کانی‌شناسی و شیمی‌کانی بیگانه‌سنگ‌های موجود در مجموعه دایک‌های فلسیک واقع در جنوب‌غرب بیاضه، جنوب خور (استان اصفهان)

نرگس نصوحیان، قدرت ترابی*؛
گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

دریافت ۹۵/۱۰/۰۳ پذیرش ۹۶/۰۶/۲۰

چکیده

مجموعه دایک‌های فلسیک با سن کرتاسه پسین در جنوب‌غربی روستای بیاضه (جنوب خور، استان اصفهان) رخنمون دارند. این مجموعه دایک با روند غالب شمال شرقی- جنوب غربی، سنگ‌های رسوبی کرتاسه پایینی سازند بیابانک را در حاشیه شرقی بلوک یزد (خرد قاره شرق- ایران مرکزی) قطع می‌کنند. دایک‌های بیاضه میزبان بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیت و گرانولیت هستند. بر مبنای پاراژنز کانی‌ها، بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیت قابل تقسیم به آمفیبولیت، کلینوپیروکسن آمفیبولیت و گارنت کلینوپیروکسن آمفیبولیت هستند. بررسی کانی‌شناسی این آمفیبولیت‌ها حاکی از تعلق آن‌ها به مجموعهٔ پاراآمفیبولیت است. کانی‌های اصلی بیگانه‌سنگ‌های گرانولیتی موجود در این دایک‌ها به‌ترتیب فراوانی شامل پلاژیوکلاز، فلوگوپیت، اسپینل، گارنت، سیلیمانیت و استارولیت است. بررسی‌های کانی‌شناسی حاکی از آن است که این بیگانه‌سنگ‌ها دارای کانی‌های غنی از Al و فقیر از Ca، K و H_2O (به‌استثنای فلوگوپیت) هستند. ویژگی‌های شیمی‌کانی فلوگوپیت‌ها در این گرانولیت‌ها نشان‌دهندهٔ تشابه آن‌ها به میکاهای موجود در زنولیت‌های پوسته تحتانی است. طبق محاسبات زمین فشارسنجی و بررسی پاراژنز کانی‌ها، بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیت و گرانولیت در مجموعه دایک بیاضه از عمق ۲۱ تا ۳۲ کیلومتری برگرفته شده‌اند. با توجه به عمق موهو (تقریباً ۴۰ کیلومتر) در آن بخش از بلوک یزد، این بیگانه‌سنگ‌ها قطعاتی از پوسته تحتانی هستند که ماگمای مولد دایک‌ها، آن‌ها را به سطح زمین منتقل کرده است.

واژه‌های کلیدی: مجموعه دایک، بیگانه سنگ، آمفیبولیت، گرانولیت، پوسته قاره‌ای، بیاضه، خرد قاره شرق- ایران مرکزی.

مقدمه

مناطق انارک، خور، جندق و بیاضه میزبان مجموعه‌های دایک با ترکیب سنگ‌شناسی مختلف و سن‌های متفاوت (پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک) هستند. مجموعه‌های دایک از کانال‌های اصلی انتقال ماگما از مناطق گوشته و بخش‌های عمیق پوسته به سطح زمین است و معمولاً از مولفه‌های گسترش پوسته‌ی قاره‌ای محسوب می‌شوند [۱]. رخنمون دایک‌ها در سطح زمین عمدتاً به ساختار سنگ میزبان (همگن یا ناهمگن بودن آن)، تنش‌های موجود در منطقه و عملکرد گسل‌ها بستگی دارد [۱].

مجموعه دایک‌های بیاضه علاوه بر این‌که از نظر مطالعات صحرایی، ویژگی‌های ساختاری و سنگ‌شناسی حائز اهمیت است [۲]، حاوی بیگانه‌سنگ‌های مختلفی است که بررسی پترولوژی بیگانه‌سنگ‌های حمل‌شده به‌وسیلهٔ ماگمای تشکیل‌دهندهٔ این دایک‌ها، اطلاعات بسیار مفیدی برای شناسایی ترکیب و ماهیت بخش‌های عمیق پوسته فراهم می‌کند.

* نویسنده مسئول Torabighodrat@sci.ui.ac.ir

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2026-05-19]

[DOI: 10.29252/gnf.3.2.199]

بررسی ترکیب پوسته قاره‌ای برای درک فرایندهای تشکیل، تحول و تکامل زمین، ارزیابی فرایندهای ژئودینامیک درون زمین و نیز بررسی آنومالی‌های ژئوشیمیایی اهمیت زیادی دارد[۳]،[۴].

ارزیابی ساختار و ترکیب بخش‌های عمیق پوسته از طریق بررسی زنولیت‌ها، بررسی سنگ‌های دگرگونی درجهٔ بالا مانند آمفیبولیت و گرانولیت‌های رخنمون‌یافته در سطح زمین، برقراری ارتباط و تطابق بین سرعت سیر امواج لرزه‌ای و ترکیب سنگ‌شناسی در بخش‌های عمیق پوسته و نیز اندازه‌گیری جریان حرارتی امکان‌پذیر است [۵]. بر مبنای داده‌های حاصل از روش‌های فوق بخصوص بررسی زنولیت‌ها، پوسته میانی متشکل از سنگ‌های رخساره آمفیبولیت و یا رخساره گرانولیت زیرین است. این در حالی است که پوسته زیرین عمدتاً از سنگ‌های رخساره گرانولیت تشکیل شده است[۵]، [۶].

این پژوهش به بررسی پترولوژی زنولیت‌های موجود در مجموعه دایک بیاضه پرداخته است تا بر مبنای اطلاعات حاصل از بررسی‌های کانی‌شناسی و شیمی‌کانی، دما- فشارسنجی این بیگانه‌سنگ‌ها و بررسی ماهیت و عمق تشکیل آن‌ها بتوان ترکیب بخش‌های عمیق پوسته را در این بخش از خرد قاره شرق- ایران مرکزی ارزیابی کرد.

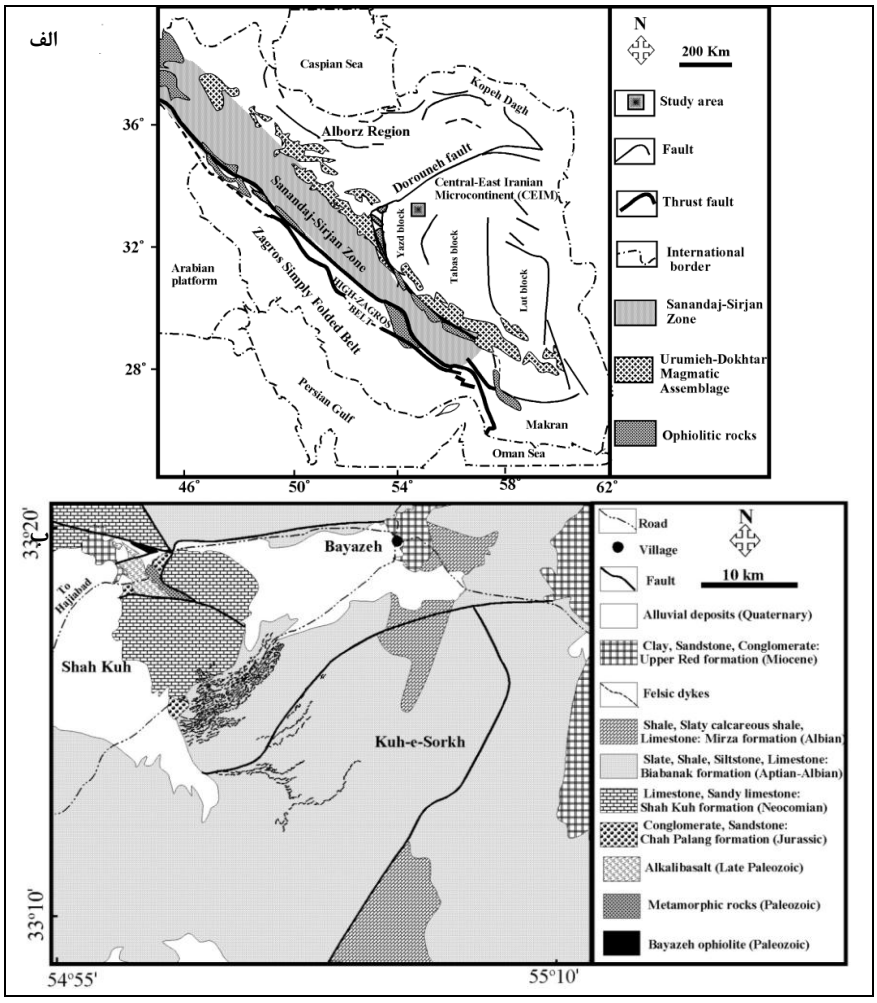
زمین‌شناسی عمومی

منطقهٔ بیاضه در جنوب شهرستان خور و در مرز شمال‌شرقی استان اصفهان با استان یزد قرار دارد. این منطقه بخشی از خرد قاره شرق- ایران مرکزی است که در حاشیهٔ شرقی بلوک یزد واقع شده است (شکل ۱ الف). گسل‌های اصلی موجود در بخش غربی خرد قاره شرق- ایران مرکزی (بلوک یزد) شامل گسل‌های ترکمنی- اوردیب، چوپانان، بیاضه، حاجی‌آباد و چاپدونی است و گسل‌های فرعی متعددی نیز در این بخش وجود دارند که می‌توانند شاخه‌هایی از این گسل‌های اصلی باشند. اغلب گسل‌های اصلی این منطقه دارای جهت شمال‌شرقی- جنوب غربی هستند؛ این گسل‌ها، از نوع گسل‌های نرمال و عمدتاً مرتبط با کوهزایی آلپی هستند [۷]. این درحالی است که گسل‌های قدیمی که غالباً بیان‌گر مرز بین زون‌ها در این خرد قاره هستند به قبل از کوهزایی آلپی منسوب می‌شوند که معمولاً در زمان‌های مختلف دارای فعالیت متناوب بوده‌اند [۷].

بررسی‌های صحرایی منطقه بیاضه نشان‌دهندهٔ وجود متاافیولیت، سنگ‌های پلیتی دگرگون‌شده و آلکالی بازالت‌های پالئوزوئیک در بخش شمال غربی این منطقه است که این واحدها با سازندهای رسوبی مزوزوئیک و سنوزوئیک پوشانده شده‌اند (شکل ۱ب). افیولیت بیاضه از دسته افیولیت‌های واقع در درون بخش غربی خرد قاره شرق- ایران مرکزی (بلوک یزد) همراه با افیولیت‌های انارک، جندق و پشت‌بادام است که فازهای مختلف دگرگونی را پشت سر نهاده است [۸]. این افیولیت‌ها بقایایی از پالئوتتیس بوده و منسوب به پالئوزوئیک بالایی هستند [۸]، [۹]. مجموعه دایک‌های فلسیک کرتاسه نیز در بخش جنوب‌غربی بیاضه دارای رخنمون هستند که شیل و مارن‌های متعلق به سازند بیابانک را قطع می‌کنند (شکل ۱ب، ۲). مجموعه دایک‌های فلسیک رخنمون‌یافته در بخش جنوب‌غربی بیاضه، در زون بیابانک [۱۰] و بین گسل‌های اصلی حاجی‌آباد و چاپدونی قرار گرفته‌اند. این مجموعه دایک دارای بیش‌ترین رخنمون در کوه سرخ در جنوب بیاضه است (شکل ۱ب). این دایک‌ها، سازند بیابانک متعلق به کرتاسه زیرین (اشکوب‌های آپتین- آلبین) که در این منطقه عمدتاً از شیل‌های رسی و مارنی با میان لایه‌های آهکی تشکیل شده و به‌طور جانبی به سنگ

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2026-05-19]
[DOI: 10.29252/gnf.3.2.199]

آهک‌های اوربیتولین‌دار سازند شاه‌کوه (بارمین تا آلبین) می‌رسد را قطع کرده‌اند (شکل ۲ الف). تعیین سن به روش K-Ar برای این دایک‌ها سن ۵±۶۵ میلیون سال را نشان می‌دهد [۱۱] و این سن در توافق با بررسی‌های صحرایی است.



شکل ۱. الف) موقعیت منطقه بیاضه در نقشه زمین شناسی ایران (برگرفته از [۱۲] با تغییرات)، ب) نقشهٔ زمین‌شناسی ساده شده از واحدهای سنگی موجود در بخش غرب و جنوب‌غرب بیاضه [۲]

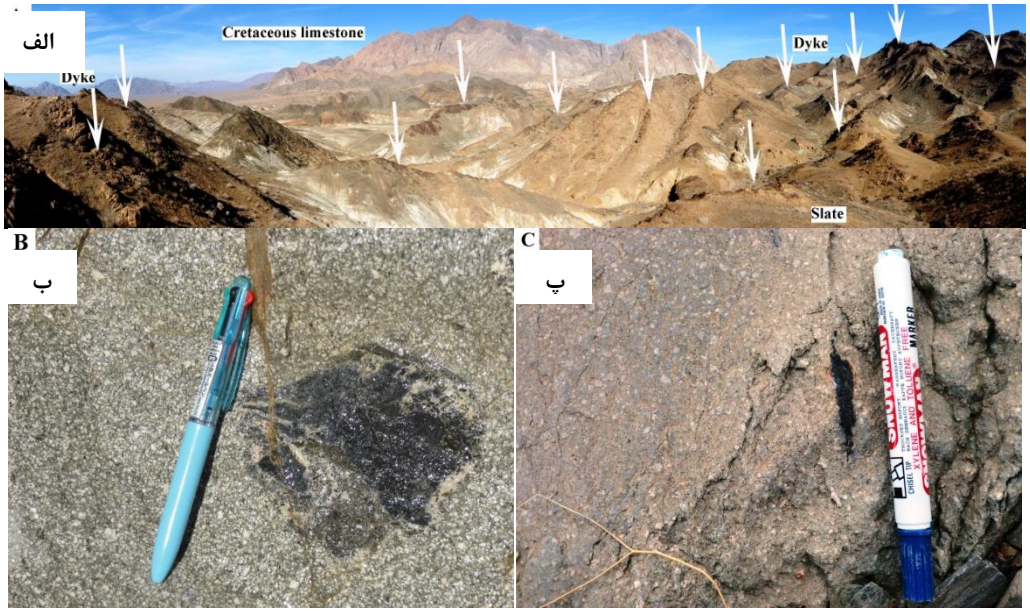
مجموعه دایک‌های بیاضه از دسته دایک‌های موازی هستند و روند غالب شمال شرقی- جنوب غربی دارند (شکل ۱ ب). روند غالب این مجموعه دایک مشابه با روند کلی گسل‌های اصلی در بخش غربی خرد قاره شرق- ایران مرکزی (بلوک یزد) است؛ بنا براین می‌توان رخنمون دایک‌ها را مرتبط با شاخه‌های فرعی این گسل‌های اصلی در نظر گرفت. دایک‌های موجود از نظر سنگ‌شناسی لوکوکرات و متراکم بوده‌اند و عمدتاً ساخت و بافت اولیه در آن‌ها حفظ شده است. دایک‌های فلسیک بیاضه از نظر ژئوشیمی سنگ کل دارای ترکیب داسیت هستند [۲]. این دایک‌ها میزبان بیگانه‌سنگ‌های مختلفی هستند (شکل ۲ ب و پ). بررسی‌های صحرایی و سنگ‌شناسی نشان‌گر آن است که بیگانه‌سنگ‌های موجود در مجموعه دایک‌های بیاضه از دسته بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیت و گرانولیت هستند که بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیت دارای فراوانی بیش‌تری نسبت به دیگر انواع است. در برخی موارد می‌توان قطعاتی از شیل‌های سازند بیابانک (سنگ میزبان دایک‌ها) را نیز در این دایک‌ها مشاهده کرد. در بررسی‌های سنگ‌شناسی،

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2026-05-19]
[DOI: 10.29252/gnf.3.2.199]

بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیتی موجود دارای لایه‌هایی از کانی‌های تیره و روشن است که این جدایش به‌واسطهٔ رخداد تفریق دگرگونی حاصل شده‌اند و کانی گارنت هم در برخی از آن‌ها به راحتی قابل مشاهده است. این در حالی است که بیگانه‌سنگ‌های گرانولیتی موجود دارای کانی‌های خانواده بیوتیت هستند و بافت لپیدوبلاستیک در نمونه دستی آن‌ها قابل تشخیص است.

روش پژوهش

به‌منظور دست‌یابی به اهداف پژوهش پس از بررسی‌های صحرایی، نمونه‌برداری از رخنمون‌های مناسب دایک‌ها و بیگانه‌سنگ‌های همراه آن‌ها انجام و مقاطع نازک و نازک صیقلی تهیه شد. از بین مقاطع مربوط به بیگانه‌سنگ‌ها، در حدود ۶۰ نقطه تجزیه شد که تجزیهٔ نقطه‌ای کانی‌ها با دستگاه آنالیز الکترون مایکروپروب JEOL JXA-8800, WDS با ولتاژ شتاب‌دهندهٔ ۱۵ کیلوولت و جریان ۱۵ نانوآمپر و قطر ۳ میکرومتر در دانشگاه کانازاوای ژاپن انجام گرفت. تجزیهٔ شیمیایی کانی‌ها و فرمول ساختاری محاسبه شده برای آن‌ها براساس تعداد اکسیژن‌های موجود در فرمول ایده‌آل این کانی‌ها در جداول ۱ تا ۸ ارائه شده است. مقادیر Fe^{2+} و Fe^{3+} موجود در فرمول ساختاری کانی‌ها به‌وسیلهٔ استوکیومتری آن‌ها تعیین شد و فرمول ساختاری گارنت به‌روش استوکیومتری [۱۳] محاسبه شد. مقادیر #Mg وFe^{2+}# کانی‌ها به‌ترتیب به‌صورت $Mg*100/(Mg+Fe^{2+})$ و $Fe^{2+}*100/(Fe^{2+}+Mg)$ تعیین شدند. علائم اختصاری به‌کار رفته برای نام‌گذاری کانی‌ها در شکل‌ها و جدول‌ها از [۱۴] اقتباس شده است.



شکل ۲. الف) نمای کلی از بخش جنوب‌غربی بیاضه که شامل مجموعه دایک‌های فلسیک و شیل‌های سازند بیابانک (کرتاسه زیرین) بوده که به‌طور جانبی به سنگ آهک‌های سازند شاه‌کوه می‌رسد (روند برخی از دایک‌ها با فلش مشخص شده است)، ب، پ) بیگانه‌سنگ‌های موجود در مجموعه دایک‌های بیاضه که شامل بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیت (ب) و گرانولیت (پ) است

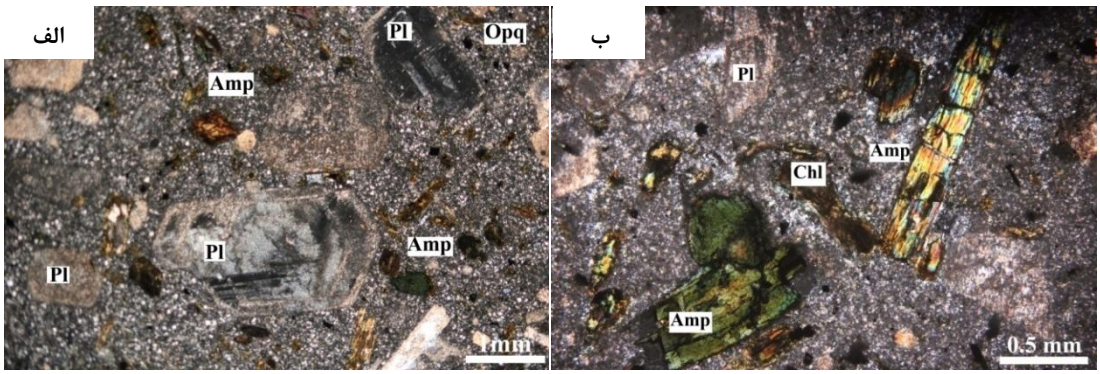
پتروگرافی و شیمی‌کانی‌ها

پتروگرافی و شیمی‌کانی مجموعه دایک‌های فلسیک موجود در جنوب‌غرب بیاضه

مجموعه دایک‌های واقع در بخش جنوب‌غربی بیاضه از نظر سنگ‌شناسی لوکوکرات و متراکم هستند. بررسی‌های

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2026-05-19]
[DOI: 10.29252/gnf.3.2.199]

پتروگرافی صورت گرفته در این مجموعه دایک‌ها نشان‌گر آن است که دایک‌های بررسی شده عمدتاً ترکیب کانی‌شناسی و بافتی مشابه یک‌دیگر دارند. بافت‌های موجود در این سنگ‌ها، بافت‌های پورفیریتیک، گلومروپورفیریتیک و پوئی‌کلیتیک است (شکل ۳). فنوکریست‌های غالب موجود در آن‌ها شامل پلاژیوکلاز (آندزین و الیگوکلاز)، آمفیبول (منیزیو-هاستینگسیتیک هورنبلند) و کوارتز است (شکل ۳). بررسی‌های انجام گرفته حاکی از وجود کانی‌های پلاژیوکلاز (الیگوکلاز و آلبیت)، سانیدین، آمفیبول و کوارتز در زمینه این دایک‌ها است. آپاتیت و زیرکن از کانی‌های فرعی در این نمونه‌ها بوده است و کانی‌های ثانویه در آن‌ها نیز شامل کلریت، مگنتیت، کلسیت، سریسیت و کائولینیت هستند (شکل ۳). بررسی‌های سنگ‌شناسی و پتروگرافی مبین آن است که در این دایک‌ها، ساخت، بافت و کانی‌شناسی اولیه محفوظ مانده است [۲]؛ اما بعضاً می‌توان فرایند دگرسانی در این نمونه‌ها را به‌صورت فرایندهای سریسیتی‌شدن و کائولینیتی‌شدن در فلدسپارها و کلریتی‌شدن در آمفیبول‌های موجود مشاهده کرد (شکل ۳). بررسی پتروگرافی، سنگ‌شناسی و پتروژنز مجموعه دایک‌های بیاضه را نصوحیان [۸] انجام داده است.



شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی از کانی‌های موجود در دایک‌های فلسیک بیاضه که کانی‌های پلاژیوکلاز (الف) و آمفیبول (ب) به‌عنوان فنوکریست‌های غالب موجود در این دایک‌ها بوده و تاثیر فرایندهای کائولینیتی‌شدن و کلریتی‌شدن در آن‌ها قابل مشاهده است. هم‌چنین در این تصاویر بافت‌های پورفیریتیک و پوئی‌کلیتیک به خوبی مشخص است (XPL)

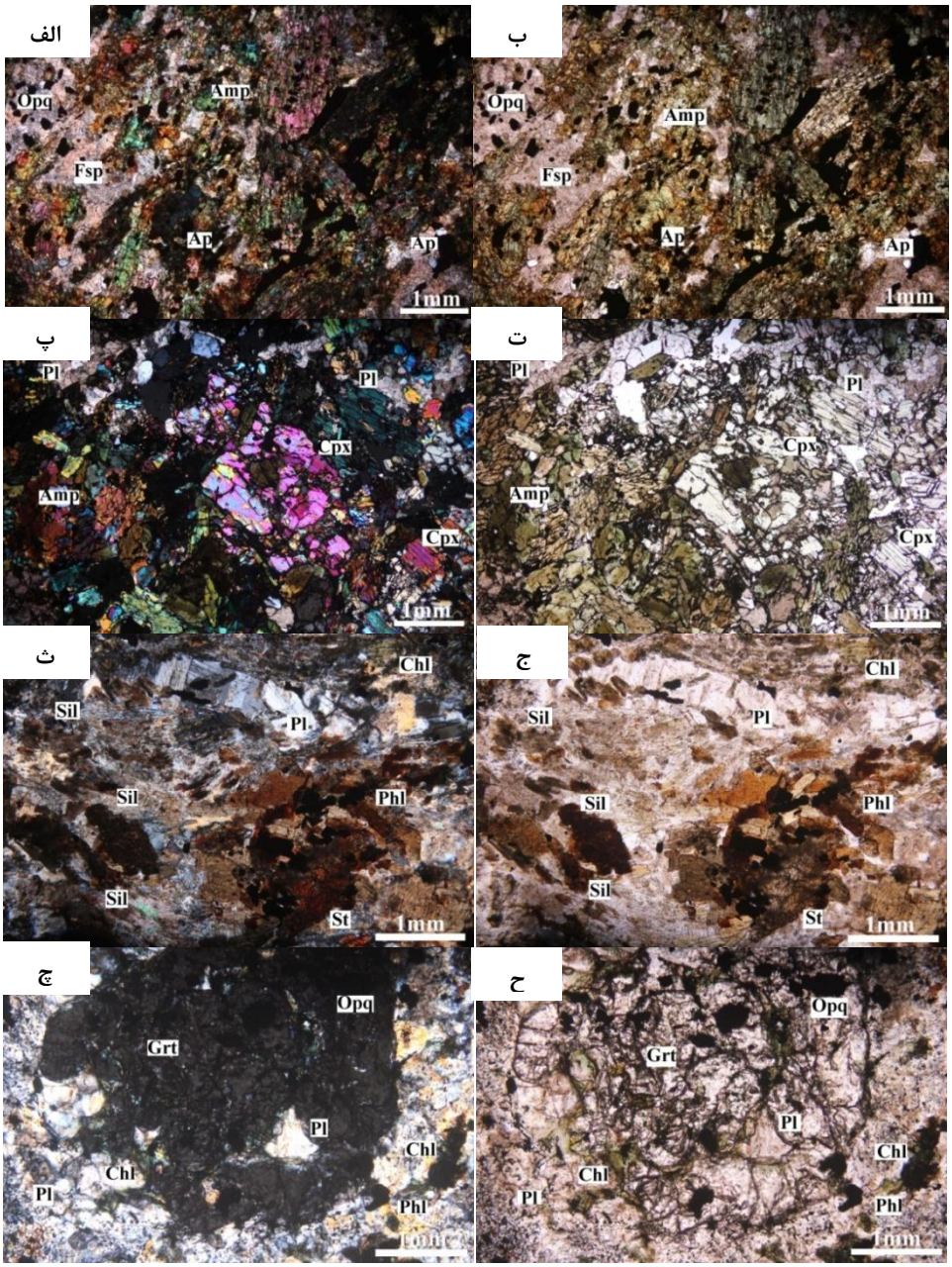
پتروگرافی و شیمی‌کانی بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیتی موجود در مجموعه دایک‌های فلسیک بیاضه

بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیت موجود در دایک‌های بیاضه از نظر پتروگرافی و در بررسی پاراژنز کانی‌ها قابل تقسیم به آمفیبولیت (شامل آمفیبول و پلاژیوکلاز)، کلینوپیروکسن آمفیبولیت (شامل آمفیبول، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن) و گارنت کلینوپیروکسن آمفیبولیت (شامل آمفیبول، پلاژیوکلاز، گارنت و کلینوپیروکسن) هستند. در بررسی‌های کانی‌شناسی، کانی‌های اصلی تشکیل‌دهندهٔ این مجموعه‌ها عمدتا آمفیبول و پلاژیوکلاز و کانی‌های کلینوپیروکسن و گارنت نیز در برخی از نمونه‌ها قابل مشاهده است (شکل ۴). این مجموعه‌ها دارای کانی‌های فرعی اسفن، کلریت، کلسیت، آپاتیت، مگنتیت و ایلمنیت هستند (شکل ۴ الف و ب). از نظر بافتی این آمفیبولیت‌ها، بافت‌های نماتوبلاستیک، گرانوبلاستیک و پوئی‌کیلوبلاستیک دارند (شکل ۴الف و پ).

آمفیبول: آمفیبول به‌عنوان یکی از کانی‌های اصلی سازنده بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیتی دارای فراوانی مودال بالاتری نسبت به کانی پلاژیوکلاز بوده و سازنده بافت نماتوبلاستیک در این سنگ‌ها است (شکل ۴ الف و ب). در بررسی‌های پتروگرافی می‌توان آثار فرایند کلریتی‌شدن را در درون و یا حاشیه این آمفیبول‌ها مشاهده کرد. بررسی شیمی‌کانی آمفیبول‌های موجود در این مجموعه‌ها، نشان‌گر آن است که این کانی‌ها دارای میانگین مقادیر Si و Ti به‌ترتیب ۶/۳۴ و ۰/۰۸ در فرمول ساختاری هستند که حاکی از ماهیت دگرگونی این آمفیبول‌ها است (جدول ۱). در تقسیم‌بندی

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2026-05-19]
[DOI: 10.29252/gnf.3.2.199]

آمفیبول‌های موجود، همه کلسیک و از نظر ترکیبی شرماکیت، هورنبلند شرماکیتی و مگنزیو- هورنبلند (شکل ۵ الف) و به‌ترتیب دارای مقادیر عدد منیزیم برابر با ۶۴/۷-۸۵/۸، ۶۹/۰-۷۹/۲ و ۷۵/۷-۷۷/۱ درصد هستند (جدول ۱).



شکل ۴. تصویرهای میکروسکوپی از بافت‌ها و کانی‌های تشکیل‌دهنده بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیتی و گرانولیتی، الف) وجود آمفیبول‌های دگرگونی با بافت‌های نماتوبلاستیک و متقاطع در بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیت که آثار دگرسانی در آن‌ها با ایجاد کلریت، کانی‌های اپاک و اسفن قابل مشاهده است (XPL، مقطع ، ب 427)، پ) کانی کلینوپیروکسن در همراهی آمفیبول‌های موجود در درون بیگانه‌سنگ‌های کلینوپیروکسن آمفیبولیت‌ها (XPL، مقطع K33)، ت) پلاژیوکلاز، فلوگوپیت، سیلیمانیت و استارولیت به‌عنوان متشکلین اصلی در این گرانولیت‌ها بوده است و فلوگوپیت‌ها سازنده بافت لپیدوبلاستیک در این سنگ‌ها هستند (XPL، مقطع B841). چ) حضور گارنت در بیگانه‌سنگ‌های گرانولیت که این گارنت‌ها دارای ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز، کلریت، فلوگوپیت، اپاک و آپاتیت هستند (XPL، مقطع K20-1)، ب، ت، ج، ح) به‌ترتیب تصاویر الف، پ، ث، چ در نور PPL.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2026-05-19]
[DOI: 10.29252/gnf.3.2.199]

جدول ۱. نتایج تجزیه‌های میکروپروب (براساس wt. %) و محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول‌ها (براساس ۲۳ اتم اکسیژن) در زنولیت‌های آمفیبولیتی موجود در دایک‌های بیاضه

Rock Type	Amphibolite xenoliths							Clinopyroxene amphibolite xenoliths				Grt- Cpx amphibolite xenoliths	
Sample/Point no.	B۴۲۷/۵	B۴۲۷/۸	B۴۲۷/۹	B۴۲۷/۱۳	B۴۲۷/۱۴	B۴۲۷/۲۲	B۴۲۷/۲۵	K۲۳/۸۸	K۲۴۶/۶۹	K۲۴۷/۷۱	K۲۴۶/۶۷	K۲۳-۱/۲۶۶	K۲۳-۱/۲۶۷
SiO_2	۴۳/۶۲	۴۴/۲۳	۴۳/۲۷	۴۲/۳۸	۴۲/۴۳	۴۲/۳۳	۴۱/۳۷	۴۳/۵۳	۴۹/۲۷	۴۹/۸۱	۴۴/۲۰	۴۲/۵۰	۴۱/۴۵
TiO_2	۰/۵	۱/۸	۱/۷	۰/۴	۰/۴	۰/۳	۰/۵	۰/۳	۰/۹	۰/۷	۱/۵	۰/۴	۰/۵
Al_2O_3	۱۴/۲	۱۱/۵	۱۲/۸	۱۵/۶	۱۴/۹	۱۵/۴	۱۴/۱	۱۵/۴	۸/۲	۷/۲	۱۲/۰	۱۷/۳	۱۸/۶
Cr_2O_3	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۶	۰/۰۲
FeO*	۱۵/۱۳	۱۴/۸۴	۱۴/۷۱	۱۴/۹۱	۱۴/۸۸	۱۵/۱۸	۱۵/۰۶	۱۳/۵۱	۱۱/۱۱	۱۰/۸۷	۱۳/۱۰	۱۱/۲۹	۱۱/۳۵
MnO	۰/۳۰	۰/۳۲	۰/۳۳	۰/۲۷	۰/۳۳	۰/۲۷	۰/۳۳	۰/۲۹	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۲۰	۰/۱۵
MgO	۱۱/۰۸	۱۱/۷۹	۱۱/۹۳	۱۰/۱۰	۱۰/۴۷	۱۰/۳۶	۱۰/۳۳	۱۱/۲۲	۱۴/۷۶	۱۵/۲۸	۱۴/۵۰	۱۲/۴۸	۱۱/۷۳
CaO	۱۱/۴۳	۱۰/۴۱	۱۰/۳۰	۱۱/۳۲	۱۱/۳۰	۱۱/۳۷	۱۱/۰۴	۱۱/۱۹	۱۱/۴۶	۱۱/۶۱	۱۱/۲۷	۱۰/۶۷	۱۱/۰۰
Na_2O	۱/۹۰	۱/۷۷	۱/۹۳	۱/۹۷	۱/۹۵	۲/۰۱	۱/۸۵	۲/۲۶	۱/۵۲	۱/۳۶	۲/۳۰	۲/۳۱	۲/۵۲
K_2O	۰/۴۳	۰/۶۷	۰/۶۶	۰/۴۴	۰/۵۱	۰/۳۹	۰/۴۹	۰/۳۶	۰/۶۶	۰/۵۷	۰/۸۸	۰/۳۹	۰/۳۵
Sum	۹۸/۵۶	۹۷/۳۵	۹۷/۵۶	۹۷/۳۳	۹۷/۱۰	۹۷/۶۴	۹۴/۹۹	۹۸/۰۶	۹۸/۰۱	۹۶/۶۱	۹۷/۸۴	۹۷/۹۵	۹۷/۷۱
Oxygen#	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳
Si	۶/۲۹۱	۶/۴۳۰	۶/۲۵۵	۶/۲۰۸	۶/۲۲۹	۶/۱۷۷	۶/۲۱۴	۶/۲۷۴	۷/۰۳۶	۷/۱۲۷	۶/۴۴۶	۶/۰۹۵	۵/۹۲۹
Ti	۰/۰۵۲	۰/۱۹۹	۰/۱۸۱	۰/۰۴۱	۰/۰۴۲	۰/۰۳۴	۰/۰۵۳	۰/۰۲۹	۰/۰۹۲	۰/۰۸۰	۰/۱۶۴	۰/۰۶۰	۰/۰۴۴
$Al^{(IV)}$	۱/۷۰۹	۱/۵۷۰	۱/۷۴۵	۱/۷۹۲	۱/۷۷۱	۱/۸۲۳	۱/۷۸۶	۱/۷۲۶	۰/۹۶۴	۰/۸۷۳	۱/۵۵۶	۱/۹۰۵	۱/۹۶۴
$Al^{(VI)}$	۰/۷۰۵	۰/۴۰۱	۰/۴۲۹	۰/۸۹۳	۰/۷۹۸	۰/۸۲۶	۰/۷۰۲	۰/۸۹۷	۰/۴۱۸	۰/۳۴۲	۰/۵۰۴	۰/۹۹۰	۱۰/۶۵
Cr	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۹	۰/۰۰۲
Fe^{3+}	۰/۷۵۶	۰/۹۰۵	۱/۱۰۱	۰/۶۲۲	۰/۶۸۴	۰/۷۳۲	۰/۷۹۳	۰/۶۱۸	۰/۳۱۶	۰/۳۳۱	۰/۳۸۸	۰/۵۴۹	۰/۷۵۵
Fe^{2+}	۱/۰۶۹	۰/۹۰۰	۰/۶۷۷	۱/۲۰۴	۱/۱۴۳	۱/۱۲۰	۱/۰۹۹	۱/۰۱۰	۱/۰۱۱	۰/۹۷۰	۱/۲۱۰	۰/۹۰۴	۰/۶۰۲
Mn	۰/۰۳۶	۰/۰۴۰	۰/۰۴۱	۰/۰۳۴	۰/۰۴۱	۰/۰۳۳	۰/۰۴۰	۰/۰۳۵	۰/۰۲۲	۰/۰۱۹	۰/۰۱۸	۰/۰۳۲	۰/۰۱۸
Mg	۲/۳۸۲	۲/۵۵۵	۲/۵۷۱	۲/۲۰۶	۲/۲۹۲	۲/۲۵۴	۲/۳۱۳	۲/۴۱۱	۳/۱۴۲	۳/۲۵۸	۲/۷۱۷	۲/۴۳۶	۲/۵۰۰
Ca	۱/۷۶۷	۱/۶۲۲	۱/۵۹۵	۱/۷۷۶	۱/۷۷۷	۱/۷۷۷	۱/۷۷۷	۱/۷۲۸	۱/۷۵۳	۱/۷۸۰	۱/۷۶۱	۱/۷۵۱	۱/۶۸۶
Na	۰/۵۳۳	۰/۴۹۸	۰/۵۴۰	۰/۵۶۰	۰/۵۵۶	۰/۵۷۰	۰/۵۳۸	۰/۶۳۱	۰/۴۲۱	۰/۳۷۷	۰/۶۴۹	۰/۶۴۴	۰/۶۹۸
K	۰/۰۷۸	۰/۱۲۴	۰/۱۲۲	۰/۰۸۲	۰/۰۹۵	۰/۰۷۲	۰/۰۹۵	۰/۰۶۶	۰/۱۲۰	۰/۱۰۴	۰/۱۶۳	۰/۰۷۲	۰/۰۶۴
Sum	۱۵/۳۷۷	۱۵/۲۴۴	۱۵/۳۵۷	۱۵/۴۱۸	۱۵/۴۲۸	۱۵/۴۱۸	۱۵/۴۱۰	۱۵/۴۳۵	۱۵/۲۹۵	۱۵/۲۶۱	۱۵/۵۷۴	۱۵/۴۶۷	۱۵/۴۴۷
Fe#	۳۰/۹۸	۲۶/۰۵	۲۰/۸۴	۳۵/۳۱	۳۳/۲۸	۳۳/۲۰	۳۲/۲۱	۲۹/۵۲	۲۴/۳۴	۲۲/۹۴	۳۰/۸۱	۲۷/۰۷	۱۹/۴۱
Mg#	۶۹/۰۲	۷۳/۹۵	۷۹/۱۶	۶۴/۶۹	۶۶/۷۲	۶۶/۸۰	۶۷/۷۹	۷۰/۴۸	۷۵/۶۶	۷۷/۰۶	۶۹/۱۹	۷۲/۹۳	۸۰/۵۹
Classification	Tschermakitic hornblende			Tschermakite			Tschermakitic hornblende		Magnesio-hornblende		Tschermakite		Tschermakite

پلاژیوکلاز: پلاژیوکلازهای موجود در این بیگانه‌سنگ‌های فاقد زونینگ و ماکل پلی‌سینتتیک هستند و در بسیاری موارد می‌توان آثار فرایند سوسوریتی‌شدن را در این کانی‌ها مشاهده کرد (شکل ۴ الف، پ). براساس نتایج تجزیه نقطه‌ای و انطباق آن‌ها با بررسی‌های میکروسکوپی، پلاژیوکلازهای بدور از دگرسانی موجود در بیگانه‌سنگ‌های نوع آمفیبولیت عمدتاً آندزین (Anorthite= ۳۵-۴۵%) و لابرادوریت (Anorthite= ۵۷%) هستند (شکل ۵ ب). حال

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2026-05-19]

[DOI: 10.29252/gnf.3.2.199]

آن‌که ترکیب پلاژیوکلازها در بیگانه‌سنگ‌های کلینوپیروکسن آمفیبولیت و گارنت کلینوپیروکسن آمفیبولیت از نوع آلبیت (Albite= ۹۴-۹۷%) و الیگوکلاز (Albite= ۷۴-۸۷%) است (جدول ۲ و شکل ۵ ب).

جدول ۲. نتایج تجزیه‌های میکروپروب (براساس wt.%) و محاسبه فرمول ساختاری پلاژیوکلازها (براساس ۸ اتم اکسیژن) در بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیتی موجود در مجموعه دایک‌های بیاضه

Rock Type	Amphibolite xenoliths						Clinopyroxene amphibolite xenoliths				Grt- Cpx amphibolite xenoliths
Sample no.	B۴۲۷	B۴۲۷	B۴۲۷	B۴۲۷	B۴۲۷	B۴۲۷	K۳۳	K۳۳	K۳۴	K۳۴	K۳۳-۱
Point no.	۱۶	۱۸	۱۹	۲۳	۲۴	۱۷	۸۹	۹۸	۶۶	۷۲	۲۵۹
SiO_2	۵۹/۶۹	۵۷/۶۱	۵۸/۳۴	۵۷/۵۹	۵۶/۰۲	۵۳/۸۰	۶۹/۳۹	۶۷/۳۰	۶۴/۸۴	۶۵/۷۵	۷۰/۷۶
TiO_2	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al_2O_3	۲۵/۳۰	۲۶/۲۶	۲۵/۸۹	۲۶/۴۴	۲۷/۳۶	۲۹/۱۱	۲۰/۸۰	۲۱/۷۳	۲۲/۴۸	۲۲/۶۷	۲۰/۴۶
Cr_2O_3	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
FeO*	۰/۱۷	۰/۲۱	۰/۱۵	۰/۴۲	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۱۵	۰/۲۵	۰/۱۷	۰/۰۹	۰/۰۷
MnO	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
MgO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱
CaO	۷/۳۱	۸/۶۷	۷/۹۱	۸/۸۱	۹/۳۶	۱۱/۹۹	۰/۸۷	۲/۱۱	۳/۷۶	۳/۷۵	۰/۲۳
Na_2O	۷/۱۹	۶/۴۲	۶/۸۳	۶/۷۱	۵/۸۱	۴/۷۸	۸/۲۵	۸/۳۷	۸/۰۵	۷/۱۴	۷/۴۰
K_2O	۰/۵۱	۰/۴۰	۰/۴۱	۰/۳۹	۰/۶۲	۰/۲۳	۰/۰۴	۰/۱۱	۰/۵۶	۰/۵۴	۰/۰۶
Sum	۱۰۰/۱۸	۹۹/۵۷	۹۹/۵۳	۱۰۰/۴۲	۹۹/۳۶	۱۰۰/۱۰	۹۹/۵۲	۹۹/۹۲	۹۹/۸۷	۹۹/۹۶	۹۸/۹۹
Oxygen#	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸
Si	۲/۶۶۲	۲/۵۹۵	۲/۶۲۳	۲/۵۸۱	۲/۵۳۷	۲/۴۳۳	۳/۰۰۶	۲/۹۳۰	۲/۸۵۳	۲/۸۷۵	۳/۰۵۶
Ti	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
$Al^{(IV)}$	۱/۳۲۹	۱/۳۹۳	۱/۳۷۱	۱/۳۹۵	۱/۴۵۹	۱/۵۵۰	۱/۰۶۱	۱/۱۱۴	۱/۱۶۵	۱/۱۶۷	۱/۰۴۱
$Al^{(VI)}$	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Cr	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Fe^{3+}	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Fe^{2+}	۰/۰۰۶	۰/۰۰۸	۰/۰۰۶	۰/۰۱۶	۰/۰۰۷	۰/۰۰۷	۰/۰۰۶	۰/۰۰۹	۰/۰۰۶	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳
Mn	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Mg	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱
Ca	۰/۳۴۹	۰/۴۱۸	۰/۳۸۱	۰/۴۲۳	۰/۴۵۴	۰/۵۸۱	۰/۰۴۱	۰/۰۹۸	۰/۱۷۷	۰/۱۷۶	۰/۰۱۱
Na	۰/۶۲۲	۰/۵۶۱	۰/۵۹۵	۰/۵۸۳	۰/۵۱۰	۰/۴۱۹	۰/۶۹۳	۰/۷۰۶	۰/۶۸۷	۰/۶۰۵	۰/۶۱۹
K	۰/۰۲۹	۰/۰۲۳	۰/۰۲۳	۰/۰۲۲	۰/۰۳۶	۰/۰۱۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۶	۰/۰۳۱	۰/۰۳۰	۰/۰۰۳
Sum	۴/۹۹۷	۴/۹۹۸	۴/۹۹۹	۵/۰۲۱	۵/۰۰۴	۵/۰۰۴	۴/۸۰۹	۴/۸۶۵	۴/۹۱۹	۴/۸۵۷	۴/۷۳۴
End Members											
Albite	۶۲/۲۰	۵۶/۰۰	۵۹/۶۰	۵۶/۷۰	۵۱/۰۰	۴۱/۴۰	۹۴/۲۰	۸۷/۲۰	۷۶/۸۰	۷۴/۶۰	۹۷/۸۰
Anorthite	۳۴/۹۰	۴۱/۷۰	۳۸/۱۰	۴۱/۱۰	۴۵/۴۰	۵۷/۴۰	۵/۶۰	۱۲/۱۰	۱۹/۸۰	۲۱/۷۰	۱/۷۰
Orthoclase	۲/۹۰	۲/۳۰	۲/۳۰	۲/۱۰	۳/۶۰	۱/۳۰	۰/۳۰	۰/۷۰	۳/۵۰	۳/۷۰	۰/۵۰
Classification	Andesine					Labradorite	Albite	Oligoclase			Albite

کلینوپیروکسن: مقدار کلینوپیروکسن در بیگانه‌سنگ‌های کلینوپیروکسن آمفیبولیت دارای فراوانی مودال تقریباً ۲۰٪ است که فراوانی کلینوپیروکسن در این نوع از بیگانه‌سنگ‌ها بیش‌تر از گارنت کلینوپیروکسن آمفیبولیت‌ها (با فراوانی مودال کلینوپیروکسن نزدیک به ۱۲٪) است (جدول ۵). کلینوپیروکسن‌های موجود عمدتاً بی‌شکل و همراه با آمفیبول‌ها هستند (شکل ۴ پ و ت)؛ که براساس بررسی‌های پتروگرافی به‌نظر می‌رسد این کلینوپیروکسن‌ها به‌واسطهٔ پیشرفت دگرگونی و با مشارکت آمفیبول‌ها ایجاد شده‌اند. از نظر شیمیایی، کلینوپیروکسن‌های موجود از دسته پیروکسن‌های غنی از آهن، کلسیم و منیزیم هستند و ترکیب دیوپسید دارند (شکل ۵ پ). این کانی‌ها حاوی Al_2O_3<۲/۱۳ درصد وزنی و مقدار TiO_2<۰/۲۷ درصد وزنی هستند (جدول ۳). مقدار $Fe^{3+}+Al^{IV}$ در ترکیب این کلینوپیروکسن‌ها بسیار پایین است؛ این ویژگی نشان‌گر پایین بودن فوگاسیته اکسیژن و وجود شرایط احیا در زمان

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2026-05-19]
[DOI: 10.29252/gnf.3.2.199]

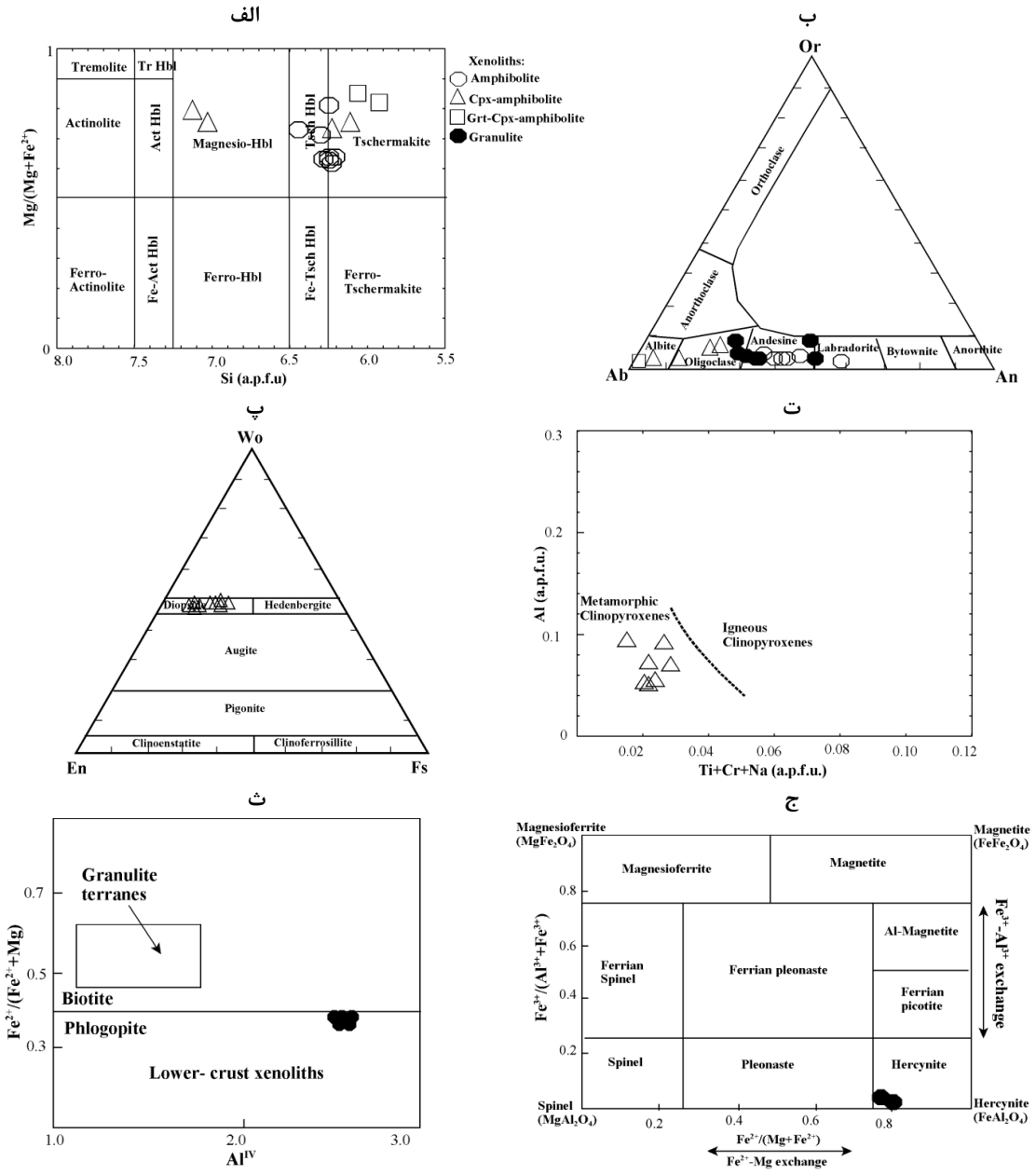
تشکیل این کانی‌ها است [۱۵]. بررسی ماهیت کلینوپیروکسن‌های موجود در این نمونه‌ها براساس مقادیر Al، Cr، Na و K نشان‌دهندهٔ ماهیت دگرگونی آن‌ها است (شکل ۵ ت)؛ که بررسی‌های پتروگرافی هم مؤید تشکیل کلینوپیروکسن‌های دگرگونی از آمفیبول‌ها است.

جدول ۳. نتایج آنالیزهای میکروپروب (براساس wt.%) و محاسبه فرمول ساختاری کلینوپیروکسن‌ها (براساس ۶ اتم اکسیژن) در بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیت موجود در مجموعه دایک‌های بیاضه

Rock Type	Clinopyroxene amphibolite xenoliths							Garnet-clinopyroxene amphibolite xenoliths		
Sample no.	K۳۳	K۳۳	K۳۳	K۳۳	K۳۴	K۳۴	K۳۴	K۳۳-۱	K۳۳-۱	K۳۳-۱
Point no.	۹۳	۹۴	۹۵	۹۷	۷۳	۷۴	۷۵	۲۵۸	۲۶۰	۲۶۴
SiO_2	۵۳/۳۷	۵۳/۲۳	۵۳/۳۰	۵۲/۹۶	۵۴/۵۵	۵۴/۵۱	۵۴/۸۵	۵۳/۰۸	۵۳/۳۳	۵۳/۲۸
TiO_2	۰/۰۸	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۰۹	۰/۱۵
Al_2O_3	۲/۰۰	۱/۱۲	۱/۲۵	۱/۰۸	۱/۷۹	۱/۷۳	۰/۹۱	۲/۱۳	۱/۷۱	۱/۷۵
Cr_2O_3	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۵
FeO*	۹/۳۵	۱۱/۲۹	۱۰/۶۸	۱۱/۲۸	۶/۷۴	۶/۵۹	۵/۸۱	۹/۹۱	۱۰/۰۹	۹/۹۲
MnO	۰/۴۹	۰/۴۸	۰/۵۳	۰/۴۳	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۳۹	۰/۴۴	۰/۳۲
MgO	۱۲/۱۰	۱۰/۸۲	۱۰/۷۴	۱۰/۷۱	۱۳/۷۶	۱۳/۸۰	۱۴/۴۶	۱۱/۰۹	۱۱/۳۵	۱۱/۳۹
CaO	۲۲/۸۶	۲۲/۸۱	۲۲/۹۱	۲۲/۹۳	۲۱/۶۷	۲۱/۷۰	۲۲/۵۰	۲۲/۹۱	۲۲/۵۸	۲۳/۰۱
Na_2O	۰/۱۷	۰/۲۵	۰/۲۹	۰/۲۹	۱/۵۰	۱/۴۰	۰/۹۹	۰/۲۹	۰/۲۲	۰/۳۳
K_2O	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱
Sum	۱۰۰/۴۲	۱۰۰/۰۷	۹۹/۸۰	۹۹/۸۲	۱۰۰/۳۹	۱۰۰/۱۰	۹۹/۷۹	۱۰۰/۰۲	۹۹/۸۷	۱۰۰/۱۹
Oxygen#	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۶
Si	۱/۹۹۷	۲/۰۱۷	۲/۰۲۳	۲/۰۱۲	۱/۹۹۷	۲/۰۰۲	۲/۰۲۱	۲/۰۰۲	۲/۰۱۵	۲/۰۰۴
Ti	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۷	۰/۰۰۷	۰/۰۰۴	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴
$Al^{(IV)}$	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
$Al^{(VI)}$	۰/۰۸۵	۰/۰۵۰	۰/۰۵۶	۰/۰۴۸	۰/۰۷۴	۰/۰۷۵	۰/۰۳۹	۰/۰۹۵	۰/۰۷۶	۰/۰۷۷
Cr	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲
Fe^{3+}	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۲۲	۰/۰۰۶	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Fe^{2+}	۰/۲۹۲	۰/۳۵۸	۰/۳۳۹	۰/۳۵۹	۰/۱۸۴	۰/۱۹۷	۰/۱۷۹	۰/۳۱۳	۰/۳۱۹	۰/۳۱۲
Mn	۰/۰۱۵	۰/۰۱۵	۰/۰۱۷	۰/۰۱۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۱۳	۰/۰۱۴	۰/۰۱۰
Mg	۰/۶۷۵	۰/۶۱۱	۰/۶۰۸	۰/۶۰۷	۰/۷۵۱	۰/۷۵۶	۰/۷۹۴	۰/۶۲۴	۰/۶۳۹	۰/۶۳۸
Ca	۰/۹۱۶	۰/۹۲۶	۰/۹۳۲	۰/۹۳۴	۰/۸۵۰	۰/۸۵۴	۰/۸۸۸	۰/۹۲۶	۰/۹۱۴	۰/۹۲۷
Na	۰/۰۱۲	۰/۰۱۹	۰/۰۲۱	۰/۰۲۲	۰/۱۰۶	۰/۱۰۰	۰/۰۷۱	۰/۰۲۱	۰/۰۱۶	۰/۰۲۴
K	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰
Sum	۳/۹۹۸	۳/۹۹۸	۳/۹۹۹	۴/۰۰۰	۳/۹۹۸	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۴/۰۰۰	۳/۹۹۹	۳/۹۹۸
End Members:										
Wollastonite	۴۸/۲۵	۴۸/۴۷	۴۹/۱۵	۴۸/۸۱	۴۶/۹۶	۴۷/۰۷	۴۷/۶۳	۴۹/۳۸	۴۸/۴۶	۴۹/۱۲
Enstatite	۳۵/۵۴	۳۲/۰۰	۳۲/۰۶	۳۱/۷۲	۴۱/۴۸	۴۱/۶۵	۴۲/۶۰	۳۳/۲۷	۳۳/۸۹	۳۳/۸۲
Ferrosillite	۱۶/۲۱	۱۹/۵۳	۱۸/۷۹	۱۹/۴۷	۱۱/۵۶	۱۱/۲۸	۹/۷۷	۱۷/۳۵	۱۷/۶۵	۱۷/۰۶
Classification	Diopside									

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2026-05-19]

[DOI: 10.29252/gnf.3.2.199]



شکل ۵. ترکیب شیمیایی کانی‌های موجود در بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیتی و گرانولیتی،الف) نمودار طبقه‌بندی آمفیبول‌ها (اقتباس از [۱۶، ب) مثلث تقسیم‌بندی پلاژیوکلازها (اقتباس از [۱۶])، پ) نمودار تقسیم‌بندی کلینوپیروکسن‌ها (برگرفته از [۱۶])، ت) نمودار بررسی ماهیت کلینوپیروکسن‌ها (از [۱۷])، ث) نمودار تقسیم‌بندی خانواده بیوتیت‌ها (برگرفته از [۱۸])، ج) نمودار طبقه‌بندی اسپینل‌ها (اقتباس از [۱۶])

گارنت: گارنت از کانی‌های موجود در گارنت کلینوپیروکسن آمفیبولیت‌ها است. بررسی نتایج حاصل از تجزیهٔ میکروپروب این کانی‌ها نشان می‌دهد که گارنت‌های موجود دارای مقادیر CaO~۱۹، Al_2O_3~۲۱ و FeO*~۱۶ درصد وزنی هستند (جدول ۴). براساس محاسبه مقدار درصد اعضای پایانی در این کانی‌ها، گارنت‌های موجود ترکیب Grs_{50}-$_{54}Alm_{32-35}Prp_{10-11}Sps_2$ دارند (جدول ۴)؛ میزان آندرادیت در این کانی‌ها بسیار کم است و این مسئله حاکی از

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2026-05-19]
[DOI: 10.29252/gnf.3.2.199]

وجود شرایط احیا در هنگام دگرگونی و تبلور آن‌ها است [۱۹]؛ که کم بودن فوگاسیتهٔ اکسیژن با محتوی کم $Fe^{3+}+Al^{IV}$ در کلینوپیروکسن‌های موجود در این نمونه‌ها نیز مشخص است.

مختصات جغرافیایی محل‌های نمونه‌برداری و خلاصه‌ای از خصوصیات پتروگرافی و شیمی‌کانی بیگانه‌سنگ‌های مختلف موجود در مجموعه دایک بیاضه در جدول ۵ ارائه شده است.

جدول ۴. نتایج تجزیه‌های میکروپروب (براساس wt.%) و محاسبه فرمول ساختاری گارنت‌ها (براساس ۱۲ اتم اکسیژن) در بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیت موجود در مجموعه دایک‌های بیاضه

Rock Type	Granulite xenoliths						
Classification	Garnet						
Sample no.	K۳۳-۱	K۳۳-۱ core	K۳۳-۱ rim	Sample no.	K۳۳-۱	K۳۳-۱ core	K۳۳-۱ rim
Point no.	۲۶۵	۲۶۱	۲۶۲	Point no.	۲۶۵	۲۶۱	۲۶۲
(wt.%)				(a.p.f.u.)			
SiO_2	۳۹/۸۲	۳۹/۶۹	۳۹/۹۵	Si	۳/۰۸۰	۳/۰۷۲	۳/۰۷۶
TiO_2	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۲۷	Ti	۰/۰۱۷	۰/۰۱۷	۰/۰۱۶
Al_2O_3	۲۱/۱۱	۲۱/۰۹	۲۱/۱۲	$Al^{(IV)}$	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Cr_2O_3	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	$Al^{(VI)}$	۱/۹۲۲	۱/۹۲۲	۱/۹۱۵
FeO*	۱۶/۴۵	۱۵/۱۵	۱۵/۸۰	Cr	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲
MnO	۱/۱۴	۱/۱۲	۱/۱۴	Fe^{3+}	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
MgO	۲/۸۵	۲/۷۳	۳/۱۲	Fe^{2+}	۱/۰۶۴	۰/۹۸۱	۱/۰۱۷
CaO	۱۸/۲۷	۱۹/۵۲	۱۸/۷۰	Mn	۰/۰۷۵	۰/۰۷۳	۰/۰۷۴
Na_2O	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	Mg	۰/۳۲۹	۰/۳۱۵	۰/۳۵۸
K_2O	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	Ca	۱/۵۱۴	۱/۶۱۸	۱/۵۴۳
Sum	۹۹/۹۳	۹۹/۵۹	۱۰۰/۱۳	Na	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰
Structural formula based on the 12 Oxygens				K	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
				Sum	۸/۰۰۱	۸/۰۰۰	۸/۰۰۱
End Members:	Almandine				۳۵/۶۹	۳۲/۸۰	۳۴/۰۱
	Andradite				۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
	Grossular				۵۰/۷۷	۵۴/۱۲	۵۱/۴۷
	Pyrope				۱۱/۰۳	۱۰/۵۳	۱۱/۹۵
	Spessartine				۲/۵۱	۲/۴۵	۲/۴۸
	Uvarovite				۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۹

پتروگرافی و شیمی‌کانی بیگانه‌سنگ‌های گرانولیت موجود در مجموعه دایک‌های فلسیک بیاضه

بیگانه‌سنگ‌های گرانولیتی موجود در مجموعه دایک بیاضه دارای فراوانی کم‌تری نسبت به بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیتی هستند. کانی‌های اصلی موجود در این بیگانه‌سنگ‌ها به‌ترتیب فراوانی شامل پلاژیوکلاز (۴۰٪)، فلوگوپیت (۲۰٪)، اسپینل (۱۰٪)، گارنت (۱۰٪)، سیلیمانیت (۸٪) و استارولیت (۵٪) هستند (شکل ۴ ث و چ). کلریت، اکتینولیت و کانی‌های اپاک نیز از کانی‌های فرعی موجود در این نمونه‌ها هستند. بافت‌های اصلی موجود در این بیگانه‌سنگ‌ها، بافت‌های گرانوبلاستیک، لپیدوبلاستیک، پورفیروبلاستیک و پوئی‌کیلوبلاستیک است و می‌توان وجود اتصالات سه‌گانه با زاویه ۱۲۰ درجه را نیز در بین کانی‌ها مشاهده کرد (شکل ۴ ث وچ). مختصات جغرافیایی محل‌های نمونه‌برداری و خلاصه‌ای از خصوصیات پتروگرافی و شیمی‌کانی بیگانه‌سنگ‌های موجود در جدول ۵ آورده شده است.

پلاژیوکلاز: پلاژیوکلازها فراوان‌ترین کانی سازنده این بیگانه‌سنگ‌ها است و عمدتاً فاقد دگرسانی، زونینگ و ماکل پلی‌سینتتیک هستند (شکل ۴ ث و ج). این کانی‌ها گاها دارای ادخال‌هایی از سیلیمانیت هستند. براساس نتایج تجزیهٔ

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2026-05-19]

[DOI: 10.29252/gnf.3.2.199]

میکروپروپ (جدول ۶)، پلاژیوکلازهای موجود دارای ترکیب الیگوکلاز (Anorthite= ۱۱-۲۷%)، آندزین (Anorthite= ۳۱-۴۷%) و لابرادوریت (Anorthite= ۵۰%) هستند (شکل ۵ ب).

جدول ۵. مختصات جغرافیایی محل‌های نمونه‌برداری و خلاصه‌ای از خصوصیات پتروگرافی و شیمی‌کانی در بیگانه‌سنگ‌های موجود در مجموعه دایک‌های بیاضه

Sample no.	Location	Rock type	Mineral association of the xenoliths				Main textures
			major minerals	major minerals		minor minerals	
				%vol.	Chemical composition		
B427	N33°15′30″ E54°58′87″	Amphibolite xenolith	Amph Pl	60% 30%	Ts-Hbl, Ts Ande, Lab	Chl Sph opq	Granoblastic Nematoblastic
K33 K34	N33°16′76″ E55°00′97″ N33°16′13″ E55°00′30″	Cpx amphibolite xenolith	Amph Pl Cpx	45% 25% 20%	Ts-Hbl, Ts, Mg-Hbl Ab, Olig Di	Chl Act Opq	Granoblastic Nematoblastic Poikiloblastic
K33-1	N33°15′96″ E54°59′70″	Grt-Cpx amphibolite xenolith	Amph Pl Grt Cpx	35% 22% 20% 12%	Ts Ab Grs-Alm Di	Chl Act Cal	Granoblastic Porphyroblastic Nematoblastic Poikiloblastic
B841 K20-1	N33°16′30″ E55°00′29″ N33°17′00″ E55°01′26″	Granulite xenolith	Pl Phl Spl Grt Sil St	40% 20% 10% 10% 8% 5%	Olig, Lab, Ande Phl Hc Alm-Pyp Sil St	Chl Act Opq	Granoblastic Lepidoblastic Porphyroblastic Poikiloblastic

فلوگوپیت: فلوگوپیت دارای فراوانی قابل توجه در این بیگانه‌سنگ‌ها است و سازنده بافت لپیدوبلاستیک در آن‌ها است (شکل ۴ ث و ج). این کانی از کانی‌های شاخص در گرانولیت‌های پوسته زیرین است [۲۰]. نتایج آنالیز نقطه‌ای برخی از فلوگوپیت‌های بدور از دگرسانی موجود در این بیگانه‌سنگ‌ها میانگین مقادیر TiO_2 و MgO به‌ترتیب ۳/۶۵ و ۱۳/۲۸ درصد وزنی را نشان می‌دهد (جدول ۷). هم‌چنین محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها حاکی از آن است که این کانی‌ها دارای میانگین مقادیر $Al^{(IV)}$~۲/۶ و Fe#~۳۷/۶ هستند (جدول ۷)؛ بنا براین در تقسیم‌بندی خانواده بیوتیت‌ها، نمونه‌های موجود از نوع فلوگوپیت است و از نظر ترکیبی مشابه با میکاهای موجود در بیگانه‌سنگ‌های پوسته تحتانی هستند (شکل ۵ ث).

اسپینل: اسپینل‌های موجود در این گروه از بیگانه‌سنگ‌ها عمدتاً به‌صورت بلورهای شکل‌دار هستند که در نور طبیعی به‌رنگ سبز تیره دیده می‌شوند. از نظر شیمیایی اسپینل‌های موجود مقادیر زیادی از Al_2O_3 (~۵۳wt%) و FeO* (~۴۰ wt%) دارند و فقیر از نظر Cr_2O_3 (<۰/۰۲wt%) هستند و دارای Fe# برابر با ۷۵/۵-۷۸/۹ درصد هستند (جدول ۷). این کانی‌ها، از دسته اسپینل‌های غنی از آلومینیوم هستند که ترکیب آن‌ها بر نمودار طبقه‌بندی اسپینل‌ها، در محدوده هرسینیت قرار می‌گیرد (شکل ۵ ج).

گارنت: درشت بلورهای گارنت موجود در این بیگانه‌سنگ‌های گرانولیتی دارای ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز، فلوگوپیت و اپاک هستند (شکل ۳ چ و ح). تجزیهٔ میکروپروپ این کانی‌ها نشان‌گر آن است که گارنت‌های موجود دارای مقادیر

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2026-05-19]
[DOI: 10.29252/gnf.3.2.199]

CaO~۲/۶، Al_2O_3~۲۳ و FeO^*~۲۴ درصد وزنی هستند (جدول ۸). محاسبه ترکیب اعضای پایانی در گارنت‌های موجود نشان‌دهندهٔ آن است که مرکز این کانی دارای ترکیب $Alm_{52}Prp_{35}Grs_6Sps_5$ است و در حاشیه نیز ترکیب $Alm_{54}Prp_{34}Grs_7\ Sps_3$ دارند (جدول ۸)؛ بنا براین ترکیب این گارنت‌ها از نوع آلماندین-پیروپ است و اختلاف ترکیب گسترده‌ای در مرکز و حاشیه این کانی وجود ندارد (جدول ۸).

سیلیمانیت: سیلیمانیت‌های موجود اغلب به‌صورت فیبرولیت است و بلورهای سوزنی‌شکل و جهت‌یافتهٔ آن در زمینه سنگ و درون کانی‌های پلاژیوکلاز قابل مشاهده است (شکل ۴ ث و ج). تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها نشان‌گر آن است که سیلیمانیت‌های موجود دارای مقادیر SiO_2~۳۸ و Al_2O_3~۵۹ و FeO^*<۰/۳ درصد وزنی هستند (جدول ۷).

استارولیت: استارولیت در این بیگانه‌سنگ‌ها با فراوانی کم‌تر از ۵ درصد حجمی است (شکل ۴ ث و ج). از نظر شیمیایی استارولیت‌های موجود دارای میانگین SiO_2~۲۸ و Al_2O_3~۵۴ درصد وزنی هستند (جدول ۷). این کانی‌ها دارای میانگین FeO^* و MgO به‌ترتیب ۱۳/۰ و ۲/۵ درصد وزنی هستند (جدول ۷).

جدول ۶. نتایج تجزیه‌های میکروپروب (براساس wt.%) و محاسبه فرمول ساختاری پلاژیوکلازها (براساس ۸ اتم اکسیژن) در بیگانه‌سنگ‌های گرانولیت موجود در مجموعه دایک‌های بیاضه

Rock Type		Granulite xenoliths							
Sample no.		B۸۴۱/۵۳	K۲۰-۱/۷۸	K۲۰-۱/۷۹	B۸۴۱/۶۳	B۸۴۱/۵۵	B۸۴۱/۵۹	K۲۰-۱/۸۱	K۲۰-۱/۸۵
SiO_2		۶۴/۲۴	۶۶/۷۳	۵۷/۴۶	۶۰/۸۶	۶۰/۵۵	۶۲/۹۲	۵۵/۳۴	۶۰/۹۷
TiO_2		۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲
Al_2O_3		۲۴/۶۷	۲۲/۰۳	۲۸/۰۴	۲۵/۰۳	۲۵/۱۵	۲۴/۴۸	۲۹/۰۹	۲۵/۳۳
Cr_2O_3		۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
FeO*		۰/۲۵	۰/۴۶	۰/۰۸	۰/۱۶	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۰۹
MnO		۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
MgO		۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۱
CaO		۳/۹۸	۱/۵۵	۹/۴۴	۶/۳۴	۶/۴۰	۵/۴۰	۹/۲۵	۶/۳۸
Na_2O		۵/۳۹	۸/۲۷	۵/۰۲	۷/۲۵	۷/۳۹	۶/۲۱	۵/۱۶	۷/۰۸
K_2O		۰/۸۹	۰/۸۷	۰/۲۵	۰/۳۰	۰/۳۱	۰/۴۲	۰/۸۵	۰/۳۱
Sum		۹۹/۵۰	۹۹/۹۶	۱۰۰/۳۳	۹۹/۹۶	۹۹/۹۶	۹۹/۵۷	۹۹/۸۴	۱۰۰/۲۰
Oxygen#		۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸
Si		۲/۸۱۶	۲/۹۱۶	۲/۵۵۷	۲/۷۰۳	۲/۶۹۲	۲/۷۷۶	۲/۴۹۱	۲/۶۹۹
Ti		۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱
$Al^{(IV)}$		۱/۲۷۴	۱/۱۳۳	۱/۴۶۹	۱/۳۰۹	۱/۳۱۷	۱/۲۷۲	۱/۵۴۲	۱/۳۲۰
$Al^{(VI)}$		۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Cr		۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Fe^{3+}		۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Fe^{2+}		۰/۰۰۹	۰/۰۱۷	۰/۰۰۳	۰/۰۰۶	۰/۰۰۴	۰/۰۰۴	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳
Mn		۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Mg		۰/۰۰۴	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰
Ca		۰/۱۸۷	۰/۰۷۲۰	۰/۴۵۰	۰/۳۰۲	۰/۳۰۵	۰/۲۵۵	۰/۴۴۶	۰/۳۰۳
Na		۰/۴۵۸	۰/۷۰۰	۰/۴۳۳	۰/۶۲۴	۰/۶۳۷	۰/۵۳۲	۰/۴۵۰	۰/۶۰۸
K		۰/۰۵۰	۰/۰۴۸	۰/۰۱۴	۰/۰۱۷	۰/۰۱۸	۰/۰۲۳	۰/۰۴۹	۰/۰۱۷
Sum		۴/۷۹۹	۴/۸۸۹	۴/۹۲۸	۴/۹۶۲	۴/۹۷۴	۴/۸۶۳	۴/۹۸۴	۴/۹۵۱
End Members:	Albite	۶۵/۹۰	۸۴/۴۰	۴۸/۳۰	۶۶/۲۰	۶۶/۴۰	۶۵/۷۰	۴۷/۶۰	۶۵/۵۰
	Anorthite	۲۶/۹۰	۱۰/۷۰	۵۰/۲۰	۳۲/۰۰	۳۱/۸۰	۳۱/۵۰	۴۷/۲۰	۳۲/۷۰
	Orthoclase	۷/۲۰	۴/۹۰	۱/۶۰	۱/۸۰	۱/۹۰	۲/۸۰	۵/۲۰	۱/۸۰
Classification		Oligoclase		Labradorite	Andesine				

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2026-05-19]

[DOI: 10.29252/gnf.3.2.199]

[DOI: 10.29252/gnf.3.2.199] [Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2026-05-19]

جدول ۷. نتایج تجزیه‌های میکروپروب و محاسبه فرمول ساختاری کانی‌های فلوگوپیت، اسپینل، سیلیمانیت و استارولیت در زنولیت‌های گرانولیت موجود در مجموعه دایک‌های بیاض

Rock Type	Granulite xenoliths						
Sample/Point no.	B۸۴۱/۵۲	B۸۴۱/۵۴	B۸۴۱/۵۸	K۲۰-۱/۸۶	K۲۰-۱/۸۷	B۸۴۱/۶۱	B۸۴۱/۶۲
SiO_2	۳۷/۰۴	۳۶/۹۹	۳۶/۴۹	۳۷/۱۳	۳۶/۹۰	۰/۰۰	۰/۰۱
TiO_2	۳/۴۶	۳/۵۰	۲/۵۹	۴/۳۱	۴/۳۹	۰/۲۷	۰/۲۸
Al_2O_3	۱۹/۴۳	۱۹/۸۴	۲۰/۰۲	۱۹/۱۲	۱۹/۰۷	۵۲/۵۹	۵۳/۵۱
Cr_2O_3	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲
FeO*	۱۷/۸۵	۱۷/۵۶	۱۷/۹۶	۱۴/۰۰	۱۴/۱۶	۴۰/۰۷	۳۹/۷۶
MnO	۰/۱۷	۰/۰۹	۰/۱۹	۰/۰۸	۰/۱۱	۰/۴۲	۰/۴۲
MgO	۹/۰۳	۹/۲۴	۹/۷۰	۱۳/۲۳	۱۳/۲۴	۵/۶۶	۵/۸۲
CaO	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱
Na_2O	۰/۶۲	۰/۷۳	۰/۵۸	۰/۹۴	۰/۸۸	۰/۰۳	۰/۰۴
K_2O	۸/۶۲	۸/۰۸	۷/۲۱	۷/۲۰	۷/۴۳	۰/۰۰	۰/۰۲
Sum	۹۶/۳۰	۹۶/۰۷	۹۴/۸۵	۹۶/۰۳	۹۶/۲۰	۹۹/۰۶	۹۹/۹۰
Oxygen#	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۳۲	۳۲
Si	۵/۴۹۲	۵/۴۷۰	۵/۴۵۳	۵/۳۸۹	۵/۳۶۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Ti	۰/۳۸۶	۰/۳۸۹	۰/۲۹۱	۰/۴۷۱	۰/۴۸۰	۰/۰۴۷	۰/۰۴۸
$Al^{(IV)}$	۲/۵۰۸	۲/۵۳۰	۲/۵۴۷	۲/۶۱۱	۲/۶۳۸	۱۴/۲۳۰	۱۴/۳۳۶
$Al^{(VI)}$	۰/۸۸۵	۰/۹۲۵	۰/۹۷۷	۰/۶۵۸	۰/۶۲۶	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Cr	۰/۰۰۸	۰/۰۰۵	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۴
Fe^{3+}	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۱/۶۳۰	۱/۵۲۵
Fe^{2+}	۲/۲۱۳	۲/۱۷۲	۲/۲۴۵	۱/۶۹۹	۱/۷۲۱	۶/۱۰۵	۶/۰۶۹
Mn	۰/۰۲۱	۰/۰۱۱	۰/۰۲۴	۰/۰۰۹	۰/۰۱۴	۰/۰۸۲	۰/۰۸۱
Mg	۱/۹۹۶	۲/۰۳۷	۲/۱۶۰	۲/۸۶۳	۲/۸۶۷	۱/۶۳۷	۱/۹۷۱
Ca	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	۰/۰۱۶	۰/۰۰۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Na	۰/۱۷۸	۰/۲۰۹	۰/۱۶۹	۰/۲۶۵	۰/۲۴۷	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
K	۱/۶۳۰	۱/۵۲۴	۱/۳۷۵	۱/۳۳۴	۱/۳۷۷	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Sum	۱۵/۳۲۰	۱۵/۲۷۲	۱۵/۲۵۸	۱۵/۳۰۰	۱۵/۳۳۵	۲۳/۷۳۳	۲۴/۰۳۴
Fe#	۵۲/۵۸	۵۱/۶۰	۵۰/۹۶	۳۷/۲۴	۳۷/۵۱	۷۸/۸۶	۷۵/۴۹
Mineral	Phlogopite					Spinel	

Rock Type	Granulite xenoliths				
Sample no.	K۲۰-۱/۸۲	K۲۰-۱/۸۳	B۸۴۱/۵۶	B۸۴۱/۵۷	B۸۴۱/۶۴
SiO_2	۳۸/۶۷	۳۸/۷۰	۲۷/۵۸	۲۸/۳۴	۲۷/۷۹
TiO_2	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۲۳	۰/۳۲	۰/۶۷
Al_2O_3	۵۹/۸۴	۵۹/۹۹	۵۵/۳۲	۵۳/۵۲	۵۳/۸۸
Cr_2O_3	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۶
FeO*	۰/۳۴	۰/۳۰	۱۳/۱۱	۱۲/۹۹	۱۳/۴۰
MnO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۲۹
MgO	۰/۰۱	۰/۱۵	۲/۴۳	۲/۵۱	۲/۵۳
CaO	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱
Na_2O	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲
K_2O	۱/۰۴	۱/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۳
Sum	۱۰۰/۱۶	۱۰۰/۴۱	۹۹/۰۳	۹۸/۰۱	۹۸/۶۸
Oxygen#	۵	۵	۲۴	۲۴	۲۴
Si	۱/۰۴۲	۱/۰۴۲	۴/۰۹۲	۴/۲۵۶	۴/۱۵۲
Ti	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۲۵	۰/۰۳۶	۰/۰۷۵
Al	۱/۹۰۱	۱/۹۰۳	۹/۶۷۴	۹/۴۷۲	۹/۴۸۶
Cr	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Fe^{3+}	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Fe^{2+}	۰/۰۰۸	۰/۰۰۷	۱/۵۶۵	۱/۵۶۵	۱/۶۰۹
Mn	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۳۳	۰/۰۳۴	۰/۰۳۷
Mg	۰/۰۰۶	۰/۰۰۶	۰/۵۳۸	۰/۵۶۲	۰/۵۶۴
Ca	۰/۰۰۵	۰/۰۰۴	۰/۰۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱
Na	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳	۰/۰۰۵
K	۰/۰۳۶	۰/۰۳۵	۰/۰۰۷	۰/۰۰۳	۰/۰۰۶
Sum	۳/۰۰۰	۳/۰۰۰	۱۵/۹۳۹	۱۵/۹۳۲	۱۵/۹۳۵
Mineral	Sillimanite		Staurolite		

جدول ۸. نتایج تجزیه‌های میکروپروب (براساس wt.%) و محاسبه فرمول ساختاری گارنت‌ها (براساس ۱۲اتم اکسیژن) در بیگانه‌سنگ‌های گرانولیت موجود در مجموعه دایک‌های بیاضه

Rock Type	Granulite xenoliths				
Classification	Garnet				
Sample no.	K۲۰-۱-core	K۲۰-۱-rim	Sample no.	K۲۰-۱-core	K۲۰-۱-rim
Point no.	۷۶	۷۷	Point no.	۷۶	۷۷
(wt.%)			(a.p.f.u.)		
SiO_2	۳۹/۷۳	۳۹/۵۲	Si	۳/۰۵۷	۳/۰۴۳
TiO_2	۰/۰۷	۰/۱۴	Ti	۰/۰۰۴	۰/۰۰۸
Al_2O_3	۲۲/۲۴	۲۲/۱۹	$Al^{(IV)}$	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Cr_2O_3	۰/۰۰	۰/۰۱	$Al^{(VI)}$	۲/۰۱۶	۲/۰۱۲
FeO*	۲۳/۹۴	۲۴/۶۵	Cr	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
MnO	۲/۲۳	۱/۷۰	Fe^{3+}	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
MgO	۹/۱۳	۸/۹۰	Fe^{2+}	۱/۵۴۰	۱/۵۸۷
CaO	۲/۲۹	۲/۶۲	Mn	۰/۱۴۵	۰/۱۱۱
Na_2O	۰/۰۱	۰/۰۰	Mg	۱/۰۴۷	۱/۰۲۲
K_2O	۰/۰۰	۰/۰۰	Ca	۰/۱۸۹	۰/۲۱۶
Sum	۹۹/۶۳	۹۹/۷۳	Na	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰
Structural formula based on the 12 Oxygens			K	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
			Sum	۸/۰۰۰	۷/۹۹۹
End Members:		Almandine		۵۲/۶۷	۵۴/۰۵
		Andradite		۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
		Grossular		۶/۴۷	۷/۳۵
		Pyrope		۳۵/۸۰	۳۴/۸۰
		Spessartine		۴/۹۶	۳/۷۸
		Uvarovite		۰/۰۰۰	۰/۰۲

پتروژنز بیگانه‌سنگ‌های موجود در مجموعه دایک‌های فلسیک بیاضه

زمین دما- فشارسنجی بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیت

بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیت موجود در مجموعه دایک‌های فلسیک بیاضه از نظر کانی‌شناسی به آمفیبولیت، کلینوپیروکسن آمفیبولیت و گارنت کلینوپیروکسن آمفیبولیت قابل تقسیم هستند که با توجه به پاراژنز کانی‌های موجود در این بیگانه‌سنگ‌ها از فشارسنجی آمفیبول و دماسنجی پلاژیوکلاز- آمفیبول به‌منظور تعیین شرایط دما و فشار تعادل آن‌ها استفاده شد.

فشارسنجی براساس ترکیب آمفیبول: فشارسنجی با استفاده از محتوی Al^{total} موجود در ساختار هورنبلند با استفاده از معادلات فشارسنجی همرستروم و زن (۱۹۸۶) [۲۱]، هالیستر و همکاران (۱۹۸۷) [۲۲]، جانسون و رادرفورد (۱۹۸۹) [۲۳] و اشمیت (۱۹۹۲) [۲۴] انجام می‌گیرد که دقیق‌ترین آن‌ها روش اشمیت (۱۹۹۲) [۲۴] است [۲۵]. نتایج فشارسنجی با استفاده از این معادلات به تفکیک نوع بیگانه‌سنگ آمفیبولیتی در جدول ۹ ارائه شده است. براین اساس فشار به‌دست آمده از بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیت به‌سمت کلینوپیروکسن آمفیبولیت و گارنت کلینوپیروکسن آمفیبولیت افزایش یافته است که به‌ترتیب از میانگین ۸/۵ کیلوبار در آمفیبولیت به ۱۰/۰ کیلوبار در کلینوپیروکسن آمفیبولیت و سپس ۱۱/۳ کیلوبار در گارنت کلینوپیروکسن آمفیبولیت افزایش می‌یابد (جدول ۹).

دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز: دماسنج هورنبلند-پلاژیوکلاز برمبنای مقادیر Al^{IV} و Si موجود در ساختمان هورنبلند و نوع پلاژیوکلاز همراه آن است. این دماسنج برای سنگ‌های مربوط به رخساره شیست‌سبز تا گرانولیت قابل استفاده است [۲۶]. با توجه به عدم وجود کوارتز در بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیتی مقدار دما براساس روش هلند و بلوندی

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2026-05-19]
[DOI: 10.29252/gnf.3.2.199]

(۱۹۹۴) [۲۷] تعیین شد. براین اساس دمای ۷۰۸ تا ۷۹۴ درجه سانتی‌گراد برای بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیت به‌دست آمده است (جدول ۱۰).

جدول ۹. نتایج فشارسنجی آمفیبول در بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیتی مجموعه دایک‌های بیاضه

Xenoliths				Methods			
Sample	Point	Mineral	Al^{total}	Schmidt, 1992 P(±0.6kbar)= 4.76Al(t)-3.01	Johnson & Rutherford, 1989 P(±0.5kbar) = 4.23Al(t)-3.46	Hollister et al., 1987 P(±1kbar) = 5.64Al(t)-4.76	Hammarstrom & Zen, 1986 P(±3kbar) = 5.03Al(t)-3.92
Amphibolite							
B۴۲۷	۱۳	Ts	۲/۶۹	۹/۶	۷/۹	۱۰/۴	۹/۶
B۴۲۷	۱۴	Ts	۲/۵۷	۹/۲	۷/۴	۹/۷	۹/۰
B۴۲۷	۲۲	Ts	۲/۶۵	۹/۴	۷/۷	۱۰/۲	۹/۴
B۴۲۷	۲۵	Ts	۲/۴۹	۸/۸	۷/۱	۹/۳	۸/۶
B۴۲۷	۵	Ts-Hbl	۲/۴۱	۸/۵	۶/۸	۸/۹	۸/۲
B۴۲۷	۸	Ts-Hbl	۱/۹۷	۶/۴	۴/۹	۶/۴	۶/۰
B۴۲۷	۹	Ts-Hbl	۲/۱۷	۷/۳	۵/۷	۷/۵	۷/۰
Average				۸/۵	۶/۸	۸/۹	۸/۳
Cpx-amphibolite							
K۳۳	۸۸	Ts-Hbl	۲/۶۲	۹/۵	۷/۶	۱۰/۰	۹/۳
K۳۳	۹۶	Ts	۲/۹۰	۱۰/۶	۸/۵	۱۱/۳	۱۰/۵
Average				۱۰/۰	۸/۰	۱۰/۶	۱۰/۰
Grt-Cpx-amphibolite							
K۳۳-۱	۲۶۶	Ts	۲/۹۰	۱۰/۸	۸/۸	۱۱/۶	۱۰/۶
K۳۳-۱	۲۶۷	Ts	۳/۱۴	۱۱/۹	۹/۸	۱۲/۹	۱۱/۹
Average				۱۱/۳	۹/۳	۱۲/۳	۱۱/۳

جدول ۱۰. نتایج دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز در بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیت در مجموعه دایک‌های بیاضه

Type of xenoliths	Amphibolite			
Sample/Point	B۴۲۷/۱۴	B۴۲۷/۲۲	B۴۲۷/۱۳	B۴۲۷/۵
Mineral Name	Ts	Ts	Ts	Ts-Hbl
Sample/Point	B۴۲۷/۱۸	B۴۲۷/۲۴	B۴۲۷/۱۶	B۴۲۷/۱۷
Mineral Name	And	And	And	Lab
P (kbar) based on Schmidt, 1992	۹/۲	۹/۶	۹/۸	۸/۵
Holland & Blundy 1994 (2)	۷۳۴/۹	۷۵۶/۷	۷۰۷/۹	۷۹۳/۹
(2) Edenite + Albite = Richterite + Anorthite				

زمین دما- فشارسنجی بیگانه‌سنگ‌های گرانولیت

برمبنای ترکیب کانی‌شناسی بیگانه‌سنگ‌های گرانولیتی موجود از روش‌های دماسنجی محتوای تیتانیم در فلوگوپیت، دماسنجی گارنت- بیوتیت و فشارسنجی گارنت-آلومینوسیلیکات-پلاژیوکلاز (GASP) برای تعیین شرایط دما- فشار و عمق تشکیل این بیگانه‌سنگ‌ها استفاده شد.

دماسنجی مقدار تیتانیم در فلوگوپیت: محتوی Ti در کانی‌های خانواده بیوتیت به تغییرات دما، فشار و مجموعه کانی‌های همراه با فلوگوپیت در سنگ بستگی دارد [۲۸]. از بین پارامترهای فوق تغییرات دما بیش‌ترین تأثیر را بر مقدار Ti در بیوتیت‌ها داشته به‌گونه‌ای که با افزایش دما میزان Ti در این کانی‌ها افزایش می‌یابد [۲۹]. دماسنجی محتوی عنصر تیتانیم در فلوگوپیت‌های بیگانه‌سنگ‌های گرانولیت محدودهٔ دمایی ۶۸۶ تا ۷۶۰ (با میانگین ۷۳۲) درجه

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2026-05-19]
[DOI: 10.29252/gnf.3.2.199]

سانتی‌گراد را نشان می‌دهد (جدول ۱۱).

فشارسنجی گارنت-آلومینوسیلیکات-پلاژیوکلاز (GASP): فشارسنج گارنت-آلومینوسیلیکات-پلاژیوکلاز به‌طور گسترده برای سنگ‌های رخساره آمفیبولیت و گرانولیت مورد استفاده قرار می‌گیرد [۳۰]. مزیت این سیستم در آن است که به‌علت وجود محلول جامد وسیع در گارنت و پلاژیوکلاز، این مجموعه در متاپلیت‌ها دارای حضور گسترده‌ای است [۳۱]. بنا براین استفاده از فشارسنج گارنت-آلومینوسیلیکات-پلاژیوکلاز در بیگانه‌سنگ‌های گرانولیتی موجود، گسترهٔ فشاری ۸/۵ تا ۹/۵ کیلوبار را مشخص می‌کند.

جدول ۱۱. دماسنجی محتوی Ti موجود در فلوگوپیت‌های بیگانه‌سنگ‌های گرانولیتی در مجموعه دایک‌های بیاضه

Sample Point	B۸۴۱ ۵۲	B۸۴۱ ۵۴	B۸۴۱ ۵۸	K۲۰-۱ ۸۶	K۲۰-۱ ۸۷
Ti (a.p.f.u.)	۰/۳۷۹	۰/۳۸۰	۰/۲۸۰	۰/۴۷۱	۰/۴۸۰
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	۰/۶۲۰	۰/۶۱۰	۰/۶۲۰	۰/۶۳۰	۰/۶۲۰
T (^oC) based on Henry et al., 2005	۷۲۹	۷۲۷	۶۸۶	۷۵۷	۷۶۰
Average	۷۳۲				

ارزیابی ماهیت و شرایط تشکیل بیگانه‌سنگ‌ها در مجموعه دایک‌های فلسیک بیاضه

بررسی نتایج حاصل از تعیین دما-فشار در بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیتی، نشان‌دهندهٔ افزایش فشار از آمفیبولیت (میانگین ۸/۵ کیلوبار) به کلینوپیروکسن آمفیبولیت (میانگین ۱۰/۰ کیلوبار) و نهایتاً گارنت کلینوپیروکسن آمفیبولیت (میانگین ۱۱/۳ کیلوبار) است (جدول ۹). با استناد به فشارهای به‌دست آمده از بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیت می‌توان عمق تقریبی ۲۱ تا ۳۱ کیلومتر را برای آن‌ها در نظر گرفت. بررسی داده‌های حاصل از بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیت موجود بر نمودار رخساره‌های دگرگونی محدوده دما- فشار بالای رخساره آمفیبولیت را نشان می‌دهد (شکل ۷).

بررسی پاراژنز کانی‌ها در سنگ‌های دگرگون‌شده در رخساره گرانولیت و بررسی نتایج آزمایشگاهی که به‌منظور تعیین محدوده فشار و عمق این نوع سنگ‌های برگرفته از پوسته تحتانی انجام شده است نشان می‌دهد که:

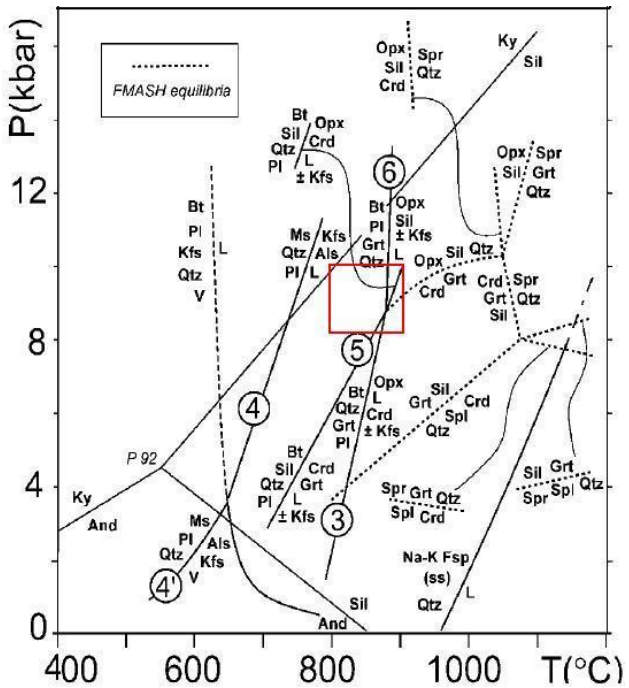
- جفت کانی اسپینل و پلاژیوکلاز در بیگانه‌سنگ‌های گرانولیتی در فشار حدود ۱۰ کیلوبار و عمق حدود ۳۰ کیلومتر یافت می‌شوند [۳۲].
- در بررسی شیمی‌کانی‌ها، گارنت‌های دارای ترکیب آلماندین-پیروپ که حاوی آندرادیت بسیار پایینی هستند در گرانولیت‌های متعلق به پوسته تحتانی گزارش شده است [۳۳]؛ که این ویژگی‌های شیمی‌کانی، در گارنت‌های موجود در بیگانه‌سنگ‌های گرانولیتی بیاضه وجود دارد (جدول ۸).
- فشار تعادلی برای زنولیت‌های گرانولیتی غنی از آلومینیوم برگرفته از پوسته زیرین که دارای گارنت و/یا کیانیت هستند حدود ۱۰ کیلوبار است که متعلق به اعماق حدود ۳۰ کیلومتر هستند [۱۹].
- سیلیمانیت پلی‌مورف دما بالای آلومینوسیلیکات‌ها و کانی رایج سنگ‌های پوسته قاره‌ای غنی از آلومینیوم است که در رخساره گرانولیت در دمای بالاتر از ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد ایجاد می‌شود [۳۴].
- بررسی شرایط ایجاد و پایداری اورتوپیروکسن در سیستم‌های آلومینیم‌دار در رخساره گرانولیت، در محدوده فشاری حدود ۳ تا ۱۲ کیلوبار و دمای بیش از ۸۵۰ درجهٔ سانتی‌گراد ایجاد می‌شود [۳۵].

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2026-05-19]

[DOI: 10.29252/gnf.3.2.199]

با توجه به مطالب فوق و براساس مجموعه کانی‌های موجود در بیگانه‌سنگ‌های گرانولیت بیاضه، می‌توان نمونه‌های بررسی شده را در شبکه پتروژنتیکی ارائه شده برای گرانولیت‌های غنی از آلومینیوم توسط هارلی (۱۹۹۸) [۳۶]، بررسی شد (شکل ۶). خلاصه بررسی این شبکه و بررسی‌های آزمایشگاهی که منجر به ارائهٔ این شبکه پتروژنتیک شده است [۳۶]، بدین‌قرار است:

در گرانولیت‌های غنی از آلومینیوم (شکل ۶)، اسپینل و پلاژیوکلاز به‌ترتیب در فشارهای ۳ تا ۸ کیلوبار و ۳ تا ۱۴ کیلوبار پایدار هستند و محدودهٔ دمای پایداری این کانی‌ها نیز به‌ترتیب ۸۰۰ تا ۱۲۰۰ و ۷۰۰ تا ۹۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد است. در این نمودار، سیلیمانیت در فشارهای ۳ تا ۱۷ کیلوبار و دمای ۷۰۰ تا ۱۲۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد وجود دارد. گارنت نیز در فشارهای ۴ تا ۱۲ کیلوبار و دمای ۷۰۰ تا ۱۲۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد پایدار است. بر این اساس می‌توان گفت در گرانولیت‌های غنی از آلومینیوم، کانی‌های پلاژیوکلاز، اسپینل و سیلیمانیت در محدوده فشار ۳ تا ۸ کیلوبار و دمای ۷۰۰ تا ۹۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد هم‌زمان با یک‌دیگر پایدار هستند. بنابراین با توجه به پاراژنز کانی‌های موجود در سنگ‌های بررسی شده و با استفاده از شبکه پتروژنتیکی ارائه‌شدهٔ [۳۶]، فشار بیش از ۸ کیلوبار و دمای کم‌تر از ۸۵۰ درجهٔ سانتی‌گراد (حدود ۷۵۰ تا ۸۵۰ درجهٔ سانتی‌گراد) برای تشکیل این نوع زنولیت به‌دست آمده است. به نظر می‌رسد که در دمای بیش از ۸۵۰ درجهٔ سانتی‌گراد، احتمال تشکیل اورتوپیروکسن در این نمونه‌ها وجود دارد. از طرف دیگر تفاوت در ترکیب بیوتیت و سیال نیز در جانشینی اورتوپیروکسن به‌جای بیوتیت در فاصله دمایی گسترده‌ای نقش دارد [۳۱]. براین اساس و با تلفیق تمامی داده‌های حاصل از بررسی پاراژنز کانی‌های موجود در این بیگانه‌سنگ‌های گرانولیتی، مقایسه آن‌ها با نمودار پتروژنتیکی ارائه‌شده برای ترکیبات غنی از آلومینیم [۳۶] و نیز نتایج حاصل از دما-



شکل ۶. شبکه پتروژنتیک مربوط به محدوده دما و فشار پایداری کانی‌ها در گرانولیت‌های غنی از آلومینیوم برگرفته از [۳۶] (V: بخار آب، L: مذاب سیلیکاته)؛ محدوده مشخص شده، دما و فشار ارزیابی‌شده برای بیگانه‌سنگ‌های گرانولیتی در دایک‌های بیاضه است منحنی های ۳ تا ۶ موجود در نمودار نشانگر منحنی های واکنشی است که محدوده‌های پایداری، ظهور و حذف کانی‌های تشکیل‌دهندهٔ گرانولیت‌های غنی از آلومینیم را نشان می‌دهد که واکنش‌های مربوط روی هر کدام از منحنی‌ها مشخص شده است

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2026-05-19]
[DOI: 10.29252/gnf.3.2.199]

فشارسنجی این بیگانه‌سنگ‌ها می توان بیان کرد که بیگانه‌سنگ‌های گرانولیتی موجود در مجموعه دایک های فلسیک بیاضه، دمای ۷۳۲ تا ۸۵۰ درجهٔ سانتی‌گراد و فشار ۸/۵ تا حدود ۱۰ کیلوبار را نشان می‌دهند که فشار به‌دست آمده عمق تقریبی ۲۸ تا ۳۲ کیلومتری را برای آن‌ها ارائه می‌کند.

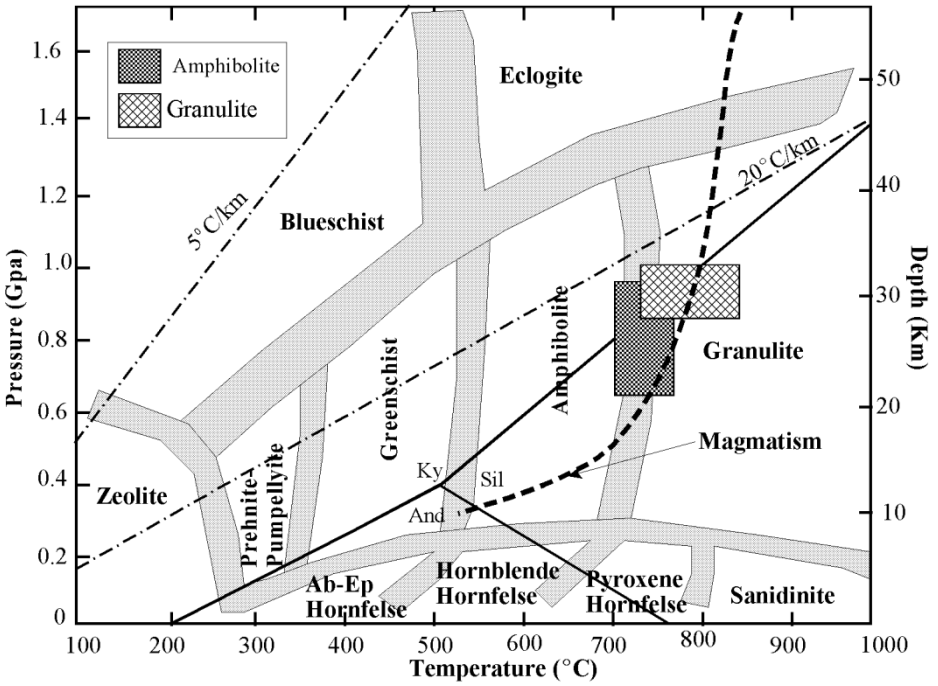
در بررسی سنگ‌های رخساره گرانولیت و در تفکیک انواع گرانولیت‌ها (گرانولیت، گرانولیت‌های مذکور دما بالا (UHT) و گرانولیت‌های فشار بالا) حد بالایی فشار گرانولیت‌ها بر اساس گرادیان زمین گرمایی بیش‌تر از ۲۰ درجهٔ سانتی‌گراد ($20^{\circ}C/Km <$) برآورد می‌شود [۳۷]. هم‌چنین حد بالایی دمای این سنگ‌ها نیز با منحنی لیکوئیدوس سنگ‌های پوسته‌ای مشخص می‌شود [۳۸]. با توجه به ارزیابی دما و فشار بیگانه‌سنگ‌های گرانولیتی بیاضه و ترسیم اطلاعات موجود این نمونه‌ها بر نمودار رخساره‌های دگرگونی، این بیگانه‌سنگ‌ها در محدوده سنگ‌های رخساره گرانولیت قرار می‌گیرند (شکل ۷).

بررسی ضخامت پوسته قاره‌ای در برش انتخابی در مسیر زاگرس، پهنه سنندج- سیرجان، ارومیه- دختر، ایران مرکزی، کوه‌های البرز- بینالود و کپه داغ با استفاده از مطالعات ژئوفیزیکی را متقی و همکاران (۲۰۱۵) [۳۹] انجام داده‌اند که بر مبنای این مدل، بخش‌های میانی ایران مرکزی به‌طور میانگین دارای ضخامت پوسته‌ای در حدود ۴۰ کیلومتر هستند. در بررسی مدل گرانی‌سنجی پوسته، ضخامت پوسته قاره‌ای در منطقه چاپدونی نزدیک به منطقه بیاضه ۲/۵±۳۸ کیلومتر است [۳۹]. بنا براین با استناد به مدل‌های ارائه‌شده برای پوسته قاره‌ای ایران [۳۹]، [۴۰]، [۴۱] می‌توان ضخامت حدود ۴۰ کیلومتری را برای پوسته قاره‌ای در منطقه بیاضه در نظر گرفت. رودنیک و فونتاین (۱۹۹۵) [۴۲] در مدل کلی که برای پوسته ارائه کرده‌اند ضخامت کل ۴۰ کیلومتری را برای پوسته قاره‌ای فرض کرده‌اند که در این مدل بخش میانی پوسته در اعماق ۱۲ تا ۲۳ کیلومتری (ضخامت ۱۱ کیلومتر) و ابتدای بخش تحتانی آن در عمق بیش از ۲۳ کیلومتر (ضخامت ۱۷ کیلومتر) در نظر گرفته شده است. پژوهش‌های انجام شده روی زنولیت‌ها در مناطق مختلف نشان می‌دهد که پوسته میانی معمولاً از سنگ‌های دگرگون‌شده در رخساره آمفیبولیت و بخش‌های پایینی رخساره گرانولیت تشکیل شده‌اند در حالی که پوسته تحتانی غالباً متشکل از سنگ‌های رخساره گرانولیت و کم‌تر آمفیبولیت است [۶]؛ که وجود این سنگ‌های دگرگونی علاوه بر ترکیب شیمیایی پوسته، به جای‌گاه تکتونیکی آن‌ها نیز وابسته است [۶]. با توجه به مطالب فوق، و با توجه به فشارسنجی نمونه ها، زنولیت‌های آمفیبولیت و گرانولیت موجود در مجموعه دایک‌های فلسیک بیاضه که از عمق ۲۱ تا ۳۲ کیلومتری مشتق شده و در محدودهٔ دما-فشار بالای رخساره آمفیبولیت و رخساره گرانولیت قرار دارند را می‌توان به‌عنوان قطعاتی از پوسته تحتانی در نظر گرفت که ماگمای مولد دایک‌های بیاضه این بیگانه‌سنگ‌ها را حمل و به سطح زمین منتقل کرده است. نصوحیان و همکاران (۲۰۱۶) [۲] و نصوحیان (۱۳۹۴) با بررسی ویژگی‌های شیمیایی و پتروژنز مجموعه دایک بیاضه [۸] نشان می‌دهد که ماگمای مولد این دایک‌ها دارای مشخصات مذاب‌های آداکیتی غنی از سیلیس (HSA) بوده است که از طریق رخداد فرایند ذوب بخشی یک منبع گارنت آمفیبولیت در اسلب اقیانوسی فرورونده ایجاد شده‌اند و هیچ‌گونه شباهتی به مذاب‌های آداکیتی مشتق‌شده از ذوب بخشی پوسته تحتانی ندارد.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2026-05-19]

[DOI: 10.29252/gnf.3.2.199]

بررسی شرایط دما-فشار در بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیت و گرانولیت موجود در مجموعه دایک بیاضه نسبت به منحنی ذوب، حاکی از آن است که گرانولیت‌های موجود، منحنی ذوب را قطع کرده‌اند (شکل ۷)؛ هم‌چنین ویژگی‌های بافتی



شکل ۷. بررسی رخساره‌های دگرگونی بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیتی و گرانولیتی. در این نمودار گرادیان زمین گرمایی $20\ ^{O}C/Km$ به‌عنوان حد بالایی فشار دگرگونی رخساره گرانولیت بوده و گرادیان زمین گرمایی زون فرورانش، به‌عنوان یکی از سردترین گرادیان‌ها ($5^{\circ}C/Km$)، برای مقایسه نشان داده شده است. محدودهٔ رخساره‌های دگرگونی در این نمودار از [۳۱]، منحنی تولید مذاب (ماگماتیسم) از [۴۳] و گرادیان‌های $20^{\circ}C/Km$ و $5^{\circ}C/Km$ برگرفته از [۴۴] است

این بیگانه‌سنگ‌های گرانولیت یعنی وجود بافت‌های گرانوبلاستیک، زاویهٔ تماس ۱۲۰ درجه بین کانی‌ها و وجود نداشتن کانی‌های پتاسیم‌دار و آب‌دار به استثنای فلوگوپیت که خود از متشکله‌های بخش‌های عمیق پوسته است نشان می‌دهد که این‌گونه نمونه‌ها در بخش‌های عمیق پوسته دچار ذوب بخشی شده‌اند [۴۵]، [۴۶]. پس این نمونه‌ها با شرایط خروج مذاب سازگارند که شرایط دما- فشار، ترکیب کانی‌شناسی و شواهد بافتی این دسته بیگانه‌سنگ‌ها می‌تواند بیان‌گر ماهیت رستیتی آن‌ها باشد. علاوه بر این، کانی اسپینل در بیگانه‌سنگ‌های بررسی شده وجود دارد که به عقیدهٔ مارکل (۲۰۰۵) [۴۷] حضور کانی اسپینل در گرانولیت‌ها از شواهد نزدیک‌شدن آن‌ها به شرایط ذوب است. بنا براین زنولیت‌های گرانولیتی منطقه بیاضه که دارای کانی‌های غنی از Al (نظیر پلاژیوکلاز، اسپینل و سیلیمانیت) و فقیر از Ca و K هستند احتمالا رستیت‌های حاصل از رخداد ذوب بخشی در رسوبات قاره‌ای در شرایط پوسته تحتانی هستند [۴۸].

سنگ‌های آتشفشانی ائوسن کوه گدارسیاه در بخش شمال‌غربی خرد قاره شرق- ایران مرکزی و در جنوب‌غربی شهر جندق، به موازات گسل‌های درونه و چوپانان قرار دارند. این سنگ‌ها ترکیب بازالت آندزیتی و آندزیت دارند و حاوی بیگانه‌سنگ‌هایی با ترکیب کانی‌شناسی گرانولیت هستند که این بیگانه‌سنگ‌های گرانولیتی متشکل از

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2026-05-19]
[DOI: 10.29252/gnf.3.2.199]

پلاژیوکلاز، فلوگوپیت، کرندوم، سیلیمانیت، اسپینل، کلریت و فنژیت هستند [۴۹]. بررسی‌های سنگ‌شناسی و دما-فشارسنجی بیگانه‌سنگ‌های گرانولیتی موجود در منطقه‌ی گدارسیاه مبین دگرگونی رسوبات پوسته تحتانی در رخساره گرانولیت بوده است که افزایش درجهٔ دگرگونی و ذوب این گرانولیت‌ها امکان تشکیل گرانیتوئیدهای تیپ S منطقه غرب جندق را فراهم کرده است [۴۹].

بیگانه‌سنگ‌های گرانولیتی دارای کانی‌های سیلیمانیت، اسپینل، پلاژیوکلاز، بیوتیت و گارنت در ماگماتیسم‌های نقاط مختلف جهان گزارش شده‌اند [۱۹]، [۵۰]، [۵۱]، [۵۲] که محققان این قبیل زنولیت‌ها را برگرفته از پوسته تحتانی می‌دانند. مقایسه بیگانه‌سنگ‌های گرانولیتی موجود در ولکانیسم ائوسن گدارسیاه در حاشیه غربی بلوک یزد [۴۹] و نزدیک به گسل درونه با بیگانه‌سنگ‌های گرانولیتی موجود در دایک‌های فلسیک بیاضه که در حاشیه شرقی بلوک یزد قرار دارند نشان می‌دهد که این بیگانه‌سنگ‌ها، رسوبات غنی از Al و فقیر از Ca، K و آب بوده است که در بخش‌های تحتانی پوسته قاره‌ای در رخساره گرانولیت متحمل دگرگونی شده‌اند. بنا براین تشابه ترکیب سنگ‌شناسی و رخساره‌ی دگرگونی بیگانه‌سنگ‌های موجود در ولکانیسم حاشیه غربی بلوک یزد با بیگانه‌سنگ‌های موجود در دایک‌های حاشیه شرقی این بلوک می‌تواند مبین تشابه ترکیب پوسته تحتانی در این دو بخش از خرد قاره شرق- ایران مرکزی باشد.

نتیجه‌گیری

مجموعه دایک‌های فلسیک منطقه بیاضه با سن کرتاسه پسین در بخش جنوب‌غربی منطقه بیاضه و در زون بیابانک واقع شده است. این مجموعه دایک میزبان بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیت و گرانولیت است. از نظر سنگ‌شناسی و در بررسی پاراژنز کانی‌ها، بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیت موجود در دایک‌های بیاضه شامل آمفیبولیت، کلینوپیروکسن آمفیبولیت و گارنت کلینوپیروکسن آمفیبولیت هستند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آمفیبولیت‌های موجود شامل آمفیبول و پلاژیوکلاز بوده که مودال آمفیبول در این سنگ بیش از پلاژیوکلاز است. بررسی شیمی‌کانی کلینوپیروکسن‌های موجود در کلینوپیروکسن آمفیبولیت و گارنت کلینوپیروکسن آمفیبولیت‌ها، نشان‌دهندهٔ ماهیت دگرگونی آن‌ها و وجود فوگاسیته پایین اکسیژن در زمان تشکیل این کانی‌ها است. وجود گارنت‌های نوع گراسولار-آلماندین با محتوی آندرادیت بسیار اندک در گارنت کلینوپیروکسن آمفیبولیت‌ها نیز حاکی از وجود شرایط احیا در هنگام دگرگونی و تبلور این کانی‌ها است. بررسی نتایج فشارسنجی در بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیت، کلینوپیروکسن آمفیبولیت و گارنت کلینوپیروکسن آمفیبولیت به‌ترتیب نشان‌دهنده افزایش فشار در آن‌ها است. با استناد به فشار به‌دست آمده برای بیگانه‌سنگ‌های آمفیبولیت می‌توان عمق تقریبی ۲۱ تا ۳۱ کیلومتر را برای این بیگانه‌سنگ‌ها پیشنهاد کرد. جمع‌بندی داده‌های دما- فشارسنجی در زنولیت های آمفیبولیتی مؤید شرایط دگرگونی در بالای رخساره آمفیبولیت است.

بیگانه‌سنگ‌های گرانولیتی موجود در مجموعه دایک بیاضه به‌ترتیب فراوانی دارای کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، فلوگوپیت، اسپینل، گارنت، سیلیمانیت و استارولیت است. وجود کانی‌های پلاژیوکلاز، اسپینل (هرسینیت) و سیلیمانیت در این نمونه‌ها معرف غنی‌بودن ترکیب آن‌ها از نظر محتوی آلومینیوم است. بررسی شیمی‌کانی فلوگوپیت‌های موجود در این بیگانه‌سنگ‌ها حاکی از تشابه آن‌ها با میکاهای موجود در زنولیت‌های پوسته تحتانی است.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2026-05-19]

[DOI: 10.29252/gnf.3.2.199]

بررسی پاراژنز کانی‌ها و دما- فشارسنجی بیگانه‌سنگ‌های گرانولیتی موجود فشار ۸/۵ تا ۱۰ کیلوبار و محدوده دمایی ۷۳۲ تا ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد که مبین شرایط رخساره دگرگونی گرانولیت است. با استناد به فشار به‌دست آمده می‌توان عمق تقریبی ۲۸ تا ۳۲ کیلومتری را برای این گرانولیت‌ها تعیین کرد. بر این اساس بیگانه‌سنگ‌های موجود در مجموعه دایک‌های بیاضه عمق تقریبی ۲۱ تا ۳۲ کیلومتری را نشان می‌دهند که با توجه به عمق تقریباً ۴۰ کیلومتری موهو در این بخش از خرد قاره شرق- ایران مرکزی، این بیگانه‌سنگ‌ها معرف ترکیب پوسته تحتانی در این منطقه هستند.

قدردانی

نویسندگان مقاله از حمایت‌های مالی دانشگاه اصفهان تشکر می‌کنند.

منابع

1. Bear G., Heimann A., "Physics and Chemistry of Dykes", Balkema Publisher, USA, (1995) 337.
2. Nosouhian N., Torabi G., Arai S., "Late Cretaceous dacitic dykes swarm from central Iran, a trace for amphibolite melting in a subduction zone", Geotectonics, 50 (2016) 295-312.
3. Taylor S. R., McLennan S. M., "Planetary crusts: their composition and evolution", Cambridge University Press, Cambridge (2009) 378.
4. Hawkesworth C. J., Kemp A. I. S., "Evolution of the continental crust", Nature, 443 (2006) 811-817.
5. Rudnick R. L., Gao S., "Composition of the continental crust". In: Rudnick R.L. (Eds). "The crust", Elsevier-Pergamon, Oxford (2003) 1-64.
6. Weber M. B. I., Tarney J., Kempton P. D., Kent R. W., "Crustal make-up of the northern Andes: evidence based on deep crustal xenolith suites, Mercaderes, SW Colombia", Tectonophysics, 345 (2002) 49-82.
7. Almasian M., "Tectonics of Anarak Area (Central Iran)", Ph.D. Thesis, Islamic Azad University, Science and Research Unit, (1997) 162 p.
۸. نصوحیان نرگس، "پترولوژی متاافیولیت پالئوزوئیک و مجموعه دایک‌های فلسیک مزوزوئیک در غرب و جنوب‌غرب بیاضه (جنوب خور- ایران مرکزی)"، پایان‌نامهٔ دکتری پترولوژی، دانشگاه اصفهان (۱۳۹۴) ۲۹۳.
9. Bagheri S., "The exotic Paleo-tethys terrane in Central Iran: new geological data from Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam areas", Ph.D. Thesis, Faculty of Geosciences and Environment, University of Lausanne, Switzerland, (2007) 208.
10. Sharkovski M., Susov M., Krivyakin B., Morozov L., Kiristaev V., Romanko E., "Geology of the Anarak Area (Central Iran)", Geological Survey of Iran, Report NO. 19 (1984) 143.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2026-05-19]
[DOI: 10.29252/gnf.3.2.199]

11. Aistov L., Melnikov B., Krivyakin B., Morozov L., "Geology of the Khur Area (Central Iran)", Geological Survey of Iran, Report NO. 20 (1984) 132.
12. Ghasemi A., Talbot, C.J., "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)", Journal of Asian Earth Sciences, 26 (2006) 683-693.
13. Droop G. T. R., "A general equation for estimating Fe^{3+} 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. D'Antonio M., Kristensen M. B., "Data report: electron microprobe investigation of primary minerals in basalts from the west Philippine Sea Basin (Ocean Drilling Program Log 195, Site 1201)", In: Shinohara M., Salisbury M.H., Richter C. (Eds.), "Proceedings of the Ocean Drilling Program", Scientific Results, (2005) 195.
16. Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An introduction to the rock forming minerals", Longman, London, (1992) 528.
17. Berger J., Femenias O., Mercier J. C. C., 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 (2005) 795-812.
18. Barbero L., "Granulite facies metamorphism in the anatectic complex of Toledo (Spain): late Hercynian tectonic evolution by crustal extension", Geological Society of London, Special Publication, 152 (1995) 365-382.
19. Nozaka T., "Kyanite-bearing anorthosite inclusions in Cenozoic alkali basalts from the central part of the Chugoku district, Southwest Japan", Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology, 85 (1990) 531-536.
20. Tronnes R. G., Edgar A. D., Arima M., "A high pressure-high temperature study of TiO_2 solubility in Mg-rich phlogopite: implications to phlogopite chemistry", Geochemica et Cosmochemica Acta, 49 (1985) 2323-2329.
21. Hammarstrom J. M., Zen E., "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", American Mineralogist, 71 (1986) 1297-1313.
22. 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.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2026-05-19]
[DOI: 10.29252/gnf.3.2.199]

23. Johnson M. C., Rutherford M. J., "Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks", Geology, 17 (1989) 837-841.

24. 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 (1992) 304-310.

25. Jarrar G. H., "Mineral chemistry in dioritic hornblendite from Wadi Araba, southwest Jordan", Journal of African Earth Sciences, 26 (1998) 285-295.

26. 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.

27. Holland T., Blundy J., "Non-ideal interaction in calcic amphibole and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry", Contributions to Mineralogy and Petrology, 116 (1994) 433-447.

28. Guidotti C. V., Sassi F. P., "Constraints on studies of metamorphic K-Na white micas", In: Mottana A., Sassi F. P., Thompson J. B., Guggenheim J. (Eds.), "Micas: crystal chemistry and metamorphic petrology", Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Mineralogical Society of America, Washington D.C., 46 (2002) 419-448.

29. Henry D. J., Guidiotti C. V., Thomson J. A., "The Ti-saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotite: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms", American Mineralogist, 90 (2005) 316-328.

30. Koziol A. M., Newton R. C., "Redetermination of the garnet break down reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al_2SiO_5-quartz geobarometer", American Mineralogist, 73 (1988) 216-223.

31. Bucher K., Frey M., "Petrogenesis of metamorphic rocks", Springer-Verlag Publication, Berlin, (1994) 318.

32. Irving A. J., "Megacrysts from the newer basalts and other basaltic rocks of southeastern Australia", Geological Society of America Bulletin, 85 (1974) 1503-1514.

33. Guo J. H., Peng P., Chen Y., Jiao S. J., Windley B. F., "UHT sapphirine granulite metamorphism at 1.93-1.92 Ga caused by gabbronorite intrusions: implications for tectonic evolution of the northern margin of the North China Craton", Precambrian Research, 222 (2012) 124-142.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2026-05-19]

[DOI: 10.29252/gnf.3.2.199]

34. Bucher K., Grapes R., "Petrogenesis of metamorphic rocks", Springer-Verlag, Berlin, (2011) 441.

35. Pattison D. R. M., Chacko T., Farquhar J., Mcfarlane C. R. M., "Temperatures of granulite-facies metamorphism: constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry corrected for retrograde exchange", Journal of Petrology, 44 (2003) 867-900.

36. Harley S. L., "On the occurrence and characterization of ultrahigh-temperature crustal metamorphism", Geological Society, London, Special Publications, 138 (1998) 81-107.

37. Brown M., "Duality of thermal regimes is the distinctive characteristic of plate tectonics since the Neoarchean", Geology, 34 (2006) 961-964.

38. Brown M., "Metamorphic conditions in orogenic belts: a record of secular change", International Geology Review, 49 (2007) 193-234.

39. Motaghi K., Tatar M., Priestley K., Romanelli F., Doglioni C., Panza G.F., "The deep structure of the Iranian Plateau", Gondwana Research, 28 (2015) 407-418.

40. Dehghani G. A., Makris J., "The gravity field and crustal structure of Iran", Geological Survey of Iran, Report NO. 51 (1983) 50-68.

41. Jiménez-Munt I., Fernàndez M., Saura E., Vergés J., Garcia-Castellanos D., "3D lithospheric structure and regional/residual Bouguer anomalies in the Arabia-Eurasia collision (Iran)", Geophysical Journal International, 190 (2012) 1311-1324.

42. Rudnick R. L., Fountain D. M., "Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective", Reviews in Geophysics, 33 (1995) 267-309.

43. Winter C., "An introduction to igneous and metamorphic petrology", Prentice Hall, New Jersey, (2001) 697.

44. Chopin C., "Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle", Earth and Planetary Science Letters, 212 (2003) 1-14.

45. Nixon P. H., Boyd F. R., "Petrogenesis of the granular and sheared ultrabasic nodules suite in kimberlites", In: Nixon P.H. (Eds), "Lesotho kimberlites", Lesotho National Development Corporation, Maseru, (1973) 48-56.

46. Embey-Istzin A., Scharbert H. G., Dietrich H., Poultidis H., "Mafic granulites and clinopyroxenite xenoliths from the Transdanubian volcanic region (Hungary) implications for the deep structure of the Pannonian Basin", Mineralogical Magazine, 54 (1990) 463-483.

47. Markl G., "Mullite-corundum-spinel-cordierite-plagioclase xenoliths in the Skaergaard Marginal Border Group: multi-stage interaction between metasediments and basaltic magma", Contributions to Mineralogy and Petrology, 149 (2005) 196-215.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2026-05-19]

[DOI: 10.29252/gnf.3.2.199]

48. Villaseca C., Downes H., Pin C., Barbero L., "Nature and composition of the lower continental crust in central Spain and the granulite-granite linkage: inferences from granulitic xenoliths", Journal of Petrology, 40 (1999) 1465-1496.

۴۹. رجبی ثمینه، ترابی قدرت، "کانی شناسی و ژئوشیمی زینولیت‌های درون ولکانیک‌های ائوسن جنوب غرب جندق"، مجلهٔ زمین‌شناسی اقتصادی، ۱ (۱۳۹۱) ۶۵-۸۲.

50. Murakami N., "High-grade metamorphic inclusions in Cenozoic volcanic rocks from West Sańin, Southwest Japan", The Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists, 70 (1975) 424-439.

51. Jan M. Q., Karim A., "Coronas and high-P veins in metagabbros of the Kohistan island arc, northern Pakistan: evidence for crustal thickening during cooling", Journal of Metamorphic Geology, 13 (1995) 357-366.

52. Dobrzhinetskaya L. F., Faryad S. W., Wallis S., Cuthbert S., "Ultrahigh-pressure metamorphism", Elsevier, London (2011) 697.

[Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2026-05-19]

[DOI: 10.29252/gnf.3.2.199]