



IRANIAN SOCIETY of  
CRYSTALLOGRAPHY  
and MINERALOGY

Vol. 16, No. 3, Fall 1387/2008

IRANIAN JOURNAL OF  
CRYSTALLOGRAPHY  
and MINERALOGY

## Mineralogy, thermobarometry and magmatic series of volcanic rocks in Kuh-e Dom, Ardestan

M. Shahzeydi<sup>1</sup>, M. Moayyed<sup>1</sup>, M. Moazzen<sup>1</sup>, J. Ahmadian<sup>2</sup>

1. Department of geology, University of Tabriz

2. Department of geology, Payam – E – Noor University of Isfahan

E-mail: Maliheh\_shahzeydi@yahoo.com

(Received: 7/10/2007, in revised form: 10/8/2008)

**Abstract:** The studied area is located in the north-east of Ardestan in Isfahan province. In Iran's geological classification it lies in the central Iran zone. The volcanic rocks of the Kuh-e Dom area are predominantly rhyolite, rhyodacite, dacite, tuff, ignimbrite, andesite, banakite and basaltic-andesite. The major rock-forming minerals are quartz, plagioclase, alkali feldspar (orthoclase, albite), amphibole, biotite, clinopyroxene and olivine. Apatite, zircon and opaque minerals are common accessory minerals. Biotite, clinopyroxene, plagioclase, alkali feldspar and chlorite in various rock samples were chosen for electron microprobe analysis. The results suggest that feldspar phenocrysts show a large compositional range from andesine-labradorite to labradorite-bytonite in banakite and basaltic-andesite and oligoclase-andesine and sanidine in rhyolite and dacite. Clinopyroxene phenocrysts show a compositional range diopside to augite in banakite and basaltic andesite. Phenocryst of biotite in the studied rocks is essentially of similar composition, and they are phlogopite (Mg-rich). This observation suggests that clinopyroxene and phlogopite formed from a Mg-rich magma. Also mineral chemistry of volcanic rocks of Kuh-e Dom indicates that these rocks were generated from calc-alkaline to shoshonitic magma and are related to continental arc orogenic magmatism. Barometry of pyroxene indicates that this mineral formed from a water rich magma in pressure of 5 kbar. On the basis of geothermometry studies, crystallization temperature has estimated to be 720-800 °C for acidic rocks and 1170 °C for basic rocks. The geochemical investigations show two stages in Kuh-e Dom magma evolution: Stage I is represented by clinopyroxene and phlogopite formation in a magma chamber. Stage II of magma evolution is represented by crystallization of matrix during and after magma eruption. Probably sanidine with small amounts of apatite and magnetite crystallized from the quenched magma at this stage.

**Keywords:** Thermobarometry, Kuh-e Dom, Mg-rich magma, calc-alkaline, Arc magmatism.



## کانی شناسی، دما- فشار سنجی و تعیین زنجیرهٔ ماقمایی سنگهای آتشفسانی کوه دم، اردستان

ملیحه شاهزیدی<sup>۱</sup>، محسن مؤید<sup>۱</sup>، محسن مؤذن<sup>۱</sup>، جمشید احمدیان<sup>۲</sup>

۱- گروه زمین شناسی دانشگاه تبریز

۲- گروه زمین شناسی دانشگاه پیام نور اصفهان

پست الکترونیکی: Maliheh\_shahzeydi@yahoo.com

(دریافت مقاله ۸۶/۷/۱۵ ، نسخه نهایی ۸۷/۵/۲۰)

**چکیده:** منطقهٔ مورد مطالعه در شمال خاوری اردستان در استان اصفهان واقع شده است و از نظر ساختاری در بخش باختری زون ایران مرکزی قرار دارد. سنگهای آتشفسانی این ناحیه بیشتر از ریولیت، ریوداسیت، داسیت، توف، ایگنمبریت، آندزیت، باناکیت و آندزیت بازالی تشکیل شده‌اند. کوارتز، پلاژیوکلاز، آکالی فلدسپار (ارتوز و آلبیت)، آمفیبیول، بیوتیت، کلینوپیروکسن و الیوین از تشکیل دهنده‌های اصلی و آپاتیت، زیرکن و کانیهای تیره (مگنتیت) از کانیهای فرعی این سنگها محسوب می‌شوند. بیوتیت، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی و کلربیت در انواع مختلف سنگهای مورد مطالعه، با ریز پردازندۀ الکترونی مورد بررسی قرار گرفته‌اند. نتایج حاصل از این بررسیها نشان می‌دهد که فنوکریستهای فلدسپار طیف ترکیبی گسترهای را در بر می‌گیرند که از آندزین-لابرادوریت به سمت لابرادوریت-بیتونیت در باناکیتها و آندزیتهای بازالی و الیکوکلاز-آندرین و سانیدین در ریولیتها و داسیتها تغییر می‌کند. کلینوپیروکسن، گستره ترکیبی از دیوپسید تا اوژیت را در باناکیتها و آندزیتهای بازالی در بر می‌گیرد. بیوتیت در سنگهای بررسی شده، ترکیب یکنواختی دارد و در گستره فلوگوپیت (غنى از منیزیم) قرار می‌گیرد. این نتایج نشان از تشکیل کلینوپیروکسن و بیوتیت از یک ماقمای غنى از منیزیم دارد. همچنین بررسی شیمی کانی سنگهای آتشفسانی کوه دم نشان می‌دهد که این سنگها از یک ماقمای کالک قلیایی تا شوشونیتی تشکیل شده و احتمالاً به ماقماتیزم قوس قاره‌ای وابسته‌اند. فشار سنجی کلینوپیروکسن نشان می‌دهد که این کانی از یک ماقمای آبدار در فشار ۵ کیلوبار متبلور شده است. بر پایه بررسیهای زمین-دماسنجی، گستره دمایی در زمان تبلور سنگهای اسیدی در حدود ۷۲۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی گراد و در زمان تبلور سنگهای بازیک در حدود ۱۱۷۰ درجه سانتی گراد برآورد شده است. بررسیهای ژئوشیمیایی دو مرحله را در شکل گیری ماقمای کوه دم مشخص کرده است: مرحله نخست با تشکیل کلینوپیروکسن و فلوگوپیت در یک حجره ماقمایی مشخص می‌شود، و در مرحله دوم خمیره سنگ همراه با سانیدین، مگنتیت، و آپاتیت از ماقمای باقیمانده هنگام فوران ماقما و پس از آن به سرعت متبلور شده است.

**واژه‌های کلیدی:** کوه دم، دما- فشار سنجی، ماقمای غنى از منیزیم، کالک قلیایی، شوشونیتی، ماقماتیزم قوس.

در مقیاس ۱/۱۰۰،۰۰۰ توسط نبوی و هوشمند زاده [۲] و نیز ارزیابی اقتصادی کانی سازی طلای صنایع و معادن استان اصفهان [۳].

هدف از این پژوهش بررسی کانی شناسی، دما، و فشار تشکیل سنگها و تعیین دنبالهٔ ماقمایی سنگهای منطقه با استفاده از داده‌های کانی‌شناسی، بافتی، و نتایج حاصل از

### مقدمه

منطقهٔ کوه دم به دلیل وجود منابع مهم معدنی نظیر طلا، مس، آهن، و غیره همواره مورد توجه زمین شناسان بوده است. بررسیهای انجام شده در این ناحیه عبارتند از بررسیهای تکنواکسپورت [۱] در قالب تهیۀ نقشهٔ زمین شناسی ۱/۱۰۰،۰۰۰ شمال اردستان، بررسی منابع معدنی ناحیه کوه دم

دارای رخنمونهایی از پالئوزوئیک، ژوراسیک و کرتاسه است. نهشته‌های پالئوزوئیک (بیش از ۱۵۰۰ متر) به صورت زنجیره به شدت چین خوردهای از سنگهای دگرگون از رخساره شیست سبز با میان لایه‌هایی از متابازیت و سنگ آهک بلورین (سنگهای دگرگون کوه دم) است. در این منطقه ژوراسیک شامل رخنمونهایی از شیلهای خاکستری تا تیره رنگ، سیلت استون همراه با میان لایه‌های آهکی-شیلی و ماسه سنگ ریز دانه تا متوسط است. رخنمون سنگهای کرتاسه گستردگر بوده (تا ۴۰۰ متر) و شامل سنگهای کربناتی به صورت تختگاه رخساره ساحل و ساختارهای چین خورده است [۱]. سنگهای آتشفسانی پالئوژن روی کنگلومرا قاعده‌ای دوران سوم (کرمان) دنباله ضخیمی از نهشته‌های جریانی و پرتابه‌های آتشفسانی مانند توف، ایگنمبریت، و گدازهای آگلومرا ای را تشکیل داده‌اند. جنس اغلب گدازهای انوسن در این منطقه آندزیتی، ریولیتی و داسیتی است و پس از این دوره فعالیت آتشفسانی، فعالیت‌های آتشفسانی با ترکیب آندزیت بازالتی صورت گرفته است [۱] و [۴].

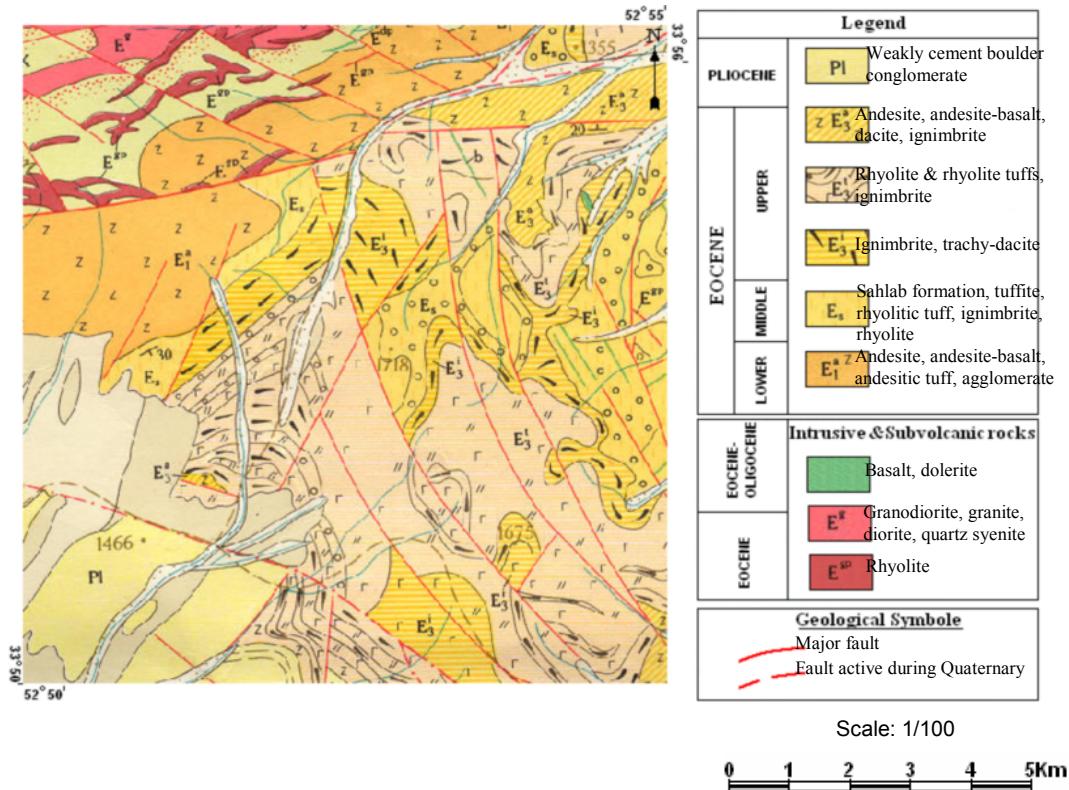
بررسی ریز پردازشی الکترونی کانیهای پیروکسن، فلدسپار و بیوتیت است.

### روش آزمایشگاهی

برای بررسیهای کانی‌شناسی و شیمی‌کانی، تعداد ۴۰ نقطه از انواع کانیهای تشکیل دهنده سنگهای مورد مطالعه با یک دستگاه ریز پردازنده الکترونی (EPMA)، مدل Jeol 8800R – JXA ولتاژ شتاب دهنده ۱۵KV و شدت جریان ۱۵NA و زمان شمارش ۴۰ ثانیه در دانشگاه Naruto ژاپن آنالیز شدند.

### زمین‌شناسی عمومی منطقه

منطقه مورد مطالعه در ۱۱۰ کیلومتری شمال خاوری اردستان و استان اصفهان بین طول‌های جغرافیایی خاوری  $50^{\circ} 50'$  الی  $52^{\circ} 55'$  و عرضهای جغرافیایی شمالی  $32^{\circ} 56'$  الی  $33^{\circ} 51'$  واقع شده است (شکل ۱). این منطقه به صورت مجموعه‌ای آتشفسانی‌تہ نشستی با حجم کلی ۲۲۵۰۰ کیلومتر مکعب است که در قاعده با یک رشته سنگهای دگرگون در رخساره شیست سبز در محل برخوردگاه و در بالا با ردیفی از کنگلومرا و ماسه سنگ قاعده‌ای پایان می‌پذیرد. پی سنگ این منطقه



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه.

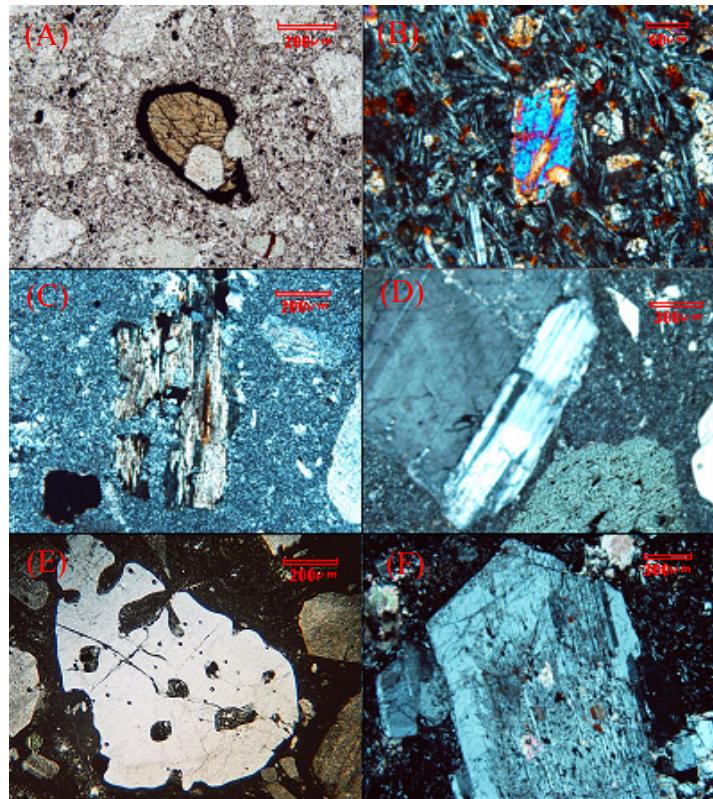
دانه‌اند و اندازه متوسط آنها ۳ میلی متر است. ماکل مکرر آلبیت-کارلسپاد در آنها رایج است. این بلورها در برخی موارد دارای منطقه بندی عادی و نیز نفوذیهای شیشه‌ای (بافت غربالی) هستند (شکل ۲F). کلینوپیروکسن به صورت بلورهای خود ریخت و نیمه خود ریخت (شکل ۲B) دیده می‌شود. کلینوپیروکسن از نوع اوژیت است و فراوانی آن به ۱۵٪ حجمی می‌رسد. در برخی نمونه‌های باناکیتی فراوانترین کانی مافیک، آمفیبول است که به صورت بلورهای نیمه خود ریخت دیده می‌شوند. این کانی از نوع هورنبلند بازالتی قهقهه‌ای رنگ است (شکل ۲A). پژوهشگران بر این باورند که هورنبلند معمولی به واسطه تحمل دمای بالای محیط آتشفشاری (حدود ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد در مجاورت هوا)، به هورنبلند بازالتی (که به آن Lamprobolite نیز می‌گویند). تبدیل می‌شود [۵]. به عقیده این پژوهشگران، پیوند هیدروکسیل در این واکنش شکسته شده و پس از آزاد شدن یون‌های اکسیژن  $\text{Fe}^{3+}$  به  $\text{Fe}^{2+}$  تبدیل می‌شود.

کلریت، کربنات، هیدروکسیدهای آهن، کوارتز و سریسیت به عنوان کانیهای ثانویه این سنگها حضور دارند.

**سنگ شناسی توصیفی و کانی شناسی**  
با توجه به مشاهدات صحرایی و سنگشناسی، سنگهای آتشفشاری کوه دم از پایین به بالا، آندزیت، داسیت، ریولیت، توف، ایگنمبیریت، باناکیت و آندزیت بازالت تشکیل شده‌اند [۴].

#### باناکیت-آندزیت

این رشتہ از گدازه‌ها بیشتر در بخش‌های مرکزی و باختری منطقه گسترش دارند (شکل ۱). بافت اصلی این سنگها شبه موزائیکی تا اینترستال است، و در برخی نقاط دارای بافت موزائیکی خوش‌های هستند. بافت موزائیکی خوش‌های در این سنگها ممکن است در اثر صعود سریع ماقما به سطوح بالاتر حاصل شده باشد. به این ترتیب که صعود سریع ماقما باعث چسبیده شدن کانیهایی با چگالی نسبتاً مشابه به یکدیگر می‌شود، همچنین می‌تواند اشاره‌ای به جدایش برخی از کانیها از طریق بهم چسبی بلورها داشته باشد. بلورهای درشت خود ریخت و نیمه خود ریخت پلازیوکلاز، پیروکسن، و آمفیبول در یک زمینه شیشه‌ای یا ریز دانه‌های پیروکسن و آمفیبول قرار گرفته‌اند که پلازیوکلاز و ریز دانه‌های پیروکسن و آمفیبول درشت نشانه‌ای است از سرعت بالا آمدن. پلازیوکلازاها بیشتر درشت



شکل ۲ (A) هورنبلند بازالتی در آندزیت (PPL, 10X)، (B) بلور پیروکسن در آندزی بزالت (PPL, 10X)، (C) نمایی از یک بلور فلوگوییت با میانبار زیرکن (XPL, 20X)، (D) کانی‌های پلازیوکلاز، ارتوуз و کوارتز در ریولیت (XPL, 40X)، (E) کوارتز خلیجی در ریولیت (XPL, 20X)، (F) بافت غربالی در پلازیوکلاز (XPL, 40X).

به وسیله مواد توفی ریز دانه و خاکستر، سیمانی شده‌اند. پلازیوکلارز، کوارترها با خوردگی خلیجی شکل اجزای اصلی و بیوتیت سوخته و کانیهای تیره کانیهای فرعی این سنگها را تشکیل می‌دهند. این سنگها در مقاطع میکروسکوپی دارای بافت بلور سنگی تخریبی هستند.

#### سنگهای آذرآواری جریانی (ایگنبریت)

این سنگها پس از توفها و در بخش بالای آنها قرار دارند (شکل ۱). بافت آنها ایگنبریتی و ذرات لیتیک آندزیتی و باناکیتی، بلور کانیهای مختلف شامل پلازیوکلارز، کوارتر، بیوتیت و آمفیبول سوخته و مقداری اکسیدهای آهن و کانیهای تیره اجزای آن را تشکیل می‌دهند.

#### روانه‌های باناکیتی- آندزیت بازالتی

این سنگها در بخش بالای توءه سنگ آذرین کوه دم قرار گرفته‌اند (شکل ۱). این سنگها دارای بافت‌های اینترسراکال و ساب افیتیک بوده و پلازیوکلارز، الیوین و کلینوپیروکسن از کانیهای اصلی و اکسی بیوتیت، هورنبلند بازالتی، آپاتیت، زیرکن و کانیهای تیره نیز اجزای فرعی آنها محسوب می‌شوند. فنوکریست غالب سنگ پلازیوکلاز است که حدود ۲۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. این پلازیوکلازها به قطر ۴ میلی‌متر دیده می‌شوند. داده‌های حاصل از تجزیه‌های ریز پردازشی الکترونی در این کانیها حکایت از آن دارند که خارجی‌ترین حاشیه بلافصل پلازیوکلاز و آبگون در برگیرنده و آن نسبتاً غنی از ارتوکلاز است. دیگر فنوکریست این گدازه‌ها کلینوپیروکسن است که از نظر ترکیبی در گستره اوژیت قرار می‌گیرد. برخی اشکال دروغین به جای مانده از الیوین نیز در سنگهای مافیک مشاهده می‌شود که در آنها ایدنگسیت جایگزین الیوین اولیه شده است.

#### شیمی کانیها

به منظور بررسی دقیق رفتار ژئوشیمیایی عناصر اصلی در ساختار کانیها و تکمیل بررسیهای کانی‌شناسی، ۸ مقطع نازک- صیقلی تهیه و سپس تعداد ۴۰ نقطه از کانیهای پیروکسن، فلدسپار، و بیوتیت مورد بررسی ریز پردازشی الکترونی گرفتند که نتایج این بررسیها در جداول ۱ و ۲ آورده شده‌اند.

#### گدازه‌های ریولیتی و داسیتی

این رشته از روانه‌ها با ساخت موزائیکی به رنگ سرخ روشن تا سرخ تیره و خاکستری، در بخش بالایی گدازه‌های حدواسط قرار دارند (شکل ۱). کوارتر، پلازیوکلاز، سانیدین و اکسی بیوتیت کانیهای اصلی و آپاتیت، زیرکن (شکل ۲C) و کانیهای تیره (مگنتیت و ایلمنیت) از کانیهای فرعی تشکیل دهنده سنگ‌اند. بلورهای کوارتر دارای اندازه متوسط ۲ تا ۳ میلی‌مترند و ۳۰ درصد سنگ را به خود اختصاص می‌دهند. شکل آنها گزنومورف بوده و به ندرت به صورت بلورهای خود ریخت دیده می‌شوند. همچنین بیشتر آنها دارای حالت خوردگی خلیجی شکل‌اند (شکل ۲E). حالت خوردگی در کانیهای مختلف نشانه اشباع بودن آبگون از آن فاز یا اختلاط ماغمایی است. به این ترتیب که آبگون در بر گیرنده بلور دارای دمای تقریباً بالاتری بوده و باعث خوردگی شیمیایی بلور می‌شود. فراوانترین کانی پس از کوارتر، پلازیوکلاز است که از ذرات ریز دانه موجود در زمینه تا فنوکریست در تغییر است (شکل ۲D). این کانی خصوصاً در بخش‌های مرکزی به کلسیت و سریسیت تجزیه شده است. فراوانترین کانی مافیک سنگ، بلورهای بیوتیت هستند که به صورت پولکهایی به طول نیم میلی‌متر دیده می‌شوند. همچنین بعضی از بیوتیتهای موجود در این واحد گدازه‌ای، تحت تاثیر فرایند اپاسیتی قرار گرفته‌اند و به واسطه این فرایند اکسایش آهن در راستای رخها و حواشی بلور آزاد شده است (شکل ۲C). صعود ماغما به سطوح بالاتر پوسه (نزدیک سطح زمین) که با افت فشار و افزایش دما همراه است شرایط لازم را برای واکنش‌های اکسایشی و در نهایت تجزیه بیوتیت و آمفیبول فراهم می‌کند [۶]. همچنین نفوذیهای فراوانی از آپاتیت و به میزان کمتر زیرکن در این کانی دیده می‌شوند. فلدسپارهای قلیایی از نوع سانیدین هستند که نسبت به پلازیوکلاز از فراوانی کمتری برخوردار است و ۵-۱۰٪ سنگها را تشکیل می‌دهد.

#### لایلی توف - سنگی توف اسیدی

این واحد در بخش‌های جنوبی و شمال خاوری منطقه دیده می‌شوند (شکل ۱) و شامل قطعات سنگی از جنس ریولیت، داسیت و بلورهایی نظیر پلازیوکلاز، کوارتر، و بیوتیت است که

جدول ۱ نتایج آنالیز ریزپردازشی فلدوسپارهای توده ولکانیکی کوه دم.

Flds										
Sample	۸۸-۱	۸۸-۲	۸۸-۳	۸۸-۴	۸۸-۵	۲۴۵-۱	۲۴۵-۲	۲۴۵-۳	۲۴۵-۴	۲۴۵-۵
SiO <sub>2</sub>	۵۱,۵۱	۵۰,۲۳	۵۱,۹۴	۵۰,۴۷	۴۹,۶۶	۶۰,۵۹	۶۴,۸۵	۵۹,۷۱	۵۹,۱۴	۵۹,۶۷
TiO <sub>2</sub>	۰,۱۵۴	۰	۰,۰۹۲	۰,۰۵۲	۰	۰,۰۲۹	۰	۰	۰,۰۱۱	۰
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۹,۳۹	۳۰,۰۵	۲۹,۲۸	۳۰,۱۵	۳۰,۸۲	۲۴,۵۵	۱۸,۵۲	۲۴,۶۴	۲۴,۸۱	۲۴,۶۲
FeO	۰,۷۴۴	۰,۰۲۹	۰,۷۶۲	۰,۶۶۴	۰,۵۴۸	۰,۱۹۶	۰,۰۶۱	۰,۲۳۴	۰,۲۱	۰,۱۸۱
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰,۰۰۶	۰	۰,۰۱۲	۰,۰۲	۰	۰	۰	۰	۰,۰۰۸	۰
MnO	۰,۰۴۵	۰	۰,۰۳۵	۰	۰,۰۲۵	۰	۰	۰	۰,۰۴۸	۰
MgO	۰,۰۴۵	۰,۱۱۶	۰,۰۶۹	۰,۰۵۱	۰,۰۹۸	۰,۰۱۹	۰	۰	۰	۰,۰۰۶
CaO	۱۲,۴۷	۱۵,۳۹	۱۲,۷۴	۱۳,۵۶	۱۴,۳۶	۶,۱۱۷	۰,۱۴۴	۶,۶۵۸	۷,۰۸	۶,۷۱
Na <sub>2</sub> O	۴,۲۵۴	۳,۵۳	۴,۰۳۷	۳,۷۶۳	۳,۳	۷,۲۴۶	۳,۵۳۴	۶,۹۵۵	۶,۸۷	۷
K <sub>2</sub> O	۰,۳۵	۰,۲۰۳	۰,۳۱۳	۰,۳۱۹	۰,۲	۰,۹۷۱	۱۲,۱۳	۰,۷۸۳	۰,۷۸۵	۰,۹۳۲
NiO	۰,۰۲۴	۰	۰	۰,۰۲۲	۰,۰۱	۰,۲۴,۰	۰,۱۸,۰	۰,۰۶,۰	۰,۷۲,۰	۰
Total	۹۹	۹۹,۱۹	۹۹,۲۹	۹۹,۰۹	۹۹,۰۳	۹۹,۷۵	۹۹,۲۶	۹۹	۹۹,۰۳	۹۹,۰۸
Si	۹,۴۹	۹,۲۵۵	۹,۵۳۳	۹,۳۱۴	۹,۱۷۶	۱۰,۸۲	۱۱,۹۳	۱۰,۷۶	۱۰,۶۸	۱۰,۷۴
Al	۶,۳۷۷	۶,۶۲۹	۶,۲۹	۶,۵۵۴	۶,۷۰۸	۵,۱۶۸	۴,۰۱۵	۵,۳۲	۵,۲۷۶	۵,۲۲۶
Ti	۰,۰۲۱	۰	۰,۰۱۳	۰,۰۰۷	۰	۰,۰۰۴	۰	۰	۰,۰۱,۰	۰
Fe <sup>2+</sup>	۰,۱۱۵	۰,۰۰۸۲	۰,۱۱۷	۰,۰۱۲	۰,۰۰۸۵	۰,۰۲۹	۰,۰۰۹	۰,۰۳۵	۰,۰۳۲	۰,۰۲۷
Mn	۰,۰۰۷	۰	۰,۰۰۵	۰	۰,۰۰۴	۰	۰	۰	۰,۰۰۷	۰
Mg	۰,۰۱۲	۰,۰۳۲	۰,۰۱۹	۰,۰۱۴	۰,۰۲۷	۰,۰۰۵	۰	۰	۰	۰,۰۰۲
Ca	۲,۴۶۲	۲,۷۷	۲,۵۰۶	۲,۶۸۲	۲,۸۴۴	۱,۱۷۱	۰,۰۲۸	۱,۲۸۵	۱,۳۷	۱,۲۹۶
Na	۱,۵۲	۱,۲۸۲	۱,۴۳۷	۱,۳۴۶	۱,۱۸۲	۲,۵۱۱	۱,۲۶۱	۲,۴۳	۲,۴۰۶	۲,۴۴۶
K	۰,۰۸۲	۰,۰۴۸	۰,۰۷۳	۰,۰۷۵	۰,۰۴۷	۰,۲۲۱	۲,۸۴۸	۰,۱۸	۰,۱۸۱	۰,۲۱۴
Sum Cat.	۲۰,۰۸۶	۲۰,۰۷۸	۲۰,۰۳۲	۲۰,۰۹۴	۲۰,۰۷۳	۱۹,۹۳۷	۲۰,۰۰۹	۱۹,۹۲۱	۱۹,۹۵۳	۱۹,۹۶
X <sub>Or</sub>	۲	۱,۲	۱,۸	۱,۸	۱,۲	۰,۷	۶۸,۸	۴,۶	۴,۶	۰,۴
X <sub>Ab</sub>	۳۷,۴	۳۰,۹	۳۵,۸	۳۲,۸	۲۹	۶۴,۳	۳۰,۵	۶۲,۴	۶۰,۸	۶۱,۸
X <sub>An</sub>	۶۰,۶	۶۷,۹	۶۲,۴	۶۵,۴	۶۹,۸	۳۰	۰,۷	۳۳	۳۴,۶	۳۲,۸
Sum Oxy.	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲

## ادامه جدول ۱

Flds										
Sample	۲۴۵-۶	۲۴۵-۷	۲۲۰-۱	۲۲۰-۲	۲۲۰-۳	۲۲۰-۴	۲۲۰-۵	۲۲۰-۶	۲۲۰-۷	۲۲۰-۸
SiO <sub>2</sub>	۵۹,۱۸۴	۶۴,۶۴۴	۵۳,۲۷	۵۶,۸۲۷	۵۵,۲۱۵	۵۶,۸۳۶	۵۱,۴۹	۵۴,۱۹	۵۴,۶۰۱	۵۵,۷۹۴
TiO <sub>2</sub>	۰	۰,۰۴	۰,۰۲۵	۰,۱۸۷	۰,۰۶۵	۰,۱۴۵	۰	۰,۰۹	۰,۰۹۸	۰,۰۹۶
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۵,۰۵۷	۱۸,۴۸۲	۲۸,۷۱	۲۵,۰۱۳	۲۶,۶۳۲	۲۶,۱۷۱	۲۹,۸۸	۲۷,۷۷۲	۲۷,۰۶	۲۶,۱۰۱
FeO	۰,۱۶	۰,۱۳۱	۰,۵۷۱	۱,۲۳	۰,۹۲۲	۰,۹۴۵	۰,۶۰	۰,۷۱۸	۰,۸۵	۰,۸۰۸
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰	۰,۰۱۶	۰	۰	۰,۰۱۴	۰	۰,۰۰۶	۰	۰,۰۳۴	۰
MnO	۰,۰۰۸	۰	۰	۰,۰۲	۰,۰۰۲	۰,۰۲	۰	۰	۰	۰,۰۲
MgO	۰,۰۱۳	۰	۰,۰۸۲	۰,۰۸۵	۰,۱۰۸	۰,۱۱۵	۰,۱۱۲	۰,۱۰۳	۰,۰۷۸	۰,۱۲۱
CaO	۷,۱۵	۰,۱۹۳	۱۱,۹۴۵	۸,۸۴	۹,۹۰۸	۸,۵۸۷	۱۳,۳۰	۱۱,۱۷	۱۰,۸۷۴	۹,۹۳
Na <sub>2</sub> O	۶,۸۰۶	۲,۵۶۱	۴,۰۷	۶,۲۶	۵,۰۷	۵,۹۴۱	۳,۵۸۷	۴,۹۲۰	۵,۲۳۷	۵,۴۳۶
K <sub>2</sub> O	۰,۹۷۲,۰	۱۱,۹۴۱	۰,۳۲۰	۰,۸۱۹	۰,۶۳۶	۱,۰۶۴	۰,۲۱۹	۰,۳۶۸	۰,۵۰۹	۰,۶۱۴
NiO	۰	۰,۰۱۸	۰,۰۳۶	۰	۰	۰	۰,۰۳۸	۰	۰	۰
Total	۹۹,۱۷	۹۹,۰۲۶	۹۹,۰۲۹	۹۹,۷۷۲	۹۹,۰۷۲	۹۹,۷۰۹	۹۹,۲۲۲	۹۹,۲۷۹	۹۹,۳۴۱	۹۹,۱
Si	۱۰,۶۶۸	۱۱,۹۲۶	۹,۷۴۵	۱۰,۳۱۶	۱۰,۰۹۷	۱۰,۲۸۸	۹,۴۴۸	۹,۸۹۴	۹,۹۷۷	۱۰,۱۹۹
Al	۵,۳۱۷	۴,۰۱۶	۶,۱۸۵	۵,۴۵۴	۵,۷۳۵	۵,۵۷۹	۶,۴۵۷	۵,۹۶۱	۵,۸۲۳	۵,۶۱۹
Ti	۰	۰,۰۰۶	۰,۰۰۳	۰,۰۲۴	۰,۰۰۹	۰,۰۲	۰	۰,۰۱۲	۰,۰۱۳	۰,۰۱۳
Fe <sup>2+</sup>	۰,۰۲۴	۰,۰۲	۰,۰۸۷	۰,۱۸۷	۰,۱۴۱	۰,۱۴۳	۰,۰۹۲	۰,۱۱	۰,۱۳	۰,۱۲۴
Mn	۰,۰۰۱	۰	۰	۰,۰۰۳	۰	۰,۰۰۳	۰	۰	۰	۰,۰۰۳
Mg	۰,۰۰۳	۰	۰,۰۲۲	۰,۰۲۳	۰,۰۲۹	۰,۰۳۱	۰,۰۳۱	۰,۰۲۸	۰,۰۲۱	۰,۰۳۳
Ca	۱,۳۸	۰,۰۳۸	۲,۳۴۱	۱,۷۱۹	۱,۹۴۱	۱,۶۶۵	۲,۶۱۵	۲,۱۸۵	۲,۱۲۹	۱,۹۴۵
Na	۲,۳۷۸	۱,۲۷۴	۱,۴۴۴	۲,۲۰۴	۱,۹۷۵	۲,۰۸۵	۱,۲۷۶	۱,۷۴۲	۱,۸۵۶	۱,۹۲۷
K	۰,۱۸۲	۲,۸۱۱	۰,۰۷۵	۰,۱۹	۰,۱۴۸	۰,۲۴۶	۰,۰۵۱	۰,۰۸۶	۰,۱۱۹	۰,۱۴۳
Sum Cat.	۱۹,۹۴۹	۲۰,۰۹۱	۱۹,۹۰۲	۲۰,۱۲	۲۰,۰۷۵	۲۰,۰۶	۱۹,۹۷	۲۰,۰۱۸	۲۰,۰۶۸	۲۰,۰۰۶
X <sub>Or</sub>	۴۶	۶۸,۲	۱,۹	۴۶	۳۶	۶,۲	۱,۳	۲,۱	۲,۹	۳,۶
X <sub>Ab</sub>	۶۰,۴	۳۰,۹	۳۷,۴	۵۳,۶	۴۸,۶	۵۲,۲	۳۲,۴	۴۳,۴	۴۵,۲	۴۸
X <sub>An</sub>	۳۵	۰,۹	۶۰,۶	۸,۴۱	۴۷,۸	۴۱,۷	۶۶,۳	۵۴,۴	۵۱,۹	۴۸,۴
Sum Oxy.	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۲۳	۳۲	۳۲	۳۲

## ادامه جدول ۱

Flds										
Sample	۲۲-۹	۲۲-۱۰	۲۲-۱۱	۲۲-۱۲	۲۲-۱۳	۱۱۵-۱	۱۱۵-۲	۱۱۵-۳	۱۱۵-۴	۱۱۵-۵
SiO <sub>2</sub>	۵۶,۱۰	۵۶,۵۳۶	۵۳,۵۷	۵۴,۴۶۶	۵۳,۷۱۲	۵۹,۷۲۷	۶۰,۳۲۳	۶۰,۹۵۲	۵۹,۳۴	۶۰,۱۰۲
TiO <sub>2</sub>	۰,۳۲۶	۰,۱۰۱	۰,۰۴۶	۰,۰۹۶	۰,۰۵۹	۰,۰۲۵	۰	۰,۰۰۲	۰,۰۰۶	۰
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۵,۹۶	۲۵,۵۷۱	۲۸,۷۵	۲۸,۰۶	۲۸,۴۱۱	۲۴,۹۳۶	۲۳,۹۸۷	۲۳,۸۸۵	۲۴,۶۸۱	۲۴,۴۸۶
FeO	۱,۰۱	۰,۷۶۳	۰,۶۷	۰,۶۵۳	۰,۶۳۹	۰,۲۱۲	۰,۲۵۵	۰,۲۳۷	۰,۲۱۲	۰,۲۵۴
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰,۰۴۲	۰	۰	۰	۰	۰	۰,۰۱۶	۰	۰,۰۱	۰
MnO	۰,۰۱۵	۰	۰,۰۱۳	۰,۰۳۳	۰	۰,۱۲	۰,۰۲۲	۰	۰	۰
MgO	۰,۱۸۳	۰,۰۹۲	۰,۱۱	۰,۰۹۹	۰,۰۷۴	۰	۰,۰۰۶	۰,۰۱۱	۰	۰,۰۱۱
CaO	۸,۷۷۷	۹,۳۸۵	۱۱,۰۵	۱۰,۵۸۷	۱۱,۳۹۷	۸,۹۰۸	۶,۶۴۵	۵,۷۷۶	۶,۰۵۶	۶,۳۲۲
Na <sub>2</sub> O	۵,۸۷	۶,۰۰۲	۴,۵۱۵	۴,۸۲۳	۴,۸۰۱	۷,۴۱۹	۷,۴۷۴	۷,۳۴۳	۷,۶۹۸	۷,۴۲
K <sub>2</sub> O	۰,۸۵۵	۰,۸۰۸	۰,۳۲۸	۰,۳۴۷	۰,۳۹	۰,۷۳	۱,۱۰۱	۱,۰۹۲	۰,۷۸۴	۱,۱۱۵
NiO	۰	۰,۰۰۳	۰,۰۱۳	۰	۰	۰,۰۰۷	۰	۰	۰,۰۰۸	۰,۱۷
Total	۹۹,۱۳۸	۹۹,۱۳۶	۹۹,۰۶۵	۹۹,۰۸۷	۹۹,۳۳	۱۰۰,۰۸	۹۹,۸۲۹	۹۹,۴	۹۹,۲۹۹	۹۹,۸۸
Si	۱۰,۲۳۴	۱۰,۳۰۷	۹,۸۷۳	۹,۹۲۱	۹,۸۰۱	۱۰,۶۸۷	۱۰,۸۲۱	۱۰,۹۳۶	۱۰,۶۹۷	۱۰,۷۷۹
Al	۵,۵۷۷	۵,۴۹	۶,۱۸۳	۶,۰۱۹	۶,۱۰۵	۵,۲۵۵	۵,۰۸۷	۵,۰۴۷	۵,۲۳۹	۵,۱۷۲
Ti	۰,۰۴۵	۰,۰۱۴	۰,۰۰۶	۰,۰۱۳	۰,۰۰۸	۰,۰۰۳	۰	۰	۰,۰۰۱	۰
Fe <sup>2+</sup>	۰,۱۵۴	۰,۱۱۶	۰,۰۹۹	۰,۰۹۹	۰,۰۹۸	۰,۰۳۲	۰,۰۳۸	۰,۰۳۶	۰,۰۳۲	۰,۰۳۸
Mn	۰,۰۰۲	۰	۰,۱۰۲	۰,۰۰۵	۰	۰,۰۰۲	۰,۰۰۳	۰	۰	۰
Mg	۰,۰۵	۰,۰۲۵	۰,۰۳	۰,۰۲۷	۰,۰۲	۰	۰,۰۰۲	۰,۰۰۳	۰	۰,۰۰۳
Ca	۱,۷۱۶	۱,۸۳۳	۲,۱۶۲	۲,۰۶۶	۲,۲۲۸	۱,۳۲۴	۱,۲۷۷	۱,۱۱	۱,۲۶۷	۱,۲۱۵
Na	۲,۰۷۶	۲,۱۲۲	۱,۵۹۹	۱,۷۰۴	۱,۶۵۶	۲,۵۷۴	۲,۶	۲,۵۵۴	۲,۶۹	۲,۵۸
K	۰,۱۹۹	۰,۱۵۹	۰,۰۷۶	۰,۰۸۷	۰,۰۹۱	۰,۱۶۷	۰,۲۵۲	۰,۲۵	۰,۱۸	۰,۲۵۵
Sum Cat.	۲۰,۰۵۳	۲۰,۰۶۶	۱۹,۹۴۳	۱۹,۹۴۱	۱۹,۹۹۷	۲۰,۰۴۴	۲۰,۰۶	۱۹,۹۳۶	۲۰,۱۰۶	۲۰,۰۴۲
X <sub>Or</sub>	۵	۳,۹	۲	۲,۳	۲,۳	۴,۱	۶,۱	۶,۴	۴,۴	۶,۳
X <sub>Ab</sub>	۵۱,۷	۵۱,۶	۵۱,۷	۴۴,۲	۴۱,۵	۶۳,۳	۶۳	۶۵,۳	۶۵	۶۳,۷
X <sub>An</sub>	۴۳,۳	۴۴,۶	۵۶,۳	۵۳,۶	۵۶,۲	۳۲,۶	۳۰,۹	۲۸,۴	۳۰,۶	۳۰
Sum Oxy.	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲	۳۲

جدول ۲ نتایج آنالیز مایکروپریوب الکترونی پیروکسن، بیوتیت و کلریت واحدهای مختلف توده ولکانیکی کوه دم.

Cpx				Bio				Chl			
Sample	۸۸-۱	۸۸-۲	۸۸-۳	Sample	۲۴۵-۱	۲۴۵-۲	۳-۲۴۵	Sample	۲۴۵-۱	۲۴۵-۲	۲۴۵-۳
SiO <sub>2</sub>	۴۹,۷۷۹	۴۹,۷۷۷	۶۰,۷۷	SiO <sub>2</sub>	۴۰,۵۳	۴۱,۳۷	۴۱,۰۴۱	SiO <sub>2</sub>	۲۹,۰۹۶	۲۷,۹۳۷	۲۴,۶۹۲
TiO <sub>2</sub>	۱,۴۲۷	۱,۳۵۹	۱,۳۰۳	TiO <sub>2</sub>	۴,۵۸	۳,۵۸	۳,۹۱	TiO <sub>2</sub>	۰,۰۴۳	۰,۰۲۵	۰,۰۷۹
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۳,۱۰۶	۳,۳۶۴	۲,۰۱۵	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۱,۶۸	۱۱,۵۰	۱۰,۸۸	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۲,۴۲۸	۱۶,۰۵۱	۱۳,۷۴۶
FeO	۸,۵۸۹	۸,۲۷۲	۸,۴۸۹	FeO	۸,۵۵۵	۷,۴۳	۸,۰۸	FeO	۳۱,۹۷۱	۱۱,۶۸۹	۲۸,۹۴۷
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰,۰۹۶	۰,۳۱	۰	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰,۰۰۲	۰	۰	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰	۰	۰
MnO	۰,۲۱	۰,۲۰۵	۰,۲۵۹	MnO	۰,۰۴۸	۰,۰۴۵	۰,۰۹۵	MnO	۰,۶۹	۰,۸۸۷	۰,۸۳۳
MgO	۱۴,۷۲	۱۴,۶۰۸	۱۵,۱۷۶	MgO	۲۰,۱۵	۲۱,۴۹	۲۱,۱۱	MgO	۱۳,۰۲۹	۱۱,۲۴۷	۹,۹۵۵
CaO	۰,۳۹۵	۲۰,۶۷۰	۲۰,۵۱۷	CaO	۰,۰۶۲	۰,۰۳۱	۰,۰۱	CaO	۰,۱۷۳	۴۲۳	۶,۰۰۷
Na <sub>2</sub> O	۲۰,۰۰۴	۰,۴۲۹	۰,۴۳	Na <sub>2</sub> O	۰,۸۵۹	۱,۰۲۹	۱,۰۳۷	Na <sup>2</sup> O	۰,۰۰۳	۰,۰۹۲	۰,۰۳۹
K <sub>2</sub> O	۰,۰۰۸	۰,۰۰۶	۰,۰۱	K <sub>2</sub> O	۹,۹۹	۹,۶۶	۹,۹۸۱	K <sup>2</sup> O	۰,۰۲۷	۰,۰۵۲	۰,۰۰۸
NiO	۰	۰	۰	NiO	۰,۰۰۷	۰,۰۲۳	۰,۰۲۶	NiO	۰,۰۴۷	۰	۰,۰۷۶
otal	۹۹,۲۶	۹۹	۹۹,۰۳	Total	۹۶,۴۶	۹۶,۰۸	۹۶,۱	Total	۸۹,۵۰۷	۸۸,۷۳۴	۸۴,۳۸۲
T- Si	۱,۸۶	۱,۸۶۳	۱,۹	Si	۵,۸۲۲	۵,۹۱۰	۵,۶۴۰	Si	۶,۲۳۱	۶,۰۵۶	۵,۷۵۶
T- Al	۰,۱۳۳	۰,۱۳۷	۰,۰۸۹	AlIV	۱,۹۷۷	۱,۹۳۸	۱,۷۶۱	AlIV	۱,۷۶۹	۱,۹۴۴	۲,۲۴۴
M1 Al	۰	۰,۰۱۲	۰	AlVI	۰	۰	۰	Sum T	۸	۸	۸
M1 Cr	۰,۰۰۳	۰,۰۰۹	۰	Cr	۰	۰	۰	AlVI	۱,۸۶۹	۲,۱۵۴	۱,۵۳
M <sub>1</sub> Fe <sup>3+</sup>	۰	۰	۰	Ti	۰,۴۹۵	۰,۳۸۶	۰,۳۹۵	Ti	۰,۰۰۷	۰,۰۰۴	۰,۰۱۴
M <sub>1</sub> Ti	۰,۰۴	۰,۰۳۸	۰,۰۳۷	Fe <sup>2+</sup>	۱,۰۲۸	۰,۸۸۸	۰,۹۲۹	Fe <sup>2+</sup>	۵,۷۲۵	۵,۸۰۳	۵,۶۴۴
M <sub>1</sub> Mg	۰,۸۲	۰,۸۱۵	۰	Mg	۴,۳۱۶	۴,۵۷۶	۴,۳۲۶	Cr	۰	۰	۰
M <sub>1</sub> Fe <sup>2+</sup>	۰,۱۳۷	۰,۱۲۶	۰,۱۱۷	Mn	۰,۰۰۶	۰,۰۰۶	۰,۰۱۱	Mn	۰,۱۲۵	۰,۱۶۳	۰,۱۶۴
M <sub>1</sub> Ni	۰	۰	۰	Ca	۰,۰۱	۰,۰۰۵	۰,۰۰۱	Mg	۴,۱۵۹	۳,۶۳۵	۳,۴۶
M <sub>2</sub> Mg	۰	۰	۰	Na	۰,۲۴۳	۰,۲۸۹	۰,۲۷۷	Ca	۰,۰۴	۰,۰۹۸	۱,۵
M <sub>2</sub> Fe <sub>2</sub>	۰,۱۳۱	۰,۱۳۳	۰,۱۴۹	K	۱,۸۳۱	۱,۷۶۱	۱,۷۵۰	Na	۰,۰۰۱	۰,۰۳۹	۰,۰۱۸
M <sub>2</sub> Mn	۰,۰۰۷	۰,۰۰۷	۰,۰۰۸	Sum Cat.	۱۵,۷۲۸	۱۵,۷۵۷	۱۵,۰۹۰	K	۰,۰۰۷	۰,۰۱۷	۰,۰۰۲
M <sub>2</sub> Ca	۰,۸۴۱	۰,۸۲۹	۰,۸۲۳	Sum Oxy.	۲۲	۲۲	۲۲	Sum Cat.	۱۹,۹۲۳	۱۹,۹۱۳	۲۰,۳۳۲
M <sub>2</sub> Na	۰,۰۲۹	۰,۰۳۱	۰,۰۳۱					Sum Oxy.	۳۶	۳۶	۳۶
M <sub>2</sub> K	۰	۰	۰								
Sum Cat.	۴	۴	۴								

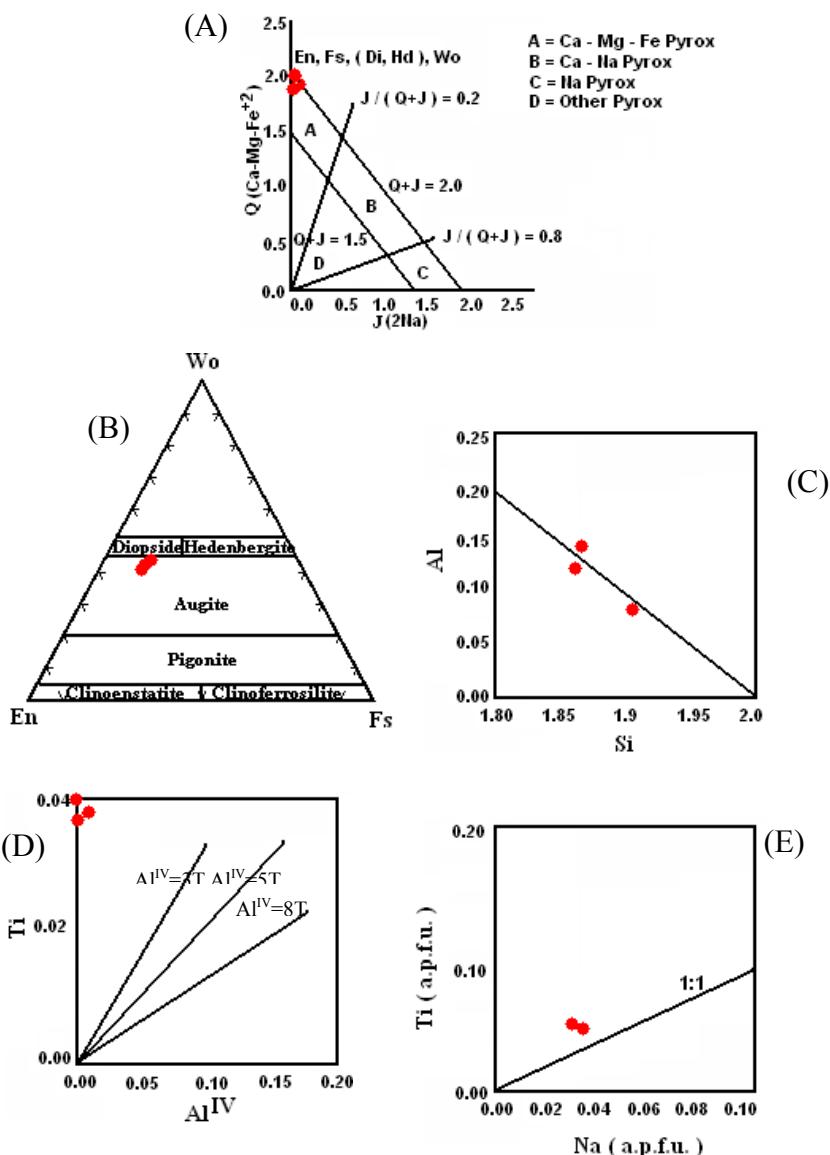
که کلینوپیروکستنهای در قلمرو پیروکسنهای آهن-منیزیم-کلسیم دار قرار می‌گیرند (شکل ۳A). همچنین در نمودار Wo-En-Fs نمونه‌های مورد بررسی در گستره اوزیت قرار دارند (شکل ۳B). ترکیب پیروکسنهای در سنگهای منطقه در حد  $Wo_{43.4} En_{42.4} Fs_{14.2}$  با عدد منیزیم ( $Mg/[Mg+Fe]$ ) در حدود ۷۵-۷۶

پیروکسن پیروکسن یکی از مهمترین فنوکریستهای موجود در روانه‌های حدوداً و حدواتر متمایل به بازیک است. پیروکسنهای موجود در این روانه‌ها از نوع کلینوپیروکسن هستند. بررسی ترکیب کلینوپیروکسنهای در نمودار (۷) Q - J نشان می‌دهد

به وسیله کاتیونهای Si و Al موجود در ترکیب پیروکسن پر شده است و به همین دلیل دیگر نمی‌تواند پذیرای Ti باشد. ولی در دو نمونه دیگر به دلیل کافی نبودن مقدار Al برای پر کردن موقعیت چهار وجهی، Si با Ti در کلینوپیروکسنها جایگزین شده است. همچنین در نمودار  $Ti^{IV} = 3Ti^{IV} - Al^{IV}$  همه نمونه‌ها در بالای خط قرار می‌گیرند که بیانگر بالا بودن مقدار Ti در پیروکسنها می‌باشد (شکل ۳D). همه پیروکسنها مورد بررسی روی نمودار Ti به جای  $Ca(MgFe)Si_2O_6$  نشان می‌دهند (شکل ۳E) که به صورت زیر قابل توجیه است [۹].

$$Ca^{VIII} + Mg^{VI} + Si^{IV} = Na^{VIII} + Ti^{VI} + Al^{IV}$$

هستند. پژوهشگران بر این باورند که کلینوپیروکسنها با عدد منیزیم بالا ( $Mg\# > 70$ ) از یک ماقمای اولیه و کلینوپیروکسنها غنی از یک ماقمای به شدت جدا شده متبلور شده‌اند [۸]. بنابراین می‌توان گفت که پیروکسنها منطقه با  $Mg\# 75-76$  از یک ماقمای اولیه در دمای بالا متبلور شده‌اند. توزیع Si, Al در پیروکسنها مورد بررسی به گونه‌ای است که دو نمونه در نمودار Si به کل در پایین و نزدیک به خط اشباع جایگاه چهار وجهی  $Si(+) = Al(+)$  و یک نمونه دیگر در بالای این خط قرار می‌گیرد (شکل ۳C). حضور نمونه‌ها در بالای خط اشباع، معرف کلینوپیروکسنهاست که موقعیت چهار وجهی ساختار آنها

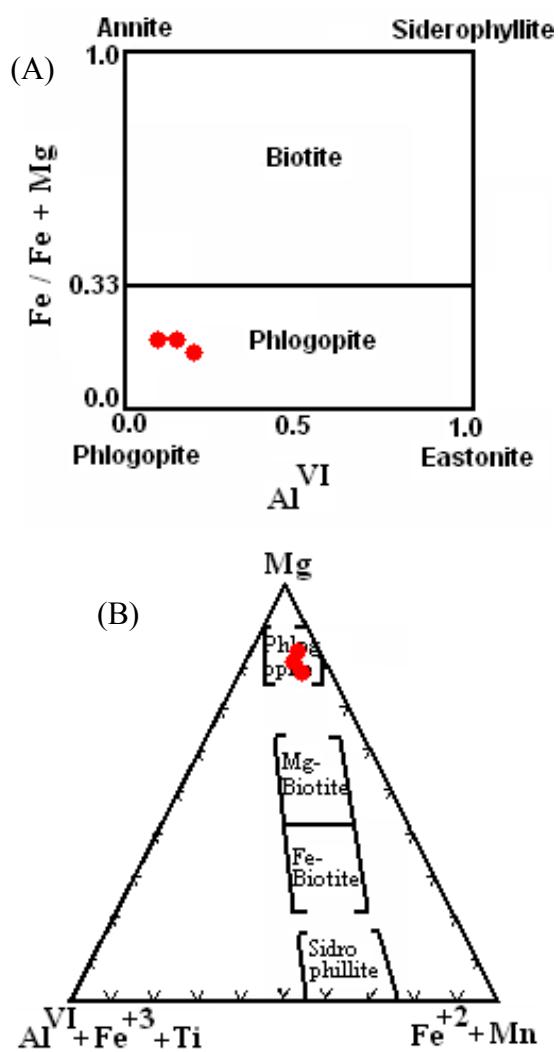


شکل ۳ (A) ترکیب کلینوپیروکسن‌های منطقه [۷]، (B) کلینوپیروکسن‌های منطقه روی نمودار مثلثی انسستاتیت (En)، ولاستونیت (Wo) و فروسیلیت (Fs)، (C) نمودار دهنده مقدار بالای تیتانیم در این کانی‌ها است، (D, E) نمودارهای Na, Ti در مقابل Al<sup>IV</sup> در مقابله

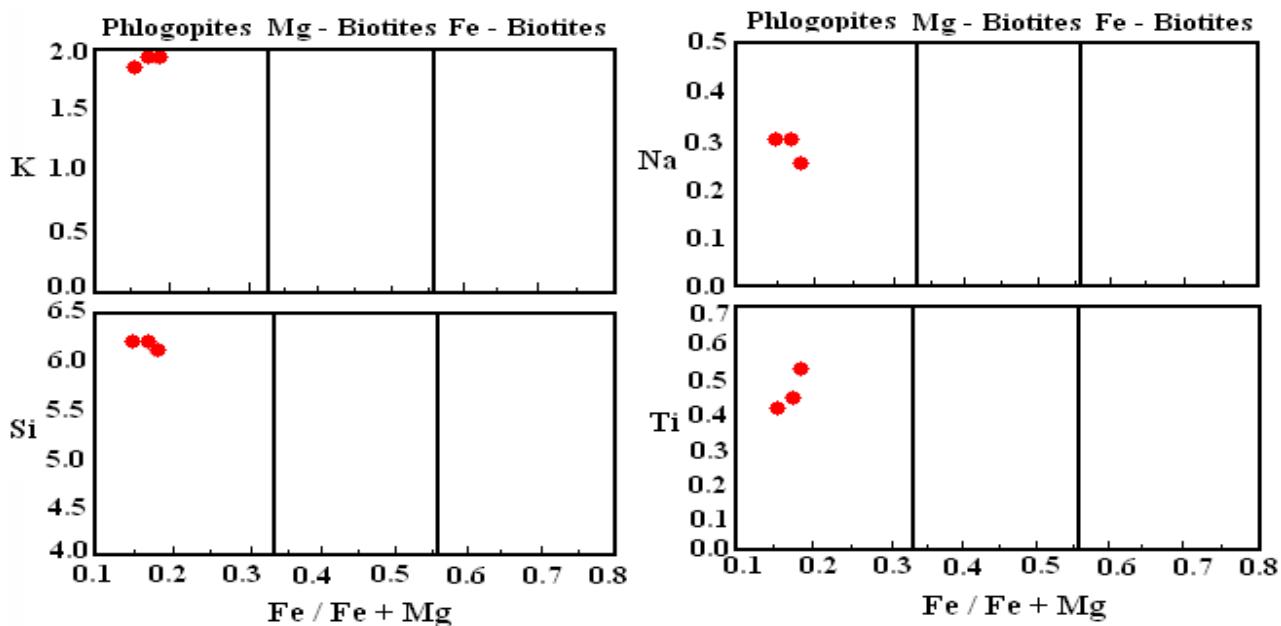
این با استفاده از نمودارهای  $\text{Fe} / [\text{Fe} + \text{Na}, \text{Ti}, \text{K}]$  نسبت به  $[\text{Mg}]$  ([۱۱]) نمونه‌ها در قلمرو فلوگوپیت قرار می‌گیرند (شکل ۵). ترکیب فلوگوپیتی میکاها نشانگر آن است که آنها از یک ماغمای غنی از منیزیم متبلور شده‌اند [۱۲]. این کانیها دارای  $\text{TiO}_2$  (میانگین  $11/2$  درصد)،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (میانگین  $20/6$  درصد) بالا هستند. محتوای  $\text{Ti}$  در  $\text{MgO}$  (میانگین  $20/6$  درصد) بالا هستند. محتوای  $\text{Ti}$  در بیوتیتها تابعی از دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن است و مقادیر بالای  $\text{Ti}$  فقط در بیوتیتها با دمای بالا یافت می‌شود [۱۳]. به طوریکه انحلال  $\text{Ti}$  در بیوتیت با دما افزایش و با فشار کاهش می‌یابد [۱۴]. همچنین در بیوتیتها آهن-منیزیم دار مقدار  $\text{Ti}$  با افزایش فوگاسیته اکسیژن افزایش می‌یابد [۱۵].

### فلوگوپیت

فراوانترین کانی مافیک در سنگهای ریولیتی و داسیتی، میکاست که به صورت پولکهایی به طول نیم میلیمتر دیده می‌شوند. این کانی دارای پلئوکروئیسم قهوه ای تا قهوه ای پر رنگ و قهوه‌ای متمایل به سبز است. برای رده بندی شیمیایی این کانیها، از نمودارهای رده بندی [۱۰] و [۱۱] استفاده شده است. در نمودار [۱۰] که بر پایه مقادیر کاتیونی  $\text{Al}^{\text{VI}}$  و  $\text{Fe} / \text{Mg}$  است نمونه‌های مورد مطالعه در پایین خط  $\text{Fe} / \text{Mg} = 0.33$  در گستره ترکیبی فلوگوپیت واقع شده‌اند (شکل ۴A). همچنین در نمودار مثلثی [۱۱]، نمونه‌های مورد بررسی در گستره فلوگوپیت قرار می‌گیرند (شکل ۴B). علاوه بر



شکل ۴ طبقه‌بندی ژئوشیمیایی میکاها منطقه به روشن (A) [۱۰] و (B) [۱۱]، همانطور که مشاهده می‌شود کلیه نمونه‌ها در گستره فلوگوپیت قرار می‌گیرند.



شکل ۵ ترکیب میکاهای مورد مطالعه روی نمودارهای تغییرات فراوانی کاتیونهای موجود در فرمول ساختمانی میکا در برابر  $\text{Fe} / \text{Fe} + \text{Mg}$ . [۱۱]

پایه نتایج حاصل از ریز پردازش، ترکیب این کانی در حد  $\text{Or}_{68.2}$  است. همچنین نتایج حاصل از بررسیهای ریز پردازشی میکرولیتهای پلازیوکلاز و زمینه شیشه‌ای موجود در نمونه‌های آندزیتی، نشان می‌دهد که میکرولیتهای پلازیوکلاز و شیشه‌ها دارای طیف ترکیبی در حدود  $\text{An}_{51.9}$  تا  $\text{An}_{41.7}$  هستند (شکل ۶C).

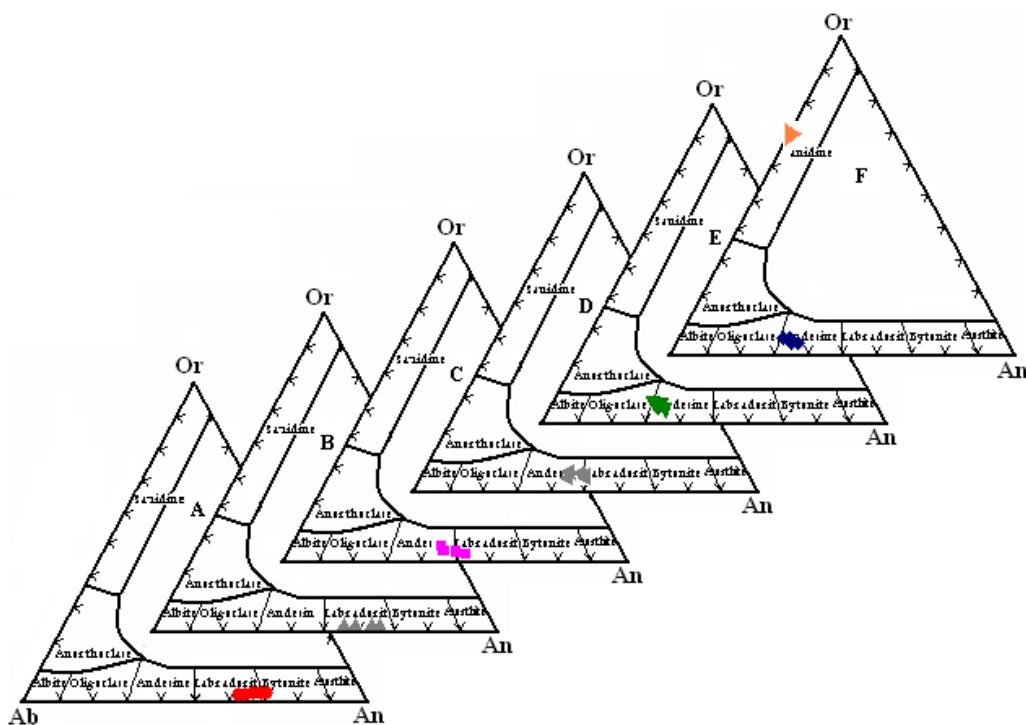
#### کلریت

کلریت در سنگهای منطقه محصول دگرسانی گرمایی آمفیبول است و می‌توان از ترکیب آنها برای تعیین دمای دگرسانی توده استفاده کرد. پژوهشگران با استفاده از تغییرات  $\text{Si}$  نسبت به  $\text{Fe} / [\text{Fe} + \text{Mg}]$  / نموداری برای رده بندی کلریتها پیشنهاد کرده‌اند [۵] که بر پایه این رده بندیها نمونه‌ها در گستره شبه تورنیت قرار می‌گیرند (شکل ۷).

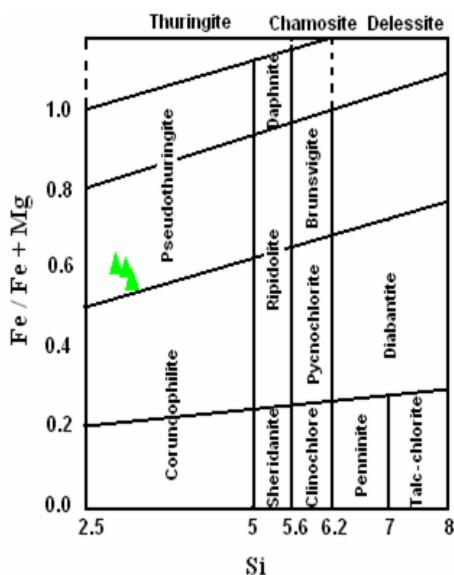
تعیین رشتہ ماقمایی گدازه‌ها با استفاده از شیمی کانیها در این بخش از ترکیب شیمیایی دو کانی فلوگوپیت و کلینوپیروکسن برای تعیین رشتہ ماقمایی سنگها بهره گرفته شده است. کلینوپیروکسن‌های با  $\text{Mg}$  بالا و فلوگوپیت نشان دهنده عمق زیاد حجره ماقمایی و تشکیل آنها در این عمق است.

#### فلدسپار

فنوکریست غالب کلیه سنگهای منطقه، پلازیوکلاز است که در حدود  $20-30$  درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. ماکلهای مکرر آلبیت-کارلسbad در این کانی فراوان است. بیشترین درصد آنورتیت در سنگهای منطقه مربوط به آندزیتهای بازالتی است (شکل A). به طوریکه ترکیب پلازیوکلاز در این سنگها از  $\text{An}_{70}$  (در مرکز) تا  $\text{An}_{60}$  (در حاشیه) در تغییر است که نشان دهنده منطقه بندی عادی در این کانیهای است. منطقه بندی عادی نشان دهنده عدم تعادل کامل بوده است. تعدادی از پژوهشگران ورود آب به مخازن ماقمایی یا افزایش درصد آب در ماقمایی باقیمانده به موازات تبلور را عامل منطقه‌بندی پلازیوکلاز می‌دانند [۱۶]. علاوه بر این پدیده منطقه بندی عادی را می‌توان به آهسته‌تر بودن سرعت شکل گیری تعادل نسبت به سرعت تبلور نسبت داد [۱۷]. ترکیب پلازیوکلازها به سمت آندزیتها و بانکیتها از لابرادوریت به سمت آندزین متمایل می‌شود (شکل B). به طوریکه بر پایه داده‌های ریز پردازشی، طیف ترکیبی پلازیوکلاز در این سنگها از  $\text{An}_{41.7}$  تا  $\text{An}_{60.6}$  در تغییر است. ریولیتها و داسیتها دارای پلازیوکلازهایی با ترکیب  $\text{An}_{47.7}$  تا  $\text{An}_{28}$  هستند؛ علاوه بر این واحد بلورهای فلدسپار قلیایی از نوع سانیدین نیز هستند (شکل E).



شکل ۶ ترکیب فلدسپارهای کوه دم روی نمودار ارتوز-آلیت-آنورتیت [۵]. (A) آندزی بازالت؛ (B) آندزیت؛ (C) میکرولیت‌های موجود در زمینه سنگهای آندزیتی؛ (D) زمینه شیشه‌ای آندزیت‌ها؛ (E) داسیت؛ (F) ریولیت.



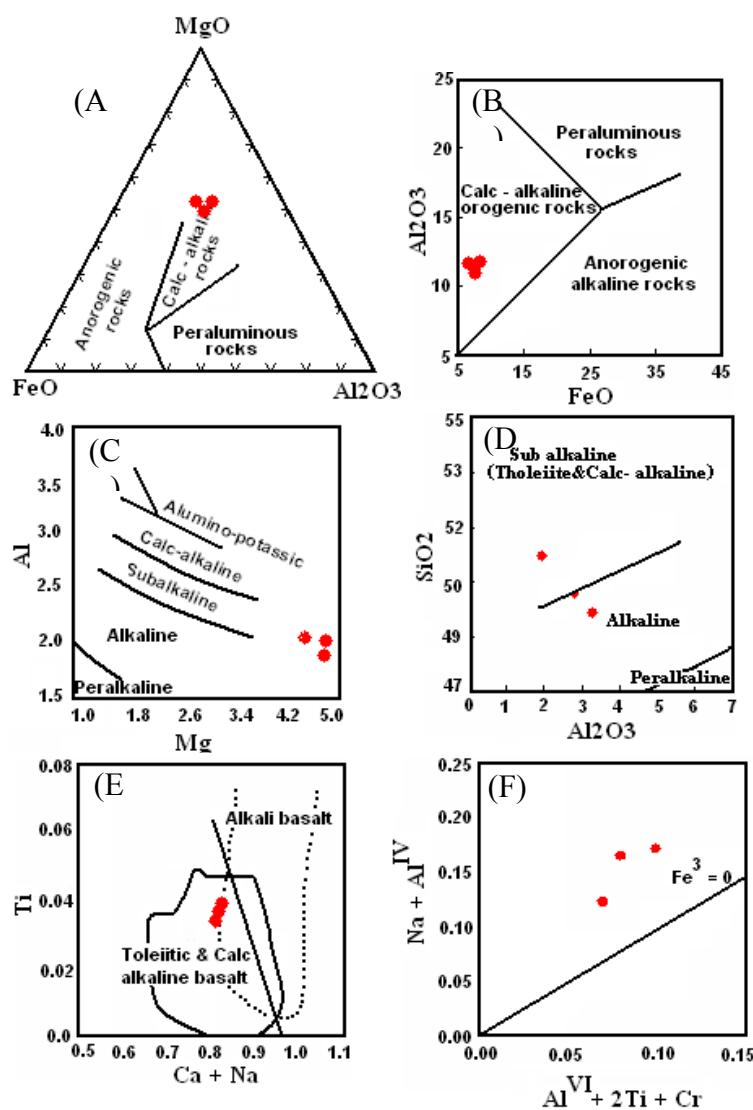
شکل ۷ رده بندی ژئوشیمیایی کلریت‌های منطقه روی نمودارهای پیشنهادی [۵].

رخدادهای گرمایی که به وسیله این سنگها ثبت شده‌اند، اشاره کرد. بنابراین ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های ماغمایی بازتاب دهنده شرایط ماغمایی است [۱۸].

برای تعیین ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل ماغمای سازنده میکاها، از دو رده بندی [۱۸] و [۱۹] استفاده شده است:

۱- سری ماغمایی بر پایه ترکیب فلوگوپیت برای برآورد کلاسیکی چگونگی شرایطی که طی آن سنگهای ماغمایی می‌زیبان تشکیل می‌شوند، از ترکیب شیمیایی بیوتیت استفاده می‌شود. به عنوان مثال می‌توان به فوگاسیته اکسیژن، خط گذار دما، تقسیم بندی گرانیت‌وئیدها و نیز تعیین سن

پایین بسیار گستردہ است، در حالیکه منطقہ پایداری  $Mg$ ,  $Ti$ ,  $Al$  با افزایش دما افزایش می یابد [۲۰]. مقادیر پایین  $Al$  در بیوپیت نتیجه ای از پایداری پایین  $Al$  در بیوپیت با افزایش دما است [۲۰]. گستره آهکی قلیایی در طبقه بندی [۱۹] معادل با دو گستره شبه قلیایی و آهکی قلیایی [۱۸] است. در حالیکه با استفاده از این رده بندی می توان محیط زمین ساختی ماقمای سازنده میکاها را مشخص کرد. در این رده بندی نمونه ها در گستره قلیایی کوهزایی قرار می گیرند (شکل B, ۸A).

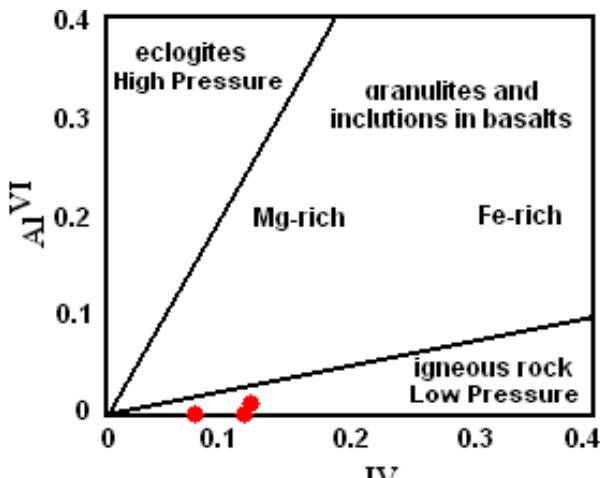


شکل ۸ ترکیب میکاها و کلینوپیروکسنها در نمودارهای پیشنهادی B, A) عبدالرحمن [۱۹] که تمامی نمونه ها در گستره آهکی قلیایی قرار می گیرند و C) ناشیت [۱۸]، در این نمودار گدازه ها دارای ترکیب شبه قلیایی هستند، D) در این نمودار شبه قلیایی ها دارای گرایشی از قلیایی به شبه قلیایی نشان می دهند [۲۱]، E) که جدا کننده پیروکسنها حاصل از ماقمای تولئیتی و آهکی قلیایی از پیروکسنها حاصل از نوع قلیایی است [۲۲]، F) نمودار تغییرات  $Na + Al^{IV}$  نسبت به  $Al^{VI} + 2Ti + Cr$  که بیانگر فوگاسیتۀ بالای اکسیژن در محیط تبلور کانی ها است.

الف) برای تعیین رشتۀ ماقمای سازنده میکاها از رده بندی [۱۸] استفاده شد. چنانکه ملاحظه می شود میکاهای منطقه در این نمودار در قلمرو نیمه قلیایی قرار می گیرند (شکل ۸C).

ب) رده بندی [۱۹] تا حدی بیوپیت ماقمای پرآلومینیومی را از بیوپیت ماقمای شبه آلومینیومی جدا می کند. در این رده بندی تمامی بیوپیتها غنی از  $Al$  با نسبت بالای  $Fe/Mg$  وابسته به ماقمای پرآلومینیومی در نظر گرفته شده اند [۱۹]. در این رده بندی مقدار  $Al$  بیوپیت متبلور شده، مشخص کننده میزان ماهیت پرآلومینیومی آبگون است. بررسیها نشان می دهند که قلمرو پایداری بیوپیتها غنی از آلومینیوم در دماهای

فشارسنجی به کار گرفته شد. در نمودار  $\text{Al}^{\text{VI}} / \text{Al}^{\text{IV}}$  قرار گیری نمونه‌ها در گستره اکلوژیت مؤید تبلور آنها در فشار بالاست، ولی چنانکه که ملاحظه می‌شود نمونه‌ها در منطقه با فشار پایین یعنی گستره سنگهای آذرین قرار می‌گیرند (شکل ۹). همچنین در ساختار کلینوپیروکسن  $\text{Cr} / \text{Cr} + \text{Al}^{\text{VI}} \times 100$  در پیروکسن  $\text{Al}^{\text{VI}}$  است و نسبت  $\text{Cr} / \text{Cr} + \text{Al}^{\text{VI}} \times 100$  در پیروکسن  $\text{Al}^{\text{VI}}$  با فشار رابطه مستقیم دارد [۲۸]. به طوری که کلینوپیروکسن‌های غنی از  $\text{Al}$  در فشار پایینتر نسبت به نمونه‌های فقیر از  $\text{Al}$  تشکیل شده اند ([۳۰]، [۲۹]) که با توجه به بالا بودن مقدار  $\text{Al}$  در نمونه‌های مورد بررسی می‌توان گفت کلینوپیروکسن‌های کوه دم در فشار پایین تشکیل شده‌اند. محتوای  $\text{Al}$  در کلینوپیروکسنها در فشار بالا با واکنش  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 = \text{NaAlSi}_2\text{O}_6 + \text{SiO}_2$  و در فشار پایین با واکنش  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_6 = \text{CaAl}_2\text{SiO}_6 + \text{SiO}_2$  کنترل می‌شود ([۳۱]). واکنش اول در عمق زیاد حدود ۱۲۰ کیلومتری (حاوی گارنت پریدوتیت)، و واکنش دوم در عمق کمتر از ۴۰ کیلومتر روی می‌دهد. برای تعیین عمق مخزن ماقمایی از  $\text{Al}$  موجود در ساختار پیروکسنها استفاده شده است. پژوهشگران، از جمله [۳۳]، تاکید کرده‌اند که توزیع آلومینیوم در موقعیت‌های چهار وجهی و هشت وجهی کلینوپیروکسنها معیار مناسبی برای برآورد مقدار آب ماقما و میزان فشار حاکم بر محیط تشکیل سنگهای آذرین است. با این مدل، فشار ۵ کیلو بار که پیروکسنها در آن تبلور شده‌اند، و نیز چنانکه در شکل دیده می‌شود مقدار آب ماقما کمتر از ۱۰٪ است (شکل ۱۰). بدین ترتیب می‌توان گفت کلینوپیروکسنها از یک ماقمای مادر در فشار حدود ۵ کیلوبار تبلور شده‌اند.



شکل ۹ نمودار  $\text{Al}^{\text{IV}}$  در مقابل  $\text{Al}^{\text{VI}}$  [۳۲].

- زنجیره ماقمایی بر پایه ترکیب پیروکسنها برای تعیین زنجیره ماقمایی سازنده پیروکسنها از دو نمودار [۲۱] و [۲۲] استفاده شد. در نمودارهای [۲۱] و [۲۳] پیشنهاد شده است که اوژیت، اوژیت کلسیک و دیوپسید دارای ویژگیهای آهکی قلیایی هستند. اوژیت و اوژیت کلسیم دار فقط در سنگهایی با مقدار  $\text{Al}$  بالا تشکیل می‌شود. در آبگونهای غنی از پتاسیم نخست لابرادوریت تبلور می‌شود و با حضور لابرادوریت، فعالیت آلومینیوم کاهش می‌یابد، دیوپسید شروع به تبلور می‌کند. ولی در آبگونهای با میزان پتاسیم پایین، نخست اوژیت و بیتونیت و سپس دیوپسید با تبلور هورنبلند و  $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$  فلوگوپیت، متبلور خواهد شد [۲۴]. در نمودار  $\text{Al}^{\text{VI}} / \text{Al}^{\text{IV}}$  نمودهای مطالعه دارای گرایشی از شبه قلیایی به رشتۀ قلیایی هستند، و دو نمونه در قلمرو قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۸D). این در حالی است که در نمودار تغییرات  $\text{Ca} + \text{Na}$  نسبت به  $\text{Ti}$ ، کلینوپیروکسن‌های منطقه گرایشی را از ماقمایی تولیتی و آهکی قلیایی به ماقمایی [۲۲] نشان می‌دهند (شکل ۸E). همچنین برای تعیین میزان فوگاسیته اکسیژن محیط تشکیل پیروکسنها از نمودار [۲۵] بهره گرفته شده است. در این نمودار نمونه‌ها در بالای خط  $\text{Fe}^{+3} = 0$  قرار می‌گیرند (شکل ۸F). همچنین بنا به نظر تعدادی از پژوهشگران هر چه فاصله نمونه‌ها از خط  $\text{Fe}^{+3}$  بیشتر باشد، نشان دهنده محیط تشکیل پیروکسنها در زمان تشكيل باشند. با توجه به فاصله نمونه‌ها از خط اشباع  $\text{Fe}^{+3}$ ، می‌توان نتیجه گرفت که فوگاسیته اکسیژن در زمان تشكيل این کانیها کمی بالا بوده است [۲۶].

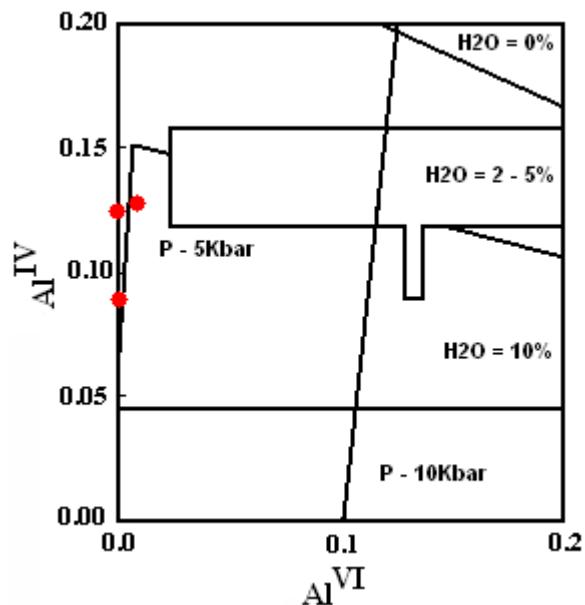
#### دما-فشار سنجی

در این بخش سعی شد تا به کمک نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کانیها، به تعیین اوج فشار و دما در زمان تبلور سنگها پرداخته شود. بدین منظور نخست با بررسیهای دقیق سنگ شناختی، مجموعه کانیهای در حال تعادل این سنگها مشخص شد که این خود، اساس دما-فشار سنجی است. پس از این مرحله و با انجام آنالیز نقطه‌ای از کانیهای یاد شده به تعیین فشار و دمای تشكیل سنگها پرداخته شد. نتایج دما-فشار سنجی سنگها که با استفاده از روش‌های مختلف به دست آمده به قرار زیرند.

#### ۱- فشارسنجی

[۲۷] پیشنهاد کرد که نسبتهای  $\text{Ti} + \text{Al}^{\text{IV}} / \text{Si}$ ,  $\text{Al}^{\text{VI}} / \text{Al}^{\text{IV}}$  و  $\text{TiO}_2 / (\text{Mg} / \text{Mg} + \text{Fe})$  در پیروکسنها می‌تواند به عنوان

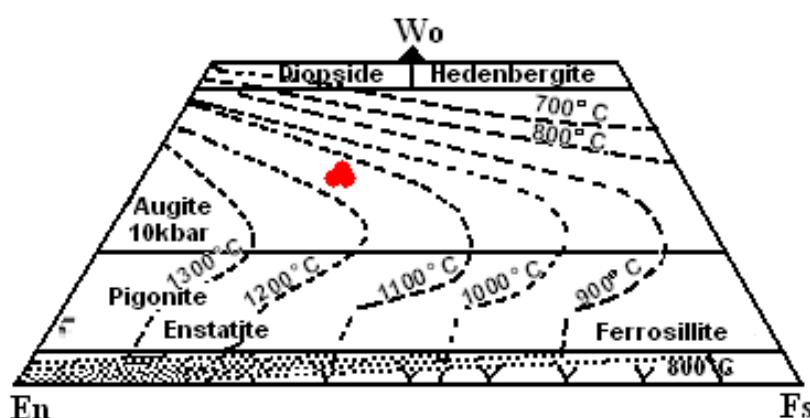
بخار آب حاکم بر تبلور ماقما را، با فرض این که این سه کانی از نظر ترمودینامیکی در تعادل هستند، ارزیابی کرد. چنانکه در شکل ۱۲C دیده می‌شود. می‌توان چنین استنباط کرد که سنگهای اسیدی مورد بررسی از یک ماقمای آبدار در فشار بخار آب کمتر از ۳ کیلوبار و دماهای ۷۷۰ تا ۷۷۰ درجه سانتی گراد متبولور شده‌اند. برای تائید دمای بدست آمده برای سنگهای اسیدی منطقه از روش دماسنجدی، درجه اشباع شدن زیرکن [۳۷] استفاده شد (جدول شماره ۳). چنانکه که مشاهده می‌شود دمای به دست آمده برای سنگهای ریولیتی و داسیتی حدود ۸۰۰–۷۵۰ درجه سانتی گراد است (شکل ۱۳) که برازش خوبی با دمای به دست آمده از سه روش قبلی دارد. همچنین برای تعیین دمای تشکیل کلینوپیروکسنها در ماقمای بازیک منطقه، از دماسنجد کلینوپیروکسن [۳۸] استفاده شد که دمایی در حدود  $1170^{\circ}\text{C}$  به دست آمده است (شکل ۱۱) که با توجه به نوع ماقمای قابل توجیه است. (بنا به نظر [۳۹]) در صورتی می‌توان از این نمودار برای یک پیروکسن استفاده کرد که مجموعه  $\text{Wo En} + \text{Fs}$  بیش از ۹۰ درصد باشد که در مورد کلینوپیروکسنها سنگهای منطقه مورد مطالعه این مطلب صدق می‌کند). بر این اساس، دماسنجدی سنگهای مورد مطالعه نشان می‌دهد که دمای شروع تبلور سنگهای اسیدی منطقه در حدود ۷۷۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی-گراد و سنگهای بازیک حدود  $1170^{\circ}\text{C}$  درجه سانتی گراد است. همچنین با استفاده از نتایج فشارسنجدی می‌توان چنین استنباط کرد که ماقمای مولد سنگهای بازیک در فشار حدود ۵ کیلوبار شروع به تبلور کرده است.



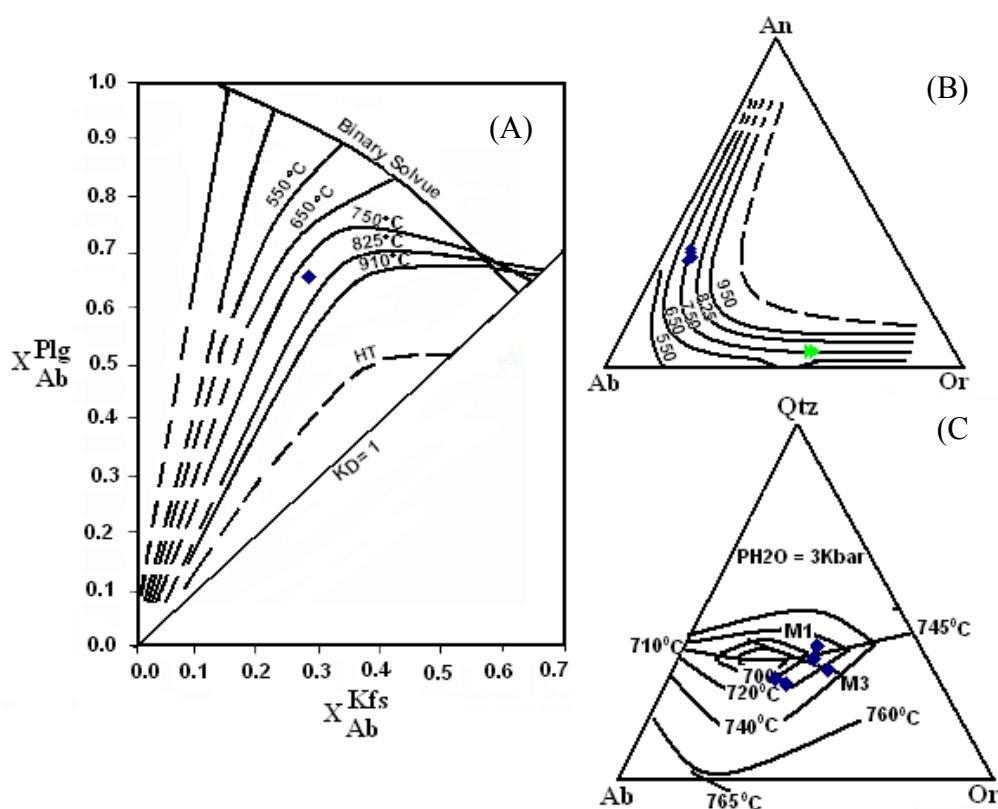
شکل ۱۰ توزیع آلومینیوم تترادری و اکتائردری در کلینوپیروکسنها به تناسب فشار و مقدار آب ماقما [۳۳] که بیانگر فشار حدوداً ۵ کیلو بار در زمان تبلور کلینوپیروکسنها است.

## ۲ - دماسنجدی

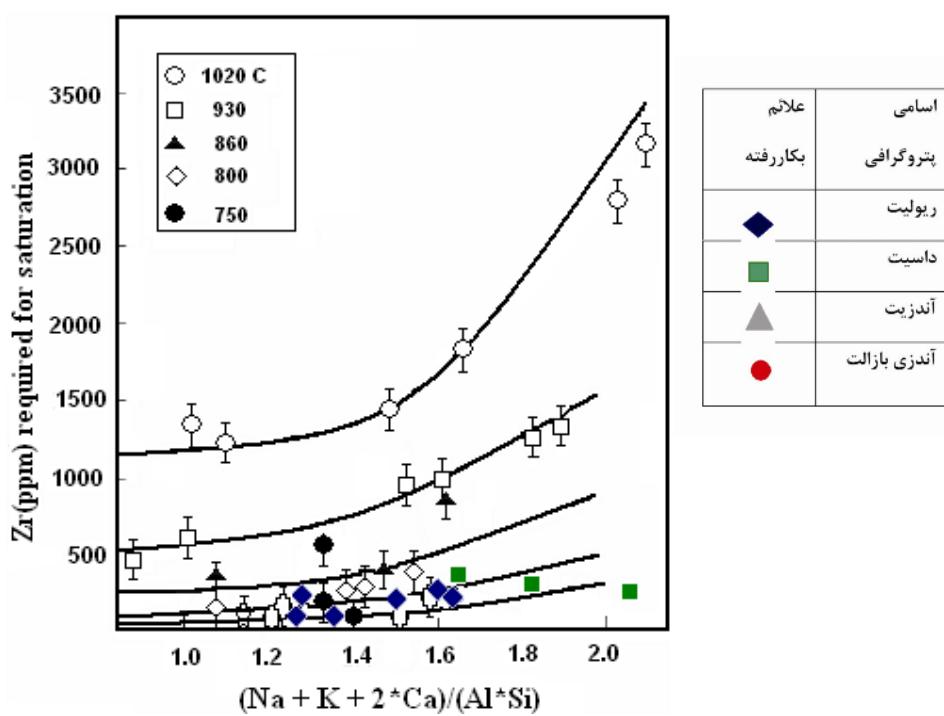
به منظور دما سنجدی توده آتشفشنای کوه دم از دماسنجهای پیشنهادی [۳۴]، [۳۵] و سیستم سه تایی کوارتز-ارتوز-آلیت [۳۶] استفاده شده است. در مدل‌های پیشنهادی [۳۴]، [۳۵] به تعیین دمای سنگهایی مبادرت می‌شود که "تواما" حاوی پلازیوکلاز و فلدسپارپاتاسیم باشند. با استفاده از این دو روش، دمای تشکیل سنگها حدود ۷۵۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی گراد ارزیابی شده است (اشکال ۱۲A,B). همچنین با بهره گیری از سیستم سه تایی کوارتز-ارتوز-آلیت [۳۶] می‌توان دما و فشار



شکل ۱۱ تعیین دمای تشکیل پیروکسنها با استفاده از ترمومتر پیروکسن [۳۸].



شکل ۱۲ تعیین دمای تشکیل سنگ های منطقه با استفاده از درصد فلدسپارها ، در این سه نمودار دمای تشکیل فلدسپارها حدود ۷۵۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی گراد است : (A) [۳۴] (B) [۳۵] (C) [۳۶]



شکل ۱۳ ترمومتر پیشنهادی [۳۷] که بر اساس درجه اشباعیت زیرکن طراحی شده است و جدول علائم بکار رفته شده در نمودارها.

جدول ۳ نتایج آنالیز (XRF) واحدهای مختلف توده ولکانیکی کوه دم.

Sample	M220	M242	M91	M21	M218	M87	M26	M228	M200	M115	M241	M88	M245	M99	M9
SiO <sub>2</sub>	۵۶.۰۳	۶۹.۰۴	۷۱.۷۴	۷۵.۵۹	۴۸.۷۵	۵۴.۳۸	۷۳	۷۰.۷۷	۵۴.۴	۶۹.۰۳	۶۹.۳	۵۱.۹۹	۷۰.۴۶	۷۴.۶	۷۰.۳
TiO <sub>2</sub>	۱.۳۶	۰.۴۷	۰.۲۹	۰.۰۹	۱.۶۴	۰.۷۹	۰.۲۶	۰.۳۱	۰.۸۴	۰.۴۸	۰.۴۸	۱.۴۸	۰.۳۲	۰.۰۳	۰.۳۲
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۶.۶۵	۱۴.۹۵	۱۴.۳	۱۲.۶۹	۱۸.۱۷	۱۷.۰۷	۱۳.۵۵	۱۳.۷۱	۱۶.۲۸	۱۴.۷۸	۱۴.۵۹	۱۸.۸	۱۴.۸۸	۱۲.۸۶	۱۴.۸۲
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	۸.۶۲	۴.۵۱	۲.۵۵	۰.۷۴	۱۱.۵۹	۹.۶۲	۲.۹۱	۲.۸۵	۸.۸۲	۲.۶۸	۴.۳۳	۹.۱۸	۳.۰۱	۱.۱۴	۳.۵۵
MnO	۰.۱۵	۰.۰۴	۰.۰۵	۰.۰۳	۰.۱۹	۰.۲۴	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۱۱	۰.۰۸	۰.۰۵	۰.۱۲	۰.۰۷	۰.۰۲	۰.۰۶
MgO	۰.۶۴	۰.۳۳	۰.۹	۰.۱۵	۳.۳۳	۴.۷۶	۰.۲	۰.۰۵	۳.۲۳	۰.۱۶	۰.۰۴	۴.۳۳	۰.۴۹	۰.۰۱	۰.۸۹
CaO	۹.۸۶	۱.۵۹	۲.۱۹	۱.۲	۸.۸۷	۵.۳۲	۱.۶۸	۱.۲۸	۹.۹۳	۴.۱۴	۲.۲۴	۶.۷	۱.۸۵	۰.۴۱	۰.۷۹
Na <sub>2</sub> O	۳.۸۴	۸.۶۷	۲.۹۹	۰.۱۹	۳.۶۴	۳.۳۱	۲.۸۴	۱.۵۸	۲.۷	۳.۱۶	۸.۷۵	۴.۷۸	۴.۲۸	۰.۴۳	۴.۳۲
K <sub>2</sub> O	۲.۴۱	۰.۲۶	۵.۱۹	۹.۲۹	۳.۴۵	۴.۲۵	۵.۴۷	۹.۳۸	۳.۳۴	۵.۳۷	۰.۱	۲.۱۱	۴.۵۷	۱۰.۴۸	۴.۸۷
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰.۴۴	۰.۱۳	۰.۰۶	۰.۰۳	۰.۳۷	۰.۲۷	۰.۰۶	۰.۰۴	۰.۳۵	۰.۱۲	۰.۱۳	۰.۵۱	۰.۰۸	۰.۰۲	۰.۰۸
Total	۹۹.۶	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
Zr	۲۰۰	۲۴۵.۷	۱۶۴.۴	۶۳.۶	۱۸۴	۱۰۹.۷	۱۵۶.۷	۳۰۴.۶	۱۲۳.۷	۲۲۳.۴	۲۳۵.۱	۱۵۶	۲۱۳	۶۲	۱۸۲.۱

### برداشت

بر پایه بررسیهای سنگ شناختی، سنگهای توده آتشفشنایی کوه دم بیشتر از ریولیت، داسیت، ریوداسیت، آندزیت، باناکیت و آندزی بازالت تشکیل شده‌اند. سنگهای آندزیتی، باناکیتی و آندزی بازالتی از لحاظ کانی شناسی پیروکسن شباهتهای بسیاری با یکدیگر دارند و به نظر می‌رسد که از لحاظ رُزتیکی با یکدیگر مرتبط باشند. این پیروکسنها بنا به شباهتهای شیمیایی، در قلمرو پیروکسن‌های کلسیم-منیزیم-آهن دار (اوژیت) قرار می‌گیرند. همچنین موازنه Al<sup>IV</sup> با Al<sup>VI</sup> و Cr در موقعیت هشت وجهی نشان می‌دهد که فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل این کانیها بالا بوده است. فلدسپار نمونه‌های اسیدی در گستره الیگوکلاز-آندزین و نمونه‌های بازیک در گستره لابرادوریت-بیتونیت قرار می‌گیرند. فلدسپارهای قلیایی نسبت به پلازیوکلاز از فراوانی کمتری برخوردارند و بیشتر از نوع سانیدین هستند. میکافراوانترین کانی فرومیزین موجود در سنگهای اسیدی منطقه است که از نظر ترکیب شیمیایی در گستره فلوگوپیت قرار می‌گیرد. بررسی ژئوشیمیایی ترکیب پیروکسنها و میکاهای نشان می‌دهد که ماغماهای مولد سنگهای آتشفشنایی کوه دم از نوع آهکی-قلیایی با پتانسیم بالا بوده است. با توجه به این بررسی‌ها شکل گیری ماغماهای کوه دم

### ۳- تعیین دمای دگرسانی سنگهای منطقه با استفاده از

#### کلریت

دگرسانی کلریتی حالت خاصی از دگرسانی پروپلیتیک است که به دلیل درصد بالای کلریت آن را به این نام می‌خوانند. این دگرسانی به دلیل دگرنهادی یون H<sup>+</sup> در گستره پروپلیتیک قرار می‌گیرد. ماغماهای گرمایی غنی از Al و Fe در دمای مناسب در سنگهای آذرین موجب تشکیل کلریت می‌شوند. از این ویژگی می‌توان برای تعیین دمای تشکیل کلریتها و در نتیجه دمای دگرسانی سنگ استفاده کرد، زیرا در کلریتها و در محتوای Al<sup>IV</sup> و Al<sup>VI</sup> نسبت به دمای تشکیل کلریت به ترتیب افزایش و کاهش می‌یابند [۴۰]. با توجه به ارتباط مثبت Al<sup>IV</sup> و دما در کلریتها می‌توان دماستنجی را بر پایه ترکیب کلریت و دما انجام داد. به منظور دماستنجی مرحله تشکیل کلریتها از دماستنج آلومینیوم چهاروجهی در ساختار کلریت که توسط [۴۱] ارائه شده است، بهره جسته‌ایم. معادله خطی بین مقدار آلومینیوم و دمای تشکیل به صورت زیر است: - T °C = 61.9229 + 321.9772 (Al<sup>IV</sup>)

با استفاده از این دماستنج، دمای تشکیل کلریت در نمونه‌های اسیدی منطقه حدود ۲۰۰ درجه سانتی گراد برآورد شد. دمای به دست آمده بیانگر آن است که دگرسانی در شرایط برون زا رخ داده است.

- [12] Peccerillo A., Taylor S.R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey", *Ibid* 58, (1976) 63-81.
- [13] Henry D.J., "Sulfide-silicate relations of the staurolite grade politic schists, Rangeley quadrangle", Maine. Ph.D. Thesis, University of Wisconsin-Madison Madison Wisconsin, (1981).
- [14] Tronnes R.G., Edgar A.D., Arima M., "A high pressure-high temperature study of  $TiO_2$  solubility in Mg-rich phlogopite: Implications to phlogopite chemistry", *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, (1985) 2323-2329.
- [15] Arima M. and Edgar A. D., "Substitution mechanisms and solubility of titanium in phlogopite from rocks of probable mantle origin", *Contrib. Mineral. Petrol* 77, (1981) 288-295.
- [16] Hall A., "Igneous Petrology (2nd ed)", Longman New York, (1996) 537.
- [17] Shelley D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", Chapman and Hall, (1993) 405.
- [18] Nachite H., "Contribution à l'étude analytique et experimental des biotites des granitoids applications typologiques", These de Doctorat De L'univesite' de Bretagne accidentale, (1986) 236.
- [19] Abdel – Rahman A.M., "Nature of biotites from alkaline, Calc-alkaline and peraluminous magmas", *J. Petrol* 35, (1994) 525 – 541.
- [20] Patino Douce A.E., "Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry,  $O_2$  and  $H_2O$  barometries, and consequences form biotite stability", *Chemic. Geol.* 108, (1993) 133-162.
- [21] LeBas N.J., "the role of aluminous in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage", *Am. Jour. Sci* 260, (1962) 267 – 88.
- [22] Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D., Marchal M., "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series", *Earth. Planet. Sci. Lett* 59, (1982) 139 – 154.
- [23] Nisbet E.G., Pearce J.A., "Clinopyroxene compositions in mafic lavas in different tectonic settings", *Contrib. Mineral. Petrol.* 63, (1977) 149-160.

شامل دو مرحله بوده است؛ مرحله اول با تشکیل کلینوپیروسن و فلوگوپیت در یک حجره ماغمایی مشخص می‌شود، و در مرحله دوم که همان مرحله فوران ماغماست، زمینه سنگ همراه با سانیدین، مگنتیت، و آپاتیت از ماغمای باقی مانده متبلور شده‌اند. شکل گیری این ماغما موجب تشکیل سنگهای بازیک در دمای حدود ۱۱۷۰ درجه سانتی گراد و سنگهای اسیدی در دمای حدود ۸۰۰-۷۲۰ درجه سانتی گراد و فشار کمتر از ۵ کیلوبار شده است.

#### مراجع

- [1] Technoexport., "Geological of the Anarak area (CENTRAL IRAN)", Geological survey of Iran, Report. TE/NO 19, (1984) 143.
- [۲] نبوی م.ح، هوشمند زاده ع، " نقشه ۱:۱۰۰۰۰ کوه دم" ، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۵۴).
- [۳] شرکت مهندسین مشاور پیچاب کاوش، "مطالعات طرح اکتشافات نیمه تفضیلی طلای کوه دم /اردستان" ، انتشارات اداره کل معدن و فلزات استان اصفهان، (۱۳۷۹) ص ۲۰۰.
- [۴] شاهزیدی م، "پترولوری و پتروزنر توده ولکانیکی کوه دم واقع در اردستان، شمال شرقی استان اصفهان" ، پایان نامه کارشناسی ارشد، (۱۳۸۵) ص ۱۲۳.
- [5] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An Introduction to the rock-forming minerals", Longman, (1991) 528.
- [6] Best M.G., "Igneous and metamorphic petrology", Freeman and Company, (1982) 630.
- [7] Morimoto N., Fabrise J., Ferguson A., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Akoi K., Gottardi G., "Nomenclature of pyroxenes", *Mineral. Magazine* 52, (1988) 535- 55.
- [8] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "Rock-forming minerals, (2nd ed), Single-Chain Silicates", Longman London, (1987) 668.
- [9] Zhu Y., Ogasawara Y., "Clinopyroxene phenocryst from the Kokchetav shoshonitic volcanic rocks: Implications for the multi-stage magma processes", UHPM Workshop 2001 at Waseda University, (2001) 170-173.
- [10] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to rock-forming minerals", Longman, (1965) 528.
- [11] Foster., "Classification diagram for biotite", *Jour. Petrol* 1, (1960).

- [34] Brown W.L., and Parsons I., "Towards a more practical two-feldspar geothermometer", Contrib. Mineral. Petrol 76, (1981) 369 – 377.
- [35] Seck H.A., "Koexistierende Alkalifeldspar and Plagioclase in system  $NaAlSi_3O_8 - CaAlSi_2O_8 - KalSi_3O_8 - H_2O$  bei temperature von 650 °C bis 900 °C", Neues Jahrbuch fur Mineralogie Abhundlungen 115, (1971) 315 – 345.
- [36] Tuttle O.F., Bowen N.L., "Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $NaAlSi_3O_8 - KalSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$ ", Geol. Soc. Am. Men 74, (1958).
- [37] Watson E.B., Harrison T.M., "Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest", Earth. Sci 38, (2005) 841-844.
- [38] Lindsley D.H., Andersen D.J., "A two-pyroxene thermometer. Proceedings of the thirteenth Lunar and Planetary Science Conference, Part 2", Jour. Geophys. Res 88 Supplement, (1983) A887-A906.
- [39] Jiang Y.H., Jiang S.Y., Ling H.F., Dai B.Z., "Low-degree melting of a metasomatized lithospheric mantle for the origin of Cenozoic Yulong monzogranite-porphyry, east Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic constraints", Earth .Planet. Sci. Lett 241, (2006) 617–633.
- [40] Jahern J.S., Aaggarad P., "Compositional variations in diagenetic chlorites and illites, and relationships with formation-water chemistry", Clay Mineral 24, (1989) 157-170.
- [41] Cathlineau M., "Cation site occupancy in chlorite and illite as a function of temperature", Clay mineral 23, (1988) 471 – 485.
- [24] Pe-piper G., "The Cenozoic volcanic sequence of Lesbos", Greece. Z. dt. Geol. Ges 131, (1980) 889-901.
- [25] Schweitzer E.L., Papike J.J., Bence A.E., "Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts", Am. Mineral. 64, (1979) 501–13.
- [26] Marcelot G., Maury R.C., Lefevre C., "Mineralogy of Erromango lava New Hebrides, Evidence of an early stage of fractionation in island arc basalts", Lithos 16, (1983) 135 – 151.
- [27] Wass S.Y., "Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks", Lithos 12, (1979) 115-132.
- [28] Nimis P., Taylor W.R., "Single clinopyroxene Thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of the Cr-in-Cpx barometer and an enstite-in-Cpx thermometer", Contrib. Mineral. Petrol 139, (2000) 541-554.
- [29] Foley S.F., Venturelli G., "High  $K_2O$  rocks with high  $MgO$ , High  $SiO_2$  affinities. In: Crawford, A.J., (ED.) Boninites and Related Rocks", Unwin Hyman London, (1989) 72-88.
- [30] Liu T.C., Chen B.R., Chen C.H., "Melting experiment of a Wannienta basalt in the Kuanyinshan area, northern Taiwan", Jour. Asian. Earth. Sci 18, (2000) 519-531.
- [31] Green D.H., Ringwood A.E., "The genesis of basaltic magmas", Contrib. Mineral. Petrol 15, (1967) 103-190.
- [32] Aoki K., Shiba I., "Pyroxcene from lherzolite inclusions of Itinomegata, Japan", Lithos 6, (1973) 41-51.
- [33] Helz R.T., "Phase relations of basalts in their melting range at  $P_{H_2O} = 5$  kb as a function of oxygen fugacity", Jour. Petrol 17, (1973) 139-193.