

رده بندی ژنتیکی آنکلاوهای استراتوولکان قزلجه کند، شمالشرق قروه، غرب ایران

علی درویش زاده^۱، حسین شهبازی^۲

۱. گروه مهندسی معدن، دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان

۲. گروه زمین شناسی، دانشگاه بوعلی سینا همدان

چکیده

استراتوولکان کواترنر قزلجه کند واقع در شمال شرق شهرستان قروه (منطقه کبودرآهنگ) جزء آتشفشانهای بازالتی خطی این منطقه به شمار می رود. مخروط این آتشفشان که پلی ژنیک و از جنس گدازه، اسکوری، خاکستر و انواع بمب های آتشفشانی است بر روی رسوبات تخریبی پلیوسن و تراورتن های کواترنر قرار دارد. این آتشفشان در کواترنر در یک محیط درون قاره ای تشکیل شده است. هم در داخل گدازه ها و هم در داخل پرتابه ها زینولیت هایی دیده می شوند که می توان آنها را به دو دسته همزاد (اتولیت) و غیر همزاد (یا زینولیت های واقعی) تقسیم کرد. اتولیت ها حاوی کانیه های مافیک مثل پیروکسن، میکا، آمفیبول، هونبلاند و آپاتیت بوده و ارتباط ژنتیکی با مذاب دارند. زینولیت های فلسیک از جنس گرانیت و گنیس هستند و در واقع قطعات کنده شده پی سنگ می باشند که در حین فوران انفجاری به داخل گدازه افتاده و تا حدودی متحمل ذوب بخشی شده اند. فراوانی اندک و یا فقدان کانیه های حاوی مواد فرآر در برخی اتولیت ها (مثل اتولیت های پیروکسنیتی) و در عوض وفور آنها در برخی دیگر از اتولیت ها (مثل اتولیت های آپاتیت-هورنبلند دار) و همچنین مشاهده تناوب فعالیت دوره های آرامش و انفجار در تاریخ آتشفشان، وجود مخازن ماگمایی طبقه بندی شده را در ذهن تداعی می کند.

از دیگر سو فراوانی کانیه های آبدار مزبور در این نوع از اتولیت ها و نیز فقدان کانی پلاژیوکلاز در آنها می تواند دلیلی بر وجود یک محیط آبدار در اعماق باشد که با پیشرفت تبلور فراوانی نسبی مواد فرار افزوده می شد و همین امر باعث ایجاد لایه های سرشار از مواد فرآر در بالای مخزن و وقوع فورانهای شدید انفجاری گردیده است.

واژه های کلیدی: زینولیت، استراتوولکان، قزلجه کند، قروه، ایران.

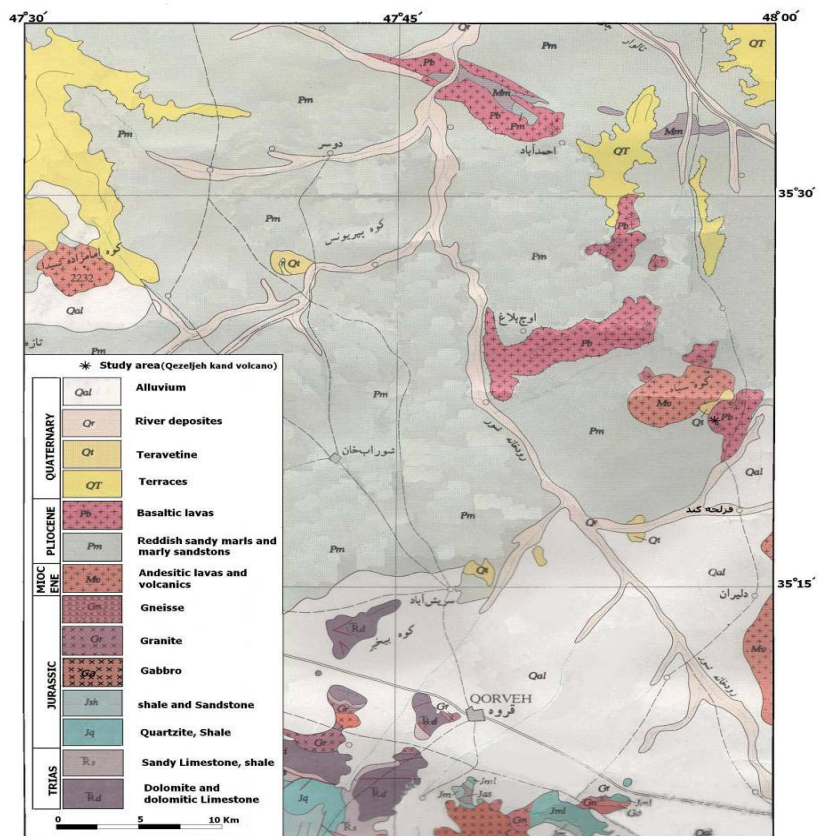
۱- مقدمه

استراتوولکان قزلجه کند با ارتفاع ۲۱۵۰ متر از سطح دریا و ارتفاع حدود ۱۵۰ متر از زمینهای اطراف، یکی از چند مخروط آتشفشانی منطقه، در ۲۰ کیلومتری شمال - شمالشرق شهرستان قروه سنندج و ۲ کیلومتری شمال روستای قزلجه کند واقع شده است (شکل ۱).
با توجه به قرار گیری مخروط این آتشفشان بر روی رسوبات تخریبی پلیوسن (از جنس ماسه سنگ و سیلتستون با سیمان آهکی) و تراورتن های کواترنر، سن آن باید جوانتر و احتمالاً کواترنر باشد. مخروط کم ارتفاع (شکل ۲) عمدتاً از اسکوری، خاکستر، بمبهای آتشفشانی و نهشته های لاپیلی همراه با گدازه های بازالتی ساخته شده است. در بین گدازه های بازالتی مزبور آنکلاوهای مختلف و فراوانی دیده می شوند (شکل ۳) که نظر محققینی چون بوکالتی و همکاران (۱۹۷۷)، معین وزیری (۱۳۶۴، ۱۳۷۷) و درویش زاده (۱۳۷۰) را جهت استنتاج نحوه تشکیل آتشفشان مزبور و حوادث زمین شناسی آن به خود جلب کرده است.

۲- زمین شناسی و ساختمان آتشفشان

مساحت بیرون زدگی آتشفشان قزلجه کند حدود ۸ کیلومتر مربع و ارتفاع آن ۱۵۰ متر بیشتر از زمینهای اطراف است (شکل ۲) و همانطور که در بالا گفته شد بر روی رسوبات پلیو-کواترنر قرار دارد.
در زیر سری رسوبات این ناحیه، پی سنگ دگرگونی پرکامبرین قرار دارد که رخنمونهای آن را می توان در ۳ کیلومتری شرق آتشفشان مشاهده کرد (معین وزیری، ۱۳۷۷). از دیگر سو قطعات پی سنگ این آتشفشان، به صورت آنکلاو هم در داخل پرتابه ها و بمبها، و هم در داخل گدازه های آتشفشان مذکور دیده می شوند (شکل ۳)، که خود حاکی از شدت زیاد انفجارات آتشفشانی و توانایی آنها در کندن قطعات از پی سنگ متبلور منطقه است.

روند خطی آتشفشانهای بازالتی شمال قروه (شکل ۱)، تأثیر پذیری آنها از شکستگیهای عمیق منطقه را نشان می دهد، که به موازات راندگی زاگرس هستند (شمال غرب - جنوب شرق). به نظر می رسد آخرین فازی که موجب چین خوردگی زاگرس شده، گسلهای منطقه را شدیداً فعال نموده است.
احتمالاً همین پدیده در بروز فعالیتهای آتشفشانی کواترنر در منطقه تکاب، سهند، قروه و آرات که روند کلی آنها کم و بیش با راندگی زاگرس موازی است، تأثیر به سزایی داشته است. مواد تشکیل دهنده مخروط آتشفشانی قزلجه کند، به علت حرکت گدازه به سمت شمال، حالت نامتقارن داشته و ارتفاع آن در این سمت کمتر است. این مخروط عمدتاً از نوع گدازه، بمب، اسکوری و خاکستر است و به همین علت از نوع آتشفشانهای پلی ژنیک محسوب می شود.



شکل ۱: نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه، اقتباس از نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰، زاهدی مصطفی و دیگران، ۱۳۶۴، سازمان زمین شناسی کشور



شکل ۲: تصویر صحرایی مخروط آتشفشانی قزله کند (دید به سمت شمال)

به علاوه شکل مخروط و وفور پرتابه های متعدد از قبیل خاکستر، بمبها و اسکورپهای بازالتی، فوران نوع استرومبولی را در نظر مجسم می نماید. وسعت گدازه های این آتشفشان زیاد و رنگ آن تیره و با فابریک آفانیتیک مشخص می شوند و در آن آنکلاوهای گرانیتی و گنیسی پی سنگ، با ابعاد متفاوت (از ابعاد

میکروسکوپی تا چندین سانتیمتری) دیده می شوند. ولی قطعات به ابعاد سانتیمتری فراوانتر است و تماماً گرد شده و تا اندازه ای پوک شده می باشند.

قطعات پرتابی بیشتر از نوع اسکوری، خاکستر و بمبهای آتشفشانی با اشکال مختلف (کشیده، استوانه ای و گاهی اوقات دوکی و کروی) هستند که دامنه غربی مخروط را با ضخامتی بیشتر از ۵۰ متر پوشش می دهند. در داخل این پرتابه‌ها، هم قطعات پی سنگ (گنیس و گرانیت) و هم انکلاوهای مافیک دیده می شوند (شکل ۳).

تاریخچه فعالیت این آتشفشان را می توان به شرح زیر خلاصه کرد:

وفور پرتابه‌های اسکوری و انکلاوهای پی سنگ، فعالیت انفجاری این آتشفشان را محرز می نماید. ولی فراوانی بیشتر پرتابه‌ها در قاعده مخروط حاکی از آن است که شروع فعالیت این آتشفشان با انفجارات شدید توأم بوده و قطعات پی سنگ به همراه اسکوری به هوا پرتاب شده‌اند، پس از آن گدازه به صورت معمول از دهانه خارج گردیده است. در این مرحله، فعالیت انفجاری ضعیفتری نیز وجود داشته است که حاکی از فعالیت نوع استرومبولی این آتشفشان است، با توجه به تکرار مراحل فوق که به صورت تناوبی از پرتابه‌ها و گدازه به چشم می خوردند این آتشفشان را استراتوولکان و پلی ژنتیک گفته‌ایم. گدازه‌ها پس از لبریز شدن از دهانه، به سمت شمال جاری شده است. در مراحل نهایی، فعالیت شدید انفجاری مجدداً تشدید شده و در این حالت آنکلاوهای مخازن ماگمایی (اتولیت)، به بیرون پرتاب گردیده و همراه با پرتابه‌های اسکوری به سطح زمین فرو افتاده اند.



ب



الف



ج

شکل ۳: نمونه تصاویری از زینولیتها آتشفشان قزلجه کند، الف) فلسیک، ب) مافیک ج) بمب آتشفشانی با هسته گنیس

۳- سنگ شناسی

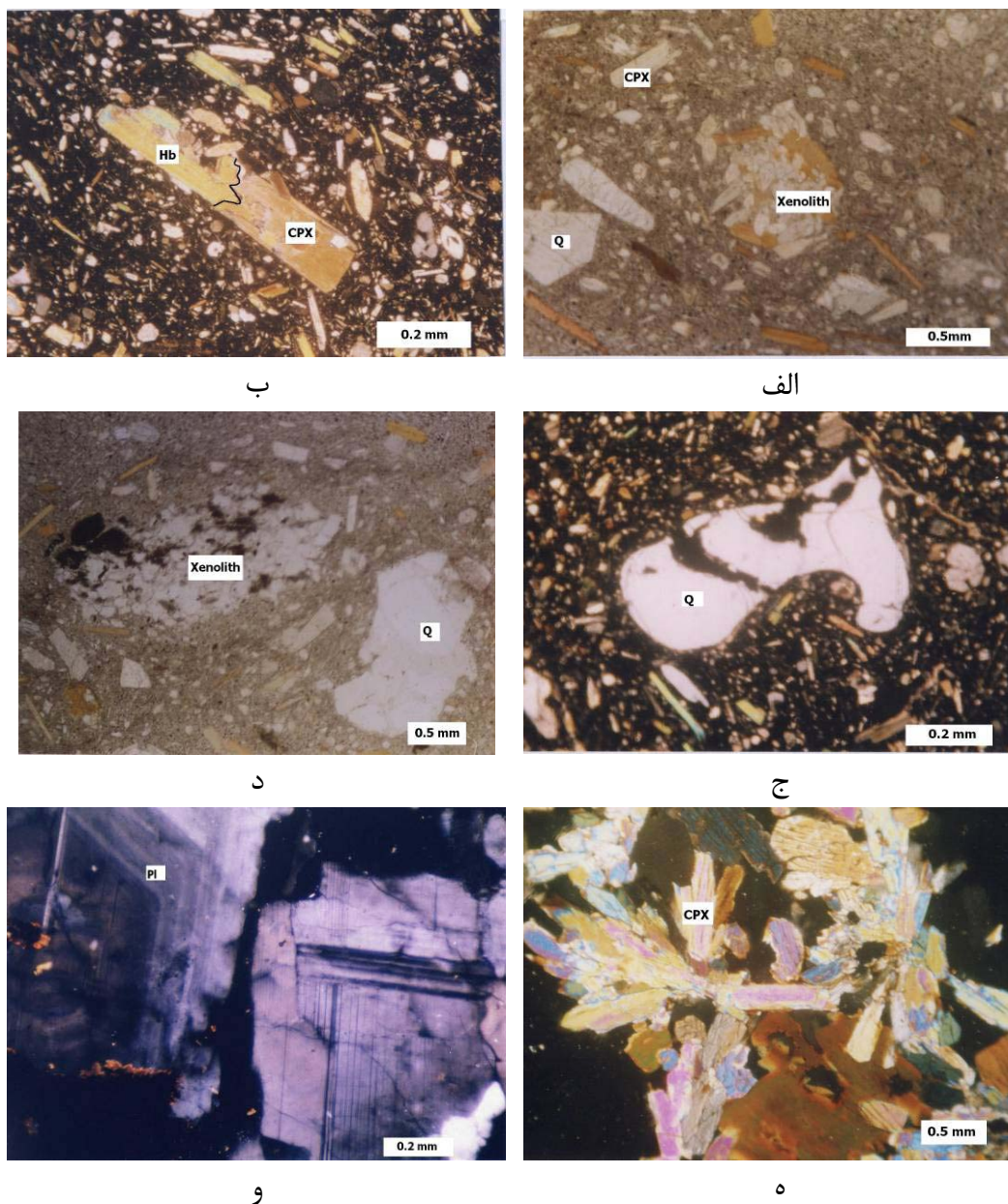
۳-۱- گدازه‌ها

این سنگها تیره رنگ و آفانیتیک (در نمونه دستی)، بافت میکرولیتیک پورفیری و گاه تراکیتی را عرضه می‌کنند (شکل‌های ۴). کانیهای تشکیل دهنده سنگ شامل: تیتان اوژیت، بیوتیت، هورنبلند قهوه‌ای، پلاژیوکلاز، آپاتیت، سانیدین و کانیهای تیره (آپاک) می‌باشند. به همراه کانیهای مذکور آنکلاوهای گرانیتی و نیز زینوکریستهای کوارتز و فلدسپات که حدود ۲۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد، در یک خمیره شیشه‌ای قرار دارند.

کلینوپیروکسنهای سنگ ضمن داشتن منطقه بندی، در برخی موارد علائمی از تبدیل ناقص یا کامل به هورنبلند را نشان میدهند (شکل ۴-ب) که میتوان آن را نتیجه بالا رفتن فشار بخار آب بعد از تبلور پیروکسنها در تراز نزدیک به سطح زمین دانست.

داده‌های عناصر اصلی گدازه‌های مزبور (جدول ۱) مبین آن است که این سنگها از نوع آلكالن سد یک هستند و در نورم خود دارای نفلین و الیوین می‌باشند. این در حالی است که در نمونه‌های مطالعه شده بلورهای کوارتز دیده شده است. نظر به وجود خلیجهای خوردگی در بلورهای کوارتز (شکل ۴-ج) و نیز وجود این تناقض سنگ شناسی (همراهی کوارتز مودال با نفلین و الیوین نورماتیو)، می‌توان بلورهای کوارتز را زینوکریستهایی دانست که در اثر هضم زینولیت‌های گرانیتی و گنیسی (که بعداً شرح داده می‌شوند) در مذاب رها شده‌اند و از همین رو باید برخی از فلدسپات‌ها نیز زینوکریست باشند (شکل ۴-د).

با توجه به شواهد پتروگرافی، و نیز داده‌های تجزیه شیمیایی و فقدان الیوین مودال، این نوع گدازه‌ها از نوع تفریت محسوب می‌شوند و در نمودار لومتر (۱۹۸۹) در گروه بازالت‌های شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل ۵)، بنابراین از نوع بازالت‌های درون قاره ای محسوب می‌شود.



شکل ۴: تصاویر میکروسکوپی از سنگ بازالت منطقه و فنوکریستهای موجود در آن، الف) بافت ویتروپورفیری در گدازه بازالتی قزلجه کند (PPL)، ب) تبدیل بلورهای اوژیت به هورنبلند در گدازه (XPL)، ج) ایجاد خلیج خوردگی در بلور کوارتز (XPL)، د) اضمحلال زینولیت گنیسی پی سنگ (PPL)، ه) تجمع بلورهای کلینوپیروکسن و هورنبلند (بافت گلمروپورفیری) (XPL)، و) پدیده زونینگ در فنوکریستهای پلاژیوکلاز (XPL)

علیرغم آنکه در گدازه‌های آن قطعات ریز پی سنگ گرانیته و گنیسی وجود دارد و حتی کوارتزهای با خلیج خوردگی در مقاطع نازک دیده می‌شوند ولی در نورم آن نفیلین حضور دارد. بنابراین گدازه از نوع تحت اشباع از سیلیس است. با توجه به ضریب تفریق بالای آن ($D.I. = 54.5$) باید آن را تا حدودی تفریق یافته

در نظر گرفت و کمبود MgO در ترکیب سنگ (7.25%) گواه این ادعاست. این نکات معرف جدایش کانیهای آهن و منیزیم سنگ در مرحله آغاز تبلور است که به صورت زینولیت مافیک در سنگ حضور دارند.

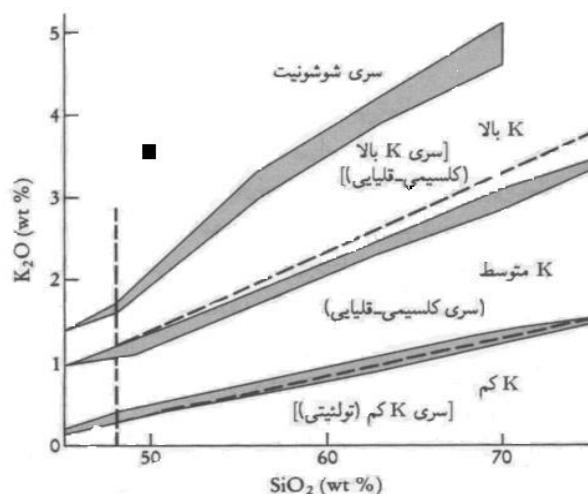
جدول ۱: تجزیه شیمیایی نمونه سنگ آتشفشانی قزلجه کند و ترکیب نورماتیو آن

Oxides (%wt)	%wt	Minerals(Norm)	%wt
SiO ₂	48.89	or	20.13
TiO ₂	1.52	ab	33.40
Al ₂ O ₃	13.20	an	5.09
Fe ₂ O ₃ (t)	7.24	ne	1.95
MnO	0.11	di	26.38
MgO	7.25	ol	4.13
CaO	10.54	hmt	7.24
Na ₂ O	4.61	ilm	0.24
K ₂ O	3.47	apt	1.52
P ₂ O ₅	1.47		
L.O.I	0.85		
Elements	ppm		
Rb	58		
Sr	2023		
Zr	321		
Ba	1459		
Cr	164		
SUM16	99.54		
Mn	852		
Ni	125		
Zn	59		
V	96		
La	104		
Nb	58		
Nd	74		
Y	<5		

۳-۲- پرتابه‌ها

در آتشفشانهای نوع استرومبولی، وجود پرتابه های آتشفشانی امری طبیعی است. در آتشفشان قزلجه کند بخشی از مخروط آتشفشان از پرتابه ها شامل اسکوری، بمب و خاکستر تشکیل شده است که تماماً حاصل فوران انفجاری و سقوط آنها به سطح زمین است. پیروکلاستهای ریزشی در دامنه غربی مخروط با به

ضخامت بیش از ۵۰ متر دیده می شوند. اسکوریپها عمدتاً از شیشه تیره رنگ، پر حفره و گاه واجد میکای سوخته تشکیل شده اند. بمبها به اشکال مختلف دیده می شوند و غالباً دارای هسته‌ای از زینولیت هستند.



شکل ۵: جایگاه بازالت آتشفشان قزلجه کند در نمودار لومتر (۱۹۸۹)

ذرات خاکستر در اطراف مخروط اندک است و احتمالاً در هنگام ریزش به وسیله باد به نقاط دورتر از دهانه منتقل شده اند.

وفور قطعات انفجاری فوق، مؤید حضور گازهای فراوان در بخشهای سطحی مخزن ماگمایی است، که بر اثر انفجار شدید، گدازه های کف مانند به هوا پرتاب شده و به همین علت قطعات سنگی (لیتیک) پی سنگ آتشفشان با ابعاد مختلف در بین پرتابه ها دیده می شود.

۳-۳- زینولیتها

در گدازه‌ها و پرتابه‌های مخروط آتشفشانی قزلجه کند، قطعاتی به چشم می‌خورد که برخی از آنها به علت ماهیت ناهمگون و متفاوت، زینولیت (یا انکلاو) محسوب می شوند. در ضمن قطعات و دسته بلورهای دیگری نیز وجود دارند که علی‌رغم تفاوت ظاهریشان، ممکن است آنها را زینولیت‌های مافیک (زینولیت حاصل از گوشته متاسوماتیسم شده) جلوه دهد (معین وزیری، ۱۳۷۷). ولی زینولیت اخیر را نمی توان قطعات کاملاً بیگانه تصور کرد. زیرا شواهد موجود حکایت از یک تبلور اتولیتی در مخزن ماگمایی عمیق و قبل از خروج گدازه را نشان می دهد. به همین علت بهتر است آنها را زینولیت‌های همزاد (اتولیت) بنامیم. بنابراین با دو نوع بیگانه آنکلاو سروکار داریم:

الف) زینولیت های پی سنگ (ب) اتولیت های ماگمایی

۳-الف- زینولیت های پی سنگ

این گروه از آنکلاوها، قطعاتی با ترکیب کلی گرانیتی و گنیسی هستند (شکل ۳ الف) که فراوانی آنها نسبت به پرتابه‌ها بین ۳ تا ۷ درصد و ابعاد آنها از چند میلیمتر تا چند دسیمتر در تغییر است. کانیهای این زینولیتها شامل کوارتز، فلدسپات و بیوتیت با بافت گرانولار پورفیروئید است و کانیها نیز آثاری از تحمل حرارت و شروع ذوب را نیز نشان می دهند؛ این آثار شامل: وجود خلیجهای خوردگی (شکل ۴-ج)، محو شدن ماکل پلاژیوکلازها، نفوذ هماتیت در امتداد کلیواژهای بیوتیت و پیچ و تاب برداشتن بیوتیتها و فاصله افتادن بین تیغه‌های کلیواژ می باشند.

آنکلاوهایی که به علت تحمل حرارت پوک و سست شده‌اند، هم در گدازه و هم در اسکورپها دیده می‌شوند. ولی قطعات موجود در پرتابه‌ها سالم‌ترند. زیرا آنکلاوهای موجود در گدازه‌ها مدت زمان زیادتری تحت تأثیر حرارت گدازه بوده‌اند. با این حال همین آنکلاوهای گدازه نیز بطور کامل ذوب نشده‌اند. بلکه فقط حاشیه خارجی فلدسپاتها ذوب شده و گاه قطرات مذاب از امتداد کلیواژها به داخل سرایت کرده است (شکل ۵-د). این مسئله را نیز می توان به سرعت بالای خروج ماگما به سطح زمین نسبت داد که طی آن بلورها به علت تحمل اُفت فشار، ذوب شده‌اند.

۳-ب- اتولیت های ماگمایی

این گروه از آنکلاوها (شکل ۳-ب) عبارت از قطعاتی با ابعاد (حدود ۱ تا ۱۰ سانتیمتر) و با جنس‌های متفاوت هستند که در بین پرتابه‌ها دیده می شود و ظاهری حفره مانند دارند. همین تفاوت‌های ظاهری، برخی از محققین (معین وزیری، ۱۳۷۷) را بر آن داشته است تا آنها را آنکلاوهای حاصل از متاسوماتیسم گوشته بدانند. ولی از آنجا که در مقاطع گدازه‌های بازالتی نیز بلورهایی با همین ترکیب یافت می شود و نیز به دلایلی که ذیلاً ذکر خواهد شد، شواهد مشخص و قاطعی مبنی بر این نتیجه از آنها مستفاد نمی شود. در هر حال این گروه از آنکلاوها را به علت ژنز مشترک با سنگ میزبان، اتولیت نامیده ایم.

مهمترین خصوصیت کانی شناسی مشترک این گروه از اتولیتها، فقدان کانی پلاژیوکلاز در آنهاست. زیرا چنانچه در ادامه خواهیم گفت، احتمالاً فشار بخار آب در حین تبلور اتولیتها بسیار بالا بوده است و بنا به نظر میدلموست (۱۹۸۵) وجود بیش از ۲٪ بخار آب در محیط تبلور (در فشار ۱۰ تا ۱۵ کیلوبار) قلمرو پایداری پلاژیوکلاز را محدود کرده و به جای آن آمفیبول تشکیل می دهد. ما در اینجا، اتولیت های ماگمایی را به سه گروه زیر تقسیم کرده ایم:

الف- اتولیت‌های پیروکسنیتی

این گروه از اتولیتها، از کلینوپيروكسن های نوع تیتان اوژیت با بافت گلومروپورفیری تشکیل شده است (شکل ۶). در بین بلورهای پیروکسن، مقداری شیشه قهوه‌ای رنگ (حدود ۱٪) دیده می شود که احتمالاً از

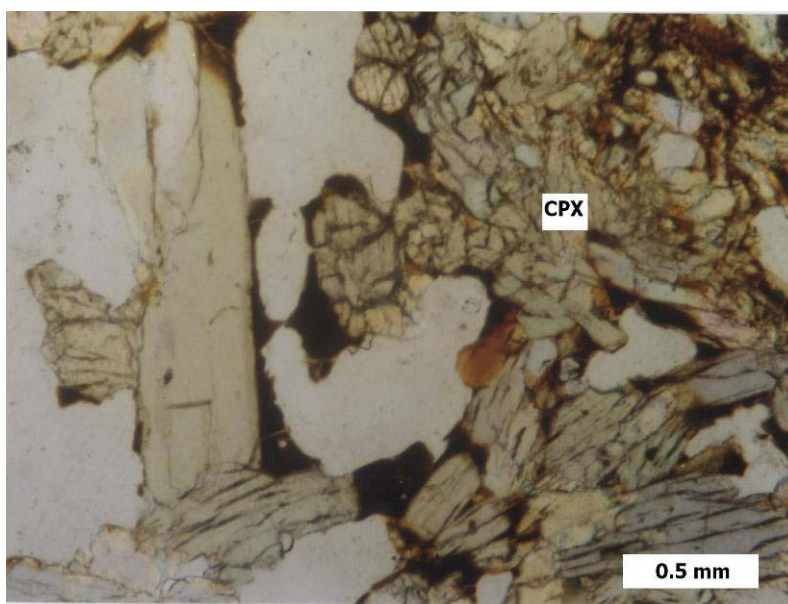
انجماد مذاب بین دانه ها به وجود آمده است. از آنجا که برخی از پیروکسنها به هورنبلند تبدیل شده‌اند به نظر می‌رسد که مایع بین دانه ها ای مزبور سرشار از بخار آب بوده است که ضمن سرد شدن و تبدیل به شیشه، در تبدیل پیروکسن به هورنبلند قهوه‌ای نیز نقش داشته است. بر اساس آنالیز شیمی به روش XRF (جدول ۲)، نمونه مزبور از نوع تیتان اوژیت سدیم دار است ($Wo_{35}En_{53}Fs_{12}$) که همخونی آنرا با ترکیب شیمیایی سنگ میزبان آشکار می‌سازد.

ب- اتولیت‌های فلوگوپیت-آمفیبول-پیروکسن دار

در این گروه از اتولیتها (شکل ۷-الف و د)، کلینوپیروکسن (حدود ۳٪)، هورنبلند قهوه‌ای (۱۵ تا ۳۰٪)، فلوگوپیت (حدود ۴۰٪)، آپاتیت (در حدود ۵٪) (به صورت بلورهای مجزا یا انکلوزیون در داخل فلوگوپیت و هورنبلند) و مقدار کمی شیشه (مذاب بین دانه ای) دیده می‌شود. تجزیه شیمیایی کانی فلوگوپیت این گروه از اتولیتها در جدول ۲ آورده شده است.

ج- اتولیت‌های آپاتیت-هورنبلند

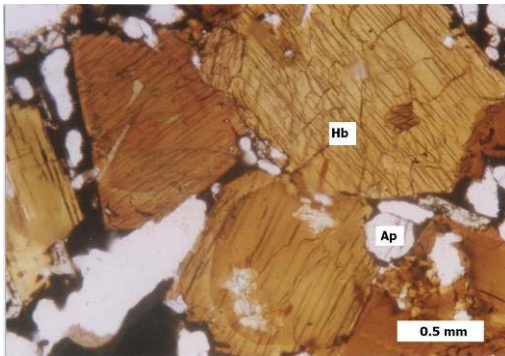
کانیهای سازنده این گروه از عبارتند از هورنبلند قهوه‌ای (حدود ۷۰٪)، آپاتیت (۱۵٪)، کلینوپیروکسن (حدود ۳٪)، فلوگوپیت (حدود ۷٪) و مقدار کمی شیشه قهوه‌ای رنگ (شکل‌های ۷-ب-ج-ه-و). در بعضی مقاطع هورنبلندها حالت منطقه ای (شکل ۷-ب)، بعضی حالت تحلیل و آپاسیتی شدن (شکل ۷-ج) دیده می‌شود که همگی نشانه عدم تعادل در محیط آکسیدان مذاب باقیمانده است. تجزیه شیمیایی کانیهای تشکیل دهنده آنها در جدول ۲ آمده است.



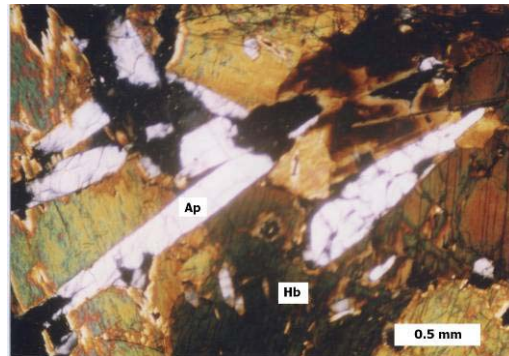
شکل ۶: تصویر میکروسکوپی اتولیت کلینوپیروکسنیتی وجود حبابهای توخالی سفید و شیشه ای قهوه ای در مقطع سنگ (PPL)

۴- بحث و نتیجه گیری

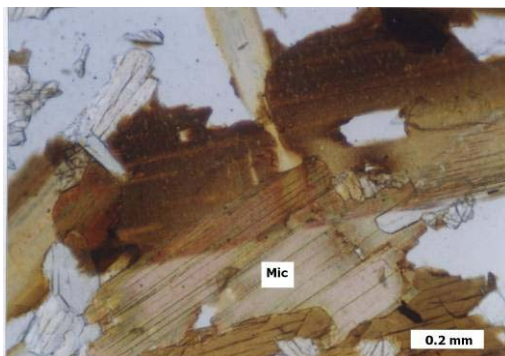
چنانکه گفته شد بر اساس مشاهدات صحرائی، استراتوولکان قزلجه کند، پلی ژنیک و از نوع استرومبولی بوده است. در آن آنکلاوهای گرانیتی و گنیسی پی سنگ در داخل گدازه‌ها و نیز در هستهٔ بمبهای آتشفشانی دیده می‌شود. همچنین وفور پرتابه‌های اسکوری، خاکستر و بمب، حاکی از فعالیت انفجاری و گدازه‌های تفریتی مبین دوره‌های آرامتر بین آنها است. به علت وجود کانیه‌های آبدار فراوان نظیر بیوتیت، فلوگوپیت، هورنبلند و آپاتیت، ماگمای تشکیل دهنده آبدار بوده است. از دیگر سو فقدان پلاژیوکلاز در اتولیتها، مبین تبلور آنها در محیطی سرشار از آب است. مسلماً درصد نسبی آب و سایر مواد فرار با پیشرفت تبلور افزایش می‌یافته است تا در نهایت با زیاد شدن فشار داخلی سیال، که بر مقاومت کششی ماگما غلبه می‌کرده، فورانهای انفجاری شکل گرفته است.



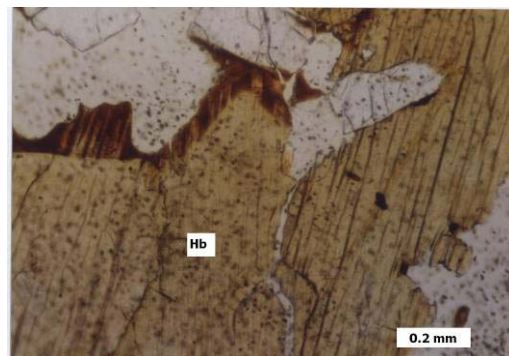
ب



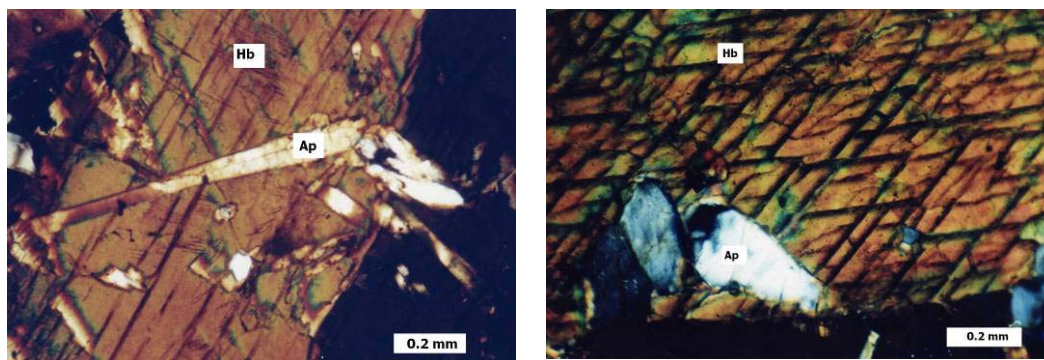
الف



د



ج



۹

۵

شکل ۷: تصاویر میکروسکوپی از زینولینهای مافیک منطقه ؛ الف) زینولیت فلوگوپیت - آمفیبول - پیروکسن. سوزنهای سفید آپاتیت هستند که بلورهای هورنبلند را قطع کرده اند (XPL). ؛ ب) زونینگ در هورنبلند قهوه‌ای موجود در زینولیت آمفیبول - آپاتیت (PPL) ؛ ج) تحلیل و آپاسیتی شدن آمفیبول (PPL) ؛ د) تجمعی از بلورهای فلوگوپیت (PPL). ؛ ه) رخیهای کامل و لوزی شکل در آمفیبول (XPL). ؛ و) بلورهای سوزنی آپاتیت در داخل هورنبلند که نشان از تقدم تبلور آن است (XPL).

جدول ۲: تجزیه شیمیایی کانیهای کلینوپیروکسن ، فلوگوپیت، هورنبلند و آپاتیت در زینولیت‌های آتشفشان قزله کند

Oxides (%wt)	کلینوپیروکسن	فلوگوپیت	هورنبلند	آپاتیت
SiO ₂	40.10	37.61	39.17	2.33
TiO ₂	2.45	3.54	3.15	0.10
Al ₂ O ₃	10.95	15.49	12.90	0.65
Fe ₂ O ₃ (t)	12.39	8.21	12.10	1.00
MnO	0.15	0.06	0.11	0.04
MgO	13.92	19.75	12.43	0.63
CaO	12.90	0.88	13.04	49.35
Na ₂ O	2.69	0.91	2.72	0.42
K ₂ O	1.60	8.63	1.81	0.09
P ₂ O ₅	1.45	0.12	1.44	35.14
L.O.I	0.96	1.54	0.88	1.54
elements (ppm)				
Rb	14	168	13	<5
Sr	1280	380	1104	2989
Zr	283	63	175	116
Ba	801	5421	811	77
Cr	665	2116	6	<5
SUM16	99.86	97.54	99.95	91.59
Mn	1169	429	832	319
Ni	247	822	23	<5
Zn	71	63	70	<5
V	158	104	186	37
La	83	<5	40	435
Nb	45	30	34	10
Nd	90	<5	50	331
Y	<5	8	<5	25

شدت این انفجارات به حدی بوده است که توانسته موادی از پی سنگ (با جنس گنیس و گرانیت) را کنده و با خود به سطح بیاورد (به صورت آنکلاو در گدازه‌ها و یا به صورت هسته بمبها و اسکوریه‌ها). به این ترتیب می‌توان فرض نمود که مخزن ماگمایی مزبور در اعماق زیاد و احتمالاً در پی سنگ مستقر بوده است و از نظر توزیع مواد فرّار، مخزن ماگمایی حالت زونه داشته است. زیرا فقدان پلاژیوکلاز در اتولیتها نشانه محیطی با فشار بیش از ۱۵-۱۰ کیلوبار و آب بسیار زیاد است. در چنین محیط عمیقی است که اتولیت‌های پیروکسن توانسته‌اند تشکیل شوند که به علت زیاد بودن چگالی‌شان نسبت به مذاب اطراف، به ته مخزن ماگمایی سقوط نموده‌اند. تبلور آنها موجب افزایش درصد نسبی مواد فرّار در مذاب باقیمانده شده‌اند. این امر زمینه تبلور کانیهای آبدار نظیر میکا و هورنبلند و سپس آپاتیت را فراهم نموده است.

اگرچه بعضی از محققین (معین وزیری، ۱۳۷۷) تمام آنکلاوهای آتشفشان قزلجه کند را غیر همزاد در نظر گرفته‌اند، ولی با توجه به دلایلی که ذکر می‌شوند انواع مافیک را می‌توان اتولیت‌هایی دانست که از تبلور اولیه یک ماگمایی بازالتی در اتاق ماگمایی مستقر در پوسته زیرین حاصل شده‌اند. برخی از این دلایل عبارتند از:

- وجود بافت گلومروپورفیری و تشکیل دسته بلورهای کلینوپیروکسن (از نوع اوژیت نه دیوپسید) تنها از طریق تجمع در مذاب ماگمایی امکان پذیر است (شکل ۴-۵).
 - حضور حبابهای متعدد در این بلورها، شیشه قهوه ای که خود از انجماد مایع بین دانه ای پدید آمده، بافت و مراحل تبدیل پیروکسن به هورنبلند، حاکی از تبلور این کانی ها در یک مخزن ماگمایی است.
 - عدم وجود ماکل مکانیکی و کینک باند در کانیهای مافیک، مبین فقدان فشارهای تکتونیکی (نظیر فشارهای حاکم در گوشته فوقانی) در حالت جامد و تبلور قطعی آنها در شرایط پوسته عمقی زمین است.
 - وجود حالت زونینگ در هورنبلند نشانه تبلور آنها از یک مذاب غنی از مواد فرّار است (شکل ۷-ب).
 - حاشیه‌های کم و بیش گرد شده و نیز خورده شده اتولیتها که حاکی از تأثیرات حرارتی و شیمیایی مذاب اطراف است.
 - وفور TiO_2 در کانیهای مافیک این کومولاها (۳/۵۴٪ در فلوگوپیت، ۲/۴۵٪ در کلینوپیروکسن و ۳/۱۵٪ در هورنبلند قهوه‌ای) و نیز Al_2O_3 نسبتاً بالا در کلینوپیروکسنها (تقریباً ۱۱ درصد) دلایلی مبنی بر تبلور آنها از یک مذاب پر تیتان است.
 - جهت یافتگی کانیهای ورقه ای که حاکی از روی هم چیده شدن ورقه ای این نوع کانیها (فلوگوپیت) در کف محیط تبلور است (شکل ۷-د).
 - حضور ماکل (100) در بعضی از کلینوپیروکسها حاکی از تبلور آنها از یک مایع مذاب است.
- وجود تیغه‌های شیشه‌ای در بین بلورها که مبین به دام افتادن قطرات مذاب در طی رشد سریع بلورها در مذاب سرشار از مواد فرّار است.

با توجه به نظر پورحسینی (۱۹۸۳) در مورد فعال بودن فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس در پالئوژن و منشاء گوشته ای برخی توده های نفوذی کمان ماگمایی ارومیه- دختر و سن جایگیری آنها و نیز مطابق آنچه که پیرس و همکاران (۱۹۹۴) در آناتولی ترکیه بر اساس داده های ایزوتوپی بر روی ولکانیسم پلیوکواترنر همان ناحیه ابراز داشته اند و بالاخره موقعیت مکانی آتشفشانهای قروه در محل فرورانش پوسته اقیانوسی و برخورد قاره ای، می توان احتمال داد که فرورانش یا با اغتشاش حرارتی منطقه ای همراه باشد یا آنکه موجب نیروهای کششی محلی گردد. هر دو عامل می تواند منجر به ذوب بخشی گوشته متاسوماتیسم شده شود. در منطقه مورد مطالعه، اولاً وجود شکستگیهای خطی مهمی که قبلاً به آن اشاره شد از یک طرف و ثانیاً وفور فعالیتهای آتشفشانی پلیوکواترنر قابل توجهی که در ایران مرکزی و به ویژه در گوشه شمالغربی ایران رخ داده همگی مؤید افزایش حرارت غیر عادی لیتوسفر زیرین این مناطق است که محتملاً موجب ذوب گوشته متاسوماتیسم شده گردیده است. در این مورد فرض می شود که متاسوماتیسم باید به فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی مربوط باشد. زیرا آب ناشی از بی آب شدن پوسته اقیانوسی فروراننده، می تواند سبب آبدار شدن گوته گوشته ای و نهایتاً موجب ذوب آن شود (ادگار، ۱۹۸۰؛ ایلماز، ۱۹۹۰). ضمناً ثابت شده است که مایع بازالتی نفلین دار ممکن است از ذوب بخشی درجات اندک یک گوشته آبدار تحت فشار ۲۰ تا ۳۰ کیلو بار بوجود آید (گرین، ۱۹۷۳ و رینگوود، ۱۹۷۵). در عین حال فرورانش موجب جابجایی و ناتعادلی آستنسفر زیرین شده و ممکن است آن را به طرف مناطق کم فشار و یا کششی مورد بحث بکشاند. در این عمل فاز سیال و آبدار نیز به سمت مناطق مزبور هدایت شده و همین فاز سیال علاوه بر ذوب بخشی گوشته، در ترکیب کانی شناسی سنگهای منطقه مورد مطالعه دخالت عمده داشته اند.

ماگمای آبدار و غیر اشباع مزبور در حین صعود، در اعماق پوسته متوقف گردیده و تبلور آن در شرایط فشار حدود ۱۰ کیلو بار و دمای تبلور پیروکسن (۱۰۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد) فراهم شده است. این کانیها به علت تفریق ثقیلی به کف مخزن ماگمایی ته نشین شده اند. با تبلور پیروکسن، مقدار فاز سیال و به ویژه آب در مذاب باقیمانده افزایش یافته و این عمل موجب توقف تبلور اتولیت های پیروکسنیتی و در عوض تبلور اتولیت های آمفیبول - پیروکسن - فلوگوپیت و آپاتیت گردیده است. در این مرحله پیروکسنها به علت افزایش فشار بخار آب، تدریجاً به آمفیبول تبدیل شده اند و گروه دوم انکلاوها تدریجاً به کف مخزن ماگمایی ته نشین گردیده اند. حضور شیشه و حباب هوا در درون این تجمع بلورین حاکی از آن است که به علت افزایش فشار درونی، انفجارهای بسیار شدید اتفاق افتاده است و ابتدا فرآورده های انفجاری و سپس گدازه از مخزن ماگمایی به بیرون سرازیر شده است. هنگام صعود، بخشی از آن نیز انجماد یافته و فشار گاز مجدداً افزایش یافته است و احتمالاً برخورد با آبهای نفوذی، باعث وقوع انفجارهای هیدروولکانیک در نزدیکی مجرای خروج آتشفشان گردیده است که وفور انکلاو پی سنگ در داخل گدازه و در بین قطعات پرتابی دلیل این مدعا است (درویش زاده ۱۳۸۴).

سپاسگزاری

مؤلفین از جناب آقای دکتر عبدالرحیم هوشمند زاده که امکان آنالیز شیمیایی نمونه ها را در انستیتوی زمین شناسی دانشگاه مونیخ به روش فلورسانس اشعه ایکس (XRF) فراهم نمودند تشکر می نمایند.

منابع

۱. درویش زاده، ع. ۱۳۷۰ - زمین شناسی ایران، انتشارات نشر دانش.
۲. درویش زاده، ع. ۱۳۸۳ - آتشفشانها و رخساره های آتشفشانی. انتشارات دانشگاه تهران - شماره ۲۶۵۵، ۵۸۷ صفحه.
۳. معین وزیری، حسین.؛ امین سبحانی، ابراهیم. ۱۳۶۴ - مطالعه آتشفشانهای جوان منطقه تکاب قروه، انتشارات دانشگاه تربیت معلم.
۴. معین وزیری، حسین. ۱۳۷۷ - پتروگرافی و ژئوشیمی گزولیتهای اولترامافیک بازالتیهای جوان ایران: مثالهایی از شبه جزیره سارای، منطقه بیجار-قزوه، دماوند و قلعه حسنعلی راین. دومین همایش زمین شناسی ایران. ص. ۴۶۸-۴۶۵.
5. Boccaletti, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Matamed, A., Pasquare, G., Radicati Di Brozolo, F., Amin Sobhani, E., 1976-77. Neogen and quaternary volcanism of the Bijar Area (Western Iran). Bull. Vol. 40, 2, 121-132.
6. Edgar, A.D., 1980. Roles of subduction in the genesis of leucite-bearing rock, discussion. Contrib. Mineral. petrol. 73, pp. 429-431. Green, D.H., 1973. Conditions of melting of basaltic magma from garnet peridotite. Earth. Planet. Sci. Lett. 17, pp. 456-462.
7. Le Maitre R.W., et al. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford. Maury, R.C., 1993. Les series volcaniques. Soe. Geo. France "Pleins feux. Sur le volcans". 163, 39-55.
8. Middlemost, E.A.K., 1985. Magmas and magmatic rocks. An introduction to igneous petrology.
9. Pearce, J.A., Bender, J.F., De long, D.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Guner, Y., Saroglu, F., Partial melting of sub duct ion oceanic crust. Earth planet. Sa. Lett., 121 Pourhosseini, F. (1983): Petrogenesis of Iranian plutons: A study of the Natanz and Bazman intrusive complexes. G.S.I. Rep. No. 53.315p.
10. Ringwood, A.E., 1975. Composition and petrology of the earths mantle. McGraw-hill Book Co. New York. 618p.
11. Yilmaz, Y., 1990. Comparision of the young volcanic association of western and eastern Anatolia under the compressive regime. J. Volcanol. Geotherm. Res. pp. 401-416.
12. Yilmaz, Y., Moorbath, S. and Mitchell, J.G., 1990. Volcanism in Eastern Anatoly, Turkey., J. Volcanol. Geothermal Res. 44.