979- Intrusive and polymetamorphic rocks of the Darakht-Bid area, near Mashhad, Iran, *Geologische Rundschau*. 68, 1: 318-333.
- Pamic, J., Lanphere, M. & Belak, M., 1996- Hercynian I-type and S-type granitoids from the Slavonian mountains (southern Pannonian Basin, northern Croatia), *N. Jb. Mineral. Abh.* 171: 155-186
- Patinˆo-Douce, A. E. & Beard, J. S., 1995- Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolites from 3 to 15 kbar, *Journal of Petrology* 36: 707-738.
- Patinˆo-Douce, A. E. & Harris, N., 1998- Experimental constraints on Himalayan anatexis, *Journal of Petrology* 39: 689– 710.
- Patinˆo-Douce, A. E. & Johnston, D. A., 1991- Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implication for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites, *Contribution to Mineralogy and Petrology* 107: 202-18.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology* 25 (4): 956-983.
- Peterson, J. W. & Newton, R. C., 1989- Reversed experiments on biotite-quartz-feldspar melting in the system KMAsh: implications for crustal anatexis, *Journal of Geology* 97: 465-486.
- Petford, N. & Atherton, M., 1996- Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Per. *Journal of Petrology* 37: 1491-1521.
- Phillips, G. N., Wall, V. J. & Clemens, J. D., 1981- Petrology of the Strathbogie batholith: a cordierite-bearing granite, *Canadian Mineralogist* 19: 47–63.
- Robinson, P., Higgins, N. C. & Jenner, G., 1986- Determination of rare-earth elements, Yttrium and Scandium in rocks by using an ion exchange-X-Ray Fluorescence technique. *Chemical Geology* 55: 121-137
- Rottura, A., Del Moro, A., Pinarelli, L., Petrini, R., Caggianelli, A., Bargossi, G. M. & Piccarreta, G., 1991- Relationships between intermediate and acidic rocks in orogenic granitoid suites: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) data from Capo Vaticano (southern Calabria, Italy), *Chem. Geol.* 92: 153-176
- Searle, M. P., Parrish, R. R., Hodges, K.V., Hurford, A., Ayres, M.W. & Whitehouse, M. J., 1997- Shisha Pangma leucogranite, south Tibetan Himalaya. field relations, geochemistry, age, origin, and emplacement, *J. Geol.* 105: 295-317
- Shearer, C. K., Papike, J. J., Redden, J. A., Simon, S. B., Walker, R. J. & Laul, J. C., 1987- Origin of pegmatitic granite segregations, Willow Creek, Black Hills, South Dakota, *Canadian Mineralogist* 25: 159–171.
- Springer, W. & Seck, H. A., 1997- Partial fusion of basic granulites at 5 to 15 kbar: implication for the origin of TTG magmas, *Contribution to Mineralogy and Petrology* 127: 30-45.
- Stampfli, G. M. & Pilleveit, A., 1993- An alternative Permo-Triassic reconstruction of the kinematics of the Tethyan realm, In: J. Dercourt, L.-E. Ricou and B. Vrielinck (Eds.), *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. Explanatory Notes.* Gauthier-Villars Paris: 55-62.
- Stampfli, G. M., 1996- The Intra-Alpine terrain: a Paleo-Tethyan remnant in the Alpine Variscides, *Eclogae geol. Helv.* 89 (1): 13-42.
- Stampfli, G. M., 2000- Tethyan oceans, In: E. Bozkurt, J.A. Winchester and J.D.A. Piper (Eds.), *Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area.* Geological Society of London, Special Publication 173: 163-185.
- Stampfli, G. M., 2002- Opening and closure of Paleo-Tethys in Iran, Personal communication.
- Stampfli, G. M., Marcoux, J. & Baud, A., 1991- Tethyan margins in space and time, In: J.E.T. Channell, E.L. Winterer and L.F. Jansa (Eds.), *Paleogeography and paleoceanography of Tethys.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 87: 373-410.
- Stocklin, J., 1974- Possible ancient continental margins in Iran, *The Geology of Continental margins*, Edited by C.A. Burk & C.L. Drake: 873-887.
- Sylvester, P. J., 1998- Post-collisional strongly peraluminous granites, *Lithos* 45, Issue 1-4: 29-44.
- Thompson, A. B., 1982- Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids, *American Journal of Science* 282: 1567-1595.
- Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., Van Calsteren, P. & Deng, W., 1996- Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts, *Journal of petrology* 37: 45-71.
- Valizadeh, M. & Karimpour, M. H., 1995- Origin and tectonic setting of Mashhad granitoids, *Journal of Sciences, University of Tehran* 21, No. 1: 71-82.
- Venturelli, G., Thorpe, R. S. Dal Piaz, G. V., Del Moro, A. & Potts, P. J., 1984- Petrogenesis of calc-alkaline, shoshonitic and associated ultrapotassic Oligocene volcanic rocks from the Northwestern Alps, Italy, *Contribution to Mineralogy and Petrology* 86: 209-220.
- Vielzeuf, D. & Holloway, J. R., 1988- Experimental determination of the liquid-absent melting relations in the pelitic system. Consequences for crustal differentiation, *Contribution to Mineralogy and petrology* 98: 257-76.
- Villaseca, C., Barbero, L. & Herreros, V., 1998- A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intra continental orogenic belts, *Transaction of the Royal Society of Edinburgh; Earth Sciences* 89: 113-119.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. & Chappell, B. W., 1987- A-type granites. geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419.