

بررسی سنگ‌نگاری، شیمی‌کانی‌ها و چگونگی تشکیل توده آمفیبول متاگابروی اسکاپولیتی، مجموعه دگرگونی بنه‌شورو، شرق ساغند، ایران مرکزی

لیلا ملکی^{۱*}، نعمت‌الله رشیدنژادعمران^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۳/۴/۳، نسخه نهایی: ۱۴۰۳/۶/۱۲)

چکیده: توده آمفیبول متاگابروی مورد بررسی از محدود رخنمون‌های منطقه بوده که با وجود عملکرد فرایندهای دگرگونی، دگرشکلی‌های شکل‌پذیر و دگرنهادی بر مجموعه، آثاری از بافت آذرین اولیه را در خود حفظ کرده‌است. بافت این گروه سنگی، از بافت آذرین باقی‌مانده، تا بافت نواری جهت‌یافته در تغییر است. آمفیبول و پلاژیوکلاز از کانی‌های اصلی و پیروکسن، کوارتز، فلوگوپیت، اسکاپولیت، کلسیت، تیتانیت و کانی‌های کدر، سایر کانی‌های تشکیل‌دهنده این توده هستند. بر اساس بررسی شیمی کانی، بلورهای آمفیبول موجود در زمینه و آمفیبول‌های واقع در لبه بلورهای کلینوپروکسن اغلب ترکیب کلسیمی داشته و به ترتیب در مرز مشترک گستره آمفیبول‌های آذرین - آمفیبول‌های کلسیمی دگرگونی فشار پایین و آمفیبول‌های آذرین قرار دارند. ترکیب بلور پیروکسن، در گستره پیروکسن‌های آذرین و رده اوژیت سدیمی واقع هستند و بلورهای پلاژیوکلاز ترکیب اولیگوکلاز دارند. بررسی شیمی کانی در کنار بازدیدهای صحرایی نشان می‌دهد که تغییر از گابرو به آمفیبول متاگابروی اسکاپولیتی به احتمال بسیار طی فرایند آبدار شدن و آمفیبولی شدن توده گابرویی اولیه و مراحل مختلف جایگزینی کانی‌ها صورت گرفته‌است.

واژه‌های کلیدی: ایران مرکزی؛ ساغند؛ آمفیبول متاگابرو؛ شیمی بلور؛ آمفیبول؛ پیروکسن.

مقدمه

شده‌اند [۲]. برای نخستین بار، ملکی [۳]، به وجود چنین رخنمونی در منطقه اشاره کرده‌است. بررسی‌های شیمی سنگ کل و سن سنجی اورانیوم-سرب بلورهای زیرکن در این رخنمون انجام گردیده‌است. بر اساس بررسی‌های شیمی سنگ کل، متاگابروها از ذوب درجه پایین یک خاستگاه غنی، عمیق و دارای گارنت باقیمانده شکل گرفته و در یک محیط درون قاره‌ای برونزد یافته‌اند [۴]. سن ماگمای مادر این رخنمون بر اساس سن‌سنجی به روش U-Pb بلورهای زیرکن، 541.2 ± 4.4 میلیون سال (MSWD= ۱/۸) گزارش شده‌است [۵]. تا کنون

توده متاگابرویی مورد بررسی در انتهای شرقی کوه‌های زمان آباد (مجموعه دگرگونی بنه‌شورو) واقع است (شکل ۱ [۱]). گنیس‌های کوارتز فلدسپاتی (کانی تیره کمتر از ۵ درصد)، آمفیبول - بیوتیت گنیس، هورنبلندیت، آمفیبولیت، آمفیبول شیست، توده‌های فرامافیک دگرگون‌شده، متاگابرو و شیست‌های پلیتی و نیمه پلیتی، همراه با میان‌لایه‌هایی از مرمر و کوارتزیت، تشکیل دهنده مجموعه بنه‌شورو هستند، که همه دچار دگرگونی قهقرایی در حد رخساره آمفیبولیت پایینی

نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۶۶۶۴۸۳۶۲، پست الکترونیکی: l.maleki@pnu.ac.ir

Copyright © 2025 The author(s). This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0



International License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>) Non-commercial uses of the work are permitted, provided the original work is properly cited

مختصات دقیق جغرافیایی و به صورت اصولی برداشت گردید. از میان آنها، ۲۶ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه و بررسی شدند. تعداد ۳ مقطع نازک به روش ریزکاوش الکترونی (EPMA) تجزیه گردیدند.

ترکیب شیمیایی کانی‌ها با ابر کاوشگر JEOL JXA-8230 مجهز به چهار طیف سنج تفکیک طول موج (WDS) در دانشگاه Rhodes (آفریقای جنوبی) تعیین شد. برای واسنجی دستگاه از کانی‌های استاندارد مرجع SPI (www.2spi.com) استفاده گردید. در همه تجزیه‌ها، ولتاژ شتاب‌دهنده باریکه الکترون ۱۵ kV، شدت جریان ۲۰ nA، قطر باریکه الکترون ۱۰ μm و زمان شمارش ۱۰ ثانیه بوده‌است. انحراف استاندارد خطای اندازه‌گیری دستگاهی در گستره ۰/۲ تا ۰/۱۴ درصد برای هر فاز اندازه‌گیری، درستی داده‌های تجزیه را تأیید می‌کند.

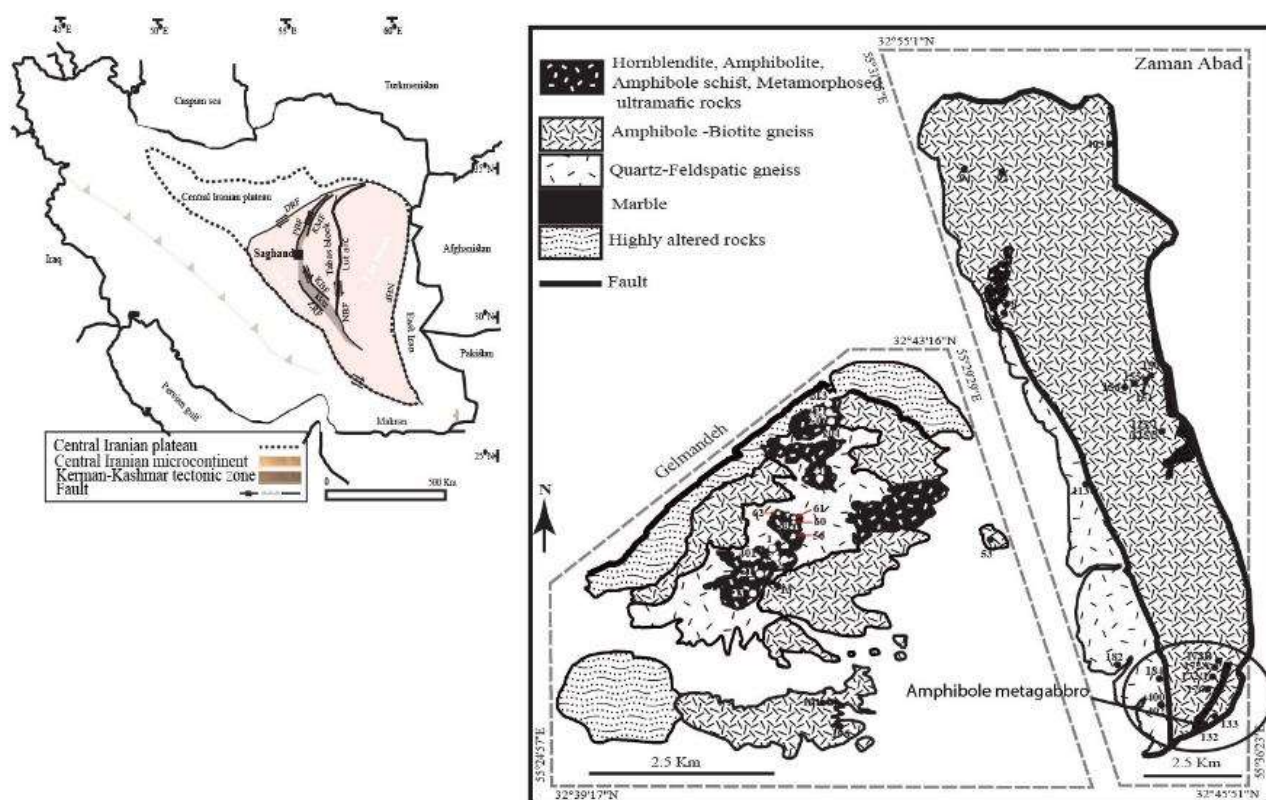
پژوهشی پیرامون شیمی بلورها و ویژگی‌های سنگ‌نگاری این توده آمفیبول متاگابروی اسکاپولیتی انجام نشده‌است، از این رو در این پژوهش، این ویژگی‌ها در کنار سیمای دگرشکلی بلورها بررسی شده و چگونگی تشکیل احتمالی این توده مورد بحث قرار گرفته‌است.

موقعیت زمین‌شناسی

توده متاگابرویی مورد بررسی بخشی از مجموعه دگرگونی بنه‌شورو بوده که در شمال‌شرق ساغند و در حوضه ایران مرکزی واقع است (شکل ۱). مجموعه بنه‌شور بخش‌هایی از نقشه ۱:۵۰۰۰۰ بیابانک-بافق [۶] و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ پشت بادام [۷] را شامل می‌شود.

روش بررسی

به منظور بررسی‌های سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌های رخنمون مورد نظر، پس از بازدیدهای صحرایی، ۳۰ نمونه با تعیین



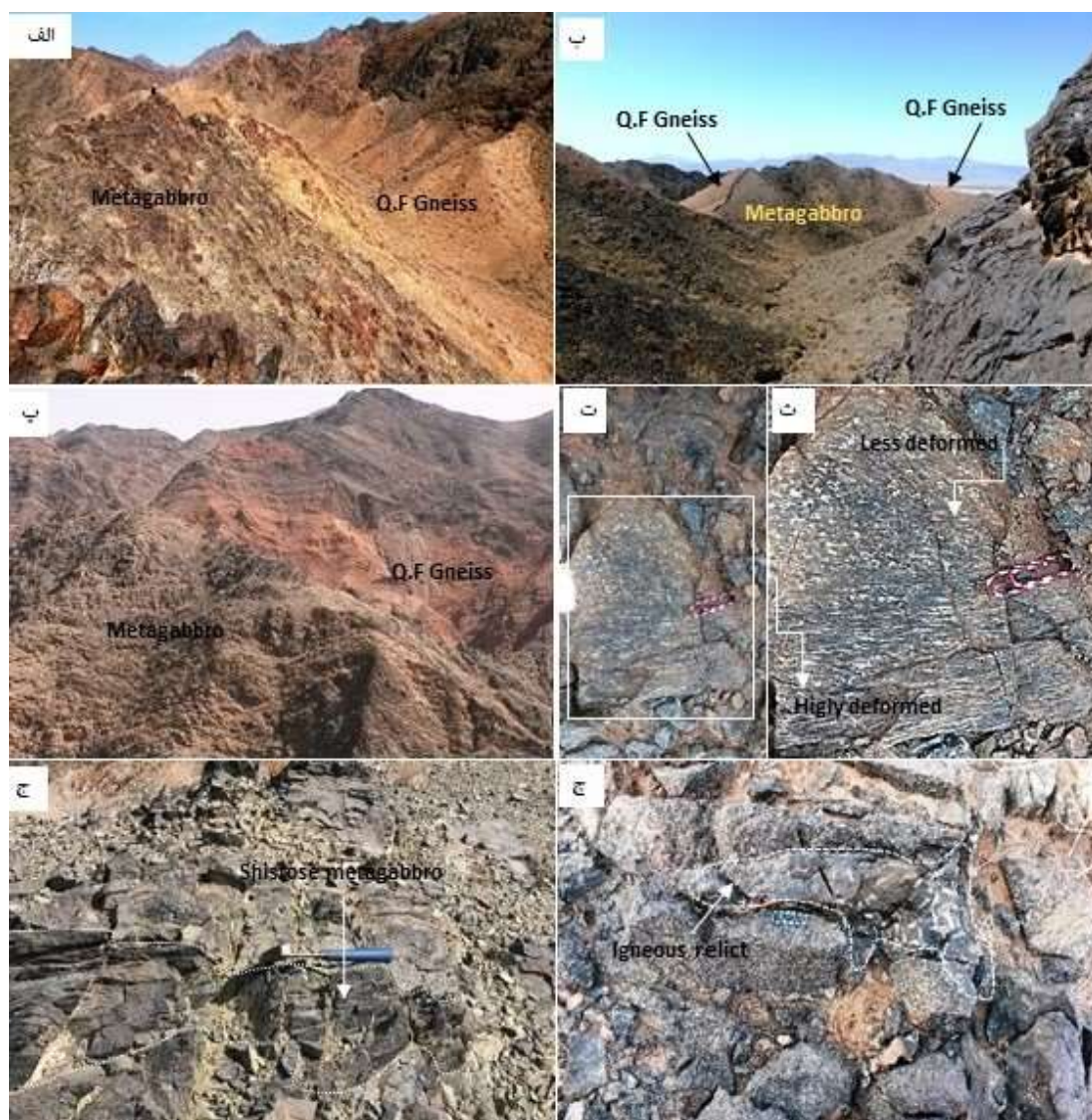
شکل ۱ (الف) موقعیت قرارگیری ساغند، ایران مرکزی و کمربند زمین‌ساختی کرمان-کاشمر. محل گسل‌ها و مرز بخش‌های مختلف، از مرجع [۱] گرفته‌شده‌است. (ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی.

بحث و بررسی

ویژگی‌های صحرایی

در دورترین بخش جنوب‌شرقی مجموعه زمان‌آباد و در کنار گنیس‌های کوارتز فلدسپاتی، یک توده متاگابرویی دگرشکل شده برونزد دارد (شکل ۱ ب). مرز مشترک این توده با گنیس‌های پیرامون، در بعضی نقاط گسله و در سایر نقاط غیر گسله (شکل ۲ ب) و بدون حاشیه سرد شده است. گاه این توده متاگابرویی در راستای برگوارگی گنیس‌ها کشیده شده (شکل‌های ۲ ب، پ) و شیب و راستای برگوارگی این واحد سنگی با گنیس‌های کنار هم سو است (شکل ۲ پ). شدت تغییر شکل در نقاط مختلف توده یکسان نبوده و این امر باعث

میزان متفاوت جهت‌یافتگی بلورها (شکل‌های ۲ ت، ث)، وجود برگوارگی محلی (شکل ۲ ج) و حفظ بافت آذرین اولیه (دانه‌ای) در برخی نقاط گردیده است (شکل ۲ چ). در بخش‌های حاشیه‌ای توده، تبدیل بافت ماگمایی به بافت ساختار جامد به خوبی دیده می‌شود و جهت‌یافتگی کامل بلورها و تشکیل نوارهای تیره و روشن در اثر دگرشکلی جامد شدیدتر این نواحی ایجاد شده است (شکل‌های ۲ ت، ث). بلورهای آمفیبول، سازنده لایه‌های تیره و بلورهای پلاژیوکلاز، سازنده لایه‌های روشن هستند. از ویژگی‌های جالب توجه در این توده، درصد حجمی بالای کانی آمفیبول (۷۰ درصد) است. شکستگی‌های متعدد موجود در توده با اپیدوت پر شده‌اند.



شکل ۲ (الف و ب) رخنمون توده متاگابرویی در کنار گنیس کوارتز فلدسپاتی (Q.F. Gneiss). (پ) هم‌سو بودن شیب و راستای برگوارگی توده متاگابرویی و گنیس‌های کوارتز فلدسپاتی کناری. (ت) تفاوت شدت دگرشکلی در بخش‌های مختلف توده متاگابرویی. (ث) نمایی بزرگ‌تر از چارگوش تصویر پ. (ج) شیستوارگی محلی در توده متاگابرویی. (چ) بافت آذرین باقیمانده در توده متاگابرویی.

سنگ‌نگاری و شیمی کانی

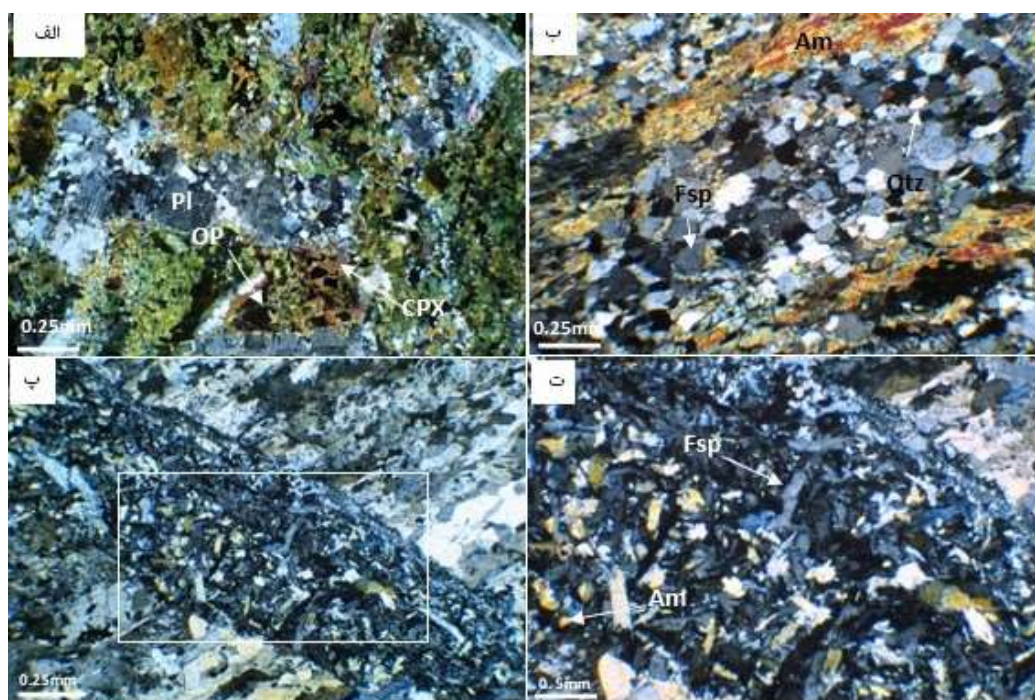
کانی‌های تشکیل‌دهنده توده متاگابرویی شامل آمفیبول (70% - 50%)، پلاژیوکلاز ($45-15\%$)، کلینوپیروکسن (1% تا 0%)، کوارتز (2%)، اسکاپولیت (1%)، اپیدوت (3%)، کلسیت (1% <)، تیتانیت (3%)، میکا (کمتر از 1%) و کانی‌های کدر (3%) هستند. بافت این گروه سنگی از بافت آذرین باقی‌مانده (شکل ۳ الف) تا بافت نواری جهت‌یافته (شکل ۳ ب) در تغییر است. بافت تنش‌آواری در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل - های ۳ پ، ت).

آمفیبول

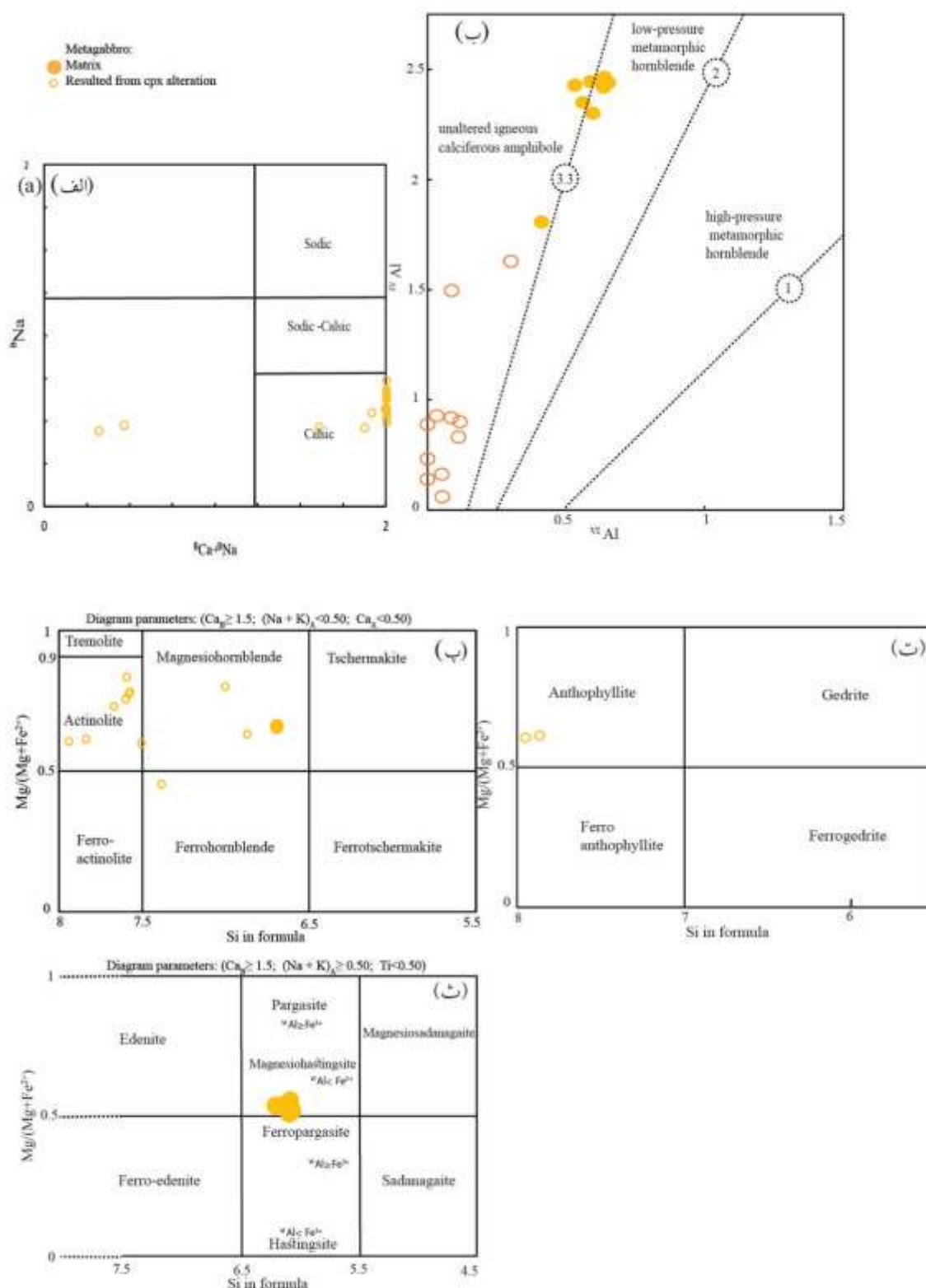
بلورهای آمفیبول، به دو صورت جهت‌یافته نیمه‌شکل‌دار تا خود شکل زمینه (شکل ۴ الف) با چند رنگی سبز کمرنگ تا سبز پررنگ و آمفیبول‌های موجود در بلورهای کلینوپیروکسن (شکل ۴ ب) ظهور می‌یابند. شکل‌های ماهی‌گون با سوی برش راستگرد و به ندرت چپگرد (شکل ۴ الف)، وجود مرزهای اتصال سه‌گانه محلی (شکل ۴ الف) و خاموشی موجی ضعیف در برخی از بلورها، از سیماهای دگرشکلی بلورهای آمفیبول سازنده زمینه هستند. آمفیبول‌های واقع در لبه بلورهای کلینوپیروکسن از تغییر و تبدیل آنها ایجاد شده‌اند و دارای

چندرنگی ضعیف سبز کمرنگ تا پررنگ هستند. بلورهای آمفیبول موجود در زمینه، دارای میزان $B(Ca+Na) \geq 1$ و $BNa < 0.5$ بوده (جدول ۱) و بر اساس نمودارهای رده‌بندی آمفیبول [۸]، از گروه آمفیبول‌های کلسیمی، رده فروپارگاسیت، منیزو هاستینگزیت و منیزو هورنبلند هستند (شکل‌های ۳ الف، پ، ت).

برخی بلورهای آمفیبول موجود در لبه پیروکسن دارای $B(Ca+Na) \geq 1$ و $BNa < 0.5$ و برخی دارای $B(Ca+Na) < 1$ و $B(Mg, Fe, Mn, Li) \geq 1$ هستند (جدول ۱). بر اساس نمودارهای رده‌بندی آمفیبول [۸]، بلورهای دسته اول از گروه آمفیبول‌های کلسیمی، رده اکتینولیت، منیزوهورنبلند و فروهورنبلند (شکل‌های ۴ الف، پ) و بلورهای دسته دوم از گروه آمفیبول‌های منیزیم- آهن- منگنز- لیتیوم‌دار، رده آنتوفیلیت، هستند (شکل ۴ ت). بر پایه نمودار $IVAl/VIAl$ [۹]، که تفکیک‌کننده آمفیبول‌های آذرین از آمفیبول‌های دگرگونی است، آمفیبول‌های خود شکل زمینه در مرز مشترک گستره- های آمفیبول‌های کلسیمی دگرگونی فشار پایین و آمفیبول‌های آذرین و آمفیبول‌های لبه بلورهای کلینوپیروکسن در گستره آمفیبول‌های آذرین قرار دارند (شکل ۴ ب).



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی توده متاگابرویی: (الف) بافت آذرین باقیمانده (بافت دانه‌ای)، شامل درشت بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز. (ب) بافت نواری، ناشی از تفکیک نوارهای آمفیبول از نوارهای فلدسپات و کوارتز. (پ) بافت تنش‌آواری و خرد شدن کانی‌های زمینه در اثر عملکرد فازهای دگرشکلی شکنا. (ت) نمایی بزرگتر از چار گوش تصویر پ.



شکل ۴ موقعیت آمفیبول‌های توده متاگابرویی در (الف) نمودار $[\text{BNa}/(\text{BNa} + \text{Ca})]$ و (ب) نمودار $[\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Al}^{\text{VI}}]$. (پ، ت) موقعیت آمفیبول‌های کلسیمی و (ث) موقعیت آمفیبول‌های منیزوم-آهن-منگنز-لیتیوم‌دار با سنگ‌شناسی‌های مختلف منطقه در نمودار مقدار Si در فرمول نسبت به $[\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})]$. براین اساس، آمفیبول‌های زمینه اغلب ترکیب فروپارگاسیت-منیزو هاستینگزیت داشته و در مرز مشترک آمفیبول‌های آذرین و دگرگون قرار دارند و آمفیبول‌های لبه کلینوپروکسن اغلب ترکیب اکتینولیتی دارد و در گستره آمفیبول‌های آذرین واقع می‌شوند.

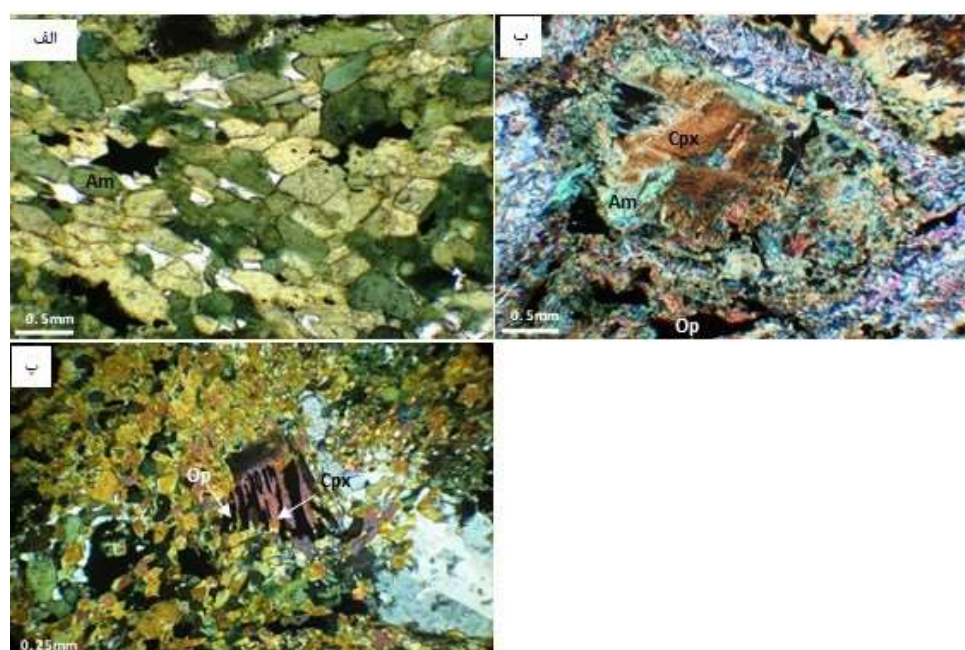
جدول ۱ ترکیب شیمیایی بلورهای آمفیبول در متاگابروهای مورد بررسی بر اساس نتایج EPMA (O=۲۳).

نام سنگ	متاگابرو							
	آمفیبول‌های حاصل از پیروکسن				آمفیبول‌های زمینه			
توصیف کانی								
شماره کانی	۱	۲	۳	۴	۱	۲	۳	۴
شماره نقطه	۲۹۵	۲۹۳	۲۸۳	۲۸۲	۲۶۴r	۲۶۳c	۲۶۶۱r	۲۶۰c
SiO ₂	۴۹,۳۴	۵۳,۷۰	۴۷,۰۸	۵۳,۸۵	۴۰,۶۷	۴۰,۲۱	۴۱,۳۹	۴۶,۱۰
TiO ₂	۰,۳۳	۰,۵۰	۰,۶۸	۰,۱۷	۰,۸۱	۰,۸۱	۰,۷۹	۰,۵۲
Al ₂ O ₃	۶,۴۸	۱,۲۵	۸,۳۱	۲,۶۴	۱۴,۷۶	۱۴,۳۳	۱۳,۵۸	۱۰,۰۴
FeO _t	۱۵,۵۴	۲۰,۳۶	۱۵,۸۹	۱۲,۲۳	۱۹,۳۷	۱۸,۹۲	۱۸,۸۳	۱۶,۶۴
Fe ₂ O ₃	۱۰,۱۶	۰,۰۰	۳,۴۲	۱,۸۰	۶,۷۲	۵,۰۶	۵,۹۷	۶,۵۷
FeO	۶,۳۹	۲۰,۳۶	۱۲,۸۲	۱۰,۶۲	۱۳,۳۳	۱۴,۳۷	۱۳,۴۶	۱۰,۷۳
MnO	۰,۰۵	۰,۰۶	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۷	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۰
MgO	۱۴,۳۰	۱۸,۱۳	۱۲,۳۲	۲,۲۹	۸,۲۴	۸,۳۱	۸,۷۴	۱۱,۵۹
CaO	۱۱,۱۳	۲,۶۴	۱۲,۲۲	۱۲,۷۰	۱۱,۰۹	۱۱,۴۸	۱۱,۱۹	۰,۴۶
Na ₂ O	۱,۲۰	۰,۲۶	۱,۳۵	۰,۳۵	۲,۲۲	۲,۲۱	۲,۱۳	۱,۱۶
K ₂ O	۰,۲۰	۰,۰۷	۰,۵۳	۰,۱۰	۰,۸۷	۰,۸۰	۰,۷۴	۰,۳۷
H ₂ O*	۲,۱۱	۲,۰۵	۲,۰۵	۲,۱۱	۲,۰۱	۱,۹۸	۲,۰۰	۲,۰۷
Total	۱۰۱,۷۰	۹۹,۰۲	۱۰۰,۸۱	۱۰۰,۴۱	۱۰۰,۸۰	۹۹,۶۰	۱۰۰,۰۲	۱۰۱,۱۱
Cation (O=23)								
Si	۷,۰۰	۷,۸۴	۶,۸۷	۷,۶۷	۶,۰۶	۶,۰۸	۶,۲۰	۶,۶۹
Al _{tot}	۱,۰۸	۰,۲۲	۱,۴۳	۰,۴۴	۲,۵۹	۲,۵۵	۲,۴۰	۱,۷۲
Al ^{iv}	۱,۰۰	۰,۱۶	۱,۱۳	۰,۳۳	۱,۹۴	۱,۹۲	۱,۸۰	۱,۳۱
Al ^{vi}	۰,۰۹	۰,۰۵	۰,۳۰	۰,۱۱	۰,۶۵	۰,۶۴	۰,۶۰	۰,۴۱
Ti	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۷	۰,۰۲	۰,۰۹	۰,۰۹	۰,۰۹	۰,۰۶
Fe ³⁺	۱,۰۹	۰,۰۰	۰,۳۸	۰,۱۹	۰,۷۵	۰,۵۸	۰,۶۷	۰,۷۲
Fe ²⁺	۰,۷۶	۲,۴۸	۱,۵۶	۱,۲۶	۱,۶۶	۱,۸۲	۱,۶۹	۱,۳۰
Mn	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰
Mg	۳,۰۳	۳,۹۴	۲,۶۸	۳,۴۱	۱,۸۳	۱,۸۷	۱,۹۵	۲,۵۱
Ca	۱,۶۹	۰,۴۱	۱,۹۱	۱,۹۴	۱,۷۷	۱,۸۶	۱,۸۰	۱,۷۵
Na	۰,۳۳	۰,۰۷	۰,۳۸	۰,۱۰	۰,۶۴	۰,۶۵	۰,۶۲	۰,۵۰
K	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۱۰	۰,۰۲	۰,۱۷	۰,۱۵	۰,۱۴	۰,۰۷
OH*	۲,۰۰	۲,۰۰	۲,۰۰	۲,۰۰	۲,۰۰	۲,۰۰	۲,۰۰	۲,۰۰
Total	۱۸,۱۴	۱۷,۲۶	۱۸,۸۲	۱۷,۵	۲۰,۱۷	۲۰,۲۲	۲۰,۲۲	۱۹,۰۳

کلینوپیروکسن

بقایای بلورهای کلینوپیروکسن به ندرت در مقاطع میکروسکوپی این گروه سنگی دیده می‌شود. این بلورها بدون رنگ و چند رنگی و دارای خاموشی موجی هستند. از پدیده‌های قابل مشاهده در کلینوپیروکسن‌های توده متاگابرویی، می‌توان به تبدیل آنها به آمفیبول و کانی‌های کدر (شکل ۵ ب) و جدایش کانی‌های کدر در راستای رخ‌ها (شکل ۵ پ)، اشاره کرد. ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های مورد بررسی (جدول ۲)، بر اساس درصد مولکولی سه عضو پایانی $Wo_{43.40}Fs_{14.30-17.14}En_{39.33-37.74}$ است. بر اساس نمودار $Al/Ti+Cr+Na$ [۱۰]، پیروکسن‌های مورد بررسی در گستره

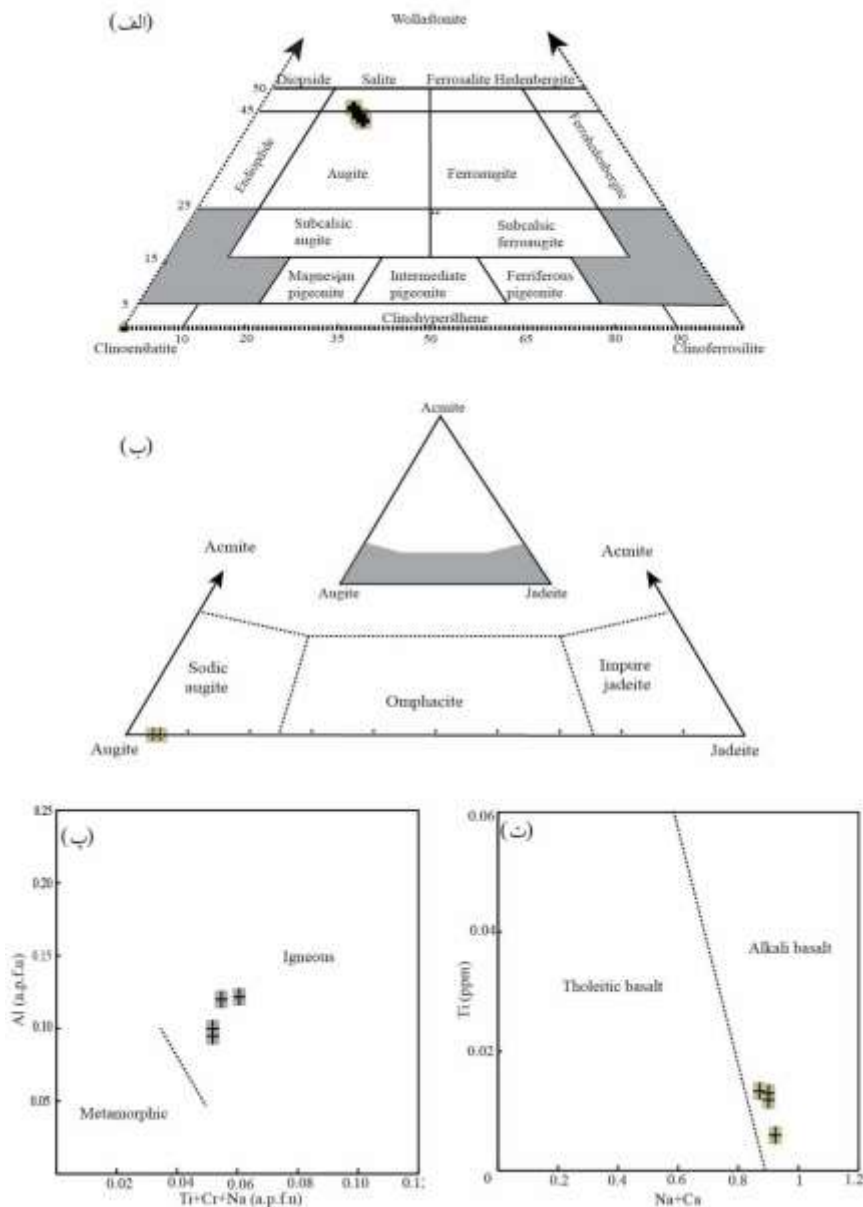
پیروکسن‌های آذرین (شکل ۶ پ)، بر پایه نمودار تقسیم‌بندی سه‌تایی Wo-Cen-Cfs [۱۱] در گستره اوژیت - سالییت (شکل ۶ الف) و با توجه به نمودار سه‌تایی Acm-Aug-Jd [۱۲]، در گستره اوژیت سدیمی (شکل ۶ ب) قرار می‌گیرند. مقدار Na₂O موجود در کلینوپیروکسن‌ها از ۰,۵۲ تا ۰,۶۷ درصد وزنی و درصد مولی ژادئیت در گستره ۴,۳۹ تا ۵,۵۳، متغیر است (جدول ۲). در تعیین ماهیت ماگما بر اساس ترکیب شیمیایی کانی پیروکسن، از نمودار $Ti/Ca+Na$ [۱۳]، استفاده گردید. پیروکسن‌های مورد بررسی در گستره قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۶ ت).



شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی توده متاگابرویی: (الف) آمفیبول‌های نیمه شکل‌دار تا خود شکل زمینه توده متاگابرویی. به شکل‌های ماهی‌گون با سوی برش راستگرد و چپگرد و مرزهای سه‌گانه محلی توجه نمایید. (ب) تبدیل بلور کلینوپیروکسن آذرین باقیمانده به آمفیبول و کانیه‌های کدر. (پ) انباشت کانیه‌های کدر در راستای رخ‌های بلور کلینوپیروکسن.

جدول ۲ ترکیب شیمیایی بلورهای کلینوپیروکسن در متاگابروهای مورد بررسی بر اساس نتایج EPMA. (O=۶)

توصیف کانیه شماره کانیه	پیروکسن آذرین باقیمانده			
	شماره نقطه			
شماره نقطه	۲۸۰	۲۷۹	۲۷۷	۲۷۷
SiO ₂	۵۱٫۳۵	۵۱٫۷۸	۵۱٫۵۸	۵۱٫۶۲
TiO ₂	۰٫۴۲	۰٫۲۱	۰٫۴۷	۰٫۴۶
Al ₂ O ₃	۲٫۷۵	۲٫۷۱	۲٫۲۵	۲٫۱۵
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۴
Fe ₂ O ₃	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
MgO	۱۳٫۴۴	۱۳٫۳۸	۱۳٫۴۸	۱۳٫۸۷
CaO	۲۱٫۱۵	۲۱٫۷۱	۲۰٫۶۳	۲۱٫۵۲
MnO	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۸	۰٫۰۴
FeO	۹٫۸۵	۸٫۶۲	۱۰٫۴۴	۹٫۹۲
Na ₂ O	۰٫۶۷	۰٫۶۷	۰٫۵۲	۰٫۵۲
K ₂ O	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۴
مجموع	۹۹٫۶۶	۹۹٫۱۶	۹۹٫۴۸	۱۰۰٫۱۸
کاتیون (O=6)				
Si	۱٫۹۳	۱٫۹۴	۱٫۹۴	۱٫۹۳
Ti	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Al	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۰	۰٫۰۹
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe ³⁺	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۷۵	۰٫۷۵	۰٫۷۶	۰٫۷۷
Ca	۰٫۸۵	۰٫۸۷	۰٫۸۳	۰٫۸۶
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe ²⁺	۰٫۳۱	۰٫۲۷	۰٫۳۳	۰٫۳۱
Na	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۴٫۰۲	۴٫۰۲	۴٫۰۱	۴٫۰۳
X _{En}	۳۹٫۳۳	۳۹٫۵۶	۳۹٫۴۵	۳۹٫۷۴
X _{Wo}	۴۴٫۴۹	۴۶٫۱۴	۴۳٫۴۰	۴۴٫۳۲
X _{Fs}	۱۶٫۱۷	۱۴٫۳۰	۱۷٫۱۴	۱۵٫۹۵
X _{Jd}	۵٫۵۲	۵٫۵۳	۴٫۴۲	۴٫۳۹
X _{Acm}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
X _{Aug}	۹۴٫۴۸	۹۴٫۴۷	۹۵٫۵۸	۹۵٫۶۱

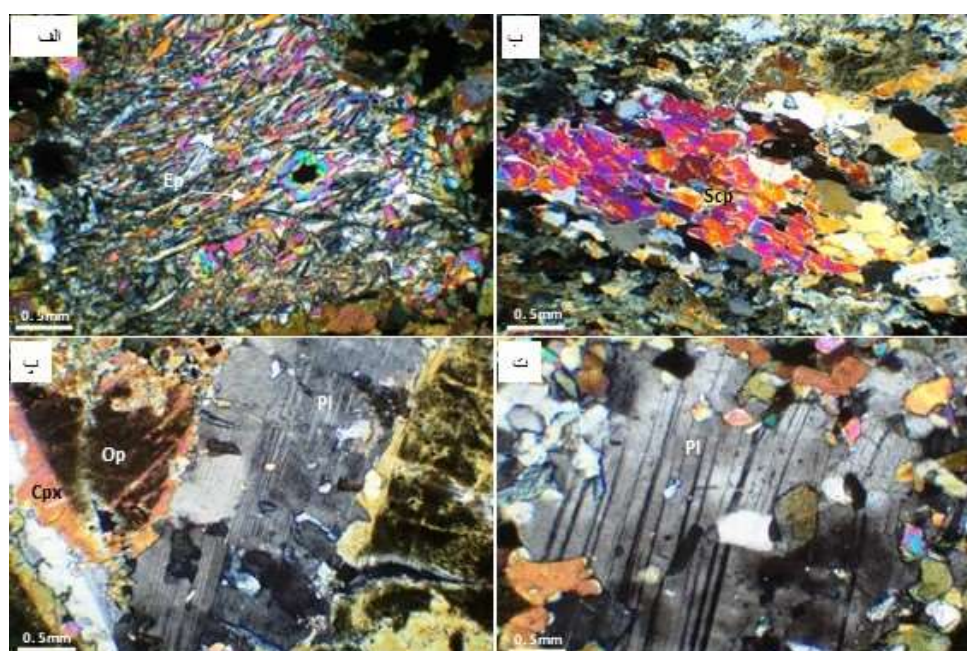


شکل ۶ موقعیت بلورهای کلینوپیروکسن توده متاگابرویی در (الف) نمودار Wo-Cen-Cfs [۱۰]، (ب) نمودار Acm-Aug-Jd [۱۱]، (پ) نمودار $Al/(Ti+Cr+Na)$ ، تفکیک کننده پیروکسن‌های آذرین و دگرگون [۹] و (ت) نمودار $Ti/(Na+Ca)$ ، تعیین کننده سری ماگمایی بر اساس شیمی پیروکسن [۱۲]. بر این اساس، بلورهای پیروکسن ماهیت آذرین و ترکیب اوزیتی دارد و از ماگمایی با ترکیب قلیایی شکل گرفته‌اند.

پلاژیوکلاز

خاموشی لکه‌ای نشان می‌دهد (شکل ۷ پ). خاموشی موجی، ماکل‌های تغییر شکلی خمیده (شکل ۷ ت) و مرزهای دندانه‌دار (شکل‌های ۷ پ، ت)، از ویژگی‌های بلورهای پلاژیوکلاز هستند. این بلورها دارای منطقه‌بندی بوده و درصد مولی آنورتیت، بدون نظم ویژه‌ای از مرکز تا لبه، در تغییر است (جدول ۳). بر پایه نمودار تقسیم‌بندی پلاژیوکلازها [۱۴]، بلورها در گستره الیگوکلاز قرار می‌گیرند (شکل ۸).

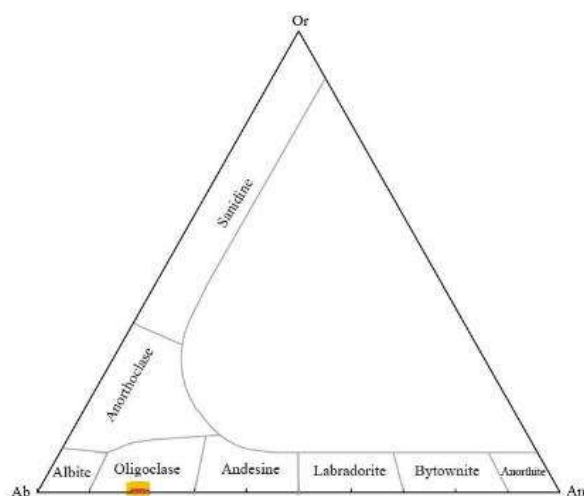
در بیشتر بلورهای پلاژیوکلاز، تنها آثار کمی از بلورهای اولیه باقی مانده و سطح آنها به طور کامل با بلورهای سوزنی شکل اپیدوت (شکل ۷ الف)، کلسیت و اسکاپولیت (شکل ۷ ب)، پوشیده شده‌است. بلورهای پلاژیوکلازی که کمتر در معرض فرایندهای ثانویه بوده‌اند، ماکل همزمان چندریختی و کارلسباد نشان می‌دهند. در این گروه از بلورها، ماکل آلبیتی در بخش‌هایی از بلور در حال محو شدن است و پلاژیوکلاز



شکل ۷ تصاویر میکروسکوپی توده متاگابرویی: (الف) پوشیده شدن سطح کانی پلاژیوکلاز با بلورهای اپیدوت. (ب) بلورهای پلاژیوکلاز اسکاپولیتی، (پ) مرزهای دنداندار، خاموشی لکه‌ای و محو شدن تدریجی ماکل آلبیتی در بخش‌هایی از بلور پلاژیوکلاز، (ت) ماکل تغییر شکلی خمیده و مرز دنداندار در بلور پلاژیوکلاز.

جدول ۳ ترکیب شیمیایی بلورهای پلاژیوکلاز در متاگابروهای مورد مطالعه بر اساس نتایج EPMA (O=۸)

نوع سنگ	متاگابرو		
توصیف کانی	ماتریس		
شماره کانی	۱		
شماره نقطه	۲۶۹C	۲۶۸	۲۶۷T
SiO ₂	۶۳٫۶۳	۶۳٫۵۱	۶۳٫۶۰
Al ₂ O ₃	۲۲٫۳۵	۲۲٫۴۹	۲۲٫۴۵
FeO	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۸
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
MgO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
CaO	۴٫۰۴	۴٫۰۵	۳٫۹۹
Na ₂ O	۹٫۶۵	۹٫۵۶	۹٫۳۴
K ₂ O	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۱۴
BaO	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Total	۹۹٫۸۴	۹۹٫۸۳	۹۹٫۶۴
Cation (O=8)			
Si	۲٫۸۲	۲٫۸۲	۲٫۸۱
Al	۱٫۱۸	۱٫۱۷	۱٫۱۷
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۱۹
Na	۰٫۸۰	۰٫۸۳	۰٫۸۲
K	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Ba	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Total	۵٫۰۰	۵٫۰۲	۵٫۰۱
X _{Or}	۰٫۷۴	۰٫۶۹	۰٫۸۳
X _{Ab}	۷۹٫۹۴	۸۰٫۶۴	۸۰٫۳۷
X _{An}	۱۹٫۳۲	۱۸٫۶۷	۱۸٫۸۰



شکل ۸ موقعیت بلورهای فلدسپات در سنگ‌شناسی‌های مورد بررسی در نمودار Or/Ab/An [۱۳].

اسکاپولیت

بلورهای اسکاپولیت با انباشت دانه‌ای، بلورهای بدون رنگ و دوشکستی سری دوم جایگزین پلاژیوکلاز شده‌اند (شکل ۷ ب).

کوارتز

کوارتز هم به طور پراکنده در متن سنگ و هم در نوارهای مستقل کوارتز-فلدسپاتی دیده می‌شود که بیشتر فراورده‌ای از سیلیس آزاد شده از واکنش‌ها طی فرایند دگرگونی، تغییر شکل و دگرنهادی است [۱۵]. بلورهای بی‌شکل کوارتز با خاموشی موجی ضعیف و مرزهای سه‌گانه محلی دیده می‌شوند.

تیتانیت

بلورهای تیتانیت در محل پیروکسن‌های قدیمی یا بر بلورهای آمفیبول زمینه تشکیل شده‌اند و بیشتر از نوع ثانویه هستند (شکل ۹ الف). این بلورها شکل‌های ماهی‌گون نشان می‌دهند.

میکا

بلورهای فلوگوپیت، با چندرنگی مستقیم قهوه‌ای کمرنگ تا پررنگ، در لبه بلورهای ایلمنیت دیده می‌شوند (شکل ۹ ب).

کانی‌های کدر

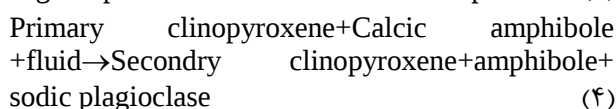
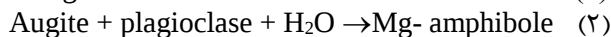
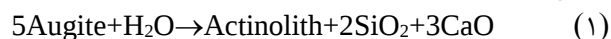
کانی‌های کدر، پیرامون و درون بلورهای کلینوپیروکسن (شکل ۵ ب)، در راستای رخ آنها (شکل ۵ پ)، همچنین در فضای بین کانی‌های زمینه انباشته شده‌اند (شکل ۳ الف). در حالت آخر، این کانی‌ها در راستای جهت یافتگی کلی سنگ کشیده شده‌اند.

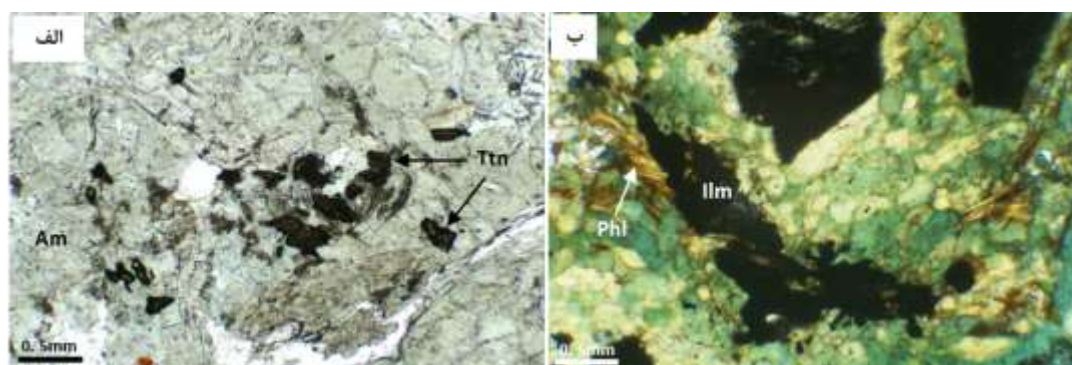
چگونگی تشکیل آمفیبول متاگابروی اسکاپولیتی

تشکیل آمفیبول متاگابروی اسکاپولیتی می‌تواند، برآمده از واکنش‌های زیرخط انجماد گابرو و دگرسانی دویتری یا ناشی از فرایندهای دگرنهادی و دگرگونی قهقرایی باشد. توده متاگابروی مورد بررسی به سن 535.6 ± 9.5 میلیون سال [۳].

کنار سایر سنگ‌های دگرگون و دگرشکل منطقه با سنی مشابه قرار دارد. از این رو دچار سایر رخداد‌های پیش آمده برای سنگ‌شناسی‌های دیگر شده‌است. بر این اساس، فرضیه دوم در مورد تشکیل آمفیبول متاگابروهای اسکاپولیتی، محتمل‌تر است. در صورت عملکرد فرضیه دوم، دگرگونی قهقرایی و دگرنهادی، دو حالت را می‌توان در نظر گرفت:

فرضیه اول این است که تغییر از گابرو به آمفیبول متاگابروی اسکاپولیتی طی فرایند آبدار شدن و آمفیبولی شدن توده گابرویی اولیه و مراحل مختلف جایگزینی کانی‌ها صورت گرفته‌باشد. قابل درک است که، در مراحل اولیه فرایند آبدار شدن در شرایط رخساره اپیدوت آمفیبولیت، در مناطقی از توده که شدت عملکرد دگرشکلی کمتر و از این رو نفوذ سیال‌ها به صورت محدودتر بوده است، آمفیبول‌هایی از جنس آنتوفیلیت، فروهورنبلند و منیزیهورنبلند به صورت لبه بافت تاج خروسی، پیرامون فازهای مافیک ماگمایی اولیه (اورژیت) تشکیل و شروع به رشد کرده‌اند. در بخش‌هایی از توده با دگرشکلی شدیدتر، فرایند آبدار شدن تکمیل و لبه‌های بافت تاج خروسی و بلورهای پیروکسن باقیمانده از بین رفته و با آمفیبول‌های هاستنگزیتی منیزومدار جایگزین شده‌اند. تبدیل کلینوپیروکسن به آمفیبول بر اساس یکی از واکنش‌های زیر ممکن است [۱۶-۱۸]





شکل ۹ تصاویر میکروسکوپی توده متاگابرویی: (الف) انباشت بلورهای تیتانیت بر کانی آمفیبول (ب) تشکیل میکا در لبه بلورهای ایلمنیت.

واکنش تبدیل کلینوپیروکسن به آمفیبول می‌تواند باعث آزاد شدن عناصر فرومنیزین از ساختار پیروکسن گردد. طی فرایند آبدار شدن، کانی پلاژیوکلاز نیز، در اثر ورود NaCl شکسته شده و کانی اسکاپولیت، جایگزین آن می‌گردد [۱۷]. این واکنش منجر به آزاد شدن کلسیم و آلومینیوم و سدیمی تر شدن ترکیب پلاژیوکلاز می‌گردد [۱۵، ۱۷]:

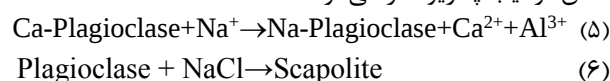
$$\text{Ca-Plagioclase} + \text{Na}^+ \rightarrow \text{Na-Plagioclase} + \text{Ca}^{2+} + \text{Al}^{3+} \quad (۵)$$

$$\text{Plagioclase} + \text{NaCl} \rightarrow \text{Scapolite} \quad (۶)$$

مشابه این ترکیب و حتی ترکیب آلبدیتی در متاگابروها معمول بوده و در نقاط متعددی از جهان گزارش شده‌است (برای مثال [۱۷، ۱۹]).

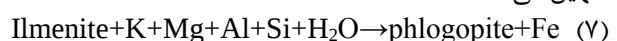
ورود سیال‌های غنی از پتاسیم و سیلیس، به همراه عناصر آزاد شده از واکنش‌های پیشین، تشکیل فلوگوپیت از ایلمنیت را تسهیل می‌کند [۱۷]:

واکنش تبدیل کلینوپیروکسن به آمفیبول می‌تواند باعث آزاد شدن عناصر فرومنیزین از ساختار پیروکسن گردد. طی فرایند آبدار شدن، کانی پلاژیوکلاز نیز، در اثر ورود NaCl شکسته شده و کانی اسکاپولیت، جایگزین آن می‌گردد [۱۷]. این واکنش منجر به آزاد شدن کلسیم و آلومینیوم و سدیمی تر شدن ترکیب پلاژیوکلاز می‌گردد [۱۵، ۱۷]:



مشابه این ترکیب و حتی ترکیب آلبدیتی در متاگابروها معمول بوده و در نقاط متعددی از جهان گزارش شده‌است (برای مثال [۱۷، ۱۹]).

ورود سیال‌های غنی از پتاسیم و سیلیس، به همراه عناصر آزاد شده از واکنش‌های پیشین، تشکیل فلوگوپیت از ایلمنیت را تسهیل می‌کند [۱۷]:



آیا همه آمفیبول‌های با بافت تاج خروسی، برآمده از یک رخداد دگرنهادی هستند و در اثر یک واکنش ایجاد شده‌اند و حضور همزمان اکتینولیت و منیزیهورنبلند، نشان از جانشینی چرماکیتی یا ادنیتی در ساختمان آمفیبول دارد؟ آیا آمفیبول‌های با بافت تاج خروسی، ناشی از یک رخداد دگرنهادی هستند و در اثر چند واکنش مجزا، ایجاد شده‌اند و یا آمفیبول‌های یاد شده، فرآورده فرایندهای متعدد دگرنهادی در زمان‌های مختلف هستند؟ شواهد بافتی کافی برای ترجیح دادن یکی از این احتمالات، وجود ندارد.

فرضیه دوم این است که توده گابرویی مورد نظر پیش از اینکه در شرایط رخساره اپیدوت آمفیبولیت قرار گیرد، در معرض شرایط رخساره‌های فشار و دما بالاتری بوده باشد. این فرضیه به دلیل شباهت مجموعه کانی‌های موجود در توده متاگابرویی با مجموعه کانی‌های متاگابروهای اکلوزیتی که در سیر دگرگونی قهقرایی در شرایط رخساره آمفیبولیتی قرار گرفته‌اند، مطرح می‌گردد [۲۰]. همچنین، از آنجا که توده

برداشت

توده آمفیبول متاگابروی اسکاپولیتی مورد بررسی، در معرض فرایندهای دگرگونی، دگرشکلی و دگرنهادی متعددی قرار گرفته است. وجود خاموشی موجی، مرزهای دنداندار و ماکل‌های تغییر شکل خمیده در پلاژیوکلاز نشان دهنده عملکرد فازهای دگرشکلی و تشکیل آمفیبول و تیتانیت ماهی‌شکل نشانگر عملکرد پهنه‌های برشی در منطقه هستند. فرایند دگرنهادی باعث حذف بخشی ماکل‌های موجود در پلاژیوکلاز و همچنین جایگزینی پلاژیوکلاز با اسکاپولیت شده است. باوجود رغم عملکرد رخداد‌های یاد شده، توده مورد بررسی به صورت محلی آثار بافت آذرین اولیه را حفظ کرده‌است. بررسی‌های شیمی کانی در کنار بازدیدهای صحرایی نشان می‌دهد که تغییر از گابرو به آمفیبول متاگابروی اسکاپولیتی به احتمال بسیار طی فرایند آبدار شدن و آمفیبولی شدن توده گابرویی اولیه و مراحل مختلف جایگزینی کانی‌ها صورت گرفته‌است.

قدردانی

تجزیه‌های ریزکوالکترونی در آزمایشگاه EPMA، دانشگاه

French Massif Central): evidence of a rare preserved Variscan oceanic marker", *Journal of Metamorphic Geology*, Vol.23,N.9, 795–812., (2005).

[11] Poldervaart A., Hess H. H., "Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma", *Journal of Geology*, Vol.59,N. 5, 472–489., (1951).

[12] Banno S., "Aegirine augites from crystalline schists in Sikoku", *Geological Society of Japan*.Vol. 65, 652–657., (1959).

[13] Leterrier J., Maury R. C., Thonon P., Girard D., Marchal M., "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series", *Journal of Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 59, N.1, 139–154., (1982).

[14] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "Rock-forming Minerals. Volume 4A:Frame work Silicates", *Geological Society of London*. 992p., (1963).

[15] Collins L.G., "Hydrothermal differentiation and myrmekite: a clue to many geologic puzzles", *Theophrastus*. 382p (1988).

[16] Vrana S., Bartek J., "Retrograde metamorphism in regional shear zone and related chemical changes: The Kaplice unit of muscovite-biotite gneisses in Moldanubian zone of southern Bohemia, Czech Republic", *Journal of the Czech geological society*, Vol.50,N. 1, (2005).

[17] Engvic, A.K., Mezger K., Wortelkamp S., Bast R., Corfu R., Korneliussen A., "Metasomatism of gabbro – mineral replacement and elemen mobilization during the Sveconorwegian metamorphic event", *J. metamorphic Geol.*, Vol. 29, 399–423, (2011).

[18] Harigane Y., Okamoto A., Morishita T., E. Snow J., Tamura A., Yamashita H., Michibayashi K., Ohara Y., Arai S., "Melt –fluid infiltration along detachment shear zones in oceanic core complexes: Insight from amphiboles in gabbro mylonites from the Godzilla Megamullion, Parece Vela Basin, the Phillippine Sea, *Lithos*", Vol. 344-345, 217-231, (2019).

[19] Droop G., Chavrit D., "Eclogitic metagabbro from the Lanzada Window, eastern Central Alps:confirmation of subduction beneath the Malenco Unit, Report of Eclogite from the Lanzada Window", *University of Manchester*, 54P, (2014).

[20] John T., Schenk V., "Partial eclogitisation of gabbroic rocks in a late Precambrian subduction zone (Zambia): prograde metamorphism triggered by fluid infiltration", *Journal of Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 146, N.2, 174–191, (2003).

Rhodes انجام گردید، که به این وسیله از ارائه نتایج ارزنده از ایشان قدردانی می‌شود.

مراجع

[1] Aghanabati S.A., "Geology of Iran (in Persian)", *Geological Survey of Iran.*, (2004).

[2] Maleki L., Rashidnezhad-e- Omran N., Hooshmandzadeh A., Büttner S., Cottle J., "Retrogressed eclogites and eclogitic metagabbros in the Boneh Shurow Complex", *Central Iran*. In EGU General Assembly Conference Abstracts, 20,16333-2., (2018).

[3] Maleki L., "Geochemistry and petrogenesis of amphibolites and gneisses of Boneh-shurow metamorphic complex, East Saghand, Central Iran (in Persian)", *PHD thesis.*, Tarbiat Modares university.,157p., (2020).

[4] Maleki L., Rashid Nezhad-e-Omran N., Hooshmandzadeh A., "Petrology, geochemistry and Sr-Nd isotopic composition of the metabasic rocks of Boneh shurow metamorphic complex, East of Saghand, Central Iran (in Persian)", *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, Vol. 29, No.114, (2019).

[5] Maleki L., Rashid Nezhad-e-Omran N., Hooshmandzadeh A., Cottle J., "Investigating the U-Pb zircon data according to the mineral chemistry, Boneh-shurow metamorphic complex, Saghand, Central Iran (in Persian)", *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, Vol.33, No.128, (2023).

[6] Haghipour A, Pelissier G., "Geological map of the Biabanak- Bafq area, Scale1: 500000", *Geological Survey of Iran.*, (1977).

[7] Haghipour A., "Geological map of the Posht-e-Badam area, scale 1:100000", *Geological Survey of Iran.*, (1977).

[8] Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch, Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G., "Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names", *Journal of American Mineralogist*, Vol.82, 1019–1037., (1997).

[9] Fleet M. E., Barnett R. L., "Al^{iv}/Al^{vi} partitioning in calciferous amphiboles from the Frood Mine, Sudbury, Ontario", *Journal of The Canadian Mineralogist*, Vol. 16, N.4, 527–532., (1978).

[10] Berger J., Femenias O., Mercier J. C. C., Demaiffe D., "Ocean-floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolites (western