

سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و شیمی‌کانی سنگ‌های آتشفشانی شمال کبودرآهنگ (همدان)

طاهره نظری، زهرا طهماسبی*، احمد احمدی خلجی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان

(دریافت مقاله: ۹۸/۱۱/۲۴، نسخه نهایی: ۹۹/۲/۶)

چکیده: سنگ‌های آتشفشانی شمال کبودرآهنگ با ترکیب آندزیت و تراکی آندزیت به سن ائوسن در پهنه ارومیه-دختر بصورت ستون-های منشوری عمودی رخنمون یافته‌اند. این سنگ‌ها دارای درشت بلورهایی از آمفیبول و پلاژیوکلاز با بافت پورفیری، گلومروپورفیری و ریزسنگی هستند. شواهد زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از سری ماگمایی آهکی قلیایی هستند و از نظر محیط زمین-ساختی در کرانه‌های فعال قاره‌ای وابسته به قوس تشکیل شده‌اند که می‌تواند با فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی مربوط باشد. همچنین، الگوی عناصر خاکی نادر و نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده، غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) در مقایسه با عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) و عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) را نشان می‌دهند که از شواهد محیط‌های فرورانشی است. بر اساس نتایج به دست آمده از شیمی کانی آمفیبول‌ها مشخص شد که این کانی‌ها در گستره‌ی آمفیبول‌های کلسیمی و از نوع منیزوپه‌هورنبلند تا چرماکیت بوده و وابسته به کرانه‌های فعال قاره‌ای هستند که با نتایج سنگ میزبان همخوانی دارد. براساس محاسبات دما فشارسنجی، این آمفیبول‌ها در دمای تعادلی ۸۱۵/۵ درجه سانتیگراد و فشار ۶/۳۵ کیلو بار تشکیل شده‌اند. گریزندگی بالای به دست آمده برای این سنگ‌ها نشان دهنده شرایط اکسایشی در پیدایش این سنگ‌ها و گواهی بر پیدایش آنها در مرز صفحه‌های همگراست.

واژه‌های کلیدی: آمفیبول؛ دما فشارسنجی؛ آندزیت؛ ائوسن؛ قوس آتشفشانی؛ کبودرآهنگ.

مقدمه

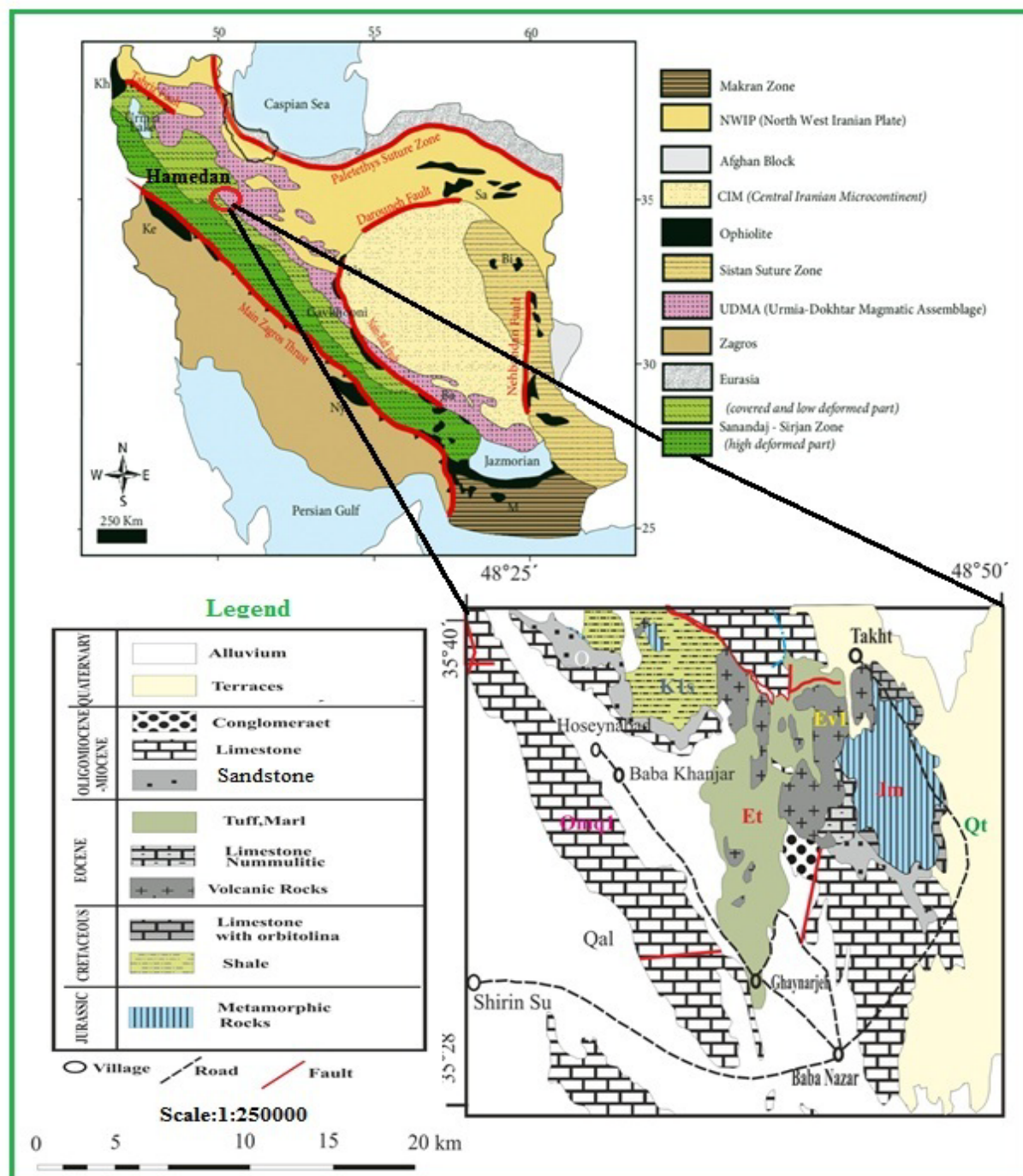
منطقه مورد بررسی در شمال کبودرآهنگ، استان همدان واقع است. این منطقه در بین طول‌های جغرافیایی $30^{\circ} 48'$ تا $45^{\circ} 48'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $30^{\circ} 35'$ تا $40^{\circ} 35'$ شمالی جای دارد که از نظر تقسیم‌بندی زمین‌ساختی در شمال کمربند ماگمایی ارومیه-دختر است. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در این منطقه ضخامت بسیاری دارند و در برگیرنده آندزیت، داسیت، ریولیت، سنگ‌های آذرین خروجی و سنگ آهک نومولیت‌دار هستند [۱] (شکل ۱). تاکنون پژوهش‌هایی پیرامون این منطقه انجام شده است. جامعی [۲] سنگ‌شناسی توده‌های آتشفشانی منطقه ضیاءآباد (استان زنجان) را بررسی کرد که مشخص شد این منطقه از نظر

جغرافیایی ادامه کوه‌های سلطانیه بوده و در شمال شرقی چهارگوش زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ کبودرآهنگ واقع است. در این منطقه، سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن شامل گدازه‌های آندزیت بازالتی، آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت، ریوداسیت، ریولیت، برش، توف و ایگنمبریت هستند. مستقیمی و همکاران [۳] کانی‌شناسی و زمین‌شیمی گرانیتوئیدها و اسکارن وابسته به تخت (شمال کبودرآهنگ) را بررسی کردند که وجود قوس آتشفشانی وابسته به فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی را تأیید کردند. امینی و جلالی [۴] بافت غربالی پلاژیوکلازها و اهمیت آن در تفسیرهای سنگ‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی شمال شرق قروه (غرب کبودرآهنگ) را بررسی کرده و بیان داشتند که افت سریع فشار

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۶۶۳۳۱۲۰۶۱۹، نمابر: ۰۶۶۳۳۳۵۶۰۲۷، پست الکترونیکی: tahmasebi.z@lu.ac.ir

خاستگاه ماگمای سازندهی سنگهای آتشفشانی شمال کبودرآهنگ و شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور و شکل گیریهای پس در آنها تا حدی تعیین شد. از آن جا که تاکنون بررسی دقیقی در این بخش از پهنه سنج سیرجان انجام نشده است، این پژوهش ضروری به نظر میرسد.

ماگمایی عامل تشکیل این بافت و نیز علت آپاسیتی شدن هورنبلدها و بیوتیت ها و نیز تشکیل لبه های واجدیی در آنها و نیز عامل رشد پیروکسن های خودشکل ریز در زمینه این سنگ هاست. در این پژوهش، با استفاده از روش های مختلفی شامل بررسی های سنگ نگاری، شیمی سنگ کل و شیمی کانی،



شکل ۱ نقشه زمین شناسی منطقه مورد بررسی برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ کبودر آهنگ [۱].

زمین شناسی عمومی

OES اندازه‌گیری شدند (جدول ۱). همچنین برای بررسی شیمی‌کانی‌ها، چند نمونه مقطع نازک صیقلی تهیه و ۴۰ نقطه (۱۹ نقطه آمفیبول و ۱۱ نقطه پلاژیوکلاز) آنها با ولتاژ شتاب-دهنده 15 keV و شدت جریان 10 nA در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران توسط دستگاه ریزپردازشگر Cameca مدل Sx-50 تجزیه شدند (جدول‌های ۲ و ۳).

سنگ‌شناسی

در منطقه مورد بررسی، سنگ‌های آتشفشانی با ساختار منشوری و به صورت چندوجهی و عمودی دیده می‌شوند (شکل ۲ الف). تشکیل ستون منشوری به واسطه انقباض سرد شدن و انقباض مذاب قابل توجیه است [۱۱، ۱۰]. این سنگ‌های آتشفشانی در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن هستند (شکل ۲ ب). کانی‌های اصلی آن‌ها شامل پلاژیوکلاز (۴۵-۴۰ درصد)، آمفیبول (۲۰-۱۵ درصد) و بیوتیت (۵ درصد) و کانی‌های ثانوی: کلسیت، کلریت، کوارتز، زئولیت و کانی‌های کدر هستند. پلاژیوکلاز فراوان‌ترین درشت بلور است که ویژگی‌هایی چون بافت غربالی و خوردگی خلیجی دارد و به صورت شکل دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شود (شکل ۳ پ). بیشتر پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های مورد بررسی دچار دگرسانی سریسیتی و سوسوریتی شده‌اند که در نتیجه ماکل تکراری آنها از بین رفته است. افزون بر آن، پلاژیوکلازهای لبه غبارآلود نیز در این مقاطع وجود دارند (شکل ۴ ت). پس از پلاژیوکلاز، آمفیبول فراوان‌ترین درشت بلور در سنگ‌های مورد بررسی است. در آمفیبول‌ها، ویژگی‌هایی مثل اکسید شدن لبه‌ها (اپاسیتی شدن) و چندرنگی نمایان از سبز تا قهوه‌ای دیده می‌شود. این بلورها در مقطع عرضی به صورت لوزی (شکل‌های ۳ الف و ب) و در مقطع طولی به صورت رشته‌ای دیده می‌شوند (شکل ۳ ت) و در لبه خارجی از اکسید آهن جایگزین شده‌اند (شکل ۴ پ). بلورهای آمفیبول با بافت گلومروپورفیری دیده می‌شوند که نوعی بافت پورفیری است که در آن درشت بلورها در یک قسمت از سنگ تجمع انباشته شده‌اند (شکل ۴ ب). بیوتیت اغلب به صورت کانی‌های ثانوی و در اثر دگرسانی آمفیبول به وجود آمده است. کانی‌های کدر از نظر اندازه، ریز بلور و به صورت پراکنده هستند (شکل ۳ ت). کلسیت ثانوی در مرکز کانی پلاژیوکلاز دیده می‌شود و پیامد تجزیه این کانی-هاست. البته، این کانی گاهی نیز به صورت رگه و یا به صورت پراکنده درون حفره‌های سنگ وجود دارد. کلریت از دگرسانی

سنگ‌های آتشفشانی ائوسن به عنوان گسترده‌ترین فعالیت‌های آتشفشانی ایران دارای طیف گسترده‌ی ترکیبی از اشباع تا ابراشباع بوده و بیشتر به سری‌های ماگمایی آهکی قلیایی تا شوشونیتی وابسته هستند [۵]. منطقه مورد بررسی در شمال کبودر آهنگ قرار دارد و بخشی از پهنه ارومیه-دختر است. در زمان تریاس پسین- ژوراسیک پیشین، فروانش اقیانوس نئوتتیس به زیر قطعه ایران مرکزی، در راستای کرانه فعال قاره‌ای آن شروع شده است [۶]. زمان بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس بسیار مورد بحث بوده و بر اساس نخستین نظریه، بسته‌شدن پایانی آن طی کرتاسه پایانی- پالئوسن بوده است [۵]. از طرفی، بر اساس نظر برخی دیگر از زمین‌شناسان، بسته شدن نئوتتیس در زمان الیگوسن پسین [۷] و یا حتی میوسن [۸] بوده است. پهنه ارومیه- دختر دستخوش فرآیندهای مختلف ماگمایی در دوران‌های مختلف شده است [۹]. وجود سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی در این پهنه ناشی از فروانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر قطعه ایران مرکزی است. در منطقه مورد بررسی، واحدهای چینه‌شناسی پیش از ژوراسیک رخنمون ندارد و قدیمی‌ترین برون زدگی‌ها وابسته به سنگ‌های دگرگونی شیبستی ژوراسیک و آهک‌های متبلور شده و شیل‌های کرتاسه هستند (شکل ۱) [۱]. سامانه ترشیاری با دگرشیمی روی سنگ‌های قدیمی‌تر قرار گرفته است که با کنگلومرای سازند فجن آغاز می‌شود. واحدهای ائوسن شامل آندزیت، داسیت، ریولیت و سنگ آهک نومولیت‌دار هستند [۱]. رسوب‌های دریایی البگو- میوسن سازند قم، آهک، مارن و توف با ناپیوستگی روی سنگ‌های قدیمی‌تر قرار گرفته‌اند. جوان‌ترین سنگ در منطقه سنگ‌های رسوبی وابسته به کواترنری هستند که بیش‌تر آبرفت‌ها و روراندگی‌های آبرفتی را تشکیل می‌دهند (شکل ۱).

روش انجام کار

پس از بررسی‌های صحرایی از منطقه و نمونه‌برداری، تعداد ۲۰ نمونه برای تهیه مقاطع نازک انتخاب شدند. پس از تهیه مقاطع میکروسکوپی، بررسی‌های سنگ‌نگاری انجام شد از آن میان، ۹ نمونه با کمترین دگرسانی به آزمایشگاه LABWEST در کشور استرالیا ارسال شدند که اکسیدهای اصلی به روش طیف-سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) با دقت ۰/۱ درصد و عناصر نادر و نادر خاکی با دقت (ppm) به روش طیف‌سنجی نشر اتمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS)

وجود دارد و بلورهای آن به صورت ریز شکل دار و گاهی بی شکل در مقطع پراکنده است (شکل ۴ پ). ژئولیت نیز بسیار کم و از کانی‌های ثانوی در سنگ است که حالت پر مانند دارد.

آمفیبول موجود در سنگ به وجود آمده و در نور طبیعی سبز کمرنگ است (شکل ۳ پ). کوارتز از جمله کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌هاست که به مقدار بسیار کم در سنگ

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های منطقه شمال کبودرآهنگ (برحسب درصد وزنی).

نمونه	NK1	NK2	NK4	NK5	NK6	NK7	NK8	NK9	NK10
SiO ₂	۶۱.۴	۶۰.۶	۶۱.۳	۶۱.۷	۶۰.۶	۶۱.۱	۶۰.۵	۶۰.۸	۶۰.۱
TiO ₂	۰.۵۶	۰.۵۸	۰.۵۷	۰.۵۸	۰.۶۰	۰.۵۷	۰.۶۰	۰.۶۳	۰.۶۰
Al ₂ O ₃	۱۶.۹	۱۷.۷	۱۷.۱	۱۷.۶	۱۷.۴	۱۷.۸	۱۸.۰	۱۷.۳	۱۷.۸
Fe ₂ O ₃	۴.۰۳	۴.۳۰	۴.۲۵	۴.۱۹	۴.۴۰	۴.۲۰	۴.۴۱	۴.۶۹	۴.۴۲
MnO	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۳	۰.۱۵	۰.۱۵	۰.۱۳
MgO	۱.۷۷	۱.۸۴	۱.۸۳	۱.۸۱	۱.۹۵	۱.۸۴	۱.۹۸	۲.۰۴	۱.۹۴
CaO	۳.۹۱	۳.۲۰	۳.۱۲	۳.۳۷	۳.۹۸	۳.۶۲	۳.۰۱	۳.۰۱	۳.۴۷
Na ₂ O	۴.۷۸	۵.۸۴	۵.۷۳	۴.۴۰	۴.۶۸	۵.۸۳	۵.۸۳	۵.۳۶	۵.۵۳
K ₂ O	۲.۱۸	۱.۹۶	۱.۹۲	۱.۷۹	۱.۹۹	۲.۲۵	۱.۹۶	۱.۹۸	۱.۹۳
P ₂ O ₅	۰.۱۸	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۲۱	۰.۱۹	۰.۲۰	۰.۲۰	۰.۱۹
معدن‌ها	۲.۶۶	۲.۲۷	۲.۲۹	۱.۹۲	۲.۳۶	۲.۰۷	۲.۱۷	۲.۲۴	۲.۱۴
Ag	۰.۱۲	۰.۰۸	۰.۰۹	۰.۰۸	۰.۱۰	۰.۰۸	۰.۱۲	۰.۰۸	۰.۰۸
As	۰.۹۰	۰.۸۰	۰.۸۰	۱.۲۰	۱.۲۰	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰	۰.۵۰
Ba	۳.۵۱	۳.۶۶	۳.۵۳	۳.۴۴	۳.۴۴	۳.۳۳	۳.۷۵	۳.۵۵	۳.۵۱
Be	۱.۴۰	۱.۴۰	۱.۴۰	۱.۴۰	۱.۴۰	۱.۴۰	۱.۴۰	۱.۴۰	۱.۴۰
Cd	۰.۱۴	۰.۱۳	۰.۱۷	۰.۱۵	۰.۱۲	۰.۱۱	۰.۲۰	۰.۱۵	۰.۰۶
Co	۹.۶۰	۹.۵۰	۹.۷۰	۹.۶۰	۹.۸۰	۸.۹۰	۹.۷۰	۱۰.۲	۹.۸۰
Cr	۱۴.۰	۱۲.۰	۱۳.۰	۱۳.۰	۲۰.۰	۱۵.۰	۱۷.۰	۱۷.۰	۱۶.۰
Cs	۰.۶۰	۰.۴۰	۰.۴۰	۰.۸۰	۰.۶۰	۰.۳۰	۰.۵۰	۰.۴۰	۰.۷۰
Cu	۱۳.۶	۱۲.۵	۱۳.۶	۱۲.۳	۱۳.۴	۱۱.۹	۱۴.۲	۱۳.۶	۱۲.۶
Ga	۱۸.۱	۱۸.۳	۱۷.۹	۱۷.۷	۱۷.۹	۱۷.۳	۱۷.۷	۱۷.۵	۱۷.۸
Ge	۰.۶۴	۰.۶۴	۰.۶۴	۰.۶۵	۰.۶۵	۰.۶۲	۰.۶۵	۰.۶۶	۰.۶۶
Hf	۲.۷۹	۳.۰۳	۲.۴۵	۳.۷۴	۳.۰۱	۲.۴۸	۱.۷۱	۲.۳۸	۱.۸۹
In	۰.۰۴	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵
Li	۱.۸۸	۱.۴۱	۱.۴۴	۱.۷۳	۱.۸۵	۱.۲۱	۱.۹۲	۱.۶۴	۱.۷۰
La	۲۳.۹	۲۴.۱	۲۲.۲	۱۶.۸	۲۱.۸	۱۳.۵	۲۰.۴	۲۰.۳	۲۰.۹
Ce	۴۴.۳	۴۵.۰	۴۲.۱	۳۷.۲	۴۱.۰	۳۱.۸	۴۰.۷	۳۸.۴	۳۹.۴
Pr	۵.۰۳	۵.۰۷	۴.۷۸	۴.۲۵	۴.۶۲	۳.۴۹	۴.۵۹	۴.۳۰	۴.۴۱
Nd	۱۸.۹	۱۹.۳	۱۸.۰	۱۶.۱	۱۷.۴	۱۳.۲	۱۷.۵	۱۶.۴	۱۶.۸
Sm	۳.۸۹	۳.۹۴	۳.۷۴	۳.۳۷	۳.۵۹	۲.۶۸	۳.۶۱	۳.۳۸	۳.۴۶
Eu	۱.۰۶	۱.۱۰	۱.۰۴	۰.۹۱	۱.۰۰	۰.۷۳	۱.۰۱	۰.۹۳	۰.۹۷
Gd	۳.۶۵	۳.۷۶	۳.۵۶	۳.۲۸	۳.۴۸	۲.۴۹	۳.۳۸	۳.۲۳	۳.۲۸
Tb	۰.۶۴	۰.۶۴	۰.۵۹	۰.۵۶	۰.۶۰	۰.۴۱	۰.۵۷	۰.۵۲	۰.۵۵
Dy	۳.۸۳	۳.۹۵	۳.۵۴	۳.۴۴	۳.۶۶	۲.۴۲	۳.۳۰	۳.۱۱	۳.۲۱
Ho	۰.۷۹	۰.۸۲	۰.۷۱	۰.۷۲	۰.۷۶	۰.۴۹	۰.۶۵	۰.۶۲	۰.۶۳
Er	۲.۳۵	۲.۴۳	۲.۰۲	۲.۲۰	۲.۲۸	۱.۳۴	۱.۸۱	۱.۷۷	۱.۷۲
Tm	۰.۳۳	۰.۳۴	۰.۲۸	۰.۳۱	۰.۳۱	۰.۱۸	۰.۲۴	۰.۲۴	۰.۲۳
Yb	۲.۱۱	۲.۲۴	۱.۷۲	۲.۰۷	۲.۰۹	۱.۱۳	۱.۵۲	۱.۵۰	۱.۴۵
Lu	۰.۳۱	۰.۳۲	۰.۲۶	۰.۳۱	۰.۳۱	۰.۱۶	۰.۲۲	۰.۲۱	۰.۲۱
Mo	۰.۵۰	۰.۴۰	۰.۳۰	۰.۲۰	۰.۵۰	۰.۴۰	۰.۳۰	۰.۳۰	۰.۴۰
Nb	۹.۹۰	۹.۹۰	۱۰.۰	۱۰.۱	۹.۶۰	۹.۹۰	۱۰.۰	۹.۵۰	۹.۹۰
Ni	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰
Pb	۷.۴۰	۶.۶۰	۶.۲۰	۱۰.۳	۸.۴۰	۷.۵۰	۱۲.۴	۱۲.۸	۴.۱۰
Rb	۶۹.۱	۷۰.۱	۶۱.۳	۴۵.۴	۶۶.۱	۶۱.۴	۷۳.۹	۶۴.۶	۵۲.۳
Re	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱
S	۵۰.۰	۵۰.۰	۵۰.۰	۵۰.۰	۵۰.۰	۵۰.۰	۵۰.۰	۵۰.۰	۱۹.۷
Sb	۰.۱۰	۰.۲۰	۰.۲۰	۰.۲۰	۰.۲۰	۰.۱۰	۰.۲۰	۰.۲۰	۰.۳۰
Sc	۱۰.۰	۱۱.۰	۹.۰۰	۸.۰۰	۱۰.۰	۶.۰۰	۱۰.۰	۱۰.۰	۱۰.۰
Se	۰.۵۶	۰.۶۲	۰.۵۹	۰.۶۳	۰.۵۶	۰.۴۶	۰.۵۵	۰.۴۲	۰.۵۴
Sn	۱.۲۰	۱.۳۰	۱.۳۰	۱.۳۰	۱.۲۰	۱.۲۰	۱.۴۰	۱.۳۰	۱.۳۰
Sr	۲۶۶	۳۰.۷	۲۷۵	۲۵۱	۲۷۷	۲۵۹	۳۱۳	۳۴۱	۳۱۴
Ta	۰.۵۳	۰.۵۴	۰.۵۶	۰.۵۹	۰.۵۲	۰.۵۶	۰.۵۶	۰.۵۷	۰.۵۴
Te	۰.۲۰	۰.۲۰	۰.۲۰	۰.۲۰	۰.۲۰	۰.۲۰	۰.۲۰	۰.۲۰	۰.۲۰
Th	۵.۱۶	۵.۴۵	۴.۴۶	۵.۰۱	۴.۹۱	۳.۶۲	۴.۱۴	۴.۴۳	۴.۵۲
Tl	۰.۲۰	۰.۳۰	۰.۳۰	۰.۲۰	۰.۲۰	۰.۳۰	۰.۳۰	۰.۳۰	۰.۳۰
U	۱.۱۹	۱.۲۱	۰.۸۰	۱.۳۸	۱.۲۴	۰.۸۱	۰.۶۵	۰.۸۵	۰.۷۰
V	۶۶.۰	۷۰.۰	۶۷.۰	۶۶.۰	۷۰.۰	۶۵.۰	۷۱.۰	۷۷.۰	۷۳.۰
W	۰.۷۰	۰.۸۰	۰.۷۰	۰.۷۰	۰.۷۰	۰.۷۰	۰.۷۰	۰.۷۰	۰.۷۰
Y	۲۰.۹	۲۱.۶	۱۸.۴	۱۸.۷	۲۰.۱	۱۱.۷	۱۷.۸	۱۶.۳	۱۶.۶
Zn	۷۲.۲	۷۶.۴	۸۵.۴	۷۳.۷	۷۲.۹	۵۸.۲	۸۵.۲	۷۸.۳	۶۰.۸
EuEu*	۰.۸۶	۰.۸۸	۰.۸۸	۰.۸۴	۰.۸۷	۰.۸۷	۰.۸۹	۰.۸۵	۰.۸۹
(La,Yb)n	۷.۵۷	۷.۱۹	۸.۶۳	۵.۴۳	۶.۹۷	۷.۹۹	۸.۹۷	۹.۰۵	۹.۶۴

جدول ۲ نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی آمفیبول در نمونه‌های منطقه کبودرآهنگ.

نمونه	NK5-1	NK5-2	NK5-3	NK5-4	NK5-5	NK5-11	NK5-12	NK5-13	NK9-14	NK9-15
SiO ₂	۴۳/۰	۴۲/۸	۴۲/۸	۴۲/۸	۴۲/۷	۴۲/۸	۴۲/۰	۴۱/۰	۴۲/۷	۴۳/۰
TiO ₂	۲/۲۲	۲/۳۸	۲/۲۱	۲/۳۹	۲/۱۴	۲/۲۳	۲/۲۵	۲/۳۴	۲/۲۶	۲/۲۹
Al ₂ O ₃	۱۱/۱	۱۱/۰	۱۱/۸	۱۱/۱	۱۰/۹	۱۱/۵	۱۱/۸	۱۱/۹	۱۱/۵	۱۱/۳
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱
FeO	۱۳/۲	۱۳/۸	۱۳/۳	۱۳/۴	۱۴/۷	۱۲/۸	۱۳/۰	۱۳/۸	۱۳/۹	۱۳/۷
MnO	۰/۱۶	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۲۵	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۴
MgO	۱۳/۵	۱۳/۱	۱۳/۰	۱۳/۰	۱۲/۵	۱۲/۹	۱۲/۹	۱۲/۲	۱۳/۰	۱۲/۷
CaO	۱۱/۳	۱۱/۲	۱۱/۲	۱۱/۰	۱۰/۸	۱۱/۰	۱۱/۲	۱۱/۲	۱۱/۳	۱۱/۰
Na ₂ O	۱/۷۱	۱/۵۹	۰/۰۰	۱/۴۶	۱/۶۳	۱/۵۵	۱/۶۰	۱/۵۳	۱/۴۱	۱/۵۳
K ₂ O	۰/۴۰	۰/۴۳	۰/۴۰	۰/۴۱	۰/۴۵	۰/۴۳	۰/۳۹	۰/۴۶	۰/۴۳	۰/۴۴
P ₂ O ₅	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱
NiO	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
مجموع	۹۶/۹	۹۶/۹	۹۵/۱	۹۶/۳	۹۶/۲	۹۵/۷	۹۵/۶	۹۵/۵	۹۶/۹	۹۶/۴
Si	۶/۲۶	۶/۲۶	۶/۲۴	۶/۲۷	۶/۲۸	۶/۳۰	۶/۲۰	۶/۱۹	۶/۲۲	۶/۳۰
Ti	۰/۲۴	۰/۲۶	۰/۲۴	۰/۲۶	۰/۲۳	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۲۶	۰/۲۴	۰/۲۵
Al	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۲۸	۰/۲۱	۱/۷۱	۰/۳۰	۰/۲۵	۱/۸۰	۰/۲۰	۰/۲۵
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ²⁺	۰/۶۴	۰/۷۰	۰/۲۲	۰/۶۹	۰/۷۲	۰/۶۹	۰/۶۵	۰/۸۰	۰/۶۲	۰/۷۴
Fe ³⁺	۰/۹۶	۰/۹۸	۱/۳۹	۰/۹۵	۱/۰۸	۰/۸۸	۰/۹۵	۰/۹۰	۱/۰۷	۰/۹۳
Mn	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳
Mg	۲/۹۴	۲/۸۵	۲/۸۲	۲/۸۵	۲/۷۴	۲/۸۴	۲/۸۵	۲/۷۱	۲/۸۲	۲/۷۸
Ca	۱/۷۷	۱/۷۶	۱/۷۵	۱/۷۶	۱/۷۱	۱/۷۴	۱/۷۷	۱/۷۸	۱/۷۶	۱/۷۴
Na	۰/۲۵	۰/۲۱	۰/۰۰	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۱۷
K	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۸	۱/۷۶	۰/۰۸
مجموع	۱۵/۳	۱۵/۲	۱۴/۸	۱۵/۲	۱۵/۲	۱۵/۲	۱۵/۳	۱۵/۳	۱۵/۲	۱۵/۲
Alvi	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۲۸	۰/۲۱	۰/۱۷	۰/۳۰	۰/۲۸	۰/۲۸	۰/۲۰	۰/۲۵
Aliv	۱/۷۳	۱/۷۳	۱/۷۵	۱/۷۲	۱/۷۱	۱/۶۹	۱/۷۹	۱/۸۰	۱/۷۷	۱/۶۹
BNa	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۰۰	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۲۵	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۲۳	۰/۲۶
BCa	۱/۷۷	۱/۷۶	۱/۷۵	۱/۷۶	۱/۷۱	۱/۷۴	۱/۷۷	۱/۷۸	۱/۷۶	۱/۷۴

ادامه جدول ۲ نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی آمفیبول در نمونه‌های منطقه کبودرآهنگ.

نمونه	NK9-16	NK9-17	NK9-18	NK9-19	NK9-20	NK9-21	NK9-22	NK9-23	NK9-24
SiO ₂	۴۳/۳	۴۲/۴	۴۳/۴	۴۳/۶	۴۳/۸	۴۳/۶	۴۳/۳	۴۳/۲	۴۲/۸
TiO ₂	۲/۳۲	۲/۳۰	۲/۳۰	۲/۲۶	۲/۱۵	۲/۴۱	۲/۳۶	۲/۳۰	۲/۳۳
Al ₂ O ₃	۱۱/۱	۱۱/۸	۱۰/۵	۱۱/۷	۱۱/۴	۱۱/۰	۱۱/۵	۱۱/۵	۱۱/۶
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
FeO	۱۳/۶	۱۴/۶	۱۴/۳	۱۳/۲	۱۳/۳	۱۴/۷	۱۳/۲	۱۳/۶	۱۳/۵
MnO	۰/۲۳	۰/۲۷	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۷	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۲۴
MgO	۱۲/۹	۱۲/۳	۱۲/۷	۱۳/۰	۱۳/۰	۱۲/۲	۱۲/۷	۱۲/۸	۱۲/۵
CaO	۱۱/۲	۱۱/۱	۱۱/۱	۱۱/۳	۱۱/۱	۱۱/۰	۱۱/۱	۱۱/۱	۱۱/۲
Na ₂ O	۱/۵۱	۱/۶۱	۱/۷۹	۱/۷۱	۰/۰۰	۱/۵۳	۱/۵۰	۱/۵۰	۱/۶۷
K ₂ O	۰/۴۲	۰/۴۲	۰/۴۵	۰/۴۱	۰/۳۹	۰/۴۲	۰/۴۳	۰/۴۳	۰/۴۴
P ₂ O ₅	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱
NiO	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰
مجموع	۹۶/۸	۹۶/۸	۹۷/۱	۹۷/۵	۹۵/۵	۹۷/۳	۹۶/۶	۹۶/۸	۹۶/۵
Si	۶/۳۳	۶/۲۱	۶/۳۵	۶/۲۹	۶/۳۵	۶/۳۵	۶/۳۲	۶/۲۹	۶/۲۸
Ti	۰/۲۵	۰/۲۲	۰/۲۵	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۲۵
Al	۰/۲۴	۰/۲۶	۰/۱۸	۰/۳۰	۰/۳۰	۰/۲۵	۰/۳۱	۰/۲۷	۰/۳۰
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ²⁺	۰/۷۸	۰/۷۳	۰/۸۸	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۸۷	۰/۷۷	۰/۷۱	۰/۸۵
Fe ³⁺	۰/۸۸	۱/۰۵	۰/۸۷	۰/۸۴	۱/۳۳	۰/۹۱	۰/۸۴	۰/۹۴	۰/۸۰
Mn	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳
Mg	۲/۸۰	۲/۶۹	۲/۷۷	۲/۸۱	۲/۸۱	۲/۶۵	۲/۷۸	۲/۷۸	۲/۷۵
Ca	۱/۷۶	۱/۷۴	۱/۷۴	۱/۷۵	۱/۷۳	۱/۷۱	۱/۷۴	۱/۷۳	۱/۷۶
Na	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۲۵	۰/۲۳	۰/۰۰	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۲۴
K	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۸
مجموع	۱۵/۲	۱۵/۲	۱۵/۳	۱۵/۳	۱۴/۸	۱۵/۲	۱۵/۲	۱۵/۲	۱۵/۳
Al ^{VI}	۰/۲۴	۰/۲۶	۰/۱۸	۰/۳۰	۰/۳۰	۰/۲۵	۰/۳۱	۰/۲۷	۰/۳۰
Al ^{IV}	۱/۶۷	۱/۷۸	۱/۶۴	۱/۷۰	۱/۶۴	۱/۶۴	۱/۶۷	۱/۷۰	۱/۷۱
BNa	۰/۲۳	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۲۴	۰/۰۰	۰/۲۸	۰/۲۵	۰/۲۶	۰/۲۳
BCa	۱/۷۶	۱/۷۴	۱/۷۴	۱/۷۵	۱/۷۳	۱/۷۱	۱/۷۴	۱/۷۳	۱/۷۴

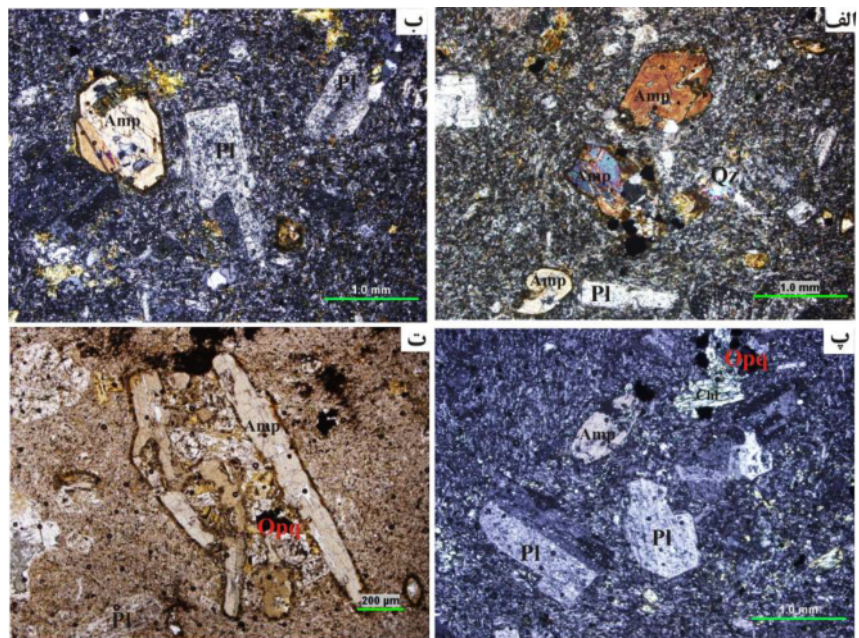
جدول ۳ نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی پلاژیوکلاز در نمونه‌های منطقه کبودرآهنگ.

نمونه	NK5-6	NK5-7	NK5-8	NK5-9	NK5-10	NK9-25	NK9-26	NK9-27	NK9-28	NK9-29	NK9-30
-------	-------	-------	-------	-------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------

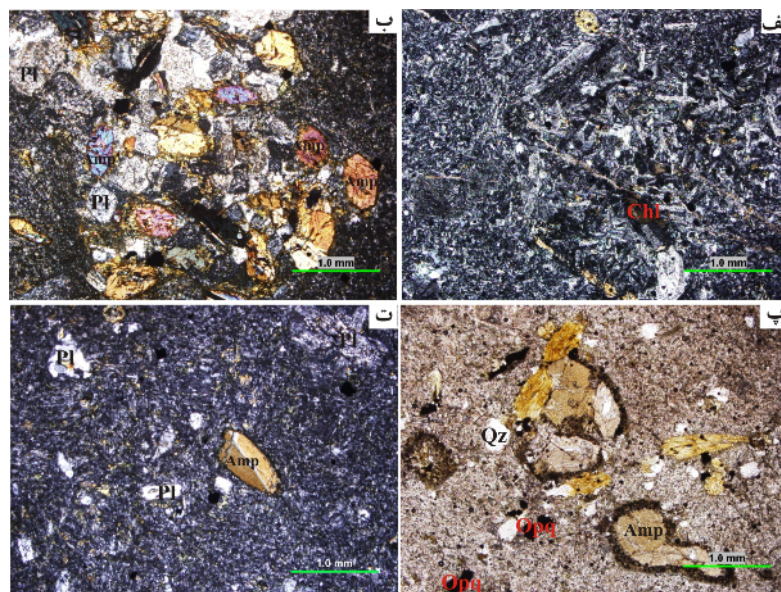
SiO ₂	۶۷.۱	۶۸.۰	۶۷.۹	۶۸.۶	۶۷.۸	۶۸.۴	۶۷.۶	۶۸.۲	۶۶.۹	۶۷.۸	۶۸.۵
Al ₂ O ₃	۲۲.۲	۲۱.۳	۲۰.۷	۲۰.۶	۲۰.۰	۲۱.۳	۲۰.۰	۱۹.۶	۲۱.۵	۲۲.۳	۲۱.۱
FeO	۰.۰۷	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۶	۰.۰۴	۰.۰۱	۰.۰۲
K ₂ O	۰.۵۶	۰.۰۸	۰.۰۹	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۰	۰.۰۹	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۱	۰.۱۳
CaO	۳.۲۶	۱.۸۷	۱.۷۲	۰.۹۳	۱.۸۵	۱.۷۰	۲.۱۸	۰.۵۱	۲.۰۲	۲.۶۱	۱.۷۶
Na ₂ O	۶.۰۸	۸.۸۰	۸.۹۰	۸.۹۳	۸.۹۸	۷.۵۳	۸.۶۴	۹.۸۱	۸.۶۶	۷.۵۵	۷.۸۲
TiO ₂	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
MgO	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۶	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱
MnO	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱
Cr ₂ O ₃	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
مجموع	۹۹.۵	۱۰۰	۹۹.۵	۹۹.۳	۹۸.۸	۹۹.۱	۹۹.۰	۹۸.۳	۹۹.۳	۱۰۰	۹۹.۴
Si	۲.۹۲	۲.۹۵	۲.۹۶	۲.۹۹	۲.۹۸	۲.۹۷	۲.۹۶	۳.۰۰	۲.۹۳	۲.۹۲	۲.۹۷
Al	۱.۱۴	۱.۰۹	۱.۰۶	۱.۰۶	۱.۰۳	۱.۰۹	۱.۰۶	۱.۰۲	۱.۱۱	۱.۱۳	۱.۰۸
Ti	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Fe ²⁺	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Ca	۰.۱۵	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۰۴	۰.۰۸	۰.۰۷	۰.۱۰	۰.۰۲	۰.۰۹	۰.۱۲	۰.۰۸
Na	۰.۵۱	۰.۷۴	۰.۷۵	۰.۷۵	۰.۷۶	۰.۶۳	۰.۷۳	۰.۸۳	۰.۷۳	۰.۶۳	۰.۶۵
K	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
مجموع	۴.۷۷	۴.۸۷	۴.۸۷	۴.۸۵	۴.۸۸	۴.۷۹	۴.۸۷	۴.۹۰	۴.۸۸	۴.۸۲	۴.۸۱
Ab	۷۳.۷	۸۹.۰	۸۹.۸	۹۳.۸	۸۹.۱	۸۸.۲	۸۷.۲	۹۶.۷	۸۸.۱	۸۲.۹	۸۸.۰
An	۲۱.۸	۱۰.۴	۹.۵۹	۵.۴۰	۱۰.۱	۱۱.۰	۱۲.۱	۲.۷۸	۱۱.۳	۱۵.۸	۱۰.۹
Or	۴.۴۷	۰.۵۳	۰.۶۰	۰.۷۶	۰.۷۲	۰.۷۷	۰.۶۰	۰.۴۵	۰.۴۷	۱.۱۶	۰.۹۶



شکل ۲ الف) ساخت منشوری که ستون‌های آندزیتی به صورت عمود روی لایه‌های افقی ماسه سنگی قرار گرفته‌اند. ب) نمونه‌دستی این سنگ‌ها.



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از الف و ب) بافت پورفیری با درشت بلورهای آمفیبول و پلاژیوکلاز (در نور قطبیده متقاطع، XPL)، پ) بافت غربالی و خوردگی خلیجی در پلاژیوکلازها (XPL)، ت) کانی‌های آمفیبول که در مقاطع طولی به صورت رشته ای هستند، به همراه کانی‌های پلاژیوکلاز (در نور قطبیده، صفحه‌ای PPL). نشانه‌های اختصاری برگرفته از مرجع [۱۲] هستند.

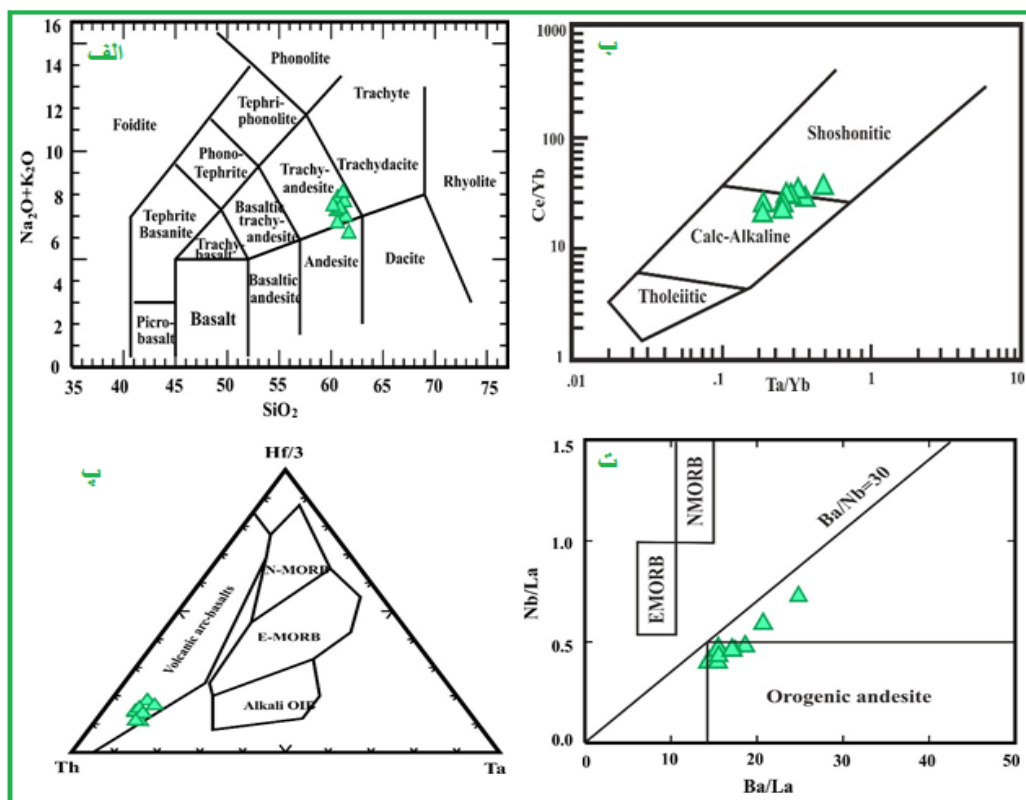


شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی از (الف) بافت ریزسنگی در سنگ‌های منطقه مورد بررسی (XPL)، (ب) بافت گلوپروپیری ناشی از انباشت کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز (XPL)، (پ) کانی‌های آمفیبول با لبه سوخته یا آپاسیتی شده و کانی‌های ثانوی کوارتز و کلریت و کانی‌های کدر ناشی از دگرسانی آمفیبول‌ها (PPL)، (ت) کانی‌های پلاژیوکلاز با لبه غبارآلود (XPL). نشانه‌های اختصاری برگرفته از مرجع [۱۲] هستند.

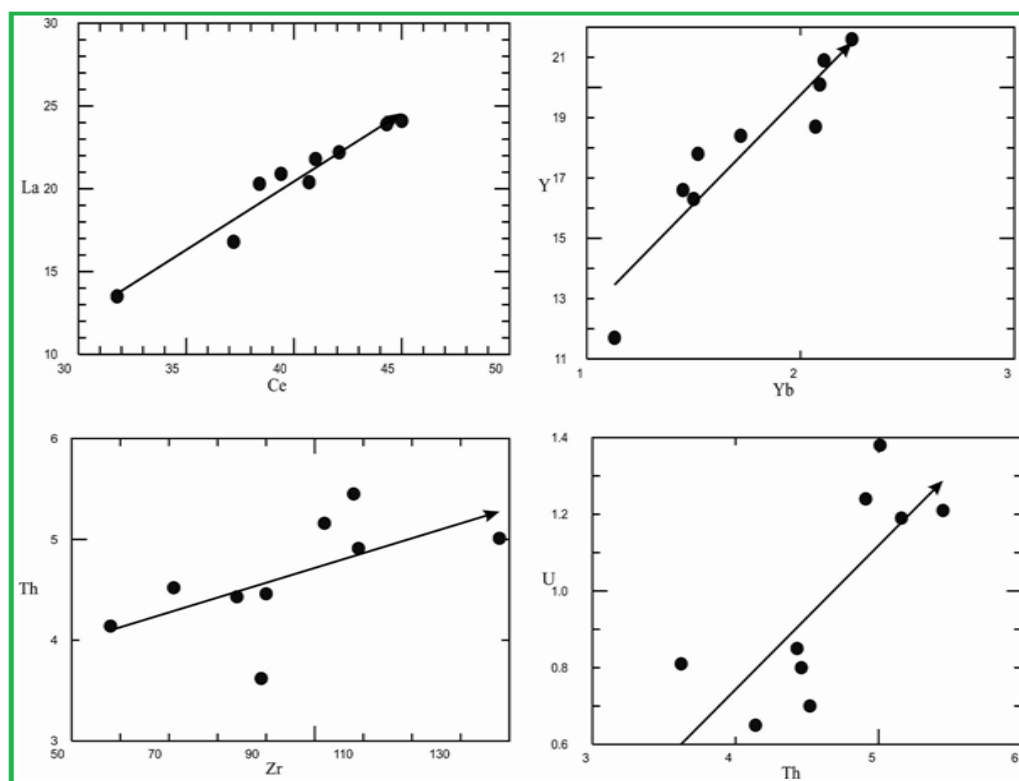
زمین‌شیمی

مورد بررسی در نمودار Nb/La نسبت به Ba/La [۱۷، ۱۸] در گستره آندزیت‌های کوهزایی قرار می‌گیرند (شکل ۵ ت). به منظور بررسی دقیق‌تر خاستگاه ماگمای سازنده سنگ‌های مورد بررسی، از نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار نسبت به عناصر سازگار و یا ناسازگار و همچنین از نسبت‌های آن‌ها مقابل هم استفاده شد. به باور راجرز و همکاران [۱۹]، روندهای رسم شده در نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار نسبت به ناسازگار در صورتی که خطی و صعودی باشند و از مبدا مختصات عبور کنند و یا در نمودارهای تغییرات عناصر سازگار-ناسازگار به صورت منفی و کاهشی باشند، می‌توان گفت که تبلور جدایشی نقشی اساسی در دگرگونی سنگ‌های منطقه داشته است. تغییرات عناصر ناسازگار نسبت به هم برای نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای Ce-La، Yb-Y، Th-Zr و Th-U شکل ۶ نشان داده شده است. در همه این نمودارها، روند تغییرات نمونه‌های مورد بررسی خطی و یا تقریباً خطی و صعودی است و از مبدا مختصات نیز عبور می‌کنند. در نتیجه، فرآیند اصلی در دگرگونی سنگ‌های منطقه تبلور جدایشی بوده است. برای تشخیص فرآیندهای تبلور جدایشی همراه با هضم (AFC) و تبلور جدایشی (FC) از نمودار K_2O/Na_2O نسبت به Rb/Zr [۲۰] (شکل ۷ الف) استفاده شد. چنان که دیده می‌شود نمونه‌های مورد بررسی از روند AFC پیروی می‌کنند.

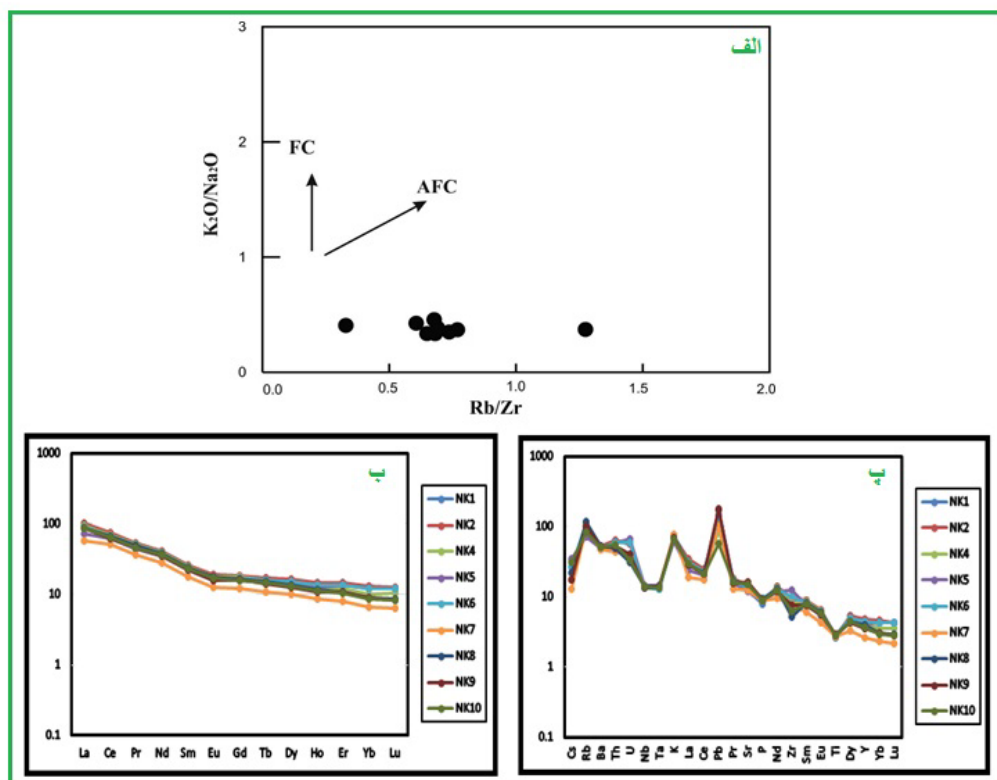
براساس نتایج تجزیه شیمیایی (جدول ۱)، در نمودار مجموع قلیایی (Na_2O+K_2O) نسبت به SiO_2 [۱۳]، سنگ‌های مورد بررسی در گستره آندزیت و تراکی آندزیت قرار دارند (شکل ۵ الف). از آنجاکه ممکن است عناصر قلیایی طی فرآیندهای دگرسانی از سنگ خارج شوند ماهیت و نوع سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی در نمودارهای مختلف با استفاده از عناصر نادر نیز بررسی شد. با توجه به نمودار Ce/Yb نسبت به Ta/Yb [۱۴]، نمونه‌ها در گستره آهکی قلیایی تا شوشونیتی قرار دارند (شکل ۵ ب). نمودارهای تفکیک محیط‌های زمین-ساختی بر پایه عناصر نادر نامتحرک استوار بوده و برای سنگ‌های دگرسان و دگرگون قابل استفاده هستند. در بیشتر این نمودارها، از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) استفاده می‌شود. آندزیت‌ها بیشتر در مناطق فرورانش (قوس جزایر و کرانه‌های فعال قاره‌ای) وجود داشته و ترکیب آن‌ها در این محیط‌ها به فرآیندهای درونی در مرزهای همگرا بستگی دارد [۱۵]. سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی نیز در نمودارهای تفکیک محیط‌های زمین-ساختی در گستره قوس آتشفشانی وابسته به فرورانش واقع هستند. به عنوان نمونه، در نمودار مثلی-ثی-تال Hf_3-Ta [۱۶] این سنگ‌ها در گستره بازالت‌های وابسته به قوس آتشفشانی (VAB) قرار دارند (شکل ۵ پ). سنگ‌های



شکل ۵ الف) نمودار مجموع قلیایی ها ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) نسبت به SiO_2 [۱۳] ب) نمودار Ce/Yb نسبت به Ta/Yb [۱۴]، پ) نمودار Th-Hf/3-Ta [۱۶]، ت) نمودار Nb/La نسبت به Ba/La [۱۷، ۱۸].



شکل ۶ نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار نسبت به ناسازگار [۱۹].



شکل ۷ الف) نمودار K_2O/Na_2O نسبت به Rb/Zr [۲۰]، ب) نمودار عناصر خاکی نادر REE بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۱]، پ) نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۲۱].

نسبت La/Nb بیش از ۱/۵ در نمونه نشان دهنده احتمال وجود آلودگی پوسته‌ای است. مقدار متوسط این نسبت در نمونه‌های مورد بررسی ۲/۰۷ است که این نسبت نیز وجود آلودگی پوسته‌ای را تأیید می‌کند.

نمودار $Nb/U-Nb$ [۳۱] نیز می‌تواند به خوبی نشانگر وجود آلودگی پوسته‌ای باشد (شکل ۸ الف). در این نمودار، تهی‌شدگی از Nb و غنی‌شدگی $LREE$ نشانگر ترکیب مواد پوسته‌ای است، به طوری که مقادیر پایین Nb/U و بالای La/Nb سنگ‌ها نسبت به ترکیب‌های گوشته، بیانگر نقش آلودگی پوسته‌ای ماگماهای سازنده سنگ‌هاست. بر اساس این نمودار، نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی پوسته‌قاره‌ای واقع هستند که بیانگر آلودگی پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه است. از نمودار $Rb/Y-Nb/Rb$ برای تشخیص غنی‌شدگی به وسیله سیال‌ها در پهنه فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای و غنی‌شدگی در جایگاه درون صفحه‌ای می‌توان استفاده کرد. روندهای عمومی در این نمودار ناشی از غنی‌شدگی در پهنه فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای است و به این ترتیب، مقدار Rb در نسبت Rb/Y بالا می‌رود. این در حالی است که در جایگاه غنی‌شدگی درون صفحه‌ای، روندی

در نمودار عناصر خاکی نادر (REE) بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۱] (شکل ۷ ب)، غنی‌شدگی $LREE$ ‌ها نسبت به $HREE$ ‌ها $(La/Yb)_n = 5.43-9.64$ به همراه غنی‌شدگی $LILE$ ‌ها و تهی‌شدگی $HFSE$ ‌ها در گدازه‌های منطقه مورد بررسی بیانگر وابستگی آنها به مناطق فرورانش است [۲۲-۲۴]. در نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۲۱] (شکل ۷ پ)، سنگ‌های مورد بررسی ناهنجاری مثبت از Rb , Ba , K , Pb , Nd همراه با ناهنجاری منفی از Nb , Zr , Ti را نشان می‌دهند. غنی‌شدگی $LILE$ ‌ها از جمله K , Rb , Pb و نیز تهی‌شدگی $HFSE$ ‌ها مانند Nb , Zr , Ti نشان دهنده ارتباط فعالیت آتشفشانی منطقه با فرورانش است [۲۵]. غنی‌شدگی Th , U به احتمال بسیار ناشی از آلودگی پوسته‌ای یا ویژگی‌های خاستگاه وابسته است [۱۷]. غنی‌شدگی نمایان از Pb در این نمودارها را می‌توان به عملکرد مذاب برآمده از ذوب‌بخشی بالای صفحه‌ی فرورونده نسبت داد [۲۶، ۲۷]. همچنین غنی‌شدگی این عنصر را شاید بتوان با آلودگی ماگما با مواد پوسته‌قاره‌ای طی بالا آمدن ماگما، توجیه کرد [۲۸، ۲۹]. هم چنین به عقیده برخی پژوهشگران [۳۰]،

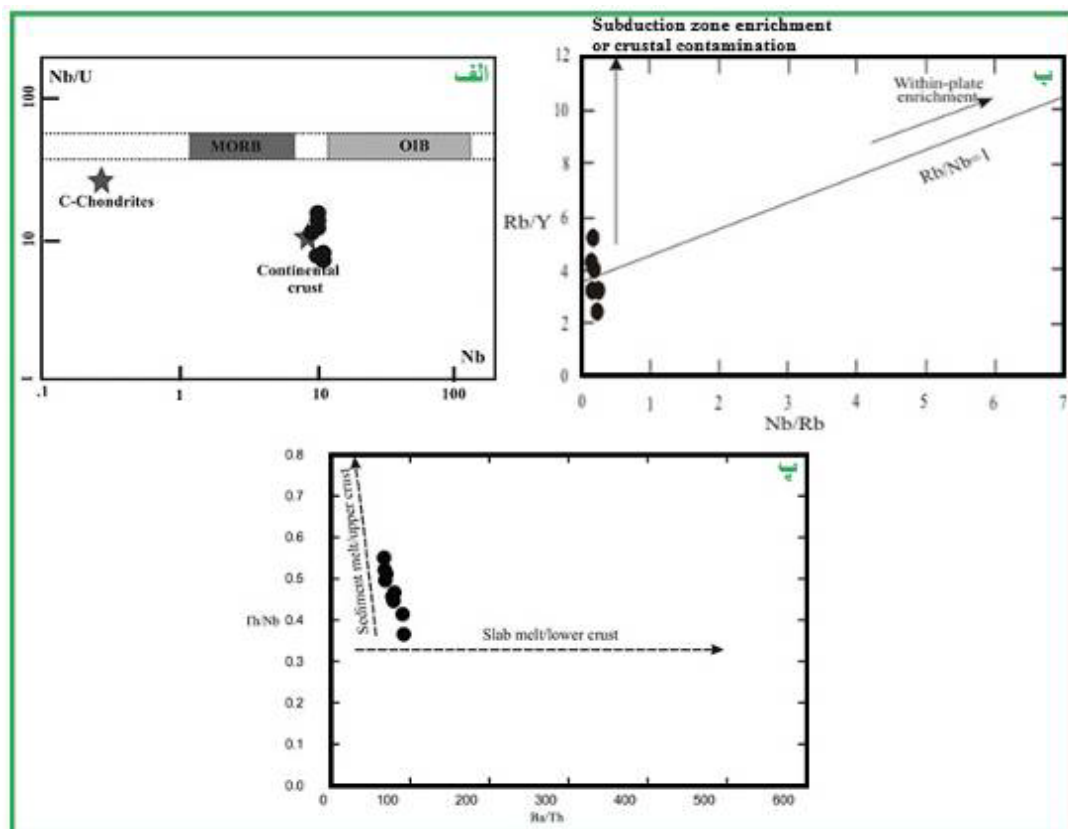
ذوب رسوب‌ها یا پوسته بالایی است [۳۶]. براساس این نمودار، نمونه‌های مورد بررسی روند دگرنهادی بوسیله مذاب برآمده از ذوب رسوب‌ها و یا پوسته بالایی را نشان می‌دهند (شکل ۸ پ).

شیمی کانی

به منظور بررسی دقیق رفتار زمین شیمیایی عناصر در ساختار کانی‌ها و تکمیل یافته‌های کانی شناسی، پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری و تهیه مقاطع نازک صیقلی، تعداد ۴۰ نقطه از کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز به روش ریزپردازش الکترونی تجزیه شدند (جدول‌های ۲ و ۳).

آمفیبول: این کانی از جمله کانی‌های کلیدی و بسیار ارزشمند برای بررسی‌های سنگ‌شناسی است. این کانی به علت حضور تقریباً فراگیر در همه طیف ترکیبی سنگ‌های سری‌های مختلف، کانی با اهمیتی برای تعیین دما و فشار در این گونه توده‌ها به شمار می‌رود. نتایج تجزیه نقطه‌ای درشت بلورهای آمفیبول موجود در سنگ‌های منطقه مورد بررسی در جدول ۲ ارائه شده است.

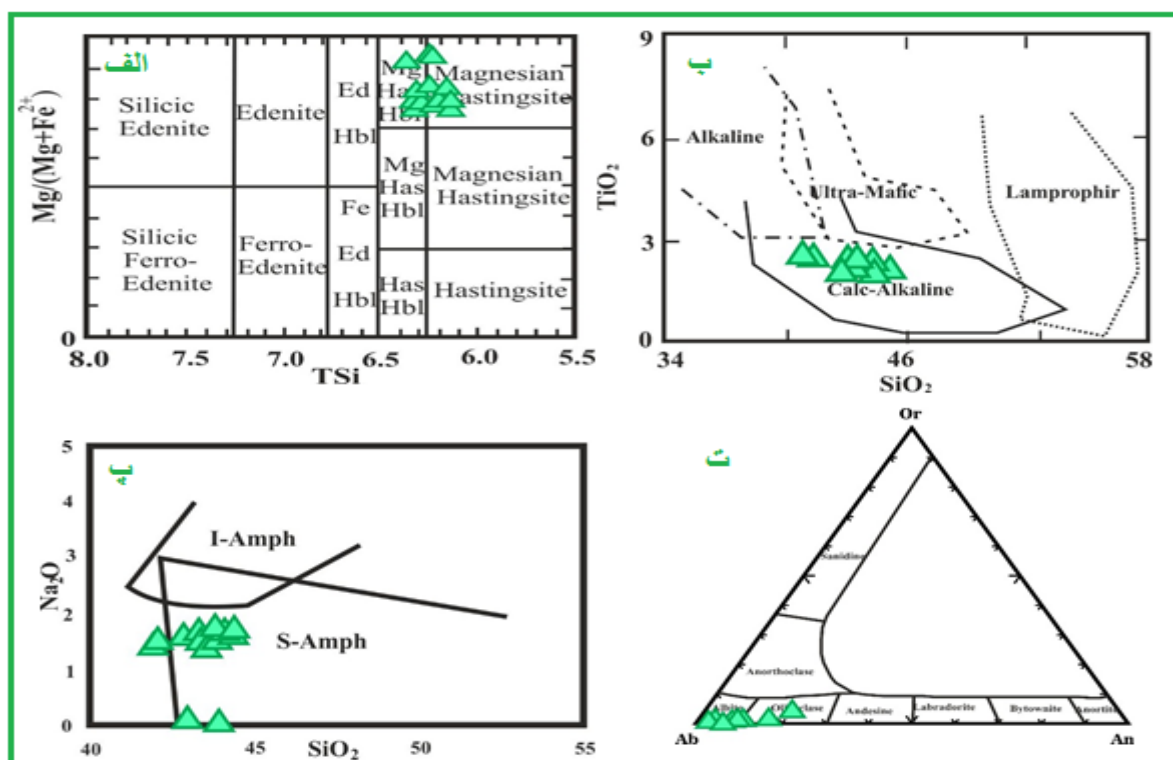
مثبت بین Rb و Nb دیده می‌شود که در آن نسبت Nb/Y برابر با یک است [۳۲]. با پیاده کردن مقادیر مربوط به سنگ‌های منطقه مورد بررسی بر این نمودار، روند غنی‌شدگی در پهنه فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای آشکارا قابل مشاهده است (شکل ۸ ب). نمودار Th/Nb نسبت به Ba/Th [۳۳] بر پایه سه عنصر Nb، Th، Ba طراحی شده است (شکل ۸ پ). این عناصر با اینکه دارای ضرایب جدایش بالا و نزدیک بهم هستند، اما در محیط‌های فرورانش رفتار متفاوتی دارند [۳۳، ۳۴]. Ba در گستره دمایی وسیعی متحرک بوده و Th در سیال‌های کم دما غیرمتحرک اما در سیال‌های دمای بالا و مذاب گوشته‌ای متحرک است [۳۴، ۳۵]. از این رو از نسبت‌های Ba/Th به Th/Nb می‌توان برای تعیین میزان دخالت رسوب‌ها یا نقش سیال‌ها در خاستگاه ماگما به ویژه در مناطق فرورانش استفاده کرد [۳۴]. رفتار عناصر نادر نشان می‌دهد که نسبت‌های بالای Ba/Th باید به دگرنهادی خاستگاه گوشته‌ای بوسیله سیال‌های برآمده از ورقه مربوط باشد، در حالی که نسبت‌های بالای Th/Nb به احتمال بسیار مربوط به مشارکت مذاب برآمده از



شکل ۸ الف) نمودار Nb/U-Nb [۳۱]، ب) نمودار Rb/Y-Nb/Rb [۳۲]، پ) نمودار Th/Nb نسبت به Ba/Th [۳۶].

پلاژیوکلاز: این کانی فراوان‌ترین کانی در سنگ‌های مورد بررسی است که به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار به طور میانگین حدود ۴۰-۶۰ درصد کانی‌های سنگ را تشکیل می‌دهد. فرمول عمومی پلاژیوکلازها به صورت $XAl_{(1-2)}Si_{(3-2)}O_8$ است که در آن X می‌تواند Na، K و یا Ca باشد و فرمول ساختاری آن‌ها بر اساس ۸ اکسیژن محاسبه می‌شود [۴۱]. در تقسیم‌بندی مثلی آل‌بیت-آرتوز-آنورتیت [۴۱]، آن‌ها در گستره آل‌بیت تا الیگوکلاز قرار دارند (شکل ۹ ت). مقدار آنورتیت از ۲/۷۸ تا ۲۱/۸۴ درصد تغییر می‌کند و میانگین آن ۱۱/۰۴ درصد است و همچنین مقدار آل‌بیت آن از ۷۳/۷ تا ۹۶/۷۷ درصد تغییر می‌کند که میانگین آن ۸۶/۹۰ درصد است. بنابراین بیشتر پلاژیوکلازها از نوع سدیمی هستند. نتایج تجزیه‌ای پلاژیوکلاز سنگ‌های مورد بررسی در جدول ۳ آمده است.

کاتیون‌ها و فرمول ساختاری آمفیبول بر اساس ۲۳ اکسیژن محاسبه شد. همچنین تفکیک مقادیر Fe^{2+} و Fe^{3+} در فرمول ساختاری آمفیبول به روش مرجع [۳۷] انجام شد. آمفیبول‌های مورد بررسی بر اساس رده‌بندی مرجع [۳۸] در گروه آمفیبول-های کلسیمی با $(Na+K) < 0.5$ و $Ca > 1.5$ قرار دارند. ترکیب این کانی بر اساس روش مرجع [۳۸] در زیر رده منیزیوهورنبلند تا هاستینگزیت قرار می‌گیرد (شکل ۹ الف). دروپ [۳۹] نیز نموداری را برای تفکیک آمفیبول‌های وابسته به سری‌های آهکی قلیایی، قلیایی، فرامافیک و لامپروفیری از هم بر اساس میزان SiO_2 و TiO_2 (شکل ۹ ب) طراحی کرده است. با توجه به این نمودار، همه نمونه‌های مورد بررسی در گستره آهکی قلیایی واقع هستند. بر اساس رده‌بندی زمین-ساختی ماگمایی مرجع [۴۰]، آمفیبول‌های منطقه در گستره‌ی آمفیبول‌های وابسته به مناطق فرورانش قرار دارند (شکل ۹ پ).



شکل ۹ الف) ترکیب کانی آمفیبول بر اساس روش مرجع [۳۸]، ب) نمودار SiO_2 نسبت به TiO_2 [۳۹]، پ) رده بندی زمین‌ساختی ماگمایی آمفیبول‌ها که بر اساس آن آمفیبول‌های مورد بررسی در گستره آهکی قلیایی قرار دارند [۴۰]، ت) تقسیم‌بندی مثلی آل‌بیت-آرتوز-آنورتیت [۴۱].

پژوهش‌های سنگ‌شناسی و بررسی نتایج تجزیه‌های شیمیایی نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی در منطقه مورد بررسی ترکیبی از سنگ‌های آندزیت و تراکی آندزیت را در بر دارند. از نظر شیمیایی، آندزیت‌های منطقه مورد بررسی وابسته به مجموعه آهکی قلیایی و سرشار از Al بوده و دارای ۱۶ تا ۱۸ درصد Al_2O_3 هستند که این از ویژگی‌های سنگ‌های حدواسط کوهزایی است. غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) ممکن است ناشی از دگرگونی ماگمایی در سنگ‌های دگرگونه منطقه باشند [۴۲]. همچنین، شیب منفی نمودار REE از ویژگی‌های ماگماهای آهکی قلیایی، قلیایی و شوشونیتی است و با توجه به شباهت روندها و ناهنجاری‌ها، سنگ‌های آتشفشانی منطقه دارای یک خاستگاه ماگمایی هستند. غنی‌شدگی LILEها مانند Pb, Rb, K و نیز تهی‌شدگی HFSEها مانند Nb, Zr, Ti نشان دهنده ارتباط فعالیت آتشفشانی منطقه با فرورانش است [۲۱]. غنی‌شدگی Th, U به احتمال بسیار به دلیل آلودگی پوسته‌ای یا ویژگی‌های خاستگاه وابسته است. تهی‌شدگی عناصر Ta, Nb, Ti به جدایش کانی‌های تیتان‌دار مربوط است. از سوی دیگر، برخی پژوهشگران [۴۳] این تهی‌شدگی را به بالا بودن گریزندگی اکسیژن ماگمای پهنه فرورانش مربوط دانسته‌اند، زیرا در شرایطی که گریزندگی اکسیژن بالا باشد، دمای بیشتری برای ذوب کانی‌های تیتان‌دار نیاز است. ناهنجاری‌های Eu، به ویژه در ماگمای فلسی، به طور عمده توسط فلدسپارها کنترل می‌شود، به طوری که Eu (در حالت دوظرفیتی) هنگام خروج فلدسپار از یک مذاب فلسی از راه جزء به جزء شدگی بلوری یا ذوب‌بخشی سنگی که فلدسپار در خاستگاه آن باقی مانده است باعث ناهنجاری منفی Eu در مذاب می‌شود. هورنبلند، اسفن، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و گارنت نیز ممکن است در ناهنجاری Eu در مذاب‌های فلسی نقشی کمتر و خلاف فلدسپارها داشته باشند [۲۱]. وجود ناهنجاری منفی Eu (برای نمونه‌های مورد بررسی $Eu/Eu^* = 0.84-0.89$) از ویژگی‌های گدازه‌های آهکی قلیایی وابسته به فرورانش [۴۴] و بیانگر حضور پلاژیوکلاز به عنوان فاز باقی مانده طی ذوب‌بخشی است [۴۴]. دلیل دیگر ناهنجاری

منفی Eu می‌تواند دگرسانی سریسیتی و سوسوریتی پلاژیوکلازها در سنگ‌های منطقه باشد [۴۵]. کانی‌های موجود در این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و به مقدار کم کانی‌های کدر هستند. پلاژیوکلاز فراوان‌ترین درشت بلور در این سنگ‌هاست. این نشان می‌دهد که هنگام فوران ماگمای آندزیتی، پلاژیوکلاز یک فاز مایع ماگماست. به نظر برخی پژوهشگران [۴۶، ۴۷]، ترکیب پلاژیوکلازها نه تنها به ترکیب و دمای ماگما (وضعیت ساختاری) بستگی دارد، بلکه به گازهای ماگمایی نیز وابسته بوده و تغییر در پلاژیوکلازها تابعی از هر سه مورد است. ترکیب پلاژیوکلازها در این سنگ‌ها بیشتر سدیمی و در گستره آل بیت تا الیگوکلاز است. پلاژیوکلازهای با لبه غبار آلود می‌توانند پیامد آمیختگی ماگمایی، هضم بیگانه بلور پلاژیوکلاز سنگ دیواره توسط ماگما، برداشته شدن ناگهانی فشار و تغییر در فشار بخار آب طی صعود ماگما باشند [۴۸]. پلاژیوکلاز با لبه خورده شده نیز می‌تواند در اثر انحلال و کاهش فشار وارد بر ماگما طی صعود آن به سطح زمین شکل گیرد. در واقع، کاهش فشار باعث می‌شود که بلورهای متبلور شده در عمق و دمای معین در عمق کمتر تحلیل بروند و گرم شدن پلاژیوکلاز در دمای بیش از دمای ذوب باعث حل شدن و گرم شدن درشت بلورها می‌شوند [۴۹]. تنوع ساختاری و ترکیب شیمیایی آمفیبول باعث وجود آن در گستره وسیعی از شرایط دما و فشار ظاهر می‌شود. اندرسن و اسمیت [۴۹]: رابطه ای برای دستیابی به فشار تبلور هورنبلند ارائه کردند که فشار، فقط براساس مقدار آلومینیوم موجود در آن و بدون در نظر گرفتن پارامترهای دیگر چون دما محاسبه می‌شود [۴۹]:

$$P(0.6\text{kbar}) = -3.01 + 4.76Al_t \quad (1)$$

در این رابطه، فشار بر حسب کیلو بار و Al_t مقدار آلومینیوم کل در ترکیب آمفیبول است. فشار بدست آمده برای تبلور هورنبلند سنگ‌های مورد بررسی برابر با ۶۳۵ کیلو بار بوده که بیانگر تبلور آنها در عمق زیاد است. گروهی دیگر از پژوهشگران [۵۰] رابطه زیر را در فشار عادی ۱ تا ۲۰ کیلو بار برای تعیین دمای تعادل هورنبلند همزیست با پلاژیوکلاز ارائه کردند:

$$T = 25.3P(\text{kbar}) + 654.9 \quad (2)$$

بر این اساس، دمای تعادل تبلور این کانی‌ها ۸۱۵/۵ درجه‌ی سانتیگراد برآورد شد. در آمفیبول‌ها، مقدار Al^{IV} رابطه مستقیم با دما دارد، هرچند به مقدار آب ماگما نیز وابسته است [۵۱]. فشار بر مقدار آلومینیوم هشت‌وجهی Al^{VI} اثر می‌گذارد. ترکیب شیمیایی سنگ اثر چندانی بر مقدار آلومینیوم هشت‌وجهی در شبکه بلوری آمفیبول ندارد [۵۱]. گفتنی است که $Fe > 0.3$ ، $Al^{IV} > 1.5$ و گریزندگی اکسیژن بالا نشان دهنده ارتباط گدازه‌ها با مرز ورقه همگراست. همراهی بیوتیت با آمفیبول منیزیم‌دار، پلاژیوکلاز و کانی‌های کدر مشخصه سری آهکی قلیایی وابسته به فرورانش است. با توجه به مطالب بیان شده به نظر می‌رسد که ماگمای آندزیتی در نواحی فعال قاره‌ای، از واکنش بخش بالایی صفحه فرو رونده درون گوشته بوجود آمده است. ذوب پریدوتیت در گوشته بالایی منطقه فرورانده در اثر آب ناشی از سرپانتینیت‌ها و سنگ‌های بازالتی آبدار (که با افزایش دما و فشار دچار آبزدایی می‌شوند) انجام می‌شود. آب در صفحه فرو رونده ناشی از آب‌گیری کانی‌های آبدار چون زئولیت، آمفیبول و کلریت که طی چرخه گرمایی بوجود می‌آیند، است که طی دگرگونی بیشتر آب‌گیری شده و پایدار می‌شوند. در شرایط خشک، از ذوب پریدوتیت بازالتی تولید می‌گردد. ذوب پریدوتیت منجر به تولید ماگمای بازالتی شده و در نزدیکی سطح زمین ماگما شروع به سرد شدن می‌کند که با جدایش بلوری باعث بوجود آمدن کانی‌های فقیر از SiO_2 می‌شود. از این رو، مقدار سیلیس در ماگما افزایش یافته و ماگمای آندزیتی تولید می‌گردد.

برداشت

بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری و رده‌بندی شیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی از نوع آندزیت و تراکی آندزیت هستند. بافت غالب این سنگ‌ها پورفیری است و بافت‌های ریزسنگی و گلوپروپورفیری نیز در آن‌ها وجود دارد. دگرسانی‌های سریسیتی و سوسوریتی در پلاژیوکلاز این سنگ‌های آندزیتی دیده می‌شود. باتوجه به داده‌های زمین‌شیمیایی، این سنگ‌ها وابسته به سری‌های ماگمایی آهکی قلیایی تا شوشونیتی هستند. در نمودارهای عنکبوتی، غنی‌شدگی LILE و تهی‌شدگی HFSE‌ها نشان دهنده ارتباط فعالیت

آتشفشانی منطقه با فرورانش است. بررسی نمودارهای مختلف نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی وابسته به قوس قرار دارند و با توجه به نمودار $Rb/Y-Nb/Rb$ ، نمونه‌ها ویژگی‌های غنی‌شدگی توسط محلول‌های فرورانشی یا آلودگی پوخته‌ای را از خود بروز می‌دهند. آمفیبول‌های این سنگ‌های آتشفشانی از نوع آمفیبول کلسیمی هستند و اغلب ترکیب هورنبلند منیزیم‌دار تا چرماکیت دارند. ترکیب پلاژیوکلازها از آلبیت تا الیگوکلاز متغیر است. ترکیب شیمیایی کانی آمفیبول نشان می‌دهد که این سنگ‌های آتشفشانی آهکی قلیایی و وابسته به نواحی کوهزایی هستند و با نتایج زمین‌شیمی سنگ-کل همخوانی دارد. براساس محاسبات انجام شده برای دما-فشارسنجی، آمفیبول‌ها فشار ۶/۳۵ کیلو بار (تشکیل در عمق زیاد به صورت درشت بلور) و دمای تعادل تبلور با پلاژیوکلاز ۸۱۵/۵ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهند. مقادیر بالای گریزندگی اکسیژن نیز با قرارگیری آن‌ها در محیط وابسته به فرورانش همخوانی دارد. به این ترتیب، بررسی سنگ‌های آتشفشانی شمال کیودرآهنگ وجود قوس آتشفشانی وابسته به فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر ایران مرکزی را تأیید می‌کند.

مراجع

- [1] Blourchi M.H., Hajian J., "Explanatory text of the Kabudar-Ahang Quadrangle Map (Scale 1:250000)", D5, Geological Survey of Iran (1979).
- [2] Jamei Jerandeh, O., 2004, "Petrography and Petrology of Volcanic Masses in Ziaabad Region (Zanjan Province)", M. Sc. Thesis, Islamic Azad University, North Tehran Branch. (in Persian)
- [3] Mostaghimi M., Aliani F., Maanijou M., Sepahi Gerow A., Mansouri S., "Mineralogy and geochemistry of granitoids and associated iron skarn of Takht (north of Kaboodar Ahang)", *Journal of Petrology* 6 (21) (2015) 159-178. (in Persian)
- [4] Amini S., Jalali Qumbwani M., "The sieve texture of plagioclase and its importance in petrological interpretations: evidence from volcanic rocks northeast of Qorveh", *Basic Sciences (Islamic Azad University)* 12 (44) (2002) 3521-3535. (in Persian)

classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province", Earth and Planetary Science 50(1) (1980) 11-30.

[17] Kuscu G.G., Geneli F., "Review of post-collisional volcanism in the central Anatolian volcanic province(Turkey), with special reference to the Tepekoy volcanic complex", International Journal of Earth Sciences 99(3) (2010) 593-621.

[18] Asiabanha A., Bardintzeff J.M., Kananian A., Rahimi G., "Post-Eocene volcanics of the Abazar district, Qazvin, Iran: Mineralogical and geochemical evidence for a complex magmatic evolution", Journal of Asian Earth Sciences 45 (2012) 79-94.

[19] Rogers G., Saunders A.D., Terrel D.J., Verma S.P., Marriner G.F., "Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated,with ridge subduction in Baja California , Mexico", Nature 315 (1985) 389-392.

[20] Esperanca S., Crisci M., de Rosa R., Mazzuli R., "The role of the crust in the magmatic evolution of the island Lipari (Aeolian Islands, Italy)", Contributions to Mineralogy and Petrology 112 (1992) 450-462.

[21] Sun S. S., McDonough, W. F., "A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes", Geological Society Special Publication 42 (1989) 313-345.

[22] Helvac C., Ersoy E.Y., Sözbilir H., Erkül F., Sümer Ö., Uzel B., " Geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: Implications for amphibole-bearing lithospheric mantle source, Western Anatolia", Journal of Volcanology and Geothermal Research 185(3) (2009) 181-202.

[23] Zulkarnain I., "Geochemical Signature of Mesozoic Volcanic and Granitic Rocks in Madina Regency Area, North Sumatra, Indonesia, and its Tectonic Implication", Jurnal Geologi Indonesia 4(2) (2009) 117-131.

[24] Nicholson K.N., Black P.M., Hoskin P.W.O., Smith I.E.M., "Silicic volcanism and back-arc extension related to migration of the Late Cainozoic Australian- Pacific plate boundary", Journal of Volcanology and Geothermal Research 131(3-4) (2004) 295-306.

[5] Berberian M., King G. C. P., "Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian Journal of Earth Science 18 (1981) 210-265.

[6] Davoudzadeh M., Soffel H., Schmidt K., "On the rotation of the Central-East Iran microplate", Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie 3 (1981) 180-192.

[7] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F., "Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation", International Journal of Earth Sciences 94 (2005) 401-419

[8] Allen M. B., Jackson J., Walker R., "Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates", Tectonics 23 (2004) 1-16.

[9] Stöcklin J., "Structural history and tectonics of Iran: a review", American Association of Petroleum Geologist 52 (1968) 1229-1258.

[10] Budkewitsch P., Newton G., Hynes A., "Characterization and extraction of linear features from digital images", Canadian Journal of Remote Sensing 20 (1994) 268-279.

[11] Schaefer C. J., "Field characterization and thermal mechanical analysis of fracture distributions in basalt lava flows, eastern Snake River Plain, Idaho", M.Sc. thesis, Moscow, University of Idaho, (2002).

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

[13] Le Maitre R. W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M. J., Sabine P. A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A. R., Zanettin B., "A classification of igneous rocks and glossary of terms", Blackwell, Oxford, (1989).

[14] Pearce J.A., "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries", In: R.S. Thrope (Editor), Andesites, Wiley, Winchester, (1982) 525-548.

[15] Gill R., "Igneous rocks and processes", Wiley-Blackwell, Malaysia, (2010) 428 p.

[16] Wood D.A., "The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic

- [34] Tian L., Castillo P.R., Hilton D.H., Hawkins J.W., Hanan B.B., "Aaron J., Pietruszka A.J., Major and trace element and Sr-Nd isotope signatures of the northern Lau Basin lavas: Implications for the composition and dynamics of the back-arc basin mantle", *Journal of Geophysical Research* 116 (2011) 11-20.
- [35] Tian L., Castrillo P.R., Hawkins J.W., Hilton D.R., Hanan B.H., Pietruszka A.J., "Major and trace element and Sr-Nd isotope signatures of lavas from the central Lau Basin: implications for the nature and influence of subduction components in the back-arc mantle", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 178 (2008) 657-670.
- [36] Orozaco Esquivel T., Pwtrone C.M., Ferrari L., Tagami T., Manetti P., "Geochemical variability in lava from the eastern Trans-Mexican volcanic belt: slab detachment in a subduction zone with varying dip", *Littos* 93 (2007) 149-174.
- [37] Droop G.T.R., "A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria", *Mineralogical Magazine* 51 (1987) 431-435.
- [38] Hawthorne F.C., "Crystal chemistry of the amphiboles. Reviews in Mineralogy", *Mineralogical Society of America* 9A (1981) 1-102.
- [39] Droop G.T.R., "A general equation for estimating Fe^{3+} in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis", using stoichiometric criteria", *Mineralogical Magazine* 51 (1987) 431-437.
- [40] Coltorti M., Bondaiman C., Faccini B., Grégoire M., O'Reilly S.Y., Powell W., "Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle", *Lithos* 99 (2007) 68-84.
- [41] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An Introduction to the Rock Forming Minerals", 17th, Longman, Ltd, (1991) 528p.
- [42] Krauskopf K. B., Bird D. K., "Introduction to geochemistry", New York: McGraw-Hill (1976).
- [43] Edwards C. M., Menzies M. A., Thirlwall M. F., Morris J. D., Leeman W. P., Harmon R. S., "The transition to potassic alkaline volcanism in island arcs: the Ringgit-Beser complex, east Java", [25] Wilson M., "Igneous petrogenesis", Unwin Hyman, London (1989).
- [26] Tatsumi Y., Hanyu T., "Geochemical modeling of dehydration and partial melting of subducting lithosphere: Toward a comprehensive understanding of high-Mg andesite formation in the setouchi volcanic belt, SW Japan", *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4 (9) (2003) 1-19.
- [27] Ghorbani M.R., "Lead enrichment in Neotethyan volcanic rocks from Iran: the implications of a descending slab", *Geochemical Journal* 40 (6) (2006) 557-68.
- [28] Varekamp J.C., Hess A., Mandeville C.W., "Back-arc basalts from the Loncopue graben (Province of Neuquen, Argentina)", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 197 (2010) 313-328.
- [29] Weyer S., Munker C., Meger K., "Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust-mantel system", *Earth and Planetary Science Letters* 205 (2003) 24-309.
- [30] Kaygusuz A., Öztürk M., "Geochronology, geochemistry, and petrogenesis of the Eocene Bayburt intrusions, Eastern Pontides, NE Turkey: evidence for lithospheric mantle and lower crustal sources in the high-K calc-alkaline magmatism", *Journal of Asian Earth Sciences* 108 (2015) 97-116.
- [31] Cornelius T., Ntaflos Th. V., Akinin V., "Polybaric petrogenesis of Neogene alkaline magmas in an extensional tectonic environment: Viliga Volcanic Field, northeast Russia", *Lithos* 122 (2011) 13-24.
- [32] Temel A., Gondogdu M.N., Gourgau A., "Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calkalkaline volcanism in Konya, Central Antolia, Turkey", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85 (1998) 327-357.
- [33] Munker C., Womer G., Yogodzinski G., Churcicova T., "Behavior of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka-Aleutian arc lavas", *Earth and Planetary Science Letters* 224 (2004) 275-293.

and microanalytical study", *Periodico di Mineralogia* 75(2-3) (2006) 127-140.

[48] Dimitrijevic M.D., "Geology of Kerman region", geological survey of Iran, report 59 (1973).

[49] Anderson J.L., Smith D.R., "The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer", *American Mineralogist* 80 (1995) 549-559.

[50] Vyhnaal C. R., Harry Y., McSween J.R., Speer J. A. "Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoides: Implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability", *American Mineralogists* 76 (1991) 76-188.

[51] Jakes P., White, A. J. R., "Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas", *B. G. S. A.* 83 (1972) 29-40.

Indonesia Journal of Petrology 35 (1994) 1557-1595.

[44] Yang W., Li Sh., "Geochronology and geochemistry of the Mesozoic volcanic rocks in Western Liaoning: Implications for lithospheric thinning of the North China Craton", *Lithos* 102(1-3) (2008) 88-117.

[45] Kharbish S., "Geochemistry and magmatic setting of Wadi El - Markh island arc gabbrodiorite central-Eastern Desert, Egypt", *Chemie der Erde* 70 (2010) 257-266.

[46] Hattori K., Sato H., "Magma evolution recorded in plagioclase zoning in 1991 Pinatubo eruption products", *American Mineralogist* 81(1996) 982-994.

[47] Gioncada A., Hauser N., Matteini M., Mazzuolir M., Omarini R., "Mingling and mixing features in basaltic andesites of the eastern Cordillera (central Andes, 24S): a petrographic