

کاربرد شیمی کانی‌ها در دما-فشارسنجی، تعیین محیط زمین‌ساختی و خاستگاه سنگ‌های نفوذی- نیمه‌عمیق جنوب غرب خوسف (شرق ایران)

سید سعید محمدی^{۱*}، ملیحه نخعی^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۲- گروه پژوهشی علوم زمین، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۳- گروه مهندسی معدن، دانشکده عمران، معدن و شیمی، دانشگاه صنعتی بیرجند، بیرجند، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۴/۲/۱۰، نسخه نهایی: ۱۴۰۴/۴/۱۴)

چکیده: در ۳۵ کیلومتری جنوب غرب خوسف و در بخش شرقی بلوک لوت، سنگ‌های نفوذی و نیمه‌عمیق با ترکیب مونزودیوریت و دیوریت پورفیری رخنمون دارند. برای بررسی شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور و جایگزینی سنگ‌های مورد بررسی از نتایج تجزیه ریزپردازشی کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت و پیروکسن استفاده شد. گستره ترکیبی پلاژیوکلاز در مونزودیوریت بین Ab_{69} تا An_{28} و در دیوریت پورفیری از Ab_{29} تا An_{70} و Ab_{66} تا An_{32} در گستره لابرادوریت تا آندزین است. بیوتیت به عنوان کانی شاخص فرومنیزین در مونزودیوریت از نظر ترکیبی، غنی از منیزیم و در گستره فلوگوپیت قرار دارد. ترکیب بیوتیت‌ها بیانگر ماهیت آهکی قلیایی و محیط کمان فروران‌ش کرانه قاره‌ای فعال برای سنگ میزبان است. بررسی شرایط اکسایش نشان می‌دهد که بیوتیت‌های مورد بررسی در گستره گریزندگی بالای اکسیژن و سری مگنتیتی قرار دارند که گویای شرایط اکسیدی ماگمای مادر و گرانیتوئید نوع I است. دمای تبلور و تعادل بیوتیت‌ها بر اساس مقدار Ti موجود در آن‌ها حدود ۸۰۰ درجه سانتیگراد و فشار تشکیل بر اساس آلومینیوم کل بیوتیت‌ها حدود ۵/۰ کیلوبار بوده که نشان‌دهنده تشکیل بیوتیت‌ها در عمق حدود ۲ کیلومتر است. کلینوپیروکسن‌ها دارای ترکیب اوژیت مایل به دیوپسید است و دمای تشکیل آن‌ها حدود ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد و فشار در زمان تبلور آن‌ها کمتر از ۲ تا حدود ۳ کیلوبار معادل عمق تقریبی ۶ تا ۱۰ کیلومتر بدست آمد.

واژه‌های کلیدی: بیوتیت؛ کلینوپیروکسن؛ دما-فشارسنجی؛ گرانیتوئید نوع I؛ جنوب غرب خوسف؛ بلوک لوت.

مقدمه

پوشش داده است [۲-۵]. سن فعالیت ماگمایی شرق ایران که بیشتر به صورت گدازه، سنگ‌های آذرآواری و سنگ‌های نفوذی-نیمه عمیق رخنمون دارند، ائوسن تا الیگوسن تعیین شده است [۶]. دلایل مختلفی برای فعالیت ماگمایی ترشیری بلوک لوت پیشنهاد شده است که برخی از آن‌ها فروران‌ش [۷، ۸] و برخی دیگر فرآیندهای لایه لایه شدن پس از برخورد [۶] را عامل فعالیت ماگمایی معرفی نموده‌اند. بر اساس نظریه دوم، حوضه اقیانوسی شرق ایران ۸۶ میلیون سال پیش بسته

منطقه مورد بررسی در استان خراسان جنوبی، در ۳۵ کیلومتری جنوب غرب خوسف و در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خوسف [۱] و از نظر تقسیم‌بندی ساختاری ایران در بخش شرقی بلوک لوت واقع است. فعالیت ماگمایی در بلوک لوت از ژوراسیک میانی (۱۶۵-۱۶۲ میلیون سال پیش) آغاز شده و در ترشیری (ائوسن میانی) به اوج خود رسیده است. سنگ‌های آتشفشانی و نیمه عمیق ترشیری بخش عمده بلوک لوت را

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۵۶۳۱۰۲۶۶۸۸، پست الکترونیکی: ssmohammadi@birjand.ac.ir

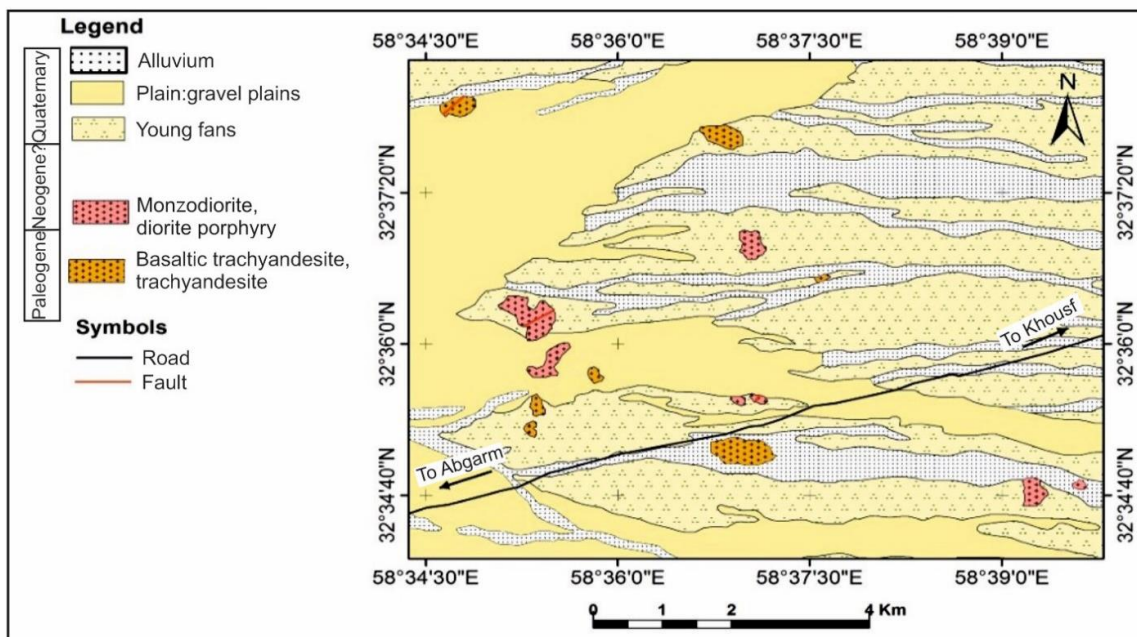


آن‌ها به کار می‌رود. پیروکسن یکی از کانی‌های سنگ‌ساز است که با بررسی شیمی آن می‌توان ماهیت ماگما، محیط زمین ساختی و خاستگاه توده آذرین را تعیین نمود. با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها، همچنین تعیین دما و فشار تبلور سنگ‌های میزبان امکان‌پذیر است [۲۳-۲۷]. در این پژوهش، از ترکیب شیمیایی کانی‌ها برای ارزیابی شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور، تعیین خاستگاه ماگما و موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های نفوذی-نیمه عمیق جنوب غرب خوسف استفاده شده است

زمین‌شناسی منطقه

بر اساس بررسی‌های صحرایی انجام شده، واحدهای سنگی منطقه شامل توده‌های منفرد از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب کلی آندزیتی و سنگ‌های نفوذی-نیمه عمیق با ترکیب مونزودیوریتی و دیوریتی به همراه رسوب‌های کواترنری است (شکل ۱). توده‌های نفوذی-نیمه عمیق اغلب به صورت توده-های گنبدی شکل با ساخت توده‌ای و رنگ خاکستری روشن رخنمون دارند (شکل‌های ۲ الف تا ت). یکی از این توده‌ها به عنوان معدن سنگ ساختمانی پی‌جویی شده است (شکل ۲ ت). بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی نشان می‌دهد که به سمت کناره توده، با تغییر بافت از دانه‌ای به پورفیری با زمینه ریزدانه، ویژگی‌های سنگ‌های نیمه عمیق ظاهر شده است. یکی از ویژگی‌های توده مورد بررسی، حضور درونبوم‌هایی به رنگ سبز مایل به خاکستری با مرز آشکار در سنگ میزبان مونزودیوریتی است (شکل‌های ۲ ث و ج) که در برخی موارد، در کناره درونبوم شواهد پختگی و دگرسانی دیده می‌شود (شکل ۲ ج). با توجه به شباهت ترکیب کانی‌شناسی درونبوم با سنگ میزبان، این درونبوم‌ها از نوع اتولیت هستند. واحدهای گدازه‌ای به صورت توده‌های منفرد و گاهی به هم پیوسته به رنگ خاکستری مایل به سیاه (شکل‌های ۲ چ و ح) با ترکیب آندزیتی در بخش‌های شمالی و جنوبی منطقه مورد بررسی دیده می‌شوند (شکل ۱). از آنجا که بین واحدهای نفوذی-نیمه عمیق و سنگ‌های آتشفشانی، همبری وجود ندارد، اظهارنظر در مورد ارتباط سنی این سنگ‌ها امکان‌پذیر نبوده و ترتیب سنی مشخص شده در نقشه زمین‌شناسی منطقه (شکل ۱) بر پایه داده‌های موجود در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خوسف [۱] ارائه شده است.

شده است. از این رو، فعالیت ماگمایی ائوسن-الیگوسن در بلوک لوت و زمیندرز سیستان به فرآیندهای لایه لایه شدن پس از برخورد نسبت داده شده است. در جنوب غرب خوسف، مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین شامل سنگ‌های آتشفشانی وابسته به ترشیری با ترکیب آندزیت بازالتی و آندزیت (تراکی آندزیت)، همراه سنگ‌های نفوذی-نیمه عمیق رخنمون دارند. تاکنون، پژوهش‌هایی پیرامون فعالیت ماگمایی ترشیری مناطق جنوب غرب خوسف انجام شده است (از جمله [۹-۱۱]). بر اساس نتایج پژوهش‌های یادشده، سنگ‌های نفوذی-نیمه عمیق منطقه جنوب غرب خوسف دارای ماهیت آهکی قلیایی هستند از نظر جایگاه زمین‌ساختی وابسته به محیط فرورانش و کرانه فعال قاره معرفی شده‌اند. ماهیت ماگما اثر مستقیمی بر ترکیب شیمیایی کانی‌های تبلور یافته از آن، دارد. از این رو، کانی‌ها اطلاعات ارزشمندی در مورد فرآیندهای ماگمایی ارائه می‌دهند، به طوری که بسیاری از کانی‌ها برای بررسی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌ساختی به کار می‌روند و استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌ها، شاخص خوبی برای تجزیه و تحلیل فرآیندهای سنگ‌شناسی است [۱۲-۱۶]. عوامل اصلی مؤثر بر تبلور و ترکیب کانی‌شناسی در سنگ‌ها ترکیب شیمیایی ماگما، فشار، دما، گریزندگی اکسیژن، مقدار و ماهیت فاز فرار هستند. از این رو، شناسایی این عوامل برای درک فرآیندهای مؤثر در تشکیل سنگ‌های آذرین اهمیت دارد [۱۶، ۱۷]. بیوتیت یک کانی فرومنیزین آبدار است که می‌تواند در انواع سامانه‌های شیمیایی زمین‌شناسی و طیف گسترده‌ای از شرایط دما و فشار در سنگ‌های آذرین حدواسط-اسیدی و دگرگونی پایدار باشد. ترکیب این کانی اطلاعاتی در مورد چند عامل مهم سامانه‌های ماگمایی یا گرمایی که در آن متبلور می‌شود، مانند فشار، دما، گریزندگی اکسیژن و فعالیت آب، ارائه می‌دهد [۱۸، ۱۹]. بیوتیت همچنین نشان دهنده ماهیت و محیط زمین ساختی ماگماهای میزبان است [۲۰]. بر این اساس، ترکیب شیمیایی بیوتیت می‌تواند برای برآورد شرایط دما و فشار تشکیل سنگ‌های ماگمایی میزبان، گریزندگی اکسیژن ماگما، دمای ذوب، رده‌بندی گرانیتوئیدها، ماهیت ماگما و محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌ها استفاده شود [۲۱، ۲۲]. ترکیب شیمیایی کانی‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز نیز برای تعیین شرایط دما و فشار تشکیل سنگ‌ها و کانی‌های تشکیل‌دهنده



شکل ۱ نقشه زمین شناسی منطقه جنوب غرب خوسف (بر گرفته از مرجع [۹]) بر اساس نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خوسف [۱].



شکل ۲ ویژگی‌های صحرایی سنگ‌های مورد بررسی در جنوب غرب خوسف: الف تا ت) ساختار گنبدی در واحدهای نفوذی-نیمه عمیق (دید عکس‌ها به سمت شمال غرب)، ت و ج) وجود درونبوم (اتولیتی) در سنگ‌های مونزودیوریتی، چ و ح) نمای سنگ‌های آتشفشانی (دید به سمت جنوب شرق).

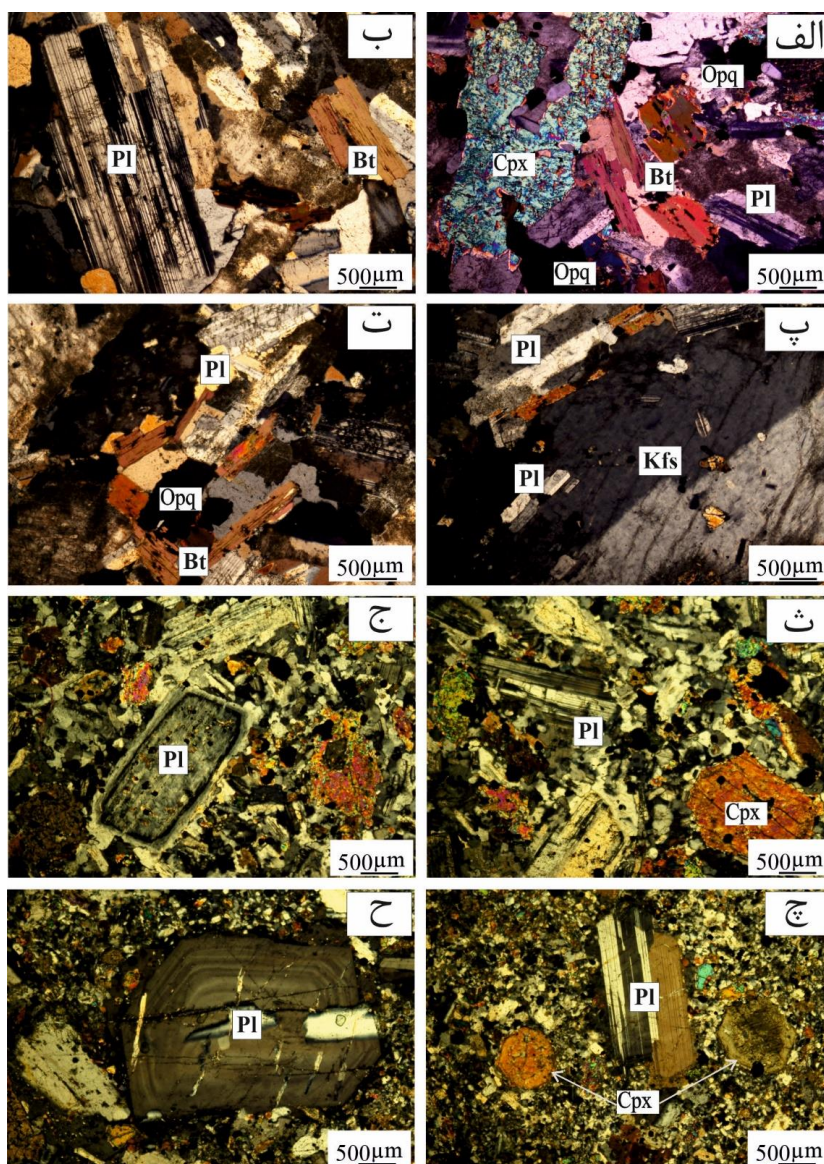
روش بررسی

پس از جمع‌آوری اطلاعات موجود از منطقه، بررسی صحرایی و نمونه‌برداری از واحدهای سنگی انجام شد. سپس مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه و از نظر سنگ‌نگاری بررسی شدند. به منظور تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها، مقاطع نازک صیقلی تهیه و به مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران ارسال شد. تجزیه نقطه‌ای کانی‌های بیوتیت (۷ نقطه)، پلاژیوکلاز (۲۴ نقطه) و پیروکسن (۲۰ نقطه) با دستگاه ریزکاو الکترونی Cameca

SX100 با ولتاژ شتاب‌دهنده ۲۰ کیلوولت و جریان ۱۵ نانوامپر با مدت زمان شمارش ۲۰-۱۵ ثانیه و الکترون‌های متمرکز با قطر ۱-۳ میکرون انجام گردید. تحلیل داده‌های شیمی کانی‌ها با نرم‌افزار Minpet 2.02 [۲۸] انجام شد.

سنگ‌نگاری

ترکیب کلی توده مورد بررسی، مونزودیوریتی است و در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شود. بافت اصلی سنگ دانه‌ای (شکل‌های ۳ الف تا ت) است.



شکل ۳ ویژگی‌های میکروسکوپی سنگ‌های آذرین بررسی‌شده: الف تا ت) بافت دانه‌ای و حضور کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت، پیروکسن و فلدسپار قلیایی، پ) بافت پوئیکلیتیک؛ ث و ج) بافت پورفیری با زمینه ریزدانه و حضور کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن در دیوریت پورفیری، چ و ح) بافت پورفیری با زمینه ریزدانه و حضور کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن شکل‌دار در درون‌بوم. تصاویر در نور قطبیده متقاطع (XPL) ثبت شده‌اند و نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۲۹] هستند.

در برخی نمونه‌ها، حضور بلورهای ریز پلاژیوکلاز و پیروکسن درون بلورهای فلدسپار قلیایی، سبب ایجاد بافت پوئیکلیتیک شده است (شکل ۲ پ). کانی‌های سازنده سنگ شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، بیوتیت و فلدسپار قلیایی هستند. پلاژیوکلاز بیشتر به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار با ماکل چندریختی (شکل ۲ ب)، ۵۵ تا ۶۵ درصد حجم سنگ را تشکیل داده و بر پایه زاویه خاموشی از نوع آندزین تا الیگوکلاز است. پیروکسن به صورت بلورهای بی‌شکل از نوع کلینوپروکسن است و ۵ تا ۱۰ درصد حجم سنگ را شامل می‌شود. بیوتیت دیگر کانی مافیک سنگ است که به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار (شکل‌های ۲ ب و ت) با چندرنگی قهوه‌ای مایل به قرمز به مقدار حدود ۵ درصد وجود دارد. آلکالی‌فلدسپار صورت بلورهای درشت با ماکل کارلسباد (شکل ۲ پ) از نوع ارتوز است. این کانی به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با ماکل کارلسباد دیده می‌شود که ۵ تا ۱۰ درصد حجم سنگ را تشکیل داده است. کوارتز و کانی کدر (شکل‌های ۲ الف و ب) به عنوان کانی‌های فرعی در سنگ حضور دارند. کانی رسی، کلریت و اکسید آهن از جمله کانی‌های دگرسانی هستند. بخش کناره توده‌های مونزودیوریتی، دارای بافت پورفیری با زمینه ریزدانه (شکل‌های ۳ ث و ج) و ترکیب دیوریت پورفیری است. فراوان‌ترین کانی تشکیل دهنده در این بخش پلاژیوکلاز است که به صورت درشت بلور و در زمینه ریزدانه به مقدار حدود ۷۵ تا ۸۵ درصد وجود دارد. درشت بلورهای پلاژیوکلاز به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار (شکل ۳ ث) و گاهی شکل‌دار (شکل ۳ ج) دیده می‌شوند. برخی درشت بلورها دارای منطقه‌بندی هستند (شکل ۳ ج). پیروکسن به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار (شکل ۳ ث) از نوع کلینوپروکسن بوده و ۵ تا ۱۰ درصد حجم سنگ را تشکیل داده است. کوارتز به صورت بلورهای ریز به عنوان کانی فرعی در زمینه سنگ حضور دارد. چنان که پیشتر بیان شد، یکی از ویژگی‌های سنگ‌های مورد بررسی، حضور درونبوم است که به رنگ سبز مایل به خاکستری با مرز نمایان در سنگ میزبان مونزودیوریتی دیده می‌شود. بافت در درونبوم از نوع پورفیری با زمینه ریز دانه (شکل‌های ۲ چ و ح) است و کانی-

های سازنده شامل پلاژیوکلاز (شکل‌های ۲ چ و ح) و پیروکسن (شکل ۲ چ) همراه مقادیر کمی بیوتیت، فلدسپار قلیایی، آمفیبول و کانی کدر هستند. درونبوم‌های موجود با توجه به شباهت ترکیب کانی‌شناسی با سنگ میزبان، از نوع اتولیت بوده و بر اساس ترکیب کانی‌شناسی از نوع دیوریت پورفیری هستند.

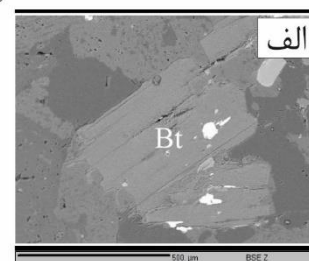
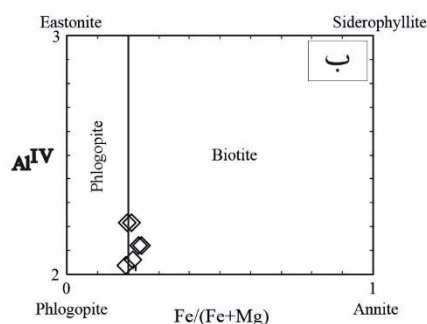
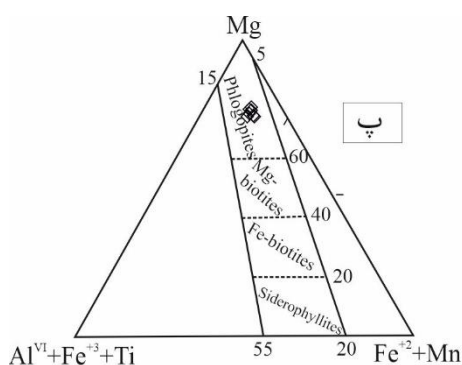
شیمی کانی‌ها

شیمی بیوتیت

بیوتیت دارای چهار عضو پایانی شامل آنیت $[KFe^{2+}_3AlSi_3O_{10}(OH)_2]$ ، فلوگوپیت $[KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2]$ ، سیدروفیلیت $[KFe^{2+}_2AlAlSi_2O_{10}(OH)_2]$ و استونیت $[KMg_2AlAlSi_2O_{10}(OH)_2]$ است. بررسی‌های متعدد نشان داده است که ترکیب شیمیایی بیوتیت می‌تواند اطلاعات خوبی درباره فرآیند ذوب و شرایط ترمودینامیک تبلور مذاب آشکار نماید [۳۰-۳۴]. بیوتیت‌های آذرین، گستره وسیعی از شرایط تبلور را پوشش می‌دهند و نسبت به تغییرات شرایط فیزیکوشیمیایی چون گریزندگی اکسیژن و هالوژن، دما، فشار و ترکیب شیمیایی ماگماها حساس هستند. این کانی به عنوان یک شاخص با ارزش از شرایط اکسایش در ماگماهای گرانیتی مطرح است و می‌توان با کمک آن اطلاعاتی درباره سنگ مادر، فرآیندهای ذوب و شرایط فشار، دما، گریزندگی اکسیژن و فعالیت آب در مذاب گرانیتوئیدی بدست آورد [۱۷، ۱۸، ۳۵]. برای شناسایی ترکیب شیمیایی بیوتیت در سنگ‌های مورد بررسی، این کانی در نمونه مونزودیوریتی در ۷ نقطه تجزیه شد (جدول ۱). شکل ۴ الف، تصویر الکترون‌های پس پراکنده (BSE) از بیوتیت تجزیه شده را نشان می‌دهد. بر اساس رده‌بندی مرجع [۳۶] برای تفکیک بیوتیت‌ها بر پایه $Fe/(Fe+Mg)$ نسبت به Al^{IV} ، بیوتیت‌های نمونه‌های مورد بررسی در مرز بیوتیت و فلوگوپیت قرار می‌گیرند (شکل ۴ ب). نمودار رده‌بندی میکاها براساس مقادیر کاتیونی Mg ، Fe ، Mn ، Ti و Al^{VI} [۳۷] نشان می‌دهد که نمونه‌های جنوب غرب خوسف در گستره فلوگوپیت قرار دارند (شکل ۴ پ).

جدول ۱. نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی بیوتیت در مونزودیوریت جنوب غرب خوسف (بر حسب درصد وزنی) به همراه محاسبه فرمول ساختاری بر پایه ۲۲ اتم اکسیژن.

نمونه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷
SiO ₂	۳۹٫۲۹	۳۹٫۴۷	۳۸٫۹۱	۳۹٫۲۲	۳۹٫۴۴	۴۰٫۹۰	۳۹٫۲۱۴
TiO ₂	۴٫۱۵	۴٫۲۸	۴٫۳۳	۴٫۳۸	۴٫۰۴	۴٫۴۶	۴٫۳۶
Al ₂ O ₃	۱۲٫۶۲	۱۲٫۵۹	۱۲٫۷۹	۱۲٫۵۰	۱۲٫۴۰	۱۲٫۴۴	۱۲٫۶۵
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
FeO	۸٫۵۲	۹٫۴۹	۸٫۶۱	۹٫۱۵	۸٫۰۶	۸٫۴۶	۸٫۳۹
MnO	۰٫۱۰	۰٫۱۲	۰٫۰۸	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۰۸
MgO	۱۹٫۷۹	۱۹٫۸۰	۲۰٫۴۰	۱۹٫۷۷	۲۰٫۳۴	۱۹٫۷۳	۲۰٫۸۵
CaO	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۱۸	۰٫۰۰
Na ₂ O	۰٫۴۲	۰٫۶۳	۰٫۵۶	۰٫۵۴	۰٫۴۱	۰٫۳۵	۰٫۴۴
K ₂ O	۱۱٫۰۸	۱۱٫۱۸	۱۱٫۱۷	۱۱٫۱۳	۱۱٫۱۱	۱۰٫۹۲	۱۱٫۴۹
مجموع	۹۶٫۱۶	۹۷٫۷۲	۹۷٫۰۶	۹۷٫۰۷	۹۶٫۱۵	۹۷٫۷۸	۹۷٫۶۳
فرمول ۲۲ اکسیژن							
Si	۲٫۷۹	۲٫۷۷	۲٫۷۵	۲٫۷۷	۲٫۸۰	۲٫۸۵	۲٫۷۵
Ti	۰٫۲۲	۰٫۲۳	۰٫۲۳	۰٫۲۳	۰٫۲۲	۰٫۲۳	۰٫۲۳
Al	۱٫۰۶	۱٫۰۴	۱٫۰۶	۱٫۰۴	۱٫۰۴	۱٫۰۲	۱٫۰۵
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe ³⁺	۰٫۵۱	۰٫۵۶	۰٫۵۱	۰٫۵۴	۰٫۴۸	۰٫۴۹	۰٫۴۹
Fe ²⁺	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Mg	۲٫۰۹	۲٫۰۷	۲٫۱۵	۲٫۰۸	۲٫۱۵	۲٫۰۵	۲٫۱۸
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Na	۰٫۰۶	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۶
K	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۱	۱٫۰۰	۱٫۰۱	۰٫۹۷	۱٫۰۳
مجموع	۷٫۷۴	۷٫۷۵	۷٫۷۸	۷٫۷۵	۷٫۷۶	۷٫۶۷	۷٫۸۰
Mg(Mg+Fe ₂)	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰
Al(Al+Fe ₃ +Cr)	۰٫۶۸	۰٫۶۵	۰٫۶۸	۰٫۶۶	۰٫۶۸	۰٫۶۷	۰٫۶۸



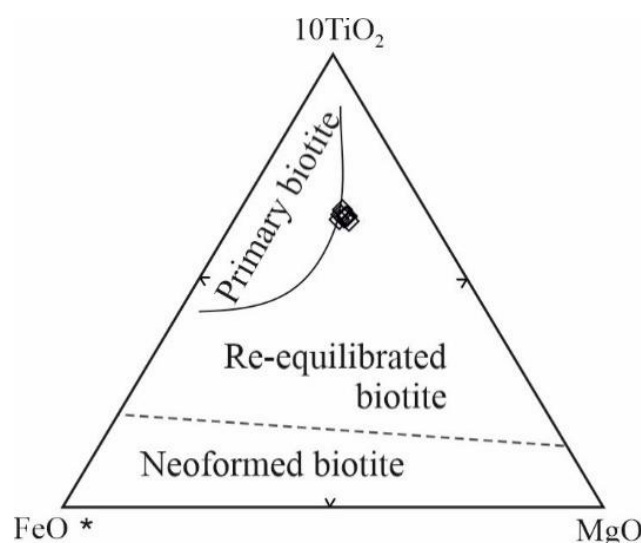
شکل ۴ الف) تصویر BSE از بیوتیت تجزیه شده؛ ب و پ) ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های مونزودیوریت جنوب غرب خوسف به ترتیب در نمودار دوتایی (Fe/Fe+Mg) نسبت به Al^{IV} [۳۶] و نمودار سه‌تایی Al^{VI}+Fe³⁺+Ti-Mg-Fe+Mn [۳۷]. نشانه اختصاری کانی بیوتیت برگرفته از مرجع [۲۹] است.

چنان که پیشتر بیان شد، بیوتیت می‌تواند در شرایط تبلور مختلف تشکیل شود و توانایی ثبت تغییرهای گریزندگی اکسیژن، دما، فشار و ترکیب شیمیایی ماگما را در ترکیب شیمیایی خود دارد. با این حال، بیوتیت تمایل دارد که در دماهای یا به دلیل دگرسانی گرمایی، دوباره به تعادل برسد [۳۸]. از این رو، فقط بیوتیت اولیه می‌تواند برای برآورد شرایط فیزیکوشیمیایی موجود در ماگماها هنگام تبلور آن‌ها استفاده شود [۱۷]. برای تفکیک بیوتیت‌های ماگمایی و گرمایی، از معیارهای سنگ‌نگاری و ترکیب شیمیایی استفاده می‌شود. بیوتیت‌های ماگمایی به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده، در صورتی که بیوتیت‌های جانیشینی، بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار هستند [۱۷]. چنان که در شکل ۳ ب دیده می‌شود، بیوتیت‌های مورد بررسی بیشتر نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار هستند و در رده بیوتیت‌های ماگمایی قرار می‌گیرند. برای تفکیک بیوتیت اولیه از بیوتیت دوباره متعادل‌شده و ثانویه، از نمودار سه‌تایی $10\text{TiO}_2 - \text{FeOt}_{\text{tot}} + \text{MnO} - \text{MgO}$ [۲۱] استفاده شده است. ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های سنگ‌های حدواسط جنوب غرب خوسف بر اساس این نمودار در گستره نزدیک به بیوتیت‌های ماگمایی اولیه قرار دارد (شکل ۵).

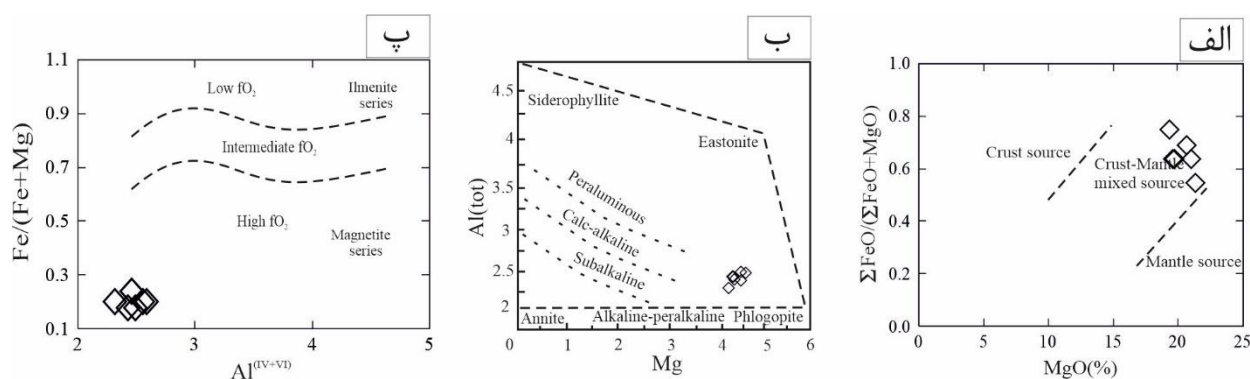
تعیین خاستگاه، گریزندگی اکسیژن و محیط زمین ساختی

بیوتیت حضور گسترده‌ای در همه انواع گرانیتوئیدها دارد و به دلیل ساختار بلوری خود، بسیاری از عناصر معمول موجود در ماگماهای گرانیتی را در خود نگه می‌دارد [۳۹]. بر پایه ترکیب

بیوتیت و نمودار $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ نسبت به MgO [۴۰]، می‌توان گرانیتوئیدهای با خاستگاه پوسته، گوشته و گوشته-پوسته از هم تفکیک کرد. بر اساس این نمودار، بیوتیت‌های توده نفوذی جنوب غرب خوسف در گستره خاستگاه پوسته-گوشته قرار دارند (شکل ۶ الف). بیوتیت مهمترین نگهدارنده آلومینیم اضافی در گرانیتوئیدها بوده و از این رو، نشانگر شاخص آلومین ماگمای اولیه در این سنگ‌هاست. دیمک [۴۱] ترکیب میکا در سنگ‌های گرانیتوئیدی را در ارتباط با نوع ماگمایی که بیوتیت از آن متبلور می‌شود، بررسی کرد و در نمودار $\text{Al}(\text{tot})$ نسبت به Mg ، ماهیت ماگماهای گرانیتوئیدی را به چهار گروه شامل پرآلومین، آهکی قلیایی، نیمه قلیایی و قلیایی-فوق قلیایی تقسیم نمود. بر پایه این رده‌بندی، بیوتیت-های توده حدواسط جنوب غرب خوسف در گستره آهکی قلیایی واقع شده‌اند (شکل ۶ ب). ونز و اویگتر [۴۲] پیشنهاد نموده‌اند که $\text{Mg\#}$ کانی‌های مافیک با افزایش گریزندگی اکسیژن و یا گوگرد در ماگما و سیال‌ها افزایش می‌یابد. برای اساس، $\text{Mg\#}$ بالا (یا $\text{Fe\#}$ پایین) در کانی بیوتیت، به عنوان گریزندگی بالای اکسیژن در ماگما تعبیر می‌شود. نمودار $\text{Fe\#}$ نسبت به Al [۴۳] برای بیوتیت‌های مورد بررسی، نشان دهنده گریزندگی بالای اکسیژن ماگماست (شکل ۶ پ). چندرنگی قهوه‌ای مایل به قرمز بیوتیت که در بخش سنگ نگاری به آن اشاره شد، بیانگر محیط اکسایشی [۳۳] و با ویژگی‌های شیمیایی همخوانی دارد.



شکل ۵. نمودار سه‌تایی $10\text{TiO}_2 - \text{FeOt}_{\text{tot}} + \text{MnO} - \text{MgO}$ [۲۱] برای تفکیک بیوتیت‌های اولیه و ثانویه

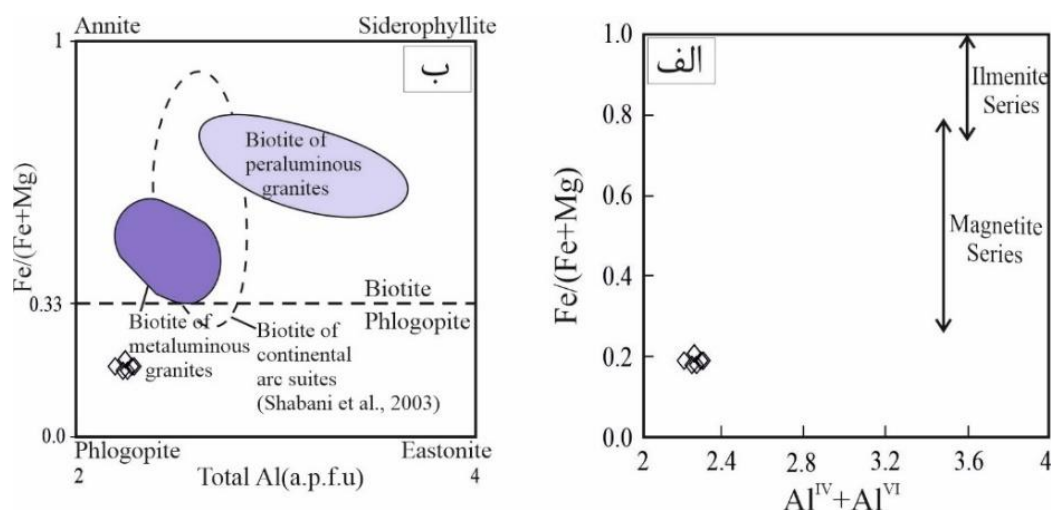


شکل ۶ الف) نمودار دوتایی $\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO}$ نسبت به MgO برای تفکیک خاستگاه سنگ‌های گرانیتوئیدی بر اساس ترکیب بیوتیت [۴۰]؛ ب) ترکیب بیوتیت‌های مورد بررسی در نمودار $\text{Al}(\text{tot})$ نسبت به Mg [۴۱] برای تعیین ماهیت ماگما؛ پ) تعیین گریزندگی اکسیژن براساس نمودار Al نسبت به $\text{Fe\#}$ بیوتیت [۴۳].

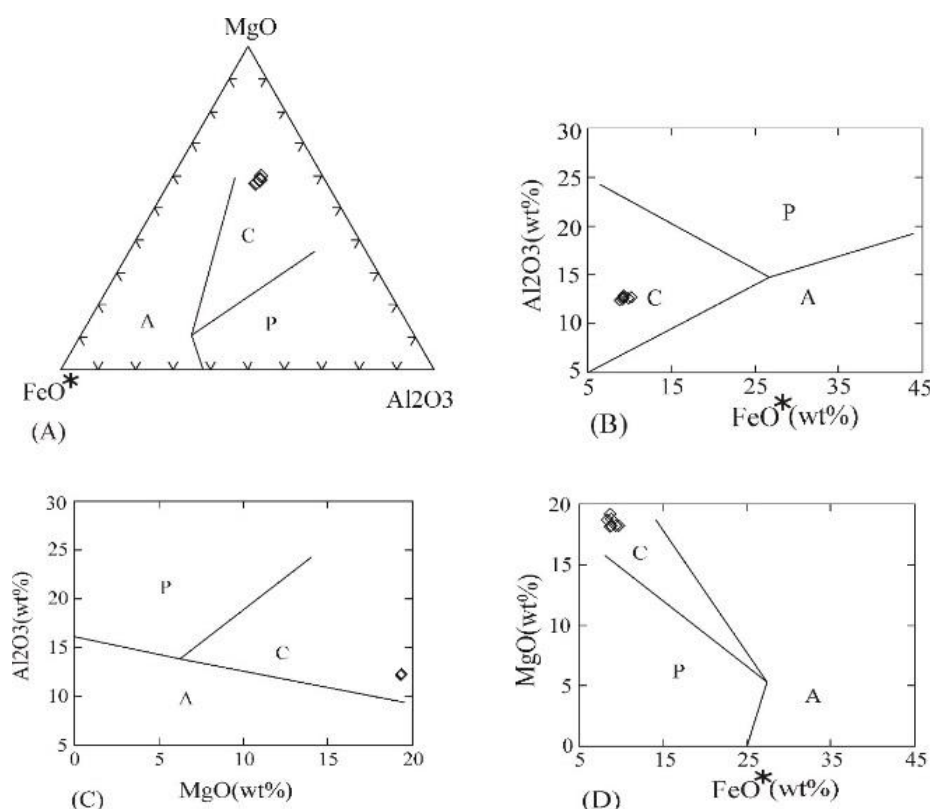
ده‌بندی، بیوتیت در گرانیتوئیدهای قلیایی غیر کوهزایی از نوع سیلیسی غنی از آهن (نزدیک آنیت)، در مجموعه‌های پرآلمین از نوع آهن دوست و در سنگ‌های گرانیتوئیدی آهکی قلیایی کوهزایی، غنی از منیزیم است. شکل ۸ جایگاه بیوتیت‌های موجود در مونزودیوریت جنوب غرب خوسف در نمودارهای مرجع [۲۰] را نشان می‌دهد که بیانگر تبلور آنها از یک ماگمای آهکی قلیایی است. در این ماگما، تجزیه آب و آزاد شدن هیدروژن سبب غنی‌شدگی سامانه اکسیژن در مرحله اولیه می‌شود. فراهم بودن اکسیژن سبب تبلور زود هنگام اکسیدهای آهن (مگنتیت) می‌گردد که آنها به نوبه خود مانع انباشت آهن در مذاب آهکی قلیایی شده و بیوتیت غنی از منیزیم متبلور می‌گردد [۳۹، ۲۰].

بیوتیت موجود در توده‌های نفوذی نوع I (سری مگنتیتی) غنی از منیزیم بوده، در حالی که بیوتیت‌های توده‌های نفوذی نوع S (سری ایلمنیتی) به طور نسبی غنی از آل هستند و بیوتیت در گرانیت‌های نوع A غنی‌شدگی از آهن نشان می‌دهند [۳۹، ۱۷]. بررسی شرایط اکسایش بر اساس ترکیب بیوتیت در مونزودیوریت جنوب غرب خوسف نشان می‌دهد که بیوتیت‌های مورد بررسی در گستره سری مگنتیتی و نزدیک به جایگاه کمان قاره‌ای که بیانگر شرایط اکسیدی ماگمای مادر و گرانیتوئید نوع I است، قرار دارند (شکل ۷).

عبدل رحمان [۲۰] بر پایه اکسیدهای اصلی FeO ، MgO و Al_2O_3 در بیوتیت در سنگ‌های آذرین متبلور شده از ماگماهای قلیایی، فوق‌قلیایی و آهکی قلیایی، نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی را معرفی نمود. بر اساس این



شکل ۷ الف و ب) نمودارهای $\text{Fe\#}$ نسبت به Al برای تعیین نوع گرانیتوئید [۳۹، ۱۷].



شکل ۸. موقعیت بیوتیت‌ها در توده مونزودیوریتی جنوب غرب خوسف در نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی بر پایه ترکیب شیمیایی بیوتیت [۲۰]. (گستره‌ها عبارتند از: A) قلیایی C) آهکی قلیایی P) پرآلومین.

نیز استفاده شد:

$$T = \{[\ln(Ti) - a - c(X_{Mg})^3]/b\}^{0.333} \quad (۱)$$

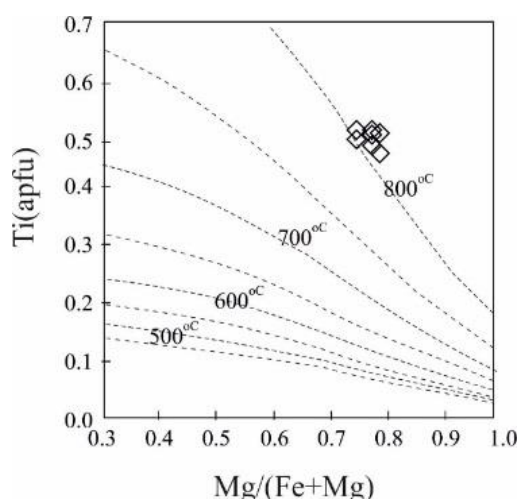
در این رابطه، دما بر حسب درجه سانتیگراد، $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe)$ ، $a = -2.3594$ ، $c = -1.7283$ و $b = 4.6482 \times 10^{-9}$ است. این رابطه برای دمای ۴۸۰ تا ۸۰۰°C و مقادیر $Ti = 0.4-0.6$ و $X_{Mg} = 0.275-1$ قابل استفاده است. بر این اساس، دمای ۷۹۳ درجه سانتی‌گراد محاسبه شد که نزدیک به دمای بدست آمده از شکل ۹ است.

به باور یوچیدا و همکاران [۵۲]، همبستگی مثبتی بین مقدار Al کل در کانی بیوتیت و فشار انجماد سنگ‌های گرانیتوئیدی وجود دارد و از مقدار Al کل بیوتیت و بر اساس رابطه $P(kb) = 3.03 \times Al - 6.53 (\pm 0.33)$ می‌توان فشار انجماد این سنگ‌ها را برآورد نمود [۱۶، ۱۷، ۵۲]. فشار محاسبه شده با استفاده از این رابطه با احتساب خطای بیان شده، حدود ۰/۵ کیلوبار است که نشان دهنده تشکیل بیوتیت‌ها در عمق حدود ۲ کیلومتر است.

دما-فشارسنجی بیوتیت

مقدار Ti بیوتیت وابسته به دما بوده و به عنوان یک زمین دماسنج پیشنهاد شده است [۴۴]. با این وجود، مقدار تیتانیوم بیوتیت افزون بر دمای تبلور، با گریزندگی اکسیژن، مقدار مواد فرار ماگما و تعامل پیچیده بین فشار، شیمی بیوتیت و مجموعه کانی‌های همزیست در ارتباط است [۲۲، ۴۵-۵۰]. به نظر می‌رسد که دما بیشترین اثر را بر مقدار Ti بیوتیت دارد و در دماهای بالا، به ویژه بیشتر از ۸۰۰ درجه سانتیگراد، مقدار آن به نسبت زیاد است، در حالی که مقدار تیتانیوم پایین نشان دهنده دمای پایین تبلور و گریزندگی اکسیژن کم است [۵۱]. از این رو می‌توان از مقدار Ti بیوتیت برای برآورد دمای تبلور یا بازتعادل استفاده کرد. بیوتیت‌های منطقه مورد بررسی تیتانیوم بالا دارند (میانگین TiO_2 برابر با ۴/۲۹ درصد) و نمودار Ti نسبت به $Mg\#$ [۲۲] دمای حدود ۸۰۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهند (شکل ۹).

برای تعیین دمای تشکیل بیوتیت در مونزودیوریت جنوب غرب خوسف از رابطه زمین دماسنج Ti بر پایه $Mg\#$ [۲۲]



شکل ۹ موقعیت بیوتیت‌های توده مونزودیوریتی جنوب غرب خوسف در نمودار دماسنجی بر پایه مقدار تیتانیوم بیوتیت [۲۲].

شیمی پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز یکی از کانی‌های مهم در سنگ‌های آذرین و از جمله در نمونه‌های مورد بررسی است. ترکیب این کانی نسبت به دما، فشار و مقدار آب حساس است و از ترکیب شیمیایی آن می‌توان برای تعیین شرایط دگرگونی سنگ‌های میزبان استفاده کرد [۲۳]. نتایج تجزیه ریزپردازشی الکترونی کانی پلاژیوکلاز در نمونه‌های ZS-019-23 (مونزودیوریت) و 9d15 (دیوریت) پورفیری) به همراه محاسبه فرمول ساختاری به ترتیب در جدول‌های ۲ و ۳ آورده شده است. ترکیب پلاژیوکلاز در نمونه مونزودیوریتی بین Ab_{69} تا An_{28} ، Ab_{60} تا An_{36} و در گستره

آندزین بوده، در صورتی که ترکیب پلاژیوکلازها در دیوریت پورفیری در گستره Ab_{29} تا An_{70} ، Ab_{66} تا An_{32} و از نوع لابرادوریت تا آندزین است. شکل‌های ۱۰ الف و ب تصویر الکترون‌های پس پراکنده (BSE) و موقعیت پلاژیوکلازهای بررسی شده در نمونه مونزودیوریت و شکل‌های ۱۰ پ و ت، تصویر BSE و جایگاه پلاژیوکلازهای مورد بررسی شده در دیوریت پورفیری را نشان می‌دهند. چنان که انتظار می‌رود، ترکیب پلاژیوکلاز در نمونه دیوریت پورفیری، در مقایسه با نمونه مونزودیوریت مقدار آنورتیت بیشتری دارد.

جدول ۲ نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی پلاژیوکلاز در مونزودیوریت جنوب غرب خوسف به همراه محاسبه فرمول ساختاری بر پایه ۸ اتم اکسیژن

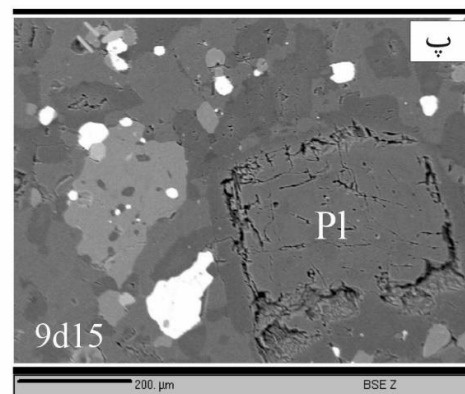
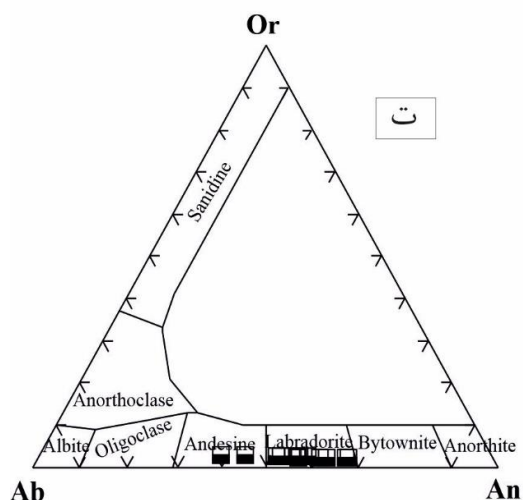
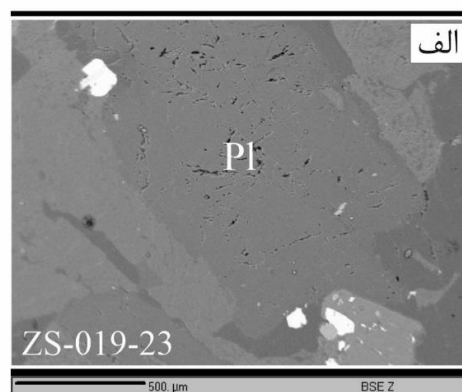
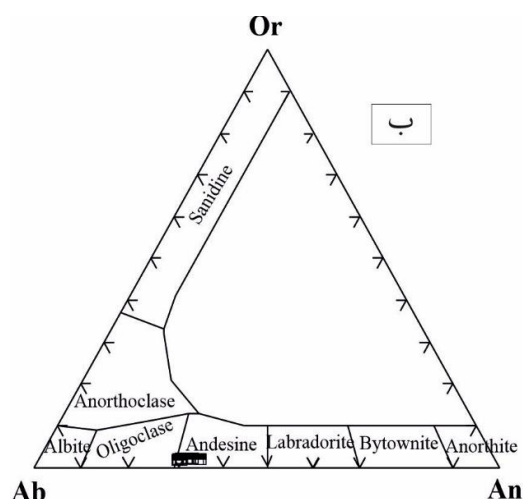
نمونه	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	۵۸٫۶۸	۵۸٫۷۱	۶۰٫۳۰	۵۹٫۵۲	۵۶٫۵۳	۵۶٫۳۵	۵۵٫۱۷	۵۸٫۹۷	۵۸٫۴۳	۵۹٫۲۲	۵۸٫۳۲
TiO ₂	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴
Al ₂ O ₃	۲۶٫۶۲	۲۶٫۶۳	۲۵٫۴۷	۲۶٫۳۰	۲۸٫۵۹	۲۸٫۶۹	۲۹٫۰۲	۲۶٫۷۷	۲۵٫۷۹	۲۵٫۴۴	۲۶٫۱۳
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
FeO	۰٫۳۴	۰٫۳۳	۰٫۳۲	۰٫۴۳	۰٫۳۷	۰٫۴۲	۰٫۳۶	۰٫۲۹	۰٫۳۸	۰٫۳۱	۰٫۴۲
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۰
MgO	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲
CaO	۵٫۹۳	۵٫۹۶	۶٫۸۳	۶٫۲۱	۷٫۵۹	۷٫۵۸	۷٫۸۱	۶٫۵۷	۶٫۸۹	۶٫۴۰	۶٫۷۰
Na ₂ O	۷٫۸۳	۷٫۸۹	۷٫۱۲	۷٫۰۳	۶٫۹۵	۷٫۲۰	۷٫۱۴	۷٫۳۳	۸٫۵۲	۸٫۶۰	۸٫۴۸
K ₂ O	۰٫۶۳	۰٫۶۴	۰٫۶۹	۰٫۵۸	۰٫۶۳	۰٫۶۱	۰٫۶۱	۰٫۶۴	۰٫۵۷	۰٫۵۹	۰٫۷۳
مجموع	۱۰۰٫۰۶	۱۰۰٫۲۶	۱۰۰٫۸۲	۱۰۰٫۱۱	۱۰۰٫۷۴	۱۰۰٫۹۲	۱۰۰٫۲۲	۱۰۰٫۶۴	۱۰۰٫۶۴	۱۰۰٫۶۶	۱۰۰٫۸۴
فرمول	۸ اکسیژن										
Si	۲٫۶۲	۲٫۶۲	۲٫۶۷	۲٫۶۵	۲٫۵۲	۲٫۵۱	۲٫۴۸	۲٫۶۲	۲٫۶۱	۲٫۶۴	۲٫۶۰
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۱٫۴۰	۱٫۴۰	۱٫۳۳	۱٫۳۸	۱٫۵۰	۱٫۵۱	۱٫۵۴	۱٫۴۰	۱٫۳۶	۱٫۳۴	۱٫۳۸
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe ²⁺	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۲۸	۰٫۲۸	۰٫۳۲	۰٫۳۰	۰٫۳۶	۰٫۳۶	۰٫۳۸	۰٫۳۱	۰٫۳۳	۰٫۳۱	۰٫۳۲
Na	۰٫۶۸	۰٫۶۸	۰٫۶۱	۰٫۶۱	۰٫۶۰	۰٫۶۲	۰٫۶۲	۰٫۶۳	۰٫۷۴	۰٫۷۴	۰٫۷۳
K	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴
مجموع	۵٫۰۳	۵٫۰۴	۴٫۹۹	۴٫۹۸	۵٫۰۴	۵٫۰۶	۵٫۰۷	۵٫۰۱	۵٫۰۹	۵٫۰۸	۵٫۰۹
Na(Na+K+Ca)	۰٫۶۸	۰٫۶۸	۰٫۶۳	۰٫۶۵	۰٫۶۰	۰٫۶۱	۰٫۶۰	۰٫۶۴	۰٫۶۷	۰٫۶۹	۰٫۶۷
K(Na+K+Ca)	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴
Ca(Na+K+Ca)	۰٫۲۸	۰٫۲۸	۰٫۳۳	۰٫۳۲	۰٫۳۶	۰٫۳۶	۰٫۳۶	۰٫۳۲	۰٫۳۰	۰٫۳۸	۰٫۳۹

جدول ۳ نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی پلاژیوکلاز در دیوریت پورفیری جنوب غرب خوسف به همراه محاسبه فرمول ساختاری بر پایه‌ی ۸ اتم اکسیژن.

نمونه	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	۵۲٫۲۰	۵۱٫۷۹	۵۳٫۹۵	۵۰٫۶۱	۵۸٫۳۳	۵۲٫۱۹	۵۳٫۰۳
TiO ₂	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳
Al ₂ O ₃	۳۰٫۰۸	۳۰٫۹۲	۲۹٫۱۱	۳۰٫۷۲	۲۶٫۱۶	۳۰٫۱۷	۳۰٫۰۱
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
FeO	۰٫۴۹	۰٫۵۲	۰٫۴۱	۰٫۴۶	۰٫۴۴	۰٫۴۲	۰٫۵۴
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰
MgO	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۹	۰٫۰۳	۰٫۰۵
CaO	۱۲٫۳۷	۱۳٫۱۶	۱۱٫۵۶	۱۳٫۹۷	۸٫۴۵	۱۲٫۸۷	۱۲٫۱۶
Na ₂ O	۵٫۱۰	۴٫۱۵	۵٫۳۰	۴٫۱۲	۶٫۸۲	۴٫۹۲	۴٫۷۲
K ₂ O	۰٫۱۷	۰٫۱۲	۰٫۱۹	۰٫۱۳	۰٫۲۷	۰٫۱۷	۰٫۱۳
مجموع	۱۰۰٫۵۱	۱۰۰٫۷۶	۱۰۰٫۵۹	۱۰۰٫۰۴	۱۰۰٫۶۱	۱۰۰٫۸۰	۱۰۰٫۶۷
فرمول	۸ اکسیژن						
Si	۲٫۳۷	۲٫۳۴	۲٫۴۳	۲٫۳۱	۲٫۶۰	۲٫۳۶	۲٫۳۹
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۱٫۶۱	۱٫۶۵	۱٫۵۵	۱٫۶۶	۱٫۳۸	۱٫۶۱	۱٫۶۰
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe ⁺⁺	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۶۰	۰٫۶۴	۰٫۵۶	۰٫۶۸	۰٫۴۰	۰٫۶۲	۰٫۵۹
Na	۰٫۴۵	۰٫۳۶	۰٫۴۶	۰٫۳۷	۰٫۵۹	۰٫۴۳	۰٫۴۱
K	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱
مجموع	۵٫۰۶	۵٫۰۲	۵٫۰۳	۵٫۰۵	۵٫۰۱	۵٫۰۵	۵٫۰۲
Na/(Na+K+Ca)	۰٫۴۲	۰٫۳۶	۰٫۴۵	۰٫۳۵	۰٫۵۸	۰٫۴۱	۰٫۴۱
K/(Na+K+Ca)	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Ca/(Na+K+Ca)	۰٫۵۷	۰٫۶۳	۰٫۵۴	۰٫۶۵	۰٫۴۰	۰٫۵۹	۰٫۵۸

ادامه جدول ۳

نمونه	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	۵۹٫۲۳	۵۱٫۲۳	۵۰٫۶۹	۵۳٫۰۹	۵۳٫۲۷	۵۴٫۲۱	۵۶٫۲۴
TiO ₂	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲
Al ₂ O ₃	۲۵٫۳۸	۳۰٫۲۵	۳۰٫۹۸	۲۹٫۹۵	۳۰٫۱۲	۲۸٫۵۳	۲۸٫۰۰
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
FeO	۰٫۵۲	۰٫۴۸	۰٫۴۹	۰٫۴۱	۰٫۵۵	۰٫۵۷	۰٫۳۳
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۳
MgO	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳
CaO	۷٫۱۷	۱۴٫۵۹	۱۴٫۶۱	۱۲٫۴۰	۱۲٫۳۹	۱۱٫۶۸	۹٫۷۳
Na ₂ O	۸٫۲۶	۳٫۵۳	۳٫۳۸	۴٫۹۰	۴٫۳۸	۵٫۵۹	۶٫۲۱
K ₂ O	۰٫۳۱	۰٫۱۲	۰٫۰۹	۰٫۲۰	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۲۱
مجموع	۱۰۰٫۹۴	۱۰۰٫۲۴	۱۰۰٫۲۸	۱۰۱٫۰۲	۱۰۰٫۹۵	۱۰۰٫۸۰	۱۰۰٫۸۰
فرمول	۸ اکسیژن						
Si	۲٫۶۴	۲٫۳۳	۲٫۳۱	۲٫۳۹	۲٫۳۹	۲٫۴۴	۲٫۵۱
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۱٫۳۳	۱٫۶۲	۱٫۶۶	۱٫۵۹	۱٫۶۰	۱٫۵۲	۱٫۴۸
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe ²⁺	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۳۴	۰٫۷۱	۰٫۷۱	۰٫۶۰	۰٫۶۰	۰٫۵۶	۰٫۴۷
Na	۰٫۷۱	۰٫۳۱	۰٫۳۰	۰٫۴۳	۰٫۳۸	۰٫۴۹	۰٫۵۴
K	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
مجموع	۵٫۰۶	۵٫۰۱	۵٫۰۱	۵٫۰۳	۵٫۰۰	۵٫۰۵	۵٫۰۲
Na/(Na+K+Ca)	۰٫۶۶	۰٫۳۰	۰٫۲۹	۰٫۴۱	۰٫۳۹	۰٫۴۶	۰٫۵۳
K/(Na+K+Ca)	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Ca/(Na+K+Ca)	۰٫۳۲	۰٫۶۹	۰٫۷۰	۰٫۵۸	۰٫۶۰	۰٫۵۳	۰٫۴۶



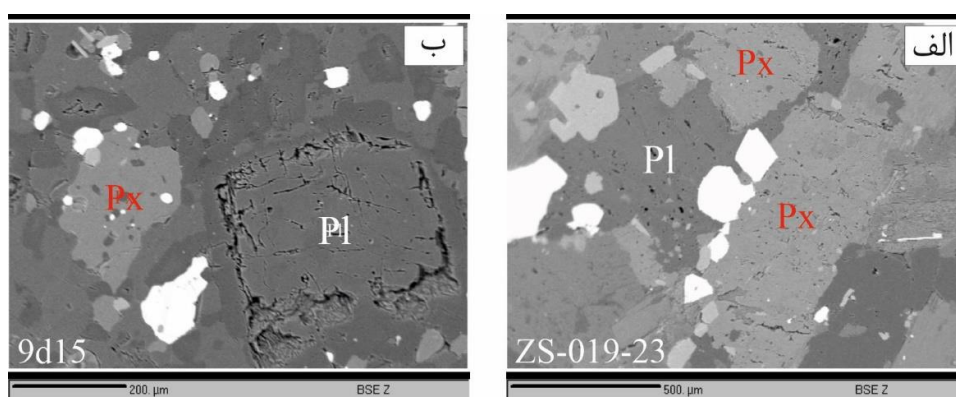
شکل ۱۰ تصویر BSE بلورهای پلاژیوکلاز بررسی شده و جایگاه ترکیب آن‌ها در نمونه‌های مونزودیوریتی (الف و ب) و دیوریت پورفیری (پ و ت). نشانه اختصاری کانی پلاژیوکلاز برگرفته از مرجع [۲۹] است.

شیمی پیروکسن

پیروکسن از جمله کانی‌های مهم و شاخص است که ترکیب شیمیایی آن اطلاعات ارزشمندی را پیرامون خاستگاه ماگما، سری ماگمایی و موقعیت زمین‌ساختی، فشار، دما و فشار بخشی اکسیژن در اختیار قرار می‌دهد [۵۳، ۵۴]. برای بررسی ترکیب پیروکسن در سنگ‌های مورد بررسی، تجزیه ریزپردازشی الکترونی بر این کانی در نمونه‌های ZS-019-23 (مونزودیوریت) و 9d15 (دیوریت پورفیری) انجام شد که تصاویر BSE مربوط به آن در شکل ۱۱ و نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی کلینوپیروکسن‌ها و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها به ترتیب در جدول‌های ۴ و ۵ آورده شده است.

به منظور دست یابی به شرایط دما و فشار تشکیل سنگ‌های در برگیرنده پیروکسن‌ها، نخست پیروکسن‌ها رده‌بندی

شدند و سپس فرمول دقیق آن‌ها تعیین گردید. پیروکسن‌ها بر اساس نمودار Q-J به چهار گروه شامل پیروکسن‌های سدیم، پیروکسن‌های سدیمی-کلسیمی، پیروکسن‌های کلسیم - منیزیم- آهن‌دار (Quad) و سایر پیروکسن‌ها تقسیم می‌شوند [۵۵]. ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها در نمونه‌های مورد بررسی (مونزودیوریت و دیوریت پورفیری) بر پایه نمودار رده‌بندی پیروکسن‌ها، در گستره کلسیم- منیزیم- آهن‌دار (Quad) و در نمودار مثلی Wo-En-Fs [۵۵] در قلمرو اوژیت مایل به دیوپسید واقع است (شکل ۱۲). مقادیر موجود در مونزودیوریت و دیوریت پورفیری به ترتیب بین ۶۲ تا ۸۹ و ۸۳ تا ۹۲ متغیر است که بیانگر مشارکت اجزای گوشته در خاستگاه ماگماست [۵۶].



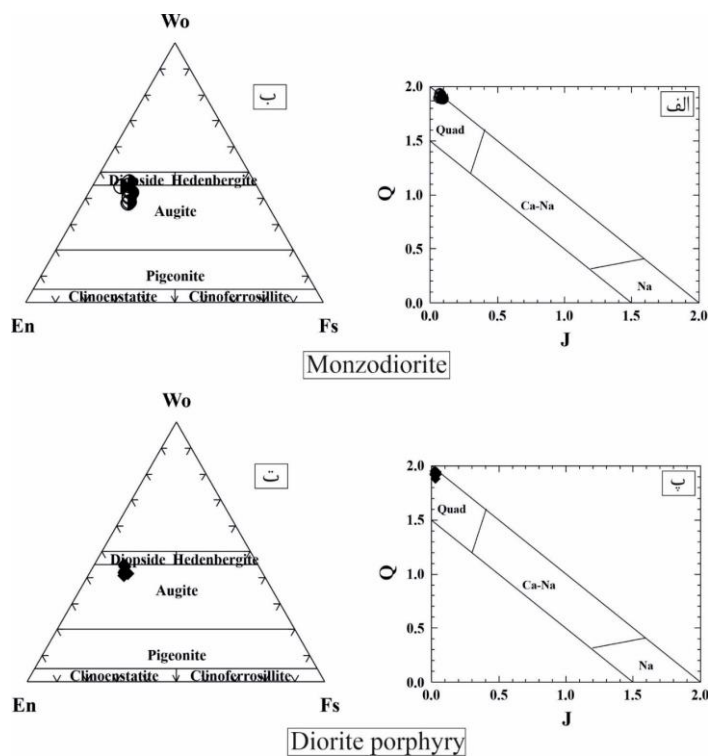
شکل ۱۱ تصویر BSE بلورهای پیروکسن بررسی شده در نمونه مونزودیوریتی (الف) و دیوریت پورفیری (ب). نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۲۹] است.

جدول ۴ نتایج تجزیه ریزکاوا الکترونی کلینوپیروکسن‌ها در مونزودیوریت جنوب غرب خوسف به همراه محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۶ اتم اکسیژن.

نمونه	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	۵۱٫۸۳	۵۱٫۵۰	۵۲٫۳۴	۵۱٫۸۳	۵۲٫۹۵	۵۴٫۰۴	۵۳٫۲۴	۵۳٫۲۵	۵۳٫۸۷	۵۲٫۵۸
TiO ₂	۰٫۳۸	۰٫۴۱	۰٫۳۲	۰٫۳۱	۰٫۱۹	۰٫۰۶	۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰٫۲۱	۰٫۱۲
Al ₂ O ₃	۱٫۹۸	۲٫۰۱	۱٫۱۳	۱٫۲۰	۰٫۶۸	۰٫۳۵	۰٫۶۸	۰٫۳۰	۱٫۴۶	۰٫۷۲
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳
FeO	۹٫۰۷	۹٫۱۱	۹٫۰۳	۸٫۶۹	۸٫۳۶	۶٫۹۲	۸٫۵۱	۶٫۸۰	۸٫۸۳	۶٫۹۵
MnO	۰٫۴۳	۰٫۴۵	۰٫۵۸	۰٫۵۶	۰٫۷۸	۰٫۷۳	۰٫۶۳	۰٫۷	۰٫۴۹	۰٫۶۳
MgO	۱۶٫۲۸	۱۶٫۱۲	۱۵٫۷۲	۱۶٫۱۷	۱۵٫۴۶	۱۵٫۱۱	۱۵٫۲۴	۱۶٫۰۴	۱۵٫۱۷	۱۵٫۱۵
CaO	۲۰٫۱۶	۲۰٫۳۷	۲۰٫۹۰	۲۱٫۶۱	۲۲٫۰۴	۲۳٫۴۸	۲۱٫۵۸	۲۲٫۶۲	۱۷٫۸۳	۲۲٫۶۰
Na ₂ O	۰٫۴۹	۰٫۴۵	۰٫۳۶	۰٫۳۵	۰٫۳۵	۰٫۲۳	۰٫۳۲	۰٫۳۷	۰٫۴۳	۰٫۴۰
K ₂ O	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۱۰۰٫۷۰	۱۰۰٫۴۵	۱۰۰٫۴۲	۱۰۰٫۷۸	۱۰۰٫۸۴	۱۰۰٫۹۴	۱۰۰٫۳۱	۱۰۰٫۱۸	۹۸٫۳۲	۹۹٫۱۸
فرمول	اکسیژن									
Si	۱٫۹۲	۱٫۹۱	۱٫۹۵	۱٫۹۲	۱٫۹۶	۱٫۹۹	۱٫۹۸	۱٫۹۷	۲٫۰۳	۱٫۹۷
Ti	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Al	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۰۳
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe ²⁺	۰٫۲۸	۰٫۲۸	۰٫۲۸	۰٫۲۷	۰٫۲۶	۰٫۲۱	۰٫۲۶	۰٫۲۱	۰٫۴۰	۰٫۲۲
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲
Mg	۰٫۹۰	۰٫۸۹	۰٫۸۷	۰٫۹۰	۰٫۸۵	۰٫۸۳	۰٫۸۴	۰٫۸۹	۰٫۸۵	۰٫۸۵
Ca	۰٫۸۰	۰٫۸۱	۰٫۸۳	۰٫۸۶	۰٫۸۷	۰٫۹۳	۰٫۸۶	۰٫۹۰	۰٫۵۶	۰٫۹۱
Na	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
مجموع	۴٫۰۵	۴٫۰۵	۴٫۰۳	۴٫۰۵	۴٫۰۳	۴٫۰۱	۴٫۰۲	۴٫۰۳	۳٫۹۶	۴٫۰۳
Mg(Mg+Fe ²⁺)	۰٫۸۶	۰٫۸۶	۰٫۸۳	۰٫۸۹	۰٫۸۴	۰٫۸۲	۰٫۸۰	۰٫۸۸	۰٫۶۲	۰٫۸۶
Fe ²⁺ (Fe ^{tot})	۰٫۵۲	۰٫۵۰	۰٫۶۴	۰٫۴۱	۰٫۶۳	۰٫۸۵	۰٫۸۰	۰٫۵۵	۱٫۳۳	۰٫۶۵
Al(Al+Fe ³⁺ +Cr)	۰٫۳۹	۰٫۳۸	۰٫۳۳	۰٫۲۵	۰٫۲۴	۰٫۳۲	۰٫۳۶	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۲۹
En	۰٫۴۹	۰٫۴۸	۰٫۴۶	۰٫۴۸	۰٫۴۵	۰٫۴۳	۰٫۴۴	۰٫۴۷	۰٫۴۴	۰٫۴۵
Fs	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۱۰	۰٫۰۶	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۰۶	۰٫۲۷	۰٫۰۷
Wo	۰٫۴۳	۰٫۴۴	۰٫۴۴	۰٫۴۶	۰٫۴۶	۰٫۴۸	۰٫۴۵	۰٫۴۷	۰٫۲۹	۰٫۴۸
Jd	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۱
Ac	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰۲
Aug	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۷
X _{FeT}	۳۹٫۰۰	۳۸٫۹۲	۳۹٫۷۵	۳۹٫۸۲	۴۰٫۳۵	۴۱٫۰۱	۴۰٫۲۷	۴۰٫۵۰	۳۸٫۲۸	۳۹٫۸۰
Y _{FeT}	۲۸٫۳۶-	۲۸٫۱۶-	۲۸٫۱۰-	۲۸٫۴۱-	۲۸٫۴۸-	۲۹٫۳۷-	۲۸٫۴۲-	۲۹٫۴۴-	۲۶٫۲۴-	۲۸٫۸۲-
F1	۰٫۸۰-	۰٫۸۰-	۰٫۸۱-	۰٫۸۱-	۰٫۸۲-	۰٫۸۴-	۰٫۸۱-	۰٫۸۲-	۰٫۷۴-	۰٫۸۲-
F2	۲٫۴۷-	۲٫۴۶-	۲٫۴۹-	۲٫۴۵-	۲٫۵۱-	۲٫۵۲-	۲٫۵۰-	۲٫۵۰-	۲٫۶۲-	۲٫۴۵-

جدول ۵ نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی کلینوپیروکسن‌ها در دیوریت پورفیری جنوب غرب خوسف به همراه محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۶ اتم اکسیژن.

نمونه	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	۵۰.۶۶	۵۰.۳۷	۵۱.۴۴	۵۱.۵۴	۵۰.۹۹	۵۲.۲۲	۵۱.۱۵	۵۱.۶۲	۵۱.۶۴	۵۲.۳۷
TiO ₂	۰.۴۱	۰.۳۷	۰.۴۰	۰.۳۶	۰.۳۵	۰.۲۶	۰.۳۹	۰.۳۴	۰.۲۷	۰.۳۱
Al ₂ O ₃	۲.۸۷	۲.۹۱	۳.۱۹	۲.۳۵	۲.۶۶	۱.۱۱	۲.۰۶	۱.۲۹	۱.۳۳	۱.۲۶
Cr ₂ O ₃	۰.۰۴	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۵	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
FeO	۸.۳۵	۸.۲۲	۸.۵۴	۸.۷۴	۸.۶۹	۹.۱۱	۹.۷۹	۹.۰۹	۹.۱۱	۹.۱۷
MnO	۰.۳۸	۰.۴۱	۰.۳۹	۰.۴۱	۰.۴۱	۰.۵۶	۰.۵۲	۰.۵۶	۰.۵۷	۰.۵۴
MgO	۱۵.۳۶	۱۵.۲۸	۱۵.۰۷	۱۵.۹۸	۱۵.۶۹	۱۶.۱۵	۱۵.۷۳	۱۵.۹۱	۱۶.۱۸	۱۶.۰۰
CaO	۲۱.۹۶	۲۲.۱۱	۲۱.۳۵	۲۰.۹۰	۲۱.۲۵	۲۰.۵۰	۲۰.۹۳	۲۱.۳۶	۲۱.۲۷	۲۰.۸۵
Na ₂ O	۰.۳۹	۰.۵۱	۰.۴۱	۰.۲۸	۰.۳۷	۰.۴۰	۰.۴۳	۰.۴۶	۰.۳۹	۰.۲۹
K ₂ O	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
مجموعه	۱۰۰.۴۸	۱۰۰.۲۶	۱۰۰.۸۷	۱۰۰.۷۴	۱۰۰.۵۰	۱۰۰.۳۳	۱۰۱.۰۳	۱۰۰.۶۹	۱۰۰.۷۷	۱۰۰.۹۳
فرمول										
Si	۱.۸۹	۱.۸۸	۱.۹۰	۱.۹۱	۱.۹۰	۱.۹۴	۱.۹۰	۱.۹۲	۱.۹۲	۱.۹۴
Ti	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱
Al	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۴	۰.۱۰	۰.۱۲	۰.۰۵	۰.۰۹	۰.۰۶	۰.۰۶	۰.۰۵
Cr	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Fe ²⁺	۰.۲۶	۰.۲۶	۰.۲۶	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۸	۰.۳۰	۰.۲۸	۰.۲۸	۰.۲۸
Mn	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲
Mg	۰.۸۵	۰.۸۵	۰.۸۳	۰.۸۸	۰.۸۷	۰.۹۰	۰.۸۷	۰.۸۸	۰.۹۰	۰.۸۸
Ca	۰.۸۸	۰.۸۸	۰.۸۵	۰.۸۳	۰.۸۵	۰.۸۲	۰.۸۳	۰.۸۵	۰.۸۵	۰.۸۳
Na	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳
K	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
مجموعه	۴.۰۵	۴.۰۶	۴.۰۳	۴.۰۴	۴.۰۵	۴.۰۴	۴.۰۶	۴.۰۶	۴.۰۶	۴.۰۴
Mg(Mg+Fe ²⁺)	۰.۸۹	۰.۹۲	۰.۸۳	۰.۸۶	۰.۸۸	۰.۸۵	۰.۸۷	۰.۸۹	۰.۸۹	۰.۸۴
Fe ²⁺ (Fe ^{tot})	۰.۳۹	۰.۲۷	۰.۶۳	۰.۵۲	۰.۴۶	۰.۵۷	۰.۴۲	۰.۴۰	۰.۳۹	۰.۵۸
Al(Al+Fe ³⁺ +Cr)	۰.۴۴	۰.۴۱	۰.۵۸	۰.۴۴	۰.۴۴	۰.۲۹	۰.۳۴	۰.۲۵	۰.۲۵	۰.۳۲
En	۰.۴۷	۰.۴۷	۰.۴۵	۰.۴۸	۰.۴۷	۰.۴۸	۰.۴۸	۰.۴۸	۰.۴۸	۰.۴۷
Fs	۰.۰۶	۰.۰۴	۰.۰۹	۰.۰۸	۰.۰۷	۰.۰۹	۰.۰۷	۰.۰۶	۰.۰۶	۰.۰۹
Wo	۰.۴۸	۰.۴۹	۰.۴۷	۰.۴۵	۰.۴۶	۰.۴۴	۰.۴۵	۰.۴۶	۰.۴۶	۰.۴۴
Jd	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱
Ac	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲
Aug	۰.۹۷	۰.۹۶	۰.۹۷	۰.۹۷	۰.۹۷	۰.۹۷	۰.۹۷	۰.۹۷	۰.۹۷	۰.۹۷
X _{Fe}	۲۸.۴۲	۲۸.۲۰	۲۸.۳۳	۲۸.۸۸	۲۸.۵۶	۲۹.۶۶	۲۹.۱۰	۲۹.۶۰	۲۹.۶۶	۲۹.۸۱
V _{Fe}	-۲۸.۲۵	-۲۸.۲۱	-۲۸.۲۳	-۲۸.۴۴	-۲۸.۲۷	-۲۸.۲۳	-۲۷.۷۱	-۲۸.۰۵	-۲۸.۲۲	-۲۸.۲۷
F1	-۰.۸۱	-۰.۸۱	-۰.۸۱	-۰.۸۰	-۰.۸۰	-۰.۸۰	-۰.۸۰	-۰.۸۱	-۰.۸۰	-۰.۸۱
F2	-۲.۴۱	-۲.۴۰	-۲.۴۶	-۲.۴۵	-۲.۴۳	-۲.۴۸	-۲.۴۵	-۲.۴۵	-۲.۴۵	-۲.۴۵



شکل ۱۲ موقعیت کلینوپیروکسن‌های بررسی شده در نمودارهای Q-J و نامگذاری پیروکسن‌ها برای الف و ب) مونزودیوریت و پ و ت) دیوریت پورفیری [۵۵].

که فرمول محاسبه F1 و F2 بر اساس تجزیه ریزکاو الکترونی کانی کلینوپیروکسن، به صورت زیر است:

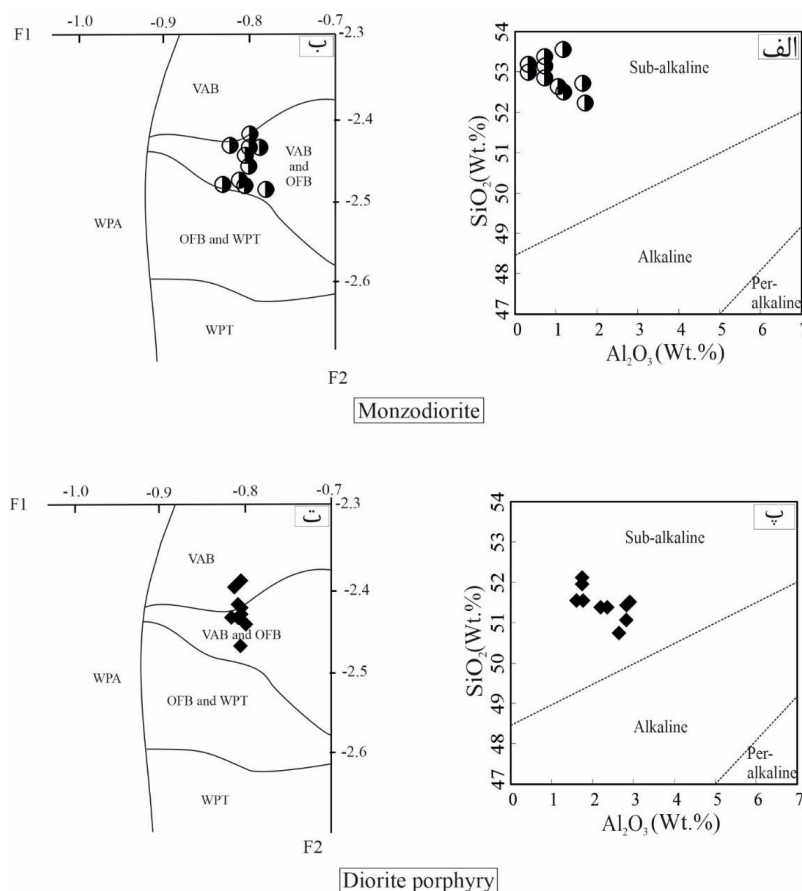
$$F1 = 0.12SiO_2 - 0.807TiO_2 + 0.026Al_2O_3 - 0.12FeO - 0.026MnO + 0.087MgO - 0.128CaO - 0.419Na_2O$$

$$F2 = -0.469SiO_2 - 0.818TiO_2 + 0.212Al_2O_3 - 0.041FeO - 0.1435MnO - 0.029MgO + 0.085CaO + 0.16Na_2O$$

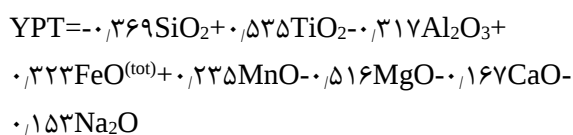
چنان که در شکل ۱۳ دیده می‌شود، نمونه‌های مورد بررسی در نمودار SiO_2 نسبت به Al_2O_3 در گستره نیمه قلیایی و در نمودار F1-F2 در گستره مشترک محیط‌های کمان آتشفشانی و کف اقیانوس واقع هستند که با توجه به وضعیت زمین‌ساختی منطقه مورد بررسی و نتایج بدست آمده از شیمی کانی بیوتیت (ماهیت آهکی قلیایی)، محیط کمان آتشفشانی تأیید می‌گردد.

تعیین سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی با استفاده از شیمی کانی پیروکسن

پیروکسن‌ها به ویژه کلینوپیروکسن می‌تواند همه عناصر موجود در ماگما را در خود جای دهند. از این رو، ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها وابسته به ترکیب شیمیایی ماگمای میزبان آنهاست و این امر باعث اهمیت و ضرورت کاربرد کانی کلینوپیروکسن در تعبیر و تفسیرهای سنگ شناسی می‌شود [۵۷-۵۹]. به عقیده [۵۷] اکسیدهای SiO_2 ، Al_2O_3 و TiO_2 نقش مهمی در تعیین ماهیت و نوع ماگماها دارند، زیرا مقادیر Si، Al و Ti درون شبکه ساختاری پیروکسن به درجه قلیایی بودن بستگی دارد. از این رو، براساس مقادیر Al_2O_3 نسبت به SiO_2 در کلینوپیروکسن‌ها، می‌توان سه سری ماگمایی فوق قلیایی، قلیایی و نیمه قلیایی را از هم تفکیک نمود. از نمودار F1-F2 نیز برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌ها بر پایه شیمی کلینوپیروکسن استفاده می‌شود [۵۸]



شکل ۱۳ موقعیت کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در الف و ب) مونزودیوریت و پ و ت) دیوریت پورفیری در جنوب غرب خوسف در نمودارهای SiO_2 نسبت به Al_2O_3 برای تعیین سری ماگمایی [۵۷] و F1 نسبت به F2 برای تعیین جایگاه زمین ساختی [۵۸]. OFB: بازالت‌های بستر اقیانوس؛ WPT: بازالت‌های تولیتی میان صفحه‌ای؛ WPA: بازالت‌های قلیایی میان صفحه‌ای؛ VAB: بازالت‌های کمان آتشفشان.

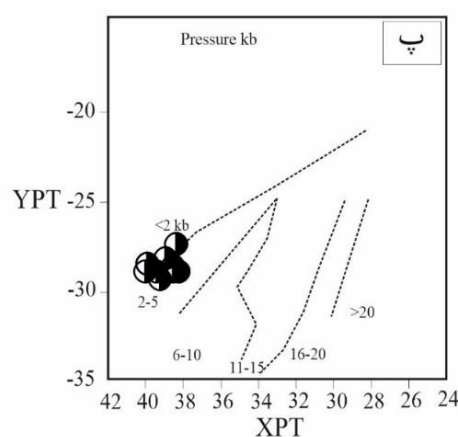
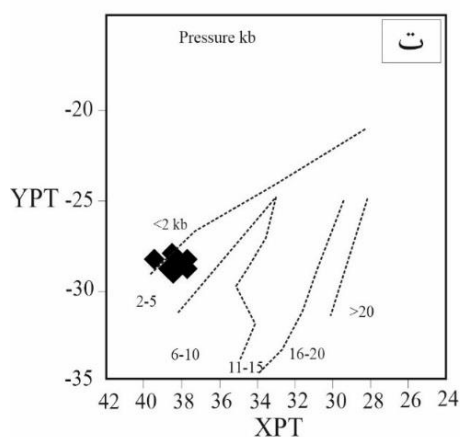
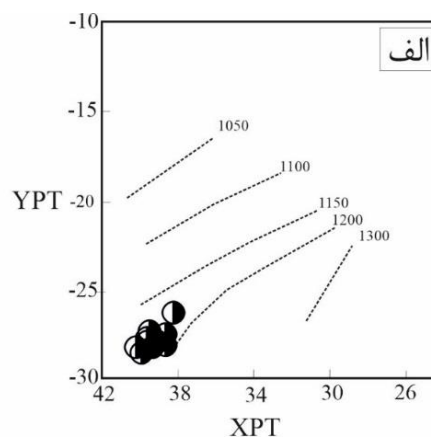
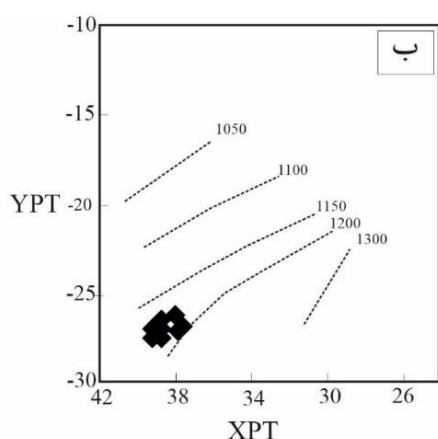
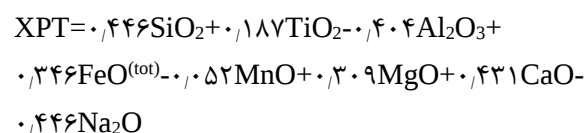


از جمله مزیت های این روش (۱) نیاز ندانستن به حضور دو پیروکسن برای دماسنجی و (۲) امکان استفاده برای انواع پیروکسن های Mg-Ca-Fe دار و Fe-Mg دار است. بر اساس این روش، دمای تشکیل کلینوپیروکسن های مورد بررسی در نمونه های جنوب غرب خوسف ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد تعیین گردید (شکل های ۱۴ الف و ب).

ارزیابی فشار هنگام تشکیل سنگ های دارای کلینوپیروکسن از روش های متعددی ممکن است که می توان به روش های ارائه شده در مراجع [۲۳، ۶۰، ۶۱] اشاره کرد. با روش مرجع [۶۰] بر پایه دو شاخص XPT و YPT، برای نمونه های بررسی شده در قلمرو کمتر از ۲ تا حدود ۳ کیلو بار (شکل های ۱۴ پ و ت) معادل عمق تقریبی ۶ تا ۱۰ کیلومتر بدست آمد.

دما-فشارسنجی بر اساس شیمی کلینوپیروکسن

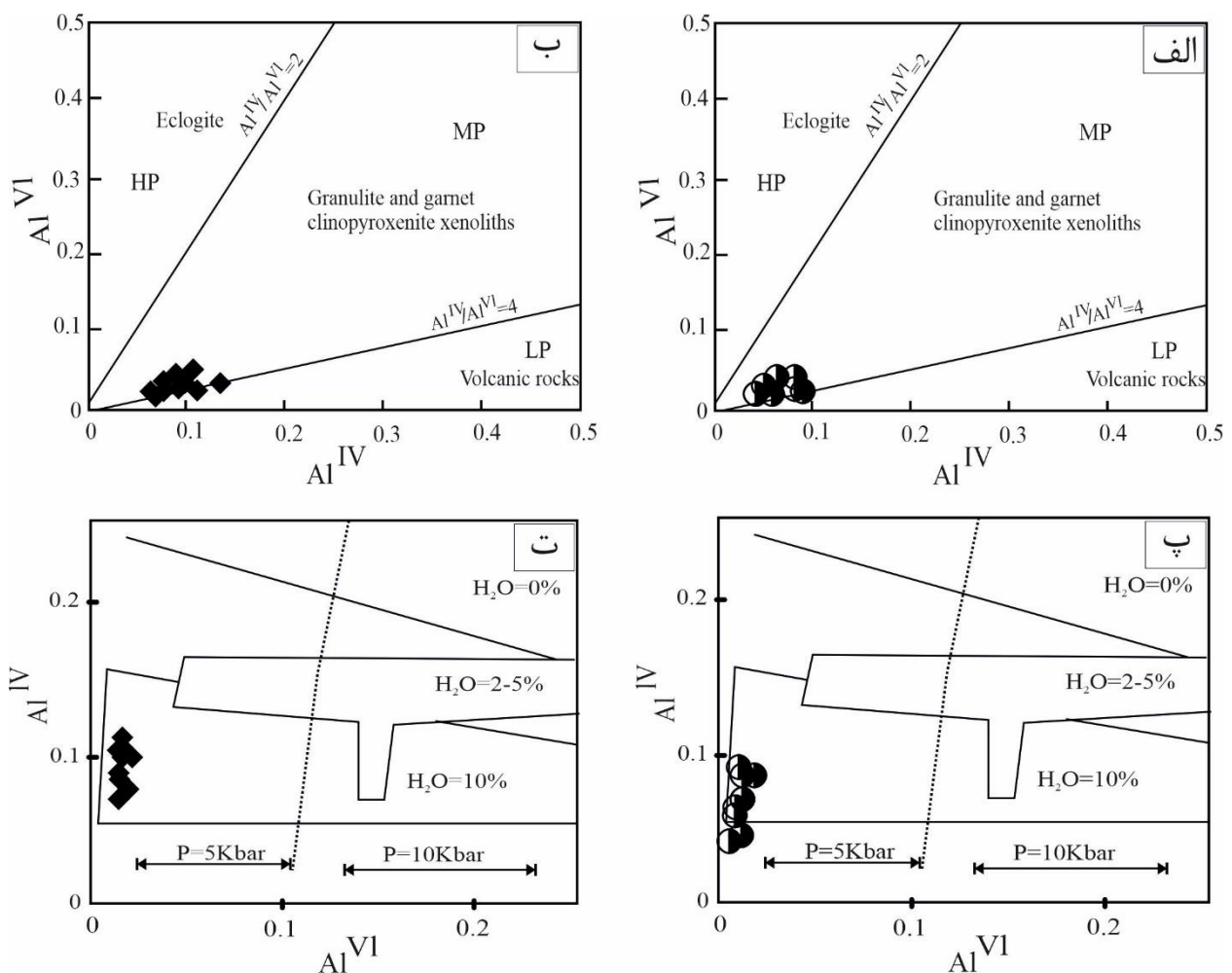
با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن ها می توان مقدار دما و فشار تشکیل سنگ های میزبان آن ها را تعیین کرد [۲۳، ۵۹-۶۱]. برای دماسنجی کانی پیروکسن، روش های مختلفی توسط پژوهشگران ارائه شده است که بعضی بر اساس تک کانی کلینوپیروکسن و برخی نیز بر اساس همزیستی کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن هستند [۲۳، ۶۰، ۶۱]. در این پژوهش از روش تک کانیایی کلینوپیروکسن استفاده شده است. در روش ارائه شده توسط سوسو [۶۰] برای برآورد دما، دو شاخص XPT و YPT به صورت زیر بر پایه داده های تجزیه نقطه ای محاسبه می شوند:



شکل ۱۴ تعیین دما (الف و ب) و فشار (پ و ت) تبلور کلینوپیروکسن ها در مونزودیوریت (الف و پ) و دیوریت پورفیری (ب و ت) جنوب غرب خوسف بر پایه نمودار XPT نسبت به YPT [۶۰].

ماگما و فشار است، به طوریکه هر چه مقدار Al^{IV} افزایش یابد، مقدار آب در محیط تبلور پیروکسن‌ها کمتر می‌شود. بر پایه نمودار Al^{IV} نسبت به Al^{VI} [۶۳]، کلاینوپیروکسن‌های مورد بررسی در گستره فشار پایین و مقدار آب ماگمایی حدود ۵ تا ۱۰ درصد (برای مونزدیوریت) جای دارند (شکل‌های ۱۵ پ و ت) که با حضور مقدار قابل توجه کانی بیوتیت در این سنگ همخوانی دارد.

تعیین فشار و درصد تقریبی آب ماگما بر پایه شیمی کلاینوپیروکسن مقدار Al^{VI} در کلاینوپیروکسن‌ها به فشار وابسته است بطوری که مقادیر کم Al^{VI} بیانگر فشارهای پایین تبلور است [۶۲]. بر اساس نمودار Al^{IV} نسبت به Al^{VI} [۶۲]، کلاینوپیروکسن‌های مورد بررسی در گستره فشار متوسط تا پایین قرار می‌گیرند (شکل‌های ۱۵ الف و ب). چگونگی توزیع Al در جایگاه‌های هشت‌وجهی و چاروجهی روش مناسبی برای برآورد مقدار آب



شکل ۱۵ موقعیت کلاینوپیروکسن‌های مورد بررسی در نمودارهای توزیع مقدار آلومینیم در جایگاه‌های چاروجهی و هشت‌وجهی به منظور برآورد فشار [۶۲] و تعیین درصد آب ماگما [۶۳] برای مونزدیوریت (الف و پ) و دیوریت پورفیری (ب و ت).

برداشت

توده مونزودیوریتی به سن نئوژن در ۳۵ کیلومتری جنوب غرب خوسف و کرانه شرقی بلوک لوت قرار دارد. بافت اصلی سنگ، دانه‌ای است و در برخی نمونه‌ها بافت پوئیکلیتیک نیز دیده می‌شود. دیوریت پورفیری تشکیل‌دهنده بخش کناره توده مونزودیوریتی بوده و دارای بافت پورفیری با زمینه ریزدانه است. کانی‌های سازنده مونزودیوریت شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، بیوتیت و فلدسپار قلیایی هستند. کوارتز و کانی کدر به عنوان کانی‌های فرعی و کانی رسی، کلریت و اکسید آهن به عنوان کانی‌های دگرسانی حضور دارند. فراوان‌ترین کانی تشکیل‌دهنده دیوریت پورفیری، پلاژیوکلاز است که به صورت درشت بلور و در زمینه ریزدانه وجود دارد. پیروکسن کانی فرومنیزین رایج در این بخش است. کوارتز به صورت بلورهای ریز به عنوان کانی فرعی در زمینه سنگ دیده می‌شود. از ویژگی‌های سنگ‌های مورد بررسی، حضور درونبوم است که به رنگ سبز مایل به خاکستری با مرز نمایان در سنگ میزبان مونزودیوریتی دیده می‌شود. بافت در درونبوم از نوع پورفیری با زمینه ریزدانه است و کانی‌های سازنده شامل پلاژیوکلاز و پیروکسن همراه با مقادیر کمی بیوتیت، فلدسپار قلیایی، آمفیبول و کانی کدر هستند. درونبوم‌های موجود با توجه به شباهت ترکیب کانی‌شناسی با سنگ میزبان، از نوع اتولیت بوده و بر اساس ترکیب کانی‌شناسی از نوع دیوریت پورفیری هستند. بیوتیت‌های مورد بررسی بیشتر نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار هستند و در رده بیوتیت‌های ماگمایی قرار می‌گیرند. چندرنگی قهوه‌ای مایل به قرمز بیوتیت و مقادیر $Mg\#$ بالا، بیانگر محیط اکسایشی است. مقادیر $Mg\#$ در کلینوپیروکسن‌های موجود در مونزودیوریت و دیوریت پورفیری به ترتیب بین ۶۲ تا ۸۹ و ۸۳ تا ۹۲ متغیر است که بیانگر مشارکت اجزای گوشته در خاستگاه ماگماست. ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های مورد بررسی بیانگر ماهیت نیمه قلیایی و محیط کمان آتشفشانی برای سنگ‌های میزبان است. کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در گستره فشار پایین و مقدار آب ماگمایی حدود ۵ تا ۱۰

درصد (برای مونزودیوریت) جای دارند که با حضور مقدار قابل توجه کانی بیوتیت در این سنگ همخوانی دارد.

قدردانی

نویسندگان مقاله، مراتب تشکر و قدردانی خود را از شبکه آزمایشگاهی فناوری‌های راهبردی برای تامین بخشی از هزینه آنالیز ریزپردازشی کانی‌ها ابراز می‌دارند.

مراجع

- [1] Vahdati Daneshmand F., Kholghi M. H., "Geological Map of Iran, 1:100000 series, sheet7755-Khusf", Geological Survey of Iran (1988) Tehran (in Persian).
- [2] Camp V.E., Griffis R.J., "Character, genesis and tectonic setting of igneous rock in the sistan suture zone, eastern Iran", Lithos(5-6)(1982) 221-239.
- [3] Tirrul R., Bell L.R., Griffis R. J., Camp V.E., "The Sistan suture zone of eastern Iran", Geological society of America Bulletin, 94(1)(1983) 134-150.
- [4] Karimpour M.H., Stern C.R., Farmer L., Saadat S., Malekzadeh A., "A review of age, Rb-Sr geochemistry and petrogenesis of Jurassic to Quaternary igneous rocks in Lut block, Eastern Iran", Journal of Geopersia 19(2011) 36.10.22059/JGEOPE.2011.22162.
- [5] Arjmandzadeh R., Santos J.F., "Sr - Nd isotope geochemistry and tectonomagmatic setting of the Dehsalm Cu - Mo porphyry mineralizing intrusives from Lut Block, eastern Iran", International Journal Earth Science 103(2014) 123-140.
- [6] Pang K. W., Chung S. L., Zarrinkoub M. H., Khatib M. M., Mohammadi S. S., Chu C. H., Lee H. Y., Lo, C. H., "Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications", Lithos 87-88(2013) 231-245. 10.1016/j.lithos.2013.05.009.
- [7] Eftekharnajad G., "Notes on the formation of flysch sedimentary basins in Eastern Iran and its relation to plate tectonic theory, in Stocklin, Eftekharnajad, and Hoshmandzadeh, eds.,

- [16] Sousa C.S., Fernandes D.M., Soares H.S., Rosa M.L.S., Conceição H., "Chemical compositions of biotite as a petrogenetic discriminator: Rio Jacaré Batholith, Borborema Province, NE Brazil", *Northeast Geosciences Journal* (10)(1) (2024) 441-455. <https://doi.org/10.21680/2447-3359.2024v10n1ID32058>
- [17] Pan T., Yuchuan Ch., Juxing T., Ying W., , Wenbao Zh., Qiufeng L., , Bin L., Chunneng W., *Advances in Research of Mineral Chemistry of Magmatic and Hydrothermal Biotites*, *Acta Geologica Sinica (English Edition)* 93(6)(2019) 1947–1966. DOI: 10.1111/1755-6724.14395.
- [18] Li X., Zhang Ch., Behrens H., Holtz F., "Calculating biotite formula from electron microprobe analysis data using a machine learning method based on principal components regression", *Lithos* (356–357) (2020) 105371. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105371>.
- [19] Nalluri S., Ragi M.R., Valivetti S.S Pandey R., "Mineral chemistry of biotite and hornblende from Mesoproterozoic quartz syenite intrusions of the Cuddapah Intrusive Province, Eastern Dharwar Craton, India: implications for their source characterization", *Mineralogy and Petrology* (117)(2023).
- [20] Abdel- Rahman A.M., "Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas", *Journal of petrology* 35(1994) 525-541.
- [21] Nachit H., Ibhi A., Ohoud M.B., "Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites", *Comptes Rendus Geoscience* 337 (16)(2005) 1415-1420. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>
- [22] Henry D., Guidotti C.V., Thomson J., "The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms", *American Mineralogist* 90(2005) 316– 328.
- [23] Putirka K. D., "Thermometers and Barometers for Volcanic Systems", *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69(2008)61-120. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>.
- Primarily investigation on the geology of Lut block, Eastern Iran*", Geological Survey of Iran, Report 22 (1973) 67–71.
- [8] Aghanabati A., "Geology of Iran", Geological Survey of Iran, Tehran, (2005) 538 pp, (Persian book).
- [9] Rezazadeh A., "Petrology of volcanic and subvolcanic rocks in northeast of Nalino (southwest of Khouf), Southern Khorasan", M.Sc.Thesis, University of Birjand, Birjand, Iran, (2019)74p(in Persian).
- [10] Baraghoosh H., "Petrology of volcanic and subvolcanic rocks in southeast of Nalino (southwest of Khouf), Southern Khorasan", M.Sc.Thesis, University of Birjand, Birjand, Iran, (2019)121p(in Persian)..
- [11] Khafaje Ghasemabadi M., "Petrology of Tertiary igneous rocks in north of Halami (Southwest of Birjand)", M.Sc.Thesis, University of Birjand, Birjand, Iran, (2024)76p(in Persian).
- [12] Ovung T. N., Ray J., Ghosh B., Koeberl C., Topa D., Paul M. "Clinopyroxene composition of volcanics from the Manipur Ophiolite Northeastern India: implications to geodynamic setting", *International Journal of Earth Sciences* (107)(2017)1215-1229. DOI: 10.1007/s00531-017-1529-y.
- [13] Liang Y., Deng J., Liu X., Wang Q., Qin C., Li Y., Yang Y., Zhou M., Jiang J., "Major and trace element, and Sr isotope compositions of clinopyroxene phenocrysts in mafic dykes on Jiaodong Peninsula, southeastern North China Craton: Insights into magma mixing and source metasomatism", *Lithos* (302–303)(2018) 480–495.
- [14] Bahajrouy, M., Taki S., Ganji A., "Mineral chemistry and thermo-barometry of intrusives from northern side of Shahroud river around Zardkuh in Guilan province (northern Iran)", *Revista Cientifica* (33)(2)(2020)556-578. <https://doi.org/10.5377/nexo.v33i02.10792>.
- [15] Rakotondravaly D.A., Roger Randrianja R., "Mineral Chemistry, Geobarometry and Oxygen Fugacity of the Granitic Rocks from the Itremo Domain, Central Madagascar", *Journal of Geoscience and Environment Protection* (10) (2022) 145-166. <https://www.scirp.org/journal/gep>

- (25)(1)(2014) 87–97. DOI: 10.1007/s12583-014-0402-1.
- [32] Idrus A., "Petrography and Mineral Chemistry of Magmatic and Hydrothermal Biotite in Porphyry Copper-Gold Deposits: A Tool for Understanding Mineralizing Fluid Compositional Changes During Alteration Processes", Indonesian Journal on Geoscience (5)(1) (2018) 47-64.
- [33] Kumar A., Ashok Ch., "Geochemistry and mineral chemistry of the Armoor granitoids, eastern dharwar craton: implications for the redox conditions and tectono-magmatic environment", Acta Geochim (43)(2024) 110–133. <https://doi.org/10.1007/s11631-023-00647-1>.
- [34] Wang N., Sui X., He M., Yang M., Peng B., "Geochemistry and Mineralogy of Phlogopite and Its Implications for Serpentinization of Jian Forsterite Jade in Southern Jilin Province, China", Minerals 14(2024)1087. <https://doi.org/10.3390/min14111087>
- [35] Machev P., Klain L., Hecht L., "Mineralogy and chemistry of biotites from the Belogradchik pluton-some petrological implications for granitoid magmatism in north-west Bulgaria", Bulgarian geological Society, Annual scientific conference "geology" (2004) 48-50.
- [36] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the rock forming minerals", Longman Ltd (1992) 528 p.
- [37] Foster M.D., "Interpretation of the composition of trioctahedral micas", United States Geological Survey Professional Paper 354-B(1960) 11-46.
- [38] Li W. K., Yang Z. M., Cao K., Lu Y. J., Sun M. Y., "Redox-controlled generation of the giant porphyry Cu-Au deposit at Pulang, southwest China", Contributions to Mineralogy and Petrology (174)(12)(2019a) 1-34.
- [39] Shabani A.A., Lalonde A.E., and Whalen J.B., "Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachian orogen: a potential tectonomagmatic indicator?", The Canadian Mineralogist 41(6)(2003)1381–1396.
- [40] Zhou J., "The origin of intrusive mass in Fengshandong, Hubei province", Acta Petrologica Sinica 2(1986) 59-70.
- [24] Ridolfi F, Renzulli A., Puerini M., "Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction related volcanoes", Contributions to Mineralogy and Petrology 160(2010)45–66. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0465-7>.
- [25] Neave D.A., Putirka K.D., "A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones", American Mineralogist 102(2017) 777–794. <https://doi.org/10.2138/am-2017-5968>.
- [26] Cheng Zh., Guo Zh., Dingwell B., Li X., Zhan M., Liu J., Zhao W., Lei M., "Geochemistry and petrogenesis of the post-collisional high-K calc-alkaline magmatic rocks in Tengchong, SE Tibet", Journal of Asian Earth Sciences 193(2020)104309. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2020.104309>.
- [27] Namnabat E., Ghorbani M., Nakashima K., Tabatabaei S.H. and Tavakoli N., "Mineral chemistry and Petrology of the Andarian volcanic rocks: insight to the Ahar-Arasbaran magmatic zone, Northwestern Iran", Arabian Journal of Geosciences, 14(2021)1922. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-08246-1>.
- [28] Richard L.R., "Minpet: mineralogical and petrological data processing system, version 2.02", Minpet Geological Software (1995), Quebec, Canada.
- [29] Whitney D.L., Evans, B.W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American mineralogist 95(2010) 185-187.
- [30] Shabani A.A.T; Masoudi F., Tecce F., "An Investigation on the Composition of Biotite from Mashhad Granitoids, NE Iran", Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 21(4)(2010) 321-331.
- [31] Hossain I., Tsunogae T., "Crystallization Conditions and Petrogenesis of the Paleoproterozoic Basement Rocks in Bangladesh: An Evaluation of Biotite and Coexisting Amphibole Mineral Chemistry", Journal of Earth Science

- [50] Sirimongkonpun M., Tukpho Th., Fanka A., "Mineral chemistry of biotite from granitic rocks in Prachuap Khiri Khan, southern Thailand: Implications for crystallization condition and petrogenesis", *Bulletin of Earth Sciences of Thailand*(15)(1)(2023) 1-14.
- [51] Robert J.L., "Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions", *Chemical Geology*, 17(3)(1976) 213-227.
- [52] Uchida E., Endo S., Makino M., "Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits", *Resource Geology*57(1)(2007) 47-56.
- [53] Putirka K., Johnson M., Kinzler R., Walker D., "Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123(1996) 92-108.
- [54] Guo K., Wang X., Chen Sh., Shang L., Liu B., Zhang X., Lai Zh., "The delamination of lower crust in continental back-arc basin: Evidence from Sr isotope and elemental compositions of plagioclase and clinopyroxene in andesites from Kueishantao, north of Taiwan, China", *LITHOS* 416-417 (2022) 106653. [10.1016/j.lithos.2022.106653](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106653).
- [55] Morimoto N., "Die nomenklatur von Pyroxenen." *Mineralogy and Petrology* 39 (1988) 55-76.
- [56] Li X.W., Mo X.X., Yu X.H., Ding Y., Huang X.F., Wei P., He W.Y., "Petrology and geochemistry of the early Mesozoic pyroxene andesites in the Maixiu Area, West Qinling, China: Products of subduction or syn-collision?". *Lithos* 172-173(2013)158-174. <https://doi.org/10.1016/J.LITHOS.2013.04.010>
- [57] Le Bas M. J., "The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage", *American Journal of Science*, 260(4)(1962) 267-288.
- [58] Nisbet E. G., Pearce J. A., "Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic setting". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63(2)(1977) 149-160.
- [41] Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J.M., Carron J.P., "Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoids", *Comptes Rendus Hebdomadaires de l'Academie des Sciences* 301(11)(1985)813-818.
- [42] Wones D.R., Eugster, H.P., "Stability of biotite: experiment, theory and application", *American Mineralogist* 50(1965) 1228-1272.
- [43] Anderson J.L., Smith D.R., "The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer", *American Mineralogist*80(1995) 549-559.
- [44] Dymek R.F., "Titanium, aluminium and interlayer cation substitutions in biotite from high grade gneisses, West Greenland", *American Mineralogist*68(1983) 880-899.
- [45] Albuquerque C.A., "Geochemistry of biotites from granitic rocks, northern Portugal", *Geochimica Cosmochimica Acta*37 (1973) 1779-1802.
- [46] Tronnes R.G., Edgar A.D., Arima, M., "A high pressure-high temperature study of TiO₂ solubility in Mg-rich phlogopite: Implications to phlogopite chemistry", *Geochimica et Cosmochimica Acta*49 (1985) 2323-2329.
- [47] Henry D.J., Guidotti C.V., "Ti in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystallochemical controls and petrologic application", *American Mineralogist*(87)(2002) 375-382.
- [48] Tang P., Tang J.X., Lin B., Wang L.Q., Zheng W.B., Leng Q.F., Gao X., Ze-bin Zhang Z.B., Tang X.Q., "Mineral chemistry of magmatic and hydrothermal biotites from the Bangpu porphyry Mo (Cu) deposit, Tibet", *Ore Geology Reviews* 115 (2019) 103122. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103122>.
- [49] Gogoi A., Bhagabaty B., "Mineral Chemistry and Geothermometry of Biotite in the Granitoids, Located in and around Jirang-Patharkhamah Area, Ri-Bhoi District, Meghalaya, India", *Journal of Geological. Society of India*98 (2022) 245-259. <https://doi.org/10.1007/s12594-022-1965-6>.

Contributions to Mineralogy and Petrology 139(2000) 541-554.

[62] Aoki K., Ikuko Sh., "Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan," Lithos 6 (1973) 41-51. 10.1016/0024-4937(73)90078-9.

[63] Helz R.T., "Phase relations of basalts in their melting ranges at $p_{H_2O}=5$ kb as a function of oxygen fugacity, Part I, Mafic phases", Journal of Petrology 14(2) (1973) 249-302.

[59] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G. B., Zeda, O., "Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator". Chemical Geology, 77(3-4)(1989) 165-182.

[60] Soesoo A., "A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: Empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations", GFF 119(1) (1997) 55-60. 10.1080/11035899709546454.

[61] Nimis P., Taylor W.R., "Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part1. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer",