

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

راضیه رضایی آدریانی^۱، حبیب‌الله قاسمی^{۲*}، مسعود علیپور اصل^۳، محسن مباشری^۴، سیلویا فورناسارو^۵

۱. دانشجوی دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، rezaeerazieh.r@gmail.com

۲. استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، گروه پژوهشی ماگمازایی و کانه‌زایی در ایران h-
ghasemi@shahroodut.ac.ir

۳. دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، alipourr_m@yahoo.com

۴. گروه پژوهشی ماگمازایی و کانه‌زایی در ایران، شرکت مهندسی مشاوره‌ای کاواک آرای نوین معدن،
mobasheri.mohsen@yahoo.com

۵. پژوهشگر وابسته، دپارتمان علوم زمین، دانشگاه پیزا، ایتالیا Silvia.fornasaro@unipi.it

چکیده

توده‌های گرانیتوئیدی محدوده سربیزن-دلفارد در امتداد دره دلفارد و گسل‌های دلفارد و سبزواران قرار گرفته و بخشی از مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز محسوب می‌شوند. این مجموعه گرانیتوئیدی متشکل از دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت به درون سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری-رسوبی اثوسن تزریق شده‌اند. بافت اصلی این توده‌های گرانیتوئیدی دانه‌ای است؛ اما بافت‌های فرعی نظیر میکروگرافیک و پورفیری نیز در آن‌ها دیده می‌شود. از کانی‌های اصلی موجود در این سنگ‌ها می‌توان فلدسپات، بیوتیت، پیروکسن، آمفیبول و کوارتز را نام برد. بررسی ترکیب شیمی آمفیبول‌های موجود در این توده‌های گرانیتوئیدی نشان می‌دهند که آمفیبول‌ها از نوع کلسیک، با ماهیت آذرین و اغلب در گستره‌های اکتینولیت هورنبلند، منیزیهورنبلند و چرماکیت هورنبلند قرار می‌گیرند. این آمفیبول‌ها حاصل تبلور از یک ماگمای مادر با ماهیت ساب‌آلکالن، با فوگاسیته بالای اکسیژن و متعلق به یک محیط مرتبط با کمان ماگمایی فروران‌ش حاشیه قاره بوده‌اند. نتایج حاصل از بکارگیری دما فشارسنج‌های مختلف بیانگر تبلور این آمفیبول‌ها در دماهای ۶۵۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای منطبق بر اعماق ۱۸-۲۰ و ۵-۱ کیلومتری در آشیانه‌های ماگمایی واقع در اعماق پوسته میانی و بالایی است.

واژگان کلیدی: شیمی آمفیبول، شرایط تبلور، توده‌های گرانیتوئیدی، دلفارد، جیرفت

نویسنده مسئول: حبیب‌الله قاسمی، ۰۹۱۲۱۷۳۵۸۸۱، پست الکترونیک: h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

Application of Amphibole Mineral Chemistry for Estimating of Physicochemical Conditions of Crystallization in the Granitoid Bodies of the Sarbijan-Dalfard district, Jiroft, South of Kerman

Raziyeh Rezaei Adriani¹, Habibollah Ghasemi^{1*}, Masoud Alipour Asl¹, Mohsen Mobasheri², Silvia Fornasaro³

1-Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earthsciences, Shahrood University of Technology, Shahrood. Research Group of Magmatism and Mineralization in Iran (RGMMI)

2- Kavakaray Novin Madan Consulting Engineering Cooperation (KNMCE), Research Group of Magmatism and Mineralization in Iran (RGMMI)

3- Department of Earth Sciences, University of Pisa (Italy), Research Group of Environmental Geochemistry and Georesources

Abstract

The granitoid bodies of the Sarbijan-Dalfard district are located along the Dalfard valley and the Dalfard and Sabzevaran faults, and are considered part of the Jebal-e-Barez granitoid complex. This granitoid complex, consisting of diorite, granodiorite, and granite, intruded into the Eocene volcanic-volcaniclastic-sedimentary rocks. The dominant texture of these granitoid bodies is anhedral granular; however, micrographic and porphyritic textures are also observed. The main minerals present in these rocks include feldspar, biotite, pyroxene, amphibole, and quartz. Investigation of the chemical composition of amphiboles from these granitoid bodies indicates that the amphiboles are calcic, of igneous origin, and mostly fall within the actinolite hornblende, magnesio-hornblende, and tschermakite hornblende fields. These amphiboles crystallized from a sub-alkaline parental magma under the high oxygen fugacity, belonging to a continental margin subduction-related magmatic arc setting. The results obtained from applying various thermobarometers indicate that these amphiboles crystallized at temperatures of 650 to 900 °C and pressures corresponding to depths of 18-20 km and 1-5 km in magma chambers located in the middle and upper crustal depths.

Keywords: *Amphibole Chemistry, Crystallization Conditions, Granitoid Bodies, Dalfard, Jiroft*

تکامل ژئودینامیکی سرزمین ایران در طول دوره سنوزوئیک متأثر از تداوم فروانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی بوده است [۴،۳،۲،۱]. 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، عمدتاً 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 عمدتاً به شکل تشکیل توده‌های نفوذی و در پلیوسن-کواترنری به شکل آتشفشانی ادامه یافت [۱۳،۱۲،۱۱،۱۰،۹،۸،۷،۳،۱]. سن‌سنجی‌های انجام شده به روش اورانیوم-سرب بروی زیرکن نیز فعالیت ماگمایی را به بازه زمانی پالئوسن-میوسن (۵۵ تا ۱۵ میلیون سال پیش) محدود می‌کند [۱۳،۱۲،۹،۷]. اگرچه، کمان ماگمایی ارومیه-دختر به عنوان یک پهنه آتشفشانی شناخته می‌شود که عمدتاً از جریان‌های گدازه بازالتی، تراکی بازالت‌ها، آندزیت، تراکی‌آندزیت، تراکیت، ریولیت، ایگنیمبریت‌ها و سنگ‌های آذرآواری (توف‌ها، برش‌ها و آگلومراها) تشکیل شده است، اما توده‌های نفوذی متعدد با ترکیب گابرو، دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت نیز در این پهنه ماگمایی وجود دارد [۱۶،۱۵،۱۴،۶،۱].

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 عمدتاً از سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن میانی-بالایی تشکیل شده است که توده‌های گرانیتوئیدی بزرگ به سن‌های ائوسن میانی و الیگوسن-میوسن به درون آن‌ها نفوذ کرده است [۲۳،۲۲،۲۱،۲۰،۱۹،۱۸،۱۷،۱].

ماگماتیسم گرانیتوئیدی این نوار دارای ویژگی‌های گرانیت‌های کالک‌آلکانل، متآلومین، نوع I و پتاسیم بالای کمان‌های ماگمایی حاشیه قاره‌ای فعال است [۲۳،۲۲،۲۱] که در نتیجه فروانش سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس 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 عمدتاً براساس ترکیب شیمیایی سنگ‌کل از جنبه‌های پترولوژیکی و زمین‌شناسی اقتصادی مورد بررسی قرار گرفته‌اند ولی از جنبه‌های کانی‌شناختی و ترکیب شیمیایی کانی‌های سنگ‌ساز برای تعیین شرایط تبلور و جایگزینی کمتر مطالعه شده‌اند. محمدزاده جهانی [۲۴] به بررسی پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژن بخش انتهایی توده نفوذی جبال بارز در جنوب سد نساء در شهرستان بم پرداخته است. یوسفی شریک‌آباد [۲۵] منشاء و تکامل ماگما و سیال گرمایی و بررسی فاکتورهای کنترل‌کننده باروری ماگما و کانی‌سازی در کانسار پورفیری کرور، نوار مس کرمان، ایران را بررسی کرده است. رسولی و قربانی [۲۶] کانه‌زایی مس پورفیری، دگرسانی، سن‌سنجی زیرکن به روش U/Pb و پتروژن سنگ‌های منطقه دلفارد (شمال باختر جیرفت) را مطالعه کرده‌اند. سپیدبر [۲۷] به مطالعه پترولوژی، ژئوشیمی و محیط تکتونیکی بخش غربی مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز در شرق جیرفت پرداخته است. بهپور [۲۸] ژئوشیمی و پتروژن بخش جنوب شرقی توده گرانیتوئیدی جبال بارز در جنوب بم، استان کرمان و جشاری [۲۹] نیز پترولوژی، ژئوشیمی و محیط تکتونیکی بخش میانی

مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز در شرق جیرفت را مطالعه کرده است. در این مطالعات، ترکیب شیمیایی کانی‌های سنگ‌ساز که بازتاب دهنده ترکیب شیمیایی سنگ‌های ماگمایی و شرایط حاکم بر تبلور ماگماست، مورد بررسی قرار نگرفته است. در پژوهش حاضر، از ترکیب شیمیایی کانی آمفیبول برای بررسی شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر تبلور و جایگزینی توده‌های گرانیتوئیدی محدوده گردنه سربیزن-دلفارد استفاده شده است. آمفیبول‌ها در طیف وسیعی از شرایط دمایی (۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتیگراد) و فشاری (۱ تا ۲۳ کیلو بار) پایدار هستند [۳۰] و بنابراین از کانی‌های کلیدی و کاربردی برای بررسی‌های زمین دما فشارسنجی محسوب می‌شوند [۳۱].

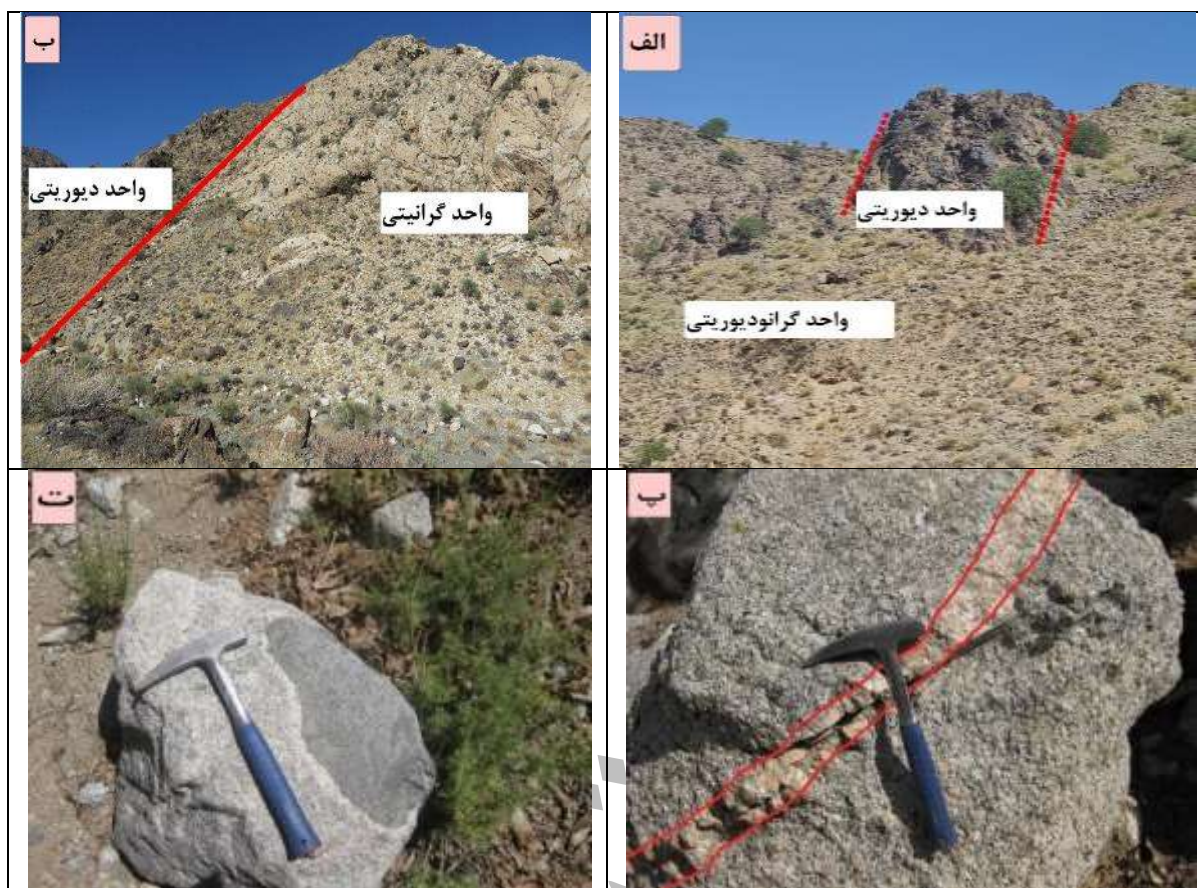
روش انجام پژوهش

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

زمین شناسی منطقه

گرانیتوئید جبال بارز، بزرگترین توده گرانیتوئیدی (۵۰۰ کیلومتر مربع) در بخش جنوب شرقی نوار ماگمایی ارومیه-دختر است که در نوار دهج-ساردوئیه واقع شده 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) اولین فاز نفوذی با ترکیب دیوریت-کوارتز دیوریت تا گرانودیوریت، که حجم اصلی توده گرانیتوئیدی جبال بارز را تشکیل می‌دهد. (۲) توده‌های گرانودیوریتی-گرانیتی که حاصل تفریق فاز دیوریتی اول هستند. (۳) فاز هولول-لوکوگرانیتی که تمام فازهای قبلی را قطع می‌کند. تمامی این فازهای نفوذی در نهایت توسط دایک‌های مافیک قطع شده‌اند. این فازهای متوالی، منطقه‌بندی عادی توده‌های گرانیتوئیدی را نشان می‌دهند که شامل حضور فاز اول مافیک در حاشیه، فاز دوم حدواسط در میانه و سوم فلسیک در مرکز است. توده گرانیتوئیدی جبال بارز، بافت ریزدانه تا درشت دانه و پورفیروئیدی با فازهای متوالی مختلف دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت، تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت نشان می‌دهد [۳۴، ۳۵، ۳۶]. توده‌های گرانیتوئیدی محدوده سربیزن-دلفارد در امتداد دره دلفارد قرار گرفته و بخشی از مجموعه نفوذی جبال بارز هستند که در راستای گسل‌های دلفارد و سبزواران برونزد دارند و به نظر می‌رسد تزریق آن‌ها با فعالیت این گسل‌ها مرتبط باشد. بر اساس تقسیم‌بندی ساختاری ایران

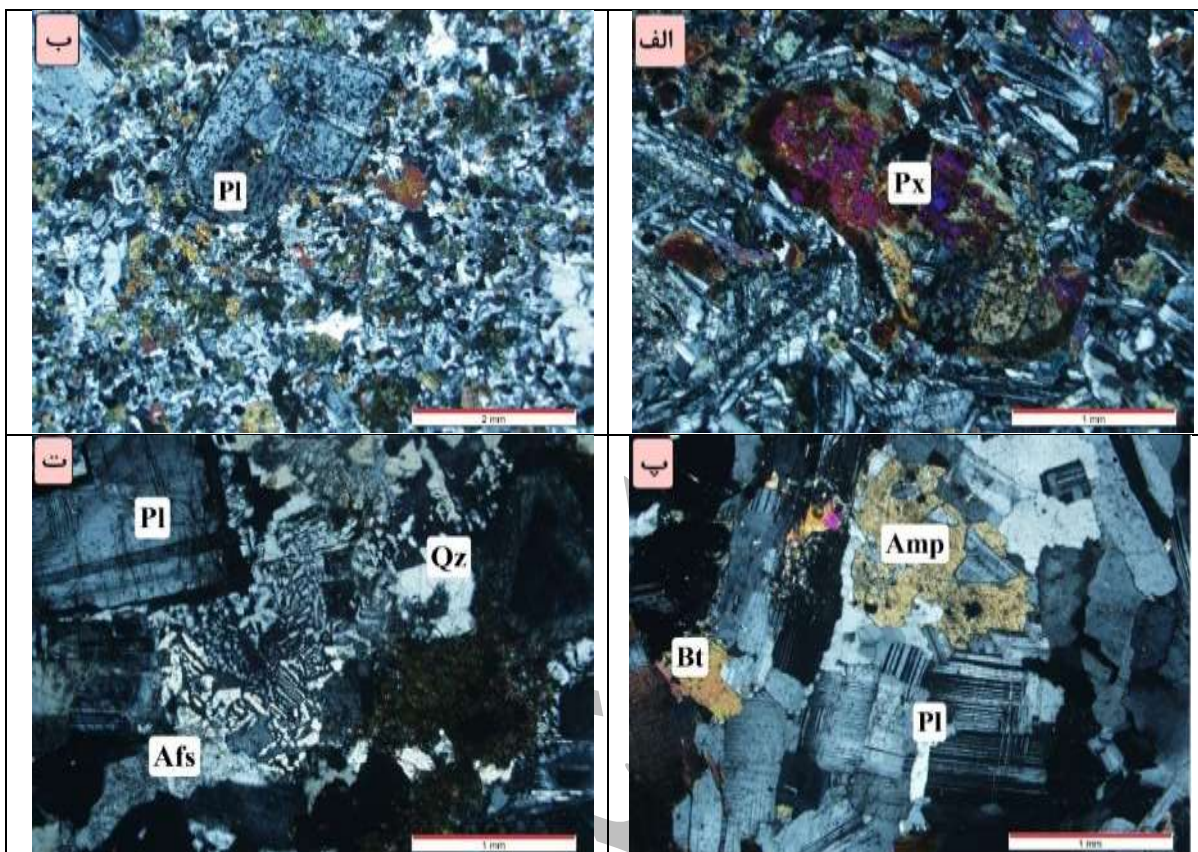
[۳۷]، این محدوده در بخش جنوب شرقی پهنه ماگمایی ارومیه-دختر و در نوار ماگمایی دهج-ساردوئیه قرار گرفته است (شکل ۱). به باور دمتریویچ [۳۷] توده‌های نفوذی موجود در منطقه جبال بارز به سن الیگوسن-میوسن بوده و به درون سنگ‌های آتشفشانی مجموعه هزار به سن ائوسن نفوذ کرده‌اند. بر اساس بررسی‌های دقیق صحرایی، فازهای ماگمایی در منطقه شامل یک فاز اصلی آتشفشانی در ائوسن میانی-پسین و چهار فاز نفوذی در الیگوسن-میوسن است. این چهار فاز عبارتند از (۱) جایگیری توده دیوریتی/کوارتز دیوریتی (۲ الف)، (۲) نفوذ توده گرانودیوریتی به داخل فاز دیوریتی قبلی، (۳) تزریق توده گرانییتی-آلکالی گرانییتی به درون فازهای قبلی (۲ ب)، همراه با حضور رگه‌های آپلیتی-پگماتییتی درون توده گرانییتی (شکل ۲ پ)، (۴) جایگزینی دایک‌های دیابازی به درون تمام فازهای قبلی. حضور انکلاوهای میکروگرانولار مافیک (MMEs) درون گرانودیوریت‌ها و گرانییت‌ها بیانگر تزریق پیش‌رس فاز دیوریتی و بروز فرایندهای آشیانه ماگمایی نظیر اختلاط و آمیختگی ماگمایی است (شکل ۲ ت). این انکلاوها رنگ تیره (سیاه تا خاکستری تیره) و بافت ریزدانه دارند و اطلاعات مهمی در رابطه با فرایندهای آشیانه ماگمایی، مانند اختلاط و آمیختگی، هضم و آرایش و تبلور تفریقی ارائه می‌دهند.



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) حضور یک رگه آپلیتی در یک سنگ گرانیتی؛ ت) حضور یک آنکلاو میکروگرانولار مافیک در سنگ گرانیتی.

سنگ‌نگاری

توده‌های گرانیتوئیدی محدوده گردنه سربیزن- دلفارد دارای طیف ترکیبی دیوریت، مونزودیوریت، گرانودیوریت و گرانیت هستند. دیوریت‌ها و مونزودیوریت‌ها بافت‌های دانه‌ای ناخودشکل تا نیمه‌شکل دار و گاهی پورفیری متشکل از پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن دارند (شکل ۳ الف و ب). گرانودیوریت‌ها دارای بافت اصلی دانه‌ای ناخودشکل و بافت‌های فرعی اینترگرانولار، پرتیتی و پوئی‌کلیتیک هستند (شکل ۳ پ). گرانیت‌ها نیز بافت دانه‌ای ناخودشکل متشکل از پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول دارند و در نمونه‌های آلکالی‌گرانیتی نیز بافت‌های گرانوفیری و میرمکیتی مشاهده می‌شود (شکل ۳ ت). در گاهی و همکاران [۳۸] با مطالعه توده‌های بخش غربی مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز در شرق جیرفت، آن‌ها را از نوع سینیت، کوارتز مونزونیت، مونزودیوریت و مونزونیت تشخیص داده‌اند. توده‌های نفوذی بخش میانی جبال بارز در شرق جیرفت نیز از لحاظ سنگ‌شناسی عمدتاً در محدوده کوارتز دیوریت، دیوریت، گرانودیوریت و مونزوگرانیت قرار می‌گیرند [۲۹]. توده نفوذی کرور در بخش جنوبی جبال بارز نیز ترکیب، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت دارد [۲۵].



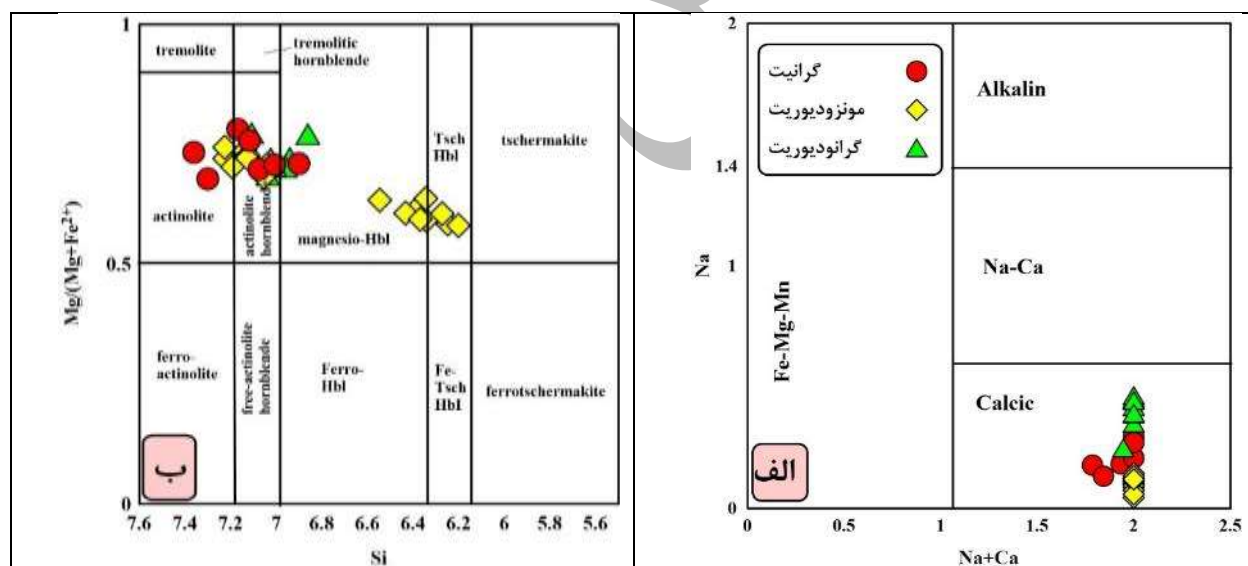
شکل ۳. تصویرهای سنگ‌نگاری از نمونه‌های سنگی توده‌های گرانیتوئیدی محدوده سربیزن-دلفارد (تمامی تصاویر در نور XPL گرفته شده‌اند). الف) بافت دانه‌ای ناخودشکل متشکل از پیروکسن و پلاژیوکلاز در دیوریت‌ها؛ ب) حضور بلور درشت پلاژیوکلاز در زمینه دانه ریز و تشکیل بافت پورفیری در مونزودیوریت‌ها؛ پ) بافت دانه‌ای ناخودشکل و پوئی‌کلستیک در گرانودیوریت‌ها؛ ت) بافت میکروگرافیک در آلکالی‌فلدسپار گرانیت.

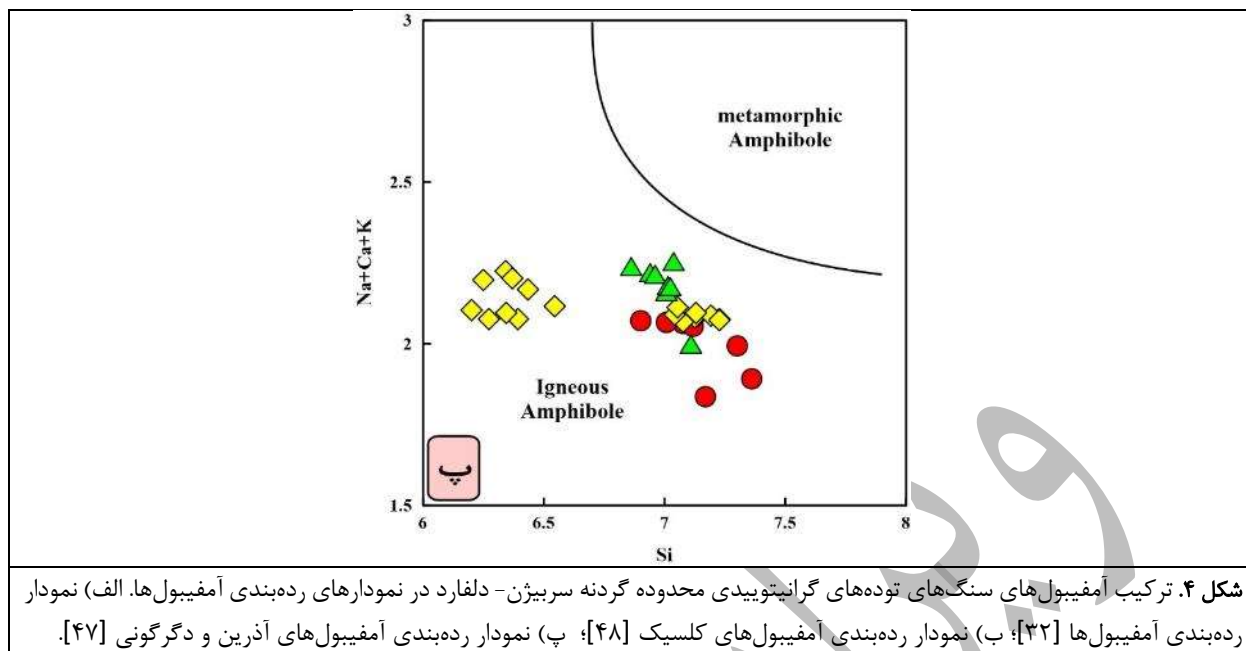
بحث

شیمی کانی آمفیبول

آمفیبول یک کانی مافیک است که به فراوانی در توده‌های گرانیتوئیدی محدوده سربیزن-دلفارد یافت می‌شود. این کانی به دلیل محدوده پایداری گسترده، یک کانی کاربردی به منظور بررسی شرایط تبلور و به ویژه زمین دما فشارسنجی سنگ‌های آذرین و دگرگونی محسوب می‌شود [۳۹]. عوامل مختلفی مانند دما، فشار، فوگاسیته اکسیژن و حضور مواد فرار، ترکیب و نوع آمفیبول موجود در سنگ‌ها را کنترل می‌کنند [۴۰]. حضور آب و مواد فرار موجود در ماگما بر پایداری و ترکیب شیمیایی آمفیبول اثرگذار است و می‌تواند شیمی بلورهای آمفیبول در حال تبلور را کنترل کند [۴۱]؛ به گونه‌ای که کاهش مقدار آب موجود در ماگما به تبلور آمفیبول‌های سدیک‌تر و افزایش آب به تبلور انواع کلسیک‌تر منجر می‌شود [۴۲، ۴۳]. همچنین همراه با کاهش میزان آب، محتوای فلوئور بلورهای آمفیبول افزایش می‌یابد. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که سنگ‌های گرانیتوئیدی دارای آمفیبول سدیک در مقایسه با انواع دارای آمفیبول کلسیک، مقادیر اولیه بالاتری از فلوئور و مقادیر کمتری از آب در مذاب خود داشته‌اند [۴۰]. از آن‌جا که در

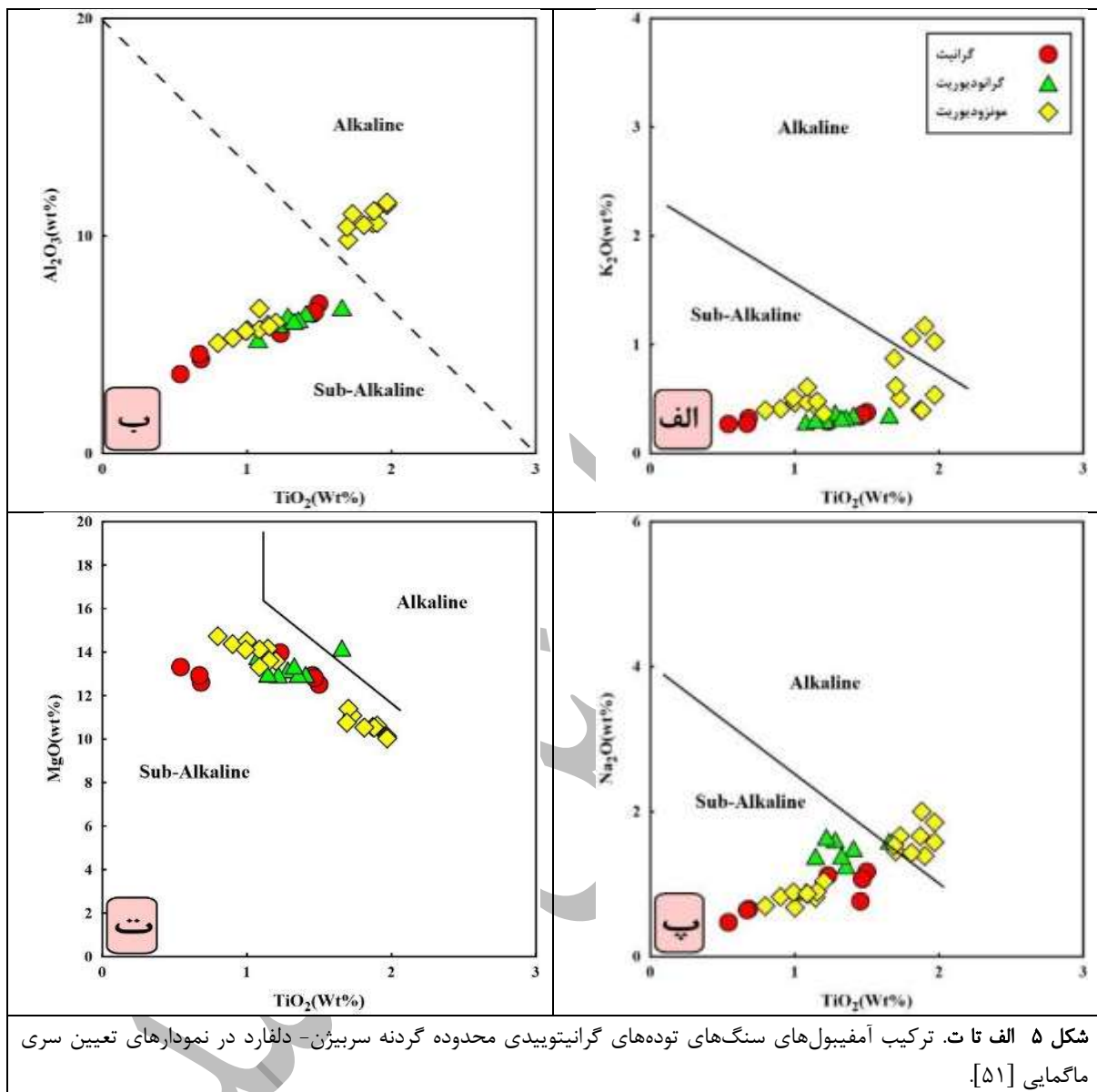
سنگ‌های مورد مطالعه آمفیبول و بیوتیت به فراوانی یافت می‌شود، بنابراین ماگمای سازنده توده آبدار بوده است. میزان سدیم، کلسیم، تیتانیوم و آلومینیم موجود در ترکیب آمفیبول‌ها تابع دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن است. کاتیون‌هایی مانند تیتانیوم، آلومینیم کل و به ویژه آلومینیم موجود در موقعیت چهار وجهی نسبت به دما حساس بوده، به طوریکه افزایش دما سبب افزایش میزان تیتان و در نتیجه افزایش Al_{IV} می‌شود [۴۴]. بنابراین، میزان Ti در آمفیبول‌های کلسیک ارتباط مستقیم با افزایش دما و رابطه معکوس با افزایش فشار دارد. برخلاف Al_{IV} که متناسب با دما تغییر می‌کند، مقدار Al_{VI} نسبت به نوسانات دما بی‌تاثیر است و متناسب با افزایش فشار افزایش می‌یابد. بنابراین مقدار Al_{VI} در محاسبات مرتبط با فشار بسیار کاربرد دارد؛ زیرا مقدار Al در آمفیبول تحت تاثیر غلظت Al موجود در ماگمای اولیه نیست بلکه تابع فشار حاکم بر تبلور آن است. افزایش دما سبب جایگزینی Al به جای Si در موقعیت تتراندری آمفیبول کلسیک می‌شود در صورتیکه افزایش فشار باعث می‌شود Al جانشین Fe+Mg در موقعیت اکتاهدی شود [۴۵]. بنابراین هم افزایش دما و هم افزایش فشار باعث می‌شود مقدار Al موجود در آمفیبول افزایش یابد [۴۶]. با توجه به همین جانشینی‌های کاتیونی در کانی آمفیبول، می‌توان با استفاده از مقدار Al و Ti موجود در آمفیبول شرایط تبلور ماگما را مورد بررسی قرار داد. با استفاده از رده‌بندی انجام شده توسط لیک و همکاران [۳۲] آمفیبول‌های موجود در توده‌های گرانیتوئیدی محدوده گردنه سربیزن- دلفارد از نوع آمفیبول‌های کلسیک هستند و در گستره‌های اکتینولیت، اکتینولیت هورنبلند، منیزیهورنبلند و چرماکیت هورنبلند قرار می‌گیرند (شکل ۴ الف و ب). نمونه‌های اکتینولیتی ناشی از دگرسانی نمونه‌های ماگمایی اولیه و محدود به حاشیه‌های بلورها هستند. به منظور تفکیک آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی نیز از نمودار $Na+Ca+K$ در برابر Si [۴۷] استفاده شده‌است؛ بر مبنای این نمودار تمامی آمفیبول‌های مورد بررسی در محدوده آمفیبول‌های آذرین قرار می‌گیرند (شکل ۴ پ).





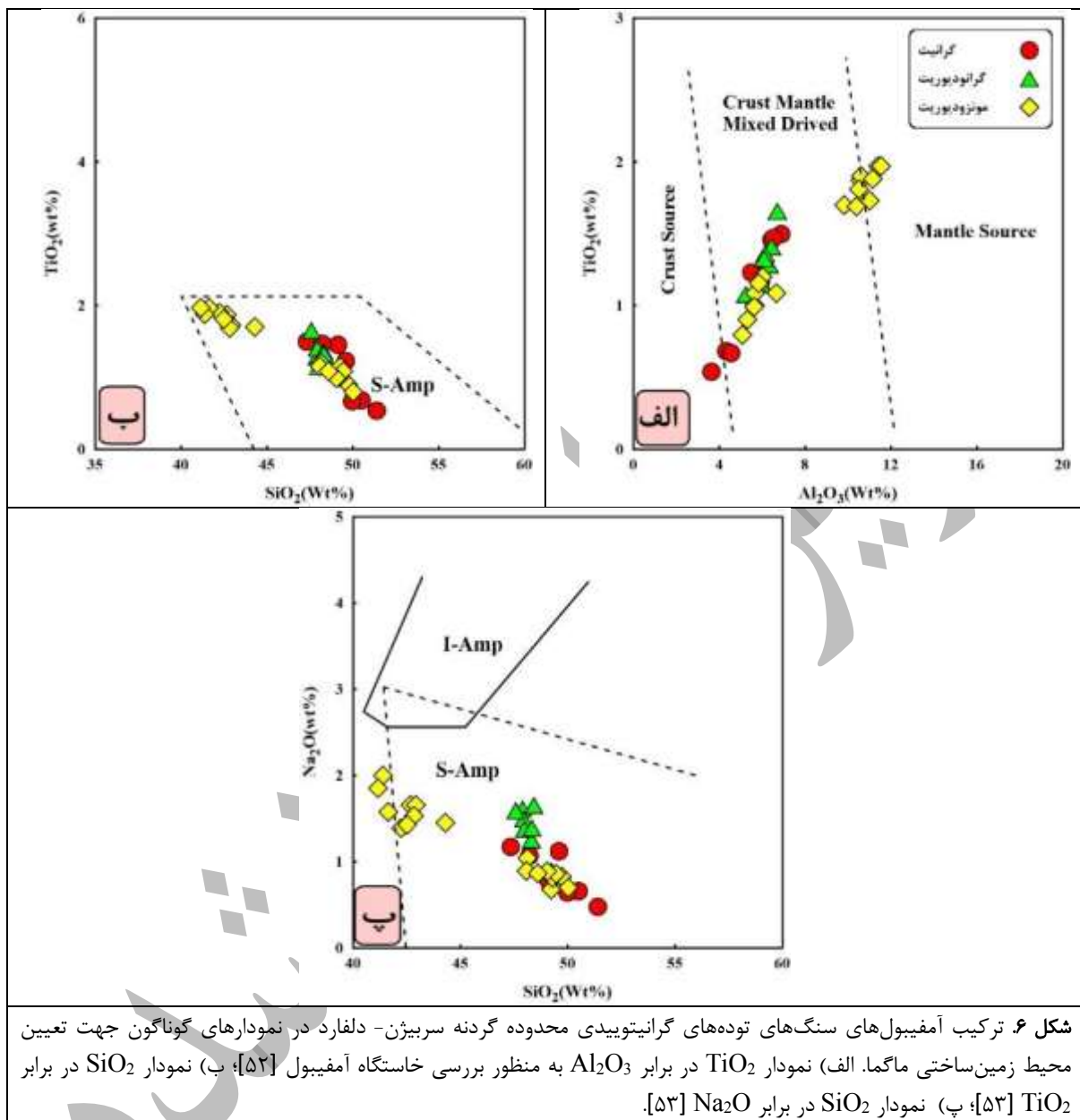
تعیین سری ماگمایی با استفاده از شیمی کانی آمفیبول

ترکیب شیمیایی کانی آمفیبول، انعکاسی از ترکیب ماگمای سازنده آن است. برای مثال در سنگ‌های با ماهیت کالک‌آلکالن، آمفیبول‌ها عمدتاً از نوع کلسیک و به ویژه هورنبلند کم تیتانییم هستند [۴۹]. حضور آمفیبول‌های کلسیک در سنگ‌های گرانیتوئیدی نشان می‌دهد این سنگ‌ها به گرانیتوئیدهای نوع I تعلق دارند [۵۰، ۴۹]. به طور کلی آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های ساب‌آلکالن نسبت به سنگ‌هایی با ماهیت آلکالن حاوی مقادیر کمتری K_2O ، TiO_2 ، Al_2O_3 ، Na_2O هستند [۵۱]. جهت تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه با استفاده از ترکیب شیمیایی کانی آمفیبول از نمودارهای مختلفی استفاده شده است که در اغلب آن‌ها، آمفیبول‌ها در گستره ماگماهای ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند ولی تعدادی از آمفیبول‌های نمونه مونزودیوریتی در گستره آلکالن واقع می‌شوند (شکل ۵). محمدزاده جهانی [۲۴] و بهپور [۲۸] نیز براساس ترکیب شیمیایی سنگ‌کل، توده‌های گرانیتوئیدی جنوب شرق جبال‌بارز را دارای ماهیت کالک‌آلکالن تا کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و متاآلومین تا پرآلومین ضعیف دانسته‌اند.



تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل ماگما با استفاده از شیمیایی کانی آمفیبول

در نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 [۵۲] آمفیبول‌های توده‌های گرانیتوئیدی محدوده گردنه سربیزن- دلفارد در قلمرو اختلاط پوسته- گوشته جای می‌گیرند (شکل ۶ الف). به طور کلی، آمفیبول‌های متعلق به پهنه فرورانش (S-Amp) نسبت به آمفیبول‌های درون‌ورقه‌ای (I-Amp) میزان TiO_2 کمتری دارند [۵۱، ۵۳]. آمفیبول‌های توده‌های گرانیتوئیدی محدوده گردنه سربیزن- دلفارد اکثراً TiO_2 کمتر از دو درصد وزنی دارند و بنابراین در محدوده آمفیبول‌های نوع S (پهنه فرورانش) واقع می‌شوند (شکل ۶ ب و پ). پژوهشگران مختلف نیز با استفاده از ترکیب شیمیایی سنگ کل، توده‌های نفوذی جبال‌بارز را در گروه گرانیتوئیدهای مرتبط با کمان ماگمایی فرورانش حاشیه قاره قرار داده‌اند [۲۴، ۳۸، ۲۷، ۲۹، ۲۸].



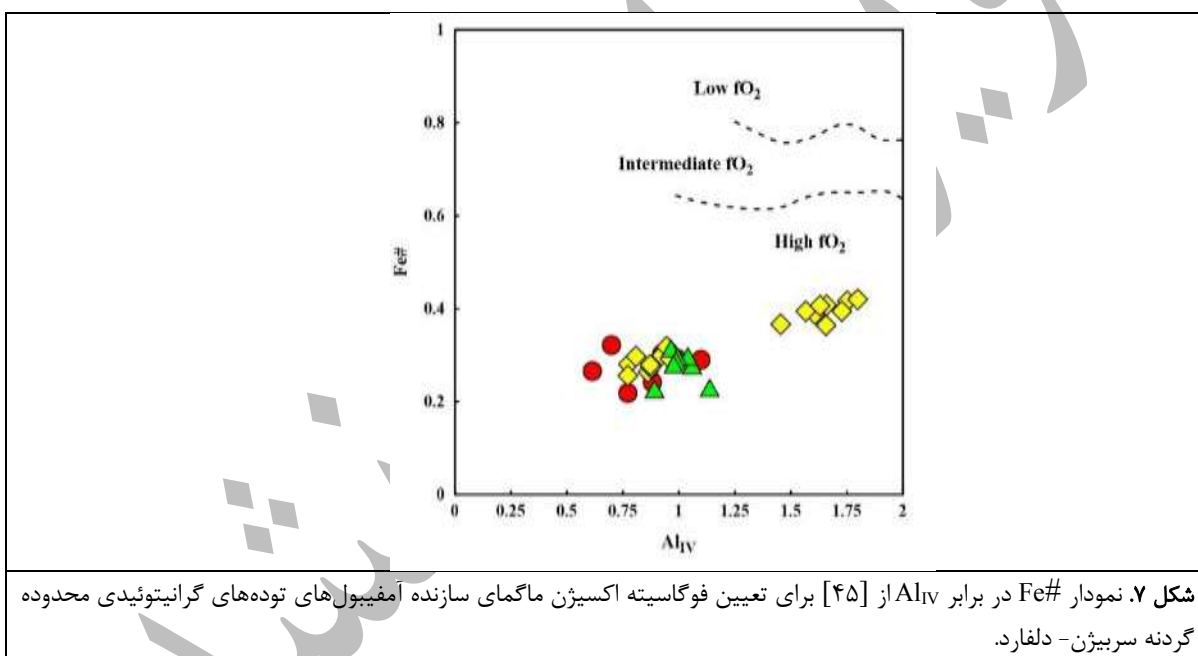
تعیین فوگاسیته اکسیژن با استفاده از ترکیب شیمیایی کانی آمفیبول

ماگماهای گرانیتی حاصل از ذوب سنگ‌والدهای رسوبی (نوع S) معمولاً در یک محیط احیایی و گرانیت‌های حاصل از تفریق ماگمای گوشته‌ای و یا ذوب سنگ منبع‌های آذرین (نوع I) در محیط‌های اکسیدان تشکیل می‌شوند. ماگماهای با فوگاسیته اکسیژن بالا، اکثراً در مرزهای ورقه‌ای همگرا یافت می‌شوند [۵۴]؛ حضور آمفیبول‌های سرشار از Mg بیانگر ماگماهای نسبتاً اکسیدان می‌باشد. با افزایش فوگاسیته اکسیژن بلورهای آمفیبول در حال تبلور، از منیزیم غنی‌تر می‌شوند [۵۵]. همانطور که گفته شد حضور مجموعه کانی‌های مگنتیت و تیتانیت حاکی از فوگاسیته نسبتاً بالای اکسیژن در ماگما است [۵۶]. توده‌های گرانیتوئیدی محدوده گردنه سربیزن- دلفارد نیز مگنتیت بالایی دارند و بنابراین، فوگاسیته اکسیژن بالایی داشته‌اند. بالا بودن فوگاسیته اکسیژن کانی آمفیبول

و حضور فراوان کانی مگنتیت در سنگ‌های این توده‌های گرانیتوئیدی بیانگر قرار گرفتن آن‌ها در سری مگنتیت می‌باشد [۵۶،۴۵].
برای محاسبه فوگاسیته اکسیژن با استفاده از ترکیب آمفیبول‌ها از معادله زیر [۵۷] استفاده شده است:

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

مقدار به دست آمده $\log fO_2$ با استفاده از این روش برای آمفیبول‌های توده‌های گرانیتوئیدی محدوده گردنه سربیزن-دلفارد از ۱۴/۶- تا ۱۱/۲- (با میانگین ۱۳/۳۰-) در مونزودیوریت‌ها، ۱۵/۱- تا ۱۳/۴- (با میانگین ۱۴/۶۲-) در گرانودیوریت‌ها و ۱۵/۸- تا ۱۲/۶- (با میانگین ۱۴/۷۸-) در گرانیت‌ها متغیر است. بر اساس نمودار $Fe\#$ در برابر Al_{IV} نیز [۴۵]، آمفیبول‌های مورد مطالعه همگی در محدوده فوگاسیته اکسیژن بالا قرار می‌گیرند (شکل ۷).



زمین‌فشارسنجی با استفاده از 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 [۵۸،۴۴]. در ادامه از روش‌های مختلف برای ارزیابی فشار حاکم بر تبلور و جایگزینی توده‌های گرانیتوئیدی محدوده گردنه سربیزن-دلفارد استفاده شده است.

الف) ارزیابی فشار با استفاده از روش هولیستر و همکاران [۵۹]:

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

به کارگیری این روش برای آمفیبول‌های توده‌های گرانیتوئیدی محدوده گردنه سربیزن-دلفارد بیانگر فشارهای ۰/۳۲ تا ۶/۷۰ کیلو بار در نمونه مونزودیوریتی، ۰/۲۳ تا ۱/۶۱ کیلو بار در نمونه گرانودیوریتی و ۰/۴۵ تا ۱/۸۵ کیلو بار در نمونه گرانیتی است.

این امر بیانگر حداقل دو عمق متفاوت جایگیری برای نمونه‌های حدواسط مونزودیوریتی در اعماق بیشتر (پوسته میانی اعماق حدوداً ۲۰ کیلومتری) و نمونه‌های گرانودیوریتی-گرانیتی در اعماق کمتر در پوسته بالایی (اعماق کمتر از ۵ کیلومتری) است.

(ب) سنجش فشار با استفاده از رابطه هاماستروم و زن [۴۴]:

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

استفاده از این روش برای آمفیبول‌های توده‌های گرانیتوئیدی محدوده گردنه سربیشن-دلفارد بیانگر فشارهای ۰/۴۳ تا ۶/۳۸ کیلو بار در نمونه‌های مونزودیوریتی، ۰/۵۶ تا ۱/۸۰ کیلو بار برای نمونه‌های گرانودیوریتی و ۲/۰۲ تا ۰/۷۶ کیلو بار در نمونه‌های گرانیتی است. فشارهای به دست آمده با این روش نیز منطبق با روش قبلی و بیانگر همان دو عمق جایگزینی متفاوت برای جایگیری توده‌هاست.

(پ) ارزیابی فشار با استفاده از روش ژوهانسون و روترفورد [۶۰]:

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

به کارگیری این روش برای آمفیبول‌های توده‌های گرانیتوئیدی محدوده گردنه سربیشن-دلفارد بیانگر فشارهای ۰/۱۹ تا ۵/۲۰ کیلو بار برای نمونه مونزودیوریتی، ۰/۳۱ تا ۱/۳۵ کیلو بار برای نمونه گرانودیوریتی و ۰/۴۷ تا ۱/۵۳ کیلو بار برای نمونه گرانیتی است. فشارهای به دست آمده با این روش، اگرچه تاحدودی از فشارهای به دست آمده از دو روش قبلی کمتر است، ولی بازهم بیانگر همان دو عمق جایگزینی متفاوت برای جایگیری توده‌هاست.

(ت) ارزیابی فشار با استفاده از روش اسمیت [۶۱]:

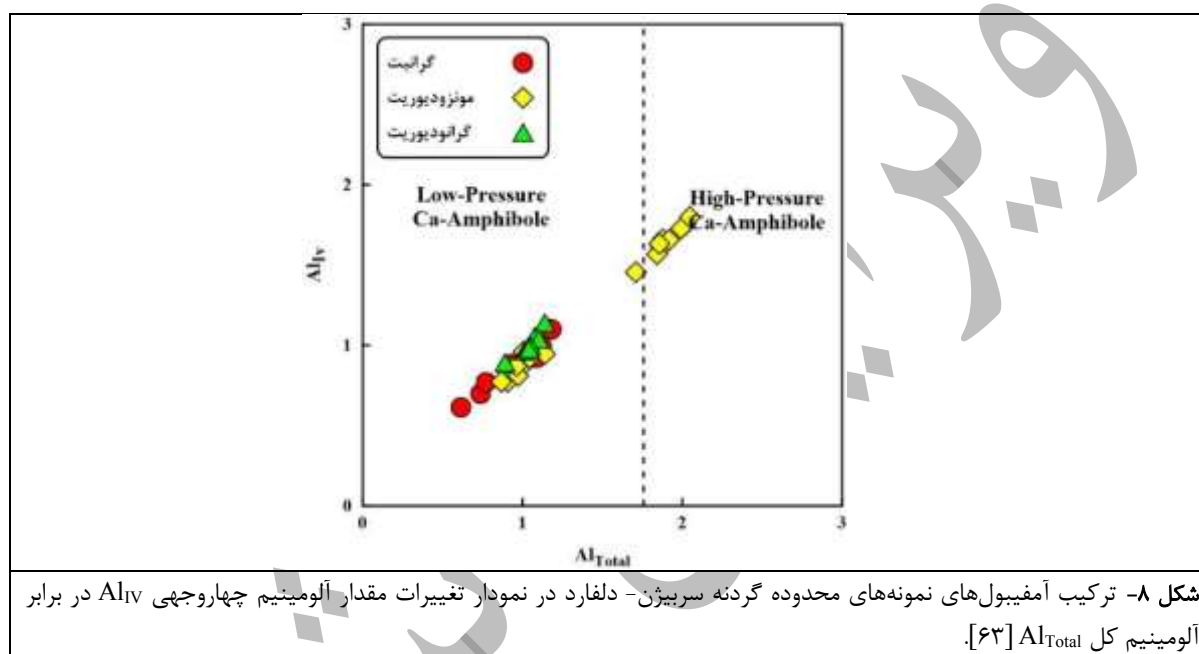
$$P (\pm 0.6 \text{ kbars}) = -3.01 + 4.76 Al_{tot}$$

استفاده از این روش برای تعیین فشار آمفیبول‌های توده‌های گرانیتوئیدی محدوده گردنه سربیشن-دلفارد بیانگر فشارهای ۶/۷۳ تا ۱/۱۰ کیلو بار برای نمونه مونزودیوریتی، ۰/۵ تا ۲/۶۱ کیلو بار برای نمونه گرانودیوریتی و ۱/۲۳ تا ۲/۴۱ برای نمونه گرانیتی است. فشارهای به دست آمده با این روش، کاملاً منطبق بر فشارهای به دست آمده از دو روش اول می‌باشد، و بیانگر دو عمق جایگزینی متفاوت برای جایگیری توده‌هاست.

(ث) ارزیابی فشار با استفاده از روش ریدولفی [۶۲]:

به کارگیری این روش برای آمفیبول‌های توده‌های گرانیتوئیدی محدوده گردنه سربیشن-دلفارد بیانگر فشارهای ۰/۸۳ تا ۳/۰۲ کیلو بار برای نمونه مونزودیوریتی، ۰/۸۸ تا ۱/۱۲ برای نمونه گرانودیوریتی و ۱/۱۷ تا ۰/۶۹ کیلو بار برای نمونه گرانیتی است. فشارهای به

دست آمده با این روش، بسیار کمتر از فشارهای به دست آمده از روش‌های قبلی می‌باشد، ولی باز هم بیانگر دو عمق جایگزینی متفاوت برای جایگیری توده‌هاست. لیسبوا و همکاران [۶۳] از نمودار Al_{IV} در برابر Al_{Total} موجود در ساختار آمفیبول به منظور تعیین فشارهای حاکم بر تبلور این کانی استفاده کرده‌اند. بکارگیری این نمودار برای آمفیبول‌های مورد مطالعه نیز هماهنگ با روش‌های قبلی بخوبی نشانگر تبلور بخشی از آمفیبول‌های موجود در نمونه‌های مونزودیوریتی در محدوده فشار بالا و تبلور بخشی از آمفیبول‌های نمونه‌های مونزودیوریتی و تمامی آمفیبول‌های نمونه‌های گرانودیوریتی و گرانیتی در محدوده آمفیبول‌های کم‌فشار است (شکل ۸).



زمین‌داسنجی با استفاده از ترکیب آمفیبول

مقدار Ti موجود در کانی‌های سیلیکاته مانند آمفیبول، بیوتیت و پیروکسن وابسته به دما است [۶۰]. عواملی مانند دما، فشار، فوگاسیته اکسیژن، ترکیب سنگ کل و فازهای همزیست بر میزان Al موجود در آمفیبول تأثیر می‌گذارند [۵۰]. بنابراین با استفاده از تغییرات Al_{IV} در برابر Ti موجود در ساختار آمفیبول می‌توان دمای تبلور و توقف تبادل و تعادل نهایی آمفیبول در جریان جایگیری توده را به دست آورد [۶۴]. بر مبنای این نمودار، آمفیبول‌های موجود در توده‌های گرانیتوئیدی محدوده گردنه سربیزن- دلفارد در دماهای ۶۵۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد متبلور و به تعادل رسیده‌اند (شکل ۹ الف). نمودار Ti در برابر $(Na+K)$ [۶۵] نیز نمودار دیگری است که به منظور تخمین دما مورد استفاده قرار می‌گیرد (شکل ۹ ب). علاوه بر نمودارهای یادشده، روش‌های متعددی با استفاده از شیمی کانی آمفیبول جهت تعیین دمای توده‌های گرانیتوئیدی پیشنهاد شده‌است. در ادامه با استفاده از چند روش مختلف دمای توده‌های گرانیتوئیدی محدوده گردنه سربیزن- دلفارد با استفاده از ترکیب آمفیبول محاسبه شده‌است.

(۱) تخمین دما با استفاده از روش پیشنهادی هامفریس و همکاران [۶۶]:

$$T = 479.8(\text{Na} + \text{K}) + 643.5$$

به کارگیری این روش برای آمفیبول‌های سنگ‌های توده‌های گرانیتوئیدی محدوده گردنه سربیزن- دلفارد بیانگر دماهای ۷۱۵ تا ۷۷۹ درجه سانتی‌گراد در مونزودیوریت‌ها، ۸۴۱ تا ۸۹۳ در گرانودیوریت‌ها و ۷۳۰ تا ۸۱۴ درجه سانتی‌گراد در گرانیت‌ها است که با دماهای تبلور این سنگ‌ها همخوانی دارد.

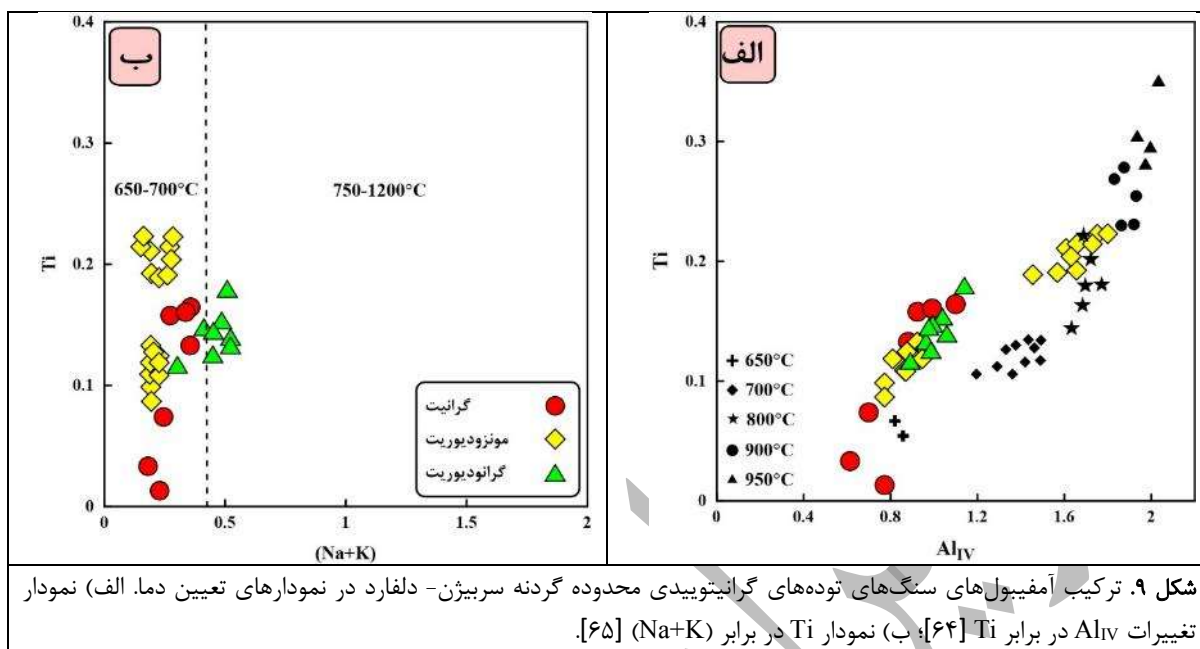
(۲) تخمین دما با استفاده از روش پیشنهادی پاتیرکا [۶۷]:

$$T(\square) = 1781 - 132.74 \times \text{Si}_{\text{Amph}} + 116.6 \times \text{Ti}_{\text{Amph}} - 69.41 \times \text{Fe}_{\text{Total}} + 101.62 \times \text{Na}_{\text{Amph}}$$

به کارگیری این روش برای آمفیبول‌های سنگ‌های توده‌های گرانیتوئیدی محدوده 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 گرانیت‌ها است که در طیف دمایی معمول تبلور این کانی‌ها قرار دارند.

(۳) تخمین دما با استفاده از روش پیشنهادی ریدولفی [۶۲]:

به کارگیری این روش برای آمفیبول‌های سنگ‌های توده‌های گرانیتوئیدی محدوده 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 گرانیت‌ها است. به طور کلی، بکارگیری روش‌های مختلف دماسنجی مبتنی بر ترکیب کانی آمفیبول برای سنگ‌های توده‌های گرانیتوئیدی محدوده گردنه سربیزن- دلفارد از رشته جبال بارز بیانگر دماهای بین ۶۵۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد برای تبلور این کانی در سنگ‌های مورد مطالعه است و هماهنگی بسیار خوبی بین دماهای به دست آمده از این روش‌های مختلف وجود دارد. این هماهنگی به نوعی بیانگر صحت و دقت روش‌های مورد استفاده نیز می‌باشد.



برداشت

بر مبنای نتایج تجزیه نقطه‌ای، آمفیبول موجود در توده‌های گرانیتوئیدی محدوده گردنه سربیزن- دلفارد در گروه آمفیبول‌های کلسیک کم فشار و پرفشار، و در گستره‌های اکتینولیت، اکتینولیت هورنبلند، منیزیهورنبلند و چرماکیت هورنبلند، اکسیدان و سری ماگمایی کالک‌آلکالین پهنه‌های فروران‌ش قرار می‌گیرند. ارزیابی‌های انجام شده در باره شرایط تشکیل آمفیبول در این گرانیتوئیدها به روش‌های مختلف بیانگر تبلور این کانی در شرایط فوق‌گاسیته بالای اکسیژن در دمای ۶۵۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای منطبق بر اعماق ۱۸-۲۰ و ۱-۵ کیلومتری در دو سطح پوسته میانی و بالایی است.

قدردانی

این مقاله بخشی از نتایج پایان نامه دکتری نویسنده اول تحت عنوان "پتروژنز و پتانسیل کانه‌زایی توده‌های گرانیتوئیدی محدوده سربیزن- کوه نیمه، شمال باختر جیرفت، کرمان" است که با پشتیبانی مالی معاونت پژوهشی دانشگاه صنعتی شاهرود انجام شده است. نویسندگان مقاله از دانشگاه صنعتی شاهرود، کارکنان آزمایشگاه‌های میکروپروب دانشگاه میلان و داوران فرهیخته مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران بابت ارائه راهنمایی‌های ارزنده جهت 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 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* 0 (2021) 0-0.
- [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 Jebalbarez 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; Investigation of Factor Controlling the Productivity of Magmas and Ore Formation (in Persian)" , PhD thesis, Shahid Bahonar University of Kerman (2018).
- [26] Rasouli J and 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 Baniyadi 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] Aale-Taha B., "No title available", *No Journal Available* 0 (2003) 0-0.
- [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", *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] Stöcklin J., "Structural history and tectonics of Iran: a review", *AAPG Bulletin* 52 (1968) 1229-1258.
- [38] 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.
- [39] 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 North China block", *Mineralogy and Petrology* 87 (2006) 123-141.
- [40] 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.
- [41] Martin R.F., "Amphiboles in the igneous environment", *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 67 (2007) 323-358.
- [42] 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.
- [43] 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.
- [44] Hammarstrom J.M., Zen E.A., "Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer", *American Mineralogist* 71 (1986) 1297-1313.
- [45] Anderson J.L., Smith D.R., "The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry", *American Mineralogist* 80 (1995) 549-559.
- [46] 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.

- [47] 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.
- [48] 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.
- [49] 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.
- [50] 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.
- [61] 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.
- [62] Ridolfi F., "Amp-TB2: An updated model for calcic amphibole thermobarometry", *Minerals* 11 (2021) 324.
- [63] 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.
- [64] 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.
- [65] Scaillet B., Evans B.W., "The 15 June 1991 eruption of Mount Pinatubo. I. Phase equilibria and pre-eruption P-T-fO₂-fH₂O conditions of the dacite magma", *Journal of Petrology* 40 (1999) 381-411.
- [66] 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.
- [67] 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.

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

Sample	DRM.07 (Gd)							
SiO ₂	47.89	49.22	47.94	48.42	47.58	48.31	47.98	48.34
TiO ₂	1.28	1.08	1.41	1.22	1.66	1.36	1.14	1.33
Al ₂ O ₃	6.32	5.24	6.43	5.92	6.70	6.14	6.00	6.08
FeO	15.95	15.18	15.75	16.01	14.25	15.74	15.76	15.14
MnO	0.46	0.65	0.49	0.51	0.43	0.66	0.54	0.46
MgO	13.17	13.79	12.98	12.95	14.18	12.97	12.99	13.35
CaO	10.93	10.96	11.12	11.13	11.19	11.25	11.05	11.08
Na ₂ O	1.61	0.89	1.49	1.65	1.59	1.25	1.38	1.39
K ₂ O	0.37	0.29	0.35	0.31	0.35	0.33	0.31	0.33
Cr ₂ O ₃	0.04	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01
Si	6.94	7.11	6.96	7.04	6.86	7.01	7.01	7.02
Al iv	1.06	0.89	1.04	0.96	1.14	0.99	0.99	0.98
Al vi	0.02	0.00	0.06	0.05	0.00	0.06	0.05	0.07
AlTotal	1.08	0.89	1.10	1.01	1.14	1.05	1.03	1.04
Ti	0.14	0.12	0.15	0.13	0.18	0.15	0.13	0.14
Fe ³⁺	0.84	0.96	0.72	0.66	0.81	0.73	0.77	0.72
Fe ²⁺	1.10	0.87	1.19	1.29	0.91	1.18	1.15	1.12
Mn	0.06	0.08	0.06	0.06	0.05	0.08	0.07	0.06
Mg	2.85	2.97	2.81	2.81	3.05	2.80	2.83	2.89
Ca	1.70	1.70	1.73	1.73	1.73	1.75	1.73	1.73
Na	0.45	0.25	0.42	0.46	0.44	0.35	0.39	0.39
K	0.07	0.05	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06
Ca+Na+K	2.22	2.00	2.21	2.25	2.24	2.16	2.18	2.18
(Ca+Na) (B)	2.00	1.95	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Na+K	0.52	0.30	0.48	0.52	0.51	0.41	0.45	0.45
Mg/(Mg+Fe ₂)	0.72	0.77	0.70	0.69	0.77	0.70	0.71	0.72
Mg#	0.60	0.62	0.59	0.59	0.64	0.59	0.60	0.61
Fe#	0.14	0.11	0.18	0.17	0.18	0.17	0.14	0.17
Pressure (kbar):								
Hollister et al, 1987	1.29	0.23	1.40	0.92	1.62	1.12	1.03	1.07
Hammarstrom and Zen, 1986	1.51	0.57	1.61	1.18	1.81	1.36	1.28	1.32
Johnson and Rutherford, 1989	1.11	0.31	1.19	0.83	1.36	0.98	0.91	0.94
Schmidt (1992)	2.13	1.24	2.23	1.82	2.41	1.99	1.91	1.95
Ridolfi (2021)	1	0.88	1.02	0.89	1.12	1.01	0.94	0.95
Temperature (°C):								
Humphreys et al, 2006	893.67	788.65	876.01	893.70	887.95	841.69	858.71	860.34
Putirka (2016)	787.71	749.19	784.80	774.75	817.10	771.57	770.65	777.57
Ridolfi, 2021	787.06	772.40	786.99	775.71	814.56	791.48	776.82	777.41
log fO ₂	-14.38	-14.47	-14.75	-15.07	-13.45	-15.03	-14.96	-14.89

جدول ۱. ادامه

Sample	DRM.10 (Gr)						
SiO ₂	47.34	50.51	49.97	49.14	51.41	49.59	48.21
TiO ₂	1.499	0.6813	0.6699	1.4556	0.5397	1.2308	1.4695
Al ₂ O ₃	6.88	4.33	4.56	6.42	3.64	5.5	6.53
FeO	16.18	16.99	17.26	14.83	16.51	14.62	15.36
MnO	0.48	0.96	1.24	0.94	1.21	0.56	0.56
MgO	12.52	12.60	12.92	12.93	13.32	13.98	12.81
CaO	10.97	11.30	10.46	11.61	11.15	11.04	11.10
Na ₂ O	1.17	0.66	0.64	0.77	0.48	1.12	1.07
K ₂ O	0.38	0.32	0.28	0.34	0.27	0.29	0.36
Cr ₂ O ₃	0.06	0.05	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00
Si	6.90	7.30	7.17	7.08	7.36	7.12	7.01
Al iv	1.10	0.70	0.77	0.92	0.61	0.88	0.99
Al vi	0.08	0.04	0.00	0.17	0.00	0.05	0.13
AlTotal	1.18	0.74	0.77	1.09	0.61	0.93	1.12
Ti	0.16	0.07	0.01	0.16	0.03	0.13	0.16
Fe ³⁺	0.86	0.77	1.30	0.58	0.94	0.80	0.72
Fe ²⁺	1.11	1.29	0.77	1.20	1.03	0.95	1.15
Mn	0.06	0.12	0.15	0.11	0.15	0.07	0.07
Mg	2.72	2.71	2.76	2.78	2.84	2.99	2.78
Ca	1.71	1.75	1.61	1.79	1.71	1.70	1.73
Na	0.29	0.18	0.18	0.21	0.13	0.30	0.27
K	0.07	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.07
Ca+Na+K	2.07	1.99	1.84	2.06	1.89	2.05	2.07
(Ca+Na) (B)	2.00	1.93	1.79	2.00	1.84	2.00	2.00
Na+K	0.36	0.24	0.23	0.27	0.18	0.36	0.34
Mg/(Mg+Fe ₂)	0.71	0.68	0.78	0.70	0.73	0.76	0.71
Mg#	0.58	0.57	0.57	0.61	0.59	0.63	0.60
Fe#	0.16	0.09	0.01	0.21	0.03	0.14	0.18
Pressure (kbar):							
Hollister et al, 1987	1.86	-0.63	-0.44	1.34	-1.32	0.45	1.50
Hammarstrom and Zen, 1986	2.03	-0.21	-0.04	1.56	-0.83	0.76	1.71
Johnson and Rutherford, 1989	1.54	-0.34	-0.20	1.15	-0.86	0.48	1.27
Schmidt (1992)	2.62	0.50	0.66	2.18	-0.09	1.42	2.32
Ridolfi (2021)	1.17	0.72	0.89	1.18	0.69	0.90	1.10
Temperature (°C):							
Humphreys et al, 2006	814.79	760.52	753.44	773.76	730.51	814.28	805.44
Putirka (2016)	776.39	696.76	705.23	757.31	684.00	760.39	767.47
Ridolfi,2021	792.11	747.10	793.72	808.68	759.35	775.87	784.17
log fO ₂	-14.92	-15.82	-12.56	-15.47	-14.27	-15.13	-15.34

جدول ۱. ادامه

Sample	DRM.08 (Mzd)						
SiO ₂	42.67	49.73	42.24	49.22	42.92	49.29	41.63
TiO ₂	1.87	0.90	1.90	1.00	1.73	1.14	1.97
Al ₂ O ₃	10.58	5.30	10.60	5.66	11.01	5.89	11.41
FeO	16.69	12.96	16.83	13.06	16.40	13.43	17.26
MnO	0.61	0.64	0.61	0.57	0.61	0.56	0.57
MgO	10.56	14.37	10.62	14.49	11.08	14.17	10.13
CaO	11.75	12.10	12.15	12.22	12.01	11.98	11.90
Na ₂ O	1.66	0.82	1.39	0.68	1.66	0.81	1.58
K ₂ O	0.40	0.41	1.17	0.46	0.51	0.44	1.03
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Si	6.39	7.23	6.34	7.14	6.34	7.13	6.25
Al iv	1.61	0.77	1.66	0.86	1.66	0.87	1.75
Al vi	0.26	0.13	0.22	0.10	0.26	0.13	0.27
AlTotal	1.87	0.91	1.88	0.97	1.92	1.00	2.02
Ti	0.21	0.10	0.21	0.11	0.19	0.12	0.22
Fe ³⁺	0.59	0.37	0.47	0.47	0.63	0.48	0.55
Fe ²⁺	1.50	1.21	1.64	1.12	1.39	1.15	1.62
Mn	0.08	0.08	0.08	0.07	0.08	0.07	0.07
Mg	2.36	3.11	2.38	3.13	2.44	3.05	2.27
Ca	1.89	1.88	1.95	1.90	1.90	1.86	1.91
Na	0.11	0.12	0.05	0.10	0.10	0.14	0.09
K	0.08	0.08	0.22	0.09	0.10	0.08	0.20
Ca+Na+K	2.08	2.08	2.22	2.09	2.10	2.08	2.20
(Ca+Na) (B)	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Na+K	0.19	0.19	0.27	0.19	0.19	0.23	0.28
Mg/(Mg+Fe ₂)	0.61	0.72	0.59	0.74	0.64	0.73	0.58
Mg#	0.53	0.66	0.53	0.66	0.55	0.65	0.51
Fe#	0.26	0.21	0.31	0.19	0.23	0.21	0.29
Pressure (kbar):							
Hollister et al, 1987	5.70	0.32	5.74	0.66	5.98	0.86	6.54
Hammarstrom and Zen, 1986	5.48	0.65	5.51	0.95	5.73	1.13	6.23
Johnson and Rutherford, 1989	4.44	0.38	4.47	0.63	4.65	0.78	5.08
Schmidt (1992)	5.88	1.31	5.92	1.59	6.12	1.77	6.60
Ridolfi (2021)	2.51	0.83	2.52	0.89	2.70	0.94	3.02
Temperature (°C):							
Humphreys et al, 2006	734.85	735.50	772.93	733.30	736.18	751.67	779.34
Putirka (2016)	823.34	735.70	822.14	746.65	830.50	751.65	835.82
Ridolfi,2021	866.86	755.43	848.54	756.65	869.90	764.26	867.35
log fO ₂	-13.25	-14.73	-11.16	-14.29	-12.35	-14.58	-11.37