مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیست و ششم، شمارهٔ سوم، پاییز ۹۷، از صفحهٔ ۷۱۷ تا ۷۳۲

انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

زمین‌شیمی روانه گدازه‌های هیدروماگمایی کرتاسه در منطقه سپارده، شمال شرق قزوین، البرز مرکزی

راضیه جعفری سوق، عباس آسیابانها*، محسن نصرآبادی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین

(دریافت مقاله: ۹۶/۵/۲۳، نسخه نهایی: ۹۶/۱۱/۱۴)

چکیده: سنگ‌های آتشفشانی قلیایی و چینه‌سان منطقه‌ی سپارده (شمال شرق قزوین) واقع در پهنه البرز مرکزی به صورت هم‌شیب بر سنگ آهک‌های کرتاسه پیشین سازند تیزکوه قرارگرفته‌اند. این سنگ‌ها ازنظر بافتی بسیار ریزدانه و یکنواخت هستند و ازنظر کانی‌شناسی با داشتن ریزدرشت بلورها و ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیوین، آپاتیت و کانی‌های کدر در یک زمینه‌ی شیشه‌ای مشخص می‌شوند. ولی در بین توالی نمونه‌های برداشت شده، نمونه‌های با بافت آذرآواری و ویژگی‌های بافتی زیر نیز وجود دارند: بافت لکه‌ای، ریزبالشتک‌های مافیک، تخلخل ۴-۳ برابر، حفره‌های تفکیکی، قطعات پوکه‌ای و تراشه‌های شیشه. در نتیجه، برخلاف سایر نمونه‌ها، برآمده از فوران انفجاری هستند. نمونه‌ها ازنظر شیمیایی، تفریتی و وابسته به سری سدیمی قلیایی هستند. با وجود یکنواختی در ترکیب نمونه‌های غیرانفجاری، مقدار سیلیس و قلیایی‌ها در نمونه‌های آذرآواری، بیشتر و در عوض مقدار $MgO, Fe_2O_3^t, TiO_2$ و CaO کمتر از سایر نمونه‌هاست. همچنین ازنظر ترکیب عناصر فرعی، در بیشتر نمونه‌ها، غنی‌شدگی (حدود ۱۰۰ برابر) عناصر خاکی نادر سبک (LREEs) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREEs)، ناهنجاری مثبت عناصر با شدت میدان بالا (HFSEs) Eu, Rb, Th, ناهنجاری منفی Ta و K و نبود ناهنجاری منفی Ti و Nb دیده می‌شود. در ضمن، نمودارهای محیط زمین‌ساختی، موقعیت کافت قاره‌ای و نمودارهای سنگ‌زایی، یک خاستگاه گارنت لرزولیتی غنی‌شده را نشان می‌دهند. لذا درمجموع می‌توان چنین نتیجه گرفت که این ماگماها که از یک گوشته سست کره‌ای غنی‌شده، سرچشمه گرفته‌اند، در یک محیط کششی کافت درون قاره‌ای تشکیل و به‌صورت غیر انفجاری، از طریق شکستگی‌های عمیق بالا آمده و وارد محیط دریایی نه چندان عمیق کرتاسه پسین شده‌اند. بااین‌حال، ذوب بخشی سنگ‌کره با نفوذ ماگمای مافیک گوشته‌ای، گاهی اوقات ماگمای اسیدی‌تر تولید کرده است که در آمیزش با ماگماهای مافیک جدیدتر، سبک فوران‌ها را به سمت انفجاری سوق داده و تماس با آب دریا نیز، این ویژگی را تشدید کرده است.

واژه‌های کلیدی: *فوران زیردریایی؛ کافت قاره‌ای؛ کرتاسه؛ البرز مرکزی؛ قزوین.*

مقدمه

وضعیت زمین‌ساختی ویژه زمان کرتاسه در سرزمین ایران منجر به کافت‌زایی قاره‌ای و افیولیت‌زایی گسترده در برخی نقاط ایران شده است که بطور مثال می‌توان به کافت‌زایی مربوط به حوضه‌های پشت‌کمان نئوتتیس اشاره کرد [۱-۳]. به علاوه، شهیدی و همکاران [۵،۴] معتقدند که پس از رویداد فشارشی کوهزایی کیمرین پسین، بیشتر بخش‌های البرز دچار زمین-ساخت کششی می‌شوند که با میان لایه‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی ضخیم موجود در توالی رسوبات دریایی کرتاسه مشخص می‌شوند. لذا انتظار ایجاد فعالیت‌های آتشفشانی مرتبط دور از انتظار نیست. فعالیت ماگمایی کرتاسه و رخدادهای پس از کوهزایی کیمرین در ایران به‌ویژه در کوهزاد

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۲۸-۳۳۹۰۱۳۶۵، نمابر: ۰۲۸۳۳۷۸۰۰۴۰ ، پست الکترونیکی: asiabanha@sci.ikiu.ac.ir

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

[DOI: 10.29252/ijcm.26.3.717]

زاگرس از اهمیت درخورتوجهی برخوردار است، بطوری که افیولیت‌زایی در پهنه زاگرس و اطراف خرده قاره ایران مرکزی و نیز برخی توده‌های نفوذی در نیمه شمالی پهنه سنندج-سیرجان چون توده‌های گرانیتوئیدی الوند، ملایر، گلپایگان و بروجرد، نمونه‌هایی از مظاهر آن هستند.

در مورد فعالیت‌های ماگمایی این زمان در پهنه البرز اطلاعات چندانی در دست نیست که شاید به دو دلیل باشد: یکی به دلیل دور بودن این منطقه از کانون اصلی رخداد مربوط به بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و دیگری پنهان بودن رخنمون‌های احتمالی آن در زیر پوشش جنگلی اقلیم منطقه. به‌هرحال، نخستین گزارش از توصیف رخنمون‌های آتشفشانی کرتاسه در دامنه شمالی پهنه البرز مرکزی مربوط به سازند چالوس است که برش الگوی آن توسط کارتیر [۶] در ۱۷ کیلومتری جنوب چالوس در جاده تهران- چالوس معرفی شد. او این سازند را مشتمل بر ۵ عضو متناوب آتشفشانی و آهکی به ضخامت کل ۱۸۰۰ متر گزارش نموده است. از بررسی‌های دیرینه مغناطیسی بر سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در کوه‌های البرز مرکزی مشخص شده است که شمال ایران در آن زمان، در همین موقعیت فعلی نسبت به اوراسیا قرار داشته است [۷]. در سال‌های اخیر سنگ‌های گابرویی و بازالتی وابسته به این زمان در شرق گیلان نیز بررسی شده‌اند [۸-۱۱]. به نظر صلواتی و همکاران [۸] توالی مافیک-فرامافیک منطقه جنوب لاهیجان-لنگرود نشانگر یک توالی افیولیتی در یک حوضه حاشیه‌ای ابرفرورانشی است. درحالی که برخی دیگر [۱۱،۹] بازالت‌های قلیایی منطقه جواهردشت را برآمده از آلایش با پوسته‌ی قاره‌ای در یک محیط کافت قاره‌ای می‌دانند. به علاوه شهیدی و همکاران [۴] نیز رویدادهای آتشفشانی کرتاسه در البرز را ناشی از فاز کششی می‌دانند که به دنبال تغییر تنش ایجاد شده‌اند.

در منطقه بین استان‌های قزوین و مازندران و در گستره عرض‌های جغرافیایی ′۴۵ °۳۶ تا ′۵۵ °۳۶ شمالی و طول‌های جغرافیایی ′۱۵ °۵۰ تا ′۲۰ °۵۰ شرقی، بر سنگ‌آهک‌های سازند تیزکوه (به سن کرتاسه پیشین)، روانه گدازه‌های چینه-سانی وجود دارند که بخشی از رخنمون‌های این سنگ‌ها در البرز مرکزی و غربی به شمار می‌روند (شکل ۱). نبود اطلاعات کافی در مورد سنگ‌زایی و محیط زمین‌ساخت‌ماگمایی فعالیت آتشفشانی کرتاسه در البرز و ارتباط یا عدم ارتباط آن با فعالیت آتشفشانی گسترده سنوزوئیک و نیز ارزیابی شرایط فیزیکوشیمیایی فوران، مهم‌ترین اهداف این پژوهش هستند.

روش پژوهش

نظر به گسترش چینه‌سان روانه گدازه‌های کرتاسه در شمال نوار آتشفشانی – نفوذی پالئوژن البرز، از تعدادی از این روانه‌ها، نمونه‌های پیاپی برداشت شد تا ضمن بررسی هم‌زادی کانی‌ها و روابط بافتی، تغییرات شیمیایی آنها نیز بررسی شد. تجزیه شیمیایی نمونه‌ها به روش‌های طیف‌سنجی فلوئورسانس پرتو X (XRF)، (عناصر اصلی برحسب درصد وزنی اکسیدها)، و طیف-سنجی پلاسمای جفت شده القایی (ICP) (عناصر فرعی برحسب ppm) در آزمایشگاه زمین‌شیمی سازمان زمین‌شناسی کشور صورت گرفت که نتایج انها در جدول ۱ ارائه شده است.

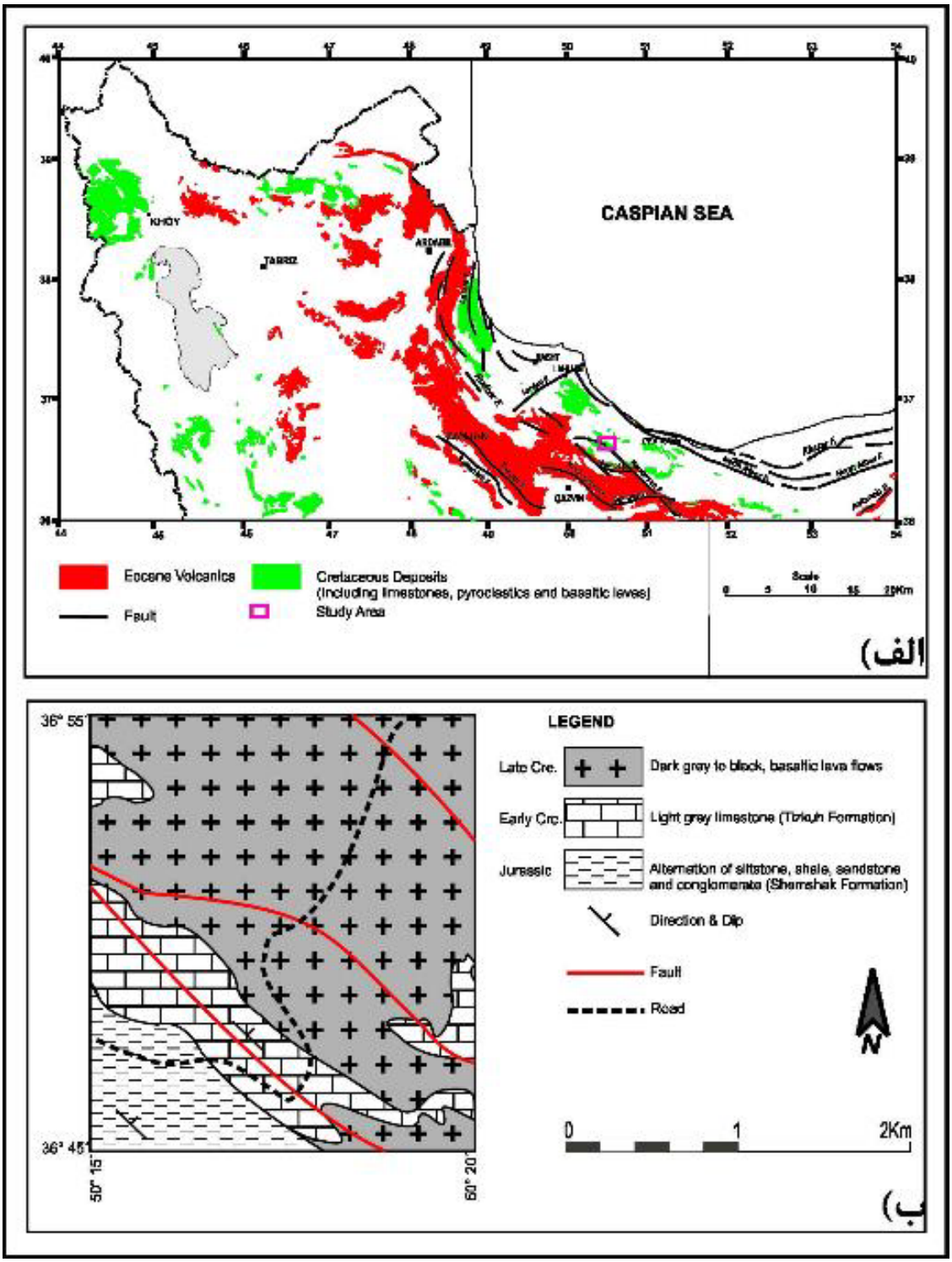
زمین‌شناسی

از نظر موقعیت زمین‌شناسی، منطقه مورد بررسی در پهنه البرز مرکزی قرار دارد که توسط گسل کندوان از نوار آتشفشانی – نفوذی پالئوژن در قسمت جنوبی جدا می‌شود. قدیمی‌ترین رخنمون‌ها در منطقه، رسوبات سازند شمشک هستند که سنگ آهک‌های اربیتولین‌دار سازند تیزکوه (به سن کرتاسه پیشین) با نبود چینه‌شناسی به طور مستقیم بر آن‌ها (شکل ۲ الف) و سپس روانه گدازه‌های موردنظر در این بررسی، به‌صورت هم‌شیب بر آن‌ها واقع شده‌اند (شکل ۲ ب) و ازاین‌رو سن آن‌ها، به‌احتمال زیاد کرتاسه پسین (آپتین- آلبین) برآورد می‌شود.

روانه گدازه‌های مورد بررسی به‌صورت چینه‌سان با شیبی حدود ۵۰-۶۰ درجه به سمت شمال- شمال‌شرق دیده می‌شوند. ضخامت هر یک از روانه‌ها حدود ۴ تا ۱۰ متر و بافت یکنواخت ریزدانه تا توده‌ای و نسبتاً حفره‌دار به رنگ خاکستری تا قهوه‌ای تیره دارند. باوجود ترکیب به‌ظاهر یکنواخت و نبود کانی قابل تشخیص در نمونه‌ی دستی، به دلیل تغییر میزان حفره‌ها در روانه‌های مختلف و احتمال تغییرات کانی‌شناسی و حتی شیمیایی، از چند روانه، نمونه‌برداری منظم و پیاپی صورت گرفت (شکل ۲ ب). در بُرش برداشت شده، برخی روانه‌ها، درزه‌های عمود بر عرض گدازه (درزه‌های انقباضی) نشان می-دهند (شکل ۲ پ) و در ضمن هیچ‌گونه افق خاکی بین روانه‌ها دیده نشد. ولی یکی از روانه‌های میانی این بُرش، دارای بافت

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]
[DOI: 10.29252/ijcm.26.3.717]

برِشی یا آب‌آواری است، به‌طوری‌که دربردارنده قطعات نیمه‌گرد تا زاویه‌دار تیره در یک زمینه‌ی پر حفره به رنگ روشن‌تر است (شکل ۲ ت) و میزان حفره‌ها با رسیدن به این روانه به بیشترین حد خود می‌رسد.



شکل ۱ الف) پراکندگی رخنمون‌های سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه و ائوسن در شمال ایران براساس نقشه‌های زمین‌شناسی چهارگوش‌های قزوین رشت [۱۲]، تبریز-پلدشت [۱۳]، خوی [۱۴]، مهاباد [۱۵]، ارومیه [۱۶]، زنجان [۱۷]، تکاب [۱۸]، ساری [۱۹]، مغان [۲۰]، میانه [۲۱]، بندرانزلی [۲۲]، اردبیل [۲۳]، آمل [۲۴]، اهر [۲۵] و گسل‌ها (برگرفته از مرجع [۲۶]) و ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی [۲۷].

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

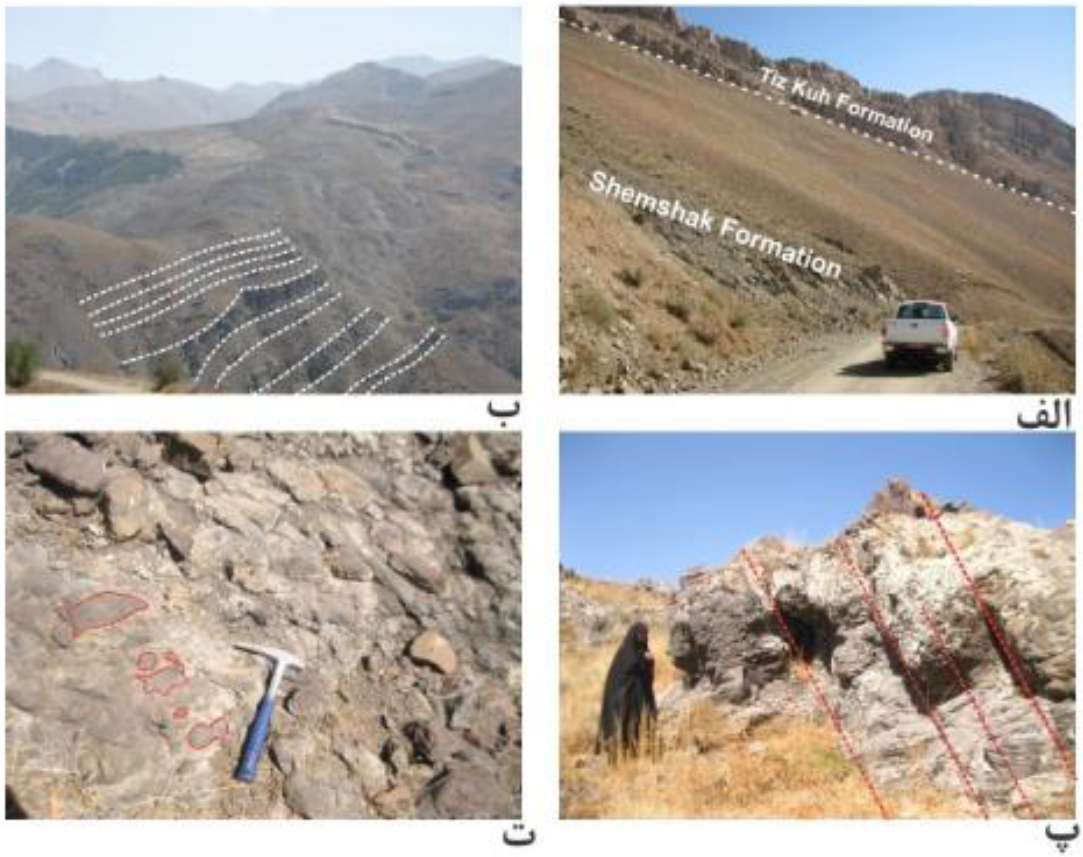
[DOI: 10.29252/ijcm.26.3.717]

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی (برحسب درصد وزنی) و کمیاب (برحسب ppm) در نمونه‌های منطقه سپارده، شمال شرق قزوین

نمونه	S-9a	S-10	S-11a	S-12	S-13	S-14	S-15
SiO_2	۴۳٫۴۷	۵۴٫۹۴	۴۴٫۷۱	۴۰٫۸۵	۴۲٫۴۹	۴۳٫۲۹	۴۳٫۵۲
TiO_2	۳٫۳۹	۱٫۷۰	۳٫۳۶	۲٫۹۲	۳٫۸۲	۳٫۲۲	۳٫۲۴
Al_2O_3	۱۴٫۸۴	۱۵٫۵۴	۱۵٫۳۸	۱۵٫۳۱	۱۴٫۸۴	۱۶٫۷۷	۱۶٫۱۳
Fe_2O_3	۱۵٫۸۶	۱۱٫۹۷	۱۴٫۴۰	۱۵٫۴۵	۱۶٫۴۷	۱۴٫۰۶	۱۴٫۹۱
MnO	۰٫۲۸	۰٫۲۰	۰٫۲۸	۰٫۲۸	۰٫۲۶	۰٫۲۶	۰٫۲۵
MgO	۵٫۸۶	۲٫۷۲	۵٫۲۲	۴٫۳۰	۴٫۰۶	۳٫۳۶	۳٫۹۴
CaO	۶٫۸۴	۲٫۶۷	۶٫۸۰	۱۰٫۹۳	۸٫۴۴	۸٫۵۷	۷٫۹۷
Na_2O	۲٫۶۴	۵٫۲۲	۲٫۷۱	۲٫۸۷	۲٫۷۲	۳٫۶۶	۳٫۴۲
K_2O	۰٫۹۶	۱٫۲۹	۱٫۰۲	۱٫۰۱	۰٫۷۹	۱٫۶۳	۱٫۰۲
P_2O_5	۱٫۲۵	۱٫۱۲	۱٫۲۵	۱٫۵۱	۱٫۵۸	۱٫۱۴	۱٫۲۲
SrO	۰٫۱۷	۰٫۱۱	۰٫۱۶	۰٫۱۹	۰٫۲۱	۰٫۱۴	۰٫۱۲
ZrO_2	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۱۰	۰٫۰۶	۰٫۰۵
افت گرمایی	۴٫۰۵	۲٫۱۵	۴٫۳۱	۳٫۹۶	۳٫۷۳	۳٫۵۰	۳٫۹۰
مجموع	۹۹٫۷۰	۹۹٫۷۲	۹۹٫۶۸	۹۹٫۶۴	۹۹٫۴۹	۹۹٫۶۶	۹۹٫۷۰
Cs	۱۷٫۰۷	۱۳٫۰۱	۱۴٫۶۳	۱۵٫۸۲	۱۸٫۵۵	۱۴٫۱۴	۱۸٫۵۳
Rb	۳۱۶٫۱۲	۲۲۱٫۸۱	۲۹۵٫۸۳	۳۷۱٫۰۲	۴۲۵٫۳۴	۲۶۱٫۷۴	۲۶۷٫۵۶
Ba	۵۷۲٫۶۵	۴۷۱٫۴۰	۵۴۸٫۱۳	۸۴۳٫۶۹	۵۹۶٫۳۲	۸۹۰٫۰۸	۶۹۹٫۷۱
Sr	۱۲۳۵٫۱۱	۸۷۰٫۳۱	۱۱۵۹٫۶۲	۱۴۲۱٫۷۵	۱۶۴۲٫۵۶	۱۰۱۲٫۰۵	۱۰۳۵٫۸۹
Pb	۴۹٫۸۸	۳۹٫۸۲	۱۸٫۲۶	<۰٫۵	۲۴٫۹۴	۱٫۱۷	۰٫۵۲
Th	۱۳٫۷۴	۱۱٫۳۸	۱۱٫۴۹	۱۵٫۹۶	۱۴٫۵۹	۱۲٫۴۷	۱۴٫۷۳
U	۷٫۴۶	۵٫۵۸	۶٫۶۰	۶٫۹۳	۸٫۰۲	۶٫۸۷	۷٫۹۸
Zr	۹۵۴٫۸۴	۸۷۸٫۱۴	۹۷۶٫۸۵	۷۵۵٫۱۵	۹۹۱٫۴۱	۵۸۶٫۲۷	۵۴۳٫۸۸
Hf	۵٫۵۵	۴٫۴۲	۵٫۰۹	۵٫۸۵	۶٫۳۶	۵٫۰۴	۵٫۸۹
Ta	۰٫۹۲	۰٫۶۷	۰٫۹۴	۱٫۲۸	۱٫۰۴	۱٫۱۲	۱٫۱۱
Y	۳۷٫۳۴	۳۳٫۴۵	۳۴٫۸۵	۴۵٫۱۷	۴۶٫۲۰	۳۸٫۰۵	۳۶٫۰۶
Nb	۱۰۸٫۱۴	۵۶٫۴۹	۹۵٫۳۳	۹۶٫۳۱	۱۱۴٫۹۵	۱۰۰٫۷۵	۱۱۴٫۸۴
La	۷۳٫۳۵	۱۰۱٫۷۲	۷۴٫۸۹	۱۲۶٫۰۲	۸۴٫۸۷	۸۹٫۲۵	۶۴٫۸۳
Ce	۱۶۹٫۲۵	۱۹۲٫۱۴	۱۶۰٫۸۹	۲۴۱٫۰۰	۱۹۲٫۶۷	۱۸۱٫۳۸	۱۵۲٫۱۲
Pr	۱۴٫۱۳	۱۵٫۲۷	۱۲٫۲۶	۱۹٫۳۱	۱۷٫۰۸	۱۷٫۳۱	۱۶٫۱۳
Nd	۱۴۹٫۹۴	۸۹٫۹۱	۱۳۴٫۸۸	۱۴۶٫۸۱	۱۶۷٫۴۶	۱۵۰٫۳۷	۱۴۷٫۶۵
Sm	۱۰٫۵۳	۱۰٫۱۴	۹٫۵۲	۱۱٫۵۷	۱۲٫۸۱	۹٫۸۲	۱۰٫۰۵
Eu	۴٫۰۴	۳٫۲۶	۳٫۳۶	۴٫۲۴	۵٫۲۶	۳٫۳۸	۳٫۶۰
Gd	۸٫۱۱	۷٫۰۶	۷٫۲۳	۸٫۷۶	۹٫۳۶	۷٫۶۲	۸٫۳۴
Tb	۸٫۱۱	۴٫۱۹	۷٫۰۴	۶٫۸۳	۸٫۶۲	۷٫۱۸	۸٫۵۳
Dy	۷٫۰۹	۵٫۷۷	۶٫۰۷	۸٫۳۷	۸٫۴۷	۶٫۵۷	۷٫۰۸
Ho	۲٫۲۳	۱٫۸۸	۱٫۸۱	۲٫۵۹	۲٫۸۲	۲٫۲۰	۲٫۰۶
Er	۱٫۰۸	۱٫۵۵	۰٫۹۳	۱٫۸۲	۲٫۰۵	۱٫۸۴	۱٫۶۳
Tm	۰٫۴۱	۰٫۳۶	۰٫۳۲	۰٫۴۱	۰٫۴۷	۰٫۳۸	۰٫۴۹
Yb	۳٫۰۸	۲٫۴۷	۲٫۹۷	۳٫۸۴	۳٫۳۹	۳٫۳۶	۳٫۲۴
Lu	۱٫۳۵	۱٫۰۰	۱٫۳۳	۱٫۴۰	۱٫۴۰	۱٫۱۶	۱٫۵۴
Sc	۱۸٫۵۷	۵٫۵۲	۱۸٫۰۱	۱۵٫۰۱	۱۳٫۷۲	۱۵٫۵۸	۱۲٫۵۱
Cr	۷۳٫۱۷	۱۷۹٫۷۲	۸۶٫۹۴	۲۶٫۶۳	۴۱٫۵۳	۶۷٫۵۷	۴۰٫۲۰
Ni	۵۵٫۲۳	۴٫۴۳	۴۲٫۹۶	۱۴٫۶۵	۹٫۹۵	۱۳٫۰۰	۱۰٫۴۵
Co	۳۹٫۹۴	۱۹٫۷۸	۴۲٫۵۶	۴۳٫۱۸	۴۱٫۱۲	۴۳٫۴۴	۴۴٫۷۹
V	۲۵۶٫۳۸	۶۲٫۴۹	۲۲۴٫۰۷	۲۶۸٫۵۲	۲۰۳٫۵۱	۲۶۰٫۷۶	۲۱۹٫۷۶
Ga	۳۰٫۶۱	۲۷٫۲۸	۲۸٫۰۹	۲۴٫۸۳	۳۳٫۲۷	۲۵٫۳۶	۲۴٫۳۴
Zn	۱۴۴٫۰۰	۲۵۸٫۸۷	۱۸۰٫۰۸	۱۷۱٫۷۱	۱۹۶٫۶۴	۱۲۸٫۶۳	۱۲۷٫۸۰
Cu	۶۲٫۲۹	۲۵٫۸۶	۴۷٫۳۰	۵۶٫۲۹	۳۷٫۴۳	۴۶٫۶۸	۳۲٫۴۰
Be	۴٫۲۴	۵٫۱۰	۴٫۶۲	۳٫۸۷	۴٫۴۱	۲٫۹۷	۲٫۶۷

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

[DOI: 10.29252/ijcm.26.3.717]



شکل ۲ تصاویر صحرایی برخی از رخنمون‌های منطقه مورد بررسی: الف) قرارگیری سازند تیزکوه بر سازند شمشک؛ ب) روانه گدازه‌های چینه‌سان منطقه سپارده؛ پ) درزه‌های انقباضی دریکی از روانه‌ها؛ ت) برش آتشفشانی شیشه آواری شامل قطعات گرد مافیک در زمینه فلسیک.

سنگ‌شناسی توصیفی

نمونه سنگ‌های برداشت شده از بیشتر روانه‌های مورد بررسی، کانی‌شناسی مشابهی دارند و همانند مقیاس ماکروسکوپی، در مقیاس میکروسکوپی نیز از نظر بافت و اندازه دانه همگن هستند و با داشتن ریزدرشت بلورهای پلاژیوکلاز (۳۰٪)، پیروکسن (۱۰٪)، الیوین (۵٪) و کمتر از یک درصد آپاتیت و اکسیدهای آهن-تیتان در یک بافت شیشه‌ای ریزسنگی پورفیری و تراکیتی مشخص می‌شوند (شکل ۳ الف، ب). در ادامه به بررسی ویژگی‌های سنگ‌نگاری نمونه‌ها در مقیاس میکروسکوپی می‌پردازیم:

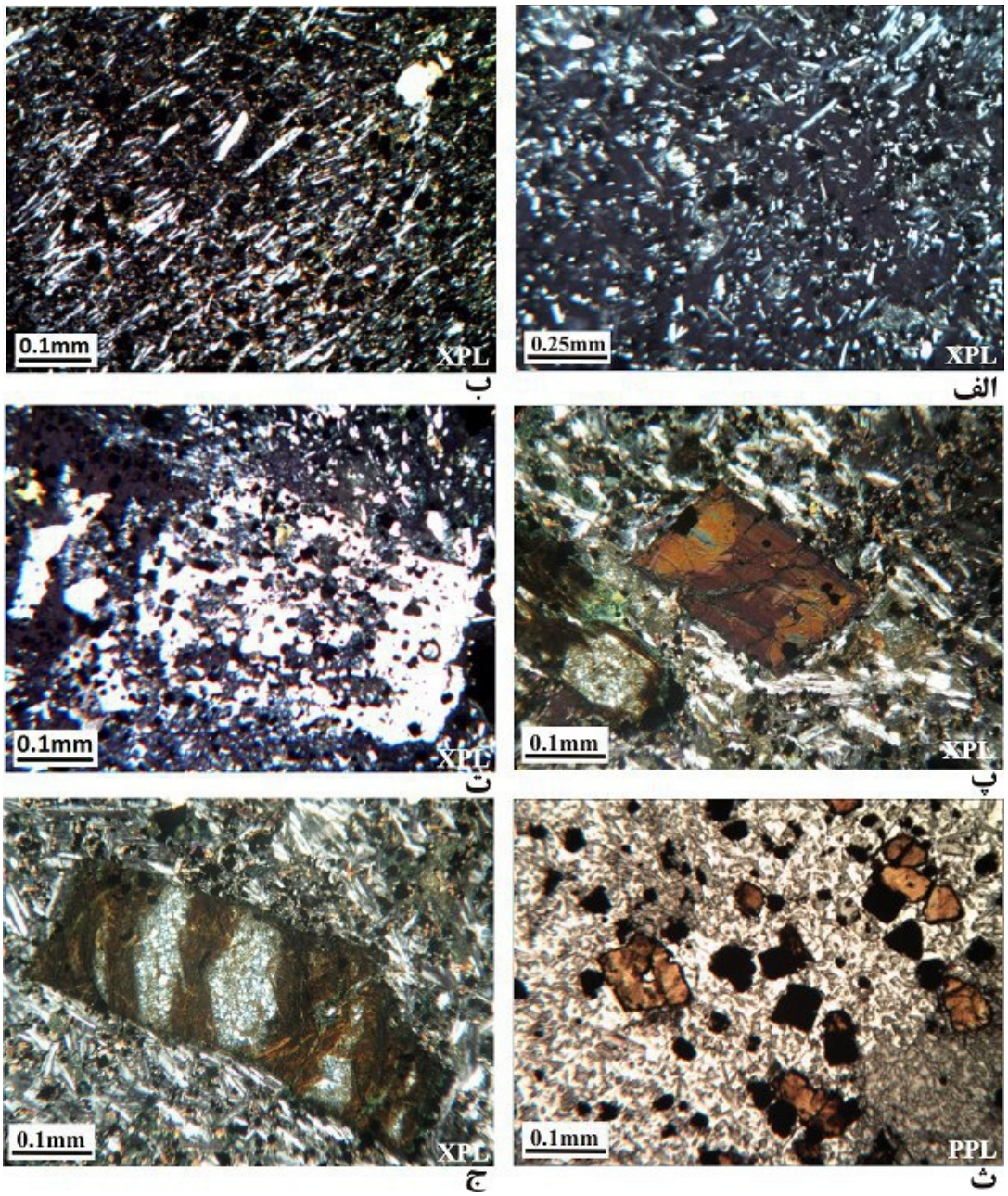
پلاژیوکلاز: بیشتر پلاژیوکلازهای این سری گدازه‌ها به صورت ریزسنگی و گاه ریزدرشت بلوری دیده می‌شوند. ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز گاهی بدون جهت‌یافتگی (شکل ۳ الف) و گاه با بافت جریانی و نیز به شکل‌های دم پرستویی (شکل ۳ ب) دیده می‌شوند که این خود نشانگر سرعت بالای انتشار به هنگام سرد شدن سریع است [۲۸]. بالا بودن درصد حجمی ریزسنگ‌ها نسبت به ریزدرشت بلورها نشانه سرعت بالای صعود ماگما طی انتقال به سطح زمین و سرد شدن سریع در مراحل پایانی انجماد است.

پیروکسن: این نمونه‌ها دارای پیروکسن از نوع کلینوپیروکسن (احتمالاً تیتان اوژیت) هستند و ماکل ساعت شنی (شکل ۳ پ)، منطقه‌بندی، بافت غربالی (شکل ۳ ت) و خوردگی خلیجی، نشان می‌دهند که در مجموع بیانگر عدم تعادل آنها طی مراحل پایانی سرد شدن است.

الیوین: در نمونه‌های مورد بررسی به‌ندرت الیوین سالمی دیده می‌شود. می‌توان گفت که تقریباً تمام الیوین‌ها به ایدنگزیت (شکل ۳ ث) و یا بولانژیت (شکل ۳ ج) تبدیل‌شده‌اند و تنها اشکال دروغینی از آن‌ها باقی مانده است. ایدنگزیت در نمونه‌ها به رنگ قهوه‌ای مایل به نارنجی دیده می‌شود. ایدنگزیت فراورده فراگیر و متداول دگرسانی ماگمایی دما - بالاست و یک شبه کانی قرمزرنگ شامل اکسید آهن سه‌ظرفیتی است که براثر اکسایش در دمای بالا، از الیوین گدازه‌ها ایجاد می شود [۲۸،

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]
[DOI: 10.29252/ijcm.26.3.717]

۲۹]. درشت‌بلورهای الیوین اغلب به‌صورت خودشکل یا نیمه-خود شکل هستند. همچنین دیده می‌شود که بعضی از شکستگی‌ها و حفره‌های الیوین توسط انباشت‌های اسفرولیتی ثانویه متشکل از کانی‌های کوارتز پرشده است (شکل ۳ ج). این انباشت‌های اسفرولیتی در مراحل بعدی و طی مرحله انجماد گاز کافت گدازه‌ها، در نتیجه باز تبلور و در اثر گازهای آتشفشانی ایجاد شده‌اند.



شکل۳ تصاویر میکروسکوپی روانه گدازه‌های مورد بررسی: الف) بافت شیشه‌ای ریزدانه (نمونه S.11a) شامل ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و کانی‌های کدر در یک خمیره شیشه‌ای؛ ب) بافت تراکیتی (نمونه S.15) شامل ریزدرشت بلورها و ریزسنگ‌های جهت یافته پلاژیوکلاز، پیروکسن و کانی‌های کدره؛ پ) درشت‌بلور اوژیت با منطقه‌بندی ساعت‌شنی در زمینه‌ای با بافت تراکیتی (نمونه S.9a)؛ ت) بافت غربالی، خوردگی و ایجاد بافت اسکلتی در درشت بلور پیروکسن (نمونه S.14)؛ ث) ریزدرشت بلورهای الیوین ایدینگزیتی شده دارای لبه کدر شده و کانی‌های کدر همراه با مقادیر کمی (کمتر از ۱٪) آپاتیت (نمونه S.12)؛ ج) الیوین تجزیه شده به ایدنگزیت و بولانژیت با شکستگی‌های پرشده توسط انباشت‌های اسفرولیتی (نمونه S.9a).

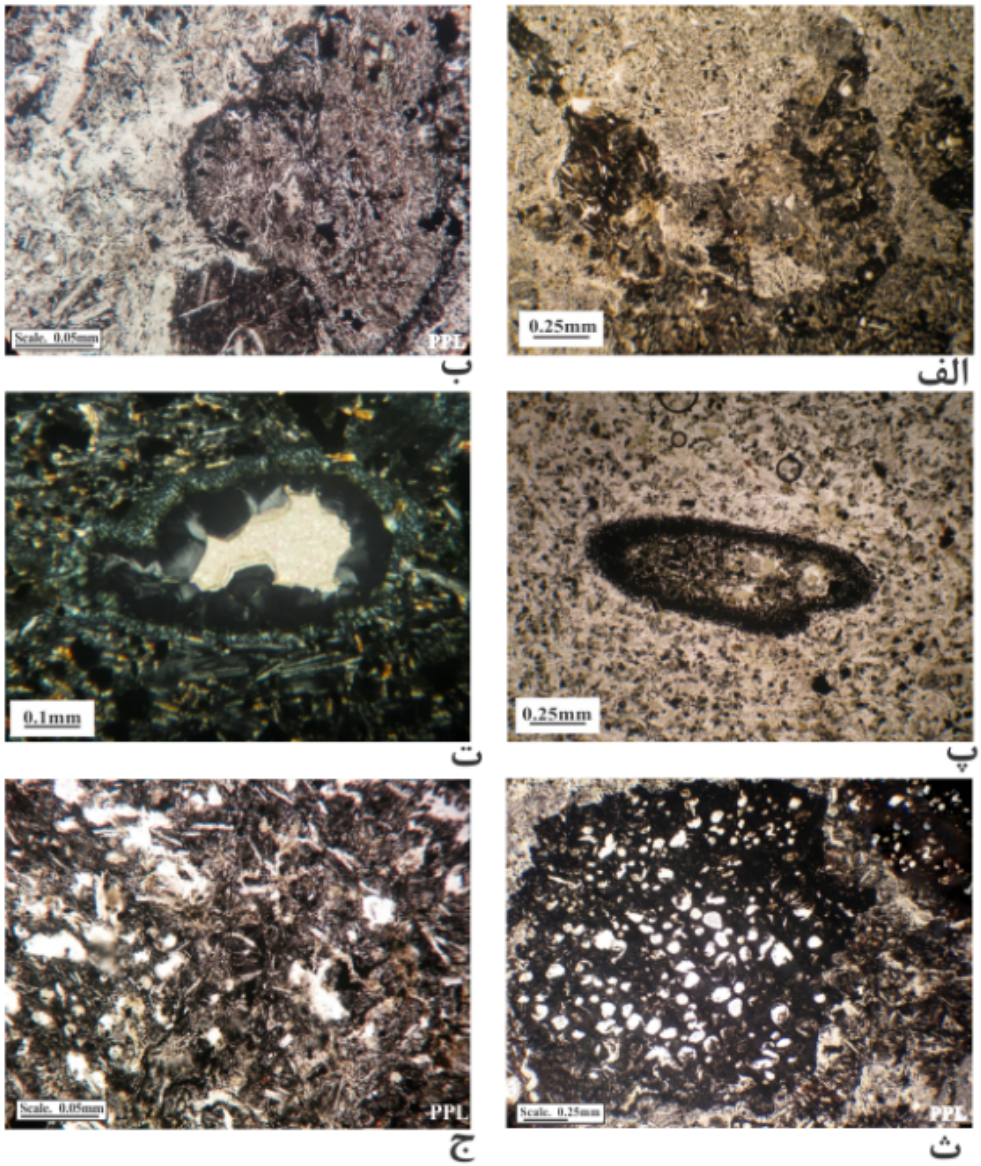
[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

[DOI: 10.29252/ijcm.26.3.717]

آپاتیت: آپاتیت به صورت بلورهای ریزسنگی با درصد حجمی ناچیز (کمتر از ۲٪) دیده می‌شود. فقط در یکی از نمونه‌های دارای شبه ریخت‌های الیوین، بلورهای سوزنی کشیده و مقاطع عرضی شش‌گوش این کانی در زیر میکروسکوپ به روشنی دیده می‌شوند (شکل ۳ ث).

چنانکه پیش‌تر اشاره شد یکی از روانه‌های برداشت شده دارای بافت بِرِشی مشخص است (شکل ۲ ت) و همین، تهیه نمونه‌ی شاخص از آن برای بررسی‌های سنگ‌نگاری را غیر ممکن می‌ساخت. بااین‌حال، نکته جالب توجه این است که نمونه‌ی روانه گدازه‌ی زیر این روانه (نمونه‌ی S.10) نیز نسبت به سایر نمونه‌های برداشت شده‌ی توالی، دارای ویژگی‌های بافتی منحصربه‌فردی به شرح زیر است:

۱- بافت لکه‌ای ناشی از آمیختگی دو مذاب (شکل ۴ الف) با ترکیب بسیار متفاوت از هم (تیره و روشن). قسمت‌های تیره و روشن به شکل نیمه‌گرد تا گرد (شکل ۴ ب) و گاه در هم فرورفته هستند. بافت قطعات نیز در بیشتر موارد شیشه‌ای ریزسنگی و تراکیتی است. برخی قطعات مافیک به‌صورت ریزبالشتک با لبه انجماد سریع (شکل ۴ پ) دیده می‌شوند.



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی از بافت‌های نامتعادل رخساره آب‌آواری (نمونه S.10): الف) آمیختگی مذاب‌های مافیک (قسمت تیره) و فلسیک (قسمت روشن) به‌صورت ورود زبانه‌های مافیک به درون قسمت فلسیک (بافت لکه‌ای)؛ ب) آمیختگی قطعات گرد شده مافیک (تیره‌رنگ) در زمینه فلسیک (رنگ روشن)؛ پ) یک ریزبالشتک مافیک با لبه انجماد سریع؛ ت) یک حفره تفکیکی شامل کلسیت در مرکز و مذاب در لبه؛ ث) قطعه پوکه مافیک دربردارنده حفره‌های فراوان در میان قسمت فلسیک؛ ج) حفره‌ها و تراشه‌های فراوان در قسمت فلسیک.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

[DOI: 10.29252/ijcm.26.3.717]

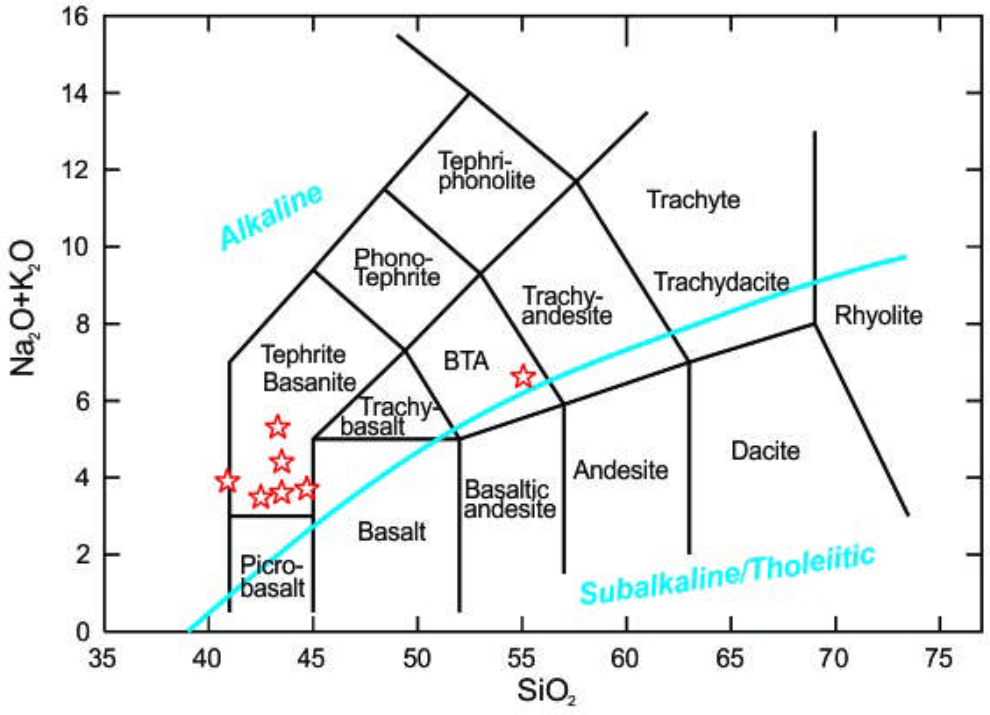
۲- میزان تخلخل بسیار (۳ تا ۴ برابر) بالاتر از سایر روانه‌ها: برخی از این حفره‌ها، به‌طور کامل با کانی‌های ثانوی (مانند کلسیت، زئولیت و کالسدونی) پر شده‌اند. در برخی از موارد نیز دیواره حفره‌ها با مذاب و بقیه قسمت‌های مرکزی حفره با کانی‌های ثانوی پر شده است (شکل ۴ ت). ورنون [۳۰] این‌گونه حفره‌ها را حفره‌های تفکیکی نامیده و معتقد است مذابی که بخشی از حفره را اشغال می‌کند نسبت به مذاب بیرون حفره، از Ti, K و P غنی‌تر است. وی بر اساس نتایج پژوهش‌های مختلف (برای مثال [۳۱-۳۴]) فرایند تشکیل حفره‌های تفکیکی را ناشی از زیادتر بودن فشار مذاب بیرون حفره می‌داند که باعث می‌شود بخشی از این مذاب، در اثر فشار به داخل حفره‌ها نشت کند. برخی [۳۱] ورود ماگما به یک محیط پرفشار (مانند اقیانوس‌های عمیق) و برخی [۳۲، ۳۳]، پالایش فشاری گاز را علت این فشار بالاتر می‌دانند. پژوهشگران اخیر اعتقاد دارند که پس از تشکیل حفره‌های اولیه و ادامه تبلور گدازه در مذاب بین‌حفره‌ای، دوباره حباب‌های گاز جدیدی شروع به تشکیل می‌کنند که با فشار آوردن به مذاب بین‌حفره‌ای، مقداری از آن را به درون حفره‌های اولیه می‌راند.

۳- برخی از قطعات بسیار پر حفره (شکل ۴ ث) (با میزان حفره بالا) و نیز خرده‌های تراشه (شکل ۴ ج) هستند.

لذا با توجه به مشخصات بافتی، می‌توان این روانه (S.10) را مقدمه‌ای برای خروج و ظهور روانه بعدی دانست که ساخت بِرش مانند برجسته‌تری در مقیاس رخنمون دارد. در نتیجه، می‌توان گفت که این روانه گدازه برخلاف دیگر روانه‌های پایین‌تر و بالاتر، فراورده فوران انفجاری است که به دلیل برخورد با آب دریا، سبک انفجاری آن تشدید شده است. ازاین‌رو می‌توان آن را یک رخساره آب‌آواری معرفی کرد.

زمین‌شیمی

چنانکه در جدول ۱ مشخص است جز نمونه S.10 (با مقدار سیلیس ۵۴٫۹۴٪ و قلیایی‌های ۶٫۵۱٪)، بقیه نمونه‌ها در گستره محدودی از مقدار سیلیس (۴۰٫۸۵-۴۴٫۷۱) و مجموع قلیایی‌ها (۳٫۵۱-۴٫۴۴) قرار دارند. با توجه به نمودار رده‌بندی سیلیس-قلیایی کل در شکل ۵ [۳۵]، جز نمونه S.10 که یک تراکی-آندزیت بازالتی است، بقیه‌ی نمونه‌ها از نوع تفریت-بازانیت هستند که با توجه به مقدار الیوین نورماتیو (کمتر از ۱۰٪)، از نوع تفریت هستند و ازنظر سری‌های ماگمایی [۳۶]، جزء سری قلیایی محسوب می‌شوند و با توجه به مقدار بالای نسبت Na_2O/K_2O (بین ۲٫۲۵-۴٫۰۵) گرایش سدیمی دارند.



شکل۵ نمودار رده‌بندی سیلیس-قلیایی کل [۳۵] و تعیین سری ماگمایی [۳۶].

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

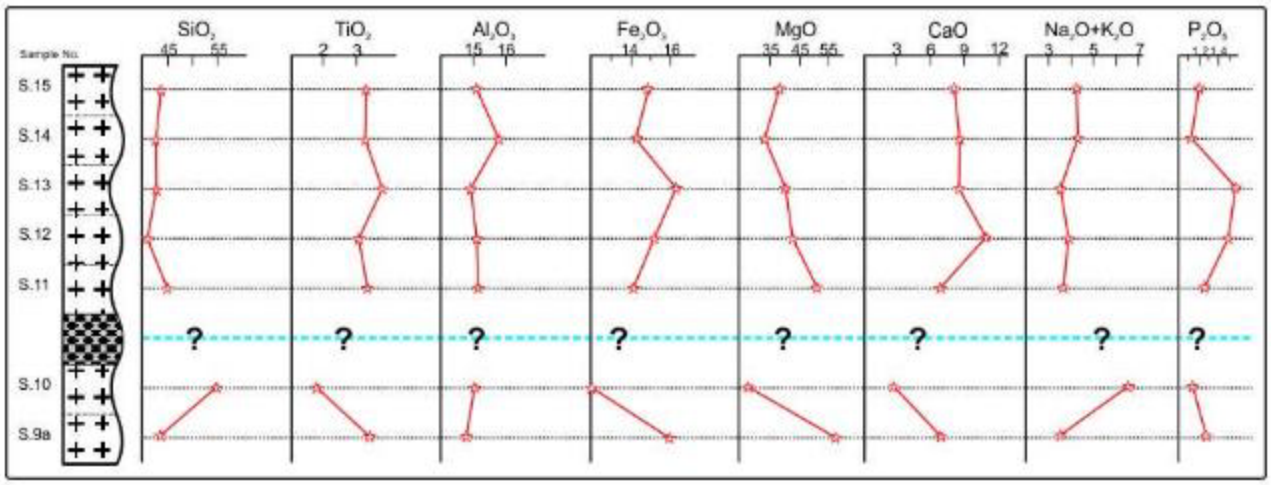
[DOI: 10.29252/ijcm.26.3.717]

تغییرات عناصر اصلی در بین روانه‌ها

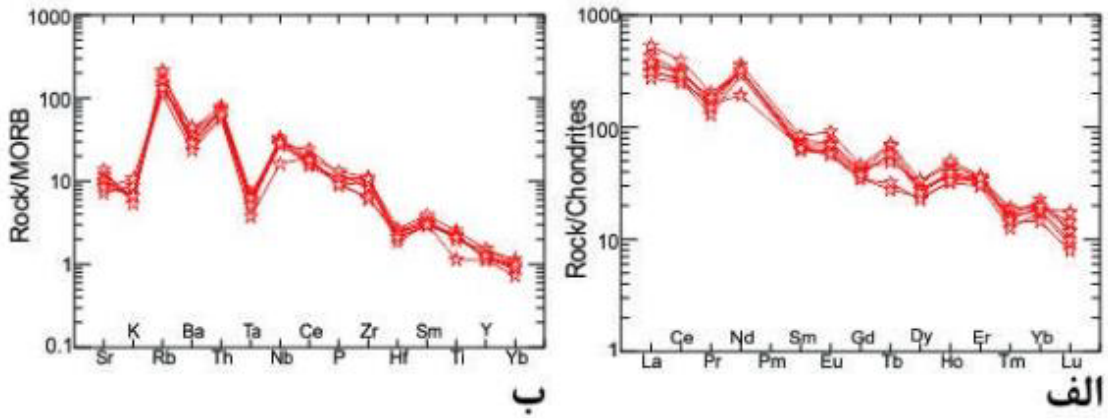
چنانکه در بخش روابط صحرایی اشاره شد، در بین سری گدازه‌های پیاپی در بُرش مورد بررسی، تهیه نمونه از یکی از روانه‌ها به دلیل دارا بودن بافت بِرِشی قابل ملاحظه برای انجام بررسی‌های سنگ‌نگاری و تجزیه شیمیایی غیر ممکن بود. ولی نمودار تغییرات عناصر اصلی بین روانه‌های مورد بررسی، نتایج جالبی را عرضه می‌کند (شکل ۶). چنانکه در شکل ۶ دیده می‌شود، عناصر اصلی در نزدیکی آن واحد بِرِشی، تغییرات قابل ملاحظه‌ای را نشان می‌دهد، به‌طوری‌که مقدار SiO_2 و Na_2O+K_2O افزایش و مقدار TiO_2، Fe_2O_3، MgO و CaO کاهش مشخصی می‌یابد. چنان که در بخش پیش گفته شد، روانه‌ی زیرین این روانه (نمونه S.10) نیز مشخصه‌های بافتی ویژه‌ای دارد که احتمالاً نتیجه یک فوران انفجاری آب‌آواری است. در اینجا نیز آنچه آشکارتر است همراهی تغییر سبک فورانی منطقه با یک تغییر شیمیایی است. ازاین‌رو به نظر می‌رسد که این ناهمگنی شیمیایی، نشان دهنده ورود یک ماگمای فلسیک‌تر (با مقدار سیلیس و قلیایی بیشتر و سازنده‌های مافیک کمتر) به درون مخزن ماگمایی است.

نمودارهای عنکبوتی

نمونه‌های مورد بررسی، در نمودارهای عنکبوتی عناصر خاکی نادر REE و چند عنصری (شکل ۷) الگوی مشابهی دارند و این نشان دهنده خاستگاه مشابه آن‌هاست. البته چنان که پیشتر اشاره شد، نمونه S.10 کمی متفاوت‌تر است. مهم‌ترین ویژگی‌های این نمودارها به این قرار است: غنی‌شدگی تقریباً ۱۰۰ برابری عناصر خاکی نادر سبک (LREEs) نسبت به سنگین (HREEs)، ناهنجاری مثبت Th, Rb, Tb, Eu, Nd و نیز برخی عناصر با شدت میدان بالا (HFSE)، ناهنجاری منفی Ta, K و نبود ناهنجاری منفی Ti, Nb.



شکل ۶ نمودار تغییر مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی در توالی نمونه‌های برداشت شده (بدون مقیاس). علامت ؟ مربوط به نمونه آب‌آواری (شکل ۲-ت) است.



شکل ۷ نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده: الف) عناصر خاکی نادر [۳۷] و ب) چند عنصری [۳۸]

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

[DOI: 10.29252/ijcm.26.3.717]

پژوهشگران مختلف [۳۹-۴۱] غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها را به عواملی چون غنی‌شدگی منبع گوشته‌ای، درجه کم ذوب‌بخشی و آلایش پوسته‌ای نسبت داده‌اند. به‌علاوه برخی [۴۳،۴۲]، الگوی با شیب منفی در نمودار عنکبوتی REE را از شاخص‌های محیط‌های خاستگاه E-MORB، P-MORB و OIB می‌دانند. به‌ویژه آنکه نمونه‌های مورد بررسی ویژگی‌های مناطق فرورانش (چون ناهنجاری منفی Nb و Ti و ناهنجاری مثبت عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون، (LILEs) را نیز نشان نمی‌دهند. با این حال آنها در عناصر Hf و Ta ناهنجاری منفی نشان می‌دهند که از ویژگی‌های مناطق فرورانش است. البته با توجه به عدم مشاهده‌ی دیگر ویژگی‌های زمین‌شیمیایی شاخص مناطق فرورانش، باید علت را در فرایندهای دیگری چون تأثیر فرایندهای مخزن ماگمایی (مانند ذوب‌بخشی، آلایش و جدایش) یا پیچیدگی محیط‌های زمین-ساختی جستجو کرد.

محیط زمین‌ساختی

نمونه‌های مورد بررسی از نظر محیط زمین‌ساختی، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مناطق کافتی قاره‌ای را نشان می‌دهند. به‌طوری‌که در نمودار مرجع [۴۴] در محیط کششی درون قاره یا کافت‌های اولیه (شکل ۸ الف)، در نمودار مرجع [۴۵] در محیط‌های واگرای کافتی درون صفحه‌ای و بدون ارتباط با مناطق فرورانش (شکل ۸ ب)، در نمودار مرجع [۴۶] از نوع ماگماهای قلیایی درون صفحه‌ای (شکل ۸ پ) و در نمودار مرجع [۴۷] از نوع ماگماهای قلیایی کافت‌های درون قاره‌ای (شکل ۸ ت) واقع می‌شوند. بااین‌حال چنانکه در شکل ۸ ت دیده می‌شود، آنها برخی تمایلات به سمت مناطق قاره‌ای را نیز نشان می‌دهند. لذا احتمال بروز آلایش ماگما با پوسته‌ی قاره‌ای وجود دارد.

بحث و بررسی

توالی روانه گدازه‌های بازالتی چینه‌سان کرتاسه در منطقه سپارده واقع در پهنه البرز مرکزی ترکیب یکنواخت و بسیار ریزدانه دارند و به دلیل نبود افق‌های خاک قرمز بین روانه‌ها و نیز شواهد چینه‌شناسی، از طریق فوران‌های زیردریایی بیرون آمده‌اند. با این حال بررسی دقیق ویژگی‌های بافتی گدازه‌های پیاپی منطقه نشان می‌دهد که گدازه‌های منطقه برآمده از دو نوع فوران هیدروماگمایی غیرانفجاری (افوزیف) و انفجاری هستند. به‌طوری‌که گاه در بین فوران‌های غیرانفجاری (افوزیف)، ضربان‌های انفجاری با ترکیبی متفاوت‌تر نیز روی داده‌اند.

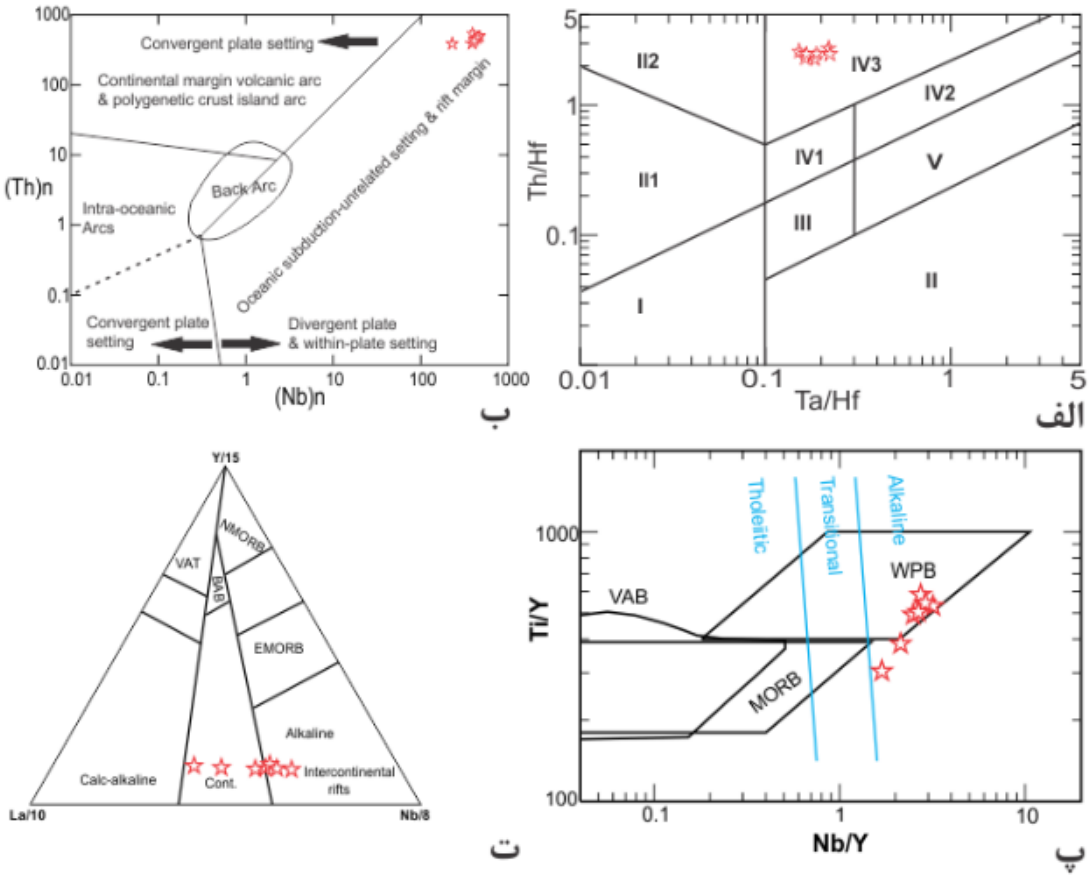
فوران‌های هیدروماگمایی افوزیف

به دلیل سالم و شکسته نبودن بلورهای ریز اغلب سنگ‌های آتشفشانی منطقه، گدازه‌های دربردارنده آن‌ها را می‌توان فرآورده فوران‌های غیر انفجاری دانست. به نظر بیشتر پژوهشگران (به‌طور مثال [۴۹،۴۸]) بیشتر فوران‌های بازالتی زیردریایی در آب‌های عمیق بیش از چند صد متری، معمولاً انفجاری نیستند. زیرا زیر فشار هیدروستاتیک، مواد فرّار موجود در ماگما به‌صورت محلول باقی می‌مانند. به همین دلیل گسیختگی ماگمایی صورت نمی‌گیرد و میزان حفره‌ها با افزایش عمق فوران به تدریج کاهش می‌یابد. همچنین کوکلار [۵۰] معتقد است که اگرچه نامحلول شدگی و انبساط مواد فرّار تنها عامل خردشدگی ماگما در زیر آب نیست، ولی به‌هرحال عامل مهمی است. وی عمق خردشدگی مواد فرّار (یا VFD[1] که عبارت از عمقی از آب است که در آنجا، مواد فرّار ماگما می-توانند با چیرگی بر فشار هیدروستاتیک، نامحلول شوند) را برای تولئیت‌ها ۲۰۰-۱۰۰ متر، برای بازالت‌های قلیایی سرشار از مواد فرّار حدود ۷۸۰ متر و برای بازالت‌های کمان آتشفشانی و کرانه قاره‌ها بالاتر گزارش کرده است. بااین‌حال، شواهدی از خردشدگی انفجاری در منطقه آتشفشانی شمال هاوایی در اعماق بیش از ۴۲۰۰ متر [۵۱] و نیز بخش‌هایی از پشته میانی اقیانوس اطلس در جنوب غرب آزور [۵۲] گزارش‌شده است.

در نمونه‌های مورد بررسی با توجه به وجود بافت بسیار ریزدانه و مقدار حفره‌های متغیر گدازه‌ها که گاه به ۱۵٪ نیز می‌رسد، هیچ‌گونه بافت انفجاری دیده نمی‌شود. لذا می‌توان فوران ماگما در منطقه مورد بررسی را نوعی فوران غیرانفجاری در نظر گرفت. در نتیجه از یک‌سو می‌توان حوضه دریایی محل فوران را یک حوضه نسبتاً عمیق دانست که وقوع هرگونه انفجاری را غیرممکن ساخته و از سوی دیگر به دلیل بافت بسیار ریزدانه (بیشینه مقدار درشت بلور به ۳۵-۳۰٪ می‌رسد) و نبود هرگونه ساخت پیلولاوایی، احتمالاً سرعت بیرون‌ریزی گدازه‌ها نسبتاً بالا بوده است. از این رو به نظر می‌رسد که این گروه از گدازه‌ها از نوع گدازه‌های زبانه‌ای[2] یا روانه‌های صفحه‌ای باشند [۴۸].

1- Volatile Fragmentation Depth
2- lobate lavas

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]
[DOI: 10.29252/ijcm.26.3.717]



شکل ۸ نمودارهای تشخیص محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی منطقه سپارده: نمونه‌های منطقه در نمودار (الف) [۴۴]، در گستره بازالت‌های مناطق کمربندهای کششی درون قاره‌ای یا کافت اولیه، در نمودار(ب) [۴۵] ، در گستره محیط‌های واگرای کافتی درون صفحه، در نمودار(پ) [۴۶]، در گستره بازالت‌های درون صفحه‌ای و در گستره قلیایی، و در نمودار (ت) [۴۷]، در گستره ماگماهای قلیایی کافت‌های درون قاره‌ای واقع شده‌اند. (علائم اختصاری شکل الف: I = منطقه N-MORB در کناره صفحات واگرا، II = بازالتهای لبه صفحات همگرا، II1 = بازالت‌های کمان اقیانوسی، II2 = بازالت‌های کرانه قاره‌ای، III = مناطق MORB - نوع E و MORB نوع T و بازالت‌های جزایر اقیانوسی درون صفحه اقیانوسی، IV = بازالت‌های درون صفحه‌ای قاره‌ای، IV1 = کافت‌های درون قاره‌ای+ تولئیت‌های کافت‌های کرانه‌ی قاره، IV2 = بازالت‌های قلیایی کافت‌های درون قاره‌ای، IV3 - بازالت‌های مناطق کمربندهای کششی درون قاره‌ای یا کافت اولیه، V = بازالت‌های زبانه‌های مناطق گوشته‌ای؛ شکل پ) MORB: بازالت‌های پشته میان اقیانوسی؛ VAB بازالت‌های کمان آتشفشانی؛ WPB بازالت‌های درون صفحه‌ای؛ شکل ت) BAB: بازالت‌های پشت کمان آتشفشانی؛ EMORB :بازالت‌های غنی‌شده پشته میان‌اقیانوسی؛ NMORB بازالت‌های عادی پشته میان اقیانوسی و VAT : تولئیت‌های کمان آتشفشانی)

فوران هیدروماگمایی انفجاری

باوجود محدودیت‌های یاد شده برای فوران انفجاری در زیر آب‌های عمیق، مشاهده‌ی یک روانه آذرآواری هیدروماگمایی در میانه توالی، نشان از یک وضعیت عدم تعادل در مخزن ماگمایی دارد. کوکلار [۵۰] رخداد فوران‌های انفجاری در زیر آب را به عوامل زیر نسبت می‌دهد: گسیختگی ماگما در اثر آزاد شدن مواد فرّار در اعماق کم آب، انفجار بخار هنگام تماس ماگمای داغ با توده آب سرد خارجی و دانه‌دانه شدن ماگما براثر انقباض ناشی از سرد شدن یکباره‌ی ماگما در اعماق زیاد آب. درحالی‌که برخی [۴۹] انفجارهای ماگمایی در زیر آب را به روش‌های مختلف آزاد شدن مواد فرّار و گسیختگی ماگمای دربردارنده آن‌ها نسبت می‌دهند که از آن جمله می‌توان به گسیختگی ماگما در محل دهانه، انباشتگی گاز در قسمت کف-آلود بالای مخزن، سرعت کم صعود ماگمای پرگاز و انباشتگی گاز در زیر مجرای بسته شده اشاره کرد.

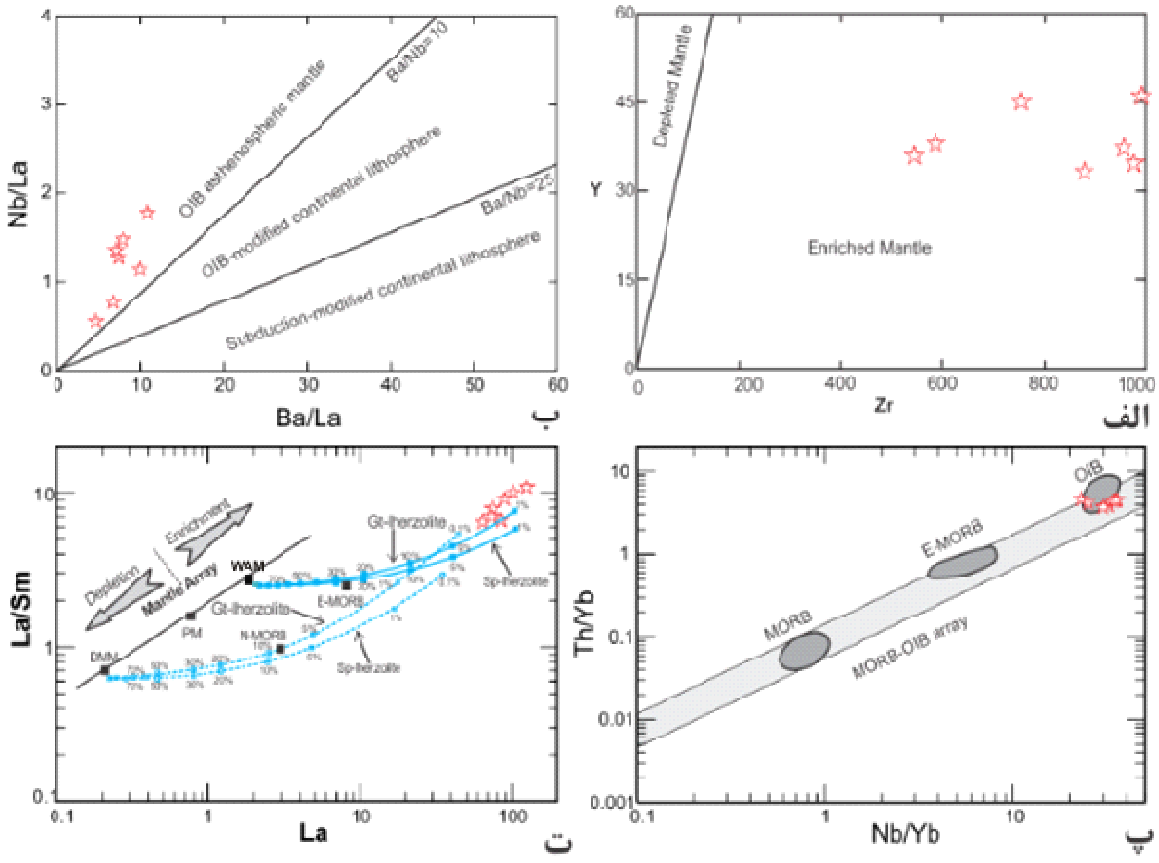
[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]
[DOI: 10.29252/ijcm.26.3.717]

اما وضعیت ویژه‌ای که در منطقه سپارده وجود دارد، همراهی این عدم تعادل فیزیکی در مخزن ماگمایی منطقه با یک تغییر قابل ملاحظه‌ای در ترکیب شیمیایی است. در نتیجه می‌توان چنین فرض کرد که مخزن ماگمایی مافیک و کم سیلیس منطقه به دلیل رویارویی با ماگماهای فلسیک‌تر با مواد فرّار بیشتر، دچار نوعی عدم تعادل فیزیکوشیمیایی و در نتیجه آزاد سازی مواد فرّار هنگام صعود و در نهایت گسیختگی ماگمایی شده است.

سنگ‌زایی

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های ماگمایی منطقه نشان می‌دهد که ماگمای منطقه از یک گوشته غنی‌شده به وجود آمده است [۵۳] (شکل ۹ الف). به‌علاوه با توجه به کم بودن نسبت Ba/Nb در نمونه‌ها، چنین ماگمایی شباهت بیشتری به گوشته‌ی سست کره‌ای OIB دارد [۵۴] (شکل ۹ ب). چنین نتیجه‌ای با نمودار Th/Yb نسبت به Nb/Yb [۳۷] نیز تأیید می‌شود (شکل ۹ پ).

از طرفی ترسیم نمونه‌ها در نمودار پتروژنتیکی La/Sm در مقابل La [۵۵] (شکل ۹ ت) نشان می‌دهد که نمونه‌ها از ذوب بخشی ۳-۱ درصد یک منبع گارنت لرزولیتی به وجود آمده‌اند که می‌تواند خاستگاه مناسبی برای ماگماهای OIB باشد. به‌ویژه آنکه نمونه‌های مورد بررسی غنی‌شدگی شدیدی از عناصر LREE نسبت به HREEs نیز نشان می‌دهند (شکل ۷ الف).



شکل ۹ نمودارهای سنگ‌زایی الف) تفکیک گوشته تهی‌شده از غنی‌شده [۵۳]؛ ب) تفکیک سنگ‌کره قاره‌ای از گوشته سست کره‌ای [۵۴]؛ پ) تفکیک خاستگاه OIB از MORB [۳۸]؛ ت) تشخیص خاستگاه نمونه‌ها با توجه به درصد ذوب‌بخشی منبع [۵۵]. (علائم اختصاری شکل ب) OIB : بازالتهای جزایر اقیانوسی؛ شکل پ) EMORB : بازالت‌های غنی‌شده پشته میان‌اقیانوسی؛ شکل ت) DMM: گوشته MORB تهی‌شده؛ PM :گوشته اولیه؛ WAM : گوشته غرب آناتولی؛ Gt: گارنت؛ Sp: اسپینل). خطوط آبی توپر مربوط به درجات ذوب بخشی گوشته غرب آناتولی (WAM) و خطوط آبی خطچین مربوط به درجات ذوب بخشی گوشته MORB تهی شده(DMM) است.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

[DOI: 10.29252/ijcm.26.3.717]

به نظر الیسی و همکاران [۵۶]، بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) تنها از گوشته‌ی سست کره‌ای سرچشمه می‌گیرند. به عقیده‌ی فیتون و همکارش [۵۷] نیز ذوب بخشی درجه پایین گوشته‌ی سست کره‌ای، به تشکیل مذاب‌های قلیایی قاره‌ای می‌انجامد. درصورتی‌که برخی پژوهشگران [۵۸] معتقدند که ماگماهای قلیایی فراورده واکنش مذاب سست کره‌ای با گوشته سنگ‌کره‌ای هستند. از سوی دیگر برخی [۵۹،۶۰] معتقدند که گوشته سنگ‌کره‌ای ازنظر عناصر HFSE تهی‌شده‌تر از LREEها هستند و بنابراین مقادیر Nb/La بالاتر از یک، گویای یک گوشته‌ی سست کره‌ای و مقادیر پایین‌تر از ۰/۵ بیانگر یک منبع گوشته سنگ کره‌ای است. به این‌ترتیب، چنانکه ترکیب شیمیایی نمونه‌ها (جدول ۱) و نیز شکل ۹ ب نشان می‌دهد، نسبت Nb/La جز در دو نمونه S.10 و S.12 (با نسبت Nb/La به ترتیب ۰/۵۶ و ۰/۷۶)، در بقیه نمونه‌ها در گستره‌ی ۱/۱۳ تا ۱/۷۷ قرار دارد و از این رو می‌توان آن‌ها را از خاستگاه گوشته‌ی سست کره‌ای به شمار آورد. چنان که پیشتر نیز اشاره شد، نمونه‌ی S.10 بنابر شواهد سنگ‌نگاری و زمین-شیمیایی، نمونه‌ی ویژه‌ای است که احتمالاً برآمده از آمیختگی مذاب‌های مافیک (گوشته‌ای) و فلسیک است و لذا ویژگی‌های مذاب‌های آمیخته سست کره‌ای –سنگ‌کره‌ای را نشان می‌دهد. از سوی دیگر چنین نمونه‌ای نتیجه یک فوران انفجاری نیز هست. لذا به نظر می‌رسد که دو رخداد آمیختگی ماگمایی و فوران انفجاری با یکدیگر در ارتباط هستند. به نظر آیکلبرگر [۶۱] وقتی‌که یک ماگمای مافیک به درون یک مخزن ماگمایی اسیدی وارد می‌شود، نوعی لایه‌بندی یا منطقه‌بندی در مخزن پدید می‌آید که در آن، ماگمای مافیک به دلیل چگالی بیشتر، در زیر ماگمای اسیدی قرار می‌گیرد و هیچ‌گونه تعادل شیمیایی و گرمایی در سطح تماس بین آن‌ها وجود ندارد. این بدان معنی است که از یک‌سو ماگمای اسیدی که تا پیش از تزریق ماگمای مافیک، به‌آرامی در حال سرد شدن بود، حالا دچار فراتافتگی و همرفت فزاینده می‌شود و از سوی دیگر ماگمای بازی هنگام نفوذ در آشیانه سردتر، دچار افت دمایی بسیار شده و درنتیجه تکه‌تکه می‌شود و به‌صورت مجموعه‌های بالشی شکلی با ماگمای اسیدی آمیخته می‌شود [۶۲]. آیکلبرگر [۶۱] معتقد است که به دلیل بالاتر بودن سرعت انتشار گرمایی نسبت به انتشار شیمیایی، می‌توان چنین سیستمی را نسبت به تبادلات گرمایی، باز و نسبت به تبادلات شیمیایی (مثلاً H_2O) بسته در نظر گرفت. نتیجه‌ی چنین فرایندی در این سیستم ماگمایی، ایجاد یک وارونگی در مخزن ماگمایی دورگه است [۶۳]. چراکه ماگمای مافیک زیرین با تحمل سردشدگی سریع، دچار تبلور و نامحلول‌شدگی مواد فرّار شده و سبک‌تر می‌شود. سپس به‌صورت تکه‌هایی از میان ماگمای اسیدی روان شده، بالا می‌آید [۶۱] که ضمن بروز آمیختگی فیزیکی با ماگمای اسیدی، افزایش حجم ناشی از ازدیاد حجم در مخزن و نیز گازهای نامحلول‌شده‌ی آن، بر دیواره‌های مخزن ماگمایی فشار وارد کرده و دستگاه آتشفشانی را شکسته و به‌صورت انفجاری فوران می‌کند [۶۲].

برداشت

روانه گدازه‌های چینه‌سان منطقه سپارده بر اساس شواهد چینه‌شناسی، سن کرتاسه پسین (آپتین- آلبین) دارند که در یک محیط اقیانوسی نسبتاً عمیق به‌صورت پیوسته و غیر انفجاری فوران کرده‌اند. با این‌حال، گاهی به دلیل ناپایداری‌های فیزیکوشیمیایی مخزن ماگمایی (چون تغییر ترکیب شیمیایی و تغییر گریزندگی مواد فرّار)، فوران‌های انفجاری نیز صورت گرفته‌اند.

این گدازه‌ها ترکیب قلیایی سدیمی دارند و از یک گوشته گارنت لرزولیتی غنی‌شده‌ی OIB سرچشمه گرفته‌اند. پژوهشگران مختلف [۱-۳، ۱۰،۱۱] اعتقاد دارند که فعالیت آتشفشانی کرتاسه در البرز شمالی در یک محیط اقیانوسی پشت کمان صورت گرفته است. صلواتی و همکاران [۸] نیز مجموعه سنگ‌های مافیک-فرامافیک کرتاسه شرق گیلان را به عنوان یک سری افیولیتی معرفی کرده‌اند. البته وجود مناطق کششی موضعی، در یک نظام زمین‌ساختی فشاری دور از انتظار نیست [۶۴] . به علاوه، این مخزن ماگمایی، نشانه‌های روشنی از آمیختگی ماگماهای مافیک و اسیدی را نشان می‌دهد. از این رو به نظر می‌رسد که ورود ماگمای گوشته‌ای به درون سنگ-کره موجب ذوب‌بخشی آن و تشکیل ماگمای اسیدی شده و در نهایت با ضربان‌های جدیدتر ماگمای مافیک آمیخته شده است که نتیجه آن تولید گدازه‌های دورگه ناشی از فوران‌های انفجاری است.

قدردانی

از داوران محترم این مقاله که پاسخ به ابهامات آنها موجب ارتقای سطح علمی این مقاله گردید کمال تشکر و امتنان را داریم.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

[DOI: 10.29252/ijcm.26.3.717]

مراجع

[1] Golonka J., *"Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic"* Tectonophysics 381(2004) 235–273.

[2] Berra F., Zanchi A., Mattei M., Nawab A., *"Late Cretaceous transgression on a Cimmerian high (Neka Valley, Eastern Alborz, Iran): A geodynamic event recorded by glauconitic sands"* Sedimentary Geology 199 (3-4) (2007) 189-204.

[3] Ehteshami- Moinabadi m., Yassaghi A., Amini A., *"Mesozoic basin inversion in Central Alborz, evidence from the evolution of Taleqan-Gajereh-Lar paleograben"* JGeope 2 (2) (2012) 43-63.

[4] Shahidi A., Barrier E., Brunet M.F. Saidi A., *"Tectonic Evolution of the Alborz in Mesozoic and Cenozoic",* (in Farsi). Geosciences 81 (2011) 201-216.

[5] Shahidi A., Barrier E., Brunet M. F., *"Tectonic Evolution and late Triassic-Middle Eocene extension in central Alborz, Iran"* Scientific Quarterly Journal (GSI), Vol 17 (2008b) 4-25.

[6] Cartier E.G., *"Die Geologie des unteren Chalus Tales, Zentral-Alborz/Iran"* Diss. Zurich (1971) 134 pp.

[7] Wensink H., Varekamp J.C., *"Paleomagnetism of basalts from Alborz: Iran part of Asia in the Cretaceous"* Tectonophysics 68 (1980) 113-129.

[8] Salavati M., Kananian A., Noghreyan M., *"Geochemical characteristics of mafic and ultramafic plutonic rocks in southern Caspian Sea Ophiolite (Eastern Guilan) "* Arabian Journal of Geoscience 6 (2013) 4851–4858.

[9] Haghnazar Sh., Malakotian S., *"Petrography and Geochemistry of the Javaherdasht basalts (east of Guilan Province): The investigation of the role of crystal fractionation and crustal contamination in the magmatic evolution"*, (in Farsi). Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 17 (2009) 253-266..

[10] Haghnazar Sh., *"Petrology, Geochemistry and Tectonic setting of Javaherdasht Cretaceous gabbro in the north part of Alborz Mountains, East of Guilan, North of Iran: A part of ophiolite sequence or intra-continental rift?",* (in Farsi). Iranian Journal of Petrology 10 (2012) 79-94.

[11] Haghnazar Sh., Malakotian S., Allahyari Kh. *"Tectono-magmatic setting of Cretaceous pillow basalts in the north part of the Alborz mountain in east of Guilan province (north of Iran): a part of ophiolite sequence or intra-continental rift?",* (in Farsi). Geosciences 24 (2015) 171-182.

[12] Annells R.N., Arthurton R.S., Bazley R.A.B., Davies R.G., Hamedi M.A.R., Rahimzadeh f., *"Geological Quadrangle Map of the Qazvin And Rasht (1:250 000) "* Geological Survey of Iran, Tehran (1975).

[13] Eftekharnezhad J., Ghorashi M., Mehrparto, *"Geological Quadrangle Map of the Tabriz-Poldasht (1:250 000) "* Geological Survey of Iran, Tehran (1991).

[14] Ghorashi M., Arshadi S., *"Geological Quadrangle Map of the Khoy (1:250 000) "* Geological Survey of Iran, Tehran (1978).

[15] Eftekharnezhad J., *"Geological Quadrangle Map of the Mahabad (1:250 000) "* Geological Survey of Iran, Tehran (1973).

[16] Shahrabi M., *"Geological Quadrangle Map of Urumiyeh scale (1:250,000)"* Geological Survey of Iran, Tehran (1985).

[17] Stocklin J., Eftekharnezhad J., *"Geological Quadrangle Map of Zanjan scale (1:250,000) "* Geological Survey of Iran, Tehran (1969).

[18] Alavi M., Amidi M., "Geological Quadrangle Map of the Takab (1:250 000) " Geological Survey of Iran, Tehran (1976).

[19] Vahdati-Daneshmand F., Saidi A., *"Geological Quadrangle Map of Sari scale (1:250,000)"* Geological Survey of Iran, Tehran (1991).

[20] Asadian O., Oskoi, A.A. *"Geological Quadrangle Map of the Moghan (1:250 000) "* Geological Survey of Iran, Tehran (1994).

[21] Amidi M., *"Geological Quadrangle Map of the Mianeh (1:250 000) "* Geological Survey of Iran, Tehran (1978).

[22] Davies R., *"Geological Quadrangle of the Bandar-E-Pahlavi (1:250 000) "* Geological Survey of Iran, Tehran (1977).

[23] Rahimzadeh F., Babakhani A.R., *"Geological Quadrangle Map of the Ardabil (1:250 000) "* Geological Survey of Iran, Tehran (1987).

[24] Vahdati-Daneshmand F., *"Geological Quadrangle Map of Amol scale (1:250,000) "* Geological Survey of Iran, Tehran (1991).

[25] Amidi M., Lescuyer J.L., Riou, R., *"Geological Quadrangle Map of the Ahar (1:250 000) "* Geological Survey of Iran, Tehran (1978).

[26] Shahidi A., *"Evolution Tectonique du Nord de l'Iran (Alborz et Kopet-Dagh) depuis le Mésozoïque"* Ph.D. thesis, Géosciences et Ressources Naturelles-Paris, Univ. Pierre et Marie Curie (2008a) 500p.

[27] Baharfiruzi K.h., Shafeii A.R., Azhdari A., Karimi H.R., contribution of Pirouzi M.,

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

[DOI: 10.29252/ijcm.26.3.717]

[39] Alici P., Temel A., Gourgaud A., Kieffer G., Gundogdu, M. N., *"Petrology and geochemistry of potassic rocks in the Gölcük area (Isparta, SW Turkey): genesis of enriched alkaline magmas"* Journal of Volcanology and Geothermal Research 85 (1998) 423–446.
[40] Krauskopf K. B., Bird D. K., *"Introduction to geochemistry"* Mcgraw-hill, Inc (1995) 647p.
[41] Hirschman M. M., Ghiorso M. S., Stolper E. M., *"Calculation of peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts"* Journal of Petrology 39 (1998) 1091-1115.
[42] Winter J. D., *"An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology"* Prentice Hall (2001).
[43] Juteau T., Maury R., *"La crout Océanique, Pétrologie et Dynamique Endogene. Société Géologique de France Vuibert, Paris"* Cedex 13 (2009) 470 pp.
[44] Wang Y., Zhang C., Xia S., *"Th/Hf-Ta/Hf identification of tectonic setting of basalts"* Acta Petrologica Sinica 17 (2001) 413-421.
[45] Saccani E., *"A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics"* Geoscience Frontiers 6 (2015) 481-501.
[46] Pearce J.A., *"Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries"* In: Thorpe, R.S. (Ed.), Andesites. Wiley, Chichester (1982) 525–548.
[47] Cabanis B., Lecolle M., *"Le diagramme La/10–Y/15–Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale"* Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, II 309 (1989) 2023–2029.
[48] Batiza R., White J.D.L., *"Submarine Lavas and Hyaloclastite"* In Sigurdsson H. (eds): Encyclopedia of volcanoes. Academic Press (2000) 361-381.
[49] Head J.W., Wilson L., *"Deep submarine pyroclastic eruptions: theory and predicted landforms and deposits"* Journal of Volcanology and Geothermal Research 121(2003) 155-193.
[50] Kokelaar P., "*Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism"* Bull Volcanol 48 (1986) 275-289.
[51] Davis A., Clague D.A., *"Volcaniclastic deposits from the North Arch volcanic field, Hawaii: explosive fragmentation of alkalic lava at abyssal depths"* Bull Volcanol 68 (2006) 294–307.
"Geological Map of the Javaherdeh(1:100 000) " Geological Survey of Iran, Tehran (2002-2003).
[28] Kendrick J.L., Jamieson R.A., "*The fate of olivine in the lower crust: Pseudomorphs after olivine in coronitic metagabbro from the Grenville Orogen, Ontario*" Lithos 260 (2016) 356-370.
[29] Shelley D., *"Igneous and metamorphic rocks under the microscope: Classification, textures, microstructures and mineral preferred orientations",* London: Chapman and Hall (1992) 445pp.
[30] Vernon R.H., *"A Practical Guide to Rock Microstructure"* Cambridge University Press, (2004).
[31] Smith R. E., *"Segregation vesicles in basaltic lava"* American Journal of Science 265 (1967) 696–713.
[32] Anderson A. T., Swihart G. H., Artioli G., Geiger, C. A., *"Segregation vesicles, gas filter-pressing, and igneous differentiation"* Journal of Geology 92 (1984) 55–72.
[33] Sanders I. S., *"Gas filter-pressing origin for segregation vesicles in dykes"* Geological Magazine 123 (1986) 67–72.
[34] Caroff M., Maury R. C., Cotten J., Cl´ement J.-P., *"Segregation structures and vapor-differentiated basaltic flows"* Bulletin of Volcanology 62 (2000) 87-171.
[35] Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanetti B., Le Bas M.J., Bonin B., Bateman P, Bellieni G, Dudek A., Efremova S., Keller J., Lameyre J., Sabine P.A., Schmid R., Sørensen H., Wooley A.R., *"Igneous rocks, a classification and glossary of terms. (Recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematics of igneous rocks) "* Cambridge University Press, Cambridge, UK., (2002).
[36] Irvine T.N., Baragar W.K.A., *"A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks"* Canadian Journal of Earth Science 8 (1971) 523-548.
[37] Sun S. S., McDonough W. F., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes"* In: Saunders A D, NorryM(eds) Magmatism in Ocean Basins. Geological Society of London Special Publication 42 (1989) 313-345.
[38] Pearce J. A., *"Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins"* In: Hawkesworth, C.J., and Norry, M.J., (eds), Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich (1983) 230-249.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]
[DOI: 10.29252/ijcm.26.3.717]

[52] Fouquet Y., Eissen J.P., Ondréas H., Barriga F., Batiza R., Danyushevsky L., *"Extensive volcaniclastic deposits at the Mid-Atlantic Ridge axis: results of dee p-water basaltic explosive volcanic activity? "* Terra Nova 10 (1998) 280-286.

[53] McDonough W.F., Sun S. S., *"The composition of the earth"* Chemical Geology 120 (1995) 223– 253.

[54] Parker D.F., Hodges F.N., Perry A., Mitchener M.E., Barnes M.A., Ren M., *"Geochemistry and petrology of late Eocene Cascade Head and Yachats Basalt and alkalic intrusions of the central Oregon Coast Range, U.S.A. "* Journal of Volcanology and Geothermal Research 198 (2010) 311–324.

[55] Aldanmaz E., Koprubasi N., Gurer O. F., Kaymakci N., Gournaud A., *"geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey, implications for mantle sources and melting processes"* Lithos, 86 (2006) 50–76.

[56] Alici P., Temel A., Gourgaud A., *"Pb- Nd-Sr isotope and trace element geochemistry of Quaternary extension-related alkaline volcanism: a case study of Kula region (western Anatolia, Turkey) "* Journal of Volcanology and Geothermal Research 115 (2002) 487-510.

[57] Fitton J. G., Upton B. G. J., *"Alkaline Igneous Rocks. Geological Society Spec"* Publ. No 3, Blackwell (1987) 568 p.

[58] Menzies M. A., Hawkesworth C. J., *"Mantle Metasomatism"* Geology Series, Academic Press, London (1987) 472 p.

[59] Bradshaw T. K., Smith E. I., *"polygenetic Quaternary volcanism at Crater Flat, Nevada"* Journal of volcanology and Geothermal Research 63 (1994) 165-182.

[60] Smith E. I., Sanchez A., Walker J. D., *"Shemshak Group (Alborz Range, Northern Iran) based on organic petrography, geochemistry and basin modelling: implications for source rock evaluation and petroleum exploration"* Geological Magazine, Cambridge University Press (CUP) 149 (1999) 19-38.

[61] Eichelberger J., "*Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma reservoirs"* Nature 288 (1980) 446–450.

[62] Sparks R.S.J., Sigurdsson H., Wilson L., *"Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions"* Nature 267 (1977) 315–318.

[63] Woods A.W., Cowan A., *"Magma mixing triggered during volcanic eruptions"* Earth and Planetary Science Letters 288 (2009) 132–137.

[64] Frisch W., Meschede M., Blakey R., *"Plate tectonics: continental drift and mountain building"*. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg 212p.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-03-29]

[DOI: 10.29252/ijcm.26.3.717]