

سال بیست و هشتم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۹، از صفحهٔ ۲۶۹ تا ۲۸۴

خاستگاه و دگرگونیهای ماگمایی سنگهای خروجی قلیایی نوزا در منطقه نهبندان-آساگی، شرق ایران

ندا مختاری^۱، علی احمدی^۱٬ حسن میرنژاد^{۳و۳}

۱ - گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران ۲ - گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران ۳ - گروه زمین شناسی و علوم زیست محیطی، دانشگاه میامی، اوهایو ۴۵۰۵۶، آمریکا (دریافت مقاله: ۹۸/۲/۳۰، نسخه نهایی: ۹۸/۶/۲)

چکیده: سنگهای خروجی قلیایی نوزا در مناطق نهبندان و آساگی شامل بازانیت، هاوائیت، موژهآریت و بنموریت هستند. در بازانیتها، مقادیر به نسبت کم #Na و rr بیانگر رخداد جدایش الیوین و کلینوپیروکسن از ماگمای اولیه سازنده آنهاست. همچنین در سنگهای هاوائیت، موژهآریت و بنموریت کاهش مقادیر CaO، FeO، TiO2، SeO، عناصر خاکی نادر متوسط (MREE) و سنگین (MREE) سنگهای هاوائیت، موژهآریت و بنموریت کاهش مقادیر CaO، FeO، معاصر خاکی نادر متوسط (MREE) و منوریت کاهش مقادیر CaO، FeO، معنول، کلینوپیروکسن و اکسیدهای آهن و تیتان بر سنگهای هاوائیت، موژهآریت و بنموریت کاهش مقادیر CaO، FeO، معاصر خاکی نادر متوسط (MREE) و سنگین (HREE) با افزایش مقدار SiO₂ نشان دهنده تاثیر فرایند جدایش کانیهای آمفیبول، کلینوپیروکسن و اکسیدهای آهن و تیتان بر (HREE) با افزایش مقدار SiO₂ نشان دهنده تاثیر فرایند جدایش کانیهای آمفیبول، کلینوپیروکسن و اکسیدهای آهن و تیتان بر ناهنجاری منفی dN و مقاریتها، هاوائیتها و موژهآریتهای دارای کمتر از ۲۵ درصد وزنی SiO₂ مقدار بالای Nb/U و نبود ناهنجاری منفی dN و وجود بیگانه بلورهای کوارتز در سنگهای جدایش یافته تر، مانند تعدادی از موژه آریتها و بنموریتها، نشانگر اثر به نسبت مقره آریتها و بنموریتها، نشانگر اثر به نسبت ناهنجاری منفی dN و Tr نیش باز این از بی اثر بودن و یا اثر ناچیز فرایند آلایش پوستهای بر ترکیب این سنگها دارد. ویژگیهای زمین شیمیایی و وجود بیگانه بلورهای کوارتز در سنگهای جدایش یافته تر، ماند تعدادی از موژه آریتها و بنموریتها، نشانگر اثر به نسبت شیمیایی و وجود بیگانه بلورهای کوارتز در سنگهای جدایش یافته تر، ماند تعدادی از موژه آریتها و بنموریتهای نشانگر اثر به نسبت شیمیایی و وجود بیگانه بلورهای کوارتز در سنگهای جدایش موزه آرین سنگها شین بازالتهای قلیایی جزایر اقیانوسی بیشتر آلایش با پوسته قارهای است. ماژه مای از کارین این موژه آریته و بازاری موزه آرین این ماگماهای سیمان مای مایمای این مایمای ای بازنده آنها از یک گوشته ساز مای مای را کربی و سیمای مای مای مایمای موزنده آرینا است. موزه ای از ۲۰ مرون مای مای مایمای مای مای مای مای مایمای مایزنده آنها از یک گوشته سست کرمای در عمق پایداری کانی گارنت است. همچنین، مدل سازی ذوب بخشی یک خاستگاه گارنت است. ماگمای سازنده بازانیتها برآمده از ۵ تا ۷ درصد ذوب بخشی و رای مای مای م

واژههای کلیدی: : قلیایی؛ بازانیت؛ هاوائیت؛ موژهآریت؛ بنموریت؛ پهنه زمین درز سیستان.

مقدمه

بررسی فعالیتهای ماگمایی یک منطقه، به ویژه بررسی چگونگی تشکیل سنگهای خروجی میتواند به شناخت و درک بهتر تاریخ زمینشناسی یک منطقه و ماهیت خاستگاه گوشته-ای و پوستهای آن کمک نماید. فعالیت ماگمایی در پهنه زمین-درز سیستان [۱] و قطعه لوت طی سالها همواره مورد توجه بوده است. در این پژوهش نیز، بخشهایی از سنگهای خروجی مربوط به فعالیت ماگمایی قلیایی نوزا در پهنه گسلی، نه در

پهنه زمیندرز سیستان بررسی شده است.

در پهنه زمیندرز سیستان، بارزترین رخنمونهای ماگمایی در بخشهای شمالی و پهنه گسلی نه واقع هستند. در پهنه گسلی نه، سنگهای ماگمایی شامل مجموعههای افیولیتی به سن کرتاسه پسین [۱]، سنگهای خروجی و درونی الیگوسن تا میوسن و سنگهای خروجی میوسن تا کواترنری هستند [۲–۶]. سنگهای خروجی قلیایی نوزا بخشهایی از سنگهای خروجی میوسن تا کواترنری هستند. از این سنگها به دلیل

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۵۱۴۰۵۸۲۱، نمابر: ۵۵۴۳۳۴۴۶۵۶۵، پست الکترونیکی: aahmadi@science.usb.ac.ir

سن نوزا (نیوژن) تعیین شده برای آنها و ماهیت شیمیایی قلیاییشان به عنوان "سنگهای قلیایی نوزا" یاد میشود [۷]. این سنگها در بخشهای شمالی ایالت زمین شناسی سیستان و بخشهایی از پهنه گسلی نه در منطقه نهبندان توسط پژوهشگرانی چون کمپ و گریفیس [۷]، والکر و همکاران [۸]، ملاشاهی و همکاران [۹]، پانگ و همکاران [۱۰] و خیرخواه و همکاران [۱۱] بررسی شدهاند. به گزارش این پژوهشگران سنگهای خروجی قلیایی نوزا شامل بازانیت، هاوائیت و موژه-آریت هستند. پانگ و همکاران [۱۰] تغییرات ترکیبی در این سنگها را ناشی از رخداد جدایش کانیهای الیوین، كلينوپيروكسن و اكسيدهاى آهن و تيتان دانسته و نقش آلایش پوستهای را بسیار کم اهمیت بیان کردهاند. به نظر آنها این سنگها شبه بازالتهای جزایر اقیانوسی (OIB) و برآمده از ۳ تا ۱۰ درصد ذوب بخشی از یک گوشته سست کرهای هستند. خیرخواه و همکاران [۱۱] نیز این سنگها را شبه OIB و مجموعه كانيايي جدايش يافته را شامل اليوين، كلينوپيروكسن و به احتمال بسیار فلدسپار دانستهاند. به نظر این پژوهشگران آلایش پوستهای نقش مهمی در تغییرات ترکیبی این سنگها داشتهاند. همچنین آنها این سنگها را برآمده از ذوب درجه پایین از یک گوشته ناهمگن شامل سازندگان شبه گوشته مورب تهی شده (DMM) و گوشته غنی شده دو (EMII)، دانستهاند.

چنان که بیان شد، به نظر میرسد که باوجود پژوهشهای ارزشمند انجام شده، شناخت بهتر خاستگاه این فعالیت ماگمایی و فرایندهای موثر بر آنها نیازمند بررسیهای بیشتر است. از این رو در این پژوهش، سنگنگاری و زمینشیمیایی تعدادی از این رخنمونهای سنگهای خروجی قلیایی در مناطق نهبندان و آساگی، واقع در پهنه گسلی نه، بررسی شده است. همچنین، به ماهیت خاستگاه و اثر فرایندهای جدایش بلورین و آلایش پوستهای بر تغییرات ترکیب آنها پرداخته شده است.

زمينشناسى

واحدهای سنگی اصلی سازنده پهنه زمین درز سیستان، مجموعههای افیولیتی، سنگهای خروجی و درونی، رسوبهای فلیشی و سنگهای دگرگونه در حد اسلیت و فیلیت هستند. این واحدها اغلب در راستای گسلها قرار دانسته و با هم مرزهای گسلی دارند [۵–۳، ۱۲]. گسلهای اصلی در پهنه

زمیندرز سیستان شامل گسلهای نه شرقی، نه غربی، چشمه رضایی، نصرت آباد و کهورک هستند [۴، ۵]. بخشهای میان دو گسل نه شرقی و نه غربی پهنه گسلی نه نامیده شدهاند [۱۳]. این دو گسل تقریبا به طور موازی، در مرز میان پهنه زمیندرز سیستان و قطعه لوت واقع هستند. طول این گسلها حدود ۲۰۰ کیلومتر، از سربیشه تا شمال نصرت آباد، و فاصله آنها ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر است [۱۴].

سنگهای خروجی قلیایی نوزا به صورت گدازه، و مخروط-های باطله دیده شدهاند [۷، ۱۰، ۱۱]. سنسنجیهای انجام شده توسط کمپ و گریفیس [۷]، والکر و همکاران [۸] و پانگ و همکاران [۱۰] سن آنها را حدود ۱۱ تا ۱۶ میلیون سال پیش نشان میدهند. بیشترین حجم رخنمون این سنگها در مناطق شمالی پهنه زمیندرز سیستان و قطعه لوت است [۱۵]. در پهنه گسلی نه نیز، آنها را اغلب میتوان در راستای گسلهای نه شرقی و نه غربی، به ویژه در مناطق نهبندان و آساگی، دیده نمود. در این پژوهش، رخنمونهای اصلی این سنگها در زمین شیمیایی ارائه این پژوهش، سنگهای خروجی قلیایی نوزای مورد بررسی شامل بازانیت، هاوائیت، موژهآریت و بنموریت هستند.

بازانیتها در بخش شرقی پهنه گسلی نه در منطقهای به نام چاه چوچو دیده میشوند. در این منطقه، این سنگها در راستای گسل بندان واقع هستند (شکل ۱ ب). گسل بندان را گسل ریدلی مربوط به پهنه گسلی راستالغز نه معرفی نمودهاند [۱۳]. رخنمون بازانیتها در این منطقه به صورت مخروطهای سیندر است. رنگ این مخروطها سیاه تا خاکستری تیره است (شکل ۱ پ). این مخروطها اغلب از بمب، پوکه معدنی و واریزههای آتشفشانی تشکیل شدهاند و ارتفاع آنها در حدود ۴۰ تا ۵۰ متر است.

هاوائیتها، موژه آریتها و بنموریتها در مناطق نهبندان و آساگی در راستای گسلهای نه شرقی و نه غربی دیده می شوند. ویژگیهای صحرایی این سنگها در مناطق یاد شده درست شبیه هستند. میان این سنگها و گسلهای موجود، ارتباط صحرایی نزدیکی وجود دارد (شکل ۱ ت). با توجه به دیده بیشتر رخنمون این سنگها درست در راستای گسلها و دیدگاه کمپ و گریفیس [۷] و نیز والکر و همکاران [۸]، به نظر میرسد که این سنگها طی فورانهای شکافی از درون گسلها

خارج شده و بر سطح روان گشتهاند (شکل ۱ ت). این سنگها بیشتر به صورت گدازه و یا بقایایی از گدازه با ظاهر تخت مانند و به رنگ قهوهای تا قهوهای تیره دیده میشوند (شکل ۱ ث). ضخامت آنها از ۱۰ متر تا بیشتر از چند صد متر است. در نمونههای دستی برخی از موژهآریتها و بنموریتها، بیگانه بلورهای کوارتز سفید، صورتی و بنفش رنگ با ابعاد چند

میلیمتر تا ۲ سانتیمتر دیده می شود. همچنین بر آورده های خروجی چون تفرا در بخش پایینی برخی از رخنمون ها، و قطعه و بمب روی سطح گدازه ها دیده می شود. این سنگ های خروجی را می توان روی افیولیت ها، سنگ های خروجی الیگوسن – میوسن و فلیش ها دیده نمود.



شکل ۱ الف) نقشه ایران؛ مستطیل مشکی جایگاه منطقه مورد بررسی را نشان میدهد. ب) تصویر ماهوارهای گسلهای نه شرقی، و نه غربی؛ برگرفته از گوگل ارث؛ موقعیت نمونههای مورد بررسی با ستارههای سیاه رنگ مشخص شده است. پ) یک مخروط خاکستر بازانیتی در جنوب غرب چاه چوچو. ت) تصویر ماهوارهای یک گدازه موژه آریتی؛ درست در راستای گسل نه شرقی برگرفته از گوگل ارث. ث) یک گدازه موژه آریتی جریان یافته بر سنگهای فلیشی.

سنگنگاری

بازانیتها سنگهایی با بافت پورفیری هستند. درشت بلورها شامل ۸ تا ۱۴ درصد الیوین و کمتر از ۲ درصد سانیدین، نفلین و کلینوپیروکسن هستند. زمینه به ترتیب فراوانی شامل بلورهای الیوین، سانیدین و نفلین است و اکسیدهای آهن و تیتان ۱ تا ۳ درصد این سنگها را تشکیل میدهند. درشت بلورهای الیوین با ابعاد بین ۵٫۰ تا ۱ میلیمتر اغلب به صورت شکلدار تا نیمه شکلدار (شکل ۲ الف) دیده میشوند. درشت بلورهای کلینوپیروکسن به صورت بلورهای شکلدار و در ابعاد بین ۲٫۰ تا ۵٫۰ میلیمتر هستند. این کانی در نور قطبیده صفحهای (PPL) بی رنگ تا سبز روشن است و دیوپسید به نظر میرسد. درشت بلورهای سانیدین و نفلین به صورت بلورهای شکلدار تا نیمه شکلدار و در ابعاد ۲٫۰ تا ۵٫۰ میلیمتر دیده میشوند.

بافت اصلی هاوائیتها، موژه آریتها و بنموریتها جریانی (تراکیتی) است و بافت پورفیری نیز دیده میشود. ۷۰ تا ۸۰ درصد این سنگها را کانیهای فلدسپار قلیایی تشکیل میدهند. بافت جریانی دیده شده (شکلهای ۲ پ، ت و ث) نتیجه همراستایی نیمه موازی بلورهای فلدسپار قلیایی است. در هاوائیتها و موژه آریتهای دارای مقدار SiO کمتر از ۵۲ درصد وزنی، درشت بلورها شامل ۱ تا ۴ در صد الیوین، ۲ تا ۷ در صد کلینوپیروکسن و گاه کمتر از ۲ درصد آمفیبول و یا بیوتیت هستند. این در حالی است که در موژه آریتهای دارای

مقدار SiO2 بیشتر و بنموریتها، درشت بلورها شامل ۵ تا ۲۰ درصد آمفیبول و یا بیوتیت و ۱ تا ۲ درصد بلورهای کلینوپیروکسن هستند. زمینه این سنگها در اصل شامل فلدسپار قلیایی و کلینوپیروکسن است و اکسیدهای آهن و تیتان ۲ تا ۳ درصد آنها را تشکیل میدهند. در موژهآریتها و بنموریتها، بیگانه بلور نیز به چشم می خورد.

درشت بلورهای الیوین با ابعاد بین ۰٫۲ تا ۰٫۵ میلیمتر بیشتر به صورت بلورهای شکلدار تا نیمه شکلداری دیده می شوند که اغلب لبه ایدینگزیتی (شکل ۲ ب) دارند. در شت بلورهای کلینوپیروکسن بیشتر به صورت بلورهای نیمه شکلدار و گاه شکلدار با ابعاد ۱٫۱۰ تا ۲٫۲ میلیمتر هستند (شکل ۲ پ). رنگ آنها در نور PPL سبز روشن است و دیوپسید به نظر میرسند. در این سنگها، بلورهای آمفیبول و یا بیوتیت به صورت درشت بلورهایی با ابعاد ۱٫۱ تا ۱ میلیمتر دیده می شوند. این کانیها به صورت شبهریختهایی هستند که اغلب با اکسیدهای آهن و تیتان جایگزین شدهاند (شکلهای ۲ ت و ث). در این سنگها، بیگانه بلورهای دیده شده شامل بلورهای كوارتز، فلدسپات قليايي و پلاژيوكلاز (شكل ۲ ج) هستند. اين کانیها به صورت تقریبا گردشده و با ابعاد ۱ تا ۴ میلیمتر هستند. در لبه برخی از بیگانه بلورهای کوارتز، لبه واکنشی (کرونا) شامل بلورهای ریز کلینوپیروکسن نیز به چشم مىخورد.



شکل ۲ تصویر میکروسکوپی از الف) بازانیت؛ بافت پورفیری، درشت بلور الیوین، زمینه دربردارنده بلورهای فلدسپار قلیایی و الیوین، ب) هاوائیت دارای درشت بلور الیوین و لبه ایدینگزیتی در الیوین، پ) هاوائیت دارای درشت بلور کلینوپیروکسن، بافت جریانی و ریزپورفیری، ت و ث) به ترتیب موژه آریت و بنموریت، بافت تراکیتی، ریزپورفیری و پورفیری، درشت بلورها و ریزدرشت بلورها شامل کلینوپیروکسن و شبه ریختهای آمفیبول، زمینه شامل فلدسپار قلیایی و کلینوپیروکسن و ج) بیگانه بلور پلاژیوکلاز در موژه آریت. علائم اختصاری کانی ها بر گرفته از مرجع [۱۶] است.

روش انجام پژوهش

پس از بررسیهای میکروسکوپی، تعداد ۱۱ نمونه انتخاب و پس از پودر شدن، برای انجام تجزیه شیمیایی به روشهای طیف-سنجی فلئورسانس پرتوی x (XRF) و طیفسنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) به آزمایشگاه -Met پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) به آزمایشگاه -Met در کانادا ارسال شدند. به منظور ارزیابی دقت و درستی دادهها، تعداد ۳ نمونه استاندارد [I-D] [TD] [17] یز به طور ناشناس تجزیه شدند. مقدار انحراف معیار 2δ برای متوسط مقادیر ۳ نمونه استاندارد به عنوان دقت در نظر گرفته شد [1۸]. دقت به دست آمده بر این اساس بهتر از ۸۰٫۰ درصد برای عناصر اصلی، ۲۵٫۵ درصد برای عناصر سنگ دوست بزرگ (HFSE)، ۷ درصد برای عناصر با شدت میدان بالا (HFSE)

و ۴ درصد برای عناصر خاکی نادر (REE) و فلزات واسط است. درستی نیز بهتر از ۶٫۵ درصد برای عناصر اصلی، ۱۱ درصد برای ۱۵ ،LILE درصد برای REE، ۶ درصد برای REE و ۱۵ درصد برای فلزات واسط است.

زمین شیمی

چنان که در جدول ۱ دیده می شود، مقدار مواد فرار (LOI) این سنگها ۲۰٫۰۷ تا ۱٫۳۰ و متوسط آن ۵٫۲۰ درصد وزنی است. با توجه به مقدار LOI و بررسی های میکروسکوپی انجام شده، این نمونه ها کاملا سالم و بدون هر گونه دگرسانی هستند. تنها یک نمونه (Q12) دارای مقدار LOI برابر با ۳٫۸۰ درصد وزنی است. در این نمونه، زمینه سنگ سرسیتی شده است و کمی کلسیت نیز دیده می شود.

جدول ۱ مقادیر عناصر اصلی (درصد وزنی)، معیار CIPW، و مقادیر عناصر کم مقدار (قسمت در میلیون) در نمونههای مورد بررسی. علائم اختصاری کانیها برگرفته از مرجع [۱۶] است.

	01.2	CI A	630	1/2	012	022	0.112	610		, <u> </u>	<u>, </u>
	Ch3	Ch9	830	V2	Q12	Q23	QA12	810	QR1	V22	QC14
	بازانيت	بازانيت	هاوايئيت	موژاریت	موژاریت	موژاریت	موژاریت	موژاریت	موژاریت	موژاریت	بنموريت
SiO ₂	40.71	40,99	49,01	۵۰٬۴۸	۵۱٬۰۱	۵۵،۸۵	57,47	۵۳٬۵۶	54,55	66,18	۵۵٬۲۳
T1O ₂	۳/۱۳	٣,٢	۲,۳۷	7,41	۱,۵۸	١,٨	۲,۱۹	١,٩٩	1,79	۲,۰۱	1,21
Al ₂ O ₃	14,09	14,77	14,0	14,90	14,70	10,87	10,40	۱۴,۸۷	10,71	10,11	۱۵٫۸
FeO	۱,۸۸	1,47	1,75	1,74	• ,9٣	۱,۰۸	1/17	1/17	۱٬۰۵	1/14	۰,۹۵
Fe ₂ O ₃	1.64	۱۰٫۳۱	Y,Y7	٧,۶٢	۵,۲۵	8,10	۷,۲۶	8,84	۵,۹۴	8,44	۵٬۳۷
MnO	۰,۱۷	• 18	• 17	• 17	۰,٠٩	•,11	•,1٣	• 17	•,17	• 1	•,1
MgO	۲۴/۸	٨,۶۴	۴,۸	۵۸	٣/٣٩	4,59	۴,٩٨	۵٬۰۹	۴,۳	4,47	۳٬۵۲
CaO	Y,YA	λ,• λ	٩,٨	٨,٩١	٨,٣۵	٩	٨,٧١	٨,۶۴	٨,١٣	٨,٠٩	٧,٩۶
Na ₂ O	0,47	۵,۰۱	۵,۷	۵,۶۳	۵,۳۳	۵,۹۱	۵,۷	۵,۴۲	6,69	۵٫۳	۶٬۳۷
K ₂ O	1,41	1,49	1,1	1,74	5,15	1,68	1,47	1,07	۱,γ۵	1,87	1/42
P2O5	۰,۵۲	۰,۵٨	1,14	1/1	۰,۸۲	1,55	١,٠٢	۱٬۰۵	٠,٩١	١	٠,٨Y
(LOI) مواد فرار	• ,• Y	• ,٣٢	۳۰,۱	· ,۴۸	۳,۸	۳.(• ,٢	۰,۵۲	• ,40	ν۵٢	• ,49
مجموع	99,74	1/19	۹۸,۵۲	99,87	٩٣/٣١	٩٨,۶٣	1/14	99,07	٩٩,٨Υ	1	99,88
Mg#	۵۸	۶.	۵۲	۵۵	۵۴	۵۶	۵۵	۵۹	۵۶	۵۶	۵۴
Nph	16,00	15,00	17,7	Υ,ΔΥ	Y,) Y	٨,• ٧	۶,۵۷	٣,٢	٣,٢١	• ,۴	۵,۶۸
Срх	۲۰,۷۵	19/17	54.05	5.,.4	50,15	۲۲٬۳۵	5.15	5.95	5.51	١٧/٣٨	1.11
Ol	18,05	18,78	۵,۹۳	٩٫١٣	7,84	۵,۷	٨,٣٢	٧,۶٣	۵٫۸۹	٧,۴۶	4,.4
La	19,4	77,4	۵۵٫۶	0.1	58,8	۶۵,۹	40,1	۵۸,۳	۵۵,۷	69,9	۵۸,۱
Ce	81,9	۶۷	λ.٣٣/	117/4	117,9	159,5	1.1/A	177	117,9	174,8	1180
Pr	٩٬٠۶	9,88	14,54	18,80	17/19	۱۳,۸۲	17/10	۱۳,۵۸	17,09	14,47	۱۲/۸۵
Nd	45,70	48,00	۵٩,٧٨	54,74	61,41	۵۳	49,00	54,44	49,81	54,99	5.74
Sm	٩,٠۶	٩,٣٩	٩/٩	9,94	٨,١٣	٨,۵۶	٨,۶١	٨,٩۴	٨,١۴	٩,٧۶	٨,٢۴
Eu	5,85	۲,۳۹	۲,۷۵	5,85	5/11	۲,۲۳	۲,۵۴	5,65	۲.١	۲,۵۹	5,50
Gd	٩,٢٨	9,84	٨,٩٣	٨,٣١	8,81	V,44	۲,۸۱	٨,١٣	Y, · A	٧,٩١	8,97
Tb	1/11	1,.7	1,17	1,08	•,91	. 94	1,+1	1,.1	•,91	١	• <u>,</u> X Y
Dy	0,47	۵,۳۷	۵,۰۷	۵,۱	4,.9	4.07	4,97	4,77	۳٬۸۹	۴/۲۱	۳٬۵۹
Но	•,99	۰,۸۸	•,٧٩	• ,٨	• ,97	۵۶٫۰	• ,YA	• ,69	۵۹٫۰	• 18	• 181
Er	7/71	۲,۰۵	۲,•۴	51.4	1,8	1,47	۱٬۸۵	۱۸۱	۱,۷۵	۱٫۸۳	1,87
Tm	۰,۲۸	• ,84	۰,۲۶	• ۲۷	•/19	• , ٣٣	• , ٣٣	•	• (7)	۰,۲۳	•/1Y
Yb	١,٨٩	١,٩	۱,۵۸	1,49	1,87	١,٣٨	۱,۵	1,54	1,88	1,41	1/17
Lu	۰,۳	• 89	• ,74	۲۱ ۲۱.	· / ۱ Y	۲,٠	۲,٠	• 19	٠,٢	٠,٢١	·/1Y
Y	53/FV	22/22	۱۹٬۸۶	۱۹٬۵۷	18,08	18,08	۱۸٬۵۳	۱۸٬۵۳	18,91	11,87	10,49
Rb	47	۳.	79	۲.	٣٧	٣٠	74	٣٧	٣٣	۵١	۳۵
Sr	۷۲۶	٧٣٩	100.	1498	1404	1880	1100	78.7	1249	1888	1085
Cs	٣	1.47	1.69	۲ ۳۱	1.18	• .AT	•	1,49	• ,99	1,88	•/97
Ba	۲۵۰	۲۵۳	888	474	۲۴۸	٧٨٩	400	۶۷۹	۶ <i>۸</i> ۶	۶۵۸	۷۲۵
Zr	794	۳۳۵	۲۰۸	777	۱۸۹	747	748	۲۵۸	747	777	۲۵۲
Hf	8,57	81	0.14	80	8,44	۵۰۶	۵,۸Y	۵.AY	۵,۵۲	8,44	۵/۵۲
Nb	۲۷	۶۷	۵۳	۶.	۵۵	۵۵	۵۹	۵۳	49	۵۵	۵١
Та	1/9	7,71	5,67	3.81	5,47	5.4	5,47	54	7,89	3.81	۲٬۸۵
Th	1,87	7.17	4.9V	٣،۵٩	11.00	٧,٣١	۴,۵۴	٧,٣۶	۶,۸۲	٧,٩٩	٨,٩٧
U	• ,	• 80	• 81	7.47	7.14	• 19	• 69	٠٨٩	• ,97	1.58	1,79
Ni	109	141	۴۷	۶۷	۵٨	٣٢	۶۵	F 1	۲۵	۵۲	۲۳
Cr	149	177	174	17.	£9	A.V.	1.4	189	٨٣	177	۶.
V	71 V	747	197	174	177	149	174	175	141	171	144
		1 1 1	1.1.1		1.1.1	111		1.17			

سنگهای مورد بررسی، با SiO₂ بین ۴۵٬۷۱ تا ۵۵٬۲۳ درصد وزنی، در ردهبندی عناصر سنگدوست بزرگ یون (IUGS) (شکل ۳ الف) در گستره بازانیت افریت، تراکی بازالت، تراکی آندزی بازالت و تراکی آندزیت واقع هستند. براساس بررسیهای میکروسکوپی انجام شده و توجه به رده-بندی و نامگذاری ویلیامز و همکاران [۲۰]، نمونههای واقع در گستره بازانیت، تفریت به دلیل داشتن بیش از ۱۰ درصد الیوین، بازانیت نامیده شدهاند. همچنین، در رده بندی IUGS به سنگهای قرار گرفته در گستره تراکی بازالت، تراکی آندزی بازالت و تراکی آندزیت، برای مقدار "Na₂O - ۲ بیش از K₂O برای به ترتیب اسامی هاوائیت، موژهآریت و بنموریت و در صورت مقدار K_2O – K_2O کمتر از K_2O به ترتیب اسامی تراکی بازالت پتاسیم دار، شوشونیت و لاتیت داده شده است [۱۹]. بر این اساس، نمونههای مورد بررسی با توجه به مقدار (۲/۱۲ تا ۱/۳۴) K_2O بیشتر از K_2O (۴/۳۲ تا ۱/۳۴) Na_2O – ۲ هاوائیت، موژهآریت و بنموریت نامیده شدهاند.

چنان که در شکل ۳ دیده می شود، همه نمونه ها در گستره سری قلیایی قرار دارند. حضور نفلین به همراه الیوین در معیار CIPW محاسبه شده برای آنها (جدول ۱) نیز شاهد دیگری بر وابستگی این سنگها به سری ماگمایی قلیایی است. همچنین، در این سنگها مقدار Na₂O/K₂O بیشتر از یک (۲٬۵۱ تا ۴٬۱۹) بازگوی ارتباط آنها با سری ماگمایی سدیمی است [۲۱]. بازانیتها با دارا بودن کمترین مقدار SiO₂ (مقدار متوسط ۴۵٬۸۵ درصد وزنی) و بیشترین مقدار MgO (مقدار متوسط ۸٬۵۳ درصد وزنی) مافیکترین ترکیب را در میان مجموعه سنگی مورد بررسی نشان میدهند. البته آنها در مقایسه با سایر نمونهها مقدار CaO، CaO، Sr و Sr كمترى دارند (جدول ۱). بنابراین به نظر نمیرسد که هاوائیتها، موژهآریتها و بنموریتها برآمده از رخداد فرایند جدایش بلورین [۲۲] از ماگمایی نزدیک به ترکیب بازانیتها باشند. هر چند چنان که در شکل ۴ دیده می شود، در نمونه های هاوائیت، موژه آریت و بنموریت با افزایش مقدار SiO₂ روند کاهشی در مقدار TiO₂، Ni ،Na₂O ،CaO ،MgO ،FeO_t و روند افزایشی در

مقدار K2O، Al2O3 و Sr وجود دارد. این روندها میتوانند شاهدی بر ارتباط بین این سنگها، در نتیجه رخداد فرایند جدایش بلورین باشند [۲۳].

در نمودار REE بهنجار شده به کندریت C1 [۲۴] (شکل ۵ الف)، الگوهای دیده شده برای نمونهها تقریبا مشابه است. برای همه نمونهها، غنیشدگی در عناصر نادر سبک (REE) نسبت به عناصر خاکی نادر متوسط (REE) و سنگین (HREE) دیده میشود. در بازانیتها نسبت به هاوائیتها، موژهآریتها و بنموریتها، غنیشدگی IREE نسبت به MREE و بنموریتها، غنیشدگی IREE نسبت به موژهآریتها و بنموریتها، عنیشدگی نبت مهای ۸/۳۴ و ۸/۳۴ و ۲۰/۳۴ است. ناهنجاری منفی Iu بازانیتها ۸۴/۰، در هاوائیتها ۸۸/۰، در موژهآریتها ۳/۹۳ تا ۸/۳۰ و در بنموریتها ۸۸/۰، در موژهآریتها ۳/۹۳ تا

در نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه [۲۴] (شکل ۵ ب) نیز، الگوهای دیده شده برای همه سنگها تقریبا مشابه است. چنان که دیده می شود، در همه نمونهها LILE و LREE غنی تر از HFSE و HREE هستند. هرچند، در این الگوها نیز غنی شدگی های دیده شده در بازانیتها کمتر از سایر Th نمونه هاست. در بازانیتها تنها ناهنجاری منفی در عنصر دیده می شود، اما در هاوائیتها، موژه آریتها و بنموریتها ناهنجاری مثبتی در عناصر Sr، Th B و P و ناهنجاری منفی ضعیفی در عنصر Ti وجود دارد.

بحث

براساس نتایج زمین شیمیایی، نمونههای مورد بررسی گسترهای از سنگهای مافیک تا حدواسط قلیایی را نشان میدهند. با توجه به ویژگیهای سنگنگاری و زمین شیمیایی و همچنین نتایج پانگ و همکاران [۱۰] و خیرخواه و همکاران [۱۱]، برای سنگهای مشابهی از نظر ترکیب، به نظر میرسد که به احتمال بسیار فرایندهای جدایش بلورین، یا آلایش پوستهای و یا هر دو بر تغییرات ترکیبی دیده شده در این سنگها موثر بوده است. بر این اساس، اثر این فرایندها بر نمونهها بررسی شدهاند.



شکل ۳ الف) نمودار SiO₂ نسبت به Na₂O+K₂O [۱۹] و ب) نمودار SiO₂ نسبت به Na₂O+K₂O [۲۳]. همه نمونهها با دوایر توخالی بر آنها نشان داده شدهاند.



شکل ۴ نمودارهای تغییرات ترکیب نمونههای مورد بررسی. نمایش بازانیتها با دایره سیاه، و سایر نمونهها با مربع تو خالی نشان داده شدهاند.



شکل ۵ الف) نمودار تغییرات REE رسم شده برای نمونههای مورد بررسی، بهنجار شده به کندریت C1 [۲۴]. ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه [۲۴]. الگوهای مقدار متوسط نمونههای مورد بررسی در نمودارها رسم شده است. (Ben:بنموریت، Haw: هاوائیت، Mu: موژهآریت و Bas: بازانیت).

جدايش بلورين

در بازانیتها، حضور کمتر از ۱۵ درصد الیوین و کمتر از ۱ درصد کلینوپیروکسن به صورت درشت بلور و #Mg کمتر از ۶۰ نشان میدهند که این سنگها کومهای و یا ترکیبی نزدیک به یک بازالت پیکریتی نیستند [۲۵]. در این سنگها با توجه به #MgO ،Mg0 و Cr کمتر از یک ماگمای اولیه [۲۶]، شکل ۶ الف و حضور درشت بلورهای الیوین در آنها به نظر میرسد که به احتمال بسیار جدایش کانیهای الیوین و کلینوپیروکسن در ماگمای اولیه سازنده آنها رخ داده است. همچنین، مقدار Sr مای مای اولیه سازنده آنها نسبت به سایر نمونهها (جدول ۱) و ناهنجاری منفی ضعیف Eu (متوسط ۱۸۴) می توانند

بیانگر جدایش احتمالی کانیهای فلدسپات قلیایی و یا فلدسپاتوئید [۲۷] در ماگمای اولیه سازنده این سنگها باشند.

در نمونههای هاوائیت، موژهآریت و بنموریت، با افزایش مقدار SiO₂ روند تقریبا کاهشی در مقدار MgO و Ni دیده میشود (شکل ۴). در نمودار مقدار #Mg نسبت به Ni (شکل ۶ الف) نیز در این سنگها روند تقریبا ثابتی با کاهش مقدار #Mg دیده میشود. با توجه به اینها به نظر میرسد که در این سنگها، با کاهش مقدار MgO تغییر چندانی در مقدار Ni رخ نداده است. بنابراین به احتمال بسیار جدایش کانی الیوین صورت نگرفته و یا در مقدار ناچیزی انجام شده است.



شکل ۶ الف) نمودار #Mg نسبت به Ni. ب) نمودار SiO₂ نسبت به CaO/Al₂O₃ [۲۸]. بازانیتها با دایره سیاه و سایر نمونهها با مربع توخالی نشان داده شدهاند.

نمودار مقدار SiO₂ نسبت به CaO/Al₂O₃ (شکل ۶ ب) نقش جدایش کانی های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز را روشن می کند [۲۸، ۲۹]. چنان که دیده می شود، با افزایش مقدار در هاوائیتها، موژهآریتها و بنموریتها، نسبت SiO₂ CaO/Al₂O₃ کاهش می یابد. این روند کاهشی نشانگر جدایش کانی کلینوپیروکسن است. همچنین، در این سنگها دیده روندهای کاهشی برای مقدار CaO و Cr و افزایشی در مقدار Al₂O₃ (شکل ۴) میتوانند بیانگر جدایش کانی کلینوپیروکسنی غنی از Ca و فقیر از Al باشند [۳۰]. در نمودارهای Y نسبت به La/Y (شکل ۷ ب) و Rb نسبت به Sm (شکل ۷ پ)، روند جدایش کانی های آمفیبول، كلينوپيروكسن، اليوين، و پلاژيوكلاز مشخص شده است [۳۱، ۳۲]. چنان که دیده می شود، روند نمونه های هاوائیت، موژهآریت و بنموریت با روند جدایش کانی آمفیبول همخوانی دارند. همچنین روند دیده شده در شکل ۷ پ، با روند جدایش آمفیبول از یک مایع بازالتی همخوانی دارد. در شکلهای ۷ الف، ۸ الف و ب نیز روندهای دیده شده در این سنگها بیشترین همخوانی را با روند جدایش کانیهای آمفیبول و کلینوپیروکسن نشان میدهند. بنابراین به نظر میرسد که جدایش کانی آمفیبول و کلینوپیروکسن نقش موثری در تغییرات ترکیبی دیده شده در این سنگها ایفا نمودهاند. کاهش دیده شده در مقدار MREE و HREE (شکل ۵) موژهآریتها و بنموریتها در مقایسه با هاوائیتها نیز، با توجه به ضریب توزیع بالای این عناصر در کانی آمفیبول، به احتمال

بسیار در اثر جدایش این کانی بوده است [۳۳]. در این سنگ-ها، حضور کانیهای کلینوپیروکسن و آمفیبول به صورت درشت بلور نیز شاهد دیگری بر جدایش این کانیهاست. در هاوائیتها، موژهآریتها و بنموریتها، روند کاهشی در مقدار 20i و FeOt و مقدار 2io2 دیده میشود (شکل ۴). در شکل ۲ تنیز رابطه مستقیمی بین مقدار 2io2 و مقدار FeO FeO t تنیز رابطه مستقیمی بین مقدار 2io2 و مقدار FeO جود دارد. این ویژگیها میتوانند به احتمال بسیار ناشی از جدایش اکسیدهای آهن و تیتان باشند. در این سنگها، ناهنجاری منفی ضعیف Ti (شکل ۵ ب) و حضور ۱ تا ۳ درصد اکسیدهای آهن و تیتان شواهد دیگری بر احتمال جدایش اکسیدهای آهن و تیتان هستند [۲۸، ۳۴].

در هاوائیتها، موژه آریتها و بنموریتها، روند افزایشی دیده شده (شکل ۴) در مقدار Sr، و Al₂O₃ و ثابت بودن مقدار ناهنجاری منفی ضعیف Eu (با مقدار متوسط ۸۸/۰ در هاوائیت، ۸۸/۰ در موژه آریت و ۸۸/۰ در بنموریت) از جمله شواهد جدایش نیافتن کانی پلاژیوکلاز هستند. روندهای دیده شده در مدارهای Sr نسبت به Ba و Sr نسبت به Rb/Sr (شکلهای ۸) نیز تاییدی بر این موضوع هستند. در این سنگها، افزایش مقدارهای K₂O، K₂O، Ba و Rb با افزایش مقدار SiO مقدارهای اینز می توانند بیانگر جدایش نیافتن کانی فلدسپات قلیایی باشند [۲۲، ۳۵]. بنابراین، روند تقریبا کاهشی دیده شده در مقدار Na₂O (شکل ۴) ممکن است تنها به دلیل جدایش آمفیبول سدیمی باشد.



شکل ۷ الف) نمودار V نسبت به Cr [۳۴]. ب) نمودار Y نسبت به La/Y [۳۲]. پ) نمودار Rb نسبت به Sm [۳۱] که (Amp(b و Amp(b) به ترتیب نمایشگر روند جدایش آمفیبول از یک مایع بازالتی و از یک مایع با ترکیب حدواسط هستند. ت) نمودار TiO2 نسبت به FeOt. در نمودارها، بازانیتها با دایره سیاه و سایر نمونهها با مربع توخالی نشان داده شدهاند و پیکان روند افزایش مقدار SiO2 را در نمونهها نشان میدهد.



شکل ۸ الف) نمودار Sr نسبت به Ba و ب) نمودار Sr نسبت به Rb/Sr [۳۴]. بازانیتها با دایره سیاه و سایر نمونهها با مربع توخالی نشان داده شدهاند و پیکان روند افزایش مقدار SiO₂ را در نمونهها نشان میدهد.

چنان که بیان شد، در سنگهای مورد بررسی غنی شدگی در LILE و LREE نسبت به HFSE و HREE وجود دارد. مقدار بالای نسبتهای Th/U ،Ba/Zr و Ce/Yb غنی شدگی در این سنگها را به خوبی نشان میدهند. همچنین، تفاوت نمایان مقدار این نسبتها در بازانیتها (با مقدار متوسط به ترتیب ۸۵،۰۰ ۲٬۶۸ و ۳۳٬۹۳) با سایر نمونهها (به ترتیب ۱٬۷۹ تا ۵٬۱۵، ۵٬۱۵ تا ۷٬۶۹ و ۶۷٬۹۶ تا ۹۳٬۶۰) و قرار گیری بازانیت-ها در گسترههای متفاوتی نسبت به سایر نمونهها در شکلهای ۶، ۷ و ۸ شاهدهای دیگری بر تفاوت ترکیب زمین شیمیایی آنها با هم هستند. اما گستره تغییر مقدار این نسبتها در هاوائیت-ها، موژهآریتها و بنموریتها و تفاوت این مقدارها با بازانیتها تنها با رخداد فرايند جدايش بلورين قابل توضيح نيست [٣۵]. خیرخواه و همکاران [۱۱] این تفاوت در مقدار غنی شدگیهای دیده شده در سنگهای خروجی قلیایی نوزا را برآمده از رخداد فرایند آلایش یوستهای قابل ملاحظه در این سنگها دانستهاند. به اعتقاد پژوهشگرانی چون پیرس و پیت [۳۶] و ریچو و همکاران [۳۷] نیز این غنی شدگیها می توانند در نتیجه آلایش پوستهای و یا ناشی شدن ماگمای سازنده سنگ از یک گوشته غنی شده باشند. بنابراین در ادامه، با استفاده از مقدار برخی نسبتهای عناصر و نمودارهای طراحی شده توسط پژوهشگران، تاثیر رخداد فرایند آلایش پوستهای بر تغییرات ترکیبی سنگهای مورد نظر بررسی شده است.

آلایش پوستهای

چنان که در نمودار ۲۸/Nb) سبت به ۲۹(Th/Ta) (شکل ۹ الف) دیده میشود، دو نمونه بازانیتی، یک نمونه هاوائیتی و دو نمونه موژهآریتی (مافیکترین نمونههای مورد بررسی) در گستره یک گوشته غنی شده واقع هستند. این در حالی است که نمونههای دیگر، شامل نمونههای جدایش یافتهتر موژهآریتی و بنموریتی، با توجه به مقدار بالاتر Th/Ta) (شکل ۹ الف) تاثیر مقدار کمی آلایش با ترکیبات پوسته بالایی را نشان می-دهند [۳۸]. در نمودار SiO2 نسبت به La/Nb (شکل ۹ ب) نیز روند دیده شده برای نمونههای جدایش یافتهتر با روند آلایش و جدایش بلورین (روند AFC) همخوانی بیشتری را نشان میدهد. در این نمودار نیز نمونههای بازانیتی در گستره نشان میدهد. در این نمودار دارند. بنا بر این شواهد، مقدار بالای

Nb و نسبت Nb/U (شکل ۹ پ) و نبود ناهنجاری منفی Nb و Ta در این سنگها، به احتمال بسیار در نمونههای مافیک مورد بررسی آلایش پوستهای رخ نداده و یا در صورت رخداد بسیار ناچیز بوده است [۳۶–۳۸]. اما در نمونههای حدواسط (یا جدایش یافتهتر)، شواهد زمین شیمیایی بیان شده و شکل ۹ پ بیانگر رخداد مقداری آلایش پوستهای هستند. همچنین، قرارگیری این نمونهها در گستره بالای روند بازالتهای پشتههای میان اقیانوسی – بازالتهای جزایر اقیانوسی (OIB-MORB) در شکل ۱۰ الف، با توجه به نظر پیرس بر آنهاست. در این نمونهها، حضور بیگانه بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپات قلیایی میتواند شاهد دیگری بر رخداد آلایش پوستهای باشد.

خاستگاه نمونههای کمتر جدایش یافته

تفاوت مقدار متوسط #Ni ،Mg و Cr در بازانیتها، هاوائیتها و موژهآریتهای کمتر جدایش یافته از ترکیب یک ماگمای اولیه برآمده از گوشته (#Mg برابر با ۶۶ تا ۲۵، مقدار Ni بین ۴۰۰ تا ۵۰۰ و Cr بیش از ۱۰۰۰ قسمت در میلیون [۲۶]) بازگوی اولیه نبودن ماگماهای سازنده این سنگهاست. البته گفتنی است که تاکنون در پژوهشهای انجام شده بر سنگهای خروجی قلیایی نوزای شرق ایران [۱۰، ۱۱] سنگهایی با ترکیب شیمیایی نزدیک به یک ماگمای اولیه گزارش نشده است. همچنین، چنان که پیشتر بیان شد، به نظر نمیرسد که فرایند آلایش پوستهای اثر چندانی بر ترکیب نمونههای مافیک مورد بررسی داشته است. بررسی ویژگیهای شیمیایی فرایند جدایش بلورین نیز بیانگر عدم جدایش هاوائیتها و موژهآریت-ها از بازانیتهاست. بنابراین به احتمال بسیار تفاوتهای ترکیبی میان این سنگها و غنی شدگیهای دیده شده در آنها ویژگیهایی از خاستگاه ماگماهای سازنده آنها هستند. شکل-های ۹ الف، پ و ۱۰ و مقدار Nb/Ta در نمونههای مافیک مورد بررسی (در بازانیتها ۲۱٬۵۸ و متوسط آن در هاوائیتها و موژهآریتهای کمتر جدایش یافته برابر با ۱۶٬۸۰ درصد) ناشی شدن آنها از مذابهای برآمده از یک گوشته غنی شده (۰٫۲ ± ۱۷٫۵) [۴۱،۴۰] را نشان میدهند.



شکل ۹ الف) نمودار La/Nb) ۲M (La/Nb) نسبت به Th/Ta)_{PM} (Th/Ta) (۳۵]. ب) نمودار SiO₂ نسبت به Nb/U (۳۶]. پ) نمودار Nb/U نسبت به Nb/U [۴۰]. بازانیتها با دایره سیاه و سایر نمونهها با مربع توخالی نشان داده شدهاند. دایره نقطه چین گستره نمونههای جدایش یافتهتر (موژهآریتها و بنموریتها) را نشان میدهد.



شکل ۱۰ الف) نمودار Nb/Yb نسبت به Th/Yb بازانیت ها با دایره سیاه و سایر نمونهها با مربع توخالی نشان داده شدهاند. دایره نقطه چین گستره نمونههای جدایش یافتهتر و آلایش یافته تر مورد بررسی (موژهآریتها و بنموریتها) را نشان میدهد. گستره نمونههای مورد بررسی توسط خیرخواه و همکاران [۱۱] با خاکستری و نمونه های بررسی شده توسط پانگ و همکاران [۱۰] با علامت ضربدر نمایش داده شدهاند. در ب تنها ۵ نمونه مورد بررسی که در نمودار الف در گستره روند MORB – OIB واقع شده، رسم شده است.

شباهت الگوهای REE و عنکبوتی نمونههای مورد بررسی (شکل ۵) به الگوهای OIB، نبود ناهنجاری منفی Nb و Ta در آنها و شکلهای ۹ الف، پ و ۱۰ از شواهد ناشی شدن ماگماهای سازنده نمونههای مافیک مورد بررسی (نمونههای کمتر جدایش یافته) از ذوب گوشتهای با ترکیب نزدیک به OIB، یعنی گوشته سست کرهای، است. قرار گیری نمونههای مافیک کمتر جدایش یافته در گستره روند OIB-MORB شکل ۱۰ الف در نمودار Nb/Yb نسبت به TiO₂/Yb (شکل ۱۰ ب) نیز نشان میدهد که ماگماهای سازنده این نمونهها به احتمال بسیار برآمده از فرایند ذوببخشی عمیق (عمق پایداری گارنت) از گوشتهای با ترکیب OIB هستند. در نمونههای مورد بررسی، نسبتهای N(Tb/Yb) بیش از ۱٫۸۰ (۳٫۴۶ تا ۳٫۴۰) و (Dy/Yb) بیش از ۱٬۸۱ تا ۲۰٫۲۱ و غنی شدگی از LREE نسبت به HREE شواهد دیگری برای حضور گارنت در ترکیب گوشته ذوب شده هستند [۴۲]. بنابراین، به نظر می-رسد که هم بازانیتها و هم هاوائیتها و موژهآریتها از تکامل ماگماهای اولیهای شکل گرفتهاند که از ذوببخشی گوشتهای با ترکیب OIB و در حضور کانی گارنت ناشی شدهاند. اما تفاوت-

های زمین شیمیایی میان بازانیت ها با سایر نمونه ها و همچنین با نمونه های پانگ و همکاران [۱۰] و خیر خواه و همکاران [۱۱] (شکل ۱۰ الف) به احتمال بسیار می تواند به دلیل تفاوت در درجه ذوب بخشی گوشته خاستگاه ماگماهای سازنده این سنگها باشد [۴۳].

به منظور بررسی درجه ذوب بخشی احتمالی و ترکیب گوشته از الگوی ذوب بخشی غیرمودال [۴۴]، بر ترکیبات احتمالی از گوشته، استفاده شد (شکل ۱۱). چنان که دیده میشود، نمونههای مافیک مورد بررسی در گستره نزدیک به روند ذوب یک لرزولیت گارنت دار قرار دارند. همچنین شکل ۱۱ نشان می دهد که ماگماهای سازنده بازانیت ها به احتمال بسیار میتوانند در نتیجه ۵ تا ۷ درصد ذوب بخشی و هاوائیت ها و موژه آریت ها از ۲ درصد ذوب بخشی ناشی شده باشند. این موضوع، یعنی شکل گرفتن هاوائیت ها و موژه آریت ها از ذوب بخشی کمتر نسبت به بازانیت ها، میتواند تفاوت های این سنگ ها از جمله غنی شدگی بیشتر هاوائیت ها و موژه آریت ها از علال و LILE



شکل ۱۱ بررسی درجه ذوب بخشی ماگماهای سازنده دو نمونه بازانیتی (دوایر سیاه)، یک نمونه هاوائیت و دو نمونه موژهآریتی (مربع های تو خالی). برای بررسی تغییرات مقدار La/Yb نسبت به Yb طی ۱/۵، ۲، ۳، ۵، ۶ و ۸ درصد ذوب بخشی در ترکیبات گوشته اولیه گارنت دار و اسپینل دار از نتایج سان و مک دانا [۲۴] از الگوی ذوب بخشی غیرمودال آلبارد [۴۴] استفاده شده است. **برداشت**

region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications", Lithos 180-181 (2013) 234-251.

[3] Alavi Naini M., Lotfi M., "Geological Map of Nehbandan, scale 1:100000", Geological Survey of Iran (1989).

[4] Alavi Naini M., Lotfi M., "Geological Map of Khunik, scale 1:100000", Geological Survey of Iran (1990).

[5] Alavi Naini M., Lotfi M., "Geological Map of Seyasteragi, scale 1:100000", Geological Survey of Iran (1991).

[6] Biabangard H., Najafzade M., "Mineralogy, geochemistry and origin of Chaharfarsakh intrusive and extrusive rocks, Lut block", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 24 (2016) 515-530 (in Persian, with English abstract).
[7] Camp V. E., Griffis R. J., "Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan Suture Zone, of eastern Iran", Lithos 15 (1982) 221-239.

[8] Walker R. T., Gans P., Allen M. B., Jackson J., Khatib M., Marsh N., Zarrinkoub M., "Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran", Geophysical Journal International 177 (2009) 783–805.

[9] Mollashahi N., Zarrinkoub M. H., Mohammadi S. S., Khatib M. M., "*Petrology of young volcanics in Hamun Lake Area (East of Iran)*", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 19 (2011) 519-528 (in Persian, with English abstract).

[10] Pang K. N., Chung S. L., Zarrinkoub M. H., Mohammadi S. S., Yang H. M., Chu C. H., Lee H. Y., Lo C. H., "Age, geochemical characteristics and petrogenesis of late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut–Sistan region, eastern Iran", Chemical Geology 306-307 (2012) 35-40.

[11] Kheirkhah M., Neill M.I., Allen M.B., " Petrogenesis of OIB-like basaltic volcanic rocks in a continental collision zone: Late Cenozoic magmatism of Eastern Iran", Journal of Asian Earth Sciences 106 (2015) 19–33.

[12] Mojadadi moghadam H., Ahmadi A., "Petrology and geochemistry of pillow lavas and mafic rocks in the middle part of the fault zone Nosratabad-Kahurak, East of Iran", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 23 (2015) 309-320 (in Persian, with English abstract).
[13] Khatib M., "Geometry of strike-slip Fault termination", PhD thesis, Shahid Beheshti University (1377) (in Persian).

سنگهای خروجی قلیایی نوزا در منطقه نهبندان و آساگی شامل بازانیت، هاوائیت، موژهآریت و بنموریت هستند. نتایج زمین شیمیایی و سنگنگاری نشان میدهند که هاوائیتها، موژهآریتها و بنموریتها برآمده از جدایش بلورین از ماگمایی با ترکیب بازانیت نیستند. این در حالی است که به احتمال بسیار در هاوائیتها، موژهآریتها و بنموریتها، جدایش کانی-سای آمفیبول، کلینوپیروکسن و اکسیدهای آهن و تیتان بر فرایند آلایش پوستهای نیز در این سنگها نشان میدهد که تغییرات ترکیب دیده شده در آنها موثر بوده است. بررسی فرایند آلایش پوستهای نیز در این سنگها نشان میدهد که ترکیبات مافیک مورد بررسی شامل بازانیتها، هاوائیتها و موژهآریتهای با مقدار SiO₂ کمتر از ۵۲ درصد وزنی موژهآریتهای با مقدار و SiO₂ کمتر از ۲۵ درصد وزنی بستخوش آلایش پوستهای نشدهاند. اما ترکیبهای جدایش یافتهتر، شامل تعدادی از موژهآریتها و بنموریتها، به احتمال

براساس نتایج بررسیهای زمین شیمیایی در این پژوهش به نظر میرسد که سنگهای خروجی قلیایی نوزا در مناطق نهبندان و آساگی از یک گوشته سست کرهای شبیه به خاستگاه بازالتهای جزایر اقیانوسی (OIB) شکل گرفتهاند. این موضوع با خاستگاه گزارش شده توسط خیرخواه و همکاران [11] همخوانی ندارد. همچنین، دلیل اصلی تفاوتهای دیده شده در مقدار غنی شدگی EREE و LILE نسبت به HREE بشده در مقدار غنی شدگی و علیایی نوزای مورد بررسی تفاوت در درصد ذوببخشی است که ماگماهای سازنده این سنگها از آن ناشی شدهاند. این در حالی است که خیرخواه و همکاران [11] آن را در نتیجه آلایش پوستهای شدید ماگماهای سازنده این سنگها بیان نمودهاند.

قدردانی

بدین وسیله از همراهی صحرایی آقای امان الله آبچر و خانم سمیه سراوانی قدردانی میشود. از داوران محترم مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران نیز برای بررسی و تصحیح این نوشتار سپاس گزاری میشود.

مراجع

 Tirrul L., Bell I. R., Griffis R. J., Camp V. E., "Sistan suture zone of eastern Iran", Geological Society of America Bulletin 94 (1983) 134-150.
 Pang K. N., Chung S. L., Zarrinkoub M. H., Khatib M. M., Mohammadi S. S., Chiu H. Y., Chu C. H., Lee H. Y., Lo C. H., "Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan [28] Wilson M., "Igneous Petrogenesis; A Global Tectonic Approach", Chapman and Hall (1989).

[29] Haghnazar Sh., Malakotian S., "*The role of fractional crystallization and crustal contamination in the magmatic evolution of Paleogene volcanic rocks of Damash area in Guilan Province*", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 20 (2013) 651-662 (in Persian, with English abstract).

[30] Cox K. G., "A model for flood basalt volcanism", Journal of Petrology 21 (1980) 629-650.

[31] Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J.G., "*Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey*", Journal of Volcanology and Geothermal Research 102 (2000) 67–95.

[32] Harangi S., Downes H., Thirlwall M., Gmeling K., " Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Relationships of Miocene CalcalkalineVolcanic Rocks in theWestern Carpathian Arc, Eastern Central Europe", Journal of Petrology 48 (2007) 2261-2287.

[33] Bachmann O., Dungan M., Bussy F., "Insights into shallow magmatic processes in large silicic magma bodies: the trace element record in the Fish Canyon magma body, Colorado", Contributions to Mineralogy and Petrology 149 (2005) 338–349

[34] Yang J.H., Sun J.F., Zhang M., Wu F.Y., Wilde S.A., "*Petrogenesis of silica-saturated and silica-undersaturatedsyenites in the northern North China Craton related to post-collisional and intraplate extension*", Chemical Geology 328 (2012) 149–167.

[35] 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 40 (2008) 1515-1547.

[36] Pearce J.A., Peate D.W., "*Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas*", Annual-Reviews of Earth and Planetary Sciences 23 (1995) 251–285.

[37] Reichew M. K., Saunders A. D., White R. V., Ukhamedov, A. I., " *Geochemistry and Petrogenesis of Basalts from the West Sibrian Basin: an extention of the Permo-Triassic Sibrian Traps, Russia*", Lithos 79 (2004) 425-452. [14] Walker R. T., Jackson J., "Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran", Tectonics 23 (2004).

[15] Nazari H., Salamati R., "Geological Map of Sarbisheh, scale 1:100000", Geological Survey of Iran (1999).

[16] Whitney D. L., Evans B. W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist 95 (2010) 185–187.

[17] Dunn T., Stringer P.,"*Petrology and petrogenesis of the Ministers Island dike, southwest New Brunswick, Canada*", Contributions to Mineralogy and Petrology 105 (1990) 55-65.

[18] Jeffrey P.G., " *Chemical Methods of Rock Analysis*". 2nd edition, Pergamon Press, Oxford, England (1975).

[19] Le Maitre R.W., "Igneous Rocks, a Classification and Glossary of Terms", Cambridge University Press, New York (2002) 236 p.

[2·] Williams H., Turner F. J., Gilbert C. M.,

"Petrography; An Introduction to the Study of Rocks in Thin Sections", W. H. Freeman and Company, New York, (1982) 606p.

[21] Farmer G. L., "*Continental Basaltic Rocks*", University of Colorado, Boulder, Co, USA (2007).

[22] Esmaeily D., Valizadeh M.V., Noorolahi Z., Kananian A., "*Mineral chemistry and whole rock geochemistry evidences of the differentiation in the Karaj Dam basement igneous rocks*", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 1 (2006) 153-176 (in Persian, with English abstract).

[23] Macdonald G. A., "*Composition and origin of Hawaiian lavas*", Geologyical Society of American Memoir 116 (1968) 477-522.

[24] Sun S. S., McDonough W. F., "A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts Implication for mantle composition and processes", In: Saunders A. D., Norry M. J., (eds), Magmatism inoceanic basins, Geologyical Society, of London Special Publication 42(1989) 313–345.

[25] Le Bas M. J., "*IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks*", Journal of Petrology 41 (2000) 1467–1470.

[26] White W. M., " *Geochemistry*", First edition, Wiley- Blackwell, Chichester (2013).

[27] Yang J. H., Wu F.Y., Wilde S.A., Chen F., Liu X.M., Xie L.W., "Petrogenesis of an Alkali Syenite-Granite-Rhyolite Suite in the Yanshan Fold and Thrust Belt, Eastern North China Craton: Geochronological, Geochemical and Nd-Sr-Hf Isotopic Evidence for Lithospheric Thinning", Journal of Petrology 49 (2008) 315-351. mantle system", Chemical Geology 120 (1995) 347-359.

[42] Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.I., " A mantle melting profile across the Basin and Range. SW USA", Journal of Geophysical Research-Solid Earth 107 (2002).

[43] Xu Y. G., Ma J. L., Frey F. A., Feigenson M. D., Liu J. F., "Role of lithosphere– asthenosphere interaction in the genesis of Quaternary alkali and tholeiitic basalts from Datong, western North China Craton", Chemical Geology Including Isotope Geoscience 224 (2005) 247–271.

[44] Albarede F., " Introduction to Geochemical Modeling", Cambridge University Press, New York (1996).

[38] Neal C.R., Mahoney J.J., Chazey W.J., "Mantle sources and the highly variable role of continental lithosphere in basalt petrogenesis of the Kergulen Plateau and Broken Ridge LIP: results from ODP Leg 183", Journal of Petrology 43 (2002) 1177–1205.

[39] Pearce J.A., "Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust", Lithos 100 (2008) 14-48.

[40] Hofmann A., Jochum K., Seufert M., White M., "*Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution*", Earth and Planetary Science Letters 79 (1986) 33–45.

[41] Green T.H., "Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust -