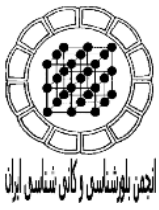
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال هجدهم، شماره‌ی ۲، تابستان ۸۹، از صفحه‌ی ۱۹۵ تا ۲۰۸



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 متاگریوک و متاپلیت است. ویژگی‌های صحرایی، کانی-شناسی، ژئوشیمیایی توده، وجود برونبوم‌های 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 می-دهد. 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

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 شده-اند.

ساز و کار جدایش مذاب از محل تشکیل، انتقال مذاب و جای‌گیری نیز همواره مورد توجه بوده است [۲، ۵ و منابع 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 درنظر گرفته شده است [۱، ۲، ۹]. برای بررسی بیشتر به [۱، ۲] مراجعه شود.

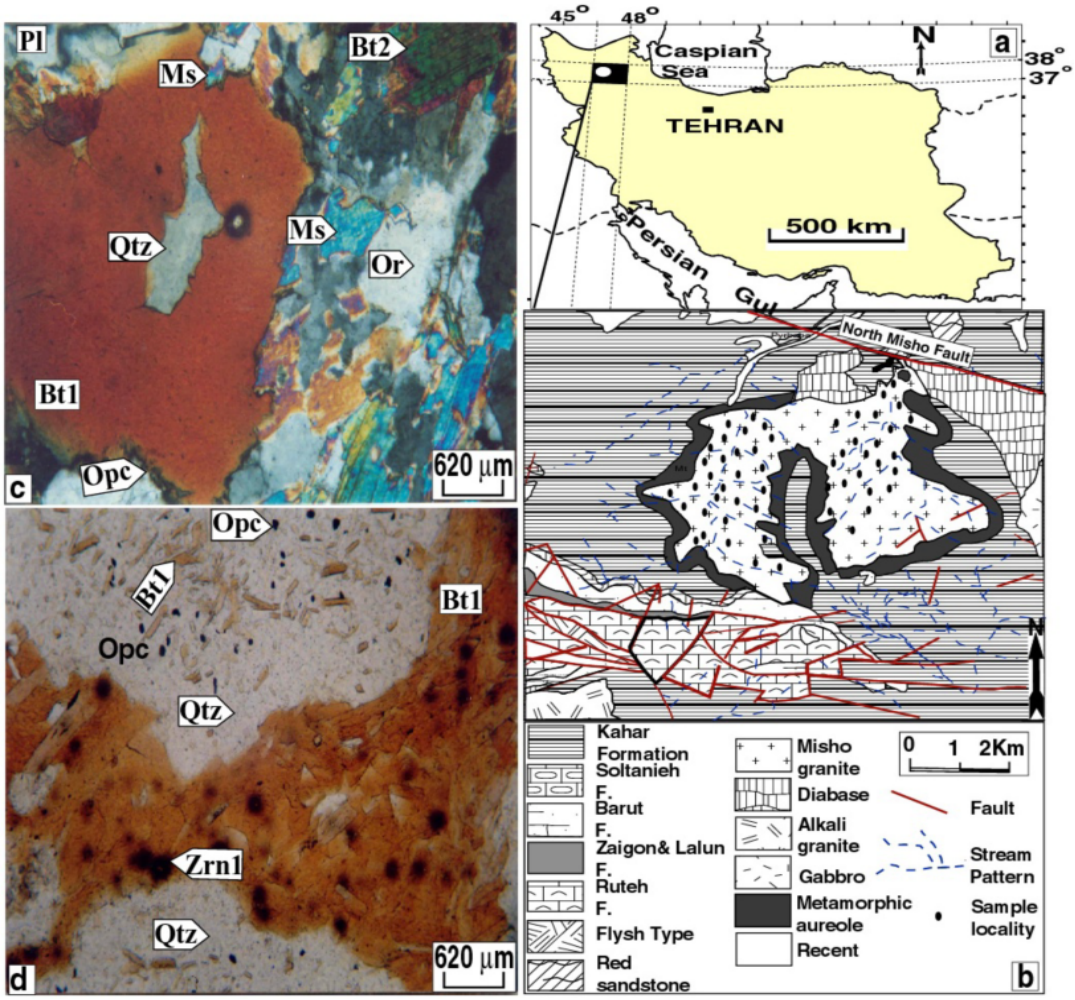
در این مقاله سعی شده است تا با کنار هم نهادن شواهد موجود در یک توده‌ی گرانیتوئیدی (گرانیتوئید میشو)، شامل شواهد و ویژگی‌های کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و دما و فشار، پتروژنز و ساز و کار صعود این توده را شبیه‌سازی و کنیم.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

* نویسنده مسئول، تلفن:۹- 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 نمونه‌ی سالم توده به روش‌های XRF و XRD 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 نانوآمپر 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.



[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

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

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

	نقطه ۱	نقطه ۲	نقطه ۳	نقطه ۴
SiO_2	۶۵/۴۳	۶۵/۲۸	۶۵/۵۷	۶۵/۰۳
TiO_2	۰	۰	۰/۰۵	۰/۰۴
Al_2O_3	۲۲/۱۱	۲۲/۲۱	۲۱/۹۲	۲۱/۴۵
FeO	۰/۱۴	۰/۰۲	۰	۰
CaO	۳/۱۳	۳/۲	۳/۱۸	۳/۶۸
Na_2O	۱۰/۴۳	۱۰/۶۲	۱۰/۵	۱۰/۴
K2O	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۰۵
Total	۱۰۱/۳۴	۱۰۱/۴۴	۱۰۱/۳۴	۱۰۰/۶۵
Oxygen prop.				
SiO_2	۲/۱۷۷۹	۲/۱۷۲۹	۲/۱۸۲۶	۲/۱۶۴۶
TiO_2	۰	۰	۰/۰۰۱۳	۰/۰۰۱
Al_2O_3	۰/۶۵۰۵	۰/۶۵۳۵	۰/۶۴۵	۰/۶۳۱۱
Cr_2O_3	۰/۰۰۰۲	۰	۰/۰۰۰۲	۰
FeO1.5	۰/۰۰۲۹	۰/۰۰۰۴	۰	۰
CaO	۰/۰۵۵۸	۰/۰۵۷۱	۰/۰۵۶۷	۰/۰۶۵۶
Na_2O	۰/۱۶۸۳	۰/۱۷۱۳	۰/۱۶۹۴	۰/۱۶۷۸
K_2O	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱۲	۰/۰۰۱۲	۰/۰۰۰۵
Total	۳/۰۵۶۷	۳/۰۵۶۴	۳/۰۵۶۳	۳/۰۳۰۷
Na / (Na+K+Ca)	۰/۸۵	۰/۸۵	۰/۸۵	۰/۸۳
Ca / (Na+Ca)	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۶

	نقطه ۱	نقطه ۲	نقطه ۳	نقطه ۴
Mol. Props.				
SiO_2	۱/۰۸۹	۱/۰۸۶۵	۱/۰۹۱۳	۱/۰۸۲۳
TiO_2	۰	۰	۰/۰۰۰۶	۰/۰۰۰۵
Al_2O_3	۰/۲۱۶۸	۰/۲۱۷۸	۰/۲۱۵	۰/۲۱۰۴
Cr_2O_3	۰/۰۰۰۱	۰	۰/۰۰۰۱	۰
FeO1.5	۰/۰۰۱۹	۰/۰۰۰۳	۰	۰
CaO	۰/۰۵۵۸	۰/۰۵۷۱	۰/۰۵۶۷	۰/۰۶۵۶
Na_2O	۰/۱۶۸۳	۰/۱۷۱۳	۰/۱۶۹۴	۰/۱۶۷۸
K_2O	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱۲	۰/۰۰۱۲	۰/۰۰۰۵
Total	۱/۵۳۲۹	۱/۵۳۴۲	۱/۵۳۴۳	۱/۵۲۷۱
Norm. factor	۲/۶۱۷	۲/۶۱۷	۲/۶۱۸	۲/۶۴
فرمول	۸(O)	۸(O)	۸(O)	۸(O)
Si	۲/۸۵	۲/۸۴۴	۲/۸۵۷	۲/۸۵۷
Ti	۰	۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱
Al	۱/۱۳۵	۱/۱۴	۱/۱۲۵	۱/۱۱۱
Fe+++	۰/۰۰۵	۰/۰۰۱	۰	۰
Ca	۰/۱۴۶	۰/۱۴۹	۰/۱۴۸	۰/۱۷۳
Na	۰/۸۸۱	۰/۸۹۷	۰/۸۸۷	۰/۸۸۶
K	۰/۰۰۵	۰/۰۰۶	۰/۰۰۶	۰/۰۰۳

زمین‌شناسی منطقه

توده‌ی گرانیتوئیدی میشو در گستره‌ی طول‌های جغرافیایی ″۱۳ ′۳۸ °۴۵ تا″۴ ′۳۵ °۴۵ شرقی و عرض‌های جغرافیایی″۴۸ ′ ۱۹° ۳۸ و ″۲۷ ′۲۲ °۳۸ 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 جای-گیری 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 درآن دیده می‌شود. دایک-

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

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

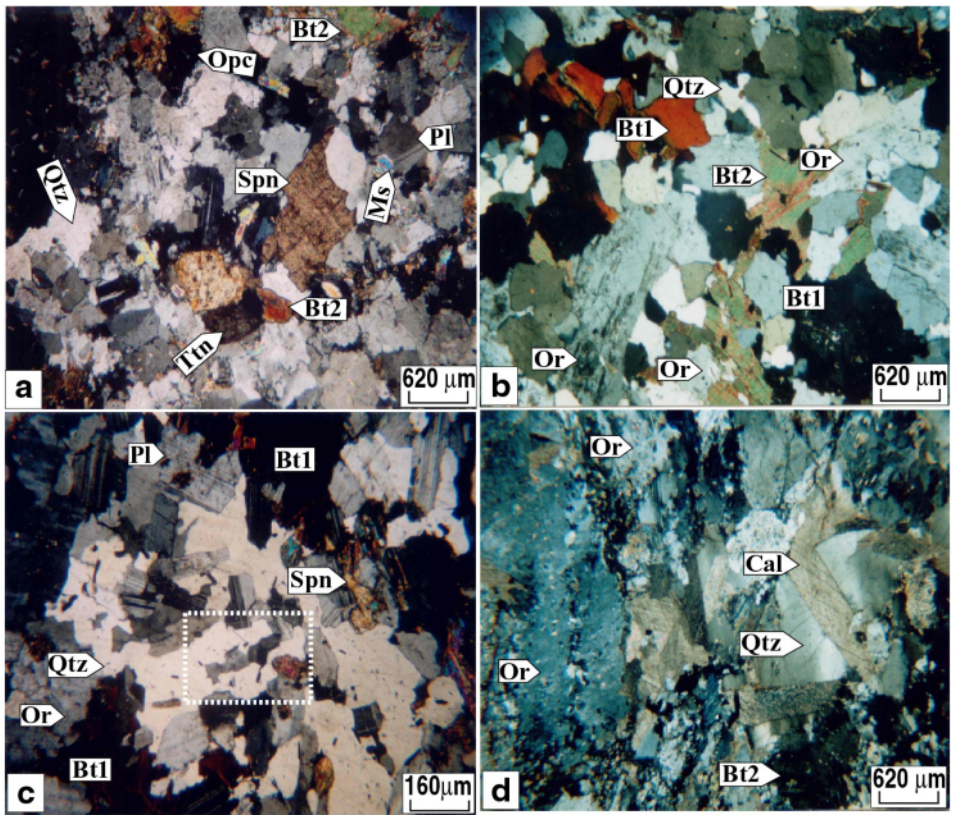
سنگ‌نگاشتی سنگ‌های توده ی میشو

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 کرانه‌های و درمرکز پلاژیوکلاز شکل گرفته‌اند. آپاتیت شکل‌دار و ستونی و به‌صورت ادخال 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 قرار گرفتن قطعات آهکی در مذاب نیز به‌ندرت 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.

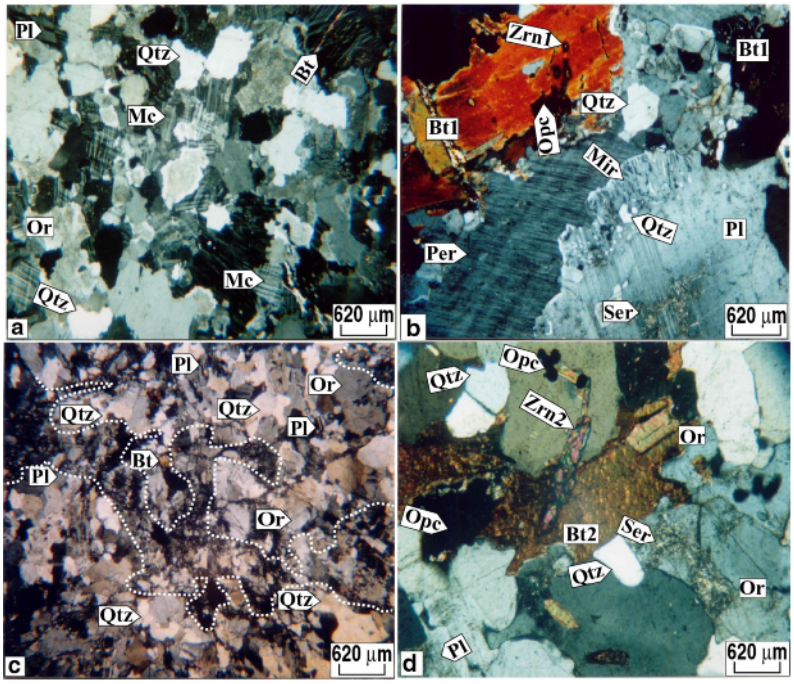
کانی‌شناسی نمونه‌های توده

کوارتز به‌صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکلدار(شکل ۳ a,۳b,۳c)، در دو اندازه‌ی متفاوت مشاهده می‌شود. کوارتز دارای ادخال‌هایی از زیرکن، آپاتیت سوزنی و میله‌ای، به‌ندرت تورمالین و بیوتیت کلریتی شده ریز بلورند. در برخی بلورهای کوارتز، خوردگی‌های خلیجی شکل مشاهده می‌شود (شکل ۲c). کوارتز گاه خاموشی موجی نشان می‌دهد و دارای ادخال‌های شکلدار کانی‌های دیگر است. حضور عمومی ادخال‌های 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 ادخال‌های کروی و حبابی شکل درکناره‌ها و مرکز پلاژیوکلاز (شکل ۳b،) 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.



[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

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



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

کانی‌های فلدسپار قلیایی موجود دراین توده به دو شکل میکروکلین دارای ماکل‌های مشبک و ارتوکلاز بی شکل تا نیمه‌شکلدار است (شکل ۳ a,۳d,). ارتوکلاز به دو صورت پرتیتی و تک بلور مشاهده می‌شود (۳b). ارتوکلاز پرتیتی و نوع تک بلور گاه دارای تکه‌های جانشین شده میکروکلین است (۳a). وجود این دو شکل ارتوکلاز در کنار هم موید تبلور در شرایطی است که تغییرات کانی‌شناسی گسترده و زمان لازم برای این تغییرات ممکن نبوده است. ارتوکلاز پرتیتی درمقاطع 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 کانی‌های فلدسپار قلیایی دگرسانی ناچیزی نشان می‌دهند.

نسل اول بیوتیت در نمونه‌ها دارای چندرنگی قهوه‌ای پررنگ و کرانه‌های با انبوهه‌هایی از کانی‌های اکسیدی، چندبری و با سمت یافتگی ضعیف است. این نسل بیوتیت دارای ادخال‌های زیرکن با کرانه‌های گستره‌ی متامیکت شده است (شکل ۲b،۳b، ۱d و ۱c) که این زیرکن ها 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 کانی‌ها دیده می‌شود.

در گرانیتوئید میشو پلاژیوکلاز عموماً به‌صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا شکل دار و دارای ماکل چندترکیبی دیده می‌شود (شکل ۳a،۲c). پلاژیوکلازهای موجود در این توده آلبیت تا الیگوکلاز بوده (جدول ۲) وپلاژیوکلازها کمی سریسیتی 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

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

آنورتیت را نشان می‌دهد. برخی نمونه‌ها بافت میرمکیتی را در پلاژیوکلازها نشان می‌دهند (شکل ۳b). این پلاژیوکلازها دارای ادخال‌های شکلدارند. وجود ادخال‌های شکل‌دار در پلاژیوکلازهایی که تغییر شکل نیافته‌اند نشانگر انجام نشدن تغییرات شکل دانه به صورت گسترده در شرایط نیمه جامد درحین سردشدن تدریجی ماگمای گرانیتی است [۱۵].

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	DB5G2	DB4G1	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_2O_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_2O_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_2O	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_2O	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_2O_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_2O_3/TiO_2	۳۴/۵۵	۴۷/۸	۳۴/۲	۳۸	۳۵/۷	۳۳/۷	۴۱	۳۷/۴	۳۸/۷	۴۱/۴	۱۰۱	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**

کانی‌های فرعی و زیرکن

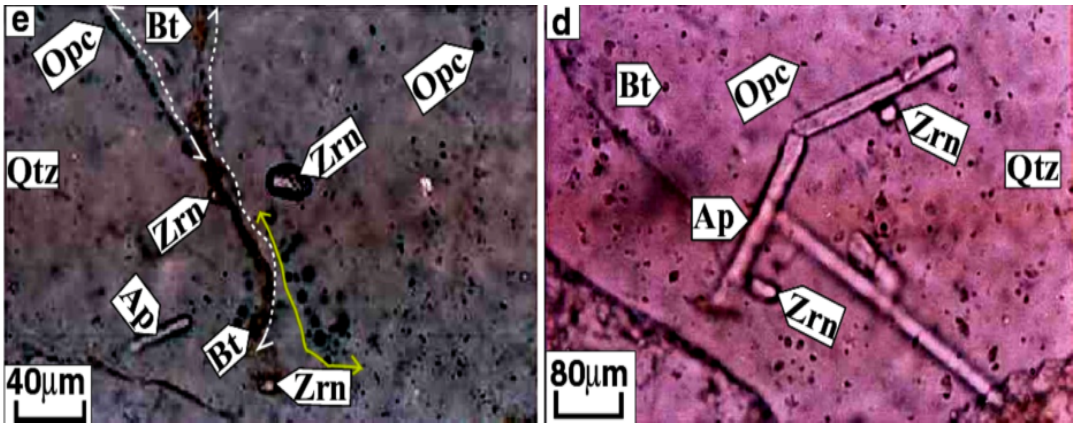
کانی‌های فرعی سنگ‌های گرانیتوئید میشو شامل زیرکن، آپاتیت، اپیدوت، آلانیت، تورمالین و موسکویت‌اند. آپاتیت به صورت سوزنی – میله‌ای و شکل‌دار دیده می‌شود که در کانی-های مختلفی به‌صورت ادخال (خصوصاً در کوارتز) دیده می‌شود (شکل ۴d).

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 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 گستره‌ی متامیکتی هستند (جدول ۳) و در بیوتیت‌های رستیتی دیده می‌شوند (نسل اول زیرکن، شکل ۱c). زیرکن‌های نسل دوم به‌صورت شکل‌دار و با حاشیه‌ی بسیار ضعیف متامیکتی دیده می‌شوند. این زیرکن‌ها دارای

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

کرانه‌های رورشدی هستند (شکل ۴e, d ،۴ ،۳d). نسبت ظاهری این گروه بیشتر از یک بوده و در بیوتیت‌های رستیتی مشاهده نمی‌شوند، ولی در کانی‌های متفاوتی به صورت ادخال دیده می‌شوند. زیرکن‌های نسل اول به‌عنوان زیرکن رستیتی و به ارث رسیده از گرانیت‌ها نوع S در توده در نظر گرفته می‌شوند.



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

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

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

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

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

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

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

اپیدوت کانی فرعی است که به‌صورت 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، میرمکیتی شدن پلاژیوکلاز در حاشیه و مرکز، فراوانی ادخال‌های بیوتیت در پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی و تکه‌های میکروکلین در ارتوکلاز دیده می‌شود. لازم به یادآوری است که اپیدوت‌های دگرنهادی 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 انبوهه‌های فلدسپار پتاسیم باعث شد تا رشد این دو کانی سریعتر از انحلال آن‌ها باشد و پوشش آن‌ها از جذب کامل این کانی‌ها به‌وسیله مذاب جلوگیری کرده‌اند. اپیدوت تنها در مقاطع با تکه‌های میکروکلین درون ارتوکلاز و بافت میرمکیتی دیده می‌شود که دراین نمونه‌ها کانی‌های اکسیدی Fe – Ti به‌صورت اولیه دیده نمی‌شوند. اپیدوت‌های ماگمایی اغلب در گرانیتوئیدهای 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

براساس 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 دراغلب نمونه‌ها به نسبت $K_2O/Na_2O > 1$ است. روند منفی تغییرات TiO_2 نسبت‌به SiO_2 در نمونه‌ها شاخصی از منطقه-بندی ترکیبی سنگ‌های توده [۲۰] و همبستگی منفی P_2O_5 و SiO_2 در نمونه‌ها (شکل ۶B، ۶A) شاخصی از فعالیت پایین CaO است [۲۱]. نسبت Rb/Sr در نمونه‌ها بین (۰٫۳۸ – ۸٫۱ 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 آناتکسی 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، ۲۲۲ppm] 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 - ۳۰۵ و میانگین ۵۸٫۱) شاخصی از درجات ذوب بخشی بالاتر و تشکیل مذاب-های با دمای بالا و جدایش مذاب از پروتولیت است [۲۶].

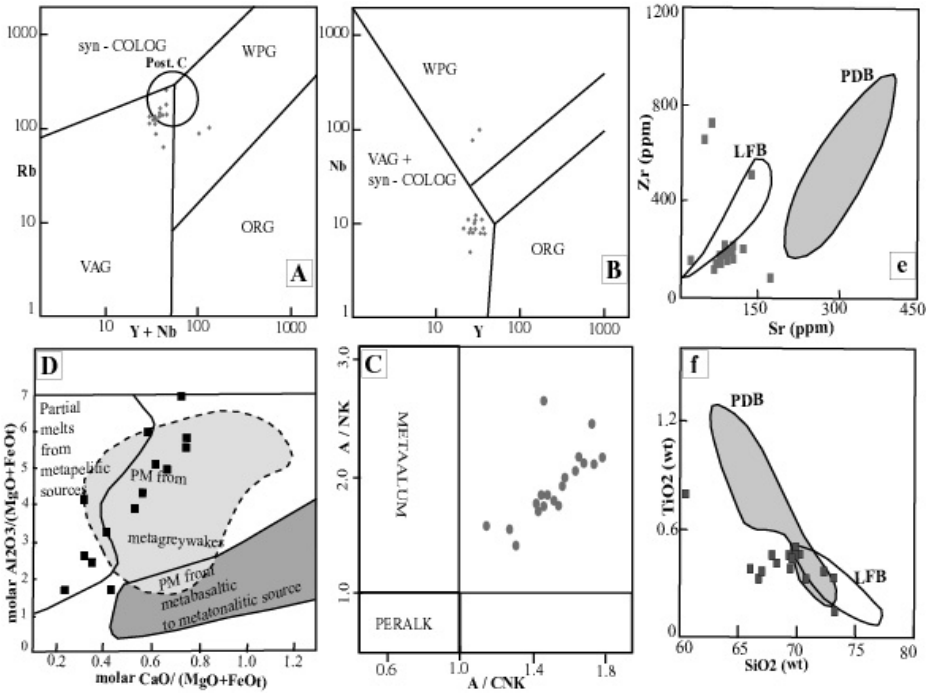
نمونه‌های توده از نظر خاستگاه در گستره‌های متاگریوکی و شبه پهنه‌ای قرار می‌گیرند که یک خاستگاه دوگانه را برای سنگ‌های توده پیشنهاد می‌کند. ویژگی‌های سنگ‌های توده، مشابه با گرانیت‌های کمربند چین خورده‌ی لاچلان استرالیا بوده و نیز دارای شباهت‌هایی با کمربند پروتروزوئیک دامارای نامیبیا هستند (شکل ۵f,۵e).

در الگوهای عناصر کمیاب، بی‌هنجاری‌های منفی Nb ، Sr 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.

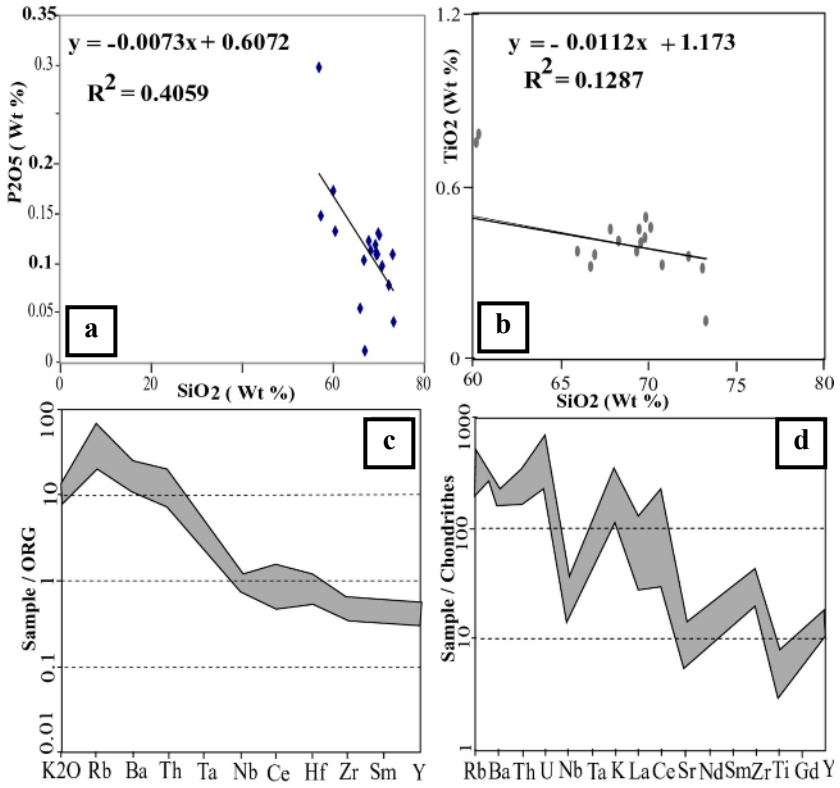
با توجه نکات یاد شده، می‌توان به تاثیر و نقش مهم فرایند جدایش در تبلور و جدایش مذاب در خاستگاه اشاره کرد. در واقع سرعت شدید صعود باعث باقی ماندن ویژگیهای‌های اولیه مذاب شده است. ازطرفی این سرعت صعود شدید باعث شده است تا آلایش پوسته‌ای کمترین تاثیر را در صعود مذاب داشته باشد. محیط‌های برخوردی محیط‌های 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 انتشارشکستگی‌ها 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 تراکششی و گسله‌های موازی با راستای

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

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-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.



شکل ۵ نمونه‌های توده‌ی گستره‌ی گرانیت‌های کمان آتشفشانی و محیط برخوردی را نشان می‌دهند (نمودارها بر اساس[۲۴] ، a , b,) نمونه-های توده همسان نزدیک به نمونه‌های گرانیت 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 تـوده‌ی بـه شـدت پرآلومینیـوم بـوده (e ، بـر اسـاس [۲۴]) و از نظر خاستگاه در گستره‌ی متاگریوک‌ها و متاپلیت‌ها قرار می‌گیرند (d این گستره‌ها از نمودارهای [۲۳] اقتباس شده‌اند).



[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

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 درحین جای‌گیری ماگما در سطوح مختلف پوسته [۱۴] و به‌وجود فشارهای درحین جای‌گیری و یا به فشار ماگمای درحال تبلور [۶] وابسته باشد.

وجود ارتوز پرتیتی و تکه‌های میکروکلین درون ارتوز درنمونه‌ها بیانگر تغییرات فشار حین بالاآمدگی یا تزریق توده‌اند [۱۶، ۱۷]. وجود ارتوکلاز پرتیتی به‌صورت رشته‌ای و ریسمانی و بدون دگرسانی در نمونه‌های توده، شاخصی از جدایش گسترده‌ی آلبیت در فلدسپار پتاسیک است [۱۵]. تشکیل آلبیت – ارتوکلاز درکنارهم در نمونه‌های توده ی 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 میرمکیتی، وجود پرتیتها درون ارتوکلاز و میکروکلین دربرخی 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 دراین 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 F , Ti) 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 درکانی‌های دیگر را می‌توان به تبلور درحالت‌های 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 درسنگ 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 آن‌را 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 درکانی‌های 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 متاثر 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

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

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 آبگون 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 میرمکیتی و فقدان کانی‌های اکسیدی $Fe - Ti$ به‌صورت اولیه در این نمونه‌ها می‌تواند نشانگر فعالیت پایین CO_2 [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 فرورانش [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 (متاگریوک‌ها و متاپلیت‌ها) شرایط ذوب فراهم شده است. بیوتیت‌ها در مقابل ذوب بخشی مقاومت کرده و دراثر فشارهای محیط برخوردی، جدایش مذاب از خاستگاه انجام گرفته است. تشکیل دایک‌ها و شکستگی‌ها همراه با افزایش P_2O_5 (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 برونبوم‌های عدسی شکل با کرانه‌های دندانه‌دار و بریده، بیوتیت‌ها و زیرکن‌های رستیتی در مذاب باقی مانده و حمل شده‌اند (شکل ۷d۷، ۷e۷،۷f،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 به‌صورت کاهش محتوای آنورتیت پلاژیوکلازها، تشکیل اپیدوت‌های ماگمایی، ادخال‌های فراوان شکل‌دار، زیرکن‌ها و بیوتیت‌های ماگمایی و تشکیل ارتوکلاز و آلبیت (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 میرمکیتی شکل نیز حاصل شده است (شکل ۷k). کلسیت‌ها درمراحل پایانی صعود و جای‌گیری به صورت قطعاتی درون مذاب حین تبلور افتاده (زینوکریست) و متبلور شده‌اند (شکل ۷g).

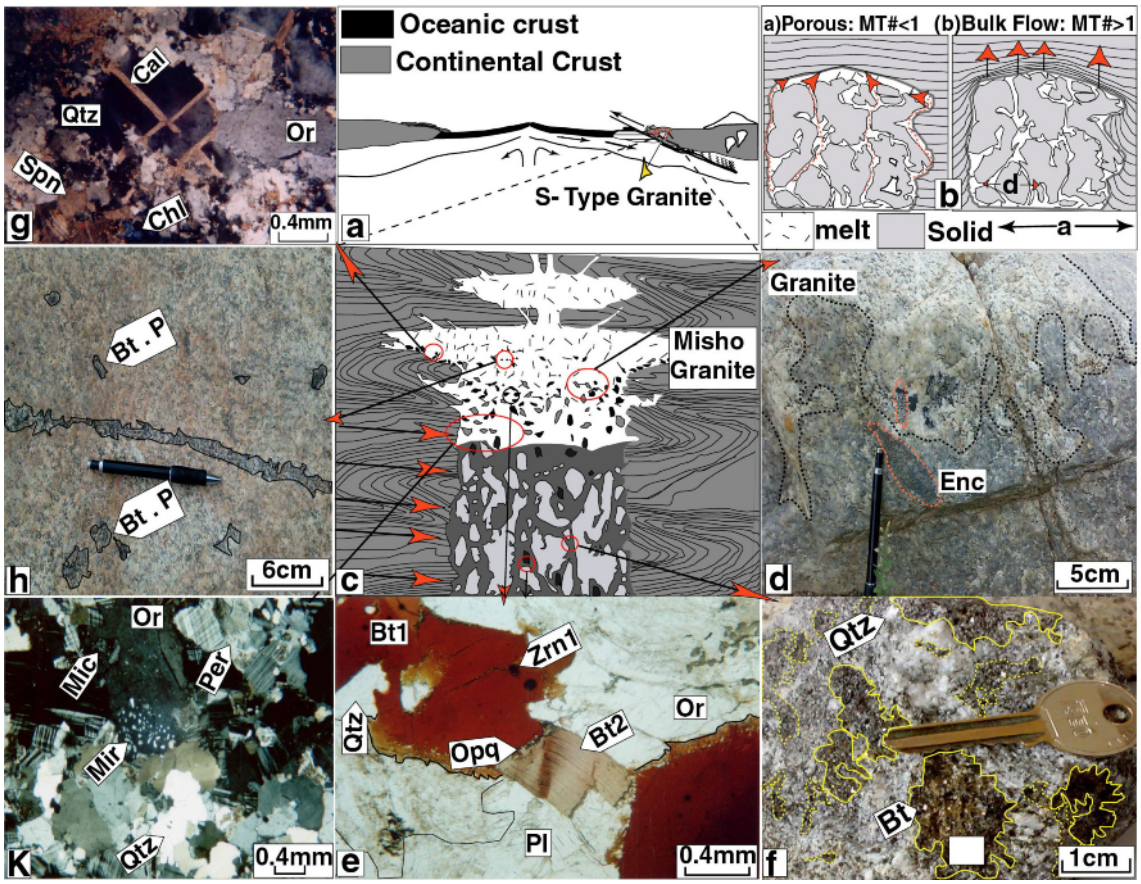
وجود فشارهای متعدد خصوصاً در کرانه‌های همگرا و مناطق برخوردی نیز عاملی تسهیل کننده در صعود ماگما در کنار ساختارهای زمین‌ساختی بوجود آمده ناشی از این فشارهاست. اصولاً در مناطق فشارشی و برخوردی، بسته به مسیر و جهت فشار، دایکی شدن می‌تواند در مسیر موازی با تنش بیشینه وارد بر منطقه صورت گیرد. در این حالت 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 تاثیر 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

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

این کار پژوهشی بدون راهنمایی‌های علمی و روشنگرانه استاد محترم دکتر محسن موذن 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 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.



شکل ۷ مدل نموداری ارائه شده از تشکیل توده در محیط فشارشی و برخوردی (a)، فرایند دایکی شدن و انتقال مذاب به‌صورت 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 برونبوم‌های بیضوی و دوکی شکل (d)، دونسل بیوتیت (e) در کنار هم که نسل اول رستیتی بوده و دارای برونبوم‌های زیرکن با کرانه‌ی گستره‌ی متامیکت شده است (Zrn_1 = زیرکن‌های نسل اول، Bt_1 و Bt_2 = بیوتیت‌های نسل اول و دوم)، کرانه‌های بریده و دندانه‌دار برونبوم‌ها درنمونه‌ی دستی و غنای کانی‌های میکای تیره در برونبوم‌ها (f)، تشکیل و رشد زینوکریست‌های کربناتی دراثر افتادن درون مذاب(g)، تشکیل انبوهه‌های بیوتیت درون سنگ‌های توده (h)، تشکیل میرمکیت، پرتیت و تکه‌های میکروکلین درون کانی‌های ارتوز در کنار هم (k، Per = پرتیت، Mir = میرمکیت و Mic = میکروکلین). 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

[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 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 –*

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

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.,[Soild 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] موید محسن، موذن 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., *"Emplacment,petrological and magmatic susceptibility characteristics of diverse magmatic epidote-bearing granitoid rocks in Brazil"*, Argentina and Chile.Lithos46, (1999) 367-392.

[12] Alcides N. Sial, Paulo M. Vasconcelos, Valderez P. Ferreira, Ricardo R. Pessoa, Roberta G. Brasilino, João M. Morais Neto., *"Geochronological and mineralogical constraints on depth of emplacement and ascencion 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 reletions 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 southweast 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

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

[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 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.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]