

سنگ‌نگاری، زمین‌دما - فشارسنجی و محیط تکتونوماگمایی سنگ‌های آذرین درونی خونی (شمال خاوری انارک، ایران مرکزی)

سید محسن طباطبایی‌منش^{*}، نرگس شیردشت‌زاده، سعیده رنجبر
دانشگاه اصفهان، گروه زمین‌شناسی، اصفهان، ایران

دریافت ۹۹/۰۵/۱۴ پذیرش ۹۹/۱۲/۰۲

چکیده

سنگ‌های آذرین بررسی شده در دامنه جنوب‌باختری کوه خونی و در بخش شمالی توده آذرین درونی کال کافی (شمال خاوری انارک) رخنمون دارند. این سنگ‌ها بافت پورفیری نشان می‌دهند و ترکیب آنها نزدیک به مونزودیوریت است. کلینوپیروکسن (دیوپسید)، آمفیبول (منیزوهِستتینگزیت-هِستتینگزیت منیزیم‌دار)، فلدسپار (اورتوکلاز در حاشیه و آندزین در مرکز بلور) از فنوکریست‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند. بیوتیت اولیه، آپاتیت، اسفن و کانی کدر از کانی‌های فرعی و بیوتیت ثانویه، کلسیت، اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت و کلریت از کانی‌های ثانویه هستند. برپایه بررسی‌های انجام‌شده، بافت آنتی‌راپاکیوی از شواهد سنگ‌نگاری است که نشان‌دهنده وقوع آرایش ماگمایی در مذاب سازنده این سنگ‌هاست. کاربرد روش‌های دما فشارسنجی گوناگون برای کلینوپیروکسن و آمفیبول سنگ‌های آذرین درونی خونی نشان‌دهنده دمای تبلور نزدیک به ۱۱۵۰ درجه سانتیگراد برای کلینوپیروکسن و بازه فشاری برابر با ۷-۸ کیلو بار و بازه دمایی نزدیک به ۹۰۰ تا ۹۵۰ درجه سانتیگراد برای آمفیبول است. برپایه نتایج دما-فشارسنجی فنوکریست‌های کلینوپیروکسن و آمفیبول و نیز شیمی آنها، مذاب سازنده این سنگ‌ها در پی ذوب پوسته قاره‌ای در منطقه انارک و به‌دنبال ماگماتیسم مرتبط با وقایع فرورانش نئوتتیس به زیر صفحه ایران مرکزی در ائوسن پدید آمده است.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌نگاری، زمین‌دما فشارسنجی، سنگ‌های آذرین درونی خونی، انارک، اصفهان

مقدمه

از دیدگاه ساختاری، ایران از باختر به سوی خاور دربردارنده پهنه‌های روراندگی زاگرس، سنندج-سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه-دختر، ایران مرکزی، کپه‌داغ، شرق ایران و مکران است که برپایه تفاوت‌های سنگ‌شناسی و زمین‌ساختی از یک‌دیگر تفکیک شده‌اند (شکل ۱- A). در این میان، ایران مرکزی از پهنه‌های البرز، سبزواری و خردقاره شرق-ایران مرکزی ساخته شده است. پهنه ساختاری خردقاره شرق-ایران مرکزی (شکل ۱ آ) نیز از خاور به باختر دربردارنده بلوک‌های یزد، پشت‌بادام، طبس و لوت است که با گسل‌هایی با روند شمالی-جنوبی از یک‌دیگر جدا شده‌اند (شکل ۱ آ). توده آذرین خونی و کال کافی بخشی از توده‌های آذرین ائوسن در بلوک یزد (شکل ۱ ب) در ۷۶ کیلومتری شمال خاوری انارک (استان اصفهان) به‌شمار می‌روند. پترولوژی، دگرسانی و کانه‌زایی توده آذرین کال کافی به‌وسیله بسیاری از پژوهش‌گران (مانند: [۳]، [۴]، [۵]، [۶]، [۷]) بررسی شده است. بررسی‌های [۳] نشان‌دهنده سه منطقه دگرسانی پتاسیک، فلیک-آرژلیک و سیلیسیک در ناحیه بررسی شده هستند. بررسی‌های [۴] به‌وجود حداقل چهار فاز ماگمایی در مجموعه نفوذی کال کافی اشاره می‌کند (فاز نخست گابرو - مونزوگابرو و در نهایت دیوریت،

فاز دوم ترکیبی از مونزونیت تا سینیت، فاز سوم شامل کوارتز مونزونیت تا کوارتز سینیت و سرانجام فاز چهارم شامل ترم‌هایی از گرانیت آلکالن تا مونزوگرانیت). بر اساس بررسی‌های [۵] روی ویژگی‌های کانی‌شناسی بیوتیت، توده نفوذی کال کافی مستعد کانی‌سازی پورفیری دانسته شده است.

درباره محیط و رویدادهای تکتونوماگمایی این منطقه، [۶] وقوع گرانیتوئیدهای پتاسیم بالا را پیامد ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای دانسته است. هم‌چنین، بررسی‌های [۷] به معرفی برخی توده‌های گرانیتوئیدی با سرشت آداکیتی پتاسیم بالا و به سن ائوسن پرداخته و رویداد ماگماتیسیم ائوسن در این منطقه را با فرایند فرورانش نئوتیتس به زیر ایران مرکزی و ذوب ورقه فروروی اقیانوس نئوتیتس مرتبط دانسته است.

در منطقه کوه خونی (در شمال توده کال کافی)، پژوهش‌های بیش‌تر درباره کانی‌شناسی اسکارن این منطقه انجام شده‌اند (مانند: [۸]، [۹] و [۱۰]). از جمله این بررسی‌ها می‌توان بررسی‌های [۸] روی کانه‌زایی این اسکارن‌ها و بررسی‌های [۹] و [۱۰] روی شیمی عنصرهای اصلی و فرعی گارنت در این اسکارن‌ها را نام برد.

با وجود بررسی‌های متعدد انجام‌شده روی توده کال کافی و اسکارن‌های شمال این منطقه، تاکنون بررسی کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی دقیقی روی توده آذرین خونی انجام نشده است. از این‌رو، در این پژوهش تلاش شده است افزون بر بررسی کانی‌شناسی و معرفی این توده، شرایط فشار-دمای تبلور کانی‌های سازنده آن برپایه داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی (الکترون میکروپروب) بررسی و ارزیابی شود. هم‌چنین، با توجه به ترکیب کانی کلینوپیروکسن، سنگ‌زایی و محیط تکتونوماگمایی مذاب ارزیابی می‌شود.

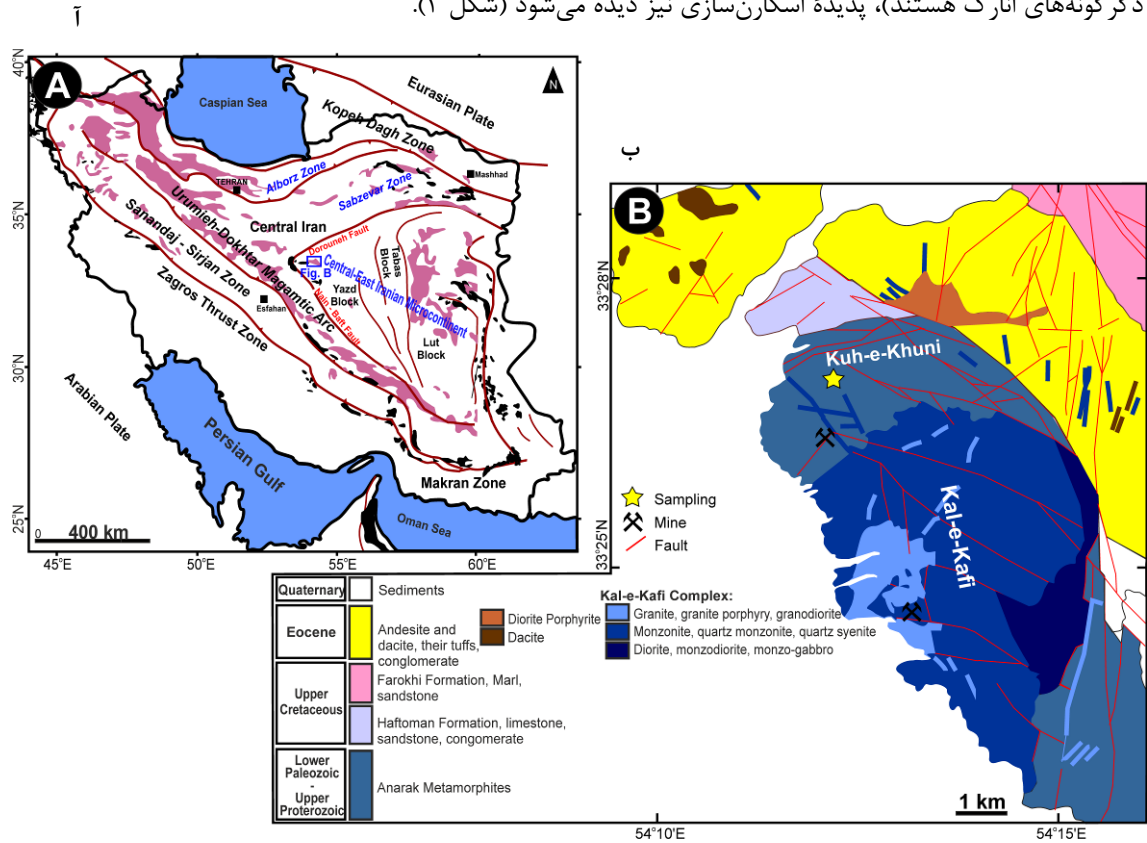
زمین‌شناسی منطقه

بلوک یزد که خاوری‌ترین پهنه خردقاره شرق-ایران مرکزی به‌شمار می‌رود با گسل کویر بزرگ در شمال، گسل ناین-بافت در خاور و گسل نه‌بندان در خاور فراگرفته شده است (شکل ۱ آ). در بخش شمال‌خاوری بلوک یزد، زیرپهنه دگرگونه انارک-خور [۱] (شکل ۱ آ) جای دارد. در این زیرپهنه، سنگ‌های آذرین درونی کال کافی و خونی رخنمون دارند (شکل ۱ ب). بررسی‌های پیشین نشان می‌دهند در منطقه انارک، توده آذرین درونی کال کافی (شامل: گابرو، مونزونیت، کوارتز مونزونیت، گرانیت) یک توده گرانیتوئیدی (شکل‌های ۱ ب و ۲) با سرشت آداکیتی پتاسیم بالا و به سن ائوسن است که دایک‌های دیابازی آن را قطع کرده‌اند [۶]. برپایه بررسی‌های صحرائی [۶]، توده آذرین کال کافی درون سنگ‌های دگرگونی پالئوزویک و پروتروزویک بالایی و نیز سنگ‌های آذرین بیرونی ائوسن زیرین (شامل: توف لاتیتی، داسیتی و آندزیتی) نفوذ کرده و در بخش‌های جنوب و جنوب‌باختری با رسوب‌های کواترنری پوشیده شده‌اند. هم‌چنین، بررسی‌های [۶] نشان می‌دهند بخش خاوری این توده بیش‌تر ماهیت گابرویی دارد و به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شود؛ اما مونزونیت و کوارتز مونزونیت فراوان‌ترین گروه سنگی این توده هستند (شکل ۱ ب) که در آنها انکلاوهای میکروگرانولار بیضوی و گردشده نیز دیده می‌شود. گرانیت‌ها بیش‌تر در بخش باختری توده کال کافی یافت می‌شوند (شکل ۱ ب) و به رنگ کرمی روشن تا سفید هستند [۶].

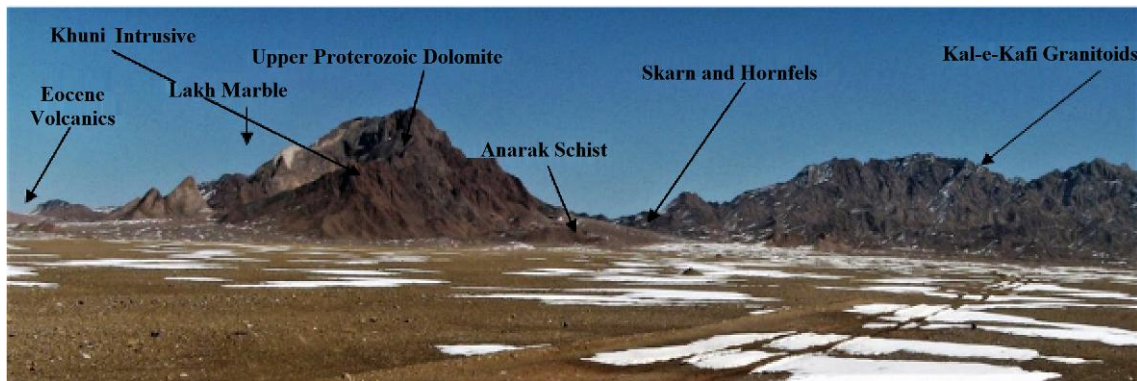
نفوذ توده‌های آذرین در منطقه کال کافی و خونی دیگر واحدهای سنگی منطقه را تحت‌تأثیر قرار داده است (شکل ۲). در بخش شمالی توده کال کافی، ارتفاعات کوه خونی دیده می‌شود (شکل ۱ ب). برپایه بررسی‌های [۲]، این دایک‌ها و زبانه‌های آذرین نیمه‌ژرف سنی برابر با ائوسن-الیگوسن دارند. در دامنه شمالی کوه خونی، با نفوذ این توده‌ها کربنات‌های پالئوزویک دگرگون و به اسکارن تبدیل شده‌اند (شکل ۲). معدن متروکه خونی نیز در بخش جنوبی کوه

خونی و در حاشیه شمالی توده کال کافی قرار دارد (شکل ۱ ب).

در این پژوهش، برونزدهای سنگ‌های آذرین نیمه‌ژرف بررسی شده (مونزودایوریت‌ها) در دامنه جنوب‌باختری کوه خونی و در بخش شمالی توده آذرین درونی کال کافی دیده می‌شوند (شکل ۱ ب). در دامنه جنوب‌باختری کوه خونی و در محل همبری این توده‌های نفوذی (دایک‌ها، نفوذی‌های سینیتی و مونزودایوریتی) با مرم‌های دولومیتی (که از دگرگونه‌های انارک هستند)، پدیده اسکارن‌سازی نیز دیده می‌شود (شکل ۲).



شکل ۱. نقشه ساختاری ایران (برگرفته از: [۱۱]) و موقعیت منطقه بررسی شده در بلوک یزد در ایران مرکزی، (ب) موقعیت سنگ‌های بررسی شده در نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده منطقه بر پایه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کبودان [۱۲] (با اندکی تغییرات)، (پ) رخنمون سنگ‌های آذرین درونی خونی در میان مرم‌های دولومیتی کامبرین تا پالئوزویک بالایی و موقعیت کلی نمونه‌برداری‌ها



شکل ۲. نمایی از واحدهای سنگ‌شناسی در شمال منطقه کال کافی تا ارتفاعات جنوب‌باختری خونی و توده آذرین بررسی شده (دید رو به شمال خاوری)

روش پژوهش

در بررسی‌های صحرایی، تنوع کانی‌شناسی سنگ‌های آذرین منطقه مورد بررسی شد و پس از انتخاب نمونه‌ها از آنها مقاطع میکروسکوپی با استفاده از اپوکسی‌رزین و به ضخامت ۳۰ میکرون تهیه شد. بررسی‌های سنگ‌نگاری و عکس‌برداری از مقاطع در آزمایشگاه کانی‌شناسی دانشگاه اصفهان و با میکروسکوپ پلاریزان (مدل Olympus BH-2) انجام شد. برای بررسی شیمی و منطقه‌بندی فنوکریست‌ها به منظور دست‌یابی به اهداف این پژوهش، شماری از مقاطع با کانی‌شناسی مناسب (نمونه‌های Kh12 و Kh-48) به نمایندگی از همه نمونه‌ها برای تجزیه نقطه‌ای به انستیتو کانی‌شناسی و بلورشناسی دانشگاه اشتوتگارت (Institut für Mineralogie und Kristallchemie Azenbergstraße) آلمان فرستاده شدند. در این آزمایشگاه درصدوزنی عناصر اصلی برای نزدیک به ۱۰۰ نقطه از فنوکریست‌ها (شامل سه فنوکریست پیروکسن، یک فنوکریست آمفیبول و دو فنوکریست فلدسپار) با دستگاه ریزکوالکترونی (EPMA) مدل Cameca SX100 EMPA و در شتاب ولتاژ ۱۵kV، جریان الکترونی ۳۰ nA و قطر پرتو ۵ میکرومتر به دست آورده شد. افزون بر این، از فنوکریست‌های تجزیه‌شده به منظور نمایش نقاط و مسیر تجزیه ریزکوالکترونی، تصاویر BSE (Back Scattered Electron) و نیز نقشه پرتوی ایکس (X-Ray map) هر فنوکریست تهیه شد. برای نتایج شیمیایی به دست آمده تصحیحات استاندارد عدد اتمی با استفاده از ترکیب کانی‌های طبیعی و مصنوعی به کار برده شد. گزیده‌ای از داده‌های به دست آمده (۴۷ نقطه) از تجزیه یک نمونه فنوکریست از هر کانی بر اساس شمار اتم اکسیژن در فرمول ساختاری هر نوع کانی در جدول‌های ۱ تا ۳ آورده شده‌اند (داده‌های کامل در پایان‌نامه نگارنده سوم در دسترس هستند). برای محاسبه فرمول ساختاری این کانی‌ها از صفحات گسترده موجود (<https://www.gabbrosoft.org/spreadsheets>) و از نرم‌افزار مایکروسافت اکسل (Microsoft Excel) استفاده شد که در آنها، محاسبه و تفکیک آهن فریک و فرو بر پایه روش استوکیومتری [۱۳] انجام شده است. نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از [۱۴] هستند.

جدول ۱. داده‌های ریزکوالکترونی برای نمونه فنوکریست فلدسپار با بافت آنتی‌راپاکیوی در توده آذرین درونی خونی (نمونه Kh-12)، به همراه فرمول شیمیایی (بر پایه اتم در فرمول شیمیایی کانی و ۸ اتم اکسیژن) و سازنده‌های پایانی آنها (FeO*): آهن کل؛ Core: هسته بلور؛ Middle: بخش میان هسته تا حاشیه بلور؛ Rim: حاشیه بلور)

	Rim			Middle			Core			Middle			Rim	Middle			Rim
Analysis No.	۱۶۴	۱۶۵	۱۶۶	۱۶۷	۱۶۸	۱۶۹	۱۷۰	۱۷۲	۱۷۳	۱۷۴	۱۷۵	۱۷۶	۱۷۷	۱۷۸			
Mineral	Kfs	Kfs	Kfs	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Kfs	Kfs	Kfs			
SiO ₂	۶۲/۷۱	۶۲/۹۷	۶۴/۰۷	۵۴/۳۳	۵۴/۰۸	۵۴/۴۷	۵۴/۱۰	۵۶/۷۶	۵۶/۳۱	۵۴/۲۱	۶۰/۱۹	۶۴/۲۵	۶۴/۰۱	۶۴/۲۶			
Al ₂ O ₃	۱۹/۱۳	۱۹/۱۹	۱۸/۸۱	۲۸/۸۵	۲۸/۳۵	۲۸/۵۴	۲۸/۵۳	۲۶/۷۱	۲۷/۶۴	۲۸/۹۰	۲۵/۵۳	۱۹/۰۸	۱۸/۷۲	۱۸/۶۵			
FeO*	۰/۱۵	۰/۲۱	۰/۰۴	۰/۵۹	۰/۴۵	۰/۵۲	۰/۳۹	۰/۴۰	۰/۳۷	۰/۴۸	۰/۳۴	۰/۱۳	۰/۱۸	۰/۰۳			
CaO	۰/۰۵	۰/۳۵	۰/۰۴	۹/۴۵	۱۰/۲۴	۱۰/۷۳	۱۰/۵۰	۸/۳۱	۹/۳۳	۱۰/۸۷	۴/۹۵	۰/۴۱	۰/۱۹	۰/۱۰			
Na ₂ O	۰/۵۹	۳/۲۱	۰/۵۹	۴/۹۲	۵/۳۸	۵/۴۷	۵/۵۷	۶/۶۶	۶/۱۷	۵/۲۳	۶/۷۷	۰/۷۶	۰/۶۹	۰/۸۸			
K ₂ O	۱۶/۰۴	۱۲/۱۵	۱۶/۳۵	۱/۰۳	۰/۴۹	۰/۲۲	۰/۱۵	۰/۲۶	۰/۳۱	۰/۱۷	۲/۰۱	۱۵/۲۶	۱۵/۹۳	۱۵/۷۰			
Total	۹۹/۹۵	۹۹/۰۸	۹۹/۸۰	۹۹/۱۷	۹۸/۹۹	۹۹/۹۵	۹۹/۲۴	۹۹/۱۰	۹۹/۹۳	۹۹/۸۷	۹۹/۷۹	۹۹/۸۹	۹۹/۸۱	۹۹/۶۱			
Si	۲/۹۶	۲/۹۵	۲/۹۷	۲/۴۷	۲/۴۷	۲/۵۷	۲/۴۶	۲/۵۷	۲/۵۳	۲/۴۵	۲/۶۹	۲/۹۷	۲/۹۷	۲/۹۸			
Al	۱/۰۵	۱/۰۴	۱/۰۳	۱/۵۴	۱/۵۳	۱/۵۲	۱/۵۳	۱/۴۳	۱/۴۶	۱/۵۴	۱/۳۴	۱/۰۴	۱/۰۲	۱/۰۲			
Fe ³⁺	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۰			
Ca	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۴۶	۰/۵۰	۰/۵۲	۰/۵۱	۰/۴۰	۰/۴۵	۰/۵۳	۰/۲۴	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱			
Na	۰/۰۵	۰/۲۹	۰/۰۵	۰/۴۳	۰/۴۸	۰/۴۸	۰/۴۹	۰/۵۸	۰/۵۴	۰/۴۶	۰/۵۹	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۸			
K	۰/۹۵	۰/۷۲	۰/۹۶	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۱۲	۰/۹۰	۰/۹۶	۰/۹۳			
Cations	۵/۰۲	۵/۰۳	۵/۰۲	۵/۰۱	۵/۰۲	۵/۰۲	۵/۰۲	۵/۰۲	۵/۰۱	۵/۰۱	۴/۹۹	۵/۰۰	۵/۰۲	۵/۰۱			
Ab	۵/۲۸	۲۸/۱۶	۵/۲۲	۴۸/۲۶	۴۷/۳۵	۴۷/۳۸	۴۸/۵۶	۵۸/۳۰	۵۴/۰۸	۴۶/۰۸	۶۲/۵۲	۶/۸۹	۶/۱۰	۷/۸۰			
An	۰/۲۵	۱/۷۰	۰/۲۰	۴۵/۴۷	۴۹/۸۱	۵۱/۳۶	۵۰/۵۸	۴۰/۲۰	۴۴/۷۱	۵۲/۹۳	۲۵/۲۶	۲/۰۵	۰/۹۰	۰/۵۰			
Or	۹۴/۴۷	۷۰/۱۴	۹۴/۵۹	۶/۲۶	۲/۸۴	۱/۲۵	۰/۸۶	۱/۵۰	۱/۲۱	۰/۹۹	۱۲/۲۱	۹۱/۰۵	۹۳/۰۰	۹۱/۷۰			

جدول ۲. داده‌های ریزکاو الکترونی (بر پایه اتم در فرمول شیمیایی کانی) برای فنوکریست آمفیبول دارای زونینگ (ترکیب حاشیه، هسته تا حاشیه) در توده آذرین درونی خونی (نمونه kh12)، به همراه فرمول شیمیایی (بر پایه ۲۳ اتم اکسیژن) (FeO*): آهن کل؛ Core: هسته بلور؛ Middle: بخش میان هسته تا حاشیه بلور؛ Rim: حاشیه بلور؛ (Pargasite :P ؛Magnesio-hastingsite :MH ؛Ferro-pargasite :FP)

Analysis No.	Rim			Middle			Core		
	۱۴۰	۱۴۱	۱۴۲	۱۴۳	۱۴۴	۱۴۵	۱۴۶	۱۴۷	۱۴۸
SiO ₂	۳۶/۲۷	۴۰/۴۴	۳۹/۲۹	۴۰/۶۹	۳۸/۰۰	۳۹/۹۶	۳۹/۷۳	۳۹/۵۸	۳۸/۶۵
TiO ₂	۲/۸۷	۲/۶۹	۲/۶۱	۲/۸۵	۲/۷۱	۲/۷۹	۲/۶۹	۲/۵۶	۲/۴۷
Al ₂ O ₃	۱۳/۴۴	۱۲/۵۷	۱۲/۸۰	۱۲/۷۲	۱۳/۶۹	۱۲/۴۳	۱۲/۳۲	۱۲/۸۳	۱۲/۴۱
FeO*	۲۱/۶۵	۱۳/۴۹	۱۴/۰۲	۱۳/۵۹	۱۶/۸۷	۱۳/۲۴	۱۳/۸۱	۱۴/۳۴	۱۶/۸۶
MnO	۰/۳۵	۰/۱۱	۰/۲۲	۰/۱۹	۰/۳۵	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۱۸	۰/۲۱
MgO	۶/۲۱	۱۲/۳۵	۱۱/۷۳	۱۲/۳۰	۹/۲۲	۱۲/۵۷	۱۱/۹۹	۱۱/۸۶	۹/۶۸
CaO	۱۱/۵۲	۱۲/۰۳	۱۱/۷۶	۱۱/۸۶	۱۱/۵۹	۱۱/۸۳	۱۱/۷۷	۱۲/۱۰	۱۱/۵۶
Na ₂ O	۲/۰۵	۲/۱۱	۱/۹۹	۲/۰۶	۲/۰۲	۲/۰۶	۲/۰۵	۱/۹۹	۲/۴۳
K ₂ O	۲/۴۴	۱/۸۲	۱/۸۰	۱/۶۶	۲/۰۱	۱/۷۰	۱/۸۴	۱/۹۲	۱/۸۱
Total	۹۶/۸۰	۹۷/۶۲	۹۶/۲۳	۹۷/۹۴	۹۶/۳۷	۹۶/۷۶	۹۶/۱۷	۹۷/۵۵	۹۶/۰۹
TSi	۵/۷۶	۶/۰۴	۵/۹۶	۶/۰۳	۵/۸۶	۵/۹۹	۶/۰۳	۵/۹۸	۵/۹۹
Al ^{IV}	۲/۲۴	۱/۹۶	۲/۰۴	۱/۹۷	۲/۱۴	۲/۰۱	۱/۹۷	۲/۰۲	۲/۰۱
Al ^{VI}	۲/۲۷	۰/۲۵	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۳۵	۰/۱۹	۰/۲۳	۰/۲۵	۰/۲۶
Ti	۰/۳۴	۰/۳۰	۰/۳۰	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۲۸	۰/۲۸	۰/۲۹
Fe ³⁺	۰/۲۵	۰/۳۰	۰/۴۵	۰/۴۰	۰/۳۲	۰/۴۶	۰/۳۹	۰/۳۸	۰/۲۴
Fe ²⁺	۲/۶۲	۱/۳۸	۱/۳۳	۱/۳۸	۱/۸۶	۱/۲۱	۱/۳۷	۱/۴۲	۱/۹۵
Mn	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳
Mg	۱/۴۷	۲/۷۵	۲/۶۵	۲/۷۲	۲/۱۲	۲/۸۱	۲/۷۱	۲/۶۵	۲/۲۴
Ca	۱/۹۶	۱/۹۲	۱/۹۱	۱/۸۸	۱/۹۲	۱/۹۰	۱/۹۱	۱/۹۵	۱/۹۲
Na	۰/۶۳	۰/۶۱	۰/۵۸	۰/۵۹	۰/۶۰	۰/۶۰	۰/۶۰	۰/۵۸	۰/۷۳
K	۰/۴۹	۰/۳۵	۰/۳۵	۰/۳۱	۰/۴۰	۰/۳۳	۰/۳۶	۰/۳۷	۰/۳۶
OH	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰
Cations	۱۸/۰۸	۱۷/۸۸	۱۷/۸۴	۱۷/۷۹	۱۷/۹۲	۱۷/۸۳	۱۷/۸۷	۱۷/۸۹	۱۸/۰۱
Mg# _{Amphibole} = Mg/(Fe+Mg)	۰/۳۴	۰/۶۲	۰/۶۰	۰/۶۲	۰/۴۹	۰/۶۳	۰/۶۱	۰/۶۰	۰/۵۱
Fe# _{Amphibole} = Fe/(Fe+Mg)	۰/۶۶	۰/۳۸	۰/۴۰	۰/۳۸	۰/۵۱	۰/۳۷	۰/۳۹	۰/۴۰	۰/۴۹
Fe ³⁺ # _{Amphibole} = Fe ³⁺ /(Fe ²⁺ +Fe ³⁺)	۰/۰۸	۰/۱۸	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۱۵	۰/۲۸	۰/۲۳	۰/۲۷	۰/۱۱
Amphibole Naming*	FP	MH	MH	MH	P	MH	MH	MH	P

ادامه جدول ۲.

Analysis No.	Core				Middle			
	۱۴۹	۱۵۰	۱۵۱	۱۵۲	۱۵۳	۱۵۴	۱۵۵	۱۵۶
SiO ₂	۳۹/۶۵	۳۸/۰۸	۳۸/۷۶	۳۹/۴۷	۳۸/۳۵	۳۹/۸۱	۳۷/۴۴	۳۹/۱۸
TiO ₂	۲/۵۸	۲/۰۵	۲/۶۱	۲/۶۸	۲/۶۸	۲/۸۴	۲/۷۱	۲/۷۴
Al ₂ O ₃	۱۲/۶۴	۱۲/۱۵	۱۳/۱۶	۱۲/۶۳	۱۳/۳۴	۱۲/۳۲	۱۴/۳۴	۱۲/۹۲
FeO*	۱۳/۶۹	۱۸/۱۵	۱۴/۹۱	۱۳/۲۱	۱۵/۵۲	۱۲/۵۱	۱۷/۵۹	۱۴/۲۰
MnO	۰/۱۹	۰/۲۷	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۳۲	۲/۲۰
MgO	۱۱/۶۳	۸/۹۰	۱۰/۹۲	۱۱/۸۸	۱۰/۴۳	۱۲/۶۱	۸/۵۵	۱۱/۴۵
CaO	۱۱/۵۴	۱۱/۴۴	۱۱/۶۴	۱۱/۷۷	۱۱/۷۰	۱۲/۰۴	۱۱/۶۱	۱۱/۷۳
Na ₂ O	۲/۳۴	۲/۰۶	۲/۳۴	۲/۳۳	۲/۲۴	۲/۳۴	۲/۰۰	۲/۰۶
K ₂ O	۱/۸۳	۲/۰۸	۱/۹۶	۱/۹۲	۱/۹۳	۱/۵۴	۲/۰۱	۱/۸۷
Total	۹۶/۱۰	۹۶/۱۸	۹۶/۵۳	۹۶/۰۷	۹۶/۴۲	۹۶/۲۲	۹۶/۵۷	۹۶/۳۵
TSi	۶/۰۳	۵/۹۴	۵/۹۲	۶/۰۲	۵/۸۸	۶/۰۳	۵/۷۹	۵/۹۵
Al ^{IV}	۱/۹۷	۲/۰۶	۲/۰۸	۱/۹۸	۲/۱۲	۱/۹۷	۲/۲۱	۲/۰۵
Al ^{VI}	۰/۳۰	۰/۱۷	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۲۲	۰/۴۰	۰/۲۶
Ti	۰/۳۰	۰/۳۶	۰/۳۰	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۳۲	۰/۳۱
Fe ³⁺	۰/۲۷	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۱۸	۰/۳۳	۰/۲۲	۰/۳۴	۰/۳۷
Fe ²⁺	۱/۴۷	۲/۰۵	۱/۵۹	۱/۵۱	۱/۶۶	۱/۳۷	۱/۹۳	۱/۴۳
Mn	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳

Analysis No.	Core				Middle			
	۱۴۹	۱۵۰	۱۵۱	۱۵۲	۱۵۳	۱۵۴	۱۵۵	۱۵۶
Mg	۲/۶۴	۲/۰۷	۲/۴۹	۲/۷۰	۲/۳۸	۲/۸۵	۱/۹۷	۲/۵۹
Ca	۱/۸۸	۱/۹۱	۱/۹۰	۱/۹۲	۱/۹۲	۱/۹۵	۱/۹۲	۱/۹۱
Na	۰/۶۹	۰/۶۲	۰/۶۹	۰/۶۹	۰/۶۷	۰/۶۹	۰/۶۰	۰/۶۱
K	۰/۳۶	۰/۴۱	۰/۳۸	۰/۳۷	۰/۳۸	۰/۳۰	۰/۴۰	۰/۳۶
OH	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰
Cations	۱۷/۹۳	۱۷/۹۵	۱۷/۹۸	۱۷/۹۸	۱۷/۹۷	۱۷/۹۴	۱۷/۹۲	۱۷/۸۸
Mg#_{Amphibole} = Mg/(Fe+Mg)	۰/۶۰	۰/۴۷	۰/۵۷	۰/۶۲	۰/۵۵	۰/۶۴	۰/۴۶	۰/۵۹
Fe#_{Amphibole} = Fe/(Fe+Mg)	۰/۴۰	۰/۵۳	۰/۴۳	۰/۳۸	۰/۴۵	۰/۳۶	۰/۵۴	۰/۴۱
Fe³⁺#_{Amphibole} = Fe³⁺/(Fe²⁺+Fe³⁺)	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۱۰	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۲۱
Amphibole Naming*	P	MH	MH	P	MH	P	P	MH

جدول ۳. گزیده‌های از داده‌های ریزکاو الکترونی (برپایه اتم در فرمول شیمیایی کانی) برای فنوکریست کلینوپیروکسن در توده آذرین درونی خونی (نمونه kh12)، به همراه فرمول شیمیایی به دست آمده بر پایه ۶ اتم اکسیژن و سازنده‌های پایانی آنها (FeO^* : آهن کل؛ Core: هسته بلور؛ Middle: بخش میان هسته تا حاشیه بلور؛ Rim: حاشیه بلور)

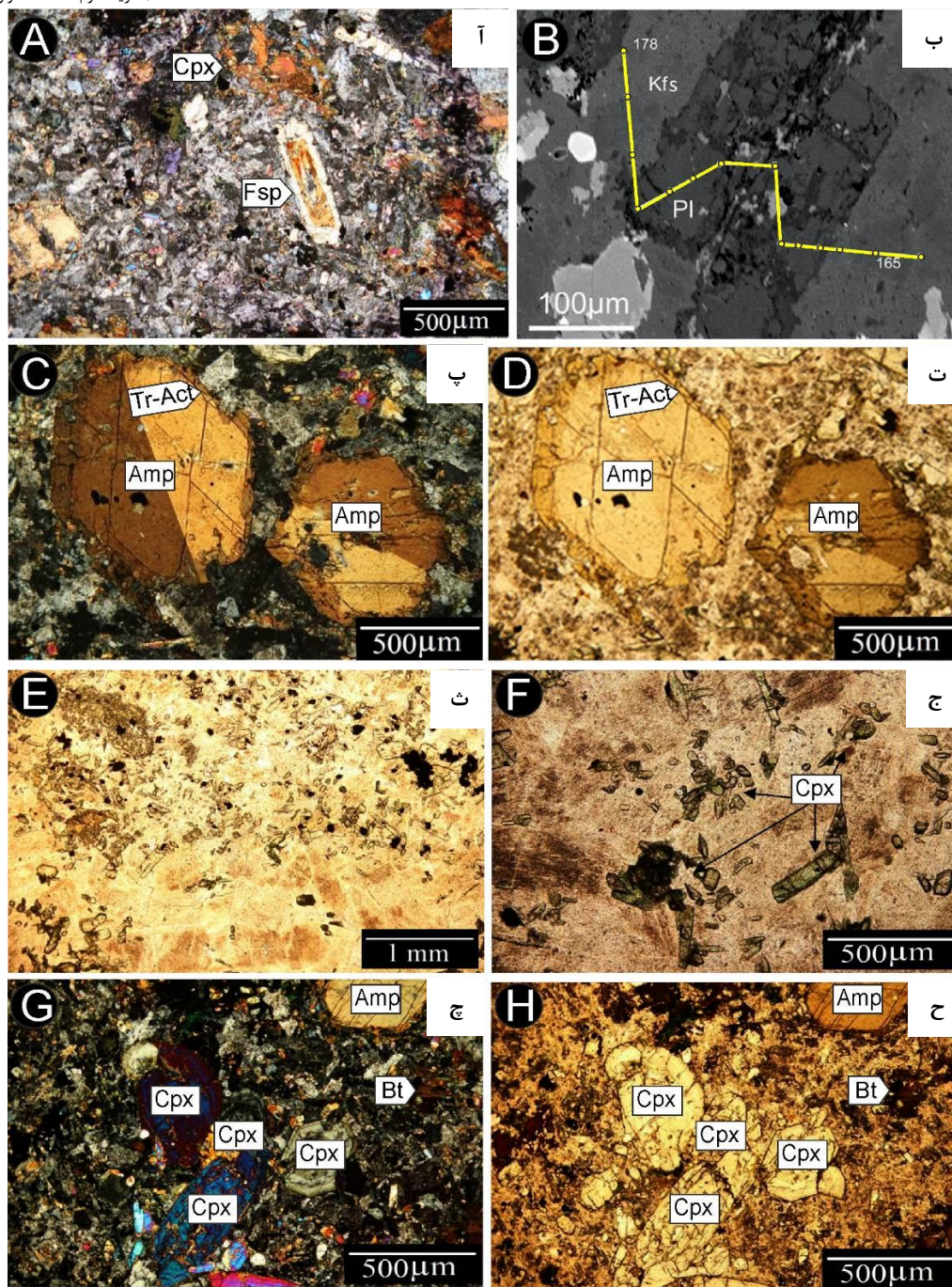
Analysis No.	rim	Middle						
	۱۰۴	۱۰۵	۱۰۶	۱۰۷	۱۰۸	۱۰۹	۱۱۰	۱۱۱
SiO₂	۵۱/۱۴	۵۱/۴۵	۵۱/۳۶	۵۰/۳۲	۵۱/۱۵	۵۱/۱۷	۵۰/۹۶	۵۱/۳۷
TiO₂	۰/۵۴	۰/۴۷	۰/۴۳	۰/۵۳	۰/۴۹	۰/۵۳	۰/۵۲	۰/۴۷
Al₂O₃	۲/۶۷	۲/۳۷	۲/۵۳	۳/۱۵	۲/۴۸	۲/۵۱	۲/۵۶	۲/۴۰
Cr₂O₃	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
FeO*	۸/۰۶	۷/۷۸	۸/۲۱	۸/۷۸	۷/۷۳	۷/۸۶	۸/۰۰	۷/۹۵
MnO	۰/۳۱	۰/۲۱	۰/۲۳	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۲۲
MgO	۱۳/۳۷	۱۳/۷۱	۱۳/۵۱	۱۳/۰۸	۱۳/۸۷	۱۳/۶۰	۱۳/۶۸	۱۳/۹۰
CaO	۲۳/۴۹	۲۳/۶۰	۲۳/۲۲	۲۳/۴۹	۲۳/۶۹	۲۳/۶۸	۲۳/۵۷	۲۳/۳۰
Na₂O	۰/۴۲	۰/۳۵	۰/۴۸	۰/۵۹	۰/۳۷	۰/۴۴	۰/۴۳	۰/۳۸
K₂O	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱
Total	۱۰۰/۰۰	۹۹/۹۵	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۲۲	۱۰۰/۰۴	۱۰۰/۰۴	۱۰۰/۰۵	۱۰۰/۰۰
Si	۱/۹۱	۱/۹۲	۱/۹۲	۱/۸۹	۱/۹۱	۱/۹۱	۱/۹۱	۱/۹۲
Al^{IV}	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۸
Al^{VI}	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳
Ti	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Fe³⁺	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۱۴	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۰۹
Fe²⁺	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۶
Fe	۰/۲۵	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۲۷	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۲۵
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mn	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Mg	۰/۷۵	۰/۷۶	۰/۷۵	۰/۷۳	۰/۷۷	۰/۷۶	۰/۷۶	۰/۷۷
Ca	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۳	۰/۹۴	۰/۹۵	۰/۹۵	۰/۹۵	۰/۹۳
Na	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	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
cations	۴/۰۳	۴/۰۲	۴/۰۳	۴/۰۴	۴/۰۳	۴/۰۳	۴/۰۴	۴/۰۳
Wollastonite	۴۸/۳۴	۴۸/۲۸	۴۷/۸۱	۴۸/۲۶	۴۸/۱۸	۴۸/۴۴	۴۸/۱۳	۴۷/۵۷
Enstatite	۳۹/۲۹	۳۹/۰۳	۳۸/۷۱	۳۷/۴۰	۳۹/۲۵	۳۸/۷۲	۳۸/۸۷	۳۹/۴۹
Ferrosillite	۱۳/۳۶	۱۲/۶۹	۱۳/۴۸	۱۴/۳۴	۱۲/۵۷	۱۲/۸۴	۱۳/۰۰	۱۲/۹۳

ادامه جدول ۳.

Analysis No.	Middle	core			Middle			Rim
	۱۱۲	۱۱۳	۱۱۴	۱۱۵	۱۱۶	۱۱۷	۱۱۸	۱۱۹
SiO ₂	۵۱/۲۶	۵۱/۵۹	۵۰/۷۶	۴۸/۹۱	۴۹/۳۰	۴۸/۸۸	۴۹/۰۳	۴۹/۱۵
TiO ₂	۰/۵۰	۰/۴۱	۰/۵۶	۰/۹۴	۰/۸۲	۰/۸۴	۰/۸۸	۰/۷۵
Al ₂ O ₃	۲/۴۲	۲/۲۲	۲/۸۱	۴/۱۷	۳/۹۷	۴/۰۷	۴/۱۹	۴/۰۶
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۴
FeO ⁺	۷/۷۹	۷/۷۷	۸/۱۴	۸/۸۹	۸/۷۲	۸/۷۰	۸/۹۱	۸/۹۸
MnO	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۱۹	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۲۵	۰/۲۰	۰/۱۴
MgO	۱۳/۹۱	۱۴/۰۸	۱۳/۵۶	۱۲/۸۲	۱۲/۸۱	۱۲/۸۵	۱۲/۷۶	۱۲/۷۶
CaO	۲۳/۷۲	۲۳/۲۳	۲۳/۶۷	۲۳/۵۰	۲۳/۹۲	۲۴/۰۶	۲۳/۵۳	۲۳/۶۹
Na ₂ O	۰/۳۸	۰/۴۶	۰/۴۵	۰/۴۸	۰/۴۲	۰/۴۶	۰/۴۱	۰/۵۷
K ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
Total	۱۰۰/۲۲	۱۰۰/۲۴	۱۰۰/۱۴	۹۹/۹۴	۱۰۰/۰۷	۱۰۰/۱۲	۹۹/۹۳	۱۰۰/۱۴
Si	۱/۹۱	۱/۹۲	۱/۹۰	۱/۸۵	۱/۸۵	۱/۸۴	۱/۸۵	۱/۸۵
Al ^{IV}	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۵
Al ^{VI}	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳
Ti	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲
Fe ³⁺	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۶	۰/۱۲	۰/۱۸	۰/۱۴	۰/۱۷
Fe ²⁺	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۱۵	۰/۱۰	۰/۱۴	۰/۱۱
Fe	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۲۶	۰/۲۸	۰/۲۷	۰/۲۸	۰/۲۸	۰/۲۸
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mn	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰
Mg	۰/۷۷	۰/۷۸	۰/۷۶	۰/۷۲	۰/۷۲	۰/۷۲	۰/۷۲	۰/۷۲
Ca	۰/۹۵	۰/۹۳	۰/۹۵	۰/۹۵	۰/۹۷	۰/۹۷	۰/۹۵	۰/۹۶
Na	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
cations	۴/۰۳	۴/۰۳	۴/۰۴	۴/۰۵	۴/۰۵	۴/۰۶	۴/۰۴	۴/۰۵
Wollastonite	۴۸/۱۲	۴۷/۳۹	۴۸/۳۲	۴۸/۶۱	۴۹/۱۹	۴۹/۲۷	۴۸/۷۰	۴۸/۸۸
Enstatite	۳۹/۲۷	۳۹/۹۷	۳۸/۵۲	۳۶/۹۰	۳۶/۶۶	۳۶/۶۲	۳۶/۷۵	۳۶/۶۴
Ferrosillite	۱۲/۶۲	۱۲/۶۴	۱۳/۱۵	۱۴/۴۹	۱۴/۱۵	۱۴/۱۱	۱۴/۵۵	۱۴/۴۹

سنگ‌نگاری

بافت این سنگ‌ها غالباً پورفیری است (شکل‌های ۳ آ تا ح)؛ اما گاه در برخی بخش‌ها بلورهای کلینوپیروکسن‌ها بافت گلومروپورفیری را پدید آورده‌اند (شکل ۳ ج و ح). درصد زمینه ریزبلور (با ابعاد بلوری تقریباً کوچک‌تر از ۲۰۰ میکرون) نسبت به فنوکریست‌ها (با ابعاد بلوری تقریباً بزرگ‌تر از ۴۰۰ میکرون) تا اندازه‌ای متغیر است؛ اما در بیش‌تر مقاطع، زمینه نزدیک به ۷۰ تا ۸۰ درصد حجم سنگ را دربر گرفته است. فنوکریست‌های فلدسپار (با ابعاد نزدیک به ۵۰۰ میکرون؛ شکل‌های ۳ آ و ب) نزدیک به ۵-۱۰ درصد حجمی سنگ، آمفیبول (با ابعاد ۵۰۰ تا < ۱۰۰۰ میکرون؛ شکل‌های ۳ پ و ت) نزدیک به ۱۰-۲۰ درصد حجمی و کلینوپیروکسن (با ابعاد ۱۰۰ تا ۵۰۰ میکرون؛ شکل‌های ۳ ث تا ح) نزدیک به ۵-۱۰ درصد حجمی سنگ را شامل می‌شوند. در برخی بخش‌ها، آثاری از بیوتیت‌های اولیه که حاصل تبلور از ماگما هستند، نیز قابل مشاهده است (شکل ۳ چ و ح). در مقابل، بیش‌تر زمینه این سنگ از ریزبلورهای بی‌شکل فلدسپار (شامل پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار) ساخته شده است. البته با توجه به بافت پورفیری سنگ و ریزبلور بودن زمینه، تخمین درصد دقیق این دو گروه فلدسپار امکان‌پذیر نیست؛ اما برپایه رده‌بندی مودال در نمودار QAPF، درصد ناچیز کوارتز و نسبت بالای ریزبلورهای پلاژیوکلاز به آلکالی‌فلدسپار می‌توان گفت این سنگ‌ها گرایش بسیاری نزدیکی به مونزودیوریت نشان می‌دهند؛ هرچند با توجه به ماهیت پورفیری این سنگ‌ها، نام‌گذاری دقیق آنها به روش مودال امکان‌پذیر نیست و نیازمند



شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی از سنگ‌های آذرین بررسی شده در منطقه خونی (شمال خاوری انارک، استان اصفهان).
 آ) بافت آذرین و فنوکریست فلدسپار با بافت آنتی‌راپاکیوی و کلینوپیروکسن‌ها که در زمینه سرشار از ریزبلورهای
 فلدسپار و کلینوپیروکسن پراکنده‌اند، ب) تصویر BSI و مسیر تجزیه ریزکاوا الکترونی از یک فلدسپار تجزیه شده با بافت
 آنتی‌راپاکیوی، پ، ت) آمفیبول‌های خود شکل با رخ واکل مشخص و پوششی از ترمولیت - اکتینولیت (پ: در XPL؛ ت:
 در PPL)؛ ث) ریزبلورهای کلینوپیروکسن پراکنده در زمینه فلدسپار دگرسان شده (در PPL)؛ ج) بلورهای شکل دار
 کلینوپیروکسن با بزرگ‌نمایی بیش تر (این بلورها دارای رنگ سبز کم‌رنگ هستند و به صورت منفرد و یا تجمعی از بلورها
 دیده می‌شوند) (در PPL)؛ چ) در این تصویر، افزون بر درشت‌بلورهای شکل دار کلینوپیروکسن در زمینه فلدسپار ریزبلور و
 بافت گلومروپورفیری آنها، منطقه بندی در بلورهای کلینوپیروکسن و هم‌چنین، در بخش‌هایی از تصویر آثار بیوتیت‌های
 اولیه نیز دیده می‌شوند (در PPL)؛ ح) کلینوپیروکسن‌های شکل پیشین در XPL (نام اختصاری کانی‌ها برگرفته از [۱۴]
 هستند: فلدسپار؛ Cpx؛ کلینوپیروکسن؛ Amp؛ آمفیبول؛ Tr-Act؛ ترمولیت - اکتینولیت؛ Bt؛ بیوتیت)

بررسی زمین‌شیمیایی سنگ‌کل در پژوهش‌های آینده است. در این سنگ‌ها، فنوکریست‌های فلدسپار گاه بافت آنتی راپاکیوی نشان می‌دهند به همراه کانی‌های فرعی و کانی‌های کدر در این سنگ‌ها دیده می‌شوند (شکل ۳ آ). بیش‌تر ریزبلورهای آلکالی‌فلدسپارها دگرسان شده و ظاهری غبارآلود پیدا کرده‌اند و همراه با کانی‌های کدر ریزبلور دیده می‌شوند. بیوتیت، کوارتز، آپاتیت، اسفن، اپیدوت، کلریت و اکسیدهای آهن که فراوانی بسیار کم‌تری دارند از کانی‌های فرعی و یا ثانویه به‌شمار می‌روند که به‌طور پراکنده در زمینه سنگ دیده می‌شوند.

آمفیبول از فراوان‌ترین کانی فرومنیزین آبدار و ماگمایی این سنگ‌هاست (هرچند گاه آمفیبول‌های ثانویه که محصول اورالیتی‌شدن کلینوپیروکسن‌ها هستند نیز در این سنگ‌ها یافت می‌شوند). فنوکریست‌های آمفیبول اولیه به‌صورت درشت بلورهای سبز-قهوه‌ای شکل‌دار با رخ کامل و ماکل ساده که گاه تا چند میلی‌متر درازا دارند دیده می‌شود (شکل‌های ۳ پ و ت). همچنین، گاه ریزبلورهای ترمولیت-اکتینولیت به‌صورت رشد پوششی آمفیبول‌ها (شکل ۳ ت) و گاه حاشیه قهوه‌ای-سبز تیره از بیوتیت را دربرگرفته و بافت کرونا را ساخته است.

کلینوپیروکسن از دیگر کانی‌های فرومنیزین فراوان در این سنگ‌هاست. برپایه بررسی‌های میکروسکوپی دست‌کم دو نوع کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها شناسایی شد. نوع نخست، کلینوپیروکسن‌های بی‌رنگ تا سبز کم‌رنگ و ریزدانه‌ای هستند که به‌صورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار با رنگ تداخلی متوسط تا بالا در زمینه سنگ پراکنده‌اند (شکل‌های ۳ ث و ج). نوع دوم بلورهای شکل‌دار و درشت کلینوپیروکسن که به‌صورت فنوکریست درآمده و بافت گلومروپورفیری را می‌سازند. (شکل‌های ۳ چ و ح). همچنین، اورالیتی‌شدن کلینوپیروکسن‌ها و جانشینی کلینوپیروکسن با آمفیبول که پیامد محلول‌های گرمایی در این کانی‌هاست در مقاطع دیده می‌شود.

از سوی دیگر، برپایه بررسی‌های میکروسکوپی بیوتیت در این سنگ‌ها هم به شکل اولیه (شکل‌های ۳ چ و ح) و هم از تجزیه آمفیبول (در امتداد رخ‌ها و در حاشیه بلور) و کلینوپیروکسن حاصل شده است و چندرنگی قهوه‌ای شدید دارد. همچنین، کلریت‌ها معمولاً از دگرسانی بیوتیت‌ها، آمفیبول‌ها، کلینوپیروکسن‌ها و پلاژیوکلازها پدید آمده‌اند و به‌صورت پرکننده حفرات نیز دیده می‌شود. کلسیت به‌صورت ثانویه در اثر تجزیه فلدسپارها و گاه کلینوپیروکسن‌ها و آمفیبول‌ها و نفوذ سیالات به داخل سنگ دیده می‌شود. این کانی همچنین، به‌صورت رگه‌ای و به‌صورت مجموعه ریز تا درشت و معمولاً بی‌شکل دیده می‌شود. اپیدوتی‌شدن یک نمود عادی جانشینی کم‌دما است و در نمونه‌های صحرایی اغلب در سطح، رگه‌ها، پرشدگی درزه‌ها و در محل شکستگی‌ها تشکیل شده‌اند. اسفن از کانی‌های فرعی و فراوانی است که به‌صورت ریز بلور و یا به‌صورت کانی‌های درشت لوزی مانند وجود دارد. این کانی هم به‌صورت اولیه، شکل‌دار و منفرد، و هم به‌صورت بی‌شکل در این سنگ‌ها دیده می‌شود. اسفن ثانویه نیز در امتداد رخ‌های بیوتیت و در حواشی کلینوپیروکسن دیده می‌شود.

در این سنگ‌ها کانی فرعی آپاتیت به‌صورت بلورهای شش‌وجهی و بیش‌تر در مقطع طولی با رنگ تداخلی اندک و برجستگی زیاد دیده می‌شود. اکسیدهای آهن کانی‌های کدر اصلی در این سنگ‌ها هستند که به دو صورت اولیه ماگمایی و ثانویه دیده می‌شوند. کانی‌های تیره اولیه هنگام فرایند تبلور ماگما پدید آمده‌اند؛ اما کانی‌های کدر ثانویه پیامد تجزیه کانی‌های فرومنیزین (مانند آمفیبول و کلینوپیروکسن) هستند.

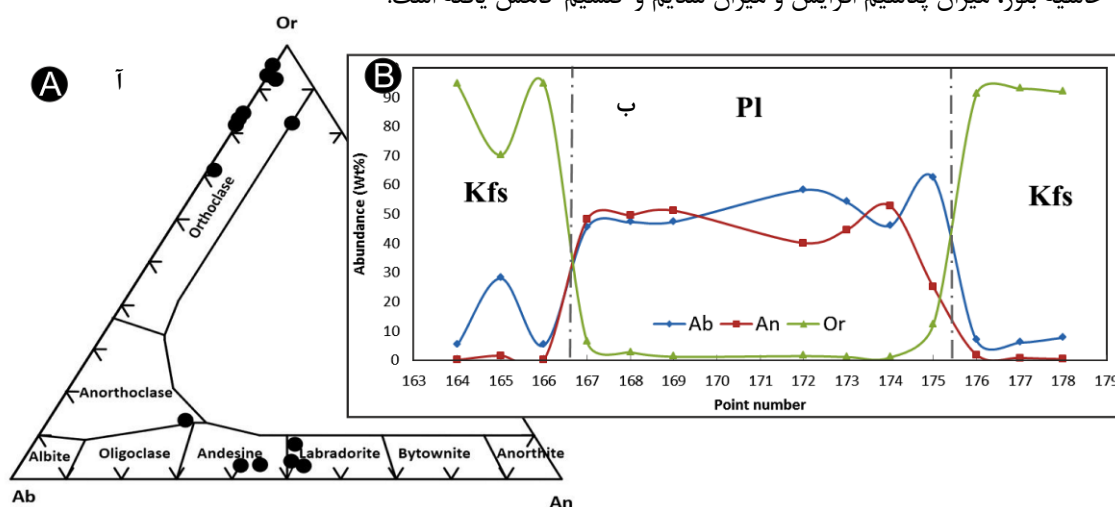
شیمی کانی‌ها

بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی نشان می‌دهند افزون بر فلدسپارها (شکل ۳ آ، جدول ۱) بیش‌تر

کلینوپروکسن‌ها و آمفیبول‌ها نیز منطقه‌بندی نوری (شکل‌های ۳ ت و ح) و شیمیایی (جدول‌های ۲ و ۳) نشان می‌دهند. در ادامه به بررسی شیمی این کانی‌ها و منطقه‌بندی شیمیایی آنها می‌پردازیم.

فلدسپار

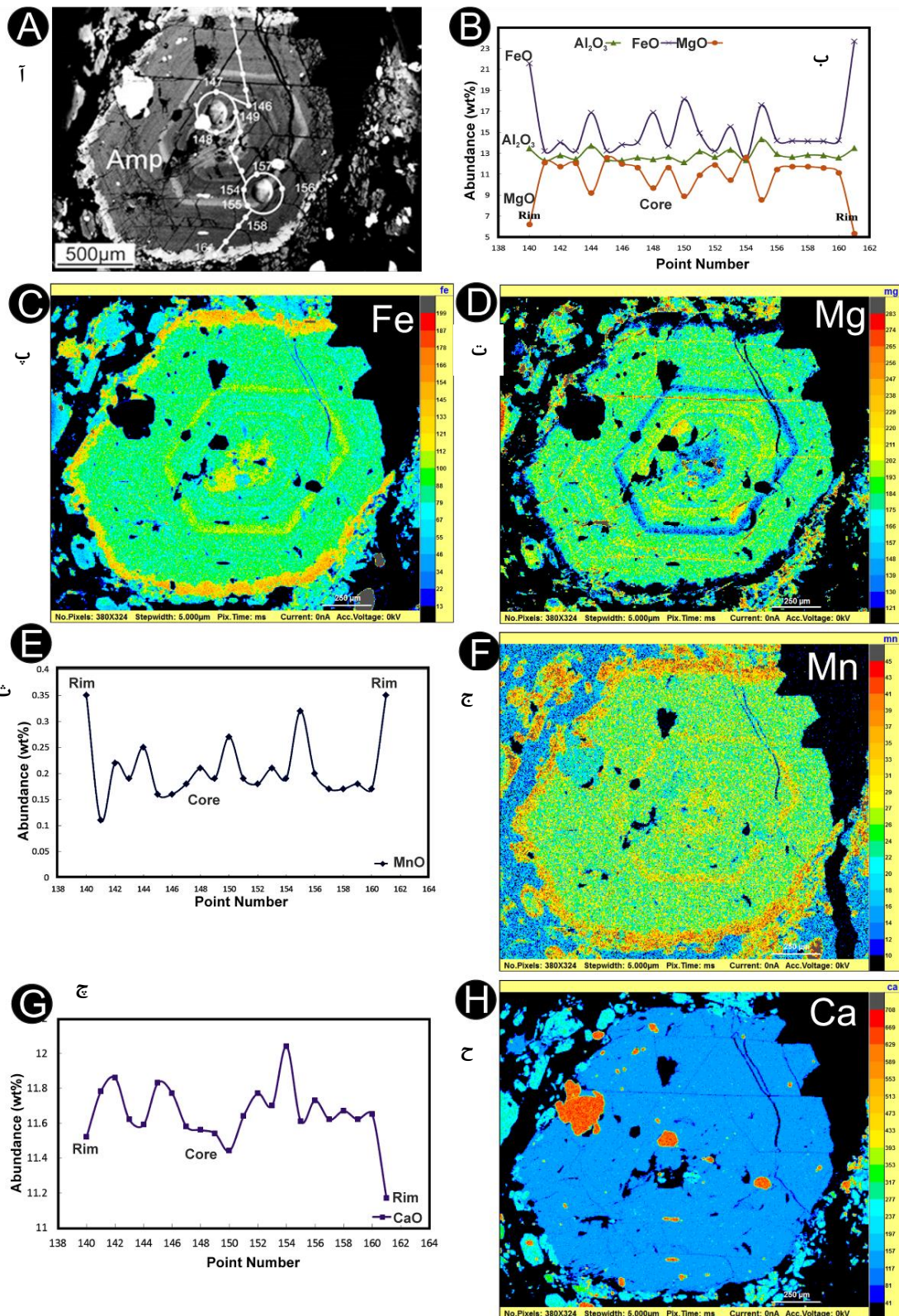
داده‌های شیمیایی تجزیه نقطه‌ای (جدول ۱) یک نمونه از فنوکریست فلدسپار با بافت آنتی‌راپاکیوی به صورت نیمرخ از حاشیه تا مرکز و تا حاشیه (شکل ۳ ب) به دست آمده‌اند. این داده‌ها در نمودار رده‌بندی فلدسپارها (شکل ۴ آ) نشان‌دهنده ترکیب لابرادوریت-آندزین (پلاژیوکلاز) در مرکز بلور و ترکیب ارتوکلاز (پتاسیم فلدسپار) در حاشیه آن هستند. این نتایج با بافت آنتی‌راپاکیوی دیده شده در این کانی هم‌خوانی دارد. (شکل ۴ ب) نیز نیمرخ تغییرات سازنده‌های پایانی این فلدسپار را از حاشیه تا مرکز و حاشیه نشان می‌دهد. بر پایه این نمودار، با پیشرفت روند تبلور فلدسپار، از مرکز تا حاشیه بلور، میزان پتاسیم افزایش و میزان سدیم و کلسیم کاهش یافته است.



شکل ۴. آ) نمایش ترکیب فنوکریست فلدسپار روی نمودار رده‌بندی فلدسپارها [۱۵]، ب) نیمرخ ترکیبی از فلدسپار

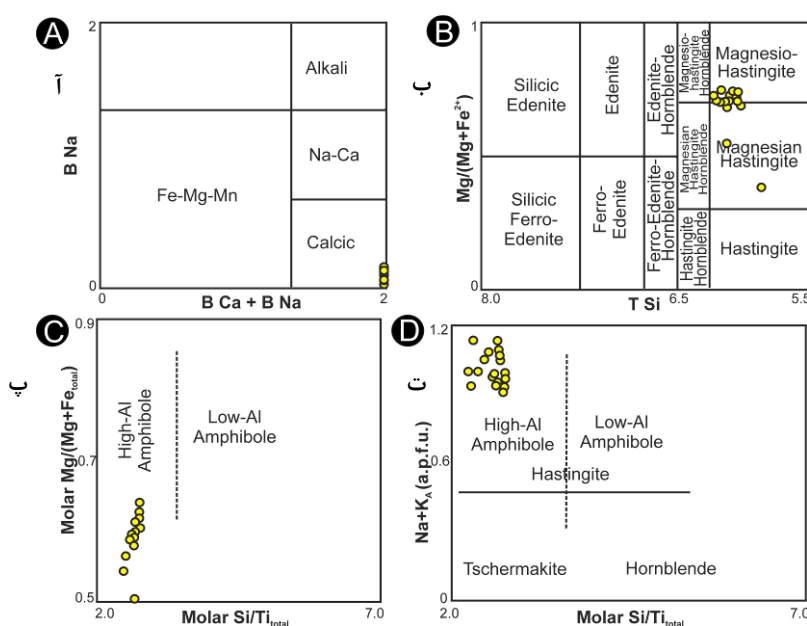
آمفیبول

در شکل ۵ آ تصویر BSE از فنوکریست آمفیبولی به نمایندگی از بلورهای آمفیبول توده آذرین درونی خونی نشان داده شده است که ترکیب آن به صورت نیمرخ از حاشیه تا مرکز و تا حاشیه تجزیه شده است. داده‌های به دست آمده از تجزیه آن در جدول ۲ آورده شده‌اند. همانگونه که در شکل ۵ آ دیده می‌شود، این کانی در تصویر BSE در بخش‌های میانی خود منطقه‌بندی نوسانی (oscillatory) نشان می‌دهد که با نیمرخ رسم شده از عناصر اصلی شرکت‌کننده در این کانی (شکل ۵ ب، ث و ج) و نقشه تمرکز عناصر کلسیم، منیزیم، آهن و منگنز در شکل‌های ۵ پ، ج و ح هم‌خوانی دارد. با توجه به این تصاویر، این کانی غنی‌شدگی بالایی از آهن در حاشیه خود نشان می‌دهد. اگرچه روند کلی تغییرات عناصر از مرکز تا حاشیه نوسانی است، اما می‌توان گفت رفتار منیزیم و آهن در این کانی برعکس یکدیگر است؛ اما رفتار منگنز با آهن و رفتار کلسیم با منیزیم تا اندازه‌ای شباهت دارد. هم‌چنین، بلور آمفیبول بررسی شده دارای یک هسته غنی از آهن است و پس از آن دست کم دو دوره اصلی دیگر با افزایش محتوای آهن در این بلور دیده می‌شود. این فنوکریست آمفیبول محتوای Ti کمی دارد و محتوای FeO زیادی در پهنه‌هایی که در تصویر BSE به رنگ روشن دیده می‌شوند، نشان می‌دهد.



شکل ۵. آمفیبول موجود در سنگ‌های آذرین بررسی شده در منطقه خونی، آ) تصویر BSE که در آن نقاط و مسیر تجزیه ریز کاوالکترونی نشان داده شده است، ب) نمودار تغییر اکسید عنصرهای Al، Fe و Mg در آمفیبول، پ، ت) نقشه پرتوی ایکس (X-Ray map) برای تمرکز عناصر آهن و منیزیم، ث، ج) نمودار تغییر اکسید منگنز و نقشه تمرکز آن، چ، ح) نمودار تغییر اکسید منگنز و نقشه تمرکز آن

برپایه رده‌بندی پیشنهادی [۱۶] و [۱۷]، ترکیب شیمیایی این کانی در بخش‌های حاشیه تا مرکز و حاشیه (جدول ۲) نشان می‌دهد این آمفیبول از نوع کلسیک است (شکل ۶ آ). برپایه رده‌بندی آمفیبول‌ها برپایه میزان Mg و Si در موقعیت تتراندری در ساختار آمفیبول (شکل ۶ ب)، ترکیب آمفیبول‌های توده آذرین درونی خونی بیش‌تر از نوع منیزیهستینگزیت تا هستینگزیت منیزیم‌دار است. فرمول شیمیایی آنها در جدول ۲ آورده شده است. همچنین، در این آمفیبول‌ها $(Na+K)_A$ بیش‌تر از ۰/۵ (میانگین: ۱/۰۲)، میانگین X_{Mg} ($Mg/Mg+Fe^{2+}$) نزدیک به ۰/۶۲ هستند. نمودارهای پیشنهادی [۱۸] (شکل‌های ۶ پ و ت) نشان‌دهنده محتوای بالای Al در این آمفیبول‌هاست که با سرشت هستینگزیتی آنها نیز هم‌چنان هم‌خوانی دارد (شکل ۶ ت).

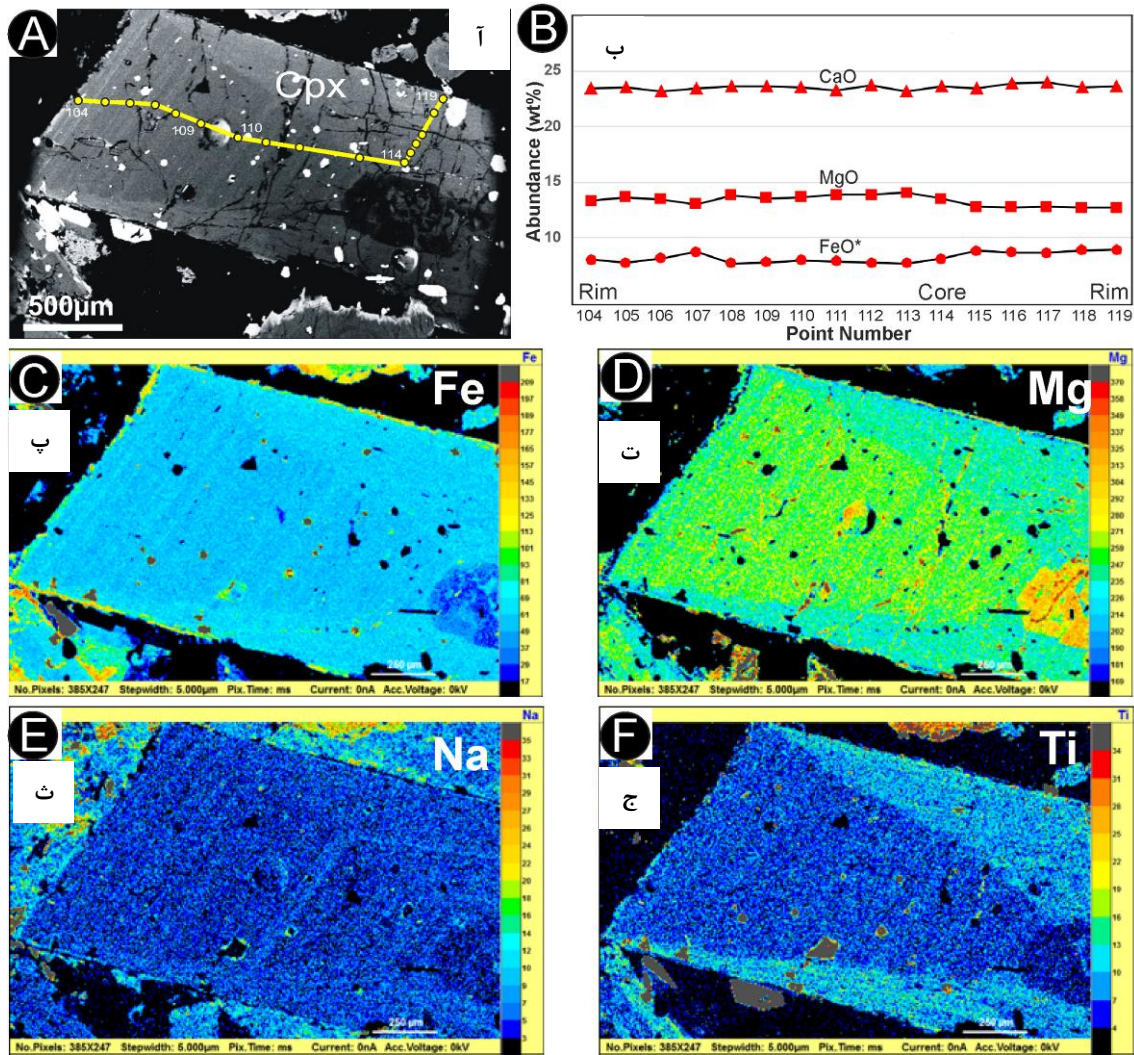


شکل ۶. نمودارهای رده‌بندی آمفیبول‌ها، آ، ب) برگرفته از [۱۶]، پ، ت) برگرفته از [۱۸]

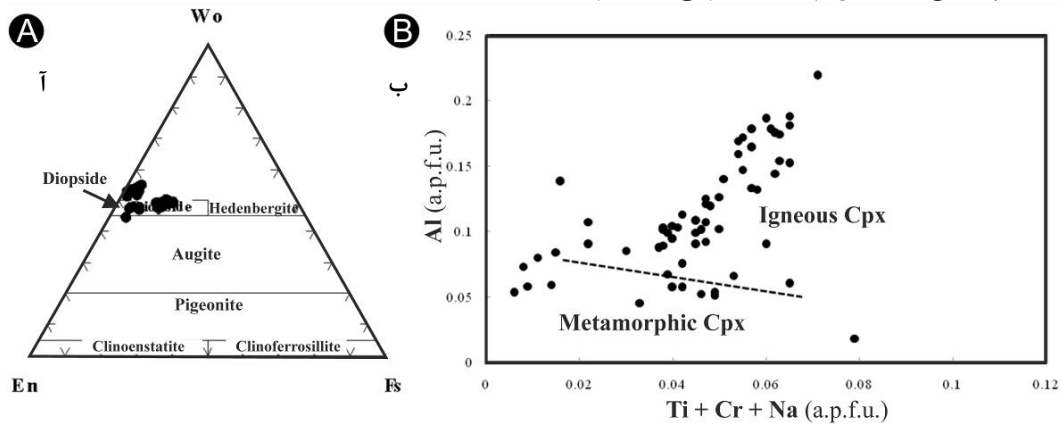
کلینوپیروکسن

داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی روی یک نمونه فنوکریست کلینوپیروکسن به نمایندگی از کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های آذرین درونی خونی (جدول ۳) به‌دست آورده شد. شکل ۷ آ نشان‌دهنده تصویر BSE از یک بلور خود شکل و نسبتاً درشت کلینوپیروکسن است که تجزیه ریزکاو الکترونی شده است و از آن نقشه تمرکز عناصر آهن، منیزیم، سدیم و تیتانیم (شکل‌های ۷ تا ج) رسم شده است.

برپایه نیم‌رخ اکسیدهای به‌دست‌آمده (شکل ۷ ب)، تغییرات اندک در محتوای Mg و Fe در امتداد این کانی مورد انتظار است که در این شکل نیز این تغییرات به‌خوبی دیده می‌شود. در این تصویر نقشه به‌دست آمده از عناصر منیزیم و تیتانیم (شکل‌های ۹ ت و ۹ ج) شباهت به منطقه‌بندی ساعت شنی دارد. این پدیده در اثر تغییرات ترکیب شیمیایی کانی در هنگام رشد بلور به وجود می‌آید و در کلینوپیروکسن‌ها به‌ویژه تیتان‌اوزیت متداول است [۱۹]. همچنین، در بخش مرکزی بلور کلینوپیروکسن نسبت به حاشیه آن، تا اندازه‌ای منیزیم (و تیتانیم) مقدار نسبتاً بالاتر و آهن (و سدیم) مقدار نسبتاً کم‌تری نشان می‌دهد (شکل‌های ۷ تا ج). در کل، داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی در نمودار سه‌تایی رده‌بندی کلینوپیروکسن‌ها [۲۰] نشان می‌دهد ترکیب این کانی غالباً دیوپسید (شکل ۸ آ) است و برپایه نمودار پیشنهادی [۲۱]، ماهیت آذرین دارد (شکل ۸ ب).



شکل ۷. کلینوپیروکسن موجود در سنگ‌های آذرین بررسی شده در منطقه خونی، (آ) تصویر BSE از کلینوپیروکسن تجزیه شده، خطوط و نقاط سفید به ترتیب نشان‌دهنده نقاط تجزیه ریزکاو الکترونی است، (ب) نیم‌رخ تغییرات ترکیب اکسیدهای اصلی در کلینوپیروکسن، (پ تا ج) نقشه تمرکز عناصر (X-Ray map) برای بلور کلینوپیروکسن (شکل‌ها: پ: آهن؛ ت: منیزیم؛ ث: سدیم؛ ج: تیتانیم)



شکل ۸. رده‌بندی شیمیایی کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های آذرین بررسی شده در منطقه خونی در: (آ) نمودار سه‌تایی (۲۰)، (ب) نمودار تفکیک کلینوپیروکسن‌های آذرین از دگرگونی [۲۱]

زمین‌دماسنجی و زمین‌فشارسنجی

بر پایه ویژگی‌های بافتی که در بخش‌های پیشین بررسی شد، پیدایش بافت پورفیری و وجود فنوکریست‌های کلینوپیروکسن، آمفیبول و فلدسپار (به‌ترتیب دمای تبلور) در زمینه‌ای دانه‌ریزتر (شامل کانی‌های مافیک و فلدسپار) نشان‌دهنده جابه‌جایی مذاب از بخش‌های ژرف به بخش‌های کم‌ژرف است. از این‌رو، گمان می‌رود با بررسی دما و فشار تبلور کانی‌ها بر پایه ترکیب آنها در بخش مرکزی تا حاشیه بلورها بتوان تا اندازه‌ای دمای مذاب خاستگاه را در بخش‌های ژرف و تا پیش از رسیدن به بخش‌های نیمه‌ژرف (که در آن مرحله ریزبلورها متبلور شده‌اند) بررسی کرد. در ادامه بر پایه روش‌های زمین‌دماسنجی و زمین‌فشارسنجی به بررسی دما و فشار تبلور این کانی‌ها پرداخته می‌شود.

دمافشارسنجی بر پایه ترکیب آمفیبول

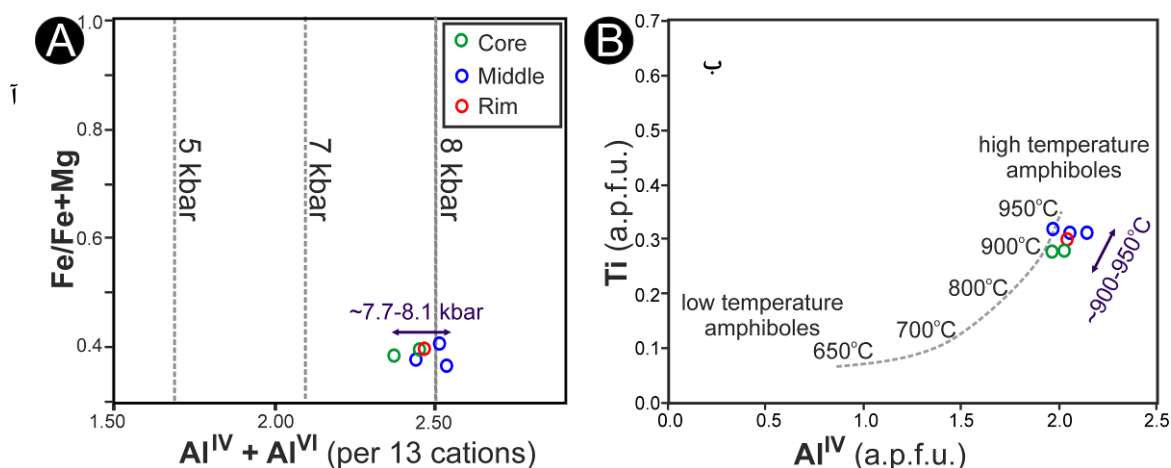
تاکنون استفاده از آمفیبول‌ها به‌عنوان دمافشارسنج به‌وسیله افراد مختلفی بررسی شده است. در روش دماسنجی تیتانیوم موجود در آمفیبول [۲۲]، اگر مقدار Ti که بر پایه ۲۳ اتم اکسیژن در فرمول ساختاری آمفیبول به‌دست آمده است از 0.345 a.p.f.u. یا a.p.f.u. (atom per formula unit) کم‌تر باشد، دمای بیشینه برابر با $1204 * \text{Ti} + 545$ و دمای کمینه برابر با $273 * \text{Ti} + 877$ درجه سانتی‌گراد است. در نمونه‌های بررسی‌شده مقدار Ti کم‌تر از a.p.f.u. 0.345 است. به هر حال بر پایه این روش نیز دماهای کمینه تا بیشینه برای بخش هسته آمفیبول (نزدیک به $882 - 962$ درجه سانتی‌گراد)، بخش میانی آن (نزدیک به $918 - 964$ درجه سانتی‌گراد) و بخش حاشیه آن (906 تا 970 درجه سانتی‌گراد) هم‌پوشانی نشان می‌دهند (جدول ۴).

جدول ۴. دمای بیشینه و کمینه آمفیبول بر پایه روش پیشنهادی [۲۲] در در سنگ‌های آذرین بررسی‌شده در منطقه خونی (فشار بر پایه کیلوبار)

Analysis No.	Rim			Middle			Core						Middle				
	۱۴۰	۱۴۱	۱۴۲	۱۴۳	۱۴۴	۱۴۵	۱۴۶	۱۴۷	۱۴۸	۱۴۹	۱۵۰	۱۵۱	۱۵۲	۱۵۳	۱۵۴	۱۵۵	
Ti	۰/۳۴	۰/۳۰	۰/۳۰	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۲۸	۰/۲۸	۰/۲۹	۰/۳۰	۰/۳۶	۰/۳۰	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۳۲	۰/۳۱
Min T (°C)	۹۵۴	۹۰۶	۹۰۶	۹۳۰	۹۱۸	۹۱۸	۸۸۲	۸۸۲	۸۹۴	۹۰۶	۹۷۸	۹۰۶	۹۱۸	۹۱۸	۹۳۰	۹۳۰	۹۱۸
Max T (°C)	۹۷۰	۹۵۹	۹۵۹	۹۶۴	۹۶۲	۹۶۲	۹۵۳	۹۵۳	۹۵۶	۹۵۹	۹۷۵	۹۵۹	۹۶۲	۹۶۲	۹۶۴	۹۶۴	۹۶۴

یکی از روش‌های فشارسنجی «آلومینیم موجود در آمفیبول» و بر پایه Al^{Total} موجود در آمفیبول است مانند: [۲۳]، [۲۴]، [۲۵]. البته مقدار Al آمفیبول‌ها علاوه بر فشار و دما، به فوگاسیته اکسیژن، ترکیب سنگ کل و فازهای همراه آمفیبول وابسته است (در منابعی مانند: [۲۴]، [۲۵]، [۲۶]). بر پایه بررسی‌های [۲۴]، با افزایش فشار، مقدار آلومینیم موجود در شبکه آمفیبول افزایش می‌یابد. هم‌چنین بر پایه بررسی‌های [۲۳]، [۲۹]، [۳۰] و [۳۱]، محتوای Al_2O_3 در آمفیبول تابعی از افزایش فشار و دما است. علاوه بر این، افزایش دما موجب افزایش عنصر Ti در سایت M2 بلور آمفیبول می‌شود [۳۰]. البته میزان Ti در آمفیبول‌های کلسیم‌دار با دما رابطه مستقیم ولی با فشار تقریباً رابطه وارونه دارد [۲۸]. انواع روش‌های متداول فشارسنجی آمفیبول را [۲۴]، [۳۱]، [۳۲] و [۳۳] پیشنهاد کرده‌اند [۲۶]. همه این کالیبراسیون‌ها (Calibrations) فشارهای نزدیک و مشابهی را ارائه می‌کنند؛ اما استفاده از این فشارسنج‌ها مستلزم حضور مجموعه کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار، آمفیبول، بیوتیت، اسفن، کانی کدر هم‌زمان با مذاب هستند. هم‌چنین، باید حاشیه آمفیبول که در تماس با کوارتز و یا پتاسیم‌فلدسپار است در محاسبه استفاده شود [۳۴] این در حالی است که در نمونه‌های بررسی‌شده کوارتز چندانی دیده نمی‌شود و کاربرد این روش برای بررسی فشار پیدایش آمفیبول در این سنگ‌ها باید با احتیاط بسیار زیادی انجام شود؛ زیرا بر پایه [۳۱]، درباره آمفیبول‌هایی که در تعادل با کوارتز نیستند (مانند سنگ‌های مافیک‌تر)، مقدار آلومینیم کل در آمفیبول بالاتر است و در نتیجه فشار به‌دست‌آمده اندکی بیش‌تر می‌شود. از

سوی دیگر، از آن‌جا که فوگاسیتته اکسیژن اندک موجب افزایش Al موجود در هورنبلند می‌شود، [۲۵] پیشنهاد کردند که تنها هورنبلندهایی برای فشارسنجی استفاده شوند که دارای $Fe\# \leq 0.65$ باشند. زیرا فوگاسیتته بالای اکسیژن باعث شرکت ترجیحی Fe^{3+} در شبکه بلور آمفیبول شده و بیش‌تر آن جانشین Al هورنبلند می‌شود. این مسئله می‌تواند باعث کاهش Al هورنبلند شود. از این‌رو، به باور [۲۳]، در این فشارسنجی تنها از آمفیبول‌هایی که دارای $Fe\# \leq 0.40-0.65$ باشند، استفاده شود. بر پایه داده‌های جدول ۲، در همه آمفیبول‌ها $Fe\# \leq 0.40-0.65$ است؛ اما تنها در ۶ نقطه از داده‌های آمفیبول شامل نقطه‌های شماره ۱۴۶ و ۱۴۷ در بخش هسته، نقطه‌های ۱۴۳، ۱۴۵ و ۱۵۶ در بخش میانی بلور و نقطه ۱۴۲ در بخش حاشیه بلور آمفیبول همزمان این دو ویژگی (یعنی $(Fe^{3+}/Fe^{3+}+Fe^{2+}) \geq 0.20-0.25$ و $Fe\# \leq 0.40-0.65$) را نشان می‌دهند. بر پایه فرمول پیشنهادی [۲۳] برای فشارسنجی، فشار به‌دست‌آمده برای تبلور آمفیبول در بخش مرکزی، میانی و حاشیه بلور به ترتیب $۸/۰-۷/۷$ ، $۸/۰-۷/۷$ و $۸/۱$ کیلوبار است که تغییرات معنی‌داری در زمینه تحولات مذاب نشان نمی‌دهند. در واقع بررسی تحولات مذاب بر پایه چند نقطه چندان صحیح نیست. در هر حال، بر پایه نمودار Al در برابر $Fe/Fe+Mg$ و نمودار Al^{IV} در برابر Ti آمفیبول‌ها (شکل ۹)، محدوده کلی فشار و دما هنگام تبلور این کانی تقریباً در بازه $۷/۷$ تا $۸/۱$ کیلوبار و دمای $۹۰۰-۹۵۰$ درجه سانتیگراد به‌دست آمد. این بازه فشاری تقریباً معادل ژرفای نزدیک به ۲۵ کیلومتری است.



شکل ۹. دما فشارسنجی آمفیبول (بر پایه داده‌های جدول ۲) در سنگ‌های آذرین بررسی شده در منطقه خونی بر پایه: (آ) نمودار تغییرات فشار آمفیبول بر پایه $Al^{IV}+Al^{VI}$ در برابر $Fe/Fe+Mg$ (برگرفته از [۲۳]، ب) تغییرات دما در نمودار Al^{IV} در برابر Ti بر پایه فرمول ساختاری آمفیبول (برگرفته از [۲۵] با تغییرات)

دماسنجی بر پایه ترکیب کلینوپیروکسن

برای ارزیابی شرایط دمای تبلور کلینوپیروکسن در سنگ آذرین درونی خونی از روش پیشنهادی [۳۶] استفاده می‌شود. در این روش، نخست مقدار XPT و YPT برای هر نقطه تجزیه‌شده کلینوپیروکسن بدین صورت به‌دست آورده می‌شوند (جدول ۵):

$$XPT = 0.446SiO_2 + 0.187TiO_2 - 0.404Al_2O_3 + 0.346FeO^* - 0.052MnO + 0.309MgO +$$

$$0.431CaO - 0.446Na_2O$$

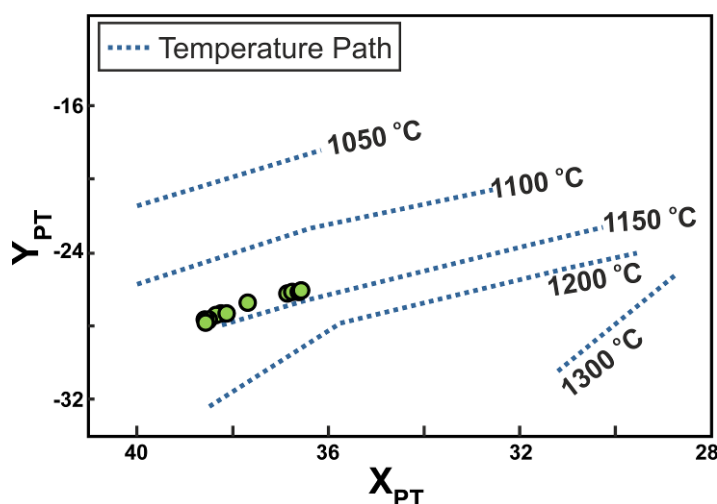
$$YPT = -0.369SiO_2 + 0.535TiO_2 - 0.317Al_2O_3 + 0.323FeO^* + 0.235MnO - 0.516MgO -$$

$$0.167CaO - 0.153Na_2O$$

سپس مقادیرهای XPT و YPT به دست آمده روی نمودار شکل ۱۰ رسم می‌شوند. به این ترتیب دمای نزدیک به ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد برای تبلور این فنوکریست به دست آورده شد. البته گفتنی است که این روش برای سنگ‌های آذرین بیرونی کف اقیانوس (سنگ‌های بازالتی و آندزیتی آتشفشانی) نتایج فشارسنجی بهتری را ارائه می‌کند [۳۶] و از این رو، از فشارسنجی نمونه‌های بررسی شده با این روش صرفه‌نظر شد. به‌رحال با توجه به تقدم تبلور کلینوپیروکسن‌ها (به‌عنوان کانی مافیک بی‌آب و دما-فشار بالاتر) در ژرفا و دمای بیش‌تر نسبت به آمفیبول‌ها (به‌عنوان کانی مافیک آبدار و دما-فشار پایین‌تر)، قاعدتاً کلینوپیروکسن‌ها باید در فشار بالاتری متبلور شده باشند.

جدول ۵. نتایج مقادیر XPT و YPT به دست آمده برای دماسنجی کلینوپیروکسن در توده آذرین درونی خونی بر پایه روش [۳۶]

Sample No.	X _{PT}	Y _{PT}	Sample No.	X _{PT}	Y _{PT}	Sample No.	X _{PT}	Y _{PT}
۱۰۴	۳۸/۲۹	-۲۷/۳۶	۱۱۰	۳۸/۳۸	-۲۷/۴۹	۱۱۶	۳۶/۷۹	-۲۶/۲۲
۱۰۵	۳۸/۶۳	-۲۷/۷۳	۱۱۱	۳۸/۵۵	-۲۷/۶۸	۱۱۷	۳۶/۶۵	-۲۶/۱۷
۱۰۶	۳۸/۳۷	-۲۷/۴۶	۱۱۲	۳۸/۵۴	-۲۷/۷۰	۱۱۸	۳۶/۵۹	-۲۶/۰۹
۱۰۷	۳۷/۷۳	-۲۶/۸۱	۱۱۳	۳۸/۶۰	-۲۷/۸۷	۱۱۹	۳۶/۶۱	-۲۶/۱۴
۱۰۸	۳۸/۴۹	-۲۷/۷۱	۱۱۴	۳۸/۱۶	-۲۷/۳۵	Average	۳۷/۹	-۲۷/۱
۱۰۹	۳۸/۴۳	-۲۷/۵۶	۱۱۵	۳۶/۹۰	-۲۶/۳۱		Standard Deviation	۰/۸

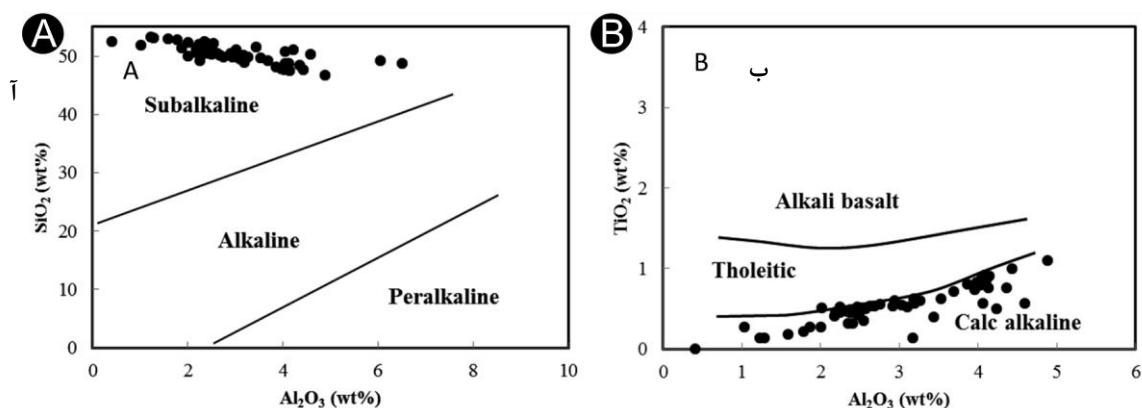


شکل ۱۰. مقادیر دمای محاسبه شده برای تبلور فنوکریست کلینوپیروکسن در سنگ‌های آذرین بررسی شده در منطقه خونی با استفاده از روش [۳۶]

سنگ‌زایی و محیط تکتونوماگمایی مذاب (بر پایه شواهد کانی‌شناسی)

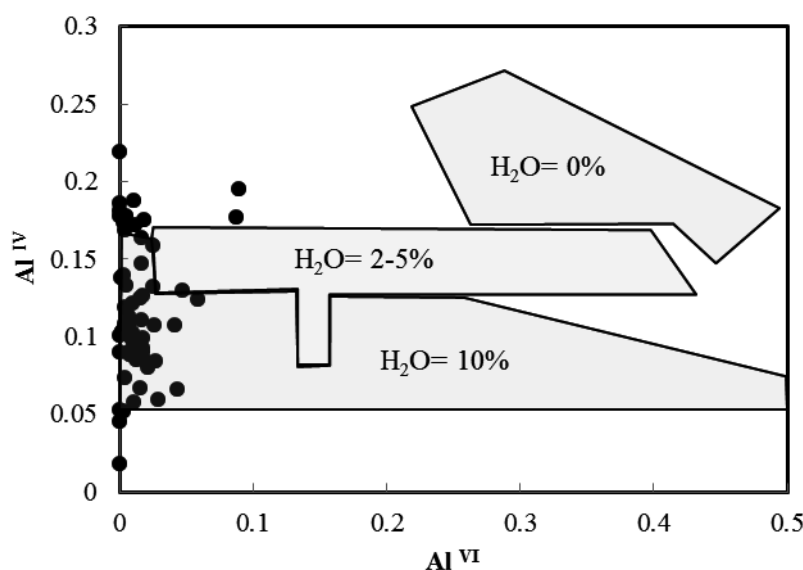
کانی‌های گروه آمفیبول در سنگ‌های آذرین و دگرگونی، در محدوده وسیعی از دما و فشار تشکیل می‌شوند، اما منطقه‌بندی نوری دیده شده در فنوکریست‌های آمفیبول بررسی شده با ترکیب مشابه در بخش‌های مختلف بلور (غالباً منیزیهوستینگزیت؛ جدول ۲ و شکل ۶ ب) بیش‌تر پیامد تغییراتی در محتوای آهن و تیتانیوم است و نشان می‌دهد شرایط فیزیکوشیمیایی در آشیانه ماگمایی خاستگاه این بلور اندکی نوسانی بوده است. این پدیده می‌تواند پیامد تغییرات fO_2 یا PH_2O باشد [۳۷]. در کل، به باور [۳۸]، پایداری منیزیهوستینگزیت که آمفیبول متداول در سنگ‌های بازیک است با افزایش fO_2 افزایش می‌یابد. از این رو، رویداد آمفیبول منیزیهوستینگزیت فراوان در این سنگ‌ها می‌تواند حاکی از ماهیت ماگمایی با فوگاسیتته نسبتاً بالای اکسیژن (مانند مذاب‌های کالک‌آلکان در پهنه‌های

فرورانش) باشد. در تایید این ادعا، حضور اسفن‌های ماگمایی فراوان در این سنگ‌ها می‌تواند نشان‌دهنده زیاد بودن محتوای Ti و Ca ماگمای مادر باشد. افزون‌براین، از آن‌جاکه همه بخش‌های کلینوپیروکسن از مرکز تا حاشیه ماهیت آذرین دارند از ترکیب آنها برای پی‌بردن به ویژگی‌های ماگمای سازنده استفاده شد. چنان‌که در شکل‌های ۱۱ آ و ب دیده می‌شود، ترکیب و میزان عنصرهای آلومینیم، سیلیس و تیتانیوم کلینوپیروکسن‌های بررسی‌شده، سرشت ماگمای سازنده آنها را ساب‌آلکالن و از نوع کالک‌آلکالن نشان می‌دهد. این ویژگی با الگوی زمین‌شناسی و ماگماتیسیم مرتبط با فرورانش در ائوسن که پیش‌تر برای پیدایش سنگ‌های ائوسن منطقه کال کافی (در جنوب‌باختری این منطقه) پیشنهاد شده است (مانند: [۴] و [۶]) هم‌خوانی دارد. افزون‌براین، در بررسی‌های [۴]، دما (به روش دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز) و فشار (روش فشارسنجی آلومینیم در آمفیبول) مذاب گابرویی برابر با ۸۷۲ درجه سانتی‌گراد و ۷ کیلوبار و ژرفای ۲۰ کیلومتری به‌دست آمده است. البته فشار و دمای به‌دست‌آمده برای مونزونیت‌های این منطقه (به‌وسیله [۴]) دما، فشار و ژرفای به‌مراتب کم‌تری (کم‌تر از ۲ کیلوبار و کم‌تر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد) را نشان داده‌اند.



شکل ۱۱. کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های آذرین بررسی‌شده در منطقه خونی در نمودار شناسایی سری ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی پیدایش نمونه‌ها بر پایه ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن در توده آذرین درونی خونی (آ) تغییرات درصدوزنی Al₂O₃ در برابر SiO₂ [۳۹]، (ب) تغییرات درصدوزنی Al₂O₃ در برابر TiO₂ [۳۹]

از سوی دیگر، توزیع آلومینیم در جایگاه تتراندری و اکتاندری کلینوپیروکسن روشی خوبی برای برآورد درصد تقریبی آب ماگماست [۳۵]. میزان Al^{IV} به تبعیت از افزایش میزان آب موجود در محیط تبلور پیروکسن‌ها کاهش می‌یابد. افزون‌بر تبلور کانی‌های آب‌دار مانند بیوتیت و آمفیبول که گویای آبدار بودن ماگما هستند، نمودار پیشنهادی [۳۵] نیز میزان آب ماگمای سازنده کلینوپیروکسن‌ها را نزدیک به ۱۰ درصد نشان می‌دهد (شکل ۱۲) که با پیدایش این مذاب در پهنه فرورانش کاملاً هم‌خوانی دارد. با توجه به شرایط دما- فشار به‌دست‌آمده برای تبلور کانی‌های کلینوپیروکسن (۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد) و آمفیبول (۷/۷ تا ۸/۱ کیلوبار، ۹۵۰-۹۰۰ درجه سانتی‌گراد) در سنگ‌های آذرین منطقه خونی، عمق پیدایش مذاب اولیه در این پهنه فرورانش دست‌کم نزدیک به ۲۵ کیلومتری پوسته بوده است. از سوی دیگر، با توجه به بررسی‌های ژئوفیزیکی [۴۰]، ضخامت پوسته قاره‌ای در این منطقه از ایران نزدیک به ۴۰ تا ۴۴ کیلومتر است. بنابراین چه‌بسا مذاب سازنده سنگ‌های بررسی‌شده از ذوب‌بخشی بخش میانی پوسته قاره‌ای و در پی رویداد فرورانش ورقه اقیانوسی به زیر آن پدید آمده است.



شکل ۱۲. توزیع Al در موقعیت‌های تترااندیری و اکتاندری در کلینوپیروکسن‌ها به تناسب مقدار درصد آب ماگما [۳۵]

هم‌چنین، شواهد سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند در این سنگ‌ها بافت‌های متداول در سنگ‌هایی که ماگمای سازنده آنها دچار هضم و یا اختلاط ماگمایی شده است (مانند: زونینگ معکوس، وجود زنولیت، بافت‌های غربالی در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن و آمفیبول، حاشیه تحلیل‌رفته یا واکنشی و نیز وجود کانی‌های با نسل‌های متفاوت؛ از منابعی مانند: [۴۱]) دیده نمی‌شوند. البته اگرچه در درشت‌بلور کلینوپیروکسن، کاهش مقدار منیزیم (و تیتانیوم) و افزایش آهن (و سدیم) از بخش مرکزی به حاشیه (شکل ۷ ب) شاید تا اندازه‌ای گویای پیدایش این بلورها در پی فرایند جدایش بلورین است، اما بر پایه شواهد میکروسکوپی و شیمی کانی‌ها، پیدایش بافت آنتی‌راپاکیوی در فلدسپار و افزایش پتاسیم و کاهش سدیم و کلسیم از مرکز به حاشیه این بلور (شکل ۴ ب) می‌تواند نشان‌دهنده وقوع آرایش ماگمایی در پوسته قاره‌ای (در پی هضم سنگ دیواره و یا اختلاط ماگمایی با مذاب آشیانه‌های ماگمایی مجاور) در مراحل تبلور مذاب سازنده این سنگ‌ها باشد. از آن‌جاکه تغییرات عناصر در نمونه بلور آمفیبول تجزیه‌شده نوسانی است، چندان گویای تحولات ماگمایی مذاب سازنده آن نیست.

برداشت

بررسی ویژگی‌های سنگ‌نگاری و شیمیایی کانی‌های سازنده سنگ‌های آذرین رخنمون یافته در کوه خونی بهترین ابزار در دسترس برای بازسازی شرایط ترمودینامیکی هنگام تبلور مذاب سازنده آنها است. پیدایش بافت آنتی‌راپاکیوی در فلدسپار و تغییرات عناصر از بخش مرکزی به حاشیه بلور کلینوپیروکسن تشکیل این بلورها طی فرایند تفریق بلورین است. بر پایه بررسی‌های دما فشارسنجی، در سنگ‌های آذرین درونی بررسی‌شده در منطقه خونی، کلینوپیروکسن در دمای ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد و آمفیبول در فشار ۷/۷ تا ۸/۱ کیلوپار و دمای ۹۰۰-۹۵۰ درجه سانتی‌گراد متبلور شده‌اند. بر پایه شیمی کلینوپیروکسن، مذاب سازنده این سنگ‌ها با نزدیک به ۱۰ درصد آب، پیامد ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای میانی و آرایش مذاب هنگام صعود به اعماق کم‌تر بوده است. این مذاب در ارتباط با ذوب پوسته قاره‌ای در منطقه انارک در پی ماگماتیسم مرتبط با وقایع فرورانش نئوتتیس به زیر صفحه ایران مرکزی در

اثوسن پدید آمده است.

سپاس‌گزاری

از آقای پروفسور Hans-Joachim Massonne در انستیتو کانی‌شناسی و بلورشناسی دانشگاه اشتوتگارت آلمان برای همکاری در آنالیز الکترون میکروپروب و انجام X-Ray Map سپاس‌گزاری ویژه می‌شود.

منابع

- آقاباتی س. ع.، "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۵) ۵۸۶.
- درویش م.، "بررسی‌های کانی‌شناسی و خاستگاه اسکارن خونی-انارک (شمال شرق نایین، استان اصفهان)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه اصفهان، ایران (۱۳۹۰) ۲۱۶.
- مقدسی س. ج.، نامدارمحمدی ط.، احمدیان ج.، "دگرسانی و کانی‌سازی در توده نفوذی گرانیتوئیدی کال‌کافی، شمال شرق انارک"، زمین‌شناسی ایران، ۶ (۱۳۹۱) ۱۵-۲۳.
- احمدیان ج.، "ژئوشیمی، مینرال شیمی و پترولوژی توده‌های نفوذی کانه دارکال‌کافی، شرق انارک"، پایان‌نامه دکتری پترولوژی، دانشگاه تربیت مدرس، ایران (۱۳۹۱).
- احمدیان ج.، امامی م. ه.، قربانی م. ر.، "کاربرد مینرال شیمی بیوتیت در ارزیابی کنسار مس-مولیبدن پورفیری کال‌کافی، شرق انارک"، چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران (۱۳۹۱).
- احمدیان ج.، امامی م. ه.، قربانی م. ر.، موراتا م.، "سنگ‌زایی گرانیتوئیدهای پتاسیک مجموعه نفوذی کال‌کافی (شمال‌خاوری انارک) با استفاده از شاخص‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی"، مجله علوم زمین، ۱۶ (۶۳) (۱۳۸۶) ۱۵۴-۱۶۳.
- Ahmadian J., Sarjoughian F., Lentz D., Esna-Ashari A., Murata M., Ozawa H., "Eocene K-rich adakitic rocks in the Central Iran: Implications for evaluating its Cu-Au-Mo metallogenic potential", *Ore Geology Reviews*, 72 (2016) 323-342.
- رنجبر س.، نقره‌بیان م.، مکی‌زاده م. ع.، "مطالعه کانه‌زایی اسکارنی شمال کال‌کافی و ارتباط آن با توده نفوذی کال‌کافی"، پترولوژی، ۳ (۱۳۹۱) ۱۰۷-۱۲۶.
- رنجبر س.، طباطبایی‌منش س. م.، مکی‌زاده م. ع.، "کانی‌شناسی گارنت در اسکارن خونی، شمال‌خاور انارک، استان اصفهان: شواهدی از تکوین یک سامانه گرمایی"، علوم زمین، ۲۵ (۱۳۹۴) ۱۷۳-۱۸۲.
- Ranjbar S., Tabatabaei Manesh S. M., Mackizadeh M. A., Tabatabaei S. H., Parfenova O. V., "Geochemistry of major and rare earth elements in garnet of the Kal-e Kafi skarn, Anarak Area, Central Iran: Constraints on processes in a hydrothermal system", *Geochemistry International*, 54 (2016) 423-438.
- Le Garzic E., Vergés J., Sapin F., Saura E., Meresse F., Ringenbach J. C., "Evolution of the NW Zagros Fold-and-Thrust Belt in Kurdistan Region of Iraq from balanced and restored crustal-scale sections and forward modeling", *Journal of Structural Geology* 124 (2019) 51-69.
- "Technoexport, Geological map of Kabudan: Geological survey of Iran, 1:100000 series", sheet 68. 1:250000, No. H7 (1984).

13. Droop G. T. R. A., "general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria", *Mineralogical Magazine* 51(1987) 431-435.
 14. Whitney D. L., Evans B. W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", *American Mineralogist* 95 (2010) 185-187.
 15. Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An introduction to the rock-forming minerals", Vol. 696. Longman, London (1992).
 16. Hawthorne F. C., "Amphibole spectroscopy", *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 9 (1) (1981)103-139.
 17. Hawthorne F. C., Oberti R., "Classification of the amphiboles", *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 67 (1) (2007) 55-88.
 18. Chambefort I., Dilles J. H., Longo A., "Amphibole geochemistry of Theyanacocha volcanics, Peru: evidence for diverse sources of magmatic volatiles related to gold ores", *Journal of Petrology*, (2013) 1-30.
 19. Strübel G., Zimmer S. H., "Lexikon der Mineralogie", 2. Auflage, Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart (1992).
 20. Morimoto N., Fabrice J., Ferguson A., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F. A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G., "Nomenclature of pyroxene", *Mineralogical Magazine*, 52 (1988) 535-555.
 21. Berger J., Femenias O., Mercier J., Demaiffe D., "Ocean-floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolites (western French Massif Central): evidence of a rare preserved Variscan oceanic marker", *Journal of metamorphic geology*, 23 (9) (2005) 795-812.
 22. Otten M. T., "The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86 (2) (1984) 189-199.
 23. Anderson J. L., Smith D. R., "The effect of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer", *American Mineralogist*, 80 (1995) 549-559.
 24. Hollister L. S., Grissom G. C., Peters E. K., Stowell H. H., Sisson V. B., "Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons", *American Mineralogist*, 72 (1987) 231-239.
 25. Anderson J. L., "Status of thermobarometry in granitic batholiths", *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 87(1996) 125-138.
۲۶. شیردشت‌زاده ن.، صمدی ر.، "آشنایی با روش‌های زمین‌دماسنجی و زمین‌فشارسنجی"، ناشر مؤلف (۱۳۸۹) ۹۹.
27. Blundy J. D., Holland T. J. B., "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-

- plagioclase geothermometer", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104 (1990) 208-224.
28. Ernst W. G., Liu J., "Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB-A semiquantitative thermobarometer", *American Mineralogist*, 83 (1998) 952- 969.
29. Holland T., Blundy J., "Non-ideal interaction in calcic amphibole and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry", *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 116 (1994) 433-447.
30. Raase P., "Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 45 (1974) 231-236.
31. Hammarstrom J. M., Zen E., "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", *American Mineralogist*, 71 (1986) 1297-1313.
32. Johnson M. C., Rutherford M. J., "Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks", *Geology*, 17(9) (1989) 837-841.
33. Schmidt M. W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110 (2) (1992) 304-310.
34. Stein E., Dietl C., "Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald", *Mineralogy and Petrology*, 72 (1) (2001) 185-207.
35. Helz R. T., "Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O}=5$ kb as a function of oxygen fugacity, Part I: mafic phases", *Journal of Petrology*, 14 (2) (1973) 249-302.
36. Soesoo A., "A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations, GFF", 119 (1997) 55-60.
37. Burnham C. W., *Magmas and hydrothermal fluids*, in Barnes, H. L., (ed.), "Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits", Second Edition: Wiley, New York, (1979) 71-136.
38. Richards J. P., "The Porgera gold deposit, Papua New Guinea: geology, geochemistry and geochronology", Ph.D thesis, Australian National University, 111 (1990).
39. 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.
40. Jiménez-Munt I., Fernández M., Saura E., Vergés J., Garcia-Castellanos D., "3-D lithospheric structure and regional/residual Bouguer anomalies in the Arabia-Eurasia collision

(Iran)", *Geophys. J. Int.* 190 (2012) 1311-1324.

41. Shelley D., "Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope. Chapman and Hall, London", 445 (1993).