

کاربرد شیمی کانی آمفیبول در برآورد شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور در توده‌های گرانیتوئیدی گستره سربیزن-دلفارد، جیرفت، جنوب کرمان

راضیه رضایی آدریانی^۱، حبیب‌الله قاسمی^{۱*}، مسعود علیپور اصل^۱، محسن مباشری^۲، سیلویا فورناسارو^۳

۱- دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

۲- گروه پژوهشی ماگمازایی و کانه‌زایی در ایران، شرکت مهندسی مشاوره‌ای کاواک آرای نوین معدن، کرمان

۳- گروه دپارتمان علوم زمین، دانشگاه پیزا، ایتالیا

(دریافت مقاله: ۱۴۰۴/۴/۸، نسخه نهایی: ۱۴۰۴/۶/۴)

چکیده: توده‌های گرانیتوئیدی گستره سربیزن-دلفارد در راستای دره دلفارد و گسل‌های دلفارد و سبزواران قرار دارد و بخشی از مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز محسوب می‌شوند. این مجموعه گرانیتوئیدی شامل دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت است که به درون سنگ‌های آتشفشانی-آذرآوری-رسوبی ائوسن تزریق شده‌اند. بافت اصلی این توده‌های گرانیتوئیدی دانه‌ای است، اما بافت‌های فرعی چون میکروگرافیک و پورفیری نیز در آن‌ها دیده می‌شود. از کانی‌های اصلی موجود در این سنگ‌ها می‌توان از فلدسپات، بیوتیت، پیروکسن، آمفیبول و کوارتز نام برد. بررسی ترکیب شیمی آمفیبول‌های موجود در این توده‌های گرانیتوئیدی نشان می‌دهد که آمفیبول‌ها از نوع کلسیمی، با ماهیت آذرین و اغلب در گستره‌های اکتینولیت هورنبلند، منیزیهورنبلند و چرماکیت هورنبلند قرار می‌گیرند. این آمفیبول‌ها ناشی از تبلور از یک ماگمای مادر با ماهیت نیمه قلیایی، با گریزندگی بالای اکسیژن و وابسته به یک محیط ارتباط با کمان ماگمایی فرورانش کرانه قاره بوده‌اند. نتایج بکارگیری دمافشارسنج‌های مختلف بیانگر تبلور این آمفیبول‌ها در دماهای ۶۵۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای منطبق بر اعماق ۲۰-۱۸ و ۵-۱ کیلومتری در آشیانه‌های ماگمایی واقع در اعماق پوسته میانی و بالایی است.

واژه‌های کلیدی: شیمی آمفیبول؛ شرایط تبلور؛ توده‌های گرانیتوئیدی؛ دلفارد؛ جیرفت.

مقدمه

بیشتر تشکیل توده‌های نفوذی و در پلیوسن-کواترنری به شکل آتشفشانی ادامه یافت [۱، ۳، ۶-۱۳]. سن‌سنجی‌های انجام شده به روش اورانیم-سرب بر زیرکن نیز فعالیت ماگمایی را به گستره زمانی پالئوسن-میوسن (۵۵ تا ۱۵ میلیون سال پیش) محدود می‌کند [۶، ۹، ۱۲، ۱۳]. اگرچه، کمان ماگمایی ارومیه-دختر به عنوان یک پهنه آتشفشانی شناخته می‌شود که بیشتر از جریان‌های گدازه بازالتی، تراکی بازالت‌ها، آندزیت، تراکی آندزیت، تراکیت، ریولیت، ایگنیمبریت‌ها و سنگ‌های آذرآوری (توف‌ها، برش‌ها و آگلومراها) تشکیل شده است، اما توده‌های نفوذی متعدد با ترکیب گابرو، دیوریت، گرانودیوریت و

تکامل زمین پویایی سرزمین ایران در دوره سنوزوئیک در اثر تداوم فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی بوده است [۱-۴]. این فرآیند زمین‌ساختی جهانی به شکل‌گیری یک پهنه ماگمایی مهم به نام ارومیه-دختر منجر شده است که خود بخشی از نوار کوهزادی زاگرس است [۵]. فعالیت‌های ماگمایی در پهنه ماگمایی ارومیه-دختر از کرتاسه پسین-پالئوسن، بیشتر به شکل خروجی به همراه مقادیر کمتری توده‌های نفوذی آغاز شد و در ائوسن میانی-پسین به اوج رسید. این فعالیت‌ها در الیگوسن-میوسن نیز

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۱۷۳۵۸۸۱، پست الکترونیکی: h-ghasemi@shahroodut.ac.ir



گرانیتوئیدی گستره گردنه سربیزن-دلفارد استفاده شده است. آمفیبول‌ها در طیف گسترده‌ای از شرایط دمایی (۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتیگراد) و فشاری (۱ تا ۲۳ کیلوبار) پایدار هستند [۳۰] و از این رو، از کانی‌های کلیدی و کاربردی برای بررسی‌های زمین‌دما فشارسنجی محسوب می‌شوند [۳۱].

روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های لازم و برداشت‌های دقیق صحرایی، تهیه نقشه زمین‌شناسی، تهیه مقاطع نازک و نازک صیقلی و سنگ-نگاری، نمونه‌های مناسب نماینده واحدهای سنگی اصلی منطقه شامل مونزودیوریت‌ها، گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها انتخاب شدند. کانی‌ها در آزمایشگاه ریزپردازش دانشگاه میلان (ایتالیا) با ریزپردازشگر الکترونی مدل JOEL 8200 با ولتاژ شتاب دهنده ۳۰ کیلو ولت، جریان پرتوی ۱۰-۱۲ تا ۵-۱۰ آمپر و زمان شمارش ۸۰ ثانیه تجزیه شیمیایی شدند (جدول ۱). مقدار Fe^{+3} در آمفیبول‌ها نیز براساس روش لیک و همکاران [۳۲] محاسبه شد. تعداد اکسیژن‌ها و کاتیون‌های مورد محاسبه در ترکیب آمفیبول‌ها به ترتیب ۲۳ و ۱۳ بوده است.

زمین‌شناسی منطقه

گرانیتوئید جبال بارز بزرگترین توده گرانیتوئیدی (۵۰۰ کیلومتر مربع) در بخش جنوب شرقی نوار ماگمایی ارومیه-دختر بوده که در نوار دهج-ساردوئیه واقع است. از نظر ریخت‌شناسی، این توده نفوذی گرانیتوئیدی یک روند شاخص شمال غربی-جنوب شرقی دارد [۳۳]. قربانی [۱۹] گرانیتوئید جبال بارز را شامل سه فاز اصلی درونی دانسته است: (۱) فاز نفوذی با ترکیب دیوریت-کوارتز دیوریت تا گرانودیوریت، که حجم اصلی توده گرانیتوئیدی جبال بارز را تشکیل می‌دهد، (۲) توده‌های گرانودیوریتی-گرانیتی که برآمده از جدایش فاز دیوریتی اول هستند و (۳) فاز هولو-لوکوگرانیتی که همه فازهای پیشین را قطع می‌کند. همه این فازهای نفوذی در پایان با دایک‌های مافیک قطع شده‌اند. این فازهای متوالی، منطقه‌بندی عادی توده‌های گرانیتوئیدی را نشان می‌دهند که شامل حضور فاز اول مافیک در لبه، فاز دوم حدواسط در میانه و فاز سوم فلسیک در مرکز است. توده گرانیتوئیدی جبال بارز بافت ریزدانه تا درشت دانه و پورفیری با فازهای متوالی مختلف دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت، تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت را نشان می‌دهد [۲۳، ۳۴-۳۶].

گرانیت نیز در این پهنه ماگمایی وجود دارند [۱، ۷، ۱۴-۱۶]. بخش جنوب شرقی پهنه ماگمایی ارومیه-دختر با نام نوارهای ماگمایی دهج-ساردوئیه و جبال بارز یا کمان ماگمایی سنوزوئیک کرمان شناخته می‌شود. این کمان ماگمایی بیشتر از سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن میانی-پسین تشکیل شده که توده‌های گرانیتوئیدی بزرگ به سن‌های ائوسن میانی و الیگوسن-میوسن به درون آن‌ها نفوذ کرده است [۱، ۱۷-۲۳]. فعالیت ماگمایی گرانیتوئیدی این نوار دارای ویژگی‌های گرانیت‌های آهکی قلیایی، متاآلومین، نوع I و پتاسیم بالای کمان‌های ماگمایی کرانه قاره‌ای فعال بوده [۲۱-۲۳] که در نتیجه فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی نفوتتیس زاگرس به زیر خرده قاره ایران مرکزی به وجود آمده است. توده‌های گرانیتوئیدی جبال بارز از جمله توده‌های گرانیتوئیدی گردنه سربیزن-دلفارد از دیرباز توسط پژوهشگران مختلف و بیشتر براساس ترکیب شیمیایی سنگ‌کل از جنبه‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شناسی اقتصادی و کمتر از نظر کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی کانی‌های سنگ‌ساز برای تعیین شرایط تبلور و جایگزینی بررسی شده‌اند. محمدزاده جهانی [۲۴] سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و سنگ‌زایی بخش پایانی توده نفوذی جبال بارز در جنوب سد نساء در شهرستان بم را بررسی نموده است. یوسفی شریک‌آباد [۲۵] خاستگاه و تکامل ماگما و سیال گرمایی و عوامل کنترل‌کننده باروری ماگما و کانی‌سازی در کانسار پورفیری کرور در نوار مس کرمان را بررسی کرده است. پژوهش رسولی و قربانی [۲۶] پیرامون کانه‌زایی مس پورفیری، دگرسانی، سن‌سنجی زیرکن به روش U/Pb و سنگ‌زایی سنگ‌های منطقه دلفارد (شمال غرب جیرفت) بوده است. سپیدبر [۲۷] سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و محیط زمین‌ساختی بخش غربی مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز در شرق جیرفت را بررسی کرده است. بهپور [۲۸] زمین‌شیمی و سنگ‌زایی بخش جنوب شرقی توده گرانیتوئیدی جبال بارز در جنوب استان کرمان و جشاری [۲۹] نیز سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و محیط زمین‌ساختی بخش میانی مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز در شرق جیرفت را بررسی کرده‌اند. در این پژوهش‌ها، ترکیب شیمیایی کانی‌های سنگ‌ساز که بازتاب دهنده ترکیب شیمیایی سنگ‌های ماگمایی و شرایط تبلور ماگماست، بررسی نشده است. در این پژوهش، از ترکیب شیمیایی کانی آمفیبول برای بررسی شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور و جایگزینی توده‌های

جدول ۱ داده‌های تجزیه ریزکواالکترونی کانی آمفیبول در توده‌های گرانیتوئیدی سربیشن؛ گرانودیوریت (Gd)، گرانیت (Gr)، مونزودیوریت (Mzd).

Sample	DRM.07 (Gd)							
SiO ₂	۴۷,۸۹	۴۹,۲۲	۴۷,۹۴	۴۸,۴۲	۴۷,۵۸	۴۸,۳۱	۴۷,۹۸	۴۸,۳۴
TiO ₂	۱,۲۸	۱,۰۸	۱,۴۱	۱,۲۲	۱,۶۶	۱,۳۶	۱,۱۴	۱,۳۳
Al ₂ O ₃	۶,۳۲	۵,۲۴	۶,۴۳	۵,۹۲	۶,۷۰	۶,۱۴	۶,۰۰	۶,۰۸
FeO	۱۵,۹۵	۱۵,۱۸	۱۵,۷۵	۱۶,۰۱	۱۴,۲۵	۱۵,۷۴	۱۵,۷۶	۱۵,۱۴
MnO	۰,۴۶	۰,۶۵	۰,۴۹	۰,۵۱	۰,۴۳	۰,۶۶	۰,۵۴	۰,۴۶
MgO	۱۳,۱۷	۱۳,۷۹	۱۲,۹۸	۱۲,۹۵	۱۴,۱۸	۱۲,۹۷	۱۲,۹۹	۱۳,۳۵
CaO	۱۰,۹۳	۱۰,۹۶	۱۱,۱۲	۱۱,۱۳	۱۱,۱۹	۱۱,۲۵	۱۱,۰۵	۱۱,۰۸
Na ₂ O	۱,۶۱	۰,۸۹	۱,۴۹	۱,۶۵	۱,۵۹	۱,۲۵	۱,۳۸	۱,۳۹
K ₂ O	۰,۳۷	۰,۲۹	۰,۳۵	۰,۳۱	۰,۳۵	۰,۳۳	۰,۳۱	۰,۳۳
Cr ₂ O ₃	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱
Si	۶,۹۴	۷,۱۱	۶,۹۶	۷,۰۴	۶,۸۶	۷,۰۱	۷,۰۱	۷,۰۲
Al ^{iv}	۱,۰۶	۰,۸۹	۱,۰۴	۰,۹۶	۱,۱۴	۰,۹۹	۰,۹۹	۰,۹۸
Al ^{vi}	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۶	۰,۰۵	۰,۰۰	۰,۰۶	۰,۰۵	۰,۰۷
Al ^{Total}	۱,۰۸	۰,۸۹	۱,۱۰	۱,۰۱	۱,۱۴	۱,۰۵	۱,۰۳	۱,۰۴
Ti	۰,۱۴	۰,۱۲	۰,۱۵	۰,۱۳	۰,۱۸	۰,۱۵	۰,۱۳	۰,۱۴
Fe ³⁺	۰,۸۴	۰,۹۶	۰,۷۲	۰,۶۶	۰,۸۱	۰,۷۳	۰,۷۷	۰,۷۲
Fe ²⁺	۱,۱۰	۰,۸۷	۱,۱۹	۱,۲۹	۰,۹۱	۱,۱۸	۱,۱۵	۱,۱۲
Mn	۰,۰۶	۰,۰۸	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۵	۰,۰۸	۰,۰۷	۰,۰۶
Mg	۲,۸۵	۲,۹۷	۲,۸۱	۲,۸۱	۳,۰۵	۲,۸۰	۲,۸۳	۲,۸۹
Ca	۱,۷۰	۱,۷۰	۱,۷۳	۱,۷۳	۱,۷۳	۱,۷۵	۱,۷۳	۱,۷۳
Na	۰,۴۵	۰,۲۵	۰,۴۲	۰,۴۶	۰,۴۴	۰,۳۵	۰,۳۹	۰,۳۹
K	۰,۰۷	۰,۰۵	۰,۰۷	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۶
Ca+Na+K	۲,۲۲	۲,۰۰	۲,۲۱	۲,۲۵	۲,۲۴	۲,۱۶	۲,۱۸	۲,۱۸
(Ca+Na) (B)	۲,۰۰	۱,۹۵	۲,۰۰	۲,۰۰	۲,۰۰	۲,۰۰	۲,۰۰	۲,۰۰
Na+K	۰,۵۲	۰,۳۰	۰,۴۸	۰,۵۲	۰,۵۱	۰,۴۱	۰,۴۵	۰,۴۵
Mg(Mg+Fe ²⁺)	۰,۷۲	۰,۷۷	۰,۷۰	۰,۶۹	۰,۷۷	۰,۷۰	۰,۷۱	۰,۷۲
Mg#	۰,۶۰	۰,۹۲	۰,۵۹	۰,۵۹	۰,۵۹	۰,۵۹	۰,۶۰	۰,۶۱
Fe#	۰,۱۴	۰,۱۱	۰,۱۸	۰,۱۷	۰,۱۸	۰,۱۷	۰,۱۴	۰,۱۷
فشار (kbar):								
[۳۷]	۱,۲۹	۱,۲۳	۱,۴۰	۰,۹۲	۱,۶۲	۱,۱۲	۱,۰۳	۱,۰۷
[۳۸]	۱,۵۱	۰,۵۷	۱,۶۱	۱,۱۸	۱,۸۱	۱,۳۶	۱,۲۸	۱,۳۲
[۳۹]	۱,۱۱	۱,۳۱	۱,۱۹	۰,۸۳	۱,۳۶	۰,۹۸	۰,۹۱	۰,۹۴
[۴۰]	۲,۱۳	۱,۲۴	۲,۲۳	۱,۸۲	۲,۴۱	۱,۹۹	۱,۹۱	۱,۹۵
[۴۱]	۱	۰,۸۸	۱,۰۲	۰,۸۹	۱,۱۲	۱,۰۱	۰,۹۴	۰,۹۵
دما (°C):								
[۴۲]	۸۹۳,۶۷	۸۷۷,۶۵	۸۷۶,۰۱	۸۹۳,۷۰	۸۸۷,۹۵	۸۴۱,۶۴	۸۵۸,۷۱	۸۶۰,۳۴
[۴۳]	۷۸۷,۷۱	۷۴۹,۱۹	۷۸۴,۷۰	۷۷۴,۷۵	۸۱۷,۱۰	۷۷۱,۵۷	۷۷۰,۶۵	۷۷۷,۵۷
[۴۱]	۷۸۷,۰۶	۷۷۲,۴۰	۷۸۶,۹۹	۷۷۵,۷۱	۸۱۴,۸۵	۷۹۱,۴۸	۷۷۶,۸۲	۷۷۷,۴۱
log fO ₂	-۱۴,۳۸	-۱۴,۴۷	-۱۴,۷۵	-۱۵,۰۷	-۱۳,۴۵	-۱۵,۰۳	-۱۴,۹۶	-۱۴,۸۹

ادامه جدول ۱

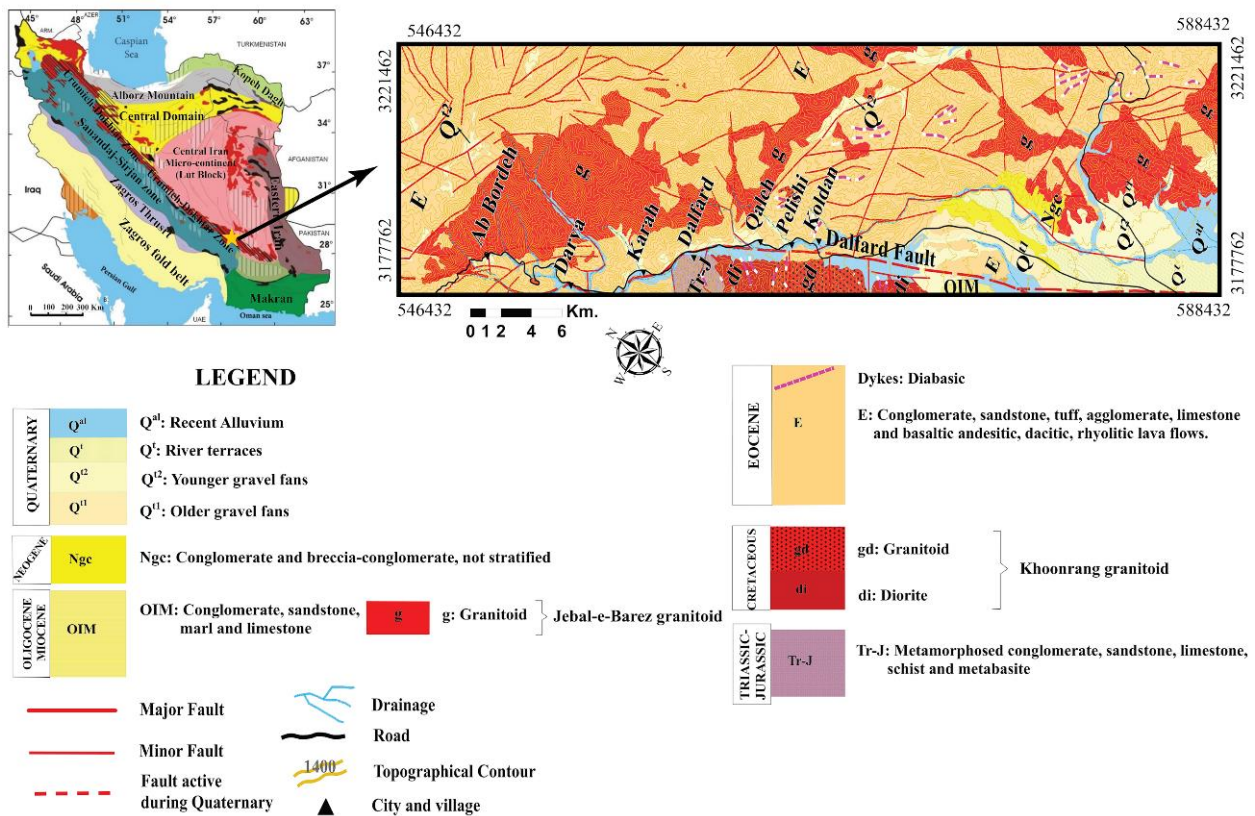
Sample	DRM.07 (Gd)							
SiO ₂	۴۷,۸۹	۴۹,۲۲	۴۷,۹۴	۴۸,۴۲	۴۷,۵۸	۴۸,۳۱	۴۷,۹۸	۴۸,۳۴
TiO ₂	۱,۲۸	۱,۰۸	۱,۴۱	۱,۲۲	۱,۶۶	۱,۳۶	۱,۱۴	۱,۳۳
Al ₂ O ₃	۶,۳۲	۵,۲۴	۶,۴۳	۵,۹۲	۶,۷۰	۶,۱۴	۶,۰۰	۶,۰۸
FeO	۱۵,۹۵	۱۵,۱۸	۱۵,۷۵	۱۶,۰۱	۱۴,۲۵	۱۵,۷۴	۱۵,۷۶	۱۵,۱۴
MnO	۰,۴۶	۰,۶۵	۰,۴۹	۰,۵۱	۰,۴۳	۰,۶۶	۰,۵۴	۰,۴۶
MgO	۱۳,۱۷	۱۳,۷۹	۱۲,۹۸	۱۲,۹۵	۱۴,۱۸	۱۲,۹۷	۱۲,۹۹	۱۳,۳۵
CaO	۱۰,۹۳	۱۰,۹۶	۱۱,۱۲	۱۱,۱۳	۱۱,۱۹	۱۱,۲۵	۱۱,۰۵	۱۱,۰۸
Na ₂ O	۱,۶۱	۰,۸۹	۱,۴۹	۱,۶۵	۱,۵۹	۱,۲۵	۱,۳۸	۱,۳۹
K ₂ O	۰,۳۷	۰,۲۹	۰,۳۵	۰,۳۱	۰,۳۵	۰,۳۳	۰,۳۱	۰,۳۳
Cr ₂ O ₃	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱
Si	۶,۹۴	۷,۱۱	۶,۹۶	۷,۰۴	۶,۸۶	۷,۰۱	۷,۰۱	۷,۰۲
Al ^{iv}	۱,۰۶	۰,۸۹	۱,۰۴	۰,۹۶	۱,۱۴	۰,۹۹	۰,۹۹	۰,۹۸
Al ^{vi}	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۶	۰,۰۵	۰,۰۰	۰,۰۶	۰,۰۵	۰,۰۷
Al ^{Total}	۱,۰۸	۰,۸۹	۱,۱۰	۱,۰۱	۱,۱۴	۱,۰۵	۱,۰۳	۱,۰۴
Ti	۰,۱۴	۰,۱۲	۰,۱۵	۰,۱۳	۰,۱۸	۰,۱۵	۰,۱۳	۰,۱۴
Fe ³⁺	۰,۸۴	۰,۹۶	۰,۷۲	۰,۶۶	۰,۸۱	۰,۷۳	۰,۷۷	۰,۷۲
Fe ²⁺	۱,۱۰	۰,۸۷	۱,۱۹	۱,۲۹	۰,۹۱	۱,۱۸	۱,۱۵	۱,۱۲
Mn	۰,۰۶	۰,۰۸	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۵	۰,۰۸	۰,۰۷	۰,۰۶
Mg	۲,۸۵	۲,۹۷	۲,۸۱	۲,۸۱	۳,۰۵	۲,۸۰	۲,۸۳	۲,۸۹
Ca	۱,۷۰	۱,۷۰	۱,۷۳	۱,۷۳	۱,۷۳	۱,۷۵	۱,۷۳	۱,۷۳
Na	۰,۴۵	۰,۲۵	۰,۴۲	۰,۴۶	۰,۴۴	۰,۳۵	۰,۳۹	۰,۳۹
K	۰,۰۷	۰,۰۵	۰,۰۷	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۶
Ca+Na+K	۲,۲۲	۲,۰۰	۲,۲۱	۲,۲۵	۲,۲۴	۲,۱۶	۲,۱۸	۲,۱۸
(Ca+Na) (B)	۲,۰۰	۱,۹۵	۲,۰۰	۲,۰۰	۲,۰۰	۲,۰۰	۲,۰۰	۲,۰۰
Na+K	۰,۵۲	۰,۳۰	۰,۴۸	۰,۵۲	۰,۵۱	۰,۴۱	۰,۴۵	۰,۴۵
Mg/(Mg+Fe ₂)	۰,۷۲	۰,۷۷	۰,۷۰	۰,۶۹	۰,۷۷	۰,۷۰	۰,۷۱	۰,۷۲
Mg#	۰,۶۰	۰,۹۲	۰,۵۹	۰,۵۹	۰,۵۹	۰,۵۹	۰,۶۰	۰,۶۱
Fe#	۰,۱۴	۰,۱۱	۰,۱۸	۰,۱۷	۰,۱۸	۰,۱۷	۰,۱۴	۰,۱۷
فشار (kbar):								
[۳۷]	۱,۲۹	۱,۲۳	۱,۴۰	۰,۹۲	۱,۶۲	۱,۱۲	۱,۰۳	۱,۰۷
[۳۸]	۱,۵۱	۰,۵۷	۱,۶۱	۱,۱۸	۱,۸۱	۱,۳۶	۱,۲۸	۱,۳۲
[۳۹]	۱,۱۱	۱,۳۱	۱,۱۹	۰,۸۳	۱,۳۶	۰,۹۸	۰,۹۱	۰,۹۴
[۴۰]	۲,۱۳	۱,۲۴	۲,۲۳	۱,۸۲	۲,۴۱	۱,۹۹	۱,۹۱	۱,۹۵
[۴۱]	۱	۰,۸۸	۱,۰۲	۰,۸۹	۱,۱۲	۱,۰۱	۰,۹۴	۰,۹۵
دما (°C):								
[۴۲]	۸۹۳,۶۷	۸۷۷,۶۵	۸۷۶,۰۱	۸۹۳,۷۰	۸۸۷,۹۵	۸۴۱,۶۴	۸۵۸,۷۱	۸۶۰,۳۴
[۴۳]	۷۸۷,۷۱	۷۴۹,۱۹	۷۸۴,۷۰	۷۷۴,۷۵	۸۱۷,۱۰	۷۷۱,۵۷	۷۷۰,۶۵	۷۷۷,۵۷
[۴۱]	۷۸۷,۰۶	۷۷۲,۴۰	۷۸۶,۹۹	۷۷۵,۷۱	۸۱۴,۸۵	۷۹۱,۴۸	۷۷۶,۸۲	۷۷۷,۴۱
log fO ₂	-۱۴,۳۸	-۱۴,۴۷	-۱۴,۷۵	-۱۵,۰۷	-۱۳,۴۵	-۱۵,۰۳	-۱۴,۹۶	-۱۴,۸۹

ادامه جدول ۱

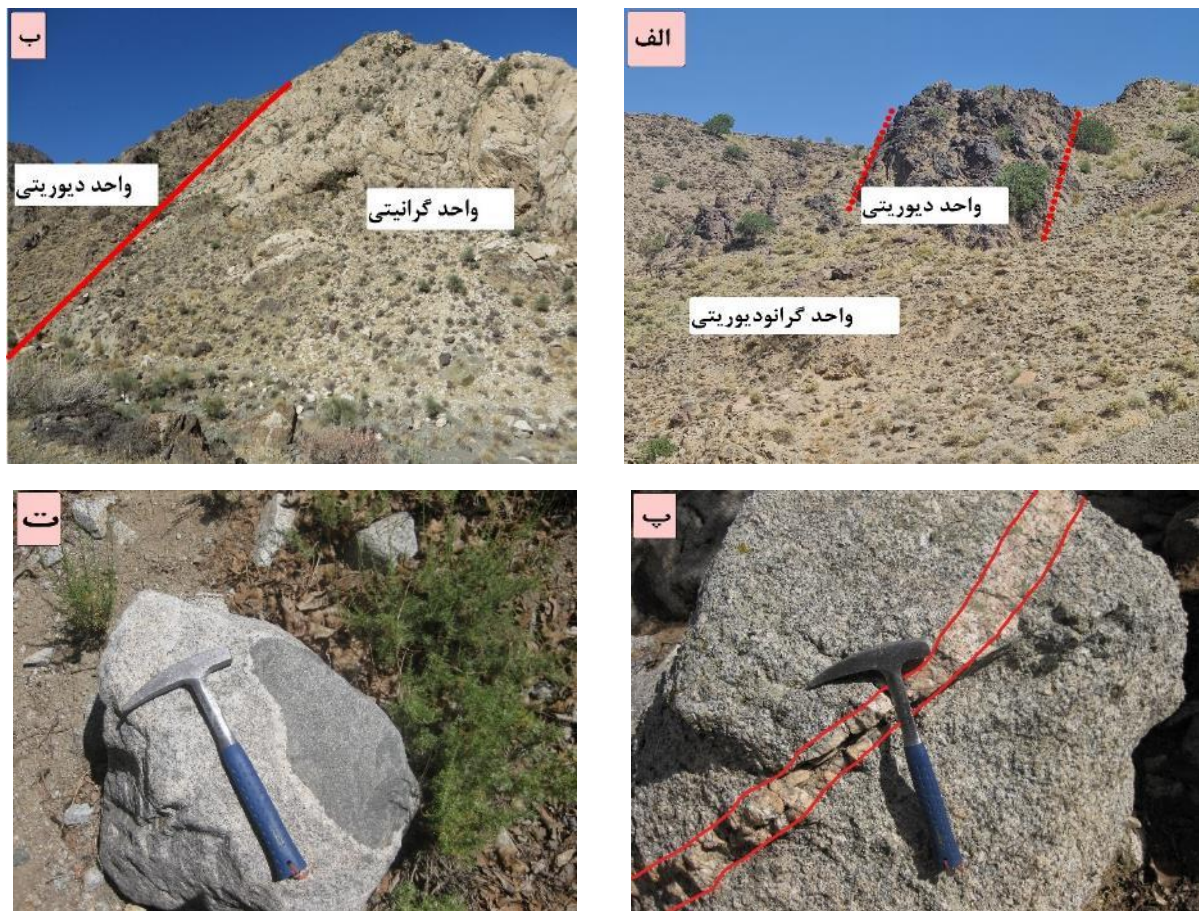
Sample	DRM.08 (Mzd)						
	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core
SiO ₂	۴۲,۶۷	۴۹,۷۳	۴۲,۲۴	۴۹,۲۲	۴۹,۹۲	۴۹,۲۹	۴۱,۶۳
TiO ₂	۱,۸۷	۰,۹۰	۱,۹۰	۱,۰۰	۱,۷۳	۱,۱۴	۱,۹۷
Al ₂ O ₃	۱۰,۵۸	۵,۳۰	۱۰,۶۰	۵,۶۶	۱۱,۰۱	۵,۸۹	۱۱,۴۱
FeO	۱۶,۶۹	۱۲,۹۶	۱۶,۸۳	۱۳,۰۶	۱۶,۴۰	۱۳,۴۳	۱۷,۲۶
MnO	۰,۶۱	۰,۶۴	۰,۶۱	۰,۵۷	۰,۶۱	۰,۵۶	۰,۵۷
MgO	۱۰,۵۶	۱۴,۳۷	۱۰,۶۲	۱۴,۴۹	۱۱,۰۸	۱۴,۱۷	۱۰,۱۳
CaO	۱۱,۷۵	۱۲,۱۰	۱۲,۱۵	۱۲,۲۲	۱۲,۰۱	۱۱,۹۸	۱۱,۹۰
Na ₂ O	۱,۶۶	۰,۸۲	۱,۳۹	۰,۶۸	۱,۶۶	۰,۸۱	۱,۵۸
K ₂ O	۰,۴۰	۰,۴۱	۱,۱۷	۰,۴۶	۰,۵۱	۰,۴۴	۱,۰۳
Cr ₂ O ₃	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Si	۶۳۹	۷,۲۳	۶۳۴	۷,۱۴	۶۳۴	۷,۱۳	۶۲۵
Al iv	۱,۶۱	۰,۷۷	۱,۶۶	۰,۸۶	۱,۶۶	۰,۸۷	۱,۷۵
Al vi	۰,۲۶	۰,۱	۰,۲۲	۰,۱۰	۰,۲۶	۰,۱۳	۰,۲۷
AlTotal	۱,۸۷	۱,۹۱	۱,۸۸	۰,۹۷	۱,۹۲	۱,۰۰	۲,۰۲
Ti	۰,۲۱	۰,۱۰	۰,۲۱	۰,۱۱	۰,۱۹	۰,۱۲	۰,۲۲
Fe ³⁺	۰,۵۹	۰,۳۷	۰,۴۷	۰,۴۷	۰,۶۳	۰,۴۸	۰,۵۵
Fe ²⁺	۱,۵۰	۱,۲۰	۱,۶۴	۱,۱۲	۱,۳۹	۱,۱۵	۱,۶۲
Mn	۰,۰۸	۰,۰۸	۰,۰۸	۰,۰۷	۰,۰۸	۰,۰۷	۰,۰۷
Mg	۲,۳۶	۳,۱۱	۲,۳۸	۳,۱۳	۲,۴۴	۳,۰۵	۲,۲۷
Ca	۱,۸۹	۱,۸۸	۱,۹۵	۱,۹۰	۱,۹۰	۱,۸۶	۱,۹۱
Na	۰,۱۱	۰,۱۲	۰,۰۵	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۱۴	۰,۰۹
K	۰,۰۸	۰,۰۸	۰,۲۲	۰,۰۹	۰,۱۰	۰,۰۸	۰,۲۰
Ca+Na+K	۲,۰۸	۲,۰۸	۲,۲۲	۲,۰۹	۲,۱۰	۲,۰۸	۲,۲۰
(Ca+Na) (B)	۲,۰۰	۲,۰۰	۲,۰۰	۲,۰۰	۲,۰۰	۲,۰۰	۲,۰۰
Na+K	۰,۱۹	۰,۱۹	۰,۲۷	۰,۱۹	۰,۱۹	۰,۲۳	۰,۲۸
Mg(Mg+Fe ₂)	۰,۶۱	۰,۷۲	۰,۵۹	۰,۷۴	۰,۶۴	۰,۷۳	۰,۵۸
Mg#	۰,۵۳	۰,۶۶	۰,۵۳	۰,۶۶	۰,۵۵	۰,۶۵	۰,۵۱
Fe#	۰,۲۶	۰,۲۱	۰,۳۱	۰,۱۹	۰,۲۳	۰,۲۱	۰,۲۹
فشار (kbar):							
[۳۷]	۵,۷۰	۰,۳۲	۵,۷۴	۰,۶۶	۵,۹۸	۰,۸۶	۶,۵۴
[۳۸]	۵,۴۸	۰,۶۵	۵,۵۱	۱,۹۵	۵,۷۳	۱,۱۳	۶,۲۳
[۳۹]	۴,۴۴	۰,۳۸	۴,۴۷	۰,۶۳	۴,۶۴	۴,۷۸	۵,۰۸
[۴۰]	۵,۸۸	۱,۳۱	۵,۹۲	۱,۵۹	۶,۱۲	۱,۷۷	۶,۶۰
[۴۱]	۲,۵۱	۰,۸۳	۲,۵۲	۰,۸۹	۲,۷۰	۰,۹۴	۳,۰۲
دما (°C):							
[۴۲]	۷۳۴,۸۵	۷۳۵,۵۰	۷۲۲,۹۳	۷۳۳,۳۰	۷۳۶,۱۸	۷۵۱,۶۷	۷۷۹,۳۴
[۴۳]	۸۲۳,۳۴	۷۳۵,۷۰	۸۲۲,۱۴	۷۴۶,۶۵	۸۳۰,۵۰	۷۵۱,۶۵	۸۳۵,۸۲
[۴۱]	۸۶۶,۸۶	۷۵۵,۴۳	۸۴۸,۵۴	۷۵۶,۶۵	۸۶۹,۹۰	۷۶۴,۲۶	۸۶۷,۳۵
log fO ₂	-۱۳,۲۵	-۱۴,۷۳	-۱۱,۱۶	-۱۴,۲۹	-۱۲,۳۵	-۱۴,۵۸	-۱۱,۳۷

توده دیوریتی/کوارتز دیوریتی (شکل ۲ الف)، (۲) نفوذ توده گرانودیوریتی به درون فاز دیوریتی پیشین، (۳) تزریق توده گرانیتی-قلیایی گرانیتی به درون فازهای پیشین (شکل ۲ ب)، همراه با حضور رگه‌های آپلیتی-پگماتیتی درون توده گرانیتی (شکل ۲ پ) و (۴) جایگزینی دایک‌های دیابازی در درون همه فازهای پیشین. حضور درونبوم‌های ریزدانه‌ای مافیک (MME) درون گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها بیانگر تزریق پیش‌رس فاز دیوریتی و بروز فرایندهای آشیانه ماگمایی چون اختلاط و آمیختگی ماگمایی است (شکل ۲ ت). این درونبوم‌ها رنگ تیره (سیاه تا خاکستری تیره) و بافت ریزدانه دارند و اطلاعات مهمی پیرامون فرایندهای آشیانه ماگمایی، چون اختلاط و آمیختگی، هضم و آلیش و تبلور جدایشی ارائه می‌دهند.

توده‌های گرانیتوئیدی گستره سربیزن-دلفارد در راستای دره دلفارد قرار دارند و بخشی از مجموعه نفوذی جبال بارز هستند که در راستای گسل‌های دلفارد و سبزواران برونزد دارند و به نظر می‌رسد که تزریق آن‌ها با فعالیت این گسل‌ها در ارتباط باشد. بر اساس تقسیم‌بندی ساختاری ایران [۴۴]، این منطقه در بخش جنوب شرقی پهنه ماگمایی ارومیه-دختر و در نوار ماگمایی دهج-ساردوئیه قرار دارد (شکل ۱). به باور دمیترویچ [۴۴]، توده‌های نفوذی موجود در منطقه جبال بارز به سن الیگوسن-میوسن هستند و به درون سنگ‌های آتشفشانی مجموعه هزار به سن ائوسن نفوذ کرده‌اند. بر اساس بررسی‌های دقیق صحرایی، فازهای ماگمایی در منطقه شامل یک فاز اصلی آتشفشانی در ائوسن میانی-پسین و چهار فاز نفوذی در الیگوسن-میوسن هستند. این چهار فاز عبارتند از (۱) جایگیری



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی توده‌های گرانیتوئیدی گردنه سربیزن-دلفارد که در نرم‌افزار GIS با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، برداشت‌های صحرایی و نقشه‌های زمین‌شناسی ورقه‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ سبزواران و خانه‌خاتون رسم شده‌است.



شکل ۲ تصاویر صحرایی توده‌های گرانیتوئیدی گردنه سربیزن- دلفارد. الف) نمایی از واحد دیوریتی و گرانودیوریتی در منطقه سربیزن، ب) نمایی از واحد گرانیتی به رنگ روشن و واحد دیوریتی تیره‌تر، پ) یک رگه آپلیتی در یک سنگ گرانیتی و ت) یک درونبوم ریزدانه‌ای مافیک در سنگ گرانیتی.

سنگ‌نگاری

و موزونیت تشخیص داده‌اند. توده‌های نفوذی بخش میانی جبال بارز در شرق جیرفت نیز از نظر سنگ‌شناسی بیشتر در گستره کوارتزدیوریت، دیوریت، گرانودیوریت و موزوگرانیت قرار می‌گیرند [۲۹]. توده نفوذی کرور در بخش جنوبی جبال بارز نیز ترکیب کوارتزموزونیت، گرانودیوریت و گرانیت دارد [۲۵].

بحث

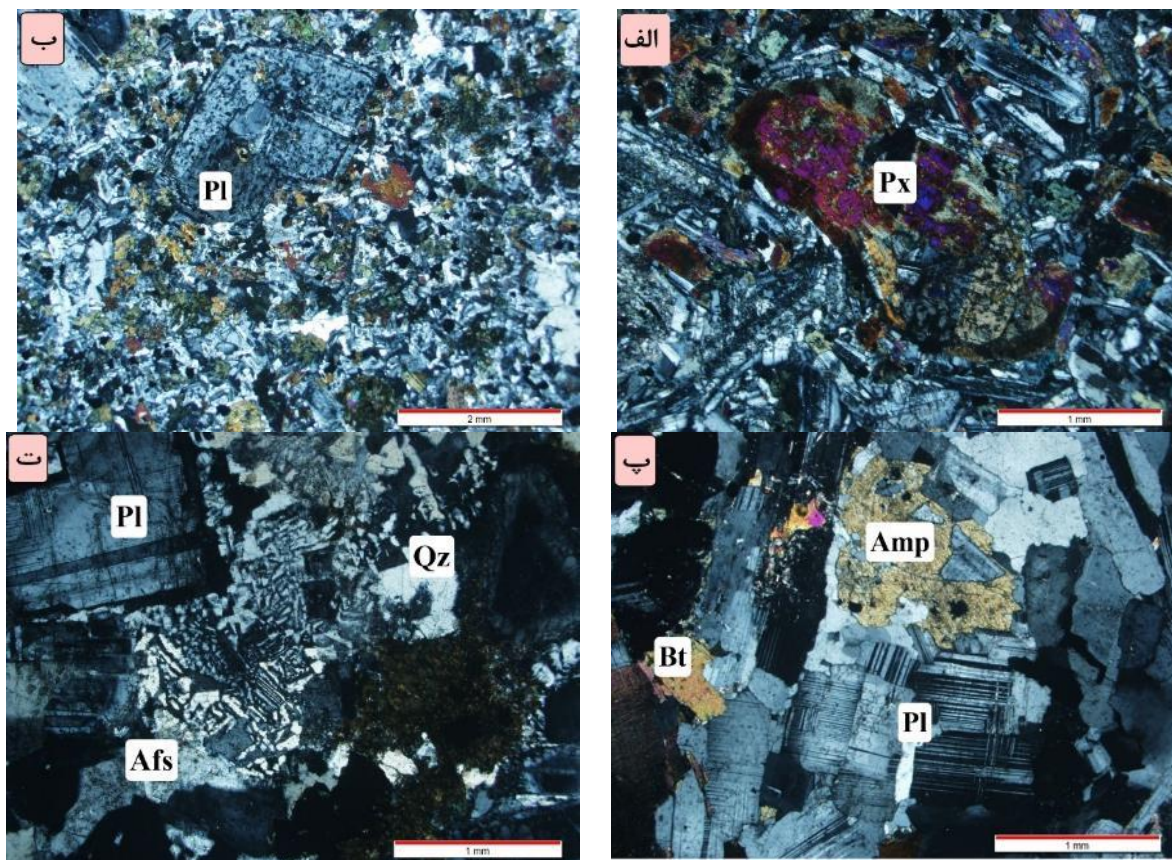
شیمی کانی آمفیبول

آمفیبول یک کانی مافیک است که به فراوانی در توده‌های گرانیتوئیدی منطقه سربیزن-دلفارد یافت می‌شود. این کانی به دلیل گستره پایداری گسترده، یک کانی کاربردی به منظور بررسی شرایط تبلور و به ویژه زمین‌دمافشارسنجی سنگ‌های آذرین و دگرگونی محسوب می‌شود [۴۶]. عوامل مختلفی چون دما، فشار، گریزندگی اکسیژن و حضور مواد فرار، ترکیب و نوع آمفیبول موجود در سنگ‌ها را کنترل می‌کنند [۴۷]. حضور آب

توده‌های گرانیتوئیدی گستره گردنه سربیزن- دلفارد دارای طیف ترکیبی دیوریت، موزودیوریت، گرانودیوریت و گرانیت هستند. دیوریت‌ها و موزودیوریت‌ها بافت‌های دانه‌ای ناخودشکل تا نیمه‌شکل‌دار و گاهی پورفیری دربردارنده پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن دارند (شکل‌های ۳ الف و ب). گرانودیوریت‌ها دارای بافت اصلی دانه‌ای ناخودشکل و بافت‌های فرعی بین‌دانه‌ای، پرتیتی و پوئی‌کیلپتیک هستند (شکل ۳ پ). گرانیت‌ها نیز بافت دانه‌ای ناخودشکل شامل پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول دارند و در نمونه‌های قلیایی‌گرانیتی نیز بافت‌های گرانوفیری و میرمکیتی دیده می‌شود (شکل ۳ ت). درگاهی و همکاران [۴۵] با بررسی توده‌های بخش غربی مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز در شرق جیرفت، آن‌ها را از نوع سینیت، کوارتزموزونیت، موزودیوریت

چار وجهی نسبت به دما حساس است، به طوریکه افزایش دما سبب افزایش مقدار تیتان و در نتیجه افزایش Al_{IV} می‌شود [۳۸]. از این رو مقدار Ti در آمفیبول‌های کلسیمی ارتباط مستقیم با افزایش دما و رابطه معکوس با افزایش فشار دارد. برخلاف Al_{IV} که متناسب با دما تغییر می‌کند، مقدار Al_{VI} مستقل از نوسان‌های دماست و متناسب با افزایش فشار افزایش می‌یابد. از این رو مقدار Al_{VI} در محاسبه‌های مربوط به غلظت بسیار کاربرد دارد، زیرا مقدار Al در آمفیبول وابسته به غلظت Al موجود در ماگمای اولیه نیست، بلکه تابع فشار حاکم بر تبلور آن است. افزایش دما سبب جایگزینی Al به جای Si در جایگاه چاروجهی آمفیبول کلسیمی می‌شود، در صورتیکه افزایش فشار باعث می‌شود که Al جانشین $Fe+Mg$ در جایگاه هشت وجهی شود [۵۱]. از این رو هم افزایش دما و هم افزایش فشار باعث می‌شود که مقدار Al موجود در آمفیبول افزایش یابد [۵۲].

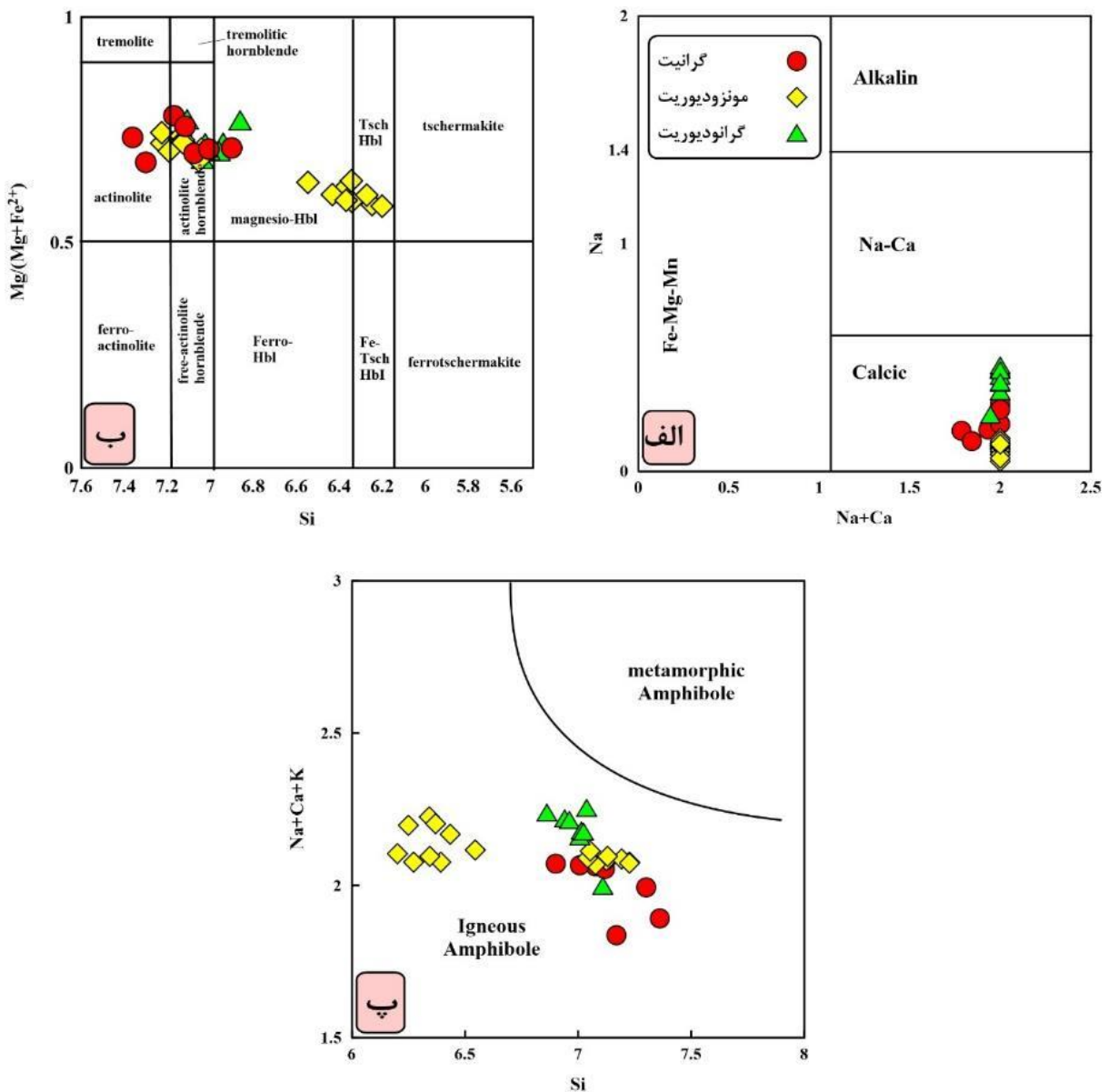
و مواد فرار موجود در ماگما بر پایداری و ترکیب شیمیایی آمفیبول اثر دارد و می‌تواند شیمی بلورهای آمفیبول در حال تبلور را کنترل کند [۴۸]. به طوری که کاهش مقدار آب موجود در ماگما به تبلور آمفیبول‌های سدیمی‌تر و افزایش آب به تبلور انواع کلسیمی‌تر منجر می‌شود [۴۹، ۵۰]. هم‌چنین همراه با کاهش آب، مقدار فلوتور بلورهای آمفیبول افزایش می‌یابد. از این رو می‌توان نتیجه گرفت که سنگ‌های گرانیتوئیدی دارای آمفیبول سدیمی در مقایسه با انواع دارای آمفیبول کلسیمی، مقادیر اولیه بالاتری از فلوتور و مقادیر کمتری از آب در مذاب خود داشته‌اند [۴۷]. از آن‌جا که در سنگ‌های مورد بررسی، آمفیبول و بیوتیت به فراوانی یافت می‌شوند، ماگمای سازنده توده آبدار بوده است. مقدار سدیم، کلسیم، تیتانیوم و آلومینیم موجود در ترکیب آمفیبول‌ها وابسته به دما، فشار و گریزندگی اکسیژن است. کاتیون‌هایی چون تیتانیوم، آلومینیم کل و به ویژه آلومینیم موجود در جایگاه



شکل ۳ تصویرهای سنگ‌نگاری از نمونه‌های سنگی توده‌های گرانیتوئیدی گستره گردنه سربیزن- دلفارد (ثبت شده در نور قطبیده متقاطع XPL): الف) بافت دانه‌ای ناخودشکل شامل پیروکسن و پلاژیوکلاز در دیوریت‌ها، ب) بلور درشت پلاژیوکلاز در زمینه دانه‌ریز و تشکیل بافت پورفیری در مونوزدیوریت‌ها، پ) بافت دانه‌ای ناخودشکل و پوئی کیلیتیک در گرانودیوریت‌ها ت) بافت میکروگرافیک در فلدسپار قلیایی گرانیت.

نمونه‌های اکتینولیتی ناشی از دگرسانی نمونه‌های ماگمایی اولیه و محدود به لبه‌های بلورها هستند. به منظور تفکیک آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی نیز از نمودار $Na+Ca+K$ نسبت به Si [۵۳] استفاده شد؛ بر این اساس، همه آمفیبول‌های مورد بررسی در گستره آمفیبول‌های آذرین قرار دارند (شکل ۴ پ).

با توجه به این جانشینی‌های کاتیونی در کانی آمفیبول، می‌توان بر پایه مقدار Al و Ti موجود در آمفیبول، شرایط تبلور ماگما را بررسی نمود. بر اساس رده‌بندی لیک و همکاران [۳۲]، آمفیبول‌های موجود در توده‌های گرانیتوئیدی منطقه گردنه سربیزن- دلفارد از نوع آمفیبول‌های کلسیمی هستند و در گستره‌های اکتینولیت، اکتینولیت هورنبلند، منیزیوهورنبلند و چرماکیت هورنبلند قرار می‌گیرند (شکل‌های ۴ الف و ب).

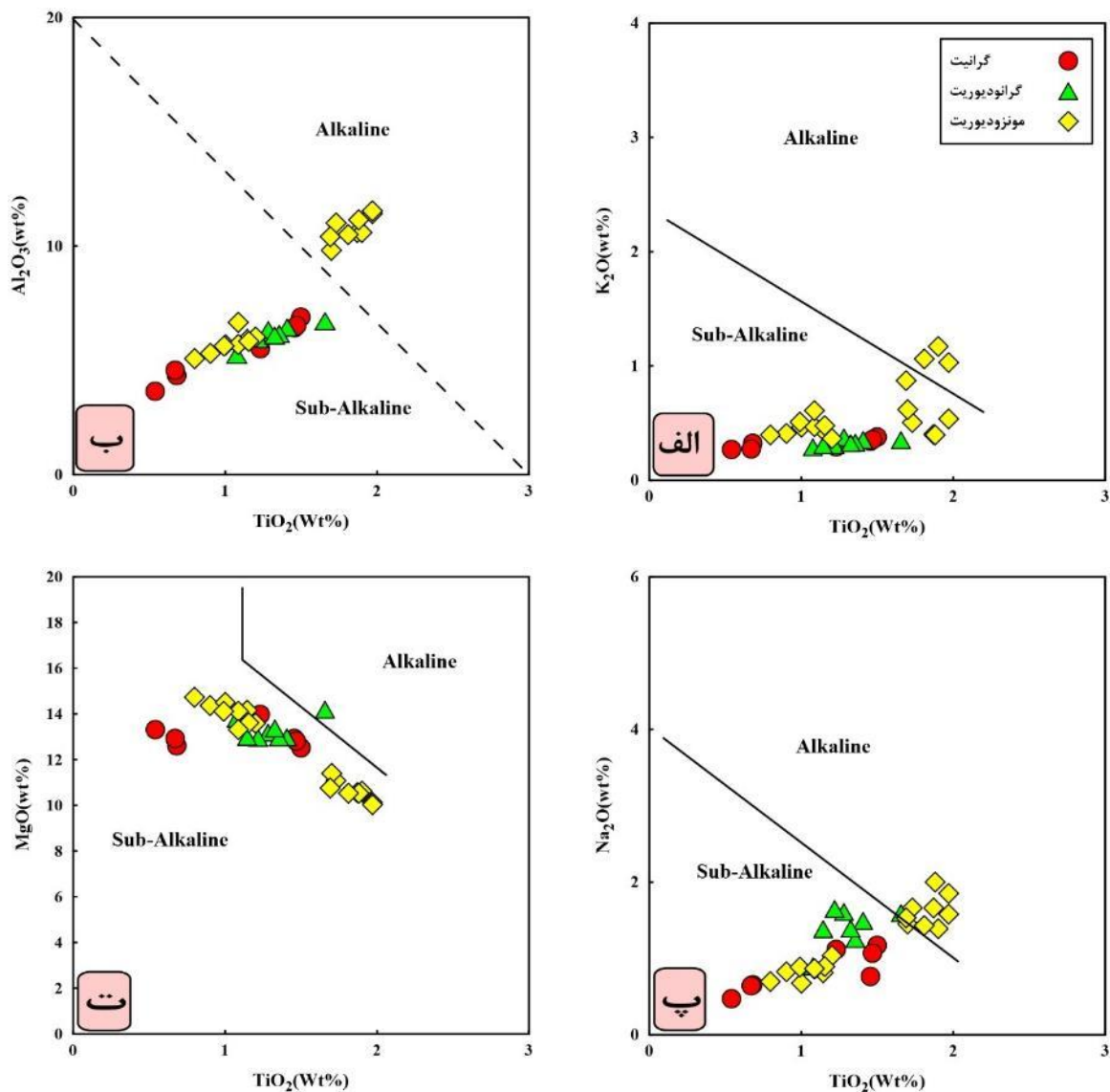


شکل ۴. ترکیب آمفیبول‌های سنگ‌های توده‌های گرانیتوئیدی گستره گردنه سربیزن- دلفارد در نمودارهای رده‌بندی آمفیبول‌ها: الف) نمودار رده‌بندی آمفیبول‌ها [۳۲]، ب) نمودار رده‌بندی آمفیبول‌های کلسیمی [۵۴] و پ) نمودار رده‌بندی آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی [۵۳].

ماگمایی سنگ‌های مورد بررسی بر پایه ترکیب شیمیایی کانی آمفیبول از نمودارهای مختلفی استفاده شد که براساس اغلب آن‌ها، آمفیبول‌ها در گستره ماگماهای نیمه قلیایی قرار دارند، ولی تعدادی از آمفیبول‌های نمونه مونزودیوریتی در گستره قلیایی واقع هستند (شکل ۵). محمدزاده جهانی [۲۴] و بهپور [۲۸] نیز براساس ترکیب شیمیایی سنگ‌کل، توده‌های گرانیتوئیدی جنوب شرق جبال‌بارز را دارای ماهیت اهنکی قلیایی تا اهنکی قلیایی پتاسیم بالا و متاآلومین تا پرآلومین ضعیف دانسته‌اند.

تعیین سری ماگمایی براساس شیمی کانی آمفیبول

ترکیب شیمیایی کانی آمفیبول بازتابی از ترکیب ماگمای سازنده آن است. برای مثال، در سنگ‌های با ماهیت اهنکی قلیایی، آمفیبول‌ها بیشتر از نوع کلسیمی و به ویژه هورنبلند کم تیتانیوم هستند [۵۵]. حضور آمفیبول‌های کلسیمی در سنگ‌های گرانیتوئیدی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از گرانیتوئیدهای نوع I هستند [۵۵، ۵۶]. به طور کلی، آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های نیمه قلیایی نسبت به سنگ‌هایی با ماهیت قلیایی دارای مقادیر کمتری Na_2O ، Al_2O_3 ، TiO_2 و K_2O هستند [۵۷]. برای تعیین سری

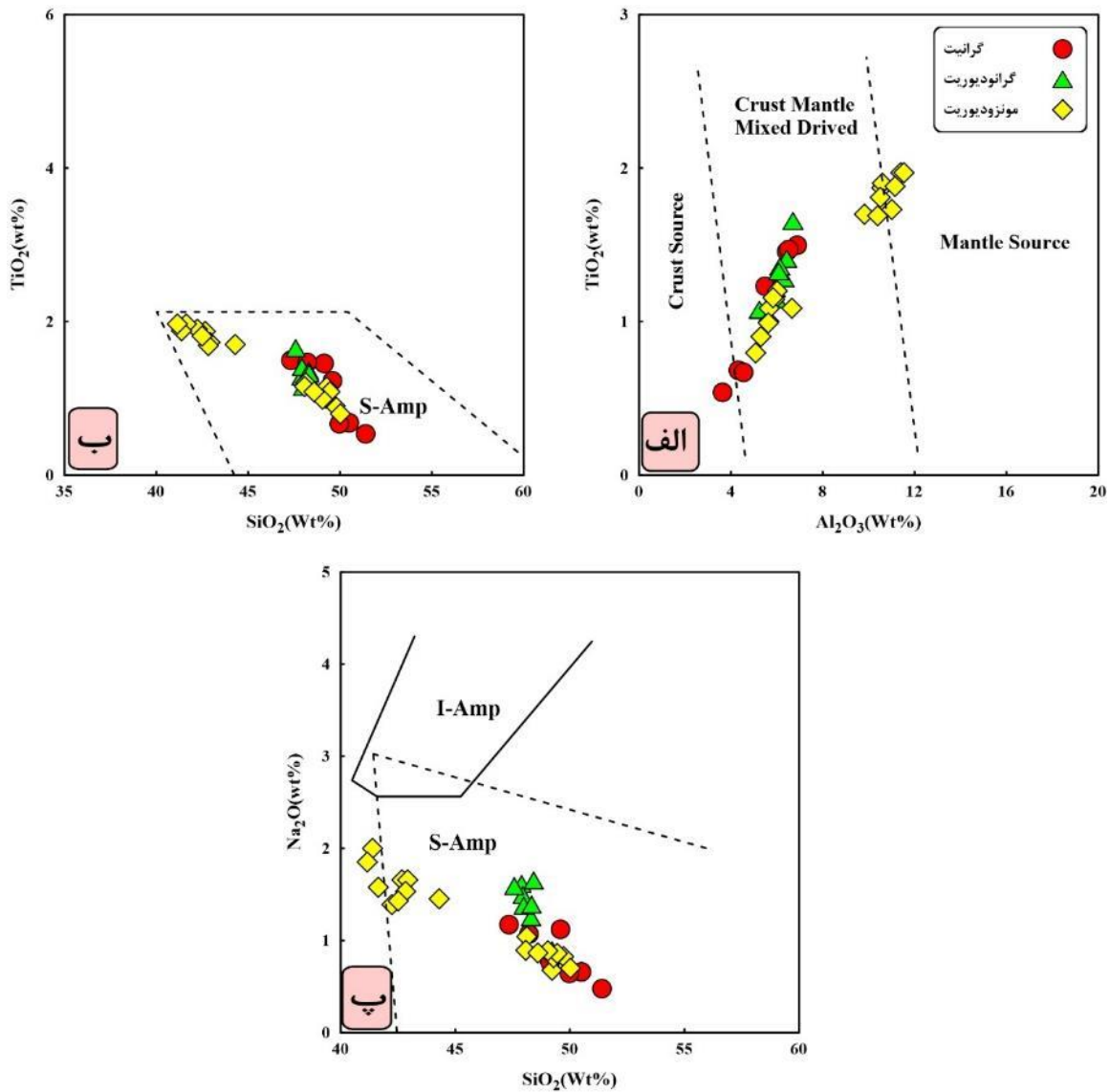


شکل ۵ الف تا ت) ترکیب آمفیبول‌های سنگ‌های توده‌های گرانیتوئیدی گستره گردنه سربیزن- دلفارد در نمودارهای تعیین سری ماگمایی [۵۷].

دارند [۵۷، ۵۹]. آمفیبول‌های توده‌های گرانیتوئیدی منطقه گردنه سربیزن- دلفارد اغلب TiO_2 کمتر از دو درصد وزنی دارند و از این رو در گستره آمفیبول‌های نوع S (پهنه فرورانش) واقع می‌شوند (شکل‌های ۶ ب و پ). پژوهشگران مختلف نیز بر پایه ترکیب شیمیایی سنگ‌کل، توده‌های نفوذی جبال بارز را در گروه گرانیتوئیدهای در ارتباط با کمان ماگمایی فرورانش کرانه قاره قرار داده‌اند [۲۴، ۲۷-۲۹، ۴۵].

تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل ماگما بر پایه ترکیب شیمیایی کانی آمفیبول

در نمودار TiO_2 نسبت به Al_2O_3 [۵۸]، آمفیبول‌های توده‌های گرانیتوئیدی منطقه گردنه سربیزن- دلفارد در قلمرو اختلاط پوسته- گوشته جای می‌گیرند (شکل ۶ الف). به طور کلی، آمفیبول‌های وابسته به پهنه فرورانش (S-Amp) نسبت به آمفیبول‌های درون‌ورقه‌ای (I-Amp)، مقدار TiO_2 کمتری



شکل ۶ ترکیب آمفیبول‌های سنگ‌های توده‌های گرانیتوئیدی منطقه گردنه سربیزن- دلفارد در نمودارهای مختلف برای تعیین محیط زمین‌ساختی ماگما. الف) نمودار TiO_2 نسبت به Al_2O_3 به منظور بررسی خاستگاه آمفیبول [۵۸]، ب) نمودار SiO_2 نسبت به TiO_2 [۵۹]؛ پ) نمودار SiO_2 نسبت به Na_2O [۵۹].

گرانودیوریت‌ها و از ۱۵٫۸- تا ۱۲٫۶- (با میانگین ۱۴٫۷۸-) در گرانیت‌ها متغیر است. بر اساس نمودار Fe# نسبت به Al_{IV} [۵۱] نیز، آمفیبول‌های مورد بررسی همه در گستره گریزندگی اکسیژن بالا قرار می‌گیرند (شکل ۷).

زمین‌فشارسنجی بر پایه ترکیب شیمیایی کانی آمفیبول

آلومینیم موجود در کانی آمفیبول در ارتباط مستقیم با عمق تبلور و جایگیری توده نفوذی است و نقش مهمی در تعیین فشار تبلور و عمق جایگزینی مجموعه‌های گرانیتوئیدی دارد [۶۴، ۳۸]. از روش‌های مختلف برای ارزیابی فشار زمان تبلور و جایگزینی توده‌های گرانیتوئیدی منطقه گردنه سربیزن- دلفارد استفاده شده است.

نخست فشار با استفاده از روش هولیستر و همکاران [۳۷] و با رابطه زیر محاسبه شد:

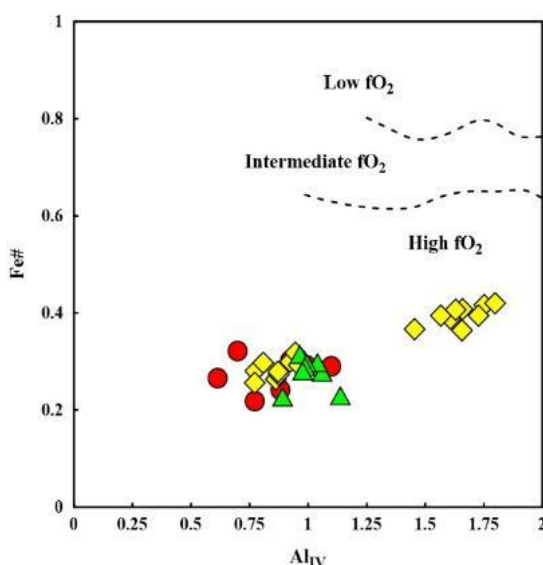
$$P (\pm 1 \text{kbars}) = -4.76 + 5.6Al_{\text{tot}} \quad (۲)$$

به کارگیری این روش برای آمفیبول‌های توده‌های گرانیتوئیدی منطقه گردنه سربیزن- دلفارد بیانگر فشارهای ۰٫۳۲ تا ۰٫۷۰ کیلوبار در نمونه موزودیوریتی، ۰٫۲۳ تا ۱٫۶۱ کیلوبار در نمونه گرانودیوریتی و ۰٫۴۵ تا ۱٫۸۵ کیلوبار در نمونه گرانیتی است. این امر نشانگر دست کم دو عمق متفاوت جایگیری برای نمونه‌های حدواسط موزودیوریتی در اعماق بیشتر (پوسته میانی اعماق حدود ۲۰ کیلومتری) و نمونه‌های گرانودیوریتی- گرانیتی در اعماق کمتر در پوسته بالایی (اعماق کمتر از ۵ کیلومتری) است.

تعیین گریزندگی اکسیژن بر پایه ترکیب شیمیایی کانی آمفیبول ماگماهای گرانیتی برآمده از ذوب سنگ مادرهای رسوبی (نوع S) اغلب در یک محیط احیایی و گرانیت‌های ناشی از جدایش ماگمای گوشته‌ای و یا ذوب سنگ منبع‌های آذرین (نوع I) در محیط‌های اکسایشی تشکیل می‌شوند. ماگماهای با گریزندگی اکسیژن بالا بیشتر در مرزهای ورقه‌ای همگرا یافت می‌شوند [۶۰]؛ حضور آمفیبول‌های سرشار از Mg بیانگر ماگماهای به نسبت اکسایشی است. با افزایش گریزندگی اکسیژن بلورهای آمفیبول در حال تبلور، از منیزیم غنی‌تر می‌شوند [۶۱]. چنان که بیان شد، حضور مجموعه کانی‌های مگنتیت و تیتانیت نشانگر گریزندگی به نسبت بالای اکسیژن در ماگماست [۶۲]. توده‌های گرانیتوئیدی منطقه گردنه سربیزن- دلفارد نیز مگنتیت بالایی دارند و از این رو، گریزندگی اکسیژن بالایی داشته‌اند. بالا بودن گریزندگی اکسیژن کانی آمفیبول و حضور فراوان کانی مگنتیت در سنگ‌های این توده‌های گرانیتوئیدی بیانگر قرار گرفتن آن‌ها در سری مگنتیت است [۶۲، ۵۱]. برای محاسبه گریزندگی اکسیژن (fO_2) بر پایه ترکیب آمفیبول‌ها از رابطه زیر [۶۳] استفاده شد

$$\log fO_2 = 25018.7/T + 273.15 + 12.981 + 0.046 * (P * 10 - 1) / (T + 273.15) + 0.5117 * \ln(T + 273.15) + \Delta NNO$$

مقدار به دست آمده $\log fO_2$ با استفاده از این روش برای آمفیبول‌های توده‌های گرانیتوئیدی منطقه گردنه سربیزن- دلفارد از ۱۴٫۶- تا ۱۱٫۲- (با میانگین ۱۳٫۳۰-) در موزودیوریت‌ها، از ۱۵٫۱- تا ۱۳٫۴- (با میانگین ۱۴٫۶۲-) در



شکل ۷ نمودار Fe# نسبت به Al_{IV} از [۵۱] برای تعیین گریزندگی اکسیژن ماگمای سازنده آمفیبول‌های توده‌های گرانیتوئیدی منطقه گردنه سربیزن- دلفارد.

استفاده از این روش برای تعیین فشار آمفیبول‌های توده‌های گرانیتوئیدی منطقه گردنه سربیزن- دلفارد بیانگر فشارهای ۶۷۳ تا ۱۱۰ کیلوبار برای نمونه موزودیوریتی، ۰/۵ تا ۲/۶۱ کیلوبار برای نمونه گرانودیوریتی و ۱/۲۳ تا ۲/۴۱ برای نمونه گرانیتی است. فشارهای به دست آمده با این روش، با فشارهای به دست آمده از دو روش نخست همخوانی کامل دارند و بیانگر دو عمق جایگزینی متفاوت برای جایگیری توده‌ها هستند.

در پایان فشار با استفاده از روش ریدولفی [۴۱] نیز محاسبه گردید که به کارگیری این روش برای آمفیبول‌های توده‌گرانیتوئیدی محدوده گردنه سربیزن- دلفارد بیانگر فشارهای ۰/۸۳ تا ۳/۰۲ کیلوبار برای نمونه موزودیوریتی، ۰/۸۸ تا ۱/۱۲ برای نمونه گرانودیوریتی و ۱/۱۷ تا ۰/۶۹ کیلوبار برای نمونه گرانیتی است. فشارهای به دست آمده با این روش، بسیار کمتر از فشارهای به دست آمده از روش‌های پیشین بوده، ولی بازهم بیانگر دو عمق جایگزینی متفاوت برای جایگیری توده‌ها هستند. لیسبوا و همکاران [۴۵] از نمودار Al_{IV} نسبت به Al_{Total} موجود در ساختار آمفیبول به منظور تعیین فشارهای زمان تبلور این کانی استفاده کرده‌اند. بکارگیری این نمودار برای آمفیبول‌های مورد بررسی نیز مانند روش‌های پیشین بخوبی نشانگر تبلور بخشی از آمفیبول‌های موجود در نمونه‌های موزودیوریتی در گستره فشار بالا و تبلور بخشی از آمفیبول‌های نمونه‌های موزودیوریتی و همه آمفیبول‌های نمونه‌های گرانودیوریتی و گرانیتی در گستره آمفیبول‌های کم‌فشار است (شکل ۸).

فشار با استفاده از رابطه هاماستروم و زن [۳۸] و رابطه زیر نیز برآورد شد:

$$P (\pm 3 \text{ kbars}) = -3.92 + 5.03Al_{tot} \quad (۳)$$

استفاده از این روش برای آمفیبول‌های توده‌های گرانیتوئیدی منطقه گردنه سربیزن- دلفارد بیانگر فشارهای ۰/۴۳ تا ۶/۳۸ کیلوبار در نمونه‌های موزودیوریتی، ۰/۵۶ تا ۱/۸۰ کیلوبار برای نمونه‌های گرانودیوریتی و ۲/۰۲ تا ۰/۷۶ کیلوبار در نمونه‌های گرانیتی است. فشارهای به دست آمده با این روش نیز با روش پیشین همخوانی دارد و بیانگر همان دو عمق جایگزینی متفاوت برای جایگیری توده‌هاست.

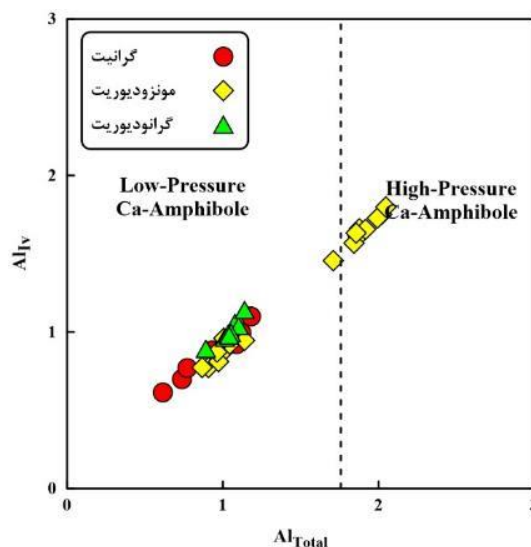
فشار با استفاده از روش ژوهانسون و روتفورد [۳۹] و رابطه زیر نیز محاسبه شد:

$$P (\pm 0.5 \text{ kbars}) = -3.46 + 4.23Al_{tot} \quad (۴)$$

به کارگیری این روش برای آمفیبول‌های توده‌های گرانیتوئیدی منطقه گردنه سربیزن- دلفارد بیانگر فشارهای ۰/۱۹ تا ۵/۲۰ کیلوبار برای نمونه موزودیوریتی، ۰/۳۱ تا ۱/۳۵ کیلوبار برای نمونه گرانودیوریتی و ۰/۴۷ تا ۱/۵۳ کیلوبار برای نمونه گرانیتی است. فشارهای به دست آمده با این روش، اگرچه تا حدی از فشارهای به دست آمده از دو روش پیشین کمتر بوده، ولی بازهم بیانگر همان دو عمق جایگزینی متفاوت برای جایگیری توده‌ها هستند.

فشار با استفاده از روش اسمیت [۴۰] و بر پایه رابطه زیر نیز ارزیابی گردید:

$$P (\pm 0.6 \text{ kbars}) = -3.01 + 4.76Al_{tot} \quad (۵)$$



شکل ۸ ترکیب آمفیبول‌های نمونه‌های منطقه گردنه سربیزن- دلفارد در نمودار مقدار آلومینیم چاروچی Al_{IV} نسبت به آلومینیم کل Al_{Total} [۴۵].

زمین‌دماسنجی بر پایه ترکیب آمفیبول

مقدار Ti موجود در کانی‌های سیلیکاتی چون آمفیبول، بیوتیت و پیروکسن، وابسته به دما است [۳۹]. عواملی چون دما، فشار، گریزندگی اکسیژن، ترکیب سنگ کل و فازهای همزیست بر مقدار Al موجود در آمفیبول اثر دارند [۵۶]. از این رو، براساس تغییرهای Al_{IV} نسبت به Ti موجود در ساختار آمفیبول می‌توان دمای تبلور و توقف تبادل و تعادل پایانی آمفیبول در جریان جایگیری توده را به دست آورد [۶۶]. بر این اساس، آمفیبول‌های موجود در توده‌های گرانیتوئیدی محدوده گردنه سربیزن- دلفارد در دماهای ۶۵۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد متبلور شده و به تعادل رسیده‌اند (شکل ۹ الف). نمودار Ti نسبت به (Na+K) [۶۷] نیز به منظور برآورد دما استفاده شد (شکل ۹ ب). افزون بر نمودارهای یادشده، روش‌های متعددی بر پایه شیمی کانی آمفیبول برای تعیین دمای توده‌های گرانیتوئیدی پیشنهاد شده‌است. در ادامه با استفاده از چند روش مختلف دمای توده‌های گرانیتوئیدی منطقه گردنه سربیزن- دلفارد بر پایه ترکیب آمفیبول محاسبه شد.

نخست، دما با استفاده از روش پیشنهادی هامفریس و همکاران [۴۲] و رابطه زیر برآورد شد

$$T = 479.8(Na+K) + 643.5 \quad (۶)$$

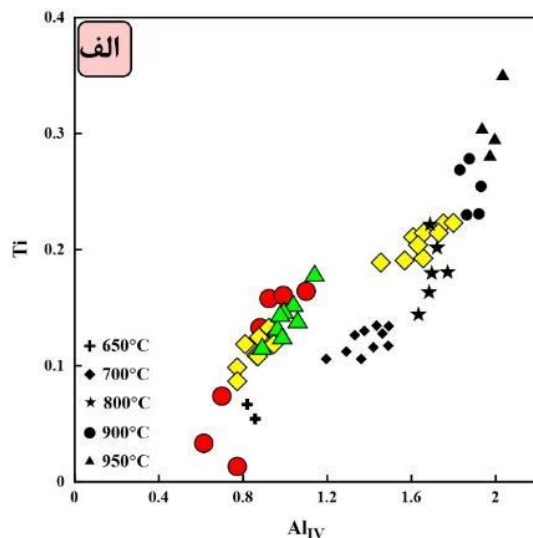
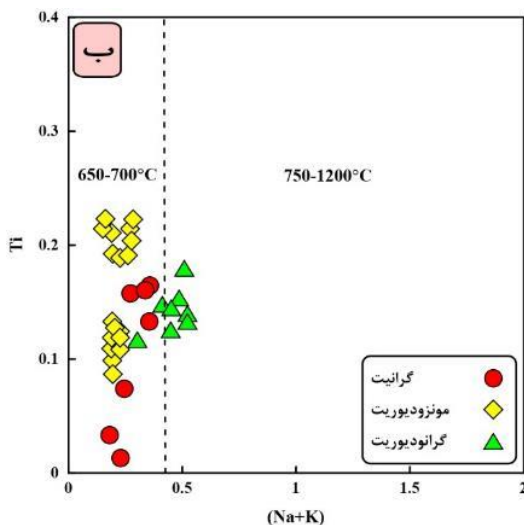
به کارگیری این روش برای آمفیبول‌های سنگ‌های توده‌های گرانیتوئیدی منطقه گردنه سربیزن- دلفارد بیانگر دماهای ۷۱۵ تا ۷۷۹ درجه سانتی‌گراد در مونزودیوریت‌ها، ۸۴۱ تا ۸۹۳ در گرانودیوریت‌ها و ۷۳۰ تا ۸۱۴ درجه سانتی‌گراد در

گرانیت‌هاست که با دماهای تبلور این سنگ‌ها همخوانی دارد. دما با استفاده از روش پیشنهادی پاتیرکا [۴۳] و رابطه زیر نیز محاسبه گردید:

$$T(^{\circ}C) = 1781 - 132.74 \times Si_{Amph} + 116.6 \times Ti_{Amph} - 69.41 \times Fe_{Total} + 101.62 \times Na_{Amph} \quad (۷)$$

به کارگیری این روش برای آمفیبول‌های سنگ‌های توده‌های گرانیتوئیدی منطقه گردنه سربیزن- دلفارد بیانگر دماهای ۷۵۵ تا ۸۸۰ درجه سانتی‌گراد برای مونزودیوریت‌ها، ۷۷۲ تا ۸۱۴ درجه سانتی‌گراد برای گرانودیوریت‌ها و ۷۴۷ تا ۸۰۸ درجه سانتی‌گراد برای گرانیت‌هاست که در گستره دمایی معمول تبلور این کانی‌ها قرار دارند.

دما با استفاده از روش پیشنهادی ریدولفی [۴۱] نیز برآورد شد که به کارگیری این روش برای آمفیبول‌های سنگ‌های توده‌های گرانیتوئیدی منطقه گردنه سربیزن- دلفارد بیانگر دماهای ۷۵۵ تا ۸۷۰ درجه سانتی‌گراد برای مونزودیوریت‌ها، ۷۷۲ تا ۸۱۵ درجه سانتی‌گراد برای گرانودیوریت‌ها و ۷۴۷ تا ۸۰۹ درجه سانتی‌گراد برای گرانیت‌هاست. به طور کلی، بکارگیری روش‌های مختلف دماسنجی بر پایه ترکیب کانی آمفیبول برای سنگ‌های توده‌های گرانیتوئیدی منطقه گردنه سربیزن- دلفارد از رشته جبال بارز بیانگر دماهای بین ۶۵۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد برای تبلور این کانی در سنگ‌های مورد بررسی است و همخوانی بسیار خوبی بین دماهای به دست آمده از روش‌های مختلف وجود دارد. این همخوانی همچنین به نوعی بیانگر درستی و دقت روش‌های مورد استفاده است.



شکل ۹ ترکیب آمفیبول‌های سنگ‌های توده‌های گرانیتوئیدی منطقه گردنه سربیزن- دلفارد در نمودارهای تعیین دما: الف) نمودار Al_{IV} نسبت به Ti [۶۶] و ب) نمودار Ti نسبت به (Na+K) [۶۷].

برداشت

بر پایه نتایج تجزیه نقطه‌ای، آمفیبول موجود در توده‌های گرانیتوئیدی منطقه گردنه سربیزن- دلفارد در گروه آمفیبول- های کلسیمی کم فشار و پرفشار، و در گستره‌های اکتینولیت، اکتینولیت هورنبلند، منیزیه‌هورنبلند و چرماکیت هورنبلند، اکسایشی و سری ماگمایی آهکی قلیایی پهنه‌های فرورانش قرار دارند. ارزیابی‌های انجام شده پیرامون شرایط تشکیل آمفیبول در این گرانیتوئیدها به روش‌های مختلف بیانگر تبلور این کانی در شرایط گریزندگی بالای اکسیژن در دمای ۶۵۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای منطبق بر اعماق ۲۰-۱۸ و ۵-۱ کیلومتری در دو سطح پوسته میانی و بالایی است.

قدردانی

این مقاله بخشی از نتایج پایان نامه دکتری نویسنده اول با نام "سنگزایی و پتانسیل کانه‌زایی توده‌های گرانیتوئیدی منطقه سربیزن- کوه نیمه، شمال غرب جیرفت، کرمان" بوده که با پشتیبانی مالی معاونت پژوهشی دانشگاه صنعتی شاهرود انجام شده است. نویسندگان از دانشگاه صنعتی شاهرود، کارکنان آزمایشگاه‌های ریزپردازش دانشگاه میلان و داوران فرهیخته مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران بابت راهنمایی‌های ارزنده برای ارتقای سطح علمی مقاله سپاس‌گزارند.

مراجع

- [1] Berberian M., King G.C.P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian Journal of Earth Sciences 18 (1981) 210-265.
- [2] Shahabpour J., "Island-arc affinity of the Central Iranian volcanic belt", Journal of Asian Earth Sciences 30 (2007) 652-665.
- [3] Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G., Jolivet L., "Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences", Lithos 106 (2008) 380-398.
- [4] Jafari A., Ghasemi H., "Geologic history of The Sabzevar oceanic Basin, NE Iran; An overview from continental rifting to obduction in the Neo Tethys oceanic system", Journal of Asian Earth science 245 (2023) 10559.
- [5] Jafari A., Ao S., Jamei S., Ghasemi H., "Evolution of the Zagros sector of Neo-Tethys: Tectonic and magmatic events that shaped its rifting, seafloor spreading and subduction history", Earth-Science Reviews 241 (2023) 104419.
- [6] Alavi M., "Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution", American Journal of Science 304 (2004) 1-20.
- [7] Alavi M., "Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations", Tectonophysics 229 (1994) 211-238.
- [8] Hosseini S.Z., Arvin M., Oberhansli R., Dargahi S., "Geochemistry and tectonic setting of pleistocene basaltic lava flows in the shahre-babak area, NW of Kerman Iran: Implication for the Evolution of Urumieh Dokhtar Magmatic Assemblage", Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 20 (2009) 331-342.
- [9] Verdel C., Wernicke B.P., Hassanzadeh J., Guest B., "A Paleogene extensional arc flare-up in Iran", Tectonics 30 (2011) 0-0.
- [10] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monié P., Meyer B., Wortel R., "Zagros orogeny: a subduction-dominated process", Geological Magazine 148 (2011) 692-725.
- [11] Rezeau H., Moritz R., Wotzlaw J.F., Tayan R., Melkonyan R., Ulianov A., Selby D., d'Abzac F.X., Stern R.A., "Temporal and genetic link between incremental pluton assembly and pulsed porphyry Cu-Mo formation in accretionary orogens", Geology 44 (2016) 627-630.
- [12] Chiu H.Y., Chung S.L., Zarrinkoub M.H., Mohammadi S.S., Khatib M.M., Iizuka Y., "Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny", Lithos 162 (2013) 70-87.
- [13] Chiu H.Y., Chung S.L., Zarrinkoub M.H., Melkonyan R., Pang K.N., Lee H.Y., Wang K.L., Mohammadi S.S., Khatib M.M., "Zircon Hf isotopic constraints on magmatic and tectonic evolution in Iran: Implications for crustal growth in the Tethyan orogenic belt ", Journal of Asian Earth Sciences 145 (2017) 652-669.
- [14] Raeisi D., Zhao M., Babazadeh S., Long L.E., Hajsadeghi S., Modabberi S., "Synthesis on productive, sub-productive and barren intrusions in the Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran, constraints on geochronology and geochemistry", Ore Geology Reviews 132 (2021) 103997.
- [15] Babazadeh S., Raeisi D., D'Antonio M., Zhao M., Long L.E., Cottle J.M., Modabberi S., "Petrogenesis of Miocene igneous rocks in the

- Investigation of Factor Controlling the Productivity of Magmas and Ore Formation (in Persian)*", PhD thesis, Shahid Bahonar University of Kerman (2018).
- [26] Rasouli J., Ghorbani M., "Copper mineralization, Alteration, zircon U-Pb geochronology and petrogenesis Delfard rocks (North West Jiroft) (in Persian)", 110 (2019).
- [27] Sepidbar S., "Petrology, geochemistry and tectonic setting of western part of the jebal-e Barez granitoid complex, east of jiroft", M.Sc thesis, Shahid Bahonar University of Kerman (2019).
- [28] Behpour S., "The origin, magma evolution and tectonic setting of southeast of Jebal-E-Barez granitoid, Bam, Kerman province (in Persian)", Iranian Journal of GEOSCIENCES 116 (2020).
- [29] Jeshari M., "Petrology, geochemistry and tectonic setting of middle part of the Jebal-e Barez granitoid complex, east of Jiroft", M.Sc thesis, Shahid Bahonar University of Kerman (2020).
- [30] Blundy J.D., Holland T.J., "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer", Contributions to Mineralogy and Petrology 104 (1990) 208-224.
- [31] Arabzade Baniyasi M., Ghasemi H., Angiboust S., Rezaei Kahkhaei M., Minnaert-Thefo C., "Physicochemical conditions of crystallization based on the composition of amphibole-Plagioclase pair in the Gowd-e-Howz (Siah-Kuh) granitoid, Baft, Kerman (in Persian)", Iranian Journal of Petrology 14 (2024) 1-28.
- [32] Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., "Nomenclature of amphiboles; report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names", Mineralogical Magazine 61 (1997) 295-310.
- [33] Ale-Taha B., "Petrography and petrology of igneous rocks and related mineralization in the southeastern Bam (Jebal-e Barez) (in Persian)", PhD thesis, Islamic Azad University, Science and Research (2003).
- [34] Dimitrijevic M.D., "Geology of Kerman region", Geological Survey of Iran, Report 52 (1973) 334.
- [35] Atapour H., Aftabi A., "The geochemistry of gossans associated with Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Rafsanjan, Kerman, Iran: implications for exploration and the environment", Tafresh area (central Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran): Insights into mantle sources and geodynamic processes", Geological Journal 57 (2022) 2884-2903.
- [16] Babazadeh S., Furman T., Santosh M., Raeisi D., Choi S.H., D'Antonio M., "Middle to Late Miocene K-rich magmatism in Central Iran: Geochemical characterization of the post-collision mantle beneath the Urumieh–Dokhtar magmatic arc", Chemical Geology 665 (2024) 122308.
- [17] Berberian F., Berberian M., "Tectono–Plutonic Episodes in Iran", Geological Survey of Iran, Report 52 (1981) 566-593.
- [18] Berberian F., Muir I.D., Pankhurst R.J., Berberian M., "Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and central Iran", Journal of Geological Society of London 139 (1982) 605-614.
- [19] Ghorbani M., "The geology of Iran: tectonic, magmatism and metamorphism", Springer Nature (2021).
- [20] Rasouli J., Ghorbani M., Ahadnejad V., Poli G., "Calk-alkaline magmatism of Jebal-e-Barez plutonic complex, SE Iran: implication for subduction-related magmatic arc", Arabian Journal of Geosciences 9 (2016) 1-22.
- [21] Behpour S., Moradian A., Ahmadipour H., Nakashima K., "Mineralogy, petrology and geochemistry of mafic dikes in the southeast Jebal-E-Barez Granitoids (Bam, Kerman province, Iran): Studies from mafic dikes formed in a volcanic arc-setting", Turkish Journal of Earth Sciences 28 (2019) 920-938.
- [22] Nazarinia A., Mortazavi M., Arvin M., Hu R., Zhao C., Poosti M., "U-Pb zircon dating, Sr-Nd isotope and petrogenesis of Sarduiyeh granitoid in SE of the UDMA, Iran: implication for the source origin and magmatic evolution", International Geology Review 62 (2020) 1796-1814.
- [23] Atapour H., Aftabi A., "Petrogeochemical evolution of calcalkaline, shoshonitic and adakitic magmatism associated with Kerman Cenozoic arc porphyry copper mineralization, southeastern Iran: A review", Lithos 398 (2021) 106261.
- [24] Mohamadzadeh Jahani N., "Petrographic, geochemical and petrogenesis study of the intrusive Jebalbareh Mountains (Southern city Nisa the dam BAM) (in Persian)", M.S.c thesis, Shahid Bahonar University of Kerman (2014).
- [25] Yousefi S.J., "Source and Evolution of Magmas and Ore Fluids in Kerver Porphyry Copper deposits, Kerman Copper Belt, Iran;

- North China block*", *Mineralogy and Petrology* 87 (2006) 123-141.
- [47] Papoutsas A., Pe-Piper G., "Geochemical variation of amphiboles in A-type granites as an indicator of complex magmatic systems: Wentworth pluton, Nova Scotia, Canada", *Chemical Geology* 384 (2014) 120-134.
- [48] Martin R.F., "Amphiboles in the igneous environment", *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 67 (2007) 323-358.
- [49] Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M., "Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: An overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160 (2010) 45-66.
- [50] Scaillet B., Macdonald R.A.Y., "Experimental constraints on the relationships between peralkaline rhyolites of the Kenya Rift Valley", *Journal of Petrology* 44 (2003) 1867-1894.
- [51] Anderson J.L., Smith D.R., "The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry", *American Mineralogist* 80 (1995) 549-559.
- [52] Moody J.B., Meyer D., Jenkins J.E., "Experimental characterization of the greenschist/amphibolite boundary in mafic systems", *American Journal of Science* 283 (1983) 48-92.
- [53] Sial A., Ferreira V., Fallick A., Cruz M.J.M., "Amphibole-rich clots in calc-alkali granitoids in the Borborema province, northeastern Brazil", *Journal of South American Earth Sciences* 11 (1998) 457-471.
- [54] Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D., "Nomenclature of the amphibole super group", *American Mineralogist* 97 (2012) 2031-2048.
- [55] Molina J.F., Moreno J.A., Castro A., Rodríguez C., Fershtater G.B., "Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning", *Lithos* 232 (2015) 286-305.
- [56] 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) 207-285.
- Journal of Geochemical Exploration* 93 (2007) 47-65.
- [36] Aftabi A., Atapour H., "Comments on "Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences", by J. Omrani, P. Agard, H. Whitechurch, M. Bennoit, G. Prouteau, L. Jolivet", *Lithos* 113 (2009) 844-846.
- [37] Hollister L.S., Grissom G., Peters E., Stowell H., Sisson V., "Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons", *American Mineralogist*, 72(3-4) (1987) 231-239
- [38] Hammarstrom J.M., Zen E.A., "Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer", *American Mineralogist* 71 (1986) 1297-1313.
- [39] Johnson M.C., Rutherford M.J., "Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks", *Geology*, 17(9) (1989) 837-841.
- [40] 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.
- [41] Ridolfi F., "Amp-TB2: An updated model for calcic amphibole thermobarometry", *Minerals* 11 (2021) 324.
- [42] Humphreys M.C.S., Blundy J.D., Sparks R.S.J., "Magma evolution and open-system processes at Shiveluch volcano: Insights from phenocryst zoning", *Journal of Petrology* 47 (2006) 2303-2334.
- [43] Putirka K.D., "Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes", *American Mineralogist* 101 (2016) 841-858.
- [44] Stöcklin J., "Structural history and tectonics of Iran: a review", *AAPG Bulletin* 52 (1968) 1229-1258.
- [45] Dargahi S., Arvin M., Pan Y., Babaei A., "Petrogenesis of postcollisional A-type granitoids from the Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage, Southwestern Kerman, Iran: constraints on the Arabian–Eurasian continental collision", *Lithos* 115 (2010) 190-204.
- [46] Zhang S.H., Zhao Y., Song B., "Hornblende thermobarometry of the Carboniferous granitoids from the Inner Mongolia Paleo-uplift: implications for the tectonic evolution of the northern margin of

- [63] Ridolfi F., Renzulli A., "Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: Thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130° C and 2.2 GPa", Contributions to Mineralogy and Petrology, 163(5), (2012) 877-895. <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0704-6>
- [64] Simakin A.G., "Numerical modelling of the late stage of subduction zone transference after an accretion event", Terra Nova, 26(1), (2014).22-28.
- [65] Lisboa V.A.C., Conceição H., Rosa M.L.S., Marques G.T., Lamarão C.N., Lima A.L., "Amphibole crystallization conditions as record of interaction between ultrapotassic enclaves and monzonitic magmas in the Glória Norte stock, south of Borborema province", Brazilian Journal of Petrology 50 (2020) 1-10.
- [66] Ernst W., Liu J., "Experimental phase-equilibrium study of Al-and Ti-contents of calcic amphibole in MORB—A semiquantitative thermobarometer", American Mineralogist 83 (1998) 952-969.
- [67] Scaillet B., Evans B.W., "The 15 June 1991 eruption of Mount Pinatubo. I. Phase equilibria and pre-eruption P–T–f O₂–f H₂O conditions of the dacite magma", Journal of Petrology 40 (1999) 381-411.
- [57] Molina J.F., Scarrow J.H., 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", Contributions to Mineralogy and Petrology, 158, (2009), 69-98.
- [58] Jiang C., An S., "On the chemical characteristics of calcific amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance", Journal of Mineralogy and Petrology, 3(1), 1-9.
- [59] Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Grégoire M., O'Reilly S.Y., Powell W., "Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle", Lithos, 99(1-2), (2007), 68-84.
- [60] Helmy H., Ahmed A., El Mahallawi M., Ali S., "Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications", Journal of African Earth Sciences, 38(3) (2004) 255-268.
- [61] Wones D.R., "Significance of the assemblage titanite+ magnetite+ quartz in granitic rocks", American Mineralogist, 74(7-8), (1989) 744-749.
- [62] Ishihara S., "The magnetite-series and ilmenite-series", Mining Geology, 27, (1977) 293-305.