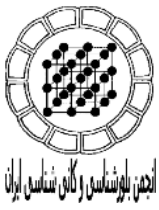
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیست و پنجم، شمارهٔ سوم، پاییز ۹۶، از صفحهٔ ۶۰۹ تا ۶۱۸



شیمی کانیایی و جایگاه زمین‌ساختی دایک‌های دیابازی مجموعه افیولیتی کامیاران، غرب ایران

مجید سودی اجیرلو، رباب حاجی علی‌اوغلی، محسن موذن*

گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

(دریافت مقاله: ۹۵/۶/۲۷، نسخه نهایی: ۹۵/۱۰/۲۲)

چکیده: مجموعه افیولیتی کامیاران به‌عنوان بخشی از افیولیت کرمانشاه، در امتداد زاگرس و زمین درز نئوتتیس، در غرب ایران واقع شده است. مجموعه افیولیتی کامیاران شامل هارزبورژیت‌های سرپانتینی شده، گابروهای همگن و لایه‌ای، دایک‌های دیابازی و بازالت-های بالشی است. سنگ‌های دیابازی دچار دگرگونی در حد رخساره شیست سبز بالایی شده‌اند. بر اساس شیمی کانیایی در سنگ‌های دیابازی، ترکیب پلاژیوکلازها آندزین و ترکیب کلینوپیروکسن، دیوپسیدی است. در این کلینوپیروکسن‌ها جایگاه چاروجهی به طور کامل با Si و به طور جزئی با Al (Al^{IV}) پر شده است. گریزندگی اکسیژن نیز در حین تبلور کلینوپیروکسن‌های دایک‌های دیابازی بالا بوده است که احتمالا نشان‌دهنده تاثیر سیالات فرورانش بر دایک‌های دیابازی مجموعه افیولیتی کامیاران است. کانی‌های کلینوپیروکسن در شرایط فشار زیر ۵ کیلوبار و حضور حدود ۱۰ درصد آب تبلور یافته‌اند. این کلینوپیروکسن‌ها ویژگی IAT دارند که احتمالاً مربوط به محیط فرافرورانشی است.

واژه‌های کلیدی: *دیاباز؛ شیمی کانی؛ جایگاه تکونیکی-زمین‌ساختی؛ افیولیت کامیاران؛ غرب ایران.*

مقدمه

کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا در ایران شامل دو شاخه کوه های البرز با روند تقریبی شرقی - غربی و رشته کوه های زاگرس با روند تقریبی شمال غرب – جنوب شرق است [۱، ۲]. پهنه کوهزایی زاگرس که از شرق ترکیه شروع شده و با عبور از شمال عراق و شمال غرب ایران، تا تنگه هرمز و عمان امتداد یافته است [۱-۴]، منطبق بر زمین درز زاگرس است که بقایایی از پوسته اقیانوسی نئوتتیس در آن جایگیری کرده‌اند. این بقایای پوسته اقیانوسی از شمال غرب به طرف جنوب غرب شامل افیولیت‌های پیرانشهر، سروآباد، کرمانشاه، نی‌ریز و حاجی آباد است. افیولیت کرمانشاه را بر اساس موقعیت جغرافیایی و واحدهای تشکیل دهنده آن می‌توان به دو زیرمجموعه افیولیتی صحنه - هرسین و زیرمجموعه افیولیتی کامیاران تقسیم نمود [۵، ۶]. افیولیت کامیاران نیز به عنوان بخشی از افیولیت کرمانشاه، محل بسته شدن اقیانوس نئوتتیس بین صفحه ایران مرکزی و صفحه عربی را نشان می‌دهد. زیرمجموعه افیولیت کامیاران مشابه زیرمجموعه افیولیتی صحنه - هرسین، تمامی اعضای یک مجموعه افیولیت عادی را داراست با این توضیح که با عملکرد راندگی‌ها به‌صورت گسله در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند [۷].

گذشته از بررسی‌هایی که روی کل مجموعه افیولیتی کرمانشاه صورت گرفته است [۵-۱۲] و پژوهش‌هایی که پیرامون ویژگی‌های سنگ‌شناسی بازالت‌های کامیاران انجام شده‌اند [۱۳-۱۵]، بخش‌های دیابازی و گابرویی مجموعه افیولیتی کامیاران بررسی نشده‌اند. در این پژوهش هدف تعیین سرشت و خاستگاه ماگمایی دایک‌های دیابازی به عنوان

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۴۰۶۹۹۰۷، نمابر: ۰۴۱۱۳۳۴۴۲۸۷، پست الکترونیکی: moazzen@tabrizu.ac.ir

قسمتی از توالی پوسته‌ای افیولیت کامیاران با تکیه بر بررسی-های صحرایی، میکروسکوپی و شیمی کانیایی است.

روش بررسی

این پژوهش شامل بررسی‌های صحرایی و مشخص نمودن ارتباط واحدهای سنگی در صحرا، نمونه‌برداری منظم از سنگ-های دیابازی، بررسی ریزپردازش نقطه‌ای از نمونه‌های دیاباز، پردازش و تحلیل دقیق نتایج این تجزیه‌ها و تعیین محیط تشکیل این سنگ‌های دیابازی است. این نمونه‌ها به وسیله دستگاه Superprobe مدل JEOL-JXA 8200 در دانشگاه برلین که مجهز به یک طیف‌سنج EDX و پنج طیف‌سنج WDX است تجزیه شدند. در این بررسی از استاندارد کانی‌های طبیعی به عنوان مرجع (الیوین، آندزین، آلبیت، سانیدین، کرومیت و ایلمنیت) و همچنین از استانداردهای ساختگی استفاده شد. ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت، شدت جریان ۲۰ نانوآمپر، قطر نقطه ۵ میکرومتر و زمان اندازه‌گیری ۱۰ ثانیه بوده است.

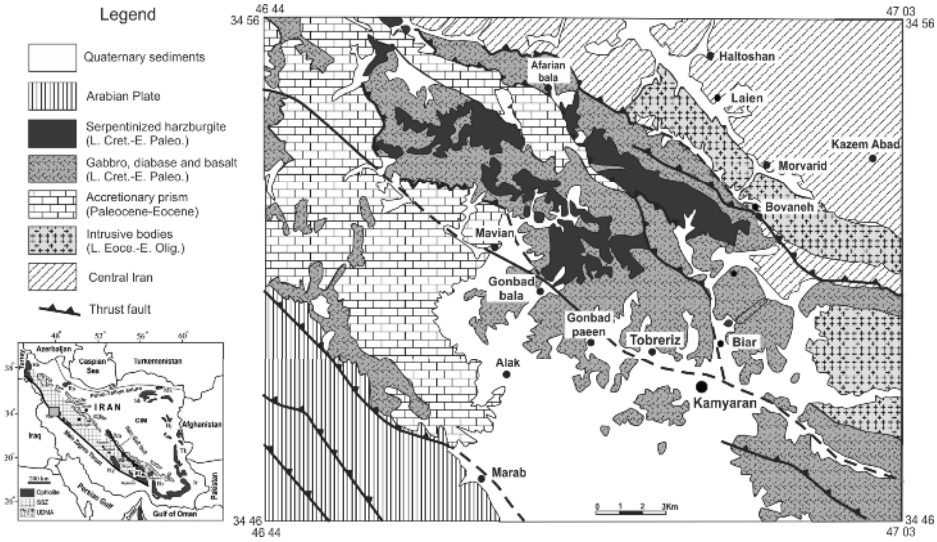
زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد بررسی بین دو منطقه ساختاری و زمین‌ساختی ایران مرکزی و صفحه عربی واقع شده است [۵، ۶، ۱۱، ۱۲]. براین اساس در بخش‌های جنوب غربی محدوده مورد بررسی واحدهای زمین‌شناسی مربوط به صفحه عربی قرار داشته و در بخش‌های شمال شرقی نیز واحدهای سنگ‌شناسی ایران مرکزی قرار دارد [۱۵] (شکل ۱). بخش‌های افیولیتی بهمراه سنگ‌های رسوبی مرتبط با منشورهای فزاینده و سنگ‌های نفوذی ائوسن – الیگوسن در بین این دو واقع شده‌اند [۱۵] (شکل ۱).

مهمترین واحدهای سنگی منطقه اعضای مجموعه افیولیتی هستند (شکل ۱). مجموعه افیولیتی کامیاران از هارزبورژیت-های سرپانتینی شده، گابروهای همگن و لایه‌ای، لویکوگابرو، دایک‌های دیابازی و بازالت‌های بالشی تشکیل شده است که به-صورت گسله و زمین‌ساختی در مجاورت هم واقع شده‌اند [۱۵] (شکل ۱). سنگ‌های بازالتی، دیابازی و گابرویی بیشترین رخنمون را در بین اعضای مجموعه افیولیتی دارند [۱۵] (شکل ۱). سنگ‌های دیابازی به صورت دایک هستند و اغلب درون سنگ‌های بازالتی و گابرویی نفوذ کرده‌اند (شکل ۲ الف، ب و پ). نمونه‌ای از این رخنمون‌ها را می‌توان در نزدیکی روستای بوانه مشاهده کرد (شکل ۲ الف، ب و پ).

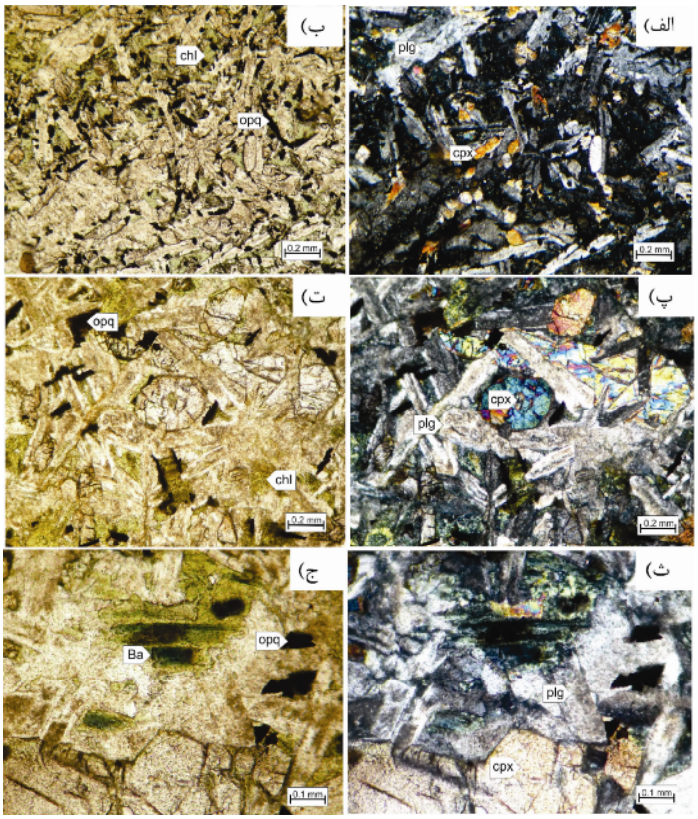
سنگ‌نگاری

کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی سازنده سنگ‌های گابرویی کامیاران هستند (شکل ۳ الف و ب). کانی‌های تیره نیز در این سنگ‌های دیابازی به وفور دیده می‌شود (شکل ۳ ب). در سنگ‌های دیابازی که بیشتر بافت دلریتی دارند، پیروکسن‌ها در بین پلاژیوکلازها محصور شده‌اند (شکل ۳ پ و ت). پیروکسن‌های زمینه نیز به کلریت دگرسان شده‌اند (شکل ۳ ت). در برخی از این دیابازها، پیروکسن‌ها به آمفیبول باروسیت تبدیل شده است (شکل‌های ۳ ث و ج). با توجه به کانی‌های حاصل از دگرگونی کانی‌های اولیه، سنگ‌های دیابازی دگرگونی رخساره شیست سبز بالایی شده‌اند.



شکل ۱ نقشه ساده افیولیت کامیاران (برگرفته از [۱۵] همراه با تغییرات).

شکل ۲ الف- بریدگی راه کامیاران - سنندج در نزدیکی روستای بوانه و موقعیت دایک های دیابازی. ب- دایک های دیابازی نزدیک روستای بوانه با رنگ روشن در زمینه ای از سنگ های بازالتی. پ- دایک های دیابازی نزدیک روستای بوانه از نمای نزدیک.



شکل ۳ الف- کانی های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ‌های دیابازی در نور طبیعی. ب- وجود کانی‌های تیره فراوان و تشکیل کلریت از کانی‌های اولیه در نور تداخلی. پ- کلینوپیروکسن سالم به دام افتاده در بین پلاژیوکلازها و تشکیل بافت دلریتی در دیابازها در نور طبیعی. ت- تشکیل کلریت از کانی‌های زمینه در دیاباز در نور تداخلی. ث- کائولینیتی شدن پلاژیوکلازها در نور طبیعی. ج- تبدیل پیروکسن به آمفیبول (احتمالاً باروسیت) در نور تداخلی (Cpx: کلینوپیروکسن، Plg: پلاژیوکلاز، Ba: باروسیت، Opq: کانی تیره، Chl: کلریت). علائم اختصاری از مرجع [۱۶] اقتباس شده است.

شیمی کانیایی

به منظور شناخت ترکیب شیمیایی کانی‌ها و استفاده از آن در بررسی‌های بعدی، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در نمونه‌های دیاباز تجزیه شدند. نتایج در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده‌اند.

پلاژیوکلاز

باتوجه به داده‌های جدول ۱ کانی‌های پلاژیوکلاز در نمونه دیابازی ترکیب آندزین هستند و سازای آن عبارتند از آلبیت (۵۴/۱۶ تا ۶۷/۸۴ درصد)، اورتوز (۵/۱۱ تا ۶/۹۴ درصد) و آنورتیت (۲۷/۳۲ تا ۳۷/۹۸ درصد). این ترکیب برای پلاژیوکلاز با ویژگی‌های سنگ‌شناسی (دیابازی) همخوانی دارد. درصد بالای آلبیت احتمالاً نشان دهنده رخداد دگرنهادی سدیمی است.

کلینوپیروکسن

کلینوپیروکسن‌های تجزیه شده دارای وولاستونیت (۴۴/۶۲ تا ۴۴/۹۵ درصد)، انستاتیت (۴۱/۳۶ تا ۴۱/۷۷ درصد) و فروسیلیت (۱۳/۴۷ تا ۱۳/۶۹ درصد) هستند (جدول ۲). پیروکسن در این سنگ‌های دیابازی بر اساس نمودار رده‌بندی پیروکسن‌ها [۱۷] از نوع دیوپسیدی هستند و در گستره سدیم - کلسیم – منیزیوم‌دار قرار می‌گیرند.

جدول۱ نتایج تجزیه ریزپردازشی نقطه‌ای پلاژیوکلاز در سنگ‌های دیابازی .فرمول کانی‌ها به ازای ۸ اکسیژن محاسبه شده است. BD- پایین‌تر از حد آشکارسازی.

Rock type	دیاباز											
Point No.	۸۷	۸۸	۸۹	۹۰	۹۱	۹۲	۹۳	۹۴	۹۵	۹۶	۹۷	۹۸
SiO_2	۶۱/۶۷	۶۱/۵۸	۶۰/۸۹	۶۰/۴۴	۶۱/۱۱	۶۱/۱۸	۶۰/۱۴	۶۱/۸۷	۶۰/۱۳	۶۰/۸۱	۶۰/۴۶	۶۰/۴۵
TiO_2	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۷	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۷
Al_2O_3	۲۴/۷۳	۲۴/۸۵	۲۵/۹۵	۲۴/۳۲	۲۵/۶۷	۲۵/۲۵	۲۴/۵۳	۲۴/۸۳	۲۴/۰۲	۲۵/۸۷	۲۸/۹۵	۲۸/۰۴
Cr_2O_3	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۵	BD	۰/۰۳	۰/۰۳
FeO^t	۰/۸۱	۰/۸۵	۰/۸۶	۰/۷۱	۰/۸۲	۰/۷۸	۰/۲۲	۰/۷۶	۰/۵۱	۰/۶۷	۰/۷۸	۰/۶۷
MnO	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۵
MgO	۰/۳۰	۰/۳۱	۰/۳۵	۰/۴۵	۰/۵۶	۰/۲۹	۰/۳۱	۰/۳۵	۰/۴۵	۰/۷۰	۰/۷۳	۰/۶۹
CaO	۵/۶۹	۶/۵۹	۶/۵۴	۵/۷۷	۵/۸۱	۵/۸۵	۵/۱۶	۵/۴۹	۷/۵۷	۶/۵۸	۵/۸۶	۳/۳۴
Na_2O	۵/۷۴	۵/۹۸	۵/۶۴	۵/۴۲	۵/۹۲	۵/۳۱	۵/۰۴	۵/۶۹	۶/۶۲	۴/۴۳	۲/۳۲	۵/۰۲
K_2O	۰/۷۸	۰/۷۳	۰/۷۷	۰/۴۷	۰/۸۱	۰/۵۵	۰/۵۲	۰/۸۸	۰/۴۷	۰/۸۷	۰/۸۲	۰/۵۳
Total	۹۹/۸۹	۹۹/۸۴	۹۹/۸۳	۹۹/۸۲	۹۹/۷۶	۹۹/۳۰	۹۹/۹۹	۹۹/۹۴	۹۹/۹۴	۱۰۰/۰۳	۱۰۰/۰۱	۹۹/۸۸
Si	۱۰/۰۲	۱۰/۰۳	۹/۰۲	۹/۷۸	۹/۸۴	۱۰/۰۴	۱۰/۴۸	۱۱/۰۲	۱۰/۷۸	۹/۷۳	۱۰/۱۸	۱۱/۰۲
Ti	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۱۵	۰/۰۱	۰/۰۱
Al	۵/۸۰	۵/۸۸	۶/۹۰	۶/۱۷	۶/۶۶	۶/۱۶	۵/۴۹	۵/۳۰	۵/۰۷	۶/۹۷	۶/۵۳	۵/۴۲
Cr	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD
Fe	۰/۱۶	۰/۲۰	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۲۵	۰/۱۲	۰/۰۳	۰/۱۱	۰/۰۸	۰/۲۷	۰/۲۳	۰/۱۰
Mn	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD
Mg	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	BD	۰/۰۲	۰/۰۱	BD	۰/۰۲	BD	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱
Ca	۰/۴۹	۰/۵۰	۰/۴۹	۰/۴۴	۰/۵۰	۰/۵۵	۰/۸۳	۰/۴۴	۱/۴۹	۲/۳۲	۲/۱۷	۱/۲۵
Na	۲/۵۰	۲/۲۶	۲/۱۵	۲/۳۲	۲/۳۴	۲/۶۱	۲/۷۸	۲/۰۰	۲/۳۷	۰/۱۶	۰/۷۷	۱/۷۲
K	۰/۱۱	۰/۴۹	۰/۶۰	۰/۲۳	۰/۴۱	۰/۴۲	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۲۴	۰/۱۰	۰/۲۰
Total	۱۹/۷۹	۱۹/۴۶	۱۹/۴۷	۱۹/۹۳	۲۰/۰۰	۱۹/۸۹	۱۹/۶۹	۱۹/۷۷	۱۹/۹۱	۱۹/۸۴	۱۹/۹۹	۱۹/۷۲
An	۳۳/۲۱	۲۶/۳۸	۲۷/۳۵	۲۷/۴۲	۲۷/۳۲	۳۰/۴۱	۳۰/۴۶	۳۳/۳۱	۳۷/۳۷	۳۲/۸۹	۲۷/۶۴	۳۷/۹۸
Ab	۵۹/۹۷	۶۶/۸۴	۶۷/۸۴	۶۷/۶۳	۶۷/۰۵	۶۶/۷۵	۶۴/۵۷	۵۹/۸۷	۵۹/۶۶	۶۲/۹۱	۶۷/۲۶	۵۴/۱۶
Or	۶/۸۲	۶/۷۹	۶/۸۱	۶/۷۱	۵/۶۳	۶/۹۴	۵/۹۶	۶/۸۲	۵/۷۳	۶/۱۹	۵/۱۱	۷/۸۵

جدول۲ نتایج تجزیه کلینوپیروکسن در سنگ‌های دیابازی مجموعه افیولیتی کامیاران .فرمول کانی به ازای 6 اکسیژن محاسبه شده است. BD - پایین‌تر از حد آشکارسازی.

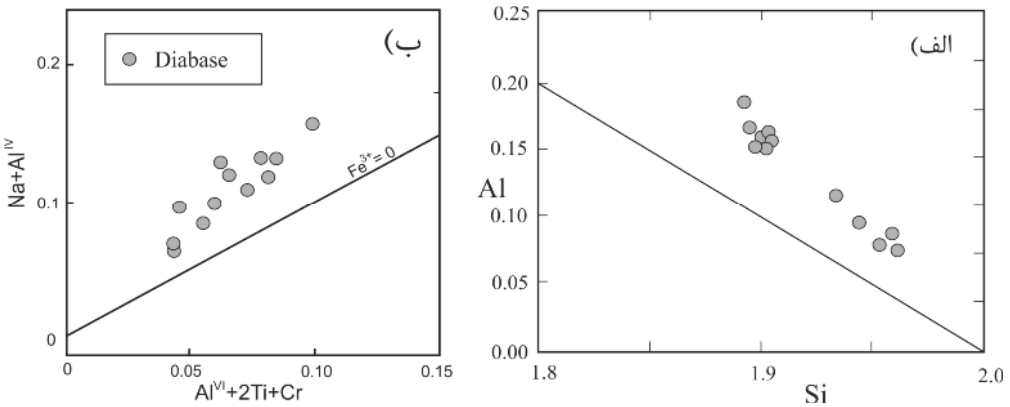
Rock type	دیاباز											
Point No.	۹۹	۱۰۰	۱۰۱	۱۰۲	۱۰۴	۱۰۵	۱۰۶	۱۰۷	۱۰۸	۱۰۹	۱۱۰	۱۱۱
SiO_2	۵۰٫۸۵	۵۰٫۲۲	۵۱٫۶۰	۵۱٫۹۷	۵۱٫۳۶	۵۱٫۶۶	۵۰٫۶۵	۵۲٫۰۳	۵۰٫۹۹	۵۱٫۵۳	۵۰٫۹۸	۵۲٫۷۸
TiO_2	۱٫۰۶	۰٫۹۱	۱٫۰۹	۱٫۱۰	۱٫۰۳	۱٫۰۶	۱٫۰۳	۰٫۹۴	۰٫۶۸	۱٫۰۹	۰٫۸۴	۱٫۱۰
Al_2O_3	۱٫۸۴	۱٫۷۵	۱٫۱۷	۱٫۱۴	۱٫۳۰	۱٫۶۲	۰٫۷۱	۱٫۷۵	۱٫۲۴	۱٫۶۶	۱٫۶۵	۱٫۲۱
Cr_2O_3	۰٫۱۳	۰٫۱۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۲	BD	BD	۰٫۰۳	BD
FeO^t	۷٫۴۴	۷٫۶۲	۱۴٫۲۰	۱۲٫۴۱	۹٫۲۵	۱۰٫۵۰	۹٫۴۵	۸٫۷۱	۱۴٫۶۶	۱۱٫۳۳	۱۱٫۸۸	۱۱٫۲۵
MnO	۰٫۱۸	۰٫۲۱	۰٫۳۹	۰٫۲۹	۰٫۱۷	۰٫۲۲	۰٫۲۷	۰٫۳۱	۰٫۳۹	۰٫۲۹	۰٫۴۹	۰٫۳۳
MgO	۱۵٫۲۷	۱۵٫۰۲	۱۱٫۸۶	۱۱٫۶۵	۱۴٫۳۰	۱۲٫۵۵	۱۲٫۲۸	۱۵٫۰۹	۱۱٫۱۵	۱۲٫۳۸	۱۱٫۵۸	۱۱٫۴۸
CaO	۲۱٫۸۶	۲۱٫۰۰	۲۰٫۷۷	۲۰٫۶۷	۲۱٫۳۱	۲۱٫۰۲	۲۱٫۱۶	۲۱٫۰۰	۲۱٫۰۵	۲۱٫۰۲	۲۰٫۹۵	۲۱٫۱۳
Na_2O	۰٫۶۲	۰٫۶۲	۰٫۶۵	۰٫۵۶	۰٫۵۹	۰٫۴۶	۰٫۶۴	۰٫۶۷	۰٫۵۶	۰٫۶۲	۰٫۵۲	۰٫۵۸
K_2O	۰٫۰۱	BD	BD	BD	BD	۰٫۰۱	BD	۰٫۰۱	BD	BD	BD	BD
Total	۱۰۰٫۲۶	۱۰۰٫۵۱	۱۰۰٫۶۷	۹۹٫۸۲	۹۹٫۳۳	۹۹٫۱۱	۹۹٫۲۳	۱۰۰٫۵۴	۱۰۰٫۷۲	۹۹٫۹۱	۹۹٫۹۴	۹۹٫۸۴
Si	۱٫۹۱	۱٫۹۶	۱٫۹۱	۱٫۸۷	۱٫۹۱	۱٫۹۰	۱٫۹۳	۱٫۹۶	۱٫۹۶	۱٫۸۹	۱٫۹۵	۱٫۹۱
Ti	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲
Al	۰٫۱۷	۰٫۱۸	۰٫۱۵	۰٫۱۹	۰٫۱۵	۰٫۱۷	۰٫۱۱	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۸	۰٫۱۵
Al(IV)	۰٫۱۵	۰٫۱۷	۰٫۱۵	۰٫۱۸	۰٫۱۴	۰٫۱۶	۰٫۱۰	۰٫۱۷	۰٫۱۶	۰٫۱۶	۰٫۱۷	۰٫۱۵
Al(VI)	۰٫۰۲	۰٫۰۱	BD	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	BD
Cr	۰٫۰۱	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD
Fe	۰٫۲۴	۰٫۲۴	۰٫۴۶	۰٫۴۱	۰٫۲۶	۰٫۳۴	۰٫۳۱	۰٫۲۸	۰٫۴۷	۰٫۳۷	۰٫۵۷	۰٫۴۳
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱
Mg	۰٫۸۲	۰٫۸۹	۰٫۶۳	۰٫۶۸	۰٫۸۲	۰٫۷۳	۰٫۷۸	۰٫۸۴	۰٫۶۴	۰٫۷۲	۰٫۵۲	۰٫۶۵
Ca	۰٫۹۰	۰٫۸۴	۰٫۸۷	۰٫۸۷	۰٫۸۸	۰٫۸۸	۰٫۹۰	۰٫۸۴	۰٫۸۷	۰٫۸۷	۰٫۸۷	۰٫۸۹
Na	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴
K	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD
Total	۴٫۰۱	۴٫۰۵	۴٫۱۱	۴٫۰۴	۴٫۰۰	۴٫۰۱	۴٫۰۵	۴٫۰۵	۴٫۰۶	۴٫۰۳	۴٫۰۷	۴٫۰۲
Mg#	۰٫۷۷	۰٫۷۹	۰٫۵۸	۰٫۶۳	۰٫۷۶	۰٫۶۸	۰٫۷۱	۰٫۷۵	۰٫۵۸	۰٫۶۶	۰٫۴۸	۰٫۶۰
Cr#	۰٫۰۲	۰٫۰۴	BD	BD	BD	BD	۰٫۰۳	۰٫۰۱	BD	BD	۰٫۰۲	BD
Quad	۹۷٫۴۶	۹۷٫۶۴	۹۵٫۸۳	۹۶٫۰۲	۹۷٫۹۷	۹۶٫۳۵	۹۸٫۴۸	۹۸٫۰۱	۹۷٫۲۱	۹۷٫۵۸	۹۹٫۶۴	۹۶٫۱۵
Jd	۰٫۴۶	۰٫۲۳	۰٫۲۶	۰٫۲۷	۰٫۲۸	۰٫۳۴	۰٫۳۱	۰٫۲۰	۰٫۴۱	۰٫۳۵	۰٫۳۴	۰٫۱۴
Ae	۲٫۰۸	۲٫۱۳	۳٫۹۱	۳٫۷۱	۲٫۷۵	۳٫۳۱	۳٫۲۱	۱٫۷۹	۲٫۳۸	۲٫۰۷	۳٫۰۲	۳٫۷۱
Wo	۴۴٫۸۹	۴۴٫۷۵	۴۴٫۹۴	۴۴٫۷۷	۴۴٫۸۶	۴۴٫۸۷	۴۴٫۹۵	۴۴٫۶۹	۴۴٫۸۸	۴۴٫۹۱	۴۴٫۶۲	۴۴٫۷۶
En	۴۱٫۵۱	۴۱٫۶۳	۴۱٫۴۹	۴۱٫۷۱	۴۱٫۵۰	۴۱٫۵۵	۴۱٫۳۶	۴۱٫۷۷	۴۱٫۶۵	۴۱٫۶۱	۴۱٫۶۹	۴۱٫۶۸
Fs	۱۳٫۶۰	۱۳٫۶۲	۱۳٫۵۷	۱۳٫۵۲	۱۳٫۶۳	۱۳٫۵۸	۱۳٫۶۹	۱۳٫۵۴	۱۳٫۴۷	۱۳٫۴۸	۱۳٫۶۹	۱۳٫۵۶

پژوهشگران متعددی بر وابستگی ترکیب کلینوپیروکسن‌ها به ترکیب شیمیایی گدازه میزبان آنها اشاره نموده‌اند، برای مثال [۱۸-۲۱]. کلینوپیروکسن‌های دایک‌های دیابازی در نمودار توزیع Si نسبت به Al [۲۱] در بالای خط اشباع جایگاه چاروجهی قرار می‌گیرند (شکل ۴ الف). بنابراین جایگاه چاروجهی در این کلینوپیروکسن‌ها به طور کامل با Si و به طور جزئی با Al (Al^{IV}) پر شده است و کاتیون‌های سه ظرفیتی مانند Fe^{3+}، Ti^{+3} و Cr^{3+} در آن وارد نشده‌اند. Al اضافی نیز همراه با عناصر سه ظرفیتی وارد جایگاه هشت‌وجهی شده است. بنابراین میزان Fe^{3+} در کلینوپیروکسن‌ها تابعی از گریزندگی اکسیژن و میزان Al در جایگاه‌های چهاروجهی (Al^{IV}) می‌باشد [۲۱]. بر این اساس هر چه مقدار Al^{IV} بیشتر باشد، مقدار Fe^{3+} نیز بیشتر می‌شود و این نشان دهنده افزایش گریزندگی می‌باشد. براساس نمودار $Al^{VI}+2Ti+Cr$ نسبت به $Na+Al^{IV}$ [۲۲] میزان گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل دایک‌های دیابازی بالا بوده است که این امر احتمالاً نشان دهنده تاثیر

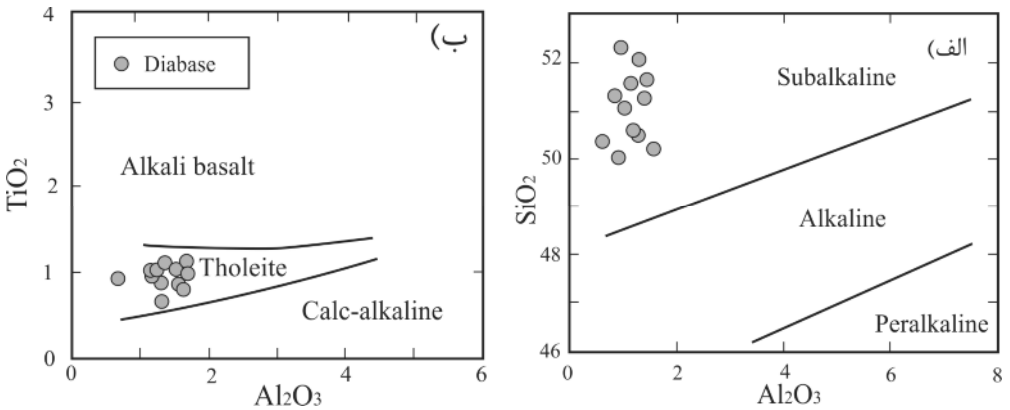
سیالات فرورانش بر ماگمای متبلور کننده دایک‌های دیابازی مجموعه افیولیتی کامیاران است (شکل ۴ ب).

براساس بررسی‌های تجربی ذوب در سنگ‌های قلیایی میزان Al^{VI} تابعی از فشار تشکیل آنهاست [۲۳]. بنابراین، مقادیر پایین Al^{VI} در کلینوپیروکسن‌های دایک‌های دیابازی با فشار پایین تبلور سازگار است. از آنجاکه مقدار Al^{VI}/Al^{IV} در گستره ۰/۰۵ تا ۰/۱۴ است، در نمودار مرجع [۲۳] زیرخط $Al^{VI}/Al^{IV} = 0.25$ قرار گرفته‌اند. این خط نشان دهنده فشار ۵ کیلوبار است. بر این اساس کانی‌های کلینوپیروکسن در فشارهای پایین و زیر ۵ کیلوبار متبلور شده‌اند. همچنین، مقادیر Al^{VI} در پاسخ به افزایش میزان آب موجود در محیط تبلور پیروکسن‌ها، کاهش می‌یابد [۲۴]. بنابراین، بر اساس نمودار Al^{IV} نسبت به Al^{VI} [۲۴] کانی‌های کلینوپیروکسن در شرایط فشار زیر ۵ کیلوبار و در حضور حدود ۲/۵ درصد آب تشکیل شده‌اند.

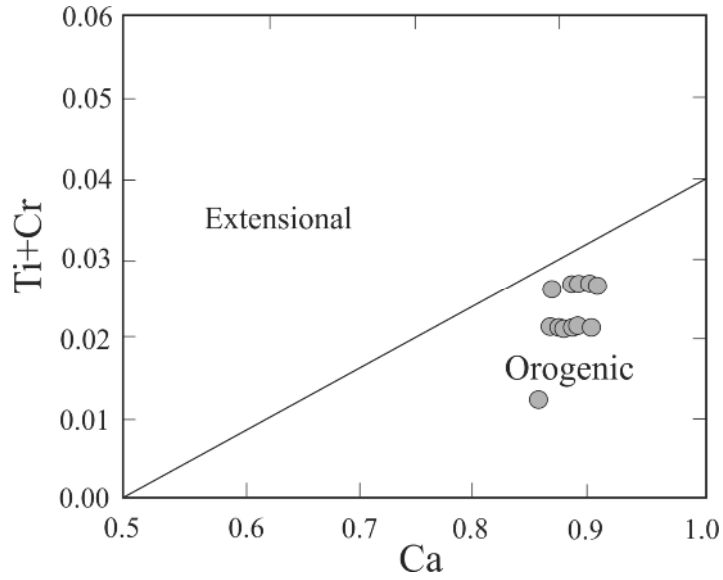
برای تعیین مواردی از قبیل سری ماگمایی سنگ‌های آذرین می‌توان از نتایج تجزیه نقطه‌ای پیروکسن‌ها استفاده کرد [۲۵]. بر اساس نمودار تغییرات درصد وزنی Al_2O_3 نسبت به SiO_2 سنگ‌های دیابازی ویژگی نیمه‌قلیایی نشان می‌دهند (شکل ۵ الف). باتوجه به نمودار تغییرات Al_2O_3 نسبت به TiO_2 [۲۵] نمونه‌های مورد بررسی در محدوده سری تولئیتی قرار می‌گیرند (شکل ۵ ب). همچنین، بر اساس نمودار Ca نسبت به Ti+Cr کلینوپیروکسن‌های نمونه دیابازی، محیط کوهزایی را نشان می‌دهند [۲۶] (شکل ۶). علاوه بر این، در نمودارهای سه تایی $SiO_2/100$-Na_2O-TiO_2 و TAl (مجموع آلومنیوم‌های جایگاه چاروجهی و هشت‌وجهی) نسبت به Ti [۲۷]، مشخص می‌شود که دایک‌های دیابازی کامیاران ویژگی IAB دارند (شکل ۷).



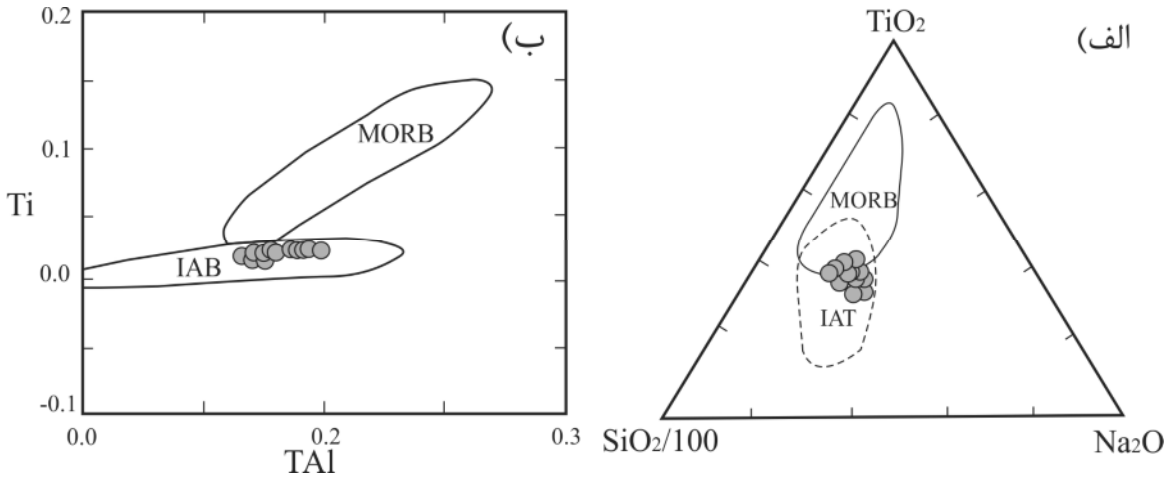
شکل ۴ الف- نمودار توزیع Si و Al کلینوپیروکسن‌های نمونه دیابازی در بالای خط اشباع جایگاه چهاروجهی قرار می‌گیرند [۲۱]. ب- کانی‌های کلینوپیروکسن نمونه دیابازی در نمودار $Al^{VI}+2Ti+Cr$ در برابر $Na+Al^{IV}$ [۲۲] در بالای خط $Fe^{3+} = 0$ قرار می‌گیرند که نشان دهنده بالا بودن گریزندگی اکسیژن و احتمالاً تاثیر سیالات فرورانش بر سنگ‌های دیابازی است.



شکل ۵ لف- نمودار تغییرات Al_2O_3 نسبت به SiO_2 [۲۵] که با توجه به آن سنگ‌های دیابازی ویژگی نیمه‌قلیایی نشان می‌دهند. ب- نمودار تغییرات Al_2O_3 نسبت به TiO_2 [۲۵] که در آن نیز سنگ‌های دیابازی در محدوده سری تولئیتی قرار می‌گیرند.



شکل ۶ نمودار Ca نسبت به Ti+Cr [۲۶] که باتوجه به آن کانی‌های کلینوپیروکسن محیط کوهزایی نشان می‌دهند.



شکل ۷ الف- نمودار سه متغیره $SiO_2/100$-Na_2O-TiO_2 [۲۷] که در آن اغلب کانی‌های کلینوپیروکسن محیط IAT نشان داده و برخی نیز در محدوده همپوشی MORB و IAT قرار گرفته‌اند. ب- نمودار Tal (مجموع آلومنیوم چهاروجهی و هشت‌وجهی) نسبت به Ti [۲۷] کـه در آن نیـز محیط IAT برای موقعیت تشکیل سنگ‌های دیابازی مشخص می‌شود.

دیسمانس و همکارانش [۲۸] وجود دایک‌هایی مربوط به جزایر قوسی با گرایش تولوئیتی از افیولیت کرمانشاه را گزارش کردند که با سنگ‌های دیابازی با ویژگی IAB در محدوده کامیاران، همخوانی دارند. مجموعه‌های افیولیتی بر اساس تقسیم‌بندی پیرس [۲۹] به دو گروه MORB و SSZ (منطقه فرافرورانش) تقسیم شده‌اند. اغلب پژوهشگران مانند مجموعه افیولیتی کرمانشاه را جزو افیولیت‌های SSZ محسوب می‌کنند (برای مثال [۵، ۶، ۷، ۱۱، ۱۲]). مجموعه‌های افیولیتی که اعضای قلیایی آنها دارای ویژگی IAB باشند در یک محیط فرورانش تشکیل شده‌اند. بنابراین دایک‌های دیابازی مجموعه افیولیتی کامیاران با ویژگی IAB احتمالاً نشان دهنده محیط فرورانش و افیولیت‌های نوع منطقه فرافرورانش هستند.

برداشت

سنگ‌های مجموعه افیولیتی کامیاران به‌صورت زمین‌ساختی و گسل خورده در مجاورت یکدیگر قرار دارند. بررسی‌های

میکروسکوپی نشان دهنده تشکیل آمفیبول‌های باروسیتی و ترمولیت - اکتینولیتی در سنگ‌های دیابازی کامیاران و در نتیجه رخداد رخساره شیست سبز بالایی هستند. بر اساس شیمی کانیایی، ترکیب پلاژیوکلازهای سنگ‌های دیابازی آندزین است. کانی‌های پیروکسن نیز در تمامی نمونه‌های دیابازی دیوپسیدی می‌باشند. در کلینوپیروکسن، جایگاه چهاروجهی، به‌طور کامل با Si و به طور جزئی با Al (Al^{IV}) پر شده است. در حین تبلور کلینوپیروکسن در دایک‌های دیابازی میزان گریزندگی اکسیژن بالا بوده است که احتمالاً نشان‌دهنده تاثیر سیالات فرورانش بر دایک‌های دیابازی مجموعه افیولیتی کامیاران است. همچنین کانی‌های کلینوپیروکسن در شرایط فشار زیر ۵ کیلوبار و در حضور حدود ۲/۵ درصد آب تبلور یافته‌اند. علاوه بر این، کانی‌های کلینوپیروکسن ویژگی نیمه-قلیایی نشان داده و جزو سری ماگمایی تولئیتی بوده است. سنگ‌های دیابازی کامیاران گرایش IAB دارند. بر این اساس افیولیت‌های نوع منطقه فرافرورانش و محیط تشکیل جلوی فرورانش هستند. این یافته با سایر بررسی‌های انجام شده روی افیولیت کرمانشاه (برای مثال [۵، ۶، ۷، ۱۲]) که محیط تشکیل آن را یک محیط فرافرورانش می‌دانند، سازگار است.

قدردانی

نویسندگان مقاله از دکتر رالف میلکه از دانشگاه برلین به خاطر همکاری ایشان در تجزیه‌های ریزپردازش نقطه‌ای و پیشنهادات سازنده ایشان کمال تشکر و قدردانی را دارند. همچنین از سردبیر محترم مجله دکتر ناصر تجبر و مدیر داخلی دکتر مسعود همام برای تلاش‌هایشان در انتشار مجله و پیشنهادات سازنده بسیار متشکریم.

مراجع

[1] Alavi M., *"Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations",* Tectonophysics 229 (1994), 211–238.

[2] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F., *"Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation",* International Journal of Earth Science 94 (2005), 401–419.

[3] McQuarrie N., *"Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran",* Journal of Structural Geology 26 (2004), 519–535.

[4] Homke S., Verges J., van der Beek P., Fernandez M., Saura E., Barbero L., Badics B., Labrin E., *"Insights in the exhumation history of the NW Zagros from bedrock and detrital apatite fission-track analysis: evidence for a long-lived orogeny",* Basin Research 22 (2010), 659–680.

[5] Allahyari K., Saccani E., Pourmoafi M., Beccaluva L., Masoudi F., *"Petrology of mantle peridotites and intrusive mafic rocks from the Kermanshah ophiolitic complex (Zagros belt, Iran): implications for the geodynamic evolution of the Neo-Tethyan oceanic branch between Arabia and Iran",* Ofioliti 35 (2010), 71–90.

[6] Whitechurch H., Omrani J., Agard P., Humbert F., Montigny, R., Jolivet, L., *"Evidence for Paleocene–Eocene evolution of the foot of the Eurasian margin (Kermanshah ophiolite, SW Iran) from back–arc to arc: implications for regional geodynamics and obduction",* Lithos 182-183 (2013), 11–32.

[۷] اللهیاری خ.، پورمعافی م.، خلعتبری جعفری م.، *"سنگ-شناسی و ژئوشیمی گدازه‌های بالشی محدوده هرسین، افیولیت کرمانشاه، باختر ایران"*، علوم زمین شماره ۸۴ (۱۳۹۱)، صفحه ۱۸۹ – ۱۹۸.

[۸] ترکیان ا.، دارایی زاده ز.، آلیانی ف.، نقره ئیان موسی.، *"کاربرد داده‌های ژئوشیمی دایک‌های دیابازی افیولیت کرمانشاه (منطقه صحنه – هرسین) در تعیین جایگاه زمین‌ساختی آن-ها"*، بلورشناسی و کانی شناسی ایران سال بیست و یکم شماره ۲ (۱۳۹۲)، صفحه ۳۳۱ – ۳۴۲.

[9] Ghazi A. M., Hassanipak A. A., *"Geochemistry of subalkaline and alkaline extrusives from the Kermanshah ophiolite, Zagros Suture Zone, western Iran: implications on Tethyan plate tectonics",* Journal of Asian Earth Sciences, 17 (1999), 319–332.

[10] Azizi H., Chung S. L., Tanaka T., Asahara Y., *"Isotopic dating of the Khoy metamorphic complex (KMC), northwestern Iran: A significant revision of the formation age and magma source",* Precambrian Research 185 (2011), 87–94.

[11] Saccani E., Allahyari K., Beccaluva L., Bianchini G., *"Geochemistry and petrology of the Kermanshah ophiolites (Iran): implication for the interaction between passive rifting, oceanic accretion, and plume-components in the Southern Neo-Tethys Ocean",* Gondwana Research 24 (2013), 392–411.

[12] Ao S., Xiao W., Khalatbari Jafari M., Talebian M., Chen L., Wan B., Ji W., Zhang Zh., *"U–Pb zircon ages, field geology and geochemistry of the Kermanshah ophiolite (Iran): From continental rifting at 79 Ma to oceanic core complex at ca. 36 Ma in the southern Neo-Tethys",* Gondwana Research 31 (2015), 305-318.

[۱۳] صادقیان م.، احمدی م.، *"معرفی و بررسی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کامیاران با نگرشی ویژه بر مجموعه افیولیتی آن"*، چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، (۱۳۷۹)، ۴صفحه.

[۱۴] احمدی م.، *"بررسی پترولوژیکی مجموعه بازالتی کامیاران"*، رساله کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه تهران، (۱۳۸۰).

[۱۵] هوشمندزاده ع.، الماسیان م.، *نقشه زمین‌شناسی کامیاران - سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰*، (۱۳۸۵).

[16] Kretz R., *"Symbols for rock-forming minerals",* American Mineralogist 68 (1983), 277–279.

[17] Morimoto N., Fabries J., Ferguson A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zuss-man, J., Aoki, K., Gottardi, D., *"Nomenclature of pyroxenes",* American Mineralogist 73 (1988), 1123–1133.

[18] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., *"An Introduction to the Rock Forming Minerals",* Longman Scientific and Technical, Second Edition, (1992) 696.

[19] Nisbet E. G., Pearce J. A., *"Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic settings",* Contributions to Mineralogy and Petrology 63 (1977), 161-173.

[20] Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., 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 amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, Commission on new minerals and minerals name",* American Mineralogist 82 (1997), 1019–1037.

[21] Kushiro I., *"Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks",* American Journal of Science 258 (1960), 548-554.

[22] Schumacher J. C., *"The estimation of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles",* Mineralogical Magazine 61 (1997), 312-321.

[23] Aoki, K., Shiba, I., *"Pyroxnes from lherzolite inclusions of Itinome - gata Japan",* Lithos 6 (1973), 41-51.

[24] Helz R. T., *"Phase relations of basalts in their melting ranges at pH2O = 5 kb as a function of oxygen fugacity, Part I, Mafic phases",* Journal of Petrology 14 (1973), 249-302.

[25] Le Base M. J., *"The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage",* American Journal of Science 260 (1962), 267-288.

[26] Letterrier J., Maury R. C., Thonon P., Girard D., Marchal M., *"Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series",* Earth and Planetary Science Letters 59 (1982), 139–54.

[27] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G. B., Zeda O., *"Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator",* Chemical Geology 77 (1989), 165-182.

[28] Desmons, J., Beccaluva, L.,. *"Mid-ocean ridge and island-arc affinities in ophiolites from Iran: palaeographic implications",* Chemical Geology 39 (1983), 39–63.

[29] Pearce J. A., *"Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust",* Lithos 100 (2008), 14–48.