



## کانی‌شناسی و ژئوشیمی متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه (جنوب خور- ایران مرکزی)

نرگس نصوحیان<sup>۱\*</sup>، قدرت ترابی<sup>۱</sup>، شوجی آرایی<sup>۲</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان، اصفهان

۲- بخش علوم زمین دانشگاه کنانزارا، ژرین

(دریافت مقاله: ۹۱/۱۱/۵، نسخه نهایی: ۹۰/۱۱/۵)

چکیده: افیولیت بیاضه با سن پالئوزوئیک در حاشیه‌ی شرقی بلوك بیزد (ایران مرکزی) واقع شده است. این افیولیت شامل پریدوتیت-های سرپانتینی شده، متاگابرو، دایک‌های اولترابازیک دگرگون شده، متاپیکریت، سرپانتینیت و متالیستونیت است. کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه شامل الیوین (کاملاً سرپانتینی شده)، کلینوپیروکسن (دیوپسید، اوژیت)، فلوگوپیت، آپاتیت کدر (مگنتیت، ایلمنیت)، آمفیبول (ترمولیت، اکتنیولیت، هورنبلند ترمولیتی)، کلریت (کلینوکلر، پنییت) و پرهنیت است. بافت‌های اصلی در این سنگ‌ها گرانولار و پوئی کیلوبلاستیک می‌باشد. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های موجود نشان دهنده‌ی تبلور کلینوپیروکسن‌ها حین صعود ماغمات است. بررسی ژئوشیمیایی متاپیکریت‌های بیاضه نشان دهنده‌ی مقادیر بالای  $MgO$  (۲۵/۸ تا ۲۸/۰) و مقادیر پایین  $SiO_2$  (۳۷/۵ تا ۳۹/۴) (درصد وزنی) است که تاییدکننده‌ی ماهیت اولترامافیک آن‌هاست. حضور فلوگوپیت به عنوان یک کانی آبدار در این سنگ‌ها همراه با ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های بررسی شده، وجود آمفیبول را در خاستگاه متاپیکریت‌های بیاضه آشکار می‌کند. مقادیر REEs، غنی شدگی از HFSEs و LREEs همراه با مقادیر بالای  $Mg\#$  و  $Ni$  در این متاپیکریت‌ها حاکی از غنی شدگی متاسوماتیکی خاستگاه گوشه‌ای آن‌ها است. غنی شدگی متاسوماتیکی این خاستگاه گوشه‌ای می‌تواند به وسیله‌ی شاره‌های وابسته به فرورانش پالتوتیس ایجاد شده باشد. مشخصات ژئوشیمیایی متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از ۴۰٪ ذوب بخشی یک لرزولیت اسپینلدار متاسوماتیک شده‌ی گوشه‌ی آستنوسفری ایجاد شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: افیولیت؛ متاپیکریت؛ پالئوزوئیک؛ پالتوتیس؛ ایران مرکزی؛ بیاضه.

مقدمه  
کافت‌های میان اقیانوسی و مجموعه‌های ماغماهای جزایر قوسی تشکیل می‌شوند [۳،۲]. پیکریت‌های وابسته به فرورانش نیز در برخی مناطق وجود دارند که می‌توان به جریان‌های پیکریت و پیکربازالت‌های جزایر سولومون اشاره کرد [۳،۲]. همچنین ماغماهای پیکریتی می‌توانند حاصل درجات بالای ذوب بخشی در راس پلوم‌های بزرگ باشند. بنابراین ماغماهای پیکریتی عموماً در شرایط دمایی غیرعادی مثل پلوم‌های بزرگ و یا بیهنجاری‌های گرمایی وابسته به فرورانش تولید می‌شوند [۴]. ترکیب ماغماهای پیکریتی اولیه وابسته به درجه‌ی ذوب بخشی گوشه و عمق تشکیل آن‌ها است. بنابراین می‌توان گفت که

ردبندی IUGS سنگ‌های آتشفسانی غنی از منیزیم و پیکریت‌ها توسط لومتر و همکاران [۱] ارائه شد. در این رده-۲ بندی پیکریت‌ها دارای مقادیر  $MgO > ۱۸$ ،  $SiO_2 < ۵۳$  و  $Na_2O + K_2O = ۱$  (درصد وزنی) هستند. در بازنگری این رده-۱ بندی پیکریت‌ها با مقادیر  $Na_2O + ۳ SiO_2 < ۵۲$ ،  $MgO > ۱۲$  و  $K_2O < ۲$  درصد وزنی مطرح شدند [۱].

پیکریت‌ها در محیط‌های زمین ساختی مختلف از قبیل مناطق آدرین گستردگ (Large igneous provinces)، آتشفسان‌های نقاط داغ، سیستم‌های وابسته به ریفت،

\*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۳۱۱ (۷۹۳۲۱۶۵)، نمبر: ۰۳۱۱ (۷۹۳۲۱۵۲)، پست الکترونیکی: Nosouhian@gmail.com

[۶]. در این پژوهش، کانی‌شناسی و ژئوشیمی متاپیکریت‌های موجود در افیولیت بیاضه مورد بررسی قرار گرفته است.

#### زمین‌شناسی عمومی

خرده قاره‌ی شرق- ایران مرکزی، به سه بلوک اصلی تقسیم می‌شود که شامل بلوک‌های یزد، طبس و لوت است [۷]. این خرده قاره با گسل‌های متعدد و افیولیت‌های باقیمانده از نئوتیس به سن مزوژوئیک تا ترشیری احاطه شده است [۶]. در درون بخش غربی این خرد قاره نیز افیولیت‌هایی با سن پالئوزوئیک بالایی و مزوژوئیک زیرین دیده می‌شوند که شامل افیولیت‌های انارک، جندق، بیاضه و پشت بادام‌اند. این افیولیت‌ها به عنوان بقایایی از پالئوتیس هستند که در اثر چرخش پاد ساعتگردی خرد قاره‌ی شرق- ایران مرکزی (Central-East Iran) از مناطق شمال شرقی ایران (آق دربند) به این بخش منتقل شده‌اند [۹،۸].

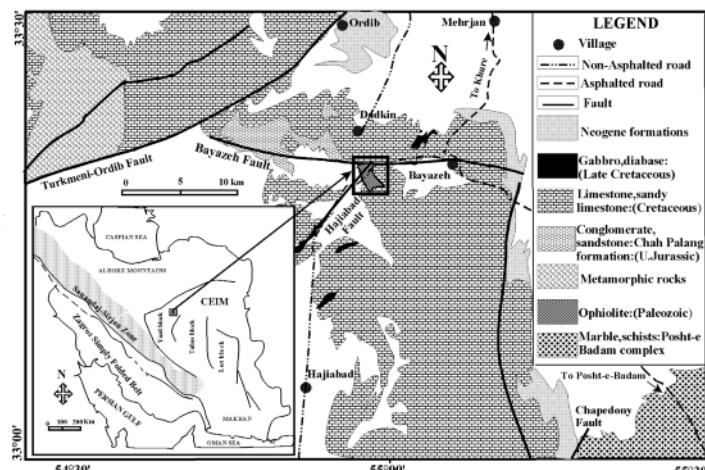
افیولیت بیاضه از ردیفهای ناکامل افیولیتی ایران است که در غرب منطقه‌ی بیاضه و جنوب شهرستان خور (شمال شرقی استان اصفهان) قرار دارد. این منطقه در حاشیه‌ی شرقی بلوک یزد و نزدیک به بلوک پشت بادام قرار گرفته است (شکل ۱). گسل‌های مهم موجود در منطقه‌ی بیاضه شامل گسل-های بیاضه، حاجی آباد و ترکمنی- اوردیب می‌شوند [۶]. افیولیت بیاضه در راستای گسل بیاضه رخمنون دارد (شکل ۱). گسل بیاضه در بخش شمال غربی به گسل ترکمنی- اوردیب می‌پیوندد که محل اتصال این گسل‌ها با رسوب‌های پلیوکواترنر پوشیده شده است [۱۱].

ترکیب این ماقما وابسته به دما و فشار حاکم بر ناحیه‌ی خاستگاه آن هاست [۲]. تشکیل پیکریت‌های اولیه نسبت به ماگماهای بازالتی نیازمند درجات بالاتر ذوب بخشی و نیز دما و فشار بالاتری است [۴].

گذاره‌های پیکریتی در درجات مختلف ذوب بخشی امکان تشکیل می‌یابند که با توجه به همبستگی معکوس زایش آن‌ها با فشار، می‌توان ذوب کم فشار را به عنوان عامل تولید آن‌ها دانست [۴]. برخی مدل‌ها تولید این گونه ماگماها را در فشارهای بالاتر از ۲/۵ گیگا پاسکال و در میدان پایداری گارنت پیشنهاد می‌کنند [۲]. علاوه برآن آب نقش مهمی در تولید چنین ماگماهایی دارد که موجب پایین آوردن دمای خط انجماد و افزایش درجه‌ی ذوب بخشی در دماهای پایین‌تر می‌شود [۴].

سنگ‌هایی با مشخصات شیمیایی پیکریت‌ها می‌توانند با انباسته‌ی بیوین‌ها از یک ماگمای بازی عادی و یا از یک ماگما پیکریتی اولیه ایجاد شوند که در چنین شرایطی ترکیب بیوین بازتاب دهنده‌ی ترکیب ماگمای سازنده آن‌هاست [۵]. وجود روندهای ژئوشیمیایی خطی بین بازالت‌ها و پیکریت‌ها با ترسیم عناصر کمیاب نسبت به MgO مشخص شده است و احتمال می‌رود که برخی از پیکریت‌های کمان‌ها در اثر اختلاط ماگمای بازی با پریدوتیت گوشه‌ای ایجاد شده باشد [۲].

متاپیکریت‌ها از واحدهای سازنده‌ی افیولیت بیاضه هستند که دارای حجم محدودی بوده و در بخش شمالی این افیولیت رخمنون دارند. افیولیت بیاضه در شمال شرقی استان اصفهان و در بخش غربی خرد قاره‌ی شرق- ایران مرکزی واقع شده است.



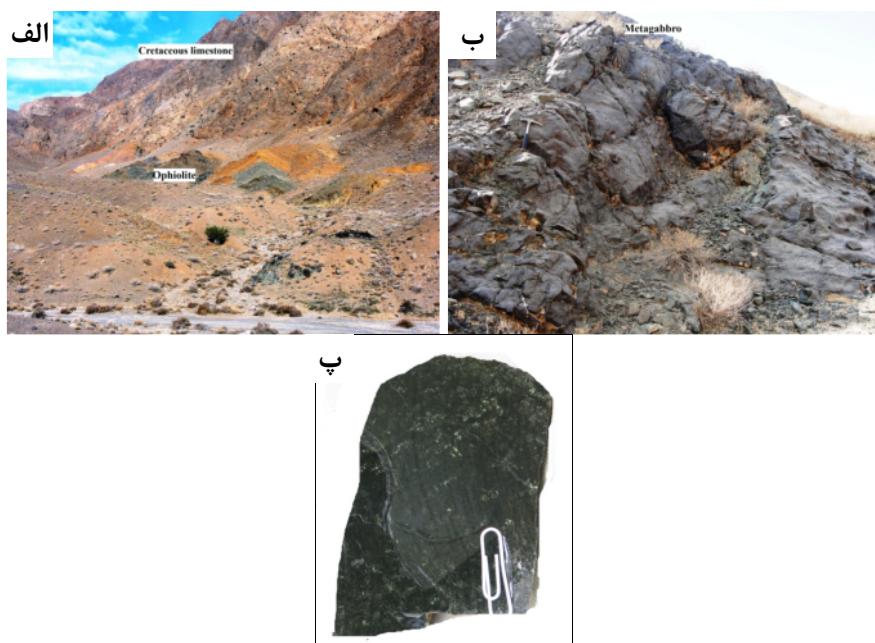
شکل ۱ موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی در نقشه‌ی ایران (برگرفته از قاسمی و تالبوت [۱۰] با تغییرات) و نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده از منطقه‌ی بیاضه (برگرفته از آیستوو و همکاران [۱۲] با تغییرات).

هستند و از طریق رخداد دگرگونی از گابروهای توده‌ی موجود در این افیولیت ایجاد شده‌اند (شکل ۲ ب). این متاگابروها در بررسی‌های کانی‌شناسی و شیمی کانی، دارای کانی‌های اصلی پلازیوکلاز (لابرادوریت و آلبیت) و آمفیبول (هورنبلند شرمکیتی و اکتینولیت) هستند. کانی‌های فرعی موجود در آن‌ها نیز به ترتیب فراوانی شامل اپیدوت، کلریت (پیکتوکلریت)، کانی‌کدر (مگنتیت)، کلسیت، کوارتز و اسفن است. بافت‌های غالب در این متاگابروها، گرانوبلاستیک، نماتوبلاستیک و پوئی کیلوبلاستیک است.

آیستوو و همکاران [۱۲] افیولیت بیاضه را به سن کامبرین تا پالئوزوئیک پایینی دانسته و دگرگونی‌های همراح با آن را جزئی از مجموعه افیولیتی محسوب می‌دارند. باقری و اشتامپفلی [۱۳] افیولیت بیاضه را به پالئوزوئیک بالایی تا مزوژوئیک نسبت داده‌اند. بررسی ایزوتوبی  $\text{Ar}^{40}$ - $\text{Ar}^{39}$ ، در سنگ‌های متاپلیتی موجود در افیولیت‌های انارک، جندق و پشت بادام نیز گستره‌ی سنی ۳۲۹ تا ۳۳۹ میلیون سال را نشان می‌دهد [۸]. بررسی بازالت‌های قلیایی منطقه نشان می‌دهد که این بازالت‌های قلیایی مستقل از افیولیت بیاضه و به فازهای کششی پس از کوهزایی کالدونین وابسته‌اند که فرورانش پالغوتیس در پالئوزوئیک موجب غنی شدگی گوشه از مواد فرار و ایجاد بازالت قلیایی در پالئوزوئیک فوکانی شده است [۶].

در بررسی‌های صحرایی معلوم شده است که واحدهای سازنده‌ی این افیولیت عبارتند از پریدوتیت دگرگون، متاگابرو، دایک‌های اولترابازیک دگرگون شده، متاپیکریت، سرپانتینیت و متالیستونیت. این مجموعه به وسیله‌ی سنگ‌های دگرگون از قبیل مرمر، شیست و ماسه سنگ‌های دگرگون شده، پوشیده شده است. پس از آن سازنده‌های رسوبی وابسته به ژوراسیک فوقانی و کرتاسه زیرین، افیولیت بیاضه و دگرگونهای روی آن را می‌پوشاند (شکل ۲ الف). بازالت‌های قلیایی و دایک‌های دیوریتی نیز در این منطقه حضور دارند. بازالت‌های قلیایی منطقه جوانتر از افیولیت بوده و پس از جایگیری افیولیت و دگرگونی ناحیه‌ای در این منطقه رخ داده است [۸].

پریدوتیت‌های گوشه‌ی افیولیت بیاضه طی فرایند جایگیری خود در پوسته و نیز در اثر رخداد دگرشكلى و دگرگونی‌های بعدی دستخوش، تغییرات کانی‌شناسی و ساختاری شدیدی شده‌اند. رخداد فرایند آبگیری در این سنگ‌ها منجر به تبدیل کامل پریدوتیت‌های گوشه‌های موجود در این منطقه به سرپانتینیت شده است. در بررسی‌های صحرایی این سرپانتینیت‌ها بیشتر در راستای پهنه‌های گسلی قرار گرفته‌اند و دارای ساختارهای گسل خورده و یا گسل خورده- رگه‌ای هستند. تبدیل تدریجی سرپانتینیت‌ها به متالیستونیت‌ها نیز در بررسی‌های صحرایی به خوبی قابل مشاهده‌اند (شکل ۲ الف). متاگابروهای افیولیت بیاضه جزئی از پیکره‌ی افیولیت



شکل ۲ تصاویر صحرایی از افیولیت بیاضه. (الف) نمایی از افیولیت بیاضه که این افیولیت به وسیله‌ی سنگ آهک کرتاسه بالای نزدیک به گسل بیاضه پوشیده شده است (دید به سمت شمال). (ب) تصویر صحرایی متاگابروهای افیولیت بیاضه (دید به سمت جنوب). (پ) متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه در نمونه‌ی دستی.

در آن‌ها دیده می‌شوند.

**الیوین:** کانی مهم تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها، الیوین است. الیوین‌ها غالباً شکل دار بوده، تحت تاثیر فرایند سرپانتینی شدن قرار گرفته است و به طور کامل به کانی‌های گروه سرپانتین (آنتی گوریت) تبدیل شده‌اند. طی فرایند سرپانتینی شدن الیوین‌ها مقادیر زیادی مگنتیت ایجاد شده است که حاکی از حضور آهن در ساختار الیوین‌های اولیه است (شکل ۳الف، ج). به عقیده‌ی [۵]، ترکیب کانی الیوین در پیکریت‌ها و در بررسی‌های سنگنگاری از فاکتورهای با ارزش در بررسی پتروژئن این سنگ‌ها محسوب می‌شود. بر اساس موقعیت قرارگیری الیوین‌ها نسبت به کانی‌های دیگر موجود در متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه، آن‌ها را می‌توان به دو گروه تقسیم کرد:

۱- الیوین‌های درشت دانه‌ای که همراه با کانی‌های دیگر در این متاپیکریت‌ها حضور داشته و بافت دانه‌ای را در آن‌ها ایجاد می‌کنند. این الیوین‌ها به طور کامل به وسیله‌ی کانی‌های گروه سرپانتین (آنتی گوریت) جانشین شده‌اند (شکل ۳الف، ج).

۲- الیوین‌های کاملاً شکل دار که به وسیله‌ی کانی‌های دیگر از جمله کلینوپیروکسن‌ها در بر گرفته شده‌اند. این فرایند منجر به ایجاد بافت پوئی کیلوبلاستیک در این سنگ‌ها گردیده که حاکی از تبلور زودتر الیوین نسبت به کانی‌های دیگر است (شکل ۳الف، ب). این نوع الیوین‌ها غالباً به وسیله‌ی آمفیبیول (ترمولیت) جانشین شده‌اند (شکل ۳ب). بنابراین دگرگونی در حد رخساره‌ی شیست سبز در این سنگ‌ها منجر به سرپانتینی شدن کامل این نوع از الیوین‌ها و سپس تبدیل آن‌ها به آمفیبیول‌هایی با ترکیب ترمولیت شده است.

**کلینوپیروکسن:** این کانی از کانی‌های آذرین اولیه موجود در این سنگ‌ها و از کانی‌های مقاوم در برابر دگرسانی و دگرگونی است (شکل ۴) [۱۵]. کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها فراوانی قابل توجه داشته و دارای حاشیه‌های در تعادل با کانی‌های اطراف است. این کانی در برخی موارد از حاشیه‌ها به آمفیبیول تبدیل شده است (شکل ۳ث).

بررسی شیمی کلینوپیروکسن‌های موجود در این متاپیکریت‌ها نشان می‌دهد که این کانی‌ها بیشتر از نوع دیوپسید و به ندرت اوپزیت بوده و به ترتیب دارای مقادیر  $Mg\#$  (۰,۷۸۸ تا ۰,۹۳۴) و (۰,۷۹۶ و ۰,۹۱۱) هستند (شکل ۵الف). این کلینوپیروکسن‌ها مقادیری از  $Al_2O_3$  و  $TiO_2$  به

### روش بررسی

پس از بررسی‌های صحرایی، نمونه برداری و بررسی‌های میکروسکوپی از متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه، تعداد ۳ مقطع نازک برای آنالیز ریز پردازش انتخاب و از آن‌ها مقاطع نازک صیقلی تهیه شد. آنالیز کانی‌ها با یک ریز پردازنده‌ی الکترونی JEOL مدل JXA-۸۸۰ (WDS) در دانشگاه کاتاواوی ژاپن با ولتاژ شتاب دهنده‌ی ۲۰ kV و جریان ۲۰ nA انجام گرفت. در محاسبه‌ی فرمول ساختاری و تعیین اعضای پایانی کانی‌ها از نرم افزار Minpet 2.02 استفاده شد و مقادیر  $Fe^{3+}$  و  $Fe^{2+}$  موجود در کانی‌ها نیز به روش عنصر سنجی تعیین شدند. نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها و محاسبه‌ی فرمول ساختاری آن‌ها در جداول ۱ تا ۷ ارائه شده است. علائم اختصاری کانی‌ها در این پژوهش برگرفته از [۱۴] است.

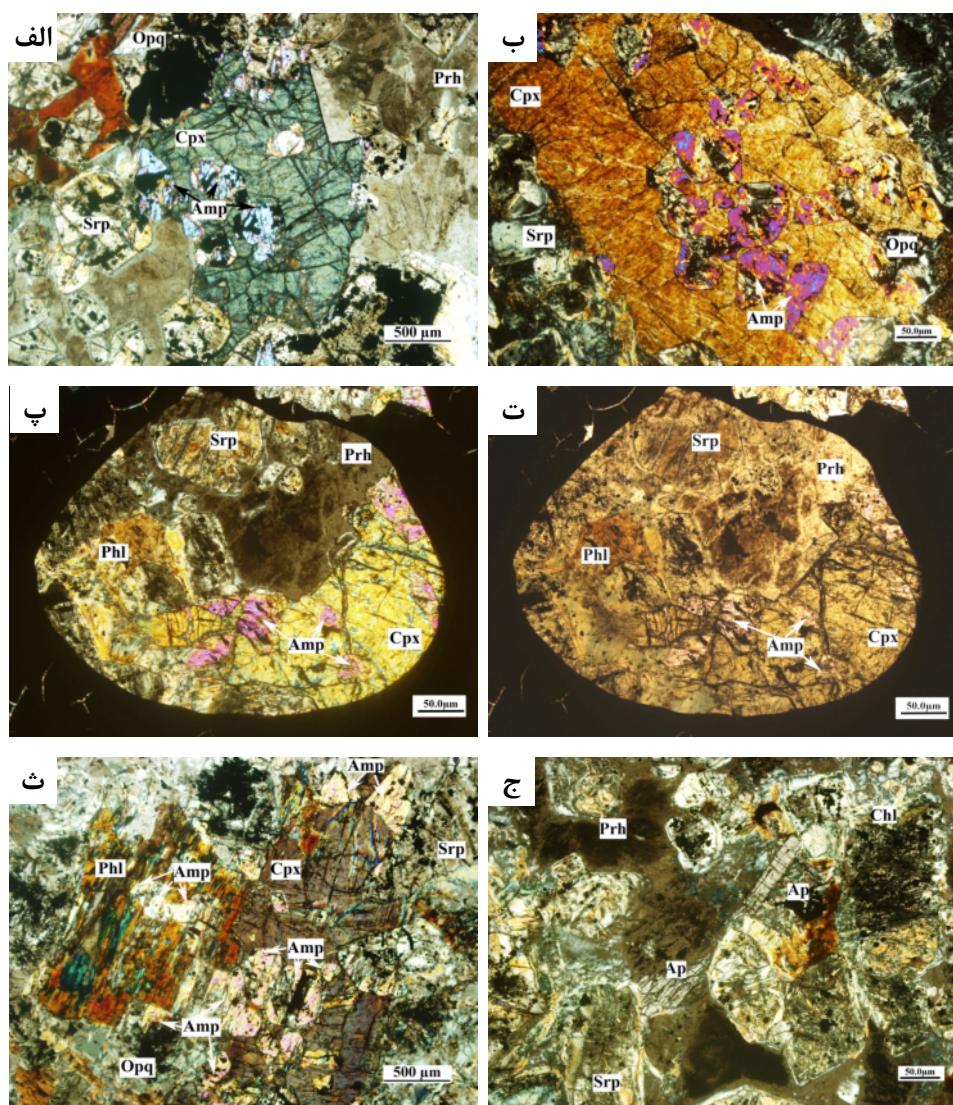
برای بررسی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌ها و تشخیص مقادیر عناصر اصلی و فرعی آن‌ها تعداد ۵ نمونه از متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه به روش ICP-MS با استاندارد ICP95A-IMS95A در شرکت SGS کانادا مورد آنالیز قرار گرفتند. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی متاپیکریت‌های منطقه در جدول ۸ ارائه شده‌اند. آنالیز XRD نمونه‌های متاپیکریت نیز با XRD D8 advance, Bruker صورت گرفت.

### سنگنگاری و شیمی کانی‌ها

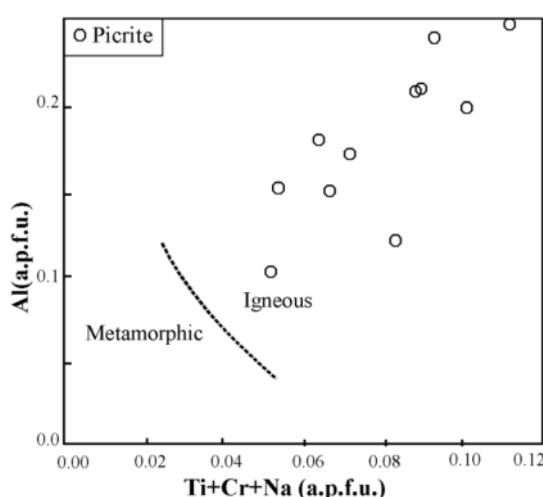
متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه در بخش شمالی این افیولیت رخمنون دارند. در بررسی‌های صحرایی، این سنگ‌ها حجم محدودی داشته و دارای ساخت توده‌ای و متراکم هستند. این متاپیکریت‌ها در نمونه‌ی دستی به رنگ سبز تیره و تقریباً درشت دانه‌اند (شکل ۲پ). رخداد دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره‌ی شیست سبز و نقش دگرسانی در این پیکریت‌ها منجر به تغییر برخی از کانی‌های اولیه موجود در آن‌ها به کانی‌های دگرسان، شده است. تاثیر گستردگی فاز شاری در پیکریت‌های افیولیت بیاضه موجب فرایندهای سرپانتینی، کلریتی و پرهنیتی شدن در این سنگ‌ها شده است. کانی‌های سرپانتین (آنتی گوریت)، کلریت (کلینوکلر و پنینیت)، پرهنیت و آمفیبیول به صورت بخشی و یا کامل جایگزین برخی کانی‌های اولیه موجود در این پیکریت‌ها شده‌اند. متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه دارای بافت‌های اصلی دانه‌ای و پوئی کیلوبلاستیک هستند و به صورت فرعی نیز بافت‌های مشبك و کاتاکلاستیک

طول صعود ماگما تشکیل شده‌اند. وجود مقادیر پایین Al و Ti در برخی کلینوپیروکسن‌های آذرین به دلیل تبلور آن‌ها در شرایط هم فشار در درون آشیانه‌های ماقمایی و نزدیک به شرایط تعادل است [۶]. گستره‌ی گسترده و همخوانی مثبت مقادیر  $\text{TiO}_2$  و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در این کلینوپیروکسن‌ها اشاره به کاهش آرام فشار در حین تبلور آن‌ها دارد.

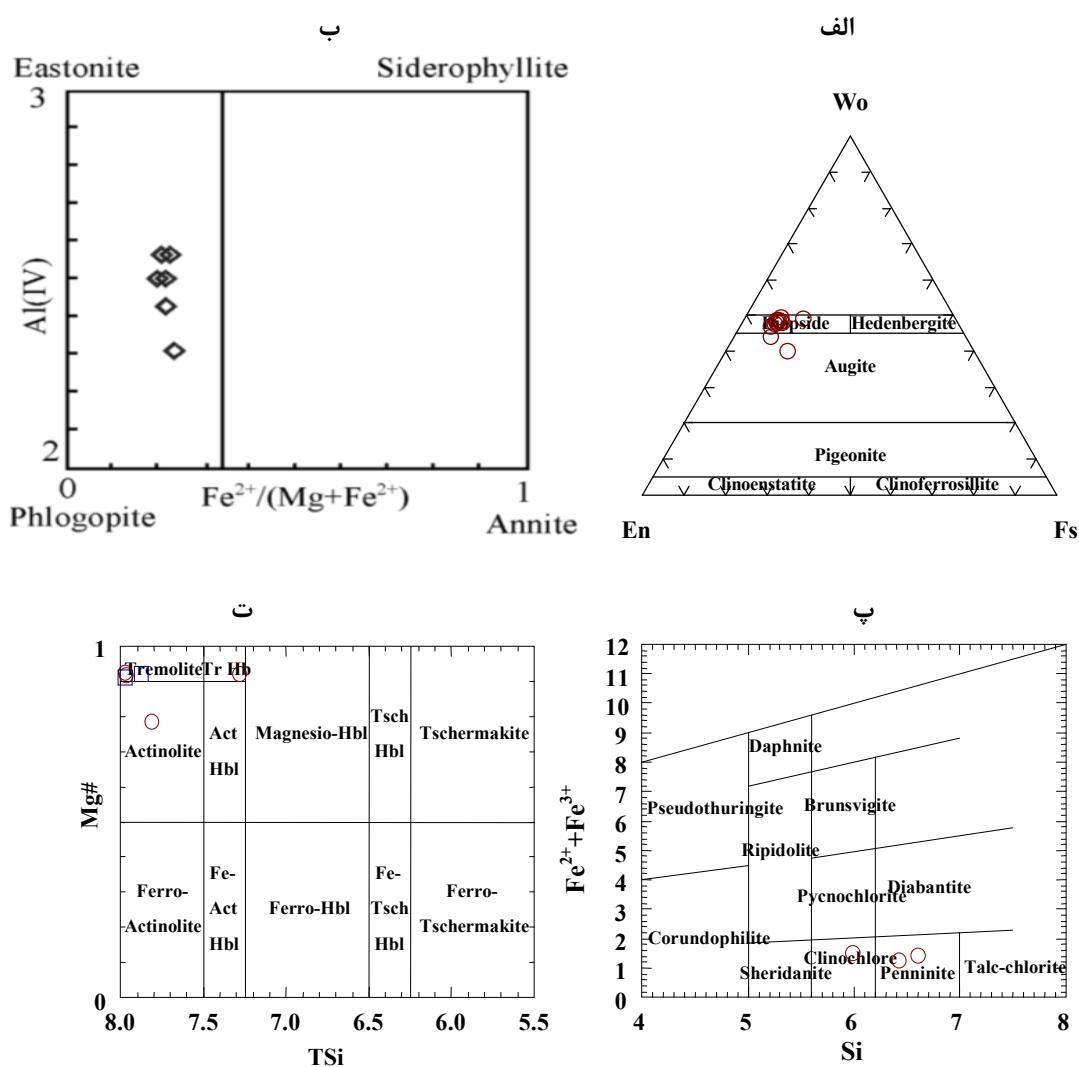
ترتیب (۱/۲۱) تا (۵/۷۲) و (۰ تا ۲/۹۶) درصد وزنی داشته و این اکسیدها دارای همبستگی مثبت در این کانی هستند جدول ۱). فشار به طور چشم گیری بر حلالت Al و Ti در کانی‌های مافیک از جمله کلینوپیروکسن‌ها تاثیر می‌گذارد و افزایش Al و Ti در این کانی‌ها می‌تواند در اثر کاهش فشار توجیه شود [۷]. بنابراین کلینوپیروکسن‌هایی با مقادیر بالای Al و Ti در



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه. (الف) وجود الیوین‌های کاملاً سرپانتینی شده در زمینه‌ی سنگ و نیز الیوین‌های ترمولیتی شده در کلینوپیروکسن (XPL). (ب) حضور الیوین در کلینوپیروکسن و ایجاد بافت پوشی کیلوپلاستیک در این کانی و نیز رشد آمفیبول از نوع ترمولیت در الیوین‌های کاملاً سرپانتینی شده (XPL). (پ) حضور کلینوپیروکسن، پرهنیت، الیوین‌های سرپانتینی شده و فلوگوپیت در این سنگ‌ها (PPL). (ت) همان تصویر در نور طبیعی (PPL). (ث) کلریتی شدن فلوگوپیت، رشد آمفیبول در حاشیه‌ی کلینوپیروکسن و در درون الیوین‌های سرپانتینی شده و نیز حضور الیوین در کلینوپیروکسن و فلوگوپیت (XPL). (ج) گستردگی سرپانتین، حضور آپاتیت و پرهنیت در این نمونه‌ها (XPL).



شکل ۴ نمودار بررسی آذرین یا دگرگون بودن کلینوپیروکسن‌های موجود در متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه [۱۵].



شکل ۵ نمودار بررسی ترکیب کانی‌های موجود در متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه. (الف) کلینوپیروکسن [۱۶] ب) فلوگوپیت [۱۶] پ) کلریت [۲۰] ت) آمفیبول [۱۶]





در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. مگنتیت‌ها بیشتر طی فرایند سرپانتینی شدن الیوین‌ها ایجاد شده‌اند که حاکی از وجود آهن در ساختار الیوین‌های اولیه‌اند (شکل ۳، الف، ج) و ایلمنیت‌های موجود نیز غالباً از طریق فرایند کلریتی شدن فلوگوپیت در این نمونه‌ها ایجاد شده‌اند. آنالیز یک نمونه از مگنتیت‌های موجود در الیوین‌های کاملاً سرپانتینی شده نشان دهنده مقدار  $\text{FeO}^*$  (۹۲,۳۹) درصد وزنی در این کانی است. ایلمنیت‌ها نیز دارای مقادیر  $\text{FeO}^*$  (۴۲,۲۱) تا (۴۳,۷۸) و  $\text{TiO}_2$  (۴۸,۷۳) تا (۴۹,۲۸) درصد وزنی هستند (جدول ۷).

### شیمی سنگ کل

بررسی ژئوشیمیایی متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه نشان دهنده مقدادر بالای  $\text{MgO}$  (۲۵,۸) تا (۲۸) درصد وزنی در آن-هاست. از طرف دیگر این سنگ‌ها دارای مقادیر  $\text{SiO}_2$  (۳۷,۵) تا (۳۹,۴)،  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*$  (۱۲,۲) تا (۱۲,۸)،  $\text{TiO}_2$  (۰,۴۶) تا (۰,۵۵) و  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (۰,۴۸) تا (۰,۵۷) درصد وزنی هستند (جدول ۸). درصد وزنی  $\text{CaO}$  در این متاپیکریت‌ها (۳,۵۶) تا (۴,۴۲) بوده و فراوانی آن در این سنگ‌ها معمولاً به افزایش فراوانی کانی کلینوپیروکسن در آن‌ها وابسته است.

متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه تحت تاثیر دگرسانی و دگرگونی در حد رخساره‌ی شیست سبز قرار گرفته‌اند و دارای مجموعه کانی‌های ثانویه‌ای از قبیل کلریت، سرپانتین، آمفیبول و پرهنیت هستند. حضور کانی‌های ثانویه و گسترش فرایند سرپانتینی شدن در این سنگ‌ها مقادر بالای LOI (۸,۹۸) تا (۱۱,۰۵) درصد وزنی را در آن‌ها ایجاد کرده است (جدول ۸). با توجه به این که در بررسی های کانی‌شناسی الیوین کانی مهم سازنده‌ی این سنگ‌هاست، بنابراین بالاترین مقدار LOI وابسته به نمونه‌هایی با محتوای  $\text{Mg}^{\#}$  (۸۰,۶۱) تا (۸۱,۶۰) بالاتر است. به عبارت بهتر مقادر LOI و  $\text{Mg}^{\#}$  موجود در این سنگ‌ها دارای همبستگی مثبت‌اند (جدول ۸).

پرهنیت: بر اثر تاثیر گسترده فاز شاری در این سنگ‌ها، پلازیوکلازهای اولیه موجود در آن‌ها، طی فرایند پرهنیتی شدن به‌طور کامل به پرهنیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳، پ، ت).

کلریت: کانی‌های متعددی طی فرایند دگرگونی درجه‌ی پایین به کلریت تبدیل می‌شوند بنابراین کلریت‌ها می‌توانند دارای ترکیب‌های متنوعی باشند (جدول ۵). در بررسی میکروسکوپی این سنگ‌ها، کلریت در حواشی پلازیوکلازهای دگرسان شده (پرهنیت) و نیز در حاشیه‌ی الیوین‌های کاملاً سرپانتینی شده‌ی موجود در زمینه سنگ دیده می‌شوند (شکل ۳، ج). آنالیز نقطه‌ای کلریت‌های موجود حاکی از وجود کلینوکلر و پنینیت با مقادر  $\text{Mg}^{\#}$  به ترتیب (۰,۸۴۳) و (۰,۸۵۹) تا (۰,۸۶۹) است (شکل ۵، پ). کلینوکلر غالباً در حاشیه‌ی پلازیوکلازهای دگرسان شده و پنینیت نیز در زمینه سنگ حضور دارد.

آمفیبول: از کانی‌های حاصل از دگرسانی و دگرگونی در این متاپیکریت‌هاست. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی دو گروه آمفیبول در این سنگ‌ها حضور دارند که شامل:

۱- آمفیبول‌هایی که در حاشیه‌ی برخی از کلینوپیروکسن‌ها قرار دارند (شکل ۳، ث). این آمفیبول‌ها می‌توانند محصول دگرسانی کلینوپیروکسن‌های موجود در این نمونه‌ها باشند. بررسی شیمی این آمفیبول‌ها نشان می‌دهد که این کانی‌ها از نوع کلسیک و شامل ترمولیت، اکتینولیت و هورنبلند ترمولیتی با مقادر  $\text{Mg}^{\#}$  به ترتیب (۰,۹۲۶) تا (۰,۹۱۷)، (۰,۷۸۵) و (۰,۹۲۳) است (شکل ۵، ت).

۲- آمفیبول‌هایی که درون الیوین‌های کاملاً سرپانتینی شده قرار گرفته‌اند (شکل ۳، الف، ب، ث). آنالیز نقطه‌ای این کانی‌ها نشان می‌دهد که این آمفیبول‌ها از نوع ترمولیت با مقادر  $\text{Mg}^{\#}$  (۰,۸۷۶) تا (۰,۹۱۹) هستند (جدول ۶). این ترمولیت‌ها در اثر دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره‌ی شیست سبز و تشکیل سرپانتین به آمفیبول تبدیل شده‌اند [۲۱].

**کانی کدر:** کانی‌های مگنتیت و ایلمنیت با فراوانی قابل توجهی

جدول ۵ نتایج آنالیز نقطه‌ای و تعیین فرمول ساختاری کلریت‌های موجود در متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه.

Sample	Point	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Cr}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}^*$	$\text{MnO}$	$\text{MgO}$	$\text{CaO}$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	Total	Name
B۴۶-۳	۱۹۰	۲۰,۲۱	۰,۰۰	۱۸,۲۰	۰,۰۰	۹,۰۶	۰,۱۳	۲۷,۳۵	۰,۱۳	۰,۰۰	۰,۰۱	۸۵,۰۷	Clinochlor
N۱۱-۲	۳۶	۲۲,۳۴	۰,۰۲	۱۵,۵۰	۰,۰۰	۷,۹۱	۰,۱۹	۲۹,۴۲	۰,۴۶	۰,۰۰	۰,۰۲	۸۶,۸۵	Penninite
N۱۱-۲	۳۸	۲۲,۶۶	۰,۰۱	۱۳,۱۸	۰,۰۰	۸,۷۶	۰,۱۴	۲۹,۹۵	۰,۰۷	۰,۰۱	۰,۰۸	۸۵,۸۴	Penninite

Structural formula based on the 28 Oxygens

Sample	Point	Si	Ti	Al(IV)	Al(VI)	Cr	$\text{Fe}^{3+}$	$\text{Fe}^{2+}$	Mn	Mg	Ca	Na	K	Cations
B۴۶-۳	۱۹۰	۵,۹۹۱	۰,۰۰۰	۲,۰۰۹	۲,۲۴۱	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۱,۵۰۲	۰,۰۲۱	۸,۰۸۵	۰,۰۲۷	۰,۰۰۰	۰,۰۰۳	۱۹,۸۷۹
N۱۱-۲	۳۶	۶,۴۲۶	۰,۰۰۳	۱,۵۷۴	۱,۹۴۵	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۱,۲۷۶	۰,۰۲۱	۸,۴۵۴	۰,۰۹۵	۰,۰۰۰	۰,۰۰۴	۱۹,۸۰۸
N۱۱-۲	۳۸	۶,۵۹۸	۰,۰۰۱	۱,۴۰۲	۱,۶۴۹	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۱,۴۳۶	۰,۰۲۳	۸,۷۵۱	۰,۰۱۴	۰,۰۰۴	۰,۰۲۰	۱۹,۸۸۸



جدول ۸ نتایج آنالیز ژئوشیمیابی متابیکریت‌های افیولیت بیاضه.

Components	N10	N11	B46	B65*	B651
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	۳۸,۰۰	۳۷,۵۰	۳۹,۴۰	۳۸,۴۰	۳۸,۹۵
TiO <sub>2</sub>	۰,۴۸	۰,۵۰	۰,۴۷	۰,۴۶	۰,۵۵
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۶,۶۳	۶,۶۱	۶,۱۳	۶,۲۴	۶,۴۹
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	۱۲,۵۰	۱۲,۳۰	۱۲,۲۵	۱۲,۷۰	۱۲,۸۰
MnO	۰,۱۸	۰,۱۹	۰,۱۷	۰,۱۸	۰,۲۰
MgO	۲۸,۰۰	۲۷,۲۰	۲۵,۸۰	۲۷,۶۰	۲۶,۸۷
CaO	۳,۵۶	۴,۲۱	۳,۵۸	۴,۴۲	۴,۳۳
Na <sub>2</sub> O	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۱۱	۰,۱۰	۰,۱۲
K <sub>2</sub> O	۰,۳۹	۰,۴۴	۰,۴۳	۰,۳۸	۰,۴۵
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰,۲۰	۰,۲۱	۰,۲۶	۰,۲۱	۰,۲۰
LOI	۱۰,۱۰	۸,۹۸	۱۱,۰۵	۱۰,۱۵	۹,۱۴
Total	۱۰۰,۲۰	۹۸,۳۰	۹۹,۹۰	۱۰۱,۰۰	۱۰۰,۱۰
Rb (ppm)	۱۱,۱۰	۱۴,۳۰	۱۴,۰۰	۱۵,۱۰	۱۳,۵۳
Cs	۱۶,۷۰	۲۱,۷۰	۲۰,۹۰	۱۴,۲۰	۱۸,۱۹
Sr	۱۲۰,۰۰	۱۵۰,۰۰	۹۲,۰۰	۱۵۱,۰۰	۱۳۲,۰۰
Y	۶,۳۰	۷,۲۰	۷,۷۰	۷,۶۰	۷,۱۲
Nb	۱۵,۰۰	۱۸,۰۰	۱۸,۰۰	۱۶,۹۰	۱۷,۶۵
Zr	۴۰,۰۰	۵۰,۰۰	۵۱,۰۰	۳۸,۰۰	۴۱,۶۵
Ba	۱۱۰,۰۰	۱۳۰,۰۰	۱۳۱,۰۰	۱۳۳,۰۰	۱۱۵,۰۰
Th	۰,۹۰	۱,۱۰	۱,۱۳	۱,۰۴	۱,۱۲
U	۰,۲۶	۰,۲۷	۰,۲۴	۰,۲۳	۰,۲۵
Hf	۱,۰۰	۱,۰۰	۱,۳۰	۱,۰۰	۱,۳۴
Ta	۰,۹۰	۱,۰۰	۱,۰۰	۰,۹۰	۰,۹۳
Pb	۵,۰۰	۵,۰۰	۵,۰۰	۵,۰۰	۵,۰۰
Cu	۷۹,۰۰	۴۹,۰۰	۲۸,۰۰	۲۹,۰۰	۳۹,۰۰
Zn	۱۱۴,۰۰	۶۴,۰۰	۷۶,۰۰	۷۳,۰۰	۷۹,۰۰
Ni	۹۷۵,۰۰	۱۰۲۰,۰۰	۱۰۱۰,۰۰	۱۰۱۰,۰۰	۹۹۴,۱۲
Cr	۱۳۰۰,۰۰	۱۳۰۰,۰۰	۱۳۸۰,۰۰	۱۴۲۰,۰۰	۱۴۳۱,۱۵
Co	۹۷,۵۰	۱۰۳,۰۰	۱۱۰,۵۰	۱۱۳,۵۰	۱۰۷,۶۲
V	۸۵,۰۰	۱۰۰,۰۰	۱۰۰,۰۰	۹۳,۰۰	۹۱,۰۰
La	۱۲,۲۰	۱۴,۱۰	۱۲,۰۰	۱۱,۶۰	۱۲,۳۹
Ce	۲۱,۹۰	۲۴,۹۰	۲۴,۱۰	۲۲,۲۰	۲۲,۵۶
Pr	۲,۳۴	۲,۶۷	۲,۶۶	۲,۶۳	۲,۵۰
Nd	۸,۴۰	۹,۴۰	۹,۰۰	۸,۵۰	۹,۸۶
Sm	۱,۴۰	۱,۷۰	۱,۴۶	۱,۴۴	۱,۵۱
Eu	۰,۴۶	۰,۵۳	۰,۴۷	۰,۴۸	۰,۵۰
Gd	۱,۵۰	۱,۵۵	۱,۲۸	۱,۲۰	۱,۳۹
Tb	۰,۲۳	۰,۲۶	۰,۲۱	۰,۲۰	۰,۲۵
Dy	۱,۳۴	۱,۴۶	۱,۲۴	۱,۲۹	۱,۳۵
Ho	۰,۲۸	۰,۳۲	۰,۲۷	۰,۲۵	۰,۲۹
Er	۰,۷۸	۰,۸۰	۰,۷۳	۰,۷۶	۰,۷۵
Tm	۰,۱۲	۰,۱۳	۰,۱۱	۰,۱۰	۰,۱۲
Yb	۰,۷۰	۰,۸۰	۰,۷۰	۰,۶۴	۰,۷۲
Lu	۰,۱۲	۰,۱۳	۰,۱۲	۰,۱۱	۰,۱۲
Mg#	۸۱,۶۰	۸۱,۴۱	۸۰,۶۶	۸۱,۱۵	۸۰,۶۱
(La/Yb) <sub>N</sub>	۱۱,۸۶	۱۱,۹۷	۱۱,۶۴	۱۲,۳۱	۱۱,۶۹

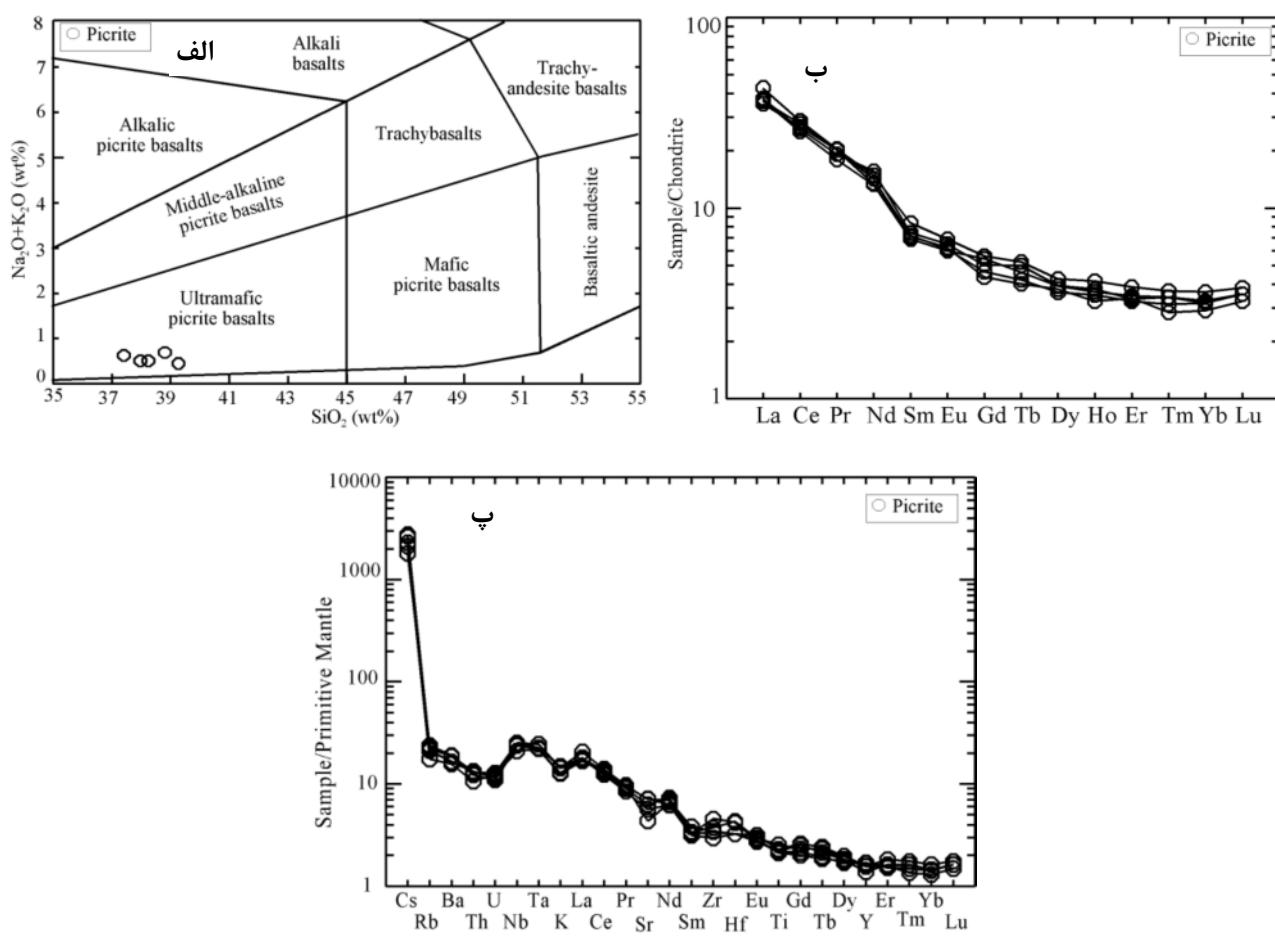
این نمودار غنی‌شدنگی از LILE و HFSE نسبت به HREE دیده می‌شود.

#### بحث و برداشت

در بررسی‌های کانی‌شناسی، کانی مگنتیت طی فرایند سرپاکتینی شدن الیوین‌ها ایجاد شده است که حاکی از وجود مقادیر قابل توجه Fe در ترکیب الیوین‌های اولیه است. بررسی ژئوشیمی این متاپیکریت‌ها برآش مثبت بین مقادیر MgO (۲۵,۸ تا ۲۸) و FeO\* (۱۰,۹۸ تا ۱۱,۵۲) درصد وزنی را در آن‌ها نشان می‌دهند (جدول ۸). برآش مثبت بین مقادیر O و FeO\* در سنگ‌ها می‌تواند بازتاب دهنده‌ی تاثیر فرایندهای کومولیت در الیوین‌های نسبتاً غنی از FeO\* باشد [۲۵].

برای بررسی ژئوشیمی‌ایی متاپیکریت‌های بیاضه از عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی استفاده شد. در نمودار TAS ارائه شده توسط بوگانیکو و همکاران [۲۲] این نمونه‌ها در گستره‌ی اولترامافیک و بازلت‌های پیکریتی قرار گرفته (شکل ۶ الف) و در ردی بندی IUGS و نمودار اصلاح شده‌ی TAS [۱] نمونه‌های مورد نظر در گستره‌ی پیکریت قرار می‌گیرند.

نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت‌ها حاکی از وجود ۳ تا ۵۰ برابر غنی شدنگی متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه نسبت به کندریت است [۲۳]. این نمونه‌ها دارای غنی شدنگی بیشتر از LREE نسبت به HREE هستند (شکل ۶ ب). نمودار بهنجار شده‌ی عناصر ناسازگار متاپیکریت‌های بیاضه نسبت به گوشه‌ی اولیه در شکل ۶ پ، نشان داده شد [۲۴]. در



شکل ۶ نمودارهای ژئوشیمی‌ایی متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه. الف) نمودار  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  در برابر  $\text{SiO}_2$  [۲۲] ب) نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت [۲۳]. پ) نمودار بهنجارسازی متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه به گوشه‌ی اولیه [۲۴].

جدایش MREE از LREE در نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت‌ها در این نمونه‌ها نشان دهنده‌ی حضور آمفیبیول از نوع پاراگاکزیت در خاستگاه آنهاست [۲۸]. حضور فلوگوپیت در کانی‌شناسی گوشه‌ته موجب تهی شدگی Zr نسبت به Sm می‌شود [۴]. فقدان تهی شدگی Zr نسبت به Sm وجود تهی شدگی‌های K، Rb و Sr در الگوی عناصر ناسازگار خاکی از عدم حضور این کانی در گوشه‌ته دگرنهاد شده است. همچنین پایین بودن نسبت Rb/Sr (۰,۰۹ تا ۰,۱۰) در متاپیکریت‌های بیاضه می‌تواند نشان دهنده‌ی تاثیر آمفیبیول و عدم تاثیر فلوگوپیت خاستگاه گوشه‌ته دگرنهاد شده در تولید ماقمای مولد این سنگ‌ها باشد.

ذوب بخشی یک پلاژیوکلاز لرزولیت، بی‌亨جاری منفی Eu را در الگوی عناصر نادر خاکی ایجاد می‌کند [۴]. بنابراین عدم وجود بی‌亨جاری منفی Eu در این نمونه‌ها احتمال تشکیل این ماقمایها را از یک لرزولیت اسپینل‌دار گوشه‌ته مشخص می‌کند. بنابراین سنگ خاستگاه این متاپیکریت‌ها را می‌توان یک اسپینل لرزولیت پاراگاکزیت دار دگرنهاد شده دانست.

افزایش نسبت Zr/Nb و کاهش نسبت Zr/Y معمولاً افزایش درجه‌ی ذوب بخشی را پیشنهاد می‌کند [۴]. متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه دارای مقادیر Zr/Nb و Zr/Y به ترتیب (۲,۲۴ تا ۲,۸۳) و (۵ تا ۶,۶۲) هستند که این مقادیر خاکی از پایین نبودن درجه‌ی ذوب بخشی در تشکیل این ماقمایهاست. ترسیم الگوی REE ماقمای‌ای با بیش از ۵٪ ذوب بخشی در یک لرزولیت اسپینل‌دار در شکل ۷ نشان داده شده است [۲۹]. در این نمودار الگوی متاپیکریت‌های منطقه‌ی خاکی از حدود ۴۰٪ ذوب بخشی یک لرزولیت اسپینل‌دار است. وجود غنی‌شدگی از HFSEs و مقادیر بالای LREEs خاکی از غنی‌شدگی دگرنهادی خاستگاه گوشه‌ته‌ای تولید ماقما است. بنابراین برای بررسی خاستگاه احتمالی متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه، غنی‌شدگی دگرنهادی گوشه‌ته‌ای آستنوسفری به وسیله‌ی شاره‌های واپسته به فروزانش را می‌توان پیشنهاد کرد. فروزانش پالئوتیس در طول پالئوزوئیک موجب غنی‌شدگی گوشه‌ته از مواد فرار شده است که آبدار شدن خاستگاه گوشه‌ته‌ای باعث رخداد فرایند ذوب بخشی در دماهای پایین‌تر می‌شود.

متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه دارای غنی‌شدگی از LREEs نسبت به HREEs هستند (شکل ۶ ب). نسبت (La/Yb)<sub>N</sub> که خاکی از درجه‌ی جدایش LREE نسبت به HREE است، در این نمونه‌ها (۱۱,۶۴ تا ۱۲,۳۱) محاسبه شده است.

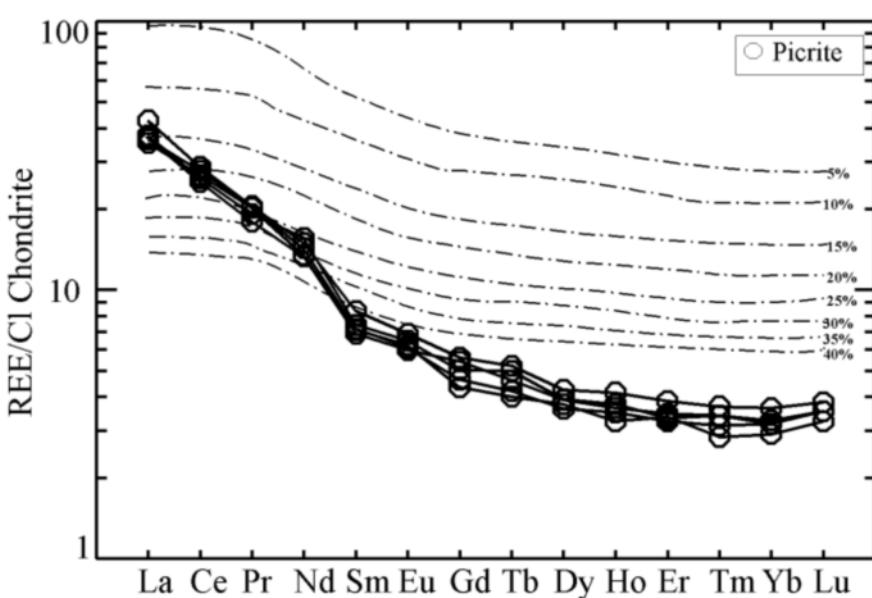
به عقیده‌ی فری و همکاران [۲۶] پیکریت‌هایی با  $Mg\# > ۶۸$  و  $Ni < ۳۲۰$  از ماقمای‌ای گداخته‌ی مشتق شده از گوشه‌ته ایجاد شده‌اند. متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه دارای (ppm)  $Mg\# < ۸۰,۶۱$  (۸۱,۶۰ تا ۹۷۵) و  $Ni < ۱۰,۲۰$  هستند (جدول ۸). بنابراین تشکیل آن‌ها از یک خاستگاه گوشه‌ته‌ای را می‌توان پیشنهاد کرد. همچنین پایین بودن نسبت  $Nb/La$  (۱,۲۲ تا ۱,۵۰) در متاپیکریت‌های موجود و غنی‌شدگی از Nd نسبت به Sm در نمودار عنکبوتی این سنگ‌ها نیز خاکی از تشکیل ماقمای مولد این متاپیکریت‌ها از خاستگاه گوشه‌ته غنی‌شدگی است [۲۷] (شکل ۶ ب).

مقادیر بالای  $Mg\#$  و  $Ni$  در نمونه‌های آنالیز شده نیازمند وجود یک خاستگاه پریدوتیت دارای الیوین نسبت به یک خاستگاه پیروکسن‌دار است. تمرکز بالای HFSEs و بی‌亨جاری مثبت همه‌ی این عناصر در متاپیکریت‌های بیاضه نیازمند دخالت یک خاستگاه گوشه‌ته‌ای غنی‌از HFSE همچون گوشه‌ته‌ی آستنوسفری است.

در نمودار عنکبوتی پیکریت‌های بیاضه، Cs دارای غنی‌شدگی حدود ۱۲۰۰ برابر نسبت به گوشه‌ته اولیه است. غنی‌شدگی از Cs نسبت به Rb و به مقدار کمتر Zr نسبت به در الگوی عناصر ناسازگار خاکی از تاثیر شاره‌های حاصل از صفحه‌ی فرورونده در ماقمای مولد این متاپیکریت‌هاست.

تغییر در روندهای عناصر ناسازگار و غنی‌شدگی از همه‌ی عناصر HFSEs و LILEs تنها به وسیله یک فرایند ساده‌ی جدایش بلورین قابل توصیف نیست. به عقیده توسيکوراس و همکاران [۴]، تنوع در HFSEs می‌تواند حاصل از تغییر شرایط در خاستگاه گوشه‌ته‌ای باشد که در نتیجه ترکیب ناهمگن گوشه‌ته، شرایط فشار در طول تولید ماقما، درجه‌ی ذوب بخشی و واکنش آن با پریدوتیت گوشه‌ته در طول صعود ماقما ایجاد شده باشد.

تهی شدگی K در نمودار عنکبوتی متاپیکریت‌های بیاضه و



شکل ۷ نمودار تعیین درجهی ذوب بخشی یک لرزولیت اسپینل دار [۲۹].

متاپیکریت‌ها از یک اسپینل لرزولیت پاراگازیت‌دار تشکیل شده‌اند.

#### قدرتانی

نویسنندگان این مقاله از دانشگاه اصفهان به خاطر حمایت‌های مالی سپاسگزاری می‌کنند.

#### مراجع

- [1] Le Bas M.J., "IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks", *Journal of Petrology* 41(10) (2000) 1467–1470.
- [2] Schuth S., Rohrbach A., Münker C., Ballhaus C., Garbe-Schnberg D., Qopoto C., "Geochemical constraints on the petrogenesis of arc picrites and basalts, New Georgia Group, Solomon Islands". *Contributions to Mineralogy and Petrology* 148(3) (2004) 288–304.
- [3] Izokh A.E., Vishnevskii A.V., Polyakov G.V., Shelepaev R.A., "Age of picrite and picrodolerite magmatism in western Mongolia", *Russian Geology and Geophysics* 52 (2011) 7–23.
- [4] Tsikouras B., Pe-Piper G., Piper D.J.W., Hatzipanagiotou K., "Triassic rift-related komatiite, picrite and basalt, Pelagonian

#### نتیجه گیری

بررسی سنگنگاری و ژئوشیمیابی متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه نشان دهنده ترکیب اولترامافیک این سنگ‌هاست. متاپیکریت‌های افیولیت بیاضه محصول ۴۰٪ ذوب بخشی یک خاستگاه اسپینل لرزولیت پاراگازیت دار گوشه‌ی آستنوسفری هستند. ویژگی‌های عناصر کمیاب و غنی شدگی از HFSE و LREE همراه با مقادیر بالای Mg# و Ni نشان دهنده غنی شدن دگرنهاد خاستگاه گوشه‌ای مولد این متاپیکریت‌ها است. غنی شدگی این خاستگاه گوشه‌ای دگر نهاد شده را می‌توان به شاره‌های وابسته به فرورانش پالئوتیس نسبت داد. از شواهد آبدارشدن خاستگاه گوشه‌ی سازنده‌ی این متاپیکریت‌ها، می‌توان به وجود کانی فلوگوپیت به عنوان کانی آذرین اولیه در آن‌ها و ویژگی‌های ژئوشیمیابی این سنگ‌ها وابسته دانست که حاکی از حضور آمفیبول در خاستگاه آن‌ها است. تهی شدگی این متاپیکریت از HREEs و نیز جدایش MREEs نسبت به LREEs و HREEs در نمودار عناصر نادر حاکی و تهی شدگی از K در نمودار عنکبوتی متاپیکریت‌های بیاضه، از شواهد ژئوشیمیابی است که نشان می‌دهد گدازه‌های مولد این

- 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.*
- [16] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the rock forming minerals", Longman, London (1992) 528 p.
- [17] Delor C.P., Rock N.M.S., "Alkaline-ultramafic lamprophyre dykes from the Vestfold Hills, Princess Elizabeth Land (East Antarctica): primitive magmas of deep mantle origin", Antarctic Science 3 (1991) 419-432.
- [18] Tazaki K., Inomata M., "Picrite basalts and tholeiitic basalts from Mineoka tectonic belt, Central Japan", The Geological Society of Japan 10 (1980) 653-671.
- [19] Moody J.B., "Serpentinization: a review", Lithos 9 (1976) 125-138.
- [20] Hey M.H., "A new review of the chlorites", Mineralogical Magazine 30 (1954) 277-292.
- [21] Scotford D.M., Williams J.R., "Petrology and geochemistry of metamorphosed ultramafic bodies in a portion of the Blue ridge of North Carolina and Virginia", American Mineralogist 68 (1983) 78-94.
- [22] Bogatikov O.A., Petrov O.V., Morozov A.F. (Eds.), "Magmatic, metamorphic, metasomatic, and impact formations", third edition [in Russian], Izd. VSEGEI, St. Petersburg (2009).
- [23] McDonough W.F., Sun S.S., "The composition of the earth", Chemical Geology 120 (1995) 223-253.
- [24] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: Implication for mantle composition and processes, in magmatism in oceanic basins", Geological Society, London, Special Publications 42 (1989) 313-346.
- [25] Medaris J.G., Wang H., Jelinek E., Mihaljevic M., Jakes P., "Characteristics and origins of diverse Variscan Peridotites in the Gfohl Nappe", Bohemian Massif, Czech Republic, Lithos 82 (2005) 1-23.
- [26] Frey F.A., Green D.H., Roy S.D., "Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south eastern continental margin, Greece", Lithos 104 (2008) 199-215.
- [5] Krishnamurthy P., Gopalan K., Macdougall J.D., "Olivine compositions in picrite basalts and the Deccan Volcanic Cycle", Journal of Petrology 41(7) (2000) 1057-1069.
- [6] Torabi G., Hemmati O., "Alkaline basalt from the Central Iran, a mark of previously subducted Paleo-Tethys Oceanic crust", Petrology 19(7) (2011) 690-704.
- [7] آقاباتی ع., "زمین شناسی ایران", سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، تهران (۱۳۸۵) ۵۸۶ ص.
- [8] Bagheri S., "The exotic Paleo-tethys terrane in Central Iran: new geological data from Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam areas", PhD thesis, Lausanne: University of Lausanne (2007) 208p.
- [9] Davoudzadeh M., Lensch G., Diefenbach K.W., "Contribution to the paleogeography, stratigraphy and tectonics of the Infracambrian and lower Paleozoic of Iran", Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie, Abhandlungen 172 (1986) 245-269.
- [10] Ghasemi A., Talbot C.J., "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)", Journal of Asian Earth Sciences 26 (2005) 683-693.
- [11] Almasian M., "Tectonics of Anarak Area (central Iran)": Ph.D. Thesis, Islamic Azad University, Science and Research Unit (1997) 162 p.
- [12] Aistov L., Melnikov B., Krivyakin B., Morozov L., "Geology of the Khur Area (Central Iran)", Geological Survey of Iran (1984) Report TE/No. 20.
- [13] Bagheri S., Stampfli G.M., "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications", Tectonophysics 451 (2008) 123-155.
- [14] Whitney D.L., Evans B.W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist 95 (2010) 185-187.
- [15] Berger J., Femenias O., Mercier J.C.C., Demaiffe D., "Ocean-floor hydrothermal

- [28] Larsen L.M., Pedersen A.K., Sundvoll B., Frei, R. "Alkali picrites formed by melting of old metasomatized lithospheric mantle: Manītdlat member, Vaigat formation, Palaeocene of west Greenland", *Journal of Petrology* 44(1) (2003) 3–38.
- [29] McDonough W.F., Frey F.A., "REE in upper mantle rocks", In: Lipin B., McKay G.R. (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. Mineralogical Society of America, Chelsea, Michigan (1989) 99–145.
- Australia utilizing geochemical and experimental petrological data", *Journal of Petrology* 19 (1978) 463–513.
- [27] Litasov Y., Hasenaka T., Litasov K., Yarmolyuk V., Sugorakova A., Lebedev V., Sasaki M., Taniguchi H., "Petrologic Characteristics of Cenozoic Alkaline Basalts from the Azas Plateau, Northeast Tuva (Russia)", Center for Northeast Asian Studies, Tohoku University 3 (2001) 201–226.