

شیمی کانی‌های سنگ‌های بازالتی پرمین شمال بلده (البرز مرکزی): بحث زمین‌دما فشارسنجی و جایگاه زمین‌ساخت - ماگمایی

فرزانه رستمی^۱، مرتضی دلاوری^{۲*}، صدرالدین امینی^۳ و اصغر دولتی^۲

^۱دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

^۲استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

^۳استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۲/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۱/۱۹

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی پرمین البرز مرکزی (شمال خاور بلده - سیاه‌پیشه) در میان سازندهای روته و سن رخنمون دارند. ترکیب این سنگ‌ها بیشتر در محدوده بازالت هستند و از دید بافتی بیشتر پلاژیوکلاز - فیریک هستند. کانی‌های فرومنیزین همچون کلینوپیروکسن و الیون فراوانی مودال زیادی ندارند و در مواردی کاملاً دگرسان شده‌اند. بر پایه تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها، شیمی کلینوپیروکسن در محدوده دیوپسید جای دارد و ترکیب پلاژیوکلاز لابرادوریتی ($50 < An < 55$) است. نتایج زمین‌دما فشارسنجی کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز نشانگر فشار کمتر از ۲/۵ کیلوپا و دمای ۱۰۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد است. همچنین شیمی کلینوپیروکسن‌ها با میزان بالای TiO_2 (۴/۹۴ تا ۷/۲۴ درصد وزنی) مشخص می‌شود. داده‌های شیمیایی کلینوپیروکسن نشانگر مذابی با ترکیب بازالتی آلکالن است که در یک جایگاه زمین‌ساخت - ماگمایی درون صفحه‌ای تشکیل شده است. بر پایه داده‌های این پژوهش می‌توان گفت که در زمان پرمین، البرز مرکزی به صورت یک حاشیه غیرفعال در جنوب پالتوتیس جای دارد و فعالیت ماگمایی آن با زمین‌ساخت کششی اواخر پالتوزویک در حاشیه شمالی گندوانا و مقارن با مراحل آغازین گسترش نوتیس قابل تفسیر است.

کلیدواژه‌ها: زمین‌دما فشارسنجی، بازالت آلکالن، درون صفحه‌ای، پرمین، بلده، البرز مرکزی.

*نویسنده مسئول: مرتضی دلاوری

E-mail: Delavarimza@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

موقعیت سرزمین ایران در ارتباط با ابرقاره‌های گندوانا و اورازیا و تحولات آنها موجب شده است که رخدادهای زمین‌شناسی بسیاری در زمان‌های مختلف در ایران ثبت شود. در زمان پالتوزویک و پس از ظهور اقیانوس پالتوتیس، بیشتر سرزمین کنونی ایران از جمله ایران مرکزی، سیرجان - سیرجان و بخش زیادی از البرز (مرکزی و باختری) در جنوب حوضه اقیانوسی یاد شده و در حاشیه شمالی گندوانا قرار داشته‌اند (Berberian and King, 1981; Angiolini et al., 2013; Domeier and Torsvik, 2014; Berra and Angiolini, 2014). با پیدایش نوتیس در اواخر پالتوزویک بخش‌های یادشده از ایران به صورت خرده‌قاره‌هایی از شمال گندوانا جدا شدند و به سوی جنوب اورازیا حرکت کردند (Stampfli and Borel, 2002; Stampfli et al., 2002; Gaetani et al., 2003; Von Raumer et al., 2003). سنگ‌های ماگمایی پالتوزویک پسین می‌تواند در استنباط رخدادهای زمین‌شناختی آن زمان در ارتباط با ظهور و مراحل ابتدایی گسترش حوضه اقیانوسی نوتیس به ما کمک کند (Veevers and Tewari, 1995; Besse et al., 1998; Wilson et al., 1998; Golonka and Bocharova, 2000; Golonka and Ford, 2000; Muttoni et al., 2009). منطقه مورد مطالعه که در محدوده البرز مرکزی جای دارد؛ دربرگیرنده یک واحد بازالتی است که به صورت میان‌لایه با سازندهای پرمین البرز رخنمون دارد. در مطالعه (Gaetani et al., 2009) به جایگاه چینه‌شناسی واحدهای آتشفشانی البرز در زمان پرمین اشاره شده است. از دید جایگاه سنگ‌چینه‌ای آتشفشانی‌های پرمین در دو افق مختلف ظاهر شده‌اند که یکی از آنها به صورت میان‌لایه در قاعده سازند سنن و دیگری در بالاترین بخش سازند روته رخنمون دارند (Gaetani et al., 2009). همچنین، بازالت‌های پرمین البرز از دید مطالعات مغناطیس‌دیرین نیز مورد توجه بوده و برای شناخت وضعیت اقیانوس تیس در محدوده زمانی پرمین - تریاس مورد استفاده قرار گرفته‌اند (Besse et al., 1998). با توجه به رابطه مستقیم شیمی کانی‌های متبلور شونده با مذابی که کانی با آن در حال تعادل شیمیایی است؛ به دست آوردن ترکیب کانی‌ها می‌تواند اطلاعات بسیار مفیدی از شرایط شیمیایی و حتی محیط شکل‌گیری مذاب ارائه دهد. در این پژوهش بر پایه

شیمی کانی‌ها به ویژه کلینوپیروکسن، در مورد دما فشارسنجی، سری ماگمایی، منشأ گوشته‌ای و جایگاه تکتونوماگمایی واحد آذرین مورد مطالعه بحث شده است.

۲- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه جزئی از البرز مرکزی است و در محدوده شمال خاور بلده تا سیاه‌پیشه جای دارد. این منطقه دارای مختصات طول جغرافیایی $51^{\circ} 10'$ تا $56^{\circ} 56'$ خاوری و عرض جغرافیایی $13^{\circ} 36'$ تا $22^{\circ} 36'$ شمالی است. شکل ۱، نمایی کلی از واحدهای مختلف سنگی منطقه، سن آنها، گستردگی واحدها و رابطه چینه‌شناسی آنها نشان می‌دهد. در این محدوده افزون بر رخنمون سازندهای پرمین، برونزد گسترده‌ای از واحدهای رسوبی زمان‌های مختلف مشتمل بر پرکامبرین (سازند کهر)، کربنیفر (سازند مبارک)، تریاس (سازند الیکا)، ژوراسیک (سازند شمشک)، کرتاسه (سازند تیزکوه) و ائوسن (سازند کرج) نیز دیده می‌شود (Saidi and Ghasemi, 1993). در توالی دیده شده، به دلیل نبود برخی واحدهای پالتوزویک، سازند آهکی مبارک (کربنیفر) با همبری اولیه روی واحدهای کامبرین جای گرفته است (Vahdati Daneshmand, 1991). همچنین فعالیت‌های زمین‌ساختی در زمان‌های مختلف سبب همجواری بسیاری از واحدهای سنگی با همبری گسلی شده است. بیشتر گسل‌های مهم منطقه که نقش اصلی در تشکیل عارضه‌های دگر ریختی منطقه داشته‌اند؛ به صورت راندگی هستند و بیشتر روند تقریبی خاوری - باختری دارند. شیب راندگی‌ها متغیر بوده و سوی شیب نیز در برخی به جنوب و در برخی به شمال است. در این میان نقش راندگی‌های با شیب به سوی جنوب چیره‌تر است. در شمال منطقه مورد مطالعه راندگی‌های مهمی با شیب به سوی جنوب وجود دارد که سبب بالا آمدن و راندگی به سوی شمال واحدهای پالتوزویک پسین شده و همجواری سازند مبارک و در برخی نقاط سازند روته با نهشته‌های کرتاسه و ائوسن را نتیجه داده است (Vahdati Daneshmand, 1991). در جنوب منطقه مورد مطالعه نیز راندگی کندوان با شیب به سوی شمال سبب راندگی واحدهای کهن‌تر به سوی جنوب روی واحدهای جوان‌تر و همجواری سازند شمشک و سازند کرج

تشکیل می‌دهند. اندازه درشت بلورهای پلاژیو کلاز ممکن است تا حدود ۱ سانتی‌متر نیز برسد. درشت بلورها بیشتر نیمه‌شکل‌دار هستند که فراوانی مودال آنها معمولاً کمتر از ۲۰ درصد است. درشت بلورهای سالم پلاژیو کلاز بیشتر ماکل پلی‌سنتیک دارند و زونینگ شاخص که در زیر میکروسکوپ قابل تشخیص باشد؛ در آنها دیده نمی‌شود. همچنین این درشت بلورها بیشتر نیمه‌شکل‌دار هستند (شکل ۳- الف) که در برخی موارد حواشی گرد شده آنها نشان از نداشتن تعادل با مذاب میزبان و هضم شدن آنها در شرایط فیزیکی شیمیایی ژرفاهای کم و سطحی دارد. شدت دگرسانی بلورهای پلاژیو کلاز گاهی زیاد است؛ ولی در بسیاری موارد می‌توان بلورهای به نسبت سالم با دگرسانی کم را دید. محصول اصلی دگرسانی پلاژیو کلاز شامل کلریت، کلسیت و سریست است. کانی‌های فرومنیزین (کلیئوپروکسن و الیون) از دید مودال فراوانی زیادی ندارند. درشت بلورهای کلیئوپروکسن به‌طور کلی کمتر از ۵ درصد مود را تشکیل می‌دهند. این کانی در بیشتر موارد دچار دگرسانی زیادی شده است. با این حال در برخی نمونه‌ها بلورهای به نسبت سالم آن دیده می‌شود. اندازه درشت بلورهای کلیئوپروکسن در بیشتر موارد کمتر از ۱ میلی‌متر است. در زمینه سنگ بلورهای ریز کلیئوپروکسن فضای میان میکروولیت‌های پلاژیو کلاز را پر می‌کند (شکل ۳- ب). تجزیه کلیئوپروکسن به کلریت فرایند اصلی دگرسانی در این کانی است. الیون نیز به‌طور کلی فراوانی مودال بالایی نشان نمی‌دهد و به‌صورت درشت بلور سالم گاه دیده می‌شود. تنها در برخی موارد شاید بتوان قالب برجای مانده از این کانی را دید (شکل ۳- ج) که کاملاً کلریتی و اورالیتی شده است. به دلیل دگرسانی شدید این کانی، بحث در مورد حضور و فراوانی این کانی چه به‌صورت درشت بلور و چه در زمینه به‌راحتی میسر نیست. کانی‌های کدر (اکسیدهای آهن- تیتان) ریزدانه درون زمینه سنگ پراکنده هستند و یا فضای میان میکروولیت‌های پلاژیو کلاز را پر و در برخی موارد تا حدود ۱۵٪ حجم زمینه سنگ را اشغال می‌کنند. کانی‌های کدر بیشتر بدون شکل بلوری و به‌صورت بلورهای ریز بی‌شکل در زمینه سنگ پراکنده هستند. اکسیدهای آهن- تیتان بخشی ممکن است مستقیماً از مذاب متبلور شده و بخشی نیز محصول دگرسانی کانی‌های فرومنیزین باشند. در برخی نمونه‌ها توده‌های کوچک گرد شده یا بی‌شکل دارای درصد بالای اکسیدهای آهن- تیتان، با اندازه چند میلی‌متر تا بیش از ۱ سانتی‌متر وجود دارد. در این توده‌ها زمینه کدر فضای میان میکروولیت‌های پلاژیو کلاز را پر کرده است (شکل ۳- د). چگونگی تشکیل اینها ممکن است تحت تأثیر فرایندهای ثانویه همچون عملکرد سیال‌ها باشد که این اکسیدها را در بخش‌هایی از سنگ متمرکز کرده باشد. به خاطر تماس طولانی مدت با آب و چرخش سیال‌ها، ته‌نشست کلسیت در فضاها همچون منافذ زمینه و حفره‌ها در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود. مشاهدات سنگ‌نگاری بر روند تبلوری دلالت دارد که در آن پلاژیو کلاز (+ الیون) تقدم داشته و پس از آن کلیئوپروکسن و در پایان اکسیدهای آهن- تیتان تشکیل می‌شوند. در واقع حضور قالب‌های تقریباً خودشکل الیون نشان از تبلور مقدم این کانی است. از سوی دیگر دیده می‌شود که کلیئوپروکسن فضای میان بلورهای پلاژیو کلاز را پر می‌کند که نشان‌دهنده تبلور کلیئوپروکسن پس از پلاژیو کلاز است (بافت اینترسرتال). همچنین حضور کانی‌های کدر در زمینه نیز نشان از تبلور تأخیری آنهاست. این روند تبلور با تبلور در یک سامانه بازالتی بدون آب همخوانی دارد (Gaetani et al., 1993 and 1994; Feig et al., 2006).

۵- ترکیب شیمیایی کانی‌ها

۵-۱. کلیئوپروکسن

به منظور بررسی تغییرات ترکیبی این کانی، تجزیه نقطه‌ای در حد امکان در مقطع عرضی و از مرکز به حاشیه انجام شده است (شکل ۵). البته همان‌طور که پیش‌تر گفته شد درشت بلورهای کلیئوپروکسن فراوانی مودال بالایی ندارند و از سوی دیگر اندازه این کانی بیشتر در حد میکرودرشت بلورهای کمتر از ۱ میلی‌متر و یا فاز پرکننده فضای میان بلورهای پلاژیو کلاز است. بنابراین موقعیت نقاط تجزیه

شده است (Saidi and Ghasemi, 1993). افزون بر اینها برخی گسل‌های فرعی راستالغز نیز سبب جابه‌جایی در امتداد واحدهای سنگی پرمین در منطقه مورد مطالعه شده‌اند. با وجود این فعالیت‌های زمین‌ساختی، واحدهای پالئوزویکک پسین منطقه توالی سنگ‌چینه‌ای اولیه خود را به‌خوبی حفظ کرده‌اند و سازندهای پرمین (درو، روت و نسن) با یک رخنمون به نسبت گسترده و نظم چینه‌ای اولیه گذر از واحدهای کهن‌تر (سازند مبارک) به سوی واحدهای جوان‌تر (سازند الیکا) را به نمایش می‌گذارند (Vahdati Daneshmand, 1991).

سنگ‌های آذرین مورد بحث در این پژوهش به‌صورت یک واحد بازالتی همشپ میان سازندهای روت و نسن دیده می‌شود که با توجه به جایگاه سنگ‌چینه‌ای آن سن پرمین میانی- پسین دارد. این واحد به رنگ خاکستری تیره تا به نسبت تیره در صحرای متمایز از نهشته‌های رسوبی مجاور است (شکل ۲). اگر چه جایگاه دقیق این واحد کمی مورد بحث بوده و به باور Gaetani et al. (2009) واحد بازالتی معادل در شمال الیکا- نسن روی سازند روت قرار نگرفته است؛ بلکه درون بخش بالایی سازند روت جای می‌گیرد. ستبرای واحد بازالتی ۳۰ تا ۵۰ متر است ولی در طول رخنمونی بیش از ۲۰ کیلومتر دیده می‌شود. در شمال خاور بلده به دلیل چین‌خوردگی لایه‌ها، رخنمون واحد بازالتی گسترده‌تر است؛ ولی به سوی باختر در شمال نسن، کمربند تا سیاه‌بیشه ستبرای این واحد کمتر می‌شود (شکل ۱). برداشت‌ها و مطالعات فسیل‌شناسی نشان از جایگاه دقیق این واحد در میان سازند روت و نسن دارد که با مطالعات پیشین (Vahdati Daneshmand, 1991) نیز سازگار است. گاهی در مرز میان سازند روت و نسن یک واحد کنگلومرایی نیز دیده می‌شود. این واحد را می‌توان به بالاآمدگی سازند روت نسبت داد که با شواهد کارستی و آهک‌های لاتریتی در البرز مشخص می‌شود (Gaetani et al., 2009). پس از آن در پرمین پسین یک پیشروی دریا وجود داشته که سازند نسن را تشکیل داده است.

۳- روش انجام پژوهش

در این پژوهش به‌منظور بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌ها، در مجموع ۶۰ نقطه از کانی‌های مختلف تجزیه شد که در جدول‌های ۱ و ۲ شماری از این نقاط ارائه شده‌اند. کانی‌های تجزیه شده بیشتر کلیئوپروکسن و پلاژیو کلاز هستند و متأسفانه به دلیل دگرسانی، از دیگر فازها همچون الیون نقاط مناسبی برای تجزیه وجود نداشته است. شیمی عناصر اصلی کانی‌ها توسط الکترون پروب میکرو آنالیزور (EPMA) با استفاده از دستگاه Jeol 8200 Superprobe در دانشگاه کالیفرنیا آمریکا (UCLA) به دست آمد. شرایط تجزیه شامل شتاب ولتاژ ۱۵ keV و پنج اسپکترومتر با محدوده زمانی تابش ۱۵ تا ۲۰ ثانیه است. همچنین از کانی‌های استاندارد برای کالیبراسیون EPMA استفاده شد.

۴- سنگ‌نگاری

واحد بازالتی مورد مطالعه با اینکه در برخی نمونه‌ها دچار دگرسانی بالایی شده ولی برخی از نمونه‌ها تقریباً سالم بوده و این امکان را فراهم آورده است تا ویژگی‌های سنگ‌نگاری آن به‌طور دقیق بررسی شود. در نمای سطح رخنمون و نمونه دستی بافت سنگ حفره‌دار تا متراکم است. به‌طور کلی کانی‌شناسی این سنگ‌ها گوناگونی گسترده‌ای ندارد؛ اما گوناگونی بافتی در آنها قابل توجه است. در حالت میکروسکوپی از جمله مهم‌ترین بافت‌های موجود در سنگ می‌توان به بافت‌های وزیکولار، سری‌ایت، میکروولیتی، پورفیری تا میکروولیتی- پورفیری (شکل ۳- الف) و اینترسرتال (شکل ۳- ب) اشاره کرد.

کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها شامل پلاژیو کلاز (Plg)، کلیئوپروکسن (Cpx) و الیون (Ol) است و اکسیدهای آهن- تیتان مهم‌ترین کانی‌های فرعی آن را تشکیل می‌دهند. پلاژیو کلاز فراوان‌ترین فاز درشت بلور در سنگ‌های مورد مطالعه است. همچنین این کانی اصلی‌ترین فاز موجود در زمینه سنگ نیز است؛ به‌طوری که در برخی نمونه‌ها میکروولیت‌های پلاژیو کلاز تا بیش از ۵۰ درصد حجم سنگ را

فهم و استنباط دما و فشار تعادل بلور- مذاب و بحث روی شرایط تبلور دارد. شرایط دما- فشار می تواند با استفاده از زمین دماسنج و زمین فشارسنج‌ها مختلفی به دست آید؛ که هر کدام از آنها معمولاً دارای چندین کالیبراسیون تجربی هستند. به دلیل تصحیحات بسیاری که در زمین دما فشارسنج‌ها وجود دارد؛ مقایسه میان کالیبراسیون‌های مختلف معمولاً مشکل است. در اینجا محاسبه زمین دماسنج و زمین فشارسنج‌ها با استفاده از فرمول‌های ارائه شده در مقالات و همچنین برنامه PTMAFIC و بر پایه داده‌های شیمیایی کالینوپروکسن انجام گرفته است. کالینوپروکسن یکی از کانی‌هایی است که برای مباحث زمین دما فشارسنجی توسط پژوهشگران مختلف استفاده شده است (Wells, 1977; Bertrand and Mercier, 1985; Köhler and Brey, 1990; Nimis and Ulmer, 1998; Nimis, 1999; Nimis and Taylor, 2000; Witt-Eickchen and O'Neill, 2005) و در اینجا نیز برخی از روش‌های زمین دما فشارسنجی استفاده شده است.

۶-۱. دماسنجی کالینوپروکسن به روش Bertrand and Mercier (1985)

بر پایه این روش دما از رابطه زیر محاسبه شده است:

$$T = \frac{33696 + 45.45 \times P \text{ (kbar)}}{17.61 - 8.314 \times \ln\left(1 - \frac{X_{Ca}^{M_2}}{0.95}\right) - 12.13 \times (X_{Ca}^{M_2})^2}$$

$$X_{Ca}^{M_2} = \frac{Ca}{Fe_{M_2} + Mg_{M_2} + Ca + Mn + Na}$$

تغییرات آهن و منیزیم در جایگاه M2 در کنار تغییرات دیگر عناصر همچون کلسیم، منگنز و سدیم پایه محاسبه دما از این روش است. با توجه به اینکه این دماسنج وابسته به فشار است؛ بنابراین باید مقادیر فشار در آن وارد شود. بنابراین با سه مقدار فرضی فشارهای ۱، ۲ و ۵ کیلو بار محاسبات انجام شد. در فشار ۱ کیلو بار دمای به دست آمده میان ۹۶۹ تا ۱۱۴۴ درجه سانتی گراد و در فشارهای ۲ و ۵ کیلو بار نیز به ترتیب دماهای ۹۷۱ تا ۱۱۴۶ و ۹۷۶ تا ۱۱۵۳ درجه سانتی گراد است. همان‌طور که دیده می‌شود وابستگی این دماسنج به فشار بسیار ضعیف است و با افزایش فشار میان ۱ تا ۵ کیلو بار تغییرات دمای به دست آمده کمتر از ۱۰ درجه سانتی گراد است. بنابراین این دماسنج از این دید کارایی بسیار خوبی دارد.

۶-۲. دماسنجی و فشارسنجی کالینوپروکسن به روش Soesoo (1997)

این روش یک زمین دما فشارسنج رسمی است که در آن تعیین دو شاخص X_m و Y_m ضروری است. برتری مهم این روش در دماسنجی این است که حضور هر دو پروکسن الزامی نیست و نیز برای انواع پروکسن‌های Fe-Ca-Mg دار و Fe-Mg دار قابل استفاده است. همچنین این دما فشارسنج برای کالینوپروکسن‌های در تعادل با یک مذاب بازالتی در محدوده دمایی ۱۱۰۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتی گراد و فشار ۰ تا ۲۰ کیلو بار کاربرد دارد. در این روش تقریباً همه سازنده‌های کالینوپروکسن از جمله سازنده‌های اصلی و فرعی مورد استفاده قرار می‌گیرند. برای استفاده از این روش ابتدا باید متغیرهای X_m و Y_m از روابط زیر به دست آیند و سپس در شکل‌های مربوط (شکل‌های ۶-الف و ب) وارد شوند. موقعیت نقاط در شکل ۶-الف بیانگر دمای میان ۱۱۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی گراد است. با استفاده از متغیرهای X_m و Y_m می‌توان فشارسنجی نیز انجام داد (شکل ۶-ب) که با توجه به آن فشار به دست آمده برای کالینوپروکسن‌ها کمتر از ۲ کیلو بار است. به‌طور کلی می‌توان گفت نتایج فشارسنجی با شواهد سنگ‌نگاری نیز سازگاری دارد چرا که کالینوپروکسن‌های تجزیه شده بیشتر به‌صورت میان‌بلوری در فضای میان درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز هستند (باقت اینترسرتال) و همچنین اندازه کوچکی دارند (کمتر از ۱ میلی‌متر). این ویژگی‌ها گواه مهمی از تبلور دیر هنگام آنها در ژرفاهای کم و نزدیک به سطح زمین است.

$$X_m = -0.178SiO_2 + 0.234 TiO_2 + 0.211 Al_2O_3 + 0.307 Cr_2O_3 - 0.562 FeO_{(tot)} - 0.599 MnO + 0.056 MgO + 0.373 CaO - 0.102 Na_2O$$

$$Y_m = 0.562 SiO_2 + 0.212 TiO_2 + 0.259 Al_2O_3 + 0.211 Cr_2O_3 + 0.027 FeO_{(tot)} - 0.172MnO + 0.522 MgO - 0.481 CaO + 0.05 Na_2O$$

شده ممکن است به‌طور دقیق بحث تغییرات شیمیایی مرکز به حاشیه را نشان ندهد. همچنین دگرسانی بالا یافتن درشت‌بلورهای سالم پروکسن را دشوار می‌سازد. با این حال در برخی نمونه‌ها این امکان فراهم شده است تا بتوان برخی از بلورهای پروکسن را مورد تجزیه قرار داد. نتایج تجزیه شیمیایی این کانی در جدول ۱ ارائه شده است. طیف تغییرات ترکیب شیمیایی در مورد برخی عناصر گسترده‌تر است؛ در حالی که برخی دیگر چندان تغییر نمی‌کند. مقدار SiO_2 میان ۴۵/۱ تا ۴۸ درصد وزنی است که تغییر زیادی ندارد.

مقدار TiO_2 از یک سو نسبت به ترکیب کالینوپروکسن در بسیاری از انواع بازالت‌ها از جمله بازالت‌های توله‌ای تمركز بالاتر دارد و از سوی دیگر طیف تغییرات آن نیز به نسبت گسترده‌تر است. تمركز این سازنده در کالینوپروکسن واحد بازالتی مورد مطالعه میان ۲/۶۴ تا ۴/۹۴ درصد وزنی است. Al_2O_3 نیز همانند TiO_2 تغییرات قابل توجهی داشته و مقدار آن از ۴/۹۴ تا ۷/۲۴ درصد وزنی گوناگونی دارد. CaO و FeO ، MgO نیز به ترتیب ۶/۱۳ تا ۷/۳، ۱۱/۲۷ تا ۱۲/۳۵ و ۲۰/۱ تا ۲۲/۳ درصد وزنی هستند. ترکیب کالینوپروکسن‌ها از دید سه سازنده ولاستونیت (Wo)، انستاتیت (En) و فروسلیت (Fo) به‌صورت $En_{34.25-36.41} Fo_{14.93-18.11} Wo_{43.18-47.20}$ است و در محدوده دیوپسید قرار می‌گیرد (شکل ۴-الف). در یکی از بلورهای کالینوپروکسن که نقاط مختلف از مرکز به حاشیه تجزیه شده است؛ تغییرات ترکیب شیمیایی را می‌توان به موازات رشد بلور از مرکز به حاشیه مورد بررسی قرار داد (شکل ۵). به‌طور کلی Al_2O_3 و Na_2O ، TiO_2 از مرکز به سوی حاشیه یک‌روند کاهش نشان می‌دهند؛ در حالی که MgO و SiO_2 به سوی حاشیه روند افزایشی دارند. CaO و $Mg\#$ نیز تغییرات نوسانی دارند.

۵-۲. پلاژیوکلاز

ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز در جدول ۲ ارائه شده است. با توجه به اینکه بیشتر بلورهای تجزیه شده به‌صورت ریزدرشت‌بلور یا میکروولیت‌های با اندازه کمتر از ۱ میلی‌متر هستند؛ تغییرات شیمیایی مرکز به سوی حاشیه بلورها و نوع زونینگ در پلاژیوکلاز به‌خوبی قابل بحث نیست. اگر چه به‌طور طبیعی تغییراتی از مرکز به سوی حاشیه مورد انتظار است. در مواردی که نقاط تجزیه شده موقعیت تقریبی مرکز و حاشیه بلور دارند؛ به‌طور کلی CaO روند کاهشی و Na_2O و SiO_2 روند افزایشی دارند. بنابراین یک حالت زونینگ عادی در بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شود که می‌توان آن را در نتیجه تغییرات ترکیب شیمیایی مذاب در ادامه روند تحول بر اثر فرایند تبلور تفریقی استنباط کرد. ترکیب بلورهای پلاژیوکلاز به‌طور کلی تغییرات گسترده‌ای ندارد و بیشتر در محدوده لابرادوریت قرار می‌گیرد (شکل ۴-ب). اگر چه شمار کمی از نقاط که کاملاً ترکیب متفاوتی دارند و با میزان بالاتر K_2O از بقیه متمایز می‌شوند را باید به بخش‌های دگرسان شده یا سرسیتی شده پلاژیوکلاز نسبت داد. با چشم‌پوشی از این موارد میزان K_2O در پلاژیوکلاز از ۰/۷۷ درصد وزنی تجاوز نمی‌کند. CaO و Na_2O که مؤثرترین عناصر در تعیین ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز هستند؛ به ترتیب میان ۳/۶۱ تا ۱۱/۱۱ و ۴/۶۲ تا ۵/۸۴ درصد وزنی تغییر می‌کنند. SiO_2 و Al_2O_3 نیز تغییرات میان ۵۲/۸۸ تا ۶۰/۶۹ و ۲۲/۹۵ تا ۲۹/۰۸ درصد وزنی نشان می‌دهند. در کل ترکیب پلاژیوکلازهای تجزیه شده به جز نقاط دگرسان شده از دید ۳ سازنده آنورتیت (An)، آلیت (Ab) و ارتوکلاز (Or) به ترتیب در حد ۴۹/۲۴ تا ۵۴/۸۹، ۴۲/۶۵ تا ۴۶/۵۴ و ۳/۱۱ تا ۴/۶۹ درصد است.

۶- زمین دما فشارسنجی

زمین دما فشارسنجی یکی از روش‌هایی است که با در اختیار گذاشتن اطلاعات بارزشی همچون شرایط ترمودینامیکی تعادل فازهای کانیایی همواره مورد توجه زمین‌شناسان بوده است. ترکیب شیمیایی کانی‌ها می‌تواند اطلاعات مفیدی از شرایط دما- فشار تبلور یا تعادل شیمیایی کانی فراهم کند. برای نمونه در سنگ‌های دگرگونی کوهزایی و یا توده‌های نفوذی، دما فشارسنجی یکی از ابزارهای ارزشمند تحلیل و تفهیم P-T و یا جایگیری نفوذی‌هاست و در برخی موارد حتی استفاده از آنها گریزناپذیر است. این روش در سنگ‌های آتشفشانی نیز نقش مهمی از دید

۶-۳. دماسنجی کلینوپروکسن به روش (Nimis 1999)

از دیگر روش‌های به دست آوردن دما بر پایه ترکیب کلینوپروکسن می‌توان به روش (Nimis 1999) اشاره کرد. این دماسنج برای سامانه‌های ماگمایی اسیدی تا بازیک و توله‌ای تا به نسبت آلکالین کاربرد دارد. در این روش از مقادیر Ti, Fe, Al, Cr, Na استفاده می‌شود. برای به دست آوردن دما در این معادله نیز باید فشارهای دلخواه را وارد کرد و دما را با استفاده از معادلات زیر به دست آورد:

$$T = \frac{23166 (\pm 447) + 39.28 (\pm 4.27) \times P_{\text{kbar}}}{13.25 (\pm 0.32) + 15.35 (\pm 2.90) \times \text{Ti} + 4.50 (\pm 0.83) \times \text{Fe} - 1.55 (\pm 0.29) \times (\text{Al} + \text{Cr} + \text{Na}) + (\text{Lna}_{\text{Ca}}^{\text{Ca}})^2}$$

$$a_{\text{Ca}}^{\text{Ca}} = (1 - \text{Ca} - \text{Na}) \times \left(1 - \frac{1}{2} (\text{Al} + \text{Cr} + \text{Na})\right)$$

دمای به دست آمده در فشار زیر ۲ کیلو بار بنا بر معادله بالا، میان ۷۰۰ تا ۸۷۲ درجه سانتی‌گراد به دست آمده است. البته با اینکه این دماسنج نیز وابستگی زیادی به فشار ندارد ولی به نظر می‌رسد دمای به دست آمده برای تبلور و تعادل کلینوپروکسن با یک مذاب بازالتی بسیار کمتر از دمای مورد انتظار است. از سوی دیگر دمای به دست آمده نسبت به دماسنج‌های پیشین نیز تفاوت چندانی دارد. بنابراین می‌توان گفت نتیجه به دست آمده از این دماسنج چندان مورد اعتماد نیست و نباید مورد بحث قرار گیرد.

۶-۴. دماسنجی کلینوپروکسن به روش (Putirka et al. 1996) و (Putirka 2008)

(Putirka et al. 1996) برای دماسنجی سنگ‌های آذرین مافیک با استفاده از تعادل کلینوپروکسن - مذاب رابطه زیر را ارائه کردند:

$$T(K) = \frac{10^4}{6.73 - 0.26 \ln \left[\frac{\text{Jd}^{\text{Jd}} * \text{Ca}^{\text{Ca}} * \text{Fm}^{\text{Fm}}}{\text{DiHd}^{\text{DiHd}} * \text{Na}^{\text{Na}} * \text{Al}^{\text{Al}}} \right] - 0.86 * \ln \left[\frac{\text{Mg}^{\text{Mg}}}{\text{Mg}^{\text{Mg}} + \text{Fe}^{\text{Fe}}} \right] + 0.52 * \ln [\text{Ca}^{\text{Ca}}]}$$

در رابطه بالا، Jd^{Jd} و DiHd^{DiHd} به ترتیب نسبت مولی سازنده ژادیت و دیوپسید + هیدرژیت در کلینوپروکسن هستند. همچنین Fm مجموع MgO و FeO است و بقیه متغیرها نشان‌دهنده میزان عنصر مربوطه در مذاب (liq) در حال تعادل با کلینوپروکسن هستند. مقدار این دماسنج وابسته به فشار نیست و از آنجا که برای سنگ‌های مافیک تعریف شده است؛ بنابراین از دید کاربرد تناسب خوبی با سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه دارد. با استفاده از این روش، دمای میان ۱۱۵۶ تا ۱۱۹۲ درجه سانتی‌گراد برای تعادل کلینوپروکسن - مذاب در نمونه‌های منطقه به دست آمده است.

همچنین (Putirka 2008) در مورد دماسنجی سنگ‌های آتشفشانی بر پایه ترکیب کلینوپروکسن رابطه زیر را معرفی کرده است:

$$T(K) = \frac{93100 + 544P(\text{kbar})}{(61.1 + 36.6(X_{\text{Ti}}^{\text{Ca}})^{\text{Ca}}) + 10.9(X_{\text{Al}}^{\text{Ca}})^{\text{Ca}} + X_{\text{Cr}}^{\text{Ca}} + X_{\text{Na}}^{\text{Ca}} + X_{\text{K}}^{\text{Ca}}) + 0.395[\ln(a_{\text{Ca}}^{\text{Ca}})]^2}$$

در این پژوهش بر پایه این رابطه، دمای ۱۰۷۰ تا ۱۱۲۳ درجه سانتی‌گراد به دست آمد.

۶-۵. دماسنجی و فشارسنجی پلاژیوکلاز به روش (Putirka 2005)

(Putirka 2005) روابط دماسنجی و فشارسنجی زیر را بر پایه ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز معرفی کرده است. از آنجا که این دماسنج و فشارسنج‌ها برای سامانه‌های آذرین هستند؛ بنابراین می‌توانند در مورد سنگ‌های مورد مطالعه نیز به کار روند:

$$T(K) = \frac{10^4}{6.12 + 0.257 \ln \left[\frac{[\text{An}^{\text{An}}]}{[\text{Ca}^{\text{Ca}} (\text{Al}^{\text{Al}})^2 (\text{Si}^{\text{Si}})^2]} \right] - 3.166(\text{Ca}^{\text{Ca}}) + 0.2166(\text{H}, \text{O}^{\text{H}, \text{O}}) - 3.137 \left[\frac{\text{Al}^{\text{Al}}}{\text{Al}^{\text{Al}} + \text{Si}^{\text{Si}}} \right] + 1.216(\text{Ab}^{\text{Ab}})^2 - 20475 * 10^{-2}}$$

$$P(\text{kbar}) = -42.2 + 4.94 * 10^{-2} [T(K)] + 1.16 * 10^{-2} T(K) \ln \left[\frac{\text{Ab}^{\text{Ab}} \text{Al}^{\text{Al}} \text{Ca}^{\text{Ca}}}{\text{An}^{\text{An}} \text{Na}^{\text{Na}} \text{Si}^{\text{Si}}} \right] - 382.3 * (\text{Si}^{\text{Si}})^2 - 514.2 * (\text{Si}^{\text{Si}})^3 - 19.61(\text{Ab}^{\text{Ab}}) - 139.8(\text{Ca}^{\text{Ca}}) + 287.2(\text{Na}^{\text{Na}}) + 163.9(\text{K}^{\text{K}})$$

در روابط بالا از ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز در تعادل با مذاب (liq) استفاده شده است. در واقع افزون بر اینکه باید ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز به دست آید؛ لازم است که شیمی مذاب در حال تعادل با پلاژیوکلاز نیز مد نظر قرار گیرد. با استفاده از رابطه دماسنجی بالا دمای ۱۱۰۴ تا ۱۱۱۰ درجه سانتی‌گراد برای سنگ‌های مورد مطالعه به دست آمده است. از سوی دیگر فشارسنج یاد شده نیز محدوده فشاری میان ۱/۵ تا ۲/۵ کیلو بار را برای نمونه‌های بازالتی منطقه نتیجه داده است. همان‌گونه که دیده می‌شود چه از دید دما و چه از دید فشار، دماسنجی و فشارسنجی پلاژیوکلاز انطباق خوبی با نتایج به دست آمده با استفاده از شیمی کلینوپروکسن دارند.

۶-۶. بحث نتایج دما فشارسنجی

همان‌گونه که در ادامه بحث شده است؛ سنگ‌های مورد مطالعه ترکیب بازالتی آلکالین دارند. این مذاب‌ها چه از دید درصد ذوب بخشی پایین و چه از دید منشأ گوشته‌ای تهی نشده، سازگار با یک منشأ ژرف (گوشته گارنت لرزولیتی) هستند (Halliday et al., 1995; Humphreys and Niu, 2009; Zhou et al., 2009; Davis et al., 2011). قاعدتاً این مذاب‌ها در مسیر انتقال به سطح زمین بسته به اینکه با چه سرعتی به سطح زمین رسیده باشند؛ مقادیری از تحول (مانند تبلور تفریقی، آلایش و ...) را پشت سر می‌گذارند و کمتر رخ می‌دهد که ژئوشیمی یک مذاب اولیه را داشته باشند. بنابراین به‌طور منطقی در مسیر رسیدن به سطح زمین تا حدودی دچار تبلور تفریقی می‌شوند (یعنی تبلور در ژرفاهای زیاد و جدایش درشت بلورهایی مانند الیون و پلاژیوکلاز آئوریتی). اما آنچه در اینجا در مورد دما فشارسنجی بحث شده؛ تنها بحث روی بلورهای حاضر در سنگ بوده است و اینکه این بلورها احتمالاً در چه ژرفایی متبلور شده و یا با مذاب به تعادل رسیده‌اند. نتایج محاسبات دماسنجی سنگ‌های مورد مطالعه که بیشتر دمای بالاتر از ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد (تقریباً میان ۱۰۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه) را نشان می‌دهد با دمای یک مذاب بازالتی سازگار است. از سوی دیگر بر پایه محاسبات فشارسنجی کلینوپروکسن نیز فشار کمتر از ۲ کیلو بار به دست می‌آید که با شواهد سنگ‌نگاری و تبلور دیر هنگام کلینوپروکسن (در ژرفاهای کم) مورد تأیید قرار می‌گیرد. از سوی دیگر فشارسنج پلاژیوکلاز نیز که محدوده فشاری میان ۱/۵ تا ۲/۵ کیلو بار را نتیجه داده است؛ هم سازگاری خوبی با فشارسنج کلینوپروکسن دارد و هم تأییدکننده تبلور و تعادل در فشار کم است. بنابراین به نظر می‌رسد که نتایج دما فشارسنج‌های بحث شده سازگاری خوبی با همدیگر و نیز همخوانی با شواهد سنگ‌نگاری دارند. بنابراین این نتایج می‌توانند مورد اعتماد قرار گیرند.

۷- تفسیر شیمیایی

تجزیه میکروپروب کانی‌ها با توجه به نوع کانی می‌تواند در تفاسیر شیمیایی و پتروژنز مذاب مادر آنها استفاده شود. بدین صورت که برخی کانی‌ها همچون کلینوپروکسن می‌توانند حتی در تمایز انواع مذاب‌های بازالتی از دید سری شیمیایی و جایگاه زمین‌ساختی مورد استفاده قرار گیرند (Nisbet and Pearce, 1977; Beccaluva et al., 1989). این مسئله بازتابی از ترکیب مذاب مادر در شیمی کانی‌های متبلور شونده است که در واقع می‌تواند اطلاعات خوبی در مورد شرایط تشکیل مذاب و محیط زمین‌ساختی آن، تحولات ژئوشیمیایی مذاب و نیز شرایط درمودینامیکی فرایند تبلور از دید دما و فشار تعادل شیمیایی بلور - مذاب ارائه دهد.

۷-۱. ژئوشیمی مذاب

در اینجا از ترکیب شیمیایی کلینوپروکسن‌ها برای استنباط سری ماگمایی واحد بازالتی مورد مطالعه استفاده شده است. بررسی‌های (Leterrier et al. 1982) و (Le Bas 1962) بر وابستگی ترکیب کلینوپروکسن به ترکیب شیمیایی ماگمای سازنده آن اشاره دارد. به طوری که ترکیب شیمیایی این کانی به خوبی می‌تواند بازالت‌های آلکالین را از انواع توله‌ای غیر کوهزایی و توله‌ای و کالک آلکالین کوهزایی جدا کند. چرا که از سوی بازالت‌های توله‌ای و کالک آلکالین به سوی بازالت‌های آلکالین میزان سازنده‌های CaO, Na₂O, TiO₂, Al₂O₃ در کلینوپروکسن یک افزایش محسوس نشان می‌دهد. در نمودارهای نمایش داده شده، بالا بودن Ti همراه با Na (شکل‌های ۷-ب و ج) و همچنین بالا بودن تمرکز Al همراه با Ca و یا Ti (شکل‌های ۷-الف و د) در کلینوپروکسن‌ها، سبب قرار گرفتن آنها در محدوده بازالت‌های سری آلکالین شده است. همبستگی بازالت‌های آلکالین و کلینوپروکسن‌های غنی از Ti یک پدیده معمول است (Yoder and Tilley, 1962; Tracy and Robinson, 1977). از سوی دیگر تغییرات عناصر یاد شده با همدیگر تقریباً تطابق مثبت نشان می‌دهد و از آنجا که تفاوت در سری ماگمایی و شیمی مذاب می‌تواند ناشی از تفاوت در منشأ مذاب باشد؛ بنابراین به نوعی نشان از رفتار

در خاور امتداد داشته است. در ترکیه و پامیر مرکزی فعالیت کماتی در یک مدت زمان به نسبت زیاد از کربنیفر- پرمین پیشین تا تریاس پسین عمل کرده است و گسترش یافتگی خوبی دارد (Şengör, 1990)؛ اگر چه آثار این کمان ماگمایی در البرز و ایران مرکزی چندان شاخص نیست و تنها به فرورانش احتمالی پالتوتیس به زیر البرز و ایران مرکزی اشاره شده است (Şengör, 1990). همچنین برخی دیگر از پژوهشگران بر این باورند که ناپوستگی زاویه‌دار کربنیفر میانی در محدوده صفحه عربی که دربر دارنده گسلش فشارشی و بالا آمدن اپیروژنیک است؛ می‌تواند در نتیجه فازهای آغازین فرورانش پالتوتیس به سوی جنوب به زیر حاشیه شمالی گندوانا و پیش از جدایش سرزمین‌های سیمیرین (مانند سندج- سیرجان، البرز، شمال باختر ایران، ایران مرکزی و ...) از آن باشد (Ruban et al., 2007). داده‌های به دست آمده از این پژوهش با توجه آنچه پیش‌تر بحث شد؛ به صورت مستدل وضعیت زمین‌ساختی محدوده البرز مرکزی را به صورت یک حاشیه فعال قاره‌ای و فرورانش اقیانوس پالتوتیس را به سوی جنوب (دست کم در محدوده البرز مرکزی) نفی می‌کند. برعکس به باور نگارندگان، دلیل این فعالیت ماگمایی را می‌توان در نتیجه فعالیت زمین‌ساختی کششی و محیط‌های کافتی در اواخر پالتوزویک قلمداد کرد. چرا که آثار زمین‌ساخت کششی در زمان یاد شده در مناطق دیگری از ایران نیز دیده می‌شود که جزو حواشی گندوانایی بوده‌اند (Berberian and King, 1981). در حواشی شمالی گندوانا فعالیت ماگمایی اواخر پالتوزویک به فعالیت برجستگی گوشته‌ای و زمین‌ساخت کششی مراحل آغازین گسترش نوتتیس نسبت داده شده است (Veevers and Tewari, 1995; Maury et al., 2003; Lapierre et al., 2004); (Chauvet et al., 2011). بنابراین با توجه به موقعیت البرز و دیگر سرزمین‌های سیمیرین در زمان اواخر پالتوزویک در حاشیه شمالی گندوانا و یا مجاورت آن (پس از ظهور نوتتیس) دور از منطق نیست که فعالیت ماگمایی این زمان در مناطق یاد شده به زمین‌ساخت کششی مراحل آغازین گسترش نوتتیس منتسب شود.

۸- نتیجه‌گیری

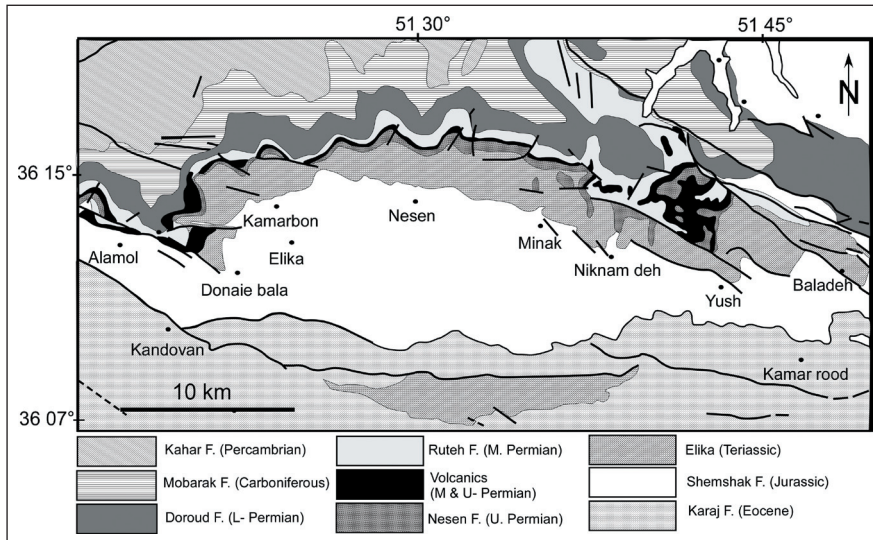
فعالیت ماگمایی پرمین میانی- پسین البرز مرکزی (شمال خاور بلده- سیاه‌بیشه) به صورت یک واحد بازالتی میان سازند روته و سنن رخمنون دارد. از دید سنگ‌نگاری، سنگ‌های بازالتی ویژگی‌های بافتی گوناگونی دارند؛ در حالی که از دید کانی‌شناسی بیشتر پلاژیوکلاز- فیریک هستند و کانی‌های فرومنیزین همچون الیون و کلینوپیروکسن فراوانی چندانی ندارند. داده‌های شیمیایی کانی‌ها نشان می‌دهد که ترکیب پلاژیوکلاز بیشتر در محدوده لابرادوریت و ترکیب کلینوپیروکسن در محدوده دیوپسید قرار می‌گیرد. محاسبات دما-فشارسنجی بر پایه ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن دمای حدود ۱۰۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار کمتر از ۲ کیلو بار را برای تعادل کانی- مذاب نشان می‌دهد. همچنین ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن نشانگر ماهیت آلکالین مذاب مادر است و از سوی دیگر بر موقعیت تکتونوماگمایی درون صفحه‌ای اشاره دارد. با توجه به این یافته‌ها می‌توان گفت در زمان پرمین، البرز مرکزی به صورت یک حاشیه غیرفعال در جنوب پالتوتیس قرار داشته و فعالیت ماگمایی آن با زمین‌ساخت کششی اواخر پالتوزویک در حاشیه شمالی گندوانا قابل تفسیر است.

مشابه آنها در هنگام فرایند ذوب گوشته‌ای دارد. عناصر یاد شده در منشأ گوشته‌ای با کانی‌شناسی معمول لرزولیت‌ها همگی رفتارهای ناسازگار تا به نسبت ناسازگار دارند (Pearce and Parkinson, 1993). بنابراین بالا بودن تمرکز این عناصر در مذاب نشان‌دهنده یک منشأ گوشته‌ای غنی یا تهی نشده است (Beccaluva et al., 1989; Cook et al., 2005). از سوی دیگر درجه ذوب بخشی پایین نیز در کنار ترکیب غنی منشأ گوشته‌ای نقش مهمی در بالا بودن تمرکز عناصر ناسازگار در مذاب ایفا می‌کند. این عوامل عامل‌های اصلی در شکل‌گیری مذاب‌های بازالتی آلکالین در گوشته هستند. پس به‌طور کلی از دید مباحث پتروژنی ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها در واحد بازالتی مورد مطالعه انطباق خوبی با ترکیب آلکالین مذاب مادر آنها دارد.

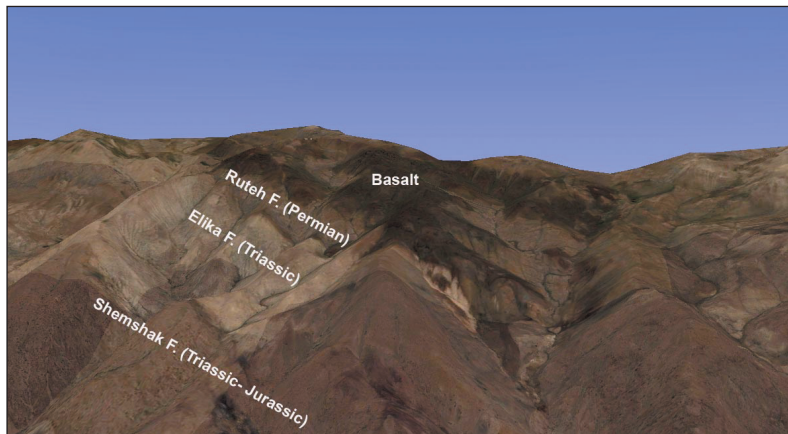
۷-۲. محیط تکتونوماگمایی

از شیمی کلینوپیروکسن می‌توان برای بحث در مورد جایگاه تکتونوماگمایی نیز استفاده کرد. بر پایه تغییرات عناصر اصلی کلینوپیروکسن همچون TiO_2 ، SiO_2 ، FeO و Al_2O_3 ، Na_2O ، MgO بازالتی تمایز قائل شد (Nisbet and Pearce, 1977; Leterrier et al., 1982; Beccaluva et al., 1989). در کلینوپیروکسن بر پایه تغییرات TiO_2 در برابر SiO_2 (شکل ۸-الف) (Nisbet and Pearce, 1977) محدوده‌های بازالت‌های کمان آتشفشانی، بازالت‌های کف اقیانوس، بازالت‌های توله‌ایتی درون صفحه‌ای و بازالت‌های آلکالین درون صفحه‌ای از هم تفکیک شده‌اند. اگر تغییرات Al_2O_3 در برابر SiO_2 نیز در نظر گرفته شود (شکل ۸-ب) (Nisbet and Pearce, 1977) دوباره می‌توان تفاوت میان شیمی کلینوپیروکسن مربوط به محیط‌های مختلف را تا حدودی نشان داد. نمودار تغییرات TiO_2 در برابر نسبت MgO/FeO (شکل ۸-ج) (Nisbet and Pearce, 1977) این تمایز را بهتر نشان می‌دهد. بر پایه این عامل‌ها داده‌های شیمیایی کلینوپیروکسن واحد بازالتی مورد مطالعه به صورت کاملاً متمایز در محدوده مذاب‌های درون صفحه‌ای جای می‌گیرند.

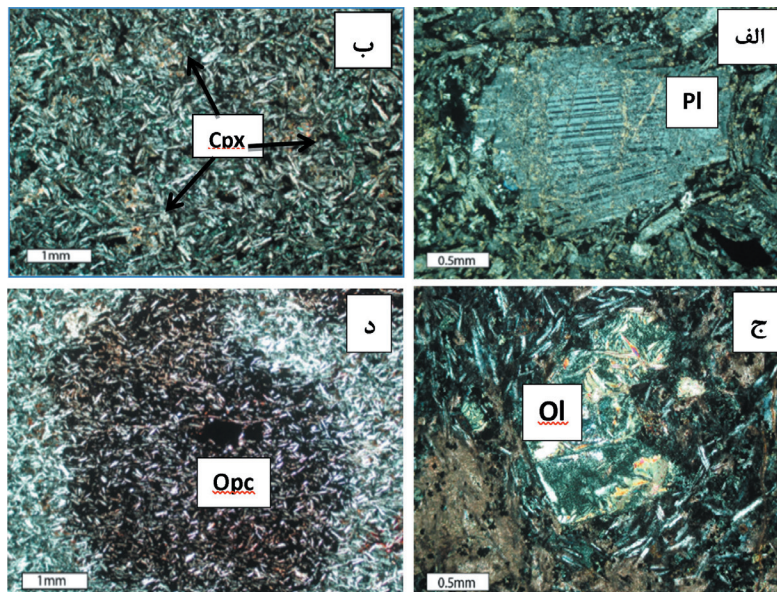
فعالیت ماگمایی آلکالین درون صفحه‌ای در زمان پرمین میانی- پسین در محدوده البرز مرکزی برای بررسی وضعیت البرز در زمان یاد شده و جایگاه زمین‌ساختی آن اهمیت زیادی دارد. همان‌طور که گفته شد این فعالیت ماگمایی هیچ شاهدی از آثار فرایندهای پهنه‌های فرورانشی و مذاب‌های مرتبط با کمان‌های آتشفشانی نشان نمی‌دهد. بنابراین بی‌شک ارتباطی به حواشی فعال نخواهد داشت. از آنجا که در زمان یاد شده البرز به همراه بخش‌های دیگری از ایران همچون ایران مرکزی در حاشیه جنوبی اقیانوس پالتوتیس قرار داشتند (Stöcklin, 1989; Stampfli, 2000; Stampfli and Borel, 2002; Golonka, 2007; Berra and Angiolini, 2014) بنابراین روانه‌های بازالتی یاد شده را می‌توان به‌عنوان یک شاهد مناسب برای بحث در مورد سوی فرورانش پالتوتیس در نظر گرفت. برخی از پژوهشگران (Şengör, 1990; Ruban et al., 2007) این فرورانش را به سوی جنوب به زیر حواشی گندوانایی در نظر گرفته‌اند. به باور Şengör (1990) در کربنیفر و پرمین پیشین حاشیه شمال خاوری گندوانا در حد فاصل میان ترکیه تا استرالیا به صورت ناپوسته آثار یک حاشیه فعال قاره‌ای (کمان قاره‌ای) را ثبت کرده است. این کمان از ترکیه (Podataksasi zone) و پهنه سندج- سیرجان در باختر، البرز و ایران مرکزی در بخش میانی و پامیر مرکزی



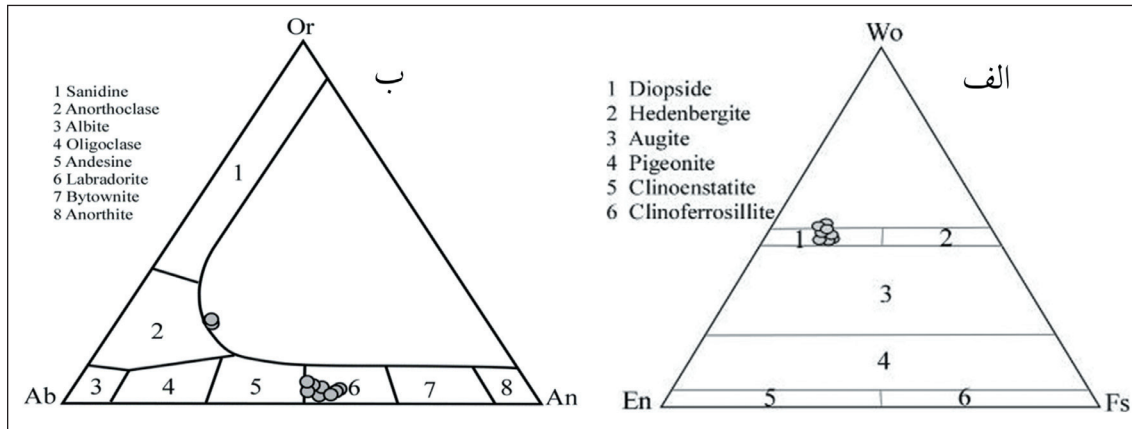
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه مورد مطالعه برگرفته از نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ آمل (Vahdati Daneshmand, 1991).



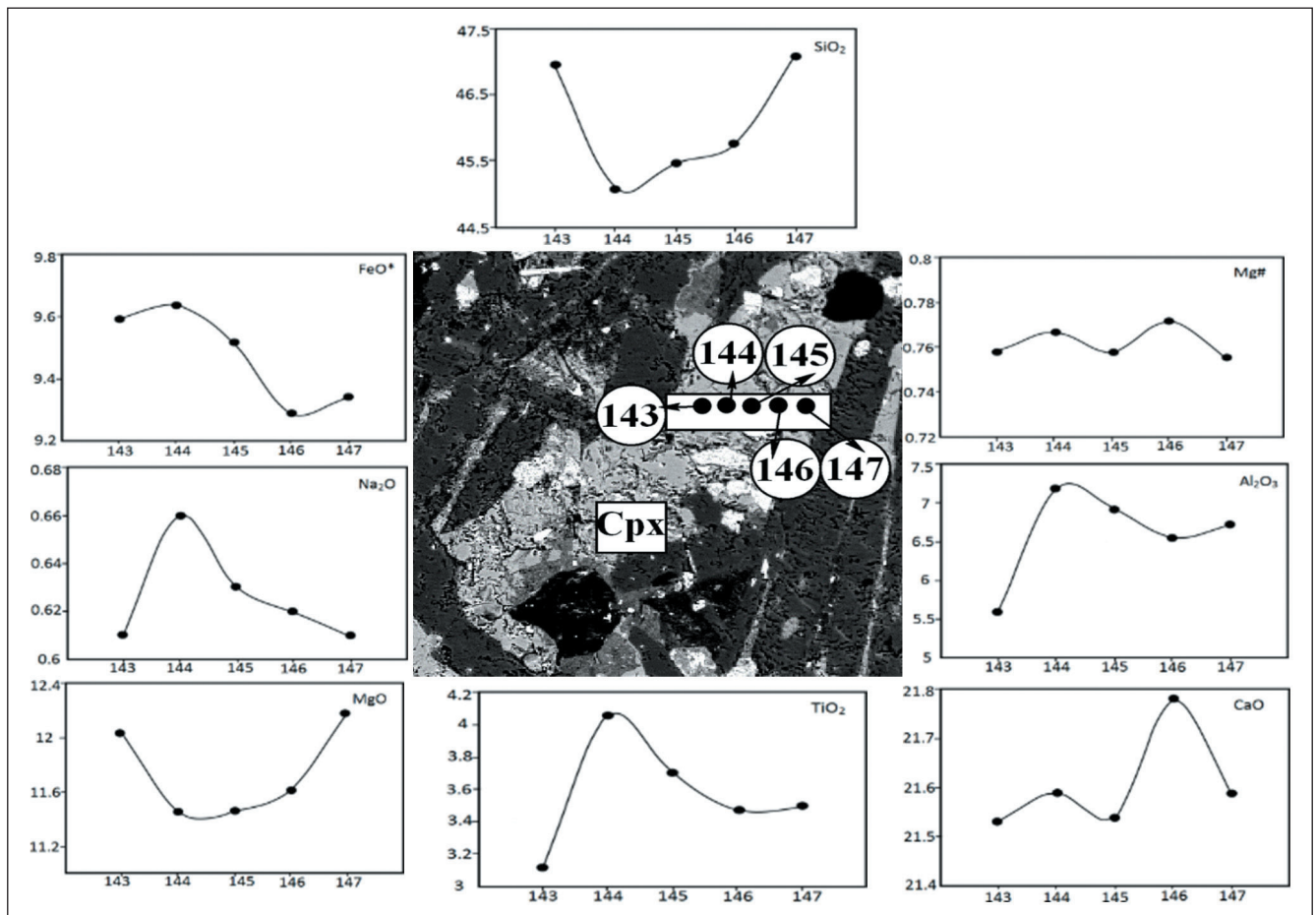
شکل ۲- نمای صحرایی واحد بازالتی مورد مطالعه و رابطه چینه‌شناسی آن با سازندهای رسوبی مجاور؛ ۱۰ کیلومتری شمال خاور بلده.



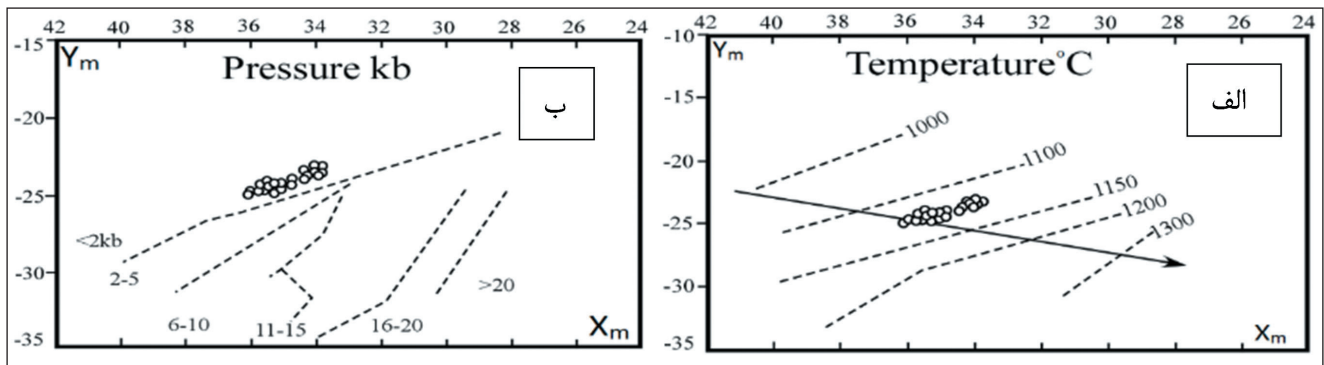
شکل ۳- (الف) بافت میکروولیتی پورفیری در سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه؛ (ب) بافت اینترسرتال که فضای میان میکروولیت‌های پلاژیوکلاز توسط بلورهای ریز کلینوپیروکسن پر شده است؛ (ج) قالب برجای مانده از الیوین (Ol) که به‌طور کامل دگرسان شده است؛ (د) تمرکز بالای کانی‌های کدر (Opc) در بخش‌هایی از زمینه سنگ. همه تصاویر در حالت XPL.



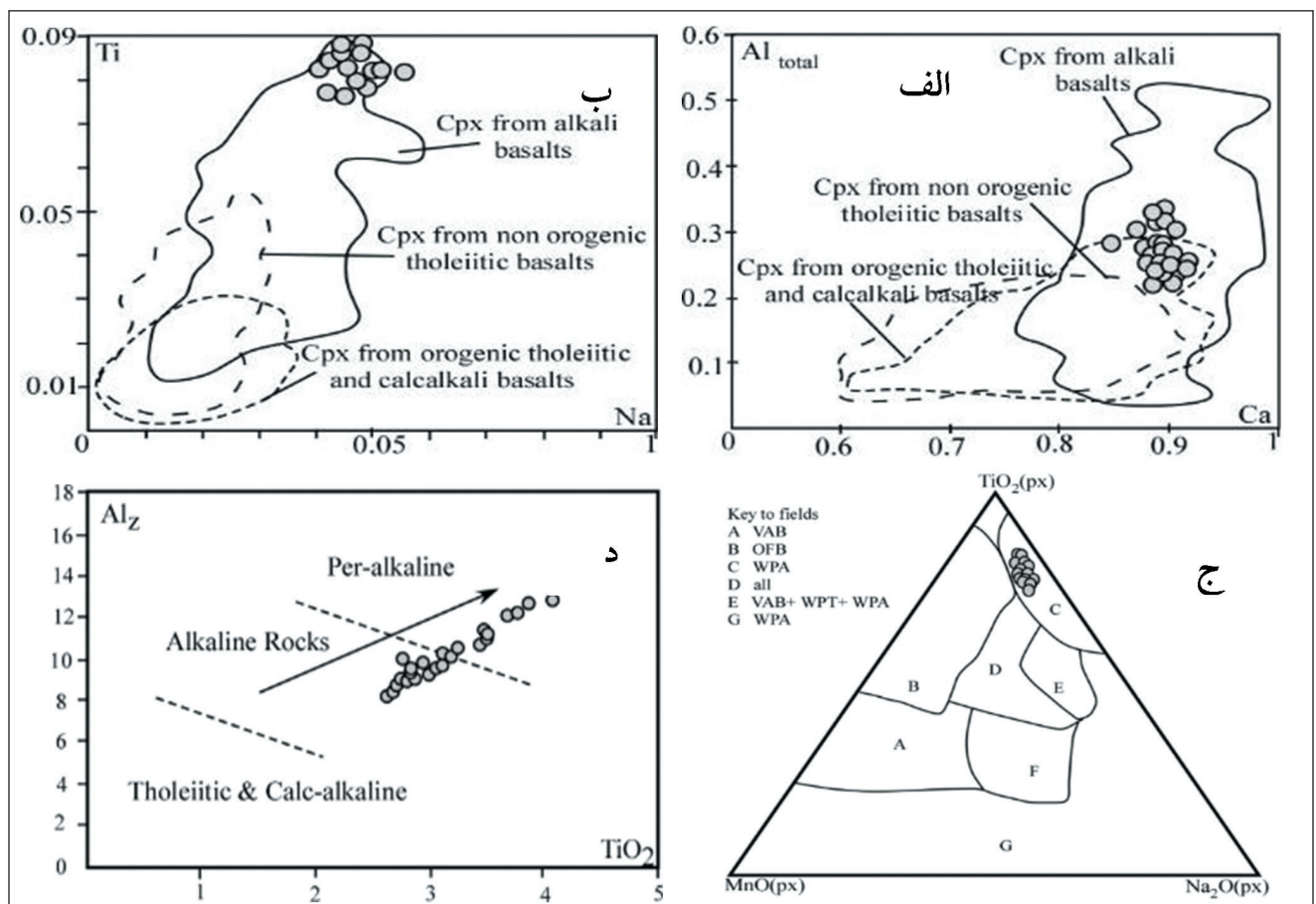
شکل ۴- الف) نمودار تقسیم‌بندی پیروکسن‌ها و موقعیت کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه که در محدوده دیوپسید قرار دارند (Morimoto, 1989)؛ ب) نمودار تقسیم‌بندی فلدسپار و موقعیت کانی‌های فلدسپار مورد مطالعه.



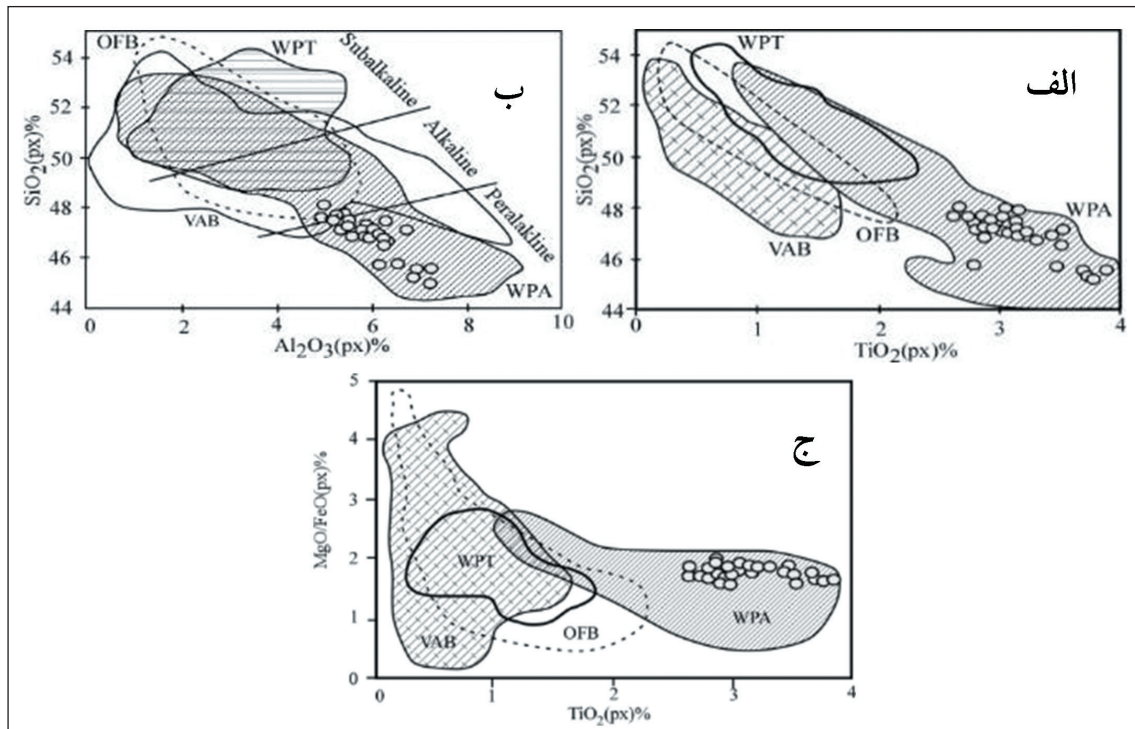
شکل ۵- تصاویر BSE از یک بلور کلینوپیروکسن در سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه و محل نقاط تجزیه شده که در یک مقطع عرضی از حاشیه به سوی مرکز بلور تجزیه شده است. تغییرات عناصر مختلف در نقاط تجزیه شده به صورت نمودارهای مختلف نمایش داده شده است. طبق تصویر موقعیت نقاط تجزیه شده از دید حاشیه و مرکز مشخص است.



شکل ۶- نمودار تغییرات P-T با استفاده از مقادیر X_m و Y_m (Soesoo, 1997)؛ الف) دمای تعادل بلورهای کلینوپیروکسن که در محدوده میان ۱۱۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد به دست می‌آید؛ ب) زمین‌فشارسنجی کلینوپیروکسن که فشاری کمتر از ۲ کیلو بار را نشان می‌دهد.



شکل ۷- نمودارهای تمایز سری‌های ماگمایی بر پایه ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن؛ الف) نمودار تغییرات Al_{tot} در برابر Ca (Leterrier et al., 1982)؛ ب) نمودار تغییرات Ti در برابر Na (Leterrier et al., 1982)؛ ج) نمودار مثلثی TiO_2 -MnO- Na_2O بر پایه ترکیب کلینوپیروکسن (Nisbet and Pearce, 1977)؛ د) نمودار Al_z در برابر TiO_2 (Le Bas, 1962)؛ اختصارات بدین شرح است: بازالت‌های کمان آتشفشانی (VAB)، بازالت‌های کف اقیانوس (OFB)، بازالت‌های توله‌ایتی درون ورقه‌ای (WPT) و بازالت‌های آلکالن درون ورقه‌ای (WPA).



شکل ۸- نمایش تغییرات عناصر اصلی در ترکیب کلینوپیروکسن و تمایز محیط‌های مختلف زمین‌ساخت- ماگمایی. محدوده‌ها بر پایه (Nisbet and Pearce, 1977) رسم شده‌اند. الف) نمودار تغییرات TiO_2 در برابر SiO_2 ؛ ب) نمودار تغییرات Al_2O_3 در برابر SiO_2 ؛ ج) نمودار تغییرات TiO_2 در برابر نسبت MgO/FeO ؛ اختصارات بدین شرح است: بازالت‌های کف اقیانوس: OFB؛ بازالت‌های کمان آتشفشانی: VAB؛ بازالت‌های تولداتی درون صفحه‌ای: WPT؛ بازالت‌های آلکانل درون صفحه‌ای: WPA. همان‌طور که در نمودارهای مختلف دیده می‌شود؛ نمونه‌های بلده در محدوده بازالت‌های آلکانل مناطق درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند.

جدول ۱- ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن و محاسبه فرمول ساختاری که بر پایه ۶ آنیون و ۴ کاتیون صورت گرفته است. محاسبه Fe_2O_3 به روش (Droop, 1987) انجام شده است. R: حاشیه، C: مرکز، I: بلورهای زمینه.

Elements/ points	b-139	b-140	b-141	b-142	b-100	b-133	b-134	b-135	b-136	b-137	b-138	b-143
	I	I	I	I	I	C	C	R	C	C	R	R
SiO ₂	47.56	47.60	48.03	47.45	45.74	47.04	47.70	47.15	46.91	47.23	46.56	46.96
TiO ₂	2.89	3.01	2.69	2.79	2.79	3.06	2.71	2.81	3.20	3.14	3.51	3.12
Al ₂ O ₃	5.18	5.45	4.99	5.48	6.13	5.48	5.31	5.41	5.94	5.99	6.28	5.59
Cr ₂ O ₃	0.03	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Fe ₂ O ₃	2.18	2.52	2.37	3.01	4.66	3.36	2.91	3.33	2.90	2.67	2.44	3.06
FeO	7.30	6.96	7.10	6.56	6.61	6.21	6.90	6.77	6.48	6.81	7.03	6.84
Mno	0.18	0.23	0.19	0.21	0.17	0.24	0.19	0.22	0.15	0.19	0.19	0.20
MgO	12.01	12.07	12.35	12.21	12.06	12.11	12.00	11.56	12.01	12.05	11.64	12.04
CaO	21.86	21.81	21.76	21.69	20.10	21.99	21.82	22.00	21.82	21.86	21.87	21.53
Na ₂ O	0.55	0.64	0.58	0.63	0.69	0.60	0.65	0.67	0.64	0.60	0.60	0.61
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02
Total	99.75	100.31	100.09	100.02	98.94	100.08	100.25	99.92	100.05	100.54	100.14	100.00
Si	1.79	1.78	1.80	1.78	1.74	1.77	1.79	1.78	1.76	1.76	1.75	1.77
Ti	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.08	0.08	0.09	0.09	0.10	0.09
Al	0.23	0.24	0.22	0.24	0.28	0.24	0.23	0.24	0.26	0.26	0.28	0.25
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.06	0.07	0.07	0.09	0.13	0.10	0.08	0.09	0.08	0.07	0.07	0.09
Fe ²⁺	0.23	0.22	0.22	0.21	0.21	0.20	0.22	0.21	0.20	0.21	0.22	0.22
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Mg	0.67	0.67	0.69	0.68	0.68	0.68	0.67	0.65	0.67	0.67	0.65	0.67

ادامه جدول ۱

Elements/ points	b-139	b-140	b-141	b-142	b-100	b-133	b-134	b-135	b-136	b-137	b-138	b-143
	I	I	I	I	I	C	C	R	C	C	R	R
Ca	0.88	0.87	0.87	0.87	0.82	0.88	0.88	0.89	0.88	0.87	0.88	0.87
Na	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Wo	46.71	46.42	46.12	46.10	43.18	46.66	46.31	46.89	46.64	46.61	47.18	45.94
En	35.71	35.77	36.41	36.11	36.04	35.74	35.42	34.27	35.71	35.75	34.95	35.73
Fs	15.45	15.34	15.27	15.37	18.11	15.30	15.77	16.26	15.16	15.33	15.54	15.98

جدول ۲- ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز و محاسبه فرمول ساختاری که بر پایه ۸ آنیون و ۵ کاتیون به دست آورده است. R: حاشیه، C: مرکز، I: بلورهای زمینه.

Element/Point	b-84	b-85	b-86	b-87	b-81	b-82	b-83	b-88	b-89	b-101	b-102	b-103	b-104
	I	I	I	C	R	C	R	C	R	R	C	C	R
SiO ₂	53.75	53.29	53.70	54.61	53.34	52.95	53.92	54.58	60.69	53.16	54.59	53.06	52.88
TiO ₂	0.10	0.10	0.16	0.16	0.17	0.14	0.18	0.11	0.15	0.18	0.16	0.12	0.11
Al ₂ O ₃	28.39	28.62	28.15	28.27	29.08	28.83	27.72	27.90	22.95	28.59	27.82	28.97	28.86
Cr ₂ O ₃	0.10	0.03	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
FeO	0.61	0.60	0.69	0.58	0.64	0.60	0.61	0.55	1.62	0.76	0.87	0.76	0.74
MnO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.06	0.00
MgO	0.06	0.07	0.07	0.07	0.09	0.07	0.08	0.07	0.30	0.04	0.16	0.04	0.08
CaO	10.52	10.74	10.46	10.20	11.11	10.92	9.94	9.94	3.61	10.83	9.63	11.05	10.95
Na ₂ O	4.82	4.88	5.05	5.12	4.62	4.78	5.18	5.13	5.84	5.01	4.98	4.70	4.79
K ₂ O	0.71	0.66	0.63	0.72	0.64	0.61	0.70	0.71	3.59	0.54	0.77	0.55	0.59
Total	99.06	98.99	98.92	99.74	99.70	98.92	98.32	98.99	98.75	99.14	98.97	99.30	98.99
Si	2.46	2.44	2.46	2.48	2.43	2.43	2.48	2.49	2.76	2.43	2.49	2.43	2.43
Ti	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Al	1.53	1.55	1.52	1.51	1.56	1.56	1.50	1.50	1.23	1.54	1.50	1.56	1.56
Fe ²⁺	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.06	0.03	0.03	0.03	0.03
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01
Ca	0.52	0.53	0.51	0.50	0.54	0.54	0.49	0.49	0.18	0.53	0.47	0.54	0.54
Na	0.43	0.43	0.45	0.45	0.41	0.42	0.46	0.45	0.52	0.44	0.44	0.42	0.43
K	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.21	0.03	0.04	0.03	0.03
Total	5.01	5.02	5.02	5.01	5.01	5.02	5.01	5.00	4.98	5.03	5.00	5.01	5.02
Ab%	43.42	43.40	44.89	45.62	41.32	42.61	46.54	46.27	57.28	44.15	46.07	42.09	42.65
An%	52.40	52.76	51.42	50.18	54.89	53.82	49.33	49.53	19.55	52.74	49.24	54.68	53.91
Or%	4.19	3.84	3.69	4.20	3.79	3.57	4.13	4.20	23.16	3.11	4.69	3.23	3.44

References

- Angiolini, L., Crippa, G., Muttoni, G. and Pignatti, J., 2013- Guadalupian (Middle Permian) paleobiogeography of the Neotethys Ocean. *Gondwana Research*, 24: 173-184.
- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G. B. and Zeda, O., 1989- Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chemical Geology*, 77: 165-182.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265.
- Berra, F. and Angiolini, L., 2014- The Evolution of the Tethys Region throughout the Phanerozoic: A Brief Tectonic Reconstruction. in L. Marlow, C. Kendall and L. Yose, eds., *Petroleum systems of the Tethyan region: AAPG Memoir*, 106 1-27.
- Bertrand, P. and Mercier, J. C. C., 1985- The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? *Earth and Planetary Science Letters*, 76: 109-122.
- Besse, J., Torcq, F., Gallet, Y., Ricou, L. E., Krystyn, L. and Saidi, A., 1998- Late Permian to Late Triassic palaeomagnetic data from Iran: constraints on the migration of the Iranian block through the Tethyan Ocean and initial destruction of Pangaea. *Geophysical Journal International*, 135: 77-92.
- Chauvet, F., Lapierre, H., Maury, R. C., Bosch, D., Basile, C., Cotten, J., Brunet, P. and Campillo, S., 2011- Triassic alkaline magmatism of the Hawasina Nappes: Post-breakup melting of the Oman lithospheric mantle modified by the Permian Neotethyan Plume. *Lithos*, 122: 122-136.
- Cook, C., Briggs, R. M., Smith, I. E. M. and Maas, R., 2005- Petrology and Geochemistry of Intraplate Basalts in the South Auckland Volcanic Field, New Zealand: Evidence for Two Coeval Magma Suites from Distinct Sources. *Journal of Petrology*, 46: 473-503.
- Davis, F. A., Hirschmann, M. M. and Humayun, M., 2011- The composition of the incipient partial melt of garnet peridotite at 3 GPa and the origin of OIB. *Earth and Planetary Science Letters*, 308: 380-390.
- Domeier, M. and Torsvik, T. H., 2014- Plate tectonics in the late Paleozoic. *Geoscience Frontiers*, 5: 303-350.
- Droop, G., 1987- A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51: 431-435.
- Feig, S. T., Koepke, J. and Snow, J. E., 2006- Effect of water on tholeiitic basalt phase equilibria: an experimental study under oxidizing conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152: 611-638.
- Gaetani, G. A., Grove, T. L. and Bryan, W. B., 1993- The influence of water on the petrogenesis of subduction-related igneous rocks. *Nature*, 365: 332-334.
- Gaetani, G. A., Grove, T. L. and Bryan, W. B., 1994- 32. Experimental phase relations of basaltic andesite from hole 839B under hydrous and anhydrous conditions. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, scientific results*. pp: 557-563.
- Gaetani, M., Angiolini, L., Ueno, K., Nicora, A., Stephenson, M. H., Sciunnach, D., Rettori, R., Price, G. D. and Sabouri, J., 2009- Pennsylvanian–Early Triassic stratigraphy in the Alborz Mountains (Iran). *Geological Society, London, Special Publications*, 312: 79-128.
- Gaetani, M., Dercourt, J. and Vrielynck, B., 2003- The Peri-Tethys programme: achievements and results. *Episodes*, 26: 79-93.
- Golonka, J., 2007- Late Triassic and Early Jurassic palaeogeography of the world. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244: 297-307.
- Golonka, J. and Bocharova, N. Y., 2000- Hot spot activity and the break-up of Pangea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161: 49-69.
- Golonka, J. and Ford, D., 2000- Pangean (Late Carboniferous–Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161: 1-34.
- Halliday, A. N., Lee, D. C., Tommasini, S., Davies, G. R., Paslick, C. R., Godfrey Fitton, J. and James, D. E., 1995- Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 133: 379-395.
- Humphreys, E. R. and Niu, Y., 2009- On the composition of ocean island basalts (OIB): The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism. *Lithos*, 112: 118-136.
- Köhler, T. P. and Brey, G. P., 1990- Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geothermobarometer for natural peridotites from 2 to 60 kb with applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 2375-2388.
- Lapierre, H., Samper, A., Bosch, D., Maury, R. C., Béchenec, F., Cotten, J., Demant, A., Brunet, P., Keller, F. and Marcoux, J., 2004- The Tethyan plume: geochemical diversity of Middle Permian basalts from the Oman rifted margin. *Lithos*, 74: 167-198.
- Le Bas, M. J., 1962- The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, 260: 267-288.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M., 1982- Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, 59: 139-154.
- Maury, R. C., Béchenec, F., Cotten, J., Caroff, M., Cordey, F. and Marcoux, J., 2003- Middle Permian plume-related magmatism of the

- Hawasina Nappes and the Arabian Platform: Implications on the evolution of the Neotethyan margin in Oman. *Tectonics*, 22: 1073.
- Morimoto, N., 1989- Nomenclature of pyroxenes. *The Canadian Mineralogist*, 27: 143-156.
- Muttoni, G., Mattei, M., Balini, M., Zanchi, A., Gaetani, M. and Berra, F., 2009- The drift history of Iran from the Ordovician to the Triassic. Geological Society, London, Special Publications, 312: 7-29.
- Nimis, P., 1999- Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135: 62-74.
- Nimis, P. and Taylor, W. R., 2000- Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139: 541-554.
- Nimis, P. and Ulmer, P., 1998- Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 133: 122-135.
- Nisbet, E. and Pearce, J., 1977- Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63: 149-160.
- Pearce, J. A. and Parkinson, I. J., 1993- Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. Geological Society, London, Special Publications, 76: 373-403.
- Putirka, K. D., 2005- Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: Tests of some existing models and new calibrations. In: *American Mineralogist*. pp: 336-346.
- Putirka, K. D., 2008- Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69, 1: 61-120.
- Putirka, K., Johnson, M., Kinzler, R., Longhi, J. and Walker, D., 1996- Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0–30 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123,1: 92-108.
- Ruban, D. A., Al-Husseini, M. I. and Iwasaki, Y., 2007- Review of Middle East Paleozoic plate tectonics. *GeoArabia*, 12: 35-55.
- Saidi, A. and Ghasemi, M. R., 1993- Geological map of Baladeh, scale 1/100000. Geological Survey of Iran.
- Şengör, A. M. C., 1990- A new model for the late Palaeozoic—Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. Geological Society, London, Special Publications, 49: 797-831.
- Soesoo, A., 1997- A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: Empirical coordinates for the crystallisation PT estimations. *GFF*, 119: 55-60.
- Stampfli, G. M., 2000- Tethyan oceans. Geological Society, London, Special Publications, 173: 1-23.
- 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., Von Raumer, J. F. and Borel, G. D., 2002- Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: from Gondwana to the Variscan collision. In: Martinez Catalan, J. R., Hatcher, R. D., Arenas, R., Diaz Garcia, F. (eds), *Variscan-Appalachian dynamics: the building of late Palaeozoic basement*. GSA Special Paper, 364: 263-280.
- Stöcklin, J., 1989- Tethys Evolution in the Afghanistan-Pamir-Pakistan Region. In: *Tectonic Evolution of the Tethyan Region*, Şengör, A. M. C., (Ed.). Springer Netherlands: pp: 241-264.
- Tracy, R. and Robinson, P., 1977- Zoned titanite augite in alkali olivine basalt from Tahiti and the nature of titanium substitutions in augite. *American Mineralogist*, 62: 634-645.
- Vahdati Daneshmand, F., 1991- Geological map of Amol, scale 1/250000. Geological Survey of Iran.
- Veevers, J. J. and Tewari, R. C., 1995- Permian-Carboniferous and Permian-Triassic magmatism in the rift zone bordering the Tethyan margin of southern Pangea. *Geology*, 23: 467-470.
- Von Raumer, J. F., Stampfli, G. M. and Bussy, F., 2003- Gondwana-derived microcontinents-g the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. *Tectonophysics*, 365: 7-22.
- Wells, P. A., 1977- Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 62: 129-139.
- Wilson, M., Guiraud, R., Moreau, C. and Bellion, Y. J. C., 1998- Late Permian to Recent magmatic activity on the African-Arabian margin of Tethys. Geological Society, London, Special Publications, 132: 231-263.
- Witt-Eickchen, G. and O'Neill, H. S. C., 2005- The effect of temperature on the equilibrium distribution of trace elements between clinopyroxene, orthopyroxene, olivine and spinel in upper mantle peridotite. *Chemical Geology*, 221: 65-101.
- Yoder, H. S. and Tilley, C. E., 1962- Origin of Basalt Magmas: An Experimental Study of Natural and Synthetic Rock Systems. *Journal of Petrology*, 3: 342-532.
- Zhou, M. F., Zhao, J. H., Jiang, C. Y., Gao, J.-F. Wang, W. and Yang, S. H., 2009- OIB-like, heterogeneous mantle sources of Permian basaltic magmatism in the western Tarim Basin, NW China: Implications for a possible Permian large igneous province. *Lithos*, 113: 583-594.

Mineral chemistry of the Permian basalts from North of Baladeh Central Alborz: Geothermobarometry and tectonomagmatic setting

F. Rostami¹, M. Delavari^{2*}, S. Amini³ and A. Dolati²

¹M.Sc. Student, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

²Assistant Professor, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

³Professor, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

Received: 2016 May 14

Accepted: 2017 April 08

Abstract

The Permian volcanic rocks of Central Alborz (northeast of Baladeh- Siabhisheh) crop out between Ruteh and Nesen Formations. The volcanic rocks are predominantly basaltic and plagioclase-phyric. Ferromagnesian minerals such as clinopyroxene and olivine are not modally abundant and sometimes are totally altered. Based on microprobe data, clinopyroxene and plagioclase are diopside ($En_{34.2-36.4} Wo_{43.1-47.2} Fs_{14.9-18.1}$) and labradorite ($50 < An\% < 55$), respectively. Clinopyroxene and plagioclase geothermobarometric calculations shows the temperature and pressure ranges of 1050 to 1200 °C and < 2.5 kb, respectively. Chemical composition of clinopyroxene is characterized by high TiO_2 contents (4.94-7.24 wt. %). Clinopyroxene chemical data display that the parent melt was alkaline basalt, generated in a within plate setting. On the basis of our findings it can be stated that, Central Alborz was a continental passive margin in middle- late Permian at south of Paleo-Tethys and its magmatism was likely triggered by late Paleozoic extensional tectonism of northern margin of Gondwana during the early stages of Neo-Tethyan development.

Keywords: Geothermobarometry, Alkali basalt, Intra-plate, Permian, Baladeh, Central Alborz.

For Persian Version see pages 3 to 14

*Corresponding author: M. Delavari, E-mail: Delavarimza@gmail.com