



## دما فشارسنجی و شیمی کانی لامپروفیرهای پرموتریاس ایران مرکزی در منطقه چاهریسه، شمال شرق اصفهان

سارا ویسی، سیدمحسن طباطبایی منش\*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۹/۴/۲۸، نسخه نهایی: ۹۹/۸/۱۴)

**چکیده:** سنگ‌های ماگمایی چاهریسه در شمال شرق اصفهان، در پهنه ساختاری سنندج-سیرجان و موازی با گسل قم-زفره قرار دارند. این توده‌های ماگمایی در یک مقطع پیوسته از رسوب‌های پرمین-تریاس واقع هستند و به ندرت وارد لایه‌های آغازین تریاس می‌شوند. این سنگ‌ها دربردارنده کانی‌های فرومنیزین بدون آب (الیون، کلینوپیکروکسن و پلاژیوکلاز) کانی‌های فرومنیزین آبدار (آمفیبول و بیوتیت) و همچنین کانی‌های دگرسان (کلریت، اپیدوت و اکتینولیت) هستند. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری و تجزیه شیمیایی کانی‌ها، این سنگ‌های ماگمایی در رده لامپروفیرهای فرامافیک با ماهیت قلیایی قرار دارند. روش‌های مختلف دما-فشارسنجی کانی‌ها دو گستره کاملاً متفاوت فشار و دما (دمای ۱۰۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱۶ تا ۲۰ کیلوبار و نیز دمای ۹۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۶ تا ۱۳ کیلوبار) را نشان می‌دهد که با بافت پورفیری سنگ‌ها همخوانی دارد. ویژگی‌های شیمیایی کانی‌های اولیه سنگ بیانگر تشکیل و جایگیری لامپروفیرهای قلیایی در محیط درون قاره‌ای هستند. از دیگر سو، وجود بیگانه سنگ‌ها و بیگانه بلورهای فلسی پوسته‌ای شواهدی از اثر آرایش پوسته‌ای را ارائه می‌دهند. بنابراین، به نظر می‌رسد که در فاصله زمانی کوتاه از پایان پالئوزویک تا آغاز مزوزویک در پی عملکرد فاز زمین‌ساختی هرسینین، لامپروفیرهای قلیایی در یک محیط قاره‌ای تشکیل شده و طی صعود به سطح زمین بخش‌هایی از پوسته‌ی قاره‌ای را در خود هضم کرده‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** دما فشارسنجی؛ لامپروفیر؛ پرموتریاس؛ قلیایی؛ چاهریسه؛ اصفهان؛ ایران مرکزی.

### مقدمه

کما بیش در همه لامپروفیرها، رخنمون‌ها به شکل‌های دایک، لوله، آذرین لایه، ورقه‌ای و پرکننده شکاف‌ها دیده می‌شوند. بر پایه تفاوت زمانی رخداد، شکل لامپروفیرها نشان‌دهنده رخساره متفاوتی از یک رویداد ماگمایی است [۴]. این سنگ‌ها در پهنه‌های زمین‌ساختی گوناگونی چون: کمان‌های اقیانوسی (جزایر کماتی)، کرانه‌های قاره‌ای فعال، کافت‌ها و پایا پوسته‌ها پدید می‌آیند [۵-۷].

منطقه‌ی چاهریسه-باقرآباد در ۵۰ کیلومتری شمال شرق اصفهان، در بخش اردستان قرار دارد و بخشی از پهنه‌ی زمین‌شناسی سنندج-سیرجان محسوب می‌شود. مهم‌ترین پدیده زمین‌شناسی در منطقه‌ی مورد بررسی که بین طول‌های

گامبل [۱] در بررسی سنگ‌های میکادار منطقه فیچتلبرج (Fichtelgebrige) در آلمان غربی، واژه لامپروفیر را برای توصیف گروهی از دایک‌های تیره‌رنگ سرشار از بیوتیت (به‌علت شفافیت برخی نمونه‌ها و وجود درشت بلورهای فراوان) به کار برد. استرکیسن [۲] و راک [۳] برخلاف رده‌بندی ساختگی پیشین لامپروفیرها که بیشتر بر پایه جایگاه رخنمون آن‌ها استوار بود، لامپروفیرها را در پنج گروه اصلی لامپروفیرهای آهکی قلیایی (CAL)، لامپروفیرهای آلکالن (AL)، لامپروفیرهای فرامافیک (UML)، کیمبرلیت‌ها (KIL) و لامپروفیریت‌ها (LL) رده‌بندی کردند.

\*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۰۳۰۳۵۰۸، پست الکترونیکی: tabataba@sci.ui.ac.ir

بافتی، کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی نمونه‌برداری انتخابی صورت گرفت. برای بررسی سنگ‌نگاری از نمونه‌های برداشت شده، تعداد ۳۶ مقطع نازک تهیه شد. برای بررسی‌های کانی‌شناسی، تعداد ۴ مقطع صیقلی پس از آماده‌سازی، در آزمایشگاه EPMA دانشگاه دولتی مسکو، با ریز پردازشگر الکترونی JEOL، مدل JxA-8800، با ولتاژ شتاب‌دهنده ۲۰ kV و شدت جریان ۱۲ nA تجزیه شدند که در مجموع، ترکیب شیمیایی ۱۵۶ نقطه از کانی‌های کلینوپیروکسن، آمفیبول، میکا و پلاژیوکلاز به دست آمد.

#### زمین‌شناسی منطقه چاهریسه

منطقه‌ی چاهریسه در شمال شرق اصفهان و در کنار گسل قم-زفره قرار دارد (شکل ۱، [۱۹]). روند این گسل شمال‌غرب-جنوب شرق است و از روند عمومی رشته کوه‌های زاگرس و رورانندی اصلی آن پیروی می‌کند. قدیمی‌ترین رسوب‌های ناحیه‌ی چاهریسه مربوط به سازند پادها (دونین پیشین-میانی) است که از ماسه‌سنگ، کوارتزیت، آهک و شیل تشکیل شده است. سازند پادها به طور هم‌شیب زیر سازند بهرام (دونین میانی-پسین) قرار داشته و سازند جمال (پرمین پیشین-جلفین) نیز با یک ناپیوستگی فرسایشی روی سازند بهرام قرار دارد [۲۰]. بر اساس نظر شیرانی بید آبادی [۲۱]، سنگ‌های پالئوزویک بالایی در این ناحیه شامل ماسه‌سنگ‌های قرمز تا سفید رنگ وابسته به دونین پیشین معادل با سازند پادها، آهک‌های دولومیتی، آهک‌های خاکستری رنگ وابسته به دونین میانی تا پسین و کربونیفر پیشین هستند که پس از یک توقف رسوب‌گذاری در کربونیفر پسین و پرمین پیشین، دریا در پرمین میانی تا پسین در ناحیه پیشروی کرده است. رسوب‌های پرمین میانی بالایی با قاعده‌ی ماسه‌سنگی به صورت ناپیوستگی فرسایشی بر کربونیفر پیشین قرار دارد [۲۱]. قبادی‌پور [۲۰] معتقد است که رسوب‌های سازند جمال در ناحیه‌ی چاهریسه وابسته به پرمین پسین و مرغابین میانی بالایی تا جلفین پیشین است که روی قسمت بالایی اشکوب فامنین از دونین پسین قرار دارد. در پایان پرمین و آغاز تریاس، دریا در این منطقه پسروی کرده و در تریاس و ژورسیک پیشین بار دیگر ناحیه را فراگرفته است که این شرایط با وجود رسوب‌های دربردارنده فسیل جانوری تایید می‌شود [۲۲]. بنابراین می‌توان چرخه‌های متوالی پیشروی و پسروی دریا را در منطقه چاهریسه در این گستره زمانی در نظر گرفت که می‌تواند ناشی از تغییر رفتارهای زمین‌ساختی فاز هرسینین در این منطقه باشد.

جغرافیایی  $۵۱^{\circ} ۵۰'$  و  $۵۲^{\circ} ۷'$  شرقی و عرض‌های جغرافیایی  $۳۲^{\circ} ۵۰'$  و  $۳۳^{\circ}$  شمالی واقع بوده، رخنمون توده‌های ماگمایی با ویژگی‌های لامپروفیری است. این رخنمون‌های بازی با ضخامتی حدود ۲۰ متر در بالای رسوب‌های پرمین قرار دارند و به ندرت وارد رسوب‌های آغازین تریاس می‌شوند. این سنگ‌ها متراکم و بدون بافت حفره‌دار هستند و نشانه‌های خروج گاز در آن‌ها دیده نمی‌شود. مرز این لایه‌های ماگمایی و سنگ‌های میزبان دربرگیرنده در بخش بالایی و پایینی توده به صورت پهنه پختگی به چشم می‌خورد. از این رو، می‌توان آن‌ها را توده‌های نفوذی لامپروفیری در نظر گرفت که به مرز چینه-شناسی رسوب‌های پیوسته‌ی پرمین-تریاس تزریق شده‌اند.

در ایران نیز مانند پاره‌ای نقاط جهان، مرز پرمین-تریاس فقط با نبود رسوب و سطوح فرسایشی مشخص است. این در حالی است که پژوهشگران مختلف مرز پرمین-تریاس در برخی مقاطع ایران چون جلفا، آباد و شهرضا (شرق اصفهان) را بدون ناپیوستگی رسوبی به صورت پیوسته و تدریجی با یک پهنه حدواسط شامل سنگواره‌های مشترک پرمین و تریاس مختلف گزارش کرده‌اند.

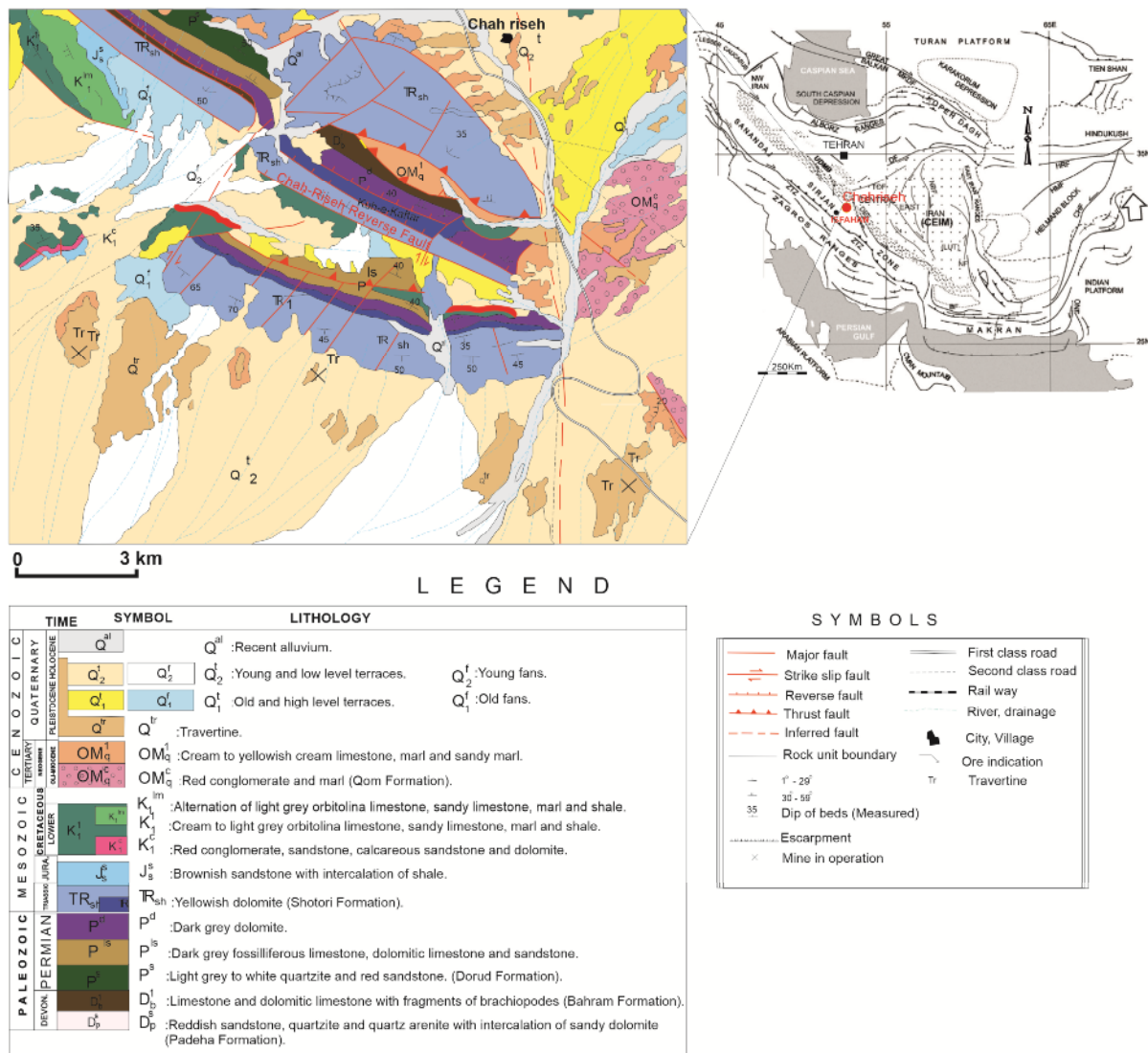
برش‌های دربردارنده‌ی گذر پرمین-تریاس در ایران از بهترین رخنمون‌های این گستره زمانی در دنیا هستند که به عنوان برش استاندارد برای لایه‌های گذر در حوضه‌ی تتیس مرکزی کاربرد دارند. برش‌های دریایی پیوسته‌ی ایران مرکزی و قفقاز میانی فرصت بی‌نظیری را برای بررسی این گستره زمانی فراهم می‌کنند، چرا که دربردارنده‌ی توالی یکپارچه و بدون ناپیوستگی رسوبی هستند و همخوانی خوبی با برش‌های الگوی مرز پرمین-تریاس در چین دارند [۸].

در شمال شرق اصفهان و همچنین در مناطق همبست، آباد و شهرضا درون توالی پیوسته پرمین-تریاس، گروهی از توده‌های ماگمایی به صورت دایک و آذرین لایه دیده می‌شود. با وجود سنگ‌های آذرین پرموتریاس در سایر نقاط جهان [۹-۱۸]، بر این سنگ‌ها در ایران بررسی کمتری انجام شده است. از این رو در این پژوهش، سنگ‌شناسی و ماهیت این توده‌های ماگمایی از یک سو و همچنین شرایط زمین‌ساختی و گرما-فشارسنجی تشکیل و تبلور این توده‌های ماگمایی که از اهمیت ویژه‌ای برخوردارند بررسی شدند (جدول ۱).

#### روش بررسی

برای مطالعه سنگ‌شناسی توده‌های ماگمایی پرموتریاس منطقه چاهریسه در نخستین گام، بررسی‌های صحرایی و چینه‌شناسی انجام شد. برای این منظور، از واحدهای سنگی بر اساس تنوع





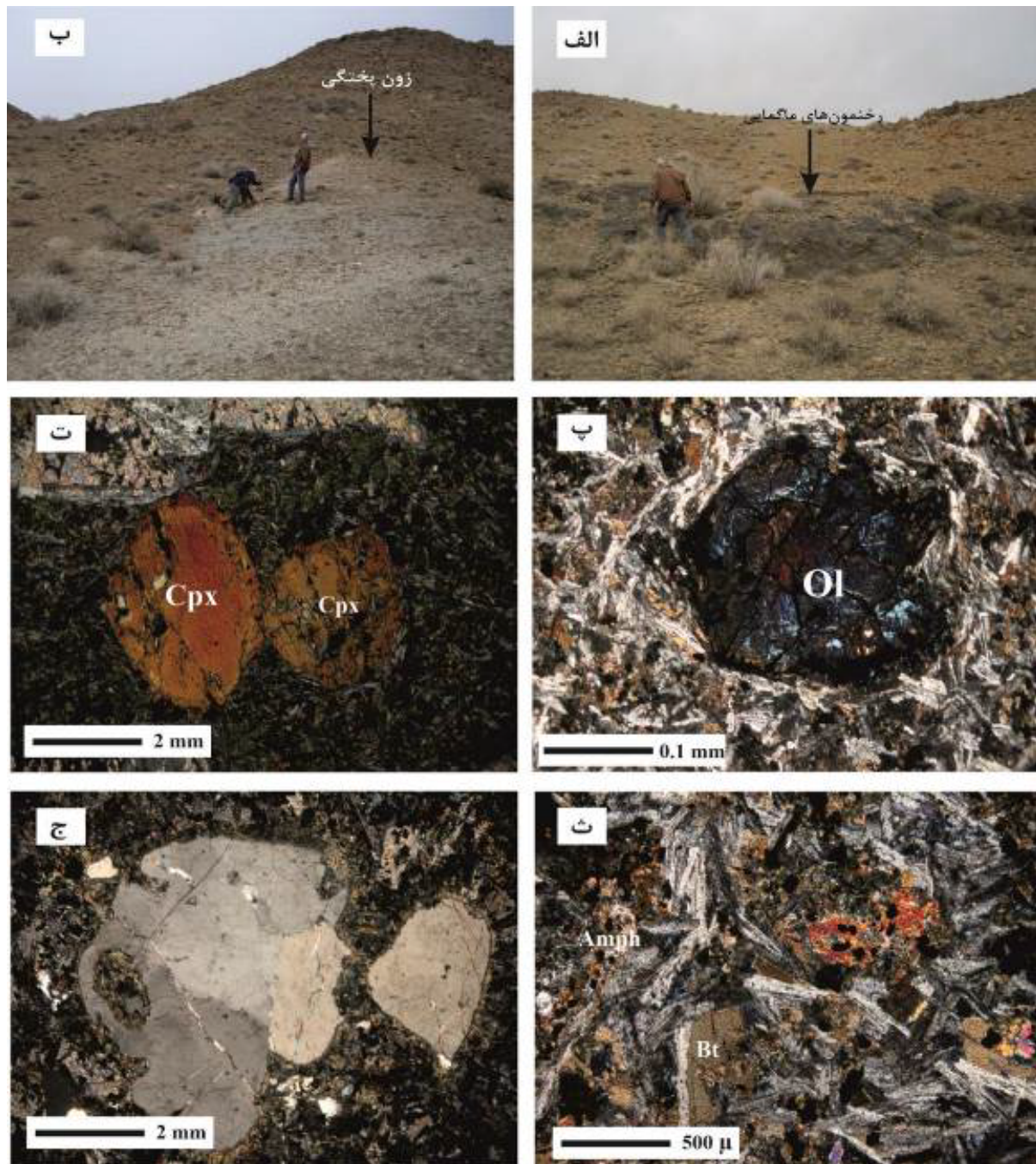
شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی کوهپایه [۱۲]).

**سنگ‌نگاری**

سنگ‌های ماگمایی منطقه چاه‌ریسه همه ویژگی‌های سنگ‌های لامپروفیری را نشان می‌دهند و در مقیاس نمونه‌ی دستی، ریزبلور، همگن، متراکم و دارای رنگ خاکستری تیره تا سیاه هستند. این نمونه‌ها زیر میکروسکوپ بافت پورفیری دارند (شکل ۲). آن‌ها از درشت بلورهای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار و به شدت دگرسان شده‌ی کلینوپیروکسن (۱۰٪) و الیوین (۱۰٪)، آمفیبول (۱۵٪) و بیوتیت (۱۵٪) در زمینه‌ی ریزدانه (۴۰٪) شامل تیغه‌های پلاژیوکلاز و بلورهای ریز کلینوپیروکسن تشکیل شده‌اند. کانی‌های کدر و کانی‌های ثانویه چون کلریت، اپیدوت و اکتینولیت نیز در سراسر این نمونه‌ها دیده می‌شوند (۱۰٪).

در منطقه چاه‌ریسه درون رسوب‌های پیوسته‌ی پرمین پسین و نهشته‌های آغازین تریاس، رخنمون‌هایی ماگمایی موازی با سایر لایه‌ها دیده می‌شود. این لایه‌های ماگمایی محدود به رسوب‌های پرمین هستند و به ندرت لایه‌های آغازین تریاس را قطع می‌کنند (شکل ۲ الف). این لایه‌ها در هر دو بخش بالایی و زیرین، بر سنگ‌های میزبان خود اثر گذاشته و هاله‌ی پختگی ایجاد کرده‌اند (شکل ۲ ب)، از طرف دیگر، این سنگ‌ها دارای بافت متراکم و بدون حفره هستند و نشانه‌های خروج گاز در سطح این لایه‌ها دیده نمی‌شود. بنابراین می‌توان آن‌ها را کمی جوان‌تر از پرمین در نظر گرفت که در واقع بیان ویژگی‌های دما، فشار و عمق تشکیل آن‌ها هدف اصلی این پژوهش بوده است.





شکل ۲ تصاویر صحرایی و میکروسکوپی لامپروفیرهای منطقه چاهریسه: الف) برنزدهایی از توده‌های لامپروفیری منطقه چاهریسه، ب) زون پختگی حاصل از نفوذ توده‌های ماگمایی در سنگ‌های رسوبی میزبان، پ) فنوکریست الیون، ت) فنوکریست‌های کلینوپیروکسن، ث) فنوکریست‌های بیوتیت و آمفیبول در حال دگرسانی در زمینه میکرولیتی از تیغه‌های پلاژیوکلاز (ج) زینوکریست کوارتز و فلدسپار. علائم اختصاری عبارتند از: Cpx کلینوپیروکسن، Ol الیون، Bt بیوتیت، Amph آمفیبول.

صورت مقاطع هشت‌ضلعی و یا منشوری پهن قابل مشاهده‌اند، بلورهای ریز آن‌ها نیز فضای بین تیغه‌های پلاژیوکلاز را پر کرده و به سنگ بافت پورفیری داده‌اند (شکل ۲ ت). پلاژیوکلازها به صورت بلورهای ریز تیغه‌ای تنها محدود به زمینه سنگ هستند.

الیون‌ها که به ندرت یافت می‌شوند دستخوش دگرسانی شدیدی شده‌اند و در راستای شکستگی‌های فراوان خود در حال تبدیل به کانی‌های کلریت و آمفیبول ثانویه هستند (شکل ۲ پ). درشت بلورهای کلینوپیروکسن‌ها (دیوپسیدها) بیشتر به صورت شبه ریخت‌های شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار بوده و به

لبه در حال نابودی در ماگمای دربرگیرنده هستند (شکل ۲ ج). کانی‌های دگرسانی چون کلریت، اپیدوت و اکتینولیت نیز در همه این نمونه‌ها در لبه‌ی کانی‌های آذرین اولیه و یا در راستای سطوح رخ آن‌ها دیده می‌شوند. از دیگر سو، شکستگی‌ها و درزه‌های فراوان در این نمونه‌ها دیده می‌شود که با کانی‌های ثانویه چون کلسیت، زئولیت و کوارتز پر شده‌اند.

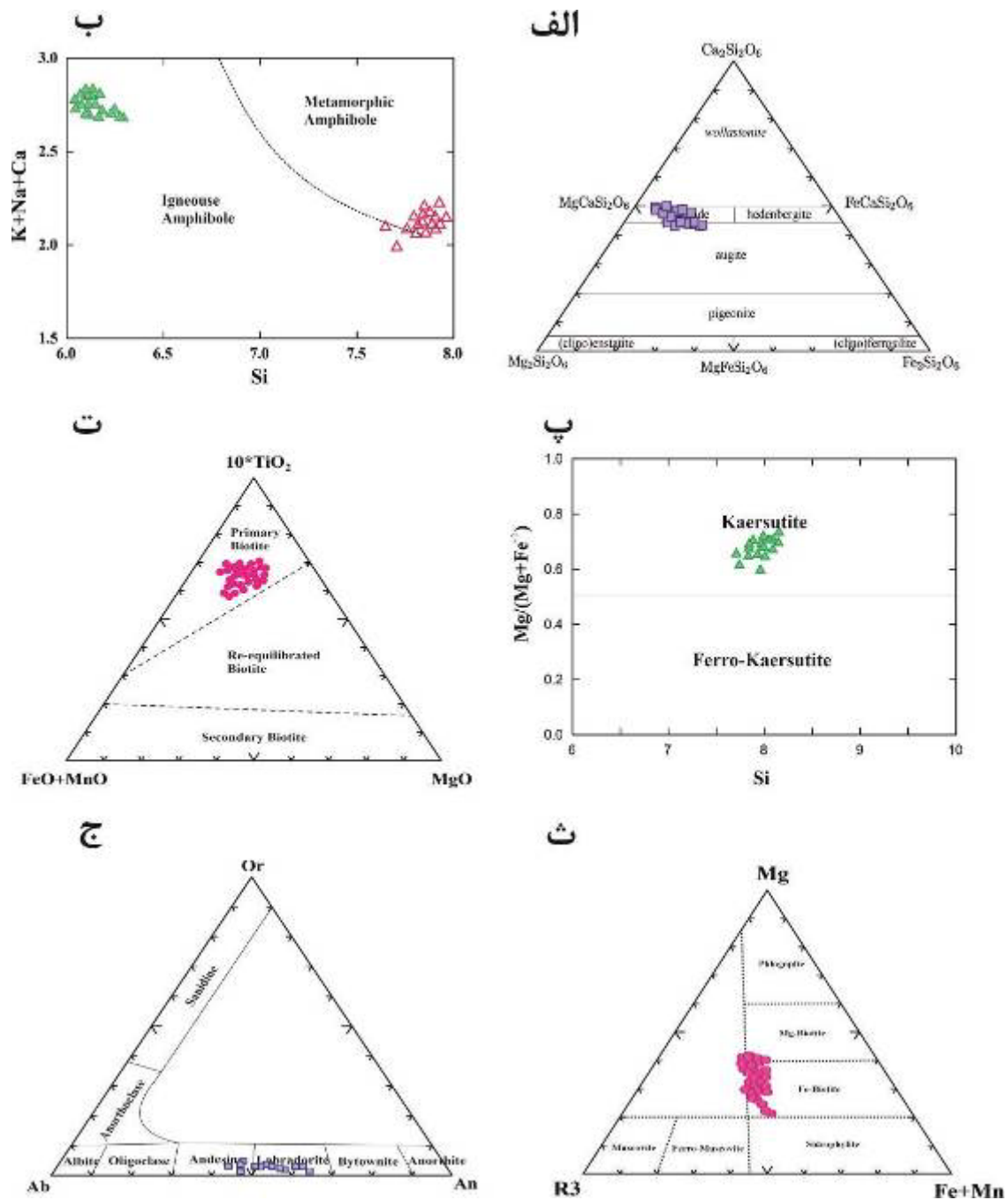
### شیمی کانی

**کلینوپیروکسن:** این کانی‌ها اغلب کشیده و لوزی شکل بوده و عموماً یک سری رخ واضح در آن‌ها دیده می‌شود. بر اساس نتایج به دست آمده از تجزیه شیمیایی کانی‌ها (جدول ۲)، ترکیب کلینوپیروکسن در نمونه‌های مورد بررسی بین  $Wo_{48.23}En_{40.77}Fs_{10.99}$  و  $Wo_{41.77}En_{39.33}Fs_{18.94}$  است. نمودار مرجع [۲۳] با قرار دادن سه عضو پایانی خانواده‌ی پیروکسن‌ها در سه کنج یک مثلث برای تفکیک و رده‌بندی انواع پیروکسن‌ها طراحی شده است که بر اساس آن، کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی از نوع دیوپسید هستند (شکل ۳ الف).

بیوتیت‌های قهوه‌ای و بلورهای درشت اما شکل‌دار تا نیمه‌شکل-دار آمفیبول نیز در سطح این نمونه‌ها دیده می‌شوند (شکل ۲ ث). درشت بلورهای آمفیبول قهوه‌ای رنگ هستند و حدود ۱۵ درصد حجم نمونه‌ها را شامل می‌شوند. این کانی‌ها اغلب کشیده و یا لوزی‌شکل هستند و به ندرت **دو سری رخ** دارند. البته، گروه دوم آمفیبول‌ها سوزنی و سبز رنگ و ناشی از اورالیتی شدن کانی‌های اولیه هستند و در لبه‌ی آن‌ها تشکیل شده‌اند. کانی‌های کدر نیز در سطح این نمونه‌ها بسیار دیده می‌شوند که درون و یا پیرامون درشت بلورها تشکیل شده‌اند. خمیره‌ی این سنگ‌ها شامل تیغه‌های ریز پلاژیوکلاز، بلورهای ریز کلینوپیروکسن اکسیدهای آهن و تیتانیم است. این خمیره دارای بافت نمدی بوده که شامل جهت‌گیری تصادفی یا غیرموازی تیغه‌های پلاژیوکلاز است که فضای خالی پیرامون درشت بلورها را پر کرده‌اند. البته در برخی قسمت‌ها، تیغه‌های پلاژیوکلاز دارای سمتگیری انتخابی هستند و یا پیرامون درشت بلورها دوران کرده‌اند. نکته قابل توجه در بررسی میکروسکوپی نمونه‌ها حضور بیگانه سنگ‌ها و بیگانه بلورهای کوارتز و پلاژیوکلاز است که از

جدول ۲ نتایج فشاردماسنجی به روش تعادل پلاژیوکلاز-سیال.

ترکیب سنگ کل (wt%)								
SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>t</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
۳۸,۴۶۱	۳,۵۵۰	۱۳,۶۳۳	۱۳,۹۵۴	۰,۳۱۱	۶,۵۸۴	۸,۴۸۷	۲,۸۲۹	۲,۰۵۸
۳۹,۸۰۷	۳,۳۴۰	۱۳,۹۹۸	۱۴,۹۸۳	۰,۲۲۴	۷,۳۲۰	۵,۳۴۲	۳,۲۱۹	۲,۳۵۸
۳۸,۴۷۹	۳,۵۸۳	۱۳,۸۶۶	۱۳,۷۲۵	۰,۲۰۰	۷,۳۱۳	۶,۶۸۸	۲,۸۴۰	۲,۴۵۸
۳۹,۴۶۰	۳,۴۵۲	۱۴,۴۸۰	۱۴,۶۴۰	۰,۱۸۶	۶,۷۶۶	۶,۰۳۹	۳,۰۸۱	۲,۳۹۹
۴۰,۵۸۱	۳,۰۸۲	۱۱,۹۹۵	۱۳,۴۹۷	۰,۱۶۴	۱۰,۳۳۱	۸,۰۳۳	۱,۹۸۲	۱,۲۶۵
۳۹,۰۷۴	۳,۰۷۹	۱۱,۱۲۰	۱۴,۴۲۶	۰,۲۱۹	۱۰,۷۶۴	۸,۶۲۳	۱,۵۸۵	۱,۳۰۶
۴۳,۶۲۵	۳,۶۴۴	۱۵,۴۷۷	۱۴,۵۴۰	۰,۲۲۳	۵,۵۴۱	۸,۳۲۴	۲,۸۹۸	۰,۶۲۳
۴۳,۷۲۳	۳,۸۱۴	۱۵,۵۷۳	۱۴,۳۵۴	۰,۱۸۲	۵,۵۸۸	۸,۲۵۳	۲,۶۸۶	۰,۸۴۵
۴۲,۱۳۲	۳,۹۸۰	۱۴,۴۱۵	۱۴,۰۲۶	۰,۲۴۶	۴,۷۴۵	۹,۷۱۵	۲,۳۹۹	۰,۷۶۹
۴۰,۳۹۶	۴,۰۳۲	۱۴,۵۹۹	۱۳,۳۸۲	۰,۱۹۱	۳,۸۴۸	۱۱,۵۵۵	۲,۵۸۵	۱,۰۴۶
۴۳,۶۶۶	۴,۰۲۹	۱۵,۲۸۰	۱۴,۲۲۶	۰,۱۸۲	۵,۳۸۱	۸,۶۹۲	۲,۹۵۶	۰,۷۷۶
ترکیب فلدسپار (wt%)								
SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>t</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
۶۹,۰۳	۰,۰۰	۱۹,۴۸	۰,۱۸	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۵	۱۱,۳۰	۰,۰۴
۶۸,۹۵	۰,۰۰	۱۹,۴۲	۰,۲۱	۰,۰۰	۰,۰۷	۰,۰۸	۱۱,۳۲	۰,۰۰
۶۹,۳۸	۰,۰۰	۱۹,۱۴	۰,۲۸	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۷	۱۰,۹۵	۰,۰۰
۶۸,۵۳	۰,۰۰	۱۹,۳۲	۰,۱۴	۰,۰۰	۰,۱۱	۰,۱۵	۱۱,۰۸	۰,۰۰
۶۹,۶۷	۰,۰۰	۱۹,۲۱	۰,۲۶	۰,۰۰	۰,۰۵	۰,۰۹	۱۰,۷۵	۰,۰۰
۶۷,۷۵	۰,۰۰	۱۹,۵۹	۰,۳۱	۰,۰۰	۰,۱۳	۰,۲۹	۱۱,۴۱	۰,۰۰
۶۷,۷۹	۰,۰۰	۱۹,۴۵	۰,۲۵	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۲۵	۱۱,۴۴	۰,۰۴
۶۷,۸۱	۰,۰۰	۱۹,۵۴	۰,۳۳	۰,۰۰	۰,۰۹	۰,۲۲	۱۱,۳۶	۰,۰۲
۶۸,۱۳	۰,۰۰	۱۹,۴۷	۰,۲۲	۰,۰۰	۰,۰۵	۰,۲۱	۱۱,۳۷	۰,۰۵
۶۸,۱۰	۰,۰۰	۱۹,۴۹	۰,۲۴	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۲۲	۱۱,۳۹	۰,۰۶
دما و فشار								
P(kbar)	۱۳,۶۰	۱۶,۱۰	۱۳,۸۰	۱۲,۸۰	۱۴,۵۰	۱۲,۸۰	۱۳,۰۰	۱۳,۶۰
T(C)	۱۰۶۰,۲۵	۱۰۲۶,۴۲	۹۹۳,۰۱	۹۶۵,۱۸	۱۰۲۹,۲۷	۹۶۸,۰۱	۱۰۶۰,۲۵	۱۰۲۶,۴۲



شکل ۳ الف) نمودار تفکیک و رده‌بندی پیروکسن‌ها، ب) نمودار تفکیک آمفیبول‌های ماگمایی اولیه (مثلث‌های توپر) از آمفیبول‌های ثانویه (مثلث‌های توخالی)، پ) نمودار رده‌بندی آمفیبول‌ها [۲۱]، ت) نمودار رده‌بندی میکاها [۲۴]، ث) نمودار مثلثی Mg، R3 و Fe+Mn [۲۵]، و ج) مثلث فلدسپارها [۲۶] ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای موجود در لامپروفیر در آن.

براساس نمودار مرجع [۳]، ترکیب طبیعی آمفیبول‌های اولیه و ثانویه در گستره سنگ‌های لامپروفیری است و حضور این دو گروه آمفیبول را تایید می‌کند (شکل ۳ ب). درشت بلورهای اولیه آمفیبول بر اساس رده‌بندی مرجع [۲۷] در گروه کرسوتیت قرار دارند (شکل ۳ پ).

آمفیبول: در نمونه سنگ‌های مورد بررسی، دو گروه از آمفیبول‌های اولیه و ثانویه دیده می‌شوند. گروه نخست این کانی‌ها به دلیل داشتن عدد منیزیوم ( $\#Mg$ ) بیش از ۰٫۵ در رده‌ی هورنبلندهای سرشار از منیزیوم قرار دارد، اما گروه دوم اکتینولیت‌های برآمده از دگرسانی کانی‌های مافیک هستند.

گستره لامپروفیرهای قلیایی قرار دارند (شکل ۴ ث)، در حالی که بر پایه نمودار  $Al_2O_3$  نسبت به  $TiO_2$  [۲۶، ۳۱، ۳۲]،  $Mg$ -بیوتیت‌های موجود در نمونه‌های منطقه چاهریسه-باقرباد در مقایسه با فلوگوپیت‌های کیمبرلیتی دارای مقدار  $Al_2O_3$  پایین-تر، و در مقایسه با لامپروئیت‌ها دارای  $TiO_2$  کمتر هستند. این در حالی است که این کانی‌ها همخوانی بسیار خوبی با لامپروفیرهای فرامافیک دارند (شکل ۴ ج).

#### جایگاه زمین ساختی

نسبت و پیرس [۳۳] برای تعیین محیط زمین ساختی سنگ-ها بر اساس شیمی کانی کلینوپروکسن از دو پارامتر  $F_1$  و  $F_2$  استفاده کردند:

$$F_1 = - (0.012 * SiO_2) - (0.0807 * TiO_2) + (0.0026 * Al_2O_3) - (0.0012 * FeO_{total}) - (0.0026 * MnO) + (0.0087 * MgO) - (0.0128 * CaO) - (0.0419 * Na_2O) \quad (1)$$

$$F_2 = - (0.0469 * SiO_2) - (0.0818 * TiO_2) - (0.0212 * Al_2O_3) - (0.0041 * FeO_{total}) - (0.1435 * MnO) - (0.0029 * MgO) + (0.0085 * CaO) + (0.016 * Na_2O) \quad (2)$$

بر پایه نمودار  $F_1$ - $F_2$  سنگ‌های ناحیه مورد بررسی در گستره ماگماهای درون صفحه‌ای قلیایی قرار دارند (شکل ۵ الف).

از ویژگی‌های زمین شیمیایی آمفیبول‌ها برای مقایسه‌ی ویژگی‌های دگرنهادی محیط‌های زمین ساختی ماگمایی مختلف به ویژه محیط‌های فرورانش و میان صفحه‌ای استفاده شده است [۳۴]. آمفیبول‌های وابسته به فرورانش (S-Amph) مقدار  $Na_2O$  و  $TiO_2$  کمتری نسبت به انواع میان صفحه‌ای (I-Amph) دارند. بر اساس شکل ۵ ب، درشت بلورهای آمفیبول در گستره‌ی آمفیبول‌های میان صفحه‌ای (I-Amph) قرار دارند.

#### دما-فشارسنجی

زمین دما فشارسنجی روشی برای برآورد شرایط دما و فشار فرآیندهای زمین‌شناسی به ویژه فرآیندهای آذرین و دگرگونی است. اساس کار همه‌ی زمین دماسنج‌ها و زمین فشارسنج‌ها در اصل تعادل‌های شیمیایی معنادار به ترتیب آنتروپی ( $\Delta S$ ) و حجم ( $\Delta V$ ) میان فرآورده‌ها و واکنش‌دهنده‌هاست.

بر اساس کانی‌هایی که اغلب در نمونه‌ها فراوان هستند، روش‌های زمین‌دماسنجی و زمین فشارسنجی مختلفی به کار رفته است، که در ادامه توضیح داده می‌شوند.

میکا: بر اساس نتایج تجزیه ریز پردازشی، ترکیب میکاهای موجود در نمونه‌های مورد بررسی (جدول ۲) بیشتر از نوع بیوتیت است. بر اساس موقعیت قرارگیری نمونه‌ها در نمودار مرجع [۲۴]، همه بیوتیت‌های موجود در سنگ‌های ماگمایی منطقه‌ی چاهریسه-باقرباد از نوع بیوتیت‌های اولیه و برآمده از تبلور مستقیم ماگما هستند (شکل ۳ ت).

فاستر [۲۵] بر اساس ارتباط بین  $Mg$ ،  $Fe^{2+}(Mn^{2+})$  و  $R^{3+}(Al, Fe^{3+}, Ti)$  نموداری مثلثی برای تعیین نوع میکاها ارائه نموده است. بر پایه این نمودار، همه میکاهای موجود در نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی  $Mg$ -بیوتیت قرار دارند (شکل ۳ ث).

پلاژیوکلاز: افزون بر مشاهدات میکروسکوپی، نتایج تجزیه ریز پردازشی نیز وجود دو گروه پلاژیوکلاز در لامپروفیرهای مورد بررسی را تایید می‌کند. گروه نخست بیگانه بلورهایی از پلاژیوکلاز هستند که از هضم و نابودی بیگانه سنگ‌های فلسی پوسته‌ای برجای مانده‌اند. گروه دوم پلاژیوکلازهای تیغه‌ای ماگمایی هستند و از تبلور مستقیم ماگمای لامپروفیری به وجود آمده‌اند. این پلاژیوکلازها در نمودار مثلثی ارائه شده در مرجع [۲۸] دارای طیف ترکیبی  $An_{45-65}$  هستند و در گستره آندزین تا لابرادوریت قرار دارند (شکل ۳ ج).

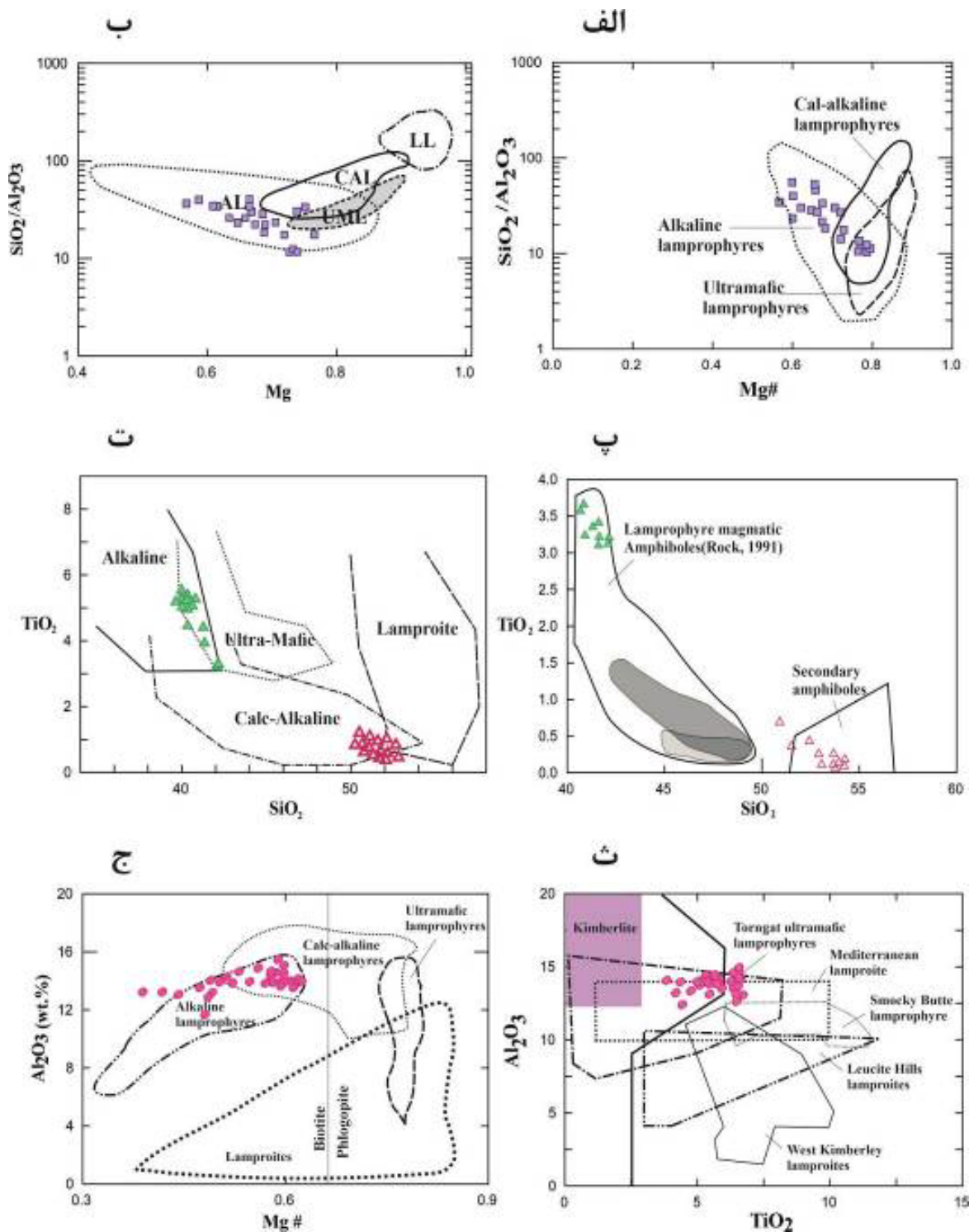
#### ماهیت ماگما

کلینوپروکسن‌های موجود در سنگ‌های مورد بررسی براساس نمودار  $SiO_2/Al_2O_3$  نسبت به  $Mg$  (شکل ۴ الف)، در گستره‌ی لامپروفیرهای قلیایی قرار دارند. از دیگر سو، این نمونه‌ها در نمودار  $Mg\#$  نسبت به  $SiO_2/Al_2O_3$  [۲۹، ۳۰] گستره‌ی لامپروفیرهای قلیایی را پوشش می‌دهند (شکل ۴ ب).

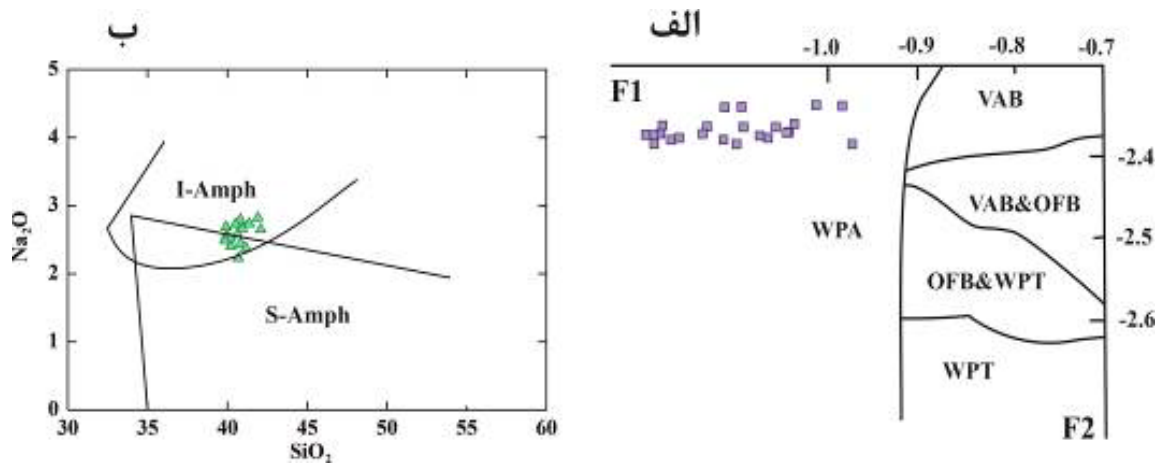
در نمودار رده‌بندی سنگ‌ها بر اساس ترکیب کانی آمفیبول، کرسوتیت‌های موجود در نمونه‌های چاهریسه در گستره‌ی آمفیبول‌های ماگمایی لامپروفیری قرار دارند (شکل ۴ پ). راک [۳] عقیده دارد که با استفاده از نمودار دوتایی اکسیدهای  $TiO_2$  و  $SiO_2$  موجود در کرسوتیت‌ها می‌توان گروه‌های مختلف لامپروفیرهای قلیایی، فرامافیک، آهکی قلیایی و لامپروئیت‌ها را از هم تفکیک کرد. براساس این نمودار، نمونه‌های مورد بررسی در محل هم‌پوشی دو گروه لامپروفیر قلیایی و فرامافیک قرار دارند. بنابراین می‌توان گفت که این سنگ‌ها دارای ماهیت فرامافیک قلیایی هستند (شکل ۴ ت).

با توجه به نمودار  $Al_2O_3$  نسبت به  $Mg\#$ ، نمونه‌ها در





شکل ۴ الف) نمودار تعیین ماهیت ماگما بر پایه ترکیب شیمیایی که کلینوپیروکسنها نمونه‌های مورد بررسی در گستره لامپروفیرهای قلیایی قرار دارند. ب) نمودار دوتایی  $SiO_2 / Al_2O_3$  نسبت به  $Mg\#$  کلینوپیروکسنها که لامپروفیرهای منطقه را از نوع قلیایی معرفی می‌کند، (AL): لامپروفیر قلیایی، CAL: لامپروفیر آهکی - قلیایی، UML: لامپروفیر فرامافیک و LL: لامپروفیت (پ و ت) رده‌بندی سنگ‌های مورد بررسی بر اساس ترکیب کانی آمفیبول و قرارگیری کرسوتیت‌ها در گستره‌ی آمفیبول‌های ماگمایی لامپروفیری (مثلث‌های توپر: کرسوتیت‌ها و مثلث‌های توخالی: آمفیبول‌ها ثانویه). ث و ج) رده‌بندی سنگ‌ها بر اساس ترکیب بیوتیت‌ها در نمودارهای  $Al_2O_3$  نسبت به  $TiO_2$  و  $Al_2O_3$  نسبت به  $Mg\#$ . و قرارگیری نمونه‌ها گستره لامپروفیرهای قلیایی و فرامافیک.



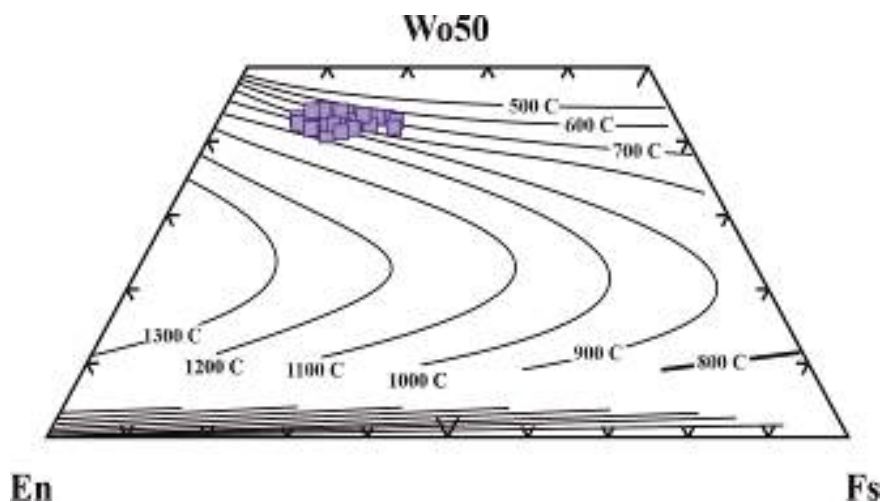
شکل ۵ الف) نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌ها بر پایه ترکیب کلینوپیروکسن‌ها [۱۸]، WPA: ماگمای قلیایی درون صفحه‌ای، VAB: بازالت‌های کمان آتشفشانی، OFB: ایالت‌های بازالتی اقیانوسی و WPT: تولیت‌های درون صفحه‌ای) و ب) نمودار رده‌بندی زمین‌ساختی ماگمایی آمفیبول‌ها [۲۲] و قرارگیری کرسوتیت‌ها در گستره آمفیبول‌های درون صفحه‌ای.

استفاده شد. روش زمین‌دماسنجی آمفیبول ارائه شده در مرجع [۳۷] نیز دمای ۹۶۰-۹۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد را برای تبلور این کانی‌ها نشان می‌دهد، این در حالی است که آمفیبول‌های ثانویه یا اکتینولیت‌ها در فشار و دمای پایین‌تری تشکیل شده‌اند (شکل ۷ ب).

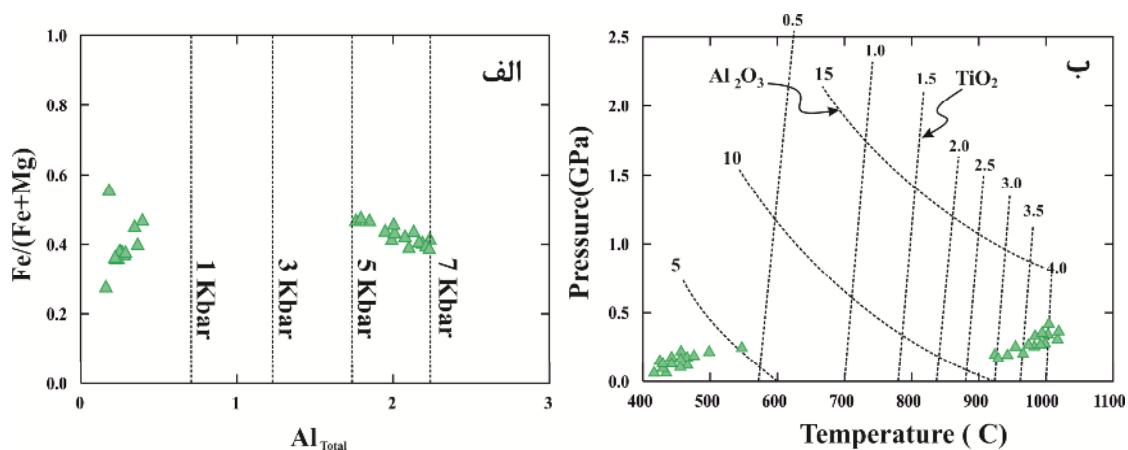
هنری و همکاران [۳۸] براساس مقدار Ti موجود در بیوتیت‌ها زمین‌دماسنجی‌های مناسبی را ارائه نموده‌اند. بر پایه نمودار زمین‌دماسنجی آنها، نمونه‌های مورد بررسی در مرز بین زمین ژئوترم‌های ۷۵۰ تا ۸۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد قرار دارند (شکل ۸). که این دما را می‌توان به عنوان دمای تبلور آن‌ها در نظر گرفت.

لیندزلی [۳۵] برای ارزیابی دمای تبلور کلینوپیروکسن‌ها نمودار سه‌تایی Wo-En-Fs را پیشنهاد نمود. بر پایه قرارگیری نمونه‌ها در این نمودار، دیوپسیدهای موجود در لامپروفیرهای مورد بررسی در گستره‌ی دمایی ۱۰۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد متبلور شده‌اند (شکل ۶).

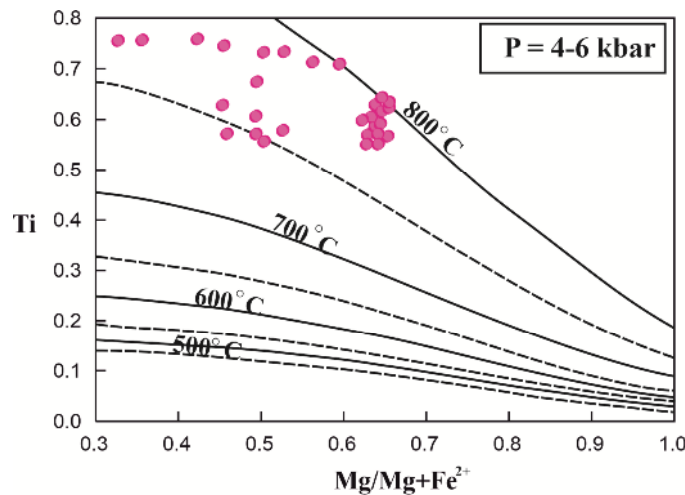
اساس کار برخی از دمافشارسنج‌ها مقدار آلومینیوم موجود در آمفیبول است. بر اساس نمودار  $Al_{total}$  نسبت به (Mg)  $Fe/(Fe_{total} + Mg)$  [۳۶]، آمفیبول‌های اولیه یا همان کرسوتیت‌های موجود در نمونه‌های مورد بررسی، در فشار ۵ تا ۷ کیلوبار تشکیل شده‌اند (شکل ۷ الف). برای زمین‌دماسنجی نمونه‌های مورد بررسی، از مقدار آلومینیوم و تیتانیوم کانی‌های هورنبلند



شکل ۶ نمودار تعیین دمای تبلور کانی‌های کلینوپیروکسن.



شکل ۷ نمودار نسبت به  $Fe/(Fe_{total} + Mg)$  [۲۲] برای تعیین گستره‌ی فشار تشکیل آمفیبول‌ها  $Al_{total}$  (ب) نمودار دما و فشار خطوط هم مقدار  $Al_2O_3$  و  $TiO_2$  برای تعیین دما و فشار [۲۷]. (نشانه‌ها مانند شکل ۳ هستند).



شکل ۸ نمودار دماسنجی بیوتیت‌ها [۳۱].

این‌جا ترکیب شیمیایی مذاب میزبان بر پایه تجزیه شیمیایی سنگ کل نمونه‌ها به دست آمده است. پژوهش‌های جدید نشان داده است که مقدار  $An$  با ترکیب مذاب، فشار، مقدار آب و دما کنترل می‌شود [۴۰، ۴۱]. تغییرات فشار کمتر از دو کیلو بار نمی‌تواند بیش از ۵ درصد بر مقدار آنورتیت پلاژیوکلاز، اثر داشته باشد [۴۲]. از طرفی، تغییرات دمایی آثار بیشتری بر ترکیب پلاژیوکلاز دارد و اثر دما بر ترکیب پلاژیوکلاز در مقایسه با تأثیر فشار به مراتب بیشتر است [۴۳]. بر پایه این روش دما-فشارسنجی، پلاژیوکلازهای موجود در لامپروفیرهای چاهریسه در فشار ۱۳ تا ۱۶ کیلو بار و دمای ۹۶۰ تا ۱۰۶۰ درجه سانتی‌گراد متبلور شده‌اند (جدول ۳).

برای تعیین دما و فشار تبلور در سنگ‌های لامپروفیری منطقه چاهریسه از روش‌های پیشنهادی ارائه شده بر اساس مجموعه کانی‌های متعادل نیز استفاده شده است. در این مرحله سعی شده است از جدیدترین روش‌ها با بیشترین دقت و کم‌ترین میزان خطا استفاده شود. ضمن این که به منظور به دست آوردن نتایج قابل اعتمادتر چندین روش در کنار هم و به موازات به کار گرفته شده که در ادامه به شرح آن پرداخته می‌شود:

#### روش دما-فشارسنجی پلاژیوکلاز [۳۹]

این روش دما فشارسنجی بر پایه ترکیب پلاژیوکلاز برای سامانه‌های آذرین پیشنهاد شده است [۳۹]. اساس این روش تعادل میان آلبیت، آنورتیت و مذاب در تعادل با آن بوده، که در

جدول ۳ نتایج فشاردماسنجی به روش تعادل کلینوپیروکسن-سیال.

ترکیب سنگ کل (wt%)								
SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>t</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
۳۸,۴۶۱	۳,۵۵۰	۱۳,۶۳۳	۱۳,۹۵۴	-۰,۳۱۱	۶,۵۸۴	۸,۴۸۷	۲,۸۲۹	۲,۰۵۸
۳۹,۸۰۷	۳,۳۴۰	۱۳,۹۹۸	۱۴,۹۸۳	-۰,۲۲۴	۷,۳۲۰	۵,۳۴۲	۳,۲۱۹	۲,۳۵۸
۳۸,۴۷۹	۳,۵۸۳	۱۳,۸۶۶	۱۳,۷۲۵	-۰,۲۰۰	۷,۳۱۳	۶,۶۸۸	۲,۸۴۰	۲,۴۵۸
۴۶,۴۶۰	۳,۴۵۲	۱۴,۴۸۰	۱۴,۴۴۰	-۰,۱۸۶	۶,۷۶۶	۶,۰۳۹	۳,۰۸۱	۲,۳۹۹
۴۰,۵۸۱	۳,۰۸۲	۱۱,۹۹۵	۱۳,۴۹۷	-۰,۱۶۴	۱۰,۳۳۱	۸,۰۳۳	۱,۹۸۲	۱,۲۶۵
۳۹,۰۷۴	۳,۰۷۹	۱۱,۱۲۰	۱۴,۴۲۶	-۰,۲۱۹	۱۰,۷۶۴	۸,۶۲۳	۱,۵۸۵	۱,۳۰۶
۴۳,۶۲۵	۳,۶۴۴	۱۵,۴۷۷	۱۴,۵۴۰	-۰,۲۲۳	۵,۵۴۱	۸,۳۳۴	۲,۸۹۸	-۰,۶۲۳
۴۳,۷۲۳	۳,۸۱۴	۱۵,۵۷۳	۱۴,۳۵۴	-۰,۱۸۲	۵,۵۸۸	۸,۲۵۳	۲,۶۸۶	-۰,۸۴۵
۴۲,۱۳۲	۳,۹۸۰	۱۴,۴۱۵	۱۴,۰۳۶	-۰,۲۴۶	۴,۷۴۵	۹,۷۱۵	۲,۳۹۹	-۰,۷۶۹
۴۰,۳۹۶	۴,۰۳۲	۱۴,۵۹۹	۱۳,۳۸۲	-۰,۱۹۱	۳,۸۴۸	۱۱,۵۵۱	۲,۵۸۵	۱,۰۴۶
۴۳,۶۰۶	۴,۰۳۹	۱۵,۲۸۰	۱۴,۲۲۶	-۰,۱۸۲	۵,۳۸۱	۸,۶۹۲	۲,۹۵۶	-۰,۷۷۶
ترکیب کلینوپیروکسن (wt%)								
SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>t</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
۵۲,۲۸	۰,۴۱	۱,۱۱	۱۱,۹۹	-۰,۳۸	۱۱,۸۰	۲۱,۳۲	-۰,۶۷	۰,۰۰
۵۲,۱۴	۰,۵۴	۱,۲۸	۱۱,۴۶	-۰,۳۲	۱۱,۸۵	۲۱,۳۴	-۰,۶۵	۰,۰۱
۵۰,۸۶	۱,۰۳	۲,۸۶	۱۰,۱۴	-۰,۳۱	۱۲,۲۱	۲۱,۱۲	-۰,۵۸	۰,۰۳
۵۱,۲۴	-۰,۹۲	۲,۴۸	۱۰,۵۶	-۰,۳۴	۱۱,۹۶	۲۱,۳۸	-۰,۶۴	۰,۰۰
۵۱,۷۸	-۰,۹۸	۱,۹۸	۱۱,۰۲	-۰,۳۱	۱۱,۸۴	۲۱,۳۶	-۰,۶۲	-۰,۰۴
۵۰,۴۶	۱,۵۶	۳,۳۸	۹,۶۵	-۰,۲۳	۱۲,۷۸	۲۱,۳۹	-۰,۵۲	-۰,۰۱
۴۹,۳۵	۱,۸۶	۳,۷۵	۸,۷۸	-۰,۱۹	۱۳,۱۵	۲۱,۴۸	-۰,۴۹	۰,۰۴
۴۹,۱۵	۲,۰۰	۴,۴۱	۸,۱۹	-۰,۱۸	۱۳,۱۱	۲۱,۵۲	-۰,۴۵	۰,۰۵
۴۸,۸۷	۱,۹۱	۴,۲۱	۹,۱۲	-۰,۱۸	۱۱,۱۸	۲۱,۵۴	-۰,۴۴	۰,۰۳
۴۸,۵۱	۱,۹۹	۴,۳۸	۸,۱۴	-۰,۲۳	۱۳,۱۵	۲۱,۶۲	-۰,۴۳	۰,۰۲
۴۸,۵۶	۲,۰۱	۴,۱۷	۸,۱۱	-۰,۲۱	۱۳,۱۴	۲۱,۵۸	-۰,۴۵	۰,۰۱
۴۸,۴۵	۲,۰۵	۴,۴۳	۸,۱۹	-۰,۲۴	۱۳,۱۳	۲۱,۶۱	-۰,۴۴	۰,۰۳
۴۸,۴۸	۲,۰۵	۴,۴۵	۸,۱۶	-۰,۲۳	۱۳,۱۴	۲۱,۶۳	-۰,۴۲	۰,۰۴
۵۰,۰۱	۱,۴۵	۱,۸۷	۱۰,۷۲	-۰,۲۶	۱۳,۶۷	۱۹,۸۲	-۰,۳۵	۰,۰۰
مرجع [۳۹]			مرجع [۴۲]			مدل های RIMG [۴۲]		
T(K)	P(kbar)	T(C)	P(kbar)	T(C)	P(kbar)	T(C)	T(C)	T(C)
۱۴۳۲,۶۰	۱۳,۱۰	۱۱۵۹,۴۰	۱۷,۲۰	۱۱۶۹,۷۰	۱۱,۶۰	۱۰۸۲,۹۰	۱۱۴۲,۱۰	۸۱۳,۵۰
۱۴۱۵,۵۰	۲۰,۷۰	۱۱۴۲,۴۰	۱۳,۲۰	۱۱۹۸,۹۰	۱۷,۵۰	۱۰۳۷,۶۰	۱۱۶۹,۷۰	۸۱۸,۹۰
۱۴۴۲,۲۰	۱۹,۲۰	۱۱۶۹,۱۰	۱۳,۶۰	۱۲۰۰,۷۰	۱۷,۶۰	۱۰۸۲,۶۰	۱۱۶۰,۸۰	۹۵۳,۰۰
۱۴۱۰,۰۰	۱۸,۰۰	۱۱۳۶,۸۰	۱۱,۳۰	۱۱۷۹,۷۰	۱۶,۰۰	۱۰۵۴,۴۰	۱۱۳۹,۱۰	۹۲۴,۴۰
۱۵۲۸,۷۰	۱۹,۸۰	۱۲۵۵,۶۰	۱۶,۵۰	۱۲۲۰,۲۰	۱۸,۵۰	۱۱۶۱,۵۰	۱۲۵۳,۱۰	۹۱۲,۰۰
۱۵۴۰,۱۰	۱۹,۷۰	۱۲۶۶,۹۰	۱۷,۹۰	۱۲۱۵,۰۰	۱۸,۲۰	۱۱۵۶,۱۰	۱۲۴۵,۶۰	۹۱۵,۰۰
۱۴۱۷,۰۰	۱۹,۹۰	۱۱۴۳,۹۰	۱۱,۰۰	۱۱۵۳,۶۰	۱۱,۱۰	۱۰۸۷,۸۰	۱۱۵۰,۲۰	۹۴۳,۲۰
۱۴۱۴,۵۰	۱۹,۸۰	۱۱۴۱,۴۰	۱۱,۱۰	۱۱۴۴,۸۰	۱۱,۷۰	۱۰۹۱,۹۰	۱۱۵۱,۰۰	۹۰۴,۴۰
۱۴۱۶,۰۰	۱۱,۱۹	۱۱۴۲,۸۰	۱۲,۹۰	۱۱۶۰,۶۰	۱۰,۷۰	۱۱۰۰,۷۰	۱۱۵۶,۳۰	۹۰۶,۲۰
۱۴۳۷,۴۰	۱۲,۹۰	۱۱۶۴,۲۰	۱۲,۳۰	۱۱۴۴,۰۰	۱۲,۵۰	۱۰۸۷,۸۰	۱۱۴۰,۴۰	۹۵۲,۸۰

$$P(Kbar) = -42.2 + 4.94 \times 10^{-2} \times T(K) + 1.16 \times 10^{-2} \times$$

$$T(K) \ln \frac{X_{Ab}^{Pl} \times X_{AlO_{1.5}}^{liq} \times X_{CaO}^{liq}}{X_{An}^{Pl} \times X_{NaO_{0.5}}^{liq} \times X_{SiO_2}^{liq}} - 382.3(X_{SiO_2}^{liq})^2 + 514.2(X_{SiO_2}^{liq})^3 -$$

$$19.6 \ln(X_{Ab}^{Pl}) - 139.8(X_{CaO}^{liq}) + 287.2(X_{NaO_{0.5}}^{Pl}) + 163.9(X_{K_{0.5}}^{Pl})$$

روش کلینوپیروکسن- سیال

این روش دما فشارسنجی، بر اساس تبادل کاتیون های فلزی بین کانی کلینوپیروکسن و سیال (ترکیب سنگ کل)، بر پایه روابط زیر طراحی شده است [۴۴,۴۰]. این روش دمای متوسط ۱۰۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی گراد و فشار متوسط ۱۳ تا ۲۰

$$\frac{10^4}{T(K)} = 6.4706 + 3128 \ln \left( \frac{X_{An}^{Pl}}{X_{CaO}^{liq} (X_{AlO_{1.5}}^{liq})^2 (X_{SiO_2}^{liq})^2} \right) - 8.103(X_{SiO_2}^{liq})$$

$$+ 4.872(X_{K_{0.5}}^{liq}) - 1.5346(X_{Ab}^{Pl})^2 + 8.661(X_{SiO_2}^{liq})^2$$

$$- 3.341 \times 10^{-2}(P(Kbar)) + 0.18047(H_2O^{liq})$$

$$X_{An}^{Pl} = X_{CaO}^{Pl} / (X_{CaO}^{Pl} + X_{NaO_{0.5}}^{Pl} \times X_{K_{0.5}}^{Pl})$$

$$\frac{10^4}{T} = 6.12 + 0.257 \ln \left( \frac{X_{Ab}^{Pl}}{X_{CaO}^{liq} (X_{AlO_{1.5}}^{liq})^2 \times (X_{SiO_2}^{liq})^2} \right) - 3.166(X_{CaO}^{liq})$$

$$- 3.137 \left( \frac{X_{AlO_{1.5}}^{liq}}{X_{AlO_{1.5}}^{liq} + X_{SiO_2}^{liq}} \right) + 1.216(X_{Ab}^{Pl})^2 -$$

$$2.475 \times 10^{-2}(P(Kbar)) + 0.2166(H_2O^{liq}) - 273.15$$

[۴۶]

اساس کار این روش دما فشارسنجی، تبادل کاتیون‌های Na، Ca، Ti و Al میان کانی آمفیبول و سیال، با در نظر گرفتن گریزندگی اکسیژن است [۴۶]. این روش دما و فشارهای پایین‌تر ۹۰۰ تا ۹۶۰ درجه سانتی‌گراد و ۳ تا ۴ کیلوبار (عمق ۱۲ تا ۱۵ کیلومتر) را ارائه می‌دهد. با توجه به این که در سری تبلوری باون، کانی‌های آبدار آمفیبول و بیوتیت در دما و فشارهای پایین‌تری نسبت به کانی‌های فرومنیزین بدون آب (الیون و پیروکسن) متبلور می‌شوند، دماهای پایین به دست آمده در این روش کاملاً طبیعی و قابل توجیه است.

$$T = -151.487Si^* + 2.041$$

$$Si^* = \frac{Si_{[4]}^{Al} - 2 \frac{[4]Ti - [6]Al - [6]Ti}{1.18}}{1.18} + \frac{Fe^{3+}}{9} + \frac{Fe^{2+}}{3.3} +$$

$$Mg/26 + {}^B Ca/5 + {}^B Na/1.3 - {}^A Na/15 + {}^A K/2.3$$

$$P = 19.209e^{(1.438Al_2)}$$

#### دماسنجی بر اساس تعادل پیروکسن-آمفیبول

دماسنجی لامپروفیرهای چاهریسه-باقرآباد بر پایه تبادل کاتیون‌های Fe و Mg بین کانی‌های آمفیبول،  $Mg/(Mg+Fe)_{hbl} \times 100$  و کلینوپيروکسن،  $Mg/(Mg+Fe)_{cpx} \times 100$  انجام شد [۴۷]. بر این اساس، دمای تبلور دیوپسید و آمفیبول در توده‌های لامپروفیری چاهریسه در گستره ۹۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد به دست آمد (شکل ۹).

کیلوبار (عمق حدود ۶۶ کیلومتر) را برای تبلور دیوپسیدهای منطقه چاهریسه ارائه می‌دهد (جدول ۴). گستره وسیع فشار و دما در دیوپسیدها را می‌توان به تداوم تبلور این کانی در همه مراحل زیست ماگما ارتباط داد؛ به احتمال بسیار درشت بلورهای بزرگ‌تر در اعماق بیشتر و فشارهای بالاتر در همان مراحل اولیه اشتقاق ماگما و دیوپسیدهای ریز زمینه در اعماق کمتر و در نتیجه در فشارهای پایین‌تری متبلور شده‌اند.

$$P(Kbar) = -57.9 + 0.0475T(K) - 40.6(X_{Fe}^{liq}) - 47.7(X_{CaTs}^{cpx}) + 0.676(H_2O^{liq}) - 153(X_{CaO}^{liq} X_{SiO_2}^{liq}) + (X_{Al}^{cpx} / X_{AlO_{1.5}}^{liq})$$

$$T(K) = \frac{93100 + 544P(Kbar)}{61.1 + 36.6(X_{Ti}^{cpx}) + 10.9(X_{Fe}^{cpx}) - 0.95(X_{Al}^{cpx} + X_{Cr}^{cpx} - X_{Na}^{cpx} - X_K^{cpx}) + 0.395[\ln(a_{En}^{cpx})]^2}$$

$$a_{En}^{cpx} = (1 - X_{Ca}^{cpx} - X_{Na}^{cpx} - X_K^{cpx})$$

$$(1 - 0.5(X_{Al}^{cpx} - X_{Cr}^{cpx} - X_{Na}^{cpx} + X_K^{cpx}))$$

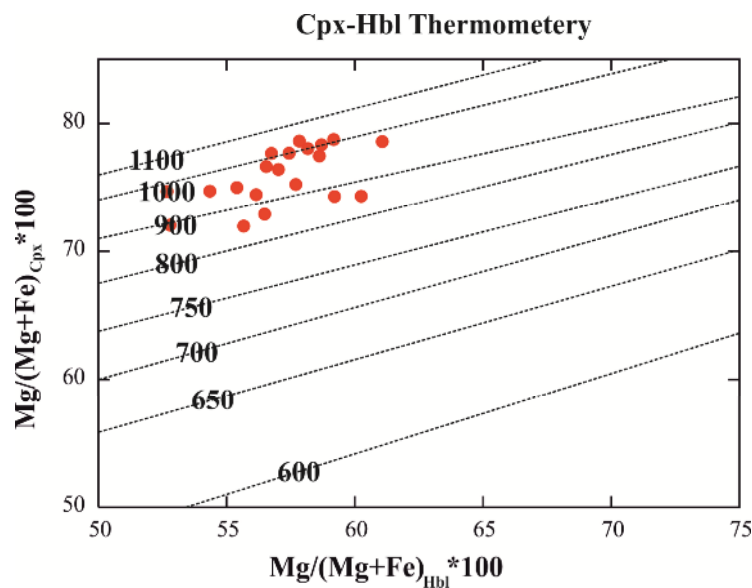
#### روش دما فشارسنجی آمفیبول (Amph-TB)

بررسی‌های آزمایشگاهی نشان داده‌اند که ترکیب آمفیبول‌ها افزون بر ترکیب کل، به فشار، دما، گریزندگی اکسیژن و فازهای همزیست بستگی دارد [۴۵]. تا کنون روابط بسیاری برای محاسبه فشار و عمق جایگیری سنگ‌های آذرین بر اساس آلومینیوم کل در ترکیب آمفیبول ارائه شده است. ارزیابی درست مقدار فشار و دما با استفاده از ترکیب آمفیبول، نیازمند شرایط ویژه در نمونه‌هاست. به عنوان یک اصل می‌توان گفت که آمفیبول‌هایی که در گریزندگی اکسیژن بالا متبلور شده‌اند، نسبت به انواعی که در گریزندگی پایین تشکیل شده‌اند، نتایج دقیق‌تر و قابل اطمینان‌تری از دما و فشار به دست می‌دهند

جدول ۴ نتایج فشاردماسنجی بر اساس ترکیب آمفیبول.

ترکیب آمفیبول (wt%)								
SiO <sub>2</sub>	۴۰.۶۸۰	۴۲.۱۰۰	۴۲.۰۶۰	۴۲.۱۵۰	۴۰.۸۲۰	۴۰.۶۵۰	۴۰.۷۹۰	۴۰.۵۳۰
TiO <sub>2</sub>	۳.۵۷۰	۳.۱۲۰	۳.۱۶۰	۳.۲۱۰	۴.۹۲۰	۴.۹۲۰	۴.۹۱۰	۴.۸۹۰
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۱.۶۲۰	۱۰.۱۲۰	۹.۸۵۰	۱۰.۰۸۰	۱۱.۰۱۰	۱۱.۳۵۰	۱۱.۲۴۰	۱۱.۴۶۰
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۴.۸۶۰	۱۷.۴۱۰	۱۷.۱۰۰	۱۷.۳۶۰	۱۵.۱۵۰	۱۴.۸۶۰	۱۵.۱۰۰	۱۴.۵۳۰
FeO	۰.۲۴۰	۰.۲۵۰	۰.۲۶۰	۰.۱۰۰	۰.۲۲۰	۰.۲۱۰	۰.۲۰۰	۰.۱۹۰
MnO	۱۱.۵۶۰	۱۰.۵۶۰	۱۱.۰۰۰	۱.۸۹۰	۱۱.۰۶۰	۱۱.۰۶۰	۱۱.۰۵۰	۱۱.۱۸۰
MgO	۱۰.۷۶۰	۱۰.۴۶۰	۱۰.۵۸۰	۱۰.۶۵۰	۱۱.۰۸۰	۱۱.۱۲۰	۱۱.۱۰۰	۱۱.۰۹۰
CaO	۲.۲۳۰	۲.۶۵۰	۲.۵۷۰	۲.۶۱۰	۲.۷۳۰	۲.۷۱۰	۲.۷۲۰	۲.۷۳۰
Na <sub>2</sub> O	۱.۴۶۰	۰.۹۷۰	۱.۰۴۰	۱.۰۱۰	۱.۱۳۰	۱.۱۴۰	۱.۱۲۰	۱.۱۰۰
K <sub>2</sub> O	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰
F	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰
Cl	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰	۰.۰۰۰
H <sub>2</sub> O	۱.۸۷۰	۱.۸۷۰	۱.۸۷۰	۱.۸۷۰	۱.۸۸۰	۱.۸۸۰	۱.۸۹۰	۱.۸۸۰
مجموع	۹۶.۹۸	۹۷.۶۴۰	۹۷.۶۱۰	۹۸.۰۶۰	۹۸.۲۱۰	۹۸.۰۹۰	۹۸.۱۸۰	۹۷.۷۶۰
شرایط فیزیکی-شیمیایی								
T (°C)	۹۵۷	۹۰۱	۹۰۳	۹۰۶	۹۶۲	۹۷۰	۹۶۶	۹۷۴
P (k bar)	۳.۱۴	۳.۴۲	۳.۳۲	۳.۵۳	۳.۶۵	۳.۷۲	۳.۸۵	۳.۸۱
continental depth (km)	۱۱.۹	۱۲.۹	۱۲.۵	۱۳.۴	۱۳.۸	۱۴.۱	۱۴.۶	۱۴.۴





شکل ۹ دماسنجی تعادل کلینوپیروکسن-آمفیبول [۴۰].

#### برداشت

در منطقه‌ی چاهریسه-باقرآباد، رخنمون‌های متعددی از توده‌های ماگمایی با ویژگی‌های لامپروفیری وجود دارد. این رخنمون‌های بازی با ضخامتی حدود ۲۰ متر در بالای رسوب‌های پرمین قرار دارند و به ندرت وارد رسوب‌های آغازین تریاس می‌شوند. این سنگ‌ها متراکم و بدون بافت حفره‌دار هستند و نشانه‌های خروج گاز در آن‌ها دیده نمی‌شود. از دیگر سو، مرز این لایه‌های ماگمایی و سنگ‌های میزبان دربرگیرنده در بخش بالایی و پایینی توده نیز به صورت پهنه پختگی به چشم می‌خورد. از این رو می‌توان آن‌ها را توده‌های نفوذی لامپروفیری در نظر گرفت که به مرز چینه‌شناسی رسوب‌های پیوسته‌ی پرمین-تریاس تزریق شده‌اند.

بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری و مجموعه کانیایی موجود در سنگ‌های آذرین منطقه چاهریسه-باقرآباد و بررسی شیمی آن‌ها، سنگ‌های مورد بررسی در گروه لامپروفیرهای فرامافیک قلیایی قرار دارند [۴۸]. کانی‌های فرومنیزین اولیه موجود در این سنگ‌ها، از جمله کلینوپیروکسن و کرسوتیت‌ها، شواهد صعود و جایگیری در یک محیط درون قاره‌ای را نشان می‌دهند. وجود بیگانه سنگ‌ها و بیگانه بلورهای فلسی در نمونه‌ها نیز شواهدی بر صعود و جایگیری ماگما در محیط قاره‌ای است؛ ماگما پس از تشکیل و جدایش از محل خاستگاه، طی صعود به سطح زمین بخش‌هایی از گرانیت‌های قاعده‌ی پوسته‌ی قاره‌ای را بلعیده و در خود هضم کرده است. از دیگر سو، دما-فشارسنجی کانی‌های موجود در این

لامپروفیرها دماهای بالای ۱۰۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد و فشارهای ۱۶ تا ۲۰ کیلوبار (عمق حدود ۶۶ کیلومتر) را برای کانی‌های دما بالا و دماهای ۹۰۰ تا ۱۰۰۰ °C و فشارهای ۶ تا ۱۳ کیلوبار (عمق حدود ۴۰ کیلومتر) را برای کانی‌های دما پایین برآورد می‌کند. این دو گستره دما و فشار مختلف با ماهیت قلیایی و نیز بافت پورفیری سنگ‌های مورد بررسی همخوانی دارد، به طوری که به احتمال بسیار درشت بلور فنوکریست‌ها در دما و فشارهای بالاتر (عمق بیشتر) و کانی‌های آبدار و زمینه ریزبلور در دما و فشارهای پایین‌تر (عمق کمتر) متبلور شده‌اند.

#### قدردانی

این پژوهش با حمایت‌های گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان و دانشگاه دولتی مسکو کشور روسیه انجام شده است که صمیمانه از مسؤولین تشکر می‌شود. همچنین از پشتیبانی علمی گروه زمین‌شناسی دانشگاه اویرو کشور پرتغال و جناب آقای پروفیسور ژوزه فرانسیسکو سانتوس استاد بخش سنگ‌شناسی آن تقدیر می‌شود.

#### مراجع

- [1] Von Gümbel C. W., "Die paläolithischen eruptivgesteine des fichtelgebirges", Franz, München (1874).
- [2] Streckeisen A., "Classification and nomenclature of volcanic rocks, Lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks", Geology Magazine (7) (1980) 331-335.

- ultramafic-mafic magmatism of Northern Vietnam and Southern China as expression of plume magmatism*", Russ Geol Geophys, v.46 (9) (2005) p. 942–951.
- [15] Kim S.W., Kwon S. Koh H.J., Yi.K. Jeong Y.J. Santosh M., "Geotectonic framework of Permo–Triassic magmatism within the Korean Peninsula", Gondwana Research, v. 20 (2011) p. 865–889.
- [16] Kwon S., Sajeew K., Mitra M., Park Y., Kim S.W., Ryu I.C., "Evidence for Permo-Triassic collision in Far East Asia: The Korean collisional orogeny", Earth and Planetary Science Letters v. 279, (2009) p. 340–349.
- [17] Orolmaa D., Erdenesaihan G., Borisenko A.S., Fedoseev G.S., Babich V.V., Zhmodik S.M., "Permian-Triassic granitoid magmatism and metallogeny of the Hangayn (central Mongolia)", Russian Geology and Geophysics .v.49 (2008) p. 534-544.
- [18] Anh T.V., Pang K.N., Chung S.L., Lin H.M., Tran Trong Hoa, Tran Tuan Anh, Yang H.J., "The Song Da magmatic suite revisited: A petrologic, geochemical and Sr-Nd isotopic study on picrites, flood basalts and silicic volcanic rocks", Journal of Asian Earth Sciences, 42 (6) (2011) 1341-1355.
- [19] Bahrami A., Yazdi M., "Geological map of Kouhpaye region", (2018).
- [20] Ghobadipour M., "Microstratigraphy Of Late Permian Depositional Sequence In Northeastern Isfahan (Chahriseh area)", Dissertation, Shahid Beheshti university, 120p (2006).
- [21] Shirani bidabadi M., "Lithostratigraphic and biostratigraphic correlations of deposits in Hambast-Shahreza and Chahriseh regions based on microfossils and macrofossils, MSc. Thesis On Stratigraphy", university of Isfahan, 112p (2006).
- [22] Zahedi M., "Explanatory text of the Isfahan Quadrangle map: 1/250000", Geological Survey of Iran, F8:1-49. Tehran (1976).
- [23] Poldervaart A., Hess H.H., "Pyroxene in the crystallization of basaltic magma", Journal of Geology, 59 (1951) 472-489.
- [24] Nachit H., Ibhi A.B., Abia El.-H., Ben Ohoud M., "Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites, and neoformed biotites", Comptes Rendus Géoscience, v. 337 (2005) p. 1415–1420.
- [25] Foster M., "Interpretation of the composition of Trioctahedral Micas", Geological survey professional (1960).
- [26] Mitchel R.H, Bergman S.C., "Petrology of lamproites", Plenum Press. NewYork, 447pp (1991).
- [3] Rock N. M. S., "Lamprophyres", Blackie, Glasgow (1991).
- [4] Mitchell J. G., Roberts D., "Ages of lamprophyres from Ytteroy and Lerkehaug, near Steikjer", central Norwegian Caledonides. Norsk Geologisk Tidsskrift (66) (1986) 255-262.
- [5] Torabi G., "Late Permian lamprophyric magmatism in north-east of Isfahan province, a mark of rifting in the Gondwana land", Comptes Rendus Geoscience 341 (2009) 85-94.
- [6] Gill R., "Igneous rocks and processes, a practical guide", 1<sup>st</sup> Edition, Blackwell Publishing, Oxford (2010).
- [7] Krmiček L., "Pre-Mesozoic lamprophyres and lamproites of the Bohemian massif. In: Amprophyres and related mafic hypabyssal rocks (Eds. Awdankiewicz, M. and Awdankiewicz, H.)", Special Papers, 37: 37-46. Mineralogia.
- [8] Ghaderi A., Ashouri A.R., Korn D., Mahmoudi Gharaie M.H., Leda L., "New insight on Stratigraphic correlation of the Permian-Triassic transitional beds in the Transcaucasus and northwest of Iran: Problems and guidelines", Sedimentary Facies, 5 (2) (2012) 221-246.
- [9] Andreichev V.L., Ronkin Y.L., Lepikhina O.P., Litvinenko A.F., "Isotopic age of the Permian-Triassic basaltic magmatism in the Polar Cis-Urals: Rb-Sr and Sm-Nd data", Stratigraphy and Geological Correlation, v.15 (2007) p.258–266.
- [10] Castillo P., Fanning C.M., Hervé F., Lacassie J.P., "Characterisation and tracing of Permian magmatism in the south-western segment of the Gondwananmargin; U–Pb age, Lu–Hf and O isotopic compositions of detrital zircons from metasedimentary complexes of northern Antarctic Peninsula and western Patagonia", Gondwana Research v.36 (2016) p.1–13.
- [11] Dobresov N.L., "The Asian's large igneous provinces (250Ma): Siberian's and Emeishan's traps (plateau-basalts) and associated granitoids. Geol Geophys v.46(9), (2005) p.870–890.
- [12] Georgiev S., Balkanska E., Gerdjikov I., "Evidence for Permian-Triassic acid magmatism in the Central Balkanides", GEOSCIENCES (2013).
- [13] Hoa T.T., Anh T.T., Dung P.T., Ching-Ying L., Tadashi U., Polyakov G.V., Izokh A.E., "Permian plume-related magmatic associations in the Song Da – Tu Le rift system and Phan Si Pan uplift, Northwest Vietnam. Extend. Abstract volume of international symposium large igneous provinces of Asia: mantle plume and metallogeny", LIPs, Hanoi, (2013) p. 57–61.
- [14] Izokh A.E., Polyakov G.V., Tran Trong Hoa, Balykin P.A., Ngo Thi Phuong, "Permian-Triassic

- [38] Henry D. J., Guidotti 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.
- [39] Putirka K. D., "Thermometers and Barometer for Volcanic Systems", *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 69 (2005) 61-120.
- [40] Blundy J.D., Wood B.J., "Crystal-chemical controls on the partitioning of Sr and Ba between plagioclase feldspar, silicate melts, and hydrothermal solutions", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55:193-209.
- [41] Smith V.C., Blundy J.D., Arce J.L., "A temporal record of magma accumulation and evolution beneath Nevado de Toluca, Mexico, preserved in plagioclase phenocrysts", *Journal of Petrology*, 50 (2009) 405-426.
- [42] Putirka K.D., "Excess temperatures at ocean islands: implications for mantle layering and convection", *Geology*, 36 (2008) 283-286.
- [43] Housh T.B., Luhr J.F., "Plagioclase-melt equilibria in hydrous systems", *American Mineralogist*, 76 (1991) 477-492.
- [44] Beattie P., "Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria", *Contrib Mineral Petrol*, 115 (1993) 103-111.
- [45] Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M., "Stability and chemical equilibrium of amphibole in calcalkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and applications to subduction-related volcanoes", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160 (2010) 45-66.
- [46] Hammarstrom J.M., Zen E., "Aluminum in Hornblende; an Empirical Igneous Geobarometer", *American Mineralogist*, 71 (1986) 1297-1313.
- [47] Anderson J.L., "Status of thermobarometry in granitic batholiths trans royal soc Edinburgh", *Earth Sci.*, 87 (1996) 125-138.
- [48] Rock N. M. S., "The nature and origin of lamprophyres: an overview. In Fitton J. G. & Upton B. G. J. (eds.) *Alkaline Igneous Rocks. Geological Society*", London, Special Publication 30, (1987) pp. 191-226.
- [27] Leake B.E., Woolley A. R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G., "Nomenclature of amphibole: Report of the Subcommittee on Amphibole of the International Mineralogical Association, Commission on New Mineral and Mineral Name", *American Mineralogist*, 82 (1997) 1019-1037.
- [28] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An introduction to rock forming minerals", Longman (1991).
- [29] Pietranik A., Koepke J., Puziewicz J., "Crystallization and resorption in plutonic plagioclase: Implications on the evolution of granodiorite magma (Gesiniac granodiorite, Strzelin Crystalline Massif, SW Poland)", *Lithos*, 86 (2006) 260-280.
- [30] Stoppa F., Rukhlov A.S., Bell K., Schiazza M., Vichi G., "Lamprophyres of Italy: early cretaceous alkaline lamprophyres of Southern Tuscany", *Italy. Lithos* 188 (2014) 97e112.
- [31] Dawson J.B., Smith, J.V., "The MARID (mica-amphibole-epidote-ilmenite-diopside) suite of xenoliths in kimberlite", *Geochimica ET Cosmochimica Acta* 41 (1977) 309e323.
- [32] Gibson S.A., Thompson R.N., Leonardos O.H., Dickin A.P., Mitchel J.G., "The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil", *Journal of Petrology* 36, (1995) 189e229.
- [33] Nisbet E. G., Pearce J. A., "Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic settings", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 63 (1977) 161-173.
- [34] Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Grégoire M. O., Reilly S. Y., Powell W., "Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle", *Lithos*, 99 (2007) 68-84.
- [35] Lindsley D. H., "Pyroxene thermometry", *American Mineralogist*, v. 68 (1983) p. 477-49.
- [36] 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.
- [37] Ernst W. G., Liu J., "Experimental phase equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB- A semiquantitative thermobarometer", *American Mineralogist*. 83 (1998) 952- 969.