

شیمی کانی‌ها و دما-فشارسنجی توده‌های نفوذی خریل-کلاسور (جنوب غرب کلیر-شمال غرب ایران)

صدیقه صدری*، نصیر عامل، محسن مؤید

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۶/۱۸، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۸/۱۰)

چکیده: گرانیتوئید خریل-کلاسور به سن الیگوسن، در جنوب غرب شهرستان کلیر، شمال غرب ایران در کمربند ماگمایی البرز - آذربایجان رخنمون دارد. توده‌های نفوذی منطقه درون سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی کرتاسه تزریق شده‌اند. ترکیب سنگ‌شناسی توده‌ها شامل گابرو- دیوریت، دیوریت، کوارتز مونزودیوریت و گرانیت است. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده توده‌های گابرو- دیوریتی و دیوریتی شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول و بیوتیت بوده و در توده کوارتز مونزودیوریتی پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، کوارتز، آمفیبول و بیوتیت هستند. بررسی شیمی کانی‌ها نشان می‌دهد که ترکیب کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های منطقه از نوع دیوپسید است. آمفیبول‌های منطقه در گروه کلسیمی قرار دارند. آمفیبول‌های کلسیمی نشان می‌دهند که سنگ‌های منطقه مورد بررسی از نوع گرانیتوئیدهای I هستند. آمفیبول‌های توده‌های خریل-کلاسور ترکیب مگنزیوهورنبلندی دارند. بیوتیت‌های سنگ‌های منطقه دارای نسبت $Fe/(Fe+Mg)$ بیش از ۰/۳۳ و از منیزیم غنی هستند. فلدسپار در سنگ‌های گرانیتی با ترکیب آلبیت- الیگوکلاز و در سنگ‌های دیوریتی و کوارتز مونزودیوریتی دارای ترکیب آندزین، لابرادوریت و ارتوکلاز است. بر اساس شیمی کانی‌های بیوتیت، آمفیبول و بیوتیت ماگمای مولد سنگ‌ها سرشت آهکی قلیایی داشته و در محیطی وابسته به فرورانش شکل گرفته است.

واژه‌های کلیدی: شیمی کانی؛ خریل-کلاسور؛ آهکی قلیایی؛ البرز-آذربایجان؛ کلیر.

مقدمه

پژوهشگران بسیاری بر وابستگی ترکیب شیمیایی کانی‌ها به ترکیب شیمیایی ماگمای میزبان تأکید کرده و با بررسی ترکیب کانی‌ها سری ماگمایی و موقعیت زمین‌ساختی ماگمایی سنگ میزبان را تعیین کرده‌اند [۱-۳]. ترکیب شیمیایی بعضی کانی‌ها چون آمفیبول، اهمیت زیادی در تعیین شرایط محیط تشکیل گرانیتوئیدها دارد [۴]. محاسبه مقادیر Al^{IV} و Al^{Total} اساس اندازه‌گیری فشار بر پایه ترکیب کانی آمفیبول هستند، زیرا مقدار آلومینیوم در آمفیبول تابع غلظت آن در ماگمای مادر نبوده، بلکه تابع فشار در زمان تشکیل آمفیبول است [۵]. همچنین کاتیون‌های Ti و Al^{IV} آمفیبول نسبت به دما حساسیت زیادی دارند، به طوری که افزایش دما سبب بالا

رفتن مقادیر Al^{IV} و تیتانیم در آمفیبول می‌شود [۶]. پژوهش سنگ‌شناسی انجام شده در این منطقه، در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد [۷] بوده است که در آن به توده از نظر سنگ-شناسی بررسی شده است از آنجا که پیشتر شیمی کانی‌ها بررسی نگردیده، در این پژوهش، با بررسی شیمی کانی‌های شاخص سنگ‌های منطقه، سری ماگمایی، محیط زمین‌ساختی، دما و فشار زمان تشکیل توده‌های منطقه تعیین شده است.

زمین‌شناسی منطقه

توده نفوذی خریل-کلاسور به سن الیگوسن در پهنه زمین-ساختی البرز-آذربایجان، شمال غرب ایران، غرب کلیر و بین عرض‌های جغرافیای $38^{\circ}48'$ تا $38^{\circ}50'$ شمالی و طول‌های جغرافیایی $46^{\circ}44'13''$ تا $46^{\circ}49'$ شرقی رخنمون دارد

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۰۲۸۵۳۱۱۶۹، پست الکترونیکی: ss.ssadri@yahoo.com

Copyright © 2024 The author(s). This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0

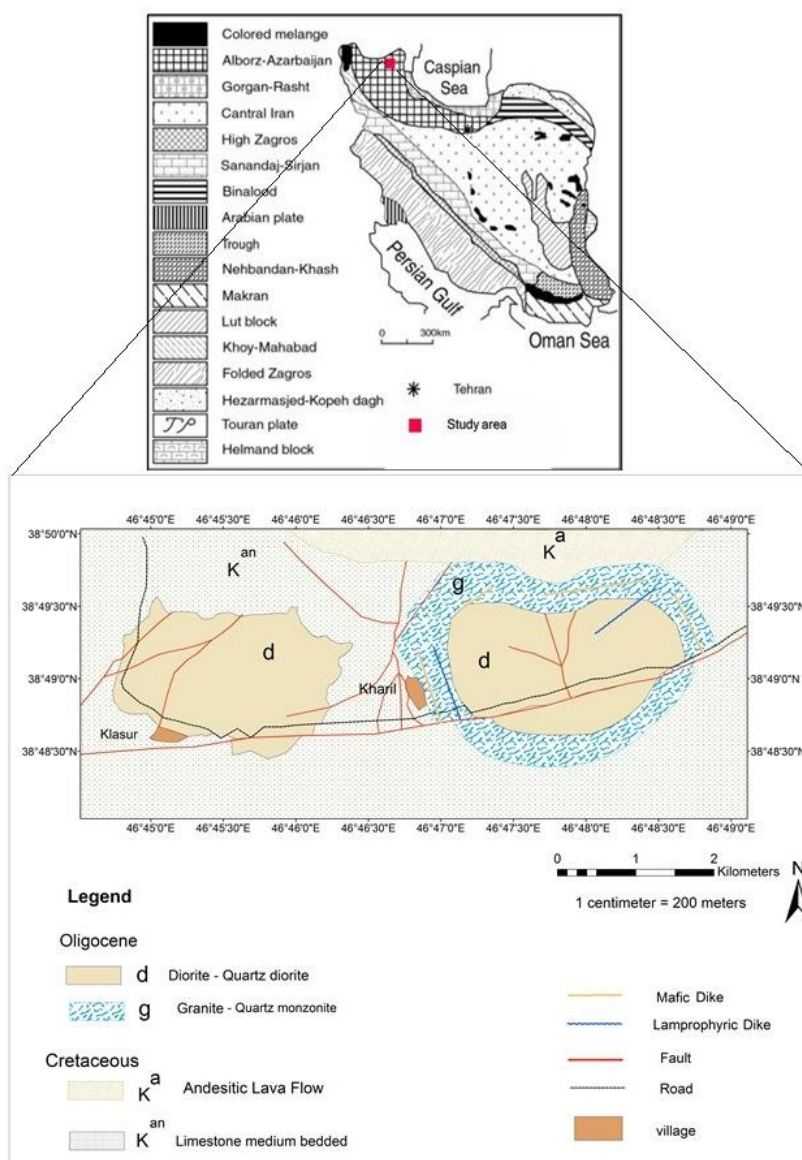


International License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>) Non-commercial uses of the work are permitted, provided the original work is properly cited

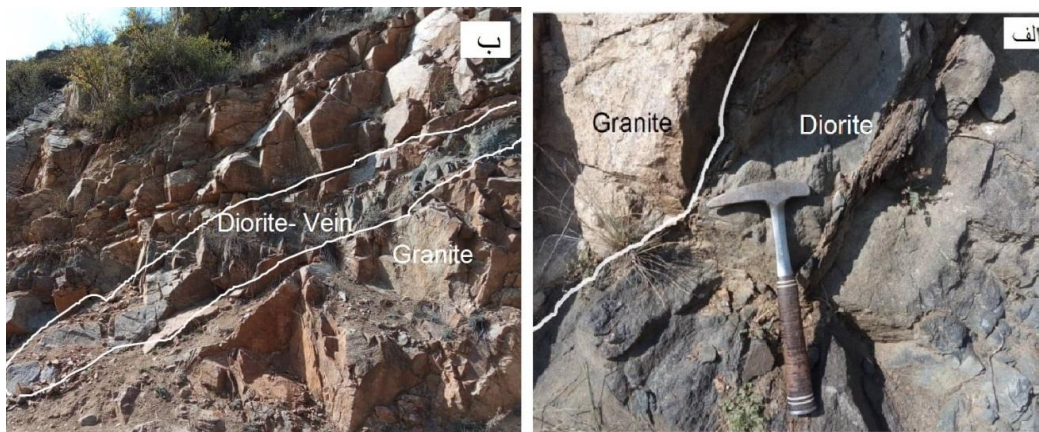
روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های صحرایی، نمونه‌برداری از توده‌های نفوذی و سنگ‌نگاری آنها، ۳ نمونه از سالم‌ترین آن‌ها برای تجزیه ریزپردازی و به دانشگاه کرلتون (Carleton) کانادا ارسال شدند تجزیه ریزپردازی با دستگاه Cameca، به روش طیف-سنجی پراکندگی طول موج پرتوی ایکس (WDX)، با ولتاژ شتاب‌دهنده 20kV و شدت جریان 20nA برای تعیین اکسیدهای عناصر اصلی، ترکیب کانی‌ها و بررسی‌های دما و فشارسنجی انجام شد. داده‌های این تجزیه‌ها با استفاده از فرمول کانی در نرم‌افزار اکسل تحلیل شدند.

(شکل ۱). تناوب آهک، شیل و گدازه‌های آندزیتی کرتاسه و برش‌های آندزیتی و آتشفشانی‌های بازالتی تا آندزیت بازالتی کواترنر گسترده‌ترین واحدهای چینه‌شناسی در این منطقه هستند. بر اثر حرکت‌های کوهزایی فاز پیرنه در آغاز الیگوسن، توده‌های نفوذی منطقه درون واحدهای کرتاسه نفوذ کرده‌اند. تزریق توده نفوذی گرانبیتی پیش از نفوذ توده دیوریتی و کوارتزمونوزودیوریتی بوده است. دایک‌هایی از توده دیوریتی بصورت دایک‌های دیوریتی و میکرودیوریتی سنگ‌های اسیدی را قطع کرده‌اند از این رو، توده دیوریتی جوان‌تر از توده اسیدی منطقه است (شکل ۲).



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ گستره مورد بررسی از منطقه خریل-کلاسور و موقعیت آن در تقسیم بندی واحدهای رسوبی-ساختمانی ایران [۸].

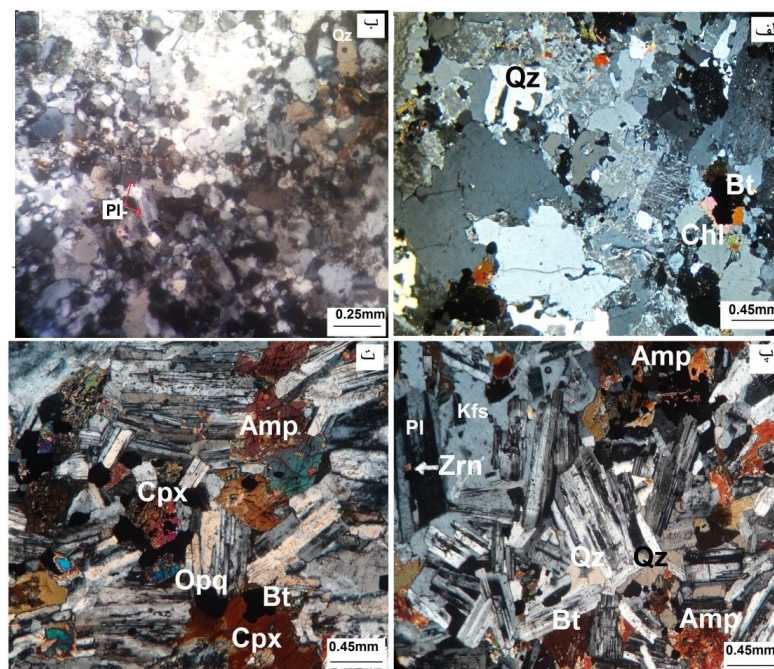


شکل ۲ الف) مرز بین گرانیت و دیوریت، ب) دایک دیوریتی درون توده گرانیتی.

سنگ‌نگاری

از نظر کانی‌شناسی، سنگ‌های گرانیتی نخستین واحد نفوذی منطقه خریل-کلاسور هستند و به رنگ زرد روشن تا خاکستری دیده می‌شوند. آنها بیشتر از پلاژیوکلاز (۲۵ تا ۳۰ درصد)، فلدسپار پتاسیم (ارتوز، ۳۰ تا ۳۵ درصد)، کوارتز (۳۰ تا ۳۵ درصد) و بیوتیت (۵ تا ۱۰ درصد) تشکیل شده‌اند. بافت غالب در گرانیت‌ها دانه‌ای است (شکل‌های ۳ الف، ب) و بافت گرانوفیری نیز نشان می‌دهند (شکل ۳ الف). در سنگ‌های

کوارتز مونزودیوریتی، بافت غالب دانه‌ای است و بافت خال خال نیز دیده می‌شود (شکل ۳ پ). کانی‌های این سنگ‌ها شامل ۴۰ تا ۴۵ درصد پلاژیوکلاز، ۱۵ تا ۲۰ درصد فلدسپار پتاسیم، ۲۰ تا ۲۵ درصد آمفیبول بصورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، ۵ تا ۱۰ درصد بیوتیت و ۱۰ تا ۱۵ درصد کوارتز است. فلدسپار پتاسیم بصورت بی‌شکل در زمینه و بلورهای پلاژیوکلاز درون آن قرار دارند و بافت خال خال بوجود آمده است (شکل ۳ پ). کانی‌های فرعی این سنگ‌ها زیرکن، آپاتیت و کانی کدر هستند.

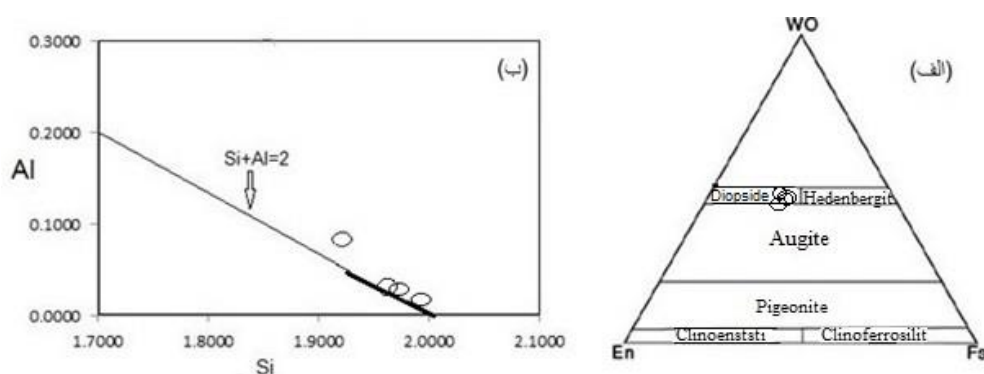


شکل ۳ الف) نمایی از کوارتز و بیوتیت در گرانیت، ب) بلورهای ریز پلاژیوکلاز در متن گرانیت، پ) نمایی از بلورهای پلاژیوکلاز بصورت میانبار در فلدسپار پتاسیم (بافت خال خال) به همراه کانی‌های کوارتز، آمفیبول و زیرکن، در کوارتزمونزودیوریت، ت) بافت نیمه پوست ماری به همراه کانی‌های کلینوپیروکسن و تجزیه کلینوپیروکسن به بیوتیت و کانی کدر در دیوریت. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۹] هستند. همه تصاویر در نور قطبیده متقاطع (XPL) ثبت شده‌اند.

شیمی کانی‌ها

به منظور تفکیک پیروکسن‌های منطقه از نمودار Wo-En-Fs [۱۰] استفاده شد (شکل ۴ الف)، بر این اساس، پیروکسن‌ها بیشتر در گستره دیوپسید قرار دارند. در نمودار Si نسبت به Al، همه نمونه‌ها در بالای خط اشباع جایگاه چاروچی (Si+Al=2) قرار می‌گیرند (شکل ۴ ب) این امر نشان می‌دهد که همه جایگاه‌های چاروچی در ساختار کلینوپیروکسن‌ها با کاتیون‌های Si و Al موجود در ترکیب پیروکسن پر شده است و Ti نمی‌تواند وارد ساختار پیروکسن شود (جدول ۱).

دیوریت‌ها بخش اصلی توده گرانیتوئیدی خریل-کلاسور را تشکیل می‌دهند و در سنگ‌های گرانیتی تزریق شده‌اند و از نظر سنی جوانتر هستند. آنها در نمونه دستی به رنگ خاکستری دیده می‌شوند و بافت دانه‌ای دارند بافت نیمه پوست ماری نیز در برخی از مقاطع دیده می‌شود. کانی‌های اصلی آنها شامل ۴۵ تا ۵۰ درصد پلاژیوکلاز، ۲۵ تا ۳۵ درصد آمفیبول، ۱۰ تا ۱۵ درصد بیوتیت و ۵ تا ۱۰ درصد کلینوپیروکسن هستند. پلاژیوکلاز مهم‌ترین کانی فلسیک دیوریت‌ها بوده، دارای ماکل چندریخت است و بصورت شکل‌دار تا نیمه شکل دار دیده می‌شود (شکل ۳ ت).



شکل ۴ الف) رده‌بندی پیروکسن‌های دیوریت با استفاده از نمودار مثلی Wo-En-Fs [۱۰]، ب) نمودار تعیین میزان اشباع بودن جایگاه چاروچی در کلینوپیروکسن‌ها از Si و Al.

جدول ۱ نتایج تجزیه ریزپردازشی کانی کلینوپیروکسن بر اساس ۶ اتم اکسیژن (برحسب وزنی).

Sample	کلاسور		دیوریت	
	KH-11	KH-11	KH-11	KH-11
Location	مکان	حاشیه	لبه	لبه
SiO ₂	۴۵۲	۶۵۲	۶۵۱	۶۵۳
TiO ₂	۳۰	۱۰	۴۰	۱۰
Al ₂ O ₃	۳۱	۹۰	۰/۲	۷۰
FeO	۷۷	۶۴	۸۱	۶۷
MnO	۷۰	۵۰	۶۰	۷۰
MgO	۱۱۵	۱۴۶	۱۴۸	۱۴۹
CaO	۸۲۱	۷۲۳	۳۲۱	۷۲۳
Na ₂ O	۴۰	۳۰	۰/۴	۰/۲
K ₂ O	<dl	<dl	<dl	<dl
NiO	۱۰	۱۰	۲۰	۲۰
Cr ₂ O ₃	<dl	<dl	<dl	<dl
مجموع	۹۹۹	۳۹۹	۴۹۹	۸۱۰۰
Si (T)	۹۷۰	۹۸۰	۹۶۰	۹۹۰
Al (T)	۰/۳۰	۰/۲۰	۰/۴۰	۰/۱۰
Al (M1)	.	.	.	.
Fe ₃ (M1)	۰/۷۰	۰/۶۰	۰/۷۰	۰/۳۰
Fe ₂ (M1)	۱۵۰	۱۴۰	۱۶۰	۱۷۰
Mg(M1)	۷۵۰	۷۸۰	۷۳۰	۷۸۰
Fe ₂ (M2)	۰/۲۰	.	۰/۲۰	۰/۱۰
Mg(M2)	۰/۹۰	۰/۲۰	۱۰/۰	۰/۴۰
Ca(M2)	۸۷۰	۹۵۰	۸۵۰	۹۳۰
Na(M2)	۰/۳۰	۰/۲۰	۰/۳۰	۰/۱۰
En	۴۵۰	۴۳۰	۴۴۰	۴۳۰
Fs	۰/۹۰	۰/۸۰	۰/۹۰	۰/۹۰
Wo	۴۶۰	۵۰۰	۴۶۰	۴۸۰

براساس جابجایی نتایج تجزیه ریزپردازشی (جدول ۲) در نمودار مثلثی $\text{TiO}_2\text{-(FeO+MnO)-MgO}$ گسترده بیوتیت های اولیه برآمده از تبلور ماگما، بیوتیت های حاصل از دگرسانی و بیوتیت های حاصل از بازتبلور از هم جدا می شوند [۱۱]. چنان که در شکل ۵ الف دیده می شود، بیوتیت های منطقه از نوع بیوتیت های اولیه هستند. ترکیب بیوتیت های گرانیت خریل -کلاسور در نمودار Al^{T} نسبت به Fe/Fe+Mg [۱۳، ۱۲] در بین دو قطب سیدروفیلیت و استونیت قرار می گیرند. آنها همچنین براساس مقدار Fe/Fe+Mg که بیش از ۰/۳۳ است، در گستره بیوتیت قرار دارند (شکل ۵ ب).

برای تعیین سری ماگمای سازنده بیوتیت ها از اکسیدهای عناصر اصلی FeO , MgO , Al_2O_3 استفاده شد. بر این اساس، سه سری ماگمایی برای گرانیتوئیدها معرفی شده است [۱۴] که نمودار تغییرات هریک از گستره ها میزان جانشینی سه عنصر Fe , Mg , Al را نشان می دهد. در این نمودار، سنگ های مختلف شامل گرانیتوئیدهای قلیایی وابسته به محیط های کششی غیرکوهزایی، سنگ های پرآلومین و برآمده از ذوب پوسته قاره ای در محیط های برخوردی و سنگ های آهکی قلیایی کوهزایی وابسته به فرورانش کرانه قاره ای از هم تفکیک شده اند. بر این اساس، بیوتیت ها در گستره آهکی قلیایی قرار می گیرند (شکل ۵ پ).

آمفیبول ها از سازندگان معمول سنگ های نفوذی از نوع آهکی قلیایی و سنگ های دگرگونی رخساره آمفیبولیت هستند.

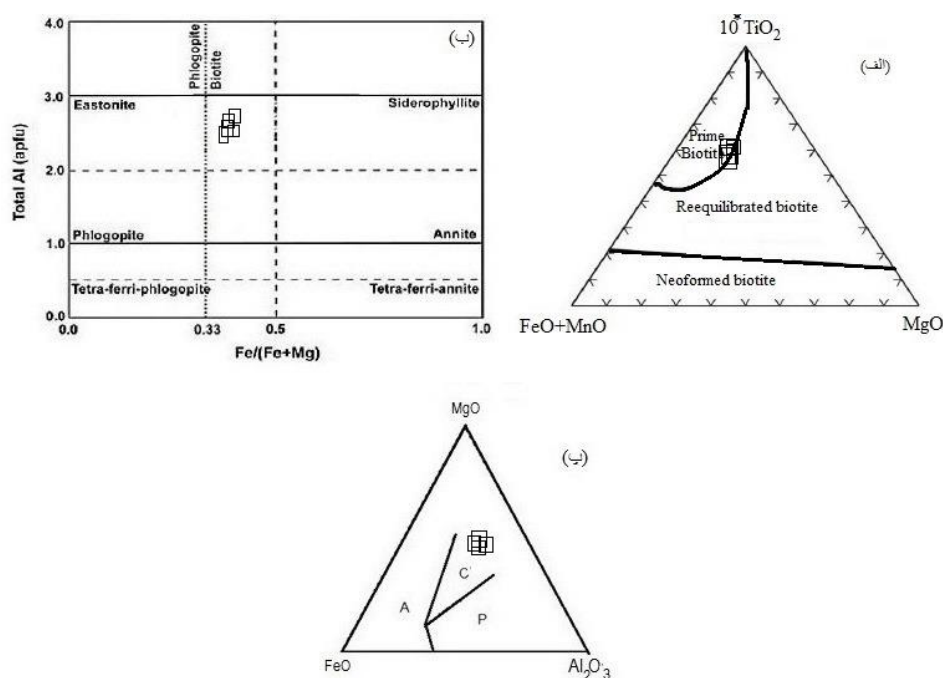
آمفیبول ها در گستره وسیعی از دما و فشار تشکیل می شوند. برای محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول ها از روش مرجع [۱۵] صورت $\text{A}_{0-1}\text{E}_2\text{G}_5\text{T}_8\text{O}_{22}(\text{Z})_2$ ، جایگاه های ساختاری آمفیبول با Li ، $\text{G}=\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}$ ، Mn ، Al ، Fe^{3+} ، Ti ، $\text{E}=\text{Na}$ ، $\text{A}=\text{Na}, \text{K}$ ، Ca ، Mn ، Fe^{2+} ، Mg ، $\text{T}=\text{Si}$ ، Al ، $\text{Z}=\text{OH}, \text{F}, \text{Cl}$ اشغال می گردد [۱۵]. براساس نمودار نسبت کاتیونی منیزیم به آهن نسبت به Si ، نمونه های کوارتزومونزدیوریتی و دیوریتی خریل-کلاسور مگنیوهورنبلند هستند [۱۵] (شکل ۶ الف). یکی از روش های ارزیابی گریزندگی اکسیژن در سنگ های نفوذی بررسی ترکیب آمفیبول است. در نمودار Al^{IV} نسبت به Fe/Fe+Mg ، همه آمفیبول های بررسی شده در گستره گریزندگی اکسیژن بالا قرار می گیرند [۱۶] (شکل ۶ ب).

گریزندگی اکسیژن بالا نشان می دهد که توده های نفوذی منطقه در ارتباط با مرز ورقه های همگرا تشکیل شده اند [۱۷]. بر پایه نمودار Si نسبت به $(\text{Na}+\text{Ca}+\text{K})$ همه نمونه های بررسی شده توده های نفوذی منطقه در گستره آمفیبول های آذرین هستند [۱۸] (شکل ۶ پ). آمفیبول های منطقه خریل-کلاسور، بر اساس رده بندی مرجع [۱۴] (شکل ۶ ت) و مقادیر $\text{Na}_B < 0.5$ ، $\text{Ca} > 1.3$ ، $(\text{Ca}+\text{Na})_B \geq 1$ از نوع کلسیمی هستند. در نمودارهای دو متغیره Al_2O_3 و Na_2O نسبت به TiO_2 همه نمونه های بررسی شده در گستره نیمه قلیایی قرار می گیرند [۱۹] (شکل ۶ ث).

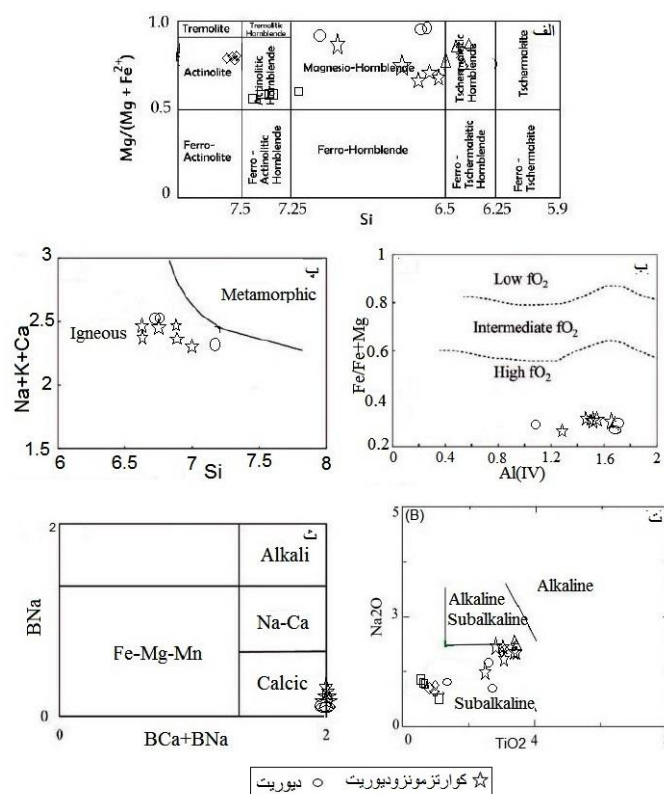
جدول ۲ نتایج تجزیه ریزپردازشی کانی بیوتیت بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن (برحسب وزنی).

Sample	کلاسور		گرانیت	
	KH-12	خریل- KH-12	KH-12	KH-12
Location	مکان	لحه	مکان	لحه
SiO_2	۳۷/۵۷	۳۷/۶۴	۳۶/۹۶	۳۷/۷۵
TiO_2	۴/۴۰	۴/۱۴	۳/۷۳	۳/۷۴
Al_2O_3	۱۲/۸۵	۱۳/۰۵	۱۲/۷۰	۱۳/۴۱
FeO	۱۸/۸۲	۱۸/۸۷	۱۸/۴۱	۱۸/۳۷
MnO	۰/۷۰	۰/۷۶	۰/۶۰	۰/۶۳
MgO	۱۱/۵۳	۱۱/۸۲	۱۲/۱۰	۱۲/۴۱
Na_2O	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۰۸
K_2O	۹/۴۸	۹/۵۳	۹/۴۶	۹/۵۶
مجموع	۹۵/۶۴	۹۵/۹۱	۹۴/۹۸	۹۵/۹۵
Si	۵/۷۳	۵/۷۲	۵/۷۲	۵/۷۱
Ti	۰/۵۱	۰/۴۷	۰/۴۳	۰/۴۳
Al^{IV}	۲/۲۷	۲/۲۸	۲/۲۸	۲/۲۹
Al^{VI}	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۱
Ti	۰/۵۱	۰/۴۷	۰/۴۳	۰/۴۳
Fe^{+2}	۲/۴	۲/۴	۲/۳۸	۲/۳۲
Mn	۰/۰۹	۰/۱	۰/۰۸	۰/۰۸
Mg	۲/۶۴	۲/۶۸	۲/۷۹	۲/۸
Na	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲
K	۱/۸۵	۱/۸۵	۱/۸۷	۱/۸۵
مجموع	۱۶/۰۶	۱۶/۰۸	۱۶/۰۵	۱۶/۰۳
Fe/Fe+Mg	۰/۴۷۸	۰/۴۷۲	۰/۴۶	۰/۴۵
Fe+Mg	۵/۰۲	۵/۰۸	۵/۱۷	۵/۱۲
Mg/Mg+Fe	۰/۵۲۱	۰/۵۲۷	۰/۵۴	۰/۵۴۶

× حد آشکارسازی



شکل ۵ الف) رده‌بندی بیوتیت‌ها در گرانیت خریل-کلاسور در سه گروه بیوتیت‌های اولیه، بیوتیت‌های ثانویه و بیوتیت‌های باز تبلور یافته [۱۱]؛ ب) تعیین ترکیب میکاها با استفاده از تغییرات Al^{Total} نسبت به $Fe/(Fe+Mg)$ [۱۲، ۱۳]؛ پ) نمودار تعیین سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی توده‌های نفوذی منطقه براساس استفاده از ترکیب بیوتیت [۱۴] (گستره A: غیرکوهزایی قلیایی، سنگ‌های پرآلومین و C: سنگ‌های آهکی قلیایی).



☆ کوآرتز مونزودیوریت ○ دیوریت

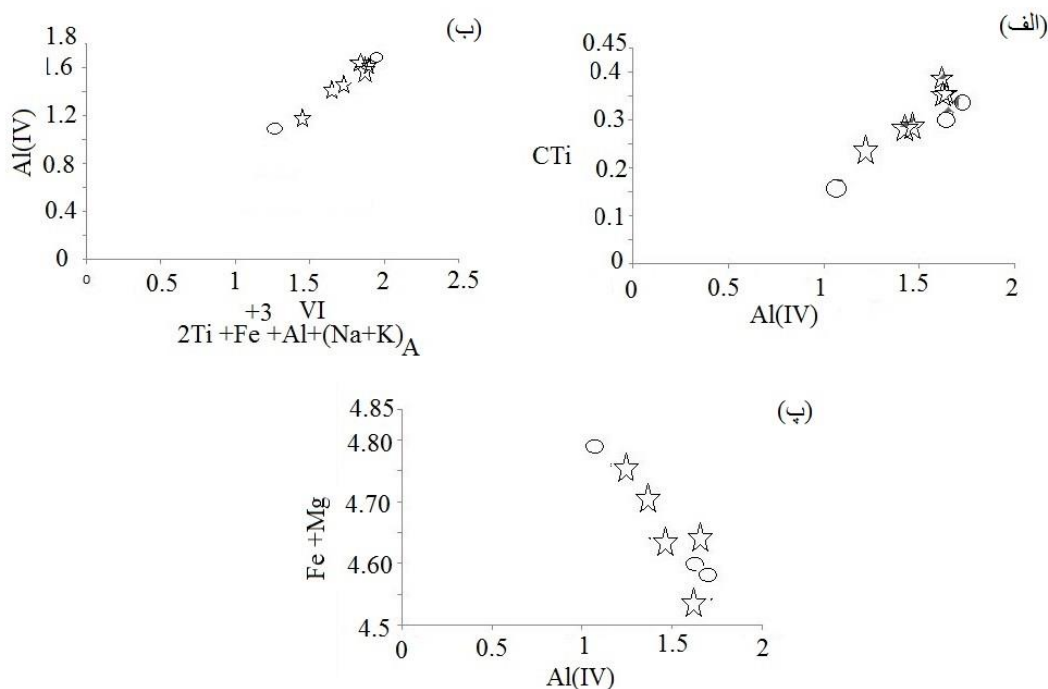
شکل ۶ الف) رده‌بندی براساس تغییرات Si نسبت به $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ [۱۵]؛ ب) تعیین مقدار گریزندگی اکسیژن براساس نمودار Al^{IV} نسبت به $Fe/(Fe+Mg)$ [۱۶]؛ پ) نمودار تغییرات $Na+K+Ca$ نسبت به Si برای تفکیک آمفیبول‌های ماگمایی از دگرگونی [۱۸]؛ ت) نمودار تقسیم بندی کلی آمفیبول‌ها [۱۵]؛ ث) تعیین ماهیت مجموعه‌های نفوذی منطقه براساس ترکیب آمفیبول [۱۹].

چاروجهی ساختار بلور است [۲۱]. از این رو، مجموعه کاتیونی $Fe^{3+}, Al^{VI}, 2Ti, K_A, Na_A$ باید رابطه خطی مستقیم با مقدار کاتیون های Al^{IV} داشته باشند [۲۲]. تفاوت ترکیبی آمفیبول ها نیز وابسته به این جانشینی است. در شکل ۷ ب، داده های نمونه های بررسی شده در یک روند تقریباً خطی قرار می گیرند. در نمودار $Mg+Fe$ نسبت به Al^{IV} ، نمونه های واحدهای سنگی روند منفی نشان می دهند که نشانگر جانشینی از نوع چرماک است (شکل ۷ پ).

در نمودار تغییرات Ti نسبت به Al^{IV} ، همه آمفیبول ها کمتر از ۵/۰ کاتیون Ti در فرمول ساختاری دارند. آمفیبول های بررسی شده به طور تقریبی روند خطی نشان می دهند [۲۰]. (شکل ۷ الف)، با کاهش مقدار Al^{IV} ، مقدار Ti در آمفیبول ها کاهش می یابد. این کاهش خود ناشی از افزایش Si در ساختار بلور بوده و بیانگر پیشرفت جدایش ماگماست. مقدار کاتیون های Fe^{3+}, Ti, K_A, Na_A در شبکه آمفیبول و جانشینی آن ها به جای هم وابسته به مقدار Al موجود در جایگاه

جدول ۳ نتایج تجزیه ریزپردازشی کانی آمفیبول بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن.

Sample	دیوریت خریل			دیوریت خریل			مونزو	
	KH-11	KH-11	KH-11	KH-13	KH-13	KH-13	KH-13	KH-13
Location	مرکز	میان	لبه	مرکز	لبه	مرکز	لبه	مرکز
SiO ₂	۰.۲۴۴	۰.۶۴۴	۴۱.۴۷	۹۸.۴۴	۸۸.۴۳	۰.۵۴۴	۵۶.۴۳	۳۹.۴۵
TiO ₂	۱۳.۳	۹۲.۲	۵۸.۱	۷۰.۲	۵۳.۳	۲۹.۳	۲۹.۳	۶۲.۲
Al ₂ O ₃	۱۳.۱۱	۵۱.۱۰	۴۴.۷	۶۹.۹	۵۴.۱۰	۴۱.۱۰	۳۰.۱۰	۲۱.۹
FeO	۴۹.۱۱	۴۵.۱۱	۹۷.۱۰	۵۲.۱۱	۵۶.۱۱	۸۰.۱۱	۹۲.۱۱	۳۷.۱۲
MnO	۳۵.۰	۴۶.۰	۴۳.۰	۳۰.۰	۳۸.۰	۴۰.۰	۳۵.۰	۳۹.۰
MgO	۴۳.۱۴	۴۸.۱۴	۰.۵۱۵	۲۳.۱۴	۸۱.۱۳	۰.۹۱۴	۹۷.۱۳	۰.۶۱۴
CaO	۶۹.۱۱	۷۵.۱۱	۹۱.۱۱	۴۳.۱۱	۳۷.۱۱	۵۶.۱۱	۴۶.۱۱	۵۶.۱۱
Na ₂ O	۹۱.۱	۷۶.۱	۳۵.۱	۶۹.۱	۹۹.۱	۹۷.۱	۹۶.۱	۷۰.۱
K ₂ O	۰.۲۱	۰.۳۱	۵۶.۰	۹۵.۰	۷۳.۰	۷۰.۰	۷۲.۰	۷۱.۰
Cr ₂ O ₃	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl
مجموع	۳۵.۹۹	۵۸.۹۸	۸۵.۹۶	۵۹.۹۷	۸۷.۹۷	۳۸.۹۸	۶۶.۹۷	۱۱.۹۸
T Si	۳.۶	۳۵.۶	۹.۶	۵۳.۶	۳۷.۶	۳۶.۶	۳۴.۶	۵۶.۶
TAI(IV)	۷۰.۱	۶۴.۱	۱۰.۱	۴۷.۱	۶۳.۱	۶۴.۱	۶۵.۱	۴۴.۱
TFe ⁺³	.	.	.	.	.	.	.	.
TTi	.	.	.	.	.	.	.	.
T-Sum	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸
C Al(VI)	۱۷۲.۰	۱۳۷.۰	۱۷۶.۰	۱۸۶.۰	۱۷۵.۰	۱۳۵.۰	۱۱۲.۰	۱۳۹.۰
CTi	۳۳۷.۰	۳۱۶.۰	۱۷۳.۰	۲۹۵.۰	۳۸۶.۰	۳۵۸.۰	۳۶۰.۰	۲۸۵.۰
CFe ⁺³	۵۶۰.۰	۵۷۲.۰	۳۸۲.۰	۴۸۳.۰	۴۵۰.۰	۵۲۸.۰	۵۶۱.۰	۵۲۸.۰
CCr	.	.	.	.	.	.	.	.
CMg	۰.۷۳	۱۱.۳	۲۶.۳	۰.۸۳	۹۸.۲	۰.۳۳	۰.۳۳	۰.۳۳
CFe ⁺²	۸۱۴.۰	۸۰۹.۰	۵۳.۰	۹۱۵.۰	۹۵۳.۰	۸۹۸.۰	۸۹۱.۰	۹۶۸.۰
CMn	۰.۴۲.۰	۰.۵۶.۰	۰.۵۳.۰	۰.۳۷.۰	۰.۴۷.۰	۴۹.۰	۰.۴۳.۰	۴۷.۰
CCa	.	.	.	.	.	.	.	.
C-Sum	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵
B Ca	۷۹۲.۱	۸۱۵.۱	۸۵۷.۱	۷۸۸.۱	۷۶۹.۱	۷۸۹.۱	۷۸۹.۱	۷۹۳.۱
BNa	۲۰۸.۰	۱۸۵.۰	۱۴۳.۰	۲۲۲.۰	۲۳۱.۰	۲۱۱.۰	۲۱۱.۰	۲۰۷.۰
B-Sum	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲
A Ca	.	.	.	.	.	.	.	.
ANa	۳۲۲.۰	۳۰۵.۰	۲۳۷.۰	۲۵۳.۰	۳۲۸.۰	۳۴۰.۰	۳۴۱.۰	۲۷۰.۰
AK	۱۸۵.۰	۱۸۹.۰	۱۰۳.۰	۱۷۹.۰	۱۳۶.۰	۱۳۰.۰	۳۳.۰	۱۳۱.۰
A-Sum	۵۰۷.۰	۹۴.۰	۳۴۰.۰	۴۲۹.۰	۴۶۳.۰	۴۷۰.۰	۴۷۵.۰	۴۰۱.۰



شکل ۷. الف) تغییرات Al^{IV} نسبت به CTi در آمفیبول‌ها [۲۰]؛ ب) تغییرات Al^{IV} در مقابل $i + Fe^{3+} + Al^{IV} + (Na+K)_A$ [۲۲]؛ پ) نمودار تغییرات Fe+Mg نسبت به Al^{IV} .

گرانیت و دیوریت خریل کلاسور می‌تواند به علت تغییرات فشار بخار آب باشد.

زمین دما فشارسنجی توده‌های نفوذی منطقه برپایه شیمی کانی آمفیبول

برای فشارسنجی توده‌های نفوذی منطقه از ترکیب شیمیایی آمفیبول استفاده شد. از آنجا که مقدار آلومینیوم موجود در شبکه آمفیبول‌ها ارتباط نزدیکی با فشار تشکیل آنها دارد، اغلب از آمفیبول‌ها برای تعیین فشار محیط تبلور ماگما استفاده می‌شود. بررسی‌ها نشان داده است که ترکیب آمفیبول افزون بر فشار، به دما، گریزندگی اکسیژن، ترکیب کل و فازهای همزیست بستگی دارد [۶]. با توجه به این عوامل و مقدار Al^{total} ، روابط بسیاری برای محاسبه فشار تشکیل سنگ‌های آذرین ارائه شده است که قابل قبول‌ترین آنها یک واسنجی است [۲۶]. هورنبلندی که در شرایط گریزندگی اکسیژن بالا تبلور یافته نسبت به هورنبلندی که در گریزندگی اکسیژن پایین تبلور یافته است نتایج بهتر و قابل قبول‌تری برای دما-فشارسنجی نشان می‌دهد [۶]. برای فشارسنجی توده‌های نفوذی منطقه، نخست Al^{total} در شبکه آمفیبول‌های توده‌های نفوذی تعیین گردیده و پس بر پایه $P(kbar) =$

در شکل ۸، نیم‌رخ خطی تغییرات شیمیایی بلور دارای منطقه بندی آمفیبول موجود در دیوریت خریل - کلاسور نشان داده شده است. مقدار Mg/Fe^{T+Mg} یک روند افزایشی از مرکز به لبه بلور نشان می‌دهد که بیانگر افزایش گریزندگی اکسیژن همزمان با افزایش سیلیس ماگما طی تبلور آمفیبول است [۲۳، ۲۲]. بطوریکه آمفیبول‌های سزیرخط انجماد دارای Mg بیشتری هستند. مقدار Ti در آمفیبول موجود در دیوریت خریل-کلاسور یک روند کاهشی از مرکز به لبه بلور نشان می‌دهد که با افزایش گریزندگی اکسیژن روند کاهشی دارد [۲۴].

نتایج تجزیه ریزپردازشی فلدسپارها در جدول ۴ آمده است. دیر و همکاران [۲۵] برای نامگذاری فلدسپارها از نمودار آل بیت (Ab) $NaAlSi_3O_8$ - آنورتیت (An) $CaAl_2Si_2O_8$ - ارتوکلاز (Or) $KAlSi_3O_8$ استفاده کرده‌اند. براساس این رده‌بندی، فلدسپار در سنگ‌های گرانیتی خریل - کلاسور به صورت پلاژیوکلاز (آل بیت - الیگوکلاز)، سنگ‌های دیوریتی و کوارتز مونوزودیوریتی دارای پلاژیوکلاز (آندزین و لابرادوریت) و ارتوکلاز هستند (شکل ۹). تجزیه نقطه‌ای از مرکز به لبه پلاژیوکلاز موجود در دیوریت و گرانیت منطقه بندی نوسانی (شکل ۱۰) نشان می‌دهد. منطقه بندی نوسانی پلاژیوکلاز در

شیمی کانی‌ها و دما-فشارسنجی توده‌های نفوذی خریل-کلاسور... [۲۶] $3.01+4.76Al^{total}$ فشار جایگیری توده‌های نفوذی

منطقه محاسبه شد. بر پایه شیمی کانی آمفیبول، فشار تشکیل سنگ‌های مونزودیوریت خریل ۵/۴۱ kbar و برای دیوریت خریل ۵/۹ kbar است.

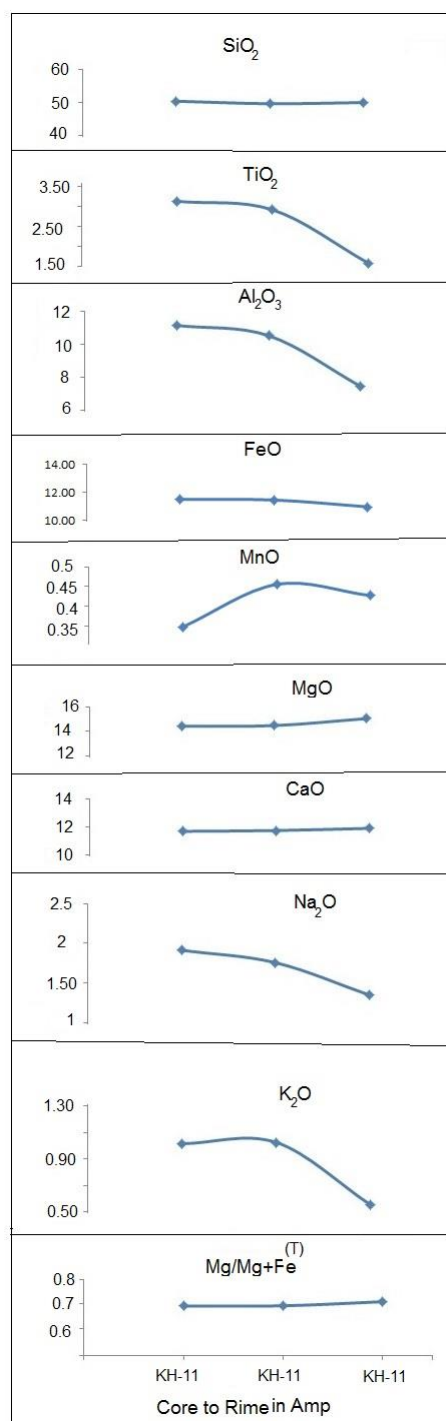
دمای تشکیل توده‌های منطقه به روش دماسنجی توده‌های

نفوذی براساس مقدار Ti در آمفیبول برپایه رابطه $T(^{\circ}C) =$

$1204 \cdot (Ti \text{ total}) + 547$ [۲۷] تعیین شد. بر این اساس،

دمای تشکیل سنگ‌های مونزودیوریت خریل در $948^{\circ}C$ و

برای دیوریت خریل $888^{\circ}C$ است.



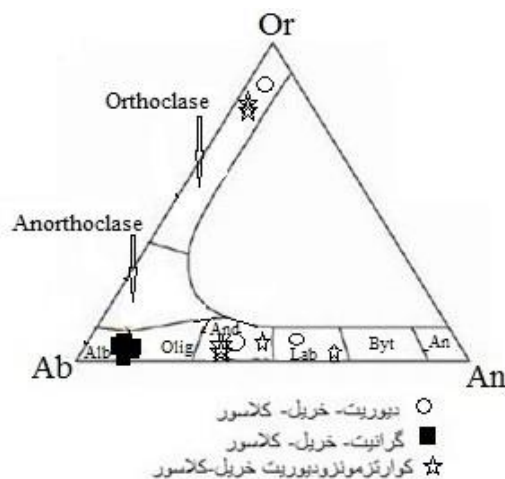
شکل ۸. نیمرخ خطی تغییرات شیمیایی از مرکز به لبه آمفیبول موجود در توده دیوریتی خریل-کلاسور.

جدول ۴ نتایج تجزیه ریزپردازشی فلدسپار بر اساس ۳۲ اتم اکسیژن (برحسب وزنی).

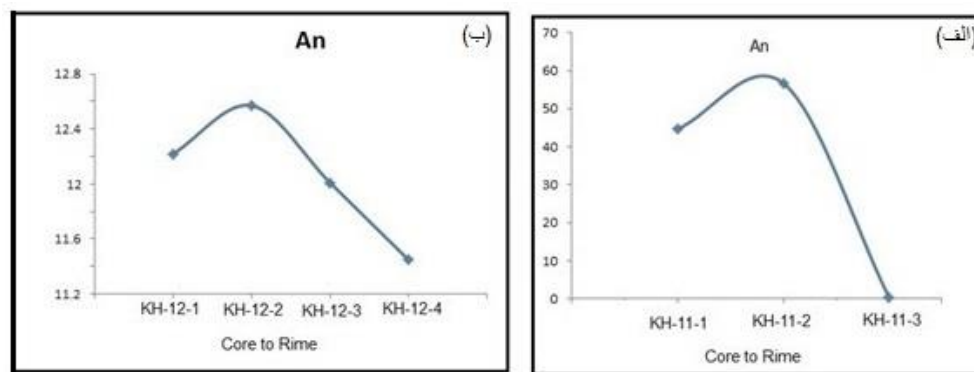
	گرانیت			خریل - کلاسور			دیوریت			کلاسور
Sample	KH-12	KH-12	KH-12	KH-12	KH-12	KH-12	KH-11	KH-11	KH-11	KH-11
Location	لبه	مرکز	لبه	مرکز	لبه	مرکز	لبه	مرکز	لبه	مرکز
SiO ₂	۶۴٫۷۶	۶۴٫۳۵	۵۹٫۶۵	۶۵٫۱۸	۶۴٫۱۵	۶۶٫۶۵	۶۵٫۶۴	۵۳٫۲۱	۵۵٫۸۹	
TiO ₂	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	.	<dl	۰٫۳۰	<dl	
Al ₂ O ₃	۲۲٫۴۱	۲۲٫۸	۲۱٫۶	۲۱٫۵۵	۲۱٫۶۶	۲۱٫۵۸	۱۸٫۴۶	۲۹٫۳۶	۲۷٫۴۸	
FeO	۰٫۳	۰٫۳۱	۰٫۲۳	۰٫۳۱	۰٫۳۲	۰٫۲۶	۰٫۲۸	۰٫۴۷	۰٫۳۹	
MnO	۰٫۲۱	۰٫۱۲	۰٫۱	۰٫۱۶	۰٫۱	۰٫۱۷	۰٫۱۸	۰٫۱۴	۰٫۱	
MgO	dl>	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	
CaO	۳٫۴۵	۳٫۸۳	۲٫۴۶	۲٫۵۸	۲٫۶۷	۲٫۶۱	۰٫۰۵	۱۱٫۸۴	۹٫۴۱	
Na ₂ O	۹٫۷۷	۱۰٫۴۵	۱۰٫۳۷	۱۰٫۳۱	۱۲٫۱۰	۱۰٫۱۹	۰٫۸۷	۴٫۸۸	۶٫۲۴	
K ₂ O	۰٫۳۲	۰٫۲۱	۰٫۱۹	۰٫۲۳	۰٫۲۳	۰٫۲۳	۱۵٫۴	۰٫۱۸	۰٫۳۲	
مجموع	۱۰۰٫۰۷	۱۰۰٫۵۵	۱۰۰٫۳۳	۹۹٫۲۸	۱۰۰٫۶۹	۱۰۰٫۲۲	۱۰۰٫۱۳	۹۹٫۸۶	۱۰۰٫۰۴	
Si	۱۱٫۷۴	۱۱٫۵۳	۱۱٫۷۴	۱۱٫۶۷	۱۱٫۴۹	۱۱٫۷۶	۱۱٫۶۳	۹٫۵۳	۱۰٫۰۱	
Ti	.	.	.	.	.	.	.	۰٫۰۰۴	.	
Al	۴٫۷۸	۴٫۸۱	۴٫۵۶	۴٫۵۵	۴٫۵۷	۴٫۵۵	۳٫۸۹	۶٫۲	۵٫۸	
Fe	۰٫۰۴۵	۰٫۰۴۶	۰٫۰۳۵	۰٫۰۴۷	۰٫۰۴۸	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۵	
Ca	۰٫۵۷	۰٫۷۳۵	۰٫۴۷۲	۰٫۴۹۶	۰٫۵۱۳	۰٫۵	۰٫۰۰۹	۲٫۲۷	۱٫۸	
Na	۳٫۴۹	۲٫۴۳	۳٫۶	۳٫۵۸	۳٫۵۱۵	۳٫۵۴	۰٫۳۰۳	۱٫۷	۲٫۱۶	
K	۰٫۰۶۱	۰٫۰۴۹	۰٫۰۴۴	۰٫۰۵۳	۰٫۰۵۳	۰٫۰۵۳	۳٫۵۲	۰٫۰۴۲	۰٫۰۷۲	
مجموع	۲۰٫۶۶	۲۰٫۴۵	۲۰٫۴۶	۲۰٫۴	۲۰٫۱۹	۲۰٫۴۵	۱۹٫۴۱	۱۹٫۸۱	۱۹٫۹۲	
An	۱۳٫۸۴	۱۸٫۰۹	۱۱٫۴۵	۱۲٫۰۱	۱۲٫۵۷	۱۲٫۲۲	۰٫۲۴	۵۶٫۷	۴۴٫۶۶	
Ab	۸۴٫۶۹	۸۰٫۷۱	۸۷٫۴۹	۸۶٫۷	۸۶٫۱۳	۸۴٫۴۸	۷٫۹۲	۴۲٫۲۶	۵۳٫۵۵	
Or	۱٫۴۸	۱٫۷۷	۱٫۰۶	۱٫۲۹	۱٫۳	۱٫۳	۹۱٫۸۵	۱٫۰۴	۱٫۷۹	

ادامه جدول ۴

	کوارتز		مونزودیوریت		خریل - کلاسور	
Sample	KH-13	KH-13	KH-13	KH-13	KH-13	KH-13
Location	لبه	مرکز	لبه	مرکز	لبه	مرکز
SiO ₂	۹۷٫۶۴	۹۷٫۶۴	۵۸٫۵۲	۹۶٫۵۶	۵۶	۰٫۶۵۷
TiO ₂	<dl	<dl	<dl	<dl	۰٫۰۳	<dl
Al ₂ O ₃	۵۹٫۱۸	۸۱٫۱۸	۳۶٫۳۰	۵۳٫۲۷	۱۶٫۲۸	۵۲٫۲۷
FeO	۲۱٫۰	۲٫۰	۴۳٫۰	۴۷٫۰	۳۷٫۰	۴۶٫۰
MnO	۱۳٫۰	۰٫۹۰	۱٫۰	۱٫۰	۱۳٫۰	۱۱٫۰
MgO	<dl	<dl	<dl	۰٫۲۰	<dl	۰٫۳۰
CaO	۰٫۷۰	۰٫۵۰	۰٫۵۱۳	۶۶٫۹	۲۶٫۱۰	۴۳٫۹
Na ₂ O	۶٫۱	۴۲٫۱	۳۸٫۴	۲۵٫۶	۷۹٫۵	۲۵٫۶
K ₂ O	۱۳٫۱۴	۳۴٫۱۴	۰٫۸۰	۱۳٫۰	۲۴٫۰	۲۸٫۰
مجموع	۷۲٫۹۹	۹۱٫۹۹	۰٫۱۰۱	۱۳٫۱۰۱	۰٫۱۰۱	۱۵٫۱۰۱
Si	۷۸٫۱۱	۷۸٫۱۱	۴۲٫۹	۲٫۱۰	۰٫۳۰۱۰	۲۲٫۱۰
Ti	.	.	.	.	.	.
Al	۹۷٫۳	۰٫۲۴	۴۱٫۶	۸۱٫۵	۹۴٫۵	۸۱٫۵
Fe ⁺²	۰٫۳۱۰	۰٫۳۰	۰٫۵۶۰	۰٫۷۰	۰٫۵۶۰	۰٫۶۹۰
Ca	۰٫۱۴۰	۰٫۱۰	۵٫۲	۸۵٫۱	۹۶٫۱	۸۱٫۱
Na	۵۶۳٫۰	۵۰٫۱۰	۵۲٫۱	۱۷٫۲	۰٫۱۲	۱۷٫۲
K	۲۷٫۳	۳۱۹٫۳	۰٫۱۹۰	۰٫۳۰	۰٫۵۵۰	۰٫۶۳۰
مجموع	۶۳٫۱۹	۶۶٫۱۹	۹۴٫۱۹	۱۴۴٫۲۰	۰٫۷۱۲۰	۱۴۸٫۲۰
An	۳۵٫۰	۲۶٫۰	۶۴٫۶۱	۷۴٫۴۵	۸۲٫۴۸	۷۴٫۴۴
Ab	۶۳٫۱۴	۰٫۷۱۳	۵۹٫۳۷	۵۲٫۵۳	۸۳٫۴۹	۶۶٫۵۳
Or	۰٫۲۸۵	۶۷٫۸۶	۴۷٫۰	۷۵٫۰	۳۵٫۱	۵۶٫۱



شکل ۹ رده‌بندی فلدسپارهای توده‌های نفوذی منطقه [۲۵].



شکل ۱۰ نیمرخ خطی از (الف) پلاژیوکلاز دیوریت و (ب) پلاژیوکلاز گرانیت.

برداشت

بررسی شیمی کانی‌ها نشان داد که پیروکسن‌های سنگ‌های منطقه خریل-کلاسور دارای ترکیب از نوع دیوپسید هستند، در گروه کلسیمی قرار دارند و در شرایط گریزندگی اکسیژن بالا تشکیل شده‌اند. آمفیبول‌های توده خریل-کلاسور از نوع مگنزیوهورنبلند هستند. ترکیب بیوتیت‌های گرانیت خریل - کلاسور در گستره بیوتیت‌های منیزومدار هستند. منطقه بندی نوسانی پلاژیوکلاز در گرانیت و دیوریت خریل کلاسور می‌تواند به علت تغییرات فشار بخار آب باشد. افزایش مقدار Mg/Fe^{T+Mg} لبه و کاهش مقدار Ti از مرکز به لبه آمفیبول موجود در دیوریت خریل-کلاسور بیانگر افزایش گریزندگی اکسیژن همزمان با افزایش سیلیس ماگما طی تبلور آمفیبول است. بر اساس شیمی کانی آمفیبول، دما و فشار تشکیل سنگ‌های مونزودیوریت خریل $984^{\circ}C$ و 5.41 kbar و برای دیوریت خریل $888^{\circ}C$ و 5.9 kbar هستند. شیمی کانی‌های پیروکسن، بیوتیت و آمفیبول نشان داد که توده‌های نفوذی

منطقه آهکی قلیایی هستند و در محیطی وابسته به فرورانش شکل گرفته‌اند.

قدردانی

نویسندگان از حمایت‌های دانشگاه تبریز برای انجام این پژوهش سپاس‌گزاری می‌کنند.

مراجع

- [1] Le Bas, M. J., "The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage", American Journal of Science 260 (1962) 267-288.
- [2] Abdel-Rahman A. M., "Nature of biotite from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas", Journal of Petrology 35 (1994) 525-541.
- [3] Molina J., Scarrow J., Montero P. G., Bea F., "High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkali-hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Contribution", to Mineralogy and Petrology 158 (2009) 69-98.

- mineral names", American Mineralogist 82: 1019 (1997) 1037.
- [16] Helmy H. M., Ahmed A.F., Mahallawi E.I., M.M., Ali S.M., "Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastren Desert of Egypt, and tectonic implications", Journal of African Earth Science, 38 (2004) 255-268.
- [17] Anderson J. L., Smith D. R., "The effects of temperature and fO_2 on the Al in hornblende barometer", American Mineralogist 80 (1995) 549-559.
- [18] Sial A. N., Ferreira V.P., Fallick A.F., Jeronimo M., Cruz M., "Amphibol-rich clots in calcalkalic granitoids in the Borborema province northeastern Brazil", Journal of South American Earth Science., 11 (1998) 457-471.
- [19] Molina J., Scarrow J., Montero P. G., Bea F. "High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkali-hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Contribution", to Mineralogy and Petrology 158 (2009) 69-98.
- [20] Pe-Piper G., "Calcic Amphiboles of mafic rocks of the Jeffers Brook plutonic complex Nova Scotia, Canada", American Mineralogist., 73 (2009) 993-1006.
- [21] Spear F.S., "Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature- time paths. Minneralogical Society of America", Waslungton pp.799 (1993).
- [22] Jarrar GH, "Mineral chemistry in dioritic hornblende from Wadt Araba, Southwest Jordan", Journal of African Earth Sciences 26 (1998) 285-295.
- [23] Yamaguchi Y., "Hornblende- cummingtonite and hornblende- actinolite intergrowths from the Koyama calc-alkaline mafic silicates", Journul of Poetrology, 14 (1985) 349-38.
- [24] Spear F. S., "An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite", Am. J.Sci. No. 281 (1981) 697-734.
- [25] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An introduction to the Rock – forming minerals", Longman, London, 528pp (1991).
- [26] 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.
- [27] Otten M. T., "The origin of brown hornblend e in the Artssijallet gabbros and dolerites", Contribution to Mineralogy and Petrology, 86 (1984) 185-199.
- [4] Stone D., "Temperatue and pressure Variation suites of Archean felsic plutonic rocks, Berens River area, North west superior province Ontario, Canada", Canadian Mineralogist, 38 (2000) 455-470.
- [5] Ghent E. D., Nicholls J., Simony P.S., Sevigny J. H., Stout M. Z., "Hornblende barometry of the Nelson batholith, southeastern British Columbia: Tectonic implication", Canadian Journal of Earth Sciences, 28 (1991) 1982-1991.
- [6] Hammarstrom J. M., Zen E. A., "Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer", American Mineralogists 71 (1986) 1297-1313.
- [7] Javadi H., "Petrological study of plutonic intrusions around the Kalasur (west Kaleybar-NW Iran), M.sc thesis", University of Tabriz (2015).
- [8] Nabavi M.H., "introduction of Geology of Iran", Geological Organization of Iran, Tehran, 109 (1977).
- [9] Whitney D. L., Evans B. W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist, V. 95 (2010) 185–187.
- [10] Morimoto N., Fabries J., Ferguson A. K., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F. A., Zussman J., Aloi K., Gottardi G., "Nomenclature of pyroxenes", Mineralogical Magazine 52: 535-550 (1988).
- [11] Nachit H., Ibhi A., Abia E.1.H., Ohoud M. B., "Discrimination between primary Applications typologiques", Phd thesis, De L Universite, De Bretagne, Occidentale (2005).
- [12] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An Introduction to the Rock Forming Minerals", Second Edition, Longman, London, 696 (1992).
- [13] Rieder M., Cavazzini G., Yakonov Y. D., Frank-Kanetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P.V., Muller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R., "Nomenclature of the micas", Canadian Mineralogist 36. 3 (1998) 905-912.
- [14] Abdel-Rahman A. M., "Nature of biotite from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas", Journal of Petrology 35 (1994) 525-541.
- [15] Leake B. E., Woolleny A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J. A., Maresch W. V., Nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., Whittaker E. J. W., Youzhi G., "Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommitte on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and