روابط ژئوشیمیایی بین لختههای گرانیتی پرآلومینوس و بیگانه سنگهای میگماتیتی موجود در کمپلکس باتولیتی تلهپهلوانی، نیریز، ایران

عبدالناصر فضل نیا* استادیار دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه

تاریخ دریافت: ۸۸/۹/۱ تاریخ پذیرش: ۹۰/۱۱/۱۰

چکیدہ

سقوط قطعات گارنت – بیوتیت – کیانیت شیستهای رخنمون یافته در شمال غرب کمپلکس دگرگونی ناحیهای قوری نیریز (بخش جنوب زون دگرگونی سنندج – سیرجان)، به هنگام نفوذ توده ماگمایی غیره کوهزایی لوکو کوارتز دیوریتی – آنورتوزیتی (توده ماگمایی اولیه بی آب و بسیار پر حرارت) تله پهلوانی به این بخش از کمپلکس قوری، در ۱۷۰ میلیون سال پیش، باعث شد تا این قطعات، متحمل دگرگونی همبری شدیدی شوند. در نتیجه این فرایند، این قطعات، درجات ذوب بخشی جزئی را تحمل کرده و ساختارهای میگماتیتی در آنها ایجاد شده است. همچنین جدایش برخی از این مذابها، منجر به ایجاد میانبارهای کوچک گرانیتی پر آلومینوس شده است. مشاهدات صحرایی، بررسیهای میکروسکوپی و داده های شیمیایی نشان میدهند که ارتباط تنگاتنگی مشاهدات صحرایی، بررسیهای میکروسکوپی و داده های شیمیایی نشان میدهند که ارتباط تنگاتنگی دارد. کاهش مقدار اکسیدهای (میور Na₂0 و داده های میگماتیتی و میانبارهای کوچک گرانیتی وجود نسبتهای عنصری میگرایتی دو اینارهای و Sio² (Na² و MgO و ایتبا از بیگانه سنگهای میگماتیتی دیاتکسیتی است. همچنین جدایش میوند که ارتباط تنگاتنگی دارد. کاهش مقدار اکسیدهای Sio² (Na² و MgO و Gu) نشانگر تشکیل میانبارهای گرانیتی نسبتهای عنصری میگماتیتی دیاتکسیتی است. میگرایتی را تولید که ارتباط ای این مین این بیگانه سنگهای میگماتیتی و میانبارهای کوچک گرانیتی و میانبارهای کوچک گرانیتی و جود نسبتهای عنصری میگهاتیتی دیاتکسیتی است. است. میگرایتی را تولید کرده است. سنگهای شیستی را میگماتیتی دیاتکسیتی است. میابراین، ذوب آبزدایشی مسکوویت و بیوتیت، بیگانه سنگهای شیستی را میگماتیتی و میانبارهای کوچک گرانیتی را تولید کرده است.

واژههای کلیدی: کمپلکس باتولیتی تلهپهلوانی، بیگانه سنگهای میگماتیتی، ذوب بخشی، گرانیت پرآلومینوس

مقدمه

ارتباط بین دگرگونی درجه بالا، میگماتیتزایی و ذوب بخشی، محققان بسیاری را برای به دست آوردن مدلی برای تعیین نحوه خروج مذاب گرانیتی از دیرگدازهای درجه دگرگونی بالا Tyfe, 1973; White and Chap- ترغیب کرده است (برای مثال، -Fyfe, 1973; White and Chap pel, 1977; Vielzeuf and Holloway, 1988; Patinõ Douce and Harris, 1998; Kriesman, 2001; Corona-Chaivez et مشخصه که مشخصه (al., 2006; Lancaster et al., 2009 مناطق به شدت دگرگون شده هستند، آزمایشگاههای طبیعی برای

مطالعه نسبتهای فیزیکوشیمیایی مجموعههای دچار ذوب شده هستند. میگماتیتها، بخشهایی از پوسته هستند که شرایط جدایش مذاب در محل تشکیل آنها مناسب نبوده و انتقال مذاب با سرعت مناسبی صورت نگرفته است. خروج ناقص مذاب از میگماتیتها معمولاً باعث واکنش برگشتی بین بخشهای متبلور شده به صورت درجا و بخشهای باقیمانده (رستیتها) در حال سرد شدن می شود. این فرایند باعث تغییرات در ترکیب عناصر اصلی و فرعی مذابهای به شکل لوکوسوم می شود. به هر حال، رخنمونهای کمی در دنیا وجود دارد که دقیقاً ارتباط

^{*} نویسنده مرتبط a.fazlnia@urmia.ac.ir و a.fazlnia@yahoo.com

بین گرانیتهای خارج شده از بخشهایی که دچار ذوببخشی شدهاند و بخشهای باقیمانده (رستیتها) را برقرار نمایند.

میگماتیت ها بهترین مثال برای تشکیل گرانیت های نوظهور هستند. مطالعات کنونی -Carrigton and Watt, 1994; Otamen) di and Patin Douce, 2001; McMillan et al., 2003; Coro-نشان می دهند (na-Chaivez et al., 2006; Fazlnia et al., 2009) که لوکوسوم های میگماتیت ها، بخش هایی شامل مخلوط مذاب و بلور هستند. گرانیت هایی که از این سنگ ها جدا می شوند، می توانند همگن شده و در نتیجه، لوکو گرانیت ها را ایجاد کند (Chappel and White, 1974; Harris et al., 1995)

گرانیتی با حجمهای مختلف تولید میشود.

این مطالعه بر اساس شواهد صحرایی و میکروسکوپی و دادههای شیمیایی به ارتباط فرایندهای ذوب و میگماتیتی شدن بیگانه سنگهای نیمه پلیتی (شیست) دگرگونی ناحیه ای و تشکیل میانبارهای گرانیتی پر آلومینوس می پردازد. همچنین در این مطالعه نحوه حرارت دهی و واکنش های انجام شده در این بیگانه سنگها نیز بررسی می شود.

محيط زمينشناختي

زون دگرگونی سنندج – سیرجان، نوار باریکی بین شهرهای سیرجان در جنوب شرق و ارومیه در شمال غرب ایران است (شکل ۱). این زون از غرب به راندگی زاگرس و از شرق به زون ماگمایی ارومیه – دختر محدود می شود. در ناحیه گلپایگان این زون به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم شده است (افتخارنژاد، ۱۳۶۰). بخش شمالی در کرتاسه پایانی، دگرشکل و دگرگون شده و سنگهای فلسیک نفوذی در این زمان، در این بخش نفوذ کردهاند. فرایندهای دگرگونی در بخش شمالی و در نزدیکی مدان با انواع دگرگونی نوع باکان (دگرگونیهای فشار پایین یا دگرگونیهای سری آندالوزیت – سیلیمانیت) همخوان است دگرشکل و دگرگونشده در تریاس میانی و بالایی است که بیشتر شامل سنگهای رسی، بازی و اولترابازی دگرگونشده همراه با



شکل ۱- نقشه زمینشناسی محدوده شمال شرق نیریز فارس (با تغییرات از سبزهای و همکاران، ۱۳۷۲). در این نقشه سه رخنمون کوارتز – دیوریت آلایش یافته و به شدت آلایش یافته همراه با نفوذیهای مافیک – اولترامافیک، کمپلکس تلهپهلوانی را تشکیل میدهند.

مقادیر زیادی سنگ آهک دگرگونشده هستند Berberian and) مقادیر زیادی سنگ آهک دگرگونشده هستند King, 1981) از سری رخسارههای بارووین هستند و به علت عملکرد زونهای برشی – راندگی، به صورت تیغههای فلسی شده، رخنمون یافتهاند. تودههای نفوذی با ترکیب گرانیتی تا دیوریتی و یا گابرویی در انتهای تریاس و ژوراسیک به بخش جنوبی زون فوق نفوذ کردهاند (Berberian and King, 1981; Mohajjel et al., 2003; Shahabpour, 2005, 2007; Arvin et al., 2007; Sheikholeslami et .(al., 2008)

سه رخداد زمین شناسی مشخص در ناحیه شرق نیریز قابل مشاهده است. اولین رخداد، دگرگونی ناحیهای و دگرشکلی همزمان با كوهزايي است -Berberian and King, 1981; Sheik) holeslami et al., 2008; Fazlnia et al., 2007, 2009) که بر اثر ضخيم شدن يوسته قارهاي توسعه يافته است -Sheikhole) slami et al., 2008; Fazlnia et al., 2007, 2009). اين رخداد باعث دگرگونی و دگرشکلی کمپلکس قوری (شرق نیریز) در حد فشار و دما متوسط سری بارووین شد. این کمیلکس عمدتاً از سنگهای بازی (آمفیبولیت)، آهکی (کالک شیست) و پلیتی (كيانيت شيست) دگرگونشده، تشكيل شده است. سن اين واقعه دگرشکلی - دگرگونی که همزمان با فعالیت زمین ساختی بوده مربوط به ژوراسیک پیشین است ,Sheikholeslami et al.) 2008). ديگر محققان (Fazinia et al., 2007, 2009) سن آين رخداد بر اساس سنیابی ایزوتوپی U-Th-Pb بر روی دانههای زیرکن^۱ و مونازیت ۲/۷±۱۸۹٬۰ میلیون سال تعیین شده است. پس از این رخداد، عملکرد سیستم کافت در سرزمین ابرقاره گندوانا (Golonka, 2004; Sears et al., 2005)، باعث شد تا در یک سامانه کافتی اولیه در حال گسترش (Incipient Rift)، ماگماتیسم ناکوهزایی در شمال شرق توسعه یابد (فضل نیا، ۱۳۹۰الف). در اثر این رخداد، باتولیت ناهمگن تله پهلوانی به صورت قدرتمند به سينه سنگهاي نيمه پليتي - پليتي دگرگون شده (بيوتيت - گارنت - كيانيت شيست: كيانيت + گارنت + بيوتيت + مسكوويت + كوارتز + پلاژيوكلاز) شمال شرق كمپلكس دگرگونی قوری نفوذ کرد. ترکیب اولیه این باتولیت عمدتاً سنگهای لوکوکوارتز دیوریت - آنورتوزیت همراه با نفوذیهای کوچک مافیک - اولترامافیک است ;Fazlnia et al., 2007, 2009; فضل نیا، ۱۳۹۰ الف). فرو افتادن قطعاتی از دگر گونی ناحیهای قوری و میگماتیتی شدن آن و در نهایت تشکیل گرانیتهای پرآلومینوس در این کمپلکس آذرینی موضوع مورد بحث در این مقاله است.

پس از گسترش این کافت به اقیانوس نوتتیس، فرورانش این اقیانوس در لبه جنوبی زون دگرگونی سنندج – سیرجان در حوالی شرق نیریز، باعث شد تا یک فرایند دگرگونی مرتبط با کمان، کمی پیش از ۱۴۷ میلیون سال پیش (FazInia et al., 2009)، بخشی از سنگهای غربی دگرگونی ناحیهای کمپلکس دگرگونی قوری را تحت تاثیر قرار میدهد. در نتیجه این فرایند، ذوببخشی در

سنگهای آمفیبولیت این بخش از کمپلکس رخ داد و نفوذی های کوچکی با ترکیب ترونجمیت ایجاد شد (2009). در ادامه این رخداد و در طول بسته شدن نو تتیس، زون دگر گونی (Mohajjel et ین رحمل کرده Mohajjel et). منتلاج – سیرجان دگر شکلی برشی را تحمل کرده Mohajjel et). al., 2003; Golonka, 2004; Davodian et al., 2008; Sarkaal., 2008; Sarka, 2004; Davodian et al., 2008; Sarkae al., 2009, و ماگماتیسم در زون ارومیه (Berberian and King, 1981; این زون را توسعه داد.

روابط صحرایی و مشاهدات سنگنگاری

بررسی صحرایی رخنمونهای سنگی مختلف در کمپلکس باتولیتی تلهپهلوانی نشان می دهد که چندین نوع رخنمون سنگی مختلف در محدوده مورد مطالعه وجود دارد. سنگهای اصلی موجود در این باتولیت، بخشهایی هستند که اکنون مشخصه یک گرانودیوریت – تونالیت بیوتیت دار را دارند. این سنگها در واقع از ماگماهای لوکوکوارتز دیوریتی – آنورتوزیتی که بهوسیله بیگانه سنگهای پلیتی فرو افتاده از کمپلکس دگرگونی قوری آلایش یافتهاند، بهوجود آمدهاند (فضل نیا، ۱۳۹۰ب). در واقع، از هم پاشیدن برخی از این بیگانه سنگها منجر به پراکندگی بیوتیت، مسکوویت، گارنت، کوارتز و کردیریت در بسیاری بخشهای توده ماگمایی فوق شده است. گاه درصد این بلورها تا ۴۰ درصد محم سنگ می رسد. بقیه درصد حجمی این سنگها را پلاژیوکلاز با ۴۰–۴۵ درصد آنورتیت تشکیل داده است (فضل نیا، ۱۳۹۰ب).

برخی دیگر از این بیگانه سنگها احتمالاً ذوببخشی و در نتیجه ساختارهای میگماتیتی را توسعه دادهاند (شکل ۳ الف و ۳ ب). این ساختارها بیشتر در بخشهای مرکزی و جنوب غربی توده نفوذی قابل مشاهده هستند. بیگانه سنگهایی با ساختار میگماتیتی در بخشهایی که لوکوگرانیتهای پر آلومینوس و یگماتیتها حضور دارند، گسترش زیادی یافتهاند. اندازه این بیگانه سنگها از چندین سانتیمتر تا چندین ده متر میرسد. در این بیگانه سنگها و یا در درون بخشهای آلایشیافته، بخشهای روشنی به صورت رگهای و عدسی شکل و یا به صورت ساختارهایی در سایه فشارشی حضور دارند که آنها لوکوسوم هستند و بیشتر آنها اکثراً مرز تدریجی و گاه مشخص با بخشهای تیرهتر دارند. بخشهای روشن دارای مجموعه کانیایی عمدتاً کوارتز و فلدسپار پتاسیم هستند که با کانی های فرعی پلاژیو کلاز + بیو تیت ± مسکوویت ±کردیریت + گارنت ± سیلیمانیت همراه می شوند. در بسیاری بخشها، لوكوسومها توسط بخشهاي بسيار تيره عمدتاً شامل مجموعه بيوتيت + گارنت + سيليمانيت منشوري + كرديريت ± فلدسپار پتاسيم ± پلاژيوكلاز ± كوارتز محاصره مىشوند (شکل ۲ ب). این بخش ها که عمدتاً گسترش کم و ضخامت های نازکی دارند و از اجزای عمدتاً مافیک تشکیل شدهاند را می توان ملانوسوم نامید. گاه ملانوسومها به صورت متناوب (شکل ۲ الف) و یا به دام افتاده در لوکوسومها (شکلهای ۲ ج و ۲ د)

1- SHRIMP

مشاهده می شوند. در ساختارهای میگماتیتی بخشهایی حجیمی وجود دارد که مخلوطی از اجزای مافیک (مانند ملانوسوم) و فلسیک (مانند لوکوسوم) هستند (شکل ۲ الف) که به صورت لایهبندی تفریقی (تفریق دگرگونی) قابل مشاهده هستند که مزوسوم نامیده می شوند. در بسیاری بخش ها، ملانوسوم مانند پردهای بین لوکوسوم و مزوسوم قرار می گیرد (شکل ۲ ب).

میگماتیتهای مورد مطالعه بیشتر ساختار استروماتیک لایهای (شکل ۲ الف)، دیکتیونیتیک (شکل ۲ ب)، رفت (شولن؛ شکل ۲ ج) و نبولیتیک (شکل ۲ د) دارند. در بخشهایی با مقدار مذاب کم که میگماتیت به صورت ساختار لایهای مانند مشاهده می شود (فابریکهای استروماتیک لایهای یا دیکتیونیتیک)، مقدار مذاب (لوکوسوم) به حدی نیست که باعث خرد شدن ملانوسوم ماختارهایی با لایهبندی میگماتیتی حفظ شده، متاتکسیت می گویند (شکلها ۲ الف و ۲ ب). مطالعه دقیق میکروسکوپی این بخشها نشان داد که در مجموعه کانیایی آنها، مسکوویت مودال کمی، حضور دارد و بیوتیتها و گارنتها تقریباً تحلیل نرفتهاند. چنین مشخصهای نشان می دهد که مسکوویت در طول ذوببخشی به طور گسترده فاز ناپایدار بوده است.

میگماتیتی های دارای ساختار نبولیتیک یا رفت (شولن)، به دلیل حضور بیشتر بخش لوکوسوم لایهبندی میگماتیت تقریباً محو شده است. به عبارت بهتر مذاب فراوان، باعث خرد شدن لايهبندي میگماتیتی شده است. به چنین ساختاری دیاتکسیت میگویند. دیاتکسیتها ترکیب نزدیکی با بسیاری از گرانیتهای پر آلومینوس مطالعه شده، بهوسيله (Sawyer (1996 دارند (به بخش ژئوشيمي مراجعه شود). در بخشهایی با چنین ساختارهایی توسعه یافته، مجموعه های کانیایی در مزوسوم و ملانوسوم ها فاقد مسکوویت هستند و بيوتيت و گارنت (شکل ۳ الف) و تا حدودی سيليمانيت (شکل ۳ب) تحلیل رفتهاند. علاوه بر این، مقدار مودال کردیریت (شکل ۳ ج) و سیلیمانیت منشوری بیشتر شده است. چنین مشخصهای نشان میدهد که احتمالاً کانیهای تحلیل رفته، در طول ذوببخشي فازهاي ناپايدار بودهاند. بهعلاوه تبلور چنين مذابهایی می تواند پلاژیوکلازهای ماگمایی با ترکیب الیگوکلاز تولید کند که دارای زونبندی شیمیایی و نشانگر تبلور از مذاب است (شکل ۳ ج). این بلورها، دانههای کردیریت و بیوتیت را در بر گرفتهاند که نشانگر تبلور بلورهای پلاژیوکلاز از مذاب بعد از رخداد این بلورها است. به نظر (2003) McMillan et al. هنگامی که بیوتیت فاز واکنش دهنده در حین ذوب بخشی باشد



شکل ۲- رخنمونهای رایج از ساختارهای میگماتیتی در بیگانه سنگهای شیستی فرو افتاده از شیستهای کمپلکس دگرگونی ناحیهای قوری. الف) میگماتیت متاتکسیتی با ساختار استروماتیک لایهای. ب) میگماتیت متاتکسیتی با ساختار دیکتیونیتیک. ج) میگماتیت دیاتکسیتی با ساختار رفت (شولن). د) میگماتیت دیاتکسیتی با ساختار نبولیتیک. نمادهای اختصاری: Leu = لوکوسوم؛ Mel = ملانوسوم؛ Mes = مزوسوم.



شکل ۳- عکسهای میکروسکوپی از بیگانه سنگهای شیستی میگماتیتی شده و لوکوگرانیت پرآلومینوس. سه تصویر الف (PPL)، ب (PPL) و ج (XPL) از بخشهای مختلف یک مقطع نازک تهیه شده است. تحلیل رفتن بلورهای بیوتیت، گارنت و سیلیمانیت واضح است. همچنین تبلور پلاژیوکلاز ماگمایی در شکل ج بلورهای کردیریت و بیوتیت را در بر گرفته است. د)- احاطه شدن بلور سیلیمانیت منشوری بهوسیله مسکوویت (در نور PPL). مخفف کانیها از Kretz, 1983.

ايحاد كند.

(شکل ۳ الف)، به اندازهکافی مذاب تولید می شود که بر نیروهای چسبندگی بین مذاب و فازهای دیرگداز غلبه کرد و به صورت عدسیها گرانیتی خارج و بههم متصل شوند (شکلها ۲ ج و ۲ د). در محدوده مورد مطالعه لختههای گرانیتی پرآلومینوس در مجاورت چنین ساختارهایی قرار می گیرند.

قطر میانبارهای لوکوگرانیتی، به چندین سانتیمتر تا چندین ده متر و بهندرت تا ۷۰ متر میرسد و با گسترش در بخشهای مرکزی و جنوب غربی کمیلکس نفوذی تلهیهلوانی (در تماس گسلی با بخش شمال شرقی کمپلکس دگرگونی قوری)، رنگ كاملاً روشنی دارند و عمدتاً از كوارتز، فلدسیار پتاسیم و مسکوویت (همراه کمی گارنت و کردیریت) تشکیل شدهاند. بلورهای پلاژیوکلاز کم بوده و ترکیب الیگوکلازی دارند. بر اساس رخداد گارنت یا کردیریت دو نوع از این گرانیتها رخنمون دارند: انواع غنی از گارنت عمدتاً در بخشهای مرکزی این کمپلکس و همراه با بیگانه سنگهای میگماتیتی متاتکسیت مشاهده می شوند. دانه های گارنت خود شکل بوده و همراه با بیوتیت و مسکوویت هستند. با توجه به شکل ۳د بسیاری از بلورهای مسکوویت دارای میانبارهای' سیلیمانیتی منشوری هستند. چنین مشخصهای نشان میدهد که پس از جدایش مذاب لوکوسومی از میگماتیت، بلورهای مسکوویت، از واکنش برگشتی مذاب با بلورهای دیرگداز (سیلیمانیت) تولید شدهاند. بنابراین چنین واکنشی می تواند تغییراتی در ترکیب شیمیایی لوکوسومها

(1) $Sil + Kfs + H_2O/melt = Ms + Qtz$ دیگر میانبارهای گرانیتی موجود در کمپلکس نفوذی تلهپهلوانی، غنی در بلورهای کردیریت هستند. این سنگها عمدتاً در بخش جنوب غربی این کمپلکس یعنی جاییکه کمپلکس دگرگونی قوری از سنگهای رسی و نیمهرسی تشکیل شده، رخنمون دارند. این گرانیتها در نزدیکی بیگانه سنگهای میگماتیتی دیاتکسیتی حضور دارند. در این گرانیتها، گارنت یا حضور ندارد یا به شدت تحليل رفته است. بلورهای كرديريت درشت دانه بوده و بر اساس رنگ تداخلی، بخش مرکزی غنی از CO و بخش بیرونی غنی از H₂O است. بلورهای مسکوویت عمدتاً در اطراف گارنتها و سیلیمانیتها به شدت تحلیل رفته و یا کردیریتها حضور دارند (یک واکنش دگرگونی برگشتی). همچنین درصد مودال بلورهای بیوتیت بسیار کمتر از گرانیتهای گارنتدار و حدود ۱ تا ۲ درصد است. سیلیمانیت ها مانند گارنت، به شدت تحلیل رفته و بهوسیله مسکوویتها احاطه شدهاند. در شکل ۲د به خوبی یک میگماتیت دیاتکسیتی به یک گرانیت غنی در كرديريت منتهى مى شود.

به نظر فضل نیا (۱۳۸۸) عدم آمیخته شدن این مذاب های گرانیتی جدا شده از این بیگانه سنگ های میگماتیتی با ماگمای اصلی این کمپلکس (لوکوکوارتز دیوریت – آنورتوزیت)، بهدلیل ترکیب و دما مختلف این دو مذاب است.

ژئوشیمی سنگ

ترکیب شیمیایی ۲۰ نمونه از سنگهای موجود در کمپلکس تلهپهلوانی با دستگاه XRF (مدل ۴۸۰ Philips PW) در دانشگاه کیل آلمان انجام شد. برای اندازه گیری عناصر جزئی و خاکی ICP-MS (inductively coupled plasma- میاب از دو دستگاه -ICP-MS (inductively coupled plasma-7500cs AG- یکی در دانشگاه کیل با مدل -ALX Chemex در کانادا استفاده شد. جدول ۱ و ۲ به ترتیب این تجزیهها را نشان می دهند.

۱- متاپلیتهای ناحیه ای و بیگانه سنگهای بدون ساختار میگماتیتی

محتوای SiO₂ از ۵۸ و ۶۷ درصد وزنی متغیر بوده و میانگین آن ۶۲ درصد وزنی است. بیشتر نمونهها غنی از آلومینیوم هستند و میانگین آن ۱۷/۵ درصد وزنی است. ترکیب متوسط این سنگها در محدود پرآلومینوس رسم می شوند که نشانگر غنی بودن این سنگها از آلومینیم است (شکل ۴). چنین مطلبی به وسیله ساخته

شدن کرندوم و هیپرستن در نورم CIPW نشان داده می شود. به طور کلی، این سنگها از اکسیدهای TiO₂ و MnO₂ فقیر هستند و در مقابل در اکسیدهای K₂O و FeO غنی تر هستند. مقادیر میانگین اکسیدهای Na₂O و MgO به ترتیب ۱/۸۶ و ۱/۵۶ درصد وزنی و میانگین اکسید P₂O₅ حدود ۱۴ درصد وزنی است. این مقادیر با مطالعات سنگنگاری تطابق کامل دارد، به گونهای که همه نمونهها، از بلورهای آلومینیمدار (مانند بیوتیت، مسکوویت، گارنت) غنی هستند. فراوانی اکسیدهای سدیم و به ویژه پتاسیم با فراوانی های مودال بیوتیت، مسکوویت و فلدسیار پتاسیم هماهنگ است. فراواني نسبي گارنتهاي آلماندن - پيروپ (فضل نيا، ۱۳۸۸) و کردیریت و بیوتیتهای فراوان به همراه مقادیر جزئی ايلمنيت موجب افزايش نسبي درصد وزني اكسيدهاي آهن و منیزیم شده است. رخداد بلورهای آپاتیت به صورت منشوری نشانگر تبلور آنها از مذاب است. بهعلاوه این آپاتیتها غنی از کلر و آب هستند (فضل نیا، ۱۳۸۸) که نشانگر دماهای پایین تشكيل آنهاست (Sha and Chappell, 1999).

Sample	140-1	187	190-B	189-E	260	264	272	181-E	182-E2	183-E1	188-E1	189-E3	190-E1
Rock	P-g	Xeno	Xeno	Xeno	Xeno	Xeno	Xeno						
type	Grt	Grt	Grt	Crd	Crd	Crd	Crd	Mig	Mig	Mig			
-	Kiel	Kiel	Kiel	Kiel	Kiel								
SiO ₂	74.12	73.91	73.58	74.45	74.29	75.30	75.24	43.39	62.68	57.22	66.82	64.25	59.22
Al_2O_3	13.85	14.03	14.18	13.85	13.65	13.18	13.11	26.77	17.71	20.12	16.41	16.65	18.83
TiO ₂	0.06	0.05	0.05	0.09	0.07	0.09	0.08	2.14	0.92	1.17	0.29	0.58	0.39
MgO	0.14	0.11	0.13	0.27	0.31	0.26	0.28	5.17	2.07	4.87	1.90	2.15	3.75
FeO*	1.28	1.10	1.38	1.21	1.20	1.24	1.23	15.74	6.92	10.53	5.84	4.85	6.27
CaO	0.65	0.72	0.59	0.71	0.66	0.63	0.56	0.84	1.34	1.21	2.44	3.05	1.59
P_2O_5	0.10	0.11	0.12	0.11	0.11	0.12	0.12	0.03	0.15	0.08	0.05	0.12	0.13
Na ₂ O	2.04	1.82	2.32	2.95	2.73	2.87	2.83	0.79	1.79	0.84	2.16	2.88	2.44
K ₂ O	5.95	6.20	6.10	5.05	5.21	5.04	5.10	1.76	3.90	1.55	1.70	2.55	4.12
MnO	0.06	0.07	0.06	0.04	0.05	0.05	0.04	0.40	0.11	0.34	0.18	0.24	0.20
Total	98.25	98.16	98.51	98.77	98.28	98.81	98.64	97.21	97.75	97.93	97.86	97.32	96.94
H2O+	1.25	1.08	0.75	0.91	1.12	0.86	0.84	2.02	2.07	1.81	2.03	2.32	1.65
CIPW norm	n												
Qtz	37.09	37.26	34.79	35.37	35.91	36.91	36.98	10.74	26.62	28.56	35.01	24.51	15.51
Or	35.16	36.64	36.05	29.84	30.79	29.78	30.14	10.40	23.05	9.16	10.05	15.07	24.35
Ab	17.26	15.40	19.63	24.96	23.1	24.29	23.95	6.68	15.15	7.11	18.28	24.37	20.65
An	2.57	2.85	2.14	2.80	2.56	2.34	1.99	3.97	5.67	5.48	11.78	14.35	7.04
Crn	3.11	3.28	2.98	2.50	2.58	2.15	2.20	22.11	8.47	15.05	6.7	3.89	7.78
Hy	2.71	2.34	2.24	2.82	2.95	2.87	2.90	38.99	16.55	30.17	15.31	13.75	20.58
Ilm	0.11	0.09	0.10	0.17	0.13	0.17	0.15	4.06	1.75	2.22	0.55	1.10	0.74
Ap	0.23	0.25	0.28	0.25	0.25	0.28	0.28	0.07	0.35	0.19	0.12	0.28	0.30

جدول ۱- تجزیه شیمیایی XRF بر روی رخنمون،های مختلف سنگی کمپلکس تله پهلوانی

FeO* is total FeO; Kiel = Kiel University; Xeno = Xenolith; P-g = Per-aluminous granite; Grt = Garnet; Crd = Cordierite. Mig = Migmatitic xenolith; Pelite = Metapelite

Sample	191-E5	192-E2	193-E3	111-с	114-a	220	221	Average	Average	Average	Average
Rock	Xeno	Xeno	Xeno	Pelite	Pelite	Pelite	Pelite	Garnet	Crdierite	migmatite	metapelite
type								Granite	Granite	Xenolith	& Xenolith
	Kiel										
SiO ₂	63.05	65.11	60.22	59.04	64.16	58.2	60.64	73.87	74.82	54.43	62.07
Al_2O_3	17.13	16.36	17.35	19.41	16.96	19.48	16.09	14.02	13.45	21.53	17.47
TiO ₂	0.85	0.75	0.87	0.81	0.74	0.88	0.85	0.05	0.08	1.41	0.70
MgO	2.55	2.01	3.55	1.87	3.56	3.46	3.65	0.13	0.28	4.04	2.85
FeO*	6.33	5.88	7.49	5.80	5.65	6.96	7.50	1.25	1.22	11.06	6.26
CaO	2.21	2.45	1.22	0.64	0.74	0.52	0.75	0.65	0.64	1.13	1.56
P_2O_5	0.09	0.11	0.19	0.17	0.15	0.21	0.21	0.11	0.12	0.09	0.14
Na ₂ O	1.73	1.81	1.94	0.43	1.58	1.71	1.93	2.06	2.85	1.14	1.86
K ₂ O	3.87	2.94	4.18	6.81	2.33	3.75	4.09	6.08	5.10	2.40	3.63
MnO	0.24	0.18	0.17	0.27	0.06	0.08	0.16	0.06	0.05	0.28	0.18
Total	98.05	97.60	97.18	95.25	95.93	95.25	95.87	98.31	98.62	97.63	96.73
H_2O^+	1.48	1.88	1.68	3.45	3.43	3.52	2.4	1.03	0.93	1.97	2.38
CIPW norr	n										
Qtz	25.04	30.89	19.82	22.33	35.36	23.00	21.54	36.28	36.27	21.97	25.3
Or	22.87	17.37	24.70	40.24	13.77	22.14	24.17	35.93	30.14	14.20	21.45
Ab	14.64	15.32	16.42	3.64	13.37	14.47	16.33	17.43	24.12	9.65	15.74
An	10.38	11.44	4.81	2.06	2.69	1.21	2.35	2.51	2.39	5.04	6.82
Crn	6.29	6.01	7.87	10.57	10.85	12.17	7.63	3.13	2.37	15.21	7.98
Hy	17.02	14.90	21.47	14.47	18.13	20.09	21.76	2.65	2.9	28.57	17.77
Ilm	1.61	1.42	1.65	1.54	1.41	1.67	1.61	0.09	0.15	2.68	1.33
Ap	0.21	0.25	0.44	0.39	0.35	0.49	0.49	0.25	0.28	0.20	0.32

ادامه جدول ۱-

مقدار باریم در نمونههای پلیتی دگرگون شده و هم بیگانه سنگهای بدون ساختار میگماتیتی یک بی هنجاری منفی را نسبت به عناصر مجاور خود نشان می دهند (شکل ۵). افزون بر این، در شکل ۴ الف که دو عنصر باریم و پتاسیم را نسبت به هم مقایسه می نماید، بیان می کند که در حین ذوب بخشی، باریم عنصری پایدار بوده و نتوانسته وارد مذاب شود. بنابراین کانی های پتاسیم داری که برای تولید مذاب، ناپایدار شده اند، عاملی در تغییرات یا فراوانی عنصر باریم نبوده اند. بی هنجاری های منفی این عنصر نشان می دهد که احتمالاً سنگ مادر اولیه اصالتاً از باریم فقیر بوده است.

همچنین مطالعه فراوانی استرانسیم نشآن می دهد که این عنصر، بی هنجاری منفی واضحی در نمودارهای عنکبوتی چندعنصری هم در پلیتهای دگرگون شده ناحیهای و هم بیگانه سنگهای بدون ساختار میگماتیتی دارد. مطالعه میکروسکوپی نشان می دهد که این سنگها در بلورهای پلاژیوکلاز فقیر هستند. بنابراین احتمالاً چنین بی هنجاری ناشی از این مشخصه میکروسکوپی است. مقایسه این عناصر در نمودار Sr در مقابل Ca/Sr نشان می دهد که استرانسیوم یک فاز پایدار در حین ذوب بخشی بیگانه

سنگها بوده است. بهعلاوه فراوانی استرانسیم در هر دو نوع گرانیت متفاوت است که در قسمت مربوطه بحث شده است.

مشابه بودن نگهدارندههای Sr و Eu در سنگهای مورد مطالعه (متاپلیتهای ناحیهای و بیگانه سنگهای بدون ساختار میگماتیتی) و یکسان بودن نسبت Sr/Y (شکل ۴ ج) نشان می دهد که هم Sr و هم Eu دقیقاً سازگاری مشابهی را در حین ذوب بخشی داشته اند. بی هنجاری منفی در Eu (شکلهای ۵ ج، ۵ د، ۶ ج و ۶ د) و تیتانیم (شکلهای ۵ ج و ۵ د)، ناشی از پایین بودن مقدار فراوانی این دو عنصر در سنگ مادر اولیه هستند. همچنین کانی هایی که می توانند باعث نگهداری این عناصر شوند (به ترتیب پلاژیوکلاز و ایلمنیت) در این سنگهای اولیه بسیار نمونههای پلیتی دگرگون شده و هم بیگانه سنگهای بدون ساختار میگماتیتی (جدول ۲؛ شکلهای ۵ و ۶)، نشان می دهند که ماهتار میگماتیتی (جدول ۲؛ شکلهای ۵ و ۶)، نشان می دهند که عناصر HREE به صورت مسطح بوده که نشانگر پایین بودن عیار اولیه این عناصر در سنگ مادر اولیه است.



شکل ۴- نمودارهای تغییرات و توصیفی ژئوشیمیایی. الف)- نمودار تغییرات K در برابر Ba. ب)- نمودار تغییرات Sr در برابر نسبتهای عنصری Ca/Sr. ج)-نمودار تغییرات Y در برابر نسبتهای عنصری Sr/Y. د) نمودار توصیفی محدوده لوکوگرانیتهای پرآلومینوس (Frost et al., 2001). ه) نمودار اتمی (-Al-Na-Ab-An-Or (Barker, 1979). و) نمودار مثلثی نورماتیو (1979, Healy et al., 2004). و) نمودار مثلثی نورماتیو (1979, Ab-An-Or)

۲- بیگانه سنگهای میگماتیتی

میانگین ترکیبی اکسیدهای SiO₂، K₂O و Na₂O و تا حدودی CaO و P₂O₂ (جدول ۱) نشان میدهد که این عناصر در بعضی موارد کاهش نسبت به نمونههای پلیتی دگرگون شده و هم بیگانه سنگهای بدون ساختار میگماتیتی دارند. افزون بر این، میانگین ترکیبی اکسیدهای MgO، FeO ، SIO ، Al₂O₃ (MgO یک افزودگی مشخصی نسبت به نمونههای ذکر شده در بند ۴–۱ دارند. این مشخصات به همراه شواهد صحرایی و بررسیهای سنگنگاری نشان میدهد که دلیل چنین تغییراتی، خروج مذابهای فلسیک از این سنگهاست. باقی ماندن کردیریت، گارنت، بیوتیت و بخشهای کلسیک پلاژیوکلاز در بخشهای

دیرگداز بیگانه سنگهای میگماتیتی (ملانوسوم یا رستیت) میتواند دلیلی برای این افزایش برخی اکسیدها در بیگانه سنگهای میگماتیتی باشد.

وجود بی هنجاری های منفی Ba، Sr و Eu در بیگانه سنگهای میگماتیتی (شکل های ۵ ب و ۶ ب) ناشی از تهی شدگی سنگ مادر اولیه (شکل های ۵ ج، ۵ د، ۶ ج و ۶ د) از این عناصر است. بالاتر بودن میانگین عیار Sr در بیگانه سنگهای میگماتیتی نسبت به متوسط نمونه های پلیتی دگرگون شده و بیگانه سنگهای بدون ساختار میگماتیتی نشان می دهد که Sr در حین ذوب بخشی فاز پایدار بوده است. در ضمن کاهش مقدار Y و افزایش در محتوای نسبت Sr/Y (شکل ۴ ج) نشان می دهد که پلاژیو کلاز



شکل ۵- نمودارهای عنکبوتی چندعنصری بهنجار شده بر اساس پوسته قارهای (Taylor and McLennan, 1985). الف) نمودار چندعنصری لوکوگرانیتهای پرآلومینوس، ب) نمودار چندعنصری بیگانه سنگهای میگماتیتی. ج) نمودار چندعنصری بیگانه سنگهای شیستی. د) نمودار چندعنصری سنگهای نیمهپلیتی دگرگونشده از کمپلکس دگرگونی قوری.

MREE و بهویژه HREE در بیگانه سنگهای میگماتیتی کمتر از نمونههای پلیتی دگرگون شده و بیگانه سنگهای بدون ساختار میگماتیتی است.

بالاتر بودن مقادیر متوسط /Rb/Sr, Rb/Ba, Lan/Ybn, Lan و متوسط /Smn و Gdn/Ybn ییگانه سنگهای میگماتیتی از نمونههای پلیتی

نقش چندانی در واکنشهای ذوببخشی بیگانه سنگهای ایفاء نکرده است. کاهش در محتوای Y بیگانه سنگهای میگماتیتی نشان میدهد که احتمالاً قسمتی از گارنت در برخی از این بیگانه سنگها فاز ناپایدار در واکنشهای ذوب بخشی بوده است. این استدلال با این واقعیت همراهی میشود که متوسط ترکیبی



شکل ۶- نمودارهای عنکبوتی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده بر اساس پوسته قارهای (Taylor and McLennan, 1985). الف) نمودار چندعنصری لوکوگرانیتهای پرآلومینوس، ب) نمودار عناصر خاکی کمیاب بیگانه سنگهای میگماتیتی. ج) نمودار عناصر کمیاب خاکی بیگانه سنگهای شیستی. د) نمودار عناصر خاکی کمیاب سنگهای نیمه پلیتی دگرگون شده از کمپلکس دگرگونی قوری. نماد نمونهها مشابه شکل ۵ است.

محدود بودن مقدار ذوببخشی بیگانه سنگها است. بالاتر بودن سه نسبت عناصر خاکی کمیاب نشان میدهد که عناصر ناسازگارتر از MREE و مخصوصاً HREE است و در درصد ذوببخشی پایین از بخشهای دیرگداز خارج شدهاند (جدول ۲؛ دگرگون شده و بیگانه سنگهای بدون ساختار میگماتیتی نشان میدهد که در بین عناصر با شعاع یونی بزرگ، Rb نسبت به دو عنصر Ba و Sr سازگارتر بوده و در حین ذوببخشی در فازهای دیرگدازتر باقی مانده است. چنین درصد ذوبی نشانگر

جدول ۲- تجزیه شیمیایی ICP-MS بر روی رخنمون،های مختلف سنگی کمپلکس تله پهلوانی.

Sample	140-1	187	190-B	189-E	260	264	272	181-E	182-E2	183-E1	188-E1	189-E3	190-E1
Rock	P-g	Xeno	Xeno	Xeno	Xeno	Xeno	Xeno						
type	Grt	Grt	Grt	Crd	Crd	Crd	Crd	Mig	Mig	Mig			
	Kiel												
V	3.32	2.23	2.85	5.05	6.65	7.59	7.32	266.33	138.90	185.42	64.41	85.25	112.20
Cr	1.06	0.89	0.97	2.46	2.89	3.23	2.12	153.54	79.94	94.01	64.61	58.60	74.13
Co	0.69	0.49	0.88	1.02	0.95	0.77	0.59	30.24	14.06	19.73	8.97	10.12	17.98
Ni	0.91	1.08	1.12	1.62	1.55	1.30	1.41	106.11	34.16	62.31	25.48	19.87	32.54
Rb	165.12	144.19	148.56	114.38	138.95	157.08	165.05	67.66	132.61	88.47	47.81	40.32	54.17
Sr	6.08	6.28	5.69	15.04	11.21	7.54	13.17	43.25	102.21	80.25	52.49	75.71	41.21
Y	3.78	3.54	4.56	6.31	7.42	5.57	6.14	53.41	26.60	35.34	43.55	51.13	67.14
Zr	65.12	55.29	49.67	46.60	55.15	50.81	44.42	352.27	175.40	241.31	178.87	191.32	219.31
Nb	42.85	32.22	38.65	4.22	4.58	3.43	3.93	38.41	13.77	19.12	9.14	12.15	31.24
Ba	36.78	47.43	43.15	76.43	58.99	24.25	66.08	132.92	389.15	120.31	54.24	72.61	157.19
La	0.87	0.96	1.08	1.40	1.27	1.14	1.32	47.33	34.34	40.27	15.76	13.20	32.74
Ce	4.39	4.12	5.12	6.03	5.87	5.55	5.06	98.18	66.96	76.48	31.26	30.15	65.34
Pr	0.31	0.26	0.23	0.45	0.40	0.36	0.41	11.32	8.37	10.26	3.88	4.45	8.43
Nd	0.88	0.97	1.13	1.77	1.46	1.37	1.58	41.77	31.40	35.89	14.52	17.89	32.12
Sm	0.35	0.28	0.30	0.63	0.50	0.46	0.54	7.37	6.11	6.73	3.26	5.07	8.49
Eu	0.05	0.03	0.04	0.07	0.05	0.04	0.06	0.37	1.20	0.71	0.66	1.02	1.31
Gd	0.41	0.34	0.49	0.79	0.62	0.57	0.67	7.33	5.50	6.63	4.19	6.27	9.28
Tb	0.07	0.08	0.09	0.18	0.17	0.13	0.15	1.44	0.84	1.12	0.91	1.25	2.02
Dy	0.71	0.62	0.67	1.18	1.07	-0.96	1.11	10.30	5.08	7.24	6.87	8.45	12.83
Но	0.14	0.13	0.15	0.23	0.20	0.19	0.22	2.20	1.03	1.57	1.54	1.88	2.75
Er	0.51	0.43	0.40	0.65	0.63	0.56	0.61	6.29	2.86	3.93	4.46	5.68	7.56
Tm	0.07	0.08	0.09	0.11	0.11	0.09	0.10	0.96	0.43	0.59	0.68	0.87	1.15
Yb	0.64	0.69	0.76	0.84	0.76	0.65	0.69	6.35	2.91	3.79	4.44	5.79	7.71
Lu	0.12	0.10	0.14	0.12	0.11	0.09	0.09	0.94	0.43	0.60	0.66	0.87	1.13
Hf	3.12	2.37	2.75	2.23	2.50	2.21	1.88	10.95	5.33	4.89	5.72	4.84	9.78
Та	2.68	2.16	3.11	1.120	0.89	0.40	0.72	3.11	0.98	2.46	0.94	1.37	2.68
Pb	15.25	17.46	20.12	25.92	20.45	14.47	13.39	5.26	24.59	18.34	13.51	19.87	21.23
Th	1.14	0.90	1.39	2.67	2.24	1.91	1.76	18.93	13.92	15.72	9.73	10.68	14.28
U	0.72	0.90	1.01	2.24	1.52	0.88	0.68	1.68	2.11	2.04	2.11	2.61	2.75
Ti	751	626	626	1126	876	1126	1001	26783	11514	14643	3630	7259	4881
Р	704	775	845	775	775	845	845	211	1057	564	352	845	916
Κ	63166	65820	64759	53612	55310	53505	54142	18684	41403	16455	18047	27071	43739
Na	44367	39582	50457	64158	59374	62418	61548	17181	38930	18269	46977	62636	53067
Rb/St	27.16	22.96	26.11	7.61	12.40	20.83	12.53	1.56	1.30	1.10	0.91	0.53	1.31
Rb/Ba	4.49	3.04	3.44	1.50	2.36	6.48	2.50	0.51	0.34	0.74	0.88	0.56	0.34
K/Ba	1717.4	1387.7	1500.8	701.4	937.6	2206.4	819.3	140.6	106.4	136.8	332.7	372.8	278.3
Eu/Eu*	0.132	0.097	0.101	0.099	0.089	0.078	0.099	0.050	0.207	0.106	0.177	0.180	0.147
Lan/Ybn	0.14	0.18	0.14	0.22	0.22	0.24	0.28	0.94	1.50	1.26	0.45	0.28	0.54
Lan/Smn	0.54	0.75	0.79	0.49	0.56	0.54	0.53	1.40	1.23	1.31	1.06	0.57	0.84
Gdn/Ybn	0.43	0.33	0.43	0.63	0.54	0.58	0.65	0.77	1.26	1.17	0.63	0.72	0.80

Kiel = Kiel University; CCC=ALS Chemex Company of Canada; Xeno = Xenolith; P-g = Per-aluminous granite;

Mig = Migmatite; Grt = Garnet; Crd = Cordierite.

ادامه جدول ۲-

Sample	191-E5	192-E2	193-E3	111-с	114-a	220	221	Average of	Average of	Average of	Average of
Rock	Xeno	Xeno	Xeno	Pelite	Pelite	Pelite	Pelite	Garnet	Crdierite	migmatite	metapelite
type								Granite	Granite	Xenolith	& Xenolith
	CCC	CCC	Kiel	CCC	CCC	CCC	CCC				
v	106.2	73.6	98.32	108.2	137.7	123.1	110.7	2.8	6.7	196.9	102.0
Cr	60.2	81.1	71.43	69.4	58.6	82.7	75.3	1.0	2.7	109.2	69.6
Co	12.1	14.2	15.59	18.2	13.1	10.3	14.1	0.7	0.8	21.3	13.5
Ni	30.5	34.4	31.58	31.2	46.4	22.9	38.8	1.0	1.5	67.5	31.4
Rb	77.1	39.5	54.67	114.1	75.3	85.6	63.5	152.6	143.9	96.2	65.2
Sr	69.4	68.9	58.62	47.4	79.5	94.1	83.7	6.0	11.7	75.2	67.1
Y	55.8	55.2	59.12	38.3	53.7	48.9	65.4	4.0	6.4	38.5	53.8
Zr	263.3	155.7	207.32	148.6	174.3	170.5	193.8	56.7	49.2	256.3	190.3
Nb	21.3	17.6	20.12	25.3	51.6	43.7	34.8	37.9	4.0	23.8	26.7
Ba	187.3	122.3	131.54	432.1	201.5	345.6	398.3	42.5	56.4	214.1	210.3
La	28.4	18.7	25.24	39.2	31.3	44.8	50.9	1.0	1.3	40.6	30.0
Ce	58.2	42.1	52.12	64.1	60.3	79.7	83.2	4.5	5.6	80.5	56.6
Pr	7.5	6.1	7.21	6.8	8.3	9.8	11.2	0.3	0.4	10.0	7.4
Nd	29.4	21.4	25.71	27.3	34.1	32.5	41.8	1.0	1.5	36.4	27.7
Sm	7.1	4.9	7.33	5.2	8.3	7.4	9.1	0.3	0.5	6.7	6.6
Eu	1.2	0.8	1.21	0.94	1.3	1.1	1.5	0.0	0.1	0.8	1.1
Gd	8.9	6.4	8.07	6.3	8.5	7.6	9.8	0.4	0.7	6.5	7.5
Tb	1.8	1.2	1.67	1.2	1.8	1.6	2.1	0.1	0.2	1.1	1.6
Dy	11.3	9.1	11.09	7.6	11.5	9.8	13.5	0.7	1.1	7.5	10.2
Но	2.5	1.9	2.37	1.7	2.5	2.2	2.9	0.1	0.2	1.6	2.2
Er	6.7	5.8	6.73	5.2	7.5	6.4	8.2	0.4	0.6	4.4	6.4
Tm	1.0	0.9	0.92	0.8	1.2	0.9	1.2	0.1	0.1	0.7	1.0
Yb	6.7	5.5	6.46	5.1	7.5	6.2	8.4	0.7	0.7	4.4	6.4
Lu	1.0	0.8	0.91	0.8	1.1	0.9	1.2	0.1	0.1	0.7	0.9
Hf	7.6	6.3	8.41	6.3	8.6	8.1	9.8	2.7	2.2	7.1	7.5
Та	1.8	1.5	2.25	2.7	2.5	2.9	3.4	2.7	0.8	2.2	2.2
Pb	29.7	16.4	23.55	17.7	20.8	24.2	28.7	17.6	18.6	16.1	21.6
Th	11.5	9.1	15.88	13.1	14.2	16.4	12.2	1.1	2.1	16.2	12.7
U	2.3	2.5	2.71	2.3	3	1.8	2.1	0.9	1.3	1.9	2.4
Ti	10638	9387	10889	10138	9262	11014	10638	668	1033	17647	8773
Р	634	775	1339	1198	1057	1479	1479	775	810	611	1007
Κ	41085	31212	44376	72296	24736	39811	43420	64582	54142	25514	38579
Na	37625	39365	42192	9352	34363	37190	41975	44802	61875	24793	40474
Rb/St	1.11	0.57	0.93	2.41	0.95	0.91	0.76	25.41	13.34	1.32	1.04
Rb/Ba	0.41	0.32	0.42	0.26	0.37	0.25	0.16	3.66	3.21	0.53	0.40
K/Ba	219.4	255.2	337.4	167.3	122.8	115.2	109.0	1535.3	1166.2	127.9	231.0
Eu/Eu*	0.150	0.142	0.157	0.163	0.155	0.147	0.159	0.11	0.09	0.12	0.16
Lan/Ybn	0.53	0.44	0.52	0.92	0.53	0.93	0.80	0.15	0.24	0.60	1.92
Lan/Smn	0.88	0.83	0.75	1.65	0.82	1.32	1.22	0.69	0.53	0.99	1.52
Gdn/Ybn	0.89	0.78	0.83	0.82	0.76	0.82	0.78	0.40	0.60	0.79	1.21

Kiel = Kiel University; CCC=ALS Chemex Company of Canada; Xeno = Xenolith; P-g = Per-aluminous granite;

Mig = Migmatite; Grt = Garnet; Crd = Cordierite.

شکل ۶ ب). پایینتر بودن میانگین نسبت Eu/Eu* و بی هنجاری منفیتر در این سنگها نشانگر پایداری فازهای کلسیکتر فلدسپار پلاژیوکلاز در حین ذوببخشی بیگانه سنگها بوده است.

نظم کمتر الگوهای عناصر در نمودار عنکبوتی (شکل ۵ ب) برای بیگانه سنگهای میگماتیتی نشانگر توزیع ناهمگون ذوب در این سنگها و همچنین واکنش برگشتی بخشهای ذوبشده با بخشهای دیرگداز است، که باعث شده که تمرکز عناصر در سراسر چنین بیگانه سنگهایی متغیر باشد.

۳- میانبارهای گرانیتی

میانبارهای گرانیتی بر اساس رخداد گارنت یا کردیریت دارای دو الگوی متفاوت توزیع برخی از عناصر هستند (جدولهای ۱ و ۲؛ شکلهای ۹، ۵ الف و ۶ الف). بالاتر بودن ترکیب میانگین اکسیدهای میماری و 2₀ A و پایین تر بودن MgO و Na₂O در گرانیتهای گارنتدار نسبت به انواع کردیریتدار نشان می دهد که توزیع برخی از کانی ها مانند سیلیمانیت، مسکوویت، گارنت، کردیریت و بیوتیت در این تغییرات دخالت دارند. در انواع گارنتدار که دانههای گارنت غنی از منگنز است (فضل نیا، ۱۳۸۸)، بلورهای سیلیمانیت منشوری و مسکوویتهای احاطه کننده آنها فراوان هستند (شکل ۵۲). این مشخصه می تواند عاملی در فراوانی دو فراوان هستند (شکل ۵۲). این مشخصه می تواند عاملی در فراوانی دو اکسید دیگر در انواع کردیریتدار (کردیریتها غنی از اکسید می MgO هستند؛ فضل نیا، ۱۳۸۸)، با فراوانی بلورهای کردیریت و پلاژیوکلاز قابل توجیه است.

فراوانی بیشتر عناصری مانند ۷، ۲۰ ۷، ۲۰ ۷، ۷۰ و HREE و در گرانیتهای کردیریتدار نسبت به انواع گارنتدار نشان میدهد که احتمالاً این گرانیتها در شرایط درصد ذوببخشی بالاتر ایجاد شدهاند. چنین استدلالی با مشاهده گارنتهای تحلیل رفته و درصد مودال کمتر بیوتیت تایید می شود (شکل ۳). همچنین بلورهای سیلیمانیت نیز در این گرانیتها یا وجود ندارد و یا به شدت تحلیل رفته است. این مشخصه احتمالاً انجام واکنشهای زیر را برای تولید چنین مذابهایی نشان می دهد:

Bt + Sil + Qtz = Kfs + Crd + melt(2)

Bt + Sil + Grt = Crd + Spl + Kfs + melt (3)

فراوانی سیلیمانیت در نمونههای گارنتدار که در اثر واکنش برگشتی بهوسیله مسکوویتهای تاخیری احاطه شدهاند، احتمالاً با واکنش زیر انطباق دارند:

Ms + Qtz = Kfs + Sil + H2O/melt (4)

این واکنش ها نشان می دهد که چرا گارنت و سیلیمانیت در گرانیت های کردیریت دار به شدت تحلیل رفته اند و درصد مودال بیوتیت در آنها نسبت به انواع گارنت دار کاهش چشمگیری دارد. هنگامی که بیوتیت در شرایط آبزدایی در واکنش های ذوب بخشی شرکت کند، حجم مذاب بیشتر شده و احتمالاً مذاب با سهولت بیشتری سنگ مادر اولیه که ساختار میگماتیتی دارد را ترک می کند و فابریک دیاتکسیت در میگماتیت ها ایجاد می شود

.(McMillan et al., 2003)

همچنین درصد ذوببخشی کمتر در گرانیتهای گارنتدار به وسیله محتوای بالاتر عناصر ناسازگاری مانند Rb، Nb و Ta ثابت میشود. فراوانی کمتر LREE در گرانیتهای گارنتدار احتمالاً به دلیل کمبود کانیایی مانند آپاتیت و ایلمنیت که عناصر مناسبی برای تمرکز این عناصر هستند، توجیه میشود. بنابراین، احتمالاً در حین ذوببخشی بیگانه سنگها برای تولید این نوع از گرانیتها این دو نوع کانی فازهای پایدار بودهاند.

فراوانی باریم در هر دو نوع گرانیت نسبت به بیگانه سنگها کاهش چشمگیری یافته (یک بی هنجاری منفی؛ شکل ۵ الف) که نشانگر سازگار بودنش در حین ذوب بخشی بوده است. میانگین باریم در گرانیتهای کردیریت دار بیشتر از انواع گارنت دار است که دلیل آن، احتمالاً درصد ذوب بیشتر و ناپایداری کامل مسکوویت برای تولید گرانیتهای کردیریت دار است. کاهش شدید مقدار Sr و نسبت Ca/Sr در هر دو نوع گرانیت (شکل نوع گرانیت بوده است. بالاتر بودن این نسبت در گرانیتهای گارنت دار احتمالاً هم به دلیل خروج کمتر Sr و هم ناشی از درصد ذوب بخشی کمتر و در نتیجه، عدم حضور پلاژیو کلازهای کلسیک در واکنش های ذوب است.

یکسان بودن تقریبی فراوانی Y و مشابه بودن نسبت Sr/Y در همه گرانیتها (شکل ۵ ج) نشان میدهد که Y یک عنصر سازگار در حین ذوببخشی بوده است. الگوهای مسطح با شیب مثبت به سمت Yb در HREE و Y گرانیتهای کردیریتدار نشان میدهد که احتمالاً گارنت یک فاز ناپایدار در حین ذوببخشی بیگانه سنگها بوده است. در مقابل، شیب کاملا مسطح این عناصر برای گرانیتهای گارنتدار بیانگر پایداری گارنت در حین ذوببخشی بیگانه سنگها است. بی هنجاری منفی Eu، Nd و La و پایین بودن میانگین نسبتهای Lan/Ybn Lan/Smn و Gdn/Ybn در هر دو نوع گرانیت، بیانگر این است که LREE و MREE چندان به ذوببخشی حساس نبودهاند و به عنوان عناصر سازگار در حين ذوببخشي عمل كردهاند. براي مثال پايدار بودن پلاژيوكلاز کلسیک در حین ذوببخشی باعث بی هنجاری منفی Eu شده است. مجموع عناصر REE در هر دو نوع گرانیت کمتر از سنگ مادر آنهاست؛ این نشان میدهد که حجم مذاب، محدود بوده و کانی های نگهدارنده این عناصر در حین ذوببخشی فازهای تقريباً پايدار بودهاند.

هر دو نوع گرانیت دارای ماهیت پرآلومینوس هستند (شکل ۴ه) و تشکیل لوکوگرانیتهایی (شکلهای ۴د و ۴ه) را می دهند که با گرانیتهای نوع –S متداول، کمی متفاوت هستند (شکل ۷الف). سنگ مادر آنها احتمالاً متاگریوک (شیستهای نیمه پلیتی) است (شکل ۷ب).

تفسير و نتايج

در نتیجه کافتش سرزمین گندوانا (که در بخشهای مختلف



شکل ۷- نمودارهای توصیفی نوع و سنگ مادر اولیه لوکوگرانیتهای پرآلومینوس (Patinõ Douce, 1999).

این سرزمین متفاوت بوده و مربوط به پرمین، تریاس و ژوراسیک است: Golonka, 2004)، ماگماتیسم ناکوهزایی، مهم ترین واقعه سنگشناختی در طول این رویدادها بوده است ...(اثر کافتش 2005). جدایش زون دگرگونی سنندج-سیرجان بر اثر کافتش باعث تشکیل ماگمای ناکوهزایی تله پهلوانی (شکل ۱) با ترکیب لوکوکوارتز دیوریت-آنورتوزیت و گابروهای آپاتیتدار-پیروکسنیت (کمپلکس مافیک-الترامافیک) به صورت قدرتمند در بخش جنوبی این زون (جنوب غربی کمپلکس دگرگونی قوری که عمدتاً از گارنت-کیانیت شیست تشکیل شدهاند) شد (FazInia et).

قطعات فرو افتاده (بیگانه سنگها) در این ماگما، عمدتاً گارنت - بيوتيت - كيانيت شيستها هستند. بنابراين بيگانه سنگهاى حاضر، غنی از کانی های آلومینیمدار (مانند مسکوویت، بیوتیت، گارنت، استاورولیت و کیانیت) هستند. بیگانه سنگهای رسی دگرگونشده، دگرگونی همبری دما بالایی را تحمل کردهاند. دما و فشار اوج دگرگونی همبری این بیگانه سنگها (۲۷±۷۶۰ درجه سانتی گراد و ۱/۲±۵/۱ کیلوبار) (فضل نیا، ۱۳۸۸)، نشانگر محدوده ذوببخشی بی آبشدگی کامل مسکوویت و ابتدای بیوتیت (شکل ۳) است. در نتیجه چنین شرایط دگرگونی، برخی بیگانه سنگهای شیستی، ذوببخشی را تحمل کردهاند و ساختارهای میگماتیتی را گسترش دادند. غلبه بر نیروهای پیوستگی مذاب-بلور در محدوده ذوببخشی بی آب شدگی بیوتیت، باعث شده است، تا بخشی از مذاب تولیدشده، قابلیت جدایش از بیگانه سنگهای میگماتیتی را بهدست آورد. احتمالاً در بخشهای عمیقتر که این بیگانه سنگها تجمع بیشتری داشتهاند، در اثر اجتماع بخشی از مذابهای تولیدشده و عدم آمیختگی آنها با ماگمای میزبان (به علت اختلاف دما و ترکیب شیمیایی متفاوت)، عدسیهای کوچکی از گرانیتهای پرآلومینوس غنی از پتاسیم در باتولیت تلهیهلوانی تشکیل شده است. در مقابل، برخی دیگر از بیگانه سنگهای شیستی میگماتیتیشده، به علت تحمل دگر گونی

همبری دما بالا و جریانهای همرفتی درون ماگمای اولیه در طول ضربانهای بعدی تزریق ماگمای میزبان، خرد شده و بلورهای جامد آنها به صورت مکانیکی، باعث آلایش گستردهای در اتولیت تلهپهلوانی شده است (شکل ۸ در 2007). مطالعه توزیع عناصر اصلی (جدول ۱) در هر دو گرانیت گارنتدار و کردیریتدار نشان میدهد که بر اثر ذوببخشی در بیگانه سنگهای شیستی میگماتیتی، مقدار میانگین اکسید بدون ساختار میگماتیتی کاهش یافته است. به علاوه با بررسی نحوه توزیع Sr و Y (شکل ۴ج) و همچنین Sr و Ca (شکل

نحوه توزيع Sr و Y (شکل ۲ج) و همچنين Sr و Ca (شکل ۴ب) مشخص میشود که از نظر ژئوشیمیایی، ارتباط تنگاتنگی بین توزیع کاهش و افزایش عناصر وجود دارد و با توجه به سازگارى عناصر، ارتباط بين بيگانه سنگھاى شيستى ميگماتيتى، ذوببخشی و میانبارهای گرانیتی پرآلومینوس برقرار میشود. در نموار اتمی ACF (شکل ۴ه) قرارگیری بیگانه سنگهای مىگماتىتى دياتكسيتى بين بىگانە سنگھاى شىستى بدون ساختار میگماتیتی-شیستهای دگرگونی ناحیهای و گرانیتهای گارنت و کردیریتدار نشان میدهد که بر اثر ذوببخشی، کاهش در مقدار عناصر Al، Na و K و افزودگی در مقدار Fe و Mg ایجاد شده است. چنین شواهد ژئوشیمیایی برای عناصر فرعی و خاکی کمیاب وجود دارد که بر اساس کاهش یا افزایش این عناصر و نحوه پایداری نگهدارندههای آنها در حین ذوببخشی به این ارتباط كمك ميكند (بخش ژئوشيمي سنگ) . بنابراين با توجه به شواهد صحرایی، میکروسکویی و ژئوشیمیایی و همچنین دما-فشار میانبارهای گرانیتی پرآلومینوس از ذوببخشی برخی بیگانه سنگهای شیستی فرو افتاده از کمپلکس دگرگونی قوری تولید شدەاند.

وجود رگههایی از پگماتیت در کمپلکس باتولیتی تلهپهلوانی، که عمدتاً در نزدیکی تجمع بیگانه سنگهای با ساختار میگماتیتی و گرانیتهای پرآلومینوس (اکثراً در جنوب غرب این توده) رخ

دادهاند، نشان میدهد که احتمالاً واکنش های ذوب آبزدایشی کانی های آبداری مانند مسکوویت و بیوتیت موجب آزادشدن فازهای آبگین غنی در عناصر ناسازگار شده است. سپس این فاز آبگین، توانسته است درون این باتولیت، رگههای پگماتیتی را ایجاد کند.

شباهت سنی بیگانه سنگهای با ساختار میگماتیتی، گرانیتهای پرآلومینوس و توده ماگمایی اصلی، نشانگر این مطلب است که هم رویدادهای سنگشناختی در این کمیلکس در زمانی مشابه انجام شده است. بنابراین، نفوذ ماگمای ناکوهزایی به اعماق یوسته میانی که قبلاً یک رویداد دگرگونی ناحیهای را در توأرسين تحمل كردهاند، باعث ايجاد يك باتوليت به شدت ناهمگن، در اثر آلایش با بخش شمال شرقی کمیلکس دگرگونی قوری، کرده است. اختلاف اندک سنی رویداد دگرگونی ناحیهای و نفوذ باتولیت مورد مطالعه نشان می دهد که هنگام نفوذ این توده ماگمایی، سنگ میزبان دگر گونی، دماهای بالایی داشته است. این وضعیت باعث شده است که اولاً توده ماگمایی اولیه، دما و حالت مذاب خود را سريع از دست ندهد؛ ثانياً اتلاف دما براي افزایش دما بیگانه سنگها تا نقطه ذوب به حداقل برسد. این عامل باعث شده است که سقوط بخش های از سنگ میزبان خرد شده به بخش های عمیق باتولیت (شکل ۸ در ,Fazlnia et al. 2007)، راحت تر انجام شود و در نهایت فرایندهای دگرگونی و ذوببخشی در این بیگانه سنگها، در اعماق بیشتر باتولیت، منجر به ایجاد ساختارهای میگماتیتی و میانبارهای گرانیتی پرآلومینوس و از هم پاشیدن برخی بیگانه سنگها شده، در نتیجه آلایش گسترده در این باتولیت رخ داده است.

تشكر و قدردانی

به این وسیله از پروفسور دکتر فولکر شنک که امکان انجام آزمایشهای مختلف را در دانشگاه کیل آلمان برای نگارنده فراهم کرد، تشکر می شود. از خانم آستروئید واینکاف و آندریاس فیلر برای آمادهسازی نمونههای سنگی برای آزمایش دکتر علیرضا شاکر اردکانی و آقای دکتر سید جواد یوسفی که در نمونهبرداری صحرایی کمکهای فراوانی به نویسنده مبذول داشتند، سپاسگزاری می شود. از وزارت علوم، تحقیقات و فناوری جمهوری اسلامی ایران، دانشگاههای ارومیه و شهید باهنر کرمان و دولت آلمان که مساعدتهای لازم را برای این تحقیق مبذول

منابع

افتخارنژاد، ج.، ۱۳۶۰، تقسیمبندی تکتونیکی ایران بر اساس
حوضههای رسوبی. مجله انجمن نفت ایران، ۸۲ ۸۰ ۱۹۹۰.
سبزهای، م.، نوازی، م.، قوردل، م.، حمدی، س.ب.،
روشنروان، ج. و اشراقی، س.ا.، ۱۳۷۲، "نقشه ۱:۲۵۰۰۰ نیریز".
سازمان زمین شناسی کشور.

– فضل نیا، ع.ن.، ۱۳۹۰ (الف)، تکامل ژئوشیمیایی نفوذیهای مافیک-اولترامافیک تلهپهلوانی، شهربابک، ایران. پترولوژی، دانشگاه اصفهان، ۲ (۵)، ۱۱۲–۹۳.

- فضل نیا، ع.ن، ۱۳۹۰ (ب)، آلایش ماگمایی بوسیله زنولیتهای رسی شیستی فرو افتاده در باتولیت تله پهلوانی، شهربابک، ایران. مجله علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی. شماره تابستان، ۲۰ (۸۰)، ۱۳۴–۱۲۷.

فضل نیا، ع.ن. ۱۳۸۸، ذوب بخشی زنولیت های رسی فرو
افتاده در باتولیت تله پهلوانی، شهربابک: دلایل تشکیل میانبارهای
گرانیتی پرآلومینوس، مجله علوم دانشگاه شهید چمران. شماره
زمستان، ۲۳، ۸۷–۶۱.

- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A., and Babaei, A., 2007, Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neotethys subduction. Journal of Asian Earth Sciences, 30, 474-489.

- Barker, F., 1979, Trondhjemite: de.nition, environment and hypotheses of origin. In: Barker, F. (Ed.), Trondhjemites, dacites, and related rocks. Elsevier Scientic Publishing Company, Amsterdam, 1-12.

- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, Journal Canadien des Sciences de la Terre, 18, 210-265.

- Carrington, D.P., and Watt, G.R., 1994, Contrasting geochemistry of granulite-facies leucosomes and S-type granites: K-feldspar as culprit. Mineralogical Magazine, 58, 152-153.

- Chappell, B.W., and White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types. Pacific Geology, 8, 173-174.

- Corona-Chávez, P., Poli, S., and Bigioggero, B., 2006, Syn-deformational migmatites and magmatic-arc metamorphism in the Xolapa Complex, southern Mexico, Journal of metamorphic. Geology, 24, 169-191.

- Davoudian, A.R., Genser, J., Dachs, E., and Shabanian, N., 2008, Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. Mineralogy and Petrology, 92, 393-413.

- Fazlnia, A. N., Schenk, V., van der Straaten, F., and Mirmohammadi, M. S., 2009, Petrology, Geochemistry, and Geochronology of Trondhjemites from the Qori Complex, Neyriz. Iran, lithos, 112, 413-433.

- Fazlnia, A.N., Moradian, A., Rezaei, K., Moazzen, M., and Alipour, S., 2007, Synchronous Activity of An-

orthositic and S-type Granitic magmas in Chah-Dozdan batholith, Neyriz, Iran: Evidence of Zircon SHRIMP and Monazite CHIME Dating, journal of sciences. Islamic Republic of Iran, 18, 221-237.

- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., and Frost D.F., 2001, A geochemical classification for granitic rocks. Journal of Petrology, 42, 2033-2048.

- Fyfe, W.S., 1973, The granulite facies, partial melting and the Archaean crust. Royal Society of London Philosophical Transactions, Series, A, 273, 457-461.

- Golonka, J., 2004, Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. Tectonophysics, 381, 235-273.

- Harris, N., Ayres, M., and Massey, J., 1995, Geochemistry of granitic melts produced during the incongruent melting of muscovite-implications for the extraction of Himalayan leucogranite magmas. Journal of Geophysical Research, 100, 15767-15777.

- Healy, B., Collins, W.J., and Richards, S.W., 2004, A hybrid origin for Lachlan S-type granites: the Murrumbidgee Batholith example. Lithos, 78, 197-216.

- Kretz, R., 1983, Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist, 68, 277-279.

- Kriegsman, L.M., 2001, Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites. Lithos, 56, 75-96.

- Lancaster, J., Fu, B., Page, F.Z., Kita, N.T., Bickford, M. E., Hill, B.M., Mclelland, J.M., and Valley, J.W. 2009, Genesis of metapelitic migmatites in the Adirondack Mountains. Journal of Metamorphic Geology, 27, 41-54.

- McMillan, A., Harris, N.B.W., Ashwal, M.H.L., Kelley, S., and Rambeloson, R., 2003, A granite-gabbro complex from Madagascar: constraints on melting of the lower crust. Contribution to Mineralogy and Petrology, 145, 585-599.

- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., and Sahandi M.R., 2003, Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 21, 397-412.

- Otamendi, J.E., and Patin Douce, A.E., 2001, Partial melting of aluminous metagreywackes in the Northern Sierra de Comechingones. Journal of Petrology, 42, 1571-1772.

- Patinõ Douce, A.E., 1999, What do experiments tell

us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernandez, C., Vigneressese, J.L. (Eds.), Understanding Granites: Intergrating New and Classical Techniques, 168. Geological Society of London, Special Publication, 168, 55-75.

- Patinõ Douce, A.E., And Harris, N., 1998, Experimental constraints on Himalayan anatexis. Journal of Petrology, 39, 689-710.

- Sarkarinejad, K., and Alizadeh, A., 2009, Dynamic model for the exhumation of the Tutak gneiss dome within a bivergent wedge in the Zagros Thrust System of Iran. Journal of Geodynamics, 47, 201-209.

- Sawyer, E.W., 1996, Melt-segregation and magma .ow in migmatites: implications for the generation of granite magmas. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 87, 85-94.

- Sears, J.W., George, G.M.S., and Winne, J.C., 2005, Continental rift systems and anorogenic magmatism. Lithos, 80, 147-154.

- Sha, L.K., and Chappell B.W., 1999, Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63, 3861-3881.

- Shahabpour, J., 2005. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. Journal of Asian Earth Sciences, 24, 405-417.

- Shahabpour, J., 2007. Island-arc anity of the Central Iranian Volcanic Belt. Journal of Asian Earth Sciences, 30, 652-665.

- Sheikholeslami, M.R., Pique, A., Mobayen, P., Sabzehei, M., Bellon, H., and Hashem Emami, M., 2008, Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-Sefid area (Sanandaj-Sirjan Zone, SW Iran). Journal of Asian Earth Sciences, 31, 504-521.

- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985, The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications, London, 312.

- Vielzeuf, D., and Holloway, J.R., 1988, Experimental determination of the .uid-absent melting relations in the pelitic system. Contributions to Mineralogy and Petrology, 98, 257-276.

- White, A.J.R., and Chappell, B.W., 1977, Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics, 43, 7-22.