



بررسی شرایط دما و فشار تشکیل آمفیبولیت‌های مجموعه‌ی افیولیتی پشت بادام (شمال شرقی یزد)

زهرا مختاری^{*}، قدرت ترابی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

(دریافت مقاله: ۹۰/۱۲/۱۳، نسخه نهایی: ۹۱/۵/۱۱)

چکیده: آمفیبولیت‌ها یکی از سنگ‌های مهم موجود در افیولیت پشت بادام است و حاصل دگرگونی بازالت‌های این افیولیت‌اند. بررسی‌های سنگ نگاری و شیمی کانی‌ها نشان می‌دهد که دو نوع آمفیبولیت در افیولیت پشت بادام وجود دارند: (۱) آمفیبولیت‌های با پلازیوکلاز حد واسط که شامل پاراژنر کانی‌های آمفیبول + پلازیوکلاز، آمفیبول + کوارتز، پلازیوکلاز + آمفیبول + اسفن، پلازیوکلاز + آمفیبول + ایلمنیت، آمفیبول + ایلمنیت + اسفن هستند و (۲) آمفیبولیت‌های با پلازیوکلاز غنی از آنورتیت که از پاراژنر کانی‌های آمفیبول + پلازیوکلاز، آمفیبول + پلازیوکلاز ± گارنت، آمفیبول + پلازیوکلاز ± کوارتز، آمفیبول + ایلمنیت، تشکیل شده‌اند. فشارسنجدی آمفیبول و دما-فشارسنجدی آمفیبول - پلازیوکلاز در آمفیبولیت‌های نوع اول فشار ۷/۷۹ تا ۶/۱۶ کیلوبار و دمای ۶۴۹/۷ تا ۷۳۸/۳ درجه‌ی سانتی گراد (رخساره‌ی آمفیبولیت) و در آمفیبولیت‌های نوع دوم فشار ۴/۴۷ تا ۹/۳۱ کیلوبار و دمای ۹۲۹/۹ تا ۱۵۶۶ درجه‌ی سانتی گراد (رخساره‌ی گرانولیت و بالاتر) را نشان می‌دهد. دمای بالا در آمفیبولیت‌های با پلازیوکلاز غنی از آنورتیت (دمای ذوب سنگ) به دلیل پرهنیتی شدن پلازیوکلازها (M1) قبل از دگرگونی در رخساره‌ی آمفیبولیت (M2) و تشکیل پلازیوکلازهایی با آنورتیت فراوان است. وجود کانی‌های پرهنیت، کلریت، سریسیت، اپیدوت و لوکوکسن نشان از دگرگونی برگشتی در حد رخساره شیست سیز (M3) پس از دگرگونی در رخساره‌ی آمفیبولیت دارد. با توجه به سن احتمالی تشکیل این افیولیت در پالئوزویک بالایی آمفیبولیت‌ها حداقل دستخوش سه رویداد دگرگونی M1 (سیمرین پیشین)، M2 (سیمرین میانی) و M3 (سیمرین پسین) را در مزوزویک شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: افیولیت؛ آمفیبولیت؛ دما-فشارسنجدی؛ پالئوزویک؛ سیمرین؛ ایران مرکزی؛ پشت بادام.

های پلازیک تشکیل شده‌اند [۱]. آمفیبولیت‌ها بخشی از سنگ‌های دگرگون قابل مشاهده در افیولیت‌ها را تشکیل می‌دهند. بررسی آمفیبولیت‌های موجود در افیولیت‌ها به آگاهی از ماهیت دایک‌ها، گدازه‌های بالشی و سنگ‌های آذرین اولیه در افیولیت‌ها کمک مهمی می‌کنند [۲-۵]. زمین دما-فشارسنجدی سنگ‌های دگرگون موجود در افیولیت‌ها وسیله‌ی بسیار مهمی در تعیین دما و فشار اعمال شده بر افیولیت‌های پیش و پس از جای‌گیری روی قاره‌ها به حساب می‌آیند.

مقدمه
افیولیت‌ها مجموعه‌هایی سنگی هستند که به عنوان قطعه‌های لیتوسفری اقیانوسی، شاخص بسته شدن اقیانوس‌ها و محل حوضه‌های اقیانوسی ناپدید شده به حساب می‌آیند. به عبارتی دیگر افیولیت‌ها دنباله‌ی عمودی پوسته‌ی (لیتوسفر) اقیانوسی را نشان می‌دهند که در اثر رویدادهای زمین ساختی روی سطح زمین رانده شده‌اند. دنباله‌ی افیولیتی از قاعده به سمت بالا از پریدوتیت، گابرو، دیباز، اسپلیت، چرت‌های رادیولار و آهک

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۲۲۴۰۳۶، پست الکترونیکی: Mokhtarizahra89@yahoo.com

این ناحیه ناشی از کوتاهشدنگی و تغییر زمین ساختی مهم در روندهای ساختاری جنوب غربی بلوك ایران مرکزی است. نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده از منطقه‌ی مورد بررسی در شکل ۱ آمده است.

بررسی‌های صحرایی

مجموعه سنگ‌های دگرگون پشت بادام از واحدهای چینه-زمین‌ساختی سنگ‌های افیولیتی، دنباله‌های شیب قاره‌ای، توربیدیت‌های آذرآواری و سنگ‌های کربناتی فلات قاره‌ای تشکیل شده‌اند. افیولیت پشت بادام عبارتند از پریدوتیت‌های دگرگون، آمفیبولیت، متاگابرو، رودینگیت و لیستونیت (شکل ۲ الف). آمفیبولیت‌ها در این افیولیت به صورت تپه‌های کم ارتفاع دیده می‌شوند (شکل ۲ ب)، در نمونه‌ی دستی به رنگ سبز تیره هستند و در بخش‌هایی از منطقه‌ی مورد بررسی در اثر پدیده دگرگونی جدایشی، بخش‌های تیره و روشن از هم جدا شده و دارای لایه‌های تیره و روشن‌اند. منشورهای آمفیبول نیز در نمونه‌ی دستی قابل مشاهده است. لیستونیت‌ها در راستای گسل‌های منطقه با روند عمومی شمالی – جنوبی دیده می‌شوند. سال سنجی یک نمونه هورنبلند از آمفیبولیت‌های افیولیت پشت بادام به روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ توسط [۱۰] سال معادل $1,83 \pm 1,87$ میلیون سال یعنی مرز بین ژوراسیک پایینی و ژوراسیک میانی و به طور دقیق تر بخش بالایی ژوراسیک پایینی را به دست داده است که بیانگر تاثیر فاز کوهزاوی سیمرین میانی در تشکیل آمفیبولیت‌های افیولیت پشت بادام است. سنگ‌های دنباله‌ی افیولیتی با مرزی رسوبی به وسیله‌ی توربیدیت‌های آذرآواری دگرگون شده پشت بادام، متشکل از توف‌ها و لاپیلی توف‌های با میان لایه‌هایی از سنگ ماسه‌های کربناتی تا توفیتی دگرگون شده و مرمرهای متناوب با متاجرتهای نازک لایه حاوی کنودونت‌های پالئوزئیک فوقانی پوشیده شده‌اند. مجموعه سنگ‌های نواحی شیب قاره‌ای به صورت تناوبی از سنگ ماسه‌های گریوکی و آرزیلیت‌های دگرگون شده با میان طبقاتی از مرمرهای نازک لایه روی دنباله‌های یاد شده قرار گرفته‌اند. واحدهای سنگی نواحی فلات قاره‌ای مرمرهایی ضخیم لایه تا توده‌ای را تشکیل می‌دهند که اغلب به صورت ورقه‌های رانده مجزا، روی واحدهای سنگی پشت بادام رانده شده یا به صورت هورس‌هایی (horse) محصور به وسیله‌ی گسل‌های راستالغاز بین واحدهای سنگی دیگر

در بخش‌های مختلفی از ایران همچون منطقه‌ی پشت بادام (استان یزد)، افیولیت‌های دگرگون شده را می‌توان مشاهده کرد. نظر به این که تا کنون آمفیبولیت‌های افیولیت پشت بادام از نظر سنگ‌شناسی مورد بررسی قرار نگرفته‌اند، بررسی آن‌ها از لحاظ کانی‌شناسی و شرایط دما و فشار تشکیل، می‌تواند گام موثری در روشن ساختن رخدادهای زمین‌شناسی در این منطقه باشد. افیولیت پشت بادام در بلوك پشت بادام در شمال شرقی استان یزد و در حدود تقریبی طول جغرافیایی $^{\circ} ۲۹\ ۵۵$ و عرض جغرافیایی $^{\circ} ۲۲\ ۳۲$ شمالی قرار گرفته است.

زمین‌شناسی عمومی

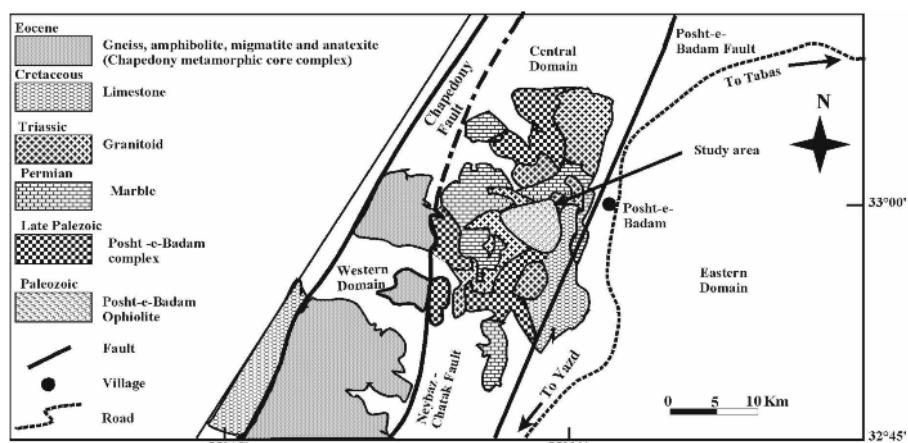
$\text{CEIM} = \text{Central} - \text{East} - \text{Iran}$ (Iranian Microcontinent درز افیولیتی سیستان، افیولیت‌های نایین – بافت، گسل درونه و افیولیت‌های کашمر – سبزوار احاطه شده و به وسیله‌ی گسل‌های طویلی که به سمت غرب خمیدگی دارد و از نوع امتداد لغز راستگردند، قابل تقسیم به بلوك لوت، فرازامین شتری، بلوك طبس، فرازامین کلمرد، بلوك پشت بادام، فروافتادگی بیاضه – بردسیر و بلوك یزد است [۶].

منطقه‌ی مورد بررسی بخشی از خرد قاره‌ی شرق – ایران مرکزی است. بر اساس [۷] بلوك پشت بادام به سه بخش شرقی، مرکزی و غربی تقسیم شده است. افیولیت پشت بادام، بنابر این رده بندی، در بخش مرکزی واقع شده است. بخش مرکزی با حداقل پهنای ۱۷ کیلومتر یک زون گسلی پهناور است که از شرق با گسل پشت بادام و از غرب با گسل نی باز – چاتک محصور شده است و میزان سنگ‌های دگرگون همبافت پشت بادام، افیولیت پشت بادام بعلاوه چندین توode‌ی نفوذی گرانیتی تا تونالیتی هستند و که این توode‌های نفوذی بیشتر در بخش‌های شمالی این بخش بروند دارند. سنگ‌های بخش مرکزی در طول گسل نی باز – چاتک روی سنگ‌های بخش غربی قرار گرفته‌اند. اگرچه اتصال بین گستره‌ی مرکزی و غربی بیشتر در دو نوار غیر ممتد رخنمون یافته است، ولی نشان می‌دهد که یک سیستم گسلی کم زاویه (گسل نی باز – چاتک) دوناحیه‌ی یاد شده را در کنار هم قرار داده است [۸]. به اعتقاد [۹] دگرشكلي شکننده‌ی موجود در منطقه‌ی ساغند و پشت بادام حاصل برخورد بلوك عربی و اوراسیاست و ریخت‌شناسی

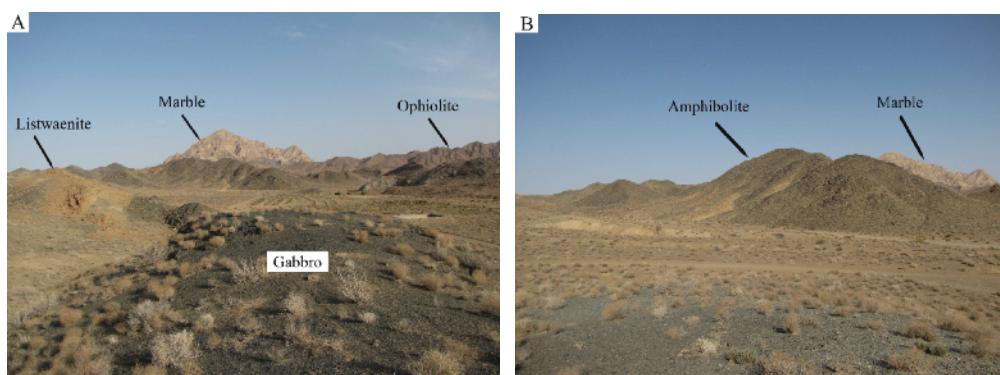
روش بررسی

پس از بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری از افیولیت پشت بادام و آمفیبولیت‌های موجود در این منطقه بهمنظور بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی، ۵۰ مقطع نازک میکروسکوپی نیز تهیه شدند. از بین مقاطع میکروسکوپی، تعداد ۵ مقطع انتخاب و از آن‌ها برای آنالیز ریز پردازش الکترونی مقطع نازک صیقلی تهیه شد. نمونه‌های مناسب با استفاده از ریز پردازش الکترونی JEOL مدل JXA-8800 (WDS) آنالیز راپن با ولتاژ شتاب دهنده ۲۰ kV و جریان ۲۰ nA و شدنده. در محاسبه‌ی مقدار Fe^{3+} برای دستیابی به فرمول ساختاری کانی‌ها نیز از عنصرستنج کانی‌ها استفاده شد. علامت اختصاری کانی‌ها بر اساس [۱۴] نوشته شده است. نتایج آنالیز داده‌های ریز پردازش و فرمول ساختاری کانی‌های آمفیبولیت‌های موجود در افیولیت پشت بادام در جدول‌های (۱) و (۲) آورده شده‌اند. Mg# ($Mg / (Mg + Fe^{2+})$) محاسبه شد.

یافت می‌شوند. نفوذ توده‌های متعدد گرانیتوئیدی در این مجموعه موجب شدند تا این همبافت درجه‌های متفاوت دگرگونی از درجه‌های بالا (آمفیبولیت، میگماتیت و...) تا ضعیف (فیلیت، کربنات متبلاور و....) دگرگونی نشان دهد. روی همه این واحدها با آهک‌های کرتاسه پوشانده شده است. داشتن همراهانی از سنگ‌های پالئوزویک سبب شد تا [۱۱] این مجموعه را به سن پرکامبرین – پالئوزویک بداند. [۱۲] نیز زمان تشکیل و دگرگونی این همبافت را پرکامبرین در نظر گرفته است. اما به اعتقاد [۱۳] علاوه بر شواهد فسیل‌شناسی، تکه‌هایی از سنگ‌های دگرگون پشت بادام را در کنگلومرا و ماسه سنگ‌های قاعده‌ای ترباس (کوه سفید دنبه و ساغند) می‌توان یافت که به سمت بالای دنباله به سنگ آهک و دولومیت‌های دارای آثار کرم و میکرو فسیل‌های تریاس‌تحتانی-میانی تبدیل می‌شود. بنابراین، سن مجموعه سنگ‌های دگرگون پشت بادام را پالئوزویک پایانی-تریاس پیشنهاد کرده است.



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده منطقه‌ی مورد بررسی با تغییرات از [۱۱].



شکل ۲ تصاویر صحرایی از افیولیت پشت بادام و واحدهای واپسنه (دید رو به شمال).

ادامه جدول ۲

Sample Point Mineral	B111 △↑48 Pl	B450-1 ↓50. Pl	Sample Point Mineral	B106-3 ۳۵ Ms	B106-3 ۳۶ Ms	Sample Point Mineral	B450-1 ۵۲ Grt	B450-1 ۵۳ Grt	B450-1 ۵۴ Grt	Sample Point Mineral	B106-3 ۳۷ III	B106-3 ۳۸ III
SiO ₂	۴۵/۹۳	۴۴/۶۸	SiO ₂	۴۷/۱۶	۴۷/۰۵	SiO ₂	۴۱/۷۵	۳۹/۱۸	۳۹/۴۷	SiO ₂	·۷۰۰	·۷۰۰
TiO ₂	·۷۰۰	·۷۰۰	TiO ₂	·۷۰۰	·۷۰۱	TiO ₂	·۷۰۰	·۷۰۰	·۷۰۳	TiO ₂	۵۵/۰۰	۵۷/۳۱
Al ₂ O ₃	۳۴/۹۹	۳۵/۴۴	Al ₂ O ₃	۳۶/۴۱	۳۷/۴۳	Al ₂ O ₃	۳۲/۳۳	۳۰/۵۸	۳۰/۶۰	Al ₂ O ₃	·۰۰۲	·۰۰۲
Cr ₂ O ₃	·۰۰۰	·۰۰۰	Cr ₂ O ₃	·۰۰۰	·۰۰۰	Cr ₂ O ₃	·۰۰۰	·۰۰۰	·۰۰۰	Cr ₂ O ₃	·۰۰۰	·۰۰۰
FeO*	·۰۰۵	·۰۰۳	FeO*	·۰۹۶	·۰۵۶	FeO*	·۰۰۴	۳/۷۰	۳/۵۲	FeO*	۳۹/۵۹	۳۲/۳۷
MnO	·۰۰۰	·۰۰۰	MnO	·۰۰۴	·۰۰۵	MnO	·۰۰۰	·۰۰۴	·۰۰۷	MnO	۲/۴۰	۱/۸۵
MgO	·۰۰۰	·۰۰۰	MgO	·۰۵۰	·۰۳۵	MgO	·۰۰۰	·۰۰۳	·۰۰۲	MgO	·۰۲۴	·۰۲۴
CaO	۱۸/۳۰	۱۸/۹۷	CaO	·۱۴	·۰۱۰	CaO	۲۲/۴۴	۲۴/۰۴	۲۴/۱۷	CaO	·۰۰۸	·۰۲۲
Na ₂ O	۱/۴۷	·۰۷۷	Na ₂ O	·۰۲۶	·۰۱۷	Na ₂ O	·۰۶۹	·۰۰۰	·۰۰۰	Na ₂ O	·۰۰۴	·۰۰۱
K ₂ O	·۰۰۰	·۰۰۰	K ₂ O	۱۰/۱۵	۱۰/۴۷	K ₂ O	·۰۰۱	·۰۰۰	·۰۰۰	K ₂ O	·۰۰۰	·۰۰۰
Total	۱۰۰/۷۵	۹۹/۸۹	Total	۹۵/۶۱	۹۶/۲۰	Total	۹۸/۵۶	۹۷/۶۰	۹۷/۸۸	Total	۹۷/۳۷	۹۳/۰۲
Oxygen#	۸	۸	Oxygen#	۲۲	۲۲	Oxygen#	۱۲	۱۲	۱۲	Oxygen#	۳۲	۳۲
Si	۲/۱۰۲	۲/۰۶۵	Si	۶۲۰۷	۶/۱۵۱	Si	۲۸/۰۲	۲/۷۷۶	۲/۷۸۵	Si	·۰۰۰	·۰۰۰
Ti	·۰۰۰	·۰۰۰	Ti	·۰۰۰	·۰۰۰۱	Ti	·۰۰۰	·۰۰۰	·۰۰۰۱	Ti	۴/۲۹۵	۴/۷۱۰
Al ^{IV}	۱/۸۸۶	۱/۹۲۹	Al ^{IV}	۱/۷۹۳	۱/۸۴۹	Al ^{IV}	·۰/۱۹۸	·۰۲۲۴	·۰۲۱۵	Al ^{IV}	·۰۰۰۲	·۰۰۰۳
Al ^{VI}	·۰۰۰	·۰۰۰	Al ^{VI}	۳/۸۵۱	۳/۹۱۴	Al ^{VI}	۲۶/۱۵	۲/۴۵۶	۲/۴۵۷	Al ^{VI}	·۰۰۰	·۰۰۰
Cr	·۰۰۰	·۰۰۰	Cr	·۰۰۰	·۰۰۰	Cr	·۰۰۰	·۰۰۰	·۰۰۰	Cr	·۰۰۰	·۰۰۰
Fe ²⁺	·۰۰۰	·۰۰۰	Fe ²⁺	·۰/۱۰۶	·۰۰۶۲	Fe ²⁺	·۰۷۵۵	·۰۷۸۵	·۰۷۷۷	Fe ²⁺	۲/۴۳۷	۲/۰۴۹
Fe ³⁺	·۰۰۰۲	·۰۰۱	Fe ³⁺	·۰۰۰	·۰۰۰	Fe ³⁺	·۰۰۰	·۰۰۰	·۰۰۰	Fe ³⁺	·۰۰۰	·۰۰۰
Mn	·۰۰۰	·۰۰۰	Mn	·۰۰۰۵	·۰۰۰۵	Mn	·۰۰۰	·۰۰۰۳	·۰۰۰۴	Mn	·۰۲۱۱	·۰۱۷۱
Mg	·۰۰۰	·۰۰۰	Mg	·۰۰۹۸	·۰۰۶۹	Mg	·۰۰۰	·۰۰۰۳	·۰۰۰۲	Mg	·۰۰۳۷	·۰۰۳۹
Ca	·۰۸۹۷	·۰۹۳۹	Ca	·۰۰۱۹	·۰۰۱۴	Ca	۱/۶۸۶	۱/۸۲۵	۱/۸۲۷	Ca	·۰۰۰۹	·۰۰۲۶
Na	·۰/۱۳۱	·۰۰۸۹	Na	·۰۰۶۶	·۰۰۴۲	Na	·۰۰۰	·۰۰۰	·۰۰۰	Na	·۰۰۰۸	·۰۰۰۲
K	·۰۰۰	·۰۰۰	K	۱/۷۰۳	۱/۷۴۷	K	·۰۰۰	·۰۰۰	·۰۰۰	K	·۰۰۰	·۰۰۰
Sum	۵/۰۱۸	۵/۰۰۳	Sum	۱۳/۸۴۸	۱۳/۸۵۴	Sum	۸/۰۵۶	۸/۰۷۳	۸/۰۶۷	sum	۷/۹۹۹	۸/۰۰۰
Ab	۱۲/۷۰۰	۶/۸۰۰				Almandine	۳۰/۹۲۰	۲۹/۹۹۰	۲۹/۷۶۰			
An	۸۷/۳۰۰	۹۳/۲۰۰				Andradite	·۰۰۰	·۰۰۰	·۰۰۰			
Or	·۰۰۰	·۰۰۰				Grossular	۶۹/۰۷۰	۶۹/۷۷۰	۷۰/۰۲۰			
Name	Bytownite	Anorthite				Pyrope	·۰۰۰	·۰۱۳۰	·۰۰۶۰			
						Spessartine	·۰۰۰	·۰۱۰۰	·۰۱۶۰			
						Uvarovite	·۰۰۰	·۰۰۰	·۰۰۰			

گارنت ۰/۵٪، اسفن، ایلمنیت، پرهنیت، کلریت و لوکوکسن ۱۰٪ بودند. آمفیبول ها در این سنگ ها نیز هم به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار و هم به صورت سوزن های ریز دیده شدند. پلازیوکلازها اغلب بی شکل و پر کننده فضای بین آمفیبول ها و برخی از آن ها نیز دارای ادخال هایی از سوزن های آمفیبول بودند. کلریت در اثر دگر گونی برگشتی آمفیبول ها به وجود آمده است. کلریت در اثر دگر گونی برگشتی آمفیبول ها به وجود آمده است. اسفن، ایلمنیت ۰/۵٪، آپاتیت، سریسیت و اپیدوت ۰/۵٪ بوده اند. در این سنگ ها آمفیبول ها به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار در مقاطع طولی و عرضی با چند رنگی سبز دیده می شوند. پلازیوکلازهای شکل دار تا نیمه شکل دار با ماکل پلی سنتیک بودند. کوارتزها نیز دارای ادخال های سوزنی آپاتیت هستند. پاراژن زکانی های زیر در این آمفیبولیت ها قابل مشاهده است:

Am + Pl, Am + Pl ± Qtz, Pl + Am ± Sph, Pl + Am + Ilm, Am + Ilm ± Sph

Niez در این آمفیبولیت ها مشاهده شدند

۱) آمفیبولیت های با پلازیوکلاز حد بواسطه دارای کانی های اصلی آمفیبول ۴۰٪، پلازیوکلاز ۳۰٪ و کانی های فرعی کوارتز ۱۰٪، اسفن ۱۰٪، ایلمنیت ۰/۵٪، آپاتیت، سریسیت و اپیدوت ۰/۵٪ بوده اند. در این سنگ ها آمفیبول ها به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار در مقاطع طولی و عرضی با چند رنگی سبز دیده می شوند. پلازیوکلازهای شکل دار تا نیمه شکل دار با ماکل پلی سنتیک بودند. کوارتزها نیز دارای ادخال های سوزنی آپاتیت هستند. پاراژن زکانی های زیر در این آمفیبولیت ها قابل مشاهده است:

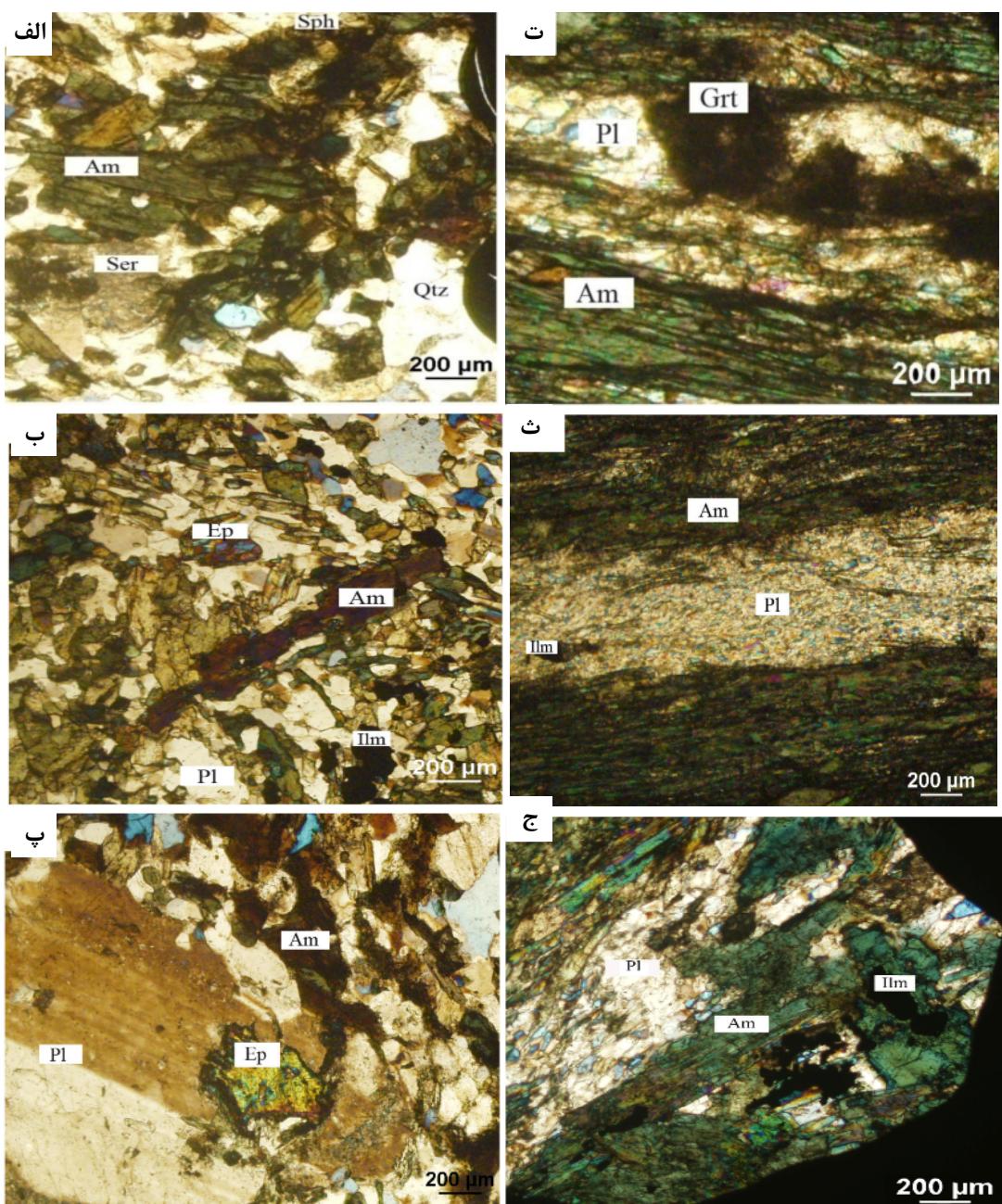
Am + Pl, Am + Pl ± Qtz, Pl + Am ± Sph, Pl + Am + Ilm, Am + Ilm ± Sph

۲) آمفیبولیت های غنی از آنورتیت دارای کانی های اصلی آمفیبول ۴۰٪، پلازیوکلاز ۲۵٪ و کانی های فرعی کوارتز ۲۰٪

سنگ نگاری کانی ها

مشاهده در هر دو آمفیبولیت بافت‌های نماتوبلاستیک و پویکیلوبلاستیک هستند. هر دو آمفیبولیت فاقد کلینوپیروکسن‌اند که علت آن تشکیل این آمفیبولیت‌ها در گستره‌ی پیش از رخساره‌ی گرانولیت است [۱۵]. تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های تشکیل دهنده‌ی آمفیبولیت‌های با پلاژیوکلاز‌های حد واسط آورده شده‌اند.

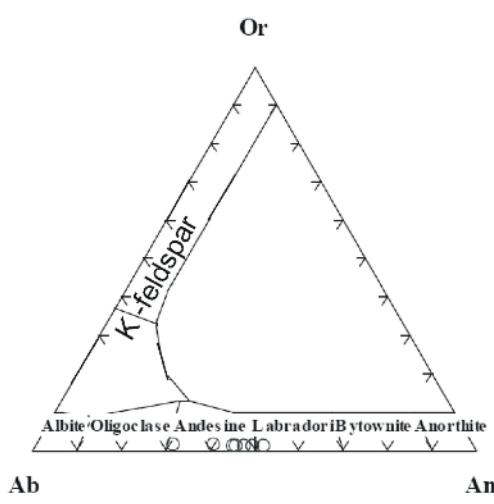
آمفیبولیت‌های با پلاژیوکلاز‌های حد واسط گارنت و مسکویت و آمفیبولیت‌های با پلاژیوکلاز غنی از آنورتیت فاقد اپیدوت، آپاتیت و سریسیت هستند. در بررسی مقاطع میکروسکوپی نیز جدایش بخش‌های تیره و روشن به خوبی قابل مشاهده است و بخش‌های تیره شامل کانی‌های آمفیبول، اسفن، ایلمینیت و گارنت و بخش‌های روشن شامل کانی‌های پلاژیوکلاز، مسکویت و کوارتز از هم جدا شده. بافت‌های قابل



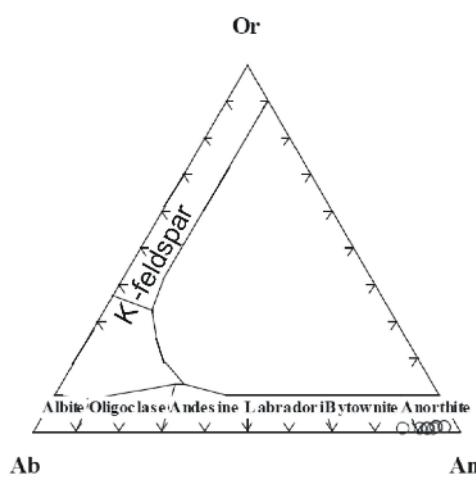
شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های تشکیل دهنده‌ی آمفیبولیت‌های نوع اول (آمفیبولیت‌های با پلاژیوکلاز حد واسط)، تا ج آمفیبولیت‌های نوع دوم (آمفیبولیت‌های آنورتیتی) (همه تصاویر در حالت XPL).

Magnesio از نوع هورنبلند منیزیم‌دار (-hornblende) با $Mg\# = 0.84$ تا 0.62 بوده‌اند (شکل ۴ الف و پ).

پلازیوکلاز: پلازیوکلازها در آمفیبولیت‌های با پلازیوکلاز حدواسط اندزین تا لابرادوریت (۳۲ تا ۵۲ درصد آنورتیت) و در آمفیبولیت‌های با پلازیوکلاز غنی از آنورتیت از نوع بیتونیت تا آنورتیت (۷۷ تا ۹۷ درصد آنورتیت) بودند (شکل ۴ ب و ت).

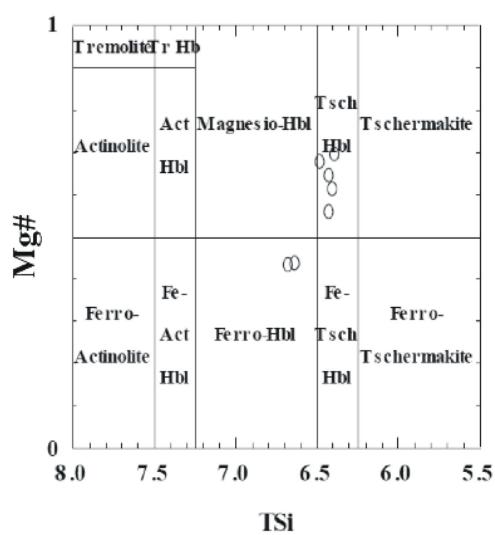


ب

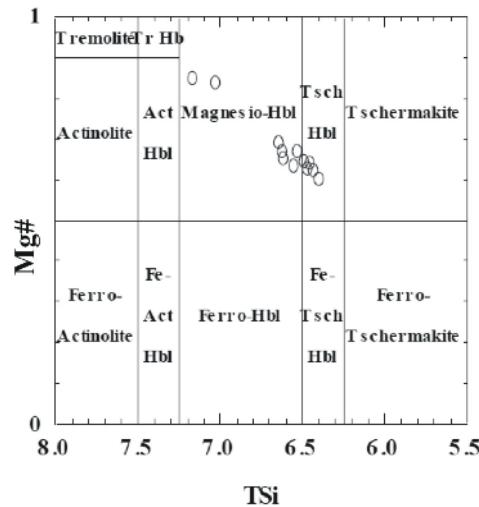


ت

شیمی کانی‌ها
آمفیبول: آمفیبول‌ها در هر دو آمفیبولیت از نوع آمفیبول‌های کلسیک، و آمفیبول‌ها در آمفیبولیت‌های با پلازیوکلاز حدواسط Tschermakitic (hornblende) با $Mg\# = 0.68$ تا 0.54 و هورنبلند آهن‌دار (Ferro-hornblende) با $Mg\# = 0.42$ بودند. در آمفیبولیت‌های با پلازیوکلاز غنی از آنورتیت آمفیبول‌های درشت از نوع هورنبلند چرماتیکی (Tschermakitic) در $Mg\# = 0.59$ تا 0.63 و آمفیبول‌های ریز



الف



پ

شکل ۴ نمودارهای ترکیب آمفیبول و پلازیوکلاز از [۱۶]، الف تا ب ترکیب آمفیبول‌ها و پلازیوکلازهای آمفیبولیت‌های با پلازیوکلاز حدواسط، پ تا ت ترکیب آمفیبول‌ها و پلازیوکلازهای آمفیبولیت‌های با پلازیوکلازهای غنی از آنورتیت.

Hollister [۱۸]: $P(\pm 1 \text{ Kbar}) = -4.76 + 5.64 \text{ Al(total)}$
et al.

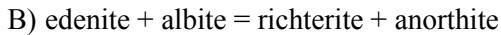
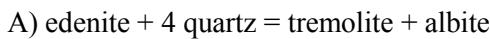
Johnson and [۱۹]: $P(\pm 0.5) = -3.46 + 4.23 \text{ Al(total)}$

Rutherford

[۲۰]: $P(\pm 0.6 \text{ Kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{ Al(total)}$

Schmidt

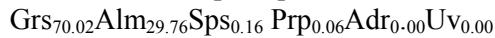
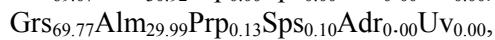
بررسی معادلات بالا نشان می‌دهد که تمامی روش‌های فشارسنجی هورنبلنده برا اساس مقدار Al موجود در ساختار آن ارائه شده‌اند. فشار محاسبه شده با فرمول‌های فوق در آمفیبولیت‌های با پلاژیوکلاز غنی از آنورتیت برای هورنبلنده منیزیم‌دار ۴/۹۳ تا ۸/۱۳ کیلوبار و برای هورنبلنده چرماکیتی ۶/۰۱ تا ۹/۸۱ کیلوبار، و نیز در آمفیبولیت‌های با پلاژیوکلاز حدوداً برای هورنبلنده چرماکیتی ۴/۸۷ تا ۸/۲۶ کیلوبار و برای هورنبلنده آهن دار ۴/۶۹ تا ۶/۳۸ کیلوبار برآورد کرده است. برای دماسنجدی آمفیبولیت‌های منطقه‌ی مورد نظر نیز از دماسنجدی با آمفیبول – پلاژیوکلاز استفاده شد. شرط لازم برای استفاده از این زوج کانی به عنوان دماستج این است که در بررسی‌های سنگ نگاری، آمفیبول و پلاژیوکلاز با هم در تعادل باشند. این زمین دماسنجدی تبدیل بوده و بر مبنای واکنش‌های زیر صورت می‌گیرد [۲۱، ۲۲]:



واکنش اول به شرایطی وابسته است که کوارتز در سنگ حضور دارد، ولی واکنش دوم در شرایطی است که کوارتز در سنگ وجود ندارد [۲۱، ۲۲]. با توجه به حضور کوارتز در نمونه‌های مورد بررسی از واکنش اول استفاده می‌شود.

دما- فشارسنجی با آمفیبولیت‌های با پلاژیوکلاز حدوداً، دما و فشار ۶۴۹/۷ تا ۷۳۸/۳ درجه‌ی سانتی گراد و ۶/۱۶ کیلوبار (رخساره آمفیبولیت) و دما- فشارسنجی آمفیبولیت‌های با پلاژیوکلازهای غنی از آنورتیت، دما و فشار ۹۲۹/۹ تا ۱۵۶۶ درجه‌ی سانتی گراد و ۴/۴۷ تا ۹/۳۱ کیلو بار (رخساره گرانولیت و بالاتر) را نشان می‌دهد. با در نظر گرفتن گستره‌ی $\text{An} \leq 0.92$ برای پلاژیوکلازها بر اساس [۲۱، ۲۲] و حذف پلاژیوکلازهایی که این شرط را ندارند گستره‌ی دما و فشار به ترتیب $972/9$ تا $1076/4$ درجه‌ی سانتی گراد و $6/16$ تا $7/69$ کیلوبار برای آمفیبولیت‌های با پلاژیوکلازهای دارای آنورتیت فراوان به دست می‌آید.

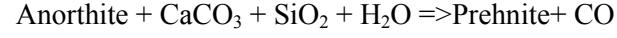
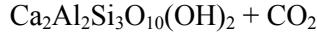
گارنت: گارنت‌های موجود در آمفیبولیت‌های غنی از آنورتیت ارای ترکیب زیرنده



چنانکه ملاحظه می‌شود سه مولفه‌ی مهم در ترکیب گارنت‌های مورد بررسی عبارتند از گروسوЛАR، آلماندین و پیروپ. اگر کلریت و اپیدوت مصرف شوند در عوض گارنت‌هایی تولید می‌شوند که هم دارای گروسوЛАR و هم دارای آهن و منیزیم (آلماندین – پیروپ) هستند، در نتیجه گارنت‌هایی سه متسلکله- کلسیم – آهن – منیزیم دار تشکیل می‌شوند [۱۵]. فراوانی کم گارنت‌ها در آمفیبولیت‌های با پلاژیوکلاز غنی از آنورتیت بیانگر شروع تشکیل آن‌ها در اثر فناور است [۱۵].

یک نمونه اپیدوت موجود در آمفیبولیت‌های با پلاژیوکلاز حدوداً دارای درصد پستاشیت ۱۹/۵ می‌باشد.

پرهنیت‌ها طی واکنش زیر می‌توانند از پلاژیوکلازهای کلسیک حاصل شوند:



بحث

بررسی‌های صحرایی مانند پوشیده شدن آمفیبولیت‌ها با متاخرت‌ها و سنگنگاری حضور کانی‌های شاخص آمفیبول و پلاژیوکلاز که بخش مهم این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد، نشان می‌دهد که آمفیبولیت‌ها از دگرگونی بازالت‌های افیولیت پشت بادام به وجود آمده‌اند و در شرایط رخساره‌ی آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. برای تعیین دقیق شرایط دما و فشار حاکم بر دگرگونی از روش‌های مختلف زمین دما- فشارسنجی استفاده می‌شود. با توجه به کانی‌های موجود در آمفیبولیت‌های منطقه‌ی شود. بهتر است از فشارسنجی آمفیبول‌ها و دماسنجدی آمفیبول – پلاژیوکلاز استفاده شود. در مورد استفاده از آمفیبول‌ها برای فشارسنجی روش‌های مختلفی ارائه شده‌اند که از جمله آن‌ها می‌توان از [۲۰-۱۷] نام برد.

[۱۷]: $P(\pm 3 \text{ Kbar}) = -3.92 + 5.03 \text{ Al(total)}$

Hammarstrom and Zen

متاثر از فاز کوهزایی سیمیرین پیشین است، مرحله‌ی M2 با توجه به سن به دست آمده از بررسی‌های $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ توسط [۱۰] که سنی معادل $۱,۸۳ \pm ۱,۸۷/۶$ را تعیین کرده‌اند و حضور کانی‌های آمفیبیول و پلازیوکلاز که شاخص رخساره و سنگ آمفیبیولیت است، تایید می‌شود که با فاز کوهزایی سیمیرین میانی همخوانی دارد، مرحله‌ی M3 را می‌توان با حضور کانی-های حاصل از دگرگونی برگشتی در حد رخساره‌ی شیست سبز مانند کلریت، پرهنیت و لوکوکسن تشخیص داد، همچنین در پریدوتیت‌های دگرگون (متالرزولیت) نیز کانی‌های الیوین سرپانتینی و کلریت تاثیر این دگرگونی بر سنگ‌های مورد بررسی را نشان می‌دهد، که این مرحله نیز به سیمیرین پسین نسبت داده می‌شود. آمفیبیولیت‌ها علاوه بر افیولیت پشت بادام در افیولیت‌های پالئوزویک دیگر ایران مرکزی از جمله افیولیت جندق نیز بروند دارند. بررسی‌های انجام گرفته توسط ترابی [۲۳] نشان می‌دهد آمفیبیولیت‌های افیولیت جندق نیز حداقل دو مرحله دگرگونی که با دو مرحله دگرگونی یاد شده را که با آمفیبیولیت‌های افیولیت پشت بادام همخوانی دارند، پشت سر گذاشته‌اند. جدول ۳، مقایسه‌ی ترکیب کانی‌های آمفیبیول و پلازیوکلاز نیز دما و فشار محاسبه شده در آمفیبیولیت‌های افیولیت مناطق مجاور جندق با آمفیبیولیت‌های پشت بادام را نشان می‌دهد.

دما و فشارهای بدست آمده نشان می‌دهد که اعداد مربوط به دما در آمفیبیولیت‌های با پلازیوکلاز دارای آنورتیت فراوان، غیر منطقی هستند و با بررسی‌های سنگنگاری همخوانی ندارند. دلیل آن بر می‌گردد به پرهنیتی شدن برخی از پلازیوکلازها (M1) قبل از رخداد دگرگونی در رخساره‌ی آمفیبیولیت (M2) و تشکیل پلازیوکلاز با آنورتیت فراوان از دگرگونی پرهنیت‌ها. با این حال برخی از پلازیوکلازها نیز دگرسان نشده و دست نخورده باقی مانده‌اند. کانی‌های ثانویه پرهنیت، کلریت، سریسیت، اپیدوت و لوکوکسن قابل مشاهده در آمفیبیولیت‌ها نیز نشان دهنده‌ی رویداد دگرگونی برگشتی در حد رخساره‌ی شیست سبز (M3) پس از دگرگونی آن‌ها در رخساره‌ی آمفیبیولیت است.

دما و فشار حقیقی دگرگونی (M2) برای آمفیبیولیت‌های افیولیت پشت بادام، بنابر محاسبات بالا، دمای $۶۴۹/۷$ تا $۷۳۸/۳$ درجه‌ی سانتی گراد و فشار $۶/۵۶$ تا $۷/۷۹$ کیلوبار است که بیانگر رخساره‌ی آمفیبیولیت است.

چنین به نظر می‌رسد که حداقل سه حداده‌ی دگرگونی در این منطقه تاثیر گذار بوده‌اند. از شواهد M1 پدیده پرهنیتی شدن پلازیوکلازها در آمفیبیولیت‌های با پلازیوکلاز غنی از آنورتیت است که موجب شده از دگرگونی این پرهنیت‌ها در مرحله‌ی M2 پلازیوکلازهای غنی از آنورتیت حاصل شوند. با توجه به سن تشکیل این افیولیت در پالئوزویک، مرحله‌ی M1

جدول ۳ مقایسه‌ی ترکیب کانی‌های آمفیبیول و پلازیوکلاز و همچنین دما و فشار دو آمفیبیولیت پشت بادام با آمفیبیولیت‌های افیولیت جندق، (۱) آمفیبیولیت‌های با پلازیوکلاز حد بواسطه، (۲) آمفیبیولیت‌های با پلازیوکلاز غنی از آنورتیت، (۳) آمفیبیولیت‌های افیولیت جندق، (۴) آمفیبیولیت‌های موجود در دنباله‌های دگرگونی جندق.

	Amphibolite Type	Plagioclase Type	P (Kbar)	T (°C)
1) Posht-e-Badam Amphibolite (1)	Ferro-hornblend and Tschermakitic hornblend	Andesine - Labradorite	$۶/۱۶ - ۷/۷۹$	$۶۴۹/۷ - ۷۳۸/۳$
2) Posht-e-Badam Amphibolite (2)	Tschermakitic hornblende and Magnesio-hornblende	Bytownite - Anorthite	$۴/۴۷ - ۹/۳۱$	$۹۲۹/۹ - ۱۵۶۶$
3) Jandaq ophiolite amphibolite	Ferroan-pargasitic-hornblende, Ferrian-tschermakitic hornblende and Tschermakitic hornblende	Andesine - Labradorite	$۷/۹۸ - ۹/۰۱$	$۷۱۴ - ۷۳۸$
4) Amphibolite in Jandaq metamorphic rocks	Ferroan-pargasitic hornblend, Alumino-ferroan pargasitic hornblende, Alumino-tschermakitic hornblende and Magnesio-hornblende	Oligoclase - Andesine	$۸/۵۸ - ۱۰/۸۷$	$۶۱۹ - ۶۶۸$

- [3] Silantyev S., Sokolov S., Bondarenko G., Morozov O., Bazylev B., Palandzhyan S., Ganelin A., *Geodynamic setting of the high-grade amphibolites and associated igneous rocks from accretionary complex of Povorotny Cape, taiganos peninsula, northeastern Russia*, Tectonophysics 325(2000) 107-132.
- [4] Wang W.-L., Aitchison J.C., Lo C.-H., Zeng Q.-G., *Geochemistry and geochronology of the amphibolite blocks in ophiolitic mélange along Bangong-Nujiang suture, central Tibet*, Journal of Asian Earth Sciences 33 (2008) 122-138.
- [۵] فرید آزاد، م.، موید، م.، مجتهدی، م.، مودن، م.، "سنگشناسی و سنگ زایی آمفیبولیت‌های موجود در مجموعه افیولیتی خوی- شمال غربی ایران"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲ (۱۳۸۹) ص ۲۳۳-۲۴۶.
- [۶] آقاباتی، ع.، "زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۵) صفحه ۵۸۶.
- [7] Ramezani J., Tucker R., *The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics*, American Journal of Science 303 (2003) 622-665.
- [8] Kargaranbafghi F., Neubauer F., Gensler J., *Cenozoic kinematic evolution of southwestern Central Iran: Strain partitioning and accommodation of Arabia-Eurasia convergence*, Tectonophysics 502 (2010) 221-243.
- [9] Verdel Ch., Wernicke B.P., Ramezani J., Hassanzadeh J., Renne P.R., Spell T.L., *Geology and thermochronology of Tertiary cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of Central Iran*, Geological Society of America Bulletin 119 (2007) 961-977.
- [10] Bagheri S., Stampfli G.M., *The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in Central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications*, Tectonophysics 451 (2008) 123-155.
- [11] Haghipour A., *Etude géologique de la région de Biabanak - Bafq (Iran Central) ptrologie et tectonique du socle Percambrien et de sa*

برداشت

بررسی آمفیبولیت‌های افیولیت پشت بادام نشان از دگرگون شدن آن‌ها در رخساره‌ی آمفیبولیت دارد. دما و فشار محاسبه شده برای آمفیبولیت‌های با پلازیوکلاز حدواتسط، به ترتیب ۶۴۹/۷ تا ۷۳۸/۳ درجه‌ی سانتی‌گراد و ۶۱۶ تا ۷۷۹ کیلوبار (رخساره‌ی آمفیبولیت) و برای آمفیبولیت‌های با پلازیوکلاز غنی از آنورتیت ۹۲۹/۹ تا ۱۵۶۶ درجه‌ی سانتی‌گراد و ۴/۴۷ تا ۹/۳۱ کیلوبار (رخساره‌ی گرانولیت و بالاتر) گزارش می‌شود. در آمفیبولیت‌های با پلازیوکلاز دارای آنورتیت فراوان، پرهنیتی شدن پلازیوکلازها (M1) قبل از دگرگونی در رخساره‌ی آمفیبولیت (M2) و تشکیل پلازیوکلازهای غنی از آنورتیت آن‌ها پس از دگرگونی، دلیل دمای غیر واقعی در حد رخساره‌ی گرانولیت و بالاتر است. حضور کانی‌های پرهنیت، کلریت، سریسیت، اپیدوت و لوکوکسن نشان می‌دهد که این سنگ‌ها پس از دگرگونی در رخساره‌ی آمفیبولیت دستخوش یک دگرگونی برگشتی در حد رخساره‌ی شیست سبز (M3) شده‌اند. می‌توان چنین نتیجه گرفت که حداقل سه مرحله‌ی دگرگونی M1، M2 و M3 که به ترتیب با فازهای دگرگونی سیمرین پیشین، میانی و پسین همخوانی دارد، روی این سنگ‌ها اثر گذار بوده‌اند. این بررسی صورت گرفته با بررسی آمفیبولیت‌های افیولیت جندق همخوان است.

قدردانی

نویسنده‌گان این مقاله مراتب سپاس و قدردانی خود را از دانشگاه اصفهان به جهت حمایت‌های مالی از این پژوهش ابراز می‌نمایند.

مراجع

- [1] Dewey J.F., Bird J.M., *"Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland"*, Journal of Geophysical Research 66 (1971) 3179-3206.
- [2] Gartzos E., Dietrich V.J., Migiro G., Serelis K., Lymeropoulou Th., *The origin of amphibolites from metamorphic soles beneath the ultramafic ophiolites in Evia and Lesvos (Greece) and their geotectonic implication*, Lithos 108 (2009) 224-242.

- [19] Johnson M.C., Rutherford M.J., "Experimental calibration of an aluminumin-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks", *Geology* 17 (1989) 837-841.
- [20] 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.
- [21] Blundy J.D., Holland T.J.B., "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104 (1990) 208 – 224.
- [22] Holland T., Blundy J., *Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on Amphibole - plagioclase thermometry*, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116 (1994) 433-447.
- [۲۳] ترابی ق، "تعیین شرایط فشار و دمای تشکیل آمفیبولیت های افیولیت جندق (شمال شرق استان اصفهان) با استفاده از دماستنجی و فشار سنجی کانی های آمفیبول و پلاژیوکلاز، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۱ (۱۳۸۶) ص ۱۱۷-۱۳۴.
- couverture*", Universite scientifique et medicale de Grenoble, France (1974) 403p.
- [12] Nadimi A., *Evolution of the Central Iranian basement*, Gondwana Research 12 (2007) 324-333.
- [۱۳] شاه پسندزاده م، نوگل سادات ع.ا، آفتابی ع، "تحلیل ساختاری مجموعه سنگ های دگرگونی پشت بادام در باخترا ایران مرکزی"، بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین (۱۳۸۴).
- [14] Kretz R., *Symbols rock-forming minerals*, American Mineralogist 68 (1983) 277-279.
- [۱۵] بوخر ک، فری م، "پتروزنر سنگ های دگرگونی ترجمه ولی زاده م.و، صادقیان م، انتشارات دانشگاه تهران، (۱۳۷۹) صفحه ۳۸۶.
- [16] Deer W.A, Owie R.A.H, Zussman J., "An introduction to the rock forming minerals", Longman, London (1992) 696p.
- [17] Hammarstrom J.M., Zen E., "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", American Mineralogist 71 (1986) 1297-1313.
- [18] Hollister L.S., Grissom G.C., Pters 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.