

Mineralogy, geothermobarometry and magmatic series of Natanz plutonic complex

M. Honarmand^{1*}, M. Moayyed¹, A. Jahangiri¹, J. Ahmadian²

1- Geology Department, Tabriz University, Iran

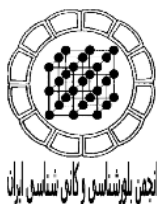
2- Geology Department, Payame – Noor University, Isfahan, Iran

(Received: 9/9/2008, in revised form: 5/3/2009)

Abstract: The Natanz plutonic complex is located in north of Isfahan and in the Orumieh – Dokhtar magmatic belt. Based on petrographic studies, the Natanz complex is composed of six rock types, which are granodiorite, quartz-diorite, diorite, gabbro, quartz-monzonite and granite monzogranit. The intrusive rocks of Natanz are related to the calc-alkaline magmatic series and I-type granitoids. These rocks are mainly composed of plagioclase, quartz, amphibole, alkali-feldspar, biotite, and pyroxene. The composition of olivine is Fo₆₇₋₇₀. Pyroxene is Na-poor. The Composition of clinopyroxenes is in the diopside – augite range and orthopyroxenes are enstatite. All clinopyroxene analyses display compositional differences between cores and rims. Calcic amphibole with magnesiohornblende composition is one of the mafic minerals in the rocks. Composition of plagioclase is An₁₁ (the minimum value in granite) to An₉₂ (the maximum value in gabbro) and in some samples this mineral has normal zoning. Micas are Mg-rich biotite. Application of Al in hornblende barometry indicates a pressure of $\approx$ 2 kbar for the intrusion. Thermometry yields low temperatures, which probably reflects late stage, post - magmatic re-equilibration of the minerals.

Keywords: *mineral chemistry, geothermometry, geobarometry, calc-alkaline, Orumieh – Dokhtar, Natanz.*

* Corresponding author, Tel.: +98 (0311) 2615796, Fax: +98 (0311) 7381002, E-mail: honarmand@modares.ac.ir



کانی‌شناسی، دما - فشارسنجی و تعیین سری ماگمایی مجموعه آذرین نفوذی نطنز

مریم هنرمند^{۱*}، محسن مؤید^۱، احمد جهانگیری^۱، جمشید احمدیان^۲

۱- دانشگاه تبریز، گروه زمین‌شناسی

۲- دانشگاه پیام نور/اصفهان، گروه زمین‌شناسی

(دریافت مقاله: ۸۷/۶/۱۹، نسخه نهایی: ۸۷/۱۲/۱۵)

چکیده: توده‌های آذرین نفوذی نطنز در شمال اصفهان و در امتداد کمربند ماگمایی ارومیه-دختر رخنمون یافته‌اند. بر اساس بررسی‌های سنگ‌شناختی این توده‌ها از گابرو، دیوریت، کوارتزدیوریت، گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت و مونزوگرانیت تشکیل یافته‌اند، و از نظر سری ماگمایی آهکی-قلیایی و از گرانیتوئیدهای نوع I هستند. داده‌های حاصل از آنالیز ریزپرذاشی حاکی از آن است که ترکیب الیومین موجود در گابروها در حد Fe_{67-71} است و پیروکسن‌های منطقه از نوع آهن، منیزیم و کلسیم‌دار (فقیر از Na) هستند. آمفیبول‌ها نیز از نوع کلسیک و بیشتر در ردهٔ مگنزیوهورنبلند قرار می‌گیرند. پلاژیوکلازهای منطقه در گستره‌ای از ترکیب $An_{11.43}$ تا $An_{92.37}$ قرار دارند. بیوتیت‌های تجزیه شده بیشتر در گسترهٔ بیوتیت‌های غنی از منیزیم قرار می‌گیرند. با استفاده از روش فشارسنجی Al در هورنبلند، فشاری که برای تشکیل توده‌های آذرین نفوذی منطقه برآورد می‌شود در حدود ۲ کیلو بار است. همچنین دمای بدست آمده برای تشکیل کانی‌های آمفیبول و پیروکسن، با استفاده از روش‌های مختلف، نسبتاً پایین (در حدود $800^{\circ}C$ ، در دیوریت) است که احتمالاً دمای مربوط به برقراری دوبارهٔ تعادل بین کانی‌ها در مراحل آخر ماگمایی و یا پس از ماگمایی است.

واژه‌های کلیدی: شیمی کانی، زمین دما سنجی، زمین فشارسنجی، آهکی قلیایی، ارومیه دختر، نطنز.

مقدمه

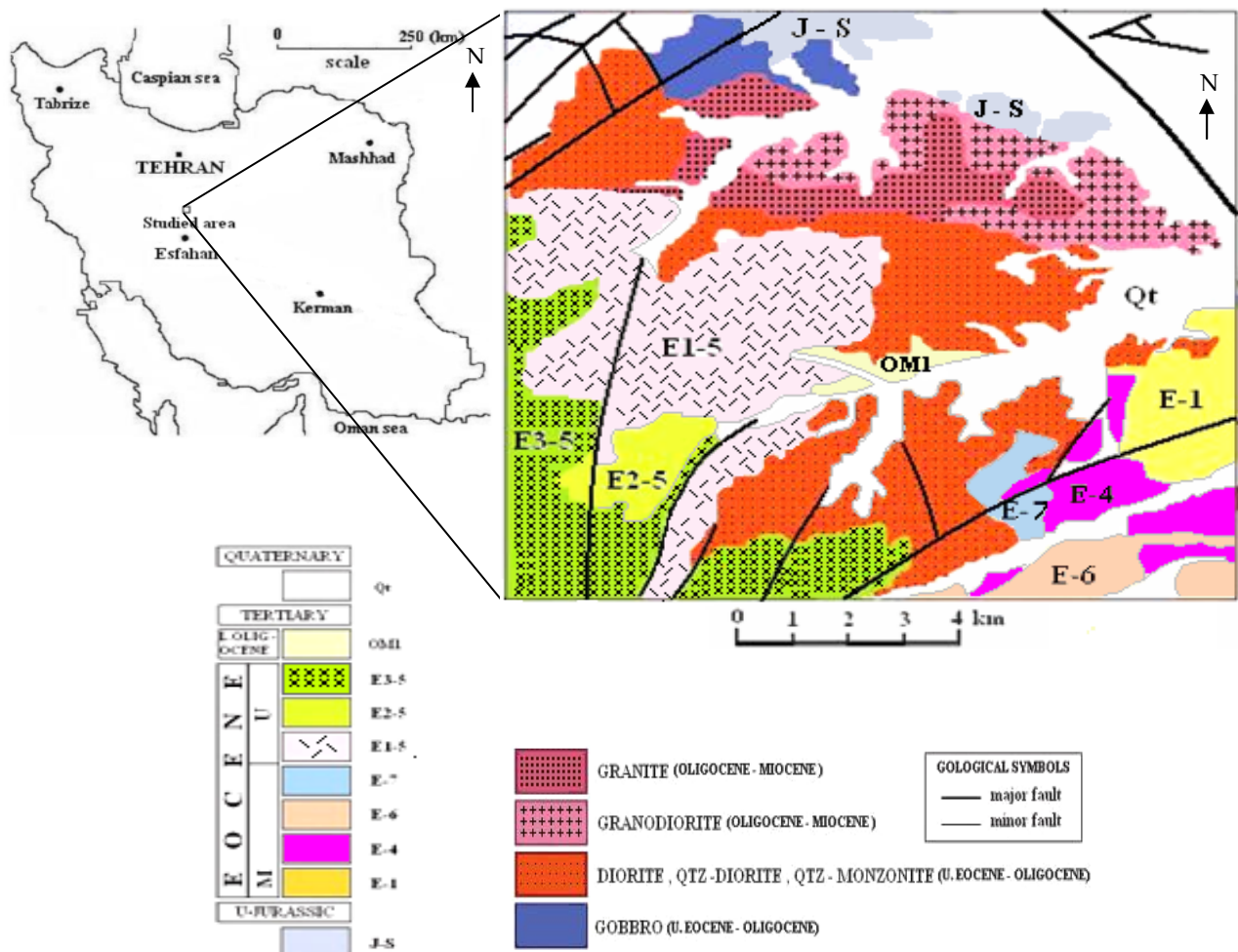
ناحیهٔ مورد بررسی در استان اصفهان و در شمال شهر اصفهان واقع شده است. این منطقه بین طول‌های جغرافیایی $51^{\circ} 47'$ و $51^{\circ} 56'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $32^{\circ} 32'$ و $33^{\circ} 26'$ شمالی قرار گرفته است (شکل ۱). توده‌های نفوذی به سن الیگو-میوسن در کنار گسل نطنز (که بخشی از گسل قم زفره به شمار می‌آید) رخنمون دارند. قدیمی‌ترین رخنمون‌های سنگی در چارگوش مورد بررسی، بیشتر در بخش‌های شمال و شمال غرب آن قرار گرفته است (شکل ۱) و معادل سازند شمشک در نظر گرفته می‌شود. سنگ‌های آتشفشانی ناحیهٔ مورد نظر بیشتر از واحدهای آندزیت، تراکی آندزیت، آندزی بازالت و توف‌های اسیدی هستند که مجموعهٔ نفوذی

نطنز با طیف ترکیبی از گابرو تا مونزوگرانیت در این سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی چین خوردهٔ ائوسن نفوذ کرده و هالهٔ دگرگونی مجاورتی درحد رخسارهٔ آلبیت-اپیدوت هورنفلس را در آن‌ها به وجود آورده است. به نظر می‌رسد واحدهای مختلف این مجموعهٔ نفوذی هم خاستگاه بوده و احتمالاً از تزریق‌های پی در پی حاصل شده‌اند (بر اساس نتایج شیمی سنگ کل و روابط سنگ‌شناختی و صحرایی [۱]). در این مجموعهٔ نفوذی گابروها قدیمی‌ترین واحد بوده و با دیوریت، گرانیت و رگه‌های آپلیت قطع شده‌اند. سنگ‌های حدواسط (دیوریت، گرانودیوریت و کوارتز مونزونیت) مهمترین انواع سنگی دیده شده در مجموعهٔ پلوتونیک مورد نظر می‌باشند. به طور کلی واحدهای آذرین درونی موجود در این منطقه را بر اساس بررسی‌های

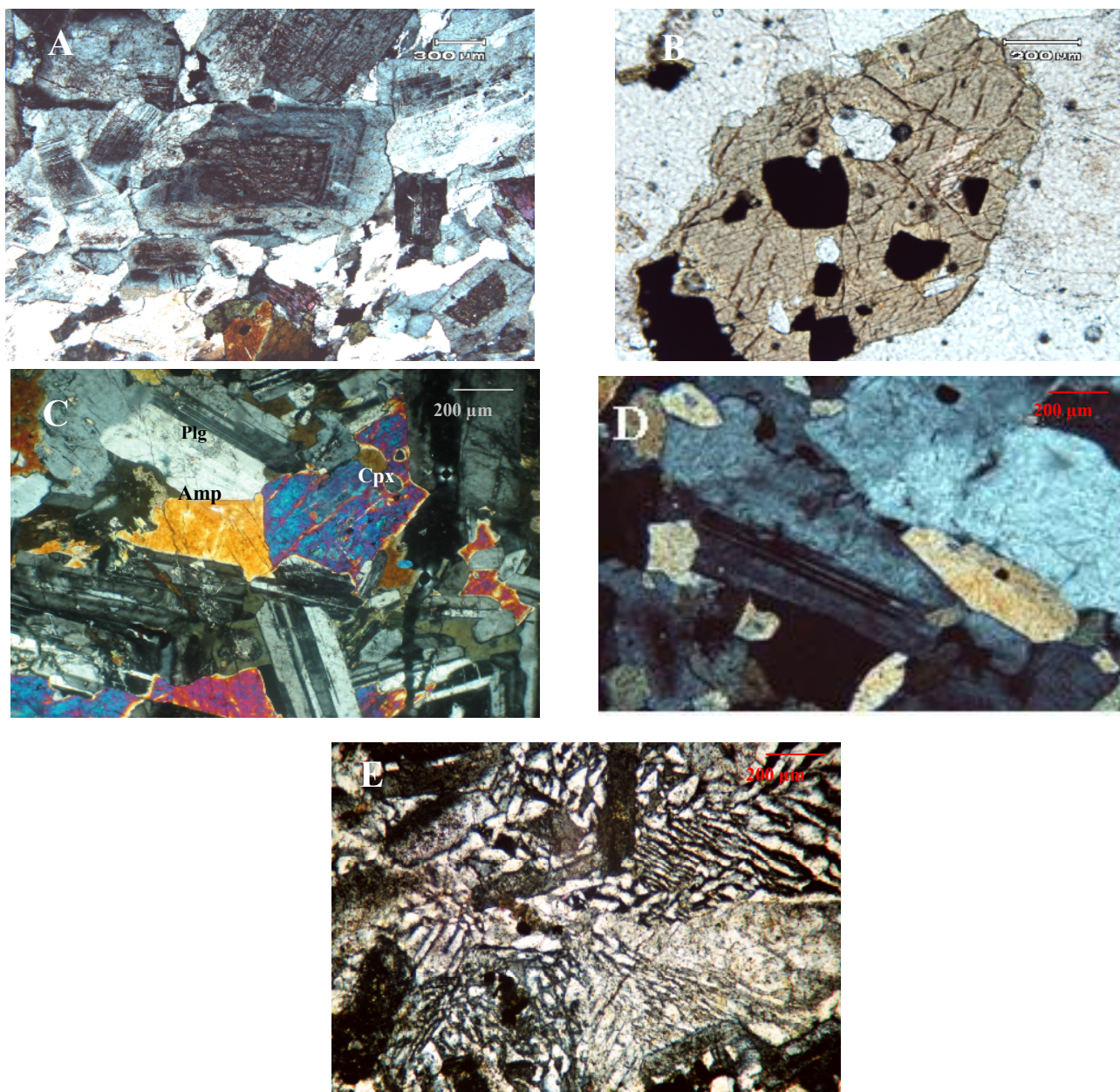
* نویسنده مسئول، تلفن: ۲۶۱۵۷۹۶ (۰۳۱۱) ۹۸+، نمابر: ۷۳۸۱۰۰۲ (۰۳۱۱) ۹۸+، پست الکترونیکی: honarmand@modares.ac.ir

توسط [۵] که در قالب رساله دکتری در سال ۱۳۵۹ انجام شده، اشاره کرد. با این توضیح که استفاده از آنالیزهای ریز پردازشی توسط ایشان تنها محدود به آگاهی از ترکیب کانی-شناسی در مبحث کانی‌شناسی بوده است و این نوشته نخستین پژوهش در زمینه بررسی‌های زمینی دما-فشار سنجی با تکیه بر داده‌های جدید ریزپردازش در مجموعه نفوذی نطنز محسوب می‌شود. علاوه بر این سعی شده است تا با تاکید بر ترکیب کانی‌شناسی، ویژگی‌های ماگمای سازنده این مجموعه، ارزیابی فشار و دما، سنگ‌زایی و در نهایت سری ماگمایی منطقه مورد بررسی به عمل آید.

سنگ شناختی می‌توان در شش گروه، گابرو، دیوریت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونزونیت، مونزوگرانودیوریت و گرانیت تقسیم‌بندی کرد. بیشترین تفاوت گروه‌های یاد شده در میزان پلاژیوکلاز، کوارتز و کانی‌های مافیک می‌باشد (شکل ۲). لازم به یادآوری است که مجموعه گرانیتوئیدی این منطقه از نظر ژئوشیمی سنگ [۱] و بر اساس تقسیم‌بندی [۲] نوع-I بوده و در سری ماگمایی آهکی قلیایی [۳] قرار می‌گیرد. بر اساس شیمی عناصر کمیاب در تجزیه سنگ کل [۱]، مجموعه مورد بررسی در نمودار [۴] در گستره ماگماهای با ویژگی‌های مناطق فرورانش قرار می‌گیرد. از پژوهش‌های مهم در ناحیه می‌توان به بررسی انجام شده



شکل ۱ موقعیت جغرافیایی منطقه مورد بررسی در ایران و نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ منطقه. واحدهای غیر پلوتونیک منطقه به ترتیب سن عبارتند از: J-S شیل و ماسه سنگ سازند شمشک، E1 آندزیت پورفیری، E4 توف اسیدی، E6 تراکی آندزیت، E7 آندزی بازالت، E1-5 آندزیت و آندزی بازالت، E2-5 توف ریوداسیتی، E3-5 پیروکلاستیک آندزیتی، OM1 کنگلومرا و برش آندزیتی، Qt نهشته‌های کواترنر.

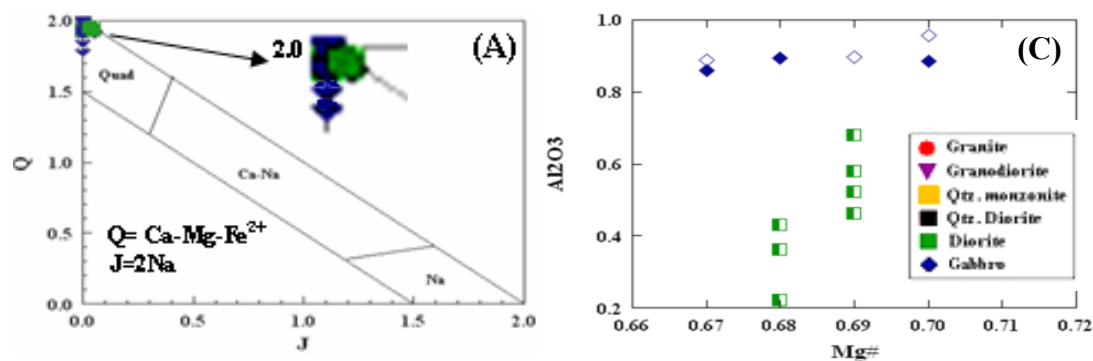


شکل ۲- تصویر A- منطقه بندی در پلاژیوکلاز موجود در دیوریت (XPL)، تصویر B- ادخال کانی های آپاتیت و مگنتیت در هورنبلند، گرانیت اوره (XPL)، تصویر C- بلورهای همزیست آمفیبول و کلینوپیروکسن در نمونه دیوریتی (XPL)، تصویر D- بلورهای همزیست آمفیبول و پلاژیوکلاز در نمونه گرانودیوریتی (XPL) و تصویر E- بافت گرانوفیر در کوارتز مونزونیت (PPL).

روش مطالعه

در این کار پژوهشی، جمعاً ۶۷ تجزیه نقطه ای از کانی های پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیک، الیوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و کلریت در دانشگاه Naruto ژاپن و با استفاده از دستگاه Joel، EPMA، مدل JXA-8800R، با ولتاژ شتاب دهنده 15 KV، شدت جریان 15 nA

و زمان شمارش ۴۰ ثانیه انجام شد. علاوه بر داده های ریزپردازشی فراهم شده در این پژوهش از نتایج آنالیز ریزپردازش [۵] نیز در برخی نمودارها، به استثنای مبحث دما- فشارسنجی، (با نمادهای نیمه پر) نیز استفاده شد. در شکل ۳ علائم وابسته به سنگ های مختلف که در کلیه نمودارها استفاده شد، دیده می شود.



شکل ۳ (A) رده‌بندی پیروکسن‌ها با استفاده از روش [۶]، هیچکدام از نمونه‌ها در رده پیروکسن‌های سدیم دار قرار نمی‌گیرند، (B) نمودار مربوط به تغییرات مقادیر Al_2O_3 در ارتوپروکسن نسبت به $Mg^{\#}$ موجود در این کانی‌ها در نمونه‌های وابسته به دیوریت‌ها تغییرات Al_2O_3 نسبت به $Mg^{\#}$ قابل توجه است. راهنمای علائم استفاده شده در کلیه نمودارها (لازم به یادآوری است که در نمودارهای این بخش علائم توپر به بخش‌های مرکزی بلورها و علائم توخالی به بخش‌های حاشیه بلورها مربوط می‌شوند).

سنگ شناختی

آمفیبول بیشتر از بیوتیت است. بافت گرانوفیری که محصول هم رشدی کوارتز و فلدسپار قلیایی است و خاص توده‌های نفوذی نیمه عمیق است، نیز در برخی نمونه‌های کوارتز مونزونیتی دیده می‌شود (شکل ۲- E). کانی‌های اصلی موجود در مونزونوگرانیت‌های منطقه شامل کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول هستند. بیوتیت کانی فرومنیزین غالب در گرانیت‌های منطقه است و در حدود ۱۵ درصد حجمی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد. شواهد سنگ‌شناختی نشان می‌دهد که پس از تبلور هورنبلند و پلاژیوکلاز، آبگون باقیمانده از پتاسیم غنی شده و ترکیب ماگما به سمت تبلور ارتوز پیش رفته است. فلدسپار پتاسیم فاز اصلی را در سنگ‌های اسیدی و حدواسط منطقه تشکیل می‌دهد و بلورهای آن گاهی به صورت شکل‌دار دیده می‌شوند ولی معمولاً به صورت نیمه شکل‌دار و بی‌شکل فضای بین دانه‌های دیگر را پر کرده‌اند. برخی از آن‌ها ماکل کارلسباد داشته و در برخی بلورها نیز بافت پرتیتی قابل مشاهده است. در برخی مقاطع پلاژیوکلاز با فلدسپار قلیایی فراگرفته شده است که نشانه ترتیب تبلور آنهاست.

بحث و بررسی

۱- پیروکسن

یکی از تشکیل دهنده‌های مهم سنگ‌های گابرویی منطقه، پیروکسن است که پس از پلاژیوکلاز، فراوانترین کانی سنگ به حساب می‌آید. این کانی گاهی دستخوش دگرسانی شده و طی فرایند اورالیتی شدن بوسیله آمفیبول جایگزین شده است. پدیده بالا احتمالاً ناشی از دگرسانی در مرحله دوتریک است. پیروکسن‌ها در گابروها و دیوریت‌ها بافت افیتیک و شبه افیتیک نشان می‌دهند که مبین تبلور همزمان آن‌ها با

گابرو در بخش شمالی چهارگوش مورد بررسی برونزد دارد (شکل ۱) و کانی‌های اصلی موجود در آن شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و به مقدار کمتری آمفیبول است. الیون نیز در برخی از مقاطع بیشتر به صورت ریز بلور تا متوسط دیده می‌شود. آمفیبول مهمترین کانی مافیک در دیوریت‌های منطقه بوده و به دو صورت اولیه (هورنبلند سبز) و ثانویه (اکتینولیت و اورالیت) حاصل تجزیه پیروکسن‌ها، دیده می‌شود [۱]. همانند گابروها، پلاژیوکلاز مهمترین کانی فلسیک موجود در دیوریت-هاست و بیشتر دارای ماکل مکرر بوده و در برخی موارد دارای منطقه‌بندی است (شکل ۲- A). پلاژیوکلازها معمولاً به سرسیت تجزیه شده‌اند. همچنین نفوذی‌هایی از آپاتیت، زیرکن و هورنبلندسبز در بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. بر پایه بررسی‌های کانی‌شناختی، کانی‌های کدر موجود در این سنگ‌ها بیشتر از نوع مگنتیت بوده که در برخی نقاط بخشی از این کانی‌ها همراه با آپاتیت به وسیله آمفیبول و بیوتیت فرا گرفته شده‌اند (شکل ۲- B) که نشانگر تقدم تبلور مگنتیت است. آمفیبول و کلینوپروکسن کانی‌های مافیک غالب در نمونه‌های دیوریتی منطقه هستند. در شکل ۲- C نمونه‌ای از کانی‌های آمفیبول و کلینوپروکسن همزیست موجود در این سنگ‌ها نشان داده شده است. بافت‌های مشاهده شده در کوارتز دیوریت‌ها شامل گرانولار، پوئی کلیتیک، افیتیک و کرونا می‌باشند. کانی‌های اصلی موجود در این سنگ‌ها و نیز گرانودیوریت‌ها شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول (شکل ۲- D)، کوارتز، کلینوپروکسن (در کوارتز دیوریت‌ها)، فلدسپار پتاسیک و بیوتیت است. در بیشتر مقاطع کوارتز دیوریت‌ها، فراوانی

انستاتیت همه نمونه‌ها در گستره ترکیبی 65-69 En واقع شده است. چنانکه در نمودار ۳-B مشاهده می‌شود مقدار Al_2O_3 در ارتوپروکسن‌های موجود در گابرو، نسبت به تغییرات $Mg^{\#}$ تقریباً ثابت است ولی در نمونه‌های وابسته به دیوریت‌ها تغییرات Al_2O_3 نسبت به $Mg^{\#}$ قابل توجه است. این حالت می‌تواند ناشی از بالا رفتن میزان Al_2O_3 ماگما در حین جدایش و تبلور ماگما باشد، چرا که با افزایش میزان Al_2O_3 ماگما، بلورهای پلاژیوکلاز پیش از ارتوپروکسن متبلور می‌شوند و در نتیجه بر اثر ورود Al به شبکه پلاژیوکلاز، ارتوپروکسن‌ها از Al فقیر می‌شوند [۱]. مقادیر وابسته به Cr، Na، و Ti موجود در ارتوپروکسن به تناسب کاهش مقدار $Mg^{\#}$ (درصد انستاتیت) و یا به عبارتی با افزایش درجه جدایش و تبلور ماگما، کم و بیش کاهش می‌یابند.

پلاژیوکلاز و یا کمی دیرتر از آن، لازم به یادآوری است که بیشتر پیروکسن‌های موجود در مقاطع بررسی شده از نوع کلینوپروکسن هستند. به طور کلی پیروکسن‌های منطقه اعم از ارتو و کلینو در نمودار J-Q (شکل ۳-A) که برای رده بندی پیروکسن‌ها پیشنهاد شده است [۶]، در گستره وابسته به پیروکسن‌های آهن- منیزیوم- کلسیم قرار می‌گیرند، چنانکه در نمودار یادشده دیده می‌شود، این پیروکسن‌ها فقیر از سدیم هستند.

I - ارتوپروکسن

این کانی به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در گابروهای منطقه دیده می‌شود. ترکیب ارتوپروکسن‌های ناحیه (جدول ۱) در قلمرو انستاتیت قرار می‌گیرد. برای جدایش میزان Fe^{2+} و Fe^{3+} از روش پیشنهادی [۷] استفاده شد. درصد

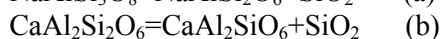
جدول ۱ نتایج ریزپردازش کانی‌های کلینوپروکسن (Cpx) بر اساس ۶ اکسیژن، نمادهای استفاده شده در همه جدول‌ها شامل: gb: گابرو، dio: دیوریت، grd: گرانودیوریت و gr: گرانیت، هستند.

Cpx	gb	gb	gb	gb	dio	dio	dio	dio
SiO ₂	۵۱٫۰۴	۵۱٫۲۸	۵۲٫۰۷	۵۱٫۲۴	۵۲٫۱۷	۵۲٫۵۰	۵۱٫۳۸	۵۱٫۴۹
TiO ₂	۰٫۵۹	۰٫۵۵	۰٫۴۷	۰٫۵۱	۰٫۲۰	۰٫۳۵	۰٫۳۶	۰٫۴۵
Al ₂ O ₃	۱٫۹۴	۲٫۳۴	۱٫۶۸	۱٫۹۰	۱٫۰۶	۲٫۰۱	۲٫۳۰	۲٫۶۴
FeO	۷٫۹۰	۸٫۵۱	۹٫۲۰	۸٫۸۸	۹٫۸۷	۹٫۶۱	۷٫۷۴	۸٫۲۶
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۲	۰٫۱۱	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۱۴	۰٫۰۰
MnO	۰٫۴۲	۰٫۳۲	۰٫۴۳	۰٫۳۳	۰٫۳۵	۰٫۲۹	۰٫۲۵	۰٫۲۷
MgO	۱۴٫۱۹	۱۴٫۰۹	۱۵٫۰۰	۱۴٫۳۳	۱۴٫۵۲	۱۶٫۴۱	۱۴٫۷۰	۱۵٫۲۲
CaO	۲۱٫۹۳	۲۱٫۵۵	۲۰٫۶۸	۲۰٫۵۲	۲۰٫۸۴	۱۹٫۲۳	۲۱٫۴۳	۲۱٫۱۳
Na ₂ O	۰٫۳۴	۰٫۳۲	۰٫۳۰	۰٫۳۹	۰٫۳۳	۰٫۲۴	۰٫۳۳	۰٫۳۲
K ₂ O	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
NiO	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Total	۹۸٫۳۵	۹۹٫۰۴	۹۹٫۸۶	۹۸٫۱۲	۹۹٫۳۵	۱۰۰٫۷۱	۹۸٫۶۳	۹۹٫۸۰
T- Si	۱٫۹۲۵	۱٫۹۲۴	۱٫۹۳۶	۱٫۹۳۹	۱٫۹۵۵	۱٫۹۳	۱٫۹۲۷	۱٫۹۰۶
T- Al	۰٫۰۷۵	۰٫۰۷۶	۰٫۰۶۴	۰٫۰۶۱	۰٫۰۴۵	۰٫۰۷	۰٫۰۷۳	۰٫۰۹۴
M ₁ Al	۰٫۰۱۱	۰٫۰۲۸	۰٫۰۱	۰٫۰۲۴	۰٫۰۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲۸	۰٫۰۲۲
M ₁ Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰
M ₁ Fe ³⁺	۰٫۰۵۱	۰٫۰۳۷	۰٫۰۴۸	۰٫۰۳۷	۰٫۰۵۶	۰٫۰۵۶	۰٫۰۳	۰٫۰۷
M ₁ Ti	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۵	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱۳
M ₁ Mg	۰٫۷۹۸	۰٫۷۸۸	۰٫۸۳۱	۰٫۸۰۸	۰٫۸۱۱	۰٫۸۹۸	۰٫۸۲۲	۰٫۸۴
M ₁ Fe ²⁺	۰٫۱۷۳	۰٫۱۶۵	۰٫۱۴۵	۰٫۱۵۳	۰٫۱۸۱	۰٫۰۷۷	۰٫۱۳۶	۰٫۱۲۶
M ₁ Ni	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
M ₂ Mg	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
M ₂ Fe ₂	۰٫۰۷۶	۰٫۱۰۱	۰٫۱۴۱	۰٫۱۲۸	۰٫۱۲۸	۰٫۲۱۸	۰٫۱۰۷	۰٫۱۳
M ₂ Mn	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۱	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۸
M ₂ Ca	۰٫۸۸۶	۰٫۸۶۵	۰٫۸۲۴	۰٫۸۳۲	۰٫۸۳۷	۰٫۷۵۶	۰٫۸۶۱	۰٫۸۳۸
M ₂ Na	۰٫۰۲۵	۰٫۰۲۳	۰٫۰۲۱	۰٫۰۲۸	۰٫۰۲۴	۰٫۰۱۷	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۳
M ₂ K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Sum Cat.	۴٫۰	۴٫۰	۴٫۰	۳٫۹۹۹	۴٫۰	۴٫۰	۴٫۰	۴٫۰

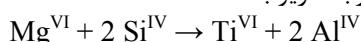
II - کِلینوپیروکسن

این کانی در سنگ‌های گابرو، دیوریت و کوارتز دیوریت ناحیه وجود دارد. کِلینوپیروکسن‌ها بیشتر از نوع کلسیک [کلسیم‌دار] هستند [۸]. در نمونه‌های تجزیه شده تغییر ترکیب از حاشیه به مرکز دیده می‌شود. ترکیب کِلینوپیروکسن‌های منطقه بیشتر از نوع دیوپسید و اوزیت است. کِلینوپیروکسن‌های تجزیه شده (جدول ۲) در حاشیه، Fe/Mg بیشتری نسبت به بخش مرکزی دارند که نشانگر منطقه‌بندی عادی در این کانی‌هاست. این تفاوت ترکیبی بین حاشیه و هسته را به تغییرات دما و فشار ماگما ضمن صعود نسبت داده‌اند [۹] در حالیکه [۱۰] منطقه-بندی عادی در کِلینوپیروکسن را ناشی از جدایش در فشار ثابت و یا صعود ماگمای آبدار (در دمای ثابت) و یا هر دوی این عوامل می‌داند. مقدار Fe^{3+} در پیروکسن‌ها بستگی به میزان اکسیژن محیط تشکیل آن‌ها دارد و از روی نمودار تغییرات $Al^{IV}+Na$ نسبت به $Al^{VI}+2Ti+Cr$ قابل ارزیابی است [۱۱]، [۱۲]. چنانکه در نمودار (شکل ۴ - A) ملاحظه می‌شود بیشتر نمونه‌ها در گستره بالای خط $Fe^{3+} = 0$ قرار می‌گیرند. این نمودار بر اساس موازنه Al موجود در موقعیت چهاروجهی با Al و Cr^{3+} موجود در موقعیت هشت وجهی بنا شده است. بنابراین می‌توان گفت قرارگیری نمونه‌ها در بالای خط یادشده احتمالاً نشانه بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و قرارگیری آن‌ها در زیر خط نشانه پایین بودن فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل آنهاست [۱۲]. در عین حال [۱۳] به فاصله نمونه‌ها از خط Fe^{3+} اشاره کرده و یادآور شده‌اند که هر چه فاصله نمونه‌ها از این خط بیشتر باشد مقدار فوگاسیته [مدسانی] اکسیژن در محیط تشکیل آن‌ها بیشتر بوده است. با توجه به این که مجموع کاتیون‌های موقعیت چهاروجهی در فرمول ساختاری کِلینوپیروکسن‌ها برابر ۲ است، در نمودار شکل ۴ - B که در آن میزان Al نسبت به Si موجود در کِلینوپیروکسن ترسیم شده است، کلیه نمونه‌ها (اعم از گابرو و دیوریت) در بالای خط $Si + Al = 2$ قرار می‌گیرند. که گویای آن است که در کِلینوپیروکسن‌ها موقعیت چهار وجهی، تماماً با کاتیون‌های Si و بخشی از کاتیون‌های Al (Al^{IV}) اشغال شده و بقیه کاتیون‌های Al اضافی (Al^{VI}) در موقعیت هشت وجهی وارد شده‌اند. قرارگیری نمونه‌ای زیر خط یادشده حاکی از این است که نه تنها همه کاتیون‌های Si و Al وارد جایگاه هشت وجهی شده‌اند، بلکه به دلیل تکمیل نشدن این موقعیت، کاتیون‌های سه

ظرفیتی دیگر از قبیل Ti ، Cr و Fe^{3+} نیز وارد آن شده‌اند. به عبارت دیگر چنین پیروکسنی فاقد آلومینیوم هشت وجهی (Al^{VI}) است. لازم به یادآوری است که مقدار Al در کِلینوپیروکسن‌ها در فشارهای زیاد ($> 3.5 GPa$) بواسطه واکنش (a) و در فشارهای پایین ($0.5 - 1.2 GPa$) با واکنش (b) کنترل می‌شود [۱۴]. واکنش (a) در اعماق بیش از ۱۲۰ کیلومتر رخ می‌دهد [۱۴].



از آنجا که ترکیب شیمیایی کِلینوپیروکسن‌ها تابعی از ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل ماگمای سازنده آنهاست، بنابراین نمودارهای (شکل ۴ - D, C) می‌تواند اطلاعاتی را در رابطه با سری ماگمایی تشکیل دهنده سنگ‌ها ارائه دهد [۱۵، ۱۶]. چنانکه در این نمودارها مشاهده می‌شود کِلینوپیروکسن‌های ناحیه بیشتر در گستره تولییتی و آهکی - قلیایی (شبه قلیایی) قرار می‌گیرند. این کِلینوپیروکسن‌ها در مقایسه با انواع موجود در سنگ‌های قلیایی از Si غنی‌ترند. چنانکه در نمودار شکل ۴ - E ملاحظه می‌شود رابطه مثبتی بین Ti و Al^{IV} دیده می‌شود، حال آنکه در نمودار $Mg - Ti$ ، این رابطه وارون است (شکل ۴ - F) که می‌تواند بازتابی از جانشینی $CaTiAl_2O_6$ به جای $Ca(Mg,Fe)Si_2O_6$ بنابر رابطه زیر باشد:



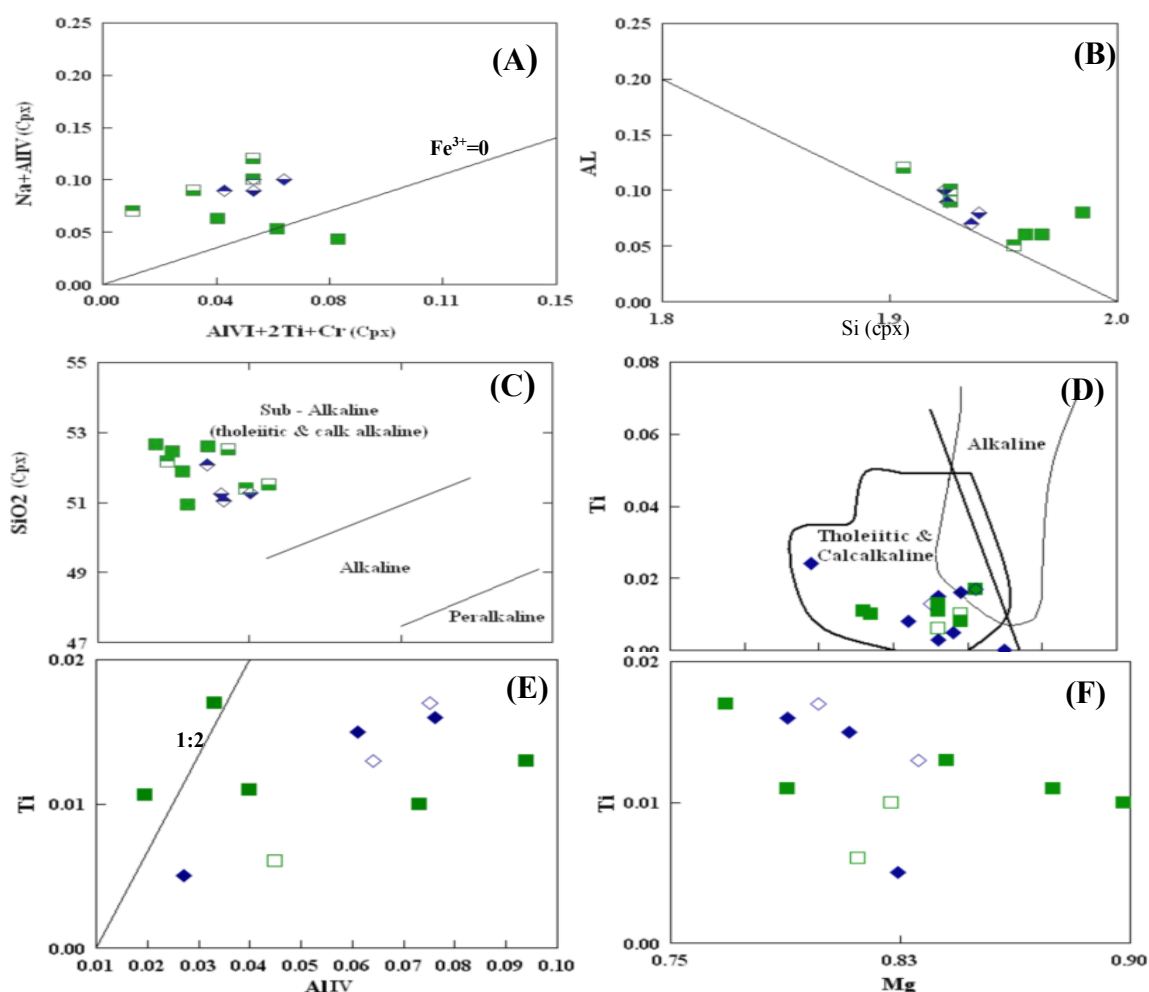
خطی که مشخص کننده جانشینی ایده آل $Ti-Al^{IV}$ است در شکل ۴ - E ترسیم شده است. در این نمودار نمونه‌ها در پایین خط (سمت Al^{IV}) قرار گرفته‌اند که نشان می‌دهد Al در موقعیت چهار وجهی قرار گرفته تا دیگر جانشینی‌های دوتایی را که شامل Ti می‌شود جبران کند. در رابطه با کم بودن میزان Cr_2O_3 در این بلورها می‌توان گفت که این پیروکسن‌ها از یک ماگمای جدایشی متبلور شده‌اند، به عبارت دیگر ماگمای سازنده گابروهای منطقه، اولیه نبوده و خود حاصل جدایش یک ماگمای بازیک‌تر بوده است. گابروهای منطقه نسبت به دیوریت‌ها حاوی Ti بیشتری هستند. این در حالی است که کِلینوپیروکسن موجود در گابروها Ti کمتری نسبت به نمونه‌های موجود در دیوریت‌ها دارند. پایین بودن میزان تیتانیوم در ترکیب این کِلینوپیروکسن‌ها به حضور مقدار بیشتری ایلمنیت در گابروها وابسته است. زیرا با تبلور ایلمنیت Ti موجود در آگون بیشتر وارد شبکه ایلمنیت شده و پیروکسن‌های همزیست با ایلمنیت، از تیتانیوم فقیر می‌شوند. Ti^{4+} در

دیوریتی در حدود ۸۰۰ درجه سانتیگراد است. در شکل ۵-B با استفاده از نمودار Cr_2O_3 نسبت به Al_2O_3 [۱۹] در کلینوپیروکسن می‌توان فشار در زمان تبلور کلینوپیروکسن‌ها را معادل فشارهای موجود در پوسته زمین برآورد کرد (بخش بالای نمودار معادل فشار در گوشه است)، لازم به یادآوری است که این نمودار یک برآورد کلی در مورد فشار تبلور این کانی ارائه می‌کند. همچنین برخی از پژوهشگران نظیر [۲۰] و [۲۱] معتقدند که نسبت $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$ با فشار در زمان تبلور کلینوپیروکسن رابطه مستقیمی دارد. بنابراین کم بودن این نسبت (۰/۰۴ - ۰/۳۹) در کلینوپیروکسن‌های منطقه می‌تواند دلیل دیگری بر فشار نسبتاً پایین حاکم بر محیط تبلور این کانی قلمداد شود.

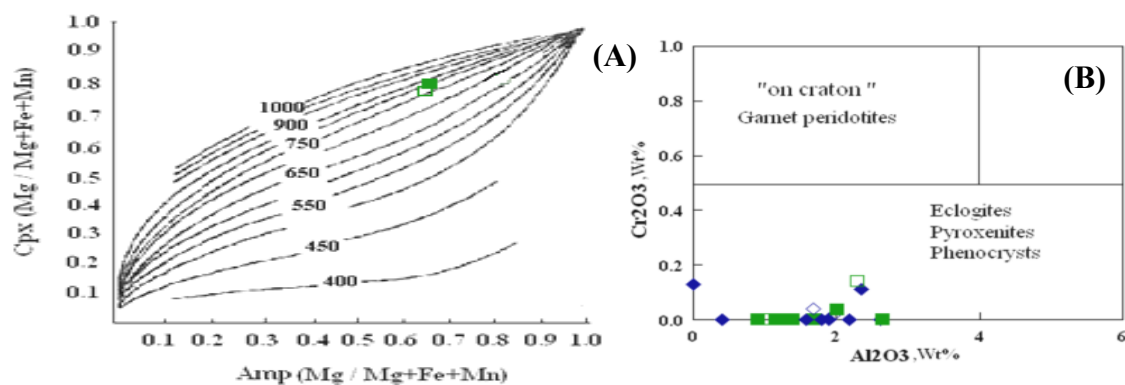
کلینوپیروکسن‌ها می‌تواند به عنوان یک عنصر اصلی قلمداد شود. این عنصر موقعیت هشت وجهی M_1 را اشغال می‌کند و بخاطر تفاوت‌های بین ظرفیت Ti^{4+} با Mg و Fe (که در این موقعیت می‌بایزند)، جایگیری Ti در شبکه بلور کلینوپیروکسن نیازمند دو جانشینی همزمان است. به عبارت دیگر نخست جانشینی $\text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Al}^{3+}$ در موقعیت هشت وجهی بایستی انجام شود [۱۷]. یکی از روش‌های دماسنجی بر پایه تبادل کاتیون - های Fe و Mg بین کانی‌های آمفیبول و کلینوپیروکسن همزیست است [۱۸] که دمای تعادل این دو کانی را به دست می‌دهد (از آنجائیکه به برقراری تعادل کامل ترمودینامیکی پیرامون بلور، اطمینان بیشتری می‌توان داشت، لذا از ترکیب این کانی‌ها در حاشیه بلور استفاده شد) (شکل ۵-A). با استفاده از این روش دمای تعادلی این دو کانی در نمونه

جدول ۲. نتایج ریزپردازش کانی‌های ارتوپیروکسن (Opx) بر پایه ۶ اکسیژن.

Opx	gb	gb	gb	gb	gb
SiO_2	۵۲/۹۶	۵۳/۳۸	۵۳/۲۲	53/26	۵۳/۲۹
TiO_2	۰/۳۵	۰/۲۸	۰/۲۴	۰/۲۷	۰/۲۲
Al_2O_3	۰/۸۹	۰/۹۰	۰/۸۶	۰/۹۶	۰/۸۸
FeO	۱۹/۷۴	۱۹/۵۰	۲۰/۳۹	۱۸/۸۱	۱۹/۳
Cr_2O_3	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲۴
MnO	۰/۶۹	۰/۶۶	۰/۶۴	۰/۶۹	۰/۷۲
MgO	۲۳/۹۲	۲۴/۶۰	۲۳/۶۲	۲۴/۵۵	۲۴/۸۴
CaO	۱/۷۲	۱/۳۱	۱/۲	۱/۶۸	۰/۷۸
Na_2O	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰
K_2O	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱۳
NiO	۰/۰۰	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۳
Total	۱۰۰/۳۲	۱۰۰/۷۲	۱۰۰/۲	۱۰۰/۲۳	۱۰۰/۰۷
T- Si	۱/۹۴۵	۱/۹۴۸	۱/۹۶۱	۱/۹۴۹	۱/۹۵۲
T- Al	۰/۰۳۹	۰/۰۳۹	۰/۰۳۷	۰/۰۴۱	۰/۰۳۸
$\text{M}_1 \text{ Al}$	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
$\text{M}_1 \text{ Cr}$	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۱
$\text{M}_1 \text{ Fe}^{3+}$	۰/۰۵۴	۰/۰۵	۰/۰۲۸	۰/۰۴۶	۰/۰۰
$\text{M}_1 \text{ Ti}$	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰۷	۰/۰۰۷	۰/۰۰۶
$\text{M}_1 \text{ Mg}$	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹۳	۰/۹۹۳	۰/۹۹۳
$\text{M}_1 \text{ Fe}^{2+}$	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
$\text{M}_1 \text{ Ni}$	۰/۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
$\text{M}_2 \text{ Mg}$	۰/۳۲	۰/۳۴۷	۰/۳۰۴	۰/۳۴۷	۰/۳۶۳
$\text{M}_2 \text{ Fe}^{2+}$	۰/۶۰۶	۰/۵۹۵	۰/۶۲۹	۰/۵۷۵	۰/۵۹۳
$\text{M}_2 \text{ Mn}$	۰/۰۲۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲۱	۰/۰۲۲
$\text{M}_2 \text{ Ca}$	۰/۰۶۸	۰/۰۵۱	۰/۰۴۷	۰/۰۶۶	۰/۰۳۱
$\text{M}_2 \text{ Na}$	۰/۰۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
$\text{M}_2 \text{ K}$	۰/۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۱
Sum Cat.	۴/۰	۳/۹۹۹	۴/۰	۴/۰	۳/۹۹۹



شکل ۴ (A) نمودار تعیین فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل پیروکسن‌ها [۱۲] ترکیب کلینوپیروکسن‌ها بیشتر نشان‌دهنده بالا بودن نسی فوگاسیته اکسیژن در زمان تبلور آن‌هاست، (B) نمودار تعیین میزان اشباع جایگاه چهار وجهی در کلینوپیروکسن‌ها موقعیت چهاروجهی، تماماً با کاتیون‌های Si و بخشی از کاتیون‌های Al (AlIV) اشغال شده و بقیه کاتیون‌های Al اضافی (AlVI) در موقعیت هشت‌وجهی وارد شده‌اند، (C) تعیین سری ماگمایی با استفاده از ترکیب کلینوپیروکسن‌ها [۱۵، ۱۶]، کلینوپیروکسن‌های ناحیه بیشتر در گستره تولیتی و آهکی - قلیایی (ساب آکالن) قرار می‌گیرند، (E) نمودار تغییرات Ti نسبت به AlIV در پیروکسن‌های منطقه و (F) تغییرات Ti نسبت به Mg، گابروهای منطقه نسبت به دیوریت‌ها حاوی Ti بیشتری هستند، نمادها نظیر شکل ۳ هستند.



شکل ۵ (A) تعیین دمای تعادل کلینوپیروکسن و آمفیبول همزیست در نمونه دیوریتی [۸] و (B) نمودار درصد وزنی Cr_2O_3 نسبت به Al_2O_3 در کلینوپیروکسن [۱۹]. نمادها نظیر شکل ۳ هستند.

۲- آمفیبول

آمفیبول‌ها در دامنه گسترده‌ای از شرایط فشار و دما ظاهر می‌شوند و از سازندگان عادی سنگ‌های آذرین بویژه سنگ‌های درونی از نوع آهکی-قلیایی و سنگ‌های دگرگونی به شمار می‌آیند. در مجموعه نفوذی نطنز نیز آمفیبول مهمترین کانی مافیک به ویژه در سنگ‌های حدواسط منطقه است. آمفیبول‌های منطقه بر اساس رده بندی [۸] از نوع کلسیک [کلسیم دارند] اند. این کانی در رده بندی [۲۲] نیز در گروه آمفیبول‌های کلسیک (منوکلینیک) [تک میل] با پارامترهای $(Ca + Na_B) \geq 1$ و $Na_B < 0.5$ و $Ca > 1.5$ و نیز زیر رده $Ca > 0.5$ و $(Na + K)A \geq 0.5$ و سری $Ti < 0.5$ قرار می‌گیرند (شکل ۶- A و B) که مطابق با آن، آمفیبول‌های

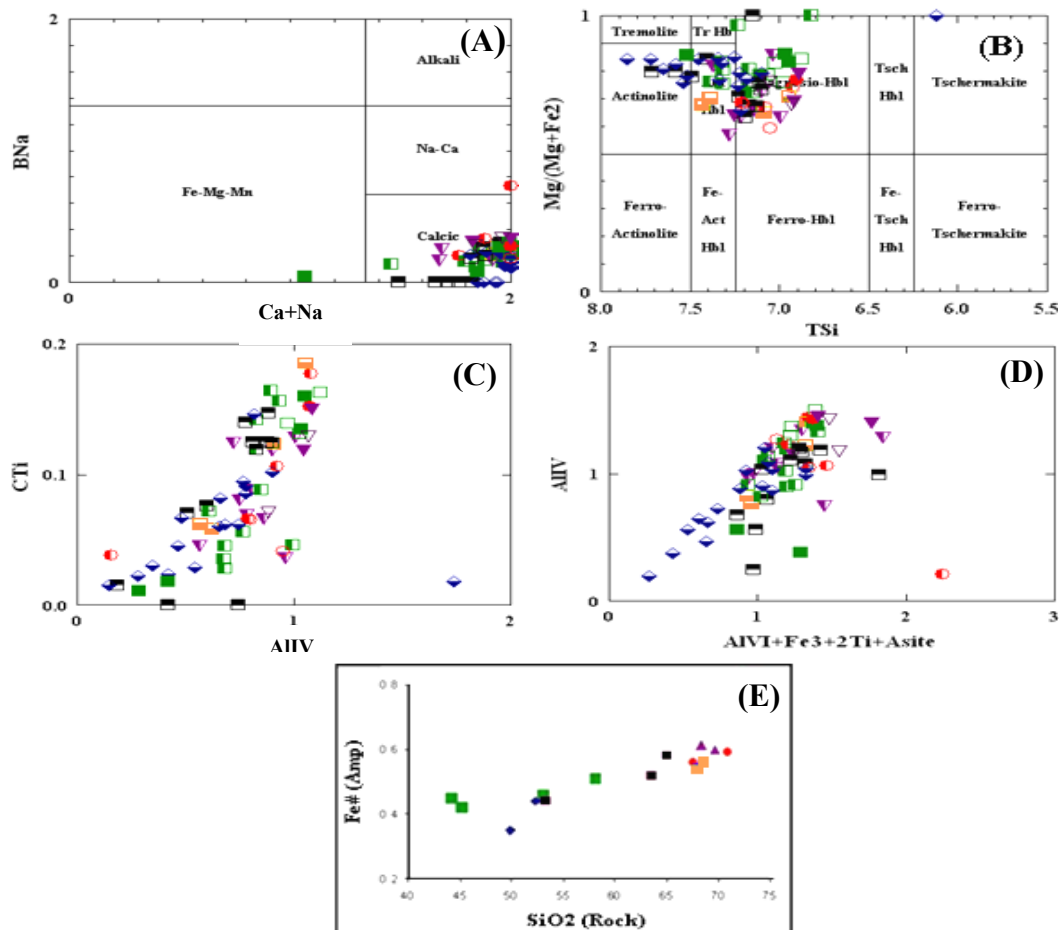
تجزیه شده در زیررده‌های مگنزیوهورنبلند، هورنبلند و اکتینولیت قرار می‌گیرند. از آنجا که مقدار Fe^{3+} در فرمول ساختاری آمفیبول‌های موجود در مونوزوگرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها و نیز برخی از دیوریت‌ها بیشتر از یک است (فرمول ساختاری آمفیبول بر اساس ۱۳ کاتیون و روش پیشنهادی [۷] [محاسبه شده است] بنابراین می‌توان پیشوند فرو را برای نامگذاری هورنبلندهای موجود در این سنگ‌ها به کار برد (جدول ۳). لازم به یادآوری است که در این میان تنها یکی از آمفیبول‌های مربوط به [۵] در گستره آمفیبول Na دار قرار می‌گیرد. چنانکه در نمودار A دیده می‌شود نمونه‌های وابسته به سنگ‌های مونوزوگرانیته دارای Na بیشتری نسبت به دیگر نمونه‌ها هستند.

جدول ۳ نتایج ریزپردازش کانی‌های آمفیبول (Amph) بر بر پایه ۲۳ اکسیژن.

Amp	dio	dio	dio	dio	dio	grd	grd	grd	grd	gr
SiO ₂	۴۸٫۲۱	۴۷٫۶۱	۵۳٫۵۱	۴۷٫۳۵	۴۷٫۸۶	۴۷٫۳۹	۴۷٫۲۵	۴۸٫۴۵	۴۷٫۴۱	۴۷٫۵۲۲
TiO ₂	۱٫۲۷	۱٫۱۹	۰٫۱۷	۱٫۴۹	۱٫۴۶	۱٫۱۷	۱٫۳۷	۰٫۶۵	۱٫۱۰	۰٫۳۶۸
Al ₂ O ₃	۵٫۷۸	۶٫۱۷	۲٫۵۳	۶٫۷۸	۶٫۲۸	۶٫۲۶	۶٫۴۰	۵٫۱۴	۶٫۱۲	۶٫۱۲۸
FeO	۱۲٫۵۳	۱۴٫۵۹	۱۲٫۴۸	۱۲٫۴۸	۱۳٫۱۲	۱۸٫۸۲	۱۷٫۶۴	۱۸٫۲۹	۱۸٫۳۵	۱۹٫۳۰۷
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۳۰
MnO	۰٫۳۰	۰٫۲۶	۰٫۲۸	۰٫۱۶۹	۰٫۲۳	۱٫۱۵	۱٫۰۲	۱٫۳۰	۰٫۶۸	۰٫۷۸۴
MgO	۱۵٫۱۰	۱۳٫۷۸	۱۶٫۹۳	۱۵٫۱۰	۱۴٫۷۶	۱۱٫۱۰	۱۱٫۶۷	۱۱٫۹۸	۱۲٫۱۶	۱۰٫۵۸۹
CaO	۱۱٫۲۳	۱۱٫۴۲	۱۱٫۷۶	۱۱٫۱۱	۱۰٫۸۵	۱۰٫۳۵	۱۰٫۶۴	۹٫۹۵	۹٫۷۳	۱۱٫۴۵۶
Na ₂ O	۰٫۹۲	۰٫۸۷	۰٫۲۹	۱٫۱۲	۱٫۱	۱٫۲۱	۱٫۲۰	۱٫۰۱	۱٫۱۰	۰٫۷۹۹
K ₂ O	۰٫۳۲	۰٫۴۲	۰٫۱۰	۰٫۴۶	۰٫۳۹	۰٫۳۶	۰٫۴۱	۰٫۳۳	۰٫۴۰	۰٫۴۸۴
NiO	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۳۷
Total	۹۵٫۶۹	۹۶٫۳۲	۹۸٫۰۶	۹۶٫۱۰	۹۶٫۱۲	۹۷٫۷۸	۹۷٫۶۸	۹۷٫۱۳	۹۷٫۱۰	۹۷٫۵۱
T- Si	۷٫۰۲۶	۶٫۹۷۴	۷٫۵۱۸	۶٫۸۷۵	۶٫۹۴۹	۶٫۹۳۱	۶٫۹۱۵	۷٫۰۵۶	۶٫۸۸۷	۷٫۰۴۹
T- Al	۰٫۹۷۴	۱٫۰۲۶	۰٫۴۱۹	۱٫۱۲۵	۱٫۰۵۱	۱٫۰۶۹	۱٫۰۸۵	۰٫۸۸۲	۱٫۰۴۷	۰٫۹۵۱
T- Fe ³⁺	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۶۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۶۲	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰
T- Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Sum T	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰
C- Al	۰٫۰۱۷	۰٫۰۳۹	۰٫۰۰	۰٫۰۳۵	۰٫۰۲۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱۷	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۲
C- Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۱	۱٫۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۴
C- Fe ³⁺	۰٫۸۵	۰٫۸۱۲	۰٫۸۰۹	۰٫۸۹۹	۰٫۹۵۳	۱٫۱۴۸	۱٫۰۱۱	۱٫۳۴۸	۱٫۴۶۱	۰٫۷۸۲
C- Ti	۰٫۱۳۹	۰٫۱۳۱	۰٫۰۱۸	۰٫۱۶۳	۰٫۱۶	۰٫۱۲۹	۰٫۱۵	۰٫۰۷۱	۰٫۱۱۸	۰٫۰۴۱
C- Mg	۳٫۲۷۹	۳٫۰۰۹	۳٫۵۴۶	۳٫۲۶	۳٫۱۹۵	۲٫۴۱۷	۲٫۵۴۴	۲٫۶۰۲	۲٫۶۳۳	۲٫۳۴۳
C- Fe ²⁺	۰٫۶۷۷	۰٫۹۷۵	۰٫۵۹۴	۰٫۶۱۶	۰٫۶۴	۱٫۱۵۴	۱٫۱۴۷	۰٫۸۱۹	۰٫۷۰۳	۱٫۶۱۳
C- Mn	۰٫۰۳۷	۰٫۰۳۳	۰٫۰۳۳	۰٫۰۲۱	۰٫۰۲۹	۰٫۱۴۲	۰٫۱۲۷	۰٫۱۵۶	۰٫۰۸۴	۰٫۰۹۹
Sum C	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰	۵٫۰	۵٫۰	۵٫۰	۵٫۰	۵٫۰
B- Ca	۱٫۷۵۴	۱٫۷۹۳	۱٫۷۷	۱٫۷۲۹	۱٫۶۸۸	۱٫۶۲۲	۱٫۶۶۸	۱٫۵۶	۱٫۵۱۵	۱٫۸۲۱
B- Na	۰٫۲۴۶	۰٫۲۰۷	۰٫۰۷۹	۰٫۲۷۱	۰٫۳۰۵	۰٫۳۴۱	۰٫۳۳۲	۰٫۲۸	۰٫۳۱۱	۰٫۱۷۹
Sum B	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۱٫۸۴۹	۲٫۰	۱٫۹۹۴	۱٫۹۶۳	۲٫۰	۱٫۸۴۶	۱٫۸۲۵	۲٫۰
A- Na	۰٫۰۱۵	۰٫۰۳۹	۰٫۰۰	۰٫۰۴۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۵۱
A- K	۰٫۰۶	۰٫۰۷۹	۰٫۰۱۹	۰٫۰۸۶	۰٫۰۷۳	۰٫۰۶۶	۰٫۰۷۶	۰٫۰۶۱	۰٫۰۷۵	۰٫۰۹۲
Sum A	۰٫۰۷۵	۰٫۱۱۹	۰٫۰۱۹	۰٫۱۳	۰٫۰۷۳	۰٫۰۶۶	۰٫۰۸۵	۰٫۰۶۱	۰٫۰۷۵	۰٫۱۴۲
Sum Cat.	۱۵٫۰۷	۱۵٫۱۱۹	۱۴٫۸۷۷	۱۵٫۱۳	۱۵٫۰۶۷	۱۵٫۰۳	۱۵٫۰۸۵	۱۴٫۹۰	۱۴٫۹۱	۱۵٫۱۴۲

آمفیبول‌ها وابسته به این جایگزینی‌هاست، می‌بایست ترکیب نمونه‌ها در نمودار دوتایی Al^{IV} نسبت به مجموع $Asite + 2Ti$ نسبت به $Al^{IV} + Fe^{3+} + [24]$ تماماً در راستای یک خط مستقیم با نسبت ۱ به ۱ قرار گیرند. به عبارت دیگر مجموعه کاتیونی $2Ti + Al^{VI} + Fe^{3+}$ و نیز کاتیون‌های موجود در نمای A که شامل Na_A و K_A می‌شوند بایستی رابطه خطی مستقیم با مقدار کاتیون‌های Al چهاروجهی داشته باشند. چنانکه در شکل (۶ - D) دیده می‌شود نمونه‌های مورد بررسی در همه واحدهای منطقه از گابرو تا مونزوگرانیت در یک روند تقریباً خطی قرار می‌گیرند که نشان می‌دهد تنوع ترکیبی در آمفیبول‌های موجود در هر کدام از انواع سنگ‌های منطقه تابع میزان Al^{IV} و جایگزینی کاتیون‌های Fe^{3+} ، Al^{VI} ، Ti و $(Na+K)_A$ در موقعیت هشت وجهی است.

در نمودار تغییرات Ti نسبت به Al^{IV} (شکل ۶ - C) همه آمفیبول‌ها کمتر از ۰.۵ اتم Ti در فرمول ساختاری دارند. چنانچه نمودار مورد نظر را برای آمفیبول‌های موجود در واحدهای مختلف سنگی جداگانه ترسیم کنیم، همه این نمودارها دارای روند مشابه با نمودار ۶ - C بوده و مقدار آمفیبول در هر کدام از آن‌ها بین صفر تا ۰.۲۵ تغییر می‌کند. در نمودار ۶ - C با کاهش میزان Al چهاروجهی، میزان Ti در آمفیبول‌ها کاهش می‌یابد که این کاهش خود ناشی از افزایش Si در ساختار بلور بوده و معرف پیشرفت جدایش ماگماست. پژوهش‌های [۲۳] نشان می‌دهد که مقدار کاتیون‌های Fe^{3+} ، Na_A و K_A در شبکه آمفیبول و جانشینی آن‌ها بجای یکدیگر، وابسته به مقدار Al موجود در موقعیت چهاروجهی ساختار بلور است. در حالت ایده آل که تفاوت ترکیبی



شکل ۶ (A و B) نمودارهای رده‌بندی و نامگذاری آمفیبول‌ها [۲۲]، آمفیبول‌های تجزیه شده بیشتر در زیررده‌های مگنزیوهورنبلند، هورنبلند و اکتینولیت قرار می‌گیرند، (C) نمودار Ti نسبت به Al^{IV} در آمفیبول‌ها تمامی آمفیبول‌ها کمتر از ۰.۵ اتم Ti در فرمول ساختاری دارند، (D) نمودار تغییرات Al^{IV} نسبت به مجموع $Asite + 2Ti + Al^{VI} + Fe^{3+}$ [۲۵] نمونه‌های مورد بررسی در همه واحدهای منطقه از گابرو تا مونزوگرانیت در یک روند تقریباً خطی قرار می‌گیرند، (E) نمودار مقدار سیلیس موجود در سنگ نسبت به عدد $Fe^{\#}$ آمفیبول‌ها، آمفیبول‌های موجود در این مجموعه به موازات افزایش سیلیس سنگ، از آهن نیز غنی می‌شوند، نمادها نظیر شکل ۳ هستند.

پایداری کانی‌های فرومنیزین یک فاکتور شاخص در ارزیابی فشار و دما در طول انجماد ماگماست. با بررسی میزان آهن در واحدهای مختلف همبافت نطنز، می‌توان دریافت که کانی‌های فرومنیزین (برای مثال آمفیبول) موجود در این مجموعه به موازات افزایش سیلیس سنگ، از آهن نیز غنی می‌شوند (شکل ۶- E).

نتیجه‌ایی که در مورد میزان فوگاسیتة اکسیژن در زمان تشکیل کلینوپیروکسن‌ها در بخش قبلی بدست آمد، در مورد آمفیبول‌ها نیز صدق می‌کند (شکل ۷- A, [۲۵]) و مؤید بالا بودن نسبی فوگاسیتة اکسیژن در زمان تبلور آمفیبول است. نسبت $\text{FeO}_t / (\text{FeO}_t + \text{MgO})$ در مگنزیوهورنبلند با افزایش روند جدایش، از ۰/۱۲ تا ۰/۴۲ افزایش می‌یابد (شکل ۶- F). در سنگ‌هایی که آمفیبول کلسیم دارند، ترکیب سنگ بیشتر غنی از سیلیس و آهن است. تغییر ترکیب آمفیبول‌ها، ناشی از تغییر در فوگاسیتة اکسیژن و فعالیت سیلیس ماگمایی است. در حقیقت هر چه فوگاسیتة اکسیژن کمتر باشد، Fe^{2+} می‌تواند به مقدار بیشتری در شبکه هورنبلند جایگزین شود. بالا بودن نسبت $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ باعث جانشینی بیشتر Mg به وسیله Al می‌شود [۲۶]. آمفیبول یکی از فراوانترین کانی‌های تیره در مجموعه آذرین نفوذی نطنز است. این امر گویای غنی بودن ماگمای در حال تبلور از سازنده آب است. معمولاً از آمفیبول برای تعیین فشار حاکم بر محیط تبلور ماگما در مجموعه‌های گرانیتوئیدی استفاده می‌شود (البته با در نظر گرفتن شرایط خاصی که مربوط به وجود تعادل بین کانی‌های مورد نظر است). [۲۷] معادله‌ای را در رابطه با مقدار Al_{tot} در هورنبلند برای دستیابی به فشار تبلور آن، در سنگ‌های گرانیتوئیدی پیشنهاد کرده است که عبارت است از:

$$P = (\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{ Al}_{\text{tot}} \quad r^2 = 0.99 \quad (د)$$

عمق تبلور آمفیبول با استفاده از این روش به ترتیب ۲/۵۱ (نمونه دیوریت)، ۲/۲۳ (نمونه گرانودیوریت) و ۲/۰۸ (نمونه مونزوگرانیت) کیلو بار برآورد می‌شود. [۲۵] فرمولی را برای محاسبه فشار ارائه کردند که در واقع تلفیقی از سه رابطه [۲۷، ۲۸]، و نیز رابطه دماسنجی [۲۹] است. در این فرمول، هر سه پارامتری را که بر روی مقدار Al در هورنبلند تأثیر می‌گذارند (فشار، دما و فوگاسیتة اکسیژن) در نظر گرفته شده است:

$$P[\pm 0.6 \text{ Kbar}] = -3.01 + 4.76 \text{ Al}_{\text{tot}} - \{ (T [^\circ\text{C}] - 675) / 85 \} \times \{ 0.53 \text{ Al}_{\text{tot}} + 0.005294 \times (T [^\circ\text{C}] - 675) \}$$

در این روش فشار، به دست آمده برای تبلور هورنبلند در نمونه گرانودیوریت برابر با ۱/۸۱ کیلو بار است.

[۲۹] نیز روشی را برای دماسنجی با استفاده از زوج آمفیبول - پلاژیوکلاز همزیست ارائه کردند (در این روش پلاژیوکلازها نباید دارای منطقه‌بندی باشند که این موضوع در مقاطع بررسی شده وابسته به واحد گرانودیوریتی منطقه، هم در بررسی‌های سنگ‌شناختی و هم در بررسی‌های SEM مورد تأیید قرار گرفت و در کلیه پلاژیوکلازهای مشاهده شده در مقاطع گرانودیوریتی، منطقه‌بندی ترکیبی مشاهده نشد). این روش تنها برای سنگ‌های اسیدی و حدواسط که حاوی کوارتز و درصد An پلاژیوکلاز آنها کمتر از ۰.۹۲ بود، و مقدار اتم Si در فرمول ساختاری آن‌ها کمتر از ۷.۸ است، به کار می‌رود. با استفاده از این روش دمای تعادل آمفیبول و پلاژیوکلاز در نمونه گرانودیوریت برابر با ۹۷۸/۳ کلون (۷۰۵/۱۵ درجه سانتیگراد) برآورد می‌شود.

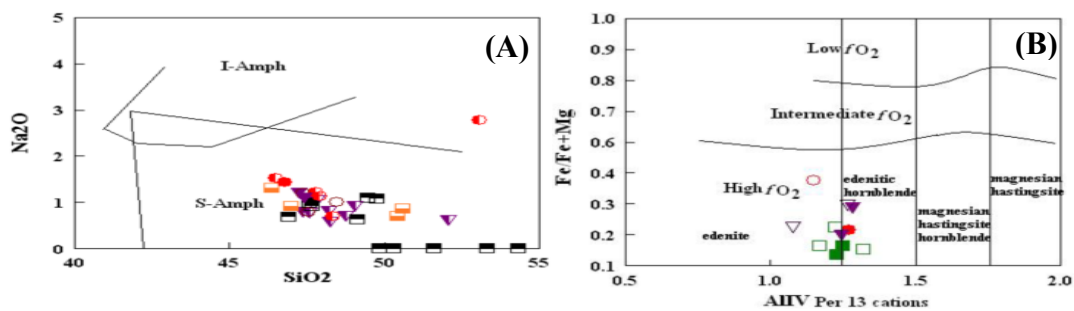
$T [\pm 311 \text{ K}] = 0.677P [\text{kbar}] - 48.98/ - 0.0429 - 0.0083144 \ln \{ (\text{Si}-4/8-\text{Si})X_{\text{Ab}}^{\text{Plg}} \}$
قابل یادآوری است که حضور همزمان مگنتیت، اسفن و کوارتز همراه با آمفیبول در گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌های منطقه مبین بالا بودن فوگاسیتة اکسیژن در ماگمای سازنده این سنگ‌هاست [۳۰]. این مطلب با محاسبه کمی مقدار فوگاسیتة [مدسانی] اکسیژن با رابطه زیر [۳۰] تأیید می‌شود. برای نمونه گرانودیوریتی منطقه مقدار $\log f\text{O}_2$ در زمان تشکیل سنگ، برابر با ۱۶/۳۷ (bars) - به دست می‌آید.

$$\log f\text{O}_2 = -30930/T + 14.98 + 0.142 (P-1)/T$$

از ویژگی‌های ژئوشیمیایی آمفیبول‌ها که بیشتر بر پایه بررسی زینولیت‌های گوشته‌ایی حاصل شده، برای مقایسه ویژگی‌های دگرزه‌ای محیط‌های تکتونوماگمایی مختلف (به ویژه محیط‌های فروران‌ش subduction و میان‌صفحه‌ای intraplate) استفاده شده است [۳۱]. آمفیبول‌های وابسته به فروران‌ش، Na_2O و TiO_2 پایین‌تری نسبت به انواع میان‌صفحه‌ای (I-Amph) دارند. بر اساس نمودار طبقه‌بندی تکتونوماگمایی [۳۱] آمفیبول‌های منطقه بیشتر در گستره آمفیبول‌های وابسته به مناطق فروران‌ش (S-Amph) قرار می‌گیرند. (شکل ۷- B).

۳- فلدسپار

پلاژیوکلاز و ارتوکلاز در تمامی واحدهای سنگی منطقه از بازیک تا اسیدی حضور دارند و مهمترین کانی‌های فلسیک سنگ‌های ناحیه محسوب می‌شوند. در اینجا ترکیب شیمیایی این کانی‌ها (جدول ۴) و فرایندهای فیزیکی و شیمیایی حاکم بر محیط تشکیل آن‌ها بررسی می‌شود.



شکل ۷ (A) نمودار تعیین فوگاسیتته اکسیژن بر پایه ترکیب آمفیبول‌ها [۲۵] در نمودار نشان‌دهنده بالا بودن نسبی فوگاسیتته اکسیژن در زمان تبلور آمفیبول است. و (B) نمودار طبقه‌بندی تکتونوماگمایی آمفیبول‌ها [۳۱] آمفیبول‌های منطقه بیشتر در گستره آمفیبول‌های وابسته به مناطق فرورانش (S-Amph) قرار می‌گیرند، نمادها نظیر شکل ۳ هستند.

جدول ۴ نتایج ریزپردازش کانی‌های فلدسپار (Flds) بر پایه ۳۲ اکسیژن.

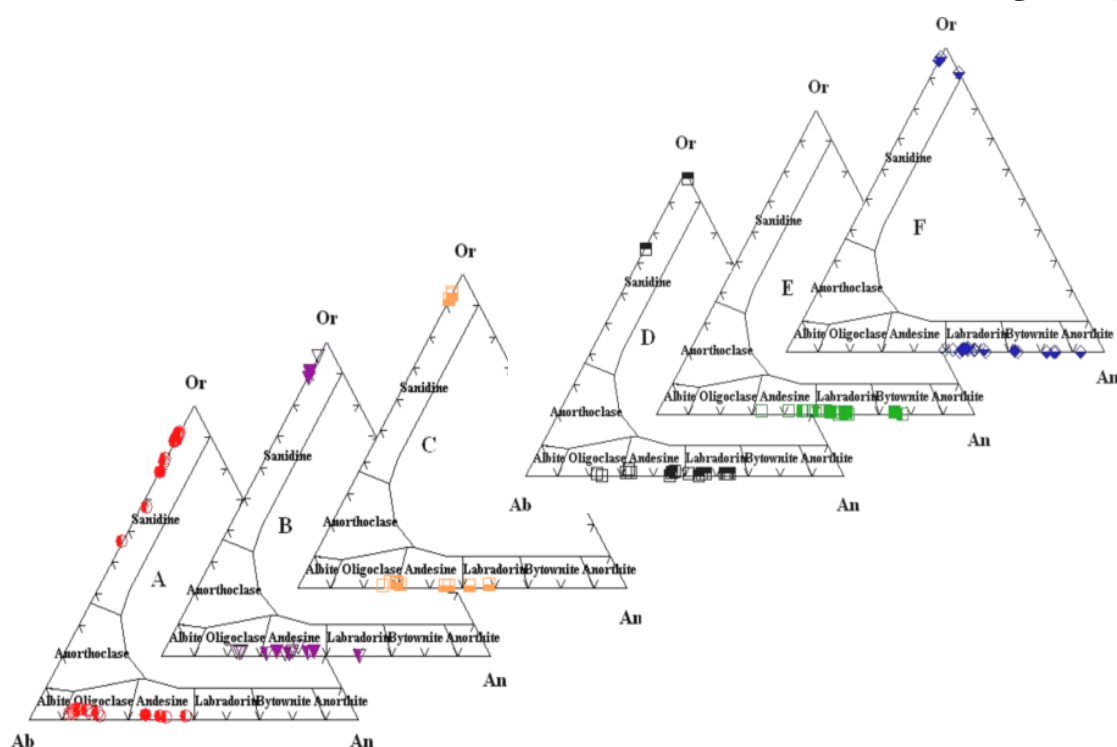
Flds	gb	dio	dio	dio	grd	grd	gr	gr
SiO ₂	۵۰٫۰۷	۵۵٫۴۴	۵۳٫۵۷	۵۲٫۲۹	۵۹٫۵۹	۶۲٫۴۱	۶۱٫۹۸	۶۴٫۹۹
TiO ₂	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲۹
Al ₂ O ₃	۳۱٫۲۲	۲۷٫۷۸	۲۹٫۲۵	۲۹٫۴۰	۲۵٫۲۶	۲۲٫۶۷	۲۲٫۹۲	۱۸٫۲۷
FeO	۰٫۳۴	۰٫۲۰۸	۰٫۲۷	۰٫۲۱	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۱۶
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۳
MgO	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
CaO	۱۴٫۲۱	۹٫۸۲۴	۱۱٫۳۹	۱۱٫۸۴	۷٫۰۳	۴٫۵۷	۴٫۳۴	۰٫۰۲
Na ₂ O	۳٫۱۰	۵۶٫۱۷	۴٫۷۱	۴٫۳۹	۷٫۲۱	۸٫۷۲	۸٫۷۸	۱٫۱۶
K ₂ O	۰٫۰۵	۰٫۱۵۷	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۲۵	۰٫۲۲	۰٫۱۸	۱٫۶۳۵
NiO	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۷
Total	۹۹٫۰۲	۹۹٫۰۲	۹۹٫۳۶	۹۸٫۲۹	۹۹٫۵۱	۹۸٫۷۲	۹۸٫۳۳	۱۰۱٫۰۱
Si	۹٫۲۱۳	۱۰٫۰۷	۹٫۷۴۱	۹٫۶۲۶	۱۰٫۶۷۲	۱۱٫۱۸۹	۲٫۷۸۷	۱۱٫۹۴۲
Al	۶٫۷۶۴	۵٫۹۴	۶٫۲۶۴	۶٫۳۷۵	۵٫۳۲۶	۴٫۸۷۶	۱٫۲۱۵	۳٫۹۵۳
Ti	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۴
Fe ²⁺	۰٫۰۵۲	۰٫۰۳۲	۰٫۰۴۱	۰٫۰۳۳	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۹	۰٫۰۰۵	۰٫۰۲۵
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۴
Mg	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۲٫۸۰۰	۱٫۹۱۱	۲٫۲۲۰	۲٫۳۳۶	۱٫۳۴۹	۰٫۸۷۸	۰٫۲۰۹	۰٫۰۰۵
Na	۱٫۰۹۶	۱٫۹۷۸	۱٫۶۶۲	۱٫۵۶۸	۲٫۵۰۵	۳٫۰۳۰	۰٫۷۶۶	۰٫۴۱۵
K	۰٫۰۱۳	۰٫۰۲۶	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۴	۰٫۰۵۸	۰٫۰۵۰	۰٫۰۱	۳٫۸۲۲
Sum Cat.	۱۹٫۹۴۳	۱۹٫۹۶	۱۹٫۹۵۷	۱۹٫۹۶۸	۱۹٫۹۳۵	۱۹٫۹۵۲	۴٫۹۹۴	۲۰٫۱۸۰
X _{Or}	۰٫۳	۰٫۹	۰٫۶	۰٫۶	۱٫۵	۱٫۳	۰٫۰۱	۹۰٫۱
X _{Ab}	۲۸٫۰	۵۰٫۴	۴۲٫۵	۳۹٫۹	۶۴٫۰	۷۶٫۶	۰٫۷۸	۹٫۸
X _{An}	۷۱٫۶	۴۸٫۷	۵۶٫۸	۵۹٫۵	۳۴٫۵	۲۲٫۲	۰٫۲۱	۰٫۱

سنگی یاد شده، بیشترین میزان مربوط به هسته و کمترین میزان مربوط به حاشیه بلورهای پلاژیوکلاز وابسته می‌باشند. در شکل ۸ ترکیب پلاژیوکلازهای منطقه به تفکیک نمونه سنگی روی نمودارهای [۸]، تصویر شده‌اند. چنانکه در نمودار دیده می‌شود، فلدسپارهای منطقه عمدتاً محلول جامد دوتایی تشکیل می‌دهند. [۳۲] معتقدند که عدم حضور میانبار از فازهای دیگر در بخش مرکزی بلورهای پلاژیوکلاز و روند خطی آنورتیت نسبت به K₂O نشانگر آنست که پلاژیوکلاز فاز اصلی

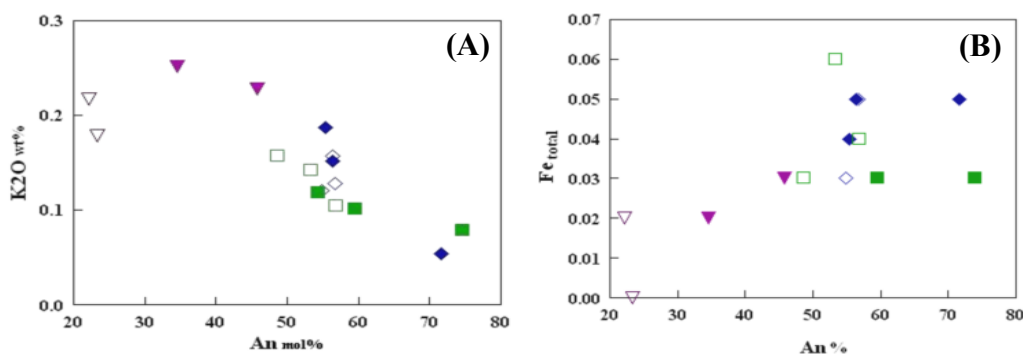
پلاژیوکلاز فراوانترین کانی فلسیک در نمونه‌های گابرویی تا گرانودیوریتی منطقه است. به طور کلی ترکیب پلاژیوکلازهای منطقه در گستره‌ای بین An_{11.43} تا An_{92.37} قرار می‌گیرد. به این ترتیب که ترکیب این کانی‌ها در گابروها An_{49.65} تا An_{92.37}، در دیوریت‌ها An_{45.63} تا An_{74.70}، در کوارتز دیوریت - ها An_{22.17} تا An_{63.93}، در کوارتز مونزونیت‌ها An_{25.64} تا An_{57.78}، در گرانودیوریت‌ها An_{22.20} تا An_{60.29} و در گرانیت - ها An_{11.43} تا An_{47.22} هستند. برای هر کدام از نمونه‌های

(به صورت Fe^{+2}) رخ می‌دهد و میزان این جایگزینی به شدت به حالت اکسایش آهن وابسته است. بررسی‌های انجام شده روی پلاژیوکلازهای طبیعی [۳۴، ۳۵] نشان می‌دهد که میزان آهن در پلاژیوکلاز با کاهش درصد آنورتیت آن، کاهش می‌یابد که این ویژگی را می‌توان در پلاژیوکلازهای منطقه نیز مشاهده کرد (نمودار ۹-B) این مسئله با نتیجه عنصر سنجی پلاژیوکلاز، نیز سازگار است، به این ترتیب که افزایش مقدار Si^{4+} باعث می‌شود که جایگاه M کمتری برای جانشینی آهن در پلاژیوکلاز، همراه با کاهش درصد An، بر جای بمانند.

ماگماست. دو ویژگی یادشده در بلورهای پلاژیوکلاز ناحیه قابل رؤیت است (شکل ۹-A). گابروها دارای پلاژیوکلازهای با هسته کلسیم‌دار هستند و به نظر می‌رسد که این هسته‌های غنی از An در مراحل اولیه جدایش ایجاد و سپس با پلاژیوکلاز با درصد کمتر پوشیده شده‌اند. این فرایند محصول کاهش در ماگماست. در حقیقت ترکیب عناصر اصلی مربوط به فنوکریست همراه با تغییرات ترکیب ماگما تغییر می‌کند، چرا که ترکیب ماگما و فنوکریست‌ها از لحاظ ترمودینامیکی به هم وابسته هستند. به نظر [۳۳] جایگزینی آهن در پلاژیوکلاز در موقعیت چهار وجهی (به صورت Fe^{2+} و Fe^{3+}) و موقعیت M



شکل ۸. ترکیب فلدسپارهای منطقه با جدایش واحدهای سنگی [۸]، شامل: مونزوگرانیت (A)؛ گرانودیوریت (B)؛ کوارتزمونزونیت (C)؛ کوارتزادیوریت (D)؛ دیوریت (E) و گابرو (F)، نمادها نظیر شکل ۳ هستند.



شکل ۹ (A) نمودار تغییرات مقدار An در برابر K_2O موجود در پلاژیوکلاز روند خطی آنورتیت نسبت به K_2O نشانگر آنست که پلاژیوکلاز فاز اصلی ماگماست، (B) نمایش تغییرات میزان آهن کل در پلاژیوکلاز نسبت به میزان آنورتیت میزان آهن در پلاژیوکلاز با کاهش درصد آنورتیت آن، کاهش می‌یابد. نمادها نظیر شکل ۳ هستند.

نتایج تجزیه چند نمونه از فلدسپارهای پتاسیم در نمودارهای شکل ۸ و نیز در جدول ۴ نمایش داده شده‌اند. چنانکه انتظار می‌رود در سنگ‌های بازیک ناحیه درصد آنورتیت در فلدسپارهای قلیایی نسبت به واحدهای دیگر، افزایش می‌یابد.

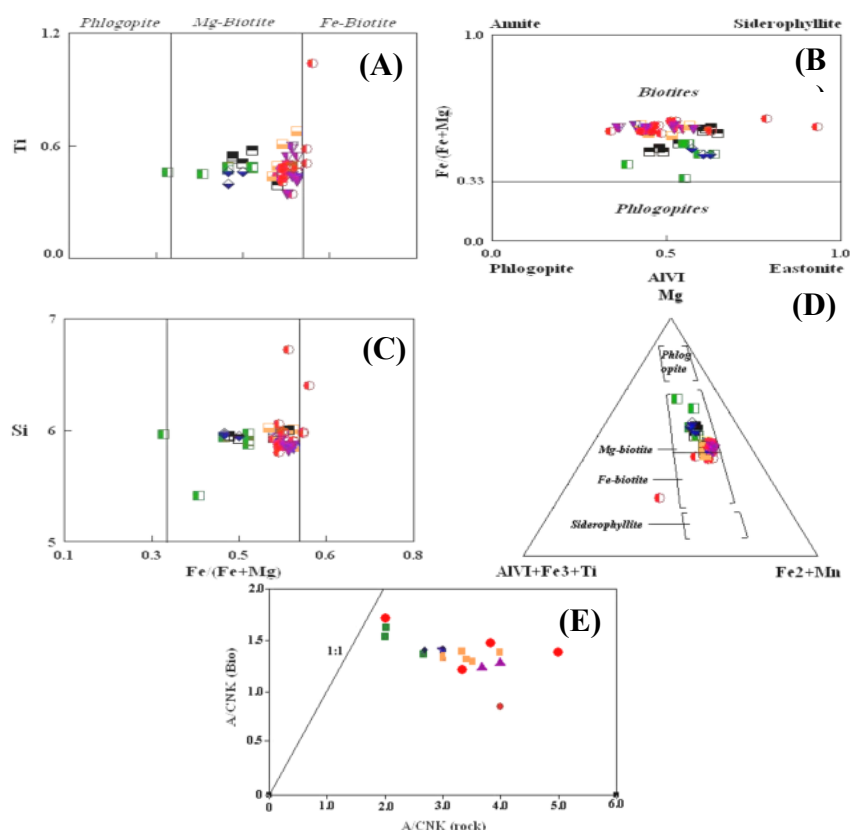
۴- بیوتیت

به منظور تحلیل سنگ‌شناختی و نحوه ارتباط واحدهای سنگی در مجموعه نفوذی نطنز تلاش شد تا ترکیب شیمیایی کلیه بیوتیت‌های تجزیه شده (از واحدهای مختلف سنگی) در نمودارهای واحدی به نمایش درآید. میکاهای تجزیه شده (جدول ۵) مطابق با تقسیم‌بندی [۸] در گروه میکاهای هشت وجهی سه گانه قرار می‌گیرند. همچنین بر پایه رده‌بندی یاد شده این کانی بیشتر از نوع بیوتیت است (مقدار $33/0 > \text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ (شکل ۱۰-B). بر پایه طبقه بندی [۳۶] این بیوتیت‌ها از نوع منیزیم‌دارند (شکل ۱۰-A-C-D). این نوع بیوتیت، در واقع نتیجه تبلور اولیه اکسیدهای آهن و Ti دار است و نشان دهنده فوگاسیته نسبتاً بالای اکسیژن

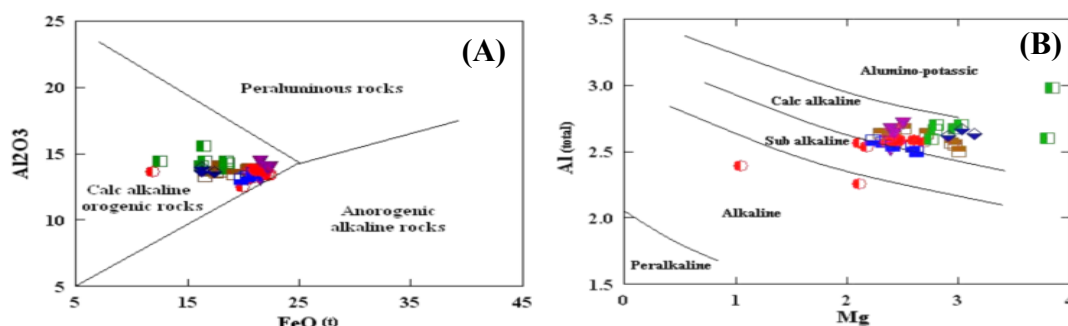
است. چنانکه از این نمودار بر می‌آید بیوتیت‌های موجود در گرانیته‌ها و گرانودیوریت‌ها حاوی Mg کمتری نسبت به نمونه‌های بازیک‌ترند. از نظر میزان Si، بیوتیت‌های موجود در مونزوگرانیته‌ها دارای Si بیشتری نسبت به نمونه‌های گرانودیوریت و دیوریت دارند (شکل ۱۰-C). از آنجا که ترکیب بیوتیت در سنگ‌های آذرین تابع ترکیب ماگمایی است که از آن متبلور می‌شود، لذا ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها می‌تواند به عنوان یک معیار مناسب برای شناسایی محیط زمین ساختی تشکیل گرانیته‌ها به کار رود [۳۷، ۳۸]. بنابر با رده‌بندی [۳۷] این نمونه‌ها در گستره سنگ‌های آهکی-قلیایی کوهزایی قرار می‌گیرند (شکل ۱۱-A، B). برای تعیین سری ماگمایی سازنده بیوتیت‌ها نیز از رده‌بندی [۳۹] استفاده شد. این رده‌بندی بر پایه مقدار Al نسبت به مقدار Mg در واحد مولکولی بیوتیت‌ها بنا شده است (شکل ۱۱-B) و در آن گستره‌های پراآلکان [قلیایی]، قلیایی، آهکی-قلیایی و آلومینوپتاسیک تفکیک شده است. مطابق با این رده‌بندی نمونه‌های موجود در مجموعه نفوذی نطنز در گستره سنگ‌های آهکی-قلیایی وابسته به کمرندهای کوهزایی قرار می‌گیرند.

جدول ۵ نتایج ریزپردازش کانی‌های بیوتیت (Bio) بر پایه ۲۲ اکسیژن

Bio	gr	gr	grd	grd	grd
SiO ₂	۳۶٫۴۸	۳۶٫۷۳	۳۶٫۶۲	۳۵٫۸۶	۳۶٫۲۴
TiO ₂	۳٫۵۱	۳٫۹۴	۲٫۸۳	۳٫۵۸	۳٫۳۵
Al ₂ O ₃	۱۳٫۶۹	۱۳٫۶۹	۱۴٫۳۹	۱۳٫۷۹	۱۴٫۰۰
FeO	۲۱٫۵۶	۲۱٫۲۴	۲۱٫۵۷	۲۲٫۲۳	۲۲٫۴۱
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱
MnO	۰٫۳۷	۰٫۳۹	۰٫۵۲	۰٫۵۱	۰٫۴۴
MgO	۱۰٫۸۸	۱۰٫۳۶	۱۰٫۴۸	۱۰٫۰۶	۹٫۹۲
CaO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۳	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Na ₂ O	۰٫۰۴	۰٫۰۹	۰٫۱۵	۰٫۱۰	۰٫۱۲
K ₂ O	۱۰٫۱۸	۱۰٫۱۳	۹٫۷۷	۹٫۹۵	۹٫۳۶
NiO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Total	۹۶٫۷۳	۹۶٫۶۰	۹۶٫۵۲	۹۶٫۱۰	۹۵٫۸۶
Si	۵٫۸۴۴	۵٫۸۷۸	۵٫۸۶۴	۵٫۸۱۱	۵٫۸۵۸
Al ^{IV}	۲٫۱۵۶	۲٫۱۲۲	۲٫۱۳۶	۲٫۱۸۹	۲٫۱۴۲
Al ^{VI}	۰٫۴۲۶	۰٫۴۵۹	۰٫۵۷۸	۰٫۴۴۳	۰٫۵۲۳
Cr	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲
Ti	۰٫۴۲۳	۰٫۴۷۵	۰٫۳۴۱	۰٫۴۳۶	۰٫۴۰۷
Fe ³⁺	۲٫۸۸۹	۲٫۸۴۳	۲٫۸۸۹	۳٫۰۱۲	۳٫۰۳
Mg	۲٫۶	۲٫۴۷۲	۲٫۵۰۳	۲٫۴۲۷	۲٫۳۹
Mn	۰٫۰۵	۰٫۰۵۳	۰٫۰۷۱	۰٫۰۶۹	۰٫۰۶
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰۲
Na	۰٫۰۱۱	۰٫۰۲۹	۰٫۰۴۶	۰٫۰۳	۰٫۰۳۷
K	۲٫۰۸۲	۲٫۰۶۸	۱٫۹۹۶	۲٫۰۵۸	۱٫۹۳۱
Sum Cat.	۱۶٫۴۸	۱۶٫۴۰	۱۶٫۴۵	۱۶٫۴۷	۱۶٫۳۸



شکل ۱۰ (A و C) تعیین ترکیب بیوتیت‌های منطقه در نمودار تغییرات فراوانی کاتیون‌های موجود در فرمول ساختاری بیوتیت نسبت به $Fe^{\#}$ ، (B) نمودار رده‌بندی میکاهای منطقه [۸]، میکاهای تجزیه شده بیشتر در رده بیوتیت‌های غنی از Mg قرار می‌گیرند، (D) نیز تعیین ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها با استفاده از روش [۳۶] در اینجا نیز میکاهای در رده بیوتیت‌های غنی از Mg بوده و انواع موجود در سنگ‌های اسیدی تر، Mg کمتری نشان می‌دهند، (E) نمودار A/CNK بیوتیت‌ها نسبت به A/CNK سنگ میزبان کلیه نمونه‌ها زیر خط ۱:۱ قرار می‌گیرند که می‌تواند حاکی از جذب بخش بزرگ Al موجود در ماگما در شبکه فلدسپارها باشد. نمادها نظیر شکل ۳ هستند.



شکل ۱۱ (A) تعیین محیط زمین ساختی و سری ماگمایی با استفاده از ترکیب شیمیایی میکاهای منطقه [۳۷] و نمودار (B) میکاهای تجزیه شده بیشتر در گستره میکاهای آهکی-قلیایی در کمرندهای کوهزایی [۳۸] قرار می‌گیرند.

برداشت

با بررسی تجزیه‌های ریزپردازشی و بررسی‌های شیمی کانی‌ها بر روی کانی‌های منطقه، نتایج زیر حاصل می‌شود:

- پیروکسن‌های سنگ‌ها از انواع فقیر از سدیم‌اند. ترکیب کلینوپیروکسن‌ها بیشتر در گستره دیوپسید - اوژیت و ارتوپیروکسن‌ها در گستره انستاتیت قرار می‌گیرند.

کلینوپیروکسن‌ها با توجه به پایین بودن مقدار Fe در مرکز بلور، در فشار نسبتاً پایین متبلور شده‌اند. ترکیب این کانی‌ها منطبق بر پیروکسن‌های موجود در سری ماگمایی شبه قلیایی همخوانی دارد، ولی بررسی‌های ژئوشیمی سنگ کل نشان داد که ماهیت ژئوشیمیایی مجموعه آذرین مورد نظر از نوع پتاسیم آهکی-قلیایی پتاسیم متوسط [۱] است که نتیجه مشابه آن با

شرایط ترمودینامیکی تبلور"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، ۱۴۱ صفحه (۱۳۸۵).

[2] White, A.J.R. and Chappell, B.W., "Ultrametamorphism and granitoid genesis", Tectonophysics 43 (1977) 7-22.

[3] Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian Journal of Earth Science 8(1971) 523-548.

[4] Pearce J.A., "Source and setting of granitic rocks", Episode, 19 (1996) 120-125.

[5] Pourhoseini F., (1981) Ph.D (Cambridge.U.K.) "Petrogenesis of Iranian plutons, a study of the Natanz and Bazman Intrusive complexes", Geological survey of Iran, Report No. 53, 1983.

[6] Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Akoi K., Gottardi G., "Nomenclature of pyroxenes". Mineralogical Magazine, 52 (1988) 535-550.

[7] Droop, G.T.R., "A general equation for estimating Fe^{3+} Concentration in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria", Mineralogical Magazine 51 (1987) 431-435.

[8] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the Rock - forming minerals", Longman, London, (1991) 528 p.

[9] Mordick B.E., Glazner A.F., "Clinopyroxene thermobarometry of basalts from the Coso and Big Pine volcanic fields, California", Contributions to Mineralogy and Petrology 152 (2006) 111-124.

[10] PePiper G., "Zoned Pyroxenes from Shoshonite Lavas of esbos, Greece: Inferences concerning Shoshonite Petrogenesis", Journal of petrology, 25 (1984). Part 2, 453-4721.

[11] Bence A.E., Papike J.J., Ayuso R.A., "Petrography of Atlantic island arcs", Bulletin of volcanology 32 (1975) 189-206.

[12] Schweitzer E.L., Papike J. J., bence A.E., "Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts", American Mineralogist 64 (1979) 501-513.

[13] Cameron M., Papike J.J., "Structural and chemical variations", American Mineralogist, 66 (1981) 1-50.

[14] Zhu Y., Ogasawara Y., "Clinopyroxene phenocrysts (with green salite cores) in trachybasalts: implications for two magma chambers under the Kokchetav UHP massif, North Kazakhstan". Journal of Asian Earth Sciences 22 (2004) 517-527.

استفاده از ترکیب بیوتیت‌ها و آمفیبول‌ها به دست می‌آید. بنابراین ماگمای مولد سنگ‌های منطقه از نوع آهکی - قلیایی است که در واقع زیر مجموعه‌ای از سری ماگمایی شبه قلیایی است.

- آمفیبول‌ها از نوع کلسیک و با ترکیب غالب مگنزیوهورنبلند و هورنبلند از فراوانترین کانی‌های مافیک در این مجموعه هستند. بررسی‌های فشار سنجی بر پایه Al موجود در آمفیبول‌ها [۲۷] نشان دهنده عمق تبلور آمفیبول به ترتیب ۲/۵۱ Kbar (برای نمونه دیوریتی)، ۲/۲۳ Kbar (برای نمونه گرانودیوریتی) و ۲/۰۸ Kbar (برای نمونه گرانیتی)، است.

- ترکیب پلاژیوکلازهای منطقه از An_{11} (کمترین مقدار در گرانیت) تا An_{92} (بیشترین مقدار در گابروها) بوده و در برخی از مقاطع، این کانی دارای منطقه‌بندی عادی است.

- دمای تعادل آمفیبول و پلاژیوکلاز در نمونه گرانودیوریت با استفاده از روش [۲۸] برابر با ۷۰۵/۱۵ درجه سانتیگراد برآورد می‌شود.

- میکاهای منطقه بیشتر از نوع بیوتیت غنی از Mg هستند. بر پایه رده‌بندی [۳۷، ۳۹] ماگمای سازنده بیوتیت‌های منطقه در گروه کوهزایی آهکی - قلیایی قرار می‌گیرند.

- با بررسی مقدار آهن موجود در واحدهای مختلف مجموعه نطنز ملاحظه می‌شود که کانی‌های فرومنیزین موجود در این مجموعه به موازات افزایش سیلیس سنگ، از آهن نیز غنی می‌شوند.

- بر پایه ترکیب آمفیبول‌ها، کلینوپیروکسن‌ها، بیوتیت‌ها و نیز محاسبه فوگاسیتة اکسیژن با استفاده از رابطه [۳۰] به نظر می‌رسد که میزان فوگاسیتة اکسیژن در ماگمای سازنده نمونه‌های دیوریتی، گرانودیوریتی و مونزوگرانیتی منطقه، نسبتاً بالا بوده است. میزان فوگاسیتة اکسیژن در ماگما بستگی به جنس مواد در خاستگاه ماگما دارد که آن نیز خود وابسته به جایگاه زمین ساختی است [۴۰]. ماگماهای گرانیتی با خاستگاه ته نشستی بیشتر حالت احیایی دارند در حالی که گرانیت‌های نوع I- نسبتاً اکسایشی هستند [۴۰]. میزان محاسبه شده فوگاسیتة اکسیژن در سنگ‌های منطقه به خوبی خاستگاه رسوبی را برای ماگمای سازنده آن‌ها رد می‌کند (نتایج حاصل از بررسی شیمی سنگ [۱] نیز این موضوع را تأیید می‌کنند).

مراجع

[۱] هنرمند، م، "مطالعات پتروگرافی، پترولوژی و پتروژنز توده‌های نفوذی غرب و جنوب غرب نطنز با نگرشی بر تعیین

- [28] Johnson M.C., Rutherford M.J., "Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks" *Journal of Geology* 17 (1989) 837-841.
- [29] Blundy J.D., Holland T.J. B., "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104 (1990) 208-224.
- [30] Wones D.R., "Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks", 74 *American Mineralogist*, (1989) 744-749.
- [31] Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Grégoire M., O'Reilly S.Y., Powell W., "Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle", 99 *Lithos* (2007) 68-84.
- [32] Pietranik A., Koepke J., Puziewicz J., "Crystallization and resorption in plutonic plagioclase: Implications on the evolution of granodiorite magma (Gesiniec granodiorite, Strzelin Crystalline Massif, SW Poland)", 86 *Lithos* (2006) 260-280.
- [33] Tegner C., "Iron in plagioclase as a monitor of the differentiation of the Skaergaard intrusion", *Contribution to Mineralogy Petrology* 128 (1997) 45-51.
- [34] Smith J.V., "Phase equilibria of plagioclase", In: Ribbe P.H. (ed) *Feldspar mineralogy*, 2nd edn Mineralogical Society of America, Washington DC, (Reviews in Mineralogy vol. 2) (1983) 223-239.
- [35] Smith J.V., Brown W.L., "Feldspar minerals. Crystal structures, physical, chemical and microtextural properties", Springer, Berlin-Heidelberg-New York, (1988) 828p
- [36] Foster M.D., "Interpretation of the composition of trioctahedral micas". U.S. Geological Survey, Prof. Pap, 354 (1960) 11-49.
- [37] Abdel – Rahman A. M., "Nature of biotites from alkaline, Calc-alkaline and peraluminous magmas", *Journal of Petrology* 35 (1994) 525-541.
- [38] Spear J.A., "Mica in igneous rocks". In: Micas, Bailey, S.W. (ed); Mineralogical Society of America, Review in Mineralogy 13 (1984) 299-356.
- [39] Nachit H., "Contribution a l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes Applications typologiques", These de Doctorat De l'université de Bretagne occidentale (1986) 236p.
- [40] Helmy H.M., Ahmed A.F., El Mahallawi M.M., Ali S.M., "Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications" *Journal of African Earth Sciences* 38 (2004) 255–268.
- [15] LeBas N.J., "The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage", *American Journal of Science* 260 (1962) 267-288.
- [16] Leterrier 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) 139-154.
- [17] 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* 40 (2002): 219-232.
- [18] Anderson J.L., "Status of thermobarometry in granitic batholiths", *Trans Roy SocEdinb: Earth Science* 87 (1997) 125-138.
- [19] Ramsay R.R., "Geochemistry of Diamond Indicator Minerals". PhD Thesis, University of Western Australia, Perth, WA. 1992.
- [20] Thompson R.N., "Some high-pressure pyroxenes". *Mineralogical Magazine* 39(1974) 768-787.
- [21] Wass, S.Y., *Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks*, *Lithos* 12 (1979) 115–132.
- [22] Leake B.E., Woolley A.R., Birch W.C., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovicher V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., "Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new mineral and mineral names", *Mineralogical Magazine* 61 (1997) 295-321.
- [23] Spear F.S., "Metamorphic phase equilibria and pressure – temperature – time paths" Mineralogical Society of America, Washington, (1993) 799.
- [24] Jarrar G.H., "Mineral chemistry in dioritic hornblendite from Wadi Araba, Southwest Jordan", *Journal of African Earth Sciences* 26 (1998) 285-295.
- [25] Anderson J.L., Smith D.R., "The effects of temperature and f_{O_2} on the Al-in-hornblende barometer". *American Mineralogist* 80 (1995) 549-559.
- [26] Stein E., Dietl C., "Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald", *Mineralogy and Petrology* 72 (2001) 185-207.
- [27] Schmidt M.W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer". *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110 (1992) 304-310.