



کاربرد کلینوپیروکسن در تعیین پتروژنز سنگهای آتشفشانی همراه با گنبد های نمکی شوراب (جنوب شرق قم)

سمیه فلاحتی*، موسی نقره‌ئیان، مرتضی شریفی، قدرت ترابی، همایون صفایی و محمدعلی مکی‌زاده

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

دریافت: 1392/9/21، پذیرش: 1393/9/18

چکیده

سنگهای آتشفشانی شوراب با سن الیگوسن زیرین و با ترکیب بازالت، همراه واحدهای مارنی و نمکی سازند قرمز زیرین در 50 کیلومتری جنوب شرق شهرستان قم قرار گرفته‌اند. کانیهای اصلی سازنده این سنگها شامل الیون، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز و کانیهای فرعی شامل کانی تیره، اسفن و آپاتیت است. آنالیز نقطه‌ای کلینوپیروکسن‌های موجود در این سنگها، نشان‌دهنده ترکیب دیوپسید برای این کانیهاست. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های سنگهای مورد بررسی، دمای حدود 1200 درجه سانتی‌گراد و فشار کمتر از 10 کیلو بار را برای تشکیل این کانی نشان می‌دهد و همچنین با توجه به ترکیب شیمیایی این کانیها، سرشت ماگمای سازنده سنگهای منطقه مورد بررسی کالک‌آلکان، فوگاسیته اکسیژن آنها در طی تبلور، زیاد و جایگاه تکتونیکی تشکیل آنها، در ارتباط با فرورانش است.

واژه‌های کلیدی: کلینوپیروکسن، دما- فشارسنجی، تکتونوماگمایی، شوراب، قم

مقدمه

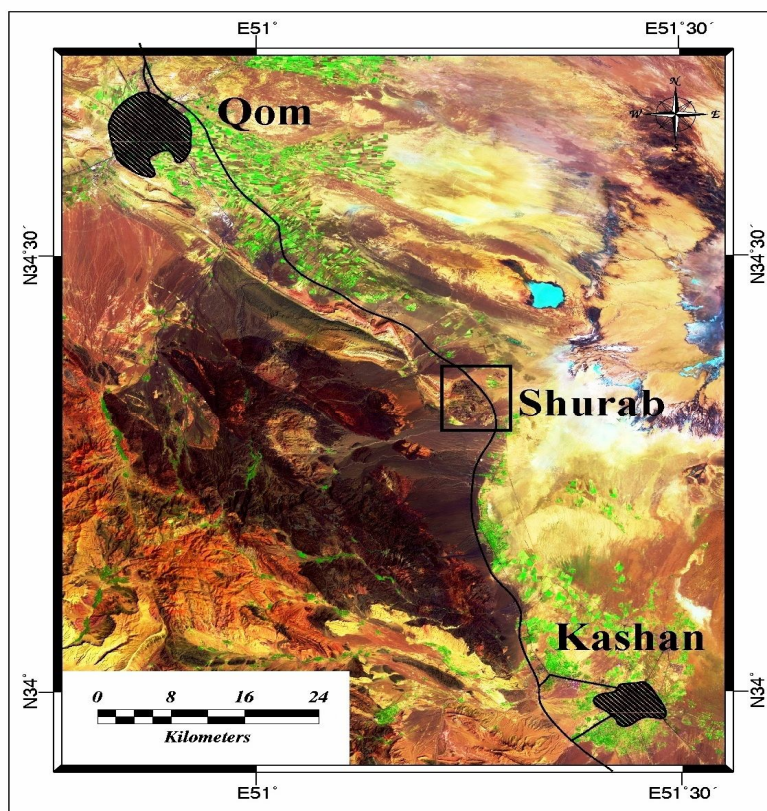
در بررسیهای تکتونیکی منطقه شوراب، بیشتر به چگونگی شکل‌گیری گسلها و دیاپیرسم واحدهای نمکی سازند قرمز زیرین، و در بررسیهای فسیل‌شناسی منطقه مورد پژوهش، به بررسی ایکنوفسیلهای موجود در سازند قم و تعیین سن این سازند توسط فسیلهای یادشده، پرداخته شده است.

ترکیب کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگهای آتشفشانی به‌ویژه کلینوپیروکسن‌هایی که به‌صورت فنوکریست تشکیل شده‌اند، به‌خوبی، شیمی‌گدازه میزبان را نشان می‌دهند و با بررسی شیمی کانیهای کلینوپیروکسن تشکیل‌دهنده یک توده آذرین، می‌توان سری ماگمایی (Kushiro, 1960; Lebas, 1962; Verhooge, 1962; Letierrier et al., 1982) محیط تکتونیکی (Nisbet and Pearce, 1977; Letierrier et al., 1982) et al., 1982) سنگ منشأ را تعیین کرد. علاوه بر این، با بررسی ترکیب کانیهای کلینوپیروکسن، می‌توان شرایط دما و فشار تشکیل آنرا برآورد کرد. زمین‌شناسانی مانند نیمیس و تیلور (Nimis and Taylor, 2000)، پاتریکا و همکاران

منطقه مورد بررسی با مختصات جغرافیایی $14^{\circ} 51'$ تا $17^{\circ} 51'$ طول شرقی و $18^{\circ} 34'$ تا $21^{\circ} 34'$ عرض شمالی، در منطقه شوراب و در 50 کیلومتری جنوب شرقی شهرستان قم واقع شده است (شکل 1). سنگهای آتشفشانی این منطقه، در محدوده بازیک قرار می‌گیرند که همراه با واحد مارنی و نمکی سازند قرمز زیرین دیده می‌شوند. سنگهای آذرین منطقه شوراب، تا کنون مورد بررسی و پژوهش جامع پترولوژیکی قرار نگرفته است. بررسیهای انجام شده در این منطقه، شامل بررسیهای صحرایی، چینه‌شناسی و پتروگرافی برای تعیین انواع واحدهای سنگی، به‌منظور تهیه نقشه زمین‌شناسی 1:100000 آران (Amini and Emami, 1996)، بررسیهای تکتونیکی (Morley et al., 2009; Rahami et al., 2011) و بررسیهای فسیل‌شناسی (Abbassi and Okhravi, 1997) است.

پژوهش، از کانیهای کلینوپیروکسن به دلیل حضور فراوانشان در سنگهای مورد بررسی، برای تعیین سری ماگمایی، محیط تکتونیکی، دما و فشار بهره گرفته شده است.

(Patirka et al., 2003) و برتراند و همکاران (Bertrand et al., 1986) از روی ترکیب پیروکسن‌ها (Adams and Bishop, 1986) و همچنین زوج کانیهای الیون-کلینوپیروکسن، دمای تشکیل سنگها را تخمین زده‌اند. در این



شکل 1. موقعیت منطقه شوراب در تصویر ماهواره‌ای سنجنده ETMT ماهواره لندست 7

Fig. 1. Location of the Shurab area in sensor ETMT image of Landsat 7 image

بر اساس شرح نقشه زمین‌شناسی 1:100000 ساده شده آران (Amini and Emami, 1996) (شکل 3) و بررسیهای صحرایی انجام شده در این پژوهش، واحدهای سنگی موجود در محدوده مورد بررسی منطقه شوراب، به شرح زیر است: سازند قرمز زیرین: این سازند از گسترش زیادی در منطقه برخوردار است و شامل شیل‌های رسی، مارنهای گچ‌دار همراه با ماسه‌سنگ و سنگ آهک، سنگ گچ، نمک و گدازه‌های بازالتی است که به رنگ قرمز و سبز و به طور کلی الوان دیده می‌شود. سنگ گچ در این سازند به صورت لایه و یا عدسیهای گوناگون وجود دارد. واحد نمک در این سازند اغلب در ساختمانهای گنبدی ظاهر شده، نهشته‌های جوانتر را قطع کرده و رخنمون یافته است. گدازه‌های بازالتی الیگوسن زیرین

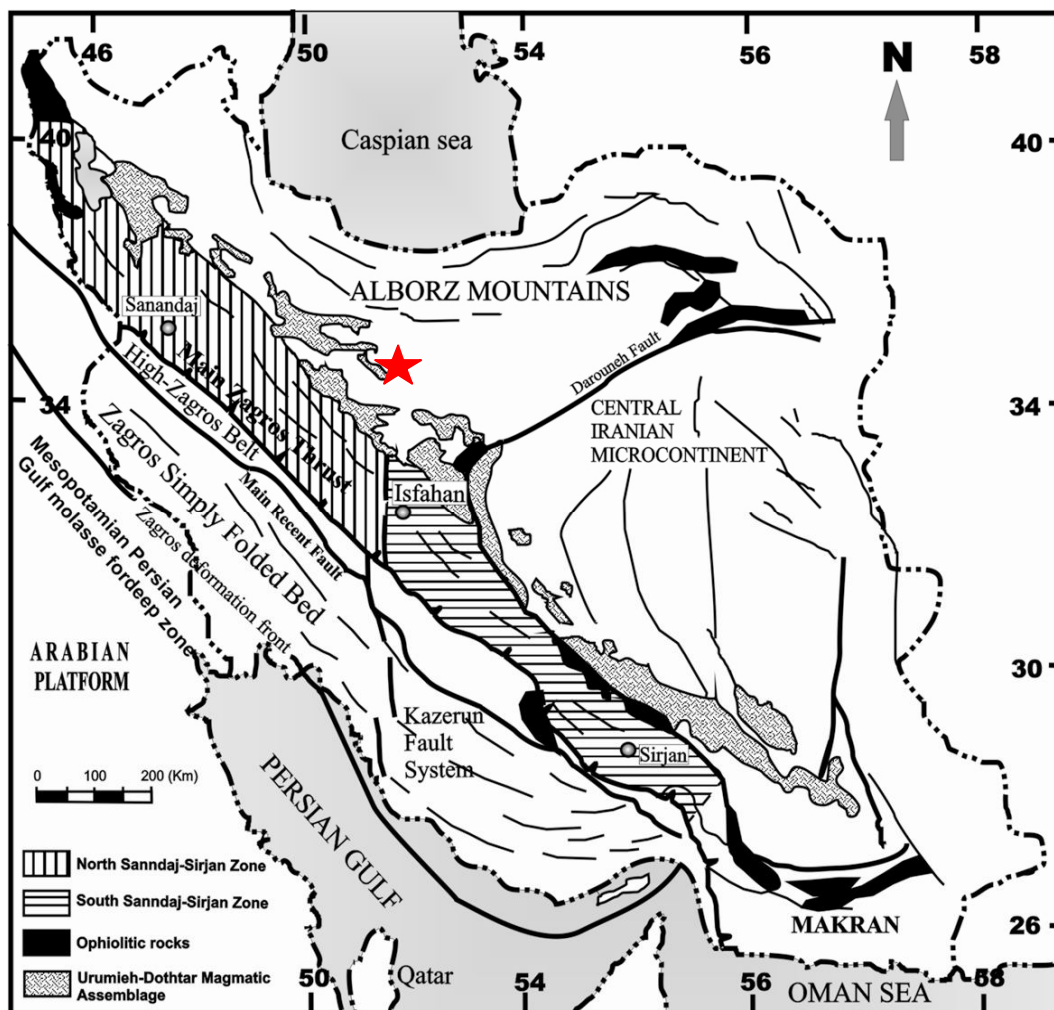
زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی از نظر تقسیم‌بندی رسوبی-ساختاری (Agard et al., 2011)، بخشی از ایران مرکزی محسوب می‌شود (شکل 2). حوضه فرو افتاده ایران مرکزی در بین سه زون زمین‌ساختی البرز در شمال، لوت در شرق و زاگرس در جنوب و جنوب غرب واقع شده است. برخی از پژوهشگران جایگاه این بلوک را یک حوضه کششی پشت‌کمانی نا بالغ در زمان الیگوسن-میوسن، در پشت‌کمان ماگمایی ارومیه دختر و در ارتباط با فرورانش نئوتیس زیر صفحه ایران مرکزی می‌دانند (Berberian et al., 1989; Jackson et al, 1990; Shahriari et al, 1999; Kasmin and Tikhonova, 2008).

شامل سنگهای آهکی به رنگ کرم و خاکستری روشن با لایه‌بندی ضخیم، همراه با مارن است؛ که دربردارنده پوسته‌های دو کفه‌ای مرجان، خارپوست و شکم پایان با ضخامت حداکثر 200 متر است (Amini and 1996). (Emami,

که مورد بحث این پژوهش است، به رنگ سبز دیده می‌شود. این واحد سنگی با بخشهای جوانتر سازند قرمز زیرین هم‌ارز است و در داخل نهشته‌های رسوبی این سازند جای گرفته است (Amini and Emami, 1996).

سازند قم: این سازند که از دیگر سازندهای تشکیل‌دهنده منطقه مورد بررسی است، از گسترش کمی برخوردار است و



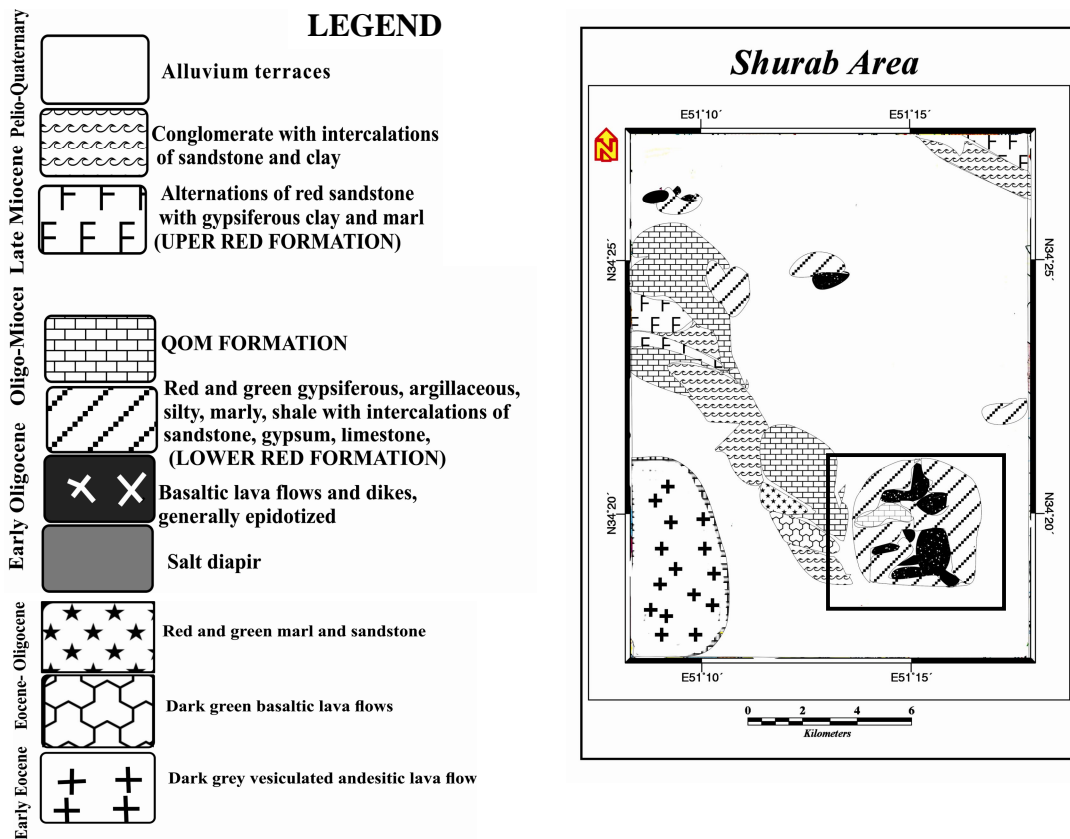
شکل 2. واحدهای زمین‌ساختی ایران به‌همراه موقعیت منطقه شوراب بر روی آن (Alavi, 1980)

Fig. 2. Main structural units of Iran and location of the Shurab area (Alavi, 1980)

روش مطالعه

8800 با ولتاژ شتاب‌دهنده 20 nA مورد آنالیز قرار گرفت (جدولهای 1 و 2) و پس از آن با استفاده از نرم‌افزار Minpet نمودارهای لازم ترسیم و تفسیر شدند. برای ارزیابی میزان Fe^{2+} و Fe^{3+} از روی مقدار Fe اندازه‌گیری شده، به‌وسیله دستگاه آنالیز الکترون مایکروپروب، از روش پیشنهادی دروپ (Droop, 1987) استفاده شده است.

به‌منظور تعیین محیط تکتونیکی و شرایط فیزیکی شیمیایی سنگهای مورد بررسی، با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن، پس از بررسیهای صحرائی و پتروگرافی دقیق، تعدادی نمونه برای آنالیز نقطه‌ای به آزمایشگاه دانشگاه کانازاوا ژاپن ارسال شد و توسط دستگاه JEOL EPMA مدل JXA-



شکل 3. نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه شوراب، بخشی از نقشه 1:100000 آران (Amini and Emami, 1996). منطقه مورد بررسی با کادر مشخص شده است.

Fig. 3. Simplified geological map of the Shurab area, part of the geology map of Aran, scale 1:100,000 (after Amini and Emami, 1996). The study area is marked by the rectangle.

جدول 1. نتایج آنالیز نقطه‌ای کلینوپیکروکسن‌های موجود در سنگهای منطقه شوراب

Table 1. Microprobe analyses of clinopyroxen minerals in rocks of the Shurab area

Sample	1	2	3	4	5	6
Analysis	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx
SiO ₂	49.65	50.38	50.86	51.4	50.57	49.9
TiO ₂	0.991	0.799	0.632	0.563	0.673	0.944
Al ₂ O ₃	4.868	3.783	4.51	4.764	5.736	4.961
FeO	8.861	8.856	5.823	5.72	5.782	8.25
Cr ₂ O ₃	0.122	0.041	0.398	0.082	0.06	0
MnO	0.196	0.209	0.119	0.138	0.111	0.139
NiO	0.017	0.042	0.017	0.012	0.007	0.012
MgO	13.71	13.91	15.26	15.66	15.06	14.01
CaO	21.43	21.85	21.97	21.47	21.43	21.38
Na ₂ O	0.279	0.334	0.307	0.293	0.322	0.371
K ₂ O	0	0	0	0	0.013	0
Total	100.1	100.2	99.9	100.1	99.75	99.97

ادامه جدول 1. نتایج آنالیز نقطه‌ای کلینوپيروکسن‌های موجود در سنگهای منطقه شوراب

Table 1 (Continued). Microprobe analyses of clinopyroxene minerals in rocks of the Shurab area

Sample	7	8	9	10	11	12
Analysis	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx
SiO ₂	50.06	50.13	50.02	50.19	50.82	51.5
TiO ₂	0.953	0.85	0.857	0.854	0.872	0.83
Al ₂ O ₃	4.776	3.688	3.705	3.877	3.593	2.64
FeO	8.245	8.559	8.627	8.636	8.745	9.48
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0.057	0	0
MnO	0.17	0.188	0.222	0.217	0.21	0.29
NiO	0.003	0.006	0	0.007	0.034	0.01
MgO	14.05	14.07	14.08	14.05	13.95	13.8
CaO	21.54	21.87	21.87	21.77	21.7	21.3
Na ₂ O	0.371	0.347	0.348	0.321	0.352	0.36
K ₂ O	0	0.015	0.02	0.011	0.015	0.02
Total	100.2	99.72	99.75	99.97	100.3	100

جدول 2. فرمول ساختاری کانیه‌های کلینوپيروکسن منطقه شوراب بر اساس 6 اکسیژن

Table 2. Calculated structural formulae of clinopyroxene minerals in rocks of the Shurab area based on 6 Oxygen

Sample	1	2	3	4	5	6
Analysis	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx
TSi	1.843	1.868	1.869	1.881	1.858	1.848
TAI	0.157	0.132	0.131	0.119	0.142	0.152
TFe ³⁺	0	0	0	0	0	0
M1Al	0.056	0.033	0.064	0.086	0.106	0.065
M1Ti	0.028	0.022	0.017	0.015	0.019	0.026
M1Fe ³⁺	0.061	0.077	0.041	0.02	0.019	0.06
M1Fe ²⁺	0.092	0.096	0.029	0.021	0.029	0.075
M1Cr	0.004	0.001	0.012	0.002	0.002	0
M1Mg	0.759	0.769	0.836	0.854	0.825	0.773
M2Mg	0	0	0	0	0	0
M2Fe ²⁺	0.121	0.102	0.109	0.133	0.129	0.12
M2Mn	0.006	0.007	0.004	0.004	0.003	0.004
M2Ca	0.852	0.868	0.865	0.842	0.844	0.849
M2Na	0.02	0.024	0.022	0.021	0.023	0.027
M2K	0	0	0	0	0.001	0
Sum_cat	4	4	4	4	3.999	4

ادامه جدول 2. فرمول ساختاری کلینوپروکسن منطقه شوراب بر اساس 6 اکسیژن

Table 2 (Continued). calculated structural formulae of clinopyroxene in rocks of the Shurab area based on 6 Oxygen

Sample	7	8	9	10	11	12
Analysis	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx	cpx
T _{Si}	1.851	1.865	1.86	1.863	1.883	1.916
T _{Al}	0.149	0.135	0.14	0.137	0.117	0.084
T _{Fe³⁺}	0	0	0	0	0	0
M _{1Al}	0.059	0.026	0.023	0.032	0.039	0.032
M _{1Ti}	0.027	0.024	0.024	0.024	0.024	0.023
M _{1Fe³⁺}	0.064	0.087	0.095	0.079	0.055	0.032
M _{1Fe²⁺}	0.076	0.083	0.078	0.085	0.11	0.148
M _{1Cr}	0	0	0	0.002	0	0
M _{1Mg}	0.775	0.78	0.781	0.778	0.77	0.764
M _{2Mg}	0	0	0	0	0	0
M _{2Fe²⁺}	0.115	0.097	0.096	0.104	0.106	0.115
M _{2Mn}	0.005	0.006	0.007	0.007	0.007	0.009
M _{2Ca}	0.853	0.872	0.871	0.866	0.861	0.849
M _{2Na}	0.027	0.025	0.025	0.023	0.025	0.026
M _{2K}	0	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Sum_cat	4	3.999	3.999	3.999	3.999	3.999

بررسیهای پتروگرافی

سنگهای مورد بررسی، به رنگ سبز تیره و در محدوده بازالت قرار می‌گیرند. بافت اصلی مشاهده‌شده در این سنگها، اینترگرانولار (شکل 4-A) و میکرولیتی است. در برخی نمونه‌ها، بافتهای فرعی پورفیری (شکل 4-B)، ویتروفیری، بادامکی و گلمروپورفیری قابل تشخیص هستند. کانیهای الیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز از عمده‌ترین کانیهای تشکیل‌دهنده این سنگها هستند. از کانیهای فرعی مشاهده‌شده در این سنگها، می‌توان به کانیهای کدر، اسفن و آپاتیت اشاره کرد.

کانیهای الیوین با درصد حجمی 2 تا 6، به صورت درشت‌بلور و میکروفنوکریست دیده می‌شوند و کمترین حجم کانیهای تشکیل‌دهنده این سنگها هستند. فنوکریست‌های الیوین اغلب شکل اسکلتی نشان می‌دهند که گاهی دارای ادخالهای مگنتیت هستند و به‌طور کامل یا بخشی به ایدنگزیت تبدیل شده‌اند. کانیهای کلینوپروکسن با ترکیب دیوپسید و با درصد حجمی 5 تا 8، به‌صورت فنوکریست (شکل 4-C)،

گلمروولهای تک‌کانیایی (شکل 4-D)، چندکانیایی همراه با الیوین، پلاژیوکلاز، کانیهای کدر و دانه‌های پراکنده در زمینه وجود دارند و اغلب شکل‌دار و دارای ادخالهای مگنتیتی هستند که سالم باقی‌مانده‌اند (شکل 4-E). بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز، با درصد حجمی 40 تا 60، بیشترین حجم کانیهای تشکیل‌دهنده سنگهای مورد بررسی هستند که گاهی ساختمان منطقه‌ای را نشان می‌دهند و به‌صورت میکرولیت و درشت‌بلور دیده می‌شوند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز که گاهی کانیهای تیره اولیه را در بر می‌گیرند، اغلب به سوسوریت تجزیه شده‌اند.

علایم اختصاری کانیهای مشخص‌شده در شکلها از کرتز (Kretz, 1983) گرفته شده است.

شیمی کانی کلینوپروکسن

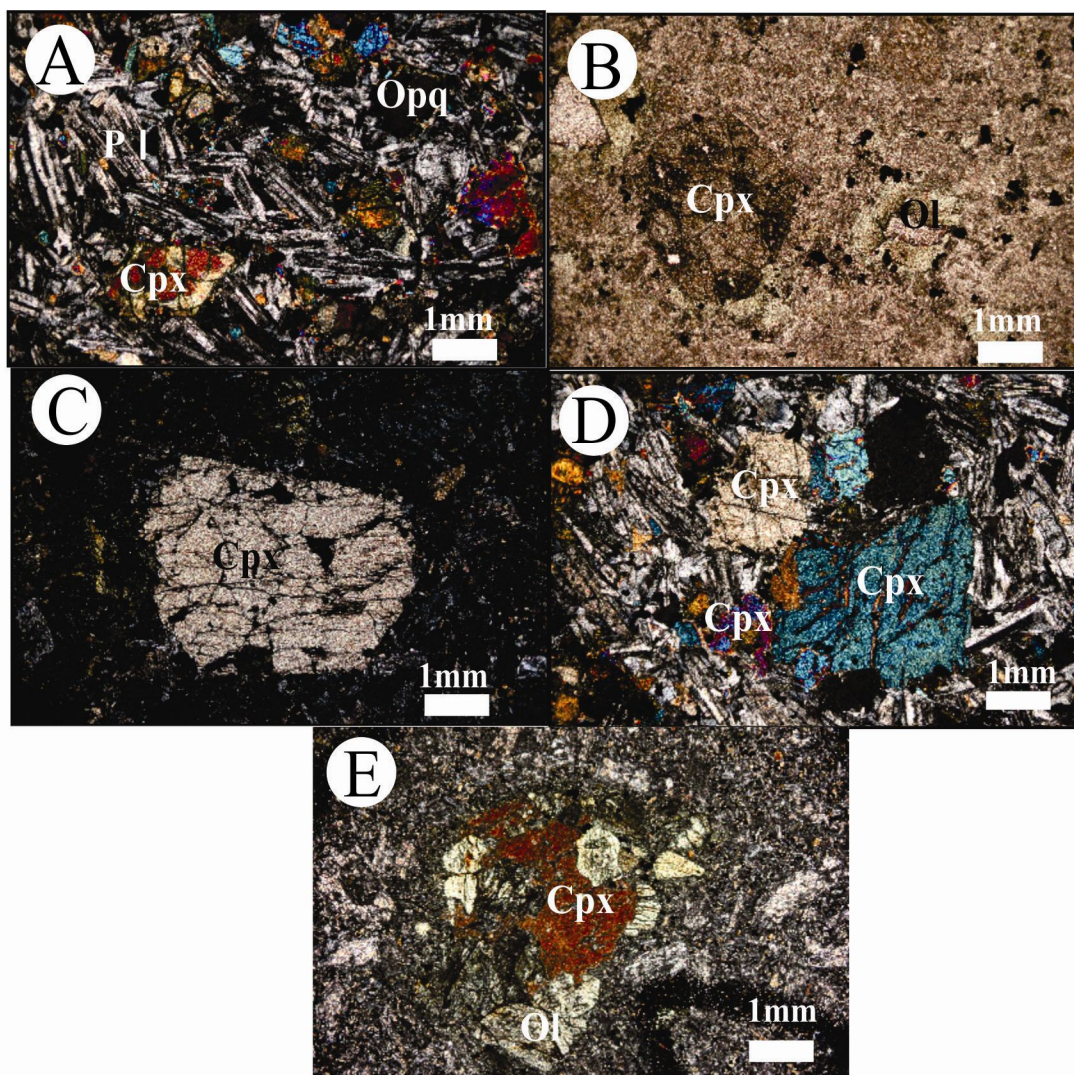
در طبقه‌بندی گسترده‌ای، پیروکسن‌ها به 4 گروه: 1- پیروکسن‌های Ca-Mg-Fe (Quad) 2- پیروکسن‌های Ca-Na، 3- پیروکسن‌های Na و 4- دیگر پیروکسن‌ها

گرفته‌اند. در این نمودار شاخه‌های J و Q طبق رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$$

$$J = 2 Na \pm R (R: Al, Fe^{3+}, Cr^{3+}, Sc^{3+})$$

تقسیم‌بندی می‌شوند (Morimoto, 1988). با توجه به نمودار J-Q (Morimoto, 1988) (شکل 5)، پیروکسن‌های مورد بررسی در محدوده آهن - منیزیم - کلسیم (Quad) قرار

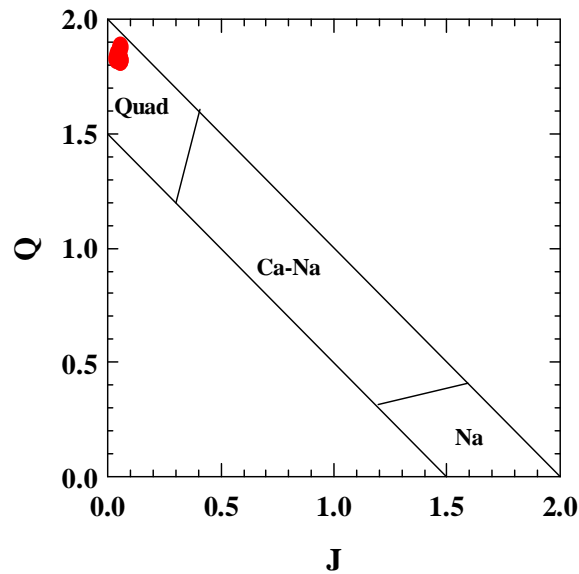


شکل 4. تصویرهای میکروسکوپی سنگهای بازیک منطقه شوراب، A: بافت اینترگرانولار (XPL)، B: بافت پورفیری (PPL)، C: فنوکریست کلینوپيروکسن (XPL)، D: بافت گلومروپورفیری تک‌کانیایی کلینوپيروکسن (XPL)، E: بافت گلومروپورفیری کلینوپيروکسن و الیوین (XPL)، Cpx: Clinopyroxene; Ol: Olivine; Pl: Plagioclase; Opq: Opaque

Fig. 4. Photomicrographs of the Shurab area basic rocks A: Intergranular texture (XPL). B: Porphyritic texture (PPL). C: Clinopyroxene phenocryst (XPL). D: Clinopyroxene glomeroporphyritic aggregates (XPL). E: Clinopyroxene and olivine glomeroporphyritic aggregates (XPL). Cpx: Clinopyroxene; Ol: Olivine; Pl: Plagioclase; Opq: Opaque.

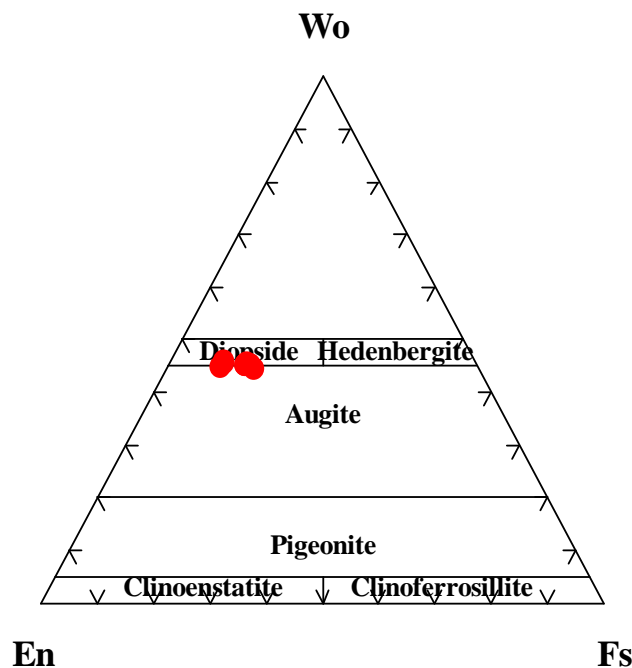
پیروکسن‌ها در نمودار سه‌تایی Wo-En-Fs (ولاستونیت - فروسیلیت - انستاتیت) (Morimoto, 1988)، در محدوده دیوپسید قرار گرفته‌اند.

برای جداکردن پیروکسن‌های گروه Ca-Mg-Fe نمونه‌ها از نمودار شکل 6 استفاده شد، همان طور در این نمودار دیده می‌شود T کلینوپيروکسن‌های منطقه از نوع کلسیک هستند و



شکل 5. نمودار Q-J نمایش ترکیب کلینوپروکسن‌های موجود در سنگهای منطقه شوراب (Morimoto, 1988). در این نمودار، نمونه‌ها در محدوده Quad واقع می‌شوند.

Fig. 5. Q - J Diagram is used to determine the clinopyroxene composition (Morimoto, 1988). The Shurab area samples are located in Quad field.



شکل 6. نمایش ترکیب کلینوپروکسن‌های موجود در سنگهای منطقه شوراب (Morimoto, 1988). در این نمودار نمونه‌ها در محدوده دیوپسید قرار می‌گیرند.

Fig. 6. Wo-En-Fs Diagram is used to determine the clinopyroxene composition (Morimoto, 1988). The Shurab area samples are located in diopside field

بنابراین ترکیب آن می‌تواند نماینده نوع ماگمایی باشد که این کانی از آن نشأت گرفته است. نمودارهایی که بدین منظور طراحی شده‌اند، به شرح زیر هستند:

الف) نمودار SiO_2 در برابر Al_2O_3

لباس (Lebas, 1962) عقیده دارد که میزان Al و Ti درون شبکه ساختاری پیروکسن به درجه آلکالینیته بستگی دارد. او با استفاده از میزان SiO_2 و Al_2O_3 در ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها، دسته‌های ماگمایی پراآلکان، آلکان و ساب‌آلکان را از هم متمایز کرده است. با استفاده از این نمودار، کلینوپیروکسن‌های منطقه مورد بررسی، در محدوده ساب‌آلکان قرار می‌گیرند (شکل 7).

ب) نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3

در این نمودار که توسط لباس (Lebas, 1962) ارائه می‌شود، نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکان واقع می‌شوند (شکل 8).

ج) نمودارهای گام به گام

ور هوگ (Verhooft, 1962) معتقد است که با روش گام به گام، می‌توان دسته ماگمایی سنگ منشأ کلینوپیروکسن‌ها را تعیین کرد.

گام اول: نمودار Ti در برابر $\text{Ca}+\text{Na}$

با استفاده از این نمودار می‌توان بازالت‌های آلکان را از بازالت‌های کوه‌زایی - غیر کوه‌زایی جدا کرد. بر مبنای این نمودار، کلینوپیروکسن‌های سنگهای منطقه مورد بررسی، در محدوده بازالت‌های کوه‌زایی - غیر کوه‌زایی قرار می‌گیرند (شکل 9).

گام دوم: نمودار $\text{Ti}+\text{Cr}$ در برابر Ca

با استفاده از این نمودار می‌توان بازالت‌های کوه‌زایی را از بازالت‌های غیر کوه‌زایی جدا کرد و بر اساس آن، کلینوپیروکسن‌های سنگهای منطقه مورد بررسی در محدوده بازالت‌های کوه‌زایی قرار می‌گیرند (شکل 10).

گام سوم: نمودار Ti در برابر Al

با استفاده از این نمودار می‌توان بازالت‌های کوه‌زایی (تولیت و کالک‌آلکان) را از یکدیگر تفکیک کرد. بر اساس این نمودار، اغلب کلینوپیروکسن‌های سنگهای منطقه مورد پژوهش، در محدوده بازالت‌های کالک‌آلکان قرار می‌گیرند (شکل 11).

تعیین شرایط تکتونوماگمایی سنگهای منطقه بر اساس شیمی کانیهای کلینوپیروکسن

نه تنها ترکیب شیمیایی و ساختار مذابی که کلینوپیروکسن از آن متبلور می‌شود در ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن دخالت دارد؛ بلکه عوامل دیگری مانند 1- ضریب جدایش عناصر توسط کلینوپیروکسن. 2- کنترل‌های فیزیکی مثل دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن 3- تاریخ تبلور مذاب (ترتیب تبلور و سرعت سرد شدن ماگما) در این فرآیند مؤثر هستند (Nisbet and Pearce, 1977).

بنابراین همیشه ترکیب کلینوپیروکسن بیانگر ترکیب ماگمایی نیست که از آن متبلور شده است و باید نقش سایر عوامل را که روی ترکیب این کانی اثر می‌گذارند، در نظر گرفت. به همین دلیل اگر قرار باشد از روی ترکیب کلینوپیروکسن به ترکیب ماگمایی که این کانی از آن متبلور شده است، پی ببریم، باید موارد زیر را مورد توجه قرار دهیم:

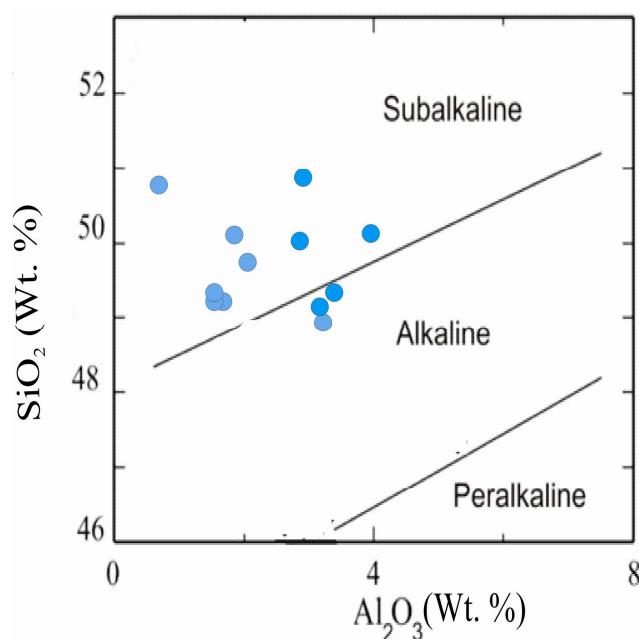
1) به دلیل آن که سرعت سرد شدن بر روی جدایش کاتیون‌ها (به ویژه کاتیون‌های عناصر کمیاب) توسط کانیهای کلینوپیروکسن و در نتیجه دور شدن ترکیب کلینوپیروکسن از ترکیب سنگ کل تأثیر می‌گذارد، بهتر است برای تعیین شرایط تکتونوماگمایی از نتایج آنالیز کلینوپیروکسن‌های فنوکریست به جای کلینوپیروکسن‌های زمینه استفاده کنیم زیرا ترکیب کلینوپیروکسن‌های فنوکریست کمتر تحت تأثیر سرعت سرد شدن ماگما قرار می‌گیرد (Nisbet and Pearce, 1977).

2) سعی شود از عناصری برای طراحی نمودارهای تشخیص سری‌های ماگمایی و محیط تکتونیکی استفاده شود؛ که این عناصر تفاوت قابل ملاحظه‌ای در ماگماهای محیط‌های تکتونیکی مختلف داشته باشند.

3- هرچه تعداد آنالیزهای پلات شده بر روی نمودارهای تشخیصی (10 به بالا) بیشتر باشد نتایج دقیق‌تر خواهد بود (Nisbet and Pearce, 1977). در این پژوهش سعی شده است، تمامی موارد یاد شده در بالا رعایت شود.

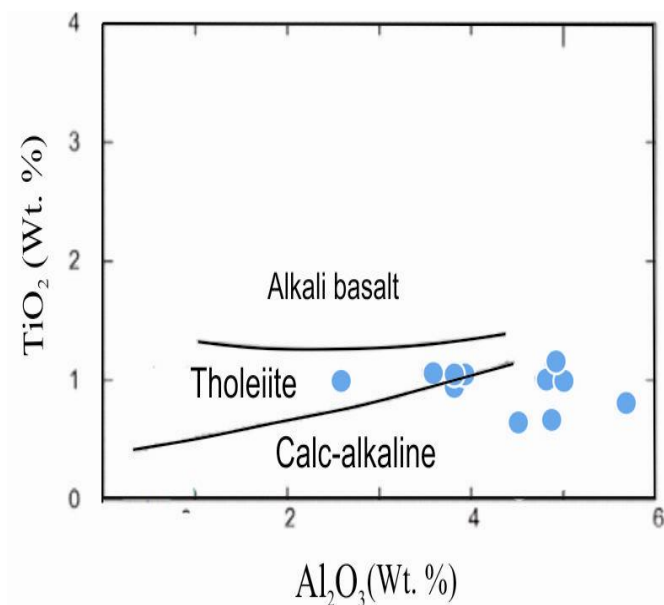
تعیین دسته ماگمایی سنگهای منطقه بر اساس شیمی کانیهای کلینوپیروکسن

از بین کانیهای موجود در سنگها، کانی کلینوپیروکسن می‌تواند همه عناصر موجود در ماگما را در خود جای دهد،



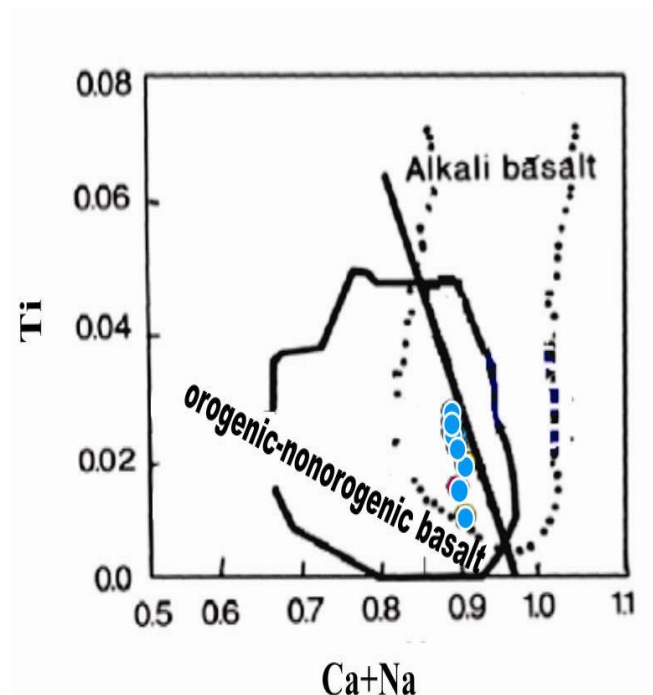
شکل 7. نمودار میزان SiO_2 در مقابل Al_2O_3 کلینوپیروکسن‌ها (Lebas, 1962). نمونه‌های منطقه شوراب بر روی این نمودار، دارای ترکیب ساب‌آلکالن هستند.

Fig. 7. SiO_2 - Al_2O_3 diagram of clinopyroxens (Lebas, 1962). The Shurab area samples are located in subalkaline field.



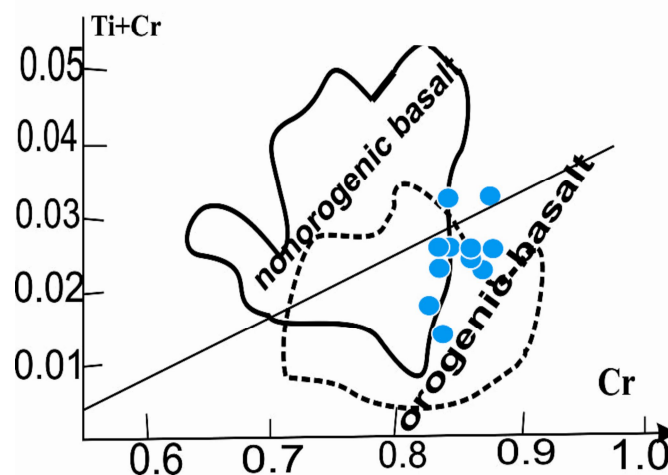
شکل 8. نمودار SiO_2 در برابر TiO_2 کلینوپیروکسن (Lebas, 1962). نمونه‌های منطقه شوراب در محدوده کالک‌آلکالن واقع می‌شوند.

Fig. 8. SiO_2 - TiO_2 diagram of clinopyroxens (Lebas, 1962). The Shurab area samples are located in calcalkaline field.



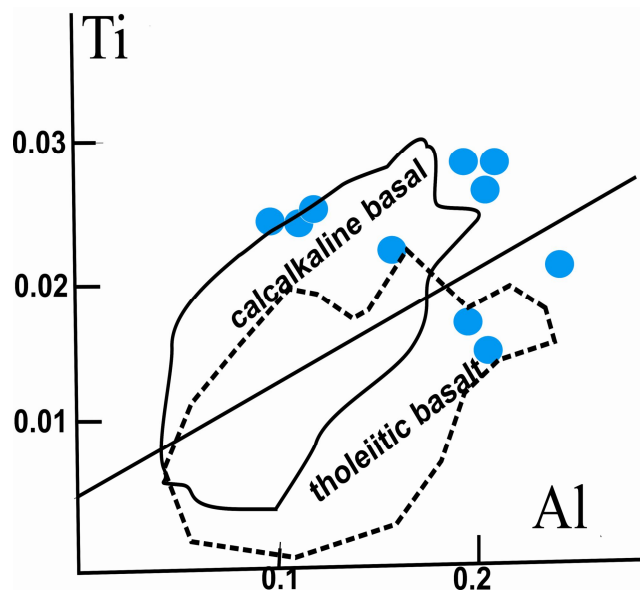
شکل 9. نمودار Ti در برابر Ca+Na ارائه شده توسط لتریر و همکاران (Leterrier et al, 1982) که نمونه‌های منطقه شوراب بیشتر در محدوده بازالت‌های کوه‌زایی - غیرکوه‌زایی قرار می‌گیرند.

Fig. 9. Ca+Na – Ti diagram of clinopyroxens (Leterrier et al, 1982). The Shurab area samples are located in orogenic-nonorogenic basalt field.



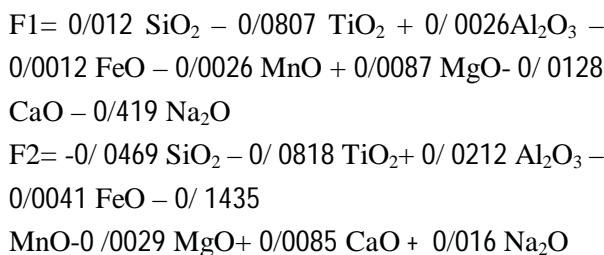
شکل 10. نمودار Ti+Cr در برابر Cr ارائه شده توسط لتریر و همکاران (Leterrier et, 1982) که نمونه‌های منطقه شوراب بیشتر در محدوده بازالت‌های کوه‌زایی قرار می‌گیرند.

Fig. 10. Cr - Ti+Cr diagram of clinopyroxens (Leterrier et al, 1982). The Shurab area samples are located in orogenic-orogenic basalt field.



شکل 11. نمودار Ti در برابر Al ارائه شده توسط لتریر و همکاران (Leterrier et al 1982) که نمونه‌های منطقه شوراب بیشتر در محدوده بازالت‌های کالک‌آلکان قرار می‌گیرند.

Fig. 11. Al - Ti diagram of clinopyroxens (Leterrier et al, 1982). The Shurab area samples are located in calcalkaline basalt field.



ب) نمودار در برابر SiO_2 برابر Al_2O_3

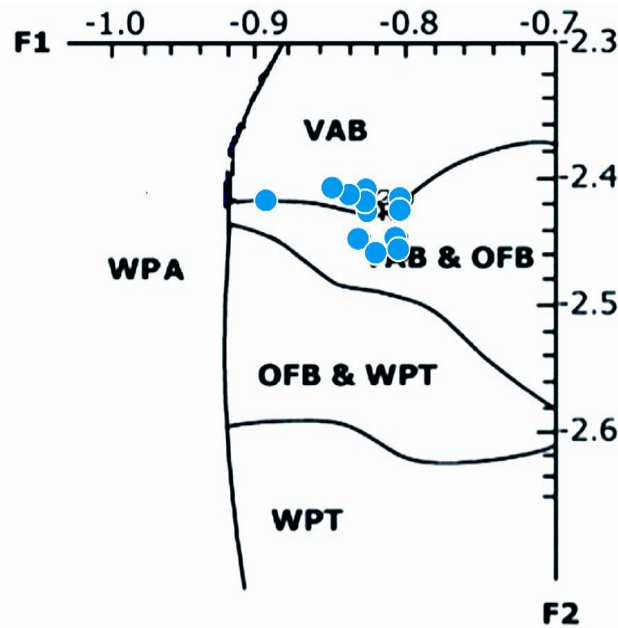
میزان Ti و Al درون شبکه ساختاری پیروکسن به فعالیت SiO_2 ماگمایی که از آن متبلور می‌شود، بستگی دارد؛ به طوری که مقدار این عناصر از ماگمای ساب‌آلکان به سمت ماگمای آلکان و پر آلکان افزایش می‌یابد. با استفاده از این ویژگی، محیط‌های تکتونیکی سنگها، از هم قابل تفکیک هستند (Lebas, 1962). در این نمودار، بیشتر نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های ساب‌آلکان قرار می‌گیرند. با توجه به این که کلینوپیروکسن‌های WPT، AB، OFB همگی در محدوده ساب‌آلکان قرار می‌گیرند، تشخیص این سه گروه از هم مشکل است. درجه جدایش ماگمای اولیه و شرایط تبلور به چنین هم‌پوشانی‌هایی منجر می‌شود (Gibb, 1973) (شکل 13).

تعیین محیط تکتونیکی سنگهای منطقه بر اساس شیمی کانیهای کلینوپیروکسن

از جمله نمودارهایی که برای تشخیص محیط‌های تکتونیکی ماگما با استفاده از ترکیب کلینوپیروکسن استفاده می‌شود، می‌توان به نمودارهایی که در زیر به تفسیر آنها پرداخته می‌شود، اشاره کرد:

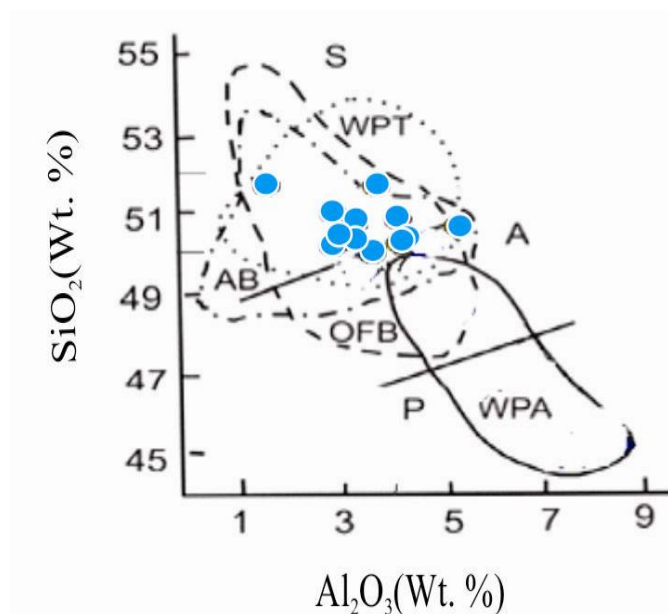
الف) نمودار F1 - F2

نمودار F1 - F2، توسط نیسبت و همکاران (Nisbet and Pearce, 1977) استفاده شده است. این نمودار به خوبی کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های آلکان درون صفحه‌ای را از انواع دیگر ماگما جدا می‌کند. جدایش ماگمای WPT از ماگمای VAB نیز به خوبی صورت می‌گیرد؛ ولی هم‌پوشانی قابل‌ملاحظه‌ای بین WPT- OFB و VAB- OFB دیده می‌شود. نتایج بررسی نمونه‌ها در این نمودار (شکل 12)، نشان‌دهنده این است که نمونه‌ها در قلمرو بازالت قوسهای آتشفشانی که هم‌پوشانی کمی با بازالت کف اقیانوس نشان می‌دهند، واقع شده‌اند. فرمول‌های محاسبه F1 و F2 بر اساس آنالیز نقطه‌ای کانیهای کلینوپیروکسن، به صورت زیر است:



شکل 12. تعیین محیط تکتونیکی سنگهای منطقه شوراب در نمودار F1 و F2، با استفاده از ترکیب کلینوپیروکسن (Nisbet and Pearce, 1977). نمونه‌های مورد بررسی بین دو محدوده بازالت قوسهای آتشفشانی و بازالت کف اقیانوس واقع شده‌اند.

Fig. 12. Determination of tectonic setting of Shurab rocks in F1- F2 diagram (Nisbet and Pearce, 1977) using clinopyroxene composition. Clinopyroxene of the Shurab area are plotted between volcanic arc and mid ocean ridge basalt fields.



شکل 13. نمودار میزان SiO_2 در برابر Al_2O_3 کانی کلینوپیروکسن (Lebas, 1962). A: Alkaline P: Peralkaline S: Subalkaline. بیشتر نمونه‌های منطقه شوراب در این نمودار در محدوده ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند.

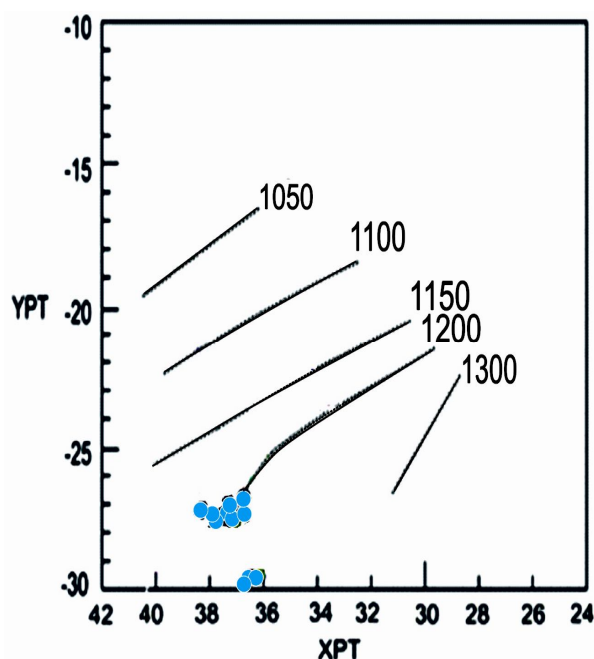
Fig. 13. $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ diagram of clinopyroxens (Lebas, 1962). The Shurab area samples are located in subalkaline field.

$XPT = 0/446 SiO_2 + 0/187 TiO_2 - 0/404 Al_2O_3 +$
 $0/346 FeO - 0/052 MnO + 0/309 MgO + 0/446 CaO -$
 $0/446 Na_2O$

$XPT = - 0/369 SiO_2 + 0/535 TiO_2 - 0/317 Al_2O_3 +$
 $0/232 FeO + 0/235 MnO - 0.516 MgO - 0/167$
 $CaO - 0/153 Na_2O$

ژئوترموتری کانیه‌های کلینوپیروکسن موجود در سنگهای بازیک منطقه با استفاده از روش سوئسو

بر مبنای نمودار XPT در برابر YPT، می‌توان دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها را در سنگها تعیین کرد (Soesoo, 1997). طبق این روش دمای تشکیل اغلب کلینوپیروکسن‌ها، 1200 تا 1250 درجه سانتی‌گراد محاسبه شد (شکل 14). XPT و YPT بر اساس روابط زیر محاسبه می‌شوند:



شکل 14. نمودار تعیین دمای کلینوپیروکسن با استفاده از روش سوئسو (Soesoo, 1997). دمای تشکیل اغلب کلینوپیروکسن سنگهای منطقه شوراب، 1200 تا 1250 درجه سانتی‌گراد است.

Fig. 14. Determine of clinopyroxene Temperature using Soesoo method (Soesoo, 1997). Formation temperature of clinopyroxene of the Shurab area is 1200- 1250 C.

این دماسنجی برای کلینوپیروکسن‌هایی که با ارتوپیروکسن‌ها هم‌زیست نباشند؛ نتایج قابل قبولی ارائه می‌دهد. با استفاده از این روش، میانگین دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها در این سنگها حدود 1170 درجه سانتی‌گراد ارزیابی شده است.

ژئوترموتری کانیه‌های کلینوپیروکسن موجود در سنگهای بازیک منطقه با استفاده از روش سوئسو

ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها، ابزار مهمی برای سنجش فشار در سنگهای آذرین محسوب می‌شود. به‌منظور تعیین فشار با استفاده از نمودار سوئسو (Soesoo, 1997) و با استفاده از میزان YPT و XPT، میزان فشار تبلور کلینوپیروکسن در

ژئوترموتری کانیه‌های کلینوپیروکسن با استفاده از روش پیشنهادی کرتز

از روی فراوانی کاتیون‌های دو ظرفیتی Fe^{2+} ، Ca و Mg می‌توان به ارزیابی دمای تبلور پیروکسن‌ها اقدام کرد. رابطه زیر بر اساس این دماسنجی پیشنهاد شده است (Kretz, 1994).

$$T^{\circ}C = \{ 1000 / (0/054 + 0/608 X^{Cpx} - 0/304 \ln (1 - 2[Ca]^{Cpx})) \} - 273$$

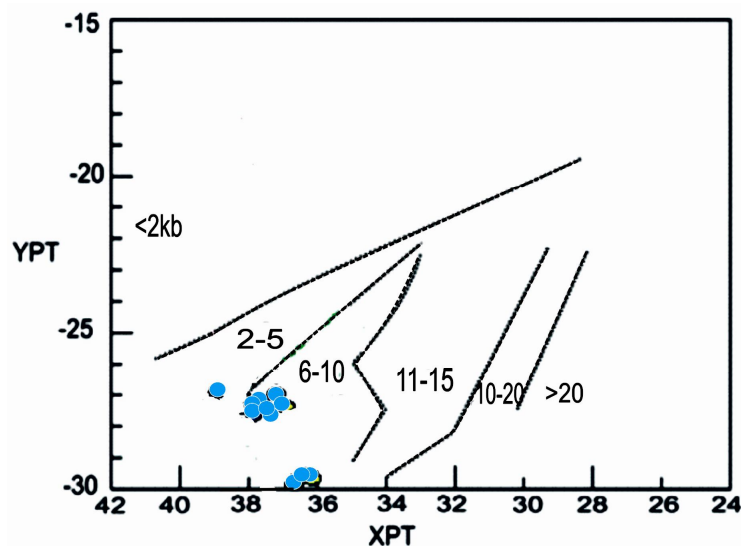
در رابطه بالا X_{Cpx} برابر است با:

$$X^{Cpx} = [Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg)]^{Cpx}$$

فوغاسیته اکسیژن در محیط تبلور کلینوپيروکسن ارائه دادند. این نمودار بر اساس میزان Al موجود در موقعیت تتراهدری با Al و Cr^{3+} در موقعیت اکتاهدری، تنظیم شده است. در این نمودار منحنی $Fe^{3+}=0$ ، خط موازنه $Al^{IV} + Na$ با $Al^{VI} + 2Ti + Cr$ است و قرارگیری نمونه ها در بالا یا زیر خط $Fe^{3+}=0$ بیانگر بالا یا پایین بودن فوغاسیته اکسیژن در محیط تبلور کلینوپيروکسن هاست. بر اساس این نمودار، میزان فوغاسیته اکسیژن در محیط تشکیل سنگهای بازالتی بالاست، چون نمونه های ترسیم شده در این نمودار، بالای خط $Fe^{3+}=0$ قرار دارند. تبلور مگنتیت و هماتیت نیز در این سنگها، بیانگر بالا بودن میزان فوغاسیته اکسیژن در محیط تشکیل آنهاست.

سنگهای منطقه مورد بررسی، برابر 6 تا 10 کیلو بار ارزیابی می شود (شکل 15).

تعیین فوغاسیته اکسیژن ماگما توسط کانیهای کلینوپيروکسن موجود در سنگهای بازیک منطقه فوغاسیته اکسیژن تأثیر ویژه ای در تغییر دمای لیکیدوس و ترکیب مذاب و بلور دارد (France et al., 2010) و عامل مؤثری در کنترل فرآیندهای ماگمایی بوده و بر توالی تبلور نوع کانیهای تبلور یافته تأثیرگذار است (Moretti, 2005). پژوهشگرانی چون شوئیتزر و همکاران (Schweitzer et al., 1979) معتقدند، میزان Fe^{3+} در محیط تشکیل سنگها وابسته به فوغاسیته اکسیژن است. آنها نمودار تغییرات $Al^{IV} + Na$ در برابر $Al^{VI} + 2Ti + Cr$ (شکل 16)، را برای تعیین



شکل 15. نمودار تعیین فشار تبلور پيروکسن ها (Soesoo, 1997). فشار تشکیل اغلب کلینوپيروکسن سنگهای منطقه شوراب، 6 تا 10 کیلو بار است.

Fig. 15. Diagram of determination of clinopyroxene pressure (Soesoo, 1997). Formation pressure of clinopyroxene of the Shurab area is 6-10 Kbar.

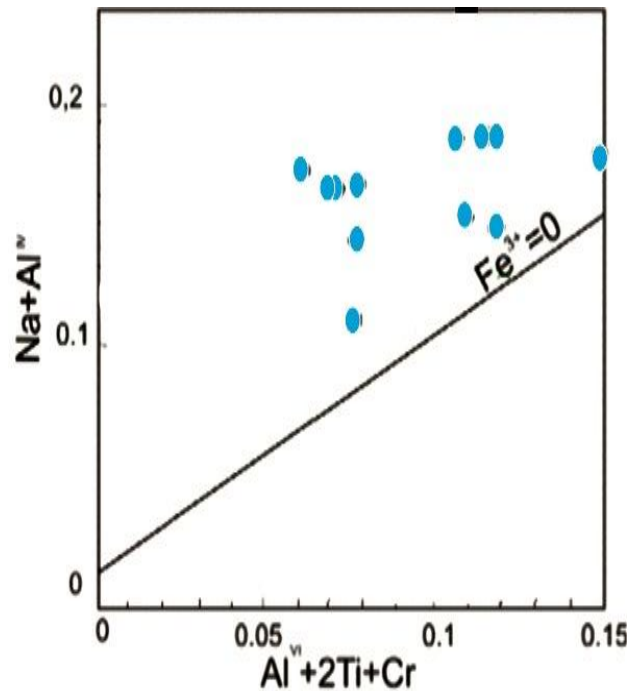
2 تا 5 درصد را برای زمان تبلور پيروکسن های سنگهای منطقه نشان می دهد.

نتیجه گیری

دماهای محاسبه شده با استفاده از روشهای گوناگون، نشان دهنده آن است که اغلب پيروکسن ها در این سنگها در دمای حدود 1200 درجه سانتی گراد متبلور شده اند.

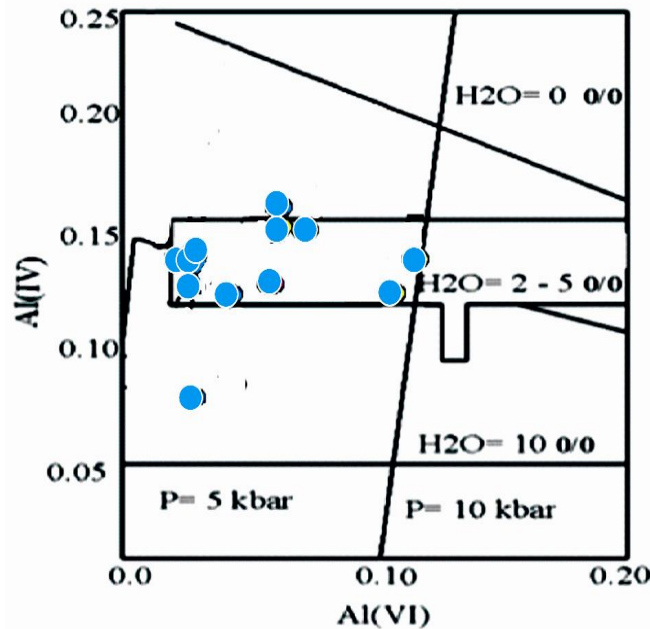
تعیین فشار و درصد تقریبی آب ماگما توسط کانیهای کلینوپيروکسن موجود در سنگهای بازیک

توزیع آلومینیوم در جایگاه تتراهدری (Al^{IV}) و اکتاهدری (Al^{VI}) کلینوپيروکسن، روشی مناسب برای تخمین درصد تقریبی آب ماگماست. نمودار هلز (Helz, 1973) (شکل 17)، میزان فشار کمتر از 10 کیلو بار و مقدار آب ماگمایی بین



شکل 16. نمودار تعیین میزان فوگاسیته اکسیژن محیط تشکیل کلینوپیکروکسن‌ها (Schweitzer et al, 1979). قرارگیری نمونه‌های منطقه شوراب بالای خط $Fe^{3+}=0$ به بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در محیط تبلور کلینوپیکروکسن‌ها مربوط است.

Fig. 16. Diagram of determination of oxygen fugacity of clinopyroxene formation environment (Schweitzer et al, 1979). Shurab samples plot above $Fe^{3+}=0$ line due to high oxygen fugacity in clinopyroxene formation environment.



شکل 17. توزیع Al در موقعیتهای تتراندردی و اکتاهدردی در کلینوپیکروکسن‌های منطقه شوراب به تناسب مقدار درصد آب ماگما (Helz 1973)

Fig. 17. Al distribution in tetrahedral and octahedral positions in clinopyroxenes of the Shurab area coordinated with water in the magma Helz (1973)

مگنتیت و هماتیت نیز در این سنگها، بیانگر بالا بودن میزان فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل آنهاست. در مورد دسته ماگمایی و محیط تکتونیکی تشکیل سنگها بر اساس نمودارهای ژئوشیمیایی پیروکسنها، ماگما از نوع کالکوالکالن است؛ که در ارتباط با فرورانش نئوتتیس زیر صفحه ایران مرکزی است.

قدردانی

نویسندگان مقاله، از حمایت‌های مالی دانشگاه اصفهان تشکر و قدردانی می‌کنند.

References

- Abbassi, N. and Okhravi, R., 1997. Ichnofossils of Scolicia group of b member of Qum formation (Shurab area) and their utility of sedimentary. interpretation. Journal of Science of University of Tehran, 23(1): 10- 26 (in Persian).
- Adams, G.E. and Bishop, F.C., 1986. The olivine- clinopyroxene geobar- ometr: experimental results in the CaO- FeO- MgO- SiO₂ system. Contributions to Mineralogy and Petrology, 94(2): 230-237.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. Geological Magazine, 34(5-6): 1-34.
- Alavi, M., 1980. Tectonostratigraphic evolution of Zagrosides of Iran. Geology, 8(3): 144-149.
- Amini, B. and Emami, M.H., 1996. Geology map of aran, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Berberian, M., Quraish, M., Arjang Ravesh, B. and Ashjaei, M., 1989. New in-depth investigation of tectonic, seismic, build-faulting in Tehran and surrounding area (research and study of earthquakes and tectonics of the Earth (Part V). Geological Survey of Iran, Tehran, 316 pp (in Persian).
- Bertrand, P., Sotin, C., Mercier, J.C. and Takahashi, E., 1986. From the simplest chemical system to natural one: garnet peridotite barometry, Contributions to Mineralogy and Petrology, 93(2): 168-178.
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. Mineralogical Magazine, 51(361): 431-437.
- France, L., Ildefonse, B., Koepke, J. and Bech, F., 2010. A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 189(3-4): 340-346.
- Gibb, F.G.F., 1973. The zoned pyroxenes of the Shiant Isles Sill, Scotland. Journal of Petrology, 14(2): 203-230.
- Helz, R.T., 1973. Phase relations of basalts in their melting range at PH₂O= 5 kb as a function of oxygen fugacity. Journal of Petrology, 17(2): 139-193.
- Jackson, M.P.A., Cornelius, R.R., Craig, C.H., Gansser, A., Stocklin, J. and Talbot, J.C., 1990. Salt Diapirs of the Great Kavir, Central Iran. Member Geology Society American, 177(5): 1-139.
- Kasmin, V.G. and Tikhonova, N. F., 2008. Cretaceous–Paleogene Back-Arc Basins in the Iran–Afghanistan–Pamirs Segment of the Eurasian active margin. Doklady Earth Sciences, 422(1): 1018-1020.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock - forming minerals. American Mineralogists, 68(1-2): 277- 279.
- Kretz, R., 1994. Metamorphic Crystallization. Chichester and New York, New York, 530 pp.
- Kushiro, I., 1960. Si- AI relation in clinopyroxenes from igneous rocks. American Journal of Science, 258(5): 548-554.
- Lebas, N.J., 1962. The role of aluminous in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. American Journal of Science, 260(4): 267-88.

- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M., 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo- volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, 59(1): 139-154.
- Moretti, R., 2005. Polymerization, basicity, oxidation state and their role in ionic modelling of silicate melts. *Geophysics*, 48(4-5): 583-608.
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Fortschr mineral*, 66: 237-252.
- Morley, C., Kongwung, B., Julapour, A., Abdolghafourian, M., Mahmoud, H., Waples, D., Warren, J., Otterdoom, H., Srisuriyon, K. and Kazemi, H., 2009. Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran: The Central Basin in the Qom-Saveh area. *Geosphere*, 5(4):1-38.
- Nimis, P. and Taylor, W.R., 2000. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I: Calibration and testing of the Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(2): 541-554.
- Nisbet, E.G. and Pearce, J.A., 1977. Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63(2): 161-173.
- Patirka, K.D., Mikaelian, H., Ryerson, F. and Shaw, H., 2003. New clinopyroxene- liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile- bearing lava compositions, with application to lavas from Tibet and Snake River PLANE, Idaho. *American Mineralogist*, 88(10):1542-1554.
- Rahami, Z., Mohajjel, M. and Shabani, F., 2011. Effect of surface condensation and separation of the thick folds of local shear brine syncline, south east of Qom. *Iranian Journal of Earth Sciences*, 82(6): 16-11 (in Persian).
- Schweitzer, E.L., Papike, J.J. and bence, A. E., 1979. Statistical analysis of clinopyroxenes from deep sea basalts. *American Mineralogist*, 64(2): 501-513.
- Shahriari, S., Safaei, H. and Sharifi, M., 1999. Determine the tectono-magmatic setting basalts salt domes along the Alborz (GARMSAR area). 3th Conference of the Geological Society, University of Shiraz, Shiraz, Iran (in Persian).
- Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations. *Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)*, 119(1): 55-60.
- Verhooze, J., 1962. Distribution of titanium between silicates and oxydes in igneous rocks. *American Journal of Science*, 260(2): 211-220.



Clinopyroxene application in petrogenesis identification of volcanic rocks associated with salt domes from Shurab (Southeast Qom)

Somayeh Falahaty*, Moussa Noghreyan, Mortaza Sharifi, Ghodrat Torabi, Homayon Safaei and Mohammad Ali Mackizadeh

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Submitted: Dec. 12, 2013

Accepted: Dec. 9, 2014

Key words: *Clinopyroxene, Thermobarometry, Tectonomagmatic, Shurab, Qom*

Introduction

The study area is located in the Shurab area that is about 50 Km Southeast of Qom. Volcanic rocks of the Shurab area have basaltic composition that is associated with salt and marl units. Igneous rocks of the Shurab area have not been comprehensively studied thus far.

Clinopyroxene composition of volcanic rocks, and especially the phenocrysts show Magma chemistry and can help to identify magma series (Lebas, 1962; Verhooge, 1962; Kushiro, 1960, Leterrier et al., 1982), tectonic setting (Leterrier et al., 1982; Nisbet and Pearce, 1977) as well as temperature formation and pressure of rock formation. Some geologists have estimated temperature of clinopyroxene formation by clinopyroxene composition (Adams and Bishop, 1986) and clinopyroxene-olivine couple. So, clinopyroxene is used in this study in order to identify magma series, tectonic setting, plus the temperature and pressure of volcanic rocks of the Shurab.

Material and method

Clinopyroxene analyses were conducted by wavelength-dispersive EPMA (JEOL JXA-8800R) at the Cooperative Centre of Kanazawa University (Japan). The analyses were performed under an accelerating voltage of 15 kV and a beam current of 20 nA. The ZAF program was used for data corrections. Natural and synthetic minerals of known composition were used as standards. The Fe³⁺ content in minerals was estimated by Droop method (Droop, 1987).

Discussion

In the Shurab area, the volcanic rocks area with basaltic composition are located 50 km Southeast of Qom. Their age is the early Oligocene and they are associated with the salty marl units of the Lower Red Formation (LRF). The hand specimens of the studied rocks look green. These rocks are intergranular, microlitic, porphyric, vitrophyric and amygdaloidal and they consist of olivine, pyroxene and plagioclase. Accessory minerals contain sphene, apatite and opaque. According to Wo-En-Fs diagram (Morimoto, 1988), clinopyroxenes indicate diopside composition.

Clinopyroxenes are representatives of magma composition and they are usually used for identifying magma series. There are several diagrams that are used for this purpose as follows.

1 - Al₂O₃ – SiO₂ diagram (Lebas, 1962):

According to this diagram, the studied clinopyroxenes were plotted in sub-alkaline field.

2 - Al₂O₃ – TiO₂ diagram (Lebas, 1962):

In this diagram, the studied clinopyroxenes show to be calcalkaline.

Some diagrams that are used for determining tectonic setting according to clinopyroxene composition are as follows:

1 - F1 – F2 diagram (Nisbet and Pearce, 1977):

Based on this diagram, the Shurab clinopyroxenes rocks lie between volcanic arc and mid ocean ridge basalt fields.

2 - Al₂O₃ . SiO₂ diagram (Lebas, 1962):

Using this diagram, the studied clinopyroxenes are located in the sub-alkaline field.

Some methods that are used for determining temperature formation and pressure of clinopyroxene are as follows:

1 – Kretz method (Kretz, 1994):

Using this method, temperature formation of clinopyroxene is about 1200- 1250°C.

2 – Soesoo method (Soesoo, 1997):

Using this method, pressure formation of clinopyroxene is about 6-10 Kb.

In Al+2Ti+Cr against Na+Al diagram, Clinopyroxenes are located above the $Fe^{+3}=0$ line (Schweitzer et al, 1979). This case and abundant hematite and magnetite in the Shurab area rocks confirm that oxygen fugacity is high. Based on Helz diagram (Helz, 1973), the content of magma water during clinopyroxene formation is about 2-5 percent.

Results

Using various methods, the temperature and pressure of clinopyroxene formation are about 1200 °C and 6-10 Kb, respectively. Clinopyroxene composition and the abundant hematite and magnetite in the studied rocks confirm that oxygen fugacity is high. According to Helz diagram, the amount of water is about 2-5 percent. Additionally, the parent magma of the studied area rocks is calc alkaline and tectonic setting is subduction-related based on the clinopyroxene composition.

Acknowledgment

The authors thank the University of Isfahan for its financial supports.

Reference

Adams, G.E. and Bishop, F.C., 1986. The olivine-clinopyroxene geobarometer: experimental results in the CaO- FeO- MgO- SiO₂ system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94(2): 230-237.

Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe^{3+} in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51(361): 431-437.

Helz, R.T., 1973. Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O}= 5$ kb as a function of oxygen fugacity. *Journal of Petrology*, 17(2): 139-193.

Kretz, R., 1994. *Metamorphic Crystallization*. Chichester and New York, New York, 530 pp.

Kushiro, I., 1960. Si- Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. *American Journal of Science*, 258(5): 548-554.

Lebas, N.J., 1962. The role of aluminous in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, 260(4): 267-88.

Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M., 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo- volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, 59(1): 139-154.

Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Fortschr mineral*, 66: 237-252.

Nisbet, E.G. and Pearce, J.A., 1977. Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63(2): 161-173.

Schweitzer, E.L., Papike, J.J. and bence, A. E., 1979. Statistical analysis of clinopyroxenes from deep sea basalts. *American Mineralogist*, 64(2): 501-513.

Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations. *Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)*, 119(1): 55-60.

Verhooe, J., 1962. Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks. *American Journal of Science*, 260(2): 211-220.