



سازوکار دایکی شدن و انتقال مذاب، توده گرانیتوئیدی میشو (شمال غرب ایران)

محمد مهری*، محسن موید، آرزو سفیدگر، آرام سفیدگر، فرنود نعمتی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ایران

(دریافت مقاله: ۸۸/۴/۱۹، نسخه نهایی: ۸۸/۱۰/۲۲)

چکیده: توده گرانیتوئیدی میشو در شمال غربی کوه‌های میشو و جنوب غربی فروافتادگی فشاری مرند رخنمون یافته است. پاراژنز کانی‌شناسی این توده شامل کوارتز بی‌شکل تا نیمه شکلدار، فلدسپار پتاسیم به دو فرم میکروکلین با ماکل مشبک و ارتوکلاز بی‌شکل تا نیمه شکلدار، دو نسل بیوتیت و زیرکن، پلاژیوکلاز نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار با ترکیب الیگوکلاز - آلبیت، اپیدوت ماگمایی، تیتانیت و آپاتیت است. یک نسل از زیرکن‌ها و بیوتیت‌ها ویژگی‌های رستیتی نشان می‌دهند. نمونه‌های توده از بافت‌های شاخص تاثیر فشار حین تبلور (نظیر بافت میرمکیتی، سمت‌یافتگی ضعیف کانی‌های میکا، تکه‌های میکروکلین درون ارتوکلاز) تشکیل شده‌اند. نمونه‌های توده ویژگی‌های ژئوشیمیایی محیط‌های همزمان با برخورد و S نوع را نشان داده و نابرجایند. توده در منطقه‌ای به شدت گسلی واقع شده، و سن نسبی توده پالئوزوئیک است. سنگ خاستگاه توده مخلوطی از متاگزیوک و متاپلیت است. ویژگی‌های صحرایی، کانی-شناسی، ژئوشیمیایی توده، وجود برونوم‌های غنی از میکا در سنگ‌های توده در کنار توده‌های نعل اسبی، صعود سریع در اثر دایکی شدن با انتشار شکستگی را به‌عنوان سازوکار اصلی انتقال مذاب و باقی ماندن دو نسل زیرکن و بیوتیت در سنگ‌های توده را نشان می‌دهد. از اینرو فرایند گنبدی شدن در جای‌گیری توده و سرشتی‌های آن تاثیر ناچیزی داشته است.

واژه‌های کلیدی: توده‌ی میشو، بیوتیت رستیتی، ساز و کار صعود، دایکی شدن.

مقدمه

موجود در آن‌ها. دو ساز و کار اصلی صعود ماگما در پوسته‌ی قاره‌ای شامل صعود گنبدی [۶، ۷] و دایک‌های با انتشار شکستگی [۲، ۸] در نظر گرفته شده‌اند. به دلیل صعود سریع مذاب به وسیله‌ی دایک‌ها [۷] دایکی شدن، ساز و کار مستعد و منطقی ماگمای گرانیتی برای انتقال (قائم) در بین پوسته‌های ضخیم و جای‌گیری ماگما در سطوح بالایی در نظر گرفته شده است [۱، ۲، ۹]. برای بررسی بیشتر به [۱، ۲] مراجعه شود.

در این مقاله سعی شده است تا با کنار هم نهادن شواهد موجود در یک توده‌ی گرانیتوئیدی (گرانیتوئید میشو)، شامل شواهد و ویژگی‌های کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و دما و فشار، پتروژنز و ساز و کار صعود این توده را شبیه‌سازی و کنیم.

گرانیت‌ها بخش بزرگی از پوسته‌ی قاره‌ای را ساخته [۱] و در توضیح تکامل و تشکیل آن‌ها مدل‌های متعددی [۱، ۲] مورد توجه قرار گرفته است. مدل رستیت اختلاط نیافته [۱] عموماً همراه با رده‌بندی S و I گرانیت‌ها بوده و تصویری از ترکیب گرانیت‌ها و سنگ‌های خاستگاه آن‌ها را به روش ساده‌ای فراهم می‌کند [۱].

بیوتیت [۱، ۳، ۴]، گارنت، زیرکن به ارث رسیده [۱] به صورت کانی‌های رستیتی در گرانیت‌های نوع S توصیف شده‌اند.

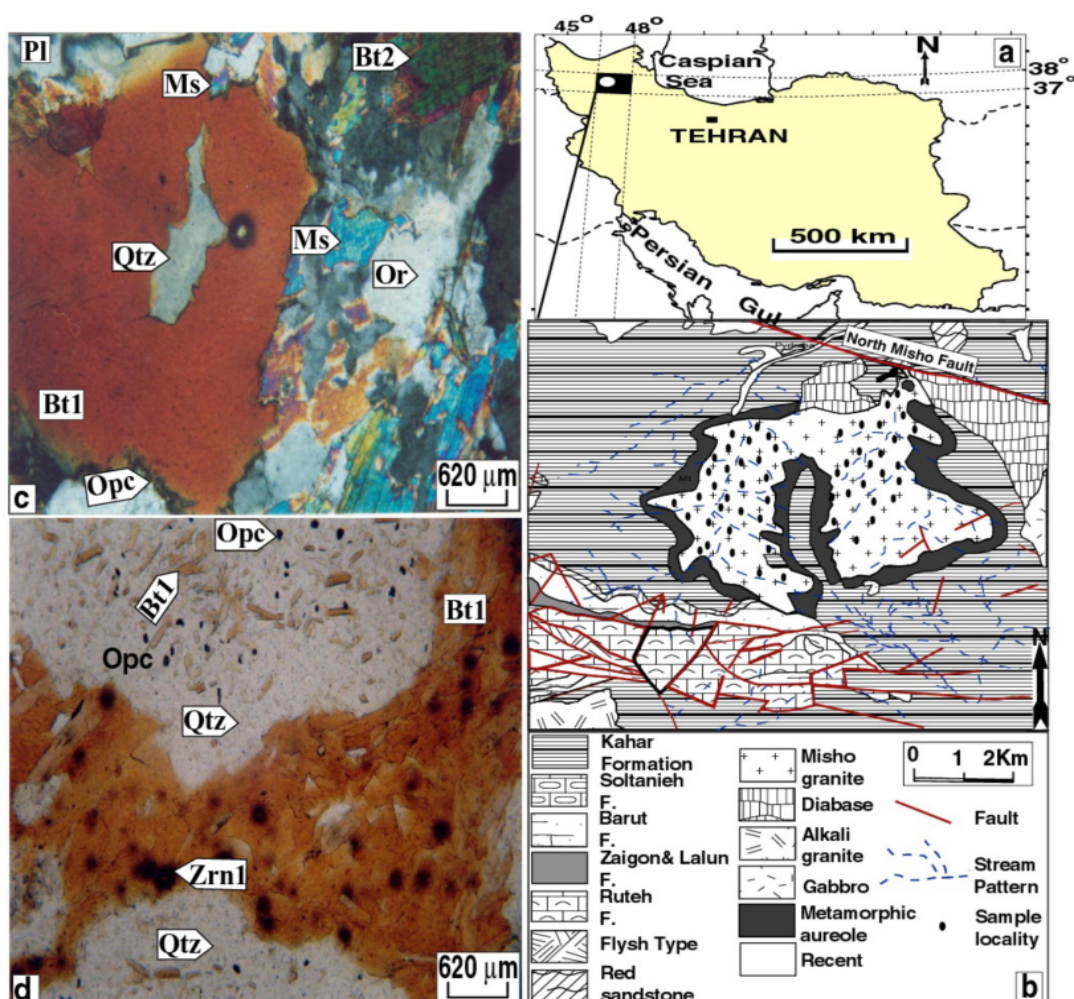
ساز و کار جدایش مذاب از محل تشکیل، انتقال مذاب و جای‌گیری نیز همواره مورد توجه بوده است [۲، ۵] و منابع

* نویسنده مسئول، تلفن: ۹۰ - ۳۳۴۰۰۸۱ (۰۴۱۱) ۹۸+، نمابر: ۳۳۴۱۲۴۴ (۰۴۱۱) ۹۸+، پست الکترونیکی: Mehri.moh@gmail.com

روش بررسی

بررسی‌های انجام شده در این کار پژوهشی، شامل بررسی‌های صحرایی و بررسی سرشتیهای سنگ‌شناسی توده بوده است. از نمونه‌های سالم جمع آوری شده از توده (موقعیت‌های نمونه‌ها در نقشه و شکل (۱) نشان داده شده‌اند)، مقاطع میکروسکوپی در آزمایشگاه سنگ‌شناسی دانشگاه تبریز با ضخامت ۲۵ - ۳۰ میکرومتر تهیه شدند و بررسی جامع این نمونه‌ها در بزرگنمایی‌های متفاوت انجام شد و سرشتی‌های کانی‌شناسی، نوری، بافت‌شناسی آن با استفاده از میکروسکوپ نوری تعیین شدند و با دوربین با قدرت تشخیص (2 M Pix) از برخی سرشتی‌های کانی‌شناسی توده تصویر برداری شد. تعداد ۱۹ از نمونه‌های سالم توده به روش‌های XRD و XRF در آزمایشگاه پرتو ایکس وزارت دفاع مورد آنالیز قرار گرفتند. آنالیزهای XRF با ولتاژ ۴۰ کیلو ولت و جریان ۳۰ میلی آمپر و با

استفاده از رشته‌ی نیکل انجام گرفت. آنالیز نقطه‌ای کانی‌های مختلف توده در «آزمایشگاه مرکز تحقیقات و فراوری مواد معدنی وابسته به سازمان توسعه و نوسازی معادن ایران (در شهر کرج)» انجام گرفت. در آنالیزهای نقطه‌ای اندازه‌ی باریکه، نور کاربردی برابر ۲۰ میکرومتر بوده و از ولتاژهای ۱۵ Kev و جریان ۱۰ نانوامپر استفاده شد. تاکید اصلی این کار پژوهشی بر بررسی‌های صحرایی و سنگ نگاشتی بوده و تحلیل‌های حاصل از آن با نتایج آنالیزهای شیمیایی (جدول ۱) برای افزایش اطمینان و درستی تحلیل‌ها مقایسه شدند. از طرفی شواهد موجود در این توده با بررسی‌های متعدد انجام گرفته در نقاط مختلف دنیا نیز مقایسه شدند تا جایی که امکان داشت ارزیابی ویژگی‌های توده و تحلیل نهایی، درصد خطای بسیار کمتری داشته باشد.



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی و موقعیت گستره‌ی مورد بررسی (b, a)، بیوتیت‌های دارای زیرکن با حاشیه گستره‌ی متممیکت شده (c) زیرکن‌ها و بیوتیت‌های نسل اول (c, d)، تشکیل مسکویت در کنار بیوتیت در سنگ‌های توده‌ی (c).

جدول ۱ نتایج آنالیز نقطه‌ای پلازیوکلازهای موجود در سنگ‌های توده‌ی میشو.

نقطه ۴	نقطه ۳	نقطه ۲	نقطه ۱		نقطه ۴	نقطه ۳	نقطه ۲	نقطه ۱
۶۵/۰۳	۶۵/۵۷	۶۵/۲۸	۶۵/۴۳	SiO ₂	۱/۰۸۲۳	۱/۰۹۱۳	۱/۰۸۶۵	۱/۰۸۹
۰/۰۴	۰/۰۵	۰	۰	TiO ₂	۰/۰۰۰۵	۰/۰۰۰۶	۰	۰
۲۱/۴۵	۲۱/۹۲	۲۲/۲۱	۲۲/۱۱	Al ₂ O ₃	۰/۲۱۰۴	۰/۲۱۵	۰/۲۱۷۸	۰/۲۱۶۸
۰	۰	۰/۰۲	۰/۱۴	FeO	۰	۰/۰۰۰۱	۰	۰/۰۰۰۱
۳/۶۸	۳/۱۸	۳/۲	۳/۱۳	CaO	۰/۰۶۵۶	۰/۰۵۶۷	۰/۰۵۷۱	۰/۰۵۵۸
۱۰/۴	۱۰/۵	۱۰/۶۲	۱۰/۴۳	Na ₂ O	۰/۱۶۷۸	۰/۱۶۹۴	۰/۱۷۱۳	۰/۱۶۸۳
۰/۰۵	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۰۹	K ₂ O	۰/۰۰۰۵	۰/۰۰۱۲	۰/۰۰۱۲	۰/۰۰۱
۱۰۰/۶۵	۱۰۱/۳۴	۱۰۱/۴۴	۱۰۱/۳۴	Total	۱/۵۲۷۱	۱/۵۳۴۳	۱/۵۳۴۲	۱/۵۳۲۹
				Oxygen prop.				
۲/۱۶۴۶	۲/۱۸۲۶	۲/۱۷۲۹	۲/۱۷۷۹	SiO ₂	۲/۶۴	۲/۶۱۸	۲/۶۱۷	۲/۶۱۷
۰/۰۰۱	۰/۰۰۱۳	۰	۰	TiO ₂	۸(O)	۸(O)	۸(O)	۸(O)
۰/۶۳۱۱	۰/۶۴۵	۰/۶۵۳۵	۰/۶۵۰۵	Al ₂ O ₃	۲/۸۵۷	۲/۸۵۷	۲/۸۴۴	۲/۸۵
۰	۰/۰۰۰۲	۰	۰/۰۰۰۲	Cr ₂ O ₃	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰	۰
۰	۰	۰/۰۰۰۴	۰/۰۰۲۹	FeO1.5	۱/۱۱۱	۱/۱۲۵	۱/۱۴	۱/۱۳۵
۰/۰۶۵۶	۰/۰۵۶۷	۰/۰۵۷۱	۰/۰۵۵۸	CaO	۰/۰۰۵	۰/۰۰۱	۰	۰/۰۰۵
۰/۱۶۷۸	۰/۱۶۹۴	۰/۱۷۱۳	۰/۱۶۸۳	Na ₂ O	۰/۱۷۳	۰/۱۴۸	۰/۱۴۹	۰/۱۴۶
۰/۰۰۰۵	۰/۰۰۱۲	۰/۰۰۱۲	۰/۰۰۱	K ₂ O	۰/۸۸۶	۰/۸۸۷	۰/۸۹۷	۰/۸۸۱
۳/۰۳۰۷	۳/۰۵۶۳	۳/۰۵۶۴	۳/۰۵۶۷	Total	۰/۰۰۳	۰/۰۰۶	۰/۰۰۶	۰/۰۰۵
				Na / (Na+K+Ca)				
۰/۸۳	۰/۸۵	۰/۸۵	۰/۸۵	Ca / (Na+Ca)				
۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴					

زمین‌شناسی منطقه

توده‌ی گرانیتوئیدی میشو در گستره‌ی طول‌های جغرافیایی ۴۸°۳۸' تا ۴۵°۳۵' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۸°۱۹' و ۳۸°۲۲' شمالی، در شمال غربی ایران قرار گرفته است. این توده در دامنه‌ی شمالی کوه‌های میشو قرار گرفته (شکل ۱b, ۱a) و در سنگ‌های دگرگونی درجه پایین سازندکهر نفوذ کرده و هاله‌ی دگرگونی مجاورتی در آن به وجود آورده است. سن نسبی توده به پالئوزوئیک نسبت داده شد [۱۰].

توده‌ی نفوذی یاد شده بین دو گسل اصلی شمال و جنوب میشو قرار گرفته است که هر دو گسل روند شمالغربی - جنوب

شرقی دارند. کوه‌های میشو به‌صورت بالا زده بین دو شاخه‌ی اصلی گسل‌های یاد شده در منطقه‌ای به شدت گسل خورده قرار گرفته و جزء مناطق برشی محسوب می‌شود. در برخی از کوارتزهای توده که در زون برشی واقع شده‌اند، خردشدگی شدیدی دیده می‌شود. شکل ظاهری توده نعل اسبی (شکل ۱b) و طویل شده است که احتمالاً بیانگر دایکی شدن و پرشدگی شکستگی با ماگما به‌عنوان ساز و کار اصلی جای‌گیری است [مشابه با ۱۱، ۱۲]. گرانیتوئید میشو به صورت سنگ‌های تمام بلورین، لوکو تا مزوکرات، دانه دانه با بلورهای درشت فلدسپار و بیوتیت قابل مشاهده در مقیاس نمونه‌ی دستی بوده و انبوهه‌هایی از بیوتیت در آن دیده می‌شود. دایک-

قرار گرفتن قطعات آهکی در مذاب نیز به‌دردت مشاهده می‌شود. اسفن نیز در اطراف زینوکریست‌های کربناتی دیده شدند (شکل ۲c, ۲a) که ناشی از واکنش مذاب سیلیکاتی با قطعات آهکی تشکیل شده است.

کانی‌شناسی نمونه‌های توده

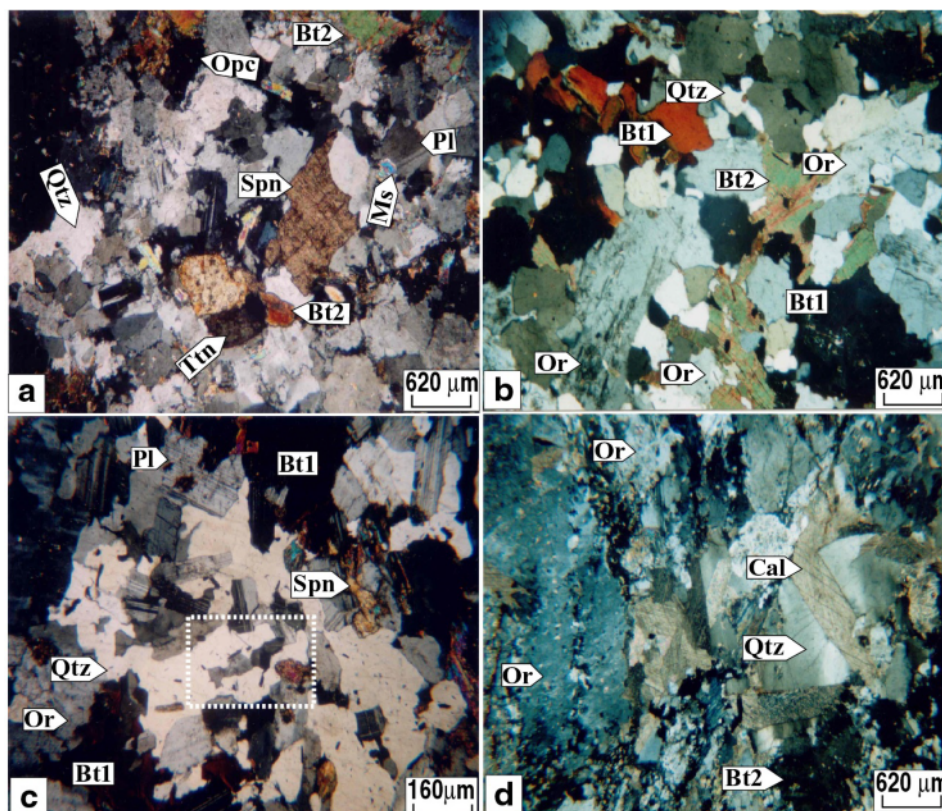
کوارتز به‌صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکلدار (شکل ۳a, ۳b, ۳c)، در دو اندازه‌ی متفاوت مشاهده می‌شود. کوارتز دارای اذخال‌هایی از زیرکن، آپاتیت سوزنی و میله‌ای، به‌دردت تورمالین و بیوتیت کلریتی شده ریز بلورند. در برخی بلورهای کوارتز، خوردگی‌های خلیجی شکل مشاهده می‌شود (شکل ۲c). کوارتز گاه خاموشی موحی نشان می‌دهد و دارای اذخال‌های شکلدار کانی‌های دیگر است. حضور عمومی اذخال‌های شکلدار در کانی‌های کوارتز تغییرشکل نیافته به رخ ندادن تغییرات گسترده‌ی شکل دانه در شرایط نیمه جامد حین سردشدن تدریجی ماگما نسبت داده شده است [۱۴، ۱۵]. کوارتزهای ریزدانه به‌صورت اذخال‌های کروی و حبابی شکل درکناره‌ها و مرکز پلاژیوکلاز (شکل ۳b، ۳c) دیده می‌شوند (میرمکیت) که می‌توان آنرا به رشد دانه درحالت کوارتز جامد در فلدسپار [۱۶، ۱۷] و یا تشکیل در فرایندهای همزمان با تبلور نسبت داد، خصوصاً که این دانه‌ها خاموشی عادی دارند.

های متعددی باترکیب دیابازی و آپلیتی توده را قطع کرده‌اند. برونوم‌های بیضوی تا عدسی شکل، غنی از بیوتیت، باحواشی دنداندار و اندازه‌ی چند تا ده سانتیمتر در سنگ‌های توده دیده می‌شوند. انبوهه‌های بیوتیت [۳] احتمالاً خاستگاه رستی داشته و غنای بیوتیت در این برونوم‌ها احتمالاً نشانگر خاستگاه رسوبی آن‌هاست. علائم اختصاری کانی‌ها از [۱۳] اقتباس شده‌اند.

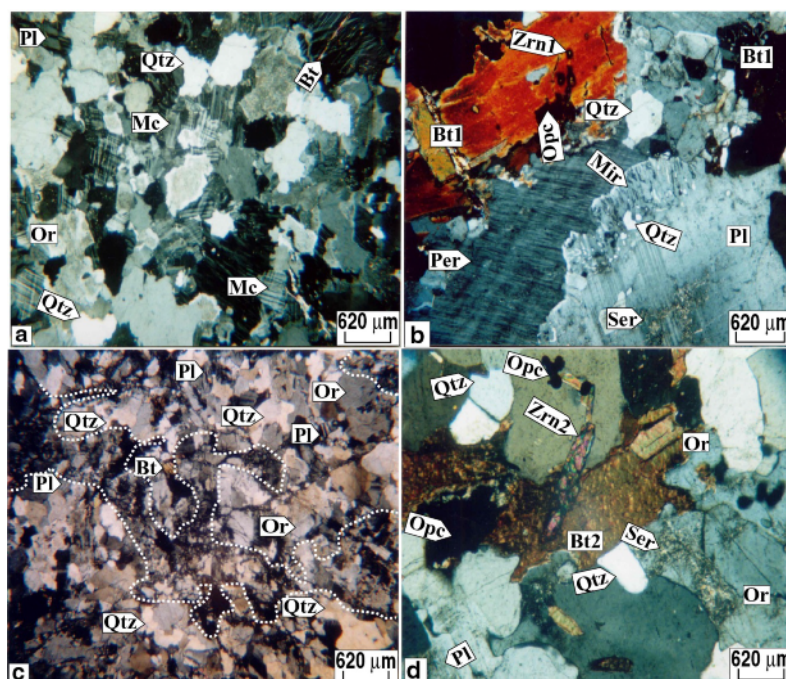
سنگ‌نگاشتی سنگ‌های توده‌ی می‌شو

سنگ‌های گرانیتی توده‌ی می‌شو دارای کوارتز (شکل ۱c, ۱d, ۲c, ۲b, ۲a)، میکروکلین، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، بیوتیت (شکل ۲b)، مسکویت (شکل ۱c)، آپاتیت، زیرکن و اپیدوت ماگمایی هستند.

بافت اصلی سنگ دانه دانه‌ای نیمه شکل‌دار است. بافت‌های پرتیتی، میرمکیتی نیز به‌عنوان بافت‌های فرعی در سنگ دیده می‌شوند. بافت‌های پرتیتی در ارتوکلاز و میکروکلین و نیز بافت‌های میرمکیتی در کناره‌های و درمرکز پلاژیوکلاز شکل گرفته‌اند. آپاتیت شکل‌دار و ستونی و به‌صورت اذخال در کانی‌ها دیده می‌شود. کلریت، کانی‌های رسی، کانی‌های اکسیدی (شکل ۱d) و اسفن (شکل ۲a) ناشی از دگرسانی کانی‌های دیگر بوده و زینوکریست‌های کربناتی (شکل ۲d) در نتیجه‌ی



شکل ۲ اسفنه‌های موجود در نمونه‌ها (a) همراه با بیوتیت‌های نسل دوم (a)، بیوتیت‌های نسل دوم (b، c)، زینوکریست‌های کربناتی درون نمونه‌های توده‌ی (d)، کوارتزهای بی‌شکل و پرکننده‌ی فضای بین‌کانی‌ها (c).



شکل ۳ تشکیل میکروکلین در کنار ارتوز و کوارتزهای دارای کرانه‌های خلیجی (a)، بیوتیت‌های نسل اول در کنار پرتیت‌ها (b) و میرمیکت‌های پیرامون پلاژیوکلاز (b)، خردشدگی‌های کانیه‌های کوارتز در اثر زمین‌ساختی پس از جای‌گیری (c)، زیرکن‌های نسل دوم و ماگمایی بر روی بیوتیت‌های نسل دوم (d).

دارای ادخال‌های زیرکن با کرانه‌های گسترده‌ی متامیکت شده است (شکل ۳b، ۳d، ۱c و ۱d) که این زیرکن‌ها می‌توانند به ارث رسیده باشند [۱]. این نسل بیوتیت‌ها رستیتی و نسل اول محسوب شده خصوصاً که وجود هم‌رشدی با کوارتز نیز شاخصی از رستیتی و نسل اول بودن [۱۸] آن‌هاست. بیوتیت به‌صورت بلورهای تقریباً شکل‌دار با ادخال‌های شکل‌دار زیرکن بدون حاشیه واکنشی دارای رخ‌هایی روشن و چندرنگی قهوه‌ای روشن نیز دیده می‌شود (شکل ۲b). بیوتیت به‌صورت ادخال‌های نیمه‌شکلدار، سوزنی و کلریتی شده نیز در برخی کانیه‌ها دیده می‌شود.

در گرانیتوئید میشو پلاژیوکلاز عموماً به‌صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا شکل دار و دارای ماکل چندترکیبی دیده می‌شود (شکل ۲c، ۳a). پلاژیوکلازهای موجود در این توده آل بیت تا الیگوکلاز بوده (جدول ۲) و پلاژیوکلازها کمی سریستی شده‌اند (شکل ۳b) و دارای ادخال‌های زیرکن، آپاتیت و بیوتیت ریز و شکل دارند. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز (جدول ۲) سدیک بوده که از کرانه به مرکز کاهش تدریجی محتوای

کانی‌های فلدسپار قلیایی موجود در این توده به دو شکل میکروکلین دارای ماکل‌های مشبک و ارتوکلاز بی شکل تا نیمه‌شکلدار است (شکل ۳a، ۳d). ارتوکلاز به دو صورت پرتیتی و تک بلور مشاهده می‌شود (شکل ۳b). ارتوکلاز پرتیتی و نوع تک بلور گاه دارای تکه‌های جانشین شده میکروکلین است (شکل ۳a). وجود این دو شکل ارتوکلاز در کنار هم موید تبلور در شرایطی است که تغییرات کانیه‌شناسی گسترده و زمان لازم برای این تغییرات ممکن نبوده است. ارتوکلاز پرتیتی در مقاطع با حالت رشته‌ای و ریسمانی نیز دیده می‌شود (شکل ۳b) که بلورهای بدون دگرسانی را نشان می‌دهد. میکروکلین شکلدار تا بی‌شکل به‌صورت درشت بلور (جدا و مستقل) و بلورهای ریز درون ارتوکلاز دیده می‌شود که بافت مشبک شاخص را نشان می‌دهد. میکروکلین نیزگاه پرتیتی شده است. به‌طور کلی کانیه‌های فلدسپار قلیایی دگرسانی ناچیزی نشان می‌دهند.

نسل اول بیوتیت در نمونه‌ها دارای چندرنگی قهوه‌ای پررنگ و کرانه‌های با انبوهه‌هایی از کانیه‌های اکسیدی، چندبری و با سمت یافتگی ضعیف است. این نسل بیوتیت

آنورتیت را نشان می‌دهد. برخی نمونه‌ها بافت میرمیکیتی را در پلاژیوکلازها نشان می‌دهند (شکل ۳b). این پلاژیوکلازها دارای اذخال‌های شکل‌دارند. وجود اذخال‌های شکل‌دار در جدول ۲ نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های گرانیتوئید میشو، نسبت‌های مختلف عناصر و میزان کروندوم استاندارد (C Norm) و دمای اشباع زیرکن (T o C) بر اساس [۳۴]

sample	G4	G6	G7	G8	G105	G109	G5	G108	G101	G111	RY2	DB5G2DB4G1	DB2	ANK2	G112	G106	ANK1	G107	میانگین	
SiO ₂	۷۰/۱۳	۷۰/۷	۶۷/۸	۷۰	۶۹/۵	۶۹/۸	۶۹	۶۹/۶	۶۸/۲	۷۲/۲	۷۳	۵۶/۸۴	۵۷/۲۵	۷۳/۱	۶۰/۳۴	۶۷	۶۵/۹	۵۹/۹۸	۶۶/۷	۶۷/۲۲
TiO ₂	۰/۴۶۱	۰/۳۳	۰/۴۶	۰/۴	۰/۴۵	۰/۵	۰/۴	۰/۴۳	۰/۴۱	۰/۳۷	۰/۱	۰/۴۵	۰/۱۶۴	۰/۳۲	۰/۷۹۵	۰/۴	۰/۳۸	۰/۷۶۲	۰/۳۳	۰/۴۱۸
Al ₂ O ₃	۱۵/۹۳	۱۵/۷	۱۵/۷	۱۷	۱۵/۹	۱۶/۸	۱۶	۱۶/۱	۱۶	۱۵/۲	۱۵	۱۸/۲۸	۱۹/۹۷	۱۵	۱۷/۹۱	۱۸	۱۷/۲	۱۷/۰۱	۱۷/۵	۱۶/۵۶
Fe ₂ O ₃ (t)	۳/۱۷	۳/۳۹	۳/۱۹	۳	۳/۱۵	۳/۱۴	۲/۸	۲/۹۲	۲/۸۳	۲/۳	۰/۵	۸/۸۵	۷/۵۵	۲/۵۴	۶/۸۴	۴/۳	۵/۳۳	۱۰/۰۵	۴/۳۸	۴/۱۹
MnO	۰/۰۳۲	۰/۰۲	۰/۰۴	۰	۰/۰۴	۰/۰۳	۰	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰	۰/۱۹	۰/۱۹۹	۰/۰۳	۰/۰۶۲	۰	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۵
MgO	۰/۷۹	۰/۴۹	۰/۷۶	۰/۷	۰/۶۸	۰/۸۴	۰/۶	۰/۶۱	۰/۶	۰/۶	۰	۰/۵۴	۰/۲	۰/۵	۱/۸۳	۰/۴	۰/۸۵	۲/۲۸	۰/۷۹	۰/۷۴
CaO	۱/۱۷	۰/۹۲	۱/۰۹	۱/۱	۱/۱۷	۰/۷	۱	۱/۰۲	۰/۸۶	۱/۴	۰/۴	۲/۳۴	۱/۵۳	۰/۸۲	۱/۳۵	۲/۹	۱/۱۳	۰/۹	۱/۱۸	۱/۲۱
Na ₂ O	۲/۳۸	۲/۴۱	۲/۴۲	۲/۲	۲/۵۴	۲/۸۷	۲/۵	۲/۳۶	۲/۰۴	۲/۶۶	۰/۱	۳/۸۶	۴/۲۸	۲/۳۶	۲/۷۲	۱/۹	۲/۵۵	۱/۴۶۸	۲/۶۸	۲/۴۳
K ₂ O	۴/۷۲	۴/۹۱	۴/۳۱	۴/۱	۴/۲۴	۴/۵	۴/۶	۴/۱۷	۳/۹۶	۱/۷۱	۹/۴	۴/۸۵	۵/۳۷	۴/۱۳	۳/۵۵	۳/۳	۳/۹	۵/۰۶	۴/۱۹	۴/۴۷
P ₂ O ₅	۰/۱۲۸	۰/۱	۰/۱۲	۰/۱	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۰۸	۰	۰/۲۹۷	۰/۱۴۸	۰/۱۱	۰/۱۳۲	۰	۰/۰۶	۰/۱۷۳	۰/۱	۰/۱۲
Total	۹۸/۹۱	۹۸	۹۵/۹	۹۸	۹۷/۷	۹۹/۶	۹۷	۹۷/۳	۹۵/۱	۹۶/۶	۹۸	۹۶/۵	۹۶/۶۶	۹۸/۸	۹۵/۵۳	۹۸	۹۷/۳	۹۷/۷۴	۹۸/۸	۹۷/۴۶
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	۳۴/۵۵	۴۷/۸	۳۴/۲	۳۸	۳۵/۷	۳۳/۷	۴۱	۳۷/۴	۳۸/۷	۴۱/۴	۱۰/۱	۴۰/۶۲	۱۲۱/۸	۴۶/۳	۲۲/۵۳	۴۸	۴۵/۳	۲۲/۳۲	۵۳/۵	۴۶/۵۲
La	۴۲	۴	۳۶	۱۴	۲۲	۲۰	۱۳	۲۲	۱۱	۱۴	۹	۵۶	۴۲	۱۴	۲۲	۹	۲۱	۶۳	۲۸	۲۴
Ce	۵۵	۲	۴۶	۲۴	۴۰	۲۹	۲۶	۳۶	۳۳	۱۷	۲۲	۱۶۱	۱۹۸	۴۴	۳۸	۷	۴۷	۳۸۸	۲۴	۶۵
Y	۲۹	۲۵	۲۶	۲۹	۲۷	۲۷	۲۸	۲۹	۲۵	۳۴	۲۱	۲۷	۳۳	۲۵	۲۴	۳۶	۳۴	۳۷	۲۸	۲۹
Rb	۱۴۹	۱۳۷	۱۳۲	۱۴۳	۱۳۱	۱۲۷	۱۴۱	۱۴۳	۱۱۵	۶۴	۱۱۴	۹۰	۱۰۳	۱۲۵	۸۸	۱۴۴	۱۸۰	۲۶۰	۱۶۸	۱۳۴
Sr	۷۷	۶۳	۸۴	۷۴	۸۹	۹۴	۷۵	۷۶	۹۴	۱۷۲	۱۶	۱۳۴	۴۴	۶۸	۸۰	۱۱۸	۸۸	۹۶	۸۶	۸۶
Ba	۸۱۴	۶۷۴	۸۹۶	۷۸۷	۸۲۸	۸۲۷	۵۹۷	۷۰۰	۶۸۱	۱۳۲۳	۸۵۵	۸۰۵	۱۱۴	۳۸۶	۷۵۳	۶۰۷	۶۲۶	۱۷۳۳	۶۹۳	۷۷۴
Zr	۱۶۹	۱۱۶	۱۷۶	۱۷۴	۱۵۶	۲۰۱	۱۵۴	۱۸۸	۱۵۷	۸۱	۱۵۰	۵۱۵	۶۶۰	۱۴۵	۱۶۹	۱۹۸	۱۸۴	۲۰۸	۲۰۲	۲۱۱
Hf	۸	۵	۶	۳	۹	۷	۲	۵	۱	۶	۸	۱۱	۹	۱۳	۵	۲	۷	۵	۱۱	۶
Nb	۹	۵	۸	۱۱	۸	۸	۱۰	۱۲	۹	۸	۹	۷۷	۹۹	۸	۱۱	۹	۱۱	۸	۱۱	۱۷
Pb	۲۱	۲۰	۲۵	۱۴	۲۲	۱۴	۱۸	۱۵	۱۸	۱۴	۷	۸	۱۱	۱۷	۱۲	۳۳	۱۳	۴۰	۱۴	۱۸
Th	۱۰	۱۱	۹	۸	۱۰	۱۴	۶	۶	۷	۸	۱۵	۴	۱۱	۱۰	۱۶	۱۷	۱۶	۱۳	۱۷	۱۱
U	۴	۴	۴	۱	۷	۶	۶	۲	۳	۱	۷	۲	۸	۱	۷	۹	۸	۶	۹	۵
T ⁰	۸۲۸	۷۸۶	۸۲۴	۸۳۴	۸۱۲	۸۳۹	۸۱۱	۸۳۶	۸۲۷	۷۷۰	۸۰۴	۸۸۳	۹۲۳	۸۱۲	۸۲۰	۸۳۲	۸۳۳	۸۴۴	۸۳۹	۸۲۸
Rb/Sr	۱/۹۴	۲/۲	۱/۶	۱/۹	۱/۵	۱/۴	۱/۹	۱/۹	۱/۲۲	۰/۳۷	۴/۱	۰/۶۷	۲/۳۴	۱/۸	۱/۱	۱/۲	۲/۱	۲/۷۱	۲	۰/۹۹
C (Norm)	۵/۰۸	۵/۰۱	۵/۳۷	۷/۱	۵/۲۳	۶/۲۱	۵/۳	۶/۱	۷/۰۹	۶/۶۱	۳/۵	۳/۱۳	۴/۶۸	۵/۳۷	۷/۴۵	۵/۶	۶/۸۱	۷/۸۹	۶/۶۴	۵/۷۹

برای تشکیل مقادیر زیاد مسکویت می‌تواند متاثر از صعود سریع مذاب درحین تبلور در اثر دایکی شدن و تغییر شرایط تشکیل مسکویت باشد.

زیرکن کانی دیگر فرعی موجود توده‌ی گرانیتوئیدی است. زیرکن به دو حالت دیده می‌شود. زیرکن‌هایی که نسبت ظاهری [براساس ۱۹] نزدیک به ۱ داشته (بی‌شکل تا کروی) و دارای حاشیه‌های گسترده‌ی متامیکیتی هستند (جدول ۳) و در بیوتیت‌های رستیتی دیده می‌شوند (نسل اول زیرکن، شکل ۱c). زیرکن‌های نسل دوم به‌صورت شکل‌دار و با حاشیه‌ی بسیار ضعیف متامیکیتی دیده می‌شوند. این زیرکن‌ها دارای

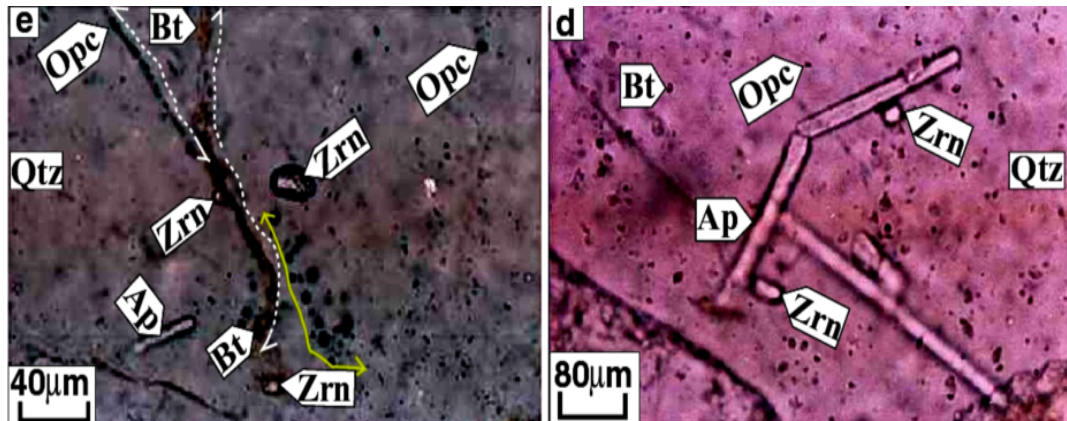
کانی‌های فرعی و زیرکن

کانی‌های فرعی سنگ‌های گرانیتوئید میشو شامل زیرکن، آپاتیت، اپیدوت، آلانیت، تورمالین و موسکویت‌اند. آپاتیت به صورت سوزنی - میله‌ای و شکل‌دار دیده می‌شود که در کانی-های مختلفی به‌صورت اذخال (خصوصاً در کوارتز) دیده می‌شود (شکل ۴d).

موسکویت به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل در کنار بیوتیت‌ها، ریزتر از بیوتیت‌ها و پرکننده‌ی فضای بین فلدسپارهای قلیایی دیده می‌شوند (شکل ۱c). گستره‌های کوچک P - T تبلور مسکویت و احتمال کافی نبودن زمان

دیده می‌شوند. زیرکن‌های نسل اول به‌عنوان زیرکن رستیتی و به ارث رسیده از گرانیت‌ها نوع S در توده در نظر گرفته می‌شوند.

کرانه‌های رورشدی هستند (شکل ۴e, d, ۴d). نسبت ظاهری این گروه بیشتر از یک بوده و در بیوتیت‌های رستیتی مشاهده نمی‌شوند، ولی در کانی‌های متفاوتی به صورت ادخال



شکل ۴ زیرکن‌های ماگمایی و آپاتیت‌های میله‌ای - سوزنی در کوارتز (d, e)، زیرکن‌ها با سمت‌گیری مشخص و کرانه‌ی ضعیف متمایکتی (e).

جدول ۳ نسبت ظاهری زیرکن در کانی‌های موجود در گرانیتوئید میشو.

در میزبان بیوتیت نسل دوم (ماگمایی)		در میزبان بیوتیت نسل اول (رستیتی)		در میزبان کوارتز		در میزبان ارتوز	
۳/۸	۲/۹۹	۲/۲۵	۱/۵۳	۱/۹۸	۲/۳۷	۱/۹۲	۲/۶
۳/۹	۳/۰۱	۲/۷۷	۱/۷۵	۲	۲/۴۳	۲/۰۲	۲/۶
۳/۹	۳/۰۳	۲/۰۷	۱/۰۶	۲/۰۱	۲/۴۶	۲/۰۳	۲/۶
۴	۳/۰۶	۲/۰۸	۱/۰۲	۲/۰۱	۲/۵۴	۲/۰۷	۲/۶
۴/۱	۳/۱۳	۲/۷۵	۱/۲۵	۲/۰۶	۲/۵۶	۲/۱۵	۲/۶
۴/۷	۳/۱۵	۲/۹۲	۱/۶۲	۲/۱۲	۳	۲/۱۵	۲/۷
۴/۷	۳/۱۷	۳/۲۶	۱/۸۳	۲/۱۶	۳/۲۸	۲/۱۸	۲/۷
۳/۸	۳/۲	۳/۱۶	۱/۲۸	۲/۱۸	۳/۵۷	۲/۲۱	۲/۷
۳/۵	۳/۲۵	۳/۰۵	۱/۶۹	۲/۲۲	۳/۹۲	۲/۴	۲/۷
۳/۶	۳/۲۶	۳/۳۱	۱/۱۱	۲/۲۳	۴/۲۸	۲/۴۵	۲/۷
۳/۶	۳/۳۴	۳/۳۳	۱/۸۸	۲/۲۴	۲/۸۴	۲/۵۲	۲/۷
۳/۶	۳/۳۶	۳	۱/۷۶	۲/۲۵	۲/۸۶	۲/۵۳	۲/۸
۳/۶	۳/۴۱	۲/۴۹	۱/۲۶	۲/۳۳	۲/۸۷	۲/۵۶	۲/۸
۳/۷	۳/۷۷	۳/۵۲	۱/۵	۲/۵	۲/۳۶	۲/۸۹	۲/۷

گارنت نیز در برخی مقاطع دیده می‌شود که می‌تواند از شکست بیوتیت حاصل شده باشد ولی اندک بودن این کانی ممکن است ناشی از کافی نبودن زمان برای شکست بیوتیت و تشکیل گارنت در اثر فرایند صعود سریع باشد. در واقع فرایند

زیرکن‌های به ارث رسیده درون بیوتیت‌های موجود در برونوم‌های سورمیکاسه موجود در توده نیز دیده می‌شوند که احتمالاً حمل این برونوم‌ها در اثر نیروهای وارد شده و با فرایند سریع حمل ناشی از ساز و کار دایکی شدن وابسته است.

سریع صعود می‌تواند شرایط شکست بیوتیت و تبدیل آن به گارنت را تغییر داده باشد.

اپیدوت کانی فرعی است که به صورت کانی‌های نیمه شکل-دار با حواشی کمی انحلال یافته، در حد فاصل مرز بیوتیت و فلدسپار دیده می‌شود. لازم به یادآوری است که این اپیدوت‌ها بر روی بیوتیت و پلاژیوکلاز مشاهده نمی‌شوند. در مقاطع دارای این کانیها، میرمیکیتی شدن پلاژیوکلاز در حاشیه و مرکز، فراوانی اذخال‌های بیوتیت در پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی و تکه‌های میکروکلین در ارتوکلاز دیده می‌شود. لازم به یادآوری است که اپیدوت‌های دگرنهاده در طی دگرسانی و از کانی‌هایی نظیر پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول و ... ایجاد می‌شوند. با توجه به عدم مشاهده دگرسانی کانی‌های یاد شده به اپیدوت، مرز مشخص اپیدوت با کانی‌های بیوتیت و فلدسپار، نیمه شکل‌دار بودن و کرانه‌های کمی انحلال یافته اپیدوت، این اپیدوت‌ها ماگمایی هستند. پوشش یافتن اپیدوت و آلانیت با بیوتیت و یا انبوه‌های فلدسپار پتاسیم باعث شد تا رشد این دو کانی سریعتر از انحلال آن‌ها باشد و پوشش آن‌ها از جذب کامل این کانی‌ها به وسیله مذاب جلوگیری کرده‌اند. اپیدوت تنها در مقاطع با تکه‌های میکروکلین درون ارتوکلاز و بافت میرمیکیتی دیده می‌شود که در این نمونه‌ها کانی‌های اکسیدی Fe – Ti به صورت اولیه دیده نمی‌شوند. اپیدوت‌های ماگمایی اغلب در گرانیتهای پالئوزوئیک تا کامبرین گزارش شده‌اند [مثلاً ۱۱، ۱۲ و منابع موجود در آن‌ها] که با سن نسبی توده‌ی مورد بررسی [هرسی نین ۱۰] نیز سازگار است.

اختصاصات ژئوشیمیایی توده

بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی، نمونه‌های توده (جدول ۱) به-شدت پرآلومینیوم بوده ($A/CNK = ۲/۳۵ - ۱/۴$) و در گستره-ی گرانیتهای همزمان و پس از برخورد ($۵C, ۵B, ۵A$) قرار می‌گیرند. میزان کروندوم نرماتیو بیشتر از ۳/۵۲٪ بوده و در اغلب نمونه‌ها به نسبت $K_2O/Na_2O > ۱$ است. روند منفی تغییرات TiO_2 نسبت به SiO_2 در نمونه‌ها شاخصی از منطقه-بندی ترکیبی سنگ‌های توده [۲۰] و همبستگی منفی P_2O_5 و SiO_2 در نمونه‌ها (شکل ۶A، ۶B) شاخصی از فعالیت پایین CaO است [۲۱]. نسبت Rb/Sr در نمونه‌ها بین ۸/۱ - ۳۸ و میانگین ۲/۰۱ بوده که بر اساس [۲۲، ۲۳]، تشکیل مذاب با

حضور بخار را پیشنهاد می‌کند که می‌تواند از شکستن کانی-های آبدار فراوان خاستگاه مثل بیوتیت نتیجه شده باشد. همچنین تنوع در تمرکز Rb و Sr نسبت تغییر پذیری (Variable Proportion) فلدسپار و بیوتیت باقیمانده در خاستگاه حین آتاکسی را پیشنهاد می‌کند [۲۳]. مقدار Rb در نمونه‌ها بالا بوده که از ویژگی‌های گرانیتهای همزمان با برخورد است [۲۴]. مقدار Zr نمونه‌های توده‌ی بین مقادیر (۴۲ ppm - ۷۷۵ و میانگین ۲۲۲ ppm) بوده که نزدیک به میانگین زیرکن پهنه‌ها و گریوک‌ها [۲۵، ۲۲۲ ppm] است (شکل ۵D). این دامنهی تغییرات را می‌توان به وجود زیرکن رستیتی و Zr موجود در مذاب متبلور شده نسبت داد [۱، ۲۵]. نسبت Al_2O_3/TiO_2 بالای نمونه‌ها (۲۲/۵ - ۳۰/۵ و میانگین ۵۸/۱) شاخصی از درجات ذوب بخشی بالاتر و تشکیل مذاب-های با دمای بالا و جدایش مذاب از پروتولیت است [۲۶].

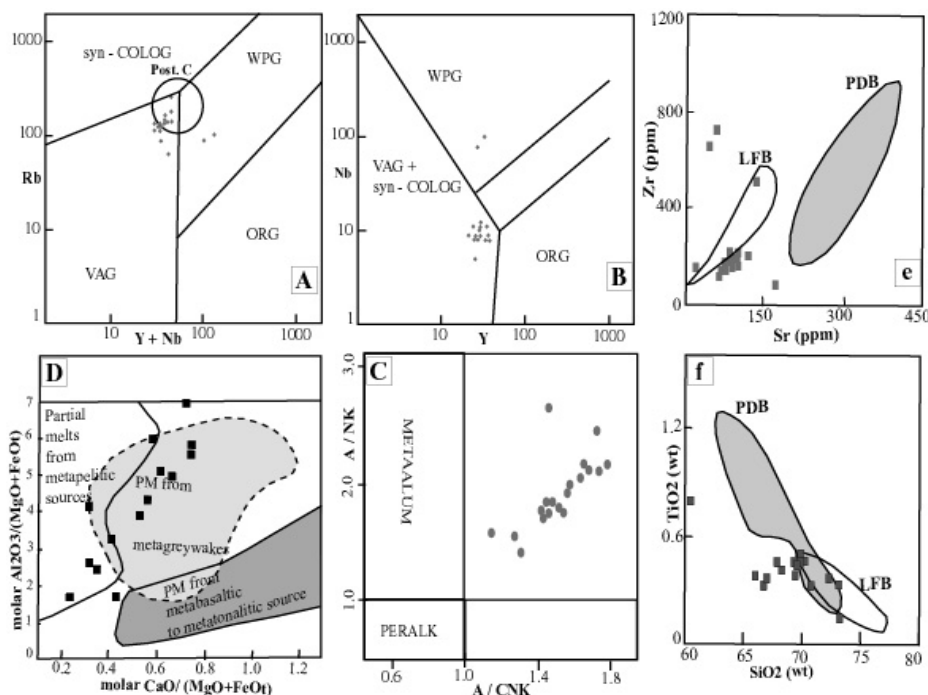
نمونه‌های توده از نظر خاستگاه در گستره‌های متاگریوکی و شبه پهنه‌ای قرار می‌گیرند که یک خاستگاه دوگانه را برای سنگ‌های توده پیشنهاد می‌کند. ویژگی‌های سنگ‌های توده، مشابه با گرانیتهای کمر بند چین خورده‌ی لاجلان استرالیا بوده و نیز دارای شباهت‌هایی با کمر بند پروتروزوئیک دامارای نامیبیا هستند (شکل ۵f, ۵e).

در الگوهای عناصر کمیاب، بی‌هنجاری‌های منفی Sr، Nb و Ti مشاهده می‌شود (شکل ۶c, d). بی‌هنجاری منفی Ti را می‌توان به ورود کانی‌های مافیک مانند بیوتیت نسبت داد که احتمالاً بیوتیت‌های رستیتی بوده‌اند.

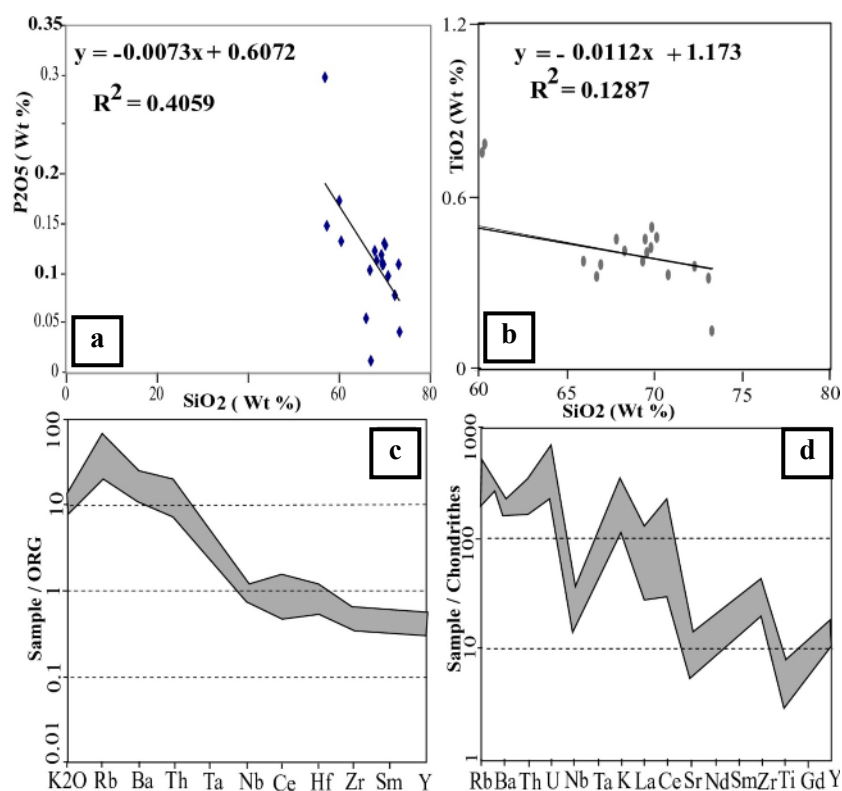
با توجه نکات یاد شده، می‌توان به تاثیر و نقش مهم فرایند جدایش در تبلور و جدایش مذاب در خاستگاه اشاره کرد. در واقع سرعت شدید صعود باعث باقی ماندن ویژگیهای اولیه مذاب شده است. از طرفی این سرعت صعود شدید باعث شده است تا آلایش پوسته‌ای کمترین تاثیر را در صعود مذاب داشته باشد. محیط‌های برخوردی محیط‌های مناسبی برای تشکیل دایک‌ها و سیستم‌های شکستگی بوده و نمونه‌های توده این ویژگی را نشان می‌دهند، و این ویژگی باعث شد تا محیط مناسبی برای ساز و کار دایکی شدن با انتشار شکستگی‌ها به وجود آید. معمولاً در محیط‌های برخوردی، ساز و کار اصلی صعود مذاب گنبدی است، و تنها ساز و کار صعود نیست. علاوه بر گنبدی، محیط‌های تراکشی و گسله‌های موازی با راستای

های مخروطی در سازند کهر، [۱۰]) به نظر می‌رسد که ساز و کار گنبدی شدن نقش اصلی را نداشته و نقش سیستم‌های گسله در انتقال مواد مذاب از طریق دایکی شدن و انتشار شکستگی‌ها به سطح بیشتر بوده است.

بیشینه تنش نیز می‌تواند در انتقال مواد مذاب از عمق به سطح نقش داشته باشند. در منطقه‌ی مورد بررسی با توجه به نزدیکی این توده به گسله تبریز، گسله‌های جنوبی و شمالی میشو و عدم مشاهده ساختارهای وابسته با گنبدی (مانند چین خوردگی -



شکل ۵ نمونه‌های توده‌ی گستره‌ی گرانیتهای کمان آتشفشانی و محیط برخوردی را نشان می‌دهند (نمودارها بر اساس [۲۴]، a، b، نمونه‌های توده همسان نزدیک به نمونه‌های گرانیتهای مشاهده شده در کمربند چین خورده‌ی لاچلان استرالیا (LFB) و کمربند پروتروزوئیک دامارا نامیبیا (PDB) دارند (c، f گستره‌های گرانیتهای این نواحی از [۲۰] اقتباس شده‌اند). سنگ‌های توده‌ی به شدت پرآلومینیوم بوده (e، بر اساس [۲۴]) و از نظر خاستگاه در گستره‌ی متاگروکها و متاپلیت‌ها قرار می‌گیرند (d این گستره‌ها از نمودارهای [۲۳] اقتباس شده‌اند).



شکل ۶ روند منفی بین SiO_2 نسبت به P_2O_5 و TiO_2 و الگوهای عناصر کمیاب مشاهده شده‌ی نمونه‌های توده‌ای که نسبت به ORG و کندریت (بر اساس [۲۴]) بهنجار شده‌اند.

بحث، برداشت، و مدل پیشنهادی نهایی

وجود ویژگی‌های ژئوشیمیایی هنگامی که با مباحث سنگ-نگاشتی و زمین‌شناسی صحرایی تلفیق و همراهی شود، آنگاه در تحلیل نهایی نقش ارزنده‌ای خواهد داشت. با توجه به موارد ژئوشیمیایی یاد شده و تحلیل‌های پتروژنزی مبتنی بر کانی-شناسی توده که در ادامه ذکر شده‌اند، می‌توان برداشت نهایی را در مورد ساز و کار تشکیل توده را عنوان کرد.

وجود خوردگی‌های خلیجی در بلورهای کوارتز در نمونه‌ها و وجود خاموشی موجی در برخی کوارتزها به ترتیب می‌تواند ناشی از تغییرات حالت اوتکتیک کوارتز - فلدسپار قلیایی با تغییر فشار در حین جای‌گیری ماگما در سطوح مختلف پوسته [۱۴] و به‌وجود فشارهای در حین جای‌گیری و یا به فشار ماگمای در حال تبلور [۶] وابسته باشد.

وجود ارتوز پرتیتی و تکه‌های میکروکلین درون ارتوز در نمونه‌ها بیانگر تغییرات فشار حین بالآمدگی یا تزریق توده‌اند [۱۶، ۱۷]. وجود ارتوکلاز پرتیتی به‌صورت رشته‌ای و ریسمانی و بدون دگرسانی در نمونه‌های توده، شاخصی از جدایش گسترده‌ی آل بیت در فلدسپار پتاسیک است [۱۵]. تشکیل آل بیت - ارتوکلاز در کنار هم در نمونه‌های توده‌ی مورد بحث به افزایش مقادیر P_2O_5 [۱۸، ۱۹]، کاهش چسبندگی [۲۰]، کاهش مقدار و کاهش فعالیت آب [۴] و احتمالاً صعود سریع مذاب وابسته است. همچنین وجود تکه‌های میکروکلین درون ارتوکلاز و همراهی با بافت‌های میرمکتی، وجود پرتیتها درون ارتوکلاز و میکروکلین در برخی نمونه‌های توده را می‌توان به وجود فشارهای ناشی از فشار مذاب به بخش‌های جامد و متبلور شده [۱۵] و یا فشار ناشی از زمین‌ساختی خود ماگما، نیروی شناوری و حرکت سریع مذاب و بخش جامد تشکیل شده نسبت داد که در این حالت با خاموشی موجی در کوارتز [۱۵] و پیدایش اپیدوت [۱۲] همراه است. موارد یاد شده در نمونه‌های توده نیز مشاهده می‌شوند.

ویژگی‌های موجود در نسل اول بیوتیت‌ها به محتوای شیمیایی بیوتیت یا برخی عناصر درون بیوتیت (مثلاً Ti , F) یا فعالیت آب [۴] و فوگاسیته اکسیژن [۲۱] نسبت داده شده است. از طرفی باقی ماندن بیوتیت با توجه به پایداری تا دمای بالا، همزیستی با مذاب [۴] و شاید صعود سریع مذاب و امکان حمل آن توجیه می‌شود. وجود بیوتیت‌های کوچک به صورت ادخال در کانی‌های دیگر را می‌توان به تبلور در حالت‌های تحت اشباع از آب نسبت داد [۴]. تخریب بیوتیت در دگرگونی در تولید ماگما خصوصاً نوع S نقش داشته [۲۳، ۲۴] و باقی ماندن بیوتیت به‌صورت رستیت مستلزم جدایش سریع مذاب تشکیل شده، فراوانی بیوتیت در سنگ خاستگاه و عوامل مؤثر در پایداری بیوتیت در حین تبلور ماگمایی است. این حالت‌ها در محیط‌های برخورد صفحات لیتوسفری و یا همزمان با برخورد و پروتولیت مناسب به‌مقدار کافی فراهم است.

محتوای آنورتیت در پلاژیوکلازهای توده از مرکز به حاشیه به صورت تدریجی کاهش نشان می‌دهد (جدول ۲) که آن را می‌توان به کاهش فعالیت آب [۴] نسبت داد. کاهش فعالیت و محتوای آب در ماگما را می‌توان ناشی از تشکیل شکستگی‌ها و دایکی شدن دانست. فعالیت پایین آب باعث تشکیل مذاب با ترکیب کوارتز، فلدسپار قلیایی و پلاژیوکلاز [۴] می‌شود که با توده‌ی مورد بررسی اخیر نیز سازگار است.

حضور آپاتیت در کانی‌های متفاوت به‌صورت ادخال در نمونه‌های توده می‌تواند نشانگر فراوانی P_2O_5 طی روند تبلور باشد [۲۰]. از طرفی وجود شکل‌های سوزنی و میله‌ای و کشیده‌ی آپاتیت در کانی‌های مختلف و خصوصاً کوارتزهای پراکنده و پرکننده‌ی فضای بین بلوری را می‌توان به تغییرات سریع طی تبلور مذاب نسبت داد [۱۵] که با پایین بودن چسبندگی ماگما (در اثر فراوانی P_2O_5 [۲۰]) حین تبلور متأثر از صعود سریع ناشی از دایکی شدن امکان‌پذیر است. از طرفی جدایش کانی‌های رستیتی (در نمونه‌های توده شامل زیرکن و بیوتیت) را می‌توان نشانگر چسبندگی بالای ماگما [۲۷] در

منطقه خاستگاه عنوان عامل مهم در جدایش رستیت‌ها دانست. در منطقه‌ی خاستگاه، مذاب به مرور با تشکیل دایک‌ها و شکستگی‌های متعدد، امکان مهاجرت سریع را پیدا کرده است. در این وضعیت چسبندگی حین صعود کاهش یافته و دایک‌ها مسیر مناسب عبور آنگون بوده‌اند.

وجود اپیدوت ماگمایی در نمونه‌های توده، ابزار مفیدی برای برآورد فوگاسیته‌ی اکسیژن و نرخ بالا آمدگی و صعود مذاب است [۱۱، ۲۸-۳۰]. اپیدوت ماگمایی در ماگماهای اشباع از آب و فوگاسیته بالای اکسیژن میدان پایداری گسترده‌ای دارد [۲۸]. به دلیل انحلال سریع اپیدوت در ماگماهای گرانیتی [۱۱، ۲۹] حضور اپیدوت ماگمایی نشانگر احتمالی بالا آمدگی و صعود سریع در نتیجه دایکی شدن (و کمتر گنبدی) است [۱۱، ۱۲]. وجود اپیدوت تنها در مقاطع با تکه‌های میکروکلین درون ارتوکلاز و بافت میرمیکیتی و فقدان کانی‌های اکسیدی Fe – Ti به صورت اولیه در این نمونه‌ها می‌تواند نشانگر فعالیت پایین CO₂ [۳۱-۳۸] و وجود مناطق با فوگاسیته بالای اکسیژن [۳۲، ۳۵] و یا حضور شاره‌های اکسیدی [۳۶، ۳۷] باشد که این تأثیر را می‌توان ناشی از شاره‌های اکسیدی بالا آمده از منطقه‌ی فرورانس [۳۲، ۳۵-۳۷] دانست. همچنین وجود ساختارهای خلیجی در کانی‌های آلانیت و اپیدوت در نمونه‌های توده بیانگر نرخ سریع صعود ماگما [۱۱] در اثر دایکی شدن [۲۸] است. ارتباط ساختاری بیوتیت و اپیدوت نیز می‌تواند بیانگر همزمانی تبلور بیوتیت و اپیدوت باشد [۳۳].

با جمع‌بندی نکات یاد شده در شکل نموداری (شکل a ۷ c, ۷b, ۷) مدل پیشنهادی تشکیل توده ارائه شده است. در منطقه‌ی خاستگاه با توجه به ترکیب‌های آماده‌ی مستعد موجود در خاستگاه (متاگزیوک‌ها و متاپلیت‌ها) شرایط ذوب فراهم شده است. بیوتیت‌ها در مقابل ذوب بخشی مقاومت کرده و در اثر فشارهای محیط برخوردی، جدایش مذاب از خاستگاه انجام گرفته است. تشکیل دایک‌ها و شکستگی‌ها همراه با افزایش P₂O₅ (در نتیجه‌ی کاهش چسبندگی در حین صعود مذاب [۲۰]) و همراه با فشارهای یاد شده، محیط مناسب صعود (شکل a ۷) را فراهم کرده است. در این حالت برونوم-های عدسی شکل با کرانه‌های دنداندار و بریده، بیوتیت‌ها و زیرکن‌های رستیتی در مذاب باقی مانده و حمل شده‌اند (شکل

۷d, ۷f, ۷e, ۷h). همراه با کاهش فعالیت و حجم آب مذاب، اپیدوت ماگمایی تشکیل شده و با بیوتیت و فلدسپار در برگرفته شده و از ذوب و انحلال در امان مانده است. دایکی شدن و انتشار شکستگی‌ها باعث صعود سریع مذاب شده است که نتیجه‌ی این فرایند به صورت کاهش محتوای آنورتیت پلاژیوکلازها، تشکیل اپیدوت‌های ماگمایی، ادخال‌های فراوان شکل‌دار، زیرکن‌ها و بیوتیت‌های ماگمایی و تشکیل ارتوکلاز و آل بیت (تشکیل با تفاوت زمانی احتمالی یا تغییرات شرایط ترمودینامیکی در خاستگاه) در کنار هم حاصل شده است. همزمان با فشارهای موجود حین صعود سریع، احتمالاً هم رشدی‌های بیوتیت و کوارتز، قطعات میکروکلین درون ارتوکلاز، خاموشی موجی برخی کوارتزها و بافت‌های میرمیکیتی شکل نیز حاصل شده است (شکل ۷k). کلسیت‌ها در مراحل پایانی صعود و جای‌گیری به صورت قطعاتی درون مذاب حین تبلور افتاده (زینوکریست) و متبلور شده‌اند (شکل ۷g).

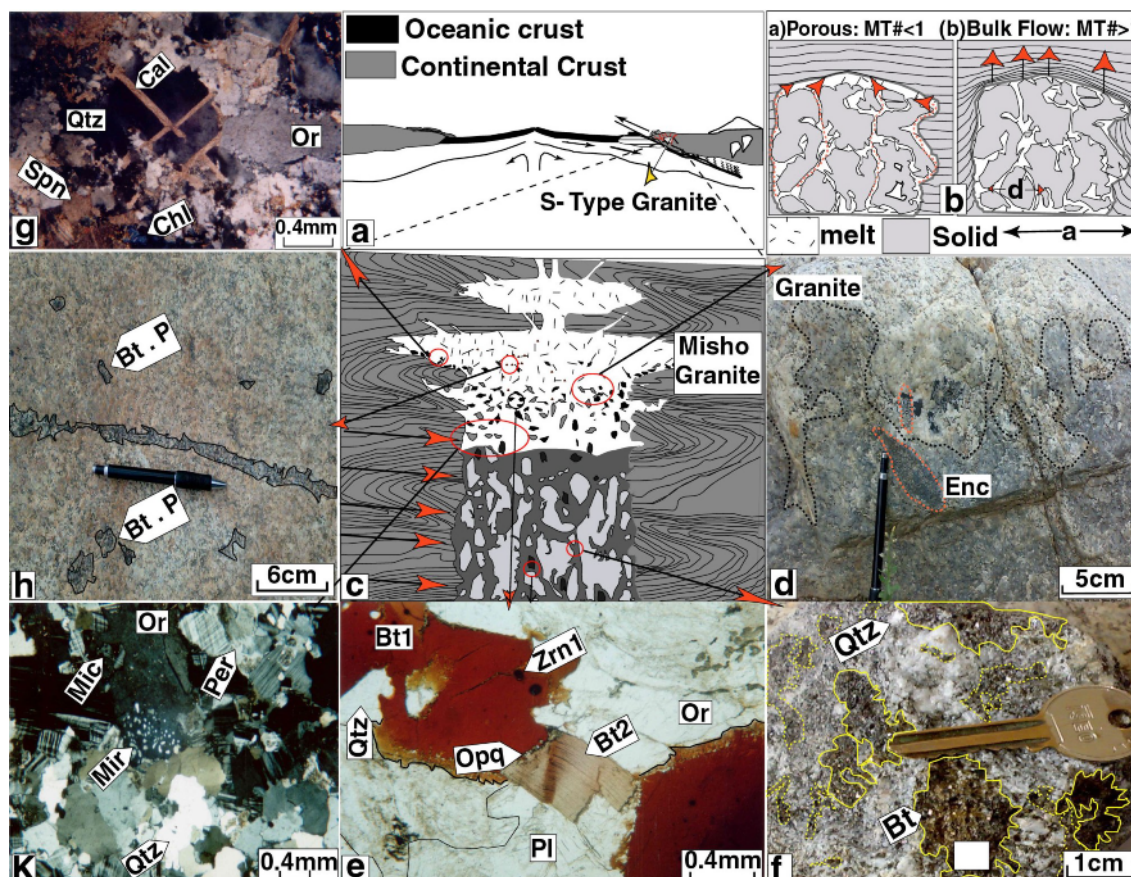
وجود فشارهای متعدد خصوصاً در کرانه‌های همگرا و مناطق برخوردی نیز عاملی تسهیل کننده در صعود ماگما در کنار ساختارهای زمین‌ساختی بوجود آمده ناشی از این فشارهاست. اصولاً در مناطق فشارشی و برخوردی، بسته به مسیر و جهت فشار، دایکی شدن می‌تواند در مسیر موازی با تنش بیشینه وارد بر منطقه صورت گیرد. در این حالت فشار به حداقل می‌رسد. این نکته تناقض احتمالی امکان انجام فرایند دایکی شدن در یک منطقه برخوردی و فشارشی را حل خواهد کرد.

هندسه‌ی توده‌ی گرانیتوئیدی میشو، نعل اسبی و حالت طویل شده‌ی توده، ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی توده همراه با نبود ساختارهای سنگی مجاور مانند ناودیس‌های حاشیه‌ای و فقدان چین خوردگی‌های مخروطی سازند کهر در مجاور توده، نزدیکی به گسل‌های بزرگ، دلایل زمین‌شناسی تأثیر ناچیز گنبدی در جای‌گیری و انتقال مذاب، مولد توده‌اند. با توجه به نتایج این کار پژوهشی، ساز و کار و انتقال مذاب و مدل تشکیل گرانیتوئید میشو به فرایند دایکی شدن همراه با گسترش شکستگی‌ها و آثار ناچیز گنبدی شدن نسبت داده می‌شود.

قدردانی

ایشان نیز تشکر می‌شود. دانشگاه تبریز و دکتر علی عامری به ترتیب در امور مالی و آزمایشگاهی مساعدت‌های بی دریغی داشتند که شایسته تقدیرند. نظرهای ارزنده داوران ناشناس این پژوهش شایسته تقدیر است.

این کار پژوهشی بدون راهنمایی‌های علمی و روشنگرانه استاد محترم دکتر محسن مودن از دانشگاه تبریز میسر نمی‌شد. بدینوسیله از ایشان تقدیر ویژه می‌شود. همچنین دکتر ان السن و جی دروپ به ترتیب از دانشگاه‌های جان هاپکینز و منچستر نیز در تحلیل‌ها و مدل نهایی نظرهای ارزنده‌ای داشتند از



شکل ۷ مدل نموداری ارائه شده از تشکیل توده در محیط فشارشی و برخوردی (a)، فرایند دایکی شدن و انتقال مذاب به صورت نموداری و در مقیاس کوچک (b)، توضیحات کامل از منبع [۲]، مدل نموداری تشکیل توده در نتیجه دایکی شدن (c)، با اقتباس از مدل ارائه شده توسط [۲] که برای توده ی میشو تعمیم داده شده است)، تشکیل برونوم‌های بیضوی و دوکی شکل (d)، دونسل بیوتیت (e) در کنار هم که نسل اول رستیتی بوده و دارای برونوم‌های زیرکن با کرانه‌ی گسترده‌ی متمایکت شده است ($Zrn_1 =$ زیرکن‌های نسل اول، Bt_1 و $Bt_2 =$ بیوتیت‌های نسل اول و دوم)، کرانه‌های بریده و دنداندار برونوم‌ها در نمونه‌ی دستی و غنای کانی‌های میکای تیره در برونوم‌ها (f)، تشکیل و رشد زینوکریست‌های کربناتی در اثر افتادن درون مذاب (g)، تشکیل انبوه‌های بیوتیت درون سنگ‌های توده (h)، تشکیل میرمیکیت، پرتیت و تکه‌های میکروکلین درون کانی‌های ارتوز در کنار هم (k، پرتیت = Per، میرمیکیت = Mir، میکروکلین = Mic)، فرایندها و چگونگی تشکیل هریک از موارد یادشده به وسیله‌ی دوایر و پیکان‌های سرخ شبیه‌سازی شده‌اند. توضیحات جامع تر برای هر بخش در متن ارائه شده‌اند.

مراجع

zone for granite plutons; the competing dynamics of melt transfer by bulk versus porous flow. Translation of royal society of Edinburgh; Earth sciences", 95, (2004) 49-58.

[3] Rene M., Matejka D., Nosek T., "Geochemical constrains on the origin of a distinct type of two –

[1] Clemens J. D., "S-type granitic magmas-petrogenetic issues, models and evidence, Earth-Science Reviews", 61(1-2), (2003) pp. 1-18.

[2] Olsen S.N., marsh B.D., Baumgartner L.P., "Modeling mid crustal migmatite terrains as feeder

- "Geochronological and mineralogical constraints on depth of emplacement and ascension rates of epidote-bearing magmas from northeastern Brazil", *Lithos* 105, (2008) 225–238
- [13] Kretz R., "Symbols for rock forming minerals", *Am. Mineral.* 68, (1983) 277 – 279
- [14] Shelly D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", Chapman and Hail, (1993).
- [15] R.H. Vernon, S.R. Paterson, "How late are K-feldspar megacrysts in granites?", *Lithos* 104, (2008) 327–336
- [16] Vernon R.H., "Quartz and feldspar microstructures in metamorphic rocks", *Canadian Mineralogist* 37, (1999) 513 – 524.
- [17] Vernon R.H., "A Practical Guide to Rock Microstructure", Cambridge University Press, (2004) Cambridge.
- [18] Ashworth J. R., Mclellan E.L., "textures, in : Ashworth, J. D. (ed) migmatites, blackie and Son, Glasgow", (1985) 180-203.
- [19] Dugan T. W., "Textural relations in melanosomes of selected specimens of migmatitic pelitic schists: implications for leucosome-generation processes", *Cont. Mm. Pet.*, 83, (1983) pp. 82-98.
- [20] Xu Cheng., Huang Z., Qi, L. Fu, P. Liu, C., Li, E., Guan T., "Geochemistry of cretaceous granites from Mianning in the Panxi region, Sichuan Province southwest china: Implications for their generation", *Journal of Asian Earth Sciences* 29, (2007) 737-750
- [21] Kalsbeek F., Jepsen H.F., Jones A., "Geochemistry and petrogenesis of S-type granite in East Greenland Caledonides", *Lithos*, 57, (2001a) 91-10
- [22] Harris N., Inger S., Massey J., "The role of fluids in the formation of high Himalayan leucogranite. In: Treloar", P.J., Searle M.P. (Eds.) *Himalayan Tectonics. Special Publication Geological society of London*, vol. 74, (1993) pp. 391-400.
- [23] Kalsbeek F., Hans F., Jepsen Allen P., Nutman "From source migmatites to plutons: tracking the origin of ca. 435 Ma S-type granites in the East Greenland Caledonian orogen." *Lithos*, Volume 57, Issue 1, (2001b), 1-21
- mica granites (Destna – Lasenice type) in Moldanubian batholith (Czech Republic)". Acta Montana, Ser. A* 130, (2003) 59 – 76 .
- [4] Rene M., Holtz F., Luo C., Beermann Stelling J., "Biotite stability in peraluminous granitic melts: Compositional dependence and application to the generation of two – mica granites in the South Bohemian batholiths (Bohemian Massif", Czech Republic). *Lithos*, 102, (2008) 538 – 553.
- [5] Vigneresse J.L., Clemens J.D., "Granitic magma emplacement neither diapirism nor neutral buoyancy." In: Vendeville, Y., Mart, Y., Vigneresse, J.-L. (Eds.), *From the Arctic to the Mediterranean: Salt, Shale and Igneous Diapirs In and Around Europe. Special Publication of the Geological Society of London*, vol. 174. Geological Society Publishing House, Bristol, (2000) pp. 1– 19.
- [6] Clemens J.D., Mawer C.K., "Granitic magma transport by fracture propagation." *Tectonophysics* 204, (1992) 339-360
- [7] Petford N., Kerr R.C., Lister J.R., "Dike transport of granitic magmas. *Geology* 21", (1993) 843-845
- [8] Scaillet B., Pecher A., Rochette P., Champenois M., "The Gangotri granite (Garhwal Himalaya): lacolithic emplacement in an extending collisional belt." *J. Geophys. Res.*, [Solid Earth] 100, (1995) 585-607
- [9] Clemens J.D., "Observation on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas", *J. Geol. Soc. (Lond.)* 155, (1998) 843-851.
- [۱۰] موبد محسن، مودن محسن، کلاگری علی اصغر، حسین زاده قادر، "کانی شناسی و پترولوژی توده گرانیتوئیدی میشو (جنوب غرب مرند – آذربایجان شرقی) و اهمیت ژئودینامیکی آن"، سیزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران. دانشگاه کرمان. (۱۳۸۴)، ص ۱۴۱–۱۴۶
- [11] Sial A.N., Toselli A.J., Saavedra J., Parada M.A., Ferreira V.P., "Emplacement, petrological and magmatic susceptibility characteristics of diverse magmatic epidote-bearing granitoid rocks in Brazil", *Argentina and Chile. Lithos* 46, (1999) 367-392.
- [12] Alcides N. Sial, Paulo M. Vasconcelos, Valdez P. Ferreira, Ricardo R. Pessoa, Roberta G. Brasilino, João M. Morais Neto.,

subducted continental crust : Petrology , mineral chemistry and fluid inclusion of UHP metamorphic veins from the Sulu orogen, eastern China", *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 72 , (2008) 3200 – 3228.

[33] Evans B W., Vance J.A., "*Epidote phonocrysts in dacitic dikes*", Boulder country, Colorado. *Contrib. Mineral. Petrol.* 96, (1987) 178-18

[34] Watson E.B., Harrison T.M., "*Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in variety of crustal magma types*", *Earth Planet.Sci.Lett.* 64: (1983) 295-304.

[35] Patino Douce A. E., Beard J. S., "*Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolites from 3 to 15 kbar*", *J. Petrol.* 36, (1995) 707-738.

[36] Patino Douce A. E., Johnston A. D., "*Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granites*", *Contrib. Mineral. Petrol.* (1991) 107: 202-218.

[37] Clemens J.D., Vielzeuf D., "*constraints on melting and magma production in the crust*". *Earth Planet.Sci.Lett.* 86, (1987) 287 – 306

[38] Clemens J.D., Watkins J.M., "*The fluid regime of hightemperature metamorphism during granitoid magma genesis*", *Contrib. Mineral. Petrol.* 140, (2001) 600–606.

[24] Pearce A., Harris N.B., Tindle A.G., "*Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks.*", *Journa.Petrol.* 25: (1984) 956-983.

[25] Talor S.R., McLennan S.M., "*The continental crust: its composition and evolution*". Blackwell, Oxford 1985.

[26] Sylvester P.J., "*Post – collisional strongly peraluminous granites*", *Lithos* 45, (1998) 29 – 44

[27] Chappel B.W., White A.J.R., Wyborn D., "*The importance of residual source material (restites) in granite petrogenesis*", *Journal of Petrology* 28, (1987) 1111–1125

[28] Schmidt M.W., Thompson A.B., "*Epidote in calc-alkaline magmas: and experimental study of stability*", phase relationship, and the role of epidote in magmatic evolution. *American Mineralogist* 81, (1996) 424-474

[29] Brandon A.D., Creaser R.A., Chacko T., "*Constrain on rates of granitic magma transport from epidote dissolution kinetic*", *science* 271, (1996) 1845-1848

[30] Weinberg R.F., Sial A.N., Pessoa R.R., "*Magma flow within the Tavares pluton, NE Brazil: compositional and thermal convection*" *Geological Society of America Bulletin* 113, (2001) 508–520.

[31] Ghent E.D., Nicholls J., Simony P.S., sevigny J.H., Stout M.Z., "*Hornblende geobarometry of the Nelson Batholith, southeastern British Columbia: tectonic implications*", *Can.J.Earth science.* 2, (1991) 1982-19

[32] Zhang Z., Shen K., Sun W.D., Liu Y.S., Lio J.G., Shi C., Wang J.L., "*Fluid in deeply*