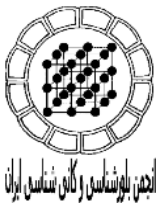
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیست و پنجم، شمارهٔ اول، بهار ۹۶، از صفحهٔ ۱۲۳ تا ۱۳۸



کانی‌شناسی و شیمی‌کانی دایک‌های کوارتزدیوریتی کانسار مولیبدن- مس پورفیری سونگون (شمال‌غرب ایران)

امین اله کمالی*، محسن مؤید، نصیر عامل، محمدرضا حسین زاده

دانشگاه تبریز، دانشکده علوم طبیعی، گروه علوم زمین

(دریافت مقاله: ۹۵/۲/۲۶، نسخه نهایی: ۹۵/۵/۲۳)

چکیده: منطقه‌ی مورد بررسی در شمال‌غرب ایران، استان آذربایجان‌شرقی و در شمال ورزقان قرار گرفته است. کانی‌های اصلی دایک‌ها عبارتند از پلاژیوکلاز ، آمفیبول و بیوتیت و کانی‌های فرعی اسفن، کوارتز و آپاتیت. بافت این دایک‌ها، پورفیریک با خمیره‌ی ریز تا متوسط است. براساس بررسی‌های شیمی کانی، ترکیب پلاژیوکلاز و بیوتیت در دایک‌های کوارتزدیوریتی به ترتیب عبارتند از آندزین تا الیگوکلاز و آنیت - سیدروفیلیت. ترکیب شیمی‌کانی آمفیبول در گروه آمفیبول‌های کلسیک از نوع مگنزیوهورنبلند است. این آمفیبول-ها وابسته به مناطق فرورانش بوده و با حاشیه‌ی فعال قاره‌ای وابسته به فرورانش همخوانی دارند. دما-فشارسنجی دایک‌ها با استفاده از مقدار کاتیونی آلومینیوم کل، در ساختار آمفیبول نشان می‌دهد که آمفیبول موجود در دایک‌های کوارتزدیوریتی در فشار ۰/۵±۴ کیلوبار و دمای حدود ۸۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد متبلور شده است. دماسنجی تک کانی بیوتیت برای دایک‌های تاخیری نشان می‌دهد که بیوتیت در دمای حدود ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد متبلور شده است. گریزندگی بالای اکسیژن (۱۰- تا ۱۷-) حاکی از اکسیده بودن ماگما و شاهدی برای تشکیل آن در ورقه‌های همگراست. براساس نمودارهای تعیین ماهیت و سرشت ماگمائی بر مبنای ترکیب شیمیائی آمفیبول، نمونه‌های مورد مطالعه در قلمروشبه قلیایی تا قلیایی قرار می‌گیرند. بر اساس نمودار تکتونوماگمایی، آمفیبول‌های منطقه در گستره‌ی آمفیبول‌های وابسته به محیط ابرفرورانشی قرار می‌گیرند. بر مبنای مقدار Al^{IV} (کمتر از ۱/۵)، کلیه آمفیبول‌های دایک‌های مورد بررسی در قلمرو حاشیه‌ی فعال قاره‌ای وابسته به فرورانش قرار می‌گیرند.

واژه‌های کلیدی: *کانی شیمیایی؛ دایک کوارتزدیوریتی؛ آمفیبول؛ بیوتیت؛ سونگون.*

مقدمه

ذخایر مس پورفیری بر نفوذی‌های پورفیری متمرکز شده‌اند که به شکل استوک عمودی، pluglike، دایره‌ای تا کشیده در طرح، تا ترتیب دایک‌های کوچک، و توده‌های نامنظم هستند. استوک‌ها و دایک‌ها معمولاً قطر و طول، به ترتیب، ≥۱ کیلومتر دارند. قسمت‌های انتهایی سیستم‌های مس پورفیری، فراتر از ذخیره‌ی مس پورفیری، یا فاقد نفوذی‌های پورفیری و یا فقط شامل دایک نسبتاً جزئی هستند [۱]. در اکثر معادن پورفیری دنیا این دایک‌ها دارای ترکیبی نزدیک به توده‌های نفوذی پورفیری هستند و بیشتر با این توده‌ها هم خاستگاهند در کمربند پورفیری مس ایران هم می‌توان به دایک‌های تاخیری و نابارور و از نظر ترکیبی نزدیک به توده پورفیری از جمله معادن (سرچشمه، سارا، هفت چشمه و دره‌زار) اشاره کرد. توده‌ی حامل کانسار مس – مولیبدن پورفیری سونگون از جمله توده-های پورفیری هستند که به وسیله‌ی دایک‌های تاخیری نابارور و با ترکیب متفاوت قطع شده‌اند. دایک‌های دیوریتی تا کوارتزدیوریتی فراوان‌ترین دایک‌های موجود در توده سونگون پورفیری هستند که قدیمی‌ترین دایک‌های تزریق شده به داخل توده سونگون پورفیری، گروه DK1 بوده است. باتوجه به اینکه دایک‌ها زون سوپرژن را قطع می‌کنند بنابراین دایک‌های بعد از

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۷۸۴۵۲۲۱۳، پست الکترونیکی: aminkamali63@yahoo.com

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.10.9]

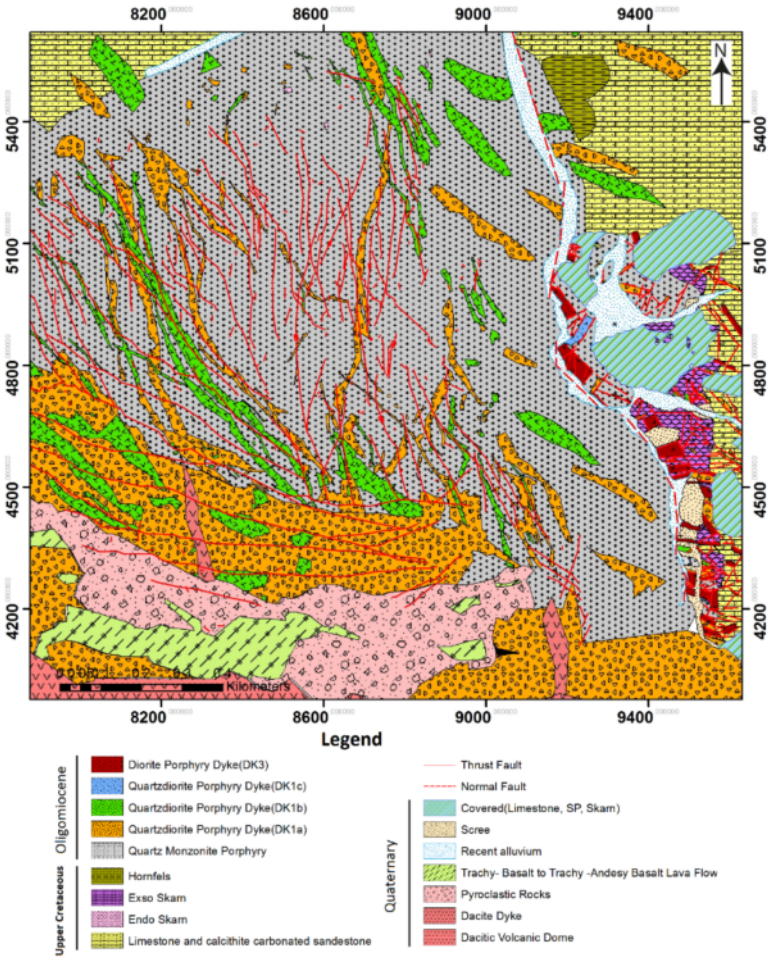
کانی‌سازی هستند. بررسی‌های صحرائی و مغزه‌های حاصل از حفاری نشان می‌دهد که سه نوع متفاوت از این دایک‌ها در داخل توده‌ی سونگون پورفیری تزریق شده‌اند که برحسب قدمت زمانی و نوع دگرسانی به سه دسته DK1a, DK1b، DK1c تقسیم می‌شوند. با توجه به سن توده‌ی سونگون پورفیری و دایک‌های تاخیری و موقعیت آنها در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر، سعی بر آن است که با استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌های بیوتیت و آمفیبول، به بررسی محیط زمین‌ساختی سری ماگمایی و دما - فشار سنجی این دایک‌ها پرداخته شود. بررسی‌های انجام شده روی کانسار مس-مولیبدن سونگون بیشتر جنبه‌ی اقتصادی [۲-۱۶] دارند. بنابراین تاکنون بررسی‌های کمی و کیفی خاصی از نظر کانی‌شناسی و کانی-شیمی روی دایک‌های کوارتز دیوریتی به ویژه (DK1c) انجام نگرفته و در این پژوهش کانی‌شناسی و کانی‌شیمی دایک DK1c مورد بررسی قرار خواهد گرفت. لازم به یادآوری است که توده‌ی پورفیری سونگون و دایک‌های تاخیری با علائم اختصاری (توده‌ی پورفیری سونگون (SP)، دایک کوارتز دیوریت بر حسب دگرسانی و زمان نفوذ (DK1a, DK1b, DK1c)، گابرودیوریت (DK2)، دیوریت (DK3)، داسیتی (DK4)، میکرودیوریت (MDI) و دایک لامپروفیری (LAM)) است.

زمین شناسی عمومی

کانسارمس سونگون در ۳۲ کیلومتری شمال شهرستان ورزقان، استان آذربایجان شرقی قرار گرفته است (شکل۱). قدیمی‌ترین واحد سنگی منطقه را سنگ‌های آهکی و شیلی نازک تا میان لایه تشکیل می‌دهند. فسیل‌های موجود در این واحد سنی معادل کرتاسه بالایی (کامپانین-ماستریشتین) را نشان می‌دهند [۲]. این سنگ‌ها به‌وسیله‌ی توده‌ی نسبتاً بزرگ کوارتزمونزونیت پورفیری قطع‌شده‌اند ولی جهت شیب آن‌ها به سمت توده‌ی سونگون پورفیری است که این ویژگی می‌تواند در اثر عملکرد گسل منطبق بر مسیر سونگون چای و یا در اثر تزریق توده‌های دیگر باشد. قدیمی‌ترین ضربان نفوذی توده‌ی کوراتزمونزونیتی باردار سونگون است که عامل کانی‌سازی مس-مولیبدن پورفیری است. توده‌ی کوارتزمونزونیتی سونگون که بزرگترین توده‌ی آذرین گستره‌ی معدن را تشکیل می‌دهد، سن الیگومیوسن دارد. سن سنجی‌های مطلق صورت گرفته توسط [۱۴] به روش Ar-Ar سن ۲۰٫۶۹ میلیون سال بدست آورده داده است همچنین سن سنگ درونگیر سونگون پورفیری به روش U-Pb، ۲۷٫۶۵ میلیون سال است [۱۴]. [۱۶] براساس روش U-Pb سن ۲۱ میلیون سال (میوسن آغازی) را گزارش کرده‌اند. مرز توده‌ی سونگون پورفیری با سنگ‌های آهکی کرتاسه در سمت شمال و شرق ناحیه‌ی معدنی، موجب پیدایش منطقه‌ی اسکارنی شده است. منطقه‌های اسکارنی در گستره‌ی کانسارسونگون به‌صورت عدسی‌های بسیار کشیده و جدا از یکدیگر پراکنده‌اند (شکل ۲ الف). هورنفلس‌ها بیشتر در حاشیه اسکارن شرقی در گمانه‌ها که حجم بالایی نیز دارد، دیده می-شود. فعالیت‌های ماگمایی پس از جایگیری توده‌ی کوارتز مونزونیتی، به صورت تزریق سیستم دایک‌های متعدد درون توده و سنگ‌های کربناتی بوده است. این دایک‌ها براساس تقدم و تاخر به هشت گروه تقسیم می‌شوند. دایک‌های نسل اول دایک دیوریتی تا کوارتزدیوریتی (DK-1) است که فراوان‌ترین دایک‌های موجود در توده‌ی سونگون پورفیری هستند. بررسی-های صحرائی و مغزه‌های حاصل از حفاری نشان می‌دهد که سه نوع متفاوت از این دایک‌ها در داخل توده‌ی سونگون پورفیری تزریق شده‌اند که برحسب قدمت زمانی و نوع دگرسانی به سه دسته DK1a،DK1b، DK1c شناسایی تقسیم شده‌اند. در سطح پیت تنها می‌توان رخنمون دایک‌های DK1a و DK1b را مشاهده کرد. دایک DK1a در شمال معدن در مجاورت با آهک‌های منطقه به صورت جزئی سبب اسکارن‌زایی شده است. این دایک حاوی ارتوکلازهای درشت و صورتی است. براساس سال‌سنجی‌های صورت گرفته به روش U-Pb توسط [۱۶،۱۴] سن نفوذ به ترتیب ۲۰٫۵۷ و ۱۹٫۸۵ میلیون سال برای این دایک تعیین شده است. دایک Dk1b حاوی دو نوع برونبوم میکرودیوریتی و برونبوم‌هایی از جنس خود دایک DK1b است، همچنین دایک DK1b، دایک DK1a را قطع می‌کند. [۱۶] به روش U-Pb سن این دایک را ۱۹٫۲۸ میلیون سال برآورد کرده‌اند. دایک DK1c در بخش پیت در گمانه‌ها مشاهده شده، ولی در بخش اسکارن شرقی معدن برونزد دارد (شکل ۲ ب). همچنین این دایک نیز دایک-های DK1a و DK1b را قطع می‌کند. دایک دیوریت – گابرو (DK-2) در داخل معدن سونگون مشاهده نشده است و نمونه‌های مربوط به این دایک‌ها در خارج از پیت و در ضلع شمال شرقی آن مشاهده می‌شوند. دایک‌های دیوریتی (DK3)

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.10.9]

در داخل توده‌ی سونگون پورفیری تزریق شده و دایک‌های نسل اول DK1 را نیز قطع می‌کنند (شکل ۲ ب). در این دایک‌ها، برونبوم هورنفلسی و اتولیت‌های فراوانی وجود دارند. دایک میکرودیوریتی (MDI)، در گمانه‌های (SUS_01, 03, 07, 17, 41, 43, 44, 46, 52) دیده می‌شود. دایک‌های لامپروفیری (LAM) در سطح منطقه گزارش نشده‌اند ولی در گمانه های (SUS_24,26,38,42,64) مشاهده شده‌اند.



شکل ۱ نقشه زمین شناسی ۱/۹۵۰۰ معدن مس سونگون با اصلاحات کلی [۱۷].

شکل ۲ الف) نمایی کلی از اسکارن و توده پورفیری سونگون و دایک‌های تأخیری همراه و ب) رخنمون دایک DK1c و دایکDK3 .

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.10.9]

توده‌ی شبه‌آتشفشانی داسیتی تا ریوداسیتی چال داغی سن پلیوسن دارد. این دنباله‌ی شبه آتشفشانی درون توده‌ی سونگون پورفیری تزریق‌شده است و انشعاباتی از آن نیز به شکل دایک در نقاط مختلف توده مشاهده می‌شود. دایک‌های تراکیتی تا داسیتی (DK-4) حاصل انشعاب‌ها و آپوفیزهای توده شبه‌آتشفشانی چال داغی هستند که سن پلیو- کواترنر داشته و به داخل توده سونگون پورفیری تزریق شده‌اند. ولی با نهشته‌های اپی‌کلاستیک و پیروکلاستیک مربوط به فوران انفجاری کوه داش دیبی به‌صورت دگرشیبی فرسایشی از نوع آذرین پی پوشیـــده می‌شوند. این ویژگی نشان می‌دهد که فعالیت آتشفشانی کوه داش دیبی با ترکیب تراکی آندزیت- بازالتی نسبت به کوه چال داغی با ترکیب داسیتی تا ریوداسیتی تأخیری بوده است.

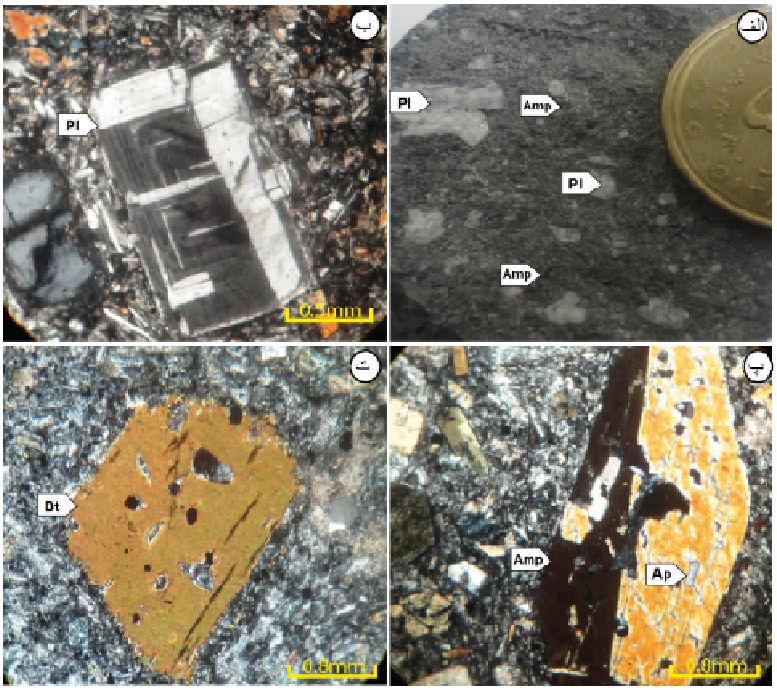
روش‌ها

عملیات صحرایی و نمونه‌برداری، آماده‌سازی و بررسی‌های آزمایشگاهی در پاییز و زمستان ۹۲ انجام شد. بررسی‌های سنگ‌نگاری با استفاده از میکروسکوپ قطبشی روی ۲۵ نمونه انجام گرفت. بررسی شیمی کانی‌های سیلیکاتی به تعداد ۱۰۰ نقطه روی کانی‌های مختلف از جمله پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و اپیدوت از ۸ نمونه از دایک‌های کوارتزدیوریتی در آزمایشگاه مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران و آزمایشگاه ریزکاوشی دانشگاه اوکلاهمای آمریکا با استفاده از CAMECA SX100 (20 kV, 20 nA, 2mm spot) انجام گرفته است.

سنگ‌نگاری دایک کوارتز دیوریتی

در نمونه‌های دستی رنگ این سنگ‌ها سبز تیره با فنوکریست-های مشخص پلاژیوکلاز سفید و کاملاً سالم بوده (شکل ۳ الف)، و دگرسانی خیلی ضعیف پروپیلیتی و به میزان جزئی دگرسانی به کلسیت نشان می‌دهند. بلورهای آمفیبول آن‌ها سالم بوده و دگرسانی ضعیف به‌مجموعه کلریت– کلسیت دارند.

پلاژیوکلاز: پلاژیوکلازها، هم به‌صورت فنوکریست و هم به‌صورت میکرولیت در خمیره حضور دارند و به‌صورت بلورهای کشیده، شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار با ماکل پلی‌سنتتیک دیده می-شوند (۳ ب) و بسیاری از این بلورها دارای منطقه‌بندی هستند. مقدار این کانی‌ها کمتر از آمفیبول است. از نظر حجمی ۳۰ تا ۴۰ درصد فنوکریست‌های سنگ‌های موردنظر را تشکیل می‌دهند.



شکل ۳ الف) نمونه دستی دایک DK1c با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، ب) فنوکریست شکل‌دار پلاژیوکلاز، پ) فنوکریست شکل‌دار آمفیبول با ماکل کارلسباد همراه با آپاتیت و ت) فنوکریست سالم و شکل‌دار بیوتیت. کلیه تصاویر در حالت (XPL).

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.10.9]

آمفیبول: بلورهای آمفیبول فراوان‌ترین فنوکریست‌ها در سنگ-های مورد بررسی است. کانی‌های آمفیبول به‌صورت شکل دار و نیمه شکل‌دار سالم با ماکل کارلسباد در مقاطع دیده می‌شوند (شکل ۳ پ). بلورهای ریز آمفیبول در برخی موارد به اپیدوت، کلریت و کانی تیره تجزیه‌شده‌اند.

بیوتیت: بیوتیت در این سنگ‌ها به‌صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل-دار دیده می‌شود و فراوانی آن کمتر از آمفیبول است (شکل ۳ ت).

ارتوکلاز: ارتوکلاز پرتیتی نیمه‌شکل‌دار بوده و به مقدار خیلی کم دیده می‌شود.

کانی‌های فرعی شامل اسفن، کوارتز و آپاتیت.

اسفن به‌صورت گوه‌ای و به مقدار خیلی کم دیده می‌شود. کوارتز به شکل انباشتی، رگه‌ای و خلیجی با حاشیه واکنشی دیده می‌شود. این کانی ۵ درصد سنگ یادشده را تشکیل می‌دهد. آپاتیت به شکل سوزنی و به مقدار کم دیده می‌شود. بافت این دایک‌ها پورفیریک با خمیره ریز تا متوسط است. البته بافت پوئی‌کلیتیک نیز در برخی از سنگ‌های این مجموعه دیده می‌شود. مجموعه کانی‌های دگرسان این گروه سنگی شامل کلریت، اپیدوت و سریسیت است.

بحث و بررسی

شیمی پلاژیوکلاز

فرمول ساختاری پلاژیوکلازها براساس ۵ کاتیون و ۸ اکسیژن محاسبه و نتایج ریزپردازشی آن در جدول ۱ ارائه شده‌اند. براساس نمودار رده‌بندی پلاژیوکلازها، نمونه‌های پلاژیوکلاز از نوع آندزین-الیگوکلاز است (شکل ۴) [۱۸].

شیمی آمفیبول

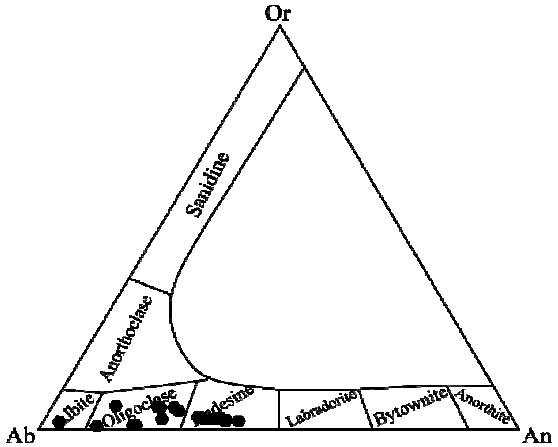
نتایج آنالیز آمفیبول در نمونه‌های معرف در جدول ۲ آمده است. کاتیون‌های این کانی براساس ۲۳ اتم اکسیژن محاسبه شده است. بر اساس طبقه‌بندی [۱۹] ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های تجزیه شده با انواع آمفیبول‌های کلسیک مطابقت دارد (شکل ۵ الف). بر اساس نمودار Si در مقابل $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ ترکیب آمفیبول‌ها مگنزیوهورنبلند می‌باشد (شکل۵ ب).

جدول ۱ نتایج میکروپروب معرف پلاژیوکلازهای دایک Dk1c.

Sample	Pl1-1	Pl1-2	Pl1-3	Pl1-4	Pl1-5	1	2	3	4	5
SiO_2	۵۸٫۹۳	۵۷٫۴۲	۵۷٫۶۹	۵۸٫۴۷	۵۹٫۷۸	۶۶٫۳۳	۶۴٫۸۹	۶۵٫۷۴	۶۵٫۵۵	۶۴٫۸۶
TiO_2	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al_2O_3	۲۵٫۱۰	۲۶٫۹۵	۲۶٫۴۵	۲۶٫۲۴	۲۵٫۶۳	۱۹٫۸۲	۲۰٫۵۴	۲۱٫۲۸	۱۹٫۵۵	۲۱٫۷۲
Cr_2O_3						۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
FeO	۰٫۲۵	۰٫۲۴	۰٫۲۵	۰٫۲۳	۰٫۲۲	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۱۳
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
MgO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۴
CaO	۷٫۰۲	۸٫۳۰	۷٫۷۴	۷٫۷۱	۶٫۷۰	۳٫۹۰	۳٫۸۱	۳٫۷۶	۲٫۵۰	۲٫۳۴
Na_2O	۶٫۹۹	۶٫۴۹	۶٫۷۷	۶٫۷۹	۷٫۲۰	۹٫۳۶	۸٫۵۳	۸٫۷۰	۱۰٫۵۵	۸٫۰۸
K_2O	۰٫۵۲	۰٫۳۹	۰٫۴۴	۰٫۴۳	۰٫۵۱	۰٫۱۲	۰٫۱۸	۰٫۲۰	۰٫۱۸	۰٫۹۱
Total	۹۹٫۰۵	۱۰۰٫۰۸	۹۹٫۶۳	۱۰۰٫۱۰	۱۰۰٫۲۸	۹۹٫۵۵	۹۸٫۰۰	۹۹٫۷۶	۹۸٫۳۵	۹۸٫۰۹
					Formula	۸(O)				
Si	۲٫۶۶	۲٫۵۸	۲٫۶۰	۲٫۶۲	۲٫۶۶	۲٫۹۳	۲٫۹۱	۲٫۸۹	۲٫۹۳	۲٫۹۰
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۱٫۳۴	۱٫۴۳	۱٫۴۱	۱٫۳۹	۱٫۳۵	۱٫۰۳	۱٫۰۸	۱٫۱۰	۱٫۰۳	۱٫۱۴
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe^{++}	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ca	۰٫۳۴	۰٫۴۰	۰٫۳۷	۰٫۳۷	۰٫۳۲	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۱۲	۰٫۱۱
Na	۰٫۶۱	۰٫۵۷	۰٫۵۹	۰٫۵۹	۰٫۶۲	۰٫۸۰	۰٫۷۴	۰٫۷۴	۰٫۹۲	۰٫۷۰
K	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۵
Total	۴٫۹۹	۵٫۰۰	۵٫۰۱	۵٫۰۰	۴٫۹۹	۴٫۹۶	۴٫۹۳	۴٫۹۳	۵٫۰۱	۴٫۹۱
Ab	۶۲٫۳۷	۵۷٫۲۶	۵۹٫۷۳	۵۹٫۹۰	۶۴٫۱۰	۸۰٫۷۳	۷۹٫۳۲	۷۹٫۷۵	۸۷٫۵۵	۸۱٫۰۳
Or	۳٫۰۲	۲٫۲۸	۲٫۵۶	۲٫۵۰	۲٫۹۷	۰٫۶۸	۱٫۱۰	۱٫۲۱	۰٫۹۸	۶٫۰۰
An	۳۴٫۶۱	۴۰٫۴۶	۳۷٫۷۲	۳۷٫۶۰	۳۲٫۹۳	۱۸٫۵۹	۱۹٫۵۸	۱۹٫۰۵	۱۱٫۴۷	۱۲٫۹۷

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.10.9]



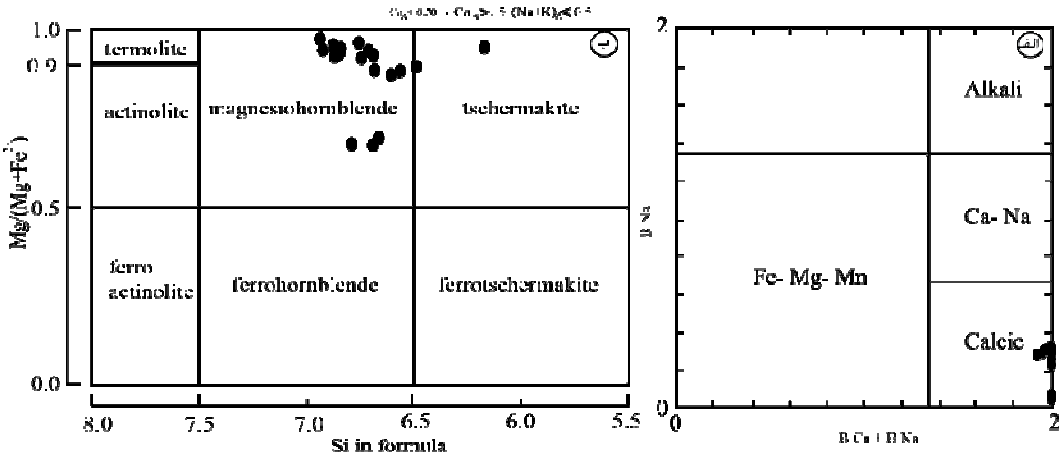
شکل ۴ تقسیم بندی پلاژیوکلاز دایک DK1c براساس ترکیب شیمیایی [۱۸].

جدول ۲ نتایج آنالیز میکروپروب معرف آمفیبول دایک DK1c.

Sample	1	2	3	4	5	6	7	8	9	AMP3-2	AMP3-3	AMP3-4
SiO_2	۴۵٫۷۶	۴۶٫۰۴	۴۶٫۷۲	۴۶٫۵۹	۴۶٫۷۹	۴۶٫۴۱	۴۵٫۸۳	۴۶٫۶۳	۴۷٫۷۷	۴۵٫۸۴	۴۴٫۹۱	۴۷٫۴۰
TiO_2	۱٫۶	۱٫۶۵	۱٫۵۹	۱٫۷	۱٫۶۲	۱٫۲۲	۱٫۲۴	۱٫۱۱	۰٫۶۶	۱٫۷۰	۱٫۶۷	۱٫۵۲
Al_2O_3	۸٫۶۳	۸٫۷۷	۸٫۳۵	۸٫۵۳	۸٫۹	۸٫۸۴	۸٫۹	۸٫۸۷	۸٫۱۴	۸٫۹۵	۹٫۰۸	۷٫۴۹
FeO	۱۳٫۷۸	۱۳٫۹۷	۱۲٫۶۲	۱۲٫۶۸	۱۲٫۶۵	۱۳٫۷۹	۱۳٫۶۷	۱۲٫۶۴	۱۲٫۶۹	۱۲٫۷۹	۱۲٫۹۶	۱۲٫۱۶
MnO	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱	۰٫۰۸	۰٫۱۳	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۳۷	۰٫۳۸	۰٫۴۰	۰٫۳۸	۰٫۴۲
MgO	۱۳٫۷۵	۱۳٫۴۱	۱۴٫۱۱	۱۳٫۹۶	۱۳٫۹	۱۳٫۳۸	۱۲٫۶۵	۱۵٫۳۸	۱۶٫۱	۱۴٫۷۸	۱۴٫۷۰	۱۵٫۷۱
CaO	۱۲٫۷	۱۲٫۶۲	۱۲٫۹۴	۱۲٫۶۵	۱۲٫۸	۱۳٫۲۲	۱۲٫۹۶	۱۱٫۶۹	۱۱٫۵۸	۱۰٫۹۳	۱۰٫۸۳	۱۰٫۹۰
Na_2O	۱٫۷۱	۱٫۷۶	۱٫۸۱	۱٫۹۱	۱٫۹۷	۱٫۸۱	۱٫۸۸	۱٫۴	۱٫۲۸	۱٫۴۶	۱٫۵۷	۱٫۲۹
K_2O	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۰٫۱	۰٫۰۶	۰٫۵۴	۰٫۴۲	۰٫۵۸	۰٫۶۰	۰٫۴۴
Cr_2O_3	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Total	۹۸٫۱۴	۹۸٫۴۲	۹۸٫۳	۹۸٫۱۴	۹۸٫۸۴	۹۸٫۹۳	۹۷٫۳۴	۹۸٫۶۳	۹۹٫۰۲	۹۷٫۴۴	۹۶٫۷۰	۹۷٫۳۴
						Formula	۲۳(O)					
Si	۶٫۶۷	۶٫۷۰	۶٫۷۹	۶٫۷۷	۶٫۷۷	۶٫۷۵	۶٫۸۰	۶٫۶۱	۶٫۶۹	۶٫۵۷	۶٫۴۹	۶٫۷۵
Ti	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۱۹	۰٫۱۸	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۰۷	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۱۶
Al	۱٫۴۸	۱٫۵۰	۱٫۴۳	۱٫۴۶	۱٫۵۲	۱٫۵۲	۱٫۵۶	۱٫۴۸	۱٫۳۴	۱٫۵۱	۱٫۵۵	۱٫۲۶
Fe	۱٫۶۸	۱٫۷۰	۱٫۵۳	۱٫۵۴	۱٫۵۳	۱٫۶۸	۱٫۷۰	۱٫۵۰	۱٫۴۹	۱٫۵۳	۱٫۵۷	۱٫۴۵
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵
Mg	۲٫۹۸	۲٫۹۱	۳٫۰۶	۳٫۰۳	۳٫۰۰	۲٫۹۰	۲٫۸۰	۳٫۲۵	۳٫۳۶	۳٫۱۶	۳٫۱۷	۳٫۳۳
Ca	۱٫۹۸	۱٫۹۷	۲٫۰۲	۱٫۹۷	۱٫۹۸	۲٫۰۶	۲٫۰۶	۱٫۷۷	۱٫۷۴	۱٫۶۸	۱٫۶۸	۱٫۶۶
Na	۰٫۴۸	۰٫۵۰	۰٫۵۱	۰٫۵۴	۰٫۵۵	۰٫۵۱	۰٫۵۴	۰٫۳۸	۰٫۳۵	۰٫۴۱	۰٫۴۴	۰٫۳۶
K	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۱۰	۰٫۰۸	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۰۸
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Sum	۱۵٫۴۸	۱۵٫۴۸	۱۵٫۵۴	۱۵٫۵۲	۱۵٫۵۵	۱۵٫۵۹	۱۵٫۶۱	۱۵٫۲۶	۱۵٫۱۶	۱۵٫۱۹	۱۵٫۲۳	۱۵٫۱۰
						T						
Si	۶٫۶۷	۶٫۷۰	۶٫۷۹	۶٫۷۷	۶٫۷۷	۶٫۷۵	۶٫۸۰	۶٫۶۱	۶٫۶۹	۶٫۵۷	۶٫۴۹	۶٫۷۵
Al(IV)	۱٫۳۳	۱٫۳۰	۱٫۲۱	۱٫۲۳	۱٫۲۳	۱٫۲۵	۱٫۲۰	۱٫۳۹	۱٫۳۱	۱٫۴۳	۱٫۵۱	۱٫۲۵
Fe^{3+}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Sum	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰
						C						
Al(VI)	۰٫۱۵	۰٫۲۰	۰٫۲۲	۰٫۲۴	۰٫۲۸	۰٫۲۷	۰٫۳۵	۰٫۰۹	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۰٫۰۴	۰٫۰۰
Ti	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۱۹	۰٫۱۸	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۰۷	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۱۶
Fe^{3+}	۰٫۳۷	۰٫۳۰	۰٫۰۹	۰٫۱۳	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۱٫۰۳	۱٫۲۳	۱٫۱۲	۱٫۲۰	۱٫۱۶
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۲٫۹۸	۲٫۹۱	۳٫۰۶	۳٫۰۳	۳٫۰۰	۲٫۹۰	۲٫۸۰	۳٫۲۵	۳٫۳۶	۳٫۱۶	۳٫۱۷	۳٫۳۳
Fe^{2+}	۱٫۳۰	۱٫۳۹	۱٫۴۵	۱٫۴۱	۱٫۴۶	۱٫۶۱	۱٫۷۰	۰٫۴۷	۰٫۲۵	۰٫۴۱	۰٫۳۶	۰٫۲۹
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Sum	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰
						B						
Ca	۱٫۹۸	۱٫۹۷	۲٫۰۰	۱٫۹۷	۱٫۹۸	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۱٫۷۷	۱٫۷۴	۱٫۶۸	۱٫۶۸	۱٫۶۶
Na	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۲۳	۰٫۲۶	۰٫۳۲	۰٫۳۲	۰٫۳۴
Sum	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰
						A						
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Na	۰٫۴۶	۰٫۴۶	۰٫۵۱	۰٫۵۱	۰٫۵۴	۰٫۵۱	۰٫۵۴	۰٫۱۶	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۱۲	۰٫۰۲
K	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۱۰	۰٫۰۸	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۰۸
Sum	۰٫۴۸	۰٫۴۸	۰٫۵۴	۰٫۵۲	۰٫۵۵	۰٫۵۹	۰٫۶۱	۰٫۲۶	۰٫۱۶	۰٫۱۹	۰٫۲۳	۰٫۱۰
Fe^{3+}	۰٫۳۷	۰٫۳۰	۰٫۰۹	۰٫۱۳	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۱٫۰۳	۱٫۲۳	۱٫۱۲	۱٫۲۰	۱٫۱۶
Fe^{2+}	۱٫۳۰	۱٫۳۹	۱٫۴۵	۱٫۴۱	۱٫۴۶	۱٫۶۱	۱٫۷۰	۰٫۴۷	۰٫۲۵	۰٫۴۱	۰٫۳۶	۰٫۲۹

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.10.9]



شکل ۵ الف) آمفیبول‌های دایک DK1c در قلمرو آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند و ب) موقعیت آمفیبول دایک DK1c در نمودار Si در مقابل نسبت کاتیونی $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ [۱۸].

بیوتیت

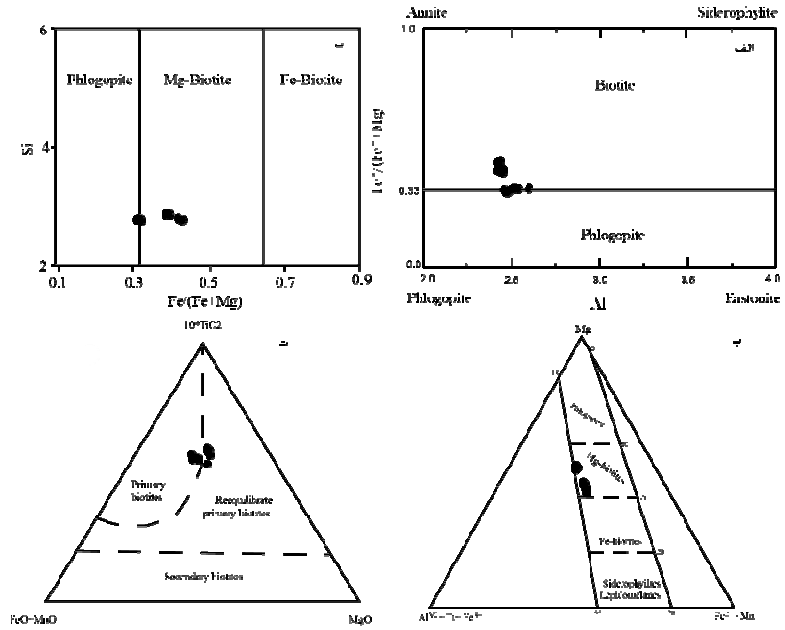
نتایج آنالیزهای معرف از بیوتیت‌های دایک DK1c در جدول ۳ آورده شده‌اند. مقادیر کاتیونی براساس ۱۱ اتم اکسیژن محاسبه شد، و بنابر فرمول کلی میکاها ($I\ M_{2-3}\ \square_{1-0}\ T_4\ O_{10}\ A_2$) فرمول ساختاری آنها مشخص شده است. ترکیب بیوتیت‌های مورد بررسی چنانکه از شکل ۶ الف پیداست، در قلمرو بیوتیت (آنیت-سیدروفیلیت) قرار گرفته‌اند. کانی بیوتیت در سیستم‌های ماگمایی و دگرگونی، به تغییرات دما، فشار و فعالیت سازنده‌هایی چون SiO_2, O_2, H_2O و F کاملاً حساس است [۲۰]. بنابر نمودارهای $10*TiO_2$ در مقابل Si و Mg-$(Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti)$-$(Fe^{2+}+Mn)$ بیوتیت‌های مورد بررسی در محدوده‌ی بیوتیت‌های منیزیم‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۶ ب و پ). بررسی بیوتیت‌های مورد بررسی در نمودار (FeO^*+MnO)-$10*TiO_2$-MgO [۲۲] نشان می‌دهد (شکل ۶ ت)؛ که بیوتیت مورد بررسی در گستره‌ی بیوتیت‌های اولیه و بیوتیت‌های اولیه تعادل دوباره یافته قرار می‌گیرند. بنابر [۲۱]، مقدار Ti بیوتیت‌ها وابسته به گرما بوده و با X_{FeO*} = $[(FeO^*+MnO)/(FeO^*+MnO+MgO)]$ سنگ میزبان تغییر می‌کند. معمولاً مقدار Ti در بیوتیت‌های همزیست با فازهای اکسیدی اشباع از Ti افزایش نشان می‌دهد [۲۲]. مقدار Al^{VI} در بیوتیت‌ها به عنوان یکی از معیارهای مهم برای بررسی ویژگی‌های آن‌هاست. همچنین Al^{VI} پایین تا صفر ($Al^{VI}<1$) از ویژگی‌های بیوتیت ماگمایی است [۲۱] که در مورد بیوتیت‌های مورد بررسی (۰/۰۱۳) صدق می‌کند. به عقیده‌ی [۲۰] روند غنی‌شدگی از آهن و منیزیم در بیوتیت بستگی به گریزندگی اکسیژن در طول تبلور ماگما دارد به این دلیل که در شرایط اکسایش از منیزیم غنی شده و در شرایط احیا از آهن غنی می‌شوند. بنابراین دایک‌های کوارتزدیوریتی معدن مس سونگون در شرایط اکسایش تشکیل شده‌اند.

از نظر محتوای هالوژن‌ها، بیوتیت دایک‌های سونگون، فلوئور بیشتری نسبت به کلر دارند. به طوری که مقدار میانگین فلوئور در سنگ‌های گرانیتی تا گابرویی از حدود ۰/۸ تا ۰/۲۸ درصد وزنی و مقدار میانگین کلر از حدود ۰/۰۳ تا ۰/۲۳ درصد وزنی متغیر است. مقدار فلوئور موجود در بیوتیت دایک‌های منطقه (۰/۲۲ تا ۰/۶۱) و کلر (۰/۱۱ تا ۰/۱۳) است. هر چند توزیع فلوئور و کلر با جدایش ماگما، روند افزایشی را در گدازه سیلیکاتی نشان می‌دهد [۲۳] اما در مراحل آخر که یک فاز آبی در حال تشکیل است، توزیع آن‌ها بین فاز آبی و گدازه‌ی سیلیکاتی متفاوت است به طوری که فلوئور در گدازه‌ی سیلیکاتی و کلر در فاز آبی غنی می‌شوند [۲۴]. معمولاً محلول‌های ماگمایی در دمای بالا از کلر غنی هستند و در دمای پایین‌تر از نقطه‌ی بحرانی از کلر فقیرتر می‌شوند [۲۵]. همچنین بنابر اصل طرد آهن-فلوئور [۲۶، ۲۷]، افزایش آهن در محلول‌های ماگمایی با کاهش میزان فلوئور همراه است. بررسی‌های کانی‌شناسی حاکی از افزایش مقدار اکسیدهای آهن (مگنتیت) از گرانیت تا گابرو است.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.10.9]

جدول ۳ نتایج آنالیزهای ریزپردازشی معرف کانی بیوتیت دایک DK1c

Sample	AB1	AB2	AB3	AB4	AB5	AB6	AB7	AB8	AB9
SiO_2	۳۷/۶۳	۳۷/۷۸	۳۷/۹۶	۳۷/۵۶	۳۷/۳۷	۳۶/۸۸	۳۶/۴۹	۳۶/۱۴	۳۶/۶۵
TiO_2	۴/۰۲	۴/۳۵	۴/۳۴	۴/۳۷	۴/۲۶	۴/۳۲	۴/۲۲	۳/۵۷	۴/۲۲
Al_2O_3	۱۴/۲۸	۱۴/۱۷	۱۴/۳۱	۱۴/۲۰	۱۴/۳۰	۱۴/۱۳	۱۴/۱۲	۱۴/۵۵	۱۴/۱۷
Cr_2O_3	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
FeO	۱۳/۷۴	۱۳/۷۴	۱۳/۵۲	۱۳/۶۶	۱۳/۸۵	۱۳/۴۸	۱۳/۵۰	۱۴/۱۹	۱۳/۶۲
MnO	۰/۱۱	۰/۱۶	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۵	۰/۱۹	۰/۱۸
MgO	۱۶/۹۴	۱۶/۲۴	۱۶/۶۱	۱۶/۵۶	۱۶/۴۰	۱۵/۵۱	۱۵/۶۰	۱۶/۳۰	۱۵/۶۸
CaO	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۱
Na_2O	۰/۳۸	۰/۴۵	۰/۴۸	۰/۴۲	۰/۴۰	۰/۵۶	۰/۵۸	۰/۵۵	۰/۵۲
K_2O	۷/۷۷	۸/۲۲	۸/۳۶	۸/۱۶	۷/۸۳	۸/۳۰	۸/۱۴	۶/۶۵	۸/۱۱
BaO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
F	۰/۲۲	۰/۶۱	۰/۴۳	۰/۳۸	۰/۳۱	۰/۳۷	۰/۳۶	۰/۳۹	۰/۲۳
Cl	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۲
O=F,Cl	۰/۱۲	۰/۲۹	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۱۶	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۱۲
Total	۹۵/۱۶	۹۵/۶۵	۹۶/۱۷	۹۵/۴۲	۹۴/۸۸	۹۳/۶۵	۹۳/۱۱	۹۲/۵۰	۹۳/۳۹
				Formula	۱۱(O)				
Si	۲/۷۷	۲/۷۸	۲/۷۸	۲/۷۷	۲/۷۷	۲/۷۸	۲/۷۶	۲/۷۴	۲/۷۶
Ti	۰/۲۲	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۲۴	۰/۲۰	۰/۲۴
Al	۱/۲۴	۱/۲۳	۱/۲۳	۱/۲۳	۱/۲۵	۱/۲۵	۱/۲۶	۱/۳۰	۱/۲۶
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe^{3+}	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹
Fe^{2+}	۰/۷۶	۰/۷۶	۰/۷۴	۰/۷۶	۰/۷۷	۰/۷۶	۰/۷۷	۰/۸۱	۰/۷۷
Mn	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Mg	۱/۸۶	۱/۷۸	۱/۸۱	۱/۸۲	۱/۸۱	۱/۷۴	۱/۷۶	۱/۸۴	۱/۷۶
Ca	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Na	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۸
K	۰/۷۳	۰/۷۷	۰/۷۸	۰/۷۷	۰/۷۴	۰/۸۰	۰/۷۹	۰/۶۴	۰/۷۸
Ba	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Total	۷/۷۴	۷/۷۴	۷/۷۵	۷/۷۴	۷/۷۳	۷/۷۵	۷/۷۶	۷/۷۲	۷/۷۵



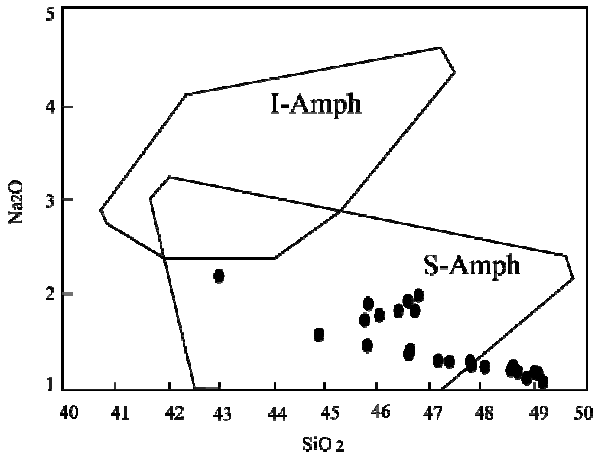
شکل ۶ الف) ترکیب بیوتیت‌های دایک DK1c در نمودار Al در مقابل Fe/(Fe+Mg) [۲۸]. ب و پ) ترکیب بیوتیت‌های دایک DK1c در نمودارهای $10*TiO_2$ در مقابل Si و $Mg-(Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti)-(Fe^{2+}+Mn)$ [۲۹] و ت) ترکیب بیوتیت‌های دایک DK1c در نمودار $(FeO^*+MnO)-10*TiO_2-MgO$ [۲۱].

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.10.9]

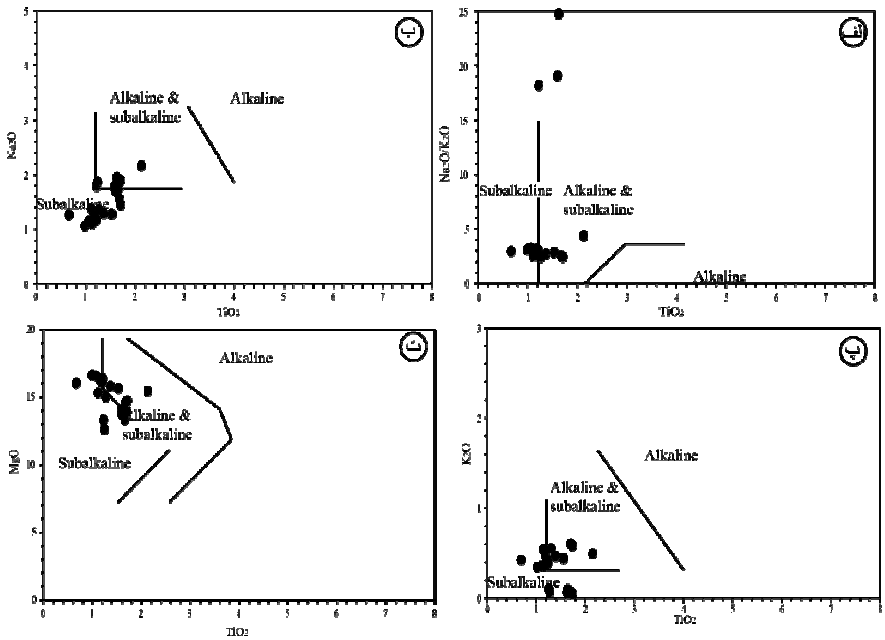
تعیین محیط زمین‌ساختی با استفاده از آمفیبول و بیوتیت

آمفیبول

آمفیبول‌های وابسته به فرورانش، Na_2O و TiO_2 پایین‌تری نسبت به انواع میان صفحه‌ای (I-Amph) دارند براساس نمودار طبقه‌بندی تکتونوماگمایی [۳۰] آمفیبول‌های منطقه در گستره‌ی آمفیبول‌های وابسته به محیط سوپراسابداکشن (S-Amph) قرار می‌گیرند (شکل ۷). برای تعیین ماهیت و سرشت ماگمائی دایک‌های منطقه با استفاده از ترکیب شیمیائی آمفیبول، از نمودارهای دو متغیره MgO, Na_2O/K_2O, K_2O و Na_2O در برابر TiO_2 [۳۱] استفاده شده است. براساس این نمودارها، نمونه‌های مورد مطالعه در قلمروشبه‌قلیایی-قلیایی قرار گرفته‌اند (شکل۸)، از طرف دیگر مقدار $Al^{IV} = 1.5$ به عنوان مرز جدایش محیط تکتونوماگمایی آمفیبول‌ها در نظر گرفته شده است. به گونه‌ای که ارقام بالاتر از ۱/۵ به آمفیبول‌هایی وابسته‌اند که در فشارهای در حدود ۱۰ کیلوبار و در محیط‌های زمین‌ساختی جزائر قوسی شکل می‌گیرند و ارقام پایین‌تر از ۱/۵ معرف آمفیبول‌هایی هستند که در حاشیه‌های فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند [۳۲-۳۴]. بر این اساس با توجه به مقدار Al^{IV} (جدول۲) تمامی آمفیبول‌های دایک‌های مورد بررسی مقادیر کمتر از ۱/۵ داشته و در قلمرو حاشیه‌ی فعال قاره‌ای وابسته به فرورانش قرار می‌گیرند.



شکل ۷ نمودار طبقه‌بندی تکتونوماگمایی آمفیبول‌های DK1c [۳۰].



شکل ۸ ماهیت دایک کوارتزدیوریتی با استفاده از ترکیب شیمیائی آمفیبول‌ها [۳۱].

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.10.9]

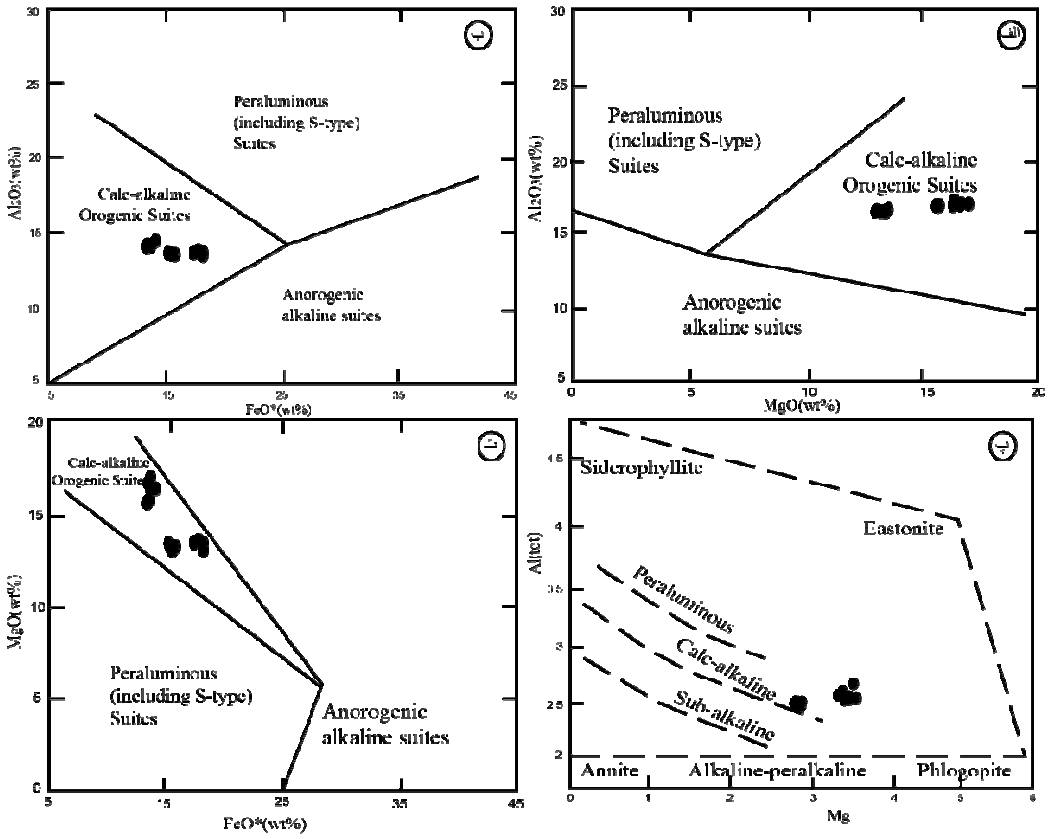
بیوتیت

بیوتیت‌های ماگمایی در مراحل میانی و نهایی انجماد ماگما همزمان با هورنبلند و پلاژیوکلاز (با ترکیب حد واسط) متبلور می‌شوند [۳۵]. ترکیب بیوتیت‌ها در سنگ‌ها تابع ترکیب ماگمای مولد، گریزندگی اکسیژن، دمای گدازه و خاستگاه ماگماست. در نمودار FeO^*-Al_2O_3، Al_2O_3-MgO، FeO^*-MgO، Mg-Al، MgO-Al_2O_3-FeO^* (شکل ۹) بیوتیت‌های مورد بررسی در گستره‌ی رشته‌های کوهزایی آهکی-قلیایی (C) قرار گرفته‌اند. روندهای آهکی-قلیایی کوهزایی بنابر نمودارهای [۳۶] (شکل ۹)، برای آنها قابل اثبات است؛ این ویژگی همچنین به‌وسیله‌ی نمودار Al^{tot}-Mg (شکل ۹ پ) [۳۷] نیز قابل تائید است. با توجه به ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های مورد بررسی می‌توان گفت که سنگ میزبان آنها در یک محیط زمین‌ساختی مشابه توده‌های آهکی-قلیایی کوهزایی تشکیل شده است.

زمین دما-فشارسنجی دایک‌های کوارتزدیوریتی (DK1c)

فشارسنجی آمفیبول

هورنبلند مهم‌ترین فاز فرومنیزین در دایک‌های کوارتزدیوریت مورد بررسی است. برپایه‌ی این بررسی‌ها معلوم شد که ترکیب هورنبلند به شدت نسبت به تغییرات شرایط فشار و دما حساس است. با در نظر گرفتن معیار زمینه‌بندی، در محاسبه‌ی فرمول آمفیبول بر اساس ۱۳ کاتیون به استثنای CNK و ۲۳ اکسیژن. در فشارسنجی آمفیبول بر اساس مقادیر $Al^{(total)}$ از چهار روش زیر استفاده شده است (جدول ۴) [۳۸-۴۱]. نتایج حاصل از محاسبه‌ی فشار در جدول ۴ به صورت خلاصه شده‌ای در جدول ۵ ارائه شده است. براساس پارامتر Al_{tot} در برابر $Fe_{tot}/(Fe_{tot}+Mg)$ [۴۲]، آمفیبول‌های موجود در دایک DK1c، معدن سونگون در فشار بین ۲ تا ۴ کیلوبار تشکیل شده‌اند (شکل ۱۰ الف). همچنین با استفاده از دما-فشارسنجی براساس اکسیدهای آلومینیوم و تیتانیم موجود در کانی آمفیبول، دمای تبلور نزدیک به ۸۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد در فشاری معادل ۳ تا ۴ کیلوبار برای تبلور آمفیبول در سنگ‌های منطقه ارزیابی می‌شود (شکل ۱۰ ب).



شکل ۹ الف، ب و ت) ترسیم اکسیدهای FeO^*، MgO و Al_2O_3 بیوتیت‌های دایک DK1c [۳۶] و پ) ترسیم Mg در مقابل Al بیوتیت‌های دایک DK1c [۳۷].

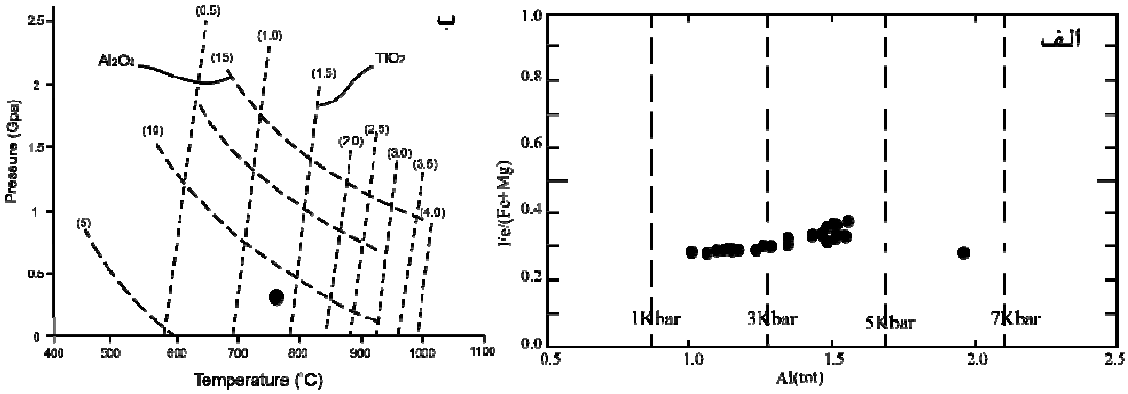
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.10.9]

جدول۴ روش‌های مورد استفاده برای فشارسنجی در آمفیبول‌ها.

فشار	روش مورد استفاده	فرمول محاسبه فشار	میزان خطا	همبستگی
P1	[۳۸]	$-3.92 + 5.03^{*}\ Al^{(total)}$	± 3Kbar	R^2= 0.8
P2	[۳۹]	-4.76 + 5.64* Al(total)	± 1Kbar	R^2= 0.97
P3	[۴۰]	-3.46 + 4.23* Al(total)	± 0.5Kbar	R^2= 0.99
P4	[۴۱]	-3.01 + 4.76* Al(total)	± 0.6Kbar	R^2= 0.99

جدول ۵ نتایج محاسبه شده از فرمول‌های متفاوت بارومتری، نتایج حاصل روش‌های متفاوت ترمومتری و فوگاسیته اکسیژن در آمفیبول‌های دایک DK1c.

Sample	P1	P2	P3	P4	T1	T2	fO2
Dk۱c	۳/۵۳	۳/۶	۲/۸۱	۴/۰۴	۸۷۴/۴۲	۷۴۸/۱۸	-۱۱/۴۷
Dk۱c	۳/۶۴	۳/۷۲	۲/۹	۴/۱۵	۸۷۱/۵۲	۷۵۰/۷۸	-۱۱/۵۳
Dk۱c	۳/۲۸	۳/۳۱	۲/۵۹	۳/۸	۸۹۳/۵۸	۷۴۲/۰۶	-۱۱/۰۷
Dk۱c	۳/۴۳	۳/۴۹	۲/۷۲	۳/۹۵	۸۹۱/۳۴	۷۴۵/۸۲	-۱۱/۱
Dk۱c	۳/۷۱	۳/۸	۲/۹۶	۴/۲۱	۹۰۷/۳۳	۷۵۲/۴۳	-۱۰/۷۱
Dk۱c	۳/۷۱	۳/۷۹	۲/۹۵	۴/۲۱	۸۹۷/۳۴	۷۵۲/۳۱	-۱۰/۹۳
Dk۱c	۳/۹۱	۴/۰۱	۳/۱۲	۴/۴	۹۰۸/۲۶	۷۵۷/۱	-۱۰/۶۷
Dk۱c	۳/۵۳	۳/۶	۲/۸۱	۴/۰۴	۷۶۶/۹۲	۷۴۸/۲	-۱۴/۲۱
Dk۱c	۲/۸۴	۲/۸۲	۲/۲۳	۳/۳۹	۷۲۰/۶۵	۷۳۱/۶۳	-۱۵/۶۶
Dk۱c	۱/۷۶	۱/۶۱	۱/۳۲	۲/۳۷	۶۷۵/۳۹	۷۰۵/۸	-۱۷/۲۷
Dk۱c	۱/۵۸	۱/۴	۱/۱۶	۲/۱۹	۶۷۳/۹۱	۷۰۱/۳۸	-۱۷/۳۵
Dk۱c	۱/۴	۱/۲۱	۱/۰۲	۲/۰۳	۶۷۴/۱۲	۶۹۷/۱۷	-۱۷/۳۷
Dk۱c	۱/۸۴	۱/۷	۱/۳۹	۲/۴۴	۶۸۲/۶۳	۷۰۷/۷۲	-۱۷/۰۲
Dk۱c	۱/۹۶	۱/۸۳	۱/۴۸	۲/۵۵	۶۷۸/۸۲	۷۱۰/۵	-۱۷/۱۳
Dk۱c	۱/۱۳	۰/۹	۰/۷۹	۱/۷۷	۶۷۲/۷۳	۶۹۰/۷	-۱۷/۴۵
Dk۱c	۱/۸۴	۱/۷	۱/۳۸	۲/۴۴	۶۸۰/۵۱	۷۰۷/۶	-۱۷/۰۹
Dk۱c	۱/۷۱	۱/۵۵	۱/۲۷	۲/۳۲	۶۷۶/۵۷	۷۰۴/۵۳	-۱۷/۲۴
Dk۱c	۲/۸۴	۲/۸۲	۲/۲۳	۳/۳۹	۷۲۷/۶۲	۷۳۱/۶۴	-۱۵/۴۵
Dk۱c	۵/۹۶	۶/۳۲	۴/۸۵	۶/۳۴	۸۳۶/۶۶	۸۰۶/۳۵	-۱۲/۰۸
Dk۱c	۲/۵۴	۲/۴۸	۱/۹۷	۳/۱	۶۹۱/۳۴	۷۲۴/۳۲	-۱۶/۶۳
Dk۱c	۳/۶۹	۳/۷۷	۲/۹۴	۴/۱۹	۷۳۴/۲۴	۷۵۱/۸۵	-۱۵/۱۳
Dk۱c	۳/۸۶	۳/۹۶	۳/۰۸	۴/۳۵	۷۵۲/۴۲	۷۵۵/۹۶	-۱۴/۵۸
Dk۱c	۲/۴	۲/۳۳	۱/۸۵	۲/۹۷	۶۹۰/۴۳	۷۲۱/۰۵	-۱۶/۶۸
Dk۱c	۲/۲۷	۲/۱۸	۱/۷۴	۲/۸۵	۶۸۴/۱۷	۷۱۷/۹۳	-۱۶/۹۱



شکل ۱۰ الف) محدوده فشار تشکیل آمفیبول‌ها در دایک DK1c معدن سونگون از ۲ کیلوبار تا ۴ کیلوبار است [۴۱]، ب) ایزوپلت‌های Al_2O_3 و TiO_2 آمفیبول‌ها بر پایه درصد وزنی به عنوان تابعی برای تعیین فشار و دمای دایک DK1c [۴۳].

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.10.9]

ترمومتری آمفیبول بر اساس $(Na+K)^{[A]}$

برای تعیین دمای تبلور آمفیبول در سنگ‌های مورد بررسی از روش ارائه شده توسط [۴۴] استفاده شد، که طی بررسی‌های خود روی ترکیب آمفیبول‌ها، رابطه‌ی تجربی میان پرشدگی منطقه‌ی A در آمفیبول و دمای تبلور آن را که به شکل زیر است، به دست آورد.

$$T(T1) = 479.8 * (Na+K)^{[A]} + 643.5 \qquad R^2=0.63$$

مقدار عدم اطمینان دماسنجی زوج کانی آمفیبول – پلاژیوکلاز، تقریبا ۴۰-۳۵ درجه سانتیگراد است [۴۲]. بررسی‌های انجام شده با دماسنج [۴۴] نشان داد که ۹۵ درصد دماهای محاسبه شده توسط ترمومتر ارائه شده از صحت قابل قبولی برخوردار است و از این معادله برای محاسبه دمای تبلور آمفیبول‌های مورد بررسی استفاده شد. نتایج این محاسبات در جدول ۵ ارائه شده‌اند. همچنین [۳۴] با در نظر گرفتن ارتباط مستقیم میان تغییرات فشار و دما، معادله زیر را برای محاسبه دمای تبلور آمفیبول از فشارسنجی آمفیبول پیشنهاد کرده‌اند:

$$T(T2) = 25.3 * P + 645.9$$

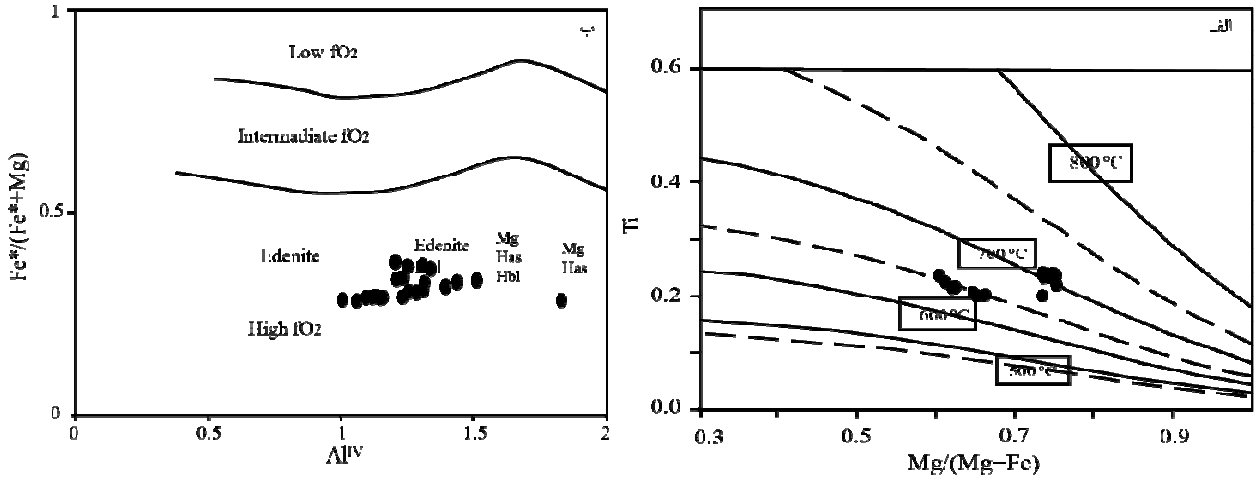
برای محاسبه دمای سنگ‌های مورد بررسی، به علت خطای کمتر محاسبات از نتایج فشارسنجی، روش [۴۱] استفاده شده است. نتایج حاصل از این محاسبه نیز به همراه کمینه، بیشینه و میانگین در جدول ۵ آورده شده‌اند. از مقایسه‌ی دمای محاسبه شده سنگ‌های مورد بررسی روش [۴۴] دمای پایین تری را نشان می‌دهد.

دماسنجی با استفاده از تک کانی بیوتیت

کانی بیوتیت از میزبان‌های مهم Ti در سنگ‌های آذرین محسوب می‌شود. جایگزینی این عنصر در ساختار بیوتیت ارتباط مستقیم با دما دارد. بیوتیت‌های موجود در دایک DK1c دمای حدود۶۵۰ تا ۷۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد را نشان می‌دهند (شکل ۱۱ الف).

تعیین گریزندگی اکسیژن آمفیبول‌ها

گریزندگی اکسیژن از جمله فاکتورهایی است که مجموعه کانی‌های سنگ را تحت تأثیر قرار می‌دهد. گریزندگی اکسیژن اولیه‌ی یک ماگما به ماهیت مواد خاستگاه آن بستگی دارد که خود تابعی از جایگاه زمین‌ساختی آن است [۴۶] ماگماهای با درجه‌ی اکسایشی بالاتر، معمولاً با مرزهای صفحات همگرا همراهند [۴۷]. برای تعیین گریزندگی اکسیژن به عنوان اصلی-ترین فاز گازی همراه با هیدروژن در سنگ‌های دارای کانی‌های آبدار، استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌های اکسیدی و آمفیبول معمول است [۴۸]. آمفیبول‌ها کانی‌های مهمی برای شناسایی شرایط گریزندگی اکسیژن از ماگما هستند [۴۹]. یکی از روش-های ارزیابی گریزندگی اکسیژن در سنگ‌های نفوذی، بررسی ترکیب آمفیبول‌هایی است که از نظر شیمیائی دارای $Al^{IV}>0.75$ و $Fe_{tot}/(Fe_{tot}+Mg)>0.3$ هستند [۱۸]. برای



شکل ۱۱ الف) نتایج ترمومتری با استفاده مقدار Ti در مقابل Mg/Mg+Fe برای دایک‌های DK1c. [۴۵]، ب) نمودار تعیین فوگاسیته اکسیژن بر پایه ترکیب آمفیبول‌ها و موقعیت نمونه‌های دایک DK1c در آن، [۵۰].

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.10.9]

تعیین گریزندگی اکسیژن بر پایه‌ی ترکیب آمفیبول‌ها، از نمودار $Fe/(Fe+Mg)-Al^{(IV)}$ [۵۰] استفاده شده است. چنانکه ملاحظه می‌شود نمونه‌های مورد بررسی، گریزندگی اکسیژن را در زمان تبلور آمفیبول در کوارتزدیوریت‌ها نشان می‌دهند (شکل ۱۱ ب). در ضمن حضور همزمان کوارتز و اسفن همراه آمفیبول در کوارتزدیوریت‌های منطقه، نشان‌دهنده‌ی بالا بودن گریزندگی اکسیژن و محیط‌های همگراست. برای محاسبه‌ی میزان گریزندگی اکسیژن از رابطه[۵۱] استفاده شده است:

$$\log fO_2 = -30930/T + 14.98 + 0.142\,(P-1)/T$$

براین اساس لگاریتم گریزندگی اکسیژن برای دایک‌های کوارتز دیوریتی برابر ۱۰- تا ۱۷- بدست آمده است (جدول۵).

برداشت

کانی‌شناسی اصلی دایک‌های تأخیری عبارتند از پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت می‌باشد. بررسی‌های شیمی کانی‌ها نشان می‌دهد که ترکیب پلاژیوکلاز و بیوتیت در دایک‌ای تأخیری به ترتیب عبارتند از آندزین تا الیگوکلاز و آنیت-سیدروفیلیت. بررسی شیمی کلیه آمفیبول‌های دایک تأخیری طی فرایندهای آذرین تشکیل شده و در گروه آمفیبول‌های کلسیک و زیرگروه مگنزیوهورنبلند قرار می‌گیرند که شاخص نفوذی‌های وابسته به فرورانش هستند. این آمفیبول‌ها بیشتر در قلمرو آمفیبول‌های وابسته به مناطق فرورانشی قرار می‌گیرند. فشارسنجی بر اساس مقدار آلومینیم موجود در آمفیبول‌های مورد بررسی، کمترین و بیشترین، فشار ارزیابی شده به ترتیب معادل ۱٫۸۰ تا ۶٫۳۰ کیلوبار و عمق تقریبی ۵٫۵ تا ۱۹ کیلومتر است. براساس محتوای Ti آمفیبول، دمای تبلور دایک‌های کوارتزدیوریتی معدن مس سونگون حدود ۸۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد برآورد شده است. ترکیب آمفیبول‌های موجود در دایک‌های منطقه نشان دهنده‌ی گریزندگی بالای اکسیژن در زمان تبلور بوده‌اند. حضور همزمان اسفن و کوارتز همراه با آمفیبول در دایک‌های منطقه نشان دهنده‌ی بالا بودن گریزندگی اکسیژن در ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌هاست. این برداشت با محاسبه کمی مقدار گریزندگی اکسیژن تایید می‌شود. بیوتیت مورد بررسی در گستره‌ی بیوتیت‌های اولیه و بیوتیت‌های اولیه‌ی تعادل دوباره یافته قرار می‌گیرند. مقدار Al^{VI} بیوتیت‌های مورد بررسی (۰٫۰۱۳) نشان دهنده‌ی بیوتیت‌های ماگمایی است. بیوتیت‌های غنی از منیزیم نشان دهنده‌ی شرایط اکسایش ماگمایی و تشکیل دایک‌های کوارتزدیوریتی معدن مس سونگون در شرایط اکسایش است. بر پایه‌ی ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های مورد بررسی می‌توان گفت که سنگ میزبان آنها در یک محیط تکتونیکی مشابه توده‌های آهکی-قلیایی کوهزایی تشکیل شده است.

مراجع

[1] Sillitoe R.H., *"Porphyry Copper Systems"*, Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology, v. 105(2010) 3–41.

[2] Mehrpartou M., *"Contributions to the geology, geochemistry, ore genesis and fluid inclusion investigations on Sungun Cu–Mo porphyry deposit, NW of Iran"*, PhD Dissertation, University of Hamburg, Germany, (1993) 245.

[3] Etminan H., *"The discovery of Porphyry Copper-Molybdenum mineralization adjacent to Songun village in the northwest of Ahar (Eastern Azerbaijian, Iran) and a proposed program for its detailed exploration"*, Geological Survey of Iran (1977).

[۴] امامی ه.، باباخانی ع.، *"مطالعات زمین شناسی، پترولوژی و لیتوژئوشیمی کانسار مس و مولیبدن سونگون"*، شرکت خدمات اکتشافی کشور (۱۳۷۰).

[۵] قادری م.، *"بررسی زمین شناسی اقتصادی کانسار مس سونگون"*، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۷۰).

[۶] ایزدیار ج.، *"مطالعه پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین ناحیه معدنی سونگون"*، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۷۴).

[۷]صفری ا.، *"منشاء کانی سازی و آلتراسیون در کانسار پورفیری مس – مولیبدن سونگون"*، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۷۴).

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.10.9]

[۸] فیروزی ب.، *"مطالعه هاله های آلتراسیون و زوناسیون عمودی در کانسار تیپ اسکارن پورفیری مس-مولیبدن سونگون"* ، پایانامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم (۱۳۷۶).

[۹] ضیایی، *"روش‌های لیتوژئوشیمیایی اکتشافی و تخمین مس پورفیری سونگون (شمالغرب ایران)"* ، پایاننامه کارشناسی ارشد (۱۹۹۵).

[10] Hezarkhani A., *"Physicochemical Controls on Alteration and Copper Mineralization in the Sungun Porphyry Copper Deposit, Iran",* (1997).

[11] Calagari A. A., *"Stable isotope (S, O, H and C) studies of the phyllic and potassic–phyllic alteration zones of the porphyry copper deposit at Sungun, East Azarbaidjan, Iran",* Journal of Asian Earth Sciences, v. 21, no. 7(2003b) 767-780.

[12] Calagari A. A., Hosseinzadeh G., *"The mineralogy of copper-bearing skarn to the east of the Sungun-Chay river, East-Azarbaidjan, Iran",* Journal of Asian Earth Sciences, v. 28, no. 4 (2006) 423-438.

[۱۳]حامدی ا.، *"بررسی ساختاری‌های کانسار مس پورفیری سونگون با نگرشی خاص بر مکانیزم تزریق و توزیع دایکها"*، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز (۱۳۸۶).

[۱۴] حسن پور ش.، *"متالوژنی و کانی زایی کانسارهای مس و طلا در زون ارسباران (آذربایجان شرقی) "*، رساله دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۸۹).

[۱۵] علوی غ.، *"بررسی کانسارهای اسکارنی حاشیه باتولیت شیورداغ و مقایسه آنها با اسکارن پورفیری سونگون"*، پایان نامه دکتری، دانشگاه تبریز (۱۳۹۲) ۳۰۹.

[16] Aghazadeh M., Hou Z., Badrzadeh B., Zhou L., *"Temporal–spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: Constraints from zircon U–Pb and molybdenite Re–Os geochronology",* Journal Ore Geology Reviews 70 (2015) 385–406.

[۱۷] شرکت پارس اولنگ.، *"نقشه زمین شناسی ۱/۲۰۰۰ و ۱/۵۰۰۰ اسکارن و معدن مس سونگون"*، (۱۳۹۲).

[18] Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Larid J., *"Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names",* American Mineralogist, 82 (1997) 1019–1037.

[19] Leake B.E., *"Nomenclature of amphiboles",* Mineralogical Magazine, 42 (1978) 553–563.

[20] Wones D.R., Eugster H.P., *"Stability of biotite: experiment, theory, and application",* American Mineralogist 50 (1965) 1228-1272.

[21] Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B., *"Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. Geomaterials (Mineralogy) ",* Copmtes Rendus, Geoscience, 337 (2005) 1415–1420.

[22] Dymek R.F., *"Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, west Greenland",* American Mineralogist, 68 (1983) 880–899.

[۲۳] قدسی م.، بومری م.، باقری س.، ناکاشیما ک.، *"بررسی شیمی کانی بیوتیت در گرانیتوئید مکسان"*، جنوب شرق ایران. مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران ، سال بیست و چهارم، شماره۱ (۱۳۹۵) .

[24] Zhu C., Sverjensky D.A., *"Partitioning of FCl- OH between biotite and apatite",* Geochim Cosmo Chim Acta, 56(1992) 3435-3467.

[25] Webster J.D., *"Partitioning of Cl between magmatic hydrothermal fluids and highly evolved Granitic magmas",* Geological Society of America, Special Publication (1990) 246.

[26] Monuz J.L., Ludington S.D., *"Fluoride hydroxyl exchange in biotite",* American Journal of Science 274 (1974) 396-413.

[27] Monuz J.L., *"F-OH and CI-OH exchange in mica with application to hydrothermal ore deposits",* Reviews in Mineralogy13 (1984) 469-493.

[28] Rieder M., Cavazzini G., YakonovY.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

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.10.9]

[39] Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B., *"Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons",* American Mineralogist 72 (1987) 231–239.

[40] Johnson M.C., Rutherford M.J., *"Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks",* Geology 17 (1998) 837–841.

[41] 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.

[42] Holland T., Blundy J., *"Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphiboleplagioclase thermometry",* Contributions to Mineralogy and Petrology 116 (1994) 433-447.

[43] Ernst W.G., Liu J., *"Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB: A semiquantitative barometer",* American Mineralogist, 83 (1998) 952-969.

[44] Humphreys M.C.S., Edmonds M., Christopher T., Hards V., *" Chlorine variations in the magma of Soufrière Hills Volcano, Montserrat: Insights from Cl in hornblende and melt inclusions"*, Geochimica et Cosmochimica Acta, 73 (2009) 5693-5708.

[45] Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A., *"The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotite: Implications for Geothermometry and Ti*-substitution Mechanisms", American Mineralogist 90 (2005) 316-328.

[46] 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.

[47] Ewart A., *"A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-Recent dacitic, latitic, rhyolitic, and related salic volcanic rocks. Trondhjemites, dacites, and related rocks"*, Elsevier Amsterdam (1979)13-132.

H., Weiss Z., Wones D.R., *"Nomenclature of the micas",* Canadian Mineralogist 36 (1998) 905-912.

[29] Foster M.D., *"Interpretation of the composition of trioctahedral micas",* United States Geological Survey Professional Paper 354-B (1960) 11–49.

[30] Coltorto M., Bondaiman C., Faccini B., Geogoire M., O'Reilly S.Y., Powell W., *"Amphibol from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle",* Lithos, 99 (2007) 68-84.

[31] 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 central Iberia",* Contribution to Mineralogy and Petrology 158 (2009) 69-98.

[32] Miyashiro A., *"Volcanic rock series in island arc and active continental margins",* American Journal of Science, 247 (1974) 321-355.

[33] Ghent E.D.J., Nicholls P.S., Simony J.H., Sevigny M.Z., *"Hornblende barometry of the Nelson batholiths, southeastern British Columbia: Tectonic implication",* Canadian Journal of Earth Sciences, 28 (1991) 1982-1991.

[34] Vyhnal C.R., McSween H.Y.Jr., *"Hornblende Chemistry in southern Appalachian granitoids: Implication for aluminus hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability"*, American Mineralogist 76, 176-188.

[35] Nachite H., *"Contribution a l e´ tudeanalytique et experimental des biotites desgranitoids applications typologiques",* These deDoctorat De L' univesite´ de Bretagne accidental (1986) 236.

[36] Abdel–Rahman A. M., *"Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas",* Journal of Petrology 35(1994) 525-541.

[37] Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J.M., Carron J.P., *"Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides",* Comptes Rendus Hebdomadaires de l' Académie des Sciences, 301 (1985) 813–818.

[38] Hammarstrom J.M., Zen E-an., *"Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer",* American Mineralogist 71 (1986) 1297–1313.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.10.9]

[48] Behrens H., Gaillard F., *"Geochemical aspects of melts: volatiles and redox behavior"*, Elements 2 (2006) 275-280.

[49] Scaillet B., Evans B.W., *"The 15 June 1991 eruption of Mount Pinatubo. I. Phase equilibria and preeruption P–T–fO2–fH2O conditions of the dacite magma",* Journal of Petrology 40(1999) 381-411.

[50] Anderson J. L., Smith D. R., *"The effects of temperature and f02 on the Al in hornblende barometer",* American Mineralogist 80 (1995)549-559.

[51] Wones D.R., *"Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks ",* American Mineralogist 74(1989)744-749.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.10.9]