دما – فشارسنجی، ژئوشیمی و تفسیر جایگاه تکتونیکی متابازیت‌های میگماتیتی مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد (شمال شرق سبزوار)

محسن نصرآبادی[۱،*]

۱. گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره) قزوین

تاریخ دریافت: ۹۱/۶/۲۵

تاریخ پذیرش: ۹۲/۱۲/۱۷

چکیده

مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد در شمال‌شرق افیولیت‌های سبزوار واقع است. در بخش غربی این مجموعه دگرگونی و در مجاورت با توده ترونجمیتی متابازیت‌های میگماتیتی برونزد دارند. محاسبات دما – فشارسنجی این متابازیت‌ها نشان‌دهنده آن است که فرایند دگرگونی در دمای بیش‌تر از ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار بالاتر از ۱۵ کیلوبار روی داده است. تحت این شرایط، فرایند ذوب‌بخشی باعث ایجاد ساختارهای میگماتیتی به‌صورت ملانوسوم گارنت – هورنبلندیتی و لوکوسوم تونالیت – ترونجمیتی با ویژگی‌های آداکیتی شده است. الگوی عناصر نادر خاکی ملانوسوم با شیب مثبت و غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین و لوکوسوم آمفیبول‌دار با شیب منفی و تهی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین، نیز بیان‌گر انجام رخداد ذوب‌بخشی در فشار بالا و تحت شرایط پایداری گارنت بوده است. در لوکوسوم غنی از آمفیبول تحدب رو به بالای الگوی عناصر نادر خاکی و غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی متوسط با تمرکز آمفیبول در آن‌ها سازگار می‌باشد. ترکیب آداکیتی لوکوسوم متابازیت‌های میگماتیتی و سن تشکیل آن‌ها مشابه توده‌های تونالیت–ترونجمیتی هم‌جوار می‌باشد. سناریوی محتمل در رابطه با متابازیت‌های میگماتیتی شامل دگرگونی و ذوب‌بخشی صفحه اقیانوسی فرورو در اعماق بیش‌تر از ۵۰ کیلومتر یک زون فرورانش داغ و تشکیل ملانوسوم گارنت – هورنبلندیتی و لوکوسوم تونالیت–ترونجمیتی با ویژگی‌های آداکیتی است.

واژه‌های کلیدی: گارنت – هورنبلندیت، متابازیت میگماتیتی، افیولیت‌های سبزوار، مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد.

مقدمه

مطالعه متابازیت‌ها از اهمیت به‌سزایی در فهم تحولات تکتونیکی نوارهای کوهزائی برخوردارند. این‌گونه سنگ‌ها با زون‌های کششی و فرورانش قبل از برخورد در ارتباط بوده و بررسی پترولوژیکی آن‌ها به شناسایی محیط تکتونیکی که در آن تشکیل شده‌اند کمک می‌نماید. با شناخت شرایط فشار، حرارت و مکانیسم دگرگونی سنگ‌های منطقه فرورانش، تاریخچه دگرگونی منطقه فرورانش و برخورد روشن شده و می‌توان در رابطه با وسعت حوضه اقیانوسی (حوضه اقیانوسی وسیع یا محدود)، رژیم حرارتی و شرایط ژئودینامیک منطقه فرورانش اظهار نظر نمود (Miyashiro, 1973).

گرادیان زمین‌گرمایی بیش‌تر مناطق فرورانش کمتر از شرایط فشار و حرارت لازم جهت ذوب‌بخشی لیتوسفر اقیانوسی فرورو است. تحت این شرایط آب‌زدایی و خروج سیالات غنی از عناصر بزرگ یون لیتوفیل سبب متاسوماتیسم و ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای می‌شود (Gill, 1981; Kushiro, 1990; Tatsumi and Kogiso, 1997) اما در رژیم حرارتی غیرعادی و داغ منطقه فرورانش، گرادیان زمین‌گرمایی بالا با قطع سالیدوس بازالت

* نویسنده مرتبط nasrabadi@sci.ikiu.ac.ir

آب‌دار، ذوب‌بخشی لیتوسفر اقیانوسی را موجب شده و ضمن تولید مذاب تونالیت - ترونجمیت با شاخص‌های ژئوشیمیایی آداکیتی (مقادیر بالای LREE, LILE و غلظت کم HREE)، تفاله گارنت - هورنبلندیتی یا اکلوژیتی به‌جا می‌گذارد (Defant and Drummond, 1990; Garcia-Casco et al., 2008).

هر چند که ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی فرورو داغ و جوان یک فرایند نسبتاً معمول در مناطق فرورانش است اما بالاآمدگی رستیت‌های آن به سطح زمین یک پدیده نادر است (Ernst, 1999). در این تحقیق با توجه به مشاهدات صحرایی، پتروگرافی، محاسبات دما-فشارسنجی و داده‌های ژئوشیمیایی سنگ کل، منشا متابازیت‌های میگماتیتی مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد رستیت حاصل از ذوب‌بخشی صفحه اقیانوسی دگرگون شده در یک زون فرورانش داغ در نظر گرفته شده و در این رابطه با بررسی شرایط ذوب‌بخشی به ارائه مدل‌های ژئودینامیکی احتمالی اقدام گردیده است.

روش مطالعه

روش مطالعه شامل نمونه‌برداری از بخش‌های مختلف متابازیت‌های میگماتیتی (لوکوسوم و ملانوسوم) به‌منظور تهیه مقاطع نازک و انجام آنالیز سنگ‌کل، بررسی‌های دقیق پتروگرافی و تجزیه ریزپردازش نقطه‌ای روی ۵۰۰ نقطه از کانی‌های گوناگون بوسیله دستگاه ریزپردازنده نوع Cameca SX100 در دانشگاه اشتوتگارت آلمان است. در طول انجام آنالیز ریزپردازشی ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه 15KV، شدت جریان 15nA و زمان شمارش سی ثانیه بوده است. در محاسبه فرمول ساختمانی کانی‌ها از نرم‌افزار کالک - مین[1] و به‌منظور تخمین شرایط حرارت و فشار دگرگونی، از نرم‌افزار ترموکالک، دما - فشارسنج‌های قراردادی، نتایج داده‌های پترولوژیکی آزمایشگاهی و شبکه‌های پتروژنتیک استفاده شده است. عناصر اصلی، فرعی و نادر سنگ کل ۵ نمونه ملانوسوم و لوکوسوم در آزمایشگاه اکتیویشن لب[2] انتاریای کانادا به روش ICP-MS اندازه‌گیری شده است.

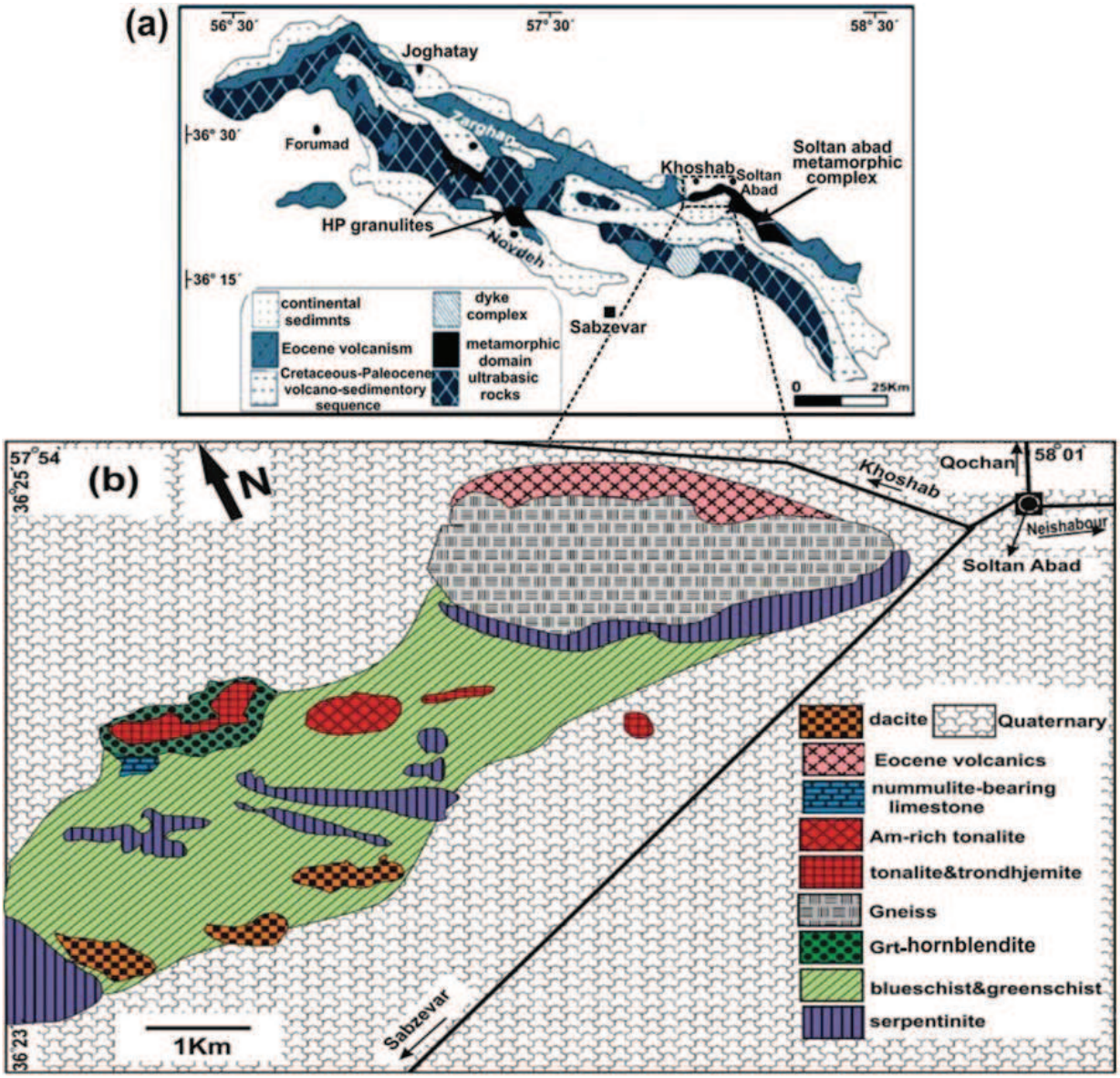
زمین‌شناسی ناحیه‌ای

منطقه مورد مطالعه در شمال‌شرق ایران در استان خراسان رضوی واقع است. گسل‌های میامی و درونه (گسل بزرگ کویر) به ترتیب از شمال و جنوب این منطقه می‌گذرند. مطابق تحقیقات StÖcklin (۱۹۶۸) این منطقه متعلق به زون ایران مرکزی می‌باشد اما Alavi (1991) در نقشه تکتونیک خاورمیانه منطقه سبزوار را از ایران مرکزی متمایز کرده است. در تقسیم‌بندی Pilger (1971) منطقه مورد مطالعه که به زون سبزوار معروف است در محدوده ایران مرکزی قرار گرفته از شمال توسط رشته کوه‌های البرز و بینالود و از جنوب توسط بلوک لوت محدود می‌شود.

مجموعه افیولیتی سبزوار شاخه‌ای از حوضه اقیانوسی تتیس است که در طی فرایند ریفتینگ به‌صورت یک اقیانوس عمیق که جدا کننده خرده قاره ایران مرکزی از صفحه اوراسیا است به‌وجود آمده و فرایند جایگیری افیولیت‌ها در طی یک سیستم فرورانشی با شیبی به طرف شمال صورت گرفته است (StÖckline, 1974; Alavi -Tehrani, 1977; Lensch et al.,1975; Delaloye and Desmons, 1980; Baroz et al., 1983; Shojaat et al., 2003). مطالعات سال‌های اخیر بیانگر آن است که افیولیت‌های اطراف خرده قاره ایران مرکزی (سبزوار، نائین و بافت)، حوضه‌های اقیانوسی پشت‌قوس حاصل از فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران در طی ژوراسیک بالایی - کرتاسه بوده‌اند (Stampfli, 2000; Stampfli and Borel, 2002; Golonka, 2004; Bagheri and Stampfli, 2008; Shafaii Moghadam et al., 2009; Rossetti et al., 2010; Nasrabady et al., 2011). فرورانش حوضه‌های اقیانوسی مذکور و تشکیل ملانژ افیولیتی و سنگ‌های دگرگونی مرتبط، ناشی از برخورد صفحه عربی با خرده قاره ایران مرکزی درکرتاسه یا پالئوسن- ائوسن بوده است (Baroz et al., 1983; SengÖr et al., 1988; Mc Call, 1977; Stampfli and Borel, 2002; Hassanipak et al., 2003; Agard et al., 2006; Rossetti et al., 2010; Omrani et al., 2013).

سنگ‌های دگرگونی نوار افیولیتی شمال سبزوار دارای دو برونزد در شمال‌غرب (متابازیت‌های رخساره آمفیبولیت و گرانولیت فشار بالا) و یک برونزد در شمال‌شرق سبزوار (مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد) می‌باشند (شکل a۱). نتایج حاصل از مطالعات اخیر Rossetti et al. (2010) حاکی از آن است که گرانولیت‌های فشار بالای شمال‌غرب سبزوار ارائه‌کننده لیتوسفر حوضه اقیانوسی قدیمی‌تر از اقیانوس سبزوار هستند (حوضه اقیانوسی پروتوسبزوار) که در یک رژیم حرارتی فرورانش داغ، متحمل دگرگونی در زمان کرتاسه زیرین (۱۰۵ تا ۱۰۷ میلیون سال قبل) شده‌اند. مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد در مجاورت نوار افیولیتی شمال‌شرق سبزوار برونزد داشته (شکل a۱) و شامل سنگ‌های رخساره شیست سبز، شیست آبی و آمفیبولیت است. سنگ‌های رخساره شیست آبی که در بسیاری از موارد متحمل دگرگونی برگشتی شده‌اند به‌صورت پراکنده در سرتاسر منطقه برونزد دارند (نصرآبادی، ۱۳۸۲ و ۱۳۸۸؛ نصرآبادی و همکاران، ۱۳۹۱؛ Omrani et al., 2013). سنگ‌های رخساره شیست سبز بیشتر در جنوب‌شرق سلطان‌آباد و گنیس و گارنت - هورنبلندیت در غرب و جنوب‌غرب سلطان‌آباد گسترش دارند (شکل b۱). از نکات شایان ذکر این مجموعه دگرگونی، تزریق توده‌های تونالیت و ترونجمیت آداکیتی به داخل آن است (نصرآبادی، ۱۳۸۸، Rossetti et al., 2014, Baroz et al., 1983) به روش پتاسیم - آرگون میکا و روبیدیم - استرانسیم سنگ کل سن ۴۹ تا ۵۴ میلیون سال قبل را برای توده‌های نفوذی و سنگ‌های دگرگونی منطقه سلطان‌آباد بدست آورده و ضمن پی‌بردن به همزمانی ماگماتیسم

1. Calc Min
2. Activation lab

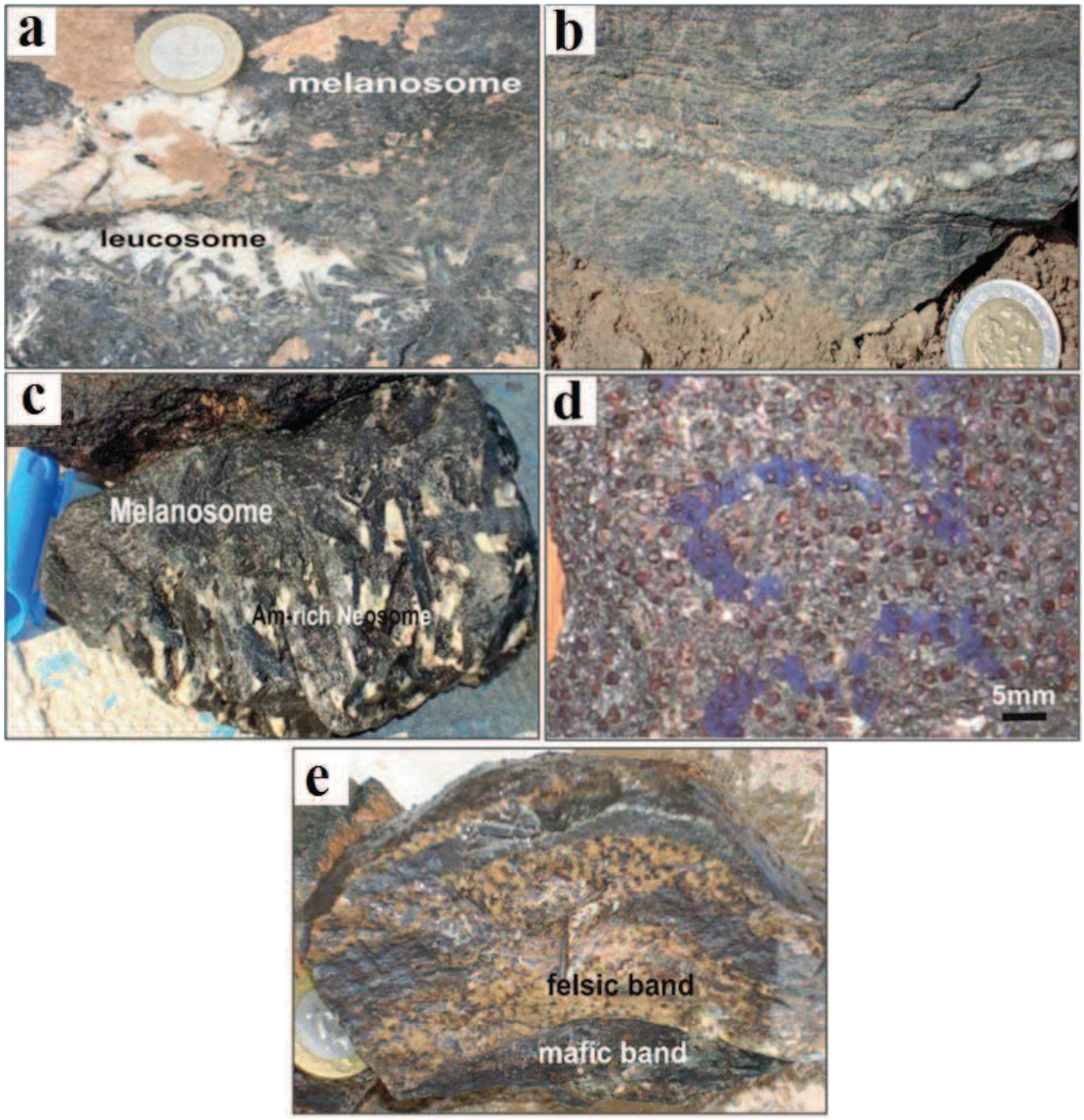


شکل ۱ a) نقشه زمین‌شناسی ساده از نوار افیولیتی شمال سبزوار و سنگ‌های دگرگونی شمال‌شرق (مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد) و شمال‌غرب سبزوار (با تغییرات از (Lensch et al., 1975))، b) نقشه زمین‌شناسی ساده از مجموعه دگرگونی جنوب‌غرب سلطان‌آباد. در بخش غربی این مجموعه دگرگونی، بلوک‌های گارنت – هورنبلندیت در مجاور توده ترونجمیتی برونزد دارند.

و دگرگونی، تشکیل توده‌های نفوذی را به فرایند دگرگونی نسبت داده‌اند. Macaudier (1982, 1983) سنگ‌های دگرگونی منطقه سلطان‌آباد را از نظر ساختاری مورد مطالعه قرار داده و دو فاز دگرشکلی شناسایی نموده است. مجیدی و جان‌نثاری (۱۳۷۹) معتقدند سنگ‌های دگرگونی سلطان‌آباد باقی‌مانده‌هایی از پوسته قاره‌ای دگرگون شده این منطقه می‌باشند که در طول شکل‌گیری پوسته اقیانوسی، قسمت اعظم آن از بین رفته و تنها بخش‌هایی از آن برجا مانده است. نتایج داده‌های سن‌سنجی اخیر زیرکن‌های ماگمایی توده‌های نفوذی و انواع موجود در سنگ‌های دگرگونی میزبان نیز بیانگر هم‌زمانی دگرگونی و ماگماتیسم در منطقه سلطان‌آباد بوده و نشان‌دهنده سن ۵۷ تا ۶۱ میلیون سال قبل (پالئوسن بالایی) می‌باشد (نصرآبادی، ۱۳۸۸). در انتهای نوار دگرگونی جنوب‌غرب سلطان‌آباد (جنوب خوشاب) آهک‌های نومولیت‌دار به‌صورت دگرشیب بر روی شیست‌های آبی قرار گرفته و حاوی خرده‌های آواری از توده‌های تونالیت- ترونجمیتی و سنگ‌های دگرگونی منطقه می‌باشند (نصرآبادی، ۱۳۸۲ و ۱۳۸۸ Baroz et al., 1983). قرارگیری این آهک‌ها بر روی مجموعه دگرگونی از نکات اساسی وقایع زمین‌شناسی منطقه بوده و موید خاتمه فرایند دگرگونی قبل از ائوسن میانی است. در انتهای غربی نوار دگرگونی سلطان‌آباد و در مجاورت با یکی از این توده‌ها، متابازیت‌های میگماتیتی به‌صورت بلوک‌های گارنت- هورنبلندیت حاوی لوکوسوم ترونجمیتی برونزد دارند که بررسی سازوکار، تاریخچه دگرگونی و ژئوشیمی آن‌ها هدف اصلی این تحقیق است.

روابط صحرایی

گارنت – هورنبلندیت‌های نوار دگرگونی جنوب غرب سلطان‌آباد، در شمال با توده‌های نفوذی ترونجمیتی در تماس بوده و در جنوب با شیست آبی و آهک‌های نومولیت‌دار ائوسن میانی هم‌جوار می‌باشند (شکل b۱). تزریق توده ترونجمیتی اثر حرارتی چندانی بر متابازیت‌های میگماتیتی میزبان نداشته و فقط در بعضی نقاط باعث تشکیل ساخت پگماتوئیدی متشکل از بلورهای درشت آمفیبول و کوارتز و یا حاشیه واکنشی غنی از گارنت در مرز تماس ترونجمیت و متابازیت شده است. متابازیت‌های گارنت – هورنبلندیتی مورد مطالعه، در نمونه دستی فاقد فولیاسیون بوده و ساختار میگماتیتی غالب در آن‌ها شامل ملانوسوم متشکل از آمفیبول + گارنت + اپیدوت + روتیل و با مقادیر جزئی میکای سفید می‌باشد. به‌ندرت می‌توان در آن‌ها لوکوسوم با کانی‌شناسی کوارتز + پلاژیوکلاز (ترونجمیت) را به‌صورت اجتماعات مجزا (شکل a۲) یا رگه‌ای (شکل b۲) شناسایی کرد. در مواردی نیز می‌توان بخش نئوسوم درشت بلور غنی از آمفیبول را مشاهده کرد (شکل c۲). پراکندگی لوکوسوم نمونه‌ها از توزیع منظمی نسبت به توده ترونجمیتی هم‌جوار برخوردار نیست و هیچ‌گونه ارتباط مکانی بین فراوانی لوکوسوم و فاصله آن از توده ترونجمیتی وجود ندارد به عبارتی تشکیل لوکوسوم حاصل ذوب‌بخشی متابازیت میزبان بوده و دارای منشا برجا است. در ملانوسوم اکثر نمونه‌ها آمفیبول سازنده اصلی بوده اما در بعضی از نمونه‌ها، گارنت از فراوانی بیش‌تری نسبت به آمفیبول برخوردار است (شکل d۲). ناهمگنی ترکیبی اولیه به‌صورت تناوبی از لایه‌بندی فلسیک و مافیک در بعضی از نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل e۲).



شکل ۲. تصاویر ماکروسکوپی متابازیت‌های میگماتیتی منطقه، a) لوکوسوم ترونجمیتی محصور در ملانوسوم هورنبلندیتی،b) لوکوسوم رگه‌ای، c) نئوسوم درشت بلور غنی از آمفیبول. d) ملانوسوم غنی ازگارنت، e) لایه‌بندی ترکیبی اولیه متشکل از باندهای فلسیک و مافیک.

پتروگرافی

کانی‌های سازنده ملانوسوم گارنت – هورنبلندیتی منطقه عبارتند از آمفیبول + اپیدوت + گارنت + روتیل ± کوارتز ± آلبیت ± میکای سفید ± کلریت ± ایلمنیت. آمفیبول با جهت‌یافتگی تصادفی، سازنده اصلی ملانوسوم بیش‌تر نمونه‌هاست. اما فراوانی گارنت در ملانوسوم بعضی از نمونه‌ها بیشتر از ۵۰ درصد حجم سنگ است. در این نمونه‌ها، گارنت بافت آتولی نشان می‌دهد (شکل a۳). اپیدوت به‌صورت پاراژنز اولیه همراه با گارنت و آمفیبول در متن سنگ حضور دارد و یا به‌صورت اجتماعات همزیست با کلریت، محصول تجزیه گارنت است. در بخش لوکوسوم، کانی‌های اصلی کوارتز و آلبیت می‌باشند و به‌صورت رگه‌ای و اجتماعات مجزا بوده و یا پرکننده فضای بین کانی‌های آمفیبول و گارنت هستند (شکل b۳).

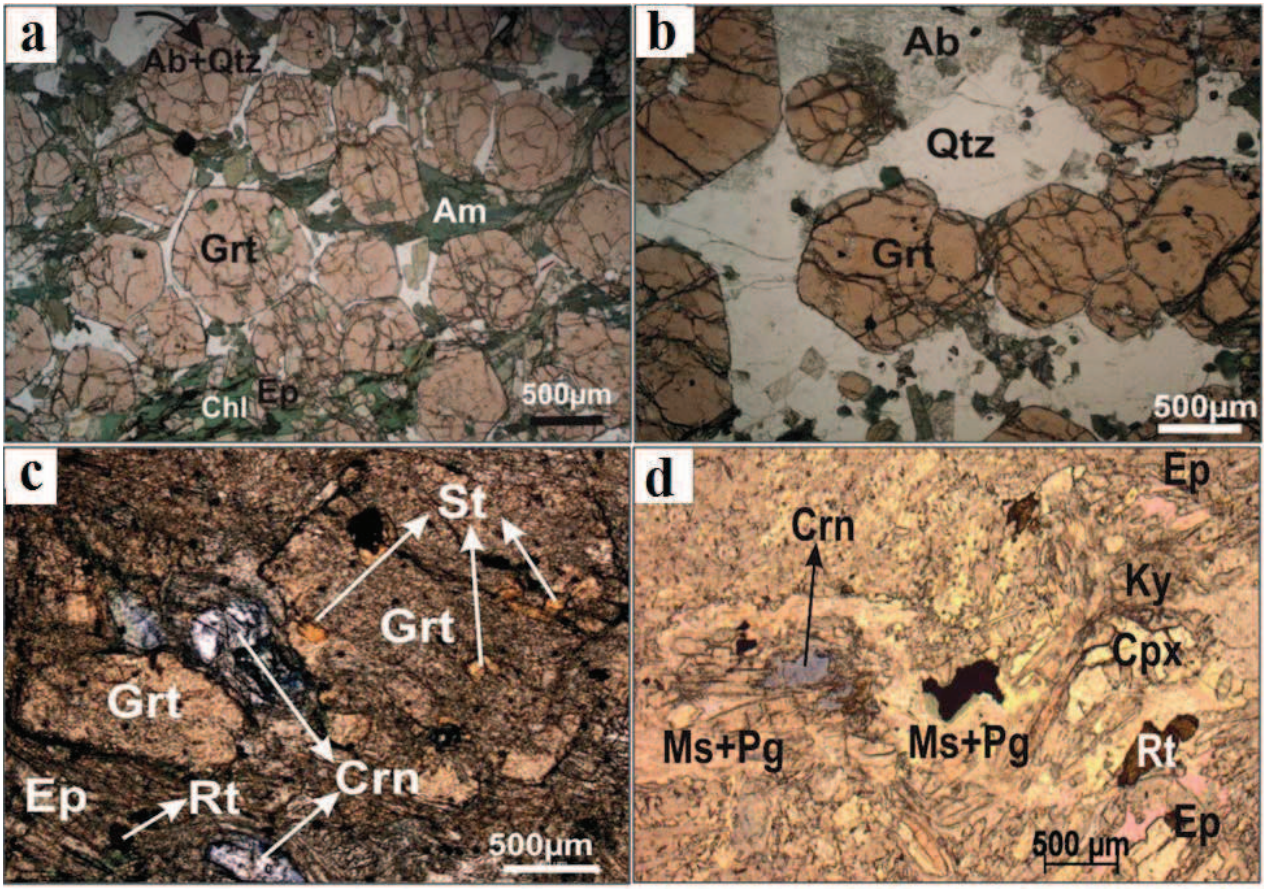
لازم به‌ذکر است در باندهای روشن نمونه‌هایی که لایه‌بندی ترکیبی نشان می‌دهند کانی‌هایی از قبیل گارنت، کروندوم، استروتید، اپیدوت، سیلیمانیت، آلبیت، کیانیت، روتیل و بندرت کلینوپیروکسن و اسپینل معرف پاراژنز کانی‌شناسی مرحله دگرگونی پیش‌رونده یا اوج دگرگونی هستند (شکل‌های c۳ و d۳). در حالی‌که مجموعه کانی‌شناسی اسفن، کلریت، پاراگونیت، فنژیت، دیاسپور و مارگاریت از آب‌گیری بخشی پاراژنز اوج دگرگونی در طی دگرگونی برگشتی حاصل شده‌اند.

ترکیب کانی‌شناسی

به‌منظور شناخت ترکیب شیمیایی کانی‌ها و انجام محاسبات دما – فشارسنجی، از کانی‌های ۲ نمونه ملانوسوم متابازیت‌های میگماتیتی و یک نمونه از باندهای فلسیک موجود در نمونه‌های دارای ناهمگنی ترکیبی، بیش از ۵۰۰ تجزیه ریزپردازش نقطه‌ای به عمل آمد. در این بخش به‌تفصیل ترکیب کانی‌شناسی نمونه‌های مورد مطالعه، بحث و بررسی خواهد شد.

آمفیبول

مطابق تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها (Leak et al., 2004)، آمفیبول موجود در ملانوسوم نمونه‌ها از نوع منیزیوهاستینگسیت (مقدار آلومینیم اکتائدری کمتر از آهن سه ظرفیتی) و ندرتاً باروئیزیت، منیزیوهورنبلند و چرماکیت هستند. از نکات قابل‌توجه، وجود مقادیر بالای آلومینیم (۱۵ تا ۱۸ درصد) در ترکیب آن‌هاست (جدول۱) که احتمالاً بیان‌گر تبلور و رشد آن‌ها در فشار بالا می‌باشد.



شکل۳. تصاویر میکروسکوپی متابازیت‌های میگماتیتی مورد مطالعه، a) درملانوسوم غنی از گارنت فضای بین گارنت‌ها بیش‌تر توسط آمفیبول و اپیدوت پر شده و بعضی از گارنت‌ها بافت آتولی نشان می‌دهند، b) در بعضی از نمونه‌ها لوکوسوم ترونجمیتی پرکننده فضای بین بلورهای گارنت و آمفیبول است، d و c) کانی‌شناسی باند فلسیک نمونه‌های دارای لایه‌بندی ترکیبی شامل گارنت، اپیدوت، استروتید، کروندوم، روتیل، کلینوپیروکسن و میکای سفید است.

گارنت

داده‌های آنالیز شیمیایی گارنت ملانوسوم نمونه‌های مختلف در جدول۱ ارائه شده است. متشکله‌های گارنت شامل: آلماندن (۴۲ تا ۴۹ درصد)، گروسولار (۲۶ تا ۳۵ درصد)، پیروپ (۱۷ تا ۲۳ درصد) و اسپسارتین (۲ تا ۷ درصد) هستند.

میکای سفید

سازنده‌های میکای سفید موجود در ملانوسوم نمونه‌های مورد مطالعه به قرار زیر می‌باشند: موسکویت (۳ تا ۵۵ درصد)، سلادونیت (۰ تا ۲۷درصد) و پاراگونیت (۷ تا ۹۲ درصد). میزان کاتیون سیلیسیم موجود در آن‌ها از ۵/۹۳ تا ۶/۵۳ متغیر است (جدول۱).

اپیدوت

میزان سازنده پیستاسیت اپیدوت موجود در ملانوسوم نمونه‌ها از ۱۶ تا ۲۱ درصد در تغییر می‌باشد (جدول۱).

فلدسپار

مجموعه فلدسپار و کوارتز بین بلوری موجود در نمونه‌های مورد مطالعه، مذاب‌هایی هستند که موفق به خروج از ملانوسوم نشده‌اند. فلدسپار این بخش از سنگ آلبیت خالص بوده (جدول۱) و میزان سازنده آلبیت در آن‌ها بیشتر از ۹۴ درصد است.

کلریت

اجتماعات کلریت همراه با اپیدوت حاصل تجزیه گارنت بوده و نسبتاً غنی از منیزیم می‌باشند (جدول۱).

ترکیب شیمیایی بعضی از کانی‌های موجود در لایه‌های فلسیک متابازیت‌های میگماتیتی منطقه مانند گارنت، میکای سفید، کلینوپیروکسن، سیلیمانیت، اپیدوت، اسپینل و استروتید در جدول ۱ نمایش داده شده است.

تاریخچه دگرگونی

سطوح تماس صاف و مستقیم بین بلورهای گارنت، آمفیبول، میکای سفید و اپیدوت موجود در زمینه ملانوسوم گارنت - هورنبلندیتی بیانگر شرایط تعادلی آن‌ها در طی اوج دگرگونی است. از نکات قابل توجه، نبود پلاژیوکلاز اولیه در پاراژنز دگرگونی این مرحله می‌باشد. بعضی از محققین از قبیل Storkey et al. (2005) و Garcia Casco et al. (2008). این‌گونه لیتولوژی‌های غنی از آمفیبول (یا پیروکسن) و گارنت و فقیر یا عاری از پلاژیوکلاز را رستیت‌های حاصل از ذوب‌بخشی متابازیت در نظر گرفته و خاطرنشان کرده‌اند که در بعضی موارد این‌گونه مجموعه‌های غنی از آمفیبول دارای منشا ثانوی هستند زیرا در اثر عدم جدایش کامل فاز مذاب از رستیت غنی از پیروکسن، واکنش بین مذاب و رستیت صورت می‌گیرد و پیروکسن‌ها توسط آمفیبول ثانوی جایگزین می‌شوند. از طرفی فراوانی آمفیبول و نبود کلینوپیروکسن در متابازیت‌های میگماتیتی می‌تواند بیان‌گر فراوانی سیالات آب‌دار (Yoder and Tilly, 1962; Heltz, 1973, 1976; Beard and Lofgren, 1991; Winter and Newton, 1991; Thompson and Ellis, 1994; Selbek and Skjerlie, 2002) یا پایین بودن درجه حرارت (کمتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد) در طی اوج دگرگونی باشد (Liu et al., 1996). همان‌طور که در مبحث دما - فشارسنجی خواهیم دید شرایط حرارتی اوج دگرگونی فراتر از دمای منحنی سالیدوس بازالت آب‌دار بوده و در نتیجه تحت این شرایط ذوب‌بخشی متابازیت‌ها صورت گرفته، به‌طوری که می‌توان به‌ندرت لوکوسوم متشکل از کوارتز و پلاژیوکلاز به‌صورت اجتماعات مجزا یا پرکننده فضای بین کانی‌های مافیک (که موفق به جدایش از فاز رستیت گارنت - هورنبلندیتی نشده‌اند) شناسایی کرد (شکل a۳).

فراوانی آمفیبول و دیگر کانی‌های آب‌دار، اشکال کاملاً اتومورف گارنت و منطقه‌بندی نوسانی عنصر منیزیم در آن، نبود پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن، وجود ساختارهای رگه‌ای (مانند رگه‌های گارنتیت) در نمونه‌های مورد مطالعه و ترکیب ترونجمیتی غنی از آلومینیم لوکوسوم، بیان‌گر آن است که اوج دگرگونی در شرایط اشباع از سیالات آب‌دار صورت گرفته و تحت این شرایط فرایند ذوب‌بخشی تسهیل شده است. معمولاً در شرایط فشار و حرارت ذوب‌بخشی متابازیت‌ها، وجود آب باعث کاهش میدان پایداری پلاژیوکلاز و افزایش میدان پایداری آمفیبول می‌شود (Beard and Lofgren, 1991; Winter and Newton, 1991) و به‌عبارت دیگر آمفیبول در تشکیل فاز رستیت شرکت داشته و پلاژیوکلاز وارد فاز مذاب می‌گردد. با توجه به ترکیب متابازیتی میگماتیت‌های مورد مطالعه، حجم مذاب حاصل از ذوب بخشی (لوکوسوم) زیاد نبوده و نظر به فراوانی ملانوسوم و نبود آن در بیش‌تر نمونه‌ها، فرضیه خروج لوکوسوم از سنگ مادر و دخالت آن در تشکیل توده‌های تونالیت - ترونجمیتی منطقه محتمل می‌باشد. از طرفی لوکوسوم محصور در ملانوسوم گارنت - هورنبلندیتی و توده‌های تونالیت - ترونجمیتی منطقه از نظر ترکیب شیمیایی و سن مشابه بوده و موید این امر است.

جایگزینی بخشی گارنت توسط کلریت و اپیدوت در ملانوسوم گارنت - هورنبلندیتی و تشکیل کانی‌های آب‌دار مانند میکای سفید و مارگاریت به‌واسطه تجزیه کیانیت، استروتید و کروندوم در باندهای فلسیک، بیان‌گر آن است که دگرگونی پسرونده تحت شرایط رخساره شیست سبز صورت گرفته است.

احتمالاً ناهمگنی ترکیبی که در بعضی از نمونه‌ها به‌صورت باندهای مافیک و فلسیک دیده می‌شود، موید لایه‌بندی ماگمایی اولیه غنی از کانی‌های مافیک (پیروکسن + الیوین) و فلسیک (پلاژیوکلاز) در پروتولیت آذرین (گابروی آنیزوتروپ) این سنگ‌ها است. از طرفی این چنین ناهمگنی می‌تواند معرف رگه‌های هیدروترمال در پوسته اقیانوسی اولیه یا رسوبات بین لایه‌ای گدازه‌ها در بخش‌های سطحی توالی افیولیتی باشد.

دما – فشارسنجی

با توجه به فراوانی کم و کانی‌شناسی ساده لوکوسوم (کوارتز + آلبیت)، دما – فشارسنجی این بخش از نمونه‌ها به‌صورت کمی میسر نشد اما دما – فشارسنجی دو نمونه ملانوسوم و یک نمونه از باندهای فلسیک با روش‌های متفاوت محاسبه و نتایج آن در جدول ۳ ارائه گردیده است. وجود روتیل در پاراژنزهای دگرگونی کمک زیادی به تعیین شرایط دگرگونی می‌نماید. امروزه دماسنجی با استفاده از میزان زیرکنیم موجود در روتیل (Tomkins et al., 2007; Watson et al., 2006)، ابزار مناسبی برای محاسبه دمای سنگ‌های دگرگونی درجه بالا می‌باشد. دمای محاسبه شده نمونه‌های مورد مطالعه با این روش دماسنجی از ۵۸۹ تا ۷۶۵ درجه سانتی‌گراد متغیر است. با توجه به روش نیمه کمی دما – فشارسنجی آمفیبول (Ernst and Liu, 1998) دمای ۷۰۰ تا ۸۱۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱۴ تا ۱۹ کیلوبار محاسبه شده است. از طرفی وجود شواهد ذوب‌بخشی بیان‌گر آن است که حداقل دمای این مرحله از دگرگونی بیشتر از ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد (دمای سالیدوس بازالت آب‌دار) بوده است (Vilzeuf and Schmidt, 2000).

به کمک نرم‌افزار ترموکالک (Powell and Holland, 2008) و با توجه به پاراژنز کانی‌شناسی اوج دگرگونی ملانوسوم (گارنت، آمفیبول، اپیدوت و میکای سفید)، میزان دما و فشار محاسبه شده به قرار زیر می‌باشد: $T = 715 \pm 54°C$ & $P = 16.2 \pm 2.5$ Kb

بعضی از واکنش‌های دگرگونی که بر مبنای محل تقاطع آن‌ها (شکل ۴) میانگین شرایط دما و فشار دگرگونی در نمونه ملانوسوم گارنت–هورنبلندیت‌ها محاسبه شده (علائم اختصاری کانی‌ها (Kretz, 1983) در جدول ۲ ارائه شده‌اند)، عبارتند از:

1) $12Fac + 42Prg + 114Qtz = 22Grs + 20Alm + 21Tr + 21Gln + 12H_2O$

2) $2Grs + 9Tr + Gln + 10Pg = 12Prg + 44Qtz + 8\ H_2O$

3) $10Grs + 84Tr + 6Fac + 105Pg = 10Alm + 105Prg + 405Qtz + 9H_2O$

4) $39Tr + 6Fac + 66Pg = 10Alm + 45Prg + 5Gln + 185Qtz + 50H_2O$

مجموعه‌های کوارتز + آب موجود در سمت راست بعضی از واکنش‌ها، بیان‌گر فاز مذاب حاصل از ذوب‌بخشی هستند.

در باندهای فلسیک گارنت – هورنبلندیت، با توجه به دگرگونی پس‌رونده فراگیر و فراوانی کانی‌های آب‌دار حاصل از آن مانند میکای سفید، مارگاریت و دیاسپور، محاسبه شرایط فشار و حرارت اوج دگرگونی با استفاده از نرم‌افزار ترموکالک میسر نگردید اما زمانی‌که در محاسبات دما – فشارسنجی ترموکالک از ادخال‌های اپیدوت، استروتید، میکای سفید، کیانیت و کوارتز و مرکز گارنت به‌عنوان یک پاراژنز در نظر گرفته شود دمای ۱۲۴±۵۳۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۲/۵±۱۴/۵کیلوبار محاسبه می‌گردد که معرف شرایط دگرگونی مرحله پیش‌رونده نزدیک به اوج دگرگونی است. واکنش‌های مورد استفاده در این روش دما – فشارسنجی عبارتند از:

1) $3Cel + 4Ky = 3Ms + Pyp + 4Qtz$

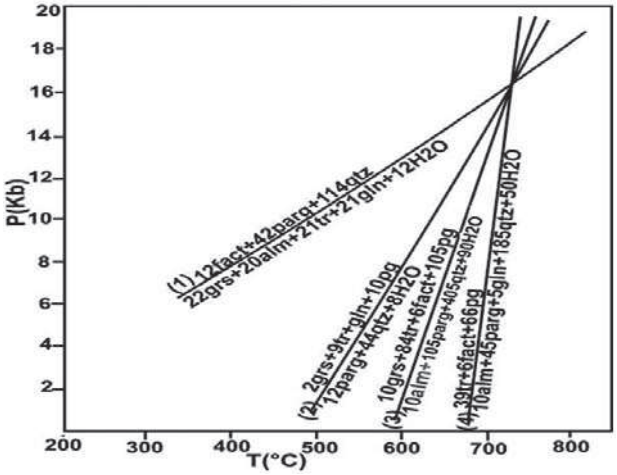
2) $2Mst + 8Ms + 19Qtz = 8Cel + 4H_2O + 26Ky$

3) $3Fcel + 4Ky = 3Ms + Alm + 4Qtz$

4) $12Mst + 39Cel + 32Grs + 6Qtz = 39Ms + 48CzO + 29PyP$

5) $24Fcel + 24CzO + 58Ky = 6Fst + 24Ms + 16Grs + 61Qtz$

یکی از پاراژنزهای شاخص در باندهای فلسیک گارنت – هورنبلندیت‌ها، همزیستی کروندوم و گارنت است که معرف شرایط دگرگونی فشار بالا می‌باشد. در طبیعت، هم‌زیستی کروندوم و گارنت در زینولیت‌های اکلوژیتی داخل کیمبرلیت‌ها (Ater et al., 1984)، سنگ‌های منشا گرفته از گوشته (Kornprobst et al.,1990; Morishita et al., 2001)، واحدهای دگرگونی با فشار بسیار بالا (Enami and Zang, 1988; Zhang et al., 2004) و گرانولیت‌های فشار بالا (Grew, 1986) گزارش شده است. اخیراً نیز شرایط فشار و حرارت دگرگونی نمونه‌های دارای کروندوم و گارنت جنوب هند را معادل رخساره اکلوژیت در نظر گرفته‌اند (Shimpo et al., 2006).



شکل۴. برخی از واکنش‌های تعادلی اوج دگرگونی و محل تقاطع آن‌ها که تعیین‌کننده شرایط فشار و حرارت دگرگونی است.

جدول۱. نتایج تجزیه ریزپردازش کانی‌های آمفیبول، گارنت، کلریت، اپیدوت، میکای سفید (فنژیت و پاراگونیت)، آلبیت، کلینوپیروکسن، کیانیت، استروتید و اسپینل که فرمول شیمیایی آن‌ها به ترتیب بر اساس ۲۳، ۱۲، ۲۸، ۱۲/۵، ۲۲، ۸، ۶، ۵، ۲۳ و ۴ اکسیژن محاسبه شده است. جدایش آهن دو و سه ظرفیتی به روش تعادل بار صورت گرفته و آهن کل به‌صورت FeOt محاسبه شده است و XPs درصد متشکله پیستاسیت اپیدوت می‌باشد.

Sample	235-11								HGR5					
mineral	Am		Grt		Chl	Ep	Phn	Ab	Am	Grt		Ep	Phn	Ab
	core	rim	core	rim						core	Rim			
Analysis	#112	#114	#56	#40	#124	# 117	#72	#96	#65	#32	#25	# 95	#82	#22
SiO_2	38.1	39.44	37.23	37.73	23.48	36.94	47.72	66.69	39.34	37.52	37.62	36.17	46.99	66.72
TiO_2	1.33	1.27	0.594	0.32	0.06	0.47	0. 4	0.00	1.47	0.702	0.52	0.3	1. 09	0.03
Al_2O_3	17.06	16.05	20.24	20.38	17.02	26.14	27.39	19.16	15.02	19.95	20.66	20.66	29.37	19.64
FeOt	15.57	15.79	22.04	22.57	28.39	8.93	5.23	0.04	18.78	22.51	14.56	24.51	4.15	0.15
MnO	0.11	0.18	3.14	1.11	0.84	0.11	0.06	0.00	0.27	2.27	1.94	1. 94	0.04	0.0
MgO	9.21	9.27	4.38	4.72	14.81	0.28	2.56	0.00	8.8	4.61	4.86	4.86	2.11	0.0
CaO	10.49	10.72	9.81	12.63	0.00	22.51	0.2	0.38	10.80	11.65	9.55	20.99	0.0	1.21
Na_2O	2.48	2.37	0.04	0.00	0.00	0.04	0.5	11.68	2.16	0.00	0.02	0.02	0.88	11.12
K_2O	0.914	0.95	0.00	0.00	0.00	0.00	10.49	0.07	0.76	0.00	0.00	0.00	10.29	0.05
Total	95.26	96.4	97.47	99.46	84.6	95.42	94.55	98.02	97.4	99.21	99.73	99.45	94.92	98.92
Si	5.79	5.95	2.94	2.95	5.31	2.94	6.53	0.00	5.89	2.94	2.95	2.95	6.38	2.94
Ti	0.15	0.14	0.03	0.01	0.01	0.02	0.04	0.0	0.16	0.04	0.03	0.01	0.11	0.0
AlIV	2.2	2.04	0.06	0.04	2.68	2.45	1.46	1	2.1	0.05	0.04	2.34	1.61	1.3
AlVI	0.84	0.81	1.82	1.83	1.85		2.95		0.58	1.79	1.86		3.09	
Fe^{2+}	1.17	1.34	1.4	1.28	5.37	0.0	0.35	0.00	1.31	1.28	1.47	0.00	0.37	0.00
Fe^{3+}	0.72	0.65	0.16	0.17	0.00	0.53	0. 22	0.00	0.93	0.17	0.12	0.58	0. 08	0.00
Mn	0.01	0.02	0.21	0.07	0.16	0.00	0.00	0.00	0.03	0.18	0.12	0.00	0.00	0.00
Mg	2.08	2.08	0.51	0.55	4.99	0.03	0.52	0.00	1.96	0.54	0.56	0.06	0.42	0.00
Ca	1.8	1.73	0.83	1.05	0.00	1.92	0.00	0.01	1.73	0.98	0.80	1.83	0.00	0.05
Na	0.73	0.69	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	1.01	0.63	0.00	0.00	0.00	0.23	0.96
K	0.17	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	1.83	0.004	0.14	0.00	0.00	0.00	1.78	0.003
Cation sum	15.66	15.63	7.96	7.95	20.37	7.89	14.03	2.02	15.46	7.97	7.95	7.77	14.79	5.23
Mg#	63	60	26	29	47				59	29	27			
NaB	0.37	0.34							0.33					
Grs			28	35						32	27			
Pyp			17	18						18	19			
Alm			46	42						43	48			
Sps			7	2						6	4			
Xps						17						20		
Pg							7						11	
Ms							53						55	
Cel							27						19	
Ab								98						94
Or								0.3						0.2
An								1.7						5.8

ادامه جدول۱

Sample	235-15														
	Mafic band						Felsic band								
mineral	Am		Grt		Chl	Ep	Phn	Cpx	Ky	Grt		St	Ep	Spl	Pg
			core	rim						core	rim				
Analysis	#1	#17	#34	#18	#27	# 7	#25	#77	#101	#98	85#	#4	#14		
SiO_2	39.81	40.32	38.49	38.18	26.33	37.27	47.87	50.73	37.63	37.00	37.81	26.64	35.67	0.00	45.56
TiO_2	1.18	0.97	0.49	0.38	0.09	0.32	0.43	0.94	0.01	0.63	0.31	0.66	0.52	0.54	0.00
Al_2O_3	18.77	18.62	21.13	21.09	19.11	28.12	28.83	8.47	61.52	20.51	20.72	53.36	25.2	55.14	39.23
FeO*	15.22	14.14	23.48	24.15	23.85	8.27	2.82	6.49	0.83	24.08	24.14	13.31	10.67	17.18	0.68
MnO	0.10	0.07	2.4	0.89	0.33	0.4	0.03	0.16	0.04	3.04	1.21	0.38	0.00	0.28	0.00
MgO	8.59	9.35	5.28	6.06	16.98	0.32	2.45	15.78	0.00	4.66	4.81	2.54	0.512	2.99	0.08
CaO	10.49	10.46	9.46	9.5	0.00	22.81	0.02	15.93	0.02	9.36	10.61	0.00	21.03	0.02	0.45
Na_2O	2.88	2.69	0.05	0.03	0.00	0.03	0.63	1.34	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	7.54
K_2O	0.85	0.97	0.00	0.01	0.00	0.00	10.57	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.64
ZnO												0.47			
Total	97.89	97.59	100.78	100.29	86.69	97.54	93.65	99.84	100.1	99.3	99.62	97.37	93.60	97.37	94.18
Si	5.87	5.92	2.97	2.95	5.64	2.92	6.45	1.84	1.00	2.95	2.96	7.47	2.86	0.00	5.93
Ti	0.13	0.1	0.02	0.02	0.01	0.01	0.04	0.02	0.00	0.03	0.01	0.13	0.02	0.01	0.00
Al^{IV}	2.12	2.07	0.02	0.04	2.35	2.59	1.54	0.15	1.97	0.07	0.03	17.65	2.38	1.94	2.06
Al^{VI}	1.13	1.14	1.9	1.87	2.38		3.03			1.83	1.87				3.95
Fe^{2+}	1.4	1.21	1.43	1.41	4.1		0.3	0.19	0.00	1.4	1.44	3.12		0.4	0.07
Fe^{3+}	0.42	0.46	0.07	0.12	0.00	0.48	0. 21	0.00	0.01	0.16	0.12		0.64	0.02	0.00
Mn	0.01	0.00	0.15	0.05	0.05	0.02	0.00	0.01	0.00	0.2	0.08	0.09	0.00	0.00	0.00
Mg	1.88	2.04	0.6	0.69	5.32	0.03	0.49	0.85	0.00	0.54	0.56	1.06	0.06	0.13	0.01
Ca	1.8	1.64	0.78	0.78	0.00	1.91	0.00	0.61	0.00	0.79	0.89	0.00	1.8	0.00	0.06
Na	0.82	0.76	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.88
K	0.16	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	1.81	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.1
Zn												0.1		0.46	
Cation sum	15.74	15.52	7.94	7.93	19.85	7.96	14.03	3.76	2.98	7.97	7.96	29.62	7.76	2.96	14.06
Mg#	57	62	29	33	55		61	81		28	28	74			
NaB	0.41	0.42													
Grs			26	26						26	29				
Pyp			23	23						18	18				
Alm			47	49						46	47				
Sps			5	2						6	2				
Xps						16							21		
Pg							8								92
Ms							55								3
Cel							22								0.0

همان‌طورکه در مباحث قبل بیان شد شواهد صحرایی و پتروگرافی بیان‌گر منشا رستیتی گارنت-هورنبلندیت‌ها است. علاوه بر این بیش‌تر محاسبات دما-فشارسنجی مرحله اوج دگرگونی (جدول ۳) نشان‌دهنده آن است که شرایط حرارتی این مرحله از دگرگونی متجاوز از دمای منحنی ذوب بازالت آب‌دار بوده و در سمت راست آن می‌باشد.

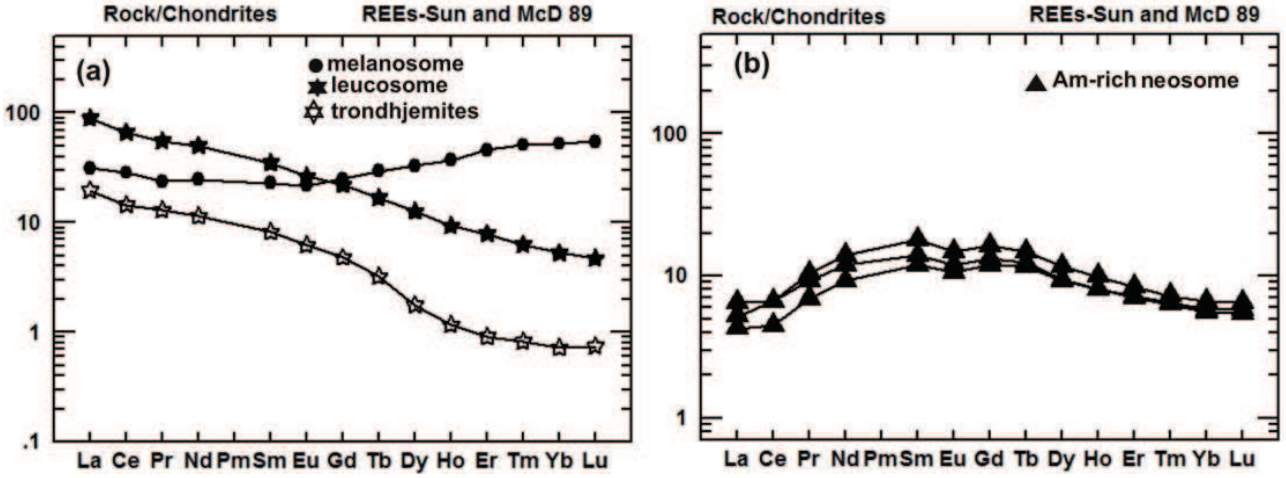
با توجه به مطالعات آزمایشگاهی در فشار ۱۶ تا ۲۰ کیلوبار، رستیت‌های حاصل از ذوب‌بخشی متابازیت‌ها شامل کلینوپیروکسن، آمفیبول، پلاژیوکلاز و روتیل هستند (Rapp et al., 1991) و مذاب حاصل از ذوب‌بخشی این سنگ‌ها در فشار ۲۰ تا ۳۰ کیلوبار با رستیت عاری و یا فقیر از پلاژیوکلاز با ترکیب کانی‌شناسی گارنت - آمفیبولیت و یا اکلوژیت در تعادل می‌باشند (Sen and Dunn, 1994; Wolf and Wyllie, 1991; Rapp and Watson, 1995; Rapp et al., 1999). نتایج حاصل از مطالعات آزمایشگاهی (Liu et al., 1996) بیان‌گر آن است که در حرارت ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد، فشار ۱۸ کیلوبار و میزان آب ۴ درصد، سیستم دو فازی متشکل از بازالت و آب شامل پاراژنز آمفیبول + گارنت + کوارتز + روتیل (زیر رخساره آمفیبول - اکلوژیت) است که تقریباً معادل پاراژنز کانی‌شناسی ملانوسوم میگماتیت‌های مورد مطالعه می‌باشد. در تحقیقات آزمایشگاهی این محققین کلینوپیروکسن تنها در حرارت بالاتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد ظاهر می‌گردد. از طرفی با توجه به مطالعات تجربی (Sen and Dunn, 1994) و (Rapp and Watson, 1995) روتیل در فاز رستیت حاصل از ذوب‌بخشی آمفیبولیت، تنها در فشار بیشتر از ۱۶ کیلوبار ظاهر می‌شود. در سال‌های اخیر نیز Xiong et al., (2005b) خاطرنشان کرده‌اند که وجود روتیل در رستیت، شاخص فشار بیشتر از ۱۵ کیلوبار در طی فرایند ذوب‌بخشی متابازیت‌ها (مورب عادی) است. با توجه به تحقیقات آزمایشگاهی پترولوژی تجربی (Yoder and Tilly, 1962; Heltz, 1976; Beard and Lofgren, 1991; Springer and Seck, 1997; Selbek and Skjerlie, 2002; Koepke et al., 2004) ماهیت پرآلومین مذاب‌های حاصل از ذوب‌بخشی گارنت-آمفیبولیت‌ها (توده‌های ترونجمیتی منطقه و لوکوسوم پرآلومین محصور در گارنت - هورنبلندیت‌ها) بیان‌گر آن است که فرایند ذوب‌بخشی در نزدیک سالیدوس بازالت آب‌دار (حرارت کمتر از ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد) صورت گرفته است.

جدول ۲. علائم اختصاری کانی‌ها (Kretz, 1983).

نام کانی	علامت اختصاری	نام کانی	علامت اختصاری
آمفیبول	Am	پلاژیوکلاز	Pl
کلینوپیروکسن	Cpx	آلماندن	Alm
کلینوزوئیزیت	CzO	سلادونیت	Cel
فرواکتینولیت	Fac	گارنت	Grt
فروسلادونیت	Fcel	اسپسارتین	Sps
گلوکوفان	Gln	آلبیت	Ab
منیزیواستارولیت	Mst	سیلیمانیت	Sil
پاراگونیت	Pg	پیروپ	Prp
فنژیت	Phn	کیانیت	Ky
پارگازیت	Prg	ارتوز	Or
پیستاسیت	Ps	موسکویت	Ms
کوارتز	Qtz	گروسولار	Grs
اسپینل	Spl	کلریت	Chl
استروتید	St	اپیدوت	Ep
ترمولیت	Tr	آنورتیت	An

جدول ۳. نتایج دما – فشارسنجی نمونه‌های مورد مطالعه.

		thermometry			barometry		
		232a	Hgr2	237	232a	Hgr2	237
		melanosome	melanosome	felsic band	melanosome	melanosome	felsic band
thermocalc		T=715±54°C	T=624±67 °C	T=530±124°C	P=16.2±2.5 Kb	P=17.2 ± 2 Kb	P=14.5± 2.5Kb
Am thermobarometry (Ernst and Liu, 1998)		T=745-780 °C	T=700-810 °C		P=14-18 Kb	P=15-19 Kb	
Am-Grt thermometry (Krogh Ravna, 2000b)		T=743-776 °C	T=738-767 °C				
Rutile thermometry At P=15Kb	(Watson et al., 2006)	701-765 °C	595-765 °C				
	(Tomkins et al., 2007)	656-714 °C	589-713 °C				



شکل۵ a) الگوی متضاد عناصر نادر خاکی ملانوسوم گارنت–هورنبلندیتی و لوکوسوم آمفیبول‌دار که نسبت به کندریت سنجیده شده‌اند. الگوی عناصر نادر خاکی ترکیب شیمیایی میانگین توده‌های تونالیت–ترونجمیت منطقه نیز به‌منظور مقایسه نمایش داده شده است، b) غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی میانی در نئوسوم درشت بلور غنی از آمفیبول.

ژئوشیمی سنگ کل

نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب لوکوسوم، نئوسوم و ملانوسوم ۵ نمونه از متابازیت‌های میگماتیتی و میانگین ترکیب شیمیایی توده‌های ترونجمیت و تونالیتی منطقه نیز به‌منظور مقایسه در جدول ۴ ارائه شده است. نمونه لوکوسوم کوارتز–فلدسپاتی آمفیبول‌دار (Leuco1) محصور در ملانوسوم، غنی از سیلیس بوده و مطابق نمودارهای طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین Cox et al. (1979) و Glikson (1979) از نوع دیوریت یا ترونجمیت است. از ویژگی‌های ژئوشیمیایی حائز اهمیت آن، مقادیر کم عناصر نادر خاکی سنگین (ایتریم و ایتربیم) و نسبت بالای استرانسیم به ایتریم است. این‌چنین شاخص‌های ژئوشیمیایی از خصوصیات مذاب‌های آداکیتی می‌باشد. همان‌طورکه از داده‌ها پیداست تشابه شیمیایی قابل توجهی بین نمونه لوکوسوم کوارتز – فلدسپاتی آمفیبول‌دار و میانگین ترکیب شیمیایی توده‌های تونالیت – ترونجمیتی منطقه وجود دارد که مهمترین آن وجود شاخص‌های آداکیتی در هر دو مورد است. با توجه به این‌که بیش‌تر توده‌های تونالیت – ترونجمیت منطقه عاری از آمفیبول هستند محتوای کمتر سیلیس و مقادیر بالاتر عناصر نادر خاکی در لوکوسوم آمفیبول‌دار گارنت – هورنبلندیت‌ها را می‌توان به وجود آمفیبول در آن‌ها نسبت داد. در نمودار سنجیده شده نسبت به کندریت، نمونه لوکوسوم آمفیبول‌دار تهی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین و غنی شدگی از عناصر نادر خاکی سبک (شیب منفی منحنی) نشان می‌دهد؛ درحالی‌که در نمونه ملانوسوم گارنت – هورنبلندیتی الگویی کاملاً معکوس به‌صورت غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین و تهی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک (شیب مثبت منحنی) را شاهد هستیم (شکل a۵). این‌چنین الگویی بیان‌گر وجود گارنت و آمفیبول در رستیت حاصل از ذوب‌بخشی و تمرکز پلاژیوکلاز در فاز مذاب است (David-son et al., 2007). با توجه به فراوانی گارنت و آمفیبول در ملانوسوم‌های گارنت – هورنبلندیتی منطقه، تهی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین در لوکوسوم ترونجمیتی و غنی‌شدگی آن در بخش ملانوسوم کاملاً منطقی به‌نظر می‌رسد. در نئوسوم درشت

جدول ۴. نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل ملانوسوم (Melano1)، لوکوسوم آمفیبول‌دار (Leuco1) و نئوسوم (Neo1,2,3) متابازیت‌های میگماتیتی و میانگین ترکیب شیمیایی توده‌های ترونجمیت و تونالیتی (Trondhjemites and Tonalite*) منطقه.

samples	Neo1	Neo2	Neo3	Melano1	Leuco1	Trondhjemites and Tonalites*
SiO_2	51.44	51.46	54.31	45.74	62.47	69.01
TiO_2	0.969	0.923	0.78	1.806	0.289	0.19
Al_2O_3	14.58	16.07	15.48	16.39	17.5	16.6
*FeO	11.78	9.7	9.57	15.57	3.76	1.91
MnO	0.136	0.121	0.105	0.509	0.07	0.03
MgO	6.88	6.22	5.47	6.11	1.76	0.048
CaO	8.19	7.38	6.66	9.46	4.64	3.15
Na_2O	2.86	3.52	3.42	2.18	7.61	5.44
K_2O	0.94	1.48	1.23	1.27	0.38	1.49
P_2O5	0.1	0.1	0.18	0.62	0.1	0.08
LOI	1.82	1.72	1.74	0.9	1.64	1.06
Totale	99.69	98.7	98.95	100.6	100.2	99.49
Sc	34	27	27	39	10	0.5
Be	<1	<1	<1	<1	<1	0.1
V	328	294	266	308	87	2
Cr	40	<20	30	40	<20	5
Co	39	35	30	37	11	3
Ni	40	30	40	<20	<20	2
Cu	110	130	80	120	60	5
ZN	140	120	120	150	40	20
Ga	18	17	17	16	12	17.17
Ge	1.5	1.2	1.3	2	0.8	0.7
As	<5	<5	<5	<5	<5	2
Rb	23	44	39	52	4	34
Sr	193	226	208	136	365	409
Y	12.9	10.9	10.7	57	14.1	1.89
Zr	29	57	22	64	56	90
Nb	1.8	2.2	1.3	6	0.8	3.6
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	1
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
In	<0.1	<0.1	3.3	<0.2	<0.1	<0.1
Sn	1	1	1	1	<1	<1
Sb	<0.2	<0.2	<0.5	0.6	<0.2	<0.2
Cs	0.8	0.8	1	2.1	0.5	0.46
Ba	73	158	111	194	58	247
La	1.23	1.01	1.55	7.4	21.3	4.68
Ce	4.03	2.73	4.03	17.5	40.8	8.88
Pr	0.99	0.66	0.88	2.25	5.28	1.23
Nd	6.52	4.33	5.53	5.53	23.5	5.35
Sm	2.74	1.82	2.14	3.5	5.39	1.26
Eu	0.854	0.615	0.69	1.25	1.54	0.36

Gd	3.35	2.46	2.73	5.1	4.56	0.98
Tb	0.55	0.44	0.46	1.1	0.63	0.12
Dy	2.97	2.36	2.39	8.4	3.21	0.45
Ho	0.56	0.46	0.46	2.1	0.53	0.06
Er	1.38	1.18	1.17	7.6	1.31	0.15
Tm	0.185	0.165	0.161	1.3	0.161	0.02
Yb	1.12	0.99	0.95	8.9	0.9	0.12
Lu	0.164	0.147	0.138	1.39	0.12	0.01
Hf	1.5	1.6	1	2.1	1.5	2.54
Ta	0.15	0.16	0.09	0.3	0.05	0.24
Tl	0.21	0.4	0.35	0.6	0.05	0.24
Pb	7	1.5	5	1	2	8.77
Th	0.05	0.08	0.08	1.5	2.08	1.01
U	0.05	0.08	0.27	0.3	0.72	0.41

بلور غنی از آمفیبول که نسبت به کندریت سنجیده شده‌اند، الگوی نسبتاً مسطح و تفریق نیافته همراه با غنی شدگی از عناصر نادر خاکی میانی (MREE) را شاهد هستیم (شکل b۵). این‌چنین الگویی ناشی از تجمع آمفیبول در این سنگ‌هاست. زیرا آمفیبول در طی تفریق ماگمایی بخش زیادی از عناصر نادر خاکی میانی را جذب می‌نماید (Davidson et al., 2007).

تفسیر محیط تکتونیکی

همان‌طور که در بخش قبل بیان شد پروتولیت مورب متابازیت‌های میگماتیتی مورد مطالعه با توجه به لایه‌بندی ترکیبی اولیه محتمل به نظر می‌رسد. از طرفی مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی هافنیم زیرکن‌های موجود در لوکوسوم متابازیت‌های میگماتیتی مثبت بوده و در محدوده مقادیر مورب قرار می‌گیرند (نصرآبادی، ۱۳۸۸).

با توجه به مباحث دما – فشارسنجی، فرایند ذوب‌بخشی متابازیت‌های منطقه تحت شرایط نزدیک به دمای سالیدوس بازالت آب‌دار و با حضور سیالات آب‌دار، در فشار بالاتر از ۱۵ کیلوبار و حرارت بیش‌تر از ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد صورت گرفته و در نتیجه مقدار زیادی از پلاژیوکلاز سنگ در تشکیل مذابی پرآلومین و فقیر از پتاسیم (تونالیت – ترونجمیت‌های منطقه) شرکت نموده و طی خروج آن از سنگ منشا، یک رستیت گارنت – هورنبلندیتی روتیل‌دار فقیر و یا عاری از پلاژیوکلاز به‌جا گذاشته است. نبود کلینوپیروکسن در ملانوسوم گارنت – هورنبلندیتی منطقه را می‌توان به پایین بودن دما، فراوانی سیالات یا جانشینی پیروکسن توسط آمفیبول در اثر عدم خروج مذاب از ملانوسوم نسبت داد. لازم به‌ذکر است سن اوج دگرگونی که با فرایند ذوب‌بخشی و تشکیل ملانوسوم گارنت – هورنبلندیتی همراه بوده، به‌وسیله سن‌سنجی اورانیم – سرب زیرکن محصور در لوکوسوم‌های ترونجمیتی تعیین شده است. این سن هم‌زمان با تشکیل توده‌های ترونجمیتی منطقه (سن‌سنجی اورانیم–سرب زیرکن) است و در حدود ۵۸ تا ۶۱ میلیون سال پیش می‌باشد (نصرآبادی، ۱۳۸۸). لذا شواهد صحرایی، ژئوشیمیایی و داده‌های دما – فشارسنجی متابازیت‌های میگماتیتی منطقه نشان‌دهنده دگرگونی و ذوب‌بخشی لیتوسفر اقیانوسی فرورو در یک زون فرورانش داغ می‌باشد. در بیش‌تر مدل‌های حرارتی به کاهش جریان حرارتی در مناطق فرورانش نسبت به مناطق هم‌جوار تاکید شده است. اما گرادیان زمین‌گرمایی بالا در مناطق فرورانش فرایندی غیرمعمول نیست. تحت این شرایط، دگرگونی و آب‌زدائی لیتوسفر اقیانوسی فرورو با ذوب‌بخشی آن و تشکیل مذاب‌های آداکیتی و تفاله گارنت – هورنبلندیتی یا اکلوژیتی همراه است.

از نکات مهم مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد هم‌زیستی رخساره دگرگونی حرارت پایین – فشار بالا (شیست آبی) و حرارت متوسط – فشار بالا (متابازیت‌های میگماتیتی) و وجود زینولیت‌های شیست آبی در ترونجمیت‌های آداکیتی (نصرآبادی و همکاران، ۱۳۹۱) است که تداعی‌کننده نوار دگرگونی مزدوج (Miyashiro,1961;1973) در ذهن می‌باشد. هر چند که هر یک از این رخساره‌های دگرگونی به ترتیب معرف جایگاه تکتونیکی درازگودال فرورانش و قوس ماگمایی هستند. اما مطالعات اخیر نشان داده که تغییر رژیم حرارتی منطقه فرورانش (Aoya et al., 2009)، فرورانش پشته میان اقیانوسی (Iwamori, 2000) و عملکرد تکتونیک بزرگ مقیاس (Brown, 1998; 2009) نیز در پیدایش نوار دگرگونی مزدوج موثر می‌باشند.

متغیرهای اصلی موثر در تغییر رژیم حرارتی مناطق فرورانش (Winter, 2001) عبارتند از ۱– نرخ فرورانش ۲– سن سیستم فرورانش ۳– سن لیتوسفرفرورونده ۴– میزان تاثیر لیتوسفر فرورو در ایجاد جریان هم‌رفتی گوه گوشته‌ای. در صورت آهسته بودن سرعت فرورانش، جوان بودن صفحه فرورانده شده و نزدیک بودن آن به پشته و جوان بودن قوس ماگمایی (کمتر از ۵۰ میلیون سال) ایزوترم‌ها بالاتر (یا داغ‌تر) خواهند بود. مطابق مدل‌های جدید حرارتی (Van Keken et al., 2002; Gerya and Yuen, 2003) ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی در اعماق کم تحت تاثیر دامنه

نسبتاً وسیعی از متغیرها مانند زاویه فرورانش، سرعت فرورانش و سن پوسته اقیانوسی فرورو صورت می‌گیرد. بنابراین فرایند ذوب‌بخشی لیتوسفر اقیانوسی فرورانده منحصر به رژیم خاصی از فرورانش نیست. با وجود این بعضی از محققین برای انجام فرایند ذوب‌بخشی در اعماق کم، رژیم‌های فرورانش خاصی را درنظر گرفته که می‌توان به موارد زیر اشاره کرد: الف- فرورانش پوسته اقیانوسی خیلی جوان یا پشته میان اقیانوسی (Okudaira and Yoshitake, 2004; Uehara and Aoya, 2005). ب- رژیم فرورانش سریع و مورب (Yogodzinski et al., 1995; 2001) یا تقریباً افقی (Manea et al., 2005). ج- ذوب‌بخشی در مرحله شروع فرورانش (Gerya et al., 2002). د- ذوب‌بخشی لبه ورقه فرورانده (Kincaid and Griffiths, 2004).

ذوب لیتوسفر اقیانوسی فرورو در منطقه فرورانش مستلزم گرادیان حرارتی بالا و وجود حوضه اقیانوسی جوان و محدود می‌باشد. در این رابطه وجود حوضه‌های اقیانوسی باریک و در نتیجه داغ و جوان با سن کرتاسه در شمال خرده قاره ایران مرکزی (زون سبزوار) توسط بسیاری از محققین خاطر نشان شده است (Takin, 1972; StÖcklin, 1974; Lensch et al., 1975; Stampfli, 1978; Wensink and Varecamp, 1980; Berberian and King, 1981; Lensch and Davoudzadeh, 1981; Baroz et al., 1983; Bagheri and Stampfli, 2008; Rossetti et al., 2010; Nasrabady et al., 2011;Omrani et al., 2013; Rossetti et al., 2014). احتمالاً این‌چنین حوضه‌های اقیانوسی، حاصل تکتونیک کششی واقع در صفحه بالایی منطقه فرورانش می‌باشند که در نتیجه فرورانش حوضه اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی در کرتاسه به‌وجود آمده‌اند (Stampfli and Borel, 2002; Golonka, 2004; Bagheri and Stampfli, 2008; Shafaii Moghadam et al., 2009; Rossetti et al., 2010; Nasrabady et al., 2011; Rossetti et al., 2014). با بسته شدن حوضه اقیانوسی نئوتتیس در کرتاسه - پالئوسن و برخورد صفحه عربی به خرده قاره ایران مرکزی و به دنبال آن فرورانش حوضه‌های باریک اقیانوسی اطراف این خرده قاره، شرایط تشکیل رژیم فرورانشی داغ و ذوب‌بخشی لیتوسفر اقیانوسی فرورو فراهم شده است.

در مورد مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد، با توجه به داده‌های پترولوژیکی موجود، در حال حاضر فهم دقیق مکانیسم هم‌زیستی رخساره‌های دگرگونی حرارت پایین و بالا و عوامل فیزیکوشیمیایی موثر در ذوب‌بخشی صفحه اقیانوسی فرورو مشکل است. با توجه به حضور ماگماتیسم آداکیتی مرتبط با فرورانش و جایگزینی توده‌های نفوذی در جایگاه منشورهای به‌هم افزوده (سنگ‌های رخساره شیست آبی و شیست سبز)، فرضیه فرورانش پشته میان اقیانوسی و تغییر رژیم حرارتی منطقه فرورانش از ساز و کارهای محتمل می‌باشد (Miyazaki and Okumura, 2002). اما پیدایش ماگماتیسم بونینیتی که از نتایج فرورانش پشته میان اقیانوسی است تا کنون در منطقه سبزوار گزارش نشده است. از طرفی فرایند گسیختگی صفحه اقیانوسی فرورو و بالاآمدگی استنوسفر داغ و ذوب لبه‌های صفحه گسیخته شده یا تغییرات سرعت فرورانش از سناریوهای احتمالی دیگر در رابطه با تغییر رژیم فرورانش نسبتاً سرد (شیست آبی اپیدوت‌دار عاری از لاوسونیت) به رژیم فرورانشی داغ (ذوب‌بخشی صفحه اقیانوسی فرورو[1] و تشکیل رستیت گارنت - هورنبلندیتی و مذاب آداکیتی) در منطقه سلطان‌آباد است.

نتیجه‌گیری

شواهد صحرایی، میکروسکوپی، محاسبات دما - فشارسنجی و شاخص‌های ژئوشیمیایی کانی و سنگ کل ملانوسوم و لوکوسوم متابازیت‌های میگماتیتی بخش غربی مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد حاکی از آن است که این واحدهای سنگی ارائه‌کننده ورقه اقیانوسی می‌باشند که در طی تدفین و فرورانش متحمل دگرگونی در یک رژیم حرارتی داغ شده‌اند. تحت این شرایط در مرحله اوج دگرگونی و با حضور سیالات آب‌دار، در عمق بیشتر از ۵۰ کیلومتر و حرارت بیشتر از ۶۵۰ درجه‌سانتی‌گراد فرایند ذوب‌بخشی اسلب اقیانوسی فرورو منجر به تشکیل ملانوسوم گارنت - هورنبلندیتی و لوکوسوم آداکیتی شده است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشابه و سن یکسان لوکوسوم محصور در متابازیت‌های میگماتیتی منطقه و توده‌های ترونجمیتی هم‌جوار، نقش ذوب‌بخشی لیتوسفر اقیانوسی فرورو در ژنز این توده‌ها را قوت می‌بخشد.

منابع

- مجیدی، ت. و جان‌نثاری، م.ح.، ۱۳۷۹. شرح نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ سلطان‌آباد. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- نصرآبادی، م.، ۱۳۸۲. پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های دگرگونی جنوب سلطان‌آباد. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد دانشگاه تربیت معلم تهران، ایران، ۱۴۰.

- نصرآبادی، م.، ۱۳۸۸. پترولوژی سنگ‌های دگرگونی نوار افیولیتی شمال سبزوار. رساله دکتری دانشگاه تربیت معلم، تهران، ایران، ۲۴۳.

- نصرآبادی، م.، روزتی، ف.، معین وزیری، ح.، رضوی، س.م.ح. و محجل، م.، ۱۳۹۱. کانی‌شناسی و دما-فشارسنجی شیست‌های آبی مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد (شمال‌شرق سبزوار). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی، ۱، ۱۲۳-۱۴۰.

- Agarde, P., Monie, P., Gerber, W., Omrani, J., Molinaro, M., Labrousse, L., Vrielynck, B., Meyer, B., Jolivet, L. and Yamato, P., 2006. Transient synobduction exhumation of Zagros blueschists inferred from pressure, temperature, deformation, time and kinematic constraints: Implications

1. slab break-off

for Neotethys wedge dynamics. Journal of Geophysical Researches, 111 (B11), B11401.

-Alavi, M., 1991. Tectonic of the Middle East. Geological Survey of Iran, Scale 1:15000000.1Sheet.

- Alavi–Tehrani, N., 1977. Geology and petrography in the ophiolite range NW of Sabzevar (Khorasan/Iran with special regards to metamorphism and genetic relations in an ophiolite suite. Geological Survey of Iran, Report Number: 43.

- Aoya, M., Mizukami, T., Uehara S.I. and Wallis S.R., 2009. High-P metamorphism, pattern of induced flow in the mantle wedge, and the link with plutonism in paired metamorphic belts. Terra Nova, 21, 67–73.

- Ater, P.C., Eggler, D.H. and Callum, M.E., 1984. Petrology and geochemistry of mantle eclogite xenoliths from Colorado-Wyoming kimberlites: recycled ocean crust? Kimberlite II: the mantle and crust–mantle relationships, Elsevier, Amsterdam, 309-318.

- Bagheri, S. and Stampfli, G.M., 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complex in Central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. Tectonophysics, 451,123-155.

- Baroz, J., Macaudiere, J., Montigny, R., Noghreyan, M., Ohnenstetter, M. and Rocci, G.A., 1983. Ophiolites and related formations in the central part of the Sabzevar (Iran) and possible geotectonic reconstructions. Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran: Geological Society of Iran, Report Number: 51.

- Beard, J. S. and Lofgren, G.E., 1991. Dehydration melting and water saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 Kb. Journal of Petrology, 32, 365- 401.

- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981.Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Science, 18, 210- 265.

- Brown, M., 1998. Unpairing metamorphic belt: P-T paths and a tectonic model for the Ryoke belt, south west Japan. Journal of metamorphic geology, 16, 3-22.

- Brown, M., 2009. Metamorphic patterns in orogenic systems and the geological record. In: Accretionary orogens in space and time (Eds: Cawood, P.A. and Kroner, A.). Geological Society, London, Special Publications, 318, 37–74.

- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R. J., 1979. Interpretation of igneous rocks. Allen and Unwin, London. 450.

- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C. and Dosseto, A., 2007. Amphibole 'sponge' in the arc crust. Geology, 35, 787–790.

- Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature, 347, 662- 665.

- Delaloye, M. and Desmons, J., 1980. Ophiolites and mélange terranes in Iran. A geochronological study and paleotectonic implications. Tectonophysics, 68, 83-111.

- Enami, M. and Zang, Q., 1988. Magnesian staurolite in garnet–corundum rocks and eclogite from the Donghai district, Jiangsu province, east China. American Mineralogist, 73, 48–56.

- Ernst, W.G. and Liu, J., 1998. Experimental phase equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB-A semiquantitative thermobarometer. American Mineralogist, 83, 952-969.

- Ernst, W.G., 1999. Metamorphism, partial preservation and exhumation of ultra high-pressure belts. Island Arc, 8, 125-153.

- Garcia-Casco, A., Lazaro, C., Torres-Roldan, R.L., Nunez Cambra, K., Rojas Agramonte, Y., Kröner, A., Neubauer, F., Millan, G. and Blanco Quintero, I., 2008. Partial melting and counter clockwise P–T path of subducted oceanic crust (Sierra del Convento mélange, Cuba). Journal of Petrology, 49 (1), 129–161.

- Gerya, T.V. and Yuen, D.A., 2003. Rayleigh-Taylor instabilities from hydration and melting propel 'cold plumes' at subduction zones. Earth and Planetary Science Letters, 212, 47-62.

-Gerya, T.V., Stoeckhert, B. and Perchuk, A.L., 2002. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: a numerical simulation. Tectonics, 142, 1-19.

-Gill, J.B., 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer-Verlag, Berlin. 390.

-Glikson, A.Y., 1979. Early Precambrian tonalite–trondhjemite sialic nuclei. Earth Science Reviews, 15, 1–73.

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

-Grew, E.S., 1986. Petrogenesis of Kornerupine at Waldheim (Sachsen), German Democratic Republic, Zeitschrift fur Geologische Wissenschaften, 14, 525–558.

- Hassanipak, A., Kariminia, M., Mobasher, K. and Ghazi, M., 2003. New Ar40/Ar39 Ages, Biostratigraphic and Geochemical Data from the Sabzevar Ophiolite, North Central Iran: Implications for Tectonic of Iranian Plate. American Geophysical Union, Fall Meeting, abstract #T51F-0224.

- Heltz, R.T., 1973. Phase relations of basalt in their melting ranges at PH2O=5kb as a function of oxygen fugacity. Part I. mafic phases. Journal of Petrology, 14, 249-302.

- Heltz, R.T., 1976. Phase relations of basalt in their melting ranges at PH2O=5kb. Part II. Melt compositions. Journal of Petrology, 17, 139-193.

- Iwamori, H., 2000. Thermal effects of ridge subduction and its implications for the origin of granitic batholith and paired metamorphic belts. Earth and Planetary Science Letters, 181, 131– 144.

- Kincaid, C. and Griffiths, R.W., 2004. Variability in flow and temperatures within mantle subduction zones. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 5, 6, DOI: 10.1029 / 2003 GC000666

-Koepke, J., Feig, S.T., Snow, J. and Freise, M., 2004. Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: an experimental study. Contributions to Mineralogy and Petrology, 146, 414-432.

- Kornprobst, J., Piboule, M., Roden, M. and Tabit, A., 1990. Corundum bearing Garnet clinopyroxenites at Beni-Bousera (Morocco): original plagioclase-rich gabbros recrystallized at depth within the mantle? Journal of Petrology, 31, 717–745.

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

- Krogh Ravna, E., 2000b. Distribution of Fe and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet – hornblende Fe-Mg geothermometer. Lithos, 53, 305-321.

- Kushiro, I., 1990. Partial melting of mantle wedge and evolution of island-arc crust. Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets, 95, B10, 15929–15939.

- Leak, B.E., Alan, R.W., William, D.B., Ernst, A.J.B., Giovanni, F., Jeol, D.J., Frank, C. H., Hanan, J.K., Vladimir, G.K., John, C.S., Nicholas, C.N.S. and Eric, J.W.W., 2004. Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Associations amphibole nomenclature. American Mineralogist, 89, 883–887.

- Lensch, G. and Davoudzadeh, M., 1981. Ophiolites in Iran. Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen, 5, 306 –320.

- Lensch, G., Sadredini, E. and Vaziritabar, F., 1975. Geology, geochemistry and petrogenesis of the ophiolitic rang north of Sabzevar (Khorasan/Iran). Results and problems. Report Tehran Symposium Geodynamic. South West Asia.

- Liu, J., Bohlen, S.R. and Ernst, W.G., 1996. Stability of hydrous phases in subducting oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters, 143, 161-171.

- Macaudier J., 1983. Les roches metamorphiques au chain on ophiolitique de Sabzevar-etude structural du domaine de Soltan Abad (NE Iran). Ofioliti, 8 (1), 127-152.

- Macaudier, J., 1982. Etude structurale du domaine metamorphique de Soltan Abad (chain on ophiolitique de Sabzevar, NE Iran), Phd theses.

- Manea, V.C., Manea, M., Kostoglodov, V. and Sewell, G., 2005. Thermo-mechanical model of the mantle wedge in Central Mexican subduction zone and a blob tracing approach for the magma transport. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 149, 165-186.

- McCall, G.J.H., 1997. The geotectonic history o the Makran and adjacent area of Southern Iran. Journal of Asian Earth Science, 15, 517-531.

- Miyashiro, A., 1961. Evolution of metamorphic belts. Journal of Petrology, 2, 277–311.

- Miyashiro, A., 1973 Metamorphism and metamorphic belts. Allen and Unwin, London, 492.

- Miyazaki, K. and Okumura, K. 2002. Thermal modeling in shallow subduction: an application to low P/T metamorphism of the Cretaceous Shimanto Accretionary Complex, Japan. Journal of Metamorphic Geology, 20, 441–452.

- Morishita, T., Arai, S. and Gervilla, F., 2001. High-pressure aluminous mafic rocks from the Ronda peridotite massif, southern Spain: significance of sapphirine- and corundum-bearing mineral assemblages. Lithos, 57, 143–161.

- Nasrabady, M., Rossetti, F., Theye, T. and Vignaroli, G., 2011. Metamorphic history and geodynamic significance of the Early Cretaceous Sabzevar granulites (Sabzevar structural zone, NE Iran). Solid Earth, 3, 477–526.

- Okudaira, T. and Yoshitake, Y., 2004. Thermal con-

sequences of the formation of a slab window beneath the Mid-Cretaceous southwest Japan arc: A 2-D numerical analysis.The Island Arc, 13, 520-532.

- Omrani, H., Moazzen, M., Oberhansli, R., Altenberger, U. and Lange, M., 2013. The Sabzevar blueschists of the North-Central Iranian micro-continent as remnants of the Neotethys-related oceanic crust subduction. International Journal of Earth Sciencs (Geol Rundsch). DOI 10.1007/s00531-013-0881-9.

- Pilger A., 1971. Die zeitlich-tectonische Entwicklung der Iranischen Gebirge. Clausthaler geologische Abhandlungen, 8, 27.

- Powell, R. and Holland, T.J.B., 2008. On thermobarometry. Journal of Metamorphic Geology, 26, 155–179.

- Rapp, R.P. and Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalts at 8- 32 Kb: Implications for continental growth crust- mantle recycling. Journal of Petrology, 36, 891- 931.

- Rapp, R.P., Shimizu, N. and Norman, M.D., 1999. Reaction between slab- drived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3 Gpa. Chemical Geology, 160, 335-356.

- Rapp, R.P., Watson, E.B. and Miller, C.F., 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. Precambrian Research, 51, 1-25.

- Rossetti, F., Nasrabady, M., Theye, T., Gerdes, A., Monié, P., Lucci, F. and Vignaroli, G., 2014. Adakite differentiation and emplacement in a subduction channel: The late Paleocene Sabzevar magmatism (NE Iran). Geological Society of America Bulletin, doi:10.1130/B30913.1.

- Rossetti, F., Nasrabady, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, S.M. H. and Moin Vaziri, H., 2010. Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. Terra Nova, 22, 26-34.

- Selbek, R.S. and Skjerlie, K.P., 2002. Petrogenesis of the anorthosite dyke swarm of Troms, North Norway: Experimental evidence for hydrous anatexis of an alkaline mafic complex. Journal of Petrology, 43, 943-962.

- Sen, C. and Dunn, T., 1994. Dehydration melting of basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2Gpa: Implications for the origin of adakites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 117, 394- 409.

- Sengör, A.M.C., Altmer, D., Cin, A., Ustaömer, T. and Hsü, K.J., 1988. Origin and assembly of the Tethy side orogenic collage at the expense of Gondwana Land. Geological Society of London, Special Publication, 37, 119–181.

- Shafaii Moghadam, H., Whitechurch, H., Rahgoshay, M. and Monsef, I., 2009. Significance of Nain–Baft ophiolitic belt (Iran): short-lived, transitional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone. Comptes Rendus Geoscience, 341, 1016–1028.

- Shimpo, M., Tsunogae, T. and Santosh, M., 2006. First report of garnet–corundum rocks from southern India: Implications for prograde high-pressure (eclogite-facies?) metamorphism. Earth and Planetary Science Letters, 242, 111– 129.

- Shojaat, B., Hassanipak, A.A., Mobasher, K. and Ghazi, A.M., 2003. Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 21, 1053–1067.

- Springer, W. and Seck, H.A., 1997. Partial fusion of basic granulites at 5 to 15 kb: implications for the origin of TTG magmas. Contributions to Mineralogy and Petrology, 127, 30-45.

- Stampfli, G.M. and Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. Earth and Planetary Science Letters, 196, 17–33.

- Stampfli, G.M., 1978. Etude geologique generale de I' Elbourz oriental au sudde Gondbad-e-Qabus, Iran NE, These Geneve, 329.

- Stampfli, G.M., 2000. Tethyan oceans. In: Bozkurt, E., Winchester, G.A., Piper, G.D.A. (Eds.). Tectonics and magmatism in Turky and surrounding area. Geological Society of London, Special Publication, 173, 1-23.

- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran, a review. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 52, 7, 1229-1258.

- Stöcklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran. In: Burke C.A., Darke C.L. (Eds.). The geology of continent margins, Springer, New York, 873-887.

- Storkey, A.C., Hermann, J., Hand, M. and Buick, I.S., 2005. Using in situ trace-element determinations to moni-

tor partial-melting processes in metabasites. Journal of Petrology, 6, 1283-1308.

- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.). Magmatism in ocean basins. Geological Society of London, Special Publication, 42, 312- 345.

- Takin, M., 1972. Iranian geology and continental drift in the Middle East. Nature, 235, 147-150.

- Tatsumi, Y. and Kogiso, T., 1997. Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust .2. Origin of chemical and physical characteristics in arc magmatism. Earth and Planetary Science Letters, 148 (1–2), 207–221.

- Thompson, A.B. and Ellis, D., 1994. CaO + MgO + Al2O3 + SiO2 + H2O to 35kb: Amphibole, talc, and zoisite dehydration and melting reactions in the silica-excess part of the system and their possible significance in subduction zones, amphibole melting, and magma fractionation. American Journal of Science, 294, 1229-1289.

- Tomkins, H.S., Powell, R. and Ellis, D.J., 2007. The pressure dependence of the zirconium in rutile thermometer. Journal of Metamorphic Geology, 25, 703–713.

- Uehara, S. and Aoya, M., 2005. Thermal model for approach of a spreading ridge to subduction zones and its implications for high- P/high-T metamorphism: Importance of subduction versus ridge approach ratio.Tectonics, 24, TC4007, doi: 10.1029/2004TC001715.

- Van Keken, P.E., Kiefer, B. and Peacock, S.M., 2002. High-resolution models of subduction ones: Implications for mineral dehydration reactions and the transport of water into the deep mantle. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 3, 1-20.

- Vielzeuf, D. and Schmidt, M.W., 2001. Melting reactions in hydrous systems revisited: applications to metapelites, metagreywackes and metabasalts. Contributions to Mineralogy and Petrology, 141, 251-267.

- Watson, E.B., Wark, D.A. and Thomas, J.B., 2006. Crystallyzation thermometers for zircon and rutile. Contributions to Mineralogy and Petrology, 151, 413-433.

- Wensink, H. and Varecamp, J.C., 1980. Paleomagnetism of basalts from Alborz (Iran), part of Asia in the Cretaceous. Tectonophysics, 68, 113-129.

- Winter, J.D., 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, 697.

- Winter, K.T. and Newton, R.C., 1991. Experimental melting of hydrous low-K tholeiite: evidence on the origin of Archaean cratons. Bulletin of the Geological Society of Denmark, 39, 213-228.

- Wolf, M.B. and Wyllie, P.J., 1991. Dehydration-melting of solid amphibolite at 10 kbar: Textural development, liquid interconnectivity and applications to the segregation of magmas. Contributions to Mineralogy and Petrology, 44, 151-179.

- Xiong, X. L., Adam, T. J. and Green, T. H., 2005b. Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: implications for TTG genesis. Chemical Geology, 210, 339–359.

- Yoder, H.S.J. and Tilley, C.E., 1962. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. Journal of Petrology, 3, 342-532.

- Yogodzinski, G.M., Kay, R.W., Volynets, O.N., Koloskov, A.V. and Kay, S.M., 1995. Magnesian Andesite in the Western Aleutian Komandorsky Region: implications for slab melting and processes in the mantle wedge. Geological Society of America Bulletin,107 (5), 505–519.

- Yogodzinski, G.M., Lees, J.M., Churikova, T.G., Dorendorf, F., Woerner, G. and Volynets, O.N., 2001. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. Nature, 409 (6819), 500–504.

- Zhang, R.Y., Liou, J. G. and Zheng, J. P., 2004. Ultrahigh-pressure corundum -rich garnetite in garnet peridotite, Sulu terrane, China. Contributions to Mineralogy and Petrology, 147, 21–31.