

متاپلیت‌های گرمی‌چای، شمال غرب ایران: شیمی سنگ کل، زادگاه رسوبی و شرایط دگرگونی

امیر محامد¹، محسن مؤید^{2*} و منیر مجرد³

1. دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز
2. استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز
3. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه

چکیده

به‌منظور بررسی زادگاه رسوبی و شرایط دگرگونی متاپلیت‌های گرمی‌چای واقع در شمال شهرستان میانه (شمال غرب ایران) شیمی سنگ کل این مجموعه مورد بررسی قرار گرفته است. بررسی‌های پتروفابریک حاکی از شکل‌گیری هم‌زمان با تکتونیک پورفیروبلاست‌های کردیریت (دگرگونی ناحیه‌ای) در این سنگ‌ها است. همچنین ساختارهای برشی C' و ویژگی بارز بافتی می‌باشد. دو فاز دگرگونی ناحیه‌ای (RMP1 و RMP2)، یک فاز دگرگونی مجاورتی (CM) و دو فاز دگرشکلی (D₁ و D₂) شناسایی شده‌اند. ژئوشیمی عناصر اصلی حاکی از سنگ مادر شیلی و گریوکی برای متاپلیت‌های است. بر اساس عناصر اصلی، واسطه و کمیاب (Ti و Ni، Zr، TiO₂، K₂O) سنگ آذرین مولد این رسوبات دارای سرشت آندزیتی و داسیتی / ریوداسیتی بوده است. درجه دگرسانی شیمیایی (CIA و CIW) سنگ آذرین اولیه متوسط بوده است. همچنین برمبنای اکسید عناصر اصلی محیط تکتونیک تشکیل رسوب، حاشیه فعال قاره‌ای شناسایی شده است. متاپلیت‌های گرمی‌چای در مقایسه با PAAS و UCC غنی از Cs، La و Ce و تهی از Sr، Nb و Ta می‌باشند. نمونه‌های معرف در نمودارهای سازگاری در داخل مثلث‌های پاراژنتیک قرار می‌گیرند که حاکی از تعادلی بودن آنها است. بر اساس مقاطع ترکیبی استاندارد برای متاپلیت‌های بازه دمایی و فشاری تشکیل درجه بالاترین پاراژن به ترتیب 535 تا 635 درجه سانتی‌گراد و یک تا سه کیلو بار بوده است. **واژه‌های کلیدی:** پتروفابریک، زادگاه رسوبی، ژئوشیمی، گرمی‌چای، متاپلیت

مقدمه

پوسته قاره‌ای در طول تکامل خود متحمل فرآیندهای متعددی شده که منجر به شکل‌گیری سرزمین‌های دگرگونی می‌شوند (Condie, 1997; Hawkesworth et al., 2019). متاپلیت‌های جزء فراوان‌ترین و مهم‌ترین سنگ‌های سرزمین‌های دگرگونی ناحیه‌ای هستند (Bucher and Frey, 1994). درک جامع متاپلیت‌های نیازمند بررسی کامل سنگ از منظر پتروگرافی، پتروفابریک، کانی‌شناسی، ژئوشیمی، سنگ منشاء، هوازگی و همچنین متغیرهای ترمودینامیکی نظیر دما و فشار می‌باشد (Bucher and Frey, 1994; Spear, 1995). زادگاه رسوبی و فرآیندهای هوازگی نقش بسیار مهمی در محصول نهایی که متاپلیت امروزی است داراست. یکی از رویکردهای مطالعات زادگاه رسوبی بررسی ترکیب رسوبات در چهارچوب تکتونیک صفحه‌ای می‌باشد. مطالعات زادگاه رسوبی مسیری را از سنگ امروزی تا قدیمی‌ترین منشاء رسم می‌کند. این مسیر رخدادهای متعددی را شامل می‌شود که از آن جمله: ماگماتیسم، رسوب‌گذاری در حوضه‌های رسوبی، هوازگی، فرسایش و دگرگونی است. تمامی این رخدادها با هم یا به‌طور مجزا می‌توانند واحد سنگی نهایی را تحت تأثیر قرار دهند. سنگ‌های رسوبی تخریبی اطلاعاتی از منشاءهای اقیانوسی یا قاره‌ای که تحت تأثیر فرآیندهای تکتونیک بعدی، فرسایش و دگرگون شده‌اند در اختیار قرار می‌دهند (Nesbitt and Young, 1982). ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها برای بررسی زادگاه رسوبی و

شرایط رسوب‌گذاری مورد استفاده قرار می‌گیرد (Nesbitt et al., 2009; Elias and Al-Jubory, 2013). در طول یک چرخه رسوبی بسیاری از عناصر جزئی (مانند Cr, Co, Th, Hf, Sc, REEs) در سیالات آبدار بشدت نامتحرک بوده و بنابراین بدون کاهشی قابل توجه از سنگ منشاء به رسوبات منتقل می‌شوند (Young and Nesbitt, 1998; Bierlein, 1995). در نتیجه این عناصر به دلیل تحرک به نسبت پائین خود در طول هوازدگی، انتقال، سنگ‌شدگی و دگرگونی برای مطالعات زادگاه رسوبی بسیار مناسب هستند (Girty et al., 1996; McLennan and Taylor, 1991). در مطالعه حاضر نظر بر این است که ویژگی‌های پتروگرافی و پتروفابریکی، ژئوشیمیایی، محیط تکتونیکی، شیمی بلور و زادگاه رسوبی متاپلیت‌های گرمی‌چای مورد بررسی قرار گیرند.

روش مطالعه

برای بررسی‌های پتروگرافی و پتروفابریک تعداد 45 مقطع نازک از سنگ‌های شیستی منطقه تهیه شدند. از این بین 14 نمونه معرف برای بررسی‌های ژئوشیمیایی انتخاب شدند. شیمی سنگ کل عناصر اصلی و جزئی سنگ‌های شیستی به ترتیب با روش‌های XRF و ICP-MS در آزمایشگاه MSALABS در کانادا انجام شد. به‌منظور انحلال برای عناصر مختلف از روش‌های متفاوت استفاده شده است: در روش اول از مخلوطی از اسیدهای هیدروکلریک و نیتریک (روش هضم¹) به‌عنوان عامل اکسیدکننده برای انحلال بیشتر اکسیدها استفاده شده است. در روش چهار اسید، ترکیبی از اسیدهای هیدروکلریک، نیتریک، پرکلریک و هیدروفلوریک مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این روش فقط کانی‌هایی که در برابر انحلال بسیار مقاوم هستند حل نخواهند شد. در روش گداختگی لیتیوم متابورات² نمونه‌های پودر شده در دمای 1000 درجه سانتی‌گراد با استفاده از لیتیوم متابورات گداخته شده و سپس مذاب حاصله در یک نیتریک اسید ضعیف حل می‌شود. این روش قادر به تعیین حدود سیزده اکسید اصلی می‌باشد. در روش چهارم گداختگی سدیم پراکسید با دمای کمتر از گداختگی لیتیوم متابورات استفاده می‌شود. چهار روش مختلف در این آزمایشگاه با کد تعریف شده مورد استفاده قرار گرفته است که در جدول 1 قابل مشاهده می‌باشند. دقت آزمایش 0/01 درصد برای عناصر اصلی است. دقت برای عناصر جزئی متغیر می‌باشد. در آخر بررسی و تحلیل داده‌ها به‌منظور ارزیابی زادگاه رسوبی و شرایط دگرگونی انجام شده است.

جدول 1. روش‌های مورد استفاده در آنالیز شیمی سنگ کل متاپلیت‌های منطقه گرمی‌چای (روش ICP-MS).

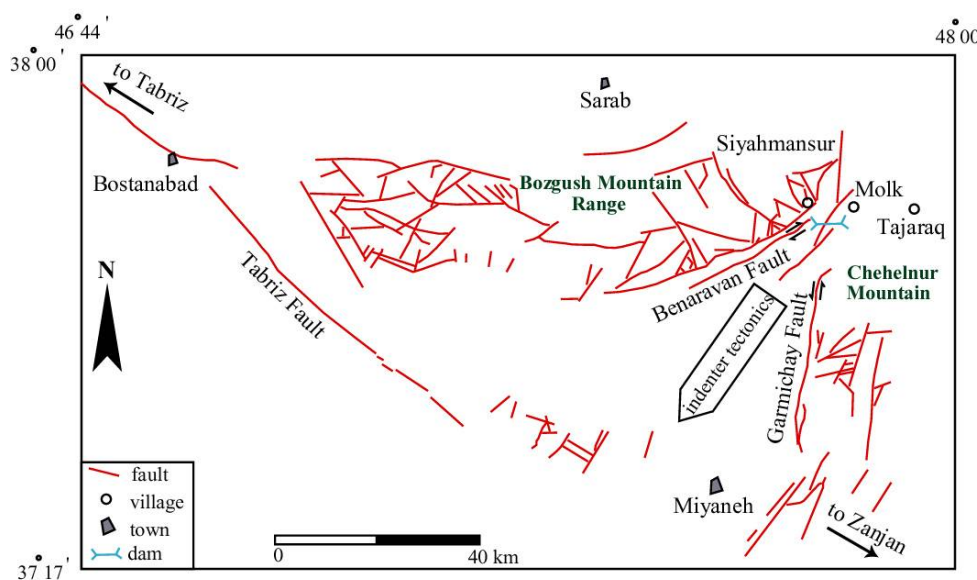
ANALYTICAL METHODS	
METHOD CODE	DESCRIPTION
IMF-5Ni	Ni, 0.2g, 4-Acid, ICP-AES/MS, Ultra Trace Level
IMF-5Co	Co, 0.2g, 4-Acid, ICP-AES/MS, Ultra Trace Level
IMF-5Sc	Sc, 0.2g, 4-Acid, ICP-AES/MS, Ultra Trace Level
WRA-330	Whole Rock, C & S, Refractories and Rare Earth Elements

¹ Aqua regia

² Lithium metaborate fusion

زمین‌شناسی

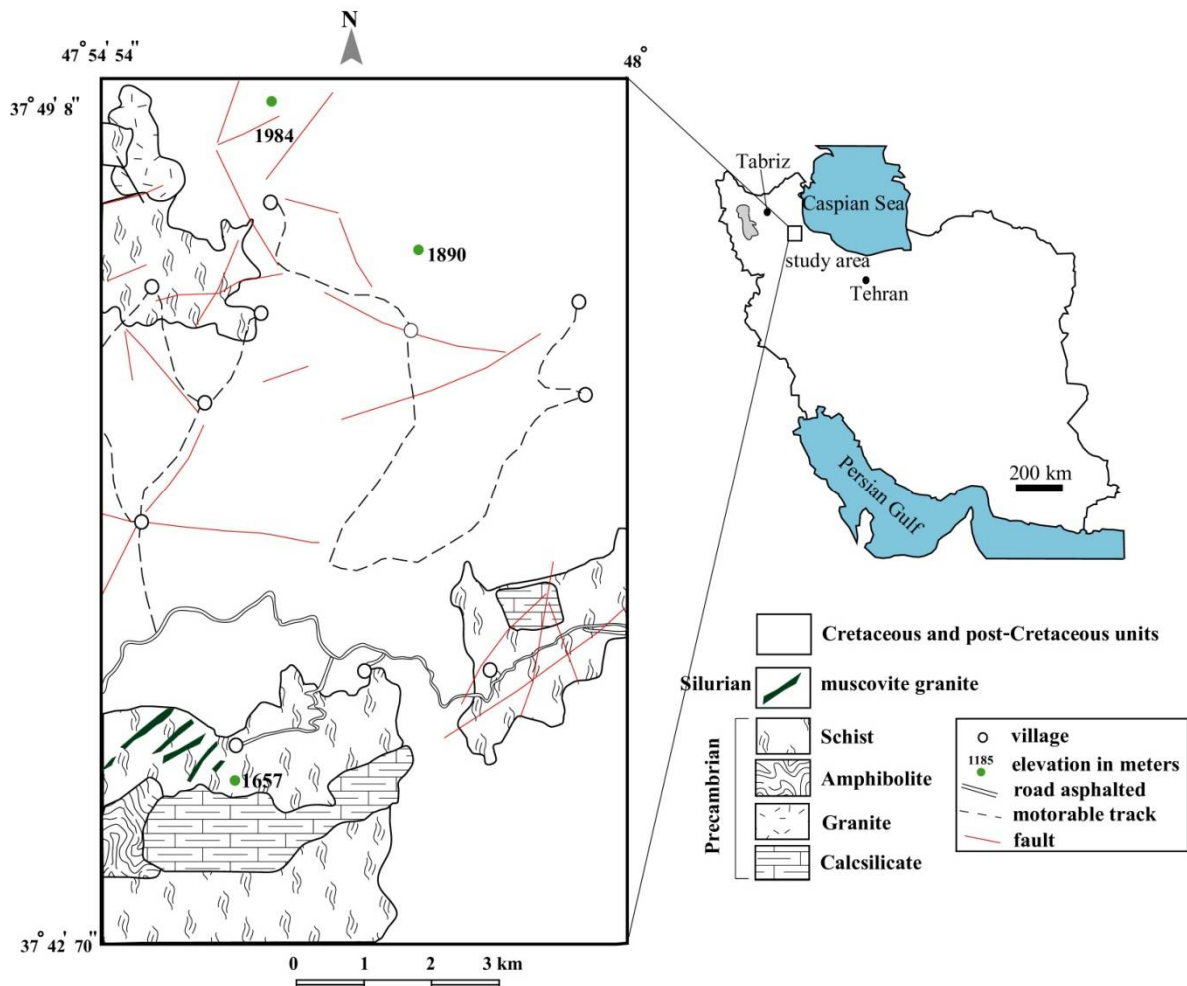
منطقه مورد مطالعه در شمال شهرستان میانه (استان آذربایجان شرقی)، شمال غرب ایران واقع شده است. این منطقه کم‌وبیش در محل تلاقی زون‌های زمین-ساختاری البرز، ایران مرکزی و البرز-آذربایجان واقع می‌شود (Stocklin, 1968a؛ علوی و همکاران، 1357؛ Eftekharnjad, 1975). زون البرز ارتفاعات شمالی ایران را شامل می‌شود که از آذربایجان در غرب تا خراسان در شرق گسترش می‌یابد. به دلیل تشابهات سنگ-ساختاری موجود در بین واحدهای البرز و ایران مرکزی ارتفاعات البرز به‌عنوان چین‌های حاشیه شمالی زون ایران مرکزی در نظر گرفته شده‌اند که محصول برخورد ایران مرکزی با توران می‌باشند (Stocklin, 1968a). حاشیه شرقی منطقه مورد مطالعه در بستر رودخانه گرمی‌چای قرار دارد. از جمله عناصر تکتونیکی مهم در منطقه آذربایجان می‌توان به گسل تبریز اشاره کرد که از زنجان به سمت شمال غرب گسترش پیدا کرده و شمال غرب آذربایجان را تحت تأثیر قرار داده است (علوی و همکاران، 1357). گسل راستگرد بنااروان (گسل جنوب بزقوش) عنصر تکتونیکی دیگری در منطقه مورد مطالعه می‌باشد که در حاشیه جنوبی ارتفاعات بزقوش واقع شده است. عملکرد گسل‌های بنااروان و گرمی‌چای منجر به شکل‌گیری تکتونیک فرار در منطقه مورد مطالعه شده است (شکل 1).



شکل 1. تصویر موقعیت گسل‌های اصلی و فرعی منطقه گرمی‌چای، شمال میانه (با اقتباس از بهروزی و همکاران، 1371)، گسله گرمی-چای با روند شمالی-جنوبی و بنااروان با روند شمال شرقی-جنوب غربی در منطقه مورد مطالعه واقع شده‌اند. عملکرد این دو گسل باعث ایجاد تکتونیک فرار به سمت جنوب غرب شده است

واحدهای سنگی مختلفی در منطقه شناسایی شده‌اند که شیست، آمفیبولیت، کالک‌سیلیکات، مرمر و گرانیت از آن جمله‌اند (علوی و همکاران، 1357؛ بهروزی و همکاران، 1371؛ محامد و همکاران، 1399) (شکل 2). از نظر سنگ‌شناسی و سنی شیست‌های منطقه گرمی‌چای دارای تشابهاتی با سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین ایران مرکزی هستند. به‌عنوان مثال می‌توان به سنگ‌های دگرگونی آنابولاغی در جنوب میانه و سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین تکاب اشاره کرد (علوی و همکاران، 1357؛ Saki, 2010). زون ایران مرکزی در طول کوهزاد پان‌افریکن در پرکامبرین

بالایی تحت تأثیر دگرگونی و جایگیری توده‌های نفوذی و گسلش قرار گرفته است (Ramezani and Tucker, 2003). کمپلکس دگرگونی تکاب دارای تشابهات سنگ‌شناسی و زمین‌شناختی با ایران مرکزی می‌باشد (Saki, 2010). کمپلکس تکاب همانند ایران مرکزی با سن مشابه (Ramezani and Tucker, 2003) شاید محصول همگرایی صفحات عربی (گندوانا) و توران (اورازیا) در طول کوهزاد پان‌افریکن می‌باشد (Nadimi, 2007). این کمپلکس نیز همانند شیست‌های منطقه گرمی‌چای دارای سنگ‌های متاپلیتی به سن پرکامبرین می‌باشند که توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی در داخل آنها جایگیری کرده‌اند (Saki, 2010). بزرگترین تیپ سنگی موجود در منطقه مورد مطالعه شیست‌ها می‌باشند. این سنگ‌ها متعلق به پرکامبرین بوده (علوی و همکاران، 1357) و به‌طور ناهمساز توسط واحدهای کلاستیک و کربناته کرتاسه پوشیده شده‌اند. به‌علاوه واحدهای آتشفشانی الیگومیوسن به داخل سنگ‌های دگرگونی نفوذ کرده‌اند. سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه به‌طور کلی به سه گروه تقسیم می‌شوند. گروه اول گرانیتوئیدهای جوان منطقه (الیگومیوسن) با آثار دگرگونی مجاورتی بر روی شیست‌ها هستند که از تیپ I و A می‌باشند (بهریزی و همکاران، 1371). گروه دوم گرانیتوئیدهای تیپ A با سن نامشخص می‌باشد که در قالب استوکی کوچک در منطقه مورد مطالعه جایگیری کرده‌اند (محامد و همکاران، 1399). دایک‌هایی از این گرانیت به داخل شیست‌ها نفوذ کرده‌اند. گروه سوم گرانیت تیپ S می‌باشد. این گرانیت به‌صورت دایک که به داخل شیست‌ها نفوذ کرده در منطقه قابل مشاهده می‌باشد و توده نفوذی بزرگی از آن شناسایی نشده است (محامد و همکاران، 1399). داده سنی مطلق از این گرانیت نیز در دست نیست.



شکل 2. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه با اقتباس از نقشه زمین‌شناسی 1:100000 سراب (بهریزی و همکاران، 1371) و داده‌های مطالعه حاضر. موقعیت منطقه مورد مطالعه در شمال غرب ایران با مربع توخالی نشان داده شده است

پتروگرافی

این سنگ‌ها در نمونه‌های دستی به صورت ورقه‌ای هستند که ناشی از شیستوزیته‌ای است که به وضوح در نمونه‌های دستی قابل مشاهده می‌باشد. به علاوه در اثر تابش نور آفتاب برق می‌زنند که ناشی از انعکاس نور خورشید توسط کانی‌های مسکویت می‌باشد. پورفیوبلاست‌های آندالوزیت و کردیریت نیز به رنگ سفید در نمونه‌های دستی قابل مشاهده‌اند. شیست‌ها بیشتر از مسکویت، بیوتیت، آندالوزیت و کردیریت تشکیل شده‌اند. کانی‌های فرعی شامل تورمالین، زیرکن، پتاسیم‌فلدسپار، پلاژیوکلاز، آپاتیت، استارولیت و کانی‌های اپک می‌باشد. در برخی از نمونه‌ها شیستوزیته غالب سنگ دچار چین خوردگی شده و منجر به شکل‌گیری کلیواژ کرینولیشن شده است. برخی از کانی‌های کردیریت تحت تأثیر فرآیندهای آلتراسیون، پینیتی شده‌اند. تعداد چهار پاراژنز غالب در شیست‌ها قابل شناسایی‌اند: 1- $Qtz+Bt+Ms\pm Tur$ ، 2- $Qtz+Bt+Ms+And+Crd$ ، 3- $Qtz+Bt+Ms+And\pm St$ و 4- $Qtz+Bt+Ms+Crd\pm St$ (حروف اختصاری کانی‌ها از Whitney and Ivans, 2010). کانی استارولیت در این سنگ‌ها

یا غائب است و یا به‌عنوان کانی فرعی در اندازه‌های کمتر از پنج درصد مودال مشاهده می‌شود. به‌علاوه، کلریت، سربیسیت و پینیت به‌عنوان محصول آلتراسیون کانی‌های بیوتیت و کزدیریت تشکیل شده‌اند.

پلی‌متامورفیزم در شیست‌ها

شیست‌های منطقه گرمی‌چای حداقل دو فاز دگرگونی ناحیه‌ای و یک فاز دگرگونی مجاورتی متحمل شده‌اند. همچنین دو فاز دگرشکلی در این سنگ‌ها ثبت شده است.

فاز اول دگرگونی ناحیه‌ای³

فاز اول دگرگونی ناحیه‌ای که اولین فاز قابل تشخیص در شیست‌ها می‌باشد منجر به شکل‌گیری کانی‌های بیوتیت، مسکویت و آندالوزیت شده است. پاراژن‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها پاراژن شماره 1 می‌باشد. بر اساس فراوانی میکا و کوارتز دو گروه قابل تشخیص هستند:

گروه اول: این گروه غنی از میکا بوده و بیشتر از کانی‌های مسکویت (60-70 درصد)، بیوتیت (20-30 درصد) و کوارتز (10-20 درصد) تشکیل شده است. جهت یافتگی ترجیحی کانی‌های میکایی در قالب شیستوزیته به‌وضوح مشاهده می‌شود (شکل 3-a). به‌علاوه کانی‌های کوارتز با خاموشی موجی شواهدی از رخداد تنش‌های جهت‌دار در قالب بلورهای کشیده و صفحه‌ای نشان می‌دهند. شیستوزیته سنگ در برخی از نمونه‌ها دچار چین‌خوردگی شده است (شکل 3-b, c, d). بافت لپیدوبلاستی و شیستوز، ویژگی این دسته از سنگ‌ها است.

گروه دوم: گروه دوم دارای مقادیر بسیار پایین‌تری از میکاها بوده و بیشتر از کوارتز تشکیل شده است. علت تفاوت در این دو گروه سنگی ناشی از میزان متفاوت کانی‌های رسی در سنگ مادر آنها می‌باشد. گروه دوم دارای ساخت متراکم‌تری بوده و شیستوزیته نمود کمتری دارد. کوارتز (50-70 درصد)، بیوتیت (15-40 درصد) و مسکویت (15 درصد) کانی‌های اصلی و پلاژیوکلاز، تورمالین، زیرکن، آپاتیت، اسفن و کانی‌های اپک متشکله‌های فرعی این دسته را تشکیل می‌دهند. کانی‌های کوارتز دارای خاموشی موجی و کشیده می‌باشد (شکل 3-e, f). برخی از بیوتیت‌ها نیز کلریتی شده‌اند. بافت‌های شیستوز و لپیدوبلاستیک در این دسته نیز قابل مشاهده می‌باشند (شکل 3-e, f).

فاز دوم دگرگونی ناحیه‌ای⁴

تفاوت این فاز دگرگونی با فاز (RMP1) در پاراژن‌های کانیاپی، ویژگی‌های بافتی و پتروفابریک می‌باشد. در این قسمت به دو ویژگی اول و در بخش پتروفابریک به ویژگی سوم پرداخته خواهد شد. این فاز منجر به شکل‌گیری دومین گروه از پاراژن‌هایی شده که حاوی کانی‌های آندالوزیت و کزدیریت به همراه بیوتیت و مسکویت می‌باشند. این پاراژن‌ها بالاترین درجه دگرگونی را مشخص کرده و به سه گروه آندالوزیت‌دار، کزدیریت‌دار و آندالوزیت-کزدیریت‌دار تقسیم می‌شوند. کانی‌های اصلی شامل بیوتیت و مسکویت (30-65 درصد)، کوارتز (30-65 درصد)، کزدیریت (حدود 10-20 درصد) و آندالوزیت (کمتر از 15 درصد) می‌باشد. کانی‌های فرعی نیز شامل استارولیت، پلاژیوکلاز، زیرکن، اسفن، آپاتیت، تورمالین و اپک می‌باشد. کلریت، پینیت و سربیسیت به‌عنوان محصولات دگرسانی

³ RMP1: regional metamorphic phase 1

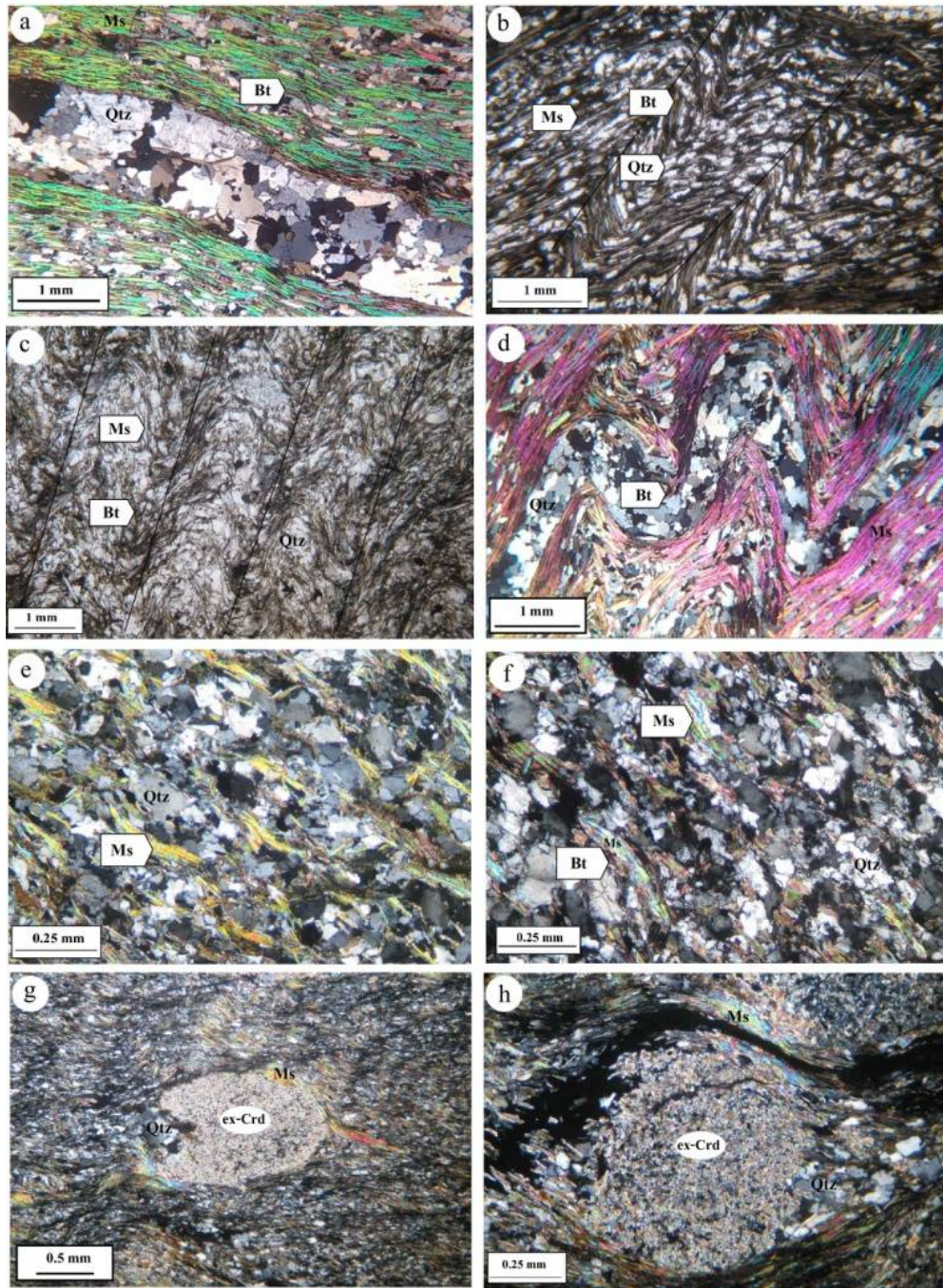
⁴ RMP2: regional metamorphic phase 2

مشاهده می‌شوند. کانی استارولیت در برخی از نمونه‌ها و البته به مقدار خیلی کم (کمتر از دو درصد) مشاهده شده است. بسیاری از کانی‌های کردیریت پینیتی شده‌اند که البته نمونه‌های سالم و غیر دگرسان نیز وجود دارند (شکل 3-g, h). کانی‌های میکایی شیستوزیته بارزی نشان می‌دهند. در نمونه‌های حاوی پورفیروبلاست، میکاها در اطراف آنها دچار انحراف شده‌اند. همچنین سایه‌های فشاری کوارتز به صورت نامتقارن در طرفین بلورهای کردیریت مشاهده می‌شود (شکل 4-a). بررسی برخی از بلورهای کردیریت حاکی از روند S شکل اینکلوژن‌ها در داخل آنهاست (شکل 4-a). مجموعه این شواهد حاکی از تشکیل هم‌زمان با تکتونیک پورفیروبلاستهاست. روابط بافتی روشنی بین کانی‌های کردیریت و آندالوزیت در نمونه‌های حاوی این دو کانی مشاهده می‌شود (شکل 4-b).

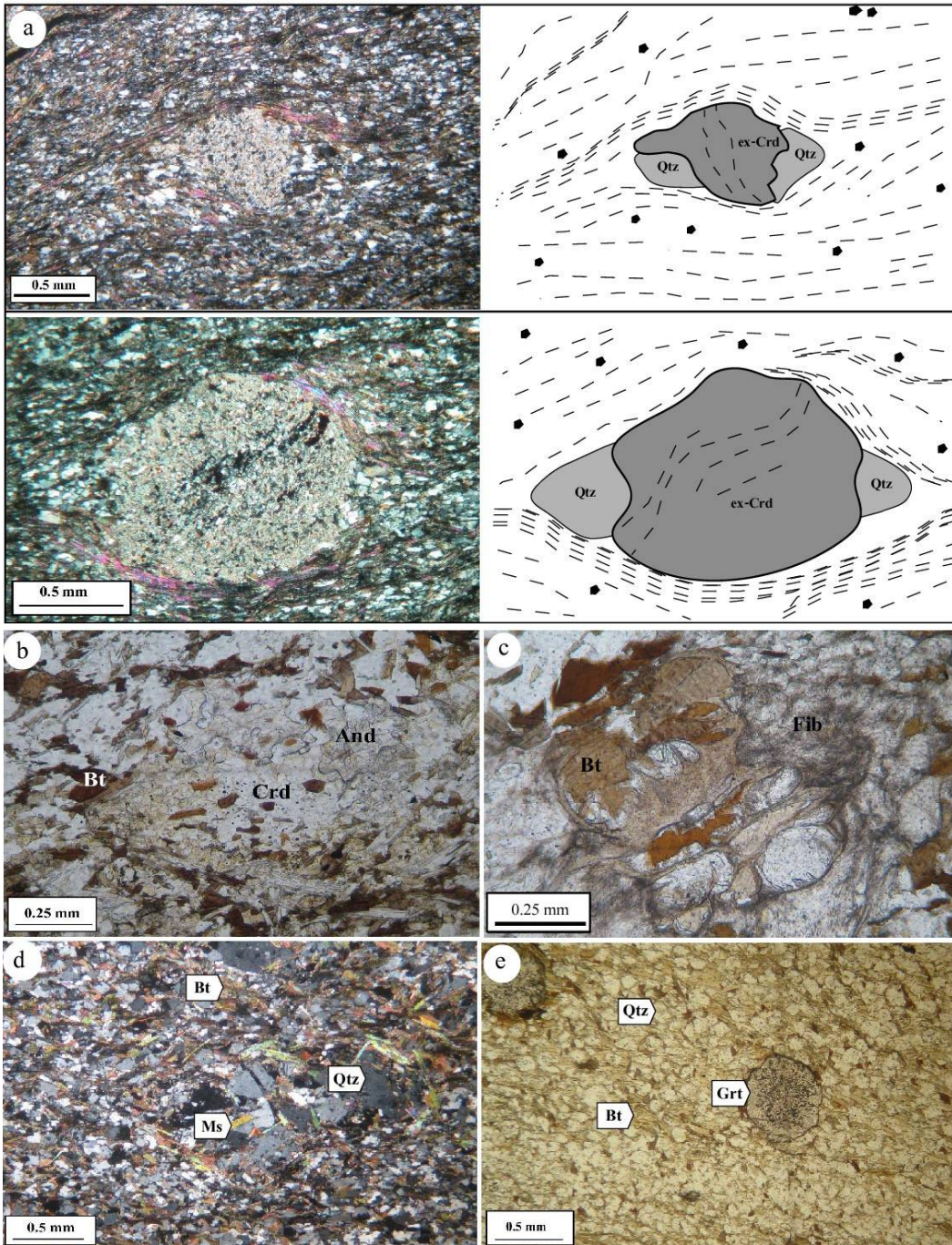
فاز تأخیری دگرگونی مجاورتی⁵

شواهد پتروگرافی و صحرایی حاکی از رخداد دگرگونی مجاورتی تأخیری بر روی شیست‌های منطقه می‌باشد. از جمله شواهد صحرایی می‌توان به نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی جوان به داخل شیست‌ها و همین‌طور رخداد پدیده اسکارنی شدن در منطقه اشاره کرد. برخی از کردیریت‌ها پینیتی و بیوتیت‌ها فیبرولیتی شده‌اند (شکل 4-c). علی‌رغم اینکه حرارت آزاد شده از توده‌های نفوذی منجر به تراکم بافتی در این سنگ‌ها شده است ماهیت دگرگونی ناحیه‌ای و جهت یافتگی ترجیحی میکاها محفوظ مانده است. برخی از میکاها که درشت‌تر نیز می‌باشند از شیستوزیته غالب سنگ تبعیت نکرده و دارای توزیع تصادفی می‌باشند (شکل 4-d). این میکاها دارای منشاء دگرگونی ناحیه‌ای نبوده و در طول دگرگونی مجاورتی تشکیل شده‌اند. در برخی از نمونه‌ها، کانی‌های گارنت به میزان کمتر از پنج درصد قابل مشاهده‌اند که هیچ ارتباط بافتی با شیستوزیته سنگ نداشته و میکاها در اطراف آنها همانند پورفیروبلاست‌های کردیریت انحراف نشان نمی‌دهند (شکل 4-e). بنابراین این گارنت‌ها نیز محصول دگرگونی حرارتی می‌باشند.

⁵ CMP: contact metamorphic phase



شکل 3. تصاویر میکروسکوپی شیست‌های مورد مطالعه، (a) جهت‌یافتگی ترجیحی کانی‌های میکایی در نمونه‌های RMP1، (b و c) کلیواژ کرینولیشن در نتیجه چین‌خوردگی شیستوزیته در نمونه‌های RMP1، (d و e) خاموشی موجی در کوارتزهای کشیده و طولیل، (f) نمونه شیستی فاقد کلیواژ کرینولیشن با شستوزیته بارز (RMP1)، (g و h) نمونه‌های شیستی متعلق به RMP2، کردیریت‌های پینیتی شده با سایه‌ها فشاری نامتقارن، شیستوزیته میکاها کردیریت‌ها را دور زده‌اند (حروف اختصاری‌اند)



شکل 4. (a) تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های RMP2؛ کردیریت‌های پینیته و سایه‌های فشاری نامتقارن قابل مشاهده می‌باشند. روندهای اینکلوزن S شکل به همراه سایه‌های فشاری نامتقارن حاکی از تشکیل هم‌زمان با تکتونیک پوفیروبلاستهاست، (b) نمونه یک شیست RMP2 نشان‌دهنده کانی‌های آندالوزیت و کردیریت و روابط پاراژنتیک بین آنهاست، (c) بیوتیت در نتیجه دگرگونی مجاورتی به فیبرولیت دگرسان شده است، (d) نمونه شیستی که دچار دگرگونی مجاورتی شده و کانی‌های مسکویت جدید با جهت یافتگی تصادفی در آن تشکیل شده‌اند، (e) در طول دگرگونی مجاورتی کانی‌های گارنت تشکیل شده‌اند؛ کانی‌های میکایی در اطراف این کانی‌ها انحراف نشان نمی‌دهند (نشانه‌ها اختصاری‌اند)

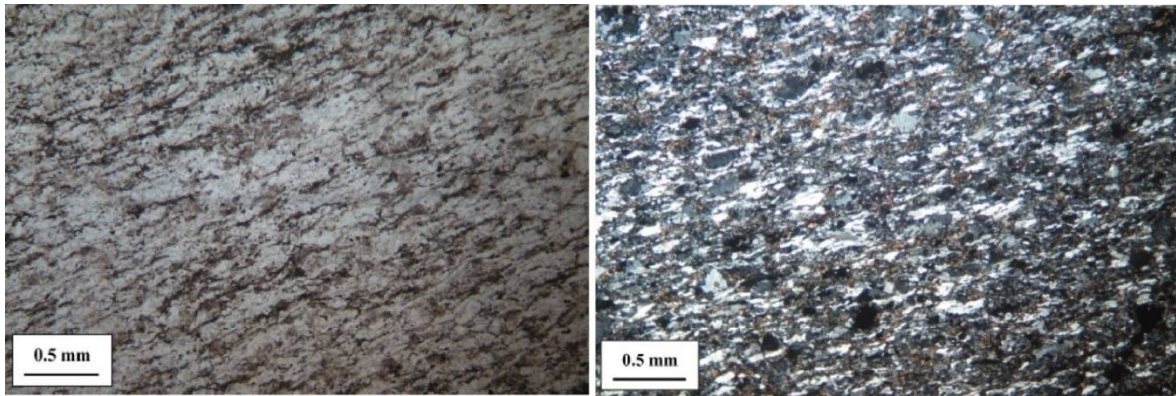
پتروفابریک

تکامل بافتی سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در پاسخ به تنش‌های انحرافی در طول دگرگونی پیش‌رونده و پس‌رونده منجر به شکل‌گیری ریزساختارهای دگرگونی می‌شود (Puelles et al., 2018). بازسازی تاریخچه دگرگونی مستلزم ارزیابی دقیق ریزساختارهاست. از این منظر سنگ‌های پلیتی دارای اهمیت ویژه‌ای هستند چرا که همواره به کوچک‌ترین تغییرات در متغیرهای ترمودینامیکی واکنش نشان می‌دهند (Spear, 1995; Bucher and Frey, 1995). ریزساختارها همواره توسط جهت‌یافتگی ترجیحی کانی‌ها در قالب فولیاسیون‌ها، لینه‌آسیون‌ها و جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه تعریف می‌شوند (Piazolo, S., 2002; Passchier and Trouw, 2005).

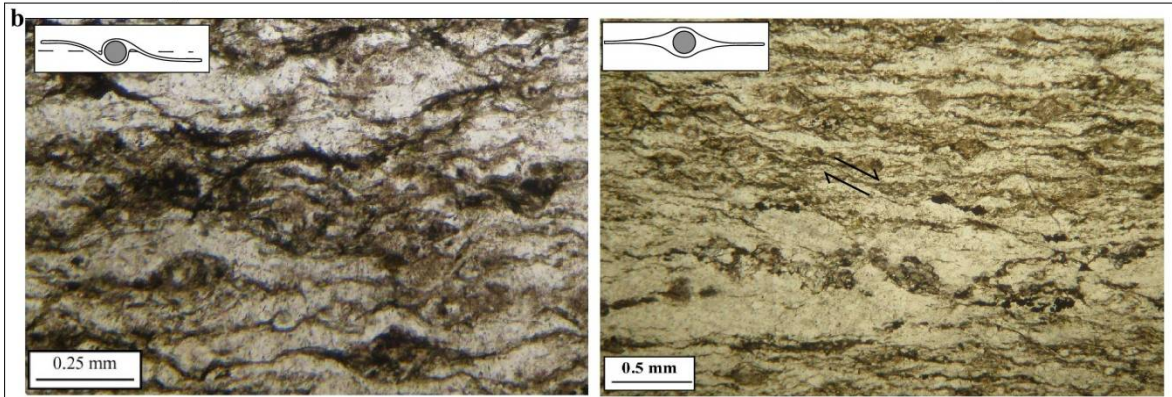
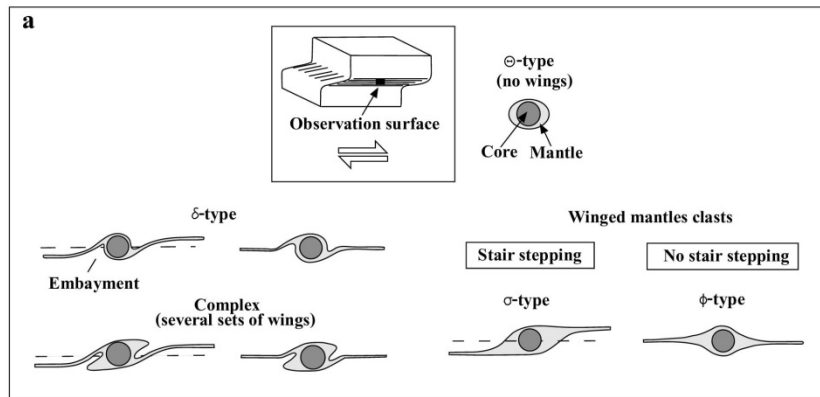
حرکات برشی و توسعه بافتی شیست‌ها

مکانیزم‌های متعددی در شکل‌گیری ریزساختارهای زون‌های برشی دخیل می‌باشند. از آنجائی که دگرشکلی در زون‌های برشی دارای ماهیت شکل‌پذیر می‌باشد (Passchier and Trouw, 2005) تبلور دوباره رشد بلورها را کنترل می‌کند. با این حال پورفیروکلاست‌ها که در برابر دگرشکلی مقاومت نشان می‌دهند نقش مهمی در تقسیم‌بندی میلونیت‌ها ایفاء می‌کنند (Passchier and Trouw, 2005). برخی از شیست‌های منطقه گرمی‌چای میلونیتی شده‌اند و دارای 80 تا 90 درصد زمینه می‌باشند. بنابراین از نوع مزومیلونیت تا الترامیلونیت می‌باشند (شکل 5). برخی از پورفیروکلاست‌ها دارای یک کریستال مرکزی منفرد با یک پوشش دانه‌ریز از همان جنس می‌باشند که پورفیروکلاست پوششی⁶ نامیده می‌شوند. پوشش دانه‌ریز می‌تواند متحمل کشیدگی شده و بال‌هایی را به موازات جهت‌یافتگی ترجیحی شکل دانه تشکیل دهند. از روی شکل این بال‌ها می‌توان جهت برش را مورد بررسی قرار داد (Passchier and Trouw, 2005). بر اساس شکل بال چهار نوع پورفیروکلاست پوششی در منابع شناسایی شده‌اند: نوع ϕ ، نوع σ ، نوع δ و نوع پیچیده (شکل 6-a). پورفیروکلاست‌های پوششی از نوع Θ فاقد بال بوده و دارای یک پوشش با تقارن ارتورمبیک می‌باشند (Passchier, 1994) (شکل 6-a). برخی از میلونیت‌های منطقه گرمی‌چای دارای پورفیروکلاست‌های پوششی از نوع ϕ و δ می‌باشند (شکل 6-b). از دیگر ویژگی‌های شیست‌های منطقه گرمی-چای که متحمل دگرشکلی در زون‌های برشی شده‌اند، انقطاع شیستوزیته غالب سنگ توسط یکسری زون برشی فرعی می‌باشد (شکل 7-a). به این ساختارها نوارهای برشی اطلاق می‌شود که مکانیزم تشکیل آنها نیروهای کششی و نه فشارشی می‌باشد (Passchier and Trouw, 2005). دو نوع نوار برشی شناسایی شده‌اند: نوع C و نوع C' (شکل 7-a). با توجه به جهت‌یافتگی شیستوزیته سنگ نسبت به نوارهای برشی این نوارها در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از نوع C' می‌باشند (شکل 7-b).

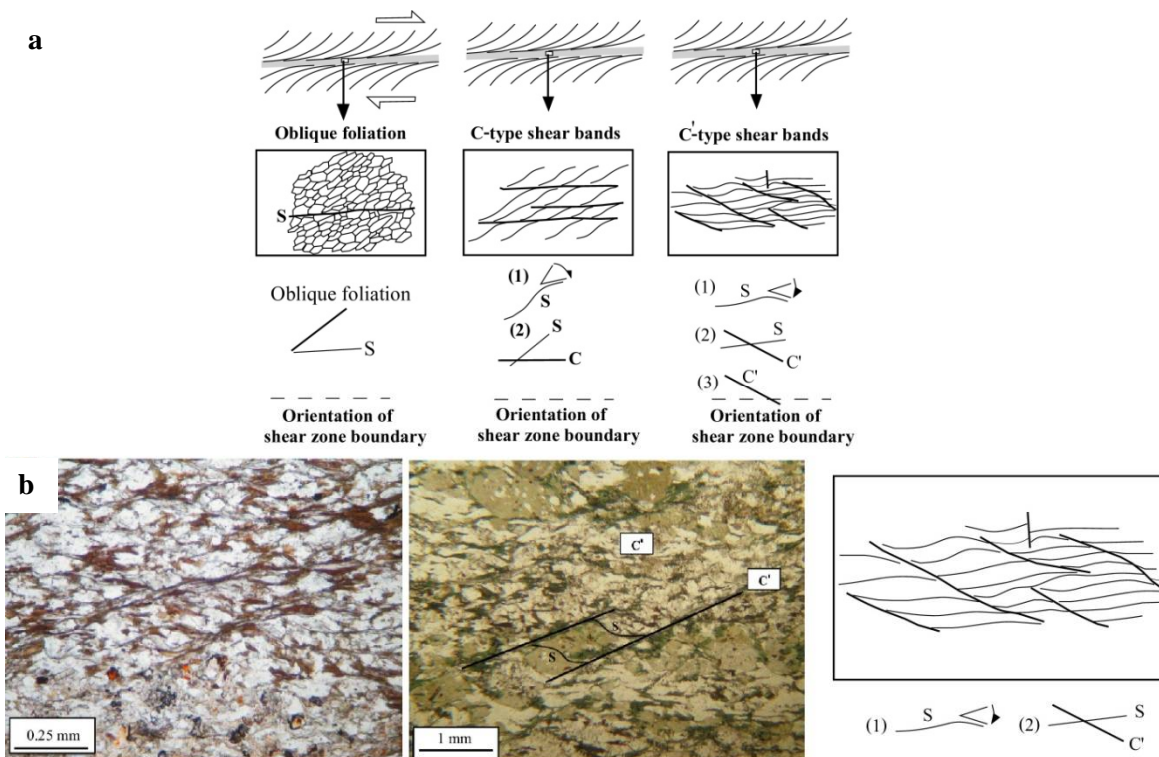
⁶ Mantled porphyroclast



شکل 5. تصاویر میکروسکوپی میلونیت‌های منطقه گرمی چای. با توجه به درصد زمینه سنگ نسبت به پورفیروکلاست‌ها (80-90%) میلونیت‌ها از نوع مزومیلونیت تا الترامیلونیت می‌باشند



شکل 6. (a) تقسیم‌بندی پورفیروکلاست‌های پوششی (با اقتباس از Passchier and Trouw, 2005)، (b) پورفیروکلاست‌های پوششی میلونیت‌های منطقه گرمی چای از نوع δ و ϕ می‌باشند



شکل 7. انواع نوارهای برشی موجود در زونهای برشی. (a) ساختارهای نوارهای برشی که با نیروهای کششی و نه فشارشی تشکیل می‌شوند. (b) با توجه به جهت یافتگی فولیاسیون غالب نسبت به زونهای برشی فرعی، نوارهای برشی شیست‌های منطقه از نوع C' می‌باشند

دگرشکلی و دگرگونی

بر اساس شواهد پتروگرافی دو فاز اصلی دگرشکلی شناسایی شده‌اند. از آنجائی که فرآیندهای دگرشکلی بعدی فولیاسیون‌های قبلی را از بین می‌برند شناسایی اولین فولیاسیون در عمل غیرممکن می‌باشد. بنابراین اولین فولیاسیون قابل تشخیص S_n نامیده شده و باقی فولیاسیون‌ها به ترتیب بر این عدد افزوده می‌شوند (S_{n+1} , S_{n+2} , ...). همچنین S_0 فولیاسیون اولیه یا رسوبی را تعریف می‌کند.

فاز اول دگرشکلی (D_1)

شیست‌های منطقه گرمی‌چای از نظر فازهای دگرشکلی به دو دسته تقسیم می‌شوند. دسته اول فقط یک فاز دگرشکلی نشان می‌دهند. در این دسته فولیاسیون توسط جهت یافتگی ترجیحی کانی‌های بیوتیت و مسکویت مشخص می‌شود (S_1). این فولیاسیون اولین فاز دگرشکلی را تعریف می‌کند (D_1) و به دلیل نبود ساختارهای رسوبی قابل تشخیص، عدم تقارن در فولیاسیون و تنوع در اندازه دانه‌ها دارای ماهیت ثانویه می‌باشد. به‌علاوه این فولیاسیون منجر به چرخش برخی از پورفیروکلاست‌ها شده که روندهای S شکل اینکلوزن و سایه‌های فشاری نامتقارن مؤید آن هستند (شکل 4-a).

فاز دوم دگرشکلی (D_2)

در برخی از نمونه‌ها فولیاسیون دچار چین‌خوردگی شده و کلیواژ کرینولیشن شکل گرفته است. این دگرشکلی دومین فاز دگرشکلی بوده (S_2) و بیشتر در نمونه‌های فاقد پورفیروبلاست (شکل 3-b و c) و غنی از میکا (RMP_1) مشاهده شده است. بنابراین فاز دوم دگرشکلی فقط منجر به چین خوردن فولیاسیون S_1 و توسعه فولیاسیون S_2 در جهت صفحه محوری چین‌ها شده است. فولیاسیون S_1 در شیست‌های RMP_2 پورفیروکلاست‌ها را دور زده‌اند. به‌علاوه روندهای اینکلوزن S شکل در داخل این پورفیروکلاست‌ها به همراه سایه‌های فشاری نامتقارن (APS) حاکی از چرخش آنها در طول دگرشکلی می‌باشد (شکل 4-a). مجموعه این شواهد نشان‌دهنده رشد هم‌زمان با تکتونیک پورفیروکلاست‌های کردیریت در شیست‌های منطقه گرمی‌چای می‌باشد. برخی از شیست‌ها متحمل فرآیندهای بعدی دگرگونی حرارتی شده‌اند که در نتیجه آن کانی‌های نئوفورم مسکویت با جهت یافتگی تصادفی تشکیل شده‌اند (شکل 4-d).

ژئوشیمی

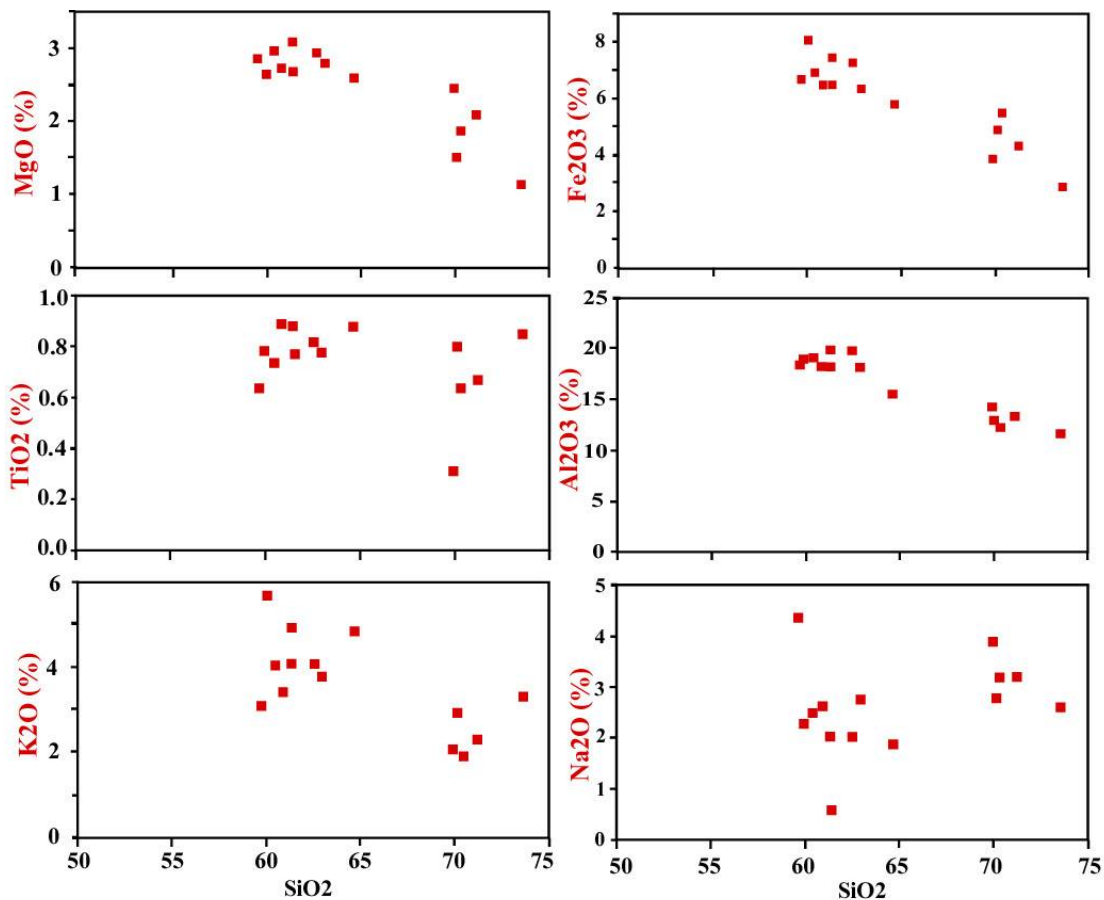
عناصر اصلی: ترکیب شیمی عناصر اصلی، جزئی و نادر حاکی برای متاپلیت‌های منطقه گرمی‌چای در جدول 2 نشان داده شده است. نتایج حاصله حاکی از تنوع هرچند محدود در فراوانی عناصر می‌باشد که می‌تواند ناشی از ترکیب ناهمگن سنگ منشاء باشد (جدول 2). متاپلیت‌های گرمی‌چای از منظر عناصر SiO_2 (73/57-59/71 درصد)، Al_2O_3 (19/75-11/71 درصد)، FeO^T (8/01-2/87 درصد)، TiO_2 (0/89-0/31) و MgO (3/07-1/13) ترکیب رایج سنگ‌های پلیتی را نشان می‌دهند. Na_2O و K_2O به ترتیب از 1/91 تا 5/66 درصد و 0/62 تا 4/35 درصد در تغییر هستند. اکسیدهای CaO ، MnO و P_2O_5 دارای مقادیر به نسبت پائینی هستند (جدول 1). این مقادیر مشابه مقادیر $PAAS^7$ می‌باشند (جدول 1). نمودار تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2 به‌منظور بررسی تغییرات اکسیدهای اصلی در شیست‌های منطقه گرمی‌چای مورد استفاده قرار گرفته است. روند تغییرات در این دیاگرام‌ها حاکی از همبستگی منفی اکسیدهای Al_2O_3 ، MgO ، Fe_2O_3 و به مقدار کمتر K_2O با SiO_2 می‌باشد (شکل 8). این روند در شیست‌ها می‌تواند ناشی از فراوانی متفاوت کانی‌های کردیریت و میکاها باشد. به‌طوری‌که فراوانی بالای این کانی‌ها منجر به فراوانی زیاد اکسیدهای Al_2O_3 ، MgO ، Fe_2O_3 در سنگ شده و در مقابل میزان SiO_2 کمتر خواهد بود. در مقابل، همبستگی معناداری بین TiO_2 و Na_2O با SiO_2 مشاهده نمی‌شود (شکل 8) که می‌تواند ناشی از فرآیندهای هوازدگی و یا دگرسانی کانی‌های فلدسپار باشد.

⁷ Post Archean Australian Shale

جدول 2. نتایج آنالیز شیمی سنگ کل عناصر اصلی و جزئی متاپلیت‌ها مقادیر UCC و PAAS به‌منظور مقایسه آورده شده‌اند

Garmichay schists									
واحد درصد	16 GS 01	16 GS 02	16 GS 03	16 GS 04	16 GS 05	16 GS 06	16 GS 07	16 GS 08	16 GS 09
SiO ₂	60.06	61.37	70.38	71.19	60.88	62.50	61.37	73.57	62.92
TiO ₂	0.78	0.88	0.64	0.67	0.85	0.88	0.80	0.31	0.89
Al ₂ O ₃	18.85	17.94	12.17	13.16	18.13	19.47	19.75	11.71	18.11
Fe ₂ O ₃	0.81	0.65	0.53	0.39	0.64	0.72	0.7	0.27	0.64
FeO	7.2	5.90	4.90	3.90	5.8	6.5	6.7	2.60	5.7
MnO	0.04	0.03	0.03	0.04	0.09	0.08	0.09	0.01	0.06
MgO	2.65	2.69	1.86	2.09	2.75	2.92	3.07	1.13	2.80
CaO	0.52	0.45	0.62	1.08	0.98	0.67	0.74	0.25	0.63
Na ₂ O	2.30	0.62	3.17	3.23	2.59	2.05	2.03	2.62	2.77
K ₂ O	5.66	4.94	1.91	2.31	3.42	4.04	4.07	3.32	3.76
P ₂ O ₅	0.12	0.20	0.17	0.14	0.18	0.19	0.17	0.08	0.16
BaO	0.07	0.10	0.06	0.12	0.08	0.10	0.09	0.08	0.05
SrO	0.02	<0.01	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
LOI	2.73	3.66	1.68	1.34	2.34	1.78	2.11	1.25	2.39
Total	101.84	99.45	98.16	99.71	98.76	101.94	101.73	97.22	100.91
Trace elements (in ppm)									
Co	14.1	13.7	8.6	9.6	16.7	14.5	14.3	5.4	14.7
Ni	34.2	38.8	32.7	24.3	44.9	46.3	49.6	15.3	41.3
Sc	16.3	17.0	8.3	9.7	17.2	17.6	18.5	5.0	15.9
V	136	138	74	77	129	132	132	40	118
Ba	643.5	838.8	512.0	1068	726.8	848.4	791.5	673.9	462.2
Rb	178.2	180.3	88.0	87.6	135.2	154.9	149.3	82.8	141.2
Sr	150.2	64.5	188.5	326.3	144.2	134.4	135.9	121.5	137.1
Zr	219	165	354	274	180	176	166	125	219
Hf	5.7	4.5	8.8	7.60	5.5	5.3	4.7	3.6	6.3
Nb	13.8	14.6	10.5	10.0	14.0	13.9	12.6	5.5	13.9
Ga	25.9	24.8	15.7	16.1	26.1	27.3	27.1	13.9	23.9
Th	15.26	13.74	16.19	11.25	11.22	11.90	12.37	6.10	12.64
Sn	9	9	7	6	8	7	7	<5	6
Cs	6.79	46.78	12.95	5.67	8.86	9.16	7.98	2.72	8.01
W	4	5	3	4	<1	1	2	1	<1
Ta	1.1	1.1	0.9	0.8	1.1	1.1	1.0	0.6	1.1
U	3.98	3.53	3.13	3.13	3.79	3.78	3.42	1.64	3.72
Y	32.3	28.9	30.0	26.2	33.3	36.0	30.8	17	31.3
Cr	109	108	74	76	106	112	104	38	103
Tc	0.04	0.02	0.03	0.02	0.06	0.01	0.02	<0.01	0.04
Ts	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
REE (in ppm)									
La	36.2	39.1	35.0	33.7	44.3	43.2	38.2	22.0	40.4
Ce	72.0	79.2	77.2	72.6	91.0	89.1	78.2	48.5	85.6
Pr	8.53	9.21	8.71	7.93	10.41	10.36	9.14	4.87	9.78
Nd	33.6	36.3	33.5	29.5	40.5	40.3	34.4	18.4	37.4
Sm	6.66	7.46	6.68	5.59	7.62	7.80	6.86	3.59	7.51
Eu	1.37	1.52	1.29	2.15	1.79	1.70	1.26	0.98	1.66
Gd	6.20	6.64	6.22	5.21	7.45	6.96	6.17	3.29	6.79
Tb	0.89	0.94	0.90	0.76	0.96	1.07	0.92	0.48	0.97
Dy	5.65	5.39	5.41	4.70	5.84	6.48	5.46	3.03	5.73
Ho	1.16	1.10	1.08	0.95	1.15	1.30	1.10	0.61	1.15
Er	3.46	3.15	2.95	2.67	3.35	3.63	3.04	1.73	3.24
Tm	0.46	0.42	0.44	0.44	0.51	0.55	0.46	0.25	0.49
Yb	3.27	3.03	2.85	2.55	3.33	3.45	3.06	1.58	3.21
Lu	0.51	0.44	0.45	0.39	0.51	0.53	0.47	0.26	0.48
Eu/Eu*	0.65	0.66	0.61	1.22	0.73	0.71	0.59	0.87	0.71
Gd _N /Yb _N	1.5	1.8	1.8	1.6	1.8	1.6	1.6	1.7	1.7
La _N /Sm _N	3.4	3.3	3.3	3.8	3.7	3.5	3.5	3.9	3.4
Th/U	3.83	3.89	5.17	3.59	2.96	3.15	3.62	3.72	3.40
ΣREE	179.96	193.9	182.68	169.14	218.72	216.43	188.74	109.57	204.41

Garmichay schists							
واحد درصد	16 GS 10	16 GS 11	16 GS 12	16 GS 13	16 GS 14	PAAS	UCC
SiO ₂	60.47	59.71	64.64	70.12	69.92	62.80	66.00
TiO ₂	0.82	0.77	0.78	0.74	0.64	1.00	0.50
Al ₂ O ₃	18.98	18.33	15.60	12.81	14.06	18.90	15.20
Fe ₂ O ₃	0.7	0.67	0.56	0.49	0.38	7.23	5.00
FeO	6.2	5.99	5.2	4.39	3.44	--	--
MnO	0.08	0.12	0.03	0.03	0.07	0.11	0.08
MgO	2.95	2.87	2.59	1.49	2.45	2.20	2.20
CaO	1.13	2.46	0.56	0.57	0.98	1.30	4.20
Na ₂ O	2.48	4.35	1.88	2.79	3.90	1.20	3.90
K ₂ O	4.03	3.09	4.83	2.93	2.04	3.70	3.40
P ₂ O ₅	0.16	0.19	0.20	0.20	0.18	0.16	--
BaO	0.09	0.05	0.06	0.07	0.04	--	--
SrO	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	--	--
LOI	2.90	1.10	1.88	1.49	1.65	6.00	--
Total	101.04	99.73	98.83	98.14	99.76	104.6	99.78
Trace elements (in ppm)							
Co	18	16.4	11.5	8.4	6.9	23.0	--
Ni	46.7	40.6	36.1	22.2	23.4	55.0	20.0
Sc	17.6	16.6	14.1	9.2	8.9	16.0	10.0
V	134	131	102	78	77	150	60
Ba	747.7	458.5	574.3	639.3	330.3	650.0	700
Rb	156.7	144.3	143.2	77.4	66.5	160.0	110
Sr	183.8	220.3	78.4	114.7	198.5	200.0	350
Zr	179	174	236	387	245	210.0	240.0
Hf	5.2	4.9	6.6	10.8	6.8	5.0	5.8
Nb	14.1	13.5	16.6	12.0	10.5	19.0	25.0
Ga	28.1	26.8	22.7	15.9	19.0	--	--
Th	11.82	12.28	16.88	13.36	10.60	14.60	10.50
Sn	7	6	6	5	5	--	--
Cs	7.74	9.11	5.56	2.63	3.94	15	4
W	2	<1	4	1	2	--	--
Ta	1.2	1.1	1.2	1.0	0.9	14.6	--
U	3.89	3.52	4.13	3.13	2.90	3.10	2.50
Y	34.1	32.8	31.1	32.9	24.6	27.0	22.0
Cr	104	105	89	78	71	110.0	35
Tc	0.1	0.02	0.03	<0.01	<0.01	--	--
Ts	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	--	--
REE ppm							
La	55.1	32.5	41.1	38.0	36.3	38.0	30.0
Ce	104.9	67.7	88.9	85.2	79.5	80.0	64.0
Pr	12.13	8.00	10.05	9.56	8.85	8.83	7.10
Nd	45.2	30.3	40.3	37.0	34.0	32.0	26.0
Sm	9.32	6.08	8.18	7.64	6.26	5.60	4.50
Eu	2.37	1.79	1.57	1.59	1.41	1.10	0.88
Gd	8.48	5.8	7.08	6.61	5.85	4.70	3.80
Tb	1.21	0.89	0.90	0.91	0.76	0.77	0.64
Dy	6.60	5.92	5.86	5.83	4.59	4.40	3.50
Ho	1.23	1.20	1.13	1.17	0.87	1.00	0.80
Er	3.44	3.41	3.24	3.40	2.65	2.90	2.30
Tm	0.52	0.49	0.46	0.48	0.39	0.41	0.33
Yb	3.11	3.12	3.14	3.24	2.60	2.80	2.20
Lu	0.51	0.48	0.45	0.50	0.37	0.40	0.32
Eu/Eu*	0.81	0.92	0.63	0.68	0.71	0.67	0.65
Gd _N /Yb _N	2.2	1.5	1.8	1.6	1.8	1.4	1.4
La _N /Sm _N	3.7	3.4	3.2	3.1	3.6	4.3	4.2
Th/U	3.29	3.45	4.10	4.27	3.66	4.71	4.20
ΣREE	254.12	167.68	212.36	201.13	184.4	182.91	146.37



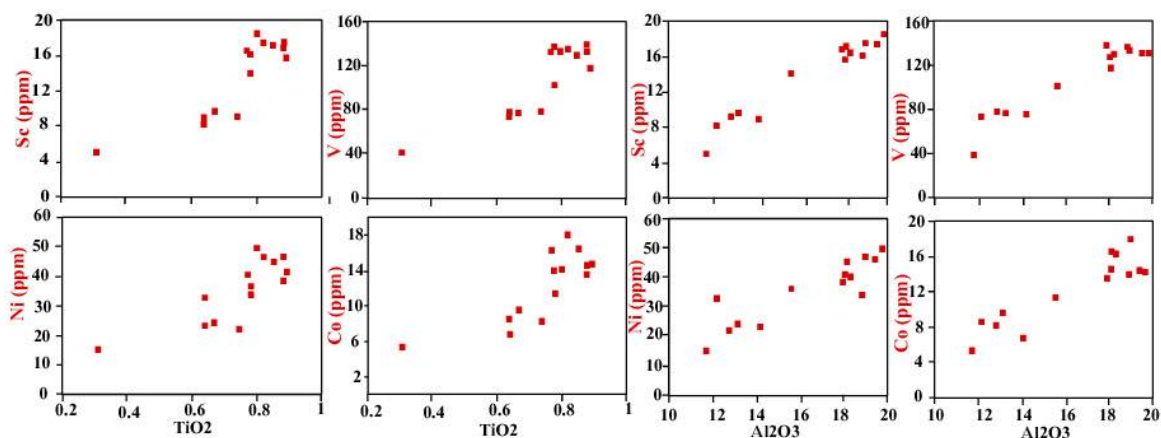
شکل 8. نمودار تغییرات عناصر اصلی در برابر SiO_2 برای متاپلیت‌های منطقه گرمی‌چای. MgO ، Al_2O_3 ، Fe_2O_3 و به مقدار کمتر K_2O دارای همبستگی منفی با SiO_2 هستند. TiO_2 و Na_2O دارای تغییرات معناداری نمی‌باشند

عناصر جزئی: عناصر جزئی در متاپلیت‌های گرمی‌چای دارای فراوانی متغیری هستند که شاید ناشی از نرخ‌های متفاوت تحرک آنها در طول دگرسانی سنگ مادر و یا دگرگونی بوده است. میزان Ba در این سنگ‌ها مشابه PAAS می‌باشد در حالی که Sr، Rb و Cs (LILE و یا LFSE) به نسبت کمتر هستند. Ba در طول تبلور ماگمایی وارد ساختمان کانی‌ها در سنگ‌های آذرین حد واسط می‌شود (Mason and Moore, 1982). به‌علاوه Cs تمایل به تمرکز در سنگ‌های فلسیک و پگماتیتی دارد (Puchet, 1972). بنابراین سنگ منشاء حد واسط برای این سنگ‌ها محتمل بوده است. در پیوند با عناصر HFSE (مانند Y، U، Th، Nb، Th و Zr) مقادیر بسیار مشابه PAAS می‌باشند (جدول 2). رفتار هوازدگی U و Th متفاوت است. در شرایط اکسیدی، U^{6+} که تحرک بیشتری دارد تشکیل شده و نسبت Th/U افزایش می‌یابد. متوسط این نسبت در متاپلیت‌های گرمی‌چای (3/72) کمتر از PAAS⁸ بوده و مشابه UCC⁹ می‌باشد (McLennan and Taylor, 1991) که نشانگر شرایط اکسیداسیون در طول رسوب‌گذاری سنگ مادر رسوبی می‌باشد. همچنین غلظت‌های عناصر انتقالی نظیر Co، Ni، Cr و V اندکی از مقادیر این عناصر در PAAS کمتر

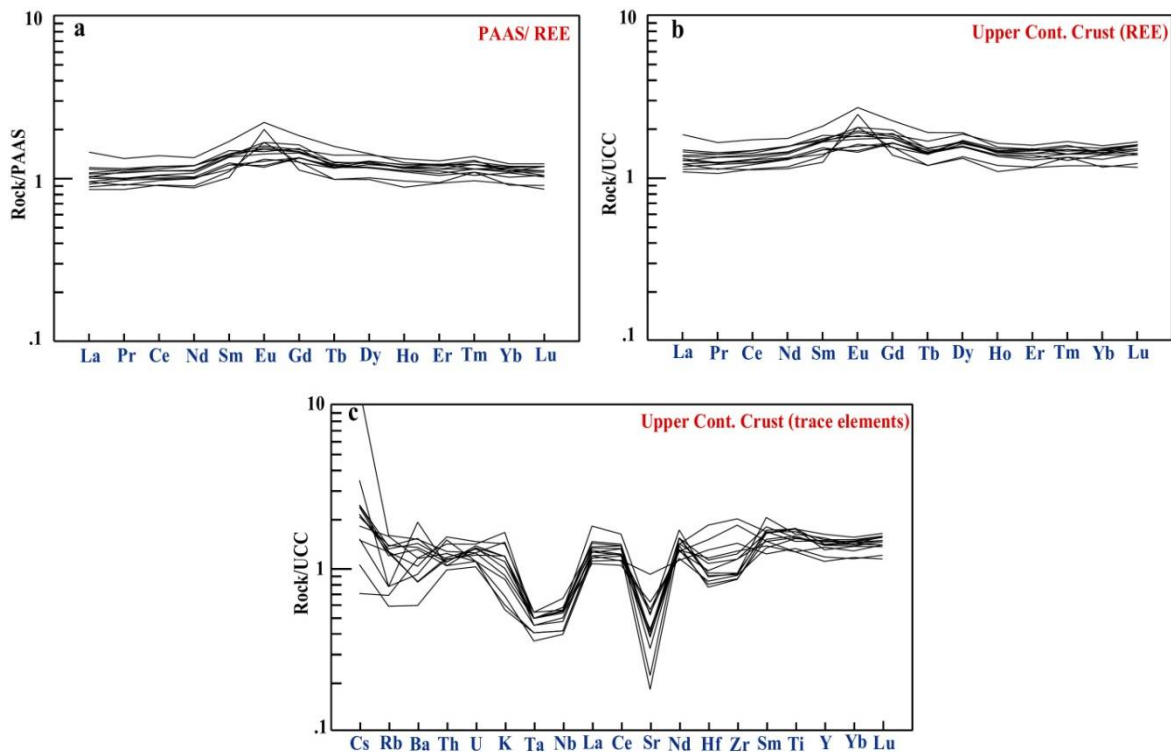
⁸ Post Archean Australian Shale

⁹ Upper Continental Crust

می‌باشد (جدول 2). این عناصر به همراه عناصر Sc دارای همبستگی مثبت با TiO_2 و Al_2O_3 می‌باشد (شکل 9). عناصر فرومنیزین در حین تبلور و ذوب بخشی رفتار سازگار نشان می‌دهند (Feng and Kerrich, 1990) و بنابراین در سنگ‌های مافیک تمرکز می‌یابند. مقادیر میانگین این عناصر نظیر Co (ppm 12/5)، Cr (ppm 91/2)، V (107) و Ni (ppm 35/5) اندکی از PAAS کمتر می‌باشند (جدول 2) که نشان‌دهنده نقش محدود منشاءهای مافیک می‌باشد. مقادیر به هنجار شده UCC و PAAS (Taylor and McLennan, 1985) به منظور مقایسه ترکیب عناصر نادر خاکی سنگ‌های مورد مطالعه در شکل 10-a و b مشاهده می‌شود. همچنین ترکیب عناصر جزئی به UCC به هنجار شده‌اند (شکل 10-c). نمونه‌های مورد مطالعه دارای ناهنجاری منفی Sr، Nb و Ta، ناهنجاری منفی اندک Hf، Zr و Rb و همچنین ناهنجاری مثبت La و Ce می‌باشند. ناهنجاری منفی Nb حاکی از نقش پوسته قاره‌ای و همین‌طور حوضه‌های پشت قوس در حاشیه فعال قاره می‌باشد (Rollinson, 1993). Sr در طول هوازگی سیستم را به سرعت ترک و بنابراین ناهنجاری منفی آن توجیه می‌شود (شکل 10). Ba و Rb دارای مقادیر متغیری هستند (جدول 2 و شکل 10-c) که می‌تواند ناشی از میزان متغیر فلدسپارها و میکاها به عنوان میزبان آنها تلقی شود.



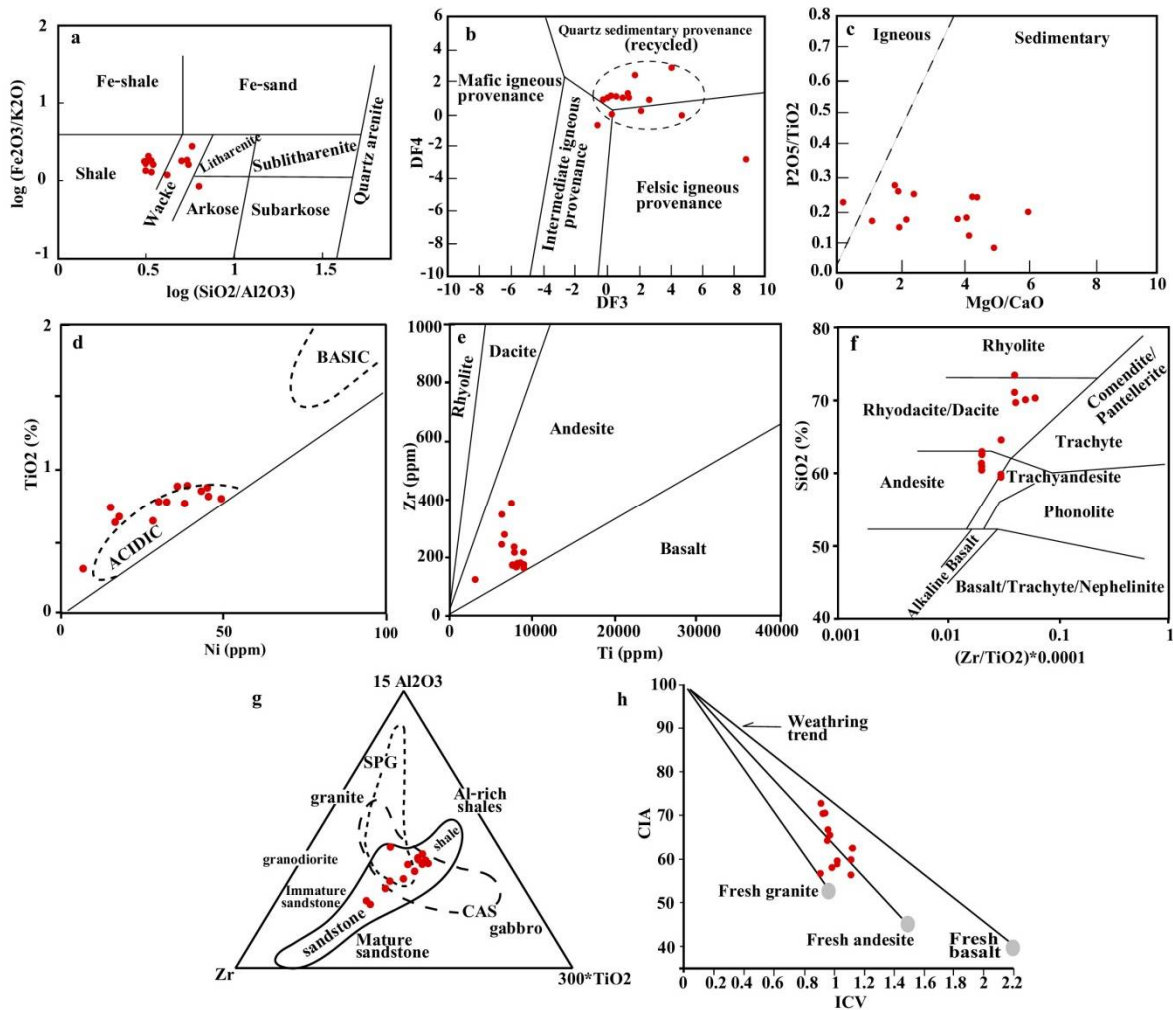
شکل 9. نمودارهای تغییرات Sc، V، Ni و Co در برابر TiO_2 و Al_2O_3 . تمام عناصر جزئی دارای همبستگی مثبت با اکسیدهای Al_2O_3 و TiO_2 هستند که حاکی از تجمع این عناصر در فیلسیلیکات‌ها، کربنیت و اکسیدها می‌باشد



شکل 10. (a و b) الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده به PAAS و UCC برای متاپلیت‌های منطقه گرمی چای. (c) الگوهای عناصر جزئی بهنجار شده به UCC. (مقادیر بهنجار شدگی از Taylor and McLennan (1985) می‌باشند)

بحث

سنگ منشاء: سنگ منشاء رسوبی قدیمی را می‌توان با استفاده از عناصر اصلی مورد ارزیابی قرار داد. در نمودار تفکیک پروتولیت $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ در برابر $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (Herron, 1988) نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در میدان‌های شیل و گری‌وکی واقع می‌شوند (شکل 11-a). همچنین توسط نمودارهای Werner (1987) و Roser and Korsch (1988) سنگ منشاء متاپلیت‌های گرمی چای رسوبی تعیین شده است (شکل 11-b و c). با توجه به ماهیت قدیمی متاپلیت‌های گرمی چای (پرکامبرین)، یک چرخه فرسایش و رسوب‌گذاری مجدد دور از انتظار نیست. در نمودار TiO_2 در برابر Ni نمونه‌های مورد مطالعه دارای منشاء اسیدی می‌باشند (شکل 11-d). در نمودارهای Zr و Ti، شیل‌های گرمی چای در میدان‌های آندزیتی و ریوداستی/داسیتی قرار می‌گیرند (شکل 11-e و f). در بین عناصر جزئی و اصلی Al، Ti و Zr دارای تحرک کمتری هستند. Ti و Zr به‌طور عمده در داخل کانی‌های مقاومی نظیر زیرکن، روتیل و ایلمنیت حفظ می‌شوند و بنابراین از آنها برای ارزیابی زادگاه رسوبی اولیه استفاده می‌شود. در نمودار Zr در برابر Ti (Garcia et al., 1994) زادگاه رسوبی شیل-ماسه سنگ برای نمونه‌های مورد مطالعه به‌دست آمده است (شکل 11-g). همچنین نمودار CIA در مقابل ICV (Potter et al., 2005) نشان‌دهنده این است که رسوبات کوارتزی دگرگون شده خود از یک منشاء آندزیتی هستند (شکل 11-h).



شکل 11. (a) نمودار $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ در برابر $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ (Herron, 1988)، متاپلیت‌های گرمی‌چای دارای ترکیب شیلی و ماسه‌سنگی نشان می‌دهند، (b) در نمودار DF_4 در برابر DF_3 (Roser and Korsch, 1988) متاپلیت‌های منطقه مورد مطالعه در ناحیه زادگاه رسوبی واقع می‌شوند (مقادیر این دو پارامتر در جدول 3 آورده شده)، (c) نمودار تفکیک زادگاه رسوبی و آذرین (Werner, 1987)؛ متاپلیت‌های گرمی‌چای در ناحیه با منشاء رسوبی قرار می‌گیرند، (d) نمودار TiO_2 در مقابل Ni (Floyd et al., 1989) نشان‌دهنده ماهیت اسیدی سنگ منشاء می‌باشد، (e) نمودار Zr در مقابل Ti (Hallberg, 1984)؛ نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در میدان آندزیتی قرار می‌گیرند، (f) نمودار SiO_2 در برابر $(\text{Zr}/\text{TiO}_2)*0.0001$ که نشان‌دهنده ماهیت آندزیتی و ریوداسیتی/داسیتی منشاء می‌باشد (Winchester and Floyd, 1977). (g) نمودار مثلثی Garcia et al. (1994)؛ متاپلیت‌های گرمی‌چای در میدان شیل و ماسه‌سنگ واقع شده‌اند، (h) نمودار CIA در برابر ICV که نشان‌دهنده روند هوازدگی منشاء آندزیتی برای متاپلیت‌های گرمی‌چای می‌باشد.

هوازدگی سنگ منشاء: فراوانی عناصر اصلی؛ از نظر تحرک در طول هوازدگی و دیانز پیش از دگرگونی مورد ارزیابی قرار می‌گیرند (Boles and Franks, 1979). اندیس‌های CIA^{10} و CIW^{11} به‌منظور ارزیابی درجه هوازدگی

¹⁰ Chemical Index of Alteration

¹¹ Chemical Index of Weathering

شیمیایی در ناحیه منشاء مورد استفاده قرار می‌گیرند (Nesbitt and Young, 1984). مقادیر این دو پارامتر در جدول 2 نشان داده شده‌اند. مقادیر 90-100 برای CIA حاکی از دگرسانی بیشتر فلدسپارها به کانی‌های رسی می‌باشد (Nesbitt and Young, 1984) که برای شیل‌های فانروزوئیک بین 70 و 75 (واحد درجه دگرسانی) می‌باشد. مقادیر CIA برای متاپلیت‌های گرمی‌چای (72/6-56/3) حاکی از درجه دگرسانی متوسط می‌باشد (شکل 12-a). از آنجائی که دیاژنز ممکن است k بیشتری وارد سیستم کند اندیس CIA شاید نتایج نادرستی به دست می‌دهد (Fedot et al., 1995). بنابراین می‌توان از اندیس CIW^{12} استفاده کرد (جدول 3). برای شیل‌های پست‌آرکئن و آرکئن به ترتیب 80-95 و 90-98 بوده (Condie, 1993) و برای متاپلیت‌های گرمی‌چای 62 تا 90 می‌باشد (شکل 12-b و جدول 3) که به‌طور بخشی با شیل‌های پست‌آرکئن منطبق هستند. هر دو پارامتر CIA و CIW نسبت‌های فلدسپار به رس را بدون تأثیر سنگ منشاء نشان می‌دهند درحالی‌که اندیس ICV^{13} (index of compositional variability) نشان‌دهنده تأثیر سنگ منشاء از طریق $Fe_2O_3^T$ و MgO می‌باشد (جدول 3). مقادیر بالای این اندیس (0/85, PAAS) نشان‌دهنده رسوبات نابالغ غنی از کانی‌های غیررسی و رسوب‌گذاری شده در حاشیه فعال قاره می‌باشد (Long et al., 2008). باین‌حال مقادیر پائین ICV نشانگر دگرسانی فلدسپار به کانی‌های رسی غنی از آلومینیوم می‌باشد. ICV در متاپلیت‌های گرمی‌چای بالا بوده و بین 0/90 و 1/10 در تغییر می‌باشد (جدول 3).

جدول 3. اندیس‌های هوازدگی و دگرسانی و روابط مربوطه برای محاسبه پارامترهای مربوطه به همراه پارامترهای DF3 و DF4. (درجه دگرسانی)

Sample ID	16GS01	16GS02	16GS03	16GS04	16GS05	16GS06	16GS07
CIA ¹	62.3	72.6	60.0	59.0	64.3	70.4	70.4
CIW ²	78.6	90.0	66.7	65.0	75.6	82.6	82.6
ICV ³	1.1	0.90	1.10	1.00	0.94	0.91	0.92
DF3	2.68	1.8	-0.56	1.42	0.28	0.06	-0.17
DF4	0.84	2.41	-0.72	0.97	1.02	1.00	0.84
Sample ID	16GS08	16GS09	16GS10	16GS11	16GS12	16GS13	16GS14
CIA ¹	56.7	66.7	65.5	56.3	62.5	59.1	58.3
CIW ²	71.4	78.3	76.0	62.0	78.9	68.4	63.6
ICV ³	0.90	0.95	0.96	1.1	1.10	1.00	0.98
DF3	4.79	0.99	0.61	0.32	4.15	2.18	1.35
DF4	-0.14	1.00	1.05	-0.04	2.83	0.19	1.22

$$^1CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100$$

$$^2CIW = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] \times 100$$

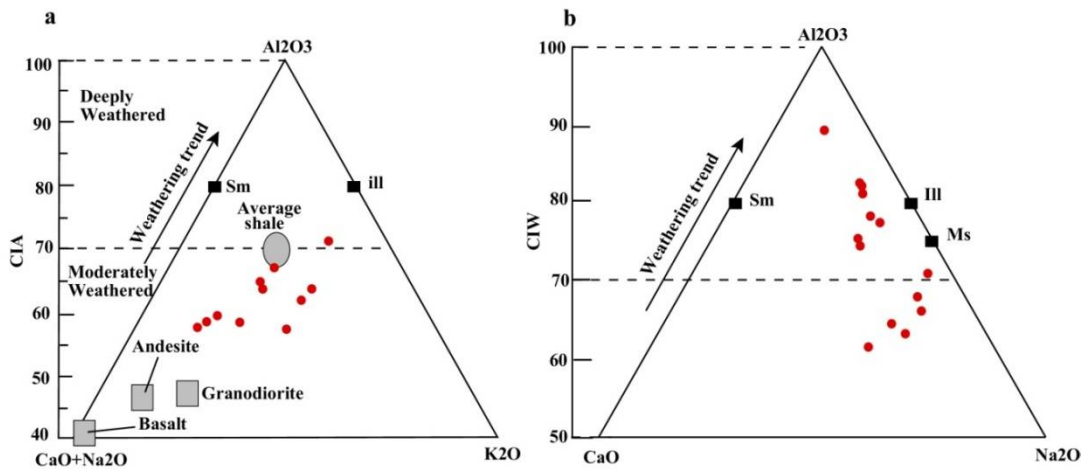
$$^3ICV = (Fe_2O_{3(tot)} + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2) / Al_2O_3$$

$$DF3 = [30.638 TiO_2 - 12.541 Fe_2O_{3(tot)} + 7.32 MgO + 12.031 Na_2O + 35.402 K_2O] / Al_2O_3 - 6.382$$

$$DF4 = [56.50 TiO_2 - 10.879 Fe_2O_{3(tot)} + 30.875 MgO - 5.404 Na_2O + 11.112 K_2O] / Al_2O_3 - 3.89$$

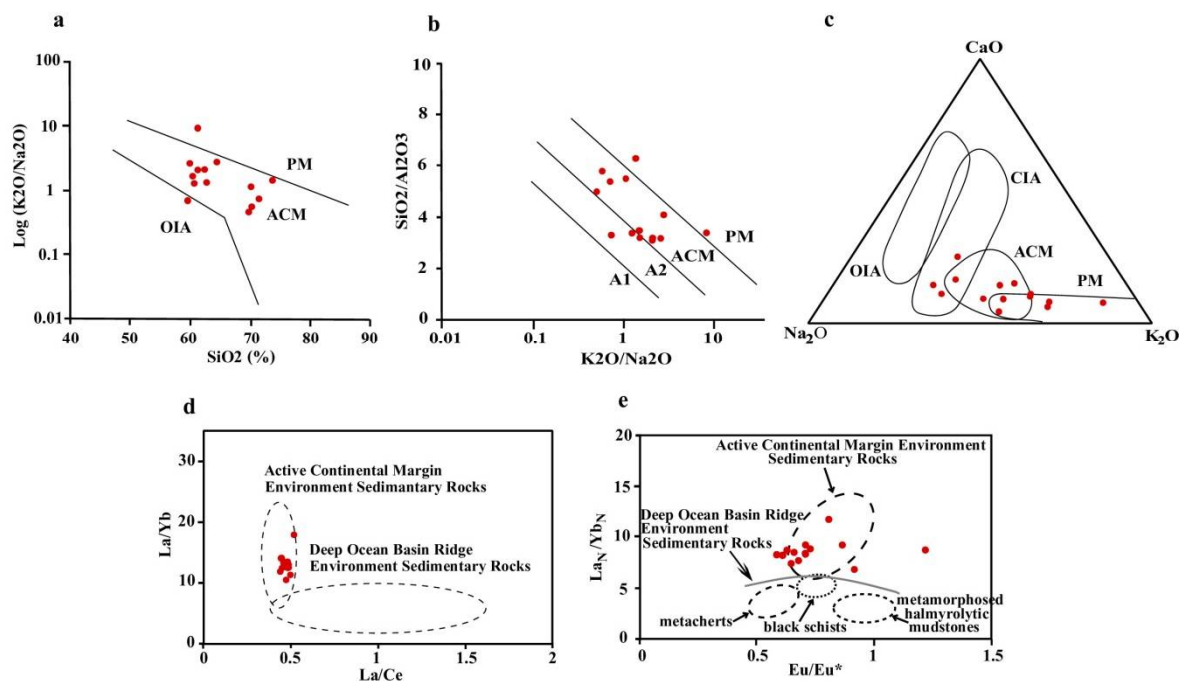
¹² Chemical Index of Weathering

¹³ Index of Compositional Variability



شکل 12. (a) مثلث ACNK از Nesbitt and Young (1984) و Vergara et al. (1995)، (b) مثلث ACN. همان طور که ملاحظه می‌شود نمونه‌های گرمی‌چای توزیع پراکنده‌ای داشته و دارای درجه دگرسانی و هوازدگی متوسط می‌باشند، البته لازم به ذکر است که همان طور که پیش‌تر گفته شد متاپلیت‌ها دارای دو نوع پروتولیت متفاوت غنی از آلومینیوم (شیلی، نزدیک رأس Al_2O_3) و فقیر از آلومینیوم (پسامیتی، دور از رأس Al_2O_3) هستند

موقعیت تکتونیکی: موقعیت تکتونیکی سنگ منشأ رسوبی با استفاده از عناصر اصلی مورد ارزیابی قرار می‌گیرد. البته عناصری نظیر Na و Ca سیستم را به سرعت ترک می‌کند و لذا باستی احتیاط کرد (Middleburg et al., 1988). در نمودارهای تفکیک عناصر اصلی نمونه‌های گرمی‌چای بیشتر در میدان حاشیه فعال قاره قرار می‌گیرند (شکل 13-a, b, c). برخی از عناصر جزئی و HFSE نقش مهمی در بررسی محیط تکتونیکی و زادگاه رسوبی ایفاء می‌کند (Cullers et al., 1997). Meres (2005) دو تیپ سنگ رسوبی دگرگون شده که در حاشیه فعال قاره (ACMESR) و پشته عمیق اقیانوسی (DOBRESR) رسوب کرده‌اند معرفی کرده است. این دو تیپ سنگی متفاوت به خوبی توسط نسبت‌های La/Ce و La/Yb تفکیک می‌شوند (شکل 13-d). نمونه‌های گرمی‌چای در این نمودار در میدان حاشیه فعال قاره قرار می‌گیرند (شکل 13-d). به علاوه در نمودار $(La/Yb)_N$ در برابر Eu/Eu^* متاپلیت‌های گرمی‌چای در میدان حاشیه فعال قاره واقع می‌شوند (شکل 13-e). با توجه به اینکه شیل و گریوک بیشتر در حوضه‌های با فرونشست سریع و حواشی فعال قاره‌ای تشکیل می‌شوند و با در نظر گرفتن سن قدیمی متاپلیت‌های گرمی‌چای (پرکامبرین)، فرورانش یکی از شاخه‌های اقیانوس پروتوتتیس در طول کادومین 600 تا 540 میلیون سال (Shahzeidi et al., 2016) منجر به شکل‌گیری حاشیه فعال قاره و ته‌نشست سنگ‌های پلیتی گرمی‌چای شده است.

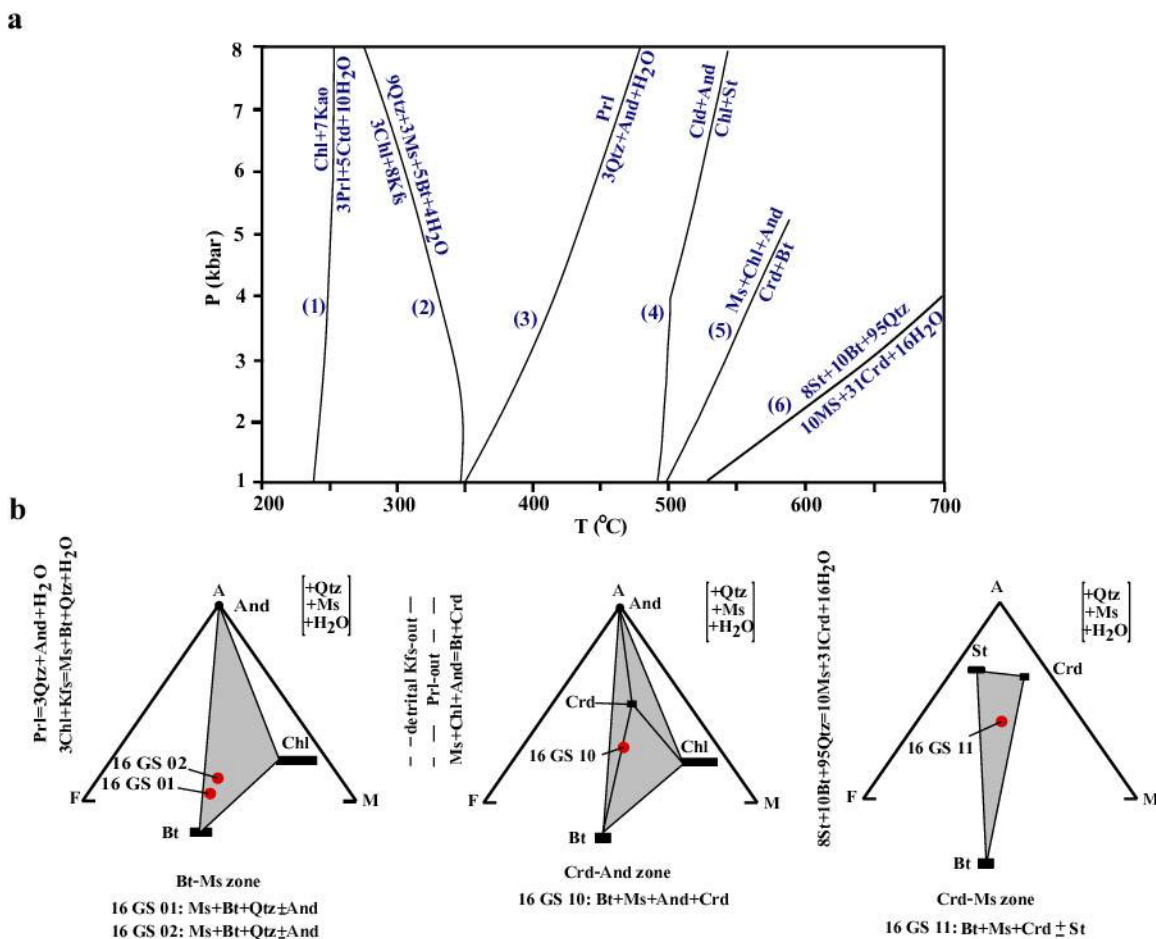


شکل 13. (a) نمودار تفکیک تکتونیکی سنگ مادر رسوبی (Roser and Korsch, 1986)، نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر در میدان حاشیه فعال قاره واقع می‌شوند، (b) نمودار تفکیک تکتونیکی بر اساس عناصر اصلی (Maynard et al., 1982). نمونه‌ها بیشتر در میدان حاشیه فعال قاره قرار می‌گیرند، (c) نمودار تفکیک تکتونیکی از Toulkeridis (1999) که در آن نمونه‌های مورد مطالعه در میدان حاشیه فعال قاره و حاشیه غیرفعال واقع می‌شوند، (d) نمودار La/Yb در برابر La/Ce (Meres, 2005)، نمونه‌های گرمی‌چای در میدان حاشیه فعال قاره واقع می‌شوند، (e) نمودار La_N/Yb_N در برابر Eu/Eu^* (Meres, 2005)؛ نمونه‌های گرمی‌چای در میدان حاشیه فعال قاره واقع می‌شوند

زون‌ها و واکنش‌های دگرگونی

واکنش‌های رخ داده در طول دگرگونی توسط نرم‌افزار ترموکالک و روابط پاراژنتیک مجموعه‌های مشاهده شده در بررسی‌های پتروگرافی پیشنهاد شده‌اند (شکل 14-a). اولین مجموعه دگرگونی قابل تشخیص در متاپلیت‌های گرمی‌چای شامل آندالوزیت، بیوتیت و مسکویت می‌باشد که زون‌های بیوتیت-مسکویت و آندالوزیت را تعریف می‌کنند. با این حال آندالوزیت در برخی از نمونه‌ها حضور ندارد و فاز رایجی نیست. واکنش شماره 3 می‌تواند منجر به شکل‌گیری آندالوزیت شود (شکل 14-a). پیروفیلیت موجود در این واکنش می‌تواند توسط واکنش شماره 1 تشکیل شود (شکل 14-a). البته کلریتوئید موجود در سمت محصولات در این سنگ‌ها مشاهده نشده است که می‌تواند ناشی از مصرف این کانی در دماهای بالاتر باشد. زون بیوتیت-مسکویت در نتیجه واکنش شماره 2 و در شرایط دگرگونی درجه پائین تشکیل شده است (شکل 14-a). واکنش‌های این واکنش جزء رایج‌ترین کانی‌های موجود در پلیت‌ها در دماهای پائین می‌باشد (Bucher and Frey, 1994). دو پاراژنز به نسبت درجه بالا در متاپلیت‌های گرمی‌چای (کردیریت دار و کردیریت-آندالوزیت دار) مشاهده شده‌اند. موقعیت منحنی‌های واکنشی و میدان‌های موجود در سودوسکشن‌های استاندارد حاکی از درجه بالاتر بودن مجموعه کردیریت دار می‌باشد (شکل‌های 14-a، 15 و 16). زون کردیریت-آندالوزیت در نتیجه واکنش 5 تشکیل شده است (شکل 14-a). برخی

از بافت‌های واکنشی حاکی از مصرف آندالوزیت برای تشکیل کوردیریت و بیوتیت می‌باشد. همان‌طور که در بالا اشاره شد استارولیت در این سنگ‌ها بسیار کم می‌باشد که می‌تواند ناشی از مصرف آن در طول دگرگونی باشد. زون مسکویت-کوردیریت اوج دگرگونی را در متاپلیت‌های گرمی‌چای مشخص می‌کند. واکنش شماره 6 منجر به شکل-گیری پارائنز مربوط به این زون شده است (شکل 14-a). استارولیت در این واکنش به‌عنوان یک واکنشگر مطرح می‌باشد و با توجه به فراوانی بسیار پائین این کانی در شیست‌های گرمی‌چای می‌توان مصرف این کانی در طول واکنش اخیر را علت فراوانی پائین این کانی دانست. واکنش شماره 4 نیز می‌تواند منجر به تشکیل استارولیت و مصرف کلریتوئید شود (شکل 14-a).



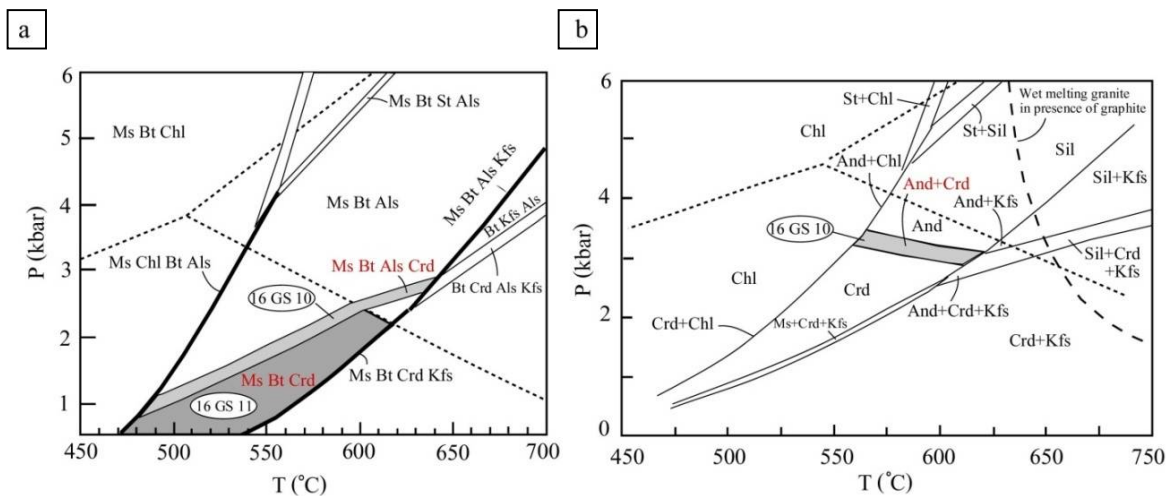
شکل 14. (a) شبکه پتروژنتیک و منحنی‌های واکنشی که بر اساس نرم‌افزار ترموکالک رسم شده است (Holland and Powell, 1998)، (b) نمودارهای سازگاری برای متاپلیت‌های گرمی‌چای به‌همراه موقعیت ترکیبی نمونه‌ها و پارائنزهای مربوطه. موقعیت بیوتیت، مسکویت، کوردیریت و استارولیت بر اساس نتایج شیمی بلور رسم شده‌اند

نقش شیمی سنگ کل در پاراژنهای تعادلی: به منظور ارزیابی پاراژنهای تعادلی در متاپلیت‌های گرمی‌چای از دیاگرام‌های سازگاری AFM با مسکویت، آب و کوارتز اضافی استفاده شده است (شکل 14-b). موقعیت نمونه‌ها در این نمودارها از نظر Fe و Mg مشابه می‌باشد (شکل 14-b). البته نمونه‌های با پاراژنهای متفاوت دارای محتوی Al متفاوتی هستند که می‌تواند ناشی از میزان متفاوت آلومینیوم در سنگ مادر رسوبی باشد. این مسئله به‌وضوح در ترکیب شیمی سنگ کل متاپلیت‌ها و ترکیب کانیاپی آنها دیده می‌شود (جدول 2). تمامی چهار نمونه‌ای که در نمودارهای سازگاری تصویر شده‌اند در داخل مثلث‌های پاراژنتیک واقع می‌شوند که حاکی از شرایط تعادلی پاراژن‌های مربوطه می‌باشد. بنابراین، پاراژن‌های مشاهده شده در نتیجه شرایط متفاوت دگرگونی و اندکی ترکیب شیمیایی متفاوت تشکیل شده‌اند. با توجه به ترکیب عناصر اصلی مشابه متاپلیت‌های گرمی‌چای با ترکیبات پیشنهادی دانشمندان مختلف برای متاپلیت‌ها (جدول 4) می‌توان از سودوسکشن‌های استاندارد برای بررسی شرایط تعادلی و پایداری پاراژن‌های مشاهده شده استفاده کرد. سودوسکشن‌های پیشنهادی Wei et al. (2004) و Pattison (2006) مورد استفاده قرار گرفته‌اند (شکل 15). تفاوت کمی بین میدان پایداری پاراژن‌ها در این دو سودوسکشن وجود دارد. پاراژن حاوی کردیریت-آندالوزیت دار (Bt+Ms+Crnd+And) (نمونه 10 GS 16) در بازه دمایی 480-640 درجه سانتی‌گراد تشکیل شده است (شکل 15-a). در مقطع پیشنهادی Pattison (2006) این بازه دمایی که باریک‌تر می‌باشد 560-620 درجه سانتی‌گراد بوده است (شکل 15-b). همچنین پاراژن‌زی که فاقد آندالوزیت و حاوی کردیریت می‌باشد (نمونه 11 GS 16) بازه فشار یک تا 2/5 کیلو بار را نشان می‌دهد. این در حالی است که بازه دمایی این پاراژن 470-610 درجه سانتی‌گراد می‌باشد (شکل 15-a). در سودوسکشن پیشنهادی Johnson et al. (2003) برای متاپلیت‌های با ترکیب میانگین از Pattison (1992) بازه دمایی برای بالاترین درجه پاراژن در متاپلیت‌های گرمی‌چای محدودتر بوده و حدود 535 تا 635 درجه سانتی‌گراد می‌باشد (شکل 16).

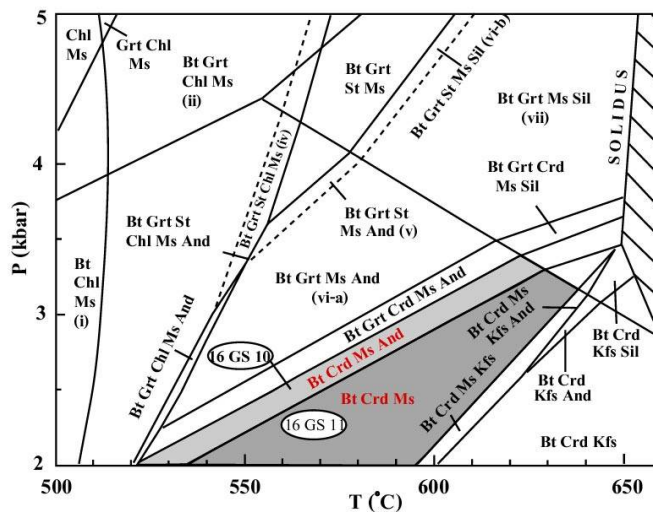
جدول 4. میانگین‌های Ave-SF، Ave-S و Ave-A به ترتیب از Symmes and Ferry (1992)، Shaw (1956) و Ague (1991) می‌باشند، ترکیب میانگین متاپلیت‌های گرمی‌چای¹⁴ مشابه مقادیر میانگین مربوطه می‌باشد

Sample ID	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO
Garmichay	64.94	16.36	5.90	0.83	2.45	2.63	3.60	0.06
Avg-SF	70.59	11.54	5.81	2.75	4.61	1.98	2.66	0.07
Avg-S	70.61	14.26	6.76	0.65	3.37	1.57	2.78	0.07
Avg-A	64.76	13.70	8.89	1.90	5.54	2.01	2.95	0.18

¹⁴ Garmichay



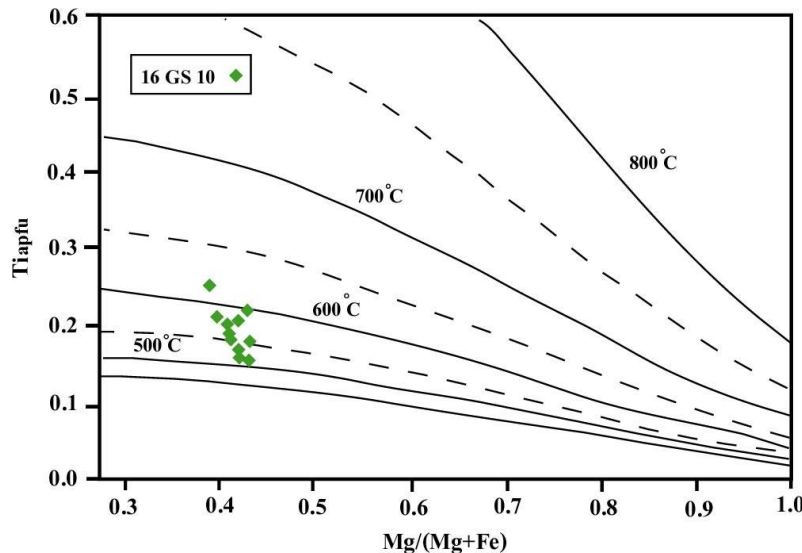
شکل 15. (a) سودوسکشن دما-فشار (Wei et al., 2004) برای ترکیب میانگین متاپلیت‌های Mahar et al. (1997). (b) سودوسکشن دما-فشار برای متاپلیت‌ها (Pattison, 2006). میدان پایداری آلومینوسیلیکات‌ها در این نمودار از Pattison (1992) می‌باشد، هر دو سیستم KFMASH می‌باشند. میدان‌های خاکستری مربوط به میدان‌های پایداری پاراژنهای متعلق به نمونه‌های موجود در داخل بیضی‌ها می‌باشند (مربوط به دگرگونی ناحیه‌ای)



شکل 16. سودوسکشن دما-فشار برای متاپلیت‌ها در سیستم MnNCKFMASH نشان‌دهنده مجموعه‌های پایدار بر اساس ترکیب میانگین ارائه شده توسط Pattison (1992). میدان‌های خاکستری مربوط به میدان‌های پایداری پاراژنهای نمونه‌های موجود در داخل بیضی‌ها را نشان می‌دهند (Johnson et al., 2003)

دما و فشار دگرگونی: به منظور ارزیابی دما و فشار متاپلیت‌ها از سودوسکشن‌های استاندارد Wei et al. (2004) و Pattison et al. (2006) استفاده شده است. درجه بالاترین پاراژن‌ها در این سنگ‌ها شامل آندالوزیت-کوردیریت‌دار (Bt+Ms+Crd+And) و کوردیریت‌دار (Bt+Ms+Crd) می‌باشند. همان‌طور که در بالا اشاره شد پاراژن کوردیریت-آندالوزیت دار بازه دمایی 480-640 درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد (شکل 15-a). البته سودوسکشن‌های شکل‌های 15-b و 16 بازه‌های دمایی باریک‌تری به دست می‌دهند که به ترتیب 560-620 و 520-640 درجه

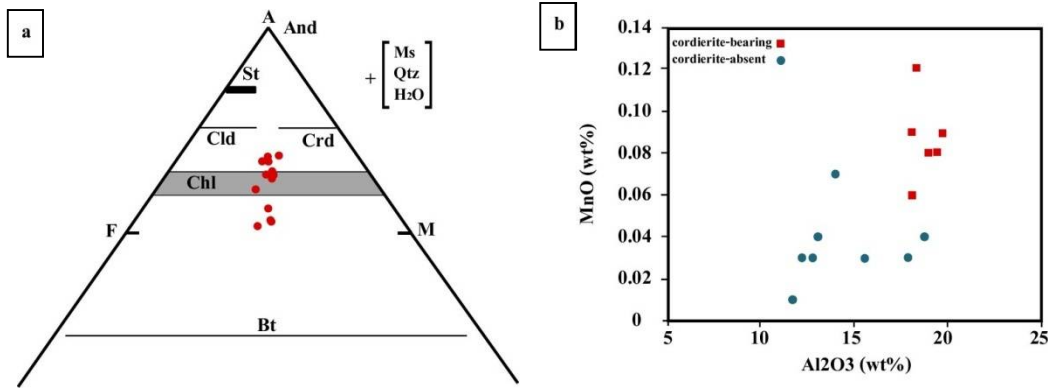
سانتی‌گراد می‌باشند. زون کردیریت-مسکویت که درجه بالاترین زون در این سنگ‌هاست در بازه دمایی 535 تا 635 درجه سانتی‌گراد تشکیل شده است (شکل 16). بنابراین بالاترین دمایی که برای متاپلیت‌های گرمی‌چای می‌توان در نظر گرفت حدود 635 درجه سانتی‌گراد می‌باشد. بر اساس همین مقاطع حداکثر فشار برای این سنگ‌ها حدود 3 کیلو بار بوده است. بر اساس نمودار پیشنهادی Henry et al., (2005) که بر اساس فراوانی Ti در بیوتیت می‌باشد دمای تشکیل بیوتیت در نمونه 16 GS 10 بین 500 تا 600 درجه سانتی‌گراد بوده است (شکل 17) که مشابه دمای به‌دست‌آمده توسط سودوسکشن‌های استاندارد می‌باشد.



شکل 17. دماسنج Ti (apfu) در مقابل Mg/(Mg+Fe) برای کانی بیوتیت (Henry et al., 2005). بر اساس ترکیب بیوتیت، این کانی در پاراژنز Crd+Bt+And (نمونه 16GS10) در دماهای 500 تا 600 درجه سانتی‌گراد تشکیل شده است

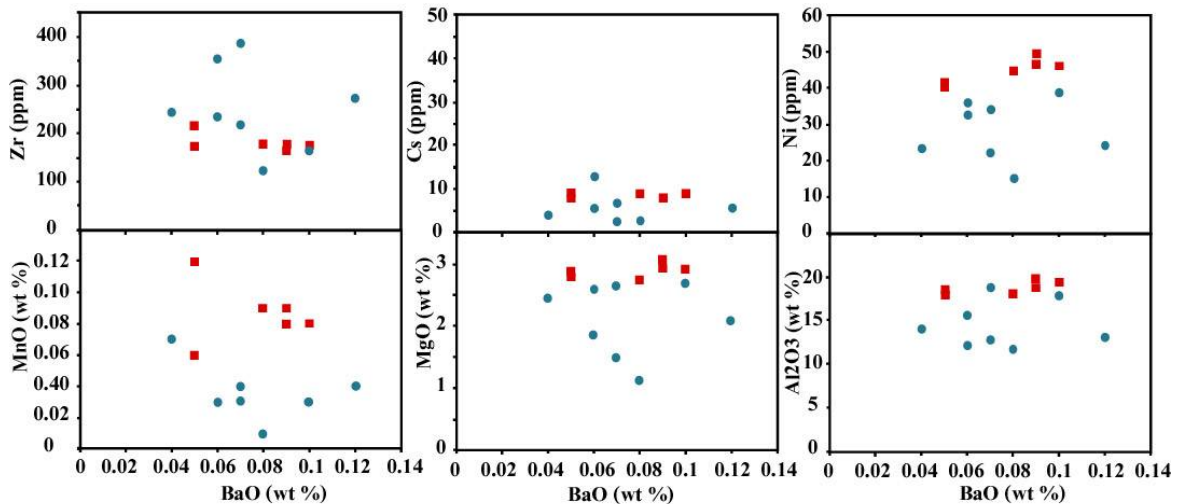
شیمی سنگ کل و پاراژن‌های کانیایی: نسبت Fe^{2+}/Mg سنگ منشاء نقش بسیار مهمی در شکل‌گیری کانی‌کردیریت به‌عنوان کانی شاخص ایفاء می‌کند (Bucher and Grapes, 2011) و این کانی در سنگ‌های غنی از منیزیم شکل می‌گیرد. در نمودار مثلثی AFM ترکیبات سنگ کل حاوی کردیریت و فاقد کردیریت تصویر شده‌اند که تغییری در این نسبت نشان نمی‌دهند (شکل 18 a). تفاوت در میزان Al_2O_3 که در پاراژن‌های کانیایی و فراوانی کانی‌های آلومینیوم‌دار (کردیریت و میکاها) دیده می‌شود ناشی از دو پروتولیت متفاوت (شیلی و پسامیتی) می‌باشد. بنابراین نسبت Fe^{2+}/Mg نقشی در تشکیل کردیریت در این سنگ‌ها نداشته است. مجموعه‌های کانیایی در متاپلیت‌ها تحت تأثیر ترکیب عناصر جزئی قرار می‌گیرند. به‌عنوان مثال مقادیر پائین MnO می‌تواند منجر به کاهش ایزوگراد گارنت به‌اندازه 100 درجه سانتی‌گراد شود (Mahar et al., 1997). افزایش MnO باعث کاهش میدان پایداری استارولیت، کردیریت و به مقدار کمتر کلریت می‌شود. اعتقاد بر این است که نقش MnO بایستی به همراه Al_2O_3 و K_2O مورد بررسی قرار داد (Wei et al., 2004). نمونه‌های حاوی کردیریت و فاقد کردیریت در منطقه گرمی‌چای در نمودار Al_2O_3 در برابر MnO مقادیر متفاوتی از اکسید MnO نشان می‌دهند (شکل 18 b). به‌علاوه میزان Al_2O_3

در نمونه‌های حاوی کوردیریت به نسبت پائین می‌باشد (شکل 18-b). بنابراین MnO شاید نقش مهمی در شکل‌گیری پارائزهای حاوی کوردیریت ایفاء کرده است.



شکل 18. (a) شیمی سنگ کل نمونه‌های گرمی‌چای تصویر شده بر روی نمودار AFM. روشن است که تنوع چندانی در نسبت Fe^{2+}/Mg برای نمونه‌های مختلف دیده نمی‌شود و فقط میزان Al این نمونه‌ها تغییر هر چند کمی را نشان می‌دهند، (b) نمودار دوتایی (wt%) MnO در برابر Al_2O_3 (wt%). نمونه‌های حاوی کوردیریت (دوایر توپر) مقادیر به نسبت پایین‌تری از MnO و Al_2O_3 نسبت به نمونه‌های فاقد کوردیریت (مربع‌های توپر) نشان می‌دهند

به‌منظور بررسی نقش عناصر جزئی نظیر Zr، Cs و Ni در تشکیل کوردیریت نمودارهای دوتایی این عناصر در برابر BaO رسم شده‌اند (شکل 19). BaO به دلیل فراوانی مشابه بین نمونه‌های حاوی و فاقد کوردیریت انتخاب شده است. نمونه‌های حاوی کوردیریت مقادیر کمتری از Zr را نشان می‌دهند (شکل 19). در مقابل Ni و Cs هرچند کمتر، اما باین‌حال مقادیر بالاتری در نمونه‌های حاوی کوردیریت نشان می‌دهند. مقادیر پائین Cs در تضاد با یافته‌های Bertoldi et al., (2004) می‌باشد که می‌تواند ناشی از دگرسانی کانی‌های کوردیریت باشد. به‌علاوه MnO، MgO و Al_2O_3 فراوانی به نسبت بالاتری در نمونه‌های حاوی کوردیریت دارند که حاکی از نقش آنها در تشکیل کوردیریت می‌باشد.



شکل 19. نمودارهای دوتایی عناصر جزئی در برابر BaO. همان‌طور که ملاحظه می‌شود تفاوت روشنی در میزان عناصر جزئی (Cs, Zr, MgO, MnO, Ni و Al_2O_3) بین نمونه‌های فاقد کردیریت (دوایر توپر) و حاوی کردیریت (مربع‌های توپر) وجود دارد

نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعه حاضر متاپلیت‌های گرمی‌چای سه حادثه مجزای دگرگونی را (دو حادثه ناحیه‌ای و یک حادثه مجاورتی) پشت سر گذاشته‌اند. در طول اولین حادثه دگرگونی (RMP1) مسکویت و بیوتیت تشکیل شده‌اند. حادثه دوم (RMP2) منجر به شکل‌گیری کردیریت و آندالوزیت در قالب سه پارائنز حاوی کردیریت (فاقد آندالوزیت)، حاوی آندالوزیت (فاقد کردیریت) و حاوی کردیریت-آندالوزیت شده است. توده‌های نفوذی جوان متعددی به داخل شیست‌ها نفوذ کرده‌اند که در نتیجه آن شیست‌های قدیمی متحمل دگرگونی مجاورتی (CM) درجه پائین شده‌اند. بر اساس شواهد پتروگرافی دو فاز اصلی دگرشکلی در شیست‌ها شناسایی شده‌اند. فاز دوم دگرشکلی منجر به چین‌خوردگی شیستوزیته غالب سنگ شده و کلیواژ کرینولیشن تشکیل شده است. انحراف فولیاسیون در اطراف پورفیروکلاست‌ها، سایه‌های فشاری نامتقارن و روند S شکل اینکلوزن در داخل برخی از پورفیروکلاست‌های کردیریت حاکی از تشکیل هم‌زمان با تکتونیک پورفیروکلاست‌ها است.

بر اساس بررسی‌های انجام گرفته پروتولیت شیست‌ها شیل و گریوک به دست آمده است. همبستگی مثبت بین Sc, Ni, V و Co با TiO_2 و Al_2O_3 حاکی از تمرکز این عناصر در فیلوسیلیکات‌ها (به‌عنوان مثال بیوتیت)، کردیریت و اکسیدها (مانند ایلمنیت) می‌باشد. نسبت $(3/72) Th/U$ در متاپلیت‌های گرمی‌چای حاکی از شرایط اکسیدی در طول رسوب‌گذاری می‌باشد. LREE در این سنگ‌ها غنی‌شدگی بیشتری نسبت به HREE نشان می‌دهند. همبستگی مثبت بسیار کمی بین ΣREE و TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O و P_2O_5 دیده می‌شود. بنابراین کانی‌های رسی همیشه توزیع REE در این رسوبات را کنترل نمی‌کنند. در مقابل سایر فازها نظیر فیلوسیلیکات‌ها، کانی‌های عناصر جزئی و فرعی (مانند ایلمنیت، آپاتیت و موناژیت) میزبان‌های محتمل برای REE می‌باشند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی حاکی از سنگ منشاء آذرین حدواسط تا اسیدی برای شیست‌های گرمی‌چای می‌باشد. همچنین محیط تکتونیکی تشکیل رسوب حاشیه فعال قاره‌ای بوده که در طول پرکامبرین در یکی از شاخه‌های پروتوتیس تشکیل شده است.

با توجه به نسبت ثابت Fe^{2+}/Mg در نمودار AFM برای تمامی نمونه‌ها می‌توان نتیجه گرفت که این نسبت در تشکیل پارائنزها نقشی نداشته است. این تفاوت که در ترکیب دوگانه شیلی (غنی از کانی‌های رسی) و گریوکی (ماسه سنگ گریوکی) (غنی از کوارتز و فلدسپار) برای متاپلیت‌های گرمی‌چای نیز مشاهده شده است ناشی از ترکیب متفاوت سنگ مادر رسوبی می‌باشد. همچنین قرارگیری ترکیبات سنگ کل در داخل مثلث‌های پارائنتیک در نمودارهای سازگاری حاکی از تعادلی بودن پارائنزه‌هاست. نمونه‌های حاوی کردیریت دارای مقادیر به نسبت بالاتری از MgO , MnO و Al_2O_3 می‌باشند. به علاوه Cs و Zr، Ni دارای مقادیر بالاتری در نمونه‌های حاوی کردیریت هستند. این نتایج حاکی از نقش این عناصر در شکل‌گیری پارائنزه‌های حاوی کردیریت می‌باشد. در نهایت دما و فشار تشکیل درجه بالاترین پارائنز بترتیب بین 535-635 درجه سانتیگراد و 1-3 کیلو بار بوده است.

منابع

بهروزی، ا.، امینی آذر، ر.، عزتیان، ف.، امامی، م.، داوری، م.، هادوی، ف. و بغدادی، ا.، 1371. نقشه زمین‌شناسی سراب (1:10000). سازمان زمین‌شناسی ایران.

علوی تهرانی، ن.، لطفی م.، بوردت، پ.، سبزه‌ای، م.، بهروزی، ا.، حقی پور، ا. و عمیدی، م.، 1357. نقشه زمین‌شناسی میانه (1:250000). سازمان زمین‌شناسی ایران.

محامد، ا.، مؤید، م. و مجرد، م.، 1399. گرانیت‌های تیپ S منطقه گرمی‌چای (شمال غرب ایران): شیمی سنگ کل، جایگاه زمین‌ساختی و ساز و کار تشکیل. مجله پترولوژی، 41، 72-53.

- Ague, J. J., 1991. Evidence for major mass transfer and volume strain during regional metamorphism of Pelites. *Geology*, 19, 855-858.
- Bertoldi, C., Proyer, A., Schonberg, D. G., Behrens, H. and Dachs, E., 2004. Comprehensive chemical analyses of natural cordierites: implications for exchange Mechanisms. *Lithos*, 78, 389-409.
- Bierlein, F. P., 1995. Rare-earth element geochemistry of clastic and chemical metasedimentary rocks associated with hydrothermal sulphide mineralisation in the Olary Block, South Australia. *Chemical Geology*, 122, 77-98.
- Boles, J. R. and Franks, S. G., 1979. Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas, implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, 55-70.
- Bucher, K. and Frey, M., 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer Verlag, 318.
- Bucher, K. and Grapes, R., 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag, 428.
- Condie, K. C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104, 1-37.
- Condie, K. C., 1997. *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. 4th edition. Butterworth-Heinemann, 282.
- Cullers, R.L., Bock, B. and Guidotti, C., 1997. Elemental distributions and neodymium isotopic compositions of Silurian metasediments, western Maine, USA: Redistribution of the rare earth elements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 1847-1861.
- Eftekharnjad, J., 1975. Brief history and structural development of Azarbaijan. Geological Survey of Iran. Internal Report, 8.
- Elias, E. M. and Al-Jubory, Z. J., 2013. Provenance and tectonic setting of the metapelites deposits in the Bulfat Complex, NE-Iraq. *Arab Journal of Geosciences*, 7, 9, 3589-3598.
- Fedo, C. M., Nesbitt, H. W. and Young, G. M., 1995. Unravelling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23, 921-924.
- Feng, R. and Kerrich, R., 1990. Geochemistry of fine-grained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: implications for provenance and tectonic setting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 1061-1081.
- Floyd, P. A., Winchester, J. A. and Park, R. G., 1989. Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Lock Marie Group of Gairlock, Scotland. *Precambrian Research*, 45, 203-214.
- Garcia, D., Fonteilles, M. and Moutte, J., 1994. Sedimentary fractionations between Al, Ti, and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites. *Journal of Geology*, 102, 411-422.
- Girty, G. H., Ridge, D. L., Knaack, C., Johnson, D. and Riyami R. K. A., 1996. Provenance and depositional setting of Paleozoic chert and argillite, Sierra Nevada, California. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 107-118.
- Hallberg, J. A., 1984. A geochemical aid to igneous rock identification in deeply weathered terrain. *Journal of Geology Exploration*, 20, 1-8.

- Hawkesworth, C., Cawood, P. A. and Dhuime, B., 2019. Rates of generation and growth of the continental crust. *Geoscience Frontiers*, 10, 165-173.
- Henry, D. J. and Guidotti, C. V., 2002. Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls and petrologic applications. *American Mineralogist*, 87, 375-382.
- Henry, D., Guidotti, C. and Thomson, J., 2005. The Ti-Saturation Surface for Low-to-Medium Pressure Metapelitic Biotites: Implications for Geothermometry and Ti-Substitution Mechanism. *American Mineralogist*, 90, 316–328.
- Herron, M. M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, 820-829.
- Holland, T. J. B. and Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic dataset for phase of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309-343.
- Ji, S., Saruwatari, K., Mainprice, D., Wirth, R., Xu, Z. and Xia, B., 2003. Microstructures, petrofabrics and seismic properties of ultra high-pressure eclogites from Sulu region, China: implications for rheology of subducted continental crust and origin of mantle reflections. *Tectonophysics*, 370, 1-4, 49-76.
- Johnson, T. M., Brown, M. and Solar G. A., 2003. Low–pressure subsolidus and suprasolidus phase equilibria in the MnNCKFMASH system: Constraints on conditions of regional metamorphism in western Maine, Northern Appalachians, 88, 624-638.
- Long, X., Sun, M., Yuan, C., Xiao, W. and Cai, K., 2008. Early Paleozoic sedimentary record of the Chinese Itai; Implications for its tectonic evolution. *Sedimentary Geology*, 208, 88-100.
- Mahar, E. M., Baker, J. M., Powell, R., Holland, T. J. B. and Howell, N., 1997. The effect of Mn on mineral stability in metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 15, 223-238.
- Maynard, J. B., Valloni, R. and Yu, H., 1982. Composition of modern deep sea sands from arc-related basin. *Geology Society of London. Special Publication*, 10, 551-561.
- Mason, B. and Moore, C. B., 1982. *Principle of Geochemistry*. John Willey and Sons. Fourth Ed, 352.
- McLennan, S. M. and Taylor, S. R., 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *Journal of Geology*, 99, 1-21.
- Meres, S., 2005. Major, trace element and REE geochemistry of metamorphosed sedimentary rocks from the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians, Slovak Republic): Implications for sedimentary and metamorphic processes. *Slovak Geological Magazine*, 11, 2-3, 107-122.
- Middelburg, J. J., Van Der Weijden, C. H. and Woittiez, J. R. W., 1988. Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. *Chemical Geology*, 68, 253-273.
- Nadimi, A., 2007. Evolution of the Central Iranian basement. *Gondwana Research*, 12, 324-333.
- Nesbitt, H. W. and Young, G. M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites, *Nature*, 199, 715–717
- Nesbitt, H. W. and Young, G. M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 8, 1523-1534.
- Nesbitt, H., Young, G. and Bosman, S., 2009. Major and trace element geochemistry and genesis of supracrustal rocks of the North Spirit Lake Greenstone belt, NW Ontario, Canada. *Precambrian Research*, 174, 16–34.
- Passchier, C. W., 1994. Mixing in flow perturbations: a model for development of mantled porphyroclasts in mylonites, *Journal of Structural Geology*, 16, 733-736.
- Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J., 2005. *Microtectonics*. 2nd edition, Springer, 289.
- Pattison, D. R. M., 1992. Stability of andalusite and sillimanite and the Al₂SiO₅ triple point: Constraints from the Ballachulish aureole, Scotland. *Journal of Geology*, 100, 423-446.

- Pattison, D. R. M., 2006. The fate of graphite in prograde metamorphism of pelites: An example from the Ballachulish aureole, Scotland. *Lithos*, 88, 85-99.
- Piazolo, S. and Passchier, C. W., 2002. Controls on lineation development in low to medium grade shear zones: a study from the Cap de Creus peninsula, NW Spain. *Journal of Structural Geology*, 24, 25-44.
- Potter, P. E., Maynard, J. B. and Depetris, P. J., 2005. *Mud and Mudstones: Introduction and Overview*. Heidelberg, Springer-Verlag, 308.
- Puchelt, H., 1972. Barium. *Handbook of Geochemistry* (Wedepohl, K. H. et al., eds.), 56B1-56O2, Springer, Berlin, 458.
- Puelles, P., Abalos, B., Gil Ibarra, J. I. and Fernandez-Armas, S., 2018. Petrofabric of forsterite marbles and related rocks from a low-pressure metamorphic terrain (Almadén de la Plata massif, Ossa-Morena Zone, SW Spain) and its kinematic interpretation. *Journal of Structural Geology*, 117, 58-80.
- Ramezani, J. and Tucker, R. D., 2003. The Saghand Region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana Tectonics. *American Journal of Science*, 303, 622-665.
- Roser, B. P. and Korsch, R. J., 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, 67, 119-139.
- Rollinson, H., 1993. *Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, London, 384.
- Saki, A., 2010. Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks. *Gondwana Research*, 17, (4), 704-714.
- Shahzeidi, M., Moayyed, M., Murata, M., Yui, T., Arai, Sh., Chene, F., Pirnia, T. and Ahmadian, J., 2016. Late Ediacaran crustal thickening in Iran: Geochemical and isotopic constraints from the ~550 Ma Mishu granitoids (northwest Iran) *International Geology Review*, 59, 793-811.
- Shaw, D. M., 1956. *Geochemistry of pelitic rocks: Part III. Major elements and general geochemistry*. *Geology Society of American Bulletin*, 67, 919-934.
- Spear, F. S., 1995. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Mineralogical Society of America, Monographs, 799.
- Stocklin, J., 1968a. Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geological Bulletin*, 52, 7, 1229-1258.
- Symmes, G. H. and Ferry, J. M., 1992. The effect of whole-rock MnO content on the stability of garnet in pelitic schists during metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, 10, 221-238.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312.
- Toulkeridis, T., Clauer, N., Kroner, A., Reimer, T. and Todt, W., 1999. Characterization, provenance, and tectonic setting of Fig Tree graywackes from the Archean Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Sedimentary Geology*, 124, 113-129.
- Vergara, M., Levi, B., Nystrom, J. O. and Cancino, A., 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coat Range of central Chile. *Geology Society of American Bulletin*, 107, 1427-1440.
- Wei, C. J., Powell, R. and Clarke, G. L., 2004. Calculated phase equilibria for low- and medium-pressure metapelites in the KFMASH and KMnFMASH systems. *Journal of Metamorphic Geology*, 22, 495-508.
- Werner, C. D., 1987. Saxonian granulites-igneous or lithoigneous: a contribution to the geochemical diagnosis of the original rock in high metamorphic complexes. *ZfM Mitteilungen*, 13, 221-250.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.

- Winchester, J. A. and Floyd, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- Young, G. and Nesbitt, H., 1998. Processes controlling the distribution of Ti and Al in weathering profiles, siliciclastic sediments and sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary research*, 68, 448-455.

Garmichay metapelites, NW Iran: whole rock chemistry, provenance and metamorphic conditions

Mahamed, A.¹, Moayyed, M.² and Modjarrad, M.³

¹PhD student, department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz

²Professor, Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz

³Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Urmia, Urmia, Iran

Abstract

The whole rock chemistry of the Garmichay metapelites located in Northern Miyaneh, NW Iran is investigated to reveal the provenance and metamorphic conditions of the rocks. Petrofabric scrutinizes have revealed the syn-tectonic nature of regional metamorphic cordierite porphyroblasts in the metapelites. C' shear band structure is another feature that is observed in the rocks. Two regional metamorphic (RMP1, RMP2), one contact metamorphic (CMP) and two deformation (D1, D2) phases are identified. The major oxide geochemistry implies two sedimentary progenitors: shale and greywacke. Based on major, rare earth and trace elements (Ti, Ni, TiO₂, Zr and K₂O) the igneous source rock has been an andesite to dacite/rhyodacite. The CIA (chemical index of alteration) and CIW (chemical index of weathering) parameters imply a medium degree of alteration in the igneous progenitor area. The Garmichay metapelites, in comparison with the PAAS and UCC, are enriched in Cs, La and Ce and depleted in Sr, Nb and Ta. The representative samples lie inside the paragenetic triangles of the compatibility diagrams that imply their thermodynamically stable conditions. Finally, based on the standard pseudosections the maximum temperature and pressure range has been 535-635 °C and 1-3 kb, respectively.

Keywords: Petrofabrics, Provenance, Geochemistry, Garmichay, Metapelite