

بررسی شیمی کانی کلینوپیروکسن در آمفیبولیت‌های مجموعه برافزایشی مکران (جنوب شرق ایران)

مریم سوری^۱، احمد احمدی خلجی^{۱*}، جیامین وانگ^۲، رسول اسمعیلی^۲ و محمد ابراهیمی^۳

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۲- موسسه زمین‌شناسی و زمین‌فیزیک، انجمن علوم چین

۳- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

چکیده: آمفیبولیت‌های مورد بررسی در نزدیکی دهستان هشت‌بندی از توابع شهرستان میناب قرار دارند. این آمفیبولیت‌ها بخشی از سنگ‌های دگرگونی کمر بند افیولیتی مکران شمالی را تشکیل می‌دهند که به دو صورت جهت‌یافته و توده‌ای یافت می‌شوند. بر اساس کانی‌های شاخص، این سنگ‌ها شامل آمفیبولیت، اپیدوت-گارنت-پیروکسن آمفیبولیت و گارنت-پیروکسن آمفیبولیت هستند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آن‌ها آمفیبول، گارنت، پلاژیوکلاز، پیروکسن، اپیدوت، کوارتز و اسفن هستند. بر اساس شیمی کانی، کلینوپیروکسن در اپیدوت-گارنت-پیروکسن آمفیبولیت‌ها و گارنت-پیروکسن آمفیبولیت‌ها از نوع کلسیمی است و بیشتر در گستره دیوپسید قرار می‌گیرد. این پیروکسن‌ها ماهیت ماگمایی و دگرگونی دارند و از Si غنی هستند و در زمینه سنگ‌های نیمه قلیایی (تولیتی و آهکی قلیایی) قرار دارند. کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی محیط‌های در ارتباط با کمان آتشفشانی را نشان می‌دهند و بر اساس دما-فشارسنجی، در گستره‌ی دمایی ۱۰۷۰ تا ۱۱۳۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۵ تا ۱۰ کیلو بار تشکیل شده‌اند که گویای تشکیل این کانی‌ها در دمای بالا و فشار متوسط-بالاست. همچنین مقدار آهن سه ظرفیتی در کلینوپیروکسن‌ها نشان دهنده‌ی گریزندگی پایین اکسیژن در محل تشکیل آن‌هاست.

واژه‌های کلیدی: کلینوپیروکسن؛ زمین دما-فشارسنجی؛ شیمی کانی؛ آمفیبولیت؛ مکران.

مقدمه

مناطق دگرگونی یافت می‌شوند. این سنگ‌ها دربردارنده کانی‌های حساس به دما و فشار چون آمفیبول، پیروکسن و گارنت هستند که برای بررسی تغییرات دما-فشار دگرگونی طی زمان (P-T-t) استفاده می‌شوند [۱-۴]. بررسی آمفیبولیت‌ها به ویژه ارتوآمفیبولیت‌ها از دیرباز مورد توجه پژوهشگران بوده است [۵-۷]. پیرامون آمفیبولیت‌های مکران، پژوهش‌های بسیار محدودی صورت گرفته [۸-۱۰] و بیشتر بررسی‌های انجام شده در این منطقه بر افیولیت‌های مکران

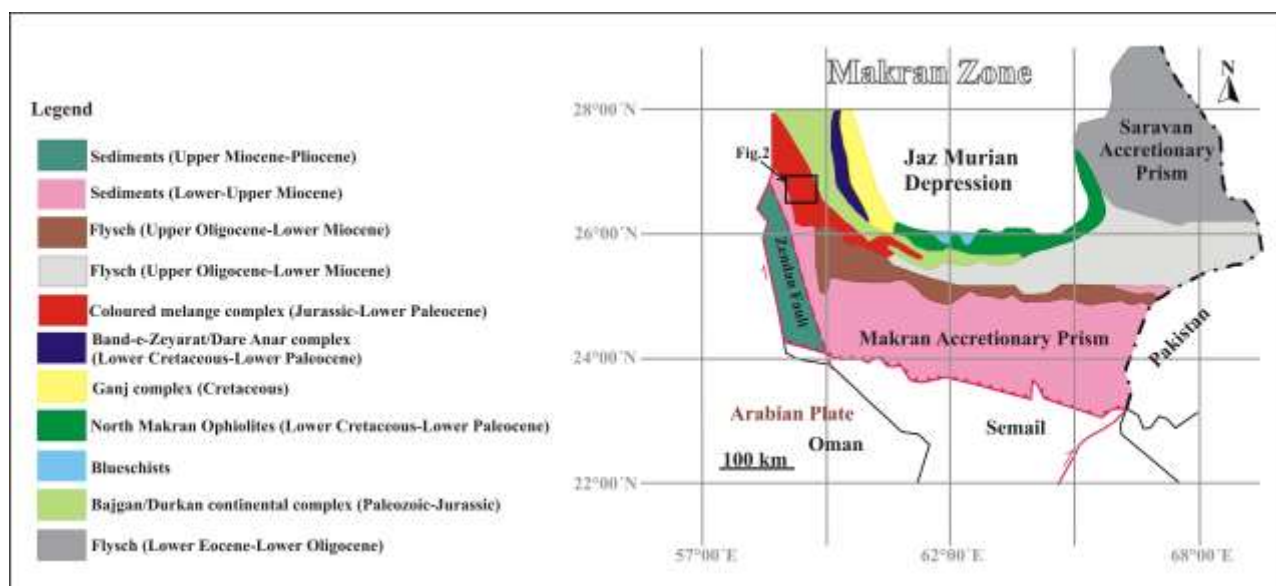
پهنه مکران با گسترش بسیار (با طول حدود ۸۰۰ و عرض حدود ۴۰۰ کیلومتر)، در جنوب فرورفتگی جازموریان قرار دارد (شکل ۱). در این پهنه، افزون بر رخنمون گسترده سنگ‌های دگرگون نشده افیولیتی و غیرافیولیتی، انواع سنگ‌های دگرگونی با درجه‌های مختلف دگرگونی دیده می‌شوند. رخنمون عمده این سنگ‌ها در پهنه مکران شمالی است. آمفیبولیت‌ها از جمله سنگ‌های دگرگونی هستند که در بیشتر

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۶۶۳۳۱۲۰۶۱۹، پست الکترونیکی: ahmadikhajaj.a@lu.ac.ir

بوده است. داده‌های زیرکن‌های آواری نشان می‌دهد که مجموعه برافزایشی مکران از تریاس تا ائوسن تکامل یافته است [۸] و سنگ‌های مادر آمفیبولیت‌ها در یک محیط کششی ایجاد شده‌اند [۹].

بررسی‌های زمین‌شیمیایی آمفیبولیت‌های منطقه نشان می‌دهد که این سنگ‌ها دارای خاستگاه آذرین با ترکیب بازالتی از نوع اقیانوسی هستند که از یک گوشته‌ی غنی شده شکل گرفته‌اند و دارای ویژگی‌های زمین‌شیمیایی شبیه بازالت‌های موب و مناطق آتشفشانی درون صفحه‌ی اقیانوسی هستند [۸-۱۰]. از آنجا که این نوع سنگ‌ها بیشتر در کمربندهای کوهزایی و در نوارهای دگرگونی یافت می‌شوند، تعیین دما و فشار دگرگونی آن‌ها، نقش مهمی در درک دگرگونی‌های زمین-ساختی گرمایی و زمین‌ساختی دگرگونی پوخته قاره‌ای و همچنین بازسازی زمین پویایی کمربندهای کوهزایی دارد [۱۱]. از سوی دیگر، کانی پروکسن به علت مقاومت بالا نسبت به محلول‌های دگرسانی نسبت به سایر کانی‌ها، حضور در تعداد زیادی از عناصر در فرمول ساختاری آن و حضور در طیف گسترده‌ای از سنگ‌ها، یک کانی ارزشمند در تفسیرهای سنگ‌شناسی محسوب می‌شود. به باور لیتورد و

همکاران [۱۲]، از آنجا که پروکسن‌ها اغلب در تعادل شیمیایی با میزبان خود هستند، تغییر و دگرگونی‌ها را در خود ثبت می‌کنند. از این رو، پروکسن از جمله کانی‌های مهم و شاخص است که تغییر ترکیب شیمیایی آن اطلاعات ارزشمندی پیرامون سنگزایی را در اختیار پژوهشگران قرار می‌دهد [۱۳-۱۶]. همچنین پژوهشگران بسیاری [۱۷-۱۹] بر وابسته بودن ترکیب شیمیایی پروکسن‌ها به ترکیب شیمیایی میزبان آن‌ها تأکید کرده‌اند که این ویژگی باعث اهمیت کلینوپروکسن‌ها در تعیین سری ماگمایی سنگ میزبان و تعیین جایگاه زمین‌ساختی-ماگمایی آن‌ها شده است. از سویی، ترکیب شیمیایی پروکسن‌ها به شرایط فیزیکی و شیمیایی میزبان مانند دما، فشار و گریزندگی اکسیژن وابسته بوده لذا برای سنجش شرایط فیزیکی-شیمیایی بسیار مفید هستند. از این رو، در این پژوهش شرایط دما و فشار برای تشکیل کانی پروکسن در آمفیبولیت‌های مکران بر پایه تجزیه شیمیایی نقطه‌ای (با ریزپردازنده الکترونی) بررسی شده‌است که می‌تواند گام موثری در روشن ساختن رخداد‌های زمین‌شناسی در منطقه باشد (شکل ۱).

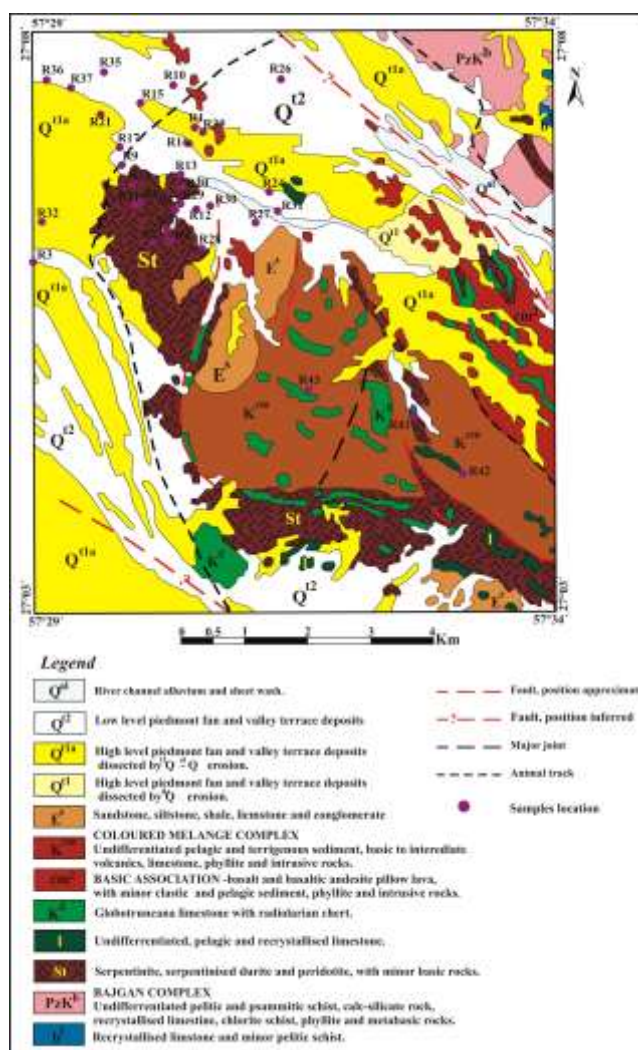


شکل ۱ نقشه ساده شده‌ای از واحدهای سنگی و ساختاری منشور برافزایشی مکران، جنوب ایران [۲۰].

زمین‌شناسی عمومی

آمفیبولیت‌های مورد بررسی در پهنه ساختاری مکران در نزدیکی دهستان هشت‌بندی در ۶۰ کیلومتری شرق شهر میناب و در منطقه مکران شمالی (جنوب‌شرق ایران) واقع هستند (شکل ۱). در گستره‌ی پهنه مکران، گسل‌ها و راندگی‌هایی با روند شرقی- غربی وجود دارند که گسل بشاگرد از مهم‌ترین آن‌هاست. در شمال گسل بشاگرد، مجموعه‌های افیولیتی مختلف شامل گنج، رمشک- مختارآباد، بندزیارت، تیدار، باجگان-دورکان و مسکوتان دیده می‌شود که گاهی توالی کاملی از افیولیت‌های کمتر دگرگون شده هستند. آمفیبولیت‌ها بیشتر در مجموعه باجگان- دورکان دیده می‌شوند. سامانه فرورانشی/ برافزایشی مکران در ایران از شمال به جنوب شامل بخش‌های مختلفی است که عبارتند از (۱) کمان آتشفشانی بزمان- تفتان و گودال پیش‌کمان جازموریان، (۲) گوه راندگی رخنمون یافته در خشکی و (۳) بخش دریایی که گوه فرآینده

فعال امروزی است [۲۱]. همچنین بخش خشکی مکران ایران به چهار قسمت اصلی تقسیم شده است که از شمال به جنوب شامل مکران شمالی، مکران درونی، مکران بیرونی و مکران ساحلی هستند [۲۱] (شکل ۱). آمفیبولیت‌های مورد بررسی از نظر تقسیم‌های ساختاری در پهنه مکران و از نظر جایگاه جغرافیایی در مکران شمالی قرار دارند [۲۰] (شکل ۱). بیشتر قطعه‌های پوسته اقیانوسی در ارتباط با نفوشتیس رخنمون یافته در مکران شامل گدازه‌های بالشی کرتاسه‌ی پیشین، توف‌های آندزیتی کرتاسه پسین، آندزیت‌ها، شیشه آواری‌ها، ریوداسیت‌ها، توف‌ها، شیست‌های آبی، آمفیبولیت‌ها، سرپانتینیت‌ها، رادیولاریت‌های کرتاسه‌ی پیشین- پسین، سنگ آهک‌های گودابه‌ای تا آبسنگی و ماسه سنگ‌های توربیدیتی هستند (شکل ۲). آمفیبولیت‌ها به صورت عدسی‌هایی به طور ناپیوسته در مرزهای راندگی با دیگر بخش‌های افیولیتی رخنمون دارند (شکل ۲) [۸، ۹].



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی ساده شده‌ای از منطقه مورد بررسی براساس نقشه ۱:۲۵۰۰۰ میناب [۲۲].

روش بررسی

بازدیدهای صحرایی در چند مرحله با نمونه‌برداری ۱۶۰ نمونه دستی از انواع سنگ‌های آمفیبولیتی انجام شد. کارهای آزمایشگاهی شامل تهیه و بررسی ۶۰ مقطع نازک میکروسکوپی از انواع سنگ‌های آمفیبولیتی بود. برای بررسی شیمی کانی پیروکسن در آمفیبولیت‌ها، ۲ مقطع نازک - صیقلی (نمونه S45، از گارنت - پیروکسن آمفیبولیت‌ها و نمونه S17B، از اپیدوت - گارنت - پیروکسن آمفیبولیت‌ها) تهیه شد و ۲۵ نقطه از این کانی (۲۰ نقطه از نمونه های گارنت - پیروکسن آمفیبولیت‌ها و ۵ نقطه از اپیدوت - گارنت - پیروکسن آمفیبولیت‌ها) با ریزپردازنده الکترونی Joel Jxa-8100 در موسسه زمین‌شناسی و زمین‌فیزیک، انجمن علوم چین-IGG (CAS) با ولتاژ 15kV و شدت جریان 10-20 nA آنالیز شد

که نتایج آن‌ها در جدول ۱ آمده است.

سنگ‌نگاری

سنگ‌های آمفیبولیتی مکران از نظر ساختاری و ظاهری، به دو صورت جهت‌یافته و توده‌ای یافت می‌شوند و براساس کانی‌های شاخص دگرگونی، شامل انواع آمفیبولیت‌های معمولی (جهت‌یافته و توده‌ای، شکل ۳ الف)، اپیدوت-گارنت-پیروکسن آمفیبولیت (شکل ۳ ب) و گارنت-پیروکسن آمفیبولیت (شکل ۳ پ) هستند. هورنبلند و پلاژیوکلاز مهم‌ترین اجزای تشکیل دهنده این آمفیبولیت‌ها هستند. کانی‌های گارنت و کلینوپيروكسن در گارنت-پیروکسن آمفیبولیت‌ها و کانی‌های اپیدوت، گارنت و کلینوپيروكسن در نمونه‌های اپیدوت-گارنت-پیروکسن آمفیبولیت یافت می‌شوند.

جدول ۱ نتایج تجزیه ریزپردازشی کانی کلینوپيروكسن در آمفیبولیت‌های مکران و محاسبه فرمول ساختاری بر پایه ۶ اتم اکسیژن

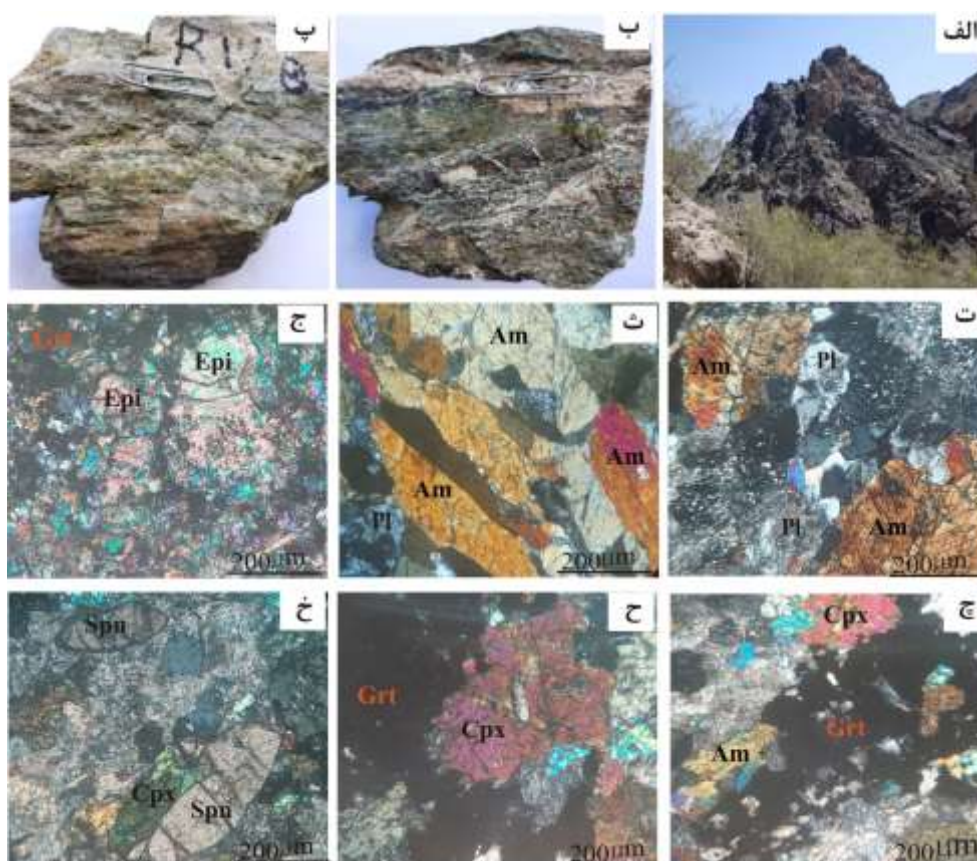
نمونه	S-45-1-Amp1	S-45-1-Amp2	S-45-1-Amp3	S-45-1-Amp4	S-45-3-Amp1	S-45-3-Amp2	S-45-3-Amp3	S-45-4-Amp1	S-45-4-Amp2
SiO ₂	۵۱٫۷۸	۵۲٫۲۷	۵۲٫۱۰	۵۲٫۴۱	۵۰٫۵۶	۵۲٫۶۳	۵۱٫۲۴	۵۲٫۰۹	۵۲٫۲۶
TiO ₂	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۱۸	۰٫۰۵	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۰
Al ₂ O ₃	۱٫۷۱	۱٫۳۸	۱٫۵۲	۱٫۹۸	۲٫۶۵	۰٫۹۸	۲٫۲۳	۱٫۵۳	۱٫۳۶
FeO	۱۱٫۶۶	۱۲٫۱۲	۱۱٫۴۸	۱۱٫۲۴	۱۱٫۸۹	۱۳٫۱۸	۱۳٫۴	۱۰٫۹۷	۱۰٫۳۹
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰	۰	۰٫۰۳	۰	۰٫۰۳	۰٫۰۱
MnO	۰٫۲۶	۰٫۱۹	۰٫۲۷	۰٫۱۷	۰٫۲۲	۰٫۲۲	۰٫۱۹	۰٫۱۷	۰٫۲۵
MgO	۱۰٫۰۱	۹٫۹۳	۱۰٫۱۷	۱۰٫۱۹	۹٫۷۸	۹٫۷۱	۹٫۳۳	۱۰٫۶۶	۱۰٫۴۱
CaO	۲۳٫۵۹	۲۳٫۸۶	۲۳٫۸۸	۲۳٫۷۷	۲۳٫۶۶	۲۴٫۲۸	۲۳٫۴۹	۲۳٫۶۴	۲۴٫۱
Na ₂ O	۰٫۵۶	۰٫۵۴	۰٫۴۵	۰٫۶۳	۰٫۵۱	۰٫۲۵	۰٫۵۶	۰٫۴۶	۰٫۴۱
K ₂ O	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰
P ₂ O ₅	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰۷	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱
مجموع	۹۹٫۶۶	۱۰۰٫۳۹	۹۹٫۹۸	۱۰۰٫۴۹	۹۹٫۴۶	۱۰۱٫۳۴	۱۰۰٫۵۷	۹۹٫۶۷	۹۹٫۳
Si	۱٫۹۷	۱٫۹۸	۱٫۹۸	۱٫۹۷	۱٫۹۴	۱٫۹۹	۱٫۹۵	۱٫۹۸	۱٫۹۹
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۱
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe(iii)	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Fe(ii)	۰٫۳۵	۰٫۳۶	۰٫۳۵	۰٫۳۴	۰٫۳۳	۰٫۴۱	۰٫۳۷	۰٫۳۴	۰٫۳۳
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Mg	۰٫۵۷	۰٫۵۶	۰٫۵۸	۰٫۵۷	۰٫۵۶	۰٫۵۵	۰٫۵۳	۰٫۶۰	۰٫۵۹
Ca	۰٫۹۶	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۶	۰٫۹۷	۰٫۹۸	۰٫۹۶	۰٫۹۶	۰٫۹۸
Na	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳
Wo	۴۹٫۳۱	۴۹٫۴۴	۴۹٫۷۳	۴۹٫۵۰	۴۹٫۶۷	۴۹٫۸۴	۴۹٫۱۵	۴۹٫۲۳	۵۰٫۵۶
En	۲۹٫۱۴	۲۸٫۶۴	۲۹٫۴۸	۲۹٫۵۵	۲۸٫۵۸	۲۷٫۷۳	۲۷٫۱۶	۳۰٫۹۰	۳۰٫۴۱
Fs	۱۹٫۴۳	۱۹٫۸۹	۱۹٫۱۰	۱۸٫۵۴	۱۹٫۷۸	۲۱٫۴۷	۲۱٫۵۵	۱۸٫۱۲	۱۷٫۴۶

ادامه جدول ۱

نمونه	S-45-4-Amp3	S-45-5-Amp1	S-45-5-Amp2	S-45-5-Amp3	S-45-5-Amp4	S-45-6-Amp1	S-45-6-Amp2	S-45-6-Amp3
SiO ₂ (%)	۵۱٫۳۳	۵۱٫۲۱	۵۲٫۰۹	۵۱٫۹۱	۵۲٫۰۶	۵۰٫۶۷	۵۰٫۹۵	۴۹٫۳۷
TiO ₂	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۱۱	۰٫۱۴	۰٫۲۸
Al ₂ O ₃	۲٫۶۵	۲٫۱۶	۱٫۲۲	۱٫۲۳	۱٫۳۲	۲٫۱۶	۱٫۴۴	۳٫۲۰
FeO	۱۰٫۹۱	۱۲٫۹۶	۱۲٫۷۳	۱۲٫۶۱	۱۲٫۴۲	۱۴٫۱۳	۱۲٫۶۹	۱۳٫۸۹
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰	۰	۰	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰
MnO	۰٫۱۲	۰٫۱۸	۰٫۲۱	۰٫۲۷	۰٫۱۸	۰٫۰۸	۰٫۲۷	۰٫۱۶
MgO	۱۰٫۱۶	۹٫۴۷	۹٫۵۷	۹٫۲۳	۹٫۷۹	۸٫۶۸	۹٫۰۲	۸٫۴۹
CaO	۲۳٫۴۹	۲۳٫۷۰	۲۳٫۹۰	۲۳٫۷۹	۲۳٫۸۲	۲۳٫۲۲	۲۳٫۳۲	۲۲٫۷۹
Na ₂ O	۰٫۶۸	۰٫۵۳	۰٫۴۶	۰٫۴۳	۰٫۴۵	۰٫۵۹	۰٫۵۷	۰٫۷۸
K ₂ O	۰	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱
P ₂ O ₅	۰٫۰۱	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۷	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰۶
مجموع	۹۹٫۵۱	۱۰۰٫۳۵	۱۰۰٫۲۵	۹۹٫۵۴	۱۰۰٫۱۴	۹۹٫۷	۹۸٫۴۵	۹۸٫۹۷
Si	۱٫۹۵	۱٫۹۵	۱٫۹۸	۱٫۹۹	۱٫۹۸	۱٫۹۵	۱٫۹۸	۱٫۹۲
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Al	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۸
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe(iii)	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۹
Fe(ii)	۰٫۳۲	۰٫۳۶	۰٫۳۹	۰٫۴۰	۰٫۳۸	۰٫۴۰	۰٫۳۹	۰٫۳۶
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Mg	۰٫۵۸	۰٫۵۴	۰٫۵۴	۰٫۵۳	۰٫۵۶	۰٫۵۰	۰٫۵۲	۰٫۴۹
Ca	۰٫۹۶	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۸	۰٫۹۷	۰٫۹۶	۰٫۹۷	۰٫۹۵
Na	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۶
Wo	۴۹٫۴۹	۴۹٫۲۹	۴۹٫۶۴	۵۰٫۱۰	۴۹٫۵۴	۴۸٫۹۵	۴۹٫۶۰	۴۸٫۵۸
En	۲۹٫۸۰	۲۷٫۴۳	۲۷٫۶۵	۲۷٫۰۵	۲۸٫۳۳	۲۵٫۴۶	۲۶٫۷۱	۲۵٫۲۰
Fs	۱۸٫۱۲	۲۱٫۲۵	۲۰٫۹۵	۲۱٫۲۰	۲۰٫۴۴	۲۳٫۳۰	۲۱٫۴۹	۲۳٫۲۱

ادامه جدول ۱

نمونه	S-45-7-Amp1	S-45-7-Amp2	S-45-7-Amp3	S-17B-5-Amp1	S-17B-5-Amp2	S-17B-5-Amp3	S-17B-5-Amp4	S-17B-5-Amp5
SiO ₂ (%)	۵۲٫۱۱	۵۲٫۱۸	۵۱٫۳۱	۵۲٫۲۱	۵۲٫۵۱	۵۱٫۱۶	۵۲٫۲۵	۵۲٫۵۱
TiO ₂	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۴
Al ₂ O ₃	۰٫۸۴	۰٫۷۹	۱٫۵۳	۱٫۵۰	۱٫۶۵	۲٫۱۱	۱٫۹۵	۱٫۱۸
FeO	۱۲٫۹۲	۱۲٫۹۱	۱۳٫۰۵	۹٫۹۶	۱۰٫۰۴	۱۱٫۵۵	۱۰٫۳۷	۱۱٫۴۲
Cr ₂ O ₃	۰	۰	۰٫۰۴	۰	۰٫۰۶	۰٫۰۰۵	۰	۰
MnO	۰٫۲۸	۰٫۲۲	۰٫۱۸	۰٫۴۵	۰٫۵۰	۰٫۳۹	۰٫۳۷	۰٫۳۰
MgO	۹٫۵۶	۹٫۰۸	۹٫۳۷	۱۰٫۶۳	۱۰٫۵۲	۱۰٫۰۲	۱۰٫۶۳	۱۰٫۲۷
CaO	۲۳٫۸۸	۲۳٫۴۰	۲۳٫۳۳	۲۳٫۴۳	۲۳٫۱۰	۲۲٫۷۴	۲۳٫۰۷	۲۲٫۷۲
Na ₂ O	۰٫۶۱	۰٫۵۱	۰٫۵۲	۰٫۸۳	۰٫۶۰	۱٫۰۴	۰٫۹۱	۰٫۹۹
K ₂ O	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۰۸
P ₂ O ₅	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰۱	۰
مجموع	۱۰۰٫۲۷	۹۹٫۱۷	۹۹٫۴۳	۹۹٫۰۳	۹۹٫۶۲	۹۹٫۱۱	۹۹٫۷۶	۹۹٫۴۳
Si	۱٫۹۹	۲٫۰۱	۱٫۹۷	۱٫۹۹	۱٫۹۹	۱٫۹۶	۱٫۹۸	۲٫۰۰
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۰
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe(iii)	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۸	۰٫۰۳	۰٫۰۳
Fe(ii)	۰٫۳۶	۰٫۴۲	۰٫۳۹	۰٫۲۹	۰٫۳۲	۰٫۲۹	۰٫۳۰	۰٫۲۳
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Mg	۰٫۵۴	۰٫۵۲	۰٫۵۴	۰٫۶۰	۰٫۶۰	۰٫۵۷	۰٫۶۰	۰٫۵۸
Ca	۰٫۹۸	۰٫۹۶	۰٫۹۶	۰٫۹۶	۰٫۹۴	۰٫۹۳	۰٫۹۳	۰٫۹۳
Na	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۷
Wo	۴۹٫۱۸	۴۹٫۵۲	۴۸٫۹۸	۴۸٫۹۶	۴۹٫۰۶	۴۷٫۵۴	۴۸٫۱۶	۴۷٫۳۸
En	۲۷٫۳۹	۲۶٫۷۶	۲۷٫۳۹	۳۰٫۹۱	۳۱٫۰۸	۲۹٫۱۶	۳۰٫۹۰	۲۹٫۸۲
Fs	۲۱٫۱۴	۲۱٫۷۴	۲۱٫۶۴	۱۶٫۹۶	۱۷٫۵۵	۱۹٫۳۶	۱۷٫۴۹	۱۹٫۰۵



شکل ۳ الف) رخنمون صحرایی آمفیبولیت‌ها در منطقه مکران، ب) نمونه دستی اپیدوت-گارنت - پیروکسن آمفیبولیت، پ) نمونه دستی گارنت - پیروکسن آمفیبولیت، ت) تصویر میکروسکوپی از آمفیبولیت معمولی توده‌ای، ث) تصویر میکروسکوپی از آمفیبولیت معمولی جهت‌یافته، ج) تصویر میکروسکوپی از اپیدوت-گارنت - پیروکسن آمفیبولیت (در نور قطبیده متقاطع، XPL، چ، ح) تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های گارنت - پیروکسن آمفیبولیت (در نور قطبیده متقاطع، XPL، خ) تصویر میکروسکوپی اسفن در نمونه‌های گارنت - پیروکسن آمفیبولیت (XPL). نشانه‌های اختصاری شامل Cpx: کلینوپیروکسن، Am: آمفیبول، Grt: گارنت، Spn: اسفن، Pl: پلاژیوکلاز و Epi: اپیدوت هستند [۲۳].

(شکل‌های ۳ چ، ح). بافت اصلی سنگ دانه شکفتی و پورفیری دانه شکفتی است و در برخی نمونه‌ها، کانی گارنت به صورت شکفته بلور دیده می‌شود. کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها شامل گارنت، پیروکسن، آمفیبول، پلاژیوکلاز، کوارتز و اسفن هستند (شکل ۳ خ). در برخی نمونه‌ها، کانی گارنت به صورت شکفته بلور و دارای میانبراهایی از آمفیبول و پلاژیوکلاز است. بر پایه شواهد سنگ‌نگاری، ظهور گارنت به صورت زیر پیشنهاد می‌شود:

(۱) آمفیبول = گارنت + کوارتز + آب

(۲) پلاژیوکلاز + آمفیبول = گارنت + کوارتز + آب

گارنت‌های موجود در این سنگ‌ها (۳۰ درصد حجمی) شکل هندسی چندان منظمی ندارند و همراه با کلینوپیروکسن و آمفیبول در زمینه دانه شکفتی هستند (شکل‌های ۳ چ، ح). پلاژیوکلازها (۱۵ درصد)، به صورت نیمه‌شکل‌دار هستند و بیشتر به کانی‌های رسی و کلسیت دگرسان شده‌اند.

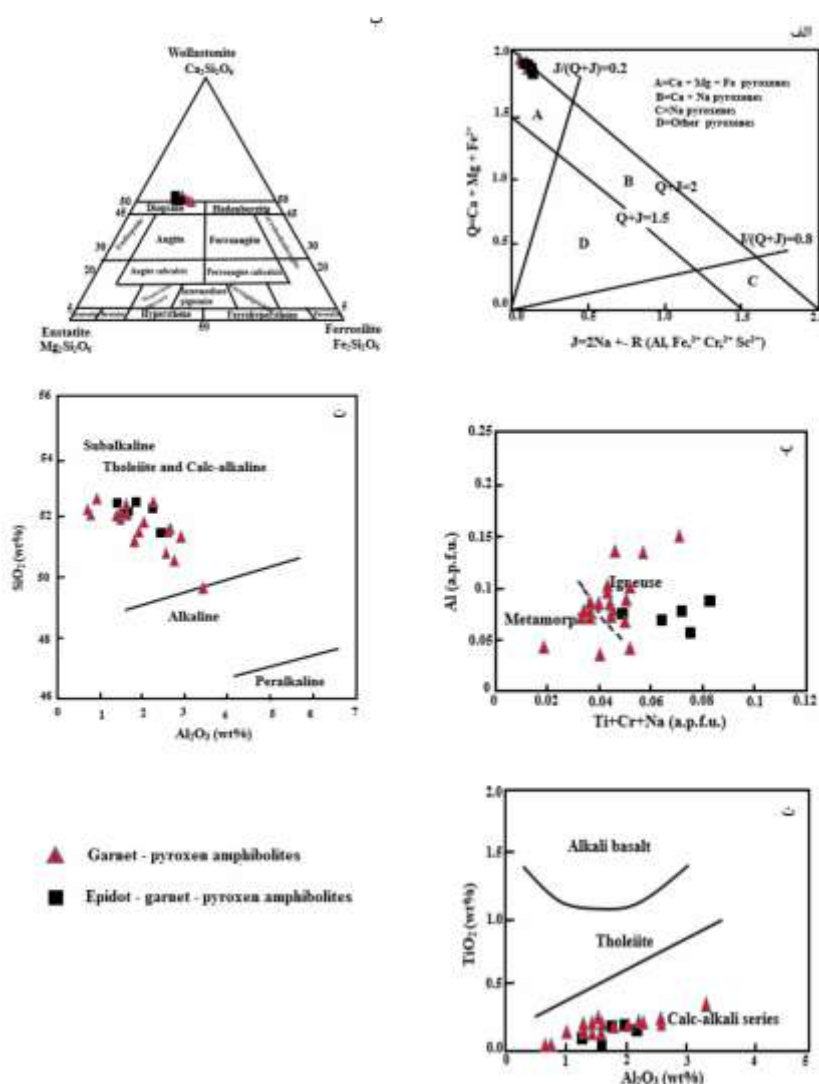
آمفیبولیت‌های معمولی با گسترش بسیار به رنگ سبز تیره تا بسیار تیره با بافت دانه‌ریز تا دانه‌درشت در منطقه یافت می‌شوند (شکل ۳ ت). این سنگ‌ها گاهی دارای برگراگی با تناوبی از لایه‌های غنی از پلاژیوکلاز و لایه‌های غنی از هورنبلند هستند (شکل ۳ ث). اپیدوت-گارنت - پیروکسن آمفیبولیت‌ها به صورت توده‌ای، به رنگ سبز روشن بوده که این رنگ به دلیل فراوانی اپیدوت (۳۰ درصد حجمی) است (شکل-های ۳ ب و ج). کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها شامل آمفیبول، پلاژیوکلاز، اپیدوت، گارنت، پیروکسن، کوارتز و به مقدار کم کانی‌های مات هستند. پیروکسن‌ها از نوع کلینوپیروکسن کمتر از ۵ درصد حجمی اپیدوت-گارنت - پیروکسن آمفیبولیت‌ها را تشکیل می‌دهند. گارنت - پیروکسن آمفیبولیت‌ها در نمونه‌های صحرایی و دستی به رنگ سبز روشن تا سبز تیره و دارای بافت دانه ریز تا دانه درشت هستند (شکل ۳ پ). اندازه کانی گارنت گاهی به چند میلی‌متر می‌رسد

متبلور شده‌اند، وابسته است و از سوی دیگر به نسبت این عناصر که به ترتیب در انواع ماگمای تولئیتی، قلیایی و پرقلیایی افزایش می‌یابد، بستگی دارد. در رده‌بندی گسترده‌ای، پیروکسن‌ها به چهار گروه (۱) پیروکسن‌های Ca-Mg-Fe دار (Quad)، (۲) پیروکسن‌های Ca-Na دار، (۳) پیروکسن‌های Na دار و (۴) پیروکسن‌های دیگر تقسیم می‌شوند [۲۶]. براساس نتایج ریزکاوش الکترونی از کلینوپیروکسن‌های آمفیبولیت‌های مکران، نمونه‌های مورد نظر در نمودار Q-J در گستره پیروکسن‌های کلسیم-آهن-منیزیم‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۴ الف).

پیروکسن‌ها از نوع کلینوپیروکسن (حدود ۱۰ درصد) و به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند (شکل‌های ۳ چ، ج). آمفیبول‌ها به صورت سبزرنگ، ۴۰ درصد حجمی سنگ را شامل می‌شوند (شکل ۳ چ). اسفن به صورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار به وفور (حدود ۵ درصد) یافت می‌شود (شکل ۳ خ).

شیمی کانی پیروکسن

بررسی‌های بسیاری برای شناسایی رابطه‌ی بین ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها با ماهیت سنگ‌های میزبان آن‌ها انجام شده است [۱۷، ۲۴، ۲۵] که نشان می‌دهند مقدار Ti و Al کلینوپیروکسن‌ها از یک سو به فعالیت سیلیس که از آن

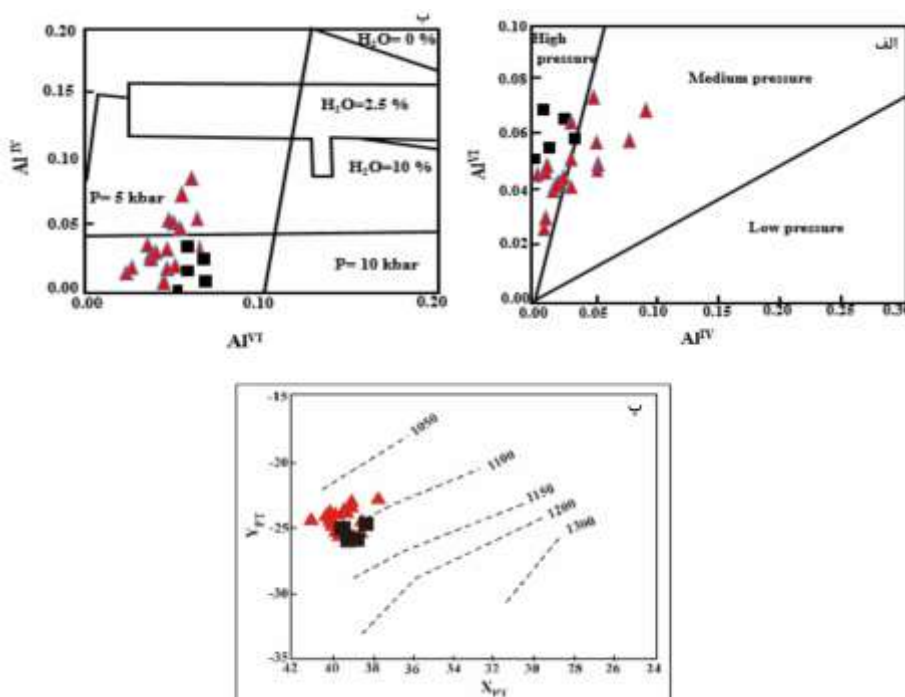


شکل ۴ الف) کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در نمودار Q-J در گستره کلینوپیروکسن‌های کلسیم-منیزیم-آهن‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۴ الف). $Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$ و $J = 2Na + R$ (R: Al, Fe^{3+} , Cr^{3+} , Sc^{3+}) [۲۶]. (ب) در نمودار سه تایی En-Wo-Fs، کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در گستره دیوپسید قرار دارند [۲۶]. (پ) براساس نمودار $Ti + Na + Cr$ نسبت به Al، نمونه‌های مورد بررسی ماهیت آذرین و دگرگونی را نشان می‌دهند [۲۷]. (ت) نمودار SiO_2 نسبت به Al_2O_3 [۱۷]. (ث) نمودار TiO_2 نسبت به Al_2O_3 از [۱۷] که نشان دهنده سری آهکی قلیایی برای نمونه‌هاست.

زمین‌دما- فشارسنجی

در دهه‌های گذشته، بررسی و بررسی‌های زمین‌دماسنجی و زمین‌فشارسنجی برای شناسایی شرایط دما و فشار تشکیل کانی‌ها، مورد توجه قرار گرفته است. در این مورد، محاسبه‌ها براساس حساسیت توزیع عناصر در ساختار کانی‌ها و یا طی تبادل‌های شیمیایی، نسبت به دما و یا فشار طراحی شده‌اند [۲۸]. از نمودار Al^{VI} نسبت به Al^{IV} [۲۹] برای تعیین فشار کِلینوپیروکسن‌های مورد بررسی استفاده شد. نمونه‌های مورد بررسی براساس این نمودار (شکل ۵ الف)، بیشتر در گستره فشار متوسط-بالا قرار می‌گیرند. از جایگاه‌های مختلف Al در بلور کِلینوپیروکسن برای تعیین عمق استفاده شده است. در واقع، هرچه فشار پایین‌تر باشد، کِلینوپیروکسن‌ها از Al غنی‌تر هستند. توزیع آلومینیم در جایگاه چاروچی (Al^{IV}) و هشت‌وچی (Al^{VI}) کِلینوپیروکسن، اساس روشی مناسب برای برآورد درصد تقریبی آب ماگماست [۳۰]، با توجه به این نمودار، نمونه‌های مورد بررسی در محیطی با مقدار آب ۱۰ درصد و بیشتر و فشار ۵ تا ۱۰ کیلوبار تشکیل شده‌اند که گویای تبلور این کانی‌ها در فشار متوسط-بالاست (شکل ۵ ب).

برای جدا نمودن پیروکسن‌های گروه $Ca-Mg-Fe$ نمونه‌ها از شکل ۴ ب استفاده شد که بر این اساس، پیروکسن‌های مورد بررسی از نوع کلسیمی هستند و در گستره دیوپسید قرار می‌گیرند [۲۶] (شکل ۴ ب). براساس نمودار تغییرات $Ti + Na + Cr$ نسبت به Al [۲۷]، پیروکسن‌های مورد بررسی ماهیت آذرین و دگرگونی را نشان می‌دهند (شکل ۴ پ). بررسی شیمی سنگ کل آمفیبولیت‌های مکران نیز نشان می‌دهد که این سنگ‌ها دارای خاستگاه آذرین (ارتوآمفیبولیت) با سنگ مادر بازالتی هستند [۱۰]. به باور لوباس [۱۷]، مقدار Al و Ti درون شبکه ساختاری پیروکسن به درجه قلیایی بستگی دارد و بر پایه مقدار SiO_2 و Al_2O_3 در ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها، دسته‌های ماگمایی پرقلیایی، قلیایی و نیمه قلیایی را از هم تفکیک کرده است. به این ترتیب، ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های مورد بررسی از Si غنی است و در زمینه سنگ‌های نیمه قلیایی (تولیتی و آهکی قلیایی) قرار می‌گیرند (شکل ۴ ت) و براساس نمودار TiO_2 نسبت به Al_2O_3 ، گستره آهکی قلیایی را نشان می‌دهند [۱۷] (شکل ۴ ث).



شکل ۵. برآورد فشار و مقدار آب موجود در محیط تبلور پیروکسن‌های مورد بررسی با استفاده از (الف) نمودار Al^{VI} نسبت به Al^{IV} [۲۹] و (ب) نمودار Al^{IV} نسبت به Al^{VI} [۳۰]، پ. دماسنجی کِلینوپیروکسن‌ها با استفاده از نمودار YPT نسبت به XPT [۳۱]. نشانه‌ها مانند شکل ۴ هستند. XPT و YPT براساس روابط زیر محاسبه می‌شوند:

$$XPT = 0.446 SiO_2 + 0.187 TiO_2 - 0.404 Al_2O_3 + 0.346 FeO - 0.052 MnO + 0.309 MgO + 0.431 CaO - 0.446 Na_2O$$

$$YPT = -0.369 SiO_2 + 0.535 TiO_2 - 0.317 Al_2O_3 + 0.323 FeO + 0.235 MnO - 0.516 MgO - 0.167 CaO - 0.153 Na_2O$$

کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در ارتباط با کمان‌های ماگمایی هستند (شکل ۶ ب).

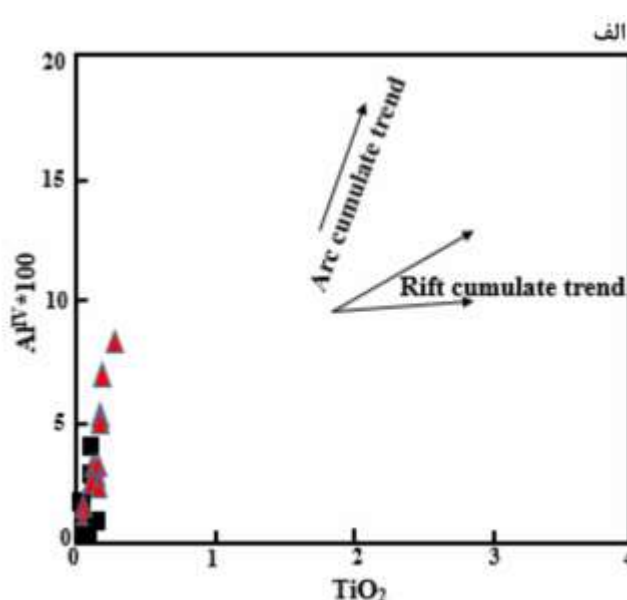
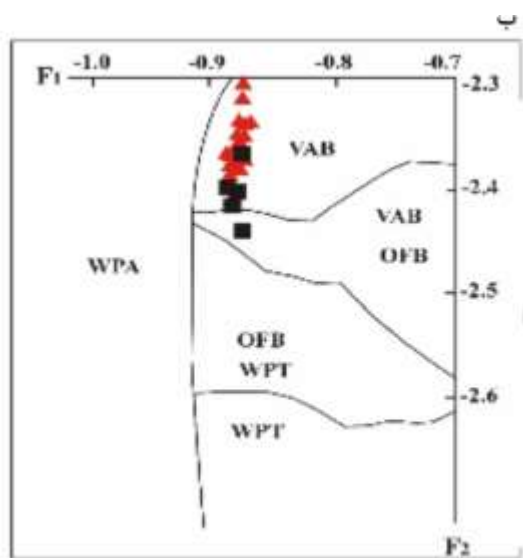
گریزندگی اکسیژن (fO_2)

گریزندگی اکسیژن اثر ویژه‌ای در تغییر دمای انجماد و ترکیب مذاب و بلور دارد [۳۴] و عامل موثری در کنترل فرآیندهای ماگمایی بوده و بر توالی تبلور نوع کانی‌های تبلور یافته اثرگذار است [۳۵]. با توجه به نمودار Ti نسبت به Al^{IV} [۳۶]، مقدار Ti در حد پایین تر از $Al^{IV} = 5Ti$ قرار می‌گیرد (شکل ۷ الف). در نمودار توزیع Al و Si [۳۶]، کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در بالای خط اشباعی جایگاه ویژه قرار می‌گیرند (شکل ۷ ب). از این رو می‌توان گفت که در این نمونه‌ها جایگاه چاروچی این کلینوپیروکسن‌ها به طور کامل با Si و به طور بخشی با Al^{IV} پر شده است و نمی‌تواند با کاتیون‌های سه ظرفیتی چون Cr، Ti و Fe^{3+} اشغال شود. در این حالت، Al اضافی همراه با عناصر سه ظرفیتی نیز وارد ساختار هشت‌وجهی شده است. از این رو می‌توان گفت که Fe^{3+} در کلینوپیروکسن‌ها تابعی از گریزندگی اکسیژن و مقدار Al در جایگاه‌های چهاروجهی و هشت‌وجهی است.

همچنین براساس نمودار YPT نسبت به XPT [۳۱]، می‌توان دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها در سنگ‌ها را تعیین نمود که بر این اساس، پیروکسن‌های مورد بررسی گستره‌ی دمایی ۱۰۷۰ تا ۱۱۳۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند (شکل ۵ پ). براساس بررسی‌های زمین دما - فشارسنجی آمفیبول موجود در این سنگ‌ها، فشار کمتر از ۷ kbar (۴ تا ۶ کیلو بار) و گستره دمایی ۷۵۰-۸۰۰ درجه سانتی‌گراد برای تبلور این کانی برآورد شده است [۳۲].

جایگاه زمین‌ساختی

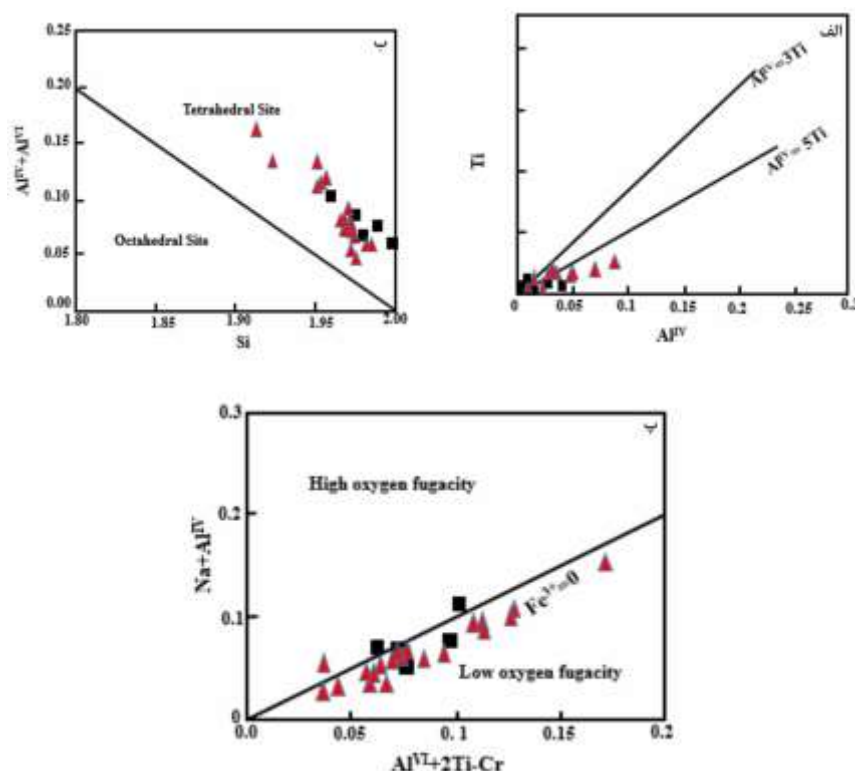
براساس نمودار Al^{IV} نسبت به TiO_2 [۳۳]، سنگ‌های در ارتباط با فرورانش (جزایر قوسی) را از سنگ‌های مربوط به کشش جدا می‌کنند. بر این اساس، نمونه‌های مورد بررسی روندی شبیه کمان‌های ماگمایی (محیط در ارتباط با فرورانش) را نشان می‌دهند (شکل ۶ الف). نمودار F1 نسبت به F2 [۲۴]، به خوبی کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های قلیایی درون صفحه‌ای (wpt) را از انواع دیگر ماگماها جدا می‌کند؛ جدایش ماگمای WPT از ماگمای بازالت‌های کمان آتشفشانی (VAB) نیز به خوبی صورت می‌گیرد ولی همپوشی قابل توجهی بین WPT-OFB و VAB-OFB دیده می‌شود. (OFB: بازالت‌های کف اقیانوسی) نتایج جایابی نمونه‌ها در این نمودار نشان می‌دهد که



شکل ۶ تعیین جایگاه زمین‌ساختی نمونه‌های مورد بررسی بر پایه ترکیب شیمیایی پیروکسن با استفاده از الف) نمودار $Al^{IV} * 100$ نسبت به TiO_2 [۳۳]، ب) نمودار F1 نسبت به F2 [۲۴]. نشانه‌ها مانند شکل ۴ هستند. پارامترهای F1 و F2 عبارتند از:

$$F_1 = - (0.012 * SiO_2) - (0.0807 * TiO_2) + (0.0026 * Al_2O_3) - (0.0012 * FeO_T) - (0.0026 * MnO) + (0.0087 * MgO) - (0.0128 * CaO) - (0.0419 * Na_2O)$$

$$F_2 = - (0.0469 * SiO_2) - (0.0818 * TiO_2) - (0.0212 * Al_2O_3) - (0.0041 * FeO_T) - (0.1435 * MnO) - (0.0029 * MgO) + (0.0085 * CaO) + (0.016 * Na_2O)$$



شکل ۷ الف) نمودار Ti نسبت به Al^{IV} [۳۶]، ب) نمودار توزیع Al و Si کلاینوپیروکسن‌های مورد بررسی [۳۷]، پ) نمودار $Na + Al^{IV}$ نسبت به $Al^{VI} + 2Ti + Cr$ که قرارگیری نمونه‌ها در پایین خط $Fe^{3+} = 0$ گویای پایین بودن گریزندگی اکسیژن است [۳۷]. نشانه‌ها مانند شکل ۴ هستند.

ریزکوالکترونی، پیروکسن در سنگ‌های اپیدوت - گارنت - پیروکسن آمفیبولیت‌ها و گارنت-پیروکسن آمفیبولیت‌ها با ماهیت آذرین و دگرگونی در گستره‌ی کلاینوپیروکسن‌های کلسیم-منیزیم-آهن‌دار قرار می‌گیرند و از نوع دیوپسیدی هستند. براساس بررسی‌های زمین‌دما - فشارسنجی، این پیروکسن‌ها در گستره‌ی دمایی ۱۰۷۰ تا ۱۱۳۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۵ تا ۱۰ کیلو بار تشکیل شده‌اند. از این رو، این کانی‌ها در فشار متوسط تا بالا تشکیل شده‌اند.

قدردانی

نویسندگان از موسسه زمین‌شناسی و زمین فیزیک انجمن علوم چین به خاطر انجام آنالیزهای نقطه ای کانی پیروکسن و همچنین حمایت مالی معاونت پژوهشی و فناوری دانشگاه لرستان نهایت سپاس و تشکر را دارند.

مراجع

[1] Triboulet C., Audren C., "Controls on P-T-t deformation path from amphibole zonations during progressive metamorphism of basic rocks (estuary of the River Vilaine, South Brittany, France)",

برخی پژوهشگران [۳۶] بر این باورند که مقدار Fe^{3+} در محیط تشکیل سنگ‌ها وابسته به گریزندگی اکسیژن است. نمودار $Na + Al^{IV}$ نسبت به $Al^{VI} + 2Ti + Cr$ برای تعیین گریزندگی اکسیژن در محیط تبلور کلاینوپیروکسن ارائه شده است. این نمودار براساس مقدار Al در جایگاه چاروجهی با Al و Cr^{3+} در جایگاه هشت‌وجهی تنظیم شده است. در این نمودار، منحنی $Fe^{3+} = 0$ موازنه $Na + Al^{IV}$ با $Al^{VI} + 2Ti + Cr$ است و قرارگیری نمونه‌ها در بالا یا زیر خط $Fe^{3+} = 0$ به ترتیب نشان دهنده‌ی بالا یا پایین بودن گریزندگی اکسیژن در محیط تبلور کلاینوپیروکسن‌هاست. بر این اساس، گریزندگی اکسیژن در محیط تبلور کلاینوپیروکسن‌ها پایین است، زیرا نمونه‌ها پایین خط $Fe^{3+} = 0$ جایابی می‌شوند (شکل ۷ پ).

برداشت

آمفیبولیت‌های مورد بررسی بخشی از سنگ‌های دگرگونی کمر بند افیولیتی مکران شمالی را تشکیل می‌دهند که به دو صورت توده‌ای و جهت‌یافته دیده می‌شوند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آن‌ها شامل آمفیبول، گارنت، پلاژیوکلاز، پیروکسن، کوارتز و اسفن هستند. براساس نتایج تجزیه

- [10] Souri M., Ahmadi-Khalaji A., Ebrahimi M., Esmaeili R., "Petrology and geochemistry of the amphibolites from Makran accretionary complex, Southeast of Iran", *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy (IJCM)*, 31 (1), (2023) 45-58. (in Persian). DOI: 10.52547/ijcm.31.1.45
- [11] Andreev A. A., Rytsk E. Yu., Velikoslavinskii S. D., Tolmacheva E. V., Bogomolov E. S., Lebedeva Y.M., Fedoseenko A. M., "Age, Composition, and Tectonic Setting of the Formation of Late Neoproterozoic (Late Baikalian) Complexes in the Kichera Zone, Baikal-Vitim Belt, Northern Baikal Area Geological, Geochronological, and Nd Isotope Data", *Petrology*, 30 (4), (2022) 337-368. <https://doi.org/10.1134/S0869591122040026>
- [12] Liotard J. M., Briot D., Boivin P., "Petrological and geochemical relationships between pyroxene megacrysts and associated alkali-basalts from Massif Central (France)", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98 (1988) 81-90. <https://doi.org/10.1007/BF00371912>
- [13] Princivalle F., Tirone M., Comin-Chiaramonti P., "Clinopyroxenes from metasomatized spinel-peridotite mantle xenoliths from Nemby (Paraguay): crystal chemistry and petrological implications", *Mineralogy and Petrology*, 70(1), (2000) 25-35. DOI: 10.1007/s007100070011
- [14] Zhu Y.F., Ogasawara Y., "Clinopyroxene phenocrysts (with green salite cores) in trachybasalts: implications for two magma chambers under the Kokche NAPV UHP massif, North Kazakhstan", *Journal of Asian Earth Sciences*, 22(5), (2004) 517-527. [https://doi.org/10.1016/S1367-9120\(03\)00091-9](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(03)00091-9)
- [15] Falahaty S., Noghreyan M., Sharifi M., Torabi G., Safaei H., Mackizadeh M.A., "Clinopyroxene application in petrogenesis identification of volcanic rocks associated with salt domes from Shurab (Southeast Qom)", *Journal of Economic Geology*, 8(1), (2016) 21-38. (in Persian with English abstract). DOI: 10.22067/ECONG.V8I1.29480
- [16] Mehvari R., Noghreyan M., Sharifi M., Mackizadeh M.A., Tabatabaei S.H., Torabi G., "Mineral chemistry of clinopyroxene: guidance on geo-thermobarometry and tectonomagmatic setting of Nabar volcanic rocks, South of Kashan", *Journal of Metamorphic Geology*, 6, (1988) 117-133. DOI: 10.1111/j.1525-1314.1988.tb00412.x
- [2] Triboulet C., "The (Na-Ca) amphibole-albite-chlorite-epidote-quartz geothermobarometer in the system S-A-F-M-C-N-H₂O 1. An empirical calibration", *Journal of Metamorphic Geology*, 10, (1992) 545-556. DOI: 10.1111/j.1525-1314.1992.tb00105.x
- [3] Zenk M., Schulz B., "Zoned Ca-amphiboles and related P-T evolution in metabasites from the classical Barrovian metamorphic zones in Scotland", *Mineralogical Magazine*, 68, (2004) 769. DOI: 10.1180/0026461046850218
- [4] Schulz B., Triboulet C., Audren C., "Microstructures and mineral chemistry in amphibolites from the western Tauern Window (Eastern Alps) and P-T-deformation paths of the Alpine greenschist-amphibolite facies metamorphism", *Mineralogical Magazine*, 59, (1995) 641-659. DOI: <https://doi.org/10.1180/minmag.1995.059.397.08>
- [5] Evans B.W., Leake B.E., "The composition and origin of the striped amphibolites of Connemara, Ireland", *Petrology*, 1, (1960) 337-363. <https://doi.org/10.1093/petrology/1.3.337>
- [6] Bucher K., Frey M., "Petrogenesis of Metamorphic Rocks" (6th edn), Springer Verlag: Berlin, (1994) 318p.
- [7] Winter C., "An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology", Prentice Hall, (2001) 697p.
- [8] Esmaeili R., Xiao W., Griffin W. L., Moghadam H. S., Zhang Z., Ebrahimi M., Bhandari S., "Reconstructing the source and growth of the Makran accretionary complex: Constraints from detrital zircon U-Pb geochronology", *Tectonics*, 39(2), (2020) e2019TC005963. <https://doi.org/10.1029/2019TC005963>
- [9] Esmaeili R., Ao S., Shafaii Moghadam H., Zhang Z., Griffin W. L., Ebrahimi M., Bhandari S., "Amphibolites from Makran accretionary complex record Permian-Triassic Neo-Tethyan evolution", *International Geology Review*, 64(11), (2022) 1594-1610. <https://doi.org/10.1080/00206814.2021.1946663>

- 687-701. DOI: 10.1127/0935-1221/2005/0017-0687
- [28] Shirdashtzadeh N., Samadi R., "An introduction to methods of geothermometry and geobarometry", Zaminazmoon, (2010) 99p.
- [29] Aoki, K.I., Shiba, I., "Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan", Lithos, 6(1), (1973) 41-51.
[https://doi.org/10.1016/0024-4937\(73\)90078-9](https://doi.org/10.1016/0024-4937(73)90078-9)
- [30] Helz R., "Phase reactions of basalts in their melting range at $PH_2O = 5kb$, Part 11, Melt composition", Journal of Petrology, 17, (1973) 139-193.
<https://doi.org/10.1093/petrology/17.2.139>
- [31] Soesoo A., "A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: Empirical coordinates for the crystallisation PT estimations", GFF, 119 (1), (1997) 55-60.
<https://doi.org/10.1080/11035899709546454>
- [32] Souri M., Ahmadi-Khalaji A., Wang J., Esmaeili R., Ebrahimi M., "Amphibole mineral chemistry of amphibolites from the Makran accretionary complex (southeast of Iran)", Kharazmi Journal of Earth Sciences, 8 (2), (2023) 236-258. (in Persian). DOI: 10.22034/KJES.2023.8.2.105432
- [33] Ao S.J., Xiao W.J., Han C.M., Mao Q.G., Zhang J.E., "Geochronology and geochemistry of Early Permian mafic-ultramafic complexes in the Beishan area, Xinjiang, NW China: implications for late Paleozoic tectonic evolution of the southern Altaids", Gondwana Research, 18(2-3), (2010) 466-478.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.01.004>
- [34] France L., Ildefonse B., Koepke J., Bech F., "A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses", Journal of Volcanology and Geothermal Research, 189 (3-4), (2010) 340-346.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.11.023>
- [35] Moretti R., "Polymerization, basicity, oxidation state and their role in ionic modelling of silicate melts", Geophysics, 48 (4-5), (2005) 583-608. DOI: 10.4401/ag-3221
- [36] Gamble R.P., Taylor L.A., "Crystal/liquid partitioning in augite: effects of cooling rate", Earth and planetary science letters, 47(1), (1980) 21-33.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90100-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90100-4)
- [37] Schweitzer E.L., Papike J.J., Bence A.E., "Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts", American Mineralogist, 64(5-6), (1979) 501-513.
- of Economic Geology, 8(2), (2016) 493-506. (in Persian with English abstract). DOI: 10.22067/ECONG.V8I2.46817
- [17] 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.
<https://doi.org/10.2475/ajs.260.4.267>
- [18] Leterrier J., Maurry R. C., Thonon P., Girard D., Marchal M., "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series", Earth and Planetary Science Letters, 59, (1982) 139-154.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90122-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90122-4)
- [19] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G. B., Zeda O., "Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator", Chemical Geology, 77(3), (1989) 165-182.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(89\)90073-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(89)90073-9)
- [20] McCall G.J.H., "A summary of the geology of the Iranian Makran", The Tectonic and Climatic Evolution of the Arabian Sea Region, 195, (2002) 147-204.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2002.195.01.10>
- [21] Dolati A., "Stratigraphy, structural geology and low-temperature termochronology across the Makran accretionary wedge in Iran", ETH Zurich, Zurich, (2010) 309p. <https://doi.org/10.3929/ethz-a-006226348>
- [22] Samimi Namin M., "Geological Map of Minab, 1:250000 Scale", Geological Survey of Iran, (1983).
- [23] Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", American Mineralogist, 68, (1983) 277-279.
- [24] Nisbet E.G., Pearce J.A., "Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic settings", Contributions to Mineralogy and Petrology 63 (1977) 161-173.
<https://doi.org/10.1007/BF00398776>
- [25] Kushiro I., "Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks", American journal of science, 258 (8), (1960) 548-554.
<https://doi.org/10.2475/ajs.258.8.548>
- [26] Morimoto N., "Die nomenklatur von Pyroxenen", Mineralogy and Petrology, 39, (1988) 55-76.
- [27] Berger J., Féménias O., Coussaert N., Demaiffe D., "Magmatic garnet-bearing mafic xenoliths (Puy Beaunit, French Massif Central): PT path from crystallisation to exhumation", European Journal of Mineralogy, 17 (5), (2005)