



شیمی کانی‌های متابازیت‌های پالئوزوئیک، شاهی بر تغییرات دگرگونی این سنگ‌ها (جنوب چاه پلنگ، شمال شرق استان اصفهان)

فرشته بیات^{*}، قدرت ترابی

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان

(دریافت مقاله: ۸۷/۱۰/۵، نسخه نهایی: ۸۸/۵/۱۲)

چکیده: متابازیت‌های پالئوزوئیک زیرین جنوب چاه پلنگ در شمال بلوک یزد از زون ایران مرکزی، با گسترش محدود در همراهی با دگرگونه‌های دوشاخ وجود دارند. متابازیت‌ها به دو بخش متاولکانیک و توده‌های متاگابرو، آمفیبولیت و متادیاباز تقسیم می‌شوند. متاولکانیک‌ها با ترکیب بازالتی به صورت روانه‌های دارای برگوارگی و حفره‌های پر شده با کلسیت‌اند. آمفیبول، پلاژیوکلاز و بیوتیت از سازندگان اصلی این سنگ‌ها هستند. اکتینولیت، کلریت، اپیدوت، کلسیت و آلبیت به عنوان کانی‌های شاخص رخساره‌ی شیست سبز در زمینه‌ی ملانوکرات متابازیت‌ها یافت می‌شوند. بر اساس فشار سنجی‌های انجام شده برای آمفیبول‌ها در فشار ۸ کیلوبار، دمای تشکیل منیزوهورنبلند موجود در آمفیبولیت‌ها 622°C و فروهورنبلندها و فروچرماک هورنبلندهای متادیابازها 694°C - 659°C است. دماسنجی بیوتیت‌ها دمای 648°C - 665°C را برای تشکیل بیوتیت‌های متاولکانیک و 585°C - 596°C برای بیوتیت‌های موجود در دایک‌های متادیابازی نشان می‌دهد. سنگ‌شناختی و شیمی کانی‌ها، حاکی از ماهیت قلیایی ماگماتیسم و رخداد‌های دگرگونی متعدد است. متابازیت‌های مورد بررسی نخست در رخساره‌ی آمفیبولیت و سپس در رخساره‌ی شیست سبز دستخوش دگرگونی شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: شیمی کانی، متابازیت، پالئوزوئیک، ایران مرکزی، چاه پلنگ، اصفهان.

مقدمه و زمین‌شناسی عمومی

پالئوزوئیک، یکی از طولانی‌ترین دوران‌های زمین‌شناسی بوده که در مقیاس جهانی، همراه با دو رخداد مهم زمین‌ساختی کالدونین و هرسینین است. با این حال، سنگ‌های ماگمایی پالئوزوئیک محدودتر از دوران‌های دیگر زمین‌شناسی بوده و پراکندگی و گستردگی کمتری داشته است. البته در خلال پالئوزوئیک، ماگماتیسم دارای شدت و ضعف فراوان بوده است، به طوری که با دانسته‌های کنونی، محدودترین فعالیت‌های ماگمایی در دوره‌های کامبرین - اردوئین و کریونیر رخ داده است، در حالی که به طور نسبی در سیلورین - دونین (در ارتباط با حرکت‌های زمین‌ساختی کالدونین) و نیز در دوره‌ی پرمین (وابسته به جنبش‌های زمین‌ساختی هرسینین)، تکاپوهای ماگمایی چشمگیرتر بوده است [۱].

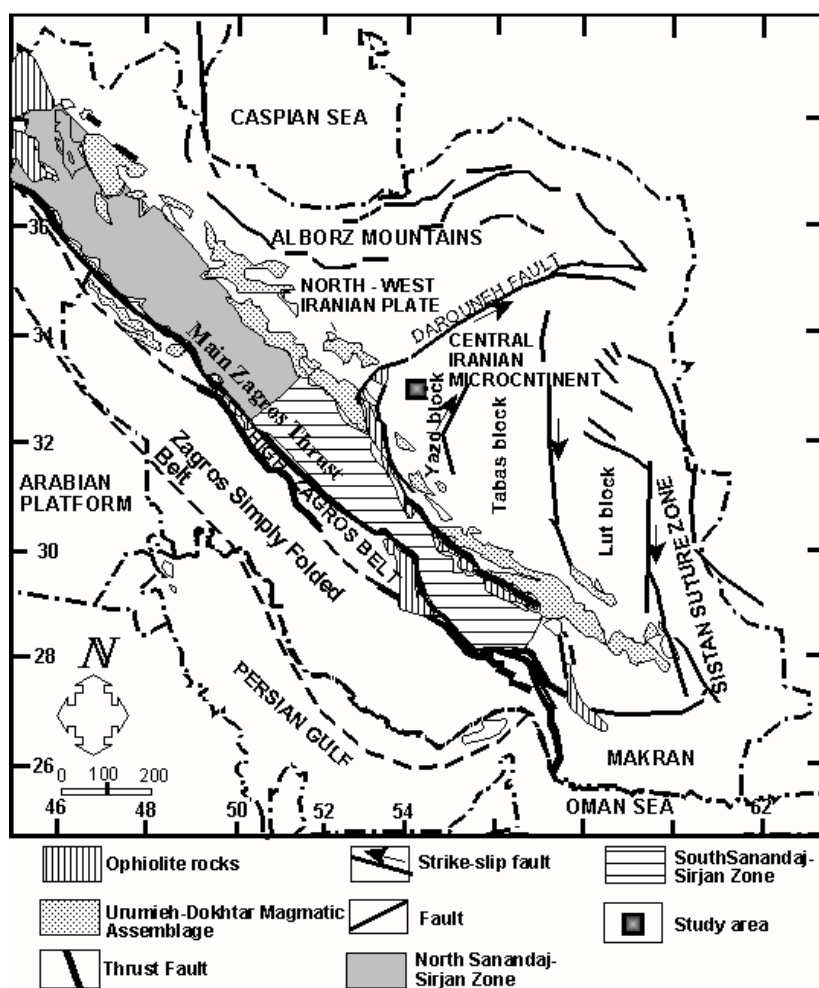
متابازیت‌های نسبت داده شده به پالئوزوئیک زیرین [۲]، در جنوب چاه پلنگ برونزد یافته‌اند که از لحاظ رده بندی ساختاری ایران، جزئی از خرده قاره‌ی ایران مرکزی در شمال بلوک یزد محسوب می‌شوند (شکل ۱) دسترسی به منطقه‌ی چاه پلنگ با مختصات جغرافیایی، عرض $33^{\circ} 05' 56.1''\text{N}$ و طول $54^{\circ} 21' 39.6''\text{E}$ ، از راه آسفالت چوپانان به اردکان و سپس راه‌های خاکی منتهی به این منطقه، امکان‌پذیر است (شکل ۲) [۳].

از ناحیه‌ی انارک تا حوالی ساغند و پشت بادام، یک مجموعه‌ی شیستی تیره رنگ برونزد دارد که همراهانی از فیلیت‌های گرافیتی، کوارتزیت، سنگ آهک‌های متبلور، کلریت اپیدوت شیست، میکاشیست و گنیس دارد. این مجموعه را [۴]

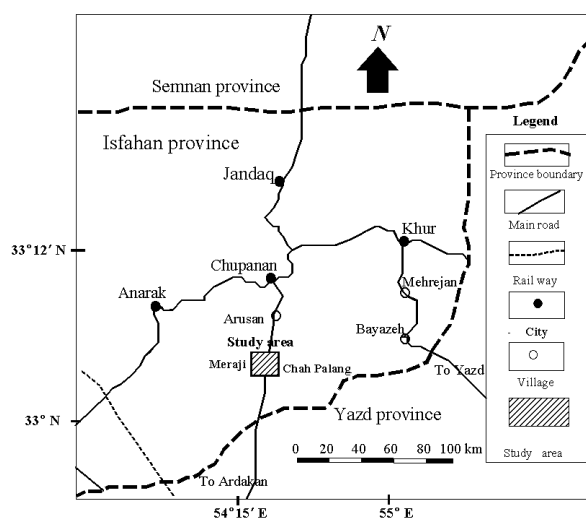
^{*} نویسنده مسئول، تلفن: ۷۹۳۲۱۵۳ (۰۳۱۱)، نمابر: ۷۹۳۲۱۵۲ (۰۳۱۱)، پست الکترونیکی: F.bayat@geol.ui.ac.ir

گره، پتیار، کیودان، دوشاخ و پشت بادام سازندگان دگرگونه-های انارک معرفی شده‌اند.

به سن آرکئن دانسته است. [۵] ضمن اعتقاد به سن پرکامبرین، به این مجموعه، دگرگونه‌های انارک گفته‌اند [۶] با تغییرات. در گزارش [۷] در ناحیه‌ی خور، ۵ همبافت چاه



شکل ۱ موقعیت منطقه چاه پلنگ، شمال بلوک یزد در زون ایران مرکزی. [۸].



شکل ۲ راه‌های ارتباطی به ناحیه‌ی چاه پلنگ [۹].

همراه با سنگ‌های پالئوزوئیک زیرین - پروتروزوئیک فوقانی هستند و همه‌ی آن‌ها در رخساره‌ی شیت سبز دگرگون شده‌اند. [۱۱] سه لبه برافزاینده در مناطق انارک - جندق شناسایی کرده است که جوان‌ترین آن‌ها، لبه‌ی برافزاینده‌ی دوشاخ است. با توجه به سن نسبت داده شده به متابازیت‌های چاه پلنگ و تنوع واحدهای سنگی و درجات دگرگونی در این ناحیه، بررسی‌های دقیق شیمی کانی‌ها، دما- فشارسنجی و تعیین شرایط دگرگونی ضرورت می‌یابد.

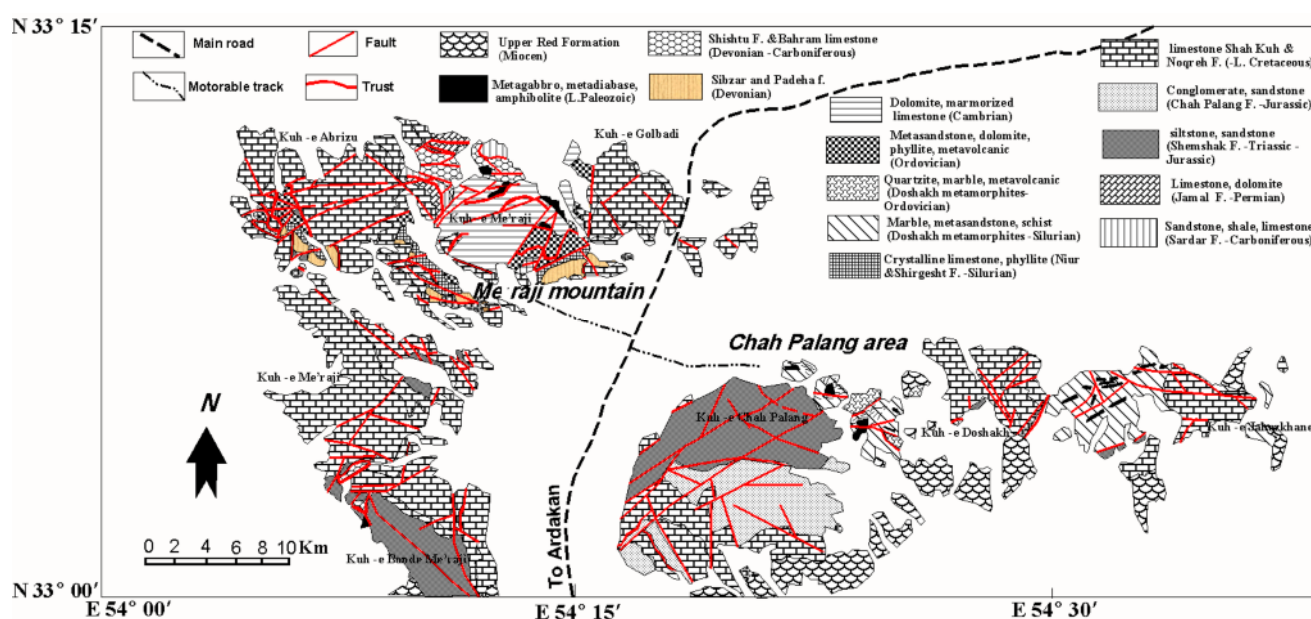
روش بررسی

با بررسی‌های صحرایی و جمع‌آوری نمونه‌های لازم، مقاطع نازک - صیقلی از آن‌ها تهیه شدند و بررسی‌های سنگ‌شناختی با استفاده از میکروسکوپ مدل OLYMPUS - BH2 صورت گرفت. تعدادی از کانی‌ها برای تعیین ترکیب و محاسبه‌ی فرمول ساختاری آن‌ها، در دانشگاه لیبنیز هاننور آلمان، با ریز پردازنده‌ی الکترونی Cameca SX - 100 با ولتاژ شتاب دهنده 20kV و جریان 15nA آنالیز شدند. داده‌های حاصل از آنالیز کانی‌ها و فرمول ساختاری محاسبه شده با نرم افزار Minpet 2.02 در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده‌اند. آنالیز عناصر اصلی و نادر خاکی تعدادی از آمفیبول‌ها توسط [۱۱] با دستگاه LA-ICP-MS در دانشگاه لوزان سوئیس صورت گرفت و نتایج آن‌ها در جدول ۳ آورده شده‌اند. مقادیر HREE این آمفیبول‌ها با اعمال تصحیحات در نمودار بهنجار سازی ارائه شده است.

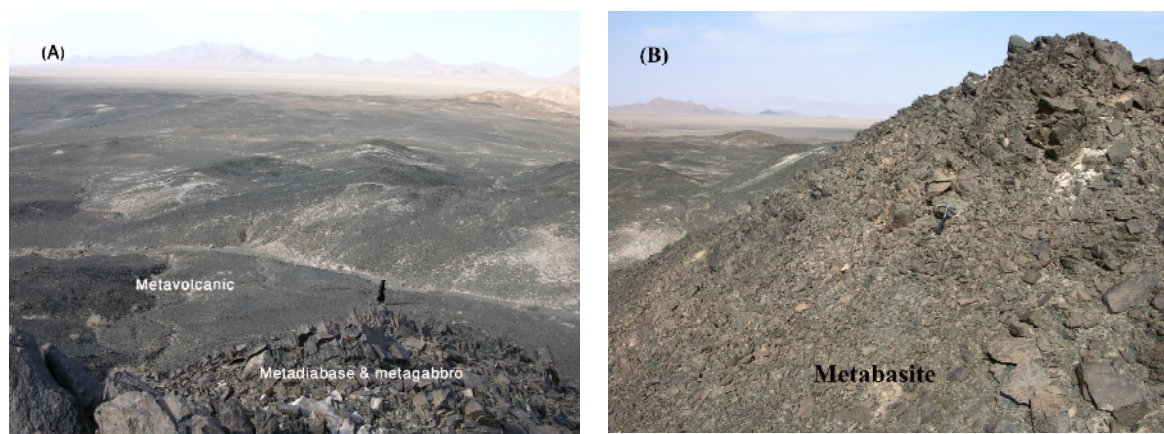
متابازیت‌های چاه پلنگ شامل واحدهای سنگی آمفیبولیت، بازالت، تراکی بازالت، متادیاباز و متاگابرو همراه با دگرگونه‌های دوشاخ دیده می‌شوند. بخش گسترده‌ای از منطقه را سازندهای ماسه سنگی و اسلیتی شمشک، سنگ آهک شاه کوه و نقره به سن کرتاسه و تهنشست‌های تبخیری و تخریبی سازند سرخ فوقانی به سن میوسن پوشانده است [۳]. چنانکه در نقشه‌ی زمین‌شناسی (شکل ۳) و تصاویر صحرایی (شکل ۴) دیده می‌شود، متابازیت‌ها از گستره‌ی اندکی برخوردار بوده و به‌صورت پراکنده، تپه‌های کم ارتفاعی را تشکیل داده‌اند. [۱۰]، چینه نگاری همبافت دگرگونی دوشاخ، با سن اوایل پالئوزوئیک را به صورت زیر معرفی می‌کند:

«در بخش پایینی بیشتر مرمر و متادولومیت، کوارتزیت و شیت حاوی سنگ‌های متاولکانیک در بخش میانی و متاکربنات و ماسه سنگ دگرگون در بخش فوقانی وجود دارند» [۶].

دو نمونه از متاگابروهای نسبت داده شده به پالئوزوئیک زیرین با روش K - Ar سال سنجی شدند که یک نمونه، سنی معادل اردوئین (۴۰۰ میلیون سال قبل) و دیگری سنی معادل اواخر تریاس (۲۰۵ میلیون سال قبل) را نشان داده‌اند [۷]. نویسندگان این مرجع معتقدند که سن جوان‌تر نمونه‌ی دوم احتمالاً به جابه‌جایی‌های کیمیرین اولیه یا وابسته است. سن متاگابروها در حال حاضر مسئله برانگیز است. این توده‌ها



شکل ۳ نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده‌ی منطقه چاه پلنگ [۳].



شکل ۴ تصاویر صحرایی مربوط به متابازیت‌های منطقه‌ی چاه پلنگ. (A): دایک‌های آمفیبولیتی، دیابازی و متاگابرویی در بین متاولکانیک‌های فولیاسیون دار (B): متاولکانیک‌ها به صورت مزوکرات و دارای برگوارگی هستند.

جدول ۱ نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کانی‌های منطقه چاه پلنگ (wt%).

نمونه	کانی	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	Cr ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
Ch 801/1	آمفیبول	۵۲٫۷۰	۰٫۱۱	۳٫۹۴	۱۱٫۸۲	۰٫۶۴	۰٫۱۵	۱۵٫۴۶	۱۲٫۸۶	۰٫۳۶	۰٫۰۷	۹۷٫۴۷
Ch 801/2	آمفیبول	۵۳٫۲۰	۰٫۱۷	۴٫۱۲	۱۱٫۴۲	۰٫۲۷	۰٫۱۰	۱۵٫۷۷	۱۲٫۶۱	۰٫۴۸	۰٫۱۱	۹۷٫۹۸
Ch 801/3	آمفیبول	۴۴٫۹۶	۰٫۲۰	۱۲٫۶۰	۱۴٫۵۷	۰٫۰۲	۰٫۲۳	۱۰٫۶۳	۱۲٫۰۹	۱٫۳۵	۰٫۲۳	۹۶٫۸۶
Ch 795/4	آمفیبول	۴۲٫۲۸	۰٫۲۵	۱۳٫۶۵	۱۹٫۵۸	۰٫۱۳	۰٫۲۴	۷٫۷۰	۱۱٫۶۲	۱٫۳۶	۰٫۲۹	۹۶٫۹۷
Ch 795/5	آمفیبول	۴۳٫۱۹	۰٫۲۵	۱۳٫۰۸	۱۹٫۳۵	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۸٫۰۶	۱۱٫۴۹	۱٫۳۰	۰٫۲۷	۹۷٫۱۳
Ch 795/6	آمفیبول	۴۲٫۷۸	۰٫۲۹	۱۲٫۸۴	۱۸٫۸۶	۰٫۱۲	۰٫۱۶	۸٫۲۴	۱۱٫۵۱	۱٫۳۱	۰٫۲۵	۹۶٫۲۴
Ch 795/7	آمفیبول	۴۳٫۷۶	۰٫۳۶	۱۳٫۵۲	۱۷٫۳۹	۰٫۱۸	۰٫۱۵	۸٫۸۱	۱۱٫۶۲	۱٫۲۴	۰٫۲۴	۹۷٫۰۹
Ch 795/13	بیوتیت	۳۵٫۷۱	۱٫۵۴	۱۶٫۴۰	۱۸٫۲۶	۰٫۱۶	۰٫۰۳	۱۲٫۸۸	۰٫۰۳	۰٫۲۰	۸٫۲۰	۹۳٫۴۱
Ch 795/14	بیوتیت	۳۵٫۴۷	۱٫۵۵	۱۷٫۵۹	۱۷٫۲۶	۰٫۳۴	۰٫۰۷	۱۱٫۸۱	۰٫۰۳	۰٫۲۶	۹٫۱۴	۹۳٫۵۳
Ch 795/15	بیوتیت	۳۶٫۴۵	۱٫۶۶	۱۶٫۷۳	۱۸٫۱۰	۰٫۲۲	۰٫۰۳	۱۲٫۱۹	۰٫۰۳	۰٫۲۵	۹٫۱۱	۹۴٫۷۷
Ch 795/16	بیوتیت	۳۵٫۲۲	۱٫۶۰	۱۷٫۵۹	۱۷٫۱۳	۰٫۳۰	۰٫۰۱	۱۱٫۶۱	۰٫۰۴	۰٫۲۷	۹٫۲۸	۹۳٫۰۵
Ch 795/17	بیوتیت	۳۵٫۴۸	۱٫۵۸	۱۷٫۴۹	۱۷٫۶۶	۰٫۲۱	۰٫۰۵	۱۱٫۹۸	۰٫۰۶	۰٫۲۸	۸٫۸۹	۹۳٫۶۸
Ch 800/18	بیوتیت	۳۵٫۷۹	۲٫۳۴	۱۸٫۰۵	۱۸٫۶۹	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۱۰٫۶۹	۰٫۰۲	۰٫۱۱	۹٫۹۶	۹۵٫۷۱
Ch 800/19	بیوتیت	۳۵٫۹۸	۲٫۳۹	۱۷٫۵۳	۱۷٫۹۲	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۱۰٫۷۳	۰٫۰۱	۰٫۱۰	۹٫۹۸	۹۴٫۸۷
Ch 800/20	بیوتیت	۳۵٫۲۲	۲٫۴۳	۱۷٫۴۸	۱۹٫۳۷	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۱۰٫۵۱	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۹٫۳۸	۹۴٫۶۶
Ch 800/21	بیوتیت	۳۵٫۹۲	۲٫۴۹	۱۷٫۴۵	۱۸٫۴۱	۰٫۱۰	۰٫۱۲	۱۰٫۶۴	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۹٫۸۴	۹۵٫۰۵
Ch 800/22	بیوتیت	۳۵٫۹۷	۲٫۳۵	۱۷٫۸۵	۱۸٫۴۸	۰٫۱۰	۰٫۰۸	۱۰٫۷۷	۰٫۰۳	۰٫۰۸	۹٫۹۷	۹۵٫۶۸
Ch 801/23	فلدسپات	۶۷٫۴۵	۰٫۰۰	۲۰٫۴۷	۰٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۱٫۱۷	۱۱٫۱۷	۰٫۰۵	۱۰۰٫۴۲
Ch 801/24	فلدسپات	۶۷٫۴۵	۰٫۰۰	۲۰٫۷۴	۰٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۱٫۱۷	۱۱٫۱۷	۰٫۰۵	۱۰۰٫۶۹
Ch 795/25	فلدسپات	۵۹٫۱۴	۰٫۰۰	۲۵٫۶۶	۰٫۱۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۷٫۳۹	۷٫۵۴	۰٫۰۶	۹۹٫۹۲
Ch 795/26	فلدسپات	۵۶٫۹۸	۰٫۰۰	۲۶٫۹۰	۰٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۹٫۲۴	۶٫۳۴	۰٫۰۳	۹۹٫۵۶
Ch 800/37	اپیدوت	۳۶٫۸۹	۰٫۰۰	۲۴٫۶۴	۱۰٫۴۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۲۳٫۲۹	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۹۵٫۲۴
Ch 800/39	مگنتیت	۰٫۰۴	۰٫۰۹	۰٫۰۱	۹۰٫۸۳	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۹۱٫۱۷
Ch 801/40	ایلمنیت	۰٫۰۲	۵۲٫۲۳	۰٫۰۰	۴۶٫۰۶	۰٫۰۶	۱٫۵۹	۰٫۰۲	۰٫۱۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۹

جدول ۲ تعیین فرمول ساختمانی کانی‌های تشکیل دهنده‌ی متابازیت‌های چاه پلنگ.

نمونه	کانی	Si	Ti	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Cr	Mn	Mg	Ca	Na	K	Sum_cat	Oxygen
Ch 801/1	اکتینولیت	۷۵۳	۰/۰۱	۰/۴۷	۰/۱۹	۰/۱۳	۱/۲۸	۰/۰۷	۰/۰۲	۳/۲۹	۱/۹۷	۰/۱۰	۰/۰۱	۱۵/۰۸	۲۳
Ch 801/2	اکتینولیت	۷۵۶	۰/۰۲	۰/۴۵	۰/۲۴	۰/۱۴	۱/۲۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۳/۳۴	۱/۹۲	۰/۱۳	۰/۰۲	۱۵/۰۷	۲۳
Ch 801/3	مینزیوهورنبلند	۶۶۳	۰/۰۲	۱/۳۷	۰/۸۲	۰/۲۶	۱/۵۳	۰/۰۰	۰/۰۳	۲/۲۴	۱/۹۱	۰/۳۹	۰/۰۴	۱۵/۳۴	۲۳
Ch 795/4	فروچرماک هورنبلند	۶۳۴	۰/۰۳	۱/۶۶	۰/۷۵	۰/۶۶	۱/۸۰	۰/۰۲	۰/۰۳	۱/۷۲	۱/۸۷	۰/۴۰	۰/۰۶	۱۵/۳۲	۲۳
Ch 795/5	چرماک هورنبلند	۶۴۴	۰/۰۳	۱/۵۶	۰/۷۳	۰/۶۶	۱/۷۵	۰/۰۲	۰/۰۲	۱/۷۹	۱/۸۴	۰/۳۸	۰/۰۵	۱۵/۲۶	۲۳
Ch 795/6	چرماک هورنبلند	۶۴۴	۰/۰۳	۱/۵۶	۰/۷۱	۰/۶۳	۱/۷۴	۰/۰۱	۰/۰۲	۱/۸۵	۱/۸۶	۰/۳۸	۰/۰۵	۱۵/۲۹	۲۳
Ch 795/7	چرماک هورنبلند	۶۴۷	۰/۰۴	۱/۵۳	۰/۸۳	۰/۵۲	۱/۶۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۱/۹۴	۱/۸۴	۰/۳۶	۰/۰۵	۱۵/۲۴	۲۳
Ch795/13	بیوتیت	۵۵۰	۰/۱۸	۲/۵۰	۰/۴۶	۰/۰۰	۲/۳۵	۰/۰۲	۰/۰۰	۲/۹۶	۰/۰۱	۰/۰۶	۱/۶۱	۱۵/۶۵	۲۲
Ch795/14	بیوتیت	۵۴۶	۰/۱۸	۲/۵۴	۰/۶۴	۰/۰۰	۲/۲۲	۰/۰۴	۰/۰۱	۲/۷۱	۰/۰۱	۰/۰۸	۱/۷۹	۱۵/۶۹	۲۲
Ch795/15	بیوتیت	۵۵۴	۰/۱۹	۲/۴۶	۰/۵۴	۰/۰۰	۲/۳۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۲/۷۶	۰/۰۰	۰/۰۷	۱/۷۷	۱۵/۶۶	۲۲
Ch795/16	بیوتیت	۵۴۵	۰/۱۹	۲/۵۵	۰/۶۶	۰/۰۰	۲/۲۲	۰/۰۴	۰/۰۰	۲/۶۸	۰/۰۱	۰/۰۸	۱/۸۳	۱۵/۷۰	۲۲
Ch795/17	بیوتیت	۵۴۵	۰/۱۸	۲/۵۵	۰/۶۲	۰/۰۰	۲/۲۷	۰/۰۲	۰/۰۱	۲/۷۴	۰/۰۱	۰/۰۸	۱/۷۴	۱۵/۶۷	۲۲
Ch800/18	بیوتیت	۵۴۳	۰/۲۷	۲/۵۷	۰/۶۵	۰/۰۰	۲/۳۷	۰/۰۱	۰/۰۰	۲/۴۲	۰/۰۰	۰/۰۳	۱/۹۳	۱۵/۶۸	۲۲
Ch800/19	بیوتیت	۵۴۹	۰/۲۸	۲/۵۱	۰/۶۴	۰/۰۰	۲/۲۹	۰/۰۱	۰/۰۲	۲/۴۴	۰/۰۰	۰/۰۳	۱/۹۴	۱۵/۶۴	۲۲
Ch800/20	بیوتیت	۵۴۱	۰/۲۸	۲/۵۹	۰/۵۸	۰/۰۰	۲/۴۹	۰/۰۰	۰/۰۱	۲/۴۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۱/۸۴	۱۵/۶۵	۲۲
Ch800/21	بیوتیت	۵۴۸	۰/۲۹	۲/۵۲	۰/۶۱	۰/۰۰	۲/۳۵	۰/۰۱	۰/۰۲	۲/۴۲	۰/۰۰	۰/۰۲	۱/۹۱	۱۵/۶۶	۲۲
Ch800/22	بیوتیت	۵۴۰	۰/۲۷	۲/۵۵	۰/۶۴	۰/۰۰	۲/۳۴	۰/۰۱	۰/۰۱	۲/۴۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۱/۹۳	۱۵/۶۱	۲۲
Ch801/23	آلبیت	۲/۹۴	۰/۰۰	۱/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۰	۵/۰۰	۸
Ch801/24	آلبیت	۲/۹۴	۰/۰۰	۱/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۰	۵/۰۱	۸
Ch795/25	آندزین	۲/۶۴	۰/۰۰	۱/۳۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۳۵	۰/۶۵	۰/۰۰	۵/۰۱	۸
Ch795/26	آندزین	۲/۵۷	۰/۰۰	۱/۴۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۴۵	۰/۵۵	۰/۰۰	۵/۰۰	۸
Ch800/37	اپیدوت	۲/۹۷	۰/۰۰	۰/۰۴	۲/۲۹	۰/۷۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۲/۰۰	۸/۰۱	۱۲/۵
Ch800/39	مگنتیت	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۱۵/۹۱	۸/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۲۴/۰۰	۳۲
Ch801/40	ایلمنیت	۰/۰۰	۰/۹۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۹۵	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۲/۰۰	۳

تفکیک Fe^{2+} و Fe^{3+} با استفاده از روش [۱۲] صورت گرفته است.

جدول ۳-۱ نتایج آنالیز نقطه‌ای آمفیبول‌ها (wt%) [۱۱].

نمونه	کانی	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	Cr ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
Ch5a1	آمفیبول	۴۴/۸۳	۲/۵۳	۷/۷۱	۷/۱۵	۰/۲۴	۰/۱۱	۱۲/۷۸	۲۱/۹۴	۰/۳۶	۰/۰۰	۹۷/۶۶
Ch5a2	آمفیبول	۴۴/۷۸	۲/۸۸	۸/۰۱	۷/۴۵	۰/۲۰	۰/۱۰	۱۲/۱۷	۲۱/۶۳	۰/۴۳	۰/۰۱	۹۷/۶۵
Ch5a3	آمفیبول	۴۵/۸۰	۲/۸۱	۶/۴۷	۹/۱۲	۰/۲۲	۰/۱۷	۱۱/۷۲	۲۰/۵۰	۰/۸۰	۰/۰۳	۹۷/۶۴
Ch5b1	آمفیبول	۴۴/۸۱	۳/۱۴	۹/۰۴	۷/۳۹	۰/۱۸	۰/۰۸	۱۱/۷۳	۲۱/۸۱	۰/۳۶	۰/۰۲	۹۸/۵۷
Ch5b2	آمفیبول	۴۴/۸۲	۳/۳۷	۸/۰۰	۹/۹۱	۰/۰۸	۰/۱۲	۱۰/۸۷	۲۱/۰۷	۰/۴۸	۰/۰۱	۹۸/۷۴
Ch5c1	آمفیبول	۴۴/۸۰	۲/۹۰	۸/۷۳	۷/۴۷	۰/۱۳	۰/۱۲	۱۱/۸۶	۲۱/۹۶	۰/۳۹	۰/۰۱	۹۸/۳۷
Ch5c2	آمفیبول	۴۵/۶۲	۲/۵۲	۷/۴۲	۸/۴۱	۰/۰۹	۰/۲۱	۱۲/۰۸	۲۱/۵۹	۰/۴۲	۰/۰۰	۹۸/۳۶

جدول ۳-۲ فرمول ساختاری آمفیبول‌ها براساس ۱۳ کاتیون و ۲۶ اکسیژن [۱۱] تفکیک Fe^{2+} و Fe^{3+} با استفاده از روش [۱۲] صورت گرفته است.

نمونه	کانی	Si	Ti	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	Sum_cat
Ch5a1	مینزیوهورنبلند	۷/۲۰	۰/۳۵	۰/۸۰	۰/۶۶	۰/۰۰	۰/۹۶	۰/۰۱	۳/۰۶	۳/۷۷	۰/۱۱	۰/۰۰	۱۶/۸۸
Ch5a2	مینزیوهورنبلند	۷/۲۰	۰/۳۵	۰/۸۰	۰/۷۲	۰/۰۰	۱/۰۰	۰/۰۱	۲/۹۲	۳/۷۲	۰/۱۳	۰/۰۰	۱۶/۸۶
Ch5a3	مینزیوهورنبلند	۷/۳۷	۰/۳۴	۰/۶۳	۰/۵۹	۰/۰۰	۱/۲۲	۰/۰۲	۲/۸۱	۳/۵۳	۰/۲۵	۰/۰۰	۱۶/۷۹
Ch5b1	مینزیوهورنبلند	۷/۱۴	۰/۳۷	۰/۸۶	۰/۸۴	۰/۰۰	۰/۹۸	۰/۰۱	۲/۷۸	۳/۷۲	۰/۱۱	۰/۰۰	۱۶/۸۴
Ch5b2	اکتینولیت-هورنبلند	۷/۱۶	۰/۴۰	۰/۸۴	۰/۶۶	۰/۰۰	۱/۳۲	۰/۰۲	۲/۵۹	۳/۶۰	۰/۱۵	۰/۰۰	۱۶/۷۵
Ch5c1	مینزیوهورنبلند	۷/۱۶	۰/۳۵	۰/۸۴	۰/۸۰	۰/۰۰	۰/۹۹	۰/۰۲	۲/۸۲	۳/۷۶	۰/۱۲	۰/۰۰	۱۶/۸۸
Ch5c2	اکتینولیت-هورنبلند	۷/۲۸	۰/۳۰	۰/۷۲	۰/۵۷	۰/۰۰	۱/۱۲	۰/۰۳	۲/۸۷	۳/۷۰	۰/۱۳	۰/۰۰	۱۶/۸۲

جدول ۳ - ۳ عناصر نادر خاکی آمفیبول‌ها [۱۱].

نمونه REE	Ch5a1	Ch5a2	Ch5a3	Ch5b1	Ch5b2	Ch5c1	Ch5c2
La	۲۰٫۱۶	۲۳٫۳۱	۲۷٫۰۹	۳۱٫۳۷	۱۸٫۵۸	۲۲٫۰۵	۱۹٫۵۳
Ce	۵۶٫۴۴	۶۳٫۶۰	۷۷٫۹۱	۵۸٫۸۳	۵۰٫۸۸	۵۹٫۶۲	۵۴٫۸۵
Pr	۹٫۶۶	۱۱٫۲۹	۱۳٫۱۷	۹٫۷۸	۸٫۵۳	۱۰٫۴۱	۹٫۲۸
Nd	۴۸٫۴۰	۵۸٫۶۸	۶۶٫۵۵	۵۰٫۸۲	۴۳٫۵۶	۵۳٫۲۴	۴۵٫۹۸
Sm	۱۵٫۱۶	۱۸٫۷۵	۲۲٫۳۴	۱۶٫۵۵	۱۳٫۹۶	۱۷٫۱۵	۱۴٫۷۶
Eu	۴٫۹۵	۶٫۴۵	۷٫۲۰	۵٫۵۰	۴٫۸۰	۵٫۷۰	۴٫۸۰
Gd	۱۴٫۹۲	۱۹٫۱۸	۲۱٫۵۸	۱۵٫۷۲	۱۴٫۲۸	۱۶٫۵۲	۱۴٫۳۹
Tb	۲٫۴۳	۳٫۱۱	۳٫۴۰	۲٫۵۳	۲٫۴۱	۲٫۷۲	۲٫۴۳
Dy	۱۴٫۸۷	۱۸٫۱۷	۱۸٫۳۷	۱۵٫۲۰	۱۴٫۵۴	۱۵٫۲۰	۱۴٫۷۴
Ho	۳٫۱۰	۳٫۴۰	۳٫۸۴	۳٫۱۸	۳٫۰۳	۳٫۱۸	۳٫۰۳
Er	۷٫۲۵	۸٫۶۴	۹٫۲۸	۷٫۵۶	۶٫۶۹	۷٫۷۷	۷٫۱۲
Tm	۱٫۰۰	۱٫۱۸	۱٫۲۸	۱٫۰۶	۰٫۸۷	۱٫۱۱	۱٫۰۰
Yb	۵٫۳۰	۶٫۱۸	۷٫۰۷	۵٫۵۲	۴٫۶۴	۵٫۷۴	۵٫۳۰
Lu	۰٫۷۲	۰٫۸۹	۰٫۹۹	۰٫۷۹	۰٫۵۹	۰٫۸۳	۰٫۷۰

سنگ شناختی

سوزنی، کدر و بقایای کلینوپیروکسن وجود دارند (شکل ۵D). پلاژیوکلازها بدون شکل خاصی بین آمفیبول‌های منشوری قرار گرفته و دارای ادخال‌های فراوانی از آمفیبول‌های سوزنی هستند.

متادایباز و متاگابرو

متادایبازها و متاگابروهای درشت تا متوسط بلور به صورت مزو تا ملانوکرات بیشتر از هورنبلند، پلاژیوکلاز و اکسیدهای آهن تشکیل یافته‌اند. از کانی‌های فرعی و ثانویه آن‌ها می‌توان به بیوتیت، لوکوکسن، کلریت و اپیدوت اشاره کرد. در برخی نمونه‌ها شواهد بافتی سنگ آذرین اولیه به صورت بافت‌های دیابازی و بیشتر بافت میان دانه‌ای حفظ شده است (شکل B و ۵A). بقایای کلینوپیروکسن به ندرت در این سنگ‌ها یافت می‌شود که در پیرامون آن‌ها آمفیبول و اپیدوت مشاهده می‌شوند. پلاژیوکلازها در برخی بخش‌ها در اثر دگرگونی با درجه‌ی خیلی پایین به مجموعه کانی‌های اپیدوت، کلسیت، آلبیت، پره‌نیت، کلریت و کوارتز تبدیل شده‌اند.

متاولکانیک‌ها

متاولکانیک‌ها بیشتر ترکیب بازالت و تراکی بازالت دارند که به صورت ملانوکرات بوده و با ساخت‌های جریان‌ی و بادامی، تپه‌های کم ارتفاع و کم شیب منطقه را تشکیل می‌دهند. فشارهای جهت‌دار برگوارگی واضحی روی متاولکانیک‌ها اعمال کرده‌اند، به گونه‌ای که در برخی متاتراکی بازالت‌ها درشت بلورهای فلدسپات شکسته و جهت یافته‌اند. حفره‌های پر شده با کلسیت

واحدهای دگرگونه‌ی ناحیه‌ی چاه پلنگ متشکل از متاولکانیک، متادایباز، متاگابرو و آمفیبولیت است که به صورت پراکنده و با گستره‌ی کم که طول آن‌ها حدود ۲ کیلومتر و با عرض صدها متر که به ندرت به یک کیلومتر می‌رسد همراه با دگرگونه‌های دوشاخ مشاهده می‌شوند. ارتباط آن‌ها با سنگ‌های پیرامون در بخش‌هایی به صورت گسله است. متابازیت‌ها در اثر فعالیت‌های شدید زمین‌ساختی در منطقه، دستخوش خردشدگی، سمت‌گیری و دگرگونی با درجات مختلف شده‌اند. بنابر شواهد صحرایی متاگابرو و متادایبازها در بالا و درون متاولکانیک‌ها نفوذ کرده‌اند بنابراین به نظر می‌رسد که پس از تبلور متاولکانیک‌ها تشکیل شده‌اند (شکل ۴).

آمفیبولیت

در نمونه‌های دستی، درشت بلورهای آمفیبول به صورت منشوری و با رنگ سبز تیره مشاهده می‌شوند. آمفیبول و پلاژیوکلاز از سازندگان اصلی آمفیبولیت‌ها به شمار می‌روند، ایلمنیت و روتیل از کانه‌های مهم و اسفن و بیوتیت از تشکیل دهنده‌های جزئی هستند (شکل C و ۵A). بافت مهم این سنگ‌ها، گرانوبلاستیک، پوئی کیلوبلاستیک و لپیدوبلاستیک است (شکل ۵B). آمفیبول‌ها به دو صورت منشوری و سوزنی وجود دارند. در پیرامون آمفیبول‌های منشوری حاشیه‌ای از آمفیبول‌های سوزنی با بیرفرنژانس متفاوتی و بدون هیچ گونه حاشیه‌ی واکنشی مشاهده می‌شوند. در صورتی که در درون آمفیبول‌های منشوری نیز ادخال‌هایی از اسفن، آمفیبول‌های

نیز در راستای عمود بر تنش‌ها کشیده شده‌اند. علاوه بر این دارای تنوع کانی‌شناسی و بافتی هستند (شکل ۶).

- متابازالت

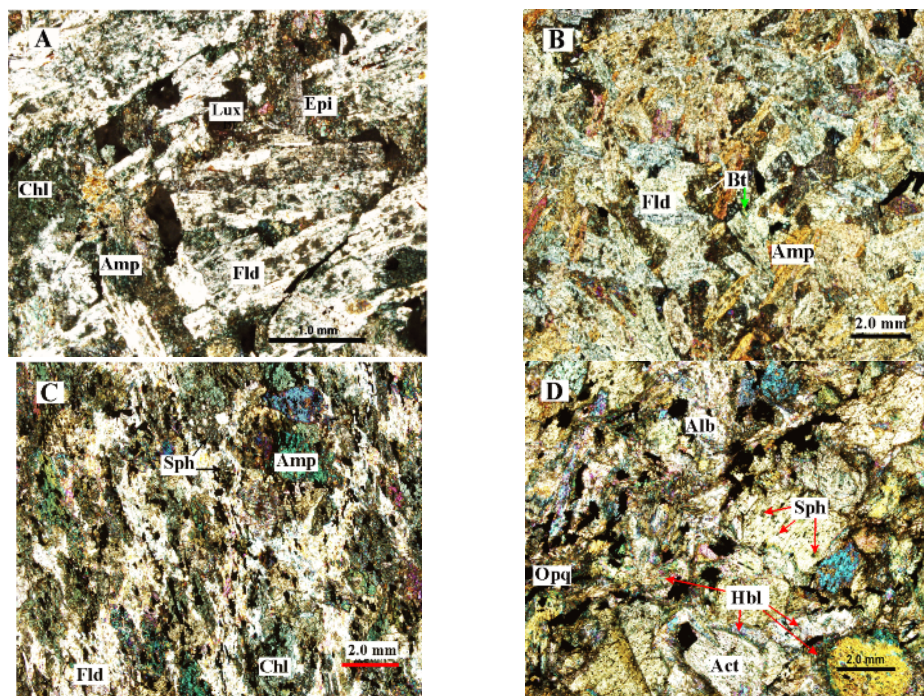
در برخی نمونه‌ها که بسیار ریز بلورند، حفره‌های پر شده با کلسیت و کوارتز و جهت یافتگی کانی‌ها مشاهده می‌شود. بافت مهم این سنگ‌ها، عبارتند از پورفیروبلاستیک، تراکیتی و بادامکی (شکل ۶D). زمینه‌ی ریز بلور آن‌ها از کانی‌های ورقه‌ای بیوتیت و سلادونیت، فلدسپات، اپیدوت، آمفیبول و کدر تشکیل شده است. بلورهای بیوتیت و سلادونیت روی حفره‌های کلسیتی و متعادل قرار گرفته‌اند که احتمالاً بیانگر تشکیل بیوتیت‌های همزمان با زمین‌ساختی است. شواهد دگرگونی کف اقیانوسی به صورت اسپیلیتی شدن بازالت‌ها در برخی نمونه‌ها به صورت کلریتی شدن کانی‌های فرومنیزین و سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها به چشم می‌خورد. پیرامون برخی از فلدسپات‌ها، حاشیه‌ی خوردگی وجود دارد که احتمالاً ناشی از سرد شدن سریع پلاژیوکلازها و یا تأثیرهای ثانویه دگرگونی است. بخش‌هایی از درشت بلورهای فلدسپات در اثر دگرگونی کف

- متاتراکی بازالت

اقیانوسی به آلبیت، پره‌نیت، کلریت و کلسیت تبدیل شده است (شکل ۶E).

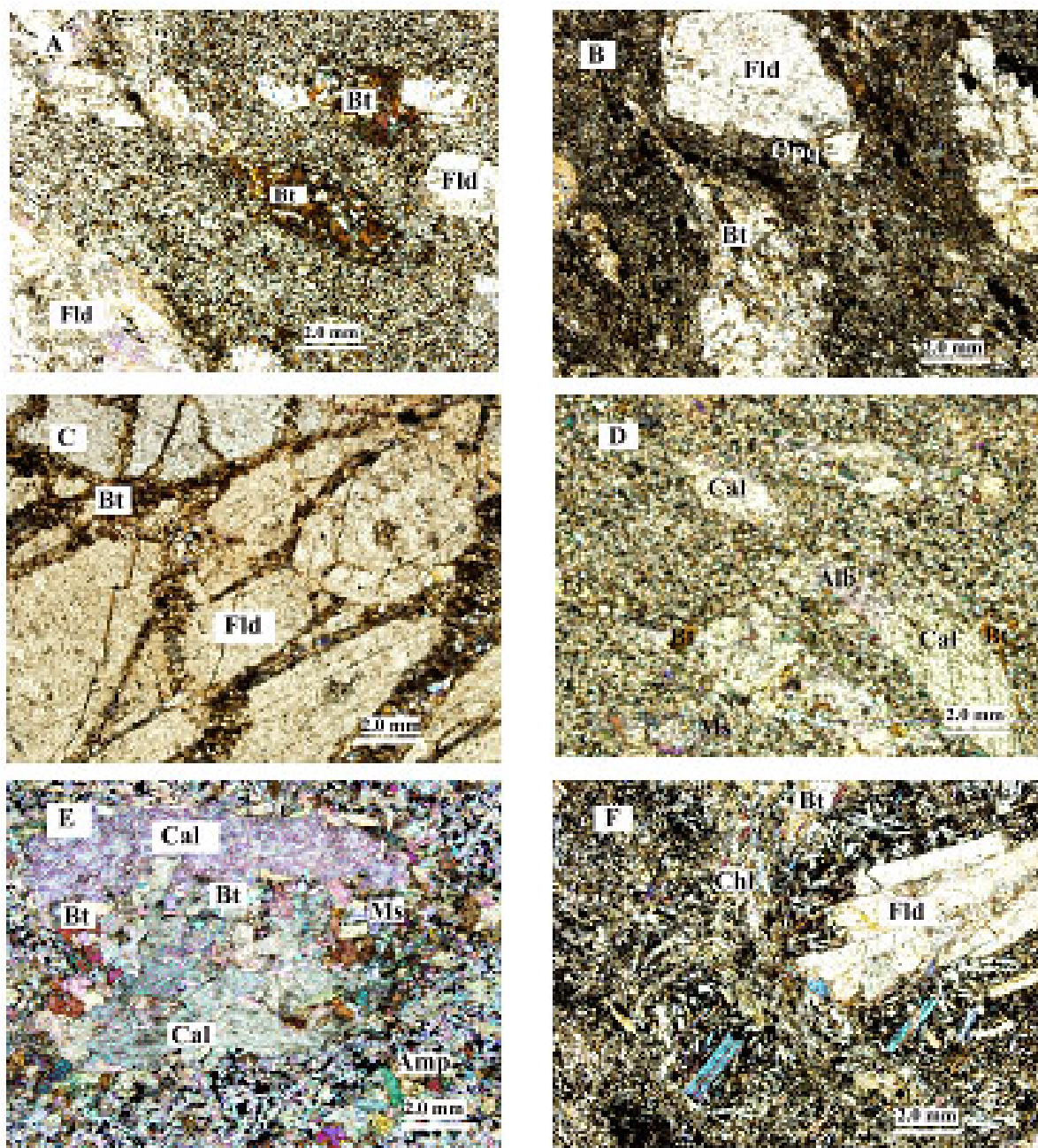
علاوه بر ساخت‌های جریان‌ی سنگ اولیه، در اثر دگرگونی ناحیه‌ای و اعمال فشارهای جهت‌دار، در نمونه‌های دستی برگوارگی کاملاً واضح و در مقطع نازک خردشدگی فنوکریست‌ها و جهت یافتگی کلی کانی‌ها (شکل ۶C) را می‌توان مشاهده کرد. از بافت‌های اصلی متاتراکی بازالت‌ها می‌توان، پورفیروبلاستیک و جریان‌ی را نام برد (شکل ۶B).

درشت بلورهای پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در زمینه‌ی ریز تا میان بلوری از کانی‌های بیوتیت، فلدسپات، آمفیبول، کدر و کلریت قرار گرفته‌اند. بیوتیت‌های ریز بلور در متن سنگ (شکل ۶F) و بین شکستگی‌های پلاژیوکلازها (شکل ۶C) تمرکز یافته‌اند. برجستگی، درجه‌ی بیرفرنزانس و فراوانی کانی بیوتیت در متاولکانیک‌ها بیش از آمفیبولیت‌ها، متادیابازها و متاگابروهاست. در برخی از بخش‌های این سنگ‌ها کانی‌های بیوتیت به صورت انبوهه‌های خاص (شکل ۶A) سمت‌گیری کرده‌اند.



شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی از متابازیت‌های ناحیه‌ی چاه پلنگ: A: متادیاباز با بافت بین دانه‌ای اولیه (نمونه Ch795) B: متاگابرو. C: پلاژیوکلاز و آمفیبول از تشکیل دهنده‌های اصلی آمفیبولیت‌ها به شمار می‌روند. D: آمفیبول‌های منشوری و سوزنی در آمفیبولیت با بافت پوئی کیلوبلاستیک (نمونه Ch801).

Act: actinolite	Hbl: hornblende	Ep: epidote	Alb: albite	Chl: chlorite
Fld: feldspar	Bt: biotite	Sph: sphene	Lux: leucocrystalline	Opq: opaque



شکل ۶ تصاویر میکروسکوپی متاولکانیک‌های چاه پلنگ A: متاتراکی بازالت دارای بیوتیت به صورت انبوه. B: متاتراکی بازالت با بافت جریان. C: قرار گیری بیوتیت‌ها بین شکستگی پلاژیوکلازهای متاتراکی بازالت. D: بافت بادامکی در متاولکانیک. E: به قرار گرفتن بیوتیت‌ها روی حفره‌های پر شده با کلسیت توجه کنند (نمونه‌ی Ch800). F: بازالت اسپیلیتی شده با بافت پورفیروبلاستیک، زمینه‌ی کلریتی و دارای بیوتیت‌های کلریتی شده ریز در زمینه. مخفف نام کانی‌ها از [۱۳] گرفته شده است:

Name of mineral	Abbreviation of mineral
Actinolite	Act
Hornblende	Hbl
Epidote	Ep
Prehnite	Prh
Sphene	Sph
Plagioclase	Pl
Leucoxene	Lux

Name of mineral	Abbreviation of mineral
Biotite	Bt
Feldspar	Fld
Muscovite	Ms
Amphibole	Amp
Chlorite	Chl
Calcite	Cal
Albite	Alb

شیمی کانی‌ها

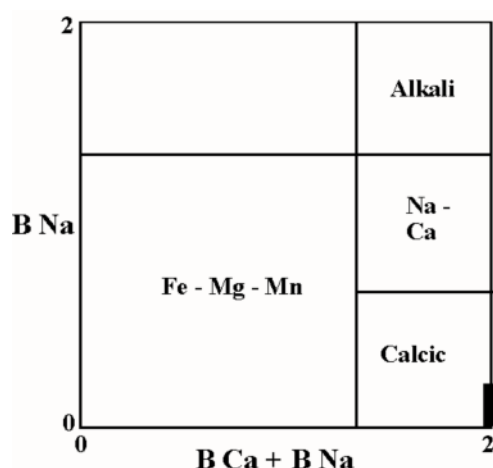
آمفیبول

آمفیبول از کانی‌های مهم تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها محسوب می‌شود. اهمیت این کانی در تنوع ترکیب آن با شرایط مختلف دگرگونی نمود می‌یابد. ترکیب این کانی از نوع آمفیبول‌های کلسیک است (شکل ۷).

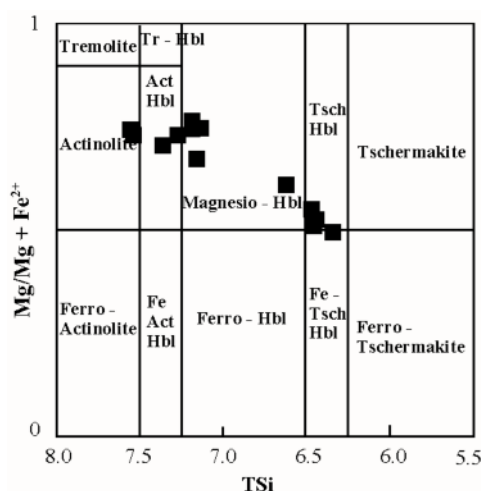
در متادیا بازها، آمفیبول‌ها ترکیب فروچرماکیت هورنبلند و چرماکیت هورنبلند دارند. در صورتی که ترکیب آمفیبول‌های منشوری حاصل از دگرگونی پسروده پیروکسن‌های موجود در آمفیبولیت‌ها، اکتینولیت است و آمفیبول‌های سوزنی موجود در فلدسپارها و درون و پیرامون اکتینولیت‌ها از نوع منیزیهورنبلند است (شکل ۸). آمفیبول‌ها یکی از مهم‌ترین متمرکز کننده‌ی REE در سنگ‌های دگرگونی و آذرینند

[۱۴]. تاکنون توزیع REE در آمفیبول‌های کلسیک

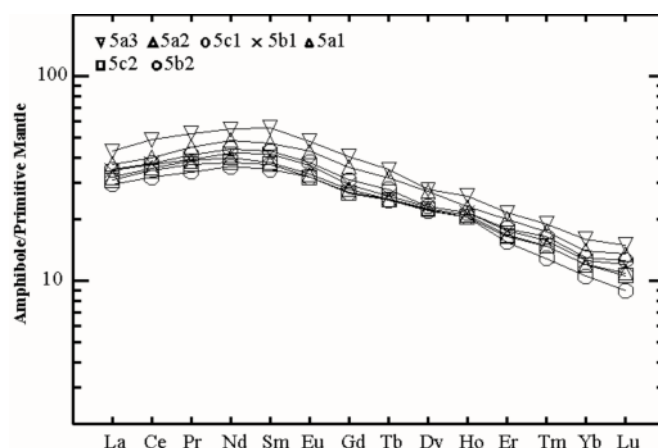
دگرگونی بررسی نشده است. آمفیبول‌های کلسیک با مقدار زیاد REE متمایز می‌شوند. به علاوه تعدادی از شاخص‌ها نشان می‌دهند که REE و عناصر کمیاب قادر به قرارگرفتن در مکان‌های متفاوت در آمفیبول‌ها هستند. مقدار کل عناصر نادر خاکی در آمفیبول‌های آنالیز شده به‌طور مشخص وابسته به درجه‌ی دگرگونی هستند. مقدار عناصر نادر خاکی در آمفیبول‌ها بیشتر با کاهش دما، کاهش می‌یابد [۱۵]. فشار تأثیری روی فراوانی REE و توزیع آن‌ها در آمفیبول‌ها ندارد [۱۶]. آمفیبول‌های با ترکیب منیزیهورنبلند مقادیر بیشتری از عناصر نادر خاکی را نسبت به آمفیبول‌های با ترکیب اکتینولیت - هورنبلند در ساختار خود جای داده‌اند. آمفیبول‌ها از عناصر نادر سبک و متوسط غنی شده‌اند (شکل ۹).



شکل ۷ آمفیبول‌های متابازیت‌ها، ترکیب کلسیک دارند [۱۷].



شکل ۸ تنوع ترکیب آمفیبول‌های متابازیت [۱۸].



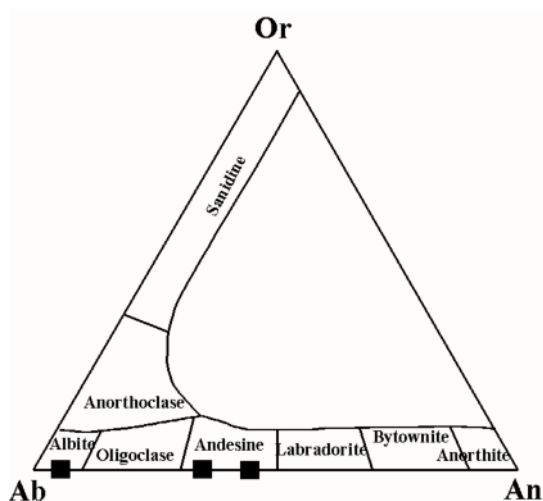
شکل ۹ نمودار عناصر نادر خاکی در آمفیبول‌ها که نسبت به گوشته‌ی اولیه بهنجار شده است؛ مقادیر بهنجار شده از [۱۹] است. مقادیر مربوط به آنالیز آمفیبول‌ها برگرفته از [۱۱] است.

فلدسپار

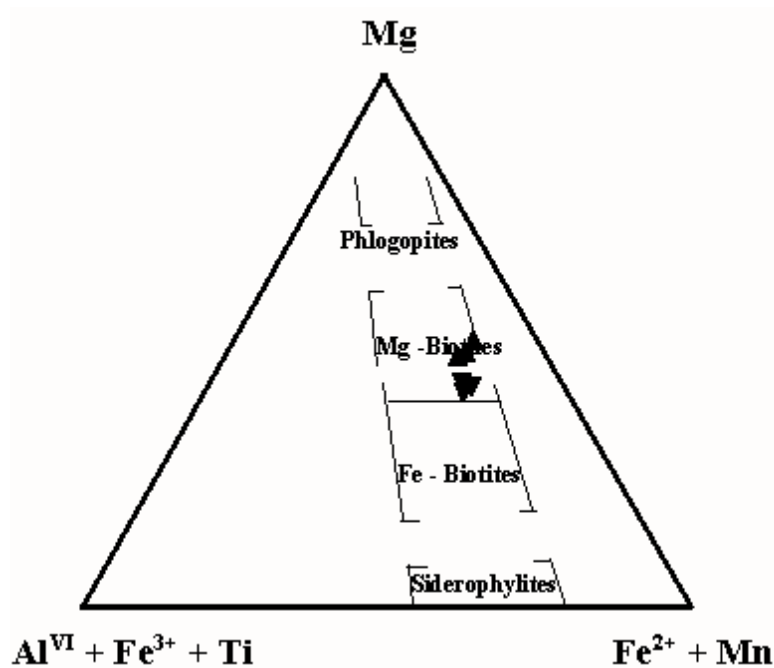
این کانی با ترکیب آل بیت بین آمفیبول‌های آمفیبولیت‌ها قرار دارد. درون آل بیت‌ها اذخال‌های فراوانی از سوزنی‌های منیزیوهورنبلند مشاهده می‌شوند. آندزین، ترکیب پلاژیوکلازهای سالم شکدار تا نیمه شکل‌دار متادیابازها هستند (شکل ۱۰). درشت بلورهای سانیدین با فراوانی کم و با ماکل سرنیزه‌ای در تراکی بازالت‌ها یافت می‌شوند. برخی پلاژیوکلازها با تحمل شرایط دگرگونی کف دریا و نیز دگرگونی پسروده، در برخی نمونه‌ها ماکل مشخصی نشان نمی‌دهند. آثاری از پدیده-ی دگرگونی با درجه‌ی بسیار پایین را با تشکیل کانی‌هایی نظیر اپیدوت، کلسیت، کلریت، آل بیت، پرهنیت و کوارتز درون فلدسپارها می‌توان دید.

بیوتیت

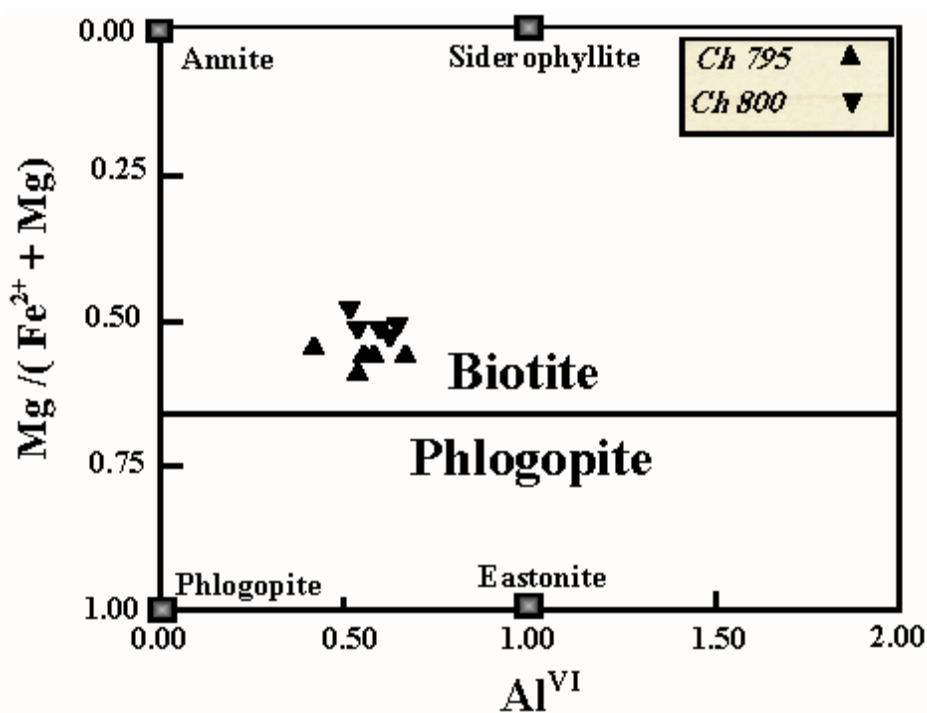
این کانی بیشتر در متاولکانیک‌ها یافت می‌شود و در واحدهای بازی‌تر و دایک‌های متادیابازی، متاگابرویی و آمفیبولیتی از فراوانی آن کاسته می‌شود. بیوتیت‌ها با چند رنگی قهوه‌ای و به صورت ریز تا میان بلور در راستای شکستگی‌های فلدسپات‌ها و در زمینه‌ی سنگ حضور دارند. ترکیب بیوتیت‌های موجود در دایک‌های متادیابازی با بیوتیت‌های موجود در متاولکانیک‌ها متفاوت است. این بیوتیت‌ها بنابر رده‌بندی [۲۰]، به دسته‌های بیوتیت‌های منیزیم‌دار و آهن‌دار تعلق دارند (شکل ۱۱). عناصر آهن و تیتانیم در ساختار بیوتیت متاولکانیک‌ها نسبت به متادیابازها سهم بیشتری دارند. در صورتی که منیزیم موجود در ساختار بیوتیت‌های متادیابازها فراوان‌تر است. ترکیب بیوتیت‌ها، در گستره‌ی عضو پایانی بیوتیت قرار می‌گیرد (شکل ۱۲).



شکل ۱۰ تعیین ترکیب فلدسپارهای ناحیه‌ی چاه پلنگ [۲۱].



شکل ۱۱ بیوتیت‌ها در گستره‌ی منیزیم‌دار قرار می‌گیرند [۲۰].



شکل ۱۲ تعیین ترکیب بیوتیت‌های چاه پلنگ [۲۱].

بحث

شرایط دگرگونی

بر اساس شواهد کانی‌شناسی تغییرات دگرگونی پیش‌رونده در رخساره‌ی آمفیبولیت، و سپس دگرگونی پس‌رونده از رخساره‌ی

آمفیبولیت به رخساره شیست سبز را می‌توان مشاهده کرد. در بازالت‌های اسپیلیتی شده وجود مجموعه کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت کلریتی شده، اپیدوت و کلسیت نشانگر شرایط رخساره‌ی شیست سبز است

آمفیبول‌ها بیشتر به‌قطب متمایلند. بنابر نظر [۲۶] میزان هورنبلندهای قلیایی می‌تواند به ترکیب سنگ میزبان و شرایط P-T که تبلور رخ می‌دهد، وابسته باشد. در نتیجه بیشینه مقدار احتمالی یون‌های قلیایی در هورنبلند، در یک درجه‌ی دگرگونی خاص با افزایش درجه‌ی دگرگونی زیاد می‌شود. بیشترین تغییر ترکیبی آمفیبول‌های کلسیک در سنگ‌های دگرگونی میان درجه (علاوه بر تغییر Fe – Mg) در طول تبدیلی رخ می‌دهد که جدا کننده‌ی تبادلی پارگازیت و تبادلی چرماک‌هاست.

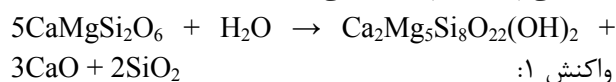
آمفیبول‌های کلسیک با درجه‌ی پایین (رخساره‌ی شیست سبز) اکتینولیت‌های با مقدار جزئی Na, Al به‌صورت: $(Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2)$ هستند.

افزایش درجه‌ی دگرگونی، اکتینولیت را به هورنبلند که حاوی Al و Na قابل توجهی است، تبدیل می‌کند. یک هورنبلند شاخص رخساره‌ی آمفیبولیت می‌تواند به‌صورت فرمول زیر عمل کند [۲۷]:

$Na_{0.3}Ca_{1.8}Na_{0.2}(Fe, Mg)_{3.4}Al_{1.6}Si_{6.3}Al_{1.7}O_{22}(OH)_2$
واکنش‌های متعددی پیشنهاد شده‌اند که افزایش در ترکیبات ادنیت و چرماکیت در آمفیبول با افزایش درجه‌ی دگرگونی را به شرح زیر توضیح می‌دهند:

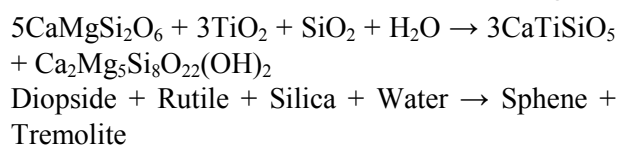
Tremolite + albite = edenite + quartz
Tremolite + chlorite + zoisite + quartz = tschermakite + H₂O

در آمفیبولیت‌ها، کلینوپیروکسن‌های آذرین اولیه به آمفیبول تبدیل شده‌اند. در قالب کلینوپیروکسن‌ها می‌توان منیزیهورنبلند به‌صورت کشیده و بی‌رفرنزانس بالا و اکتینولیت با بیرفرنزانس ضعیف مشاهده کرد. ادخال‌های ریز دانه و بی-شکل اسفن نیز درون اکتینولیت‌ها وجود دارند. [۲۲] واکنش زیر (واکنش ۱) را برای تشکیل آمفیبول از دیوپسید در شرایط دگرگونی پسروده پیشنهاد می‌کنند:

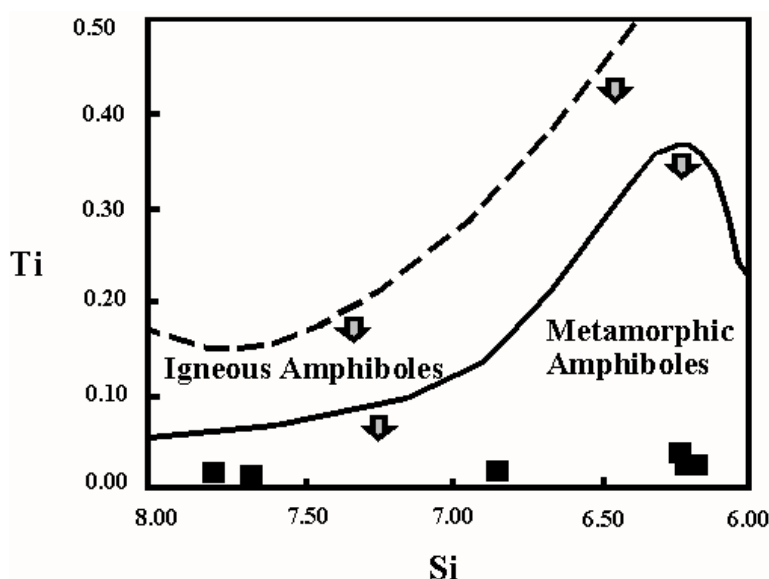


$Diopside + Water \rightarrow Amphibole + CaO + Silica$
وجود ادخال‌های اسفن درون اکتینولیت‌ها را می‌توان حاصل واکنش دیوپسید و فازهای تیتان دار دانست (واکنش ۲) زیرا نمونه‌های مورد بررسی غنی از ترکیبات تیتان نظیر لوکوکسن، ایلمنیت، اسفن و روتیل هستند و درون ساختار آمفیبول‌های دگرگونی کمتر از 0.05pfu تیتانیوم جای گرفته است (شکل ۱۳) [۲۳].

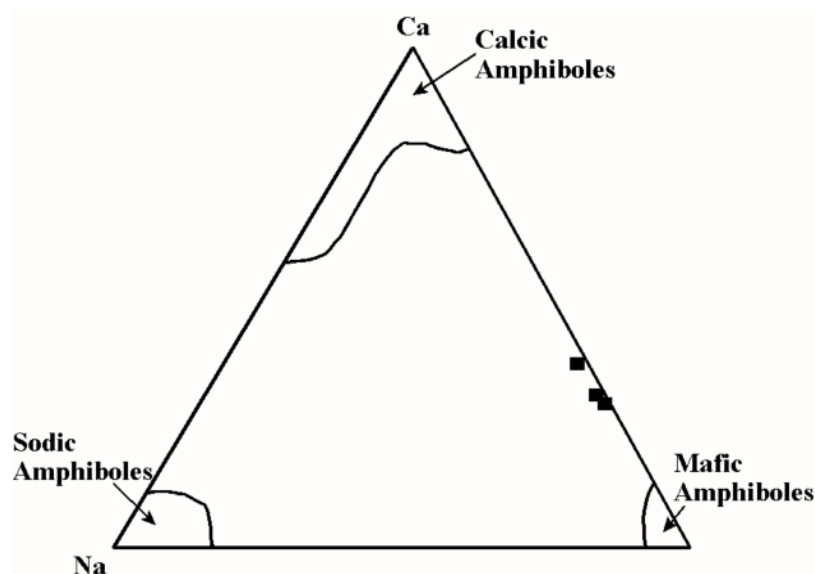
واکنش ۲ [۲۴]:



چنانکه در شکل ۱۴ دیده می‌شود، بر اساس رده‌بندی [۲۵]



شکل ۱۳ آمفیبول‌های متابازیت از نوع دگرگونی هستند [۲۳].



شکل ۱۴ ترکیب آمفیبول‌های متابازیت بین دو قطب کلسیک آمفیبول و مافیک آمفیبول قرار می‌گیرد [۲۵].

رخساره‌ی شیست سبز است و به سمت رخساره‌ی آمفیبولیت به چرمایت و اندیت تغییر ترکیب می‌دهد [۳۲، ۳۱].

[۲۹] نشان داد که Al^{VI} در آمفیبول کلسیک می‌تواند به عنوان جدا کننده‌ی محیط‌های با فشار کم از محیط‌های با فشار متوسط به کار آید. در شکل ۱۶ نمونه‌های Ch 801/3 و Ch 795/7 در بالای خط 5kb [۲۹] قرار می‌گیرند که ترکیب منیزیهورنبلند و فروهورنبلند دارند که بیانگر تشکیل آن‌ها در فشارهای بیش از 5kb است. نمونه‌های با ترکیب اکتینولیت دارای مقادیر کمتر از 0.24 pfu Al^{VI} هستند، و در یکی از این نمودارها قابلیت تصویر گیری ندارند که بیانگر تشکیل این کانی در فشارهای کم است.

[۳۳] بر اساس مؤلفه‌های Al^{IV} و Al^{VI} موجود در ساختار آمفیبول‌ها، آن‌ها را در رخساره‌های دگرگونی رده‌بندی کرده است (شکل ۱۷). اکتینولیت‌ها شرایط رخساره‌ی انتقالی آمفیبولیت به شیست سبز را نشان می‌دهند و دایک‌های متادیابازی دارای فروهورنبلند و فروچرماک هورنبلند شرایط رخساره‌ی آمفیبولیت را نشان می‌دهند. ترکیب منیزیهورنبلند نیز در میدان آمفیبولیت قرار گرفته است.

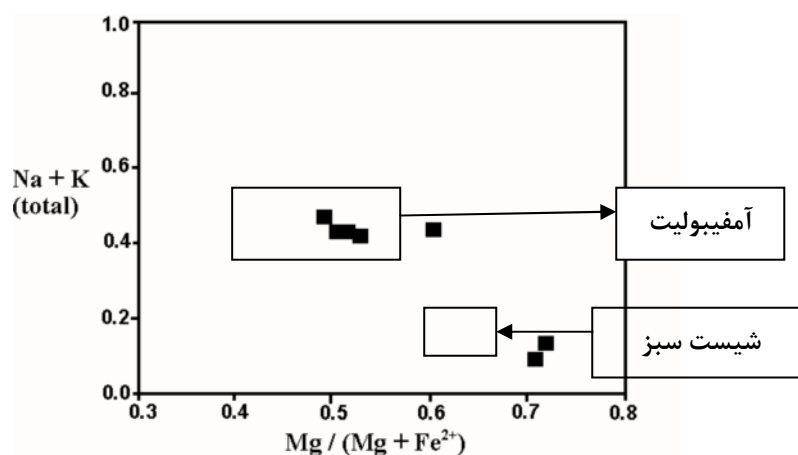
واکنش‌هایی که شامل سیلیکات‌های Fe هستند به فوگاسیته‌ی اکسیژن محیط وابسته‌اند زیرا تشکیل دهنده‌های Fe^{3+} تا دمای بالا در فوگاسیته‌ی O_2 بالا پایدارند و تشکیل

همه‌ی این واکنش‌ها منجر به تولید آمفیبول‌های غنی از Na و Al می‌شوند. به‌طور دقیق این واکنش‌ها غالباً به دما، فشار و ترکیب حجمی سنگ وابسته‌اند [۲۷]. در شکل ۱۵، ارتباط بین تغییرات قلیایی و درجه‌ی دگرگونی بیان شده است. با افزایش درجه‌ی دگرگونی میزان عناصر قلیایی آمفیبول‌ها افزایش می‌یابد [۲۸]. اکتینولیت‌ها که در اثر دگرگونی پسروده هورنبلندها در آمفیبولیت‌ها ایجاد شده‌اند، Na، Ca، و Ti کمتری در ساختار خود جای داده‌اند. مقدار Ti هورنبلند، در حضور یک فاز غنی از Ti، نظیر روتیل، ایلمنیت یا تیتانیت با افزایش درجه‌ی دگرگونی، افزایش می‌یابد [۲۹، ۳۰].

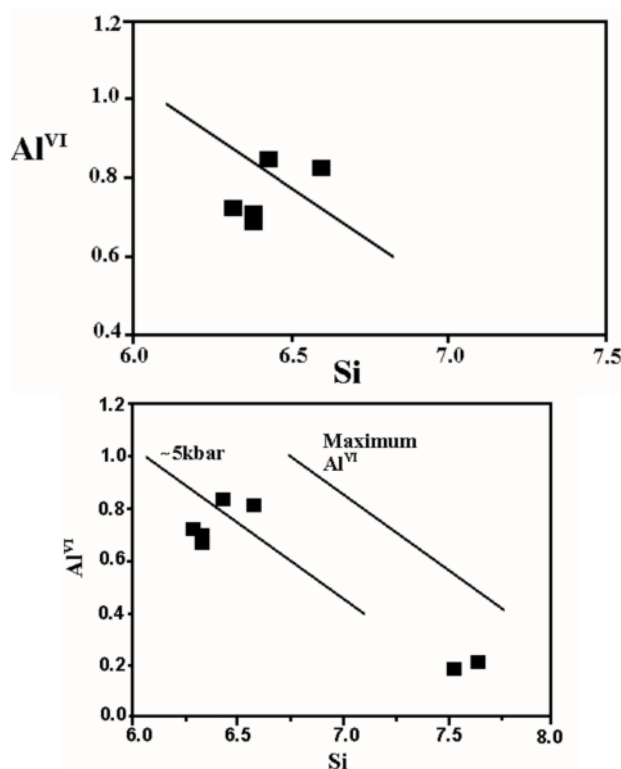
از ویژگی‌های مهم هورنبلند می‌توان به جایگزینی Si با Al اشاره کرد که همراه با افزایش درجه‌ی دگرگونی است. بنابراین، این جایگزینی فاکتور مهمی در تعیین درجه‌ی دگرگونی سنگ میزبان است (شکل ۱۶). حضور اولیه‌ی اکتینولیت در یک متابازیت وابسته به تعدادی فاکتور، علاوه بر فشار و دماست. مقادیر بالای فشار CO_2 به پایداری کلریت + کربنات نسبت به اکتینولیت + زوئزیت کمک می‌کند. همچنین Fe/Mg سنگ، احتمالاً موجب وجود یا نبودن اکتینولیت در یک دما و فشار خاص می‌شود. اکتینولیت در دماهای پایین‌تر در ترکیبات حجمی غنی از Fe و در دماهای بالاتر در ترکیبات حجمی غنی از Mg تشکیل می‌شود [۲۷]. اکتینولیت، آمفیبول پایدار در

شرایط دگرگونی است، در آمفیبولیت‌ها نیز ایلمنیت وجود دارد که در ساختار آن $11.65 \text{ pfu Fe}^{2+}$ جای گرفته است. [۳۴] بر اساس مقدار Al کل موجود در ساختار هورنبلند، نتایج فشارسنجی (شکل ۱۸) را ارائه کرده‌اند که هورنبلند منیزیم‌دار با دمای ۶۲۲ و فروچرماک و فروهورنبلندهای با دمای ۶۹۴ - ۶۵۹ درجه سانتی‌گراد در فشار ۸ کیلو بار را نشان می‌دهند.

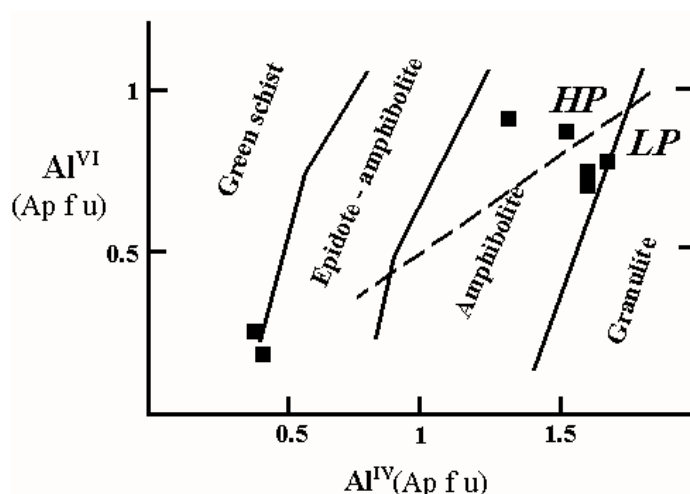
دهنده‌های Fe^{2+} در دمای بالا و فوگاسیته‌ی O_2 پایین پایدار است. اپیدوت حاوی Fe^{3+} و کلریت و آمفیبول‌ها حاوی Fe^{2+} نیز مقدار کمتر Fe^{3+} هستند. بنابراین رخساره‌ی انتقال شیست سبز به آمفیبولیت به فوگاسیته‌ی O_2 نیز حساس است [۲۱]. چنانکه در نمونه‌های متابازالت چاه پلنگ می‌توان مگنتیت و اپیدوت یافت که حاکی از بالا رفتن فوگاسیته‌ی اکسیژن در



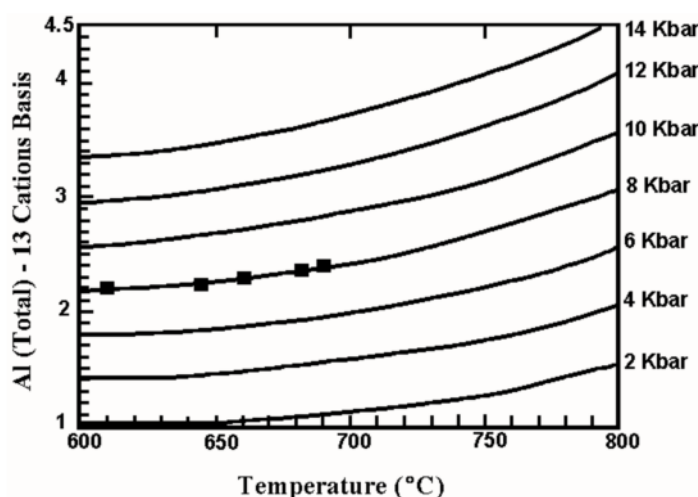
شکل ۱۵ ارتباط بین تغییرات قلیایی‌ها و درجه‌ی دگرگونی [۲۸].



شکل ۱۶ ارتباط بین Al^{VI} و Si برای هورنبلند در تمایز محیط کم فشار از محیط با فشار متوسط با استفاده از خط 5kb [۲۹].



شکل ۱۷ میدان‌های ترکیب آمفیبول‌ها در رخساره‌های دگرگونی خط جداکننده‌ی گستره‌ی فشار بالا از فشار پایین از [۲۹] گرفته شده است [۳۳].



شکل ۱۸ بارومتري هورنبلندها بر اساس Al کل موجود در ساختارشان [۳۴].

$$P (+/- 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{ Al}(\text{total})$$

کانی بیوتیت از میزبان‌های مهم Ti در متاولکانیک‌ها محسوب می‌شود. جایگیری این عنصر در ساختار بیوتیت ارتباط مستقیم با دما دارد. بر این اساس [۳۷] دماسنج بیوتیت بر مبنای Ti و Mg# موجود در ساختار این کانی را در فشار ۴ کیلو بار ارائه کرده است. بیوتیت‌های موجود در متاولکانیک‌ها دمای ۶۶۵°C - ۶۴۸ و بیوتیت‌های موجود در متادیاباز دمای ۵۹۶ - ۵۸۵ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند (شکل ۱۹). دماسنجی بیوتیت‌ها، دماسنجی هورنبلند - پلاژیوکلاز و فشارسنجی آمفیبول‌ها بیانگر شرایط رخساره‌ی آمفیبولیت برای متابازیت-هاست. کاهش درصد آنورتیت پلاژیوکلازها و حضور اکتینولیت، درجه‌ی دگرگونی آمفیبولیت‌ها را به سمت رخساره‌ی شلیست سبز انتقال می‌دهد [۳۸] (شکل ۲۰).

دماسنج هورنبلند - پلاژیوکلاز نیز که توسط [۳۵] ارائه شده است یک دماسنج تعادلی بوده که در مورد سنگ‌های دگرگونی درجات بالاتر از شلیست سبز فوقانی مقادیر قابل قبولی را ارائه نشان می‌دهد، این دماسنج بر مبنای وجود کوارتز در سنگ، دو واکنش زیر را پیشنهاد می‌کند. از آنجا که در متابازیت‌ها کوارتز آزاد یافت نمی‌شود، می‌توان از دماسنج براساس واکنش دوم استفاده کرد.

- 1) edenite + 4 quartz = tremolite + albite
- 2) edenite + albite = richterite + anorthite

با توجه به دماسنج هورنبلند - پلاژیوکلاز، فشار آمفیبول‌ها بر اساس معادله‌ی زیر [۳۶] تخمین زده می‌شود. مبنای این فشارسنج نیز، Al کل موجود در ساختار آمفیبول‌هاست. مقادیر حاصل از دما-فشارسنجی در جدول ۴ ارائه شده‌اند.

جدول ۴ نتایج حاصل از دما- فشارسنجی کانی‌های آمفیبول - پلاژیوکلاز.

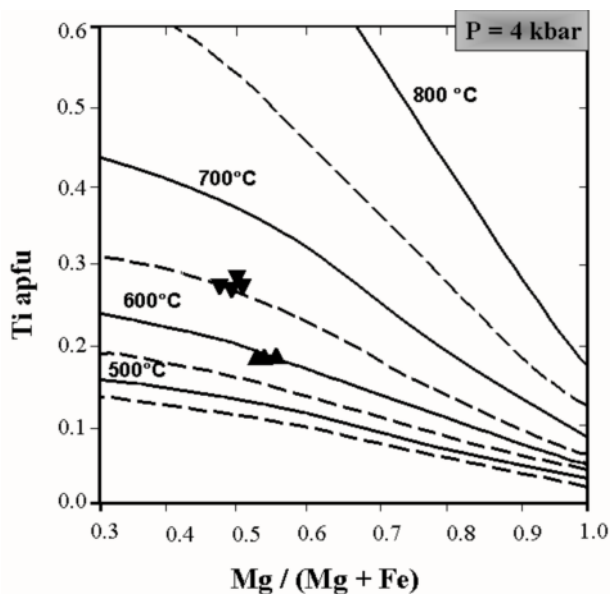
نمونه	Ch801/1	Ch801/2	Ch801/3	Ch795/4	Ch795/5	Ch795/6	Ch795/7
P1 (kb)	۰٫۱۶	۰٫۲۸	۷٫۴۰	۸٫۴۹	۷٫۹۶	۷٫۸۵	۸٫۲۴
T (°C)	۵۷۶٫۱	۵۹۸٫۲	۶۱۵٫۶	۶۷۰٫۸	۶۵۸٫۷	۶۹۲٫۶	۶۶۵٫۵
P2 (kb)	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰
T (°C)	۶۰۲٫۴	۶۳۰٫۱	۶۲۲٫۵	۶۶۵٫۵	۶۵۹٫۱	۶۹۴٫۲	۶۶۲٫۵

Sample	Ti	X(Mg)	T(°C)
Ch795/13	۰٫۱۸	۰٫۵۶	۵۸۹
Ch795/14	۰٫۱۸	۰٫۵۵	۵۸۵
Ch795/15	۰٫۱۹	۰٫۵۵	۵۹۶
Ch795/16	۰٫۱۹	۰٫۵۵	۵۹۶
Ch795/17	۰٫۱۸	۰٫۵۵	۵۸۵
Ch800/18	۰٫۲۷	۰٫۵۰	۶۴۸
Ch800/19	۰٫۲۸	۰٫۵۲	۶۵۹
Ch800/20	۰٫۲۸	۰٫۴۹	۶۵۲
Ch800/21	۰٫۲۹	۰٫۵۲	۶۶۵
Ch800/22	۰٫۲۷	۰٫۵۱	۶۵۰

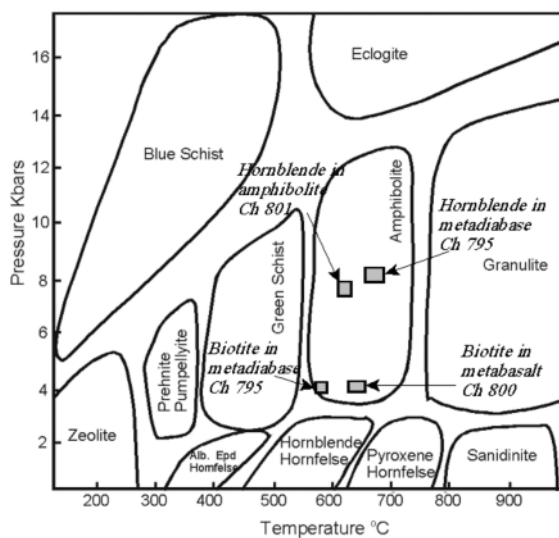
$$X(\text{Mg}) = \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$$

$$T = \{[\ln(\text{Ti}) - a - c(X_{\text{Mg}})^3] / b\}^{0.333}$$

ضریب	مقدار
a	-۲٫۳۵۹۴
b	۹e - ۴۶۴۸۲
c	-۱٫۷۲۸۳



شکل ۱۹ دماسنجی بیوتیت‌های چاه پلنگ [۳۷].



شکل ۲۰ گستره‌ی رخساره‌های دگرگونی متابازیت [۳۸].

برداشت

در جنوب چاه پلنگ، متابازیت‌های ملانوکرات به صورت تپه‌های کم ارتفاع متشکل از آمفیبولیت، متاگابرو، متادیاباز و متابازالت در همراهی با دگرگونه‌های پالئوزوئیک دوشاخ برونزد یافته‌اند. شواهد صحرایی و کانی‌شناسی حاکی از نفوذ متاگابروها، آمفیبولیت‌ها و متادیابازها به درون متابازالت‌ها بوده است. حضور گسل‌های فراوان در منطقه منجر به ایجاد برگ وارگی و سمت‌یابی کانی‌های برگ‌های در سنگ‌ها شده‌اند. دگرگونی چند مرحله‌ی نیز در متابازیت‌ها یافت می‌شود. متابازیت‌ها علاوه بر دگرگونی کف اقبانوسی، دگرگونی در رخساره‌ی آمفیبولیت و شیست سبز را نیز تحمل کرده‌اند. آمفیبول‌های موجود در رخساره‌ی آمفیبولیت از عناصر قلیایی، تیتانیم و آلومینیم و بیوتیت‌های پایدار در این رخساره از آهن و تیتانیم بیشتری نسبت به کانی‌های مشابه در رخساره‌ی شیست سبز برخوردارند. حضور کانی‌های شاخص رخساره‌ی شیست سبز نظیر اکتینولیت، اپیدوت و آلبیت، نتایج دما-فشارسنجی کانی‌های آمفیبول و آمفیبول - پلاژیوکلاز و تغییر در شیمی کانی آمفیبول بیانگر دگرگونی پسرونده از رخساره‌ی آمفیبولیت به شیست سبز است. فراوانی کانی‌های دارای عناصر قلیایی نظیر بیوتیت، آلبیت، فلدسپار قلیایی، هورنبلند و اسفن در متن سنگ بیانگر ماهیت قلیایی این سنگ‌ها همانند ماهیت غالب ماگماتیسیم قلیایی پالئوزوئیک در ایران است.

قدردانی

نویسندگان این مقاله از دانشگاه اصفهان به خاطر حمایت‌های مالی و از جناب آقای دکتر ساسان باقری به دلیل در اختیار قرار دادن آنالیزهای آمفیبول‌ها سپاسگزاری می‌کنند.

مراجع

- [۱] امامی م. ه.، "ماگماتیسیم در ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۷۹) ۶۲۱ ص.
- [2] Technoexport, "Geological map of Kabudan", Geological survey of Iran, (1984)1:100000 series, sheet 68.

[3] Technoexport, "Geological map of Khur", Geological survey of Iran, (1984)1:250000, No. H7.

[4] Stahl A. F., "Handbuk der regional geologie – Persian" V. Band 8, Hidelberg, (1911).

[5] Davoudzadeh M., Seyed Emami K., Amidi M., "Preliminary note on a newly discovered Triassic section North – East of Anarak (Central Iran) with some remarks on the age of the metamorphism in Anarak region", Geol. Surv. of Iran, (1969) No. 57, 23 p.

۶- آقانباتی ع.، "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۵) ۵۸۶ ص.

[7] Technoexport, "Geology of the Khur area (Central Iran)", report TE / No. H7., (1984) 132 p.

[8] Ghasemi A., Talbot C. J., "A new tectonic scenario for the Sanandaj – Sirjan zone (Iran)", Journal of Asian Earth Sciences 26 (2006) 683 – 693.

[۹] مؤسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، اطلس راه-های ایران (۱/۱۰۰۰۰۰۰)، (۱۳۸۴) ۲۷۱ ص.

[10] Sharkovski M., Susov M., Krivyakin B., (Eds.), "Geology of the Anarak area (Central Iran), Explanatory text of the Anarak quadrangle map, 1:250,000, V/O Technoexport Report TE/No. 19". Geological Survey of Iran, Tehran (1984) 143 p.

[11] Bagheri S., "The exotic Paleo-tethys terrane in Central Iran: new geological data from Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam areas", Ph.D. thesis: Faculty of Geosciences and Environment, University of Leusanne, Switzerland, (2007) 208 p.

[12] Droop G. T. R., "A general equation for estimating Fe^{3+} Concentration in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria" Mineralogical Magazine 51 (1987) 431-435.

[13] Kretz, "Symbols for rock-forming minerals", American Mineralogist 68 (1983) 277-279.

[14] Lesnov F. P., "Regularities of REE distribution in amphiboles" Zapaski VMO, 131 (2002) 75-98.

[15] Skublov S. G., Drugova G. M., "Peculiarities of distribution of REE in amphiboles and their application to reconstruction of metamorphic

- [26] Shido F., Miyashiro A., "*Hornblendes of basic metamorphic rocks*", Journ. Fac. Sci. Univ. Tokyo, sect. II, v. 12 (1959) 85 p.
- [27] Spear F. S., "*Metamorphic Phase Equilibria and Pressure – Temperature – Time Paths*", Mineralogical Society of America, (1993) 799 p.
- [28] Bégin N. J., "*P – T conditions of metamorphism inferred from metabasites for the Cape Smith Thrust Belt, Northern Québec*", Geosci. Can. 16 (1989a) 151 – 154.
- [29] Raase P., "*Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism*": Contributions to Mineralogy and Petrology 45 (1974) 231 – 236.
- [30] Spear F. S., "*An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibole*": American Journal of Science 281 (1981) 697 – 734.
- [31] Laird J., Albee A. L., "*High – pressure metamorphism in mafic schist from northern Vermont*", American Journal of Science 281 (1981a) 97 – 126.
- [32] Laird J., Albee A. L., "*Pressure, temperature, and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont*", American Journal of Science 281 (1981b) 127 – 175.
- [33] Zakrutkin V. V., "*The evolution of amphiboles during metamorphism*", Zap. Vses. Mineral. Obsestva 96 (1968) 13 – 23.
- [34] Anderson J. L., Smith D. R., "*The effect of temperature and oxygene fugacity on Al – in hornblende barometry*", American Mineralogist 80 (1995) 549-559.
- [35] Holland T., Blundy J., "*Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry*", Contrib. Mineral. and Petrol. 116 (1994) 433-47.
- [36] Schmidt M. W., "*Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer*", Contrib. Mineral. and Petrol. 110 (1992) 304-10.
- [37] Henry D. J., Guidotti C. V., Thomson J. A., "*The Ti-saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotite: Implications for Geothermometry and Ti-substitution Mechanisms*", American Mineralogist 90 (2005) 316-328.
- [38] Yardley B. W. D., "*Introduction to Metamorphic Petrology*", John Wiley & Sons, New York, (1989) 248p.
- parameters*", Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS. (2001?).
- [16] Skublov S. G., Drugova G. M., "*Patterns of trace – element distribution calcic amphiboles as a function of metamorphic grade*" The Canadian Mineralogist, 41: (2003) 383-392.
- [17] Leake b., Wooley A., Arps C., Birch W., Gilbert M., Grice J., Hawthorne F., Kato A., Kisch H., Krivovichev V., et al., "*Nomenclature of amphiboles: Report of Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names*", Canadian Mineralogist 35 (1997) 219 – 237.
- [18] Hawthorne F. C., Oberti R., Della Ventura G., Mottana A., "*Amphiboles: crystal chemistry, occurrence, and health issues*", Mineralogical Society of America, (2007) 545 p.
- [19] Sun S. S., "*Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle*", Geochim. Cosmochim. Acta. 46 (1982) 179-192.
- [20] Foster M.D., "*Interpretation of the composition of trioctahedral micas*", U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 354B (1960) 11 - 49.
- [21] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "*An Introduction to the Rock Forming Minerals*", Longman, London, (1992) 528 p.
- [22] Kimball L., Frank S. Spear, "*Metamorphic petrology of the Jackson County iron formation, Wisconsin*", The Canadian Mineralogist, v.22, no. 4 (1984) 605 – 619.
- [23] Leake B. E., "*The relationship between tetrahedral aluminum and the maximum possible octahedral aluminum in natural calciferous and subcalciferous amphiboles*", American Mineralogist 50 (1965) 843 – 851.
- [24] Ikeda T. H., Yoshida K., Armia T., Nishiyama, "*Garnet – clinopyroxene amphibolite from the Takahama metamorphic rocks, Western Kyushu, SW Japan: evidence for high – pressure granulite facies metamorphism*", Journal of Mineralogical and Petrological Science 100 (2005) 104–115.
- [25] Robinson P., Spear F. S., Schumacher J. C., Laird J., Klein C., Evans B. W., Doolan B. L., "*Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. In Amphiboles and other Hydrous Pyriboles – Mineralogy (D.R. Veblen & P.H. Ribbe, eds.)*", Rev. Mineral. 9B (1982) 1 – 227.