

شیمی کانی، ترموبارومتري و محيط تکتونيکی توده های نفوذی گابروئی-ديوریتی شرق و

شمال شرق ملکان (آذربايجان شرقی)

چکیده

توده‌های نفوذی گابروئی-ديوریتی شرق و شمال شرق ملکان در جنوب غرب استان آذربايجان شرقی و در بخش شمالی زون ساختاری همدان-اروميه واقع شده‌اند. در این پژوهش، شیمی کانی، شرایط دما-فشار تبلور و محيط تکتونوماگمایی این توده‌ها با استفاده از داده‌های شیمیایی کانی‌های پلاژیوکلاز و کليوپيروکسن بررسی شده است. نتایج شیمی کانی نشان می‌دهد که پلاژیوکلازها در گابروها عمدتاً ترکیب لابرادوریت و در سنگ‌های تفریقی ترکیب آندزین دارند. کليوپيروکسن‌ها عمدتاً در محدوده ترکیبی اوژیت-ديوپسید قرار گرفته و از نوع کليوپيروکسن‌های غنی از کلسیم هستند. شواهد شیمیایی کانی‌ها، ماهیت ساب‌آلکانل و کالک‌آلکانل ماگمای مولد را نشان می‌دهد. نتایج ترموبارومتري کليوپيروکسن‌ها بیانگر دمای تبلور میانگین حدود ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار کمتر از ۱۰ کیلو بار است. همچنین، ترکیب شیمیایی کليوپيروکسن‌ها در نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی در محدوده جزایر قوسی و مذاب تولییتی وابسته به قوس قرار می‌گیرد که نشان‌دهنده ارتباط ماگمای مولد با محیط قوس ماگمایی مرتبط با فرایندهای فرورانشی است.

واژه‌های کلیدی: پلاژیوکلاز، کليوپيروکسن، شرایط دما-فشار، سری کالک‌آلکانل، قوس جزیره‌ای، فرایند فرورانش.

مقدمه

امروزه، ترکیب شیمیایی کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز، پيروکسن، اپیدوت و بیوتیت به ما در درک چگونگی تشکیل توده‌های نفوذی کمک می‌کند. عوامل کلیدی شامل فشار، دما، فوگاسیته اکسیژن و فاز فرار هستند [۱-۳]. در میان کانی‌های حاضر، کليوپيروکسن و اپیدوت به دلیل حساسیت بالا به تغییرات دما، فشار، فوگاسیته اکسیژن و ترکیب ماگما، ابزاری بسیار مناسب برای بررسی شرایط تکوین ماگما و جایگاه زمین‌ساختی آن است. ترکیب شیمیایی این کانی علاوه بر تعیین نوع سری ماگمایی، قادر است اطلاعات دقیقی درباره فشار و دمای تبلور، میزان آب ماگما، و خاستگاه ماگمایی ارائه کند. از این‌رو، تحلیل شیمی کانی‌ها به‌ویژه کليوپيروکسن در کنار مطالعات پتروگرافی، روشی کارآمد برای بازسازی شرایط تشکیل این توده‌های گابروئی و ديوریتی به شمار می‌رود [۴-۷].

روش مطالعه

به‌منظور بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی توده‌های نفوذی مافیک و حداثاط منطقه ملکان، تعداد ۲۰۰ نمونه سنگی از بخش‌های مختلف رخنمون این توده‌ها برداشت شد. پس از تهیه ۱۰۰ مقطع نازک و انجام مطالعات سنگ‌نگاری، به‌منظور بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌های اصلی، آنالیزهای نقطه‌ای بر روی ۵ مقطع صیقلی انجام شد. آنالیز شیمی کانی‌ها با استفاده از ریزکاوشگر الکترونی (EPMA) مدل CAMECA SX100 ساخت فرانسه در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (IMPRC)، واقع

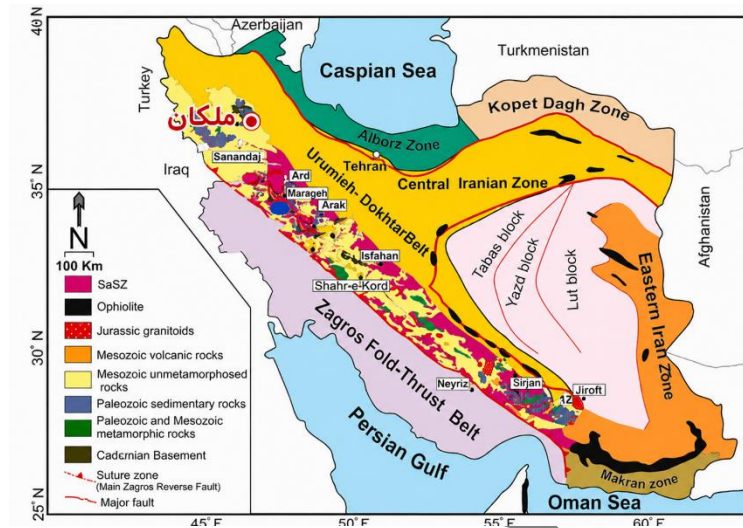
در کرج، انجام گرفت. برای تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های مورد مطالعه، عناصر اصلی شامل Si, Ti, Al, Cr, Fe, Mn, Mg, Ca, Na و K مورد آنالیز قرار گرفتند. شرایط عملیاتی دستگاه، شامل ولتاژ شتاب‌دهنده، جریان پرتو الکترونی، قطر پرتو، زمان شمارش و استانداردهای مورد استفاده، مطابق شرایط بهینه برای هر کانی تنظیم شد. داده‌های حاصل از آنالیزهای نقطه‌ای پس از کنترل کیفیت، برای محاسبه فرمول ساختاری و تعیین ترکیب کانی‌ها و همچنین انجام محاسبات ترموبارومتري مورد استفاده قرار گرفتند.

زمین‌شناسی منطقه

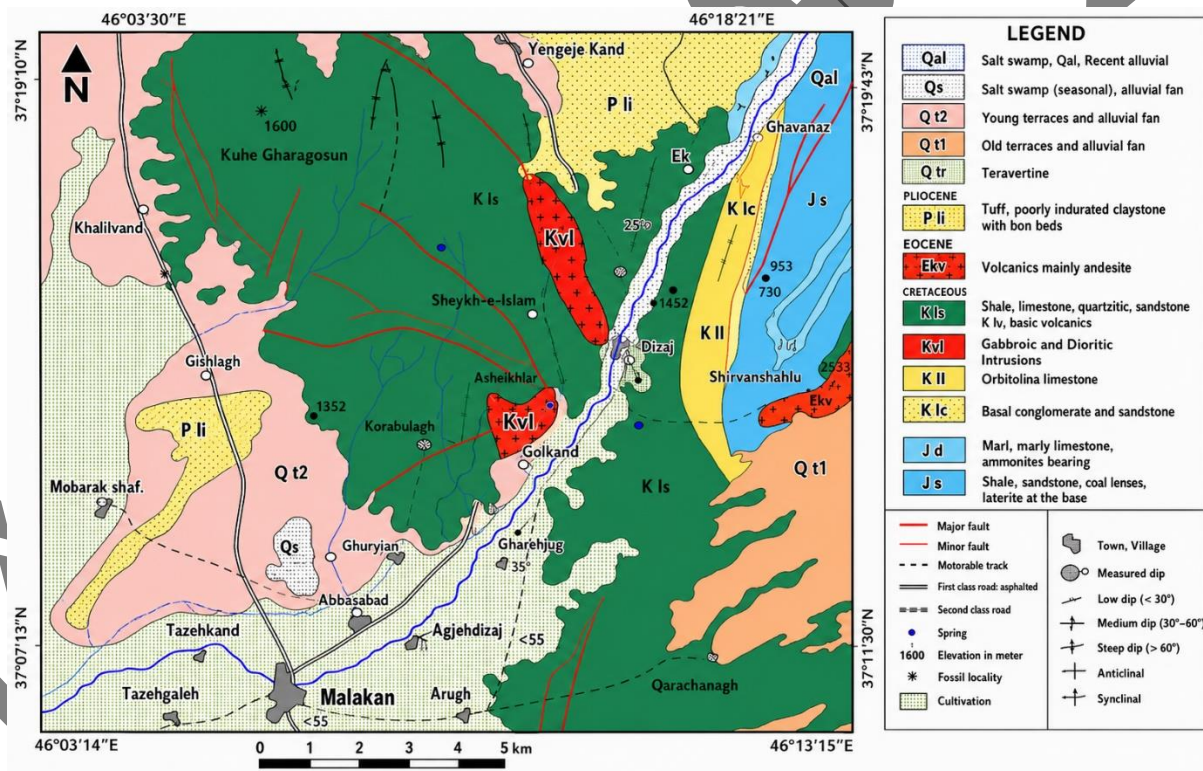
مجموعه توده‌های نفوذی مافیک و حدواسط مورد مطالعه، بر اساس تقسیم‌بندی [۸]، در زون فروافتادگی رسوبی همدان-ارومیه قرار دارند و درون سنگ‌های آهکی و شیلی کرتاسه پسین جای گرفته‌اند. این پهنه در تقسیم‌بندی [۹]، بخش شمالی زون سسندج-سیرجان را تشکیل می‌دهد (شکل ۱). در تریاس پسین، فرایندهای تکتونیکی و ایجاد گسل‌ها و شکستگی‌های عمده موجب تفکیک بخش‌های مختلف این پهنه و شکل‌گیری حوضه‌های رسوبی مجزا شده است [۹]. این پهنه به صورت یک حوضه رسوبی عمیق و باریک، از ژوراسیک پیشین تا کرتاسه، با نهشته‌های آذرآواری، رسوبات کربناته، گدازه‌های آتشفشانی زیردریایی و در مراحل پایانی با رسوبات آواری ریزدانه، از جمله ماسه‌سنگ و شیل، پر شده است [۹]. زون همدان-ارومیه در مقایسه با برخی پهنه‌های مجاور، تأثیرپذیری کمتری از فازهای کوهزایی پس از لارامید نشان می‌دهد.

توده‌های گابرویی خاکستری تیره تا سیاه در منطقه به صورت رخنمون‌هایی با توپوگرافی مرتفع و ناهموار و شیب نسبتاً زیاد ظاهر شده‌اند و در میان سنگ‌های شیلی، آهکی و ماسه‌سنگی به صورت پراکنده و با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق گسترش دارند (شکل‌های ۲-الف و ب).

این توده‌ها با رسوبات کرتاسه پسین دارای هاله دگرگونی مجاورتی بوده و با توجه به تکرار فوران‌های بازالتی در میان این رسوبات، احتمالاً معادل نفوذی همین فوران‌های بازالتی یا مجاری تغذیه‌کننده کم‌عمق آن‌ها محسوب می‌شوند. سنگ‌های گابرویی، دلریتی و بازالتی منطقه به احتمال زیاد از یک ماگمای بازالتی منشأ گرفته‌اند. واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده منطقه نشان داده شده‌اند (شکل ۲).



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه در میان زون‌های ساختاری ایران [۱۰].



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده منطقه مورد مطالعه، تهیه‌شده بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مراغه [۱۱].

سنگ‌نگاری

مطالعات پتروگرافی توده‌های نفوذی مافیک و حادواسط منطقه ملک‌ان نشان می‌دهد که این توده‌ها از نظر ترکیب سنگ‌شناسی شامل گابرو، دیوریت تا کوارتز دیوریت، مونزوگابرو تا کوارتز مونزوگابرو و دلریت هستند. در ادامه، ویژگی‌های پتروگرافی هر یک از این واحدهای سنگی به صورت جداگانه شرح داده می‌شود.

گابروها در نمونه دستی، کاملاً بلورین، دانه متوسط تا ریزدانه، گرانولار و سبز تیره رنگ هستند. در مقاطع میکروسکوپی، بافت غالب آن‌ها گرانولار و بافت‌های فرعی شامل افیتیک و اینترگرانولار است (شکل‌های ۴-الف و ب).

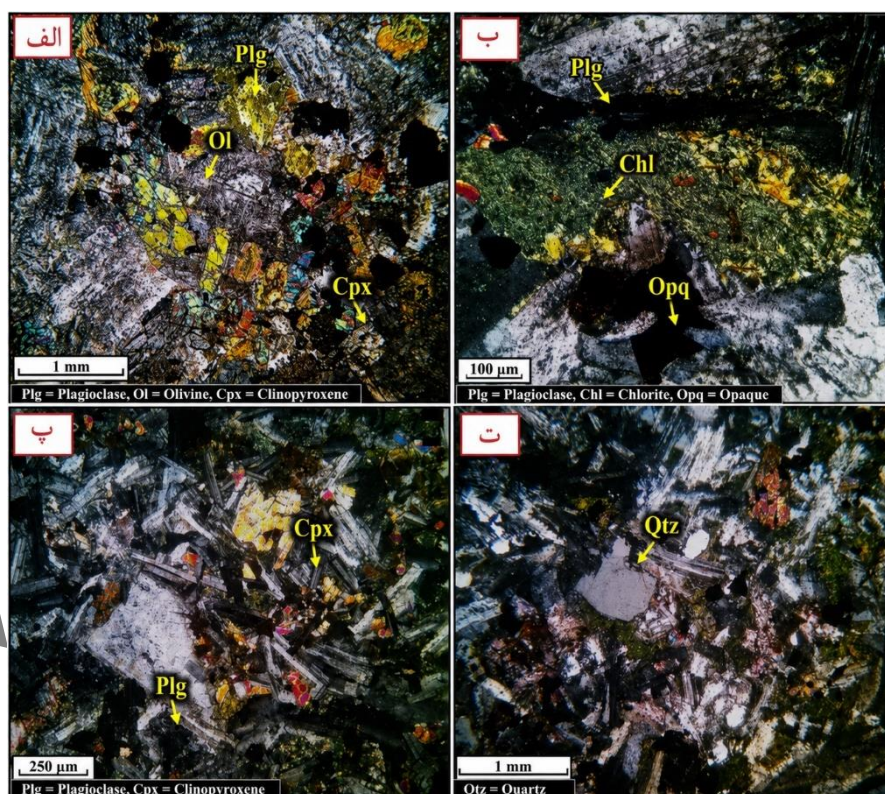
کانی‌های اصلی گابرو شامل پلاژیوکلاز (۵۰-۶۰ درصد) و کلینوپیروکسن (۳۰-۳۵ درصد) هستند. پلاژیوکلازها به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار، با اندازه متوسط تا درشت و دارای ماکل پلی سنتتیک مشاهده می‌شوند. براساس زاویه خاموشی، ترکیب پلاژیوکلازها در محدوده لابرادوریت قرار می‌گیرد. برخی بلورهای پلاژیوکلاز دچار دگرسانی شده و به اپیدوت تبدیل شده‌اند. کلینوپیروکسن‌ها عمدتاً از نوع اوژیت هستند و به صورت بلورهای تازه، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، در میان پلاژیوکلازها مشاهده می‌شوند. این کانی در برخی موارد به کلریت، اپیدوت، اورالیت و اکسیدهای آهن دگرسان شده است. الیوین نیز در برخی نمونه‌ها به صورت بلورهای بی‌شکل و ریز تا متوسط دیده می‌شود که دارای شکستگی‌های فراوان بوده و در امتداد شکستگی‌ها به سرپانتین دگرشان شده است. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، کانی‌های کدر و آمفیبول هستند. آمفیبول‌ها نیز در برخی موارد به کلریت، اپیدوت و کانی‌های کربناته تبدیل شده‌اند. کانی‌های ثانویه شامل اپیدوت، کلریت، اورالیت، سرپانتین، پرهنیت و کلسیت هستند. با توجه به متن موجود، فراوانی این کانی‌های ثانویه مشخص نشده است.

دیوریت تا کوارتز دیوریت: دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها از نظر ترکیب کانی شناسی و بافت، از سنگ‌های حدواسط این مجموعه محسوب می‌شوند و می‌توان آن‌ها را از محصولات تفریق یافته ماگمای سازنده گابروها در نظر گرفت. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (۴۰-۶۰ درصد)، کلینوپیروکسن (۱۰-۲۰ درصد) و کوارتز (۵-۱۰ درصد) هستند. پلاژیوکلازها عمدتاً ترکیب آندزین دارند. بافت این سنگ‌ها گرانولار تا اینترگرانولار است. کانی‌های فرعی شامل فلدسپار پتاسیم، زیرکن، آپاتیت و کانی‌های کدر هستند. کانی‌های ثانویه شامل سریسیت، اپیدوت، کلریت، لوکوکسن و کلسیت هستند.

مونوزوگابروها و کوارتز مونوزوگابروها از نظر ترکیب کانی شناسی مشابه گابروها و دیوریت‌ها هستند، با این تفاوت که به طور کلی با فراوانی بیشتر فلدسپار پتاسیم مشخص می‌شوند. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (۴۰-۵۰ درصد)، کلینوپیروکسن (۱۰-۲۰ درصد)، فلدسپار پتاسیم (۱۰-۱۵ درصد) و کوارتز (۲-۱۰ درصد) هستند. پلاژیوکلازها به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و با ترکیب آندزین تا لابرادوریت مشاهده می‌شوند. کلینوپیروکسن‌ها عمدتاً از نوع اوژیت هستند. فلدسپار پتاسیم به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شود. بافت غالب این سنگ‌ها گرانولار تا اینترگرانولار است. کانی‌های ثانویه شامل سریسیت، اپیدوت، کلریت، لوکوکسن و کلسیت هستند. وجود زئولیت‌های سنگ‌های کربناته در برخی نمونه‌های کوارتز مونوزوگابرو می‌تواند بیانگر آلودگی ماگما در اثر جذب و هضم مواد کربناته توسط مذاب باشد.

دلریت‌ها به صورت دایک و سیل و عمدتاً با روند شمال غرب-جنوب شرق، درون سنگ‌های فیلیش گونه کرتاسه پسین و همچنین توده‌های گابرویی تزریق شده‌اند. این سنگ‌ها را می‌توان معادل‌های کم عمق تا نیمه عمیق گابروها در نظر گرفت. دلریت‌ها کاملاً

بلورین و مزوکرات هستند. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (۵۰-۶۰ درصد) و کلینوپیروکسن (۲۰-۳۰ درصد) هستند. پلاژیوکلازها به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و با ترکیبی مشابه لابرادوریت مشاهده می‌شوند. کانی‌های فرعی شامل کوارتز، آپاتیت و کانی‌های کدر هستند. کانی‌های ثانویه شامل اپیدوت، پره‌نیت، زئولیت و کلسیت هستند. شدت دگرسانی در این سنگ‌ها زیاد است؛ به طوری که بخش قابل‌توجهی از بلورهای اوژیت به صورت شبه‌ریخت توسط مجموعه‌ای از کلریت و اکسیدهای آهن جانشین شده‌اند.

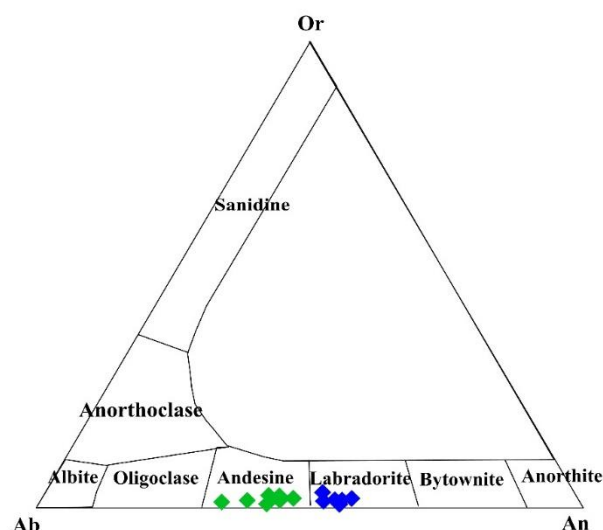


شکل ۳-الف- بافت گرانولار در گابرو و دگرسانی کانی‌های فرومنیزین به کلریت. ب- بافت گرانولار و حضور کلریت در دیوریت. پ- بافت اینترگرانولار در دلریت همراه با بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن. ت- بافت اینترگرانولار و رشد بلورهای بی‌شکل کوارتز در فضاهای بین‌بلوری. اختصارات: کلریت؛ Pl پلاژیوکلاز؛ Cpx کلینوپیروکسن؛ Ol الیون؛ Ep اپیدوت؛ Op کانی اپاک [۱۲].

شیمی پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز کانی فلسیک اکثر نمونه‌های توده‌های نفوذی منطقه می‌باشد. با توجه به فراوانی فنوکریست و میکروکریستال پلاژیوکلاز و گسترش آن در سنگ‌های مورد مطالعه، جهت تشخیص ترکیب شیمیایی، نوع کانی و روابط بین آن‌ها، تعداد آنالیز EPMA ۲۵ نقطه پلاژیوکلاز در توده‌های ملکان صورت گرفته است که نتایج آن‌ها به همراه فرمول ساختاری بر حسب ۸ اتم اکسیژن محاسبه شده و در جدول ۱ آورده شده است. ترکیب پلاژیوکلاز بستگی به دمای اولیه دارد. ترکیب پلاژیوکلازها عمدتاً تحت تأثیر نسبت Ca و Na قرار دارد؛ به گونه‌ای که افزایش سهم Ca در ساختار پلاژیوکلاز موجب افزایش جزء آنورتیتی (An) و کاهش سهم آلبیتی (Ab) می‌شود.

پلاژیوکلازهای سالم گابروها عمدتاً در محدوده لابرادوریت قرار دارند، درحالی که پلاژیوکلازهای سنگ‌های حدواسط و تفریق‌یافته، شامل کوارتز دیوریت تا دیوریت و کوارتز مونزوگابرو تا مونزوگابرو، عمدتاً ترکیب آندزین دارند. برای تعیین ترکیب و نام‌گذاری پلاژیوکلازها از نمودار سه‌گوشه ارتوکلاز-آلبیت-آنورتیت (Or-Ab-An) استفاده شد (شکل ۴).



شکل ۴- نمودار Ab-An-Or از [۱۳]. داده‌های آبی رنگ مربوط به گابروها و داده‌های سبز رنگ مربوط به سنگ‌هایی که جزء محصول تفریقی ماگماهای تشکیل دهنده گابروها می‌باشند.

جدول ۱- نتایج آنالیز الکترون مایکروپروب پلاژیوکلازهای موجود در سنگ های منطقه برحسب (wt%) و محاسبه ی فرمول ساختاری

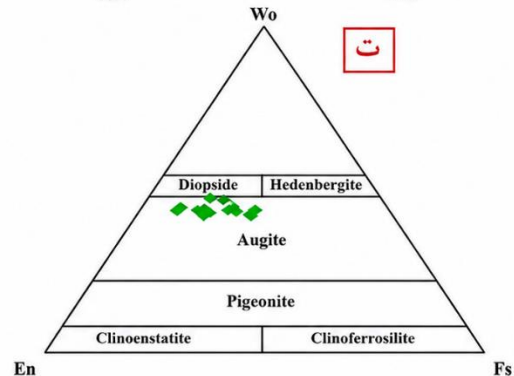
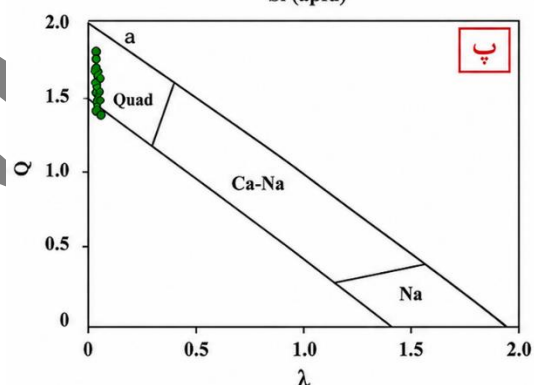
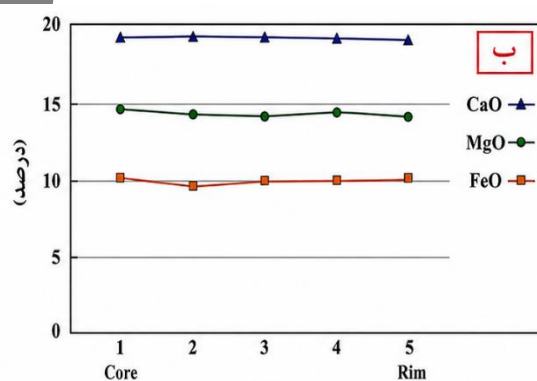
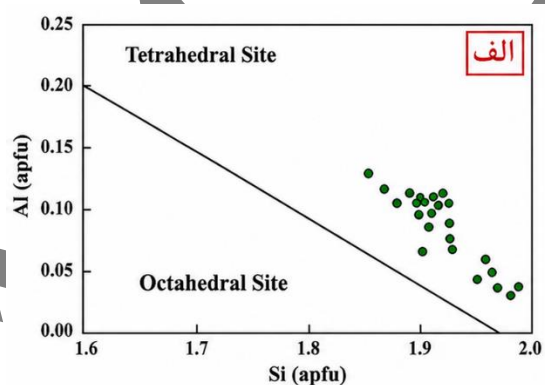
پلاژیوکلازهای موجود در سنگ های منطقه (برحسب a. p. f. u. بر اساس ۸ اتم اکسیژن).

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	MnO	FeO	TiO ₂	K	Na	Ca	Mg	Mn	Fe ²⁺	Al	Si	An	Or	Ab
A-Plg-1	53.12	29.32	0.21	5.09	11.25	0.01	0.01	0.54	0.09	0.01	0.45	0.55	0.00	0.00	0.02	1.57	2.42	0.54	0.01	0.45
A-Plg-2	53.08	29.38	0.12	5.01	11.31	0.02	0.02	0.42	0.08	0.01	0.44	0.55	0.00	0.00	0.02	1.58	2.42	0.55	0.01	0.42
A-Plg-3	55.94	27.02	0.25	6.52	8.84	0.02	0.02	0.36	0.08	0.01	0.57	0.43	0.00	0.00	0.01	1.45	2.54	0.42	0.01	0.56
A-Plg-4	55.89	27.12	0.31	6.58	8.92	0.01	0.01	0.41	0.09	0.02	0.58	0.43	0.00	0.00	0.02	1.45	2.54	0.42	0.02	0.56
A-Plg-5	54.92	28.23	0.34	6.02	9.62	0.02	0.02	0.44	0.06	0.02	0.53	0.47	0.00	0.00	0.02	1.51	2.49	0.46	0.02	0.52
A-Plg-6	55.27	27.74	0.28	6.17	9.14	0.02	0.01	0.36	0.07	0.02	0.54	0.45	0.00	0.00	0.01	1.49	2.51	0.44	0.02	0.54
A-Plg-7	55.34	27.68	0.31	6.28	9.06	0.04	0.02	0.32	0.06	0.02	0.55	0.44	0.00	0.00	0.01	1.48	2.52	0.47	0.02	0.55
A-Plg-8	66.68	20.54	0.28	9.86	1.44	0.02	0.01	0.15	0.04	0.02	0.84	0.07	0.00	0.00	0.01	1.07	2.94	0.07	0.02	0.91
A-Plg-9	66.58	20.66	0.26	9.74	1.44	0.02	0.01	0.17	0.12	0.02	0.83	0.07	0.00	0.00	0.01	1.08	2.94	0.07	0.02	0.91
A-Plg-10	66.28	20.94	0.32	9.72	1.52	0.01	0.02	0.18	0.11	0.02	0.83	0.07	0.00	0.00	0.01	1.09	2.93	0.08	0.02	0.90
B-Plg-11	65.78	20.48	0.05	10.80	1.33	0.03	0.01	0.11	0.00	0.00	0.93	0.06	0.00	0.00	0.00	1.07	2.93	0.06	0.00	0.93
B-Plg-12	67.11	21.17	0.08	10.31	1.19	0.00	0.00	0.35	0.01	0.00	0.87	0.06	0.00	0.00	0.01	1.09	2.93	0.06	0.01	0.94
B-Plg-13	66.72	20.32	0.05	9.77	1.20	0.00	0.00	0.16	0.01	0.01	0.84	0.06	0.00	0.00	0.01	1.06	2.96	0.06	0.01	0.93
B-Plg-14	55.21	27.85	0.29	6.23	9.04	0.05	0.00	0.39	0.07	0.02	0.55	0.44	0.00	0.00	0.02	1.49	2.51	0.44	0.02	0.55
B-Plg-15	54.94	28.21	0.31	5.99	9.65	0.03	0.00	0.59	0.05	0.02	0.53	0.47	0.00	0.00	0.02	1.51	2.49	0.46	0.02	0.52
B-Plg-16	55.88	27.45	0.31	6.51	8.83	0.03	0.00	0.57	0.03	0.02	0.57	0.43	0.00	0.00	0.02	1.46	2.53	0.42	0.02	0.56
B-Plg-17	65.45	21.75	0.04	11.17	1.91	0.00	0.00	0.24	0.02	0.00	0.95	0.09	0.00	0.00	0.01	1.12	2.87	0.09	0.00	0.91
B-Plg-18	60.54	25.61	0.11	6.30	5.75	0.00	0.01	0.42	0.04	0.01	0.55	0.28	0.00	0.00	0.02	1.35	2.70	0.33	0.01	0.66

B-Plg-19	55.97	26.96	0.35	6.64	8.81	0.03	0.00	0.85	0.07	0.02	0.58	0.43	0.00	0.00	0.03	1.44	2.54	0.42	0.02	0.57
B-Plg-20	53.09	29.37	0.22	5.11	11.23	0.22	0.02	0.65	0.11	0.01	0.45	0.55	0.00	0.00	0.03	1.57	2.41	0.54	0.01	0.45
B-Plg-21	66.72	21.62	0.04	9.28	1.15	0.04	0.00	0.21	0.01	0.00	0.79	0.05	0.00	0.00	0.01	1.12	2.93	0.06	0.00	0.93
B-Plg-22	60.99	22.47	0.09	5.87	7.79	0.09	0.01	0.52	0.98	0.01	0.51	0.38	0.00	0.00	0.02	1.19	2.74	0.42	0.01	0.57
B-Plg-23	66.63	22.13	0.12	9.89	1.71	0.12	0.00	0.21	0.03	0.01	0.83	0.08	0.00	0.00	0.01	1.13	2.90	0.09	0.01	0.91
C-Plg-24	66.52	19.72	0.14	11.78	0.57	0.00	0.01	0.21	0.04	0.01	1.01	0.03	0.00	0.00	0.01	1.03	2.95	0.03	0.01	0.97
C-Plg-25	66.86	19.51	0.14	7.76	3.58	0.06	0.03	1.52	0.04	0.01	0.67	0.17	0.00	0.00	0.06	1.02	2.95	0.20	0.01	0.79

شیمی کلینوپیروکسن

بلورهای کلینوپیروکسن گابروها عموماً حاوی SiO_2 ($49/12 - 51/53 \text{ wt\%}$)، Al_2O_3 متغیر ($0/87 - 3/01 \text{ wt\%}$)، TiO_2 ، CaO ($1/62 - 0/57 \text{ wt\%}$)، Na_2O پایین ($0/26 - 0/39 \text{ wt\%}$)، نسبت‌های پایین $\text{Al}^{[6]} / \text{Al}^{[4]}$ (اغلب $> 2/13$) و عدد منیزیم بالا [$\text{Mg\#} = 100 \text{ Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{+2})$] ($83/3 - 53/1 \text{ wt\%}$) می‌باشد. بر اساس نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کانی پیروکسن غنی از منیزیم و فقیر از آهن است.



شکل ۵-الف- نمودار [۱۴] جهت مشخص کردن جایگاه هشت وجهی نمونه ها. ب- تغییرات CaO ، MgO و FeO کلاینوپیروکسن از مرکز (Core) به حاشیه کانی (Rime) در نمونه گابرو جهت تعیین تغییرات ترکیبی. پ- نمودار [۱۵]. ت- نمودار [۱۵] جهت تعیین نوع کانی پیروکسن.

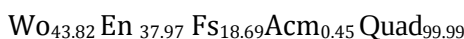
در نمودار Al در برابر Si (شکل ۵-الف)، کلاینوپیروکسن های مورد مطالعه دارای مقادیر Si حدود ۸۵/۱ تا ۹۸/۱ اتم در واحد فرمول (apfu) و Al حدود ۰/۴ تا ۱۴/۰ apfu هستند. قرارگیری بیشتر نقاط در محدوده جایگاه هشت وجهی نشان می دهد که بخش عمده Al در جایگاه های هشت وجهی کلاینوپیروکسن قرار گرفته است. این ویژگی با ترکیب کلسیک کلاینوپیروکسن های مورد مطالعه سازگار است.

در نمودار تغییرات CaO ، MgO و FeO از مرکز به حاشیه بلور (شکل ۵-ب)، تغییرات ترکیبی عناصر در امتداد هسته تا حاشیه بلورها محدود است. مقدار CaO در حدود ۱۹ تا ۲۰ درصد و MgO در حدود ۱۴ تا ۱۵ درصد قرار دارد، در حالی که FeO در محدوده حدود ۹ تا ۱۰ درصد تغییر می کند. نبود تغییرات شدید از مرکز به حاشیه نشان می دهد که کلاینوپیروکسن ها زون بندی ترکیبی شدیدی ندارند و شرایط شیمیایی مذاب در هنگام رشد بلور نسبتاً پایدار بوده است.

در نمودار Q-J (شکل ۵-پ)، نقاط آنالیز کلاینوپیروکسن ها عمدتاً در محدوده Ca-Mg قرار گرفته اند. این جایگاه نشان دهنده غالب بودن مؤلفه های کلاسیم-منیزیم در ترکیب کلاینوپیروکسن ها و نقش محدودتر مؤلفه های سدیمی در ساختار آنهاست. این ویژگی با ماهیت کلسیک کلاینوپیروکسن های منطقه و حضور آنها به عنوان یکی از کانی های اصلی سنگ های مافیک سازگار است.

بر اساس نمودار Wo-En-Fs (شکل ۵-ت)، نقاط آنالیز کلاینوپیروکسن ها عمدتاً در محدوده اوژیت (Augite) و نزدیک به مرز اوژیت-دیوپسید قرار می گیرند. بنابراین، کلاینوپیروکسن های مورد مطالعه عمدتاً از نوع اوژیت هستند. غلبه مؤلفه Wo و En نسبت به Fs نیز بیانگر ماهیت کلسیک و نسبتاً منیزیم دار این کلاینوپیروکسن هاست.

محاسبات انجام شده جهت تعیین ترکیب کلاینوپیروکسن ها نشانگر آن است که در نمونه های بررسی شده ترکیب عضوهای انتهایی به طور میانگین به صورت زیر می باشد:



این امر مؤید دامنه ی کم تغییرات در حد فاصل میدان پایداری اوژیت می باشد. در نمودارهای $Q = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$ در مقابل $J = 2\text{Na}$ از [۱۵] کلاینوپیروکسن ها در محدوده Quad (کلاینوپیروکسن های Ca-Mg-Fe دار) قرار می گیرند (شکل ۵-ج). هم چنین در [۱۵] در میدان مرزی اوژیت - دیوپسید پلات می شوند (شکل ۵-د). در دیاگرام های معمولی طبقه بندی با مشخصه گروه شیمیایی Ca-Mg-Fe، [۱۵]، همه کلاینوپیروکسن ها در گابروها از نظر ترکیب، اوژیتی تا دیوپسیدی هستند

(شکل ۵-الف). این کانی‌ها غنی از کلسیم ($Wo = 40-57 \text{ wt\%}$) و ترکیبشان به‌طور میانگین $Wo_{43.82} - En_{37.97} - Fs_{18.69}$

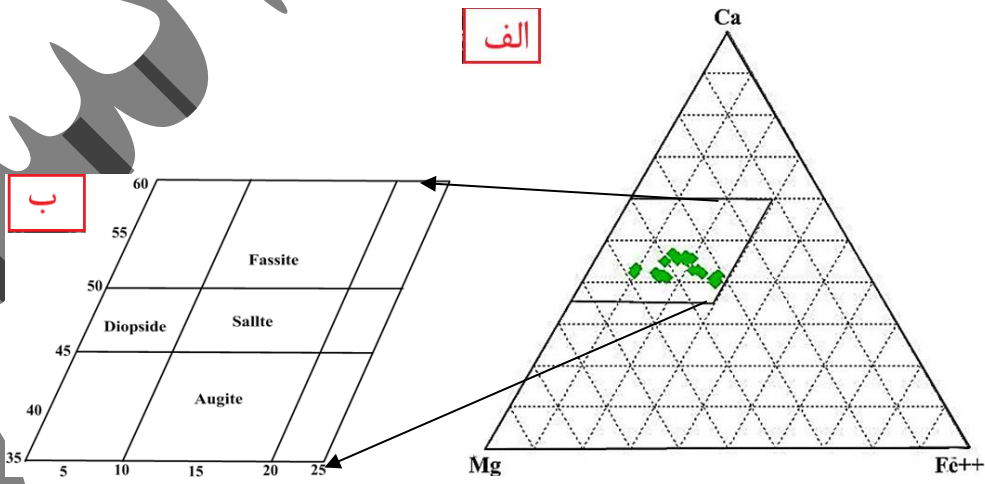
می‌باشد. ترکیبات در محدوده زیر ۵۰٪ خط Ca در چهار ضلعی پیروکسن واقع می‌شوند (شکل ۶-ب).

جدول ۲- نتایج آنالیز الکترون مایکروپروب پکلینوپیروکسن‌ها برحسب (Wt%) و محاسبه‌ی فرمول ساختاری کلینوپیروکسن‌های (برحسب

a. p. f. u. بر اساس ۶ اتم اکسیژن.

Sample	K2O	Na2O	CaO	MgO	MnO	FeO	Cr2O3	Al2O3	TiO2	SiO2	K	Na	Ca	Mg	Mn	Fe3+	Fe2+	Cr	Al	Ti	Si	Wo	Fs	En
A-Px-2	0.0	0.3	21.2	12.1	0.4	12.4	0.0	2.3	1.4	50.3	0.0	0.0	0.9	0.7	0.0	0.3	0.0	0.0	0.1	0.0	1.9	0.5	0.2	0.4
A-Px-3	0.0	0.3	21.1	12.0	0.4	12.2	0.0	2.6	1.5	50.4	0.0	0.0	0.9	0.7	0.0	0.4	0.0	0.0	0.1	0.0	1.9	0.5	0.2	0.4
A-Px-4	0.0	0.4	21.2	12.0	0.4	12.3	0.1	2.5	1.5	50.4	0.0	0.0	0.9	0.7	0.0	0.3	0.0	0.0	0.1	0.0	1.9	0.5	0.2	0.4
A-Px-5	0.0	0.4	20.9	12.2	0.4	12.6	0.0	2.7	1.6	49.5	0.0	0.0	0.8	0.7	0.0	0.3	0.1	0.0	0.1	0.0	1.9	0.6	0.8	0.4
A-Px-6	0.0	0.4	21.1	11.6	0.4	13.1	0.0	2.5	1.6	49.6	0.0	0.0	0.9	0.7	0.0	0.3	0.1	0.0	0.1	0.0	1.9	0.5	0.2	0.4
A-Px-7	0.0	0.4	21.2	12.3	0.4	12.2	0.0	3.0	1.6	49.1	0.0	0.0	0.9	0.7	0.0	0.3	0.1	0.0	0.1	0.0	1.8	0.5	0.2	0.4
A-Px-8	0.0	0.4	21.0	13.6	0.4	11.7	0.0	1.7	1.1	50.9	0.0	0.0	0.8	0.8	0.0	0.3	0.1	0.0	0.1	0.0	1.9	0.5	0.1	0.4
A-Px-9	0.0	0.3	21.2	12.7	0.4	11.3	0.0	1.9	1.1	51.0	0.0	0.0	0.9	0.7	0.0	0.3	0.0	0.0	0.1	0.0	1.9	0.5	0.2	0.4
A-Px-10	0.0	0.3	21.1	12.6	0.4	11.7	0.0	2.1	1.2	50.5	0.0	0.0	0.9	0.7	0.0	0.3	0.1	0.0	0.1	0.0	1.9	0.5	0.2	0.4
B-Px-11	0.0	0.4	19.4	14.7	0.2	10.1	0.0	2.4	1.2	50.9	0.0	0.0	0.8	0.8	0.0	0.3	0.0	0.0	0.1	0.0	1.9	0.4	0.2	0.4
B-Px-12	0.0	0.4	19.4	14.5	0.2	9.7	0.0	2.5	1.3	50.9	0.0	0.0	0.8	0.8	0.0	0.3	0.0	0.0	0.1	0.0	1.9	0.4	0.2	0.4
B-Px-13	0.0	0.4	19.4	14.2	0.3	9.9	0.0	2.6	1.4	50.6	0.0	0.0	0.8	0.8	0.0	0.3	0.0	0.0	0.1	0.0	1.9	0.4	0.2	0.4
B-Px-14	0.0	0.4	19.4	14.4	0.2	10.0	0.0	2.7	1.4	49.8	0.0	0.0	0.8	0.8	0.0	0.3	0.1	0.0	0.1	0.0	1.9	0.4	0.1	0.4
B-Px-15	0.0	0.3	19.3	14.2	0.2	10.1	0.0	2.6	1.3	50.8	0.0	0.0	0.8	0.8	0.0	0.3	0.0	0.0	0.1	0.0	1.9	0.4	0.2	0.4
B-Px-16	0.0	0.3	20.0	16.4	0.2	6.8	0.3	2.2	0.8	51.5	0.0	0.0	0.8	0.9	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	0.0	1.9	0.4	0.1	0.5

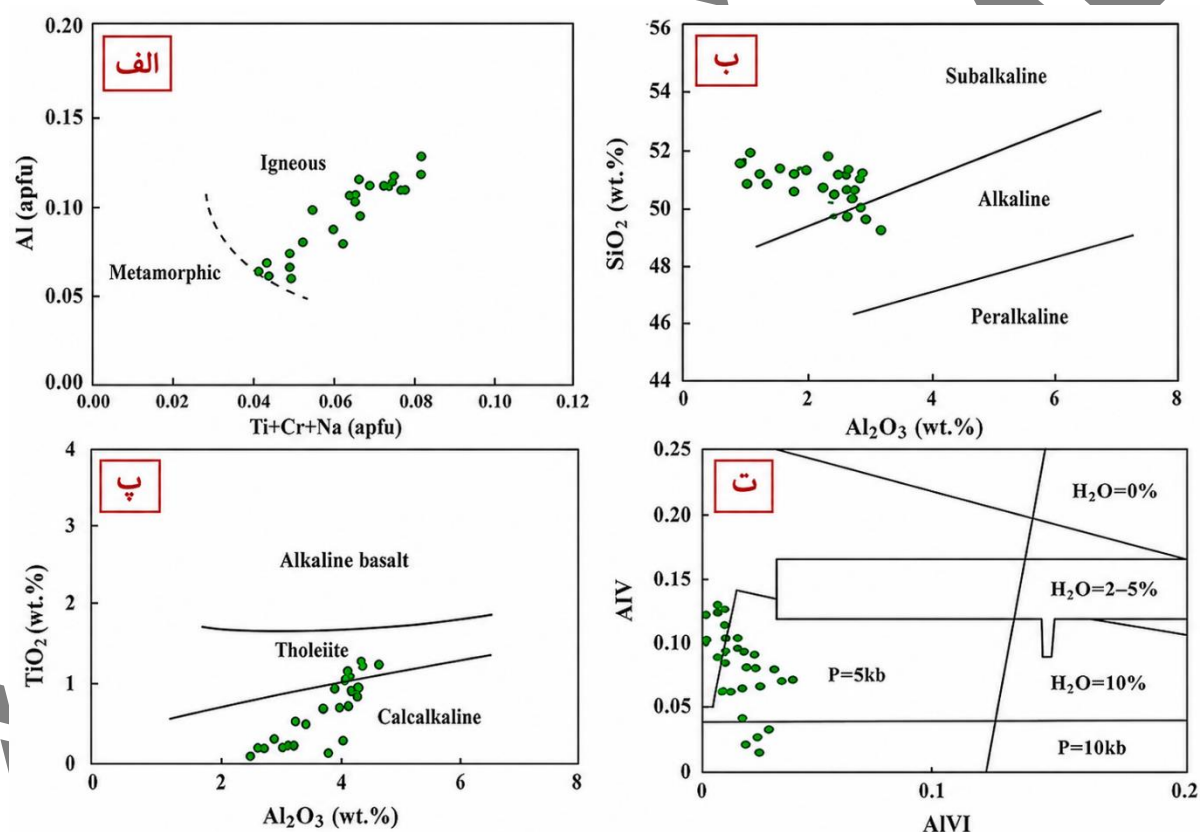
B-Px-17	0.0	0.4	20.2	15.8	0.2	6.9	0.3	2.5	0.9	50.9	0.0	0.0	0.8	0.9	0.0	0.2	0.0	0.0	0.1	0.0	1.9	0.4	0.1	0.5
C-Px-18	0.0	0.3	18.8	10.7	0.7	16.4	0.0	0.9	0.6	51.3	0.0	0.0	0.8	0.6	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	2.0	0.4	0.3	0.3
C-Px-19	0.0	0.3	19.7	11.9	0.5	14.1	0.0	1.7	0.9	50.4	0.0	0.0	0.8	0.7	0.0	0.4	0.0	0.0	0.1	0.0	1.9	0.4	0.2	0.4
C-Px-20	0.0	0.3	19.2	10.9	0.6	15.2	0.0	1.0	0.6	51.5	0.0	0.0	0.8	0.6	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	2.0	0.4	0.3	0.3
C-Px-21	0.0	0.3	19.2	10.3	0.6	16.6	0.0	1.0	0.6	50.6	0.0	0.0	0.8	0.6	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	2.0	0.4	0.3	0.3
C-Px-22	0.0	0.3	19.7	11.5	0.5	14.0	0.0	1.5	0.8	51.0	0.0	0.0	0.8	0.7	0.0	0.5	0.0	0.0	0.1	0.0	2.0	0.4	0.2	0.3
C-Px-23	0.0	0.3	19.9	11.6	0.5	14.4	0.0	1.2	0.7	50.8	0.0	0.0	0.8	0.7	0.0	0.4	0.0	0.0	0.1	0.0	1.9	0.4	0.2	0.3
C-Px-24	0.0	0.3	18.3	10.8	0.6	16.5	0.0	1.3	0.7	50.6	0.0	0.0	0.8	0.6	0.0	0.5	0.0	0.0	0.1	0.0	2.0	0.4	0.3	0.3



شکل ۶- الف) ترکیبات کلینوپیروکسن نمونه‌های تجزیه شده گابرویی واقع شده روی نمودار سه‌گوش Ca-Mg-Fe^{2+} از [۱۵] در محدوده کلینوپیروکسن‌های غنی از کلاسیم واقع می‌شوند؛ ب- محدوده بزرگ شده کلینوپیروکسن‌های غنی از کلاسیم در شکل الف را نشان می‌دهد.

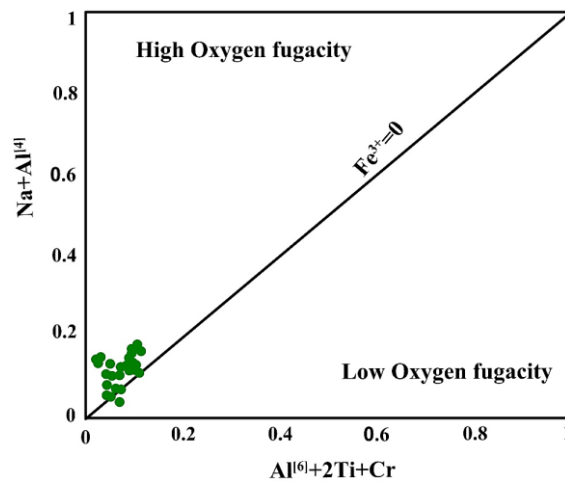
استفاده از شیمی کلینوپیروکسن‌ها در پتروژنز و تعیین سری ماگمایی

در نمودار Al در مقابل $Ti + Cr + Na$ ارائه شده توسط [۱۶] نمونه‌های کلینوپیروکسن سنگهای گابرویی در گستره‌ی آذرین قرار می‌گیرند (شکل ۷-الف). ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های گابرویی در نمودار Al_2O_3 در مقابل SiO_2 در محدوده ساب‌آلکان (شکل ۷-ب)، و در نمودار Al_2O_3 در مقابل TiO_2 در گستره کالک‌آلکان قرار می‌گیرد (شکل ۷ ب و ج). در نمودار تعیین فشار بخار آب از [۱۷]، مقدار نسبتاً بالای Al^{IV} در مقابل Al^{VI} در کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه، نشان‌دهنده تبلور از ماگمایی با میزان آب مساوی ۵ کیلو بار و کمتر از ۵ درصد می‌باشد. موقعیت نمونه‌ها در این نمودار بیانگر نسبتاً فقیر بودن ماگما از آب است.



شکل ۷-الف- نمودار Al در مقابل $Ti + Cr + Na$ ، موجود در کلینوپیروکسن‌ها [۱۶]. ب و پ- نمودارهای تعیین سری ماگمایی مذاب مولد کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی [۱۸]. ت- نمودار تعیین‌کننده میزان آب موجود در ماگمای سازنده سنگ‌ها بر اساس میزان Al^{IV} در برابر Al^{VI} کلینوپیروکسن‌ها [۱۷] در سنگ‌های گابرویی.

فוגاسیته اکسیژن عامل مؤثری در کنترل فرآیندهای ماگمایی و توالی تبلور و نوع کانی‌های تشکیل شده در ماگماست [۱۹-۲۲] و همچنین تأثیر ویژه‌ای در تغییر دمای لیکیدوس و ترکیب مذاب دارد [۲۳]. همان‌گونه که در (شکل ۸) نشان داده شده است، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده با فوجاسیته اکسیژن بالا تشکیل شده‌اند.



شکل ۸- نمودار تغییرات $Al^{IV} + Na$ در برابر $Al^{VI} + 2Ti + Cr$ برای تعیین فوگاسیته‌ی اکسیژن [۲۴].

ج- شیمی کلریت

شیمی کانی‌های کلریت، همانند ساختمان آن‌ها می‌تواند در ارتباط با یک کلریت با ترکیب فرضی $Mg_6Si_8O_{20}(OH)_4$ که دارای تعداد مساوی لایه‌های تالک و پروسیت است، توصیف شود. نتایج آنالیز کلریت‌ها همراه با محاسبه‌ی فرمول ساختاری آن‌ها در جدول ۳ آمده است.

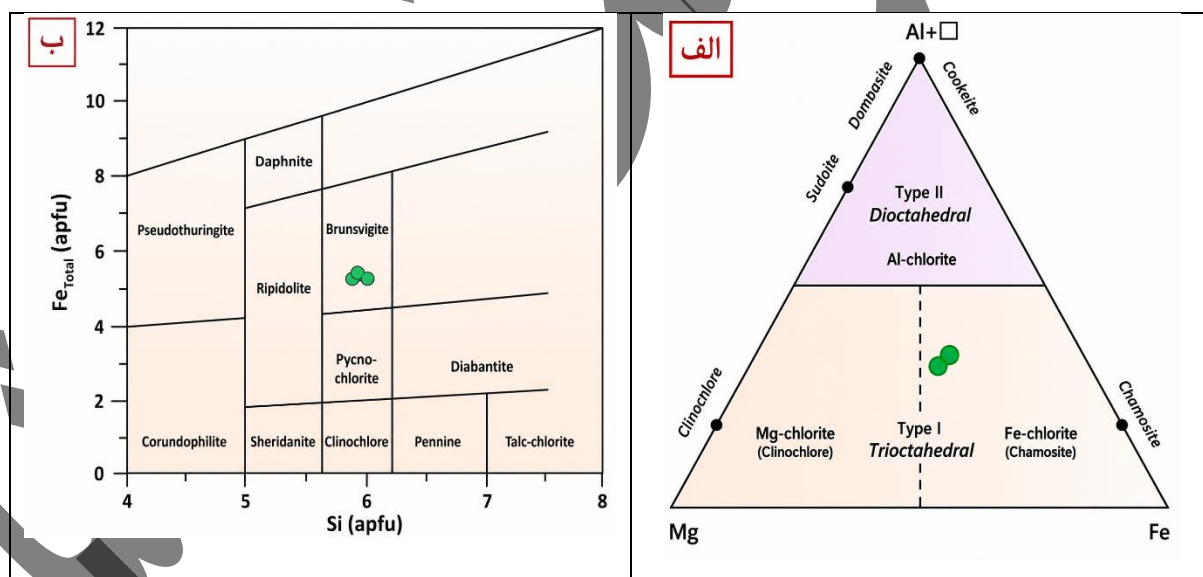
با توجه به موقعیت ترکیبی این کانی‌ها در نمودار سه‌تایی $[Al - Fe - Mg]$ از [۲۵] مربوط به کلریت‌های دگرسان (شکل ۹- الف)، در محدوده کلریت‌های آهن‌دار (شاموزیت) و در نمودار کلریت‌های غیر دگرسان‌شده $[Si - Fe \text{ Total}]$ از [۲۶] در محدوده برونزویگیت قرار می‌گیرند (شکل ۹- ب). کلریت‌های دگرسان شده به صورت ثانویه و در طی دگرسانی از تجربه‌ی الیون‌ها و پیروکسن‌ها حاصل شده‌اند.

محاسبه و تجزیه و تحلیل نتایج آنالیز کلریت‌ها نشان می‌دهد که سیلیسیم (Si) این کانی‌ها ۲/۹۳۵ تا ۲/۹۸۸ و مجموع آهن فرو و فریک ($Fe^{3+} + Fe^{2+}$) آن‌ها از ۲/۶۴۲ تا ۲/۷۲۶ در تغییر است. $Mg\#$ و $Fe\#$ در کلریت‌های مذکور به‌طور میانگین به ترتیب حدود ۰/۴۳۴ و ۰/۵۶۶ می‌باشد.

جدول ۳- نتایج آنالیز الکترون مایکروپروب کلریت‌ها برحسب (Wt%) و محاسبه‌ی فرمول منطقه (برحسب a. p. f. u. بر اساس ۱۴ اتم

Sample	Chl-1	Chl -2	Chl -3
K2O	0.02	0.02	0.02
Na2O	0.09	0.08	0.05
CaO	0.23	0.27	0.29
MgO	13.83	12.61	11.95
MnO	0.22	0.19	0.26
FeO	29.78	29.47	30.03
Cr2O3	0.05	0.04	0

Al ₂ O ₃	17.32	17.49	17.53
SiO ₂	27.66	27.87	27.27
K	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.02	0.01
Ca	0.02	0.03	0.03
Mg	2.18	2.01	1.93
Mn	0.02	0.01	0.02
Fe ²⁺²⁺	2.64	2.64	2.72
Al	2.16	2.21	2.24
Ti	0	0	0
Si	2.935	2.988	2.96
Al[6]/ Al[6]	0	0	0
Al[6]	0	0	0
Al[4]	2.16	2.21	2.24
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0.54	0.56	0.58
Mg/(Mg+ Fe ²⁺)	0.453	0.43	0.41



شکل ۹- الف-نامگذاری کلریت‌ها در نمودار سه‌تایی [Al + Vacancy – Fe – Mg] از [۲۵]. ب- نامگذاری کلریت‌ها در نمودار Si

در مقابل Fe Total (apfu) از [۲۶].

شیمی اپیدوت

اپیدوت موجود در نمونه‌های مورد مطالعه عمدتاً به صورت کانی ثانویه و در ارتباط با دگرسانی پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود. تشکیل اپیدوت در سامانه‌های گرمایی معمولاً با دگرسانی پلاژیوکلازهای کلسیک و آزاد شدن بخشی از Ca، Al و Fe از کانی اولیه همراه است. در این فرایند، پلاژیوکلاز می‌تواند تحت تأثیر سیالات گرمایی به مجموعه‌ای از کانی‌های ثانویه، از جمله اپیدوت، آلبیت و سریسیت، تبدیل شود. کلسیم آزاد شده از تجزیه پلاژیوکلاز، همراه با Al و Fe موجود در سامانه، می‌تواند در

تشکیل اپیدوت نقش داشته باشد. بنابراین، حضور اپیدوت در گابروهای منطقه را می‌توان نشانه‌ای از دگرسانی گرمایی پس از تبلور و برهم‌کنش سیالات گرمایی با پلاژیوکلازهای کلسیک دانست.

جدول ۴- محاسبه‌ی فرمول ساختاری برای کانی‌های اپیدوت بر اساس ۱۲/۵ اکسیژن.

Sample	A-Epi-1	A-Epi-2	A-Epi-3	B-Epi-4	B-Epi-5	B-Epi-6	B-Epi-7	B-Epi-8
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Na ₂ O	0.05	0.02	0.00	0.20	0.01	0.04	0.06	0.04
CaO	20.67	21.15	20.59	25.32	25.69	25.45	25.26	25.50
MgO	1.90	1.76	1.81	0.00	0.09	0.00	0.01	0.03
MnO	0.06	0.05	0.03	0.06	0.03	0.03	0.05	0.04
FeO	6.44	7.25	6.99	5.34	3.47	7.31	8.08	5.80
Cr ₂ O ₃	0.01	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	24.11	24.42	23.93	19.07	21.21	17.91	17.46	18.93
TiO ₂	0.08	0.05	0.03	0.12	0.02	0.02	0.01	0.00
SiO ₂	35.87	35.50	36.87	46.42	45.56	45.25	46.66	45.92
Ps%	۱۵.۹۰	17.40	17.10	16.50	10.40	22.40	24.70	17.80
sum	8.03	8.05	8.00	7.85	7.87	7.87	7.84	7.86
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.01
Ca	1.88	1.90	1.84	2.11	2.14	2.15	2.09	2.13
Mg	0.24	0.22	0.23	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.46	0.51	0.49	0.35	0.23	0.48	0.52	0.38
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.41	2.42	2.36	1.75	1.94	1.66	1.59	1.74
Ti	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Si	3.04	2.98	3.08	3.61	3.54	3.56	3.61	3.59

در (جدول ۴) نتایج آنالیز الکترون میکروپروب بر روی هشت نمونه از کانی‌های گروه اپیدوت ارائه شده است که فرمول ساختاری آن‌ها بر اساس ۱۲/۵ اتم اکسیژن حساب می‌شود. اپیدوت با فراوانی متفاوت در اکثر مقاطع دیده می‌شود. این کانی به دو صورت هم در پلاژیوکلازها، هم به صورت پراکنده یا تجمعی در کنار آن‌ها و یا داخل متن سنگ ملاحظه می‌شود. گاهی این کانی به صورت روبانی پلاژیوکلازها را قطع می‌کند و گاهی

درون حفرات و درز و شکستگی‌های سنگ به همراه کلریت، کلسیت و کوارتز دیده می‌شود که نشان از تأثیر محلول‌های داغ و حاوی Ca بر روی این سنگ‌هاست. اپیدوت‌های حاصل از سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها و یا تشکیل آن‌ها در امتداد درز و شکاف‌ها و یا در حفرات نشان‌دهنده تشکیل این کانی به عنوان یک محصول حاصل از دگرسانی است [۲۷]. میانگین درصد پیستاسیت (Ps) محاسبه شده برای هشت نمونه کانی اپیدوت ۱۸ درصد است. بر اساس نتایج [۲۷] میزان پیستاسیت در اپیدوت‌های ثانویه حاصل از سوسوریتی شدن پلاژیوکلاز بین ۲۴ تا ۵۰ تغییر می‌کند. اپیدوت‌های این منطقه را می‌توان با توجه به مطالعات پتروگرافی و میانگین پیستاسیت آن‌ها، در دسته اسکارن قرار داد به این علت که توده ماگمایی داخل سنگ‌های کربناتی شیلی کرتاسه فوقانی تزریق شده است و اپیدوت‌ها نتیجه دگرسانی‌اند. برای اپیدوت‌های دگرسانی از رابطه [۲۸] استفاده کردیم

$$T(^{\circ}\text{C}) = 13.4 \times \text{Ps} + 290 \quad T(^{\circ}\text{C}) = 13.4 \times \text{Ps} + 290 \quad T(^{\circ}\text{C}) = 531^{\circ}\text{C}$$

هرچند اپیدوت یک بارومتر مستقل نیست، اما شرایط تشکیل آن همراه با شواهد پتروگرافی و مقدار پیستاسیت نشان می‌دهد که فشارهای تشکیل آن در حدود ۳ تا ۶ کیلو بار بوده است. چنین فشارهایی متناظر با اعماق پوسته‌ای حدود ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر است که با فرایندهای دگرگونی ناحیه‌ای و دگرسانی هیدروترمال نوع اسکارن سازگار می‌باشد. شرایط دما-فشار محاسبه شده، اپیدوت را در ناحیه گذار بین شلیست سبز بالایی و آمفیبولیت پایینی قرار می‌دهد. این شرایط همچنین تفسیر تشکیل اپیدوت در نمونه‌های مورد مطالعه را تقویت می‌کند؛ به‌ویژه اینکه منشأ این اپیدوت‌ها با دگرسانی هیدروترمال و فرایندهای نوع اسکارن مرتبط با نفوذ توده ماگمایی در توالی‌های کربناته شیل پیوند دارد. اپیدوت با $\text{Ps} = 18\%$ تحت شرایط حدود $500 \pm 40^{\circ}\text{C}$ و ۳-۶ kbar تشکیل شده است. این مقادیر با دگرسانی هیدروترمال نوع اسکارن سازگار بوده و شواهد پتروگرافی مبنی بر تشکیل ثانویه اپیدوت از طریق سوسوریتی شدن پلاژیوکلاز و تعامل با سیالات غنی از کلسیم را تأیید می‌کند.

ژئوثرموبارومتری

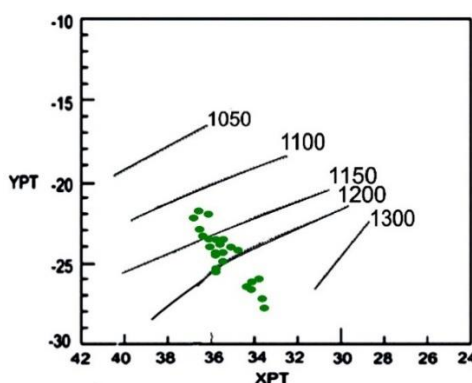
حرارت تشکیل کلینوپیروکسن‌های منطقه مورد مطالعه بر اساس پارامترهای XPT و YPT از [۲۹] که طبق روابط زیر محاسبه می‌شوند، بالای ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (شکل ۱۱).

$$\text{XPT} = (0.446 \times \text{SiO}_2) + (0.187 \times \text{TiO}_2) - (0.404 \times \text{Al}_2\text{O}_3) + (0.346 \times \text{FeO}^*) -$$

$$(0.052 \times \text{MnO}) + (0.0309 \times \text{MgO}) + (0.431 \times \text{CaO}) + (0.446 \times \text{Na}_2\text{O})$$

$$\text{YPT} = -(0.369 \times \text{SiO}_2) + (0.535 \times \text{TiO}_2) - (0.317 \times \text{Al}_2\text{O}_3) + (0.323 \times \text{FeO}^*) + (0.235 \times \text{MnO}) - (0.516 \times \text{MgO}) -$$

$$(0.167 \times \text{CaO}) - (0.153 \times \text{Na}_2\text{O})$$



شکل ۱۰- محاسبه دمای تبلور کلینوپیروکسن گابروها بر اساس پارامترهای XPT در مقابل YPT از [۲۹].

از کلریت به عنوان یک ژئوترموتر استفاده می‌شود، زیرا بین ترکیب کلریت و دمای تشکیل آن ارتباط وجود دارد [۳۰]. با افزایش حرارت تشکیل کلریت، میزان $Al^{[4]}$ افزایش می‌یابد، همچنین ارتباط مستقیم و محدودی بین محتوای منیزیم و آهن کلریت و مقادیر این عنصر با محیط تکتونیکی وجود دارد [۳۰]. به طور کلی با افزایش میزان Si و $Fe^{3+} + Fe^{2+}$ حرارت تشکیل این کانی کاهش می‌یابد و همچنین میزان منیزیم نیز در این کلریت‌ها کمتر است. از عوامل تاثیرگذار دیگر در کنترل ترکیب کلریت می‌توان به فوگاسیته اکسیژن، PH محلول، $Fe/Fe + Mg$ و ترکیب کانی‌شناسی سنگ میزبان اشاره داشت.

با استفاده از معادله‌های ترمومتری ارائه شده توسط [۳۰-۳۲] می‌توان دمای دگرسانی سنگ‌های مورد مطالعه را با استفاده از ترکیب کلریت محاسبه کرد.

$$[30] \quad T (^{\circ}C) = 213.3 Al^{[4]} + 17.5$$

$$[31] \quad T (^{\circ}C) = -61.92 + 321.98 Al^{[4]}$$

$$[32] \quad T (^{\circ}C) = 319 Al^{[4]} c - 69 \quad Al^{[4]} c = Al^{[4]} + 0.1 [Fe/(Fe+Mg)]$$

در این معادلات دما بر حسب درجه‌ی سانتی‌گراد محاسبه شده و در آن‌ها از مقدار $Al^{[4]}$ که می‌تواند در موقعیت تتراهدری جانشین Si شود، استفاده می‌گردد. نتایج ترمومتری بر اساس این معادلات در (جدول ۵۴) آورده شده است.

جدول ۵- نتایج ترمومتری کلریت‌ها

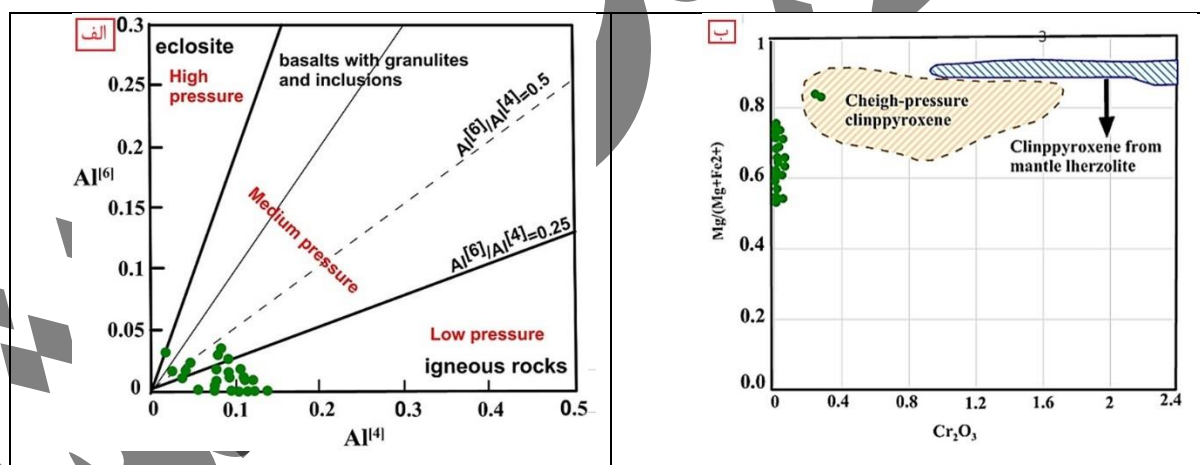
Sample	$Al^{[4]}$	$T (^{\circ}C)$	$T (^{\circ}C)$	$T (^{\circ}C)$
		Cathelineau & Nieva, 1985	Cathelineau, 1988	Jowett, 1991
Chl-1	2.166	479.51	635.49	633.66
Chl -2	2.210	488.89	649.66	647.86

Chl -3	2.242	495.72	659.96	657.97
--------	-------	--------	--------	--------

بر اساس نتایج به دست آمده از ترمومتری کلریت‌ها محدوده‌ی دماهای به دست آمده از سه روش [۳۰-۳۲] از ۴۷۹/۵۱ تا ۶۵۹/۹۶ درجه سانتی‌گراد و با میانگین ۵۹۴/۳۱ درجه‌ی سانتی‌گراد می‌باشد.

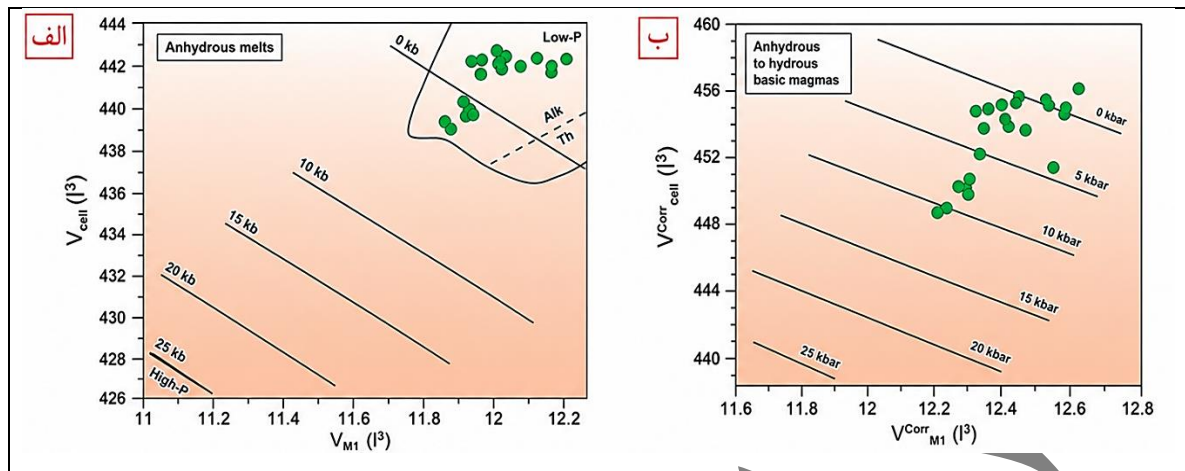
بارومتری کلینوپیروکسن‌ها

کلینوپیروکسن‌های گابروهای بررسی شده بر طبق نمودار [۳۳] بر مبنای Al^{VI} در مقابل Al^{IV} با خطوط مرزی کلینوپیروکسن در اکلوژیت، کلینوپیروکسن گرانولیت و انکلوزیون‌ها در بازالت‌ها و کلینوپیروکسن سنگ‌های آذرین مشخص شده‌است، کلینوپیروکسن‌های گابروهای مورد مطالعه با داشتن نسبت $Al^{VI}/Al^{IV} = 0.26$ در محدوده سنگ‌های آذرین فشار پایین قرار می‌گیرند (شکل ۱۱-الف). این پیروکسن‌ها در نمودار $Mg\#$ در مقابل Cr_2O_3 (wt%) (شکل ۱۱-ب) که پیروکسن‌های مربوط به زینولیت‌های گوشته لرزولیتی از [۳۴] و کلینوپیروکسن‌های محیط‌های فشار بالا از [۳۵]، از نظر داشتن $Mg\#$ پایین‌تر (wt%) Cr_2O_3 خیلی پایین (۰-۰/۲۹ wt%) و مقادیر متفاوت Al_2O_3 و Na_2O مجزا می‌باشند. داده‌های فشار بالای کلینوپیروکسن از [۳۶-۳۸] و داده‌های فشار پایین کلینوپیروکسن از [۳۹] می‌باشد، می‌توان گفت که فشار تشکیل کلینوپیروکسن گابروها کمتر از ۱۰ کیلوبار می‌باشد.



شکل ۱۱-الف- کلینوپیروکسن‌های گابروهای بررسی شده بر طبق نمودار [۳۳]. ب- نمودار $Mg\#$ در مقابل Cr_2O_3 (wt%) که محدوده کلینوپیروکسن‌های گوشته لرزولیتی و محیط‌های فشار بالا از [۳۴-۳۵] می‌باشد و پیروکسن‌های گابروهای مورد مطالعه در خارج از این دو محدوده فشار بالا قرار می‌گیرند.

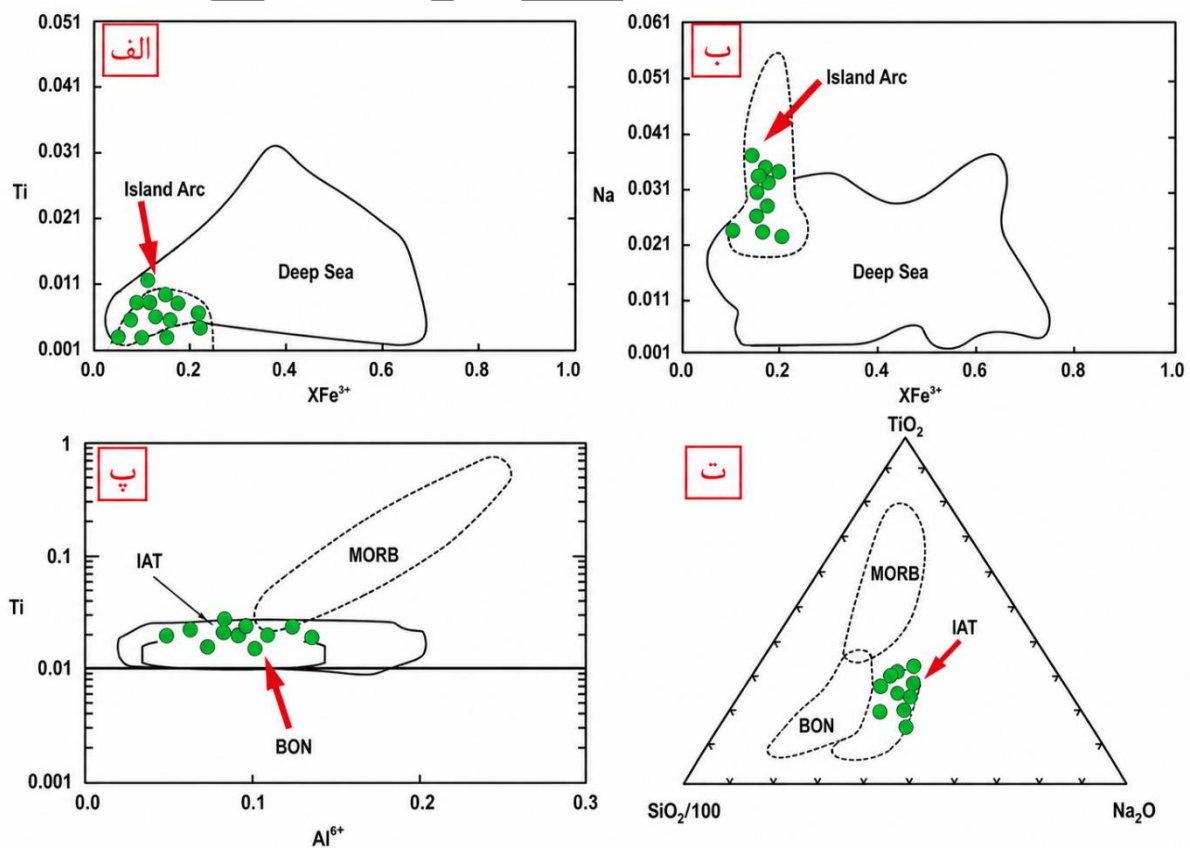
به منظور تعیین فشار تبلور کلینوپیروکسن مورد مطالعه از نمودار [۲۹] و نیز مقادیر XPT و YPT استفاده گردید. فشار تبلوری کلینوپیروکسن‌های گابروهای بررسی شده بر طبق نمودار $V_{cell} - VM1$ برای ماگماهای بی‌آب از [۴۰] (شکل ۱۲-الف) و در نمودار [۴۱] بر مبنای V_{cell} در مقابل $VM1$ برای ماگماهای آبدار تا بی‌آب، در گستره‌ی فشار پایین (فشارهای کمتر از ۱۰ کیلوبار) قرار می‌گیرند (شکل ۱۲-ب).



شکل ۱۲-الف- کلینوپیروکسن های گابروهای بررسی شده بر طبق نمودار [۴۰] بر مبنای V_{cell} در مقابل $VM1$ ؛ نمونه ها در گستره فشار پایین قرار می گیرند؛ ب) نمودار V_{cell} در مقابل $VM1$ از [۴۱] فشار کلینوپیروکسن ها کمتر از ۱۰ کیلو بار می باشد.

محیط تکتونیکی

از ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن ها برای شناسایی محیط زمین ساختی سنگ های منطقه استفاده شد. در نمودار [۴۲] در محدوده جزایر قوسی (شکل ۱۳ الف و ب) و در نمودار [۴۳] نشان دهنده مذاب تولییتی وابسته به قوس یا به عبارت دیگر در محدوده زمین ساختی قوس قرار گرفته اند (شکل ۱۳ ج و د).



نتیجه گیری

مطالعات سنگ نگاری و شیمی کانی های توده های نفوذی مافیک تا حدواسط شرق و شمال شرق ملکان نشان می دهد که این مجموعه شامل گابرو، کوارتز دیوریت تا دیوریت، کوارتز مونزوگابرو تا مونزوگابرو و دلریت است. مطالعات شیمی کانی نشان می دهد که پلاژیوکلازهای گابروها عمدتاً دارای ترکیب لابرادوریت بوده، در حالی که در سنگ های تفریق یافته (کوارتز دیوریت تا دیوریت و کوارتز مونزوگابرو تا مونزوگابرو) ترکیب آن ها به آندزین تغییر می کند که بیانگر تکامل و تفریق ماگمای سازنده است. کلینوپیروکسن ها عمدتاً از نوع اوزیت بوده و کلریت و اپیدوت کانی های ثانویه حاصل از دگر سانی گرمایی پس از تبلور هستند. نتایج ترموبارومتري کلینوپیروکسن ها نشان می دهد که تبلور ماگما در دماهای بالا و فشارهای کم تا متوسط پوسته ای صورت گرفته است. همچنین، ویژگی های شیمی کانی و داده های ژئوشیمیایی بیانگر آن است که ماگمای مولد این توده ها دارای ماهیت کالک آلکالن بوده و در محیط تکتونوماگمایی قوس آتشفشانی مرتبط با فرورانش تشکیل شده است.

مراجع

- [۱] Calner, M., Jeppsson, L., Munnecke, A., "The Silurian of Gotland –Part I: Review of the stratigraphic framework, event stratigraphy, and stable carbon and oxygen isotope development", Erlanger Geologische Abhandlungen –Sonderband (2004), 5, pp. 113–131.
- [۲] Cashman, K. V., Sparks, R. S. J., Blundy, J. D., "Degassing and crystallization of magma. In H. Sigurdsson (Ed.)", Encyclopedia of Volcanoes (2017), (2nd ed.). Academic Press.
- [۳] Li, B., Xu, J., Zhang, D., Ye, Z., Huang, S., Fan, D., Zhou, W., Xie, H. (2021). "Thermoelasticity and stability of natural epidote at high pressure and high temperature: Implications for water transport during cold slab subduction", Geoscience Frontiers (2021), 12(2), pp. 921–928. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.06.003>
- [۴] Mahmoudi, E., Moore, F., Asadi, S., "Leached caps mineralogy and geochemistry as supergene enrichment fertility indicators, Meiduk and Parkam porphyry copper deposits, SW Iran", Journal of Geochemical Exploration (2018), 194, pp. 198–209. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2018.08.006>
- [۵] Ahmadzadeh, G., Mobashergarmi, M., "Estimation of physicochemical properties and tectonic environment of gabbro masses from south of Germei city (Ardabil province) based on the chemistry of clinopyroxene crystals", Petrological Journal (2018), 9(35), pp. 101-120 (in Persian with English Abstract).
- [۶] Dadfar, S., Aliani, F., Baharifar, A. A., Zarrinkoub, M. H. "Study of origin and petrogenesis of granitoid bodies of Soursat complex (Northwest of Takab): Whole-rock geochemical and Sr-Nd isotopic evidence", Petrological Journal (2019), 9(36), pp. 1-24 (in Persian with English Abstract).
- [۷] Shahbazi, H., Bahmanpour, A., Mohammad Nour Mohammadi, M. N., Dehdar, A., Aliani, F., Tourkian, A., Izadi Kilan, L., "Petrography, geochemistry and mineral chemistry of the Almogholagh intrusive rocks (Hamedan, Iran): Evidences for their shallow-level emplacement", Petrological Journal (2018), 9(35), pp. 1-26 (in Persian with English Abstract).
- [۸] Aftakharnzhad, J., "Differentiation of the various parts of Iran based on structural setting in relation to sedimentary basins", Iranian Petroleum Association Journal (1980), 82, pp. 19–28.

- [۹] Aghanabati, A., "The Geology of Iran. Geological Survey of Iran", (2004), Tehran, 586 p. (In Farsi).
- [۱۰] Azizi, H., Stern, R. J., Topuz, G., Asahara, Y., Moghadam, H. S., "Late Paleocene adakitic granitoid from NW Iran and comparison with adakites in NE Turkey: Adakitic melt generation in normal continental crust", *Litho*, (2019), pp. 346–347, 105151. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105151>
- [۱۱] Alavi-Naini, M., Shahrabi, M., "Geological map of Maragheh, scale 1:100,000", Geological Survey of Iran, (1975), Tehran, Iran.
- [۱۲] Whitney, D.L., Evans, B.W. "Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals", (2010). *American Mineralogist*, 95, 185-187. <http://dx.doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- [۱۳] Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. "An introduction to rock-forming minerals", (1966). Longman.
- [۱۴] Nosova, A. A., Sazonova, L. V., Narkisova, V. V., Simakin, S. G., "Minor elements in clinopyroxene from Paleozoic volcanics of the Tagil Island Arc in the Central Urals", *Geochemistry International* (2002), 40(3), pp. 219–232.
- [۱۵] Morimoto, N., Fabrice, J., Ferguson, A., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Akoi, K. I. and Gottardi, G., "Nomenclature of pyroxenes", *Mineralogical Magazine* (1988), 52(367), pp. 535-555.
- [۱۶] Berger, J., Femenias, O., Mercier, J. C. C., Demaiffe, D., "Ocean-floor hydrothermal metamorphism", *Journal of Metamorphic Geology* (2005), 23, 795–812.
- [۱۷] Helz, R. T., "Basalt phase relations", *Journal of Petrology* (1976), 17, pp. 139–193.
- [۱۸] Le Bas, M. J., "Clinopyroxene chemistry", *American Journal of Science* (1962), 260, pp. 267–288.
- [۱۹] Kilinc, A., Carmichael, I., Rivers, M., Sack, R., "Fe³⁺/Fe²⁺ in silicate liquids", *Contributions to Mineralogy and Petrology* (1983), 83, pp. 136–140.
- [۲۰] Kress, V. C., Carmichael, I. S. E., "Redox in silicate melts", *Contributions to Mineralogy and Petrology* (1991), 108, pp. 82–92.
- [۲۱] Botcharnikov R. E., Koepke J., Holtz F., McCammon C., Wilke M., "The effect of water activity on the oxidation and structural state of Fe in a ferro-basaltic melt", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69 (2005), pp. 5071-5085.
- [۲۲] Moretti, R., "Polymerisation, basicity, oxidation state and their role in ionic modelling of silicate melts", *Annals of Geophysics* (2005), pp. 48(4–5). <https://doi.org/10.4401/ag-3221>
- [۲۳] France L., Ildefonse B., Koepke J., Bech F., "A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 189 (2010), pp. 340-346.
- [۲۴] Schweitzer, E. L., Papike, J.J., Bence, A.E., "Clinopyroxene statistics", *American Mineralogist* (1979), 64, pp. 501–513.
- [۲۵] Zane, A., Weiss, Z. (1998). "A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data", *Rendiconti Lincei. Scienze Fisiche e Naturali* (1998), 9(1), pp. 51–56. <https://doi.org/10.1007/BF02904455>
- [۲۶] Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J., (1991). "Rock-forming minerals", (Vol. 2). Longman.
- [۲۷] Mazaheri, A., (1999). "The importance of pistacite in the diagnosis of epidote", In *Proceedings of the 8th Seminar of Crystallography and Mineralogy of Iran* (pp. 152). University of Science and Technology of Iran, Tehran, Iran.
- [۲۸] Bird, D. K., Spieler, A. R., "Chemical controls on epidote stability and composition in igneous and hydrothermal systems", *Contributions to Mineralogy and Petrology* (2004), 147, pp. 1–17. <https://doi.org/10.1007/s00410-004-0568-0>
- [۲۹] Soesoo, A., "Clinopyroxene statistical analysis. *Geological Society of Sweden*", (1997), 119, 55–60.

- [30] Cathelineau, M., Nieva, D., (1985). “*Chlorite geothermometer*”, Contributions to Mineralogy and Petrology (1985), 91, pp. 235–244.
- [31] Cathelineau, M., (1988). “*Chlorite geothermometry*”, Clay Minerals (1988), 23, pp. 471–485.
- [32] Jowett, E. C., (1991). “*Chlorite geothermometer*”, (1991), GAC/MAC Meeting Abstracts.
- [33] Aoki, K. I. and Shiba, I., “*Pyroxenes from Lherzolite Inclusions of Itinome-Gata, Japan*”, Lithos (1973), 6, 41–51
- [34] Dawson, J. B., (1987). “*Metasomatized harzburgites in kimberlites. In Mantle Metasomatism*”, (1987), pp. 125–144. Academic Press.
- [35] Simonetti, A., Shore, M., Bell, K., “*Diopside phenocrysts from nephelinite lavas, Napak volcano, eastern Uganda: Evidence for magma mixing*”, The Canadian Mineralogist (1996), 34(2), pp. 411–421.
- [36] Dobosi, G., Jenner, G. A. (1999). “*Petrologic implications of trace element variation in clinopyroxene megacrysts from the Nógrád volcanic province, north Hungary: A study by laser ablation microprobe–inductively coupled plasma–mass spectrometry*”, Lithos (1999), 46(4), pp. 731–749. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00093-0](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00093-0)
- [37] Esin, S. V., “*Injection magmatism in the upper mantle: Examination of an empirical clinopyroxene geobarometer*”, Novosibirsk: United Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (1993) (in Russian).
- [38] Akinin, V. V., Sobolev, A. V., Ntaflós, T., Richter, W., *Clinopyroxene megacrysts from Enmelen melanephelinitic volcanoes* Contributions to Mineralogy and Petrology (2005), 150, pp. 85–101.
- [39] Carmichael, I. S. E., Ghiorso, M. S. (1990). “*Controls on oxidation–reduction relations in magmas. In Reviews in Mineralogy*”, Mineralogical Society of America (1990) 24, pp. 191–212.
- [40] Nimis, P. A., “*A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling*”, Contributions to Mineralogy and Petrology (1995), 121(2), pp. 115–125. <https://doi.org/10.1007/BF00306597>
- [41] Nimis, P., Ulmer, P., “*Clinopyroxene geobarometer. Contributions to Mineralogy and Petrology*”, (1998), 133, pp. 115–135.
- [42] Asthana, D., “*Relict clinopyroxenes from within-plate metadolerites of the Petroi Metabasalt, the New England Fold Belt, Australia*”, Mineralogical Magazine (1991), 55(381), pp. 549–561. <https://doi.org/10.1180/minmag.1991.055.381.08>
- [43] Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G. B., Zeda, O., “*Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator*”, Chemical Geology (1989), 77(3–4), pp. 165–182. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(89\)90102-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(89)90102-0)