



زمین‌شیمی گدازه‌های بالشی و کلینوپیروکسن موجود در آنها: افیولیت ملانژهای ناین و عشین (شمال شرقی استان اصفهان)

نرگس شیردشت‌زاده^{۱*}، قدرت ترابی^۱، رامین صمدی^۲

(۱) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، ایران

(۲) دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، گروه زمین‌شناسی، تهران، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۱/۱۲/۱۰، پذیرش: ۱۳۹۲/۴/۴

چکیده

افیولیت‌های ناین و عشین در شمال شرقی استان اصفهان و در غرب خرده قاره شرق - ایران مرکزی قرار گرفته‌اند. گدازه‌های بالشی از مهمترین واحدهای تشکیل‌دهنده آنها با سن کرتاسه هستند. درجه ذوب‌بخشی کمتر پریدوتیت‌های گوشته در افیولیت عشین و مذاب حاصل از ذوب کلینوپیروکسن آنها موجب بازیگ‌تر و غنی‌تر شدن گدازه‌های بالشی عشین و درجه ذوب‌بخشی بالاتر و ذوب نامتجانس ارتوپیروکسن و در نتیجه افزوده شدن سیلیس به مذاب در حال صعود موجب تشکیل مذابهای اسیدی‌تر (آندزیت تا بازالت آندزیتی) و تهی‌شده‌تر (از نظر عناصر کمیاب) در افیولیت ناین شده است. میزان REE نمونه‌های سنگ‌کل ناین بیشترین شباهت شیمیایی را با نمونه‌های IAT دارند اما نمونه‌های عشین ترکیب MORB را نشان می‌دهند. با توجه به شواهد پتروگرافی، مقدار کم نسبت Eu/Eu^* در فنوکریستال‌های کلینوپیروکسن عشین و مقادیر محاسبه شده K_2O کلینوپیروکسن و غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سنگین در ترکیب مذاب در حال تعادل با کلینوپیروکسن (به‌ویژه در منطقه عشین)، تبلور پلاژیوکلاز نسبت به کلینوپیروکسن در منطقه عشین نسبت به ناین تقدم و شدت بالاتری داشته و در نتیجه، مذاب در حال تعادل با کلینوپیروکسن در عشین ماهیتی شبیه ترکیب MORB و در ناین شبیه به IAT نشان می‌دهد. بنابراین، علی‌رغم مجاورت این دو مجموعه افیولیتی و برخی شباهتهای صحرائی و پتروگرافی، گدازه‌های بالشی این دو مجموعه افیولیتی هم از لحاظ ترکیب مذاب اولیه و هم از نظر فرآیندهای تفریق و محیط تشکیل با هم متفاوت هستند.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، کلینوپیروکسن، گدازه بالشی، افیولیت ناین، افیولیت عشین.

مقدمه

زمین (توزیع قاره‌ها و اقیانوسها) در میلیون‌ها سال پیش هستند [۲]. افیولیت ملانژهای ناین و عشین که در نزدیکی و در امتداد هم، در اطراف خرده قاره شرق - ایران مرکزی قرار دارند [۳]، از واحدهای متنوع رسوبی، آذرین و دگرگونی تشکیل شده‌اند و گدازه‌های بالشی یکی از مهمترین سنگهای آذرین موجود در این دو افیولیت هستند. [۴] ماهیت تولییت جزایر قوسی را به واحدهای این مجموعه افیولیتی نسبت داده است. [۵] تشکیل گدازه‌های بالشی افیولیت عشین را به یک محیط گسترش میان‌اقیانوسی (MORB) نسبت داده است. از جدیدترین مطالعاتی که بر روی گدازه‌های بالشی انجام گرفته می‌توان به کارهای [۵] بر روی افیولیت عشین، [۶] بر روی

در مقایسه با دیگر محیطهای ژئودینامیکی، پشته‌های اقیانوسی جهان بزرگترین سلسله کوههای آتشفشانی فعال زمین هستند که البته حجم واحدهای آتشفشانی این مناطق در حدود ۱۰ تا ۲۰ درصد واحدهای آذرین درونی آنهاست [۱]. نمونه‌های از این واحدهای آذرین آتشفشانی را در افیولیت‌ها که قطعات ورقه اقیانوسی فسیل شده هستند می‌توان به صورت گدازه‌های بالشی مشاهده کرد. افیولیت‌ها پنجره‌های زمین‌شناسی رو به سوی تاریخ زمین و فرآیندهای آن بوده و کلید مهمی در مطالعه چگونگی تشکیل حوضه‌های اقیانوسی و ناپدید شدن آنها در گذشته و جغرافیای گذشته

مطالعات میکروسکوپی، ۴ عدد از مقاطع نازک صیقلی برای بررسی عناصر اصلی کانیها توسط دستگاه ریزپردازش مدل JEOL JXA8800R و تحت شرایط و لتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلو ولت و جریان ۱۵ نانوآمپر، در دانشگاه کاناواوا ژاپن آنالیز شدند. تعداد کل نقاط کانی آنالیز شده شامل ۹۳ نقطه است که شامل کانیهای آمفیبول، کلریت، پرهنیت، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، اسپینل، پومپله‌ایت است و مقادیر میانگین آنها در جدولهای ۱ و ۲ آورده شده است. از نرم‌افزار ZAF برای تصحیح داده‌ها و از ترکیب مشخص کانیهای طبیعی و مصنوعی به‌عنوان استاندارد استفاده شد. آنالیز سنگ کل با روش فعال‌سازی نوترونی، در مرکز تکنولوژی هسته‌ای اصفهان انجام شده است. محاسبه آهن II و III در نمونه‌های سنگی بر اساس روش [۱۱] برای سنگهای ولکانیک انجام شده است. برای اندازه‌گیری عناصر نادر خاکی و کمیاب کلینوپیروکسن‌ها از دستگاه لیزر ابلیشن (193nm ArF excimer: MicroLas) به‌همراه طیف‌سنج جرمی ICP مدل Agilent 7500S در مرکز آزمایشگاهی دانشگاه کاناواوا Petrograph ژاپن استفاده شد. در ترسیم نمودارها از نرم‌افزار 2007 © v.2.00 استفاده شد. علایم اختصاری کانیها برگرفته از [۱۲] است.

بحث و بررسی

زمین‌شناسی منطقه

[۱۳] افیولیت‌های ایران را به چهار گروه اصلی تقسیم‌بندی کرد: ۱- افیولیت‌های زاگرس، ۲- افیولیت‌های شمال غرب ایران، ۳- افیولیت‌ها و آمیزه‌های رنگی که در مرزهای خرده قاره ایران مرکزی و شرقی قرار دارند [۱۴]، و ۴- افیولیت‌های شمال رشته کوه‌های البرز. [۱۵] افیولیت‌های ایران را به دو گروه طبقه‌بندی کردند: افیولیت‌های با فراوانی کم پالئوزوئیک و افیولیت‌های با فراوانی بیشتر مزوزوئیک. بر اساس مطالعات [۱۶] افیولیت‌های ایران مرکزی عبارتند از ناین (با سن ۱۰۰ میلیون سال)، شهر بابک (۱۲۰ میلیون سال)، بافت، سبزواری (شمال ایران مرکزی، ۷۰-۹۸ میلیون سال) و چهل‌کوره در مرز شرقی خرده قاره ایران مرکزی. داده‌های ژئوشیمیایی به‌دست آمده از افیولیت‌های ایران بسیار کم و پراکنده هستند اما اغلب آنها بیانگر ماهیت مورب و تولیت جزایر قوسی است [۱۷، ۱۸، ۱۹ و ۲۰]. زون افیولیتی عشین - ناین در زون

افیولیت ناین، [۳ و ۷] بر روی گدازه‌های بالشی افیولیت‌های ناین و عشین اشاره کرد. در مطالعات گذشته منشأ گدازه‌های بالشی ناین تولیتی و تا حدودی مشابه NMORB و گدازه‌های بالشی عشین از نوع MORB توصیف شده که از یک منشأ نه چندان تهی‌شده گرفته شده و پس از فوران به‌صورت گدازه‌های بالشی، اسپیلیتی شده‌اند. با وجود این که ویژگی پترولوژیکی و ژئوشیمیایی سنگهای آتشفشانی ممکن است مستقیماً با محیط تکتونیکی آنها رابطه داشته باشد، دگرسانیهایی بعدی (مثل واکنشهای دما پایین بازالت با آب دریا، واکنشهای دما بالا و هیدروترمال بازالت با آب دریا و دگرسانی ناحیه‌ای) ممکن است ویژگیهای ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی اولیه سنگهای آتشفشانی را تحت تأثیر قرار بدهد و مانع تشخیص فرآیندهای تکتونیکی قدیمی شود [۸]. به‌طوری که هوازدگی زیردریایی بازالت‌ها موجب می‌شود که این سنگها از نظر Ca، Mg و Si تهی‌شده و از نظر عناصر Fe و K، Na غنی شوند و عناصر Mg و Fe به‌صورت متحرک عمل کنند. همچنین به‌هنگام دگرگونی بازالت‌ها، در حد رخساره شیبست سبز عناصر Fe، Mg، Na و K تا حدودی متحرک بوده و Ti و Al غیر متحرک هستند [۹]. کلینوپیروکسن مهمترین کانی مافیکی است که در گدازه‌های بالشی افیولیت‌های ناین و عشین مشاهده می‌شود. از آنجایی که ترکیب کلینوپیروکسن‌ها، به‌عنوان یکی از مقاومترین کانیها در برابر دگرسانی، به شیمی سنگ میزبان شان بستگی دارد، استفاده از آنها به‌منظور تعیین محیط ژئوتکتونیکی بازالت‌ها همواره مورد توجه بوده است. از جمله پیشگامان این روش می‌توان به [۸ و ۱۰] اشاره کرد. این کانی حامل عناصر کمیاب ناسازگاری است که می‌توان آنها را با دقت بالا و با کمک روش LA-ICP-MS اندازه‌گیری نمود. با مطالعه این عناصر می‌توان به اطلاعات با ارزشی درباره ماگمای مادر و فرآیندهای پیچیده ماگمایی در اتاق ماگمایی پی برد.

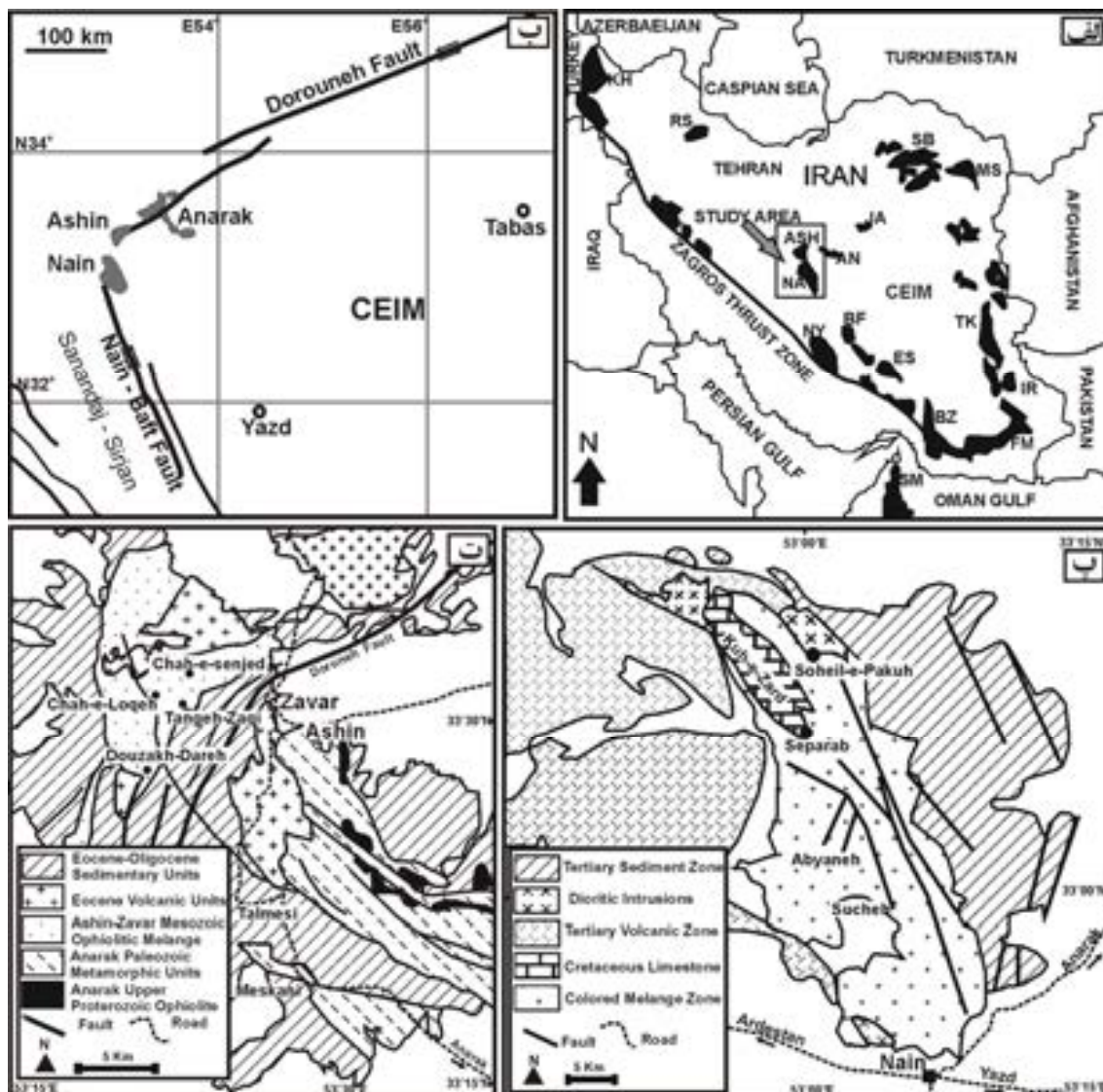
این مقاله با مقایسه ژئوشیمی سنگ کل و ارائه ترکیب عناصر اصلی و کمیاب کلینوپیروکسن (به‌عنوان یک کانی مقاوم و شاخص در سنگهای بازالتی) به بررسی ماهیت واحدهای بازیک این دو افیولیت و فرآیند ماگماتیسیم اقیانوسی کرتاسه پرداخته است.

روش مطالعه

در این پژوهش پس از تهیه تعداد ۱۶ مقاطع نازک برای

شمال شرقی استان اصفهان قرار گرفته‌اند (شکل ۱ الف و ب). در شکل‌های ۱ پ و ت، نقشه زمین‌شناسی دو افیولیت نایین و عشین و واحدهای سنگی عمده تشکیل‌دهنده آنها دیده می‌شود.

سبزواری - نایین قرار گرفته که به طول ۱۴۰۰ کیلومتر از سبزواری (در شمال شرق ایران) تا نایین (در ایران مرکزی) و سپس حوضه جازموریان (در جنوب شرقی ایران) گسترش دارد [۲۱] و [۲۲]. افیولیت نایین در غرب گسل نایین - بافت و افیولیت عشین در محل پیچش گسل درونه (گسل کویر بزرگ) و در



شکل ۱. الف) نقشه پراکندگی افیولیت‌های ایران، ب) موقعیت CEIM و موقعیت افیولیت‌های مرز غربی آن در امتداد گسل‌های درونه و نایین - بافت، پ) نقشه زمین‌شناسی افیولیت ملانژ نایین، ت) نقشه زمین‌شناسی افیولیت ملانژ عشین (نقشه‌ها برگرفته از [۳]، با اندکی تغییرات).

پیروکسنیت و پریدوتیت‌های هارزبورگیتی (لرزلولیتی) گوشته اشاره کرد. البته وقایع تکتونیکی همزمان و بعد از تشکیل این افیولیت‌ها موجب تشکیل سنگ‌های دگرگونی نیز در آنها شده است که آمفیبولیت‌ها [۲۳ و ۲۴] و پریدوتیت‌های دگرگون [۲۵] از عمده‌ترین آنها هستند. [۳، ۷، ۲۳، ۲۴ و ۲۵]

اگرچه فرآیندهای تکتونیکی موجب از بین رفتن روابط بین واحدهای مختلف سنگی در توالی افیولیتی نایین و عشین شده‌اند اما از جمله مهمترین واحدهای تشکیل‌دهنده آنها می‌توان به آهک‌های پلاژیک، گدازه‌های بالشی و روانه‌های گدازه‌ای بازالتی، دایک‌های دیابازی، پلاژیوگرانیت، گابرو،

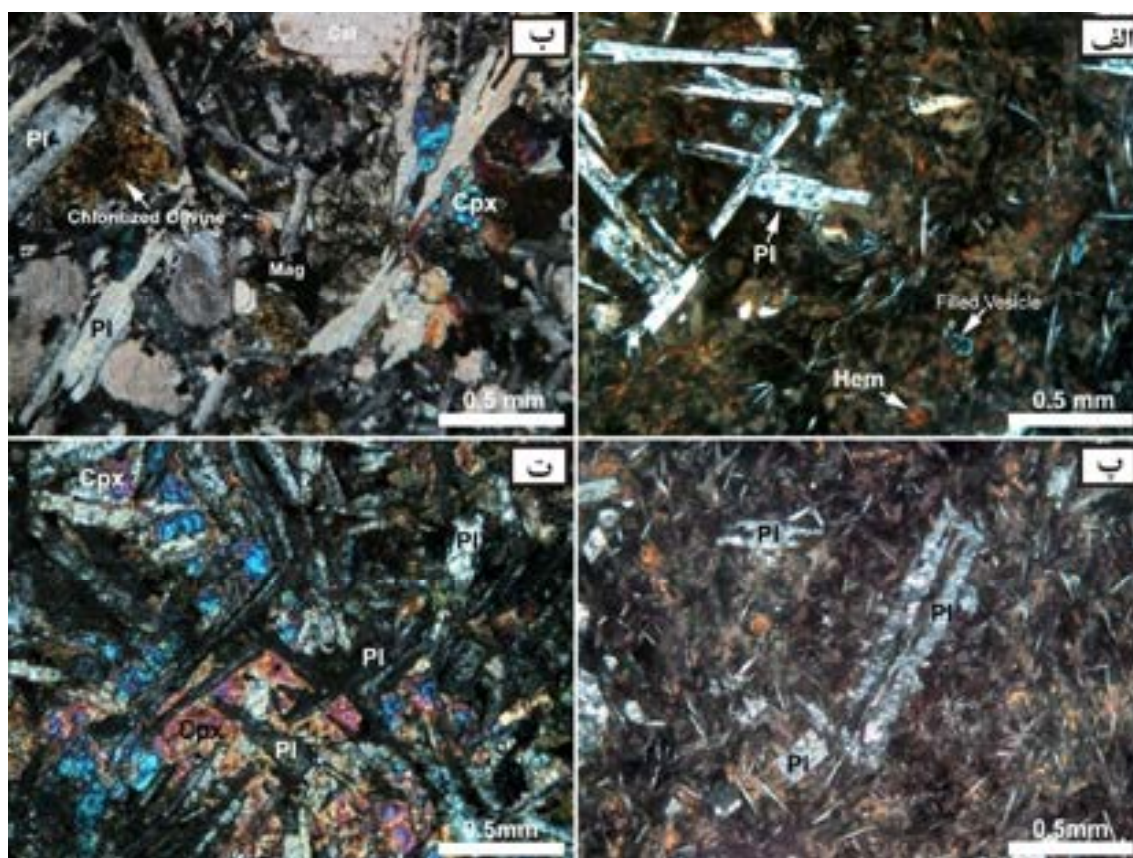
بالشی به دلیل تعامل با آب دریا بسیار سریع و ناگهانی است به طوری که موجب تشکیل شکستگیهای چندضلعی بر روی سطح خارجی آنها و شکستگیهای شعاعی در مقاطع عرضی این گدازه‌های بالشی شده است. این شکستگیها در تسریع اسپیلیتی شدن آنها بسیار مؤثر است. گدازه‌های بالشی موجود در افیولیت‌های نایین و عشین از نظر بافت‌های میکروسکوپی نسبتاً مشابه هم هستند (شکل ۲). بافت‌های ویتروفیری تا پورفیری در حاشیه گدازه بالشی و بافت اینترگرانولار با تیغه‌های پلاژیوکلاز و بلورهای کلینوپیروکسن در فضای بین آنها، بخش هسته‌ای تر گدازه بالشی را تشکیل داده‌اند (شکل ۲ الف و ب). حفراتی که حاصل خروج گازها و مواد فرار مذاب در هنگام سرد شدن هستند، بافت وزیکولار را به وجود آورده است. البته اغلب حفرات توسط کلسیت، کوارتز، کلسدوئن و زئولیت پر شده‌اند و بافت آمیگدالوئیدال نیز در این سنگها به وجود آمده است (شکل ۲ الف). به طور کلی، در هر دو منطقه، بافت‌های میکروسکوپی به ترتیب از بخشهای خارجی گدازه به سمت هسته آن شامل ویتروفیریک و وارپولیتیک بوده و به سمت بخشهای هسته‌ای تر اغلب بافت ماهیت اینترگرانولار پیدا کرده و در فضای بین پلاژیوکلازهای درشت‌بلور و خودشکل، کلینوپیروکسن تشکیل شده است (شکل‌های ۲ ب و ت).

در این سنگها به دلیل دیوترفیکیشن هم‌رشدی بلورهای شعاعی شکل کوارتز و فلدسپار روی داده است که به دلیل آزاد شدن آهن و هماتیتی شدن به رنگ سرخ مایل به قهوه‌ای دیده می‌شوند. از نظر کانی‌شناسی گدازه‌های بالشی در هر دو منطقه از کانیهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، الیون کلریتی، اسپینل کروم‌دار، کلریت، آمفیبول، پومپلیت، کلسیت و مگنتیت تشکیل شده‌اند. میانگین ترکیب شیمیایی برخی از این کانیها در جدولهای ۱ و ۲ آورده شده است. الیون‌ها اغلب به کلریت تبدیل شده‌اند و در بیشتر موارد تنها آثار آنها قابل مشاهده است. بلورهای پلاژیوکلاز که فراوانترین کانی تشکیل‌دهنده این سنگهاست، غالباً به صورت میکروولیت‌های ریز تا سوزنی و فنوکریست‌های درشت خودشکل هستند (شکل‌های ۲ الف و ب). ترکیب فلدسپارهای سالم موجود در گدازه‌های بالشی نایین، آندزین - لابرادوریت است، اما به دلیل اسپیلیتی شدن سنگ و دگرسانی پلاژیوکلازها در اثر افزوده شدن سدیم به سنگ، ترکیب آنها در نمونه‌های نایین و عشین به سمت آل‌بیت تغییر یافته است (شکل ۳ الف).

معتقدند وجود سنگهای بازالتی دگرگون‌شده (در حد رخساره آمفیبولیت) در کنار سنگهای بازالتی دگرگون‌نشده در این دو افیولیت نشان‌دهنده وقوع دو مرحله گسترش و ماگماتیسیم در طی ژوراسیک و کرتاسه هستند. [۲۴] سن جای‌گیری افیولیت‌های نایین و عشین را کرتاسه بالایی معرفی کرده است. رسوبات کرتاسه بالایی تا پالئوسن که این دو افیولیت را پوشانده‌اند، بعداً توسط نفوذیهای ائوسن قطع شده‌اند. این نفوذیها درگیر ملانژ نشده‌اند. در هنگام و پس از ولکانیسم ائوسن، فلیش‌های سازند آخوره در منطقه نایین نهشته شده‌اند [۲۶]. بنابراین می‌توان گفت که این افیولیت‌ها قبل از ائوسن جای‌گیری کرده‌اند. نتایج سن‌سنجی بیانگر تشکیل واحدهای آذرین این افیولیت‌ها در اواخر کرتاسه زیرین تا اوایل کرتاسه بالایی است. نتایج سن‌سنجی $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (توسط [۲۷] و $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$ [۲۸] آمفیبول موجود در گابروهای افیولیت نایین به ترتیب بیانگر سن 0.9 ± 1.0 ، 0.9 ± 0.99 و $0.1/2 \pm 0.1$ میلیون سال پیش (آلبین بالایی) و $3/6 \pm 93/4$ میلیون سال پیش (سنومانین) هستند. سن پتاسیم - آرگون به دست آمده برای پلاژیوگرانیت‌های افیولیت عشین، به عنوان محصولات تفریق ماگمایی مذابهای بازیک، برابر ۹۸ میلیون سال پیش است [۲۹]. رخنمونهایی از گدازه‌های بالشی افیولیت نایین به طور پراکنده و در جنوب غرب سهیل‌پاکوه و در نزدیکی کوه زرد، و گدازه‌های بالشی افیولیت عشین در محدوده چاه‌سنجد، چاه‌لقه، دوزخ‌دره و جنوب معدن مرمر یافت می‌شوند.

سنگ‌نگاری و شیمی کانیها

گدازه‌های بالشی افیولیت‌های نایین و عشین در نمونه دستی دارای شکل‌های مدور، کشیده و بیضوی بوده و به رنگهای سبز تیره تا کمرنگ، قهوه‌ای تا صورتی دیده می‌شوند و رسوبات دریایی و ولکانو‌کلاست‌ها فضای بین بالشها را پر کرده است. ابعاد آنها معمولاً در حدود ۴۰ سانتی‌متر است اما برخی از آنها به حدود ۱/۵ تا ۲ متر نیز می‌رسند. وجود رسوبات پلاژیک بر روی گدازه‌های بالشی (چرت‌های Radiolarian دار و سنگ آهک Globotruncana دار) و تشکیل گدازه‌های بالشی به خوبی بیانگر ولکانیسم دریایی و فورانه‌های آرام در اعماق دریا (عمق بیشتر از ۷۰۰ متر) هستند [۱]. در مقایسه با انواع مواد آذرین که در سطح زمین منجمد می‌شوند، انجماد گدازه‌های



شکل ۲. تصویر میکروسکوپی XPL از: الف) بافت‌های ویتروفیری تا پورفیری در حاشیه گدازه بالشی (گدازه بالشی عشین)، ب) بافت اینترگرانولار با تیغه‌های درشت و خودشکل پلاژیوکلاز و بلورهای کلینوپیروکسن و الیون‌هایی که برخی کلریتی شده‌اند (گدازه بالشی عشین)، پ) بافت‌های ویتروفیری تا پورفیری در حاشیه گدازه بالشی (گدازه بالشی نایین)، ت) بخش هسته‌ای‌تر گدازه بالشی با بافت اینترگرانولار دارای تیغه‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن‌های درشت (گدازه بالشی نایین).

پره‌نیت از کانیهای ثانویه‌ای هستند که طی فرآیندهای دگرگونی کف دریا و به خرج الیون، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلازها تشکیل شده‌اند. آمفیبول موجود در نایین از نوع هورنبلند ترمولیتی تا هورنبلند اکتینولیتی است و آمفیبول موجود در عشین منیزوهورنبلند تا فروادنیت است. میزان $Mg\#$ در ترکیب میانگین کلریت نمونه‌های عشین برابر $0/۶۵$ است و از نوع پیکنوکلریت هستند.

شیمی سنگ کل

بر اساس نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی موجود در سنگ کل، گدازه‌های بالشی نایین و عشین دارای SiO_2 در حدود ۴۴ تا ۵۷ درصد وزنی (جدولهای ۳ و ۴)، با ترکیب حد واسط تا بازیک بوده و از بازالت تا بازالت آندزیتی و آندزیت متغیر هستند (شکل ۴ الف). البته برخی نمونه‌های عشین وارد محدوده تفریت، هاوایت و تراکی آندزیت شده‌اند.

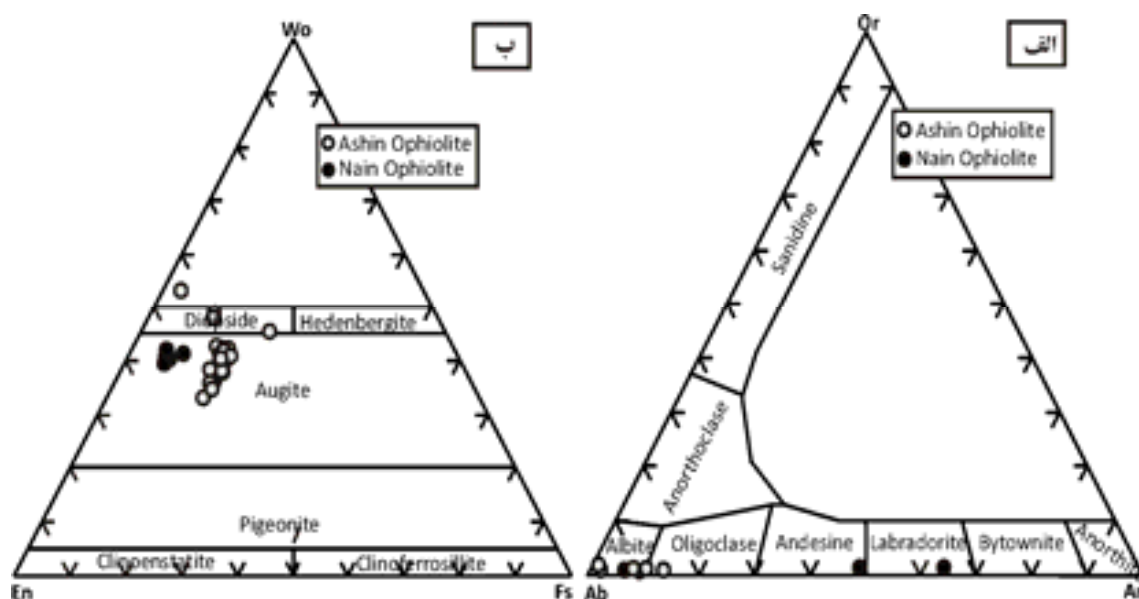
بافت اینترگرانولار این سنگها شامل کلینوپیروکسن‌هایی است که در فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز قرار داشته و پیش از پلاژیوکلازها تشکیل شده‌اند. برخی از کلینوپیروکسن‌ها در حاشیه به آمفیبول و پومپلایت تبدیل شده‌اند. ترکیب غالب کلینوپیروکسن‌ها اوژیت (تا دیوپسید) است و تنها تعداد اندکی از نمونه‌های عشین وارد محدوده ترکیبی دیوپسید شده‌اند (شکل ۳ ب). البته درصد فروسیلیت در ترکیب کلینوپیروکسن‌های عشین ($16/33\%$) در مقایسه با نایین ($8/33\%$) آنها را از هم متمایز نموده است، به طوری که مقدار $Mg\#$ کلینوپیروکسن در نایین $0/۹۰$ و در عشین $0/۷۷$ است (جدولهای ۱ و ۲). شیمی عناصر کمیاب کلینوپیروکسن‌ها در بخش پتروژنز بررسی خواهد شد. بلورهای خودشکل کوچک و قهوه‌ای رنگ اسپینل‌های کروم‌دار در دو منطقه نسبتاً مشابه هم بوده و دارای $Cr\#$ برابر $0/۴$ و $Mg\#$ برابر $0/۷$ هستند (جدولهای ۱ و ۲). کانیهای کلریت، پومپلایت، آمفیبول و

جدول ۱. میانگین ترکیب شیمیایی و فرمول ساختاری کانیه‌های پلاژیوکلاز (Pl)، کلینوپیروکسن (Cpx)، اسپینل کروم‌دار (Spn)، آمفیبول (Amp) و پومپلثیت (Pmp) در گدازه‌های بالشی افیولیت نایین

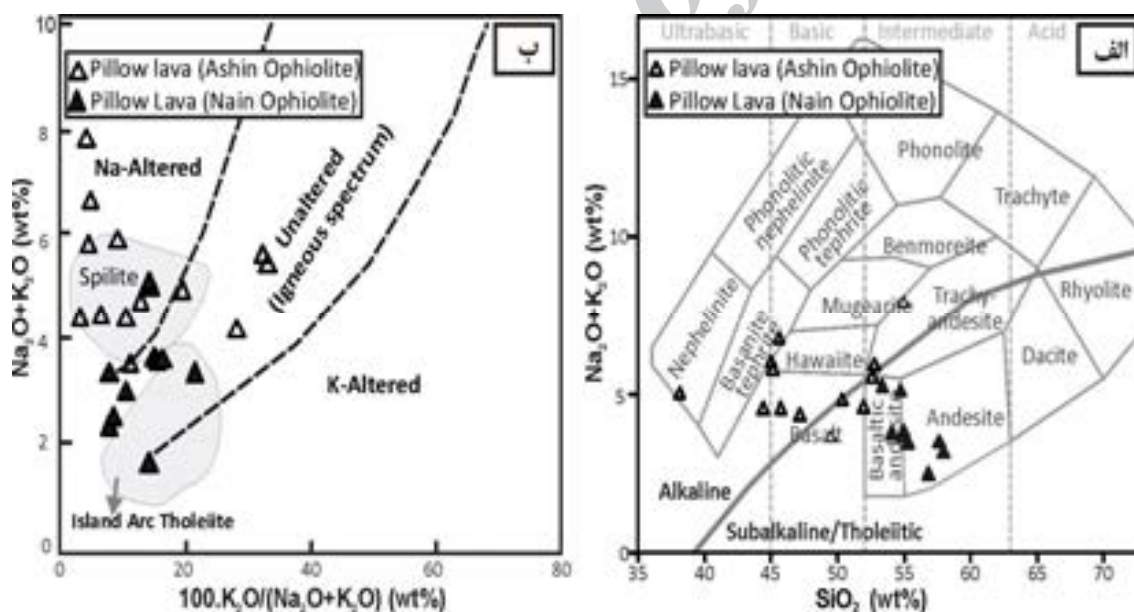
نوع کانی	Pl	Cpx	Spn	Amp	Pmp
تعداد نقاط					
آنالیز شده	۴	۱۶	۱۱	۴	۶
SiO ₂	۶۲/۶۵	۵۲/۶۰	۰/۰۶	۴۹/۴۷	۳۵/۸۳
TiO ₂	۰/۲۲	۰/۳۳	۰/۲۶	۰/۷۶	۰/۲۱
Al ₂ O ₃	۲۱/۸۵	۲/۹۰	۳۰/۹۶	۳/۸۷	۲۰/۳۳
Cr ₂ O ₃	۰/۰۸	۰/۲۷	۳۵/۶۱	۰/۰۴	۰/۰۳
FeO	۰/۹۸	۵/۱۵	۱۴/۲۰	۵/۵۵	۷/۹۲
MnO	۰/۰۵	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۱
MgO	۰/۳۴	۱۸/۴۳	۱۶/۹۱	۱۷/۷۸	۳/۱۳
CaO	۵/۴۳	۱۹/۹۵	۰/۰۳	۱۶/۰۹	۲۰/۷۹
Na ₂ O	۷/۱۷	۰/۱۹	۰/۰۱	۱/۰۷	۰/۱۳
K ₂ O	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۰۷
NiO	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۱۰	۰/۰۵	۰/۰۰
جمع	۹۸/۸۴	۱۰۰/۰۴	۹۸/۲۹	۹۴/۹۰	۸۸/۵۴
Oxygen	۸	۶	۳۲	۲۳	۲۶
Si	۲/۷۳	۱/۹۱	۰/۰۱	۷/۲۲	۶/۵۷
Al	۱/۱۲	۰/۱۲	۸/۵۷	۰/۶۷	۴/۳۹
Al ^{iv}	-	۰/۰۹	-	۰/۶۶	-
Al ^{vi}	-	۰/۰۴	-	۰/۰۱	-
Ti	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۰۳
Cr	۰/۰۰	۰/۰۱	۶/۶۲	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe	۰/۰۴	۰/۱۶	۲/۸۰	۰/۶۷	۱/۲۲
Fe ³⁺	-	۰/۰۵	۰/۶۹	۰/۲۷	-
Fe ²⁺	۰/۰۴	۰/۱۱	۲/۱۰	۰/۴۰	-
Mn	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲
Mg	۰/۰۰	۱/۰۰	۵/۹۲	۳/۸۷	۰/۸۵
Ca	۰/۲۵	۰/۷۸	۰/۰۱	۲/۵۲	۴/۰۹
Na	۰/۶۱	۰/۰۱	-	۰/۱۰	۰/۰۵
K	۰/۰۰	۰/۰۰	-	۰/۰۱	۰/۰۱
Ni	۰/۰۰	۰/۰۰	-	۰/۰۱	۰/۰۰
جمع	۳/۸۸	۴/۰۰	۲۴/۰۰	۱۵/۳۸	۱۷/۲۳
آنورتیت	۳۱/۶۲	-	-	-	-
آلبیت	۶۷/۹۲	-	-	-	-
ارتوکلاز	۰/۴۵	-	-	-	-
ولاستونیت	-	۴۰/۱۲	-	-	-
انستاتیت	-	۵۱/۵۵	-	-	-
فروسلیت	-	۸/۳۳	-	-	-
Mg#	-	۰/۹۰	۰/۷۴	۰/۹۱	۱/۰۰
Cr#	-	-	۰/۴۴	-	-

جدول ۲. میانگین ترکیب شیمیایی و فرمول ساختاری کانیه‌های پلاژیوکلاز (Pl)، کلینوپیروکسن (Cpx)، اسپینل کروم‌دار (Spn)، آمفیبول (Amp)، کلریت (Chl) و پرهنیت (Prh) در گدازه‌های بالشی افیولیت‌عشین

نوع کانی	Pl	Cpx	Spn	Amp	Chl	Prh
تعداد نقاط						
آنالیز شده	۵	۲۹	۹	۲	۳	۳
SiO ₂	۶۷/۳۸	۵۰/۰۲	۰/۰۳	۴۹/۸۲	۳۰/۴۹	۴۳/۶۸
TiO ₂	۰/۰۰	۱/۱۲	۰/۳۵	۱/۴۸	۰/۰۰	۰/۰۱
Al ₂ O ₃	۲۰/۷۸	۳/۶۵	۳۲/۳۵	۱۴/۱۲	۱۷/۲۸	۲۳/۸۳
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰	۰/۱۱	۳۵/۲۲	۰/۸۰	۰/۰۶	۰/۰۰
FeO	۰/۰۷	۹/۷۷	۱۴/۸۰	۸/۵۵	۲۰/۲۵	۱/۷۰
MnO	۰/۰۰	۰/۲۵	۰/۲۲	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۰۱
MgO	۰/۰۰	۱۴/۵۴	۱۸/۱۳	۸/۹۱	۱۹/۲۱	۰/۶۳
CaO	۱/۳۳	۱۹/۵۹	۰/۰۲	۱۱/۷۶	۰/۴۴	۲۶/۵۳
Na ₂ O	۱۰/۹۸	۰/۴۳	۰/۰۰	۲/۲۵	۰/۰۲	۰/۰۱
K ₂ O	۰/۰۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۰
NiO	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۱۶	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۰۰
جمع	۱۰۰/۶۴	۹۹/۵۰	۱۰۱/۲۹	۹۷/۹۵	۸۸/۰۴	۹۶/۳۹
Oxygen	۸	۶	۳۲	۲۳	۲۸	۲۲
Si	۲/۹۴	۱/۸۷	۰/۰۱	۷/۱۶	۶/۱۶	۵/۹۹
Al	۱/۰۷	۰/۱۶	۸/۶۴	۲/۳۸	۴/۱۴	۳/۸۶
Al ^{iv}	-	۰/۱۳	-	۰/۸۴	۱/۸۴	-
Al ^{vi}	-	۰/۰۳	-	۱/۵۴	۲/۳۰	-
Ti	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۱۶	۰/۰۰	۰/۰۰
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۶/۳۲	۰/۰۹	۰/۰۱	-
Fe	-	-	-	-	۳/۴۲	۰/۱۹
Fe ³⁺	-	۰/۰۶	۰/۹۱	۰/۰۰	۰/۲۶	-
Fe ²⁺	۰/۰۰	۰/۲۴	۱/۹۰	۱/۰۳	۳/۱۷	-
Mn	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۶۱	۰/۰۳	۰/۰۰
Mg	۰/۰۰	۰/۸۱	۶/۱۲	۰/۸۸	۵/۷۹	۰/۱۳
Ca	۰/۰۶	۰/۷۸	۰/۰۰	۱/۸۱	۰/۱۰	۳/۹۰
Na	۰/۹۳	۰/۰۳	-	۰/۶۳	۰/۰۲	۰/۰۰
K	۰/۰۱	۰/۰۰	-	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰
Ni	۰/۰۰	۰/۰۰	-	۰/۰۰	۰/۰۱	-
جمع	۵/۰۰	۴/۰۰	۲۴/۰۰	۱۴/۷۷	۱۹/۶۸	۱۴/۰۸
آنورتیت	۶/۲۵	-	-	-	-	-
آلبیت	۹۳/۲۴	-	-	-	-	-
ارتوکلاز	۰/۵۱	-	-	-	-	-
ولاستونیت	-	۴۱/۲۵	-	-	-	-
انستاتیت	-	۴۲/۴۲	-	-	-	-
فروسیلیت	-	۱۶/۳۳	-	-	-	-
Mg#	-	۰/۷۷	۰/۷۶	۰/۴۶	۰/۶۵	۱/۰۰
Cr#	-	-	۰/۴۲	-	-	-



شکل ۳. الف) ترکیب فلدسپار بر روی نمودار [۳۰] An-Or-Ab، و ب) ترکیب کلینوپیروکسن‌ها بر روی نمودار [۳۱] En-Wo-Fs موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت ملانژهای ناین و عشین



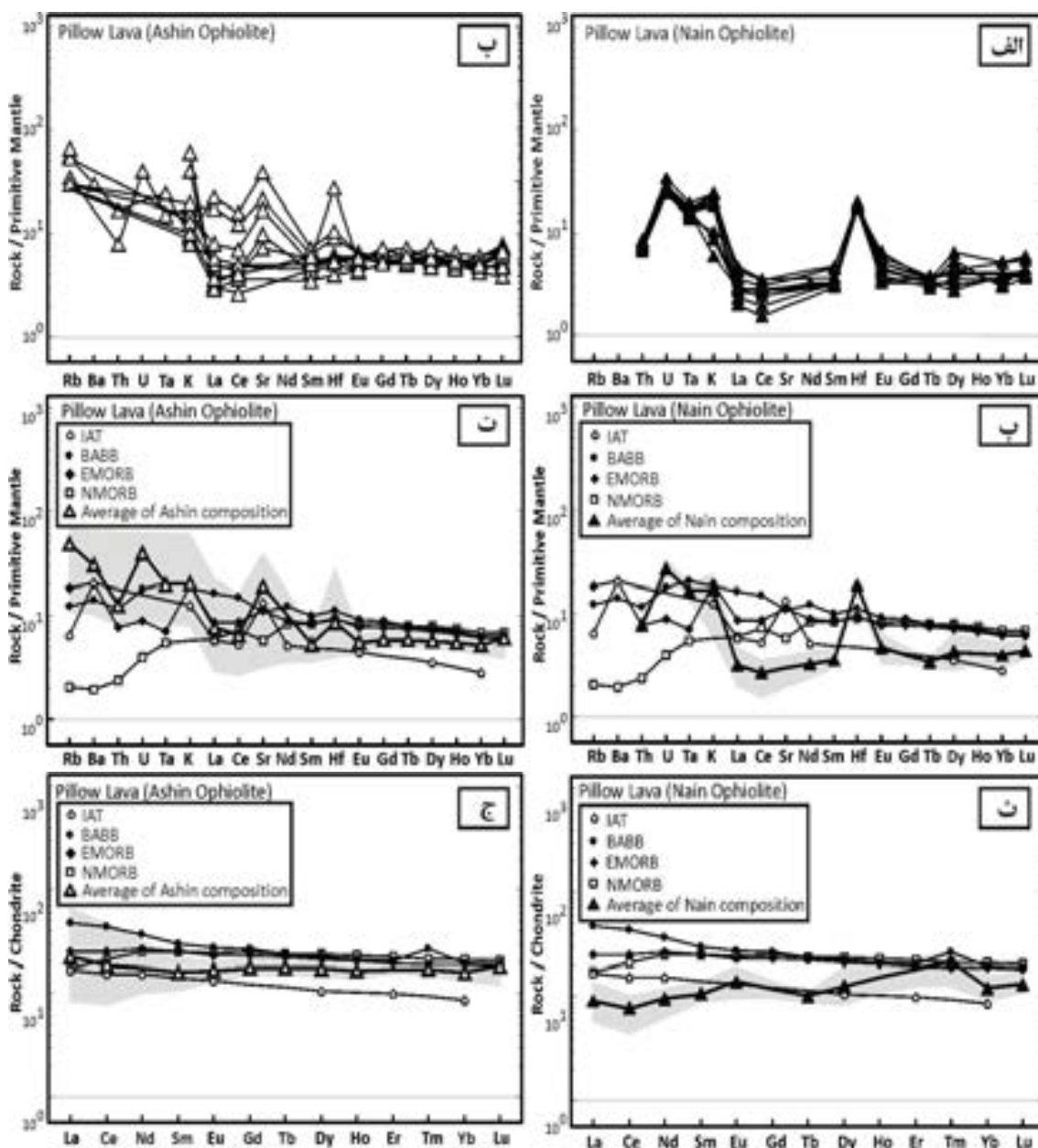
شکل ۴. الف) نمودار TAS برای طبقه‌بندی سنگهای آذرین (برای SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O) [۳۲]، ب) نمودار Na_2O+K_2O در برابر $100.K_2O/(Na_2O+K_2O)$ [۳۳]

عناصر فرعی شامل عناصر نادر خاکی و کمیاب در دو منطقه نشان می‌دهد که به‌طور کلی گدازه‌های بالشی مورد مطالعه در هر دو منطقه، دارای تفریق اندکی در عناصر نادر خاکی به‌ویژه در HREE هستند، اما از نظر عناصر LILE (Sr, Cs, Rb) در

بررسی گدازه‌های بالشی افیولیت‌های ناین و عشین بر روی نمودار Na_2O+K_2O در برابر $100.K_2O/(Na_2O+K_2O)$ نشان‌دهنده شدت اسپیلیتی شدن و آلتراسیون سدیک در نمونه‌ها، به‌ویژه نمونه‌های عشین است (شکل ۴ ب). بررسی

از نظر مقدار عناصر کمیاب خاکی به‌ویژه عناصر نادر کمیاب خاکی سنگین با هم همبستگی شیمیایی بیشتری دارند. در مقایسه با عشین، نمونه‌های نایین پراکندگی شیمیایی کمتری را از نظر عناصر LILE نشان می‌دهند (شکل‌های ۵ الف و ب).

(Th, Ba) و Ta دچار تفریق بیشتری شده و غنی‌شدگی نشان می‌دهند. البته نمونه‌های گدازه بالشی عشین در مقایسه با نایین دارای غنی‌شدگی بیشتری از نظر عناصر کمیاب هستند (شکل‌های ۵ الف و ب). ترکیب سنگ‌کل نمونه‌های عشین از نظر عناصر LILE، Th، U و Ta پراکندگی نشان می‌دهند اما



شکل ۵. مقایسه عناصر کمیاب بر روی نمودارهای به‌هنجار شده. الف) گدازه‌های بالشی افیولیت نایین، ب) نمونه‌های افیولیت عشین، پ و ث) نمونه‌های گدازه‌های بالشی افیولیت نایین با محدوده خاکستری و متوسط مقادیر آنها با مثلث‌های سیاه مشخص شده‌اند، ت و ج) نمونه‌های گدازه‌های بالشی افیولیت عشین با محدوده خاکستری و متوسط مقادیر آنها با مثلث‌های سفید مشخص شده‌اند. نمودارها نسبت به داده‌های [۳۴] به‌هنجار شده‌اند. مقادیر میانگین بازالت‌های NMORB و MORB از [۳۵]، ترکیب بازالت BABB از [۳۶]، و ترکیب تولیت جزایر قوسی (IAT) از [۳۷] برگرفته شده‌اند.

جدول ۳. نتایج آنالیز عناصر اصلی (بر حسب wt%) و فرعی (بر حسب ppm) موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت نابین

شماره نمونه	p1	p2	p4	p10	p11	p18	p19	p22
SiO ₂	۵۴/۹۵	۵۴/۸۹	۵۴/۰۳	۵۴/۷۵	۵۳/۳۷	۵۵/۲۸	۵۷/۶۳	۵۶/۸۵
TiO ₂	۰/۴۵	۰/۷۳	۰/۹۲	۰/۹۸	۱/۲۳	۰/۶۳	۰/۷۰	۰/۸۰
Al ₂ O ₃	۱۴/۳۶	۱۵/۸۲	۱۴/۵۰	۱۵/۴۸	۱۵/۴۶	۱۵/۴۴	۱۴/۰۲	۱۴/۴۶
Fe ₂ O ₃ *	۸/۵۶	۸/۹۵	۸/۸۹	۱۰/۷۷	۱۱/۴۷	۸/۷۶	۷/۶۱	۹/۰۴
FeO	۶/۱۱	۶/۳۹	۶/۳۵	۷/۶۹	۸/۱۹	۶/۲۶	۵/۲۵	۶/۴۶
Fe ₂ O ₃	۱/۸۳	۱/۹۲	۱/۹۱	۲/۳۱	۲/۴۶	۱/۸۸	۱/۸۴	۱/۹۴
MnO	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۱۳
MgO	۴/۰۵	۴/۴۳	۴/۴۹	۳/۶۸	۳/۵۱	۳/۶۶	۳/۶۸	۳/۸۰
CaO	۱۰/۵۸	۸/۴۵	۱۰/۲۸	۵/۹۳	۶/۶۰	۹/۴۴	۹/۷۵	۹/۳۹
Na ₂ O	۳/۲۲	۳/۱۳	۳/۱۱	۴/۳۴	۴/۴۹	۲/۷۱	۳/۱۸	۲/۲۵
K ₂ O	۰/۵۵	۰/۵۵	۰/۶۰	۰/۷۱	۰/۷۱	۰/۷۲	۰/۲۶	۰/۱۸
LOI	۳/۱۴	۲/۹۱	۳/۰۳	۳/۱۸	۲/۹۷	۳/۲۰	۳/۰۳	۳/۱۱
جمع	۹۹/۳۷	۹۹/۳۶	۹۹/۳۵	۹۹/۲۳	۹۹/۱۸	۹۹/۳۶	۹۹/۴۵	۹۹/۳۶
Cr	۶۷۶	۷۲۸	۷۱۹	۶۲۲	۶۲۸	۱۲۰۰	۵۱۰	۷۷۷
Ni	-	-	-	-	-	۵۰۹	-	۳۵۵
Co	۳۹	۴۳	۴۲	۴۷	۵۳	۳۸	۳۵	۴۲
Ta	۰/۶۵	۰/۷۳	۰/۷۲	۰/۶۹	۰/۷۹	۰/۶۲	۰/۶۹	۰/۶۶
Hf	۵/۵۶	۵/۳۸	۵/۷۸	۶/۱۲	۶/۰۵	۵/۸	۵/۹۷	۵/۸۹
Th	۰/۶۱	۰/۷۲	۰/۷	۰/۶۷	۰/۷۳	۰/۶۳	۰/۶۵	۰/۶۷
U	۰/۵	۰/۶	۰/۶	۰/۶	۰/۷	۰/۵	۰/۵۵	۰/۵۲
La	۲/۰۶	۱/۳۵	۳/۲۲	۲/۹۶	۲/۴۴	۱/۶۲	۱/۹۴	۲/۰۲
Ce	۴/۷۴	۲/۷۶	۶/۲۹	۶/۲	۵/۴	۳/۴۳	۴/۸۸	۵/۰۷
Nd	۴/۴۱	-	-	-	-	-	-	-
Sm	۱/۴۴	۱/۳۲	۱/۶۴	۲/۱۱	۲/۰۲	۱/۴۲	۱/۳۷	۱/۴۶
Eu	۱/۱	۰/۵۸	۰/۸۶	۰/۸۶	۰/۹۸	۰/۷۲	۰/۵۵	۰/۷۷
Tb	۰/۳۶	۰/۴	۰/۳۵	۰/۳۸	۰/۴۱	۰/۳۵	۰/۳۴	۰/۳۶
Dy	۲/۳۲	۲/۹۴	۲/۹۹	۴/۷۵	۳/۱۷	۳/۹۹	۲/۰۵	۳/۴۱
Tm	۰/۳۷	۰/۴۷	۰/۳۱	۰/۶۳	۰/۶۸	۰/۵۹	۰/۶۱	۰/۶
Yb	۱/۸	۱/۹۵	۲/۰۱	۲/۵۷	۲/۵۶	۱/۴۸	۱/۸۷	۱/۵۶
Lu	۰/۲۹	۰/۲۸	۰/۳	۰/۴۱	۰/۴۴	۰/۲۷	۰/۲۸	۰/۳۳

پتروژنز گدازه‌های بالشی

پدیده اسپیلیتی شدن و دگرگونی کف دریا موجب افزایش میزان عناصر آکالی شده، که این تأثیر در نمونه‌های منطقه عشین بسیار قابل توجه‌تر است. به‌این ترتیب تعدادی از نمونه‌های عشین خارج از محدوده ساب‌آکالان و در محدوده آکالان قرار گرفته‌اند (شکل ۴ الف). به‌منظور مطالعه دقیق‌تر، ترکیب عناصر کمیاب سنگها بررسی شد. البته در اثر دگرسانی هیدروترمال کف دریا، عناصر نادر خاکی سبک (LREE) برخی موارد به‌صورت متحرک عمل می‌کنند [۳۸ و ۳۹].

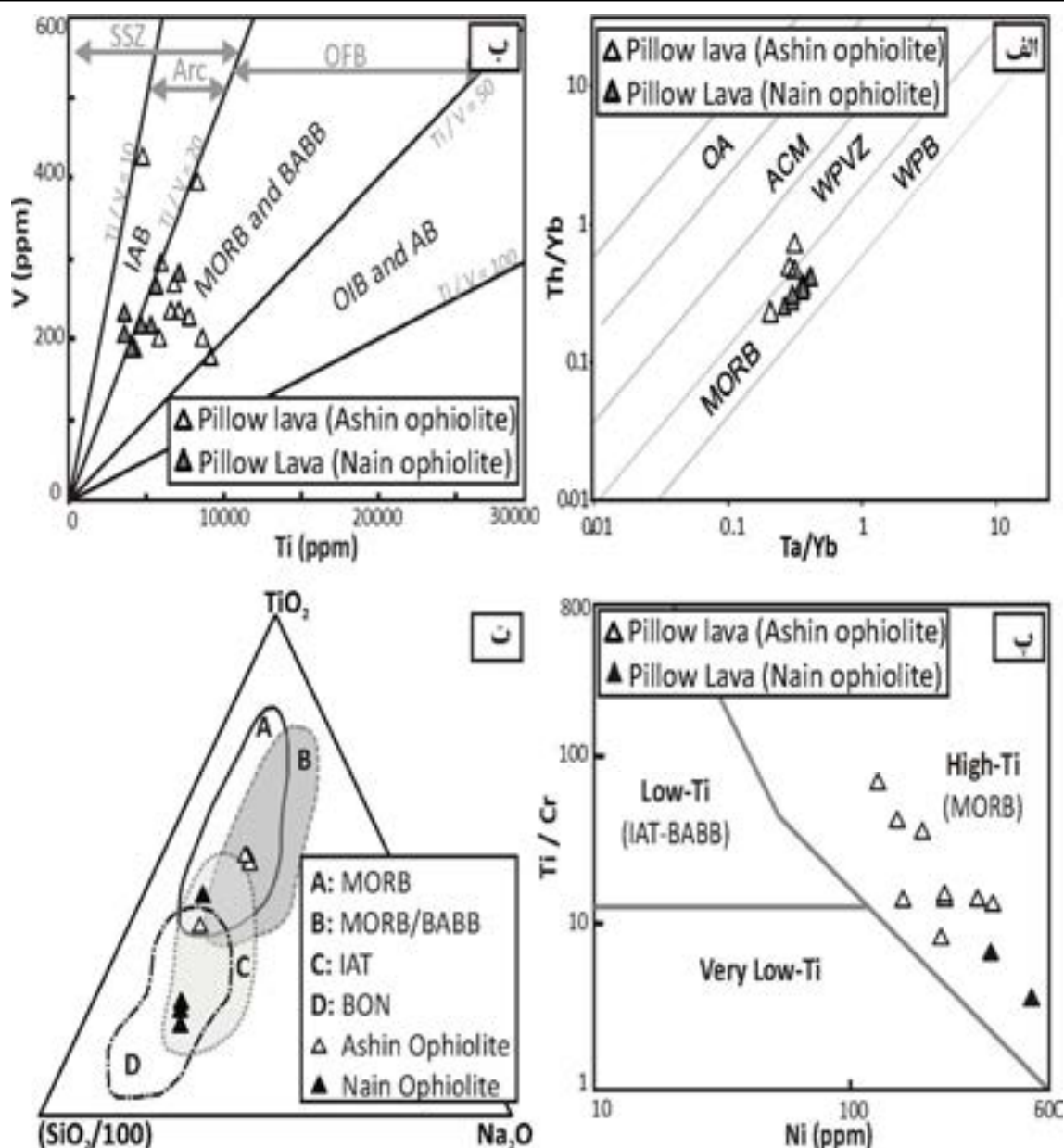
عناصر انتقالی (مانند Co)، در شرایط دگرسانی و متاسوماتیسم کف دریا و به‌ویژه دگرگونی ناحیه‌ای نامتحرک بوده و برخی از عناصر HFSE (مانند Ta, Nb, Th) تنها در شرایط آلتراسیون شدیدتر و دمای بالاتر می‌توانند تحرک یابند [۴۰، ۴۱ و ۴۲]، اما عناصری مانند Ti و Zr تقریباً همچنان نامتحرک هستند [۴۳]. بازالت‌های نواحی ریفت اقیانوسی و قاره‌ای، نواحی پشت قوسی و جزایر قوسی از نظر Cr و Ti نسبت به بازالت‌های کوهزایی (مثل IAT، بازالت‌های کالک‌آکالان و شوشونیت‌ها) غنی‌شده‌تر هستند [۸]. [۴۴] با

Th/Yb در برابر Ta/Yb (شکل ۶ الف)، که در آن نمونه‌های نایب و عشین ترسیم شده‌اند، بیانگر شباهت نمونه‌ها (به‌ویژه عشین) به بازالت‌های مورب است.

بررسی ترکیب اسپینل‌های کرم‌دار گدازه‌های بالشی افیولیت‌های نایب و عشین، منشایی با ویژگی مورب را به‌عنوان منشأ مذاب‌های اولیه آنها پیشنهاد کردند. نمودار

جدول ۴. نتایج آنالیز عناصر اصلی (بر حسب wt%) و فرعی (بر حسب ppm) موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت عشین

شماره نمونه	۱۷۱	۲۴۶	۲۷۱	۱۶۵	۱۶۸	۱۶۴	۲۵۵	۲۸۴	۳۲۱
SiO ₂	۴۵/۵۸	۴۵/۷۴	۴۷/۱۴	۴۹/۵۴	۵۰/۳۷	۵۱/۹۳	۵۲/۶۳	۵۲/۷۸	۵۴/۹۷
TiO ₂	۱/۵۷	۱/۱۸	۱/۰۰	۱/۲۲	۱/۳۳	۱/۱۳	۰/۸۳	۱/۰۳	۱/۴۳
Al ₂ O ₃	۱۶/۶۱	۱۴/۱۴	۱۵/۸۹	۱۷/۷۱	۱۵/۹۹	۱۵/۵۷	۱۳/۳۳	۱۳/۴۲	۱۴/۵۷
Fe ₂ O ₃ *	۷/۰۱	۹/۱۱	۸/۷۸	۹/۳۱	۹/۰۹	۹/۰۲	۷/۹۵	۹/۷۸	۹/۰۶
FeO	۵/۰۱	۷/۰۱	۶/۷۵	۷/۱۶	۶/۹۹	۶/۹۴	۵/۶۸	۶/۷۵	۶/۰۴
Fe ₂ O ₃	۱/۵۰	۱/۴۰	۱/۳۵	۱/۴۳	۱/۴۰	۱/۳۹	۱/۷۰	۲/۳۶	۲/۴۲
MnO	۰/۱۳	۰/۱۹	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۳	۰/۱۵	۰/۶۵	۰/۲۲	۰/۱۵
MgO	۲/۷۲	۴/۶۸	۴/۲۳	۵/۳۴	۵/۳۱	۵/۳۲	۳/۰۸	۳/۶۰	۲/۴۴
CaO	۱۰/۸۶	۱۳/۱۱	۱۲/۹۶	۱۱/۲۸	۹/۶۵	۹/۴۶	۸/۴۴	۸/۲۷	۶/۳۰
Na ₂ O	۶/۴۲	۴/۰۴	۳/۰۹	۳/۲۳	۴/۱۹	۴/۲۷	۳/۶۸	۵/۶۶	۷/۵۸
K ₂ O	۰/۲۹	۰/۴۶	۱/۲۰	۰/۳۹	۰/۵۹	۰/۲۷	۱/۸۱	۰/۲۴	۰/۳۰
P ₂ O ₅	۸/۸۲	۷/۳۵	۵/۵۶	۱/۸۲	۳/۳۴	۲/۸۷	۵/۶۱	۵/۰۰	۳/۲۰
جمع	۹۹/۵۰	۹۹/۳۰	۹۹/۳۲	۹۹/۲۹	۹۹/۲۹	۹۹/۲۹	۹۹/۴۴	۹۹/۳۲	۹۹/۳۹
Cr	۲۱۳	۹۰۴	۴۳۱	۵۶۹	۵۷۸	۴۷۷	۵۷	۴۴۸	۱۰۹
Ni	۱۵۲	۲۲۶	۱۶۰	۳۶۲	۳۱۵	۲۳۴	<۷۰	۲۳۴	۱۲۸
Co	۳۱	۴۹	۳۹	۴۰	۴۰	۳۹	۱۸	۴۲	۳۴
Rb	<۸	<۱۲	۳۶	۳۴	۱۹	<۱۲	۴۲	<۱۷	<۱۴
Ba	۲۱۰	<۷۰	<۱۴۵	<۱۰۰	<۱۱۰	<۹۰	<۰/۸۰	<۱۸۰	<۱۴۰
Sr	۸۲۲	۳۵۸	۱۵۵	<۱۱۰	۲۰۷	<۱۱۰	<۱۰۰	<۱۵۰	<۱۳۰
Ta	۱	<۰/۲۷	<۰/۲۶	<۰/۲۶	<۰/۲۵	<۰/۳۰	<۰/۲۵	<۰/۴۰	<۰/۲۲
Hf	۳/۲۸	۱/۸۹	۸/۵	۱/۷۳	۱/۶۱	۱/۹۳	۱/۲۴	۱/۷۴	۱/۶۵
Th	۱/۴۳	<۰/۲۵	<۰/۳۰	<۰/۲۶	<۰/۲۵	<۰/۲۶	<۰/۲۰	<۰/۳۰	<۰/۲۷
U	<۰/۵۰	<۰/۲۵	<۰/۴۰	<۰/۳۰	<۰/۴۵	<۰/۳۰	<۰/۳۵	<۰/۵۰	<۰/۵۰
La	۱۵/۴۹	۵/۵۱	۲/۲۷	۳/۲۱	۳/۵	۱/۲	۱/۹۹	۴	۲/۵۱
Ce	۲۸/۳۵	۱۲/۴۲	۷/۴۴	۸/۵۸	۷/۷	۴/۶۷	۶/۵	۸/۸۶	۷/۱۹
Sm	۳/۲	۲/۲۸	۲/۶	۲/۰۲	۱/۸۷	۱/۹۶	۱/۵۶	۲/۲۶	۲/۶۸
Eu	۱/۱۱	۱	۰/۸۸	۱	۰/۷۳	۰/۷۲	۰/۷۶	۰/۹۵	۰/۹۸
Gd	۳/۴۲	<۳/۱۷	۴/۰۶	۳/۲	۳/۰۷	۳/۱	<۳/۱۵	۴/۳۱	۳/۱۳
Tb	۰/۵۸	۰/۵۴	۰/۷۹	۰/۶۵	۰/۶	۰/۵۶	۰/۶	۰/۶۴	۰/۶۵
Dy	۳/۹۴	۴/۰۳	۴/۲۳	۳/۹۱	۳/۹	۴/۱۳	۳/۵۴	۴/۳۱	۵/۴۵
Ho	۰/۸۵	۰/۸	۱/۰۴	۱/۰۸	۰/۸۷	۰/۷۶	۰/۸۵	۰/۹	<۱
Tm	۰/۴	۰/۴	۰/۴	۰/۴۵	۰/۴۳	۰/۴۲	۰/۳۷	۰/۴۴	۰/۴۳
Yb	۳/۰۱	۲/۳۵	۲/۱۱	۳/۰۲	۲/۴۵	۲/۶۲	۲/۰۸	۲/۴۱	۲/۴۳
Lu	۰/۵۴	۰/۳۷	۰/۴	۰/۵	۰/۴۵	۰/۵	۰/۲۹	۰/۳۵	۰/۵



شکل ۶. الف) نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb [۴۵]، ب) نمودار V در برابر Ti [۴۶]، با تغییراتی از [۴۷]، پ) نمودار Cr/Ti در برابر Ni [۴۸]، ت) ترکیب کلینوپیروکسن گدازه‌های بالشی ناین و عشین در نمودار SiO₂/100-Na₂O-TiO₂ [۴۸].

تفکیک بازالت MORB از BABB از نمودارهای دیگر استفاده شد. در نمودار Ti/Cr در برابر Ni، همه نمونه‌های عشین و دو نمونه از ناین در محدوده MORB با Ti بالا و خارج از محدوده IAT و BABB قرار گرفته‌اند ولی با توجه به داده‌های موجود، سایر نمونه‌های ناین بر روی این نمودار قابل ترسیم نبوده‌اند (شکل ۶ پ). گدازه‌های بالشی افیولیت‌های ناین و عشین با ترکیب میانگین بازالت‌های MORB، EMORB، MORB و BABB، IAT و

در نمودار Ti در برابر V نمونه‌ها وابستگی شیمیایی بیشتری را نسبت به بازالت‌های کف اقیانوسی (OFB) نشان می‌دهند (شامل بازالت‌های ریفت اقیانوسی (MORB) و بازالت‌های پشت‌قوس (BABB) هستند)، اما تعداد محدودی از نمونه‌ها وارد محدوده بازالت‌های جزایر قوسی (Arc) و محیط سوپراساداکن (SSZ) شده‌اند (شکل ۶ ب). در مقایسه با عشین، نمونه‌های ناین به محدوده بازالت‌های قوس و محیط سوپراساداکن نزدیک‌تر و شبیه‌تر هستند. با توجه به عدم

شیمی کلینوپیروکسن

در بسیاری از مطالعات ژئوشیمیایی فرض بر این است که مقدار برخی عناصر (مانند Ti, V, Cr, Ni, Y, Sr و REEها) در طی فرآیندهای دگرسانی ثابت می‌ماند و از این‌رو استفاده از ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در سنگهای دگرسان نیز امکان‌پذیر بوده و می‌توان با استفاده از آن به منشأ و ماهیت ماگمای اولیه سازنده اسپیلیت‌ها و متابازیت‌ها پی برد [۸]. وابستگی ژئوشیمیایی کلینوپیروکسن به ماگماهای مختلف تابعی از چهار عامل است [۱۰]: ۱- ترکیب شیمیایی و ساختار مذاب؛ ۲- توزیع کاتیون‌ها در شبکه پیروکسن؛ ۳- عوامل فیزیکی به ویژه دما؛ ۴- تاریخچه تبلور مذاب. البته در این رابطه استفاده از فنوکریستال‌های کلینوپیروکسن بیشتر توصیه می‌شود زیرا ترکیب فنوکریست‌های کلینوپیروکسن بیشتر از میکرولیت‌ها به ترکیب مذاب اولیه سازنده سنگ میزبان شباهت دارند و ترکیب فنوکریستال‌ها تفاوت‌های شیمیایی بین انواع ماگماهای بازالتی را دقیق‌تر از ترکیب زمینه منعکس می‌کنند [۹]. ترکیب عناصر اصلی و فرعی کلینوپیروکسن‌ها در جدولهای ۵ و ۶ آورده شده است.

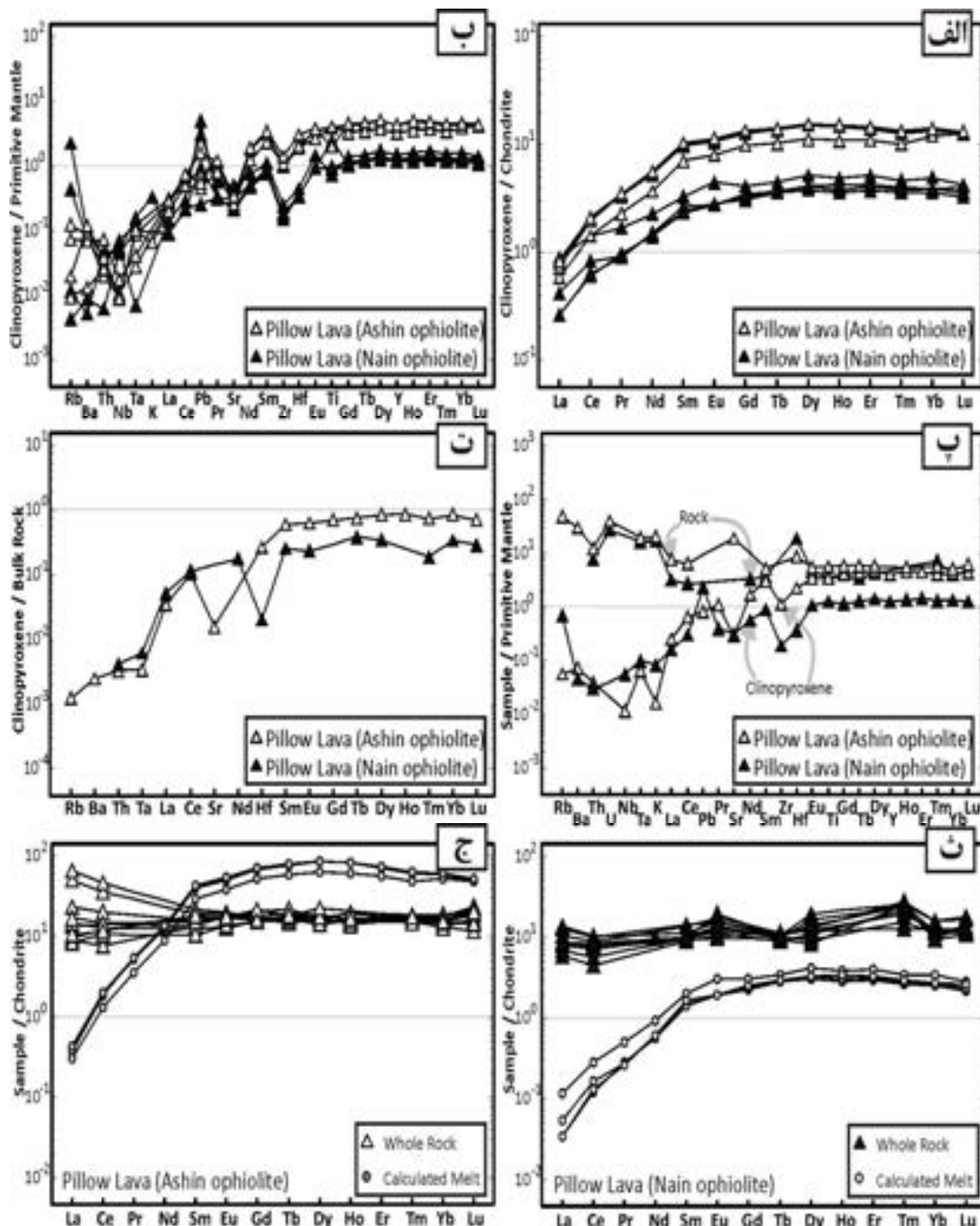
مقایسه روند تغییرات عناصر در کلینوپیروکسن و سنگ میزبان آن نشان می‌دهد که فراوانی عناصر کمیاب در سنگ کل عشین بیشتر از نایین (به‌ویژه در مورد عناصر نادر خاکی سنگین) است (مقایسه شکل‌های ۵ الف و ب با شکل‌های ۷ الف و ب).

همچنین، روند افزایش و کاهش عناصر در کلینوپیروکسن و مذاب همراه آن (ترکیب سنگ کل) عکس یکدیگر است. به‌طوری که با افزایش نسبی عناصر نادر خاکی سبک در کلینوپیروکسن، این عناصر در سنگ میزبان به‌طور نسبی کاهش می‌یابند. مانند مقادیر Zr, Nd, Ba و La. این امر بیانگر آن است که این عناصر در مورد کلینوپیروکسن به‌صورت سازگار عمل کرده‌اند. بر اساس مقایسه میانگین ترکیب سنگ کل با میانگین ترکیب کلینوپیروکسن در هر منطقه (شکل ۷ پ)، عناصر LREE و به‌ویژه عناصر Ta, Th, Rb و Zr در کلینوپیروکسن‌ها دارای فراوانی کمتری هستند و در سنگ کل فراوانی بیشتری دارند. در مقابل عناصر HREE دارای نسبت کلینوپیروکسن به سنگ کل بالاتر و بسیار نزدیک به یک بوده و از سازگارترین عناصر هستند و حتی مقدار آنها در کلینوپیروکسن تقریباً با سنگ کل برابری

بر روی نمودارهای به‌هنجار شده مقایسه شدند (شکل‌های ۵ پ تا ج). میانگین ترکیب HREE گدازه‌های بالشی مورد مطالعه در هر دو منطقه، نسبت به ترکیب میانگین بازالت‌های BABB و NMORB تهی‌شده‌تر است. داده‌های موجود درباره میانگین عناصر LILE (Sr, U, Th, Ba, K, Rb) موجود در نمونه‌های نایین بیانگر نبود شباهت نمونه‌ها به NMORB است. میانگین ترکیب HREE نمونه‌های نایین بیشترین شباهت شیمیایی را با نمونه‌های IAT دارند. میزان میانگین LREE در بازالت‌های نایین تهی‌شده‌تر از میانگین سایر انواع بازالت اما نزدیک به ترکیب IAT است. از سوی دیگر، نمونه‌های عشین بیشترین شباهت شیمیایی را از نظر میانگین ترکیب HREE با ترکیب MORB نشان می‌دهند؛ در مقایسه میزان میانگین LREE بازالت‌های عشین که بر خلاف NMORB دارای غنی‌شدگی شده‌اند، حدواسط ترکیب IAT و بازالت‌های EMORB هستند. در عشین میزان عناصر REE به مقدار این عناصر در NMORB شباهت بیشتری دارند. بنابراین به‌طور کلی، نمونه‌های نایین شباهت بیشتری با بازالت‌های نوع IAT داشته و نمونه‌های عشین شبیه به MORB هستند. لذا بین مذابهای مولد گدازه‌های بالشی دو افیولیت نایین و عشین شباهت ژنتیکی دیده نمی‌شود. از سویی، فراوانی قابل توجه لرزولیت در افیولیت عشین (علی‌رغم HOT بودن ماهیت آن) و مقدار Ct# کمتر اسپینل‌های کروم دار موجود در کرومیت‌های عشین (۵/۰~) نسبت به نایین (۷/۰~) درجه ذوب‌بخشی کمتر گوشته در افیولیت عشین را نشان می‌دهد [۴۹]. بنابراین، دلیل بازیگ‌تر و غنی‌تر بودن بازالت‌های عشین را می‌توان به درجه کمتر ذوب‌بخشی پریدوتیت‌های گوشته‌ای این افیولیت و منحصر به ذوب کلینوپیروکسن موجود در آنها مرتبط دانست. اما در مقابل، در منطقه نایین، درجه ذوب‌بخشی پریدوتیت‌های گوشته‌ای بالاتر بوده و در نتیجه علاوه بر ذوب کلینوپیروکسن‌ها، ذوب نامتجانس ارتوپیروکسن پریدوتیت‌های گوشته منجر به تولید سیلیس شده و افزوده شدن این حجم از سیلیس به مذاب در حال صعود، و نیز بیشتر بودن سیالات در محیط موجب اسیدی‌تر شدن نمونه‌های نایین (آندزیت تا بازالت آندزیتی) و غنی‌شدگی کمتر آنها نسبت به عشین شده است.

(جدولهای ۵ و ۶).

می‌کند. مقدار Eu/Eu^* در کلینوپیروکسن‌های نایین کمتر از عشین و به ترتیب در حدود $۱/۲۸-۰/۸۳$ و $۲/۰۵-۱/۶۷$ است



شکل ۷. الف) ترکیب کلینوپیروکسن به‌نسبت به کندریت، ب) ترکیب کلینوپیروکسن به‌نسبت به گوشته اولیه، پ) میانگین ترکیب سنگ کل با ترکیب کلینوپیروکسن موجود در آنها، ت) نسبت ترکیب عناصر نادر کمیاب کلینوپیروکسن نسبت به ترکیب سنگ کل، ث) ترکیب مذاب اولیه در مقایسه با ترکیب سنگ کل گدازه‌های بالشی افیولیت نایین، ج) ترکیب مذاب اولیه در مقایسه با ترکیب سنگ کل گدازه‌های بالشی افیولیت عشین.

جدول ۵. نتایج آنالیزهای میکروپروپ و LA-ICP-MS کلینوپیروکسن‌های گدازه‌های بالشی افیولیت نایین

شماره نمونه	cpx 3	cpx 6	cpx 7	cpx 9
SiO ₂	۵۳/۲۳	۵۲/۹۴	۵۱/۷۳	۵۳/۳۹
TiO ₂	۰/۱۶	۰/۱۹	۰/۵۳	۰/۲۱
Al ₂ O ₃	۲/۵۲	۲/۶۰	۳/۷۸	۲/۴۴
Cr ₂ O ₃	۰/۳۷	۰/۵۶	۰/۲۹	۰/۳۸
FeO*	۴/۷۱	۳/۸۳	۵/۸۱	۴/۴۰
MnO	۰/۲۰	۰/۱۳	۰/۱۵	۰/۱۳
MgO	۱۸/۷۹	۱۸/۵۶	۱۷/۲۵	۱۸/۸۲
CaO	۲۰/۲۹	۲۰/۹۶	۲۰/۲۱	۲۰/۰۱
Na ₂ O	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۱۷
NiO	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۵
جمع	۱۰۰/۵۴	۹۹/۹۹	۹۹/۹۸	۱۰۰/۰۰
Mg#	۰/۹۱	۰/۹۳	۰/۸۷	۰/۹۰
Li	۱/۴۸	۱/۸۱	۰/۵۳	۰/۵۵
Rb	۰/۲۸	۱/۴۳	۰/۰۱	۰/۰۰
Sr	۱۰/۴۵	۶/۵۲	۴/۴۱	۴/۷۲
Y	۶/۷۹	۵/۳۲	۵/۴۳	۵/۵۸
Zr	۲/۷۵	۲/۱۰	۱/۶۹	۱/۹۲
Nb	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳
Ba	۰/۵۱	۰/۶۴	۰/۰۴	۰/۰۶
La	۰/۲۱	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۰۶
Ce	۰/۸۷	۰/۵۱	۰/۳۷	۰/۳۹
Pr	۰/۱۶	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۸
Nd	۱/۰۴	۰/۶۸	۰/۶۴	۰/۶۹
Sm	۰/۴۹	۰/۳۶	۰/۳۵	۰/۳۹
Eu	۰/۲۵	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۱۶
Gd	۰/۸۱	۰/۶۱	۰/۶۴	۰/۶۸
Tb	۰/۱۶	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۳
Dy	۲/۲۶	۰/۹۳	۱/۰۰	۱/۰۲
Ho	۰/۲۶	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۲۳
Er	۲/۸۲	۰/۵۹	۰/۶۶	۰/۶۸
Tm	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۱۰
Yb	۰/۷۹	۰/۵۸	۰/۶۲	۰/۶۲
Lu	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۱۰
Hf	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۱
Ta	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
Pb	۰/۲۲	۰/۳۵	۰/۰۷	۰/۰۲
Eu/Eu*	۱/۲۸	۰/۹۶	۰/۹۳	۰/۸۳

جدول ۶. نتایج آنالیزهای میکروپروب و LA-ICP-MS کلینوپیروکسن‌های گدازه‌های بالشی افیولیت عشین

شماره نمونه	cpx 83	cpx 5	cpx 9	cpx 17
SiO ₂	۵۰/۱۰	۵۰/۴۹	۵۰/۸۲	۵۲/۶۷
TiO ₂	۰/۸۷	۰/۸۵	۰/۸۸	۰/۴۳
Al ₂ O ₃	۳/۵۶	۳/۶۸	۳/۵۲	۱/۵۷
Cr ₂ O ₃	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
FeO*	۱۰/۰۷	۱۰/۵۸	۱۰/۰۹	۱۰/۵۵
MnO	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۳۷
MgO	۱۴/۴۶	۱۴/۳۰	۱۴/۶۲	۱۷/۶۰
CaO	۲۰/۲۹	۱۹/۰۹	۱۹/۹۰	۱۶/۲۹
Na ₂ O	۰/۳۰	۰/۳۲	۲/۹۳	۰/۱۷
NiO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳
جمع	۹۹/۸۸	۹۹/۵۷	۱۰۳/۰۰	۹۹/۶۶
Mg#	۰/۷۸	۰/۷۳	۰/۷۲	۰/۷۶
Li	۱/۵۴	۱/۴۲	۱/۲۹	۱/۴۲
Rb	۰/۰۸	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۵
Sr	۵/۴۳	۶/۴۰	۵/۳۰	۷/۰۹
Y	۱۹/۳۳۶	۱۹/۴۱	۱۴/۴۷	۱۹/۴۴
Zr	۱۱/۵۹	۱۱/۰۳	۱۱/۹۶	۱۵/۶۲
Nb	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Ba	۰/۶۱	۰/۰۹	۰/۸۳	۰/۴۸
La	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۱۴	۰/۲۰
Ce	۱/۲۵	۱/۲۰	۰/۸۶	۱/۲۸
Pr	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۲۱	۰/۳۲
Nd	۲/۴۱	۲/۵۱	۱/۶۸	۲/۵۵
Sm	۱/۴۲	۱/۵۰	۱/۰۴	۱/۵۳
Eu	۰/۵۹	۰/۶۲	۰/۴۵	۰/۶۴
Gd	۲/۵۴	۲/۵۵	۱/۹۴	۲/۶۶
Tb	۰/۴۹	۰/۵۰	۰/۳۷	۰/۵۰
Dy	۳/۷۸	۳/۶۹	۲/۷۴	۳/۷۸
Ho	۰/۸۱	۰/۸۰	۰/۵۹	۰/۸۲
Er	۲/۳۰	۲/۲۲	۱/۷۵	۲/۳۰
Tm	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۲۵	۰/۳۳
Yb	۲/۱۸	۲/۱۷	۱/۹۲	۲/۲۵
Lu	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۳۲
Hf	۰/۶۵	۰/۵۸	۰/۶۲	۰/۹۳
Pb	۰/۱۱	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۴
Th	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱
Eu/Eu*	۱/۹۴	۲/۰۵	۱/۶۷	۲/۰۴

(Mg#) و تشکیل فلدسپار، از مقدار Eu/Eu* و حتی Sr (به‌دلیل شرکت آن در ساختار فلدسپار) کاسته می‌شود. آنومالی مثبت Sr در ترکیب سنگ میزبان کلینوپیروکسن‌های

رابطه تغییرات مقدار Mg# با مقدار Eu/Eu* در کلینوپیروکسن‌ها بیانگر نقش تفریق فلدسپار در هنگام تبلور ماگماست. به این ترتیب که با پیشرفت فرآیند تفریق (کاهش

به مقادیر K_d و ترکیب کلینوپیروکسن، ترکیب مذاب در حال تعادل با کلینوپیروکسن بر اساس معادله $C_{melt} = K_d \cdot C_{cpx}$ برای هر عنصر محاسبه شده (جدولهای ۷ و ۸) و نمودارهای به‌هنجار شده مربوطه ترسیم شدند (شکل‌های ۷ و ۸ ج). با توجه به ترسیم ترکیب مذاب در حال تعادل با کلینوپیروکسن در نمودارهای به‌هنجار شده و مقایسه الگوی آنها با الگوی ترکیب سنگ کل (شکل‌های ۷ و ۸ ج) مشاهده می‌شود که در منطقه نایین، مذاب در حال تعادل با کلینوپیروکسن از نظر عناصر نادر خاکی سبک بسیار تهی‌شده‌تر از ترکیب سنگ کل است. در منطقه عشین، عناصر نادر خاکی سبک مذاب اندکی غنی‌شده‌تر از منطقه نایین هستند اما در عشین، مذاب از نظر عناصر نادر سنگین غنی‌شده‌تر است. این تهی‌شدگی از LREE به دلیل تقدم تبلور پلاژیوکلاز از مذاب در حال تعادل با کلینوپیروکسن است که شدت آن در منطقه عشین بیشتر است (نسبت La/Lu در نایین برابر ۶/۶ و در عشین برابر ۱۱/۷ است). بنابراین، در مقایسه با منطقه نایین که مذاب آن ماهیتی شبیه به IAT دارد، غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی به‌ویژه HREEها در منشأ مذابهای عشین که از نوع MORB هستند، بالاتر بوده و اختلاف ترکیب بین مذاب در حال تعادل با کلینوپیروکسن و ترکیب سنگ کل بیشتر است. بنابراین، می‌توان گفت گدازه‌های بالشی این دو مجموعه افیولیتی علی‌رغم این‌که در یک امتداد ساختاری و نسبتاً در مجاورت هم قرار دارند، هم از لحاظ ترکیب مذاب اولیه و هم از نظر فرآیندهای تفریق و محیط تشکیل با هم کاملاً متفاوت هستند.

نتیجه‌گیری

گدازه‌های افیولیت ملانژهای نایین و عشین دارای ترکیب حد واسط تا بازیک بوده و به‌طور متوسط از بازالت تا بازالت آندزیتی و آندزیت متغیر هستند. با توجه به شواهدی مانند $Mg\#$ کمتر کلینوپیروکسن در گدازه‌های بالشی عشین، فراوانی قابل توجه لرزولیت در افیولیت عشین (علی‌رغم HOT بودن ماهیت آن) و مقدار $Cr\#$ کمتر اسپینل‌های کروم‌دار موجود در کرومیت‌ها، دلیل بازیک‌تر و غنی‌تر بودن بازالت‌های عشین را می‌توان به درجه کمتر ذوب‌بخشی پریدوتیت‌های گوشته‌ای این افیولیت و منحصر به ذوب کلینوپیروکسن موجود در آنها مرتبط دانست. اما در مقابل، در منطقه نایین،

عشین مؤید این پدیده است. بنابراین با توجه به آنومالی منفی این عنصر در کلینوپیروکسن‌ها، پلاژیوکلاز تقریباً پیش از کلینوپیروکسن متبلور شده و عنصر Sr ترجیح داده وارد ساختار پلاژیوکلاز شود. اما با توجه به تهی‌شدگی بیشتر Sr در نمونه‌های عشین، تقدم و شدت تبلور پلاژیوکلاز در عشین بیشتر بوده است. همچنین، نسبت مقدار عناصر HREE (در نسبت کلینوپیروکسن نسبت به سنگ کل) در نمونه‌های عشین نسبت به نمونه‌های نایین بیشتر است، اما نسبت عناصر LREE و LILE در نسبت کلینوپیروکسن نسبت به سنگ کل، در نمونه‌های نایین بیشتر از عشین است (شکل ۷ ت). این امر نشان می‌دهد که به‌هنگام تبلور کلینوپیروکسن در مذاب منطقه نایین، تبلور فلدسپار در مقایسه با عشین کمتر بوده، لذا عناصر LREE، Ta و Th بیشتری وارد ساختار کلینوپیروکسن شده‌اند. اما در مقابل در منطقه عشین تقدم و شدت بالاتر تبلور فلدسپار نسبت به کلینوپیروکسن موجب شده این عناصر به‌طور انتخابی به درون فلدسپار وارد شده و کلینوپیروکسن از آنها تهی‌تر باشد. شواهد پتروگرافی نیز نشان می‌دهد که در ابتدا فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در حال تبلور بوده و در فضای بین آنها کلینوپیروکسن متبلور شده است (شکل ۲ پ و ت). فنوکریست‌های پلاژیوکلازها نسبت به کلینوپیروکسن خودشکل‌تر و فراوان‌تر هستند زیرا در هنگام تبلور، پلاژیوکلاز دارای فضای کافی برای رشد و هسته‌زایی بوده است.

ترکیب مذاب در حال تعادل با کلینوپیروکسن

مقادیر K_d عناصر نادر خاکی کلینوپیروکسن‌ها بر اساس روش [۵۰] و با استفاده از مقدار اکسید عناصر اصلی و $Mg\#$ مذاب در حال تعادل با کلینوپیروکسن محاسبه شد که نتایج این محاسبات در جدول‌های ۷ و ۸ آورده شده است. در محاسبه $Mg\#$ مذاب در حال تعادل با کلینوپیروکسن از فرمول‌های زیر استفاده شد [۵۰]:

$$K_{Fe-Mg}^{cpx} = 0.109 + 0.186 * Mg\#_{cpx}$$

$$Mg\#_{melt} = (K_{Fe-Mg}^{cpx} * Mg\#_{cpx}) / [1 - Mg\#_{cpx} + (K_{Fe-Mg}^{cpx} * Mg\#_{cpx})]$$

متوسط دما و فشار مورد استفاده در این روش، برای کلینوپیروکسن‌های نایین ۱۱۱۰ درجه سانتی‌گراد و ۰/۳ کیلو بار و برای عشین ۹۴۰ درجه سانتی‌گراد و ۰/۳ کیلو بار است که با کمک روش [۵۱] محاسبه شده‌اند. سپس با توجه

صعود، و نیز بیشتر بودن سیالات در محیط دلیل اسیدی‌تر بودن نمونه‌های نایین (آندزیت تا بازالت آندزیتی) و غنی‌شدگی کمتر آنها نسبت به عشین است.

درجه ذوب‌بخشی پریدوتیت‌های گوشته‌ای بالاتر بوده و در نتیجه علاوه بر ذوب کلینوپیروکسن‌ها، ذوب نامتجانس ارتوپیروکسن پریدوتیت‌های گوشته به تولید سیلیس منجر شده و با افزوده شدن این حجم از سیلیس به مذاب در حال

جدول ۷. محاسبه مقادیر K_d عناصر نادر خاکی در کلینوپیروکسن‌ها و ترکیب مذاب بازالتی اولیه گدازه‌های بالشی افیولیت نایین

شماره نمونه	ترکیب کلینوپیروکسن			
	cpx 3	cpx 6	cpx 7	cpx 9
La	۰/۲۱	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۰۶
Ce	۰/۸۷	۰/۵۱	۰/۳۷	۰/۳۹
Pr	۰/۱۶	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۸
Nd	۴۱۲۷۸	۰/۶۸	۰/۶۴	۰/۶۹
Sm	۰/۴۹	۰/۳۶	۰/۳۵	۰/۳۹
Eu	۰/۲۵	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۱۶
Gd	۰/۸۱	۰/۶۱	۰/۶۴	۰/۶۸
Tb	۰/۱۶	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۳
Dy	۴۱۳۰۰	۰/۹۳	۱/۰۰	۴۱۲۷۶
Y	۶/۷۹	۵/۳۲	۵/۴۳	۵/۵۸
Ho	۰/۲۶	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۲۳
Er	۰/۸۲	۰/۵۹	۰/۶۶	۰/۶۸
Tm	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۱۰
Yb	۰/۷۹	۰/۵۸	۰/۶۲	۰/۶۲
Lu	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۱۰

مذاب در حال تعادل با کلینوپیروکسن	K_d	مذاب در حال تعادل با کلینوپیروکسن			
		Melt 3	Melt 6	Melt 7	Melt 9
La	۰/۱۳	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Ce	۰/۲۰	۰/۱۸	۰/۱۰	۰/۰۷	۰/۰۸
Pr	۰/۲۹	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲
Nd	۰/۴۰	۰/۴۲	۰/۲۷	۰/۲۶	۰/۲۸
Sm	۰/۶۰	۰/۳۰	۰/۲۲	۰/۲۱	۰/۲۴
Eu	۰/۶۸	۰/۱۷	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۱
Gd	۰/۷۴	۰/۶۱	۰/۴۵	۰/۴۸	۰/۵۱
Tb	۰/۷۸	۰/۱۳	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۰
Dy	۰/۸۰	۴۱۲۷۶	۰/۷۵	۰/۸۰	۰/۸۲
Y	۰/۱۸۰	۰/۲۱	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۱۹
Ho	۰/۷۹	۵/۴۲	۴۱۳۸۹	۴/۳۳	۴/۴۵
Er	۰/۷۷	۰/۶۳	۰/۴۶	۰/۵۱	۰/۵۳
Tm	۰/۷۳	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۷
Yb	۰/۶۹	۰/۵۵	۰/۴۰	۰/۴۴	۰/۴۳
Lu	۰/۶۵	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۶

جدول ۸. محاسبه مقادیر K_d عناصر نادر خاکی در کلینوپیروکسن‌ها و ترکیب مذاب بازالتی اولیه گدازه‌های بالشی افیولیت عشین

شماره نمونه	ترکیب کلینوپیروکسن			
	cpx 83	cpx 5	cpx 9	cpx 17
La	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۱۴	۰/۲۰
Ce	۴۱۲۹۹	۴۱۲۹۴	۰/۸۶	۴۱۳۰۲
Pr	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۲۱	۰/۳۲
Nd	۲/۴۱	۲/۵۱	۱/۶۸	۲/۵۵
Sm	۱/۴۲	۱/۵۰	۴۱۲۷۸	۱/۵۳
Eu	۰/۵۹	۰/۶۲	۰/۴۵	۰/۶۴
Gd	۲/۵۲	۲/۵۵	۱/۹۴	۲/۶۶
Tb	۰/۴۹	۰/۵۰	۰/۳۷	۰/۵۰
Dy	۳/۷۸	۳/۶۹	۲/۷۴	۳/۷۸
Y	۱۹/۳۶	۱۹/۴۱	۱۴/۴۷	۱۹/۴۴
Ho	۰/۸۱	۰/۸۰	۰/۵۹	۰/۸۲
Er	۲/۳۰	۴۱۳۲۷	۱/۷۵	۲/۳۰
Tm	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۲۵	۰/۳۳
Yb	۴۱۳۲۳	۴۱۳۲۲	۱/۹۲	۴۱۳۳۰
Lu	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۳۲

مذاب در حال تعادل با کلینوپیروکسن	K_d	Melt 83	Melt 5	Melt 9	Melt 17
		La	۰/۵۱	۰/۱۰	۰/۰۹
Ce	۰/۹۴	۴۱۲۹۲	۴۱۲۸۷	۰/۸۱	۴۱۲۹۴
Pr	۱/۵۷	۰/۴۸	۰/۵۰	۰/۳۳	۰/۵۱
Nd	۲/۴۰	۵/۸۰	۴۱۴۳۰	۴۱۳۶۷	۴۱۴۴۰
Sm	۴۱۳۷۶	۵/۸۶	۴۱۴۴۲	۴۱۳۹۴	۴۱۴۵۵
Eu	۴/۷۹	۲/۸۳	۲/۹۸	۴۱۳۲۰	۴۱۳۳۹
Gd	۴۱۴۲۵	۱۳/۵۰	۱۳/۵۳	۴۱۵۷۷	۱۴/۱۶
Tb	۵/۶۱	۲/۷۵	۲/۷۹	۴۱۳۱۲	۲/۸۳
Dy	۵/۶۶	۲۱/۴۱	۲۰/۹۰	۱۵/۵۲	۲۱/۴۳
Y	۵/۵۷	۴/۵۲	۴/۴۶	۴۱۳۶۱	۴/۵۸
Ho	۵/۴۹	۱۰۶/۳۵	۱۰۶/۶۲	۷۹/۵۱	۱۰۶/۷۹
Er	۴۱۴۱۰	۱۱/۸۶	۱۱/۴۷	۴۱۵۱۸	۱۱/۸۷
Tm	۴/۷۵	۱/۵۴	۱/۴۹	۴۱۲۹۲	۱/۵۵
Yb	۴/۳۲	۹/۴۰	۹/۳۹	۴۱۵۱۶	۹/۷۲
Lu	۳/۹۰	۴۱۲۹۷	۴۱۲۹۴	۴۱۲۹۴	۴۱۳۰۰

نمودارهای به‌هنجار شده نشان می‌دهد که نمونه‌های نایین بیشترین شباهت شیمیایی را با بازالت IAT دارند اما نمونه‌های عشین بیشترین شباهت شیمیایی را با بازالت MORB نشان می‌دهند. در تأیید نتایج حاصل از مطالعه

بررسی نمونه‌ها بر روی نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که نمونه‌های نایین ماهیت تولیت جزایر قوسی (IAT) و نمونه‌های عشین ماهیت مورب (MORB) دارند. همچنین، میانگین ترکیب HREE و LREE بر روی

آمفیولیت‌ها و دگرگونی در پری‌دوتیت‌های گوشته
افیولیت‌های نایین و عشین"، پایان‌نامه دکتری پترولوژی
دانشگاه اصفهان، (۱۳۹۳) ۳۴۵ ص.

[8] Leterrier J., Maury R. C., Thonon P., Girard D., Marchal M., "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series", Earth and Planetary Science Letters 59 (1982) 139-154.

[9] Rollinson H. R., "The geochemistry of mafic and ultramafic rocks from Archaean greenstone belts of Sierra Leone", Mineralogical Magazine 47 (1983) 267-280.

[10] Nisbet E. G., Pearce J. A., "Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings", Contributions to Mineralogy and Petrology 63 (1977) 149-160.

[11] Le Maitre R. W., "The chemical variability of some common igneous rocks" Journal of Petrology 17 (1976) 589-637.

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

[13] Stocklin J., "Mesozoic-Cenozoic orogenic belts data for orogenic studies", Geological Society of London 4 (1974) 213-234.

[14] Takin M., "Iranian geology and continental drift in the Middle East", Nature 235 (1972) 147-150.

[15] Arvin M., Robinson P. T., "The petrogenesis and tectonic setting of lavas from the Baft Ophiolitic Mélange, southwest of Kerman, Iran", Canadian Journal of Earth Sciences 31 (1994) 824-834.

[16] Ghazi A. M., Hassanipak A. A., "Paleo- and Neo-tethyan ophiolites of Iran: A progress report", Geophysical Research Abstracts 5 (2003) 13476.

[17] Davoudzadeh M., "Geology and petrography of the area north of Naein, Central Iran", Geological Survey of Iran, Tehran, Report No. 14 (1972) 89 p.

[18] Desmon J., Beccaluva L., "Mid-oceanic ridge and island arc affinities in ophiolites from Iran: Paleogeographic implication", Chemical Geology 39 (1983) 39-63.

[19] McCall G. J. H., Kidd R. G. W., "The Makran, southeastern Iran: the anatomy of a convergent plate margin active from Cretaceous to present", In: Legget J. (Eds.), Trench-forearc geology: Sedimentation and Tectonics of Modern and Ancient Plate Margins, Geological Society,

ترکیب سنگ کل، بررسی فنوکریستال‌های کلینوپیروکسن بیانگر آن است که مذاب میزبان کلینوپیروکسن در نایین دارای ترکیب IAT و در عشین دارای ترکیب MORB است. بر اساس محاسبه ترکیب عناصر نادر خاکی در مذاب اولیه مشاهده می‌شود که اختلاف ترکیب مذاب با سنگ بازالتی حاصل در عشین بیشتر از نایین بوده و مذاب اولیه در منطقه نایین از نظر عناصر نادر خاکی به‌ویژه عناصر نادر خاکی سنگین، بسیار تهی‌شده‌تر از مذاب در منطقه عشین است. بنابراین، بر اساس ترکیب سنگ کل و کلینوپیروکسن‌ها می‌توان گفت علی‌رغم مجاورت این دو مجموعه افیولیتی و برخی شباهت‌های صحرایی و پتروگرافی، گدازه‌های بالشی این دو مجموعه افیولیتی هم از لحاظ ترکیب مذاب اولیه و هم از نظر فرآیندهای تفریق و محیط تشکیل با هم کاملاً متفاوت هستند.

منابع

[۱] درویش‌زاده ع، "زمین‌شناسی پوسته اقیانوسی: پترولوژی و دینامیک درونی"، تألیف تیری ژوتو و رنه موری، انتشارات دانشگاه تهران، (۱۳۸۱) ۵۶۰ ص.

[2] Dilek Y., Moores E., Elthon D., Nicolas A., "Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and the Ocean Drilling Program", Geological Society of America, Special Paper 349 (2000) 552 p.

[3] Shirdashtzadeh N., Torabi G., Arai. S., "Two distinct magmatism phases in Mesozoic of Central Iran based on the study of metabasic rocks Naein and Ashin-Zavar ophiolitic mélanges, (Isfahan Province, Central Iran)", Ofioliti 36 (2011) 191-205.

[۴] جباری ع، "زمین‌شناسی و پترولوژی افیولیت نایین"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد پترولوژی، دانشگاه اصفهان (۱۳۷۶) ۱۶۳ ص.

[۵] ترابی ق، "پترولوژی افیولیت‌های منطقه انارک (شمال شرق استان اصفهان)"، پایان‌نامه دکتری پترولوژی، دانشگاه تربیت مدرس (۱۳۸۳) ۲۴۰ ص.

[۶] ترابی ق، عبداللهی ا، شیردشت‌زاده ن، "کاربرد آنالیز کانیه‌ها و سنگ کل در شناسایی سنگ‌زایی گدازه‌های بالشی افیولیت نایین"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۱۶ (۱۳۸۷) ص ۲۹۵-۳۱۲.

[۷] شیردشت‌زاده ن، "پترولوژی گدازه‌های بالشی و

- V/O Technoexport Report No. 19 (1984) 143p.
- [30] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An Introduction to the Rock forming Minerals", Longmans (1992) 696 p.
- [31] Morimoto N., "Nomenclature of pyroxenes", Canadian Mineralogist 27 (1989) 143-156.
- [32] Cox K. G., Bell J. D., Pankhurst R. J., "Interpretation of igneous rocks", Allen and Unwin, London (1979) 450 p.
- [33] Hughes C. J., "Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum", Geological Magazine 109 (1973) 513-527.
- [34] McDonough W. F., Sun S. S., "The composition of the Earth", Chemical Geology 120 (1995) 223-253.
- [35] Niu F., Kawakatsu H., Fukao Y., "Seismic evidence for a chemical heterogeneity in the midmantle: A strong and slightly dipping seismic reflector beneath the Mariana subduction zone", Journal of Geophysical Research B9, 2419 (2003) ESE 8-1 – ESE 8-12.
- [36] Fretzdorff S., Livermore R. A., Devey C. W., Leat P. T., Stoffers P., "Petrogenesis of the back-arc East Scotia Ridge, South Atlantic Ocean", Journal of Petrology 43 (2002) 1435-1467.
- [37] Pearce J. A., Baker P. E., Harvey P. K., Luff I. A., "Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the South Sandwich Island Arc", Journal of Petrology 36 (1995) 1073-1109.
- [38] Valsami E., Cann J. R., "Evidence for the mobility of the rare earth elements in zones of intense hydrothermal alteration in the Pindos ophiolite, Greece", In; Parson L. M., Murton B. J., Browning P. (Eds.), "Ophiolites and Their Modern Oceanic Analogues", Geological Society of London, Special Publication 60 (1992) 219-232.
- [39] Teagle D. A. H., Alt J. C., "Hydrothermal alteration of basalts beneath the Bent Hill Massive Sulfide Deposit, Middle Valley, Juan de Fuca Ridge", Economic Geology 99 (2004) 561-584.
- [40] Rubin J. N., Henry C. D., Price J. G., "The mobility of zirconium and other "immobile" elements during hydrothermal alteration", Chemical Geology 110 (1993) 29-47.
- [41] Van Baalen M. R., "Titanium mobility in metamorphic systems: a review", Chemical Geology 110 (1993) 233-249.
- [42] Tilley D. B., Eggleton R. A., "Titanite low-temperature alteration and Ti mobility", Clays and Clay Minerals 53 (2005) 102-109.
- London, Special Publication 10 (1982) 387-397.
- [20] Lippard S. J., Shelton A. W., Gass I. G., "The ophiolite of Northern Oman", Geological Society of London 11 (1986) 178 p.
- [21] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran. A review", Bulletin of American Association of Petroleum Geologists 52 (1968) 1229-1258.
- [22] Davoudzadeh M., Soffel H., Schmidt K., "On the rotation of the Central-East Iran Microplate", Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie 3 (1981) 180-192.
- [۲۳] شیردشت‌زاده ن.، "پترولوژی سنگهای دگرگونی افیولیت ملائژ نایین (استان اصفهان)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۶) ۱۹۲ ص.
- [24] Shirdashtzadeh N., Torabi G., Arai S., "Metamorphism and metasomatism in the Jurassic of Nain ophiolitic mélange, Central Iran", Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen 255 (2010) 255-275.
- [25] Shirdashtzadeh N., Torabi G., Meisel T., Arai S., Bokhari S.N.H., Samadi R., Gazel E., "Origin and evolution of metamorphosed mantle peridotites of Darreh Deh (Nain Ophiolite, Central Iran): Implications for the Eastern Neo-Tethys evolution", Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen 273 (2014) 89-120.
- [26] Torabi G., "Early Oligocene alkaline lamprophyric dykes from the Jandaq area (Isfahan Province, Central Iran): Evidence of Central-East Iranian microcontinent confining oceanic crust subduction", Island Arc 19 (2010) 277-291.
- [27] Hassanipak A. A., Ghazi A. M., "Petrochemistry, ^{40}Ar - ^{39}Ar ages and tectonics of the Naein ophiolite, Central Iran", Proceeding of GSA Annual meeting, Reno, Nevada (2000) 237-238.
- [28] Shafaii Moghadam H., Whitechurch H., Rahgoshay M., Monsef I., "Significance of Nain-Baft ophiolitic belt (Iran): Short-lived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone", Comptes Rendus Geoscience 341 (2009) 1016-1028.
- [29] Sharkovski M., Susov M., Krivyakin B., "Geology of the Anarak area (Central Iran), Explanatory text of the Anarak quadrangle map, 1:250,000", Geological Survey of Iran, Tehran

Reyno oceanic domain, assessed by the petrology and geochemistry of N-MORB extrusive rocks from the Mt. Medvednica ophiolite mélange (NW Croatia)", *Geologia Croatica* 65 (2012) 435-446.

[48] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G. B., Zeda O., "Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenic indicator", *Chemical Geology* 77 (1989) 165-182.

[۴۹] ترابی ق، "افیولیت‌های ایران مرکزی: نایین، عشین و سورک (مزوزوییک)، انارک، جندق، بیاضه و پشت بادام (پالئوزوییک)", جهاد دانشگاهی اصفهان، (۱۳۹۱) ۴۵۰ ص.

[50] Wood B. J., Blundy J. D., "A predictive model for rare earth element partitioning between clinopyroxene and anhydrous silicate melt", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 129 (1997) 166-181.

[51] Nimis P., Taylor W. R. "Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139 (2000) 541-554.

[43] Ordóñez-Calderón J. C., Polat A., Fryer B. J., Gagnon J. E., Raith J. G., Appel P. W. U., "Evidence for HFSE and REE mobility during calc-silicate metasomatism, Mesoarchean (~3075 Ma) Ivisartoq greenstone belt, southern West Greenland", *Precambrian Research* 161(3-4) (2008) 317-340.

[44] Shirdashtzadeh N., Torabi G., Samadi R., "Spinel composition in pillow lavas from Mesozoic ophiolites of Nain and Ashin (Central East Iranian microplate)", *The proceeding of 6th International Siberian Early Career GeoScientists Conference* (2012) 43-44.

[45] Gorton M. P., Schanadel E. S., "From continental to island arc: a geochemical index of tectonic setting for arc related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks", *The Canadian Mineralogist* 38 (2000) 1065-1073.

[46] Shervais J. W., "Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lava", *Earth and Planetary Science Letters* 59 (1982) 101-118.

[47] Slovenec D., Lugović B., "Evidence of the spreading culmination in the Eastern Tethyan

Archive