



ژئوشیمی و پتروزن سنگ‌های آتش فشانی کوه چهلتن؛ جنوب غرب بردسیر (استان کرمان)

پریچهر احمدی مقدم*، حمید احمدی پور

بخش زمین شناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان

(دریافت مقاله: ۹۱/۳/۷، نسخه نهایی: ۹۱/۷/۲۹)

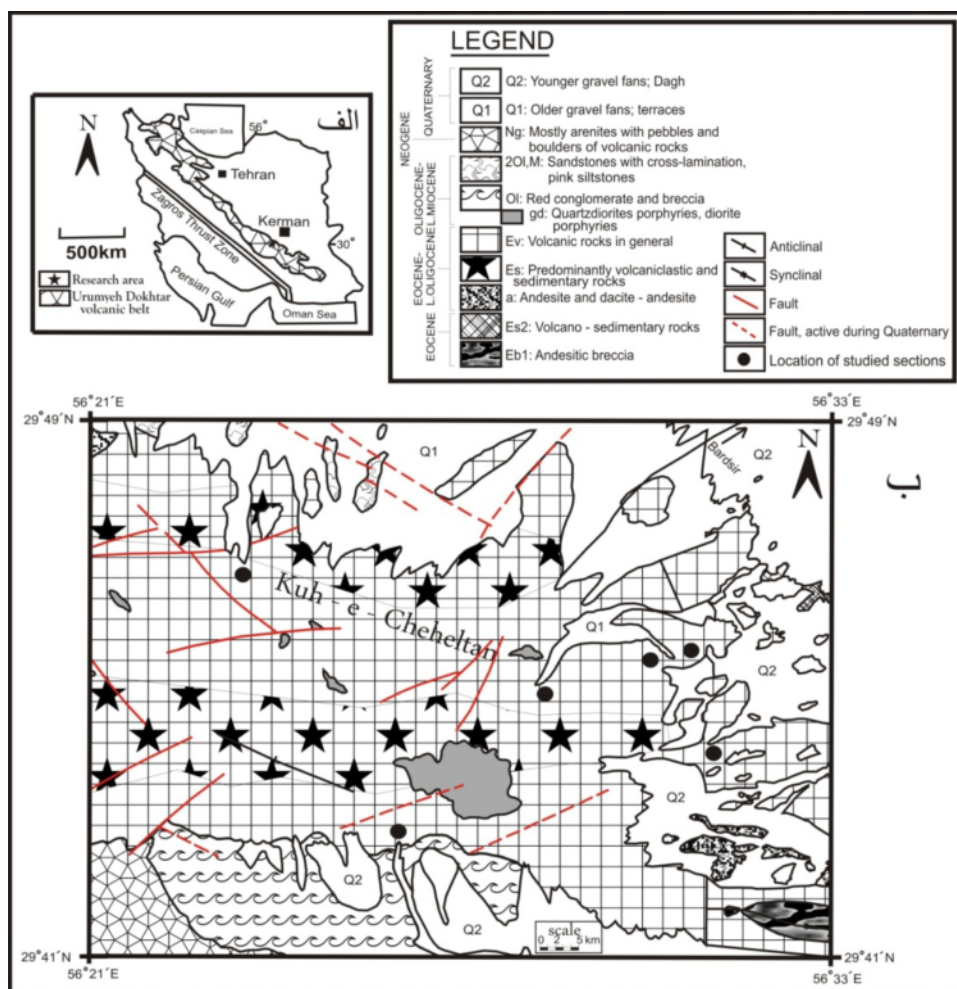
چکیده: کوه چهلتن، در ۱۶ کیلومتری جنوب غرب شهرستان بردسیر (استان کرمان) واقع شده و بخشی از مجموعه آتش فشانی هزار (کمرند ارومیه - دختر) با سن ائوسن است. سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی شامل تناوبی از گدازه، سنگ‌های پیروکلاستیک و اپی کلاستیک و توده‌های نفوذی متعدد هستند. گدازه‌ها بیشتر از جنس بازالتیک آندزیت و بازالت بوده و در آنها بلورهای درشت پلاژیوکلاز و کمی بلور پیروکسن در یک زمینه‌ی ریزدانه تا شیشه‌ای دیده می‌شود. بر اساس بررسی‌های ژئوشیمیایی، گدازه‌های منطقه به سری ماگمای آهکی - قلیایی و پتاسیم آهکی - قلیایی بالا وابسته‌اند و در نمودارهای هارکر، روندی ترکیبی پیوسته را نشان می‌دهند که می‌تواند حاصل تبلور جدایشی کانی‌هایی نظیر الیوبین باشد. در نمودارهای عنکبوتی گدازه‌های منطقه، بیهنجاری‌های منفی Nb، Ti، Ta، HREE و مثبت Ba، Rb، Th، LREE و Sr به خوبی دیده می‌شوند. این حالت، مشابه ویژگی‌های ماگماهای وابسته به مناطق فرورانش بوده و پدیده‌ی آرایش پوسته‌ای را در سنگ‌ها نشان می‌دهد. بر اساس بررسی‌های سنگ‌زایی، گدازه‌های منطقه به حاشیه فعال قاره‌ای وابسته‌اند و همگی آنها خاستگاه مشترکی دارند. این بررسی‌های نشان داد که ماگماهای مادر سنگ‌های منطقه، احتمالاً در اثر ذوب بخشی یک گوشته‌ی دگرنهاد، در محیط فرورانشی ایجاد شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: کمرند آتش فشانی ارومیه-دختر؛ سری آهکی - قلیایی؛ حاشیه قاره‌ای فعال؛ آرایش پوسته‌ای.

مقدمه

چهار گنبد [۴] با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ و نقشه‌ی زمین‌شناسی سیرجان [۵] با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ است که منطقه را جزئی از همبافت هزار معرفی کرده و گستره‌ی سنی آن را از ائوسن تا کواترنری در نظر گرفته‌اند. در این مقاله، سعی شده است تا با استفاده از روش‌های مختلفی از جمله بررسی‌های صحرائی، سنگ‌نگاری و شیمی سنگ کل، تا حدودی خاستگاه ماگماهای سازنده‌ی این سنگ‌ها و شکل‌گیری‌های بعدی در آنها بررسی شوند. از آنجا که هنوز بررسی‌های دقیقی در این بخش از کمرند دهج-ساردوئیه صورت نگرفته است، این بررسی، ضروری به نظر می‌رسد.

منطقه‌ی مورد بررسی (کوه چهلتن)، در جنوب غربی شهرستان بردسیر در استان کرمان واقع شده است. این منطقه بخشی از کمرند ارومیه - دختر است (شکل ۱ الف) [۱] که در استان کرمان به نام نوار دهج - ساردوئیه خوانده شده و سن سنگ‌های آذرین موجود در آن ائوسن است [۲]. سنگ‌های این منطقه، گستره‌ی نسبتاً وسیعی را می‌پوشانند و شامل تناوبی از گدازه و پیروکلاستیک را تشکیل می‌دهند که توده‌های نفوذی متعددی در آنها نفوذ کرده‌اند (شکل ۱ ب). تنها بررسی انجام شده در این منطقه، نقشه‌های زمین‌شناسی بردسیر [۳] و



شکل ۱ (الف) موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی در ایران و کمر بند ارومیه - دختر [۱]؛ (ب) نقشه‌ی زمین‌شناسی کوه چهلتن [۳] [۴].

روش بررسی

از واحدهای سنگی بررسی شده در منطقه، ۱۵ نمونه از گدازه‌های دگرسان نشده، انتخاب و برای تجزیه‌ی سنگ کل، به شرکت کانپژوه و از آنجا به آزمایشگاه SGS تورنتو کانادا فرستاده شد. تجزیه شیمیایی نمونه‌ها برای عناصر اصلی، به روش ICP-AES و برای عناصر فرعی و کمیاب، به روش ICP-MS انجام شد، و برای هر نمونه ۱۱ اکسید اصلی و ۳۶ عنصر فرعی و کمیاب اندازه‌گیری شده‌اند.

ویژگی‌های سنگ‌شناسی واحدهای منطقه

در منطقه‌ی مورد بررسی دو نوع گدازه‌ی آندزیتی و بازالتی شناسایی شده‌اند. آندزیت‌ها فراوان‌تر و حاوی بلورهای پلاژیوکلاز درشت دانه (با طول حداکثر ۲ سانتی‌متر) و بلورهای پیروکسن ریز دانه (با طول حداکثر ۰/۵ سانتی‌متر)، پلاژیوکلازها فراوانی بالایی داشته و به صورت بلورهای سفید

شکلدار و نیمه شکلدار و صفحه‌ای در سنگ دیده می‌شوند. این کانی‌ها، گاهی انباشته‌هایی در سنگ‌های آندزیتی تشکیل می‌دهند (شکل ۲ الف). پیروکسن‌های موجود در این سنگ‌ها، به رنگ سیاه دیده می‌شوند و از فراوانی کمتری برخوردارند و گاهی به همراه پلاژیوکلازها، سمتگیری واضحی در سنگ به نمایش می‌گذارند. گدازه‌های بازالتی موجود در منطقه، فراوانی کم‌تری دارند، رنگشان سیاه بوده و تراکم بلور در آنها پایین‌تر است. این سنگ‌ها دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیون هستند، ولی پلاژیوکلاز همچنان از فراوانی بیشتری برخوردار است. ویژگی‌های کانی‌شناسی پلاژیوکلاز و پیروکسن در بازالت‌ها، همانند آندزیت‌هاست. هر چند در بازالت‌ها، اندازه‌ی بلورها کوچک‌تر است و این گدازه‌ها گاهی با دایک‌های دیابازی قطع شده‌اند (شکل ۲ ب).

پیروکلاستیک‌های موجود در منطقه، با گدازه‌ها به صورت متناوب قرار گرفته و در بسیاری موارد به شکل تناوبی از لایه-

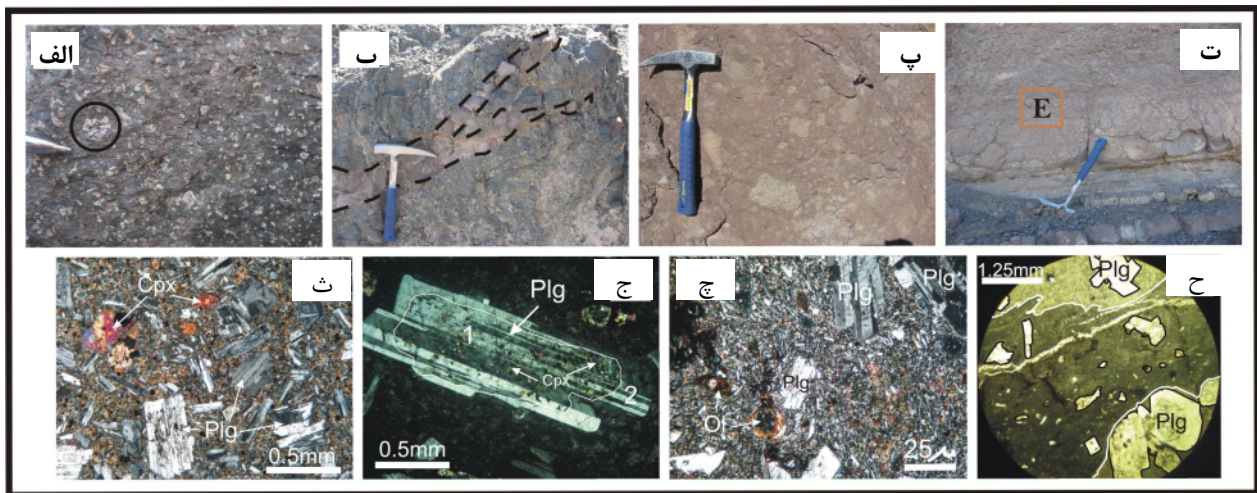
دیده می‌شوند. پلاژیوکلازها نیز بافت‌های ناتعادلی خاصی همانند بافت غربالی، خوردگی و منطقه‌بندی (شکل ۲ ج) نشان می‌دهند.

در بازالت‌های منطقه، مقدار درشت بلور حداکثر به ۳۰ درصد می‌رسد و باقیمانده‌ی سنگ را زمینه‌ی شیشه‌ای یا ریزبلور تشکیل می‌دهد. این درصد نسبتاً بالای درشت بلور، در بازالت‌ها تقریباً غیر معمول است. درشت بلورهای این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین هستند و از نظر سنگ‌نگاری نیز شباهت زیادی با درشت بلورهای موجود در بازالتیک آندزیت‌ها دارند. بافت کلی بازالت‌ها میکروولیتیک پورفیری یا جریان‌ی است (شکل ۲ چ) و وجود شکل‌های گلومروپورفیری و برونوم‌های گابرویی ریزدانه از ویژگی‌های آنهاست.

بررسی‌های سنگ‌نگاری دقیق سنگ‌های منطقه نشان داد که پلاژیوکلازهای موجود در این سنگ‌ها، انواع بافت‌های ناتعادلی غربالی و غباری را به نمایش می‌گذارند. انواع بافت غربالی موجود در پلاژیوکلازهای این گدازه‌ها عبارتند از بافت غربالی‌ریز با حاشیه‌ی روشن (Clear) نازک، بافت غربالی‌ریز با حاشیه‌ی روشن و ضخیم، بافت غربالی درشت با حاشیه‌ی روشن و نازک، بافت غربالی درشت فاقد حاشیه‌ی روشن،

های درشت‌دانه و ریزدانه دیده می‌شوند. این سنگ‌ها شامل انواع برش‌های آتش‌فشانی (برش‌های گدازه‌ای (شکل ۲ پ) و به صورت برش‌هایی با خاستگاه پیروکلاستیک‌های ریزشی)، آگلومراها (شکل ۲ ت)، ایگنیمبریت‌ها، توف‌های ریزدانه و توفیت‌ها دیده می‌شوند.

بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان داد که گدازه‌های منطقه را می‌توان در دو گروه بازالتیک آندزیت و بازالت جای داد. در بازالتیک آندزیت‌ها، مقدار درشت بلور بین ۳۰ تا ۵۰ درصد متغیر بوده و مقدار میکروفونوکریست (بلورهایی که طول آنها بین ۱ تا ۲ میلی‌متر است [۶]) بین ۲۰ تا ۵۰ درصد تغییر می‌کند. این سنگ‌ها حاوی درشت بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و اندکی الیوین هستند که در یک زمینه‌ی شیشه‌ای یا میکروولیتی حاوی میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و دانه‌های بسیار ریز پیروکسن قرار گرفته‌اند. پلاژیوکلازهای زمینه عموماً یک بافت جریان‌ی را نشان داده و بنظر می‌رسد که نسبت به فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، ترکیب سدی‌تری دارند. الیوین فقط در بعضی از نمونه‌های این سنگ‌ها دیده شده و کاملاً دگرسان شده است. بافت این سنگ‌ها سری‌ایت (شکل ۲ ث)، ریز بلور پورفیری یا جریان‌ی است و انباشت‌هایی به صورت گلومروپورفیری و معمولاً شامل بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن،



شکل ۲ (الف) گدازه‌ی آندزیتی حاوی پلاژیوکلاز فراوان. در بعضی نقاط، انباشتی از چند بلور پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. (ب) گدازه‌ی بازالتی در منطقه که به وسیله‌ی دایک‌های ریز دانه قطع شده است. (پ) برش گدازه‌ی منطقه حاوی قطعاتی از جنس گدازه که در یک زمینه از گدازه قرار گرفته‌اند. (ت) لایه‌بندی ظریف در پیروکلاستیک جریان‌ی منطقه (E). (ث) بافت سری ایت حاوی بلورهای پلاژیوکلاز منطقه‌بندی شده با اندازه‌های متفاوت و کلینوپیروکسن خورده شده در گدازه‌های بازالتیک آندزیت منطقه. (ج) پلاژیوکلاز منطقه‌بندی در گدازه‌های بازالتیک آندزیت منطقه که حاشیه‌ی آن دارای منطقه‌بندی مشخص بوده و دگرسانی ندارد (نور قطبی متقاطع). (چ) بافت جریان‌ی در بازالت‌های منطقه حاوی فنوکریست‌های پلاژیوکلازهای غربالی و الیوین دگرسان. (ح) اشکال حاصل از آمیختگی ماگمایی در گدازه‌های بازالتیک آندزیت منطقه؛ بخش تیره‌تر به صورت زبانه به درون بخش روشن تر نفوذ کرده و شکل بلورها، شکل بخش تیره تر را کنترل کرده است.

صورت نوارهای نامنظم با مرزهای نامنظم در میان بخش روشن تر قرار گرفته و در بعضی موارد، از فنوکریست غنی تر است. سطوح منحنی و نامنظم بخش تیره تر، گاهی به وسیله‌ی شکل فنوکریست‌ها کنترل شده است و بخش تیره، در حال از بین رفتن و هضم شدن در بخش روشن است. این شواهد بخوبی آمیخته شدن ماگماهای روشن تر و تیره تر را نشان داده و واضح است که دو بخش تیره تر و روشن تر، از نظر ترکیبی و کانی‌شناسی، تفاوت چندانی با یکدیگر ندارند (شکل ۲ح).

ژئوشیمی و سنگ‌زایی

نظر به اینکه بخش بزرگ سنگ‌های گدازه‌ای منطقه را زمینه‌ی شیشه‌ای و بسیار ریزدانه تشکیل می‌دهد، برای بررسی دقیق‌تر خاستگاه این سنگ‌ها، ناچاریم از ترکیب شیمیایی سنگ کل آنها استفاده کنیم. لذا در این بخش سعی شده است که با استفاده از تجزیه‌های شیمیایی و نمودارهای مختلف، شکل گیری‌هایی سنگ‌شناسی و شرایط تشکیل سنگ‌های منطقه روشن تر شود.

در نمودار نامگذاری Zr/TiO_2 نسبت به Nb/Y [۱۵] (شکل ۳ الف)، نمونه‌های سنگی منطقه، در گستره‌ی بازالتیک آندزیت و بازالت قرار می‌گیرند. همچنین در نمودار تعیین سری ماگمایی، با استفاده از مقدار K_2O نسبت به SiO_2 [۱۶] (شکل ۳ ب)، نمونه‌های سنگی منطقه در گستره‌ی سری آهکی-قلیایی و آهکی-قلیایی با پتاسیم بالا قرار می‌گیرند. البته نمونه‌هایی که در بخش آهکی-قلیایی غنی از پتاسیم قرار دارند، گدازه‌های جدا شده‌ترند (بازالتیک آندزیت‌ها).

از ویژگی‌های سنگ‌های آتش فشانی مربوط به جزایر قوسی، روند خطی و پیوسته‌ی مثبت در نمودار K_2O-SiO_2 است، درحالی‌که در سنگ‌های آتش فشانی که در حواشی فعال قاره، داده‌ها کمی پراکندگی دارند (مثل سنگ‌های کوه چهلتن). این حالت می‌تواند به آن علت باشد که ماگماهای مادر این سنگ‌ها دستخوش آلودگی پوسته‌ای شده‌اند.

بررسی روند تغییرات عناصر در نمودارهای هارکر نشان می‌دهد که با افزایش مقدار سیلیس، اکسیدهای عناصر اصلی مانند CaO ، Al_2O_3 و Fe_2O_3t روند نزولی و Na_2O ، K_2O و P_2O_5 روند صعودی دارند و TiO_2 و MgO روند خاصی نشان نمی‌دهند. در نمودارهای هارکر، روند عناصر فرعی و کمیاب مانند Zr ، Rb و Ba صعودی و این روندها برای عناصر V ، Co و Zn نزولی است (شکل ۴). روندهای نزولی مشاهده شده در بعضی از این نمودارها (مانند نمودارهای MgO ، Al_2O_3 ، Fe_2O_3t ، Co و V)، می‌تواند به دلیل تبلور پلاژیوکلاز

بافت غربالی ریز و حاوی منطقه‌بندی با حاشیه‌ی شکلدار و مرکز روشن و خورده شده، بافت غربالی ریز و حاوی منطقه‌بندی با مرکز و حاشیه‌ی روشن و خورده شده، بافت غربالی که فقط در مرکز کانی متمرکز شده است، بافت غربالی پراکنده و نامنظم در کانی، بافت غباری حاوی منطقه‌بندی با حاشیه‌ی روشن و نازک و مرکز روشن و بافت غباری با حاشیه‌ی روشن و نازک. بافت غربالی در پلاژیوکلازها، نتیجه‌ی وجود لکه‌های ریز در سطح بلور است. این لکه‌ها، ادخال‌های کوچک و بهم بسته شیشه‌ای یا دیگر مواد زمینه هستند که ظاهری حفره‌ای به بلور می‌دهند [۷]. علت‌های متفاوت برای ایجاد چنین بافتی ارائه شده‌اند. وقتی که بلور پلاژیوکلاز در دماهای بالاتر از آبگونی قرار می‌گیرد، ممکن است بخش‌هایی از آن ذوب شده و بافت غربالی پیدا کند [۷]. علاوه بر این، بافت‌های غربالی، غباری و اسفنجی، در پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های آذرین با خاستگاه اختلاط ماگمایی و در برونوم‌های ماگمایی سریع سرد شده^۱ گزارش شده است [۸]. همچنین، بافت غربالی درشت در پلاژیوکلاز، در اثر کاهش فشار [۹] و یا گرمادهی [۱۰] در آزمایشگاه بوجود آمده است.

یکی از ویژگی‌های گدازه‌های موجود در منطقه، وجود پلاژیوکلازهایی است که منطقه‌بندی شاخصی دارند. وجود منطقه‌بندی در بلورها را نشان دهنده‌ی اختلاط ماگماهایی می‌دانند که از نظر ترکیبی متفاوت هستند [۱۱-۱۳]. تعدادی از پژوهشگران، نیز این شکل‌ها را حاصل فرایندهای جدایش بلوری و اختلاط ماگمایی می‌دانند [۱۴]. به این شکل که در زمان تبلور کانی‌ها در یک اتاق ماگمایی، ماگماهای میفیک بطور متناوب به درون ماگمای در حال جدایش تریق شده و پلاژیوکلازها بصورت منطقه‌بندی در می‌آیند [۱۴]. در گدازه‌های منطقه، علاوه بر پلاژیوکلازهای حاوی بافت ناعادلی، می‌توان پلاژیوکلازهایی را نیز دید که ظاهری روشن داشته و اثری از ناعادلی را نشان نمی‌دهند. این بلورها با گدازه‌ی میزبان در تعادل بوده و ریزدانه‌ترند. گاهی هر دو گروه پلاژیوکلاز که بافت‌های تعادلی و ناعادلی دارند در یک سنگ و در کنار یکدیگر دیده می‌شوند.

یکی از شکل‌های بافتی موجود در گدازه‌های منطقه، آمیختگی^۲ است که در مقاطع بازالتیک آندزیت به خوبی می‌توان آنها را مشاهده کرد. در این سنگ‌ها، بخش‌های تیره و روشن نامنظمی دیده می‌شوند که از نظر رنگ زمینه و اندازه‌ی بلورها و حتی نوع آنها، با یکدیگر تفاوت دارند. بخش تیره تر به

1 Chilled Magmatic Enclaves

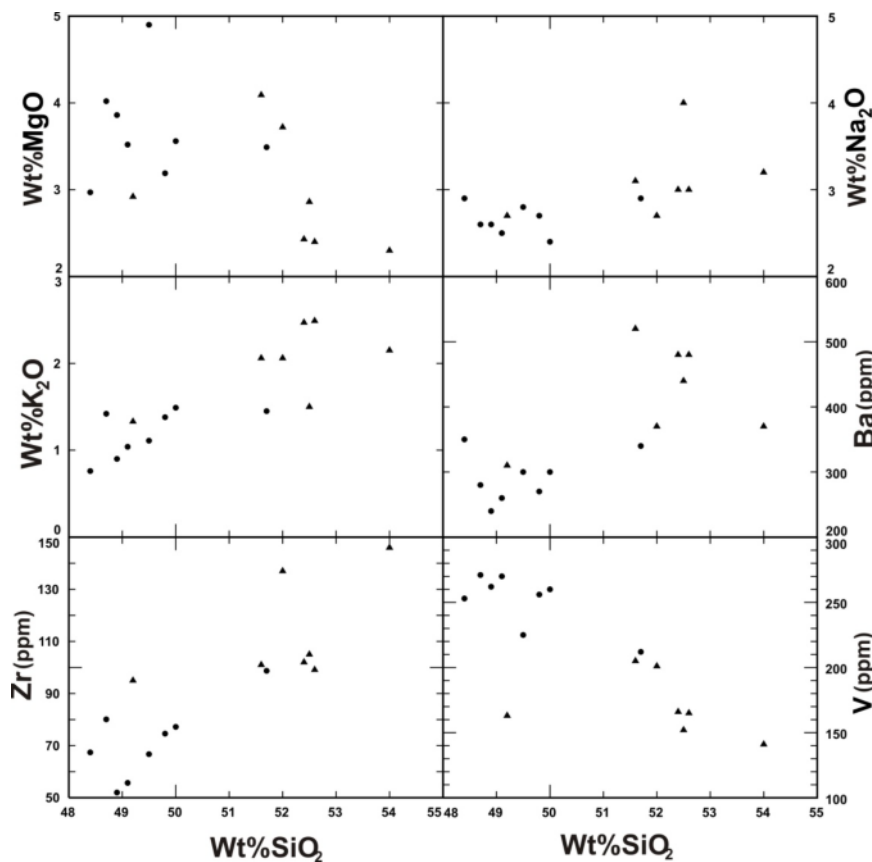
2 Mingling

[۲۱،۲۰]. هنگامی که ماگماها، فرایندهای تبلور جدایشی را بدون آلودگی پوسته‌ای طی می‌کنند، داده‌های مربوط به تجزیه‌ی شیمیایی آنها در نمودارهای هارکر، یک روند خطی پیوسته را به نمایش می‌گذارند. در شکل ۴، این روند خطی در مورد سنگ‌های کوه چهلتن دیده می‌شود ولی پیوسته نبوده و کمی پراکندگی دارد که شاید به دلیل آلودگی پوسته‌ای باشد.

کلسیک و کلینوپیروکسن و نیز به جدایش الیومین وابسته باشند [۱۷-۱۹]. روندهای صعودی در بعضی از این نمودارها (مانند Ba ، Rb ، Zr ، P_2O_5 ، K_2O ، Na_2O) می‌تواند به آن بدلیل باشد که این اکسیدها و عناصر، در اوایل جدایش به صورت ناسازگار عمل کرده و تمایل دارند در ماگما باقی بمانند و با افزایش جدایش، وارد کانی‌های با دمای پایین می‌شوند



شکل ۳ (الف) موقعیت سنگ‌های آتش فشانی کوه چهلتن در نمودار نامگذاری Zr/TiO_2 نسبت به Nb/Y [۱۵]. (ب) تعیین سری ماگمایی گدازه‌های کوه چهلتن با استفاده از نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۱۶]. (علائم شامل دایره توپر: بازالت، مثلث توپر: بازالتیک آندزیت).



شکل ۴ تغییرات اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی و کمیاب در برابر درصد وزنی SiO_2 برای نمونه‌های گدازه‌ای کوه چهلتن (علائم مشابه شکل ۳).

بازالت‌های منطقه نسبت $\frac{Eu}{Eu^*} = 0.317$ است. تشابه بین طرح کلی عناصر خاکی نادر در بازالت‌ها و بازالتیک آندزیت‌های منطقه، می‌تواند نشان دهنده‌ی یک خاستگاه مشترک برای آنها باشد. الگوی تقریباً مسطح فراوانی HREE⁹ در این نمودار قابل توجه است.

بررسی نمودارهای تشخیص محیط زمین‌ساختی نشان می‌دهد که گدازه‌های منطقه، بیشتر در محیط حاشیه‌ی قاره‌ای فعال و جزایر قوسی قرار می‌گیرند. به همین صورت در نمودار $TiO_2 - Al_2O_3$ [۲۸] (شکل ۶ الف)، نمونه‌های گدازه‌ی منطقه، در گستره‌ی قوس ماگمایی ناشی از فرورانش قرار می‌گیرند. همچنین در نمودار Hf/3-Th-Ta [۲۹] (شکل ۶ ب)، نمونه‌های بازالتی منطقه، در گستره‌ی بازالت‌های آهکی-قلیایی قوس آتش فشانی واقع می‌شوند. تعدادی از پژوهشگران [۳۰] [۳۱]، سنگ‌های آتش فشانی واقع در کمر بند ارومیه - دختر را جزء کمان‌های ماگمایی جوان و نابالغ^{۱۰} یا مراحل آغازین کمان ماگمایی می‌دانند و منطقه‌ی کوه چهلتن نیز احتمالاً در چنین محیطی تشکیل شده است. در نمودار $Ti/100-Zr-Y^*3$ [۳۲] (شکل ۶ پ)، نمونه‌های بازالتی منطقه در گستره‌های B و C قرار گرفته و به بازالت‌های آهکی-قلیایی تمایل دارند. نمونه‌هایی که در این نمودار در گستره‌ی B قرار می‌گیرند، نتایج مبهمی به دست می‌دهند، ولی اگر دگرسان نباشند، می‌توان آنها را با استفاده از نمودار $Ti/100-Zr-Sr$ [۳۳] (شکل ۶ ت) از یکدیگر جدا کرد [۳۴] که در این نمودار، اغلب این نمونه‌ها در گستره‌ی بازالت‌های آهکی-قلیایی و تعداد کمی نیز در گستره‌ی بازالت‌های جزایر قوسی قرار گرفته‌اند.

برای بررسی شکل گیری‌های ماگمایی سنگ‌های مورد بررسی، از مدل‌سازی‌های ژئوشیمیایی مختلف کمک گرفته شد. یکی از این مدل‌سازی‌ها در نمودار $Rb/Y - Nb/Y$ (شکل ۷) آمده است [۳۵-۳۷]. روندهای عمودی داده‌ها در این نمودار، می‌تواند غنی‌شدگی منطقه‌ی فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای را نشان دهد، درحالی‌که غنی‌شدگی درون صفحه‌ای، باعث به وجود آمدن روند شیب‌دار، بین Rb و $Nb(Y=1)$ می‌شود [۳۳]. در این نمودار، نمونه‌های بازالتی منطقه‌ی مورد بررسی، به صورت عمودی آرایش یافته‌اند که می‌تواند نشان دهنده‌ی غنی‌شدگی زون فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای این نمونه‌ها باشد. در بازالت‌های منطقه، نسبت Nb/Y پائین بوده (۰/۱۸-۰/۱۱) و نشان دهنده‌ی تهی‌شدگی HFSE در این سنگ-

در شکل (۵ الف) که نمونه‌های سنگی منطقه نسبت به گوشته-ی اولیه^۳ به هنجار شده‌اند، عنصر Nb نسبت به La و عناصر دیگر، بیهنجاری منفی نشان می‌دهد. P، Ti و Zr نیز اندکی بیهنجاری منفی دارند، در حالی‌که K، Rb، Sr و Th غنی‌شدگی نسبی نشان می‌دهند. برخی از مؤلفین، بیهنجاری منفی Nb و Ti همراه با غنی‌شدگی LREE^۴ و بیهنجاری مثبت K را نشان دهنده‌ی یک محیط قوس قاره‌ای وابسته به فرورانش می‌دانند [۲۲، ۲۳]. همچنین مقدار بالای LILE^۵ (Ce، Rb، K، Ba، Sr، Pb و U) نسبت به HFSE^۶ (Ta، Nb، Zr، Hf) و بیهنجاری منفی Ti، Nb و Ta در آندزیت‌ها، ویژگی گدازه‌های آندزیتی آهکی-قلیایی در حاشیه‌های قاره‌ای همگرای جدید است. چنین روندهایی توسط تعدادی از پژوهندگان، در مجموعه‌ی آتش فشانی آهکی-قلیایی آرکن سین، در منطقه‌ی تشکیلات کورنالیپی و گیندالبی^۷ در غرب استرالیا نیز گزارش شده است [۲۴]. در تازه‌ترین گدازه‌های بازالتیک آندزیت آتش فشان پلیستوسن پیلادو^۸ در غرب کوردیلرا در اکوادور، غنی‌شدگی LILE و بیهنجاری منفی شدید Nb و Ta گزارش شده [۲۵] و از آثار شاخص ژئوشیمیایی مناطق فرورانش به شمار رفته است. چنین حالتی در نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی (کوه چهلتن) نیز مشاهده می‌شود. مقایسه نمودارهای عنکبوتی بازالتی آندزیت‌ها و بازالت‌های منطقه‌ی مورد بررسی (شکل ۵ الف) نشان می‌دهد که هر دو گروه سنگی، دارای الگوی مشابهی هستند. روند تغییرات عناصر فرعی و کمیاب این سنگ‌ها، در تمام بخش‌ها مشابه بوده و با یکدیگر همپوشی دارند. این نشان می‌دهد که هر دو نوع گدازه‌های منطقه می‌توانند یک خاستگاه مشترک داشته باشند [۲۳] و یا اینکه آندزیت بازالت‌ها، از جدایش بلورین بازالت‌ها بوجود آمده‌اند [۲۶].

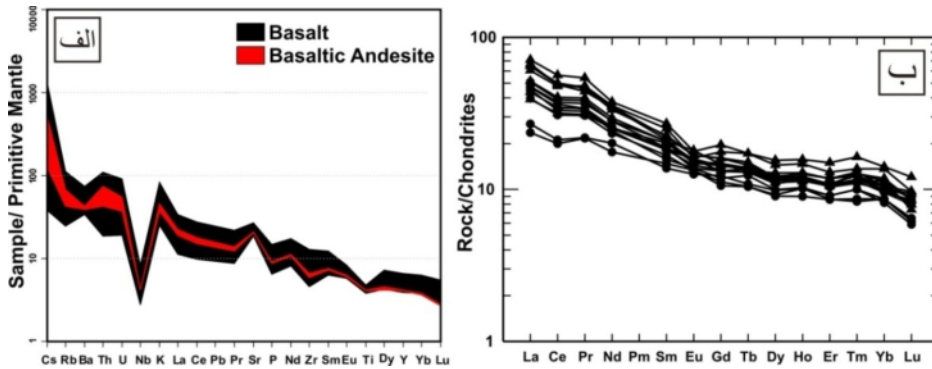
در شکل (۵ ب) [۲۷]، نمونه‌های سنگی منطقه‌ی یک الگوی تقریباً یکنواختی با سیر نزولی را نشان می‌دهند که دلیل غنی‌شدگی LREE است. در این نمودار، عنصر Eu نسبت به عناصر پیرامون، بیهنجاری منفی نشان می‌دهد (برای بازالتیک آندزیت‌های منطقه نسبت $\frac{Eu}{Eu^*} = 0.281$ و برای

- 3 Primitive Mantle
- 4 Light Rare Earth Elements
- 5 Large Ione Litophile Elements
- 6 High Field Strain Elements
- 7 Kurnalpi & Gindalbie Terranes
- 8 Pilavo Volcano

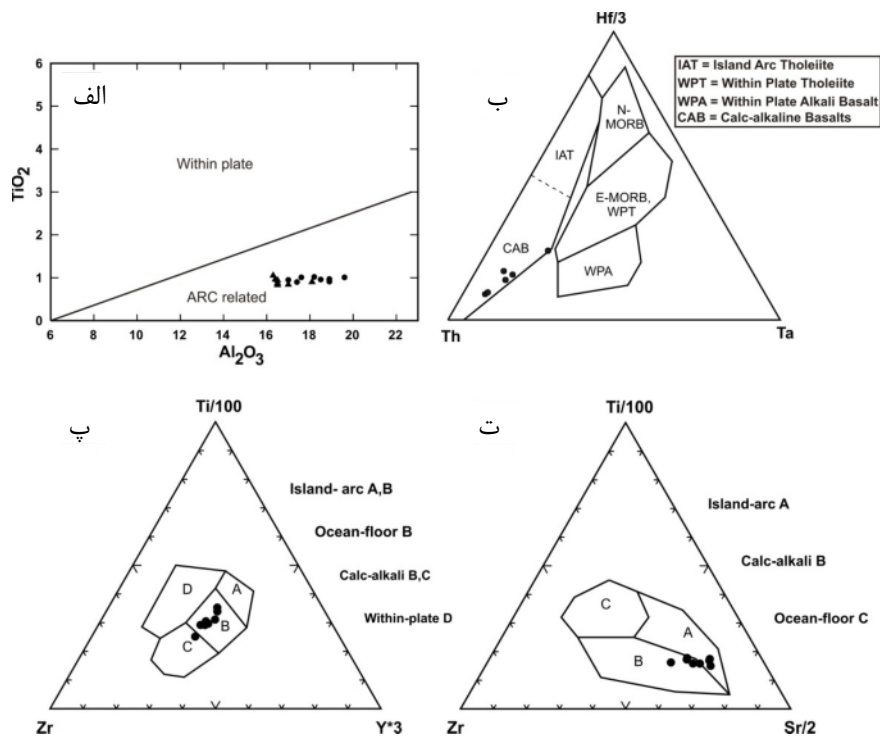
9 Heavy Rare Earth Elements
10 Immature Arcs

گوشته‌های بالای صفحه فرورو منتقل می‌شوند [۳۹،۳۸]. در نتیجه، تهی‌شدگی عناصری مانند Ta، Nb و Ti در گدازه‌های منطقه را می‌توان به این دلیل دانست که احتمالاً ماگمای مادر این گدازه‌ها، از گوهی گوشته‌ای بالای زون فرورانش ریشه گرفته است.

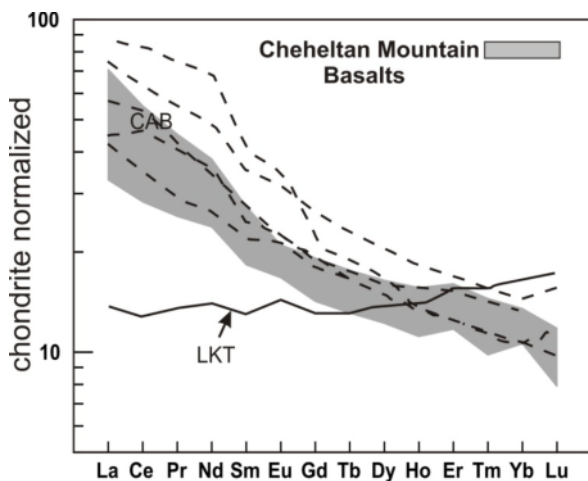
هاست. این حالت در گدازه‌های وابسته به فرورانش، در نقاط مختلف دنیا نیز دیده می‌شود [۳۸]. در منطقه‌ی فرورانش، عناصر با شدت میدان شدید (مانند Ta، Nb و Ti)، درون صفحه‌ی فرورو باقی می‌مانند، درحالی که عناصر با شدت میدان ضعیف (مانند Sr، Rb، K و Ba) به راحتی به درون گوه



شکل ۵ (الف) نمودار عنکبوتی عناصر فرعی و کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه [۲۹] برای نمونه‌های بازالت و بازالتیک آندزیت کوه چهلتن. مشاهده می‌شود که روند هر دو نوع گدازه با یکدیگر همپوشی دارند. (ب) نمودار عناصر خاکی نادر جریان‌های گدازه‌ای کوه چهلتن، بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۷] (علائم مشابه شکل ۳).



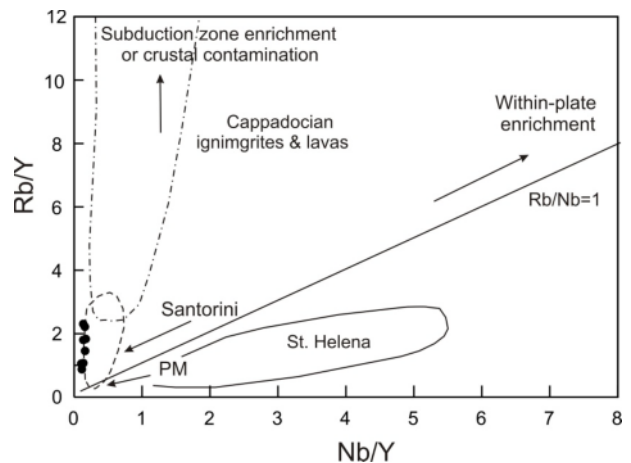
شکل ۶ (الف) موقعیت زمین‌ساختی گدازه‌های کوه چهلتن با استفاده از نمودار تغییرات TiO₂ نسبت به Al₂O₃ [۲۸]؛ (ب) موقعیت زمین‌ساختی بازالت‌های کوه چهلتن با استفاده از نمودار مثلثی Hf/3-Th-Ta جداکننده‌ی بازالت‌ها [۲۹]؛ (پ) موقعیت تکتونیکی بازالت‌های کوه چهلتن با استفاده از نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر اساس Ti/100-Zr-Y*3 [۳۲]؛ (ت) موقعیت تکتونیکی بازالت‌های کوه چهلتن با استفاده از نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر اساس Ti/100-Zr-Sr [۳۲] (علائم مشابه شکل ۳).



شکل ۸ روند عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت برای نمونه‌های کوه چهلتن در مقایسه با تولیت‌های فقیر از پتاسیم (LKT) و بازالت‌های آهکی-قلیایی مناطق قوس آتشفشانی (CAB) (داده‌های CAB و LKT از [۲۹]).

تشکیل می‌شوند. همچنین ماگماهای سازنده‌ی این سنگ‌ها، آثار آلودگی پوسته‌ای یا ورود مواد پوسته‌ای از لیتوسفر فرورو را نشان داده و می‌توانند حاصل ذوب‌بخشی یک گوشته‌ی دگرنهاد شده. زیرا تحرک عناصر کمیاب ناسازگار هنگام آب‌زدایی لیتوسفر اقیانوسی فرورو، فرایندی است که احتمالاً در تشکیل ماگماهای آهکی-قلیایی موثر است و پژوهشگران زیادی معتقدند که در این شرایط، عناصری همچون Sr, K, Rb, Ba, Th, Ce, P و Sm می‌توانند همراه با سیالات حرکت کرده و به سمت گوه‌ی گوشته‌ای صعود و آن را دگرنهاد کنند [۳۹]. هر چند که در ماگماهای بازالتی و آندزیتی، عناصر خاکی نادر، در کانی‌های اولیه، ناسازگار بوده و مقدارشان در گدازه بالاتر از کندریت است، اما افزایش مقدار LREE نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین می‌تواند به علت تبلور الیوین و پیروکسن باشد. زیرا ضریب توزیع REE در این کانی‌ها از La تا Lu افزایش می‌یابد و تبلور جدایشی این کانی‌ها می‌تواند گدازه‌ی باقیمانده را از LREE غنی سازد (نسبت به HREE). این تبلور اولیه و جدایی کانی‌هایی نظیر الیوین و پیروکسن در، بافت سنگ‌های منطقه کوه چهلتن به خوبی مشهود است.

بازالت‌های آهکی قلیایی، نسبت به بازالت‌های پشته‌ی میان اقیانوسی، از عناصری که پتانسیل یونی پایین دارند (Sr, K, Rb و Ba) غنی‌تر بوده و از عناصری که پتانسیل یونی بالا دارند (مثل Ta, Nb, Ce, P, Zr, Hf, Sm, Ti, Y, Yb و Sc)



شکل ۷ نمودار Rb/Y نسبت به Nb/Y [۳۳]، برای نمونه‌های بازالتی کوه چهلتن. برای مقایسه، میدان سنت هلن^{۱۱}، ایگنیمبریت‌ها و گدازه‌های کاپادوسین^{۱۲} و گدازه‌های سانتورینی^{۱۳} نشان داده شده‌اند [۳۵-۳۷] (علائم به دایره توپر: بازالت).

مقایسه‌ی فراوانی عناصر خاکی نادر در بازالت‌های منطقه با انواع شناخته شده‌ی بازالت تولیتی و آهکی-قلیایی (شکل ۸)، نشان می‌دهد که الگوی داده‌های عناصر خاکی نادر وابسته به گدازه‌های کوه چهلتن، شباهت زیادی به روند عناصر خاکی نادر CAB (بازالت‌های آهکی-قلیایی شاخص مناطق قوسی^{۱۴}) دارد، اما این نمونه‌ها نسبت به LKT (تولیت‌های کم پتاسیم فقیر از عناصر ناسازگار^{۱۵})، از LREE بسیار غنی‌تر بوده و حاوی مقادیر پایین‌تری از HREE هستند.

بحث

منطقه‌ی مورد بررسی شامل تناوبی از گدازه و پیروکلاستیک بوده و گدازه‌ها از نوع بازالت و بازالتیک آندزیت هستند. گدازه‌های مورد نظر، غنی از درشت بلور بوده و پلاژیوکلاز در آنها غالب است. در مقاطع نازک، آثار عدم تعادل در کانی‌هایی نظیر پلاژیوکلاز دیده شده و آمیختگی ماگماهایی با ترکیب تقریباً مشابه در سنگ‌ها وجود دارد. از نظر شیمیایی سنگ‌ها به بازالت‌های آهکی-قلیایی مناطق فرورانشی شبیه‌اند و احتمالاً جزء سنگ‌هایی هستند که در کمان‌های ماگمایی جوان و نابالغ

- 11 St. Helena
- 12 Cappadocian
- 13 Santorini
- 14 Calc-alkaline basalts
- 15 Incompatible element-depleted low-K tholeiite

مسئله‌ی دیگری که در نمودارهای ژئوشیمیایی و نمودارهای تشخیص محیط زمین‌ساختی دیده می‌شود، تمایل بعضی از نمونه‌های منطقه مورد بررسی به سمت سنگ‌های فوران یافته در جزایر قوسی است. به این ترتیب که در بعضی از نمودارها، نمونه‌های منطقه، هم در حاشیه‌ی قاره‌ای فعال و هم در محیط جزایر قوسی قرار می‌گیرند و ترکیب شیمیایی نمونه‌ها نیز به بعضی از سنگ‌های جزایر قوسی شباهت دارد. این موضوع ممکن است به دلیل دگرسانی نمونه‌ها باشد و بایستی در بررسی‌های بعدی مورد توجه قرار گیرد.

برداشت

شواهد مختلف نشان می‌دهد که گدازه‌های کوه چهلتن، محصول جدایش ماگماهایی هستند که در ابتدا از ذوب بخشی یک گوشته‌ی دگرنهاد، در بالای یک زون فرورانش ایجاد شده‌اند. محیط زمین‌ساختی این ماگماها می‌تواند یک حاشیه‌ی فعال قاره‌ای باشد. ماگماهای مورد نظر حین صعود در بخش‌هایی از پوسته توقف داشته و در اتاق‌های ماگمایی، ضمن تبلور کانی‌های الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز، به دفعات مورد هجوم ماگماهای اولیه و اصیل تر قرار می‌گرفته‌اند. اختلاط ماگمایی، تبلور جدایشی و آلودگی پوسته‌ای، به روشنی در بافت و ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها دیده می‌شوند.

مراجع

- [1] Shahabpour J., Kramers J. D., "Lead isotope data from the Sarcheshmeh porphyry copper deposit", Iran. Mineral Deposita. Vol. 22. P. 275-281.
- [2] Dimitrijevic M. D., "Geology of Kerman Region", Geol. Sur. Iran, Yu. No.52 (1973).
- [3] Geological Map Of Bardsir, (1.100000), 1992. Geological Survey of Iran.
- [4] Geological Map Of Chahar Gonbad - sheet 7249, (1.100000), 1971. Geological Survey of Iran.
- [۵] حسینی قائمی، محبی، گزارش نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ زمین شناسی سیرجان (۱۹۹۵).
- [6] Mackenzie W. S., Donaldson C. H., Guilford C., "Atlas of igneous rocks and their texture", Longman group (1988).
- [7] Shelley D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope. In: Kuscu. G.G. and Floyd. P. A.", 2001. Mineral compositional and textural

تهی‌ترند. غنی‌شدگی این سنگ‌ها از عناصر با پتانسیل یونی پایین، به دگرنهادی خاستگاه گوشته‌ای آنها به شاره‌های آزاد شده از لیتوسفر فرورو نسبت داده می‌شود. در مقابل، پایین بودن فراوانی عناصر با پتانسیل یونی بالا را می‌توان به درجات بالاتر ذوب‌بخشی و پایداری این عناصر در فازهای دیرگداز ورقه فرورونده نسبت داد. به این ترتیب یک خاستگاه گوه گوشته‌ای دگرنهاد بالای زون فرورانش برای سنگ‌های منطقه، منطقی به نظر می‌رسد.

بازالت‌های منطقه‌ی مورد بررسی، که احتمالاً از ذوب بخشی گوه‌ی گوشته‌ای دگرنهاد به وجود آمده‌اند، اولیه نیستند، یعنی مقدار MgO در آنها کمتر از گدازه‌ی اولیه‌ی گوشته‌ای است، به طوریکه به نظر می‌رسد در مخازن پوسته‌ای یا در زیر پوسته (یعنی مرز پوسته و گوشته) متوقف شده و ضمن تبلور بخشی (تبلور الیوین و کلینوپیروکسن)، اندکی دستخوش آلودگی پوسته‌ای شده‌اند. علیرغم توقف این ماگماها، جدایی گسترده در آنها صورت نگرفته و ماگماهای اسیدی از جدایش آنها ایجاد نشده است. این امر می‌تواند به دلیل فعال بودن مخازن ماگمایی و فوران‌های پی در پی، یا به دلیل ورود پی در پی ماگماهای جدید مافیک به مخزن ماگمایی باشد. به طوری که ورود این ماگماها، مانع از جدایش شدید ماگماهای اولیه شده و ترکیب آنها را در حد بازالت یا بازالتیک آندزیت نگه داشته است. گاهی نیز دو ماگما، پیش از اینکه کاملاً مخلوط شوند و به صورت ماگمای دورگه (هیبرید^۶) در بیابند، فوران کرده و شکل‌های آمیخته را به وجود آورده‌اند.

در مورد نوع ماگمای اولیه‌ای که از گوشته به وجود آمده نمی‌توان به درستی نظر داد، زیرا در منطقه‌ی مورد بررسی، ماگماهای اولیه‌ای که بتوانند بازالت‌های آهکی-قلیایی موجود را بسازند دیده نشد. اما شاید بتوان گفت که ماگماهای تولئیتی فقیر از پتاسیم، نقش گدازه‌های مادر بازالت‌های منطقه را ایفا کرده‌اند، زیرا از نظر فراوانی عناصر نادر خاکی، این توانایی در آنها وجود دارد. علاوه بر این، در مناطق مشابهی در دنیا، وجود این ماگماهای تولئیتی به عنوان ماگماهای مادر، اثبات شده است [۲۱]، اما برای ارائه نظر قطعی، باید بررسی‌های دقیق‌تر (ایزوتوپی و مدل سازی‌های ژئوشیمیایی) انجام شود.

- [14] Macdonald R., Belkin H.E., Fitton J.G., Rogers N.W., Nejbert K., Tindle A.G., Marshall A.S., "The roles of fractional crystallization, magma mixing, crystal mush remobilization and volatile-melt interactions in the genesis of a young basalt-peralkaline rhyolite suite, the Greater Olkaria Volcanic Complex", Kenya Rift Valley. *Journal of petrology*, v.49, n.8 (2008) 1515-1547.
- [15] Pearce J. A., "A users guide to basalt discrimination diagrams. In: Wman, D. A., (ed), *Trace element geochemistry of volcanic rocks: Application for massive sulphide exploration*", Geol. Assoc. Canada, short course notes. 12. 70-113.
- [16] Peccerillo A., Taylor S. R., "Geochemistry of Eocene Calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamoun area", northern Turkey. *Contr. Mineralogy and Petrology*. 58 (1976) 63-81.
- [17] Temel A., Gundogdu M.N., Gourgau A., "Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya", Central Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 85, 327-354.
- [18] Kheir Khah. M., Allen. M.B., Emami. M., "Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 182 (2009) 1-12.
- [19] Green T. H., "Island arc and continent-building magmatism: a review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry", In: Wilson. M., 1989. *Igneous Petrology: A Global Tectonic Approach*. Published by Springer. The Netherlands.Uk. (1980).
- [۲۰] میسن ب، مور ک، ترجمه: م. بهرامی، ۱۳۸۰. مبانی ژئوشیمی. انتشارات دانشگاه پیام نور.
- [21] Sun S. -s., Mc Donough W. F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Schmidt. M.E. & Grunder. A.L., 2011. *Deep Mafic Roots to Arc Volcanoes: Mafic Recharge and Differentiation of Basaltic Andesite at North Sister Volcano, Oregon Cascades*", *Journal of Petrology*. v. 0; n.0, (1989) 1-39.
- [22] Marchev P., Raicheva r., Downes H., Vaselli O., Chiaradia M., Moritz R., "Compositional diversity of Eocene-Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: implications for genesis and tectonic setting. In: evidence for magma mingling in the Saraykent volcanic. *Lithos*. 56 (1993) 207-230.
- [8] Humphreys M.C.S., Blundy J.D., Sparks R.S.J., "Magma Evolution and Open-System Processes at Shiveluch Volcano: Insights from Phenocryst Zoning", *Journal of Petrology*. vol. 47; num. 12 (2006) p 2303-2334.
- [9] Nelson S. T., Montana A., "Sieved textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. In: Kuscu. G.G. and Floyd. P. A., 2001", Mineral compositional and textural evidence for magma mingling in the Saraykent volcanic. *Lithos*. 56 (1992) 207-230.
- [10] Johannes W., Koepke J., Behrens H., "Partial melting reactions of plagioclases and plagioclase-bearing systems. In: Izbekov. P.E., Eichelberger. J.C., Patino. L.C., Vogel. T.A., Iranov. B.V., 2002.", Calcic cores of plagioclase phenocrysts in andesite from Karymsky volcano: Evidence for rapid introduction by basaltic replenishment. *Geological society of America*. v. 30; no. 9; p. 799-802.
- [11] Eichelberger J. C., "Andesitic volcanism and crustal evolution. In: Izbekov. P.E., Eichelberger. J.C., Patino. L.C., Vogel. T.A., Iranov. B.V., 2002. Calcic cores of plagioclase phenocrysts in andesite from Karymsky volcano", Evidence for rapid introduction by basaltic replenishment. *Geological society of America*. v. 30; no. 9; p. 799-802.
- [12] Davidson J., Tepley F., III Palacz Z., Meffan-Main S., "Magma recharge, contamination and residence times revealed by in situ laser ablation isotopic analysis of feldspar in volcanic rocks. In: Izbekov, P.E., Eichelberger, J.C., Patino, L.C., Vogel, T.A., Iranov, B.V., 2002. Calcic cores of plagioclase phenocrysts in andesite from Karymsky volcano", Evidence for rapid introduction by basaltic replenishment. *Geological society of America*. v. 30; no. 9; p. 799-802.
- [13] Singer B. S., Dungan M. A., Layne G. D., "Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: Clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers. In: Izbekov. P.E., Eichelberger. J.C., Patino. L.C., Vogel. T.A., Iranov. B.V., 2002. Calcic cores of plagioclase phenocrysts in andesite from Karymsky volcano", Evidence for rapid introduction by basaltic replenishment. *Geological society of America*. v. 30; no. 9; p. 799-802.

- [31] Shahabpour J., "Island - arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt", Journal of Asian Earth Sciences. 30,(2007) 652-665. In:
- [32] Pearce J. A., Cann J. R., "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses". Earth and Planetary Science Letters. 19 (1973) 290-300.
- [33] Edwards C., Menzies M., Thirlwall M., "Evidence from Muriah, Indonesia, for the interplay of supra-subduction zone and intraplate processes in the genesis of potassic alkaline magmas. In: Temel. A., Gundogdu, A. Gourgaud. M.N., 1998. Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey", Journal of Volcanology and Geothermal Research. 85 (1991) 327-354.
- [34] Rollinson H.R., "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation", Interpretation. Longman Scientific & Technical; Jhon Wiley & Sons, Inc. Longman Group UK Ltd (1993).
- [35] Huijsmans J. P. P., "Calc-alkaline lavas from the volcanic complex of Santorini, Aegean Sea", Greece. A petrological, geochemical and stratigraphy study. In: Temel. A., Gundogdu, A. Gourgaud. M.N., 1998. Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 85 (1985) 327-354.
- [36] Chaffey D. J., Cliff R. A., Wilson B. M., "Characterization of the st. Helena magma source", In: Temel. A., Gundogdu, A. Gourgaud. M.N., 1998. Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 85 (1989) 327-354.
- [37] Temel A., "Kapadokya eksplozif volkanizmasının petrolojik ve jeokimyasal özellikleri. In: Temel. A., Gundogdu, A. Gourgaud. M.N.", 1998. Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 85; 327-354.
- [38] Pearce J. A., "Role of subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins: in continental basalts and mantle xenoliths. In: Temel. A., Gundogdu, A. Gourgaud. Asiabanha. A., Ghasemi. H. and Meshkin. M., 2009. Paleogene continental-arc type volcanism in NorthQazvin", North Iran: facies analysis and geochemistry. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung. v. 186/2; (2004) p. 201-214.
- [23] 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. In: Asiabanha. A., Ghasemi. H. and Meshkin. M., 2009. Paleogene continental-arc type volcanism in NorthQazvin, North Iran", facies analysis and geochemistry. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung. v. 186/2; (2004) p. 201-214.
- [24] Barley M.E., Brown S.J.A., Krapez B., Kositcin N., "Physical Volcanology and geochemistry of a late Archaean volcanic arc: Kurnalpi and Gindalbie Terranes, Eastern Goldfields Superterrane", western Australia. Precambrian Research. 161 (2008) 53-76.
- [25] Chiaradia M., Muntener O., Beate B., "Enriched Basaltic Andesites from Mid-crustal Fractional Crystallization, Recharge, and Assimilation (Pilavo volcano, Western Cordillera of Ecuador)", Journal of petrology. V. 52; n. 6; (2011) p. 1107-1141.
- [26] Tamura Y., Yuhara M., Ishii T., Irino N., Shukuno H., "Andesites and Dacites from Daisen Volcano, Japan: Partial-to-Total Remelting of an Andesite Magma Body", Journal of Petrology. V. 44; n. 12 (2003) p. 2243 -2260.
- [27] Nakumara N., "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary Condrite", Geochem. Cosmochin. Acta, 38 (1974) 757-775.
- [28] Muller D., Groves D. I., "Pottasic igneous and associated gold-copper mineralization. Springer-Verlag", (1997) 241p.
- [29] Wood D. A., "The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province", Earth and Planetary Science Letters. 50 (1980) 11-30.
- [۳۰] شهریار ش.، قربانی م.، نصیری بزنجانی ر.، "ژئوشیمی و سنگ شناسی سنگ های آتشفشانی شمال شرق نراق: ماگماتیسم جزایر قوسی یا حواشی قاره ای فعال؟" مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران (۱۳۹۰) ص. ۲۵۱-۲۶۲.

[39] Briquet, et al?, "In: Temel. A., Gundogdu, A. Gourgaud. M.N., 1998. Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya", Central Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 85 (1991) 327-354.

M.N.", 1998. Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 85 (1983) 327-354.