



شواهد بافتی و ایزوتوپی استرانسیم- نئودیمیم حاصل از هضم سنگ‌های رسی در مجموعه‌ی پلوتونیک الوند (غرب ایران)

علی اصغر سپاهی*، سارا نجفی راشد، حسین شهبازی، محمد معانی جو

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۴/۶/۱، نسخه نهایی: ۹۴/۱۰/۲۰)

چکیده: طیف گسترده‌ای از سنگ‌های پلوتونیک، از مافیک تا فلسیک، شامل انواع گابروها، دیوریت‌ها، تونالیت‌ها، گرانودیوریت‌ها، مونزوگرانیت‌ها، سینوگرانیت‌ها و گرانیتوئیدهای لوکوکرات در مجموعه‌ی پلوتونیک الوند، منطقه‌ی سنندج- سیرجان، ایران یافت می‌شوند. سن این مجموعه به ژوراسیک میانی وابسته است. در این مجموعه سنگ‌های گرانیتی و دیوریتی از اجزای اصلی هستند. گرانیت‌ها حاوی پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار، کوارتز و بیوتیت هستند و دیوریت‌ها از پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت و کمی تیتانیت و آپاتیت تشکیل شده‌اند. در برخی برونزدها، گرانیت‌ها و دیوریت‌های آرایش یافت پیدا می‌شوند که حاوی زینوکریست‌های بزرگ هضم نشده آندالوزیت (به‌طور بخشی تا کامل به سیلیمانیت تبدیل شده) همراه با حاشیه‌های واکنشی غنی از اسپینل و فلدسپار هستند. این زینوکریست‌ها از تخریب کانی‌های سنگ‌های پلیتی و ورود آن‌ها به درون ماگماهای میزبان حاصل شده‌اند. نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در گرانیت‌های مورد بررسی از ۰/۷۱۰۱ تا ۰/۷۲۴۵ و دیوریت‌های آرایش یافته از ۰/۷۰۴۸ تا ۰/۷۰۷۹ (با Sr_i بیش از ۰/۷۰۴) در تغییر است. طیف نسبت‌های $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در سنگ‌های گرانیتی از ۰/۵۱۲۳۴ تا ۰/۵۱۲۴۰ و در دیوریت‌های آرایش یافته از ۰/۵۱۲۴۴ تا ۰/۵۱۲۵۲ است. مقادیر $\text{Nd}(t)$ برای گرانیت‌های مورد بررسی از ۳/۲- تا ۳/۹۸- و برای دیوریت‌های آرایش یافته از ۰/۷۸- تا ۲/۳۵- است. در نمودار $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ، گرانیت‌ها در قلمرو سنگ‌های پوسته‌ای تصویر می‌شوند؛ همچنین دیوریت‌های با خاستگاه گوشته‌ای، به سبب آرایش با سنگ‌های متاپلیتی به سمت سنگ‌های با خاستگاه پوسته‌ای میل کرده‌اند. این نتایج اهمیت شناخت آرایش را در سنگ‌های پلوتونیک با مواد پوسته‌ای فوقانی (متاپلیتی) در هنگام تفسیر چنین سنگ‌هایی مشخص می‌کند.

واژه‌های کلیدی: پلوتون الوند؛ هضم؛ آرایش؛ دیوریت؛ گرانیت؛ ژوراسیک؛ سنندج- سیرجان.

مقدمه

آرایش ماگما/سنگ بر اثر هضم سنگ درونگیر (به ویژه سنگ‌های پلیتی) کمک کنند. در این مقاله به ارائه‌ی نمونه‌هایی از آرایش سنگ‌های آذرین نفوذی، به ویژه دیوریت‌ها با سنگ میزبان متاپلیتی در مجموعه‌ی آذرین الوند، به‌عنوان یک توده‌ی پلوتونیک اصلی در زون سنندج-سیرجان پرداخته می‌شود. تاکنون بررسی‌های پتروگرافی (سنگ‌نگاری)، پترولوژیکی (سنگ‌شناختی) و ژئوکرونولوژیکی (زمین‌گاه-سنجی) متعددی روی توده‌ی نفوذی الوند صورت گرفته است

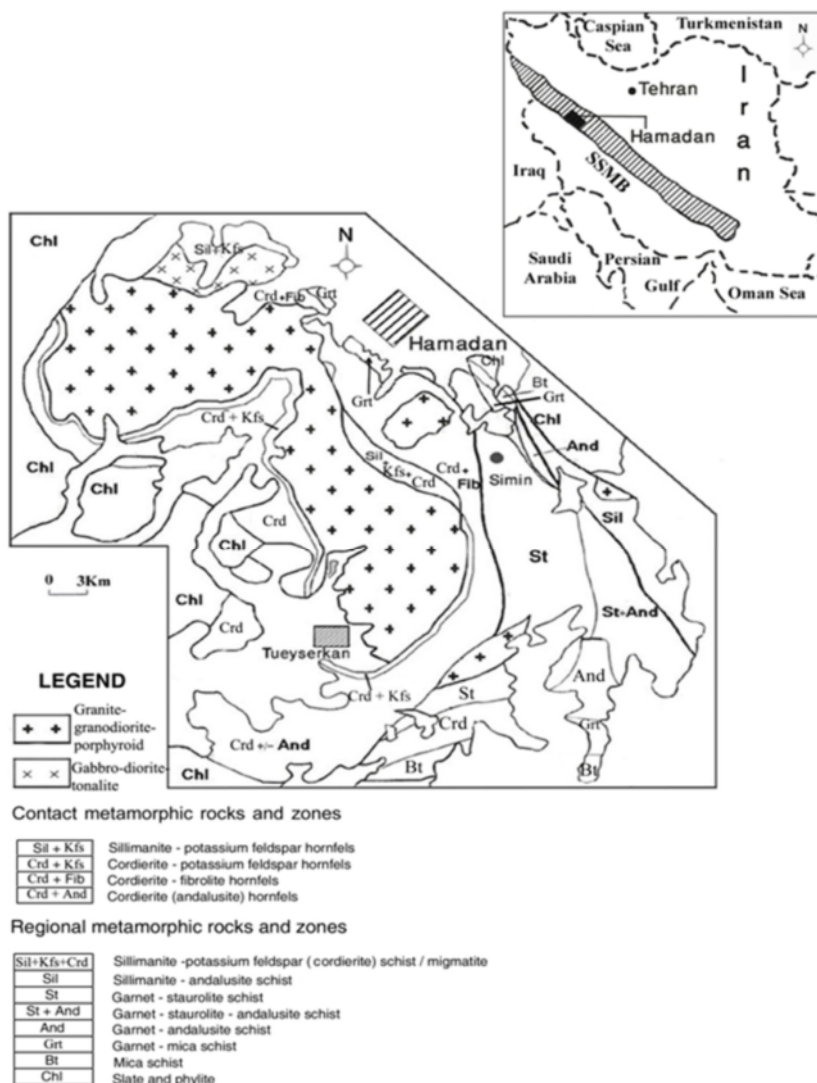
هضم فرایندی است که می‌تواند ویژگی‌های اولیه ماگما را هنگامی که قطعاتی از سنگ درونگیر به درون ماگمای داغ راه می‌یابد تغییر دهد. برخی از بخش‌های سنگ میزبان درون ماگما هضم می‌شوند در حالی که بخش‌های دیرگدازی چون زینوکریست‌ها و برونومها (میانبارهای سنگ‌های آذرین) هضم نشده باقی می‌مانند. مشاهدات صحرائی، بافت‌های سنگ‌نگاری، داده‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی می‌توانند به تشخیص میزان

کامل مورد بحث و بررسی قرار نخواهد گرفت. افزون بر این، در این مقاله به ارائه‌ی شواهد بافتی هضم/آلایش و داده‌های ژئوشیمی خواهیم پرداخت.

موقعیت زمین‌شناسی

منطقه‌ی سنندج-سیرجان یا کمر بند دگرگونی سنندج-سیرجان، بخشی از کمر بند کوهزایی زاگرس است [به گفته‌ی منابع ۱۳، ۱۴] که متشکل از یک کمر بند دگرگونی از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی با درجه‌ی پایین تا بالاست که توده‌های آذرین نفوذی مافیک، حدواسط و فلسیک در آن‌ها نفوذ کرده‌اند (شکل ۱).

[۱-۱۲]. در شماری از این بررسی‌ها [۵، ۷، ۸] شواهد مختصری دال بر آلایش ارائه شده‌اند اما هنوز اهمیت این فرایند در تکامل سنگ‌شناسی مجموعه‌ی آذرین الوند به تفصیل بیان نشده است. هدف اصلی ما در این مقاله ارائه‌ی شواهد صحرایی، سنگ نگاری و ژئوشیمیایی برای ردیابی آلایش ناشی از فرایند هضم به ویژه در سنگ‌های دیوریتی توده‌ی الوند است. تغییرات کلی ژئوشیمی و سنگ‌زایی همه سنگ‌های این مجموعه خارج از گستره‌ی موضوعی این کار پژوهشی بوده و بهتر است خواننده برای کسب اطلاعات بیشتر در این زمینه به منابع [۷، ۸، ۱۰، ۱۱] ارجاع کند. بنابراین تمرکز اصلی ما در این مقاله بر سنگ‌های آلایش یافته توده‌ی نفوذی الوند بوده و در اینجا سنگ‌زایی انواع سنگ‌ها به طور



شکل ۱ نقشه‌ی ساده شده‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی همدان.

آن‌ها به چشم می‌خورد، برای بررسی‌های ایزوتوپی انتخاب شدند. پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری، نمونه‌ها در یک سنگ شکن فکی فولادی خرد شده و سپس در یک آسیاب به دانه‌هایی با اندازه کمتر از ۲۰۰ مش درآورده شدند. نمونه‌های پودر شده نخست در بشرهای تفلون توزین و سپس به ترتیب با مقادیر کافی از محلول‌های ردیاب غنی از ^{84}Sr - ^{87}Rb و ^{149}Sm ^{150}Nd مخلوط شدند. فرایند هضم از طریق عملکرد اسید HF (65%) HNO_3 -(48%) در نتیجه‌ی قرار دادن بشرهای سر بسته روی یک سطح داغ به دمای 140°C رسیدند. نمونه‌های هضم شده پس از خشک شدن در HCl ۶ نرمال به کلرید تبدیل شدند و سپس برای تفکیک کروماتوگرافی (رنگ نگاری) دوباره در ۲٫۵HCl نرمال حل شدند. Sr، Rb و عناصر خاکی کمیاب سبک از طریق رنگ‌نگاری تبادل یونی و با استفاده از استوانه‌های شیشه‌ای پر شده با BioRad AG 50W- (X12(200-400 mesh) خالص ریخته شدند. تفکیک Sm و Nd با استفاده از روش رنگ‌نگاری یونی وارون در استوانه شیشه‌ای کوارتزی پر شده با رزین HDEHP امکان پذیر شد. اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی در Finnigan MAT 262TIMS گروه ژئوشیمی ایزوتوپی دانشگاه توپینگن آلمان انجام شد. زمانی که استرانسیم همراه با فعال کننده‌ی تالیوم روی فیلامنت‌های تنگستنی قرار گرفتند، استرانسیم جدا شده با اندازه‌گیری نسبت ایزوپی در حالت پویا انجام گرفت. Rb نیز روی رشته‌های دوگانه‌ی Re بارگذاری شد. تفریق جرم نیز با استفاده از نسبت $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=۸٫۳۷۵۲۰۹$ تصحیح شد. نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ برای (NBSSRM 987 (n = 8) برابر با $۰٫۷۱۰۲۵۴\pm ۱۳$ بود.

مقادیر بارگذاری برای Sr و Rb به ترتیب کمتر از ۳۷۰pg و ۳۱۰pg بود. Sm و Nd به صورت فسفات روی رشته‌های مضاعف Re بارگذاری و سپس اندازه‌گیری شدند. تفریق جرم با استفاده از نسبت $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = ۰٫۷۲۱۹$ اصلاح شد. اندازه‌گیری مکرر استاندارد La Jolla Nd (n = 3) مقدار $۰٫۵۱۱۸۳۹\pm ۳۳$ را برای $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ به دست داده است. مقدار بارگذاری برای Nd و Sm به ترتیب کمتر از ۱۹۲pg و ۱۱۶pg بوده است.

رویدادهای دگرگون و ماگمایی منطقه‌ی سنجد-سیرجان به دوران مزوزوئیک وابسته دانسته شده‌اند [۵، ۱۵-۲۰]. پلوتون‌های بزرگ گرانیتی وابسته به دوران مزوزوئیک-ترشیری (حدود ۲۰۰ تا ۴۰ میلیون سال پیش) هستند [۱۰، ۱۹-۲۵]. بنابر داده‌های K-Ar گزارش شده در [۱۹]، زمان انجماد سنگ‌های آذرین مجموعه‌ی پلوتونیک الوند بین ۷۰ تا ۹۱ میلیون سال پیش تعیین شده است در حالی که داده‌های اخیر U-Pb سن آن‌ها را به زمان‌های قدیم‌تر وابسته می‌داند. در منابع [۹ و ۱۰] در راستای سال سنجی زیرکن به روش U-Pb، سن سنگ‌های مافیک تا فلسیک منطقه بین ۱۵۰ تا ۱۶۵ میلیون سال و در بررسی‌های انجام گرفته به همین روش در منبع [۲۲] سن سنگ‌های گرانیتی ۱۶۵ میلیون سال برآورد شده است. دلیل این اختلاف سن‌ها می‌تواند به دقت کمتر آنالیزها به روشهای K-Ar و Rb-Sr نسبت به روش‌های دقیق تر U-Pb باشد که اطمینان بخش‌تر است. فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نفوتتیس به زیر خرده قاره‌ی ایران مرکزی و برخورد پس از این خرده قاره یکی از علل این پلوتونیسیم در نظر گرفته شده‌اند [۵، ۱۰، ۱۱، ۱۵، ۱۸، ۱۹].

سنگ‌های آذرین توده‌ی نفوذی الوند بنابر رده‌بندی‌های [۷] در سه گروه گابرو- دیوریت- تونالیت، گرانیت-گرانودیوریت‌های پورفیری و هولولوکوگرانیت‌ها جای می‌گیرند. پلیت‌ها، پسامیت فرعی، کوارتزیت‌ها، شبه‌بازی‌ها، پلیت‌های آهکی و سیلیکات‌های آهکی از سنگ‌های دگرگون اصلی تشکیل دهنده‌ی این منطقه هستند. سنگ‌های پلیتی شامل اسلیت، فیلیت، شیست/میگماتیت و هورنفلس‌هاست (شکل ۱). زون‌های دگرگونی ناحیه‌ای متعدد نظیر کلریت، بیوتیت، گارنت، آندالوزیت (کیاستولیت)، استارولیت، سیلیمانیت و منطقه‌های سیلیمانیت- (±کردیریت)-فلدسپار پتاسیم و دگرگونی مجاورتی نظیر کردیریت (آندالوزیت)، کردیریت-فلدسپار پتاسیم و سیلیمانیت-فلدسپار پتاسیم در نتیجه پدیده‌های چند دگرگونی در این منطقه به وجود آمده‌اند.

روش بررسی

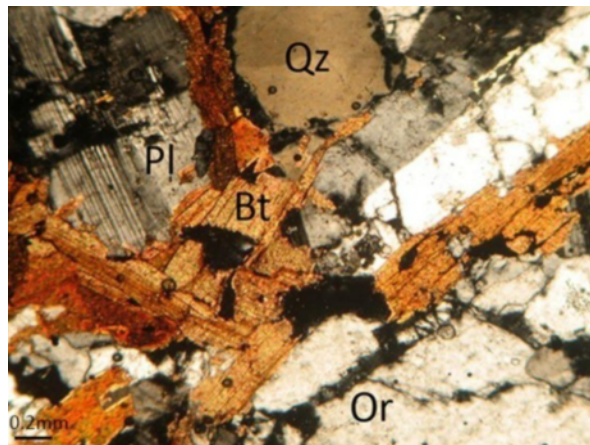
هشت نمونه شامل چهار گرانیت و چهار دیوریت که در رخنمون‌ها و نمونه‌های دستی نشانه‌هایی از آرایش و هضم

سنگ نگاری

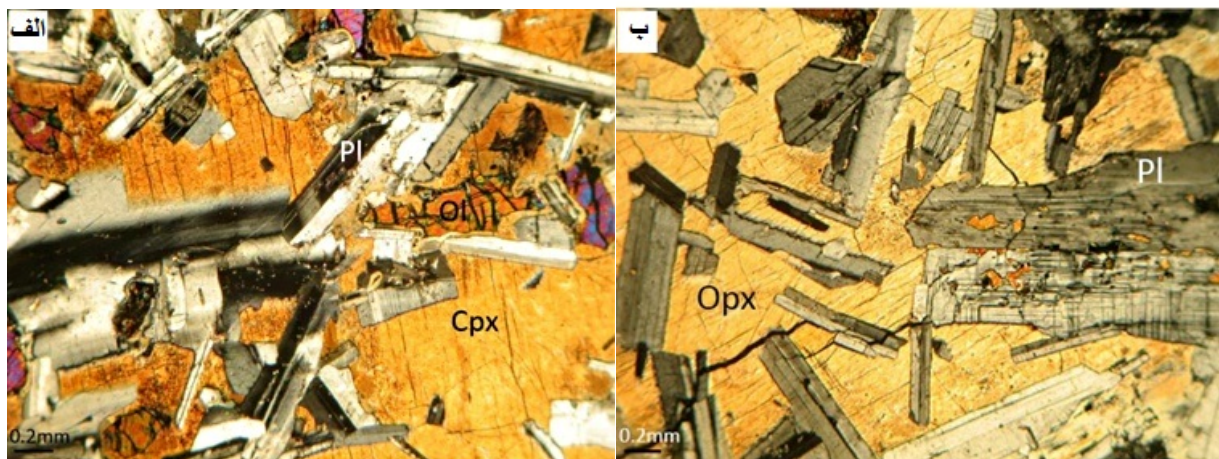
سنگ‌های نفوذی مختلف از الیوین گابروهای فرامافیکی-ملانوکراتیکی (گابروهای ورلیتی) گرفته شدند تا گرانیت و لوکوگرانیت در منطقه‌ی همدان رخنمون یافته و دایک‌های پگماتیستی و آپلیتی در آن‌ها نفوذ کرده‌اند. در برخی بروزدهای صحرایی، گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها حاوی درشت بلورهای فلدسپار هستند. این سنگ‌ها از کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز و بیوتیت تشکیل شده‌اند. مسکوویت و زیرکن جزء کانی‌هایی هستند که به مقدار اندک در این سنگ‌ها یافت می‌شوند (شکل ۲). زینوکریست کانی‌های Al_2SiO_5 (آندالوزیت و سیلیمانیت)، گارنت و کردیریت نیز بیشتر در این سنگ‌ها دیده می‌شوند.

سنگ‌های مافیک بیشتر از: گابرو، الیوین گابرو، گابرونوریت و نوریت تفریق یافته به سمت دیوریت، کوارتز دیوریت و تونالیت. الیوین گابرو دارای بافت نیمه شکلدار دانه‌ای (دانه‌ای

نیمه شکلدار) تا درون دانه‌ای (بین دانه‌ای) بوده و الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز را به عنوان کانی اصلی و ارتوپیروکسن، آمفیبول و بیوتیت را به عنوان کانی‌های فرعی دارد (شکل ۳ الف). کرونا‌ی پلاژیوکلاز-الیوین در برخی نمونه‌ها قابل رویت‌اند. گابرو دارای بافت دانه‌ای نیمه شکل‌دار، افیتیک و نیمه افیتیک بوده و کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز فازهای اصلی و الیوین و هورنبلند کانی‌های فرعی آن را تشکیل می‌دهند. سرشتی‌های نوریت بافت دانه‌ای نیمه شکل‌دار تا نیمه افیتیک بوده و در ساختار آن کانی‌های ارتوپیروکسن و پلاژیوکلاز به عنوان کانی اصلی و الیوین، کلینوپیروکسن و آپاتیت به‌عنوان کانی فرعی در مقادیر جزئی به چشم می‌خورند (شکل ۳ ب). سرشتی کانی‌شناختی و بافتی گابرونوریت مابین گابرو و نوریت است به گونه‌ای که این سنگ‌ها هم کلینوپیروکسن و هم ارتوپیروکسن را به‌عنوان فاز اصلی در خود دارند.



شکل ۲ تصویر میکروسکوپی از نمونه‌ی مونزوگرانیت توده‌ی نفوذی الوند.



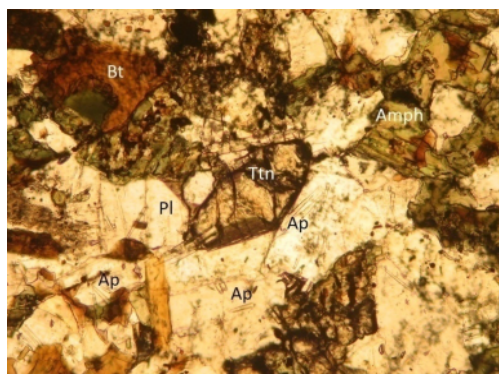
شکل ۳ تصویر میکروسکوپی از الف) الیوین گابرو و ب) نوریت توده‌ی نفوذی الوند.

با این تفاوت که در دیوریت‌ها این زینوکریست‌ها به‌طور جزئی یا کامل به سیلیمانیت تبدیل شده و به‌وسیله‌ی حاشیه‌های فلدسپاتی/یا غنی از اسپینل احاطه شده‌اند (شکل ۵). در سنگ‌های مونزوگرانیته نیز زینوکریست‌های رستیتی گارنت و کردیریت با خاستگاه دگرگونی به فراوانی دیده می‌شوند. این مجموعه کانیایی در خلال تخریب شیست‌ها/میگماتیت‌های دگرگون تشکیل شده و به درون ماگمای گرانیتی دیاتکسیتی تولید شده در منطقه‌ی ذوب بخشی وارد شده‌اند، و یا به‌وسیله‌ی ماگماهای نفوذی به پوسته‌ی قاره‌ای فوقانی حمل شده‌اند.

آمفیبول، پلاژیوکلاز و کوارتز از جمله کانی‌های اصلی دیوریت و کوارتز دیوریت هستند. در این سنگ‌ها گاهی شاهد دانه‌های درشت کوارتز چشمی و لخته‌های آمفیبول مافیک هستیم. وجود تیتانیت و آپاتیت‌های سوزنی شکل در برخی از سنگ‌های دیوریتی پدیده‌ای عادی است (شکل ۴).

زینوکریست‌ها و انکلاوها

برونبوم‌هایی نظیر رستیت‌ها، زینولیت‌ها و زینوکریست‌ها در گرانیتوئیدها به فراوانی یافت می‌شوند و این در حالیست که شمار این برونبوم‌ها در سنگ‌های دیوریتی و گابرویی توده‌ی نفوذی الوند چندان زیاد نیست. زینوکریست‌های آندالوزیت در هر دو دسته سنگ‌های گرانیتی و دیوریتی به چشم می‌خورند



شکل ۴ تصویر میکروسکوپی از نمونه دیوریت حاوی تیتانیت (اسفن) و آپاتیت سوزنی.



شکل ۵ (الف) زینوکریست‌های آندالوزیت در یک مونزوگرانیته-گرانودیوریت، (ب) زینوکریست‌های آندالوزیت در حال تبدیل به سیلیمانیت با یک حاشیه‌ی غنی از اسپینل در سنگ‌های دیوریتی ناحیه‌ی خاکو در منطقه همدان.

1000°C ، و در زمان برهمکنش ماگمای مافیک میزبان با زینولیت‌های غنی از Al_2SiO_5 شکل گرفته است. پیشتر هیچ گزارشی مبنی بر وجود برونوم‌های شبه بوکیت در میزبان ورلیتی/ملا الیون گابرویی ارائه نشده است.

ژئوشیمی ایزوتوپی

لازم است که پیش از تشریح این قسمت از مقاله یادآور گردد که ژئوشیمی سنگ کل سنگ‌های آلیش نیافته در منابعی مانند [۱۰] بخش ۴-۱، جدول ۱ و شکل‌های ۵، ۶، ۷ و ژئوشیمی ایزوتوپی آن نمونه‌ها در بخش ۴-۲ جدول ۲ و شکل ۸ آمده‌اند و لزومی بر تکرار آن‌ها در این مقاله ندارد. مقدار Rb و Sr در نمونه‌های دیوریتی آلیش یافته در مقایسه با سنگ‌های دیوریتی معمولی به ترتیب بیشتر و کمتر بود، در حالی‌که مقدار Nd و Sm تغییرات چشمگیری را از خود به نمایش نمی‌گذارد (جدول ۱). موزوگرانیت‌ها و سنگ‌های دیوریتی آلیش یافته به ترتیب نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بین ۰/۷۱۰۱ تا ۰/۷۲۴۵ و ۰/۷۰۷۹ تا ۰/۷۰۸۴ دارند (جدول ۲).

در سنگ‌های گابرویی، به ویژه در الیون گابروهای ورلیتی، زینولیت‌ها/زینوکریست‌های پلیتی بسیار کمیابی وجود دارند که طی واکنش با ماگمای داغ به یک مجموعه کانیایی پیرومتامورفیک با دمای بالا (به‌عنوان مثال یک مجموعه اسپینل-سیلیمانیت) تبدیل شده‌اند. در اطراف و داخل این زینوکریست‌ها/زینولیت‌ها سه منطقه مجزا قابل تشخیص‌اند: (۱) یک منطقه خارجی فلدسپاتی (شکل ۶ الف)، (۲) یک منطقه حدواسط غنی از اسپینل و (۳) یک منطقه داخلی غنی از سیلیمانیت که سرشتی آن رشد سیلیمانیت با زاویه 90° نسبت به ناحیه تماس زینوکریست/زینولیت و سیلیمانیت‌های سوزنی با پراکندگی تصادفی به سمت مرکز هستند (شکل ۶-ب). در این منطقه پلاژیوکلاز در کنار سیلیمانیت به چشم می‌خورد.

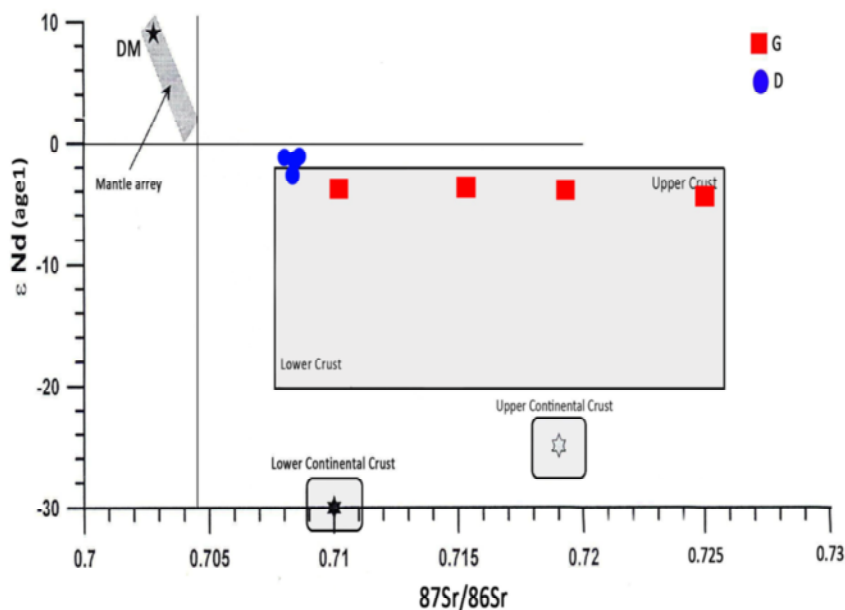
بر اساس بررسی‌های دماسنجی [۱۲]، دما در محل تماس ماگمای مافیک با برونوم بیش از 700°C بوده است، این درحالیست که مجموعه کانیایی مشاهده شده در مجاور زینوکریست‌ها/زینولیت‌ها از بالاتر بودن این دما حکایت دارند. این مجموعه با دمای بالا احتمالاً در دمایی بیش از



شکل ۶ بافت‌های ایجاد شده در یک برونوم پلیتی در درون یک ماگمای الیون گابرویی، الف) منطقه‌ی واکنشی بین میزبان و برونوم غنی از Al، ب) سیلیمانیت سوزنی توزیع شده به صورت تصادفی در مرکز برونوم پیرومتامورفیک.

جدول ۱ مقدار Rb، Sr، Nd و Sm در سنگ‌های آلیش یافته و میانگین این عناصر در سنگ‌های آلیش نیافته. میانگین مونوزوگرانیت‌ها (G) و دیوریت‌ها (D) از داده‌های [۵ و ۹].

Sample/ Element	GNj G1	Kh G2	G3	G4	KhD1	D2	D3	D4	Average granite*	Average diorite*
Rb (mg/g)	۲۱۲	۱۶۵	۱۷۶	۱۵۹	۷۹	۸۰	۸۶	۶۴	۱۹۱	۴۱
Sr	۱۳۳	۷۴	۱۵۳	۳۲۳	۲۷۵	۲۵۹	۲۷۰	۲۶۸	۱۹۸	۵۴۷
Nd	۳۲	۶۳	۳۷	۴۴	۲۷	۳۱	۳۰	۲۷	۴۶	۲۲
Sm	۶	۱۱	۷	۷	۵	۶	۶	۵	۸	۴



شکل ۷ نمودار $\epsilon Nd(t)$ در مقابل $^{87}Sr/^{86}Sr$ برای گرانیت‌ها و دیوریت‌ها. G = گرانیت و D = دیوریت.

جدول ۲ محتوی ایزوتوپی Rb و Sr سنگ‌های پلوتونیک منطقه همدان. مونوزوگرانیت (G) و دیوریت (D).

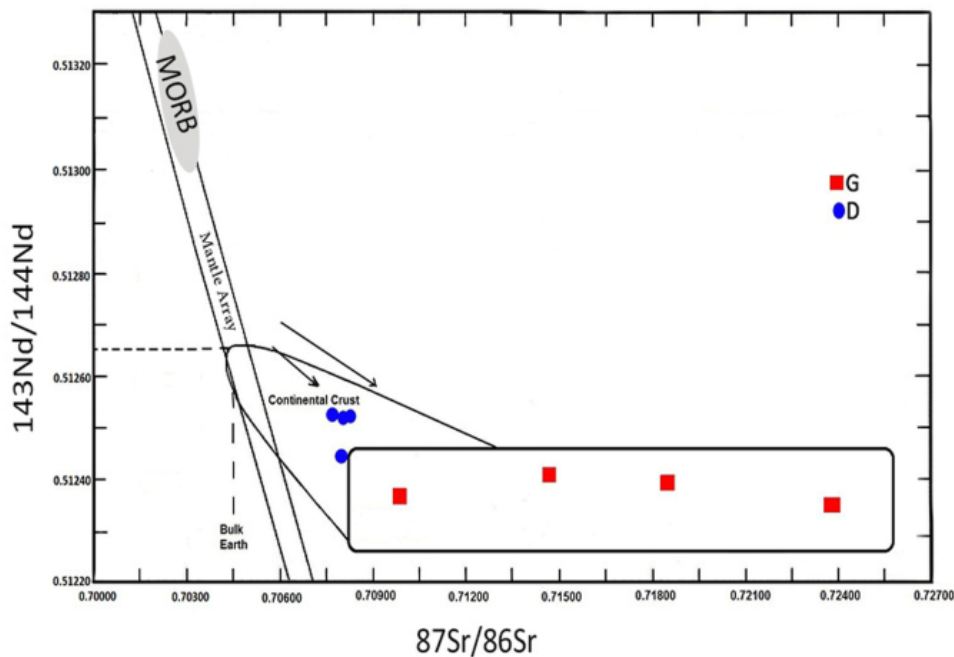
Sample	Rb [$\mu g/g$]	Sr [$\mu g/g$]	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$
Gnj G1	۲۱۱٫۷	۱۳۳٫۳	۴٫۴۳	۰٫۷۱۹۰۰۱
Gnj G1		۱۳۳٫۵		۰٫۷۱۸۹۸۴
Kh G2	۱۶۵٫۴	۷۳٫۵	۶٫۲۷	۰٫۷۲۴۴۹۱
G3	۱۷۶٫۰	۱۵۳٫۱	۳٫۲۰	۰٫۷۱۵۰۷۵
G3				۰٫۷۱۵۰۵۹
G4	۱۵۹٫۳	۳۲۹٫۳	۱٫۳۵	۰٫۷۱۰۰۵۶
KhD1	۷۹٫۱	۲۷۵٫۴	۰٫۸۰	۰٫۷۰۸۱۰۷
KhD1				۰٫۷۰۸۰۹۶
D2	۷۹٫۸	۲۵۸٫۵	۰٫۸۶	۰٫۷۰۸۱۶۳
D2				۰٫۷۰۸۱۶۳
D3	۸۵٫۶	۲۷۰٫۱	۰٫۸۸	۰٫۷۰۸۳۷۸
D3				۰٫۷۰۸۳۶۵
D4	۶۳٫۸	۲۶۷٫۹	۰٫۶۶	۰٫۷۰۷۹۱۹

آرایش نقش مهمی در تغییرات ایزوتوپی داشته است. در نمودار نسبت اولیه $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (شکل ۸) مونوزوگرانیت‌ها در قسمت سنگ‌های پوسته‌ای و دیوریت‌های مورد بررسی در نزدیکی سنگ‌های دارای خاستگاه پوسته‌ای ترسیم شده‌اند.

مقدار $\epsilon\text{Nd}(t)$ مونوزوگرانیت‌ها از $-۳٫۲$ تا $-۳٫۸۹$ و $\epsilon\text{Nd}(t)$ سنگ‌های دیوریتی آرایش یافته از $-۰٫۷۸$ تا $-۲٫۳۵$ در تغییر است و نسبت $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ این سنگ‌ها به ترتیب بین $۰٫۵۱۲۳۴$ تا $۰٫۵۱۲۴۰$ و $۰٫۵۱۲۴۴$ تا $۰٫۵۱۲۵۲$ تغییر می‌کند (جدول ۳، شکل ۷). مقایسه مقادیر فوق با نسبت‌های سنگ-های آرایش نیافته [۱۰] در همین مجموعه نشان می‌دهد که

جدول ۳ محتوای ایزوتوپی Sm-Nd سنگ‌های پلوتونیک منطقه‌ی الوند. از طریق محاسبه $\epsilon\text{Nd}(t)$ سن گرانیته‌ها (G) ۱۶۰ میلیون سال و سن دیوریت‌ها (D) ۱۶۵ میلیون سال به دست آمده است [۱۰].

Sample	Sm (mg/g)	Nd (mg/g)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}(t)$
Gnj G1	۶٫۶۴۱	۳۲٫۶۹	۰٫۱۲۵۹	۰٫۵۱۲۳۴۸	-۳٫۵۱
Kh G2	۱۱٫۵۳	۶۳٫۰۲	۰٫۱۱۲۶	۰٫۵۱۲۳۴۶	-۳٫۹۸
2G3	۷٫۶۳۷	۳۷٫۷۷	۰٫۱۲۴۸	۰٫۵۱۲۴۰۰	-۳٫۱۸
G4	۷٫۳۷۳	۴۴٫۳۵	۰٫۱۰۲۶	۰٫۵۱۲۳۶۱	-۳٫۴۸
Kh-D1	۵٫۷۰۶	۲۷٫۷۴	۰٫۱۲۶۶	۰٫۵۱۲۴۴۲	-۲٫۳۵
D2	۶٫۵۱۶	۳۱٫۴۸	۰٫۱۲۷۶	۰٫۵۱۲۵۱۱	-۱٫۰۲
1D3	۶٫۱۲۲	۳۰٫۰۷	۰٫۱۲۵۳	۰٫۵۱۲۵۲۱	-۰٫۷۸
D4	۵٫۶۸۲	۲۷٫۴۷	۰٫۱۲۶۷	۰٫۵۱۲۵۲۱	۰٫۸۳

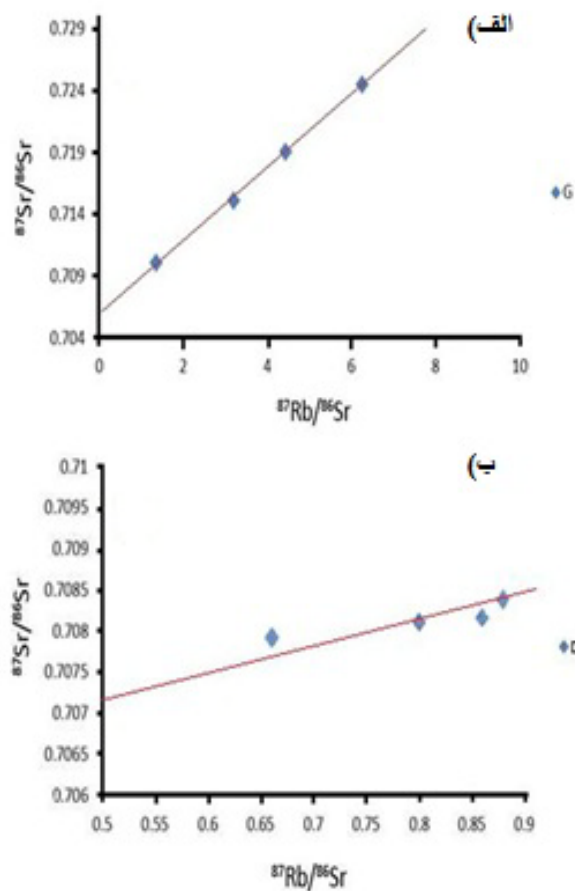


شکل ۸ نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در مقابل $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ که نشانگر خاستگاه پوسته‌ای مونوزوگرانیت‌ها (G) و خاستگاه گوشته‌ای دیوریت‌های (D) آرایش یافته (دورگه شده) است.

خاستگاه گوشته‌ای خالص هستند.

Sr_i برای گرانیته‌ها حدود 0.7076 و برای دیوریت‌ها 0.7072 است ولی داده‌های ایزوتوپی Nd همزمانی معناداری برای تعیین Nd_i این سنگ‌ها به دست نمی‌دهند. بنابر داده‌های Sr_i و Nd_i [۱۰] (جدول ۴، شکل ۱۰) چنین نتیجه‌گیری می‌شود که سنگ‌های مافیک و فلسیک توده‌ی نفوذی الوند بر اثر جدایی یک ماگمای واحد به وجود نیامده‌اند. به این دلیل که Nd_i و Sr_i این دو گروه سنگ ثابت و مشابه نیستند.

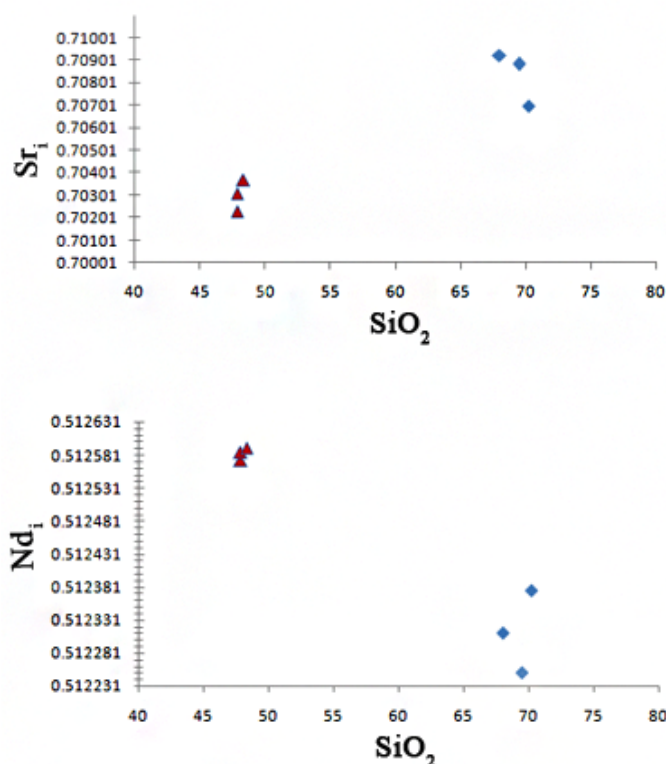
داده‌های Rb-Sr سن همزمانی برای گرانیته‌های نوع S (شکل ۹ الف) و دیوریت‌ها (شکل ۹ ب) به ترتیب ۱۲۰ و ۲۰۰ میلیون سال را نشان می‌دهند که البته با سن به دست آمده از روش U-Pb تفاوت دارد [۱۶۵-۱۶۰ میلیون سال، شهبازی و همکاران (۲۰۱۰)]. داده‌های Sm-Nd همزمان معناداری را بدست نمی‌دهند. شواهد ایزوتوپی Sr-Nd نشان دهنده‌ی مقادیر بالاتر $^{87}Sr/^{86}Sr$ و مقادیر پایین‌تر $^{143}Nd/^{144}Nd$ و Nd_i دیوریت‌های آلاش یافته نسبت به دیوریت‌های معمولی با



شکل ۹ همزمانی‌های الف) موزوگرانیته‌ها و ب) دیوریت‌ها. برای توضیحات بیشتر به متن مراجعه کنید.

جدول ۴ محتوی ایزوتوپی Sr_i , Nd_i , Si سنگ‌های مافیک و فلسیک مجموعه پلوتونیک الوند (مطابق [۱۰]).

Sample	SH ₁₀₂	SH ₁₀₄	SH ₁₁₀	SH ₁₄₇	SH ₂₁₉	SH ₇₂
SiO ₂	۴۷,۸۸	۴۷,۸۸	۴۸,۳۶	۶۷,۹۹	۷۰,۲۱	۶۹,۵۰
Sr _i	۰,۷۰۳۰۸	۰,۷۰۲۲۸	۰,۷۰۳۶۹	۰,۷۰۹۲۴	۰,۷۰۶۹۹	۰,۷۰۸۸۳
Nd _i	۰,۵۱۲۵۷۳	۰,۵۱۲۵۸۵	۰,۵۱۲۵۹۲	۰,۵۱۲۳۱۲	۰,۵۱۲۳۷۶	۰,۵۱۲۲۵۲



شکل ۱۰ نمودار Sr_1 و Nd_1 در مقابل SiO_2 برای سنگ‌های مافیک و فلسیک مجموعه‌ی پلوتونیک الوند. (بر اساس داده‌های برداشت شده از [۱۰] که در جدول ۴ ارائه شده است). مثلث= سنگ‌های مافیک، لوزی= سنگ‌های فلسیک.

بحث

امکان تبلور آن‌ها از ماگماهای مولد سنگ‌های درونگیر را منتفی می‌سازد.

نفوذ ماگماهای دیوریتی در آندالوزیت شیست‌های مسیر حرکت آن‌ها به سمت سطوح بالاتر پوسته، موجب قطعه قطعه شدن شیست‌ها شده است. به گونه‌ای که بقایای از کانی‌های موجود در شیست‌ها در ماگما به چشم می‌خورند. کانی‌های دیرگدازی همچون آندالوزیت به رغم هضم نشدن، با ماگما وارد واکنش شده که سبب تبدیل آن‌ها به سیلیمانیت و احاطه شدن آن‌ها با حاشیه‌های واکنشی از اسپینل و پلاژیوکلاز گردیده است. با توجه به اینکه پورفایروبلست‌های آندالوزیت حداکثر ۱۰ تا ۱۵٪ از ترکیب شیست‌های آندالوزیت‌دار را تشکیل می‌دهند چنین استنباط می‌شود که ۸۵ تا ۹۰٪ باقیمانده‌ی ترکیب سنگ‌ها در ماگمای دیوریتی هضم و موجب آرایش آن‌ها شده است. اگر رخنمون سنگ‌های دیوریتی را تنها حاوی ۵٪ از زینوکریست‌های آندالوزیت در نظر بگیریم آنگاه ماگمای دیوریتی حدود ۷ تا ۸ برابر این مقدار (نسبت/مقدار شیست به پورفایروبلست‌های آندالوزیت) یعنی نزدیک به ۳۵ تا ۴۰٪ مواد شیست را در خود خواهد داشت. بنابراین چنین نتیجه‌گیری می‌کنیم که ماگمای دیوریتی که دمای نسبتاً بالایی داشته و

بر اساس بررسی‌های پیشین، توده‌ی نفوذی الوند در اثر تزریق مکرر ماگماهایی با ترکیب‌های متفاوت، وابسته به منابع ماگمایی مختلف تشکیل شده است [به عنوان مثال، سپاهی ۱۹۹۹ و ۲۰۰۸]. به منظور سهولت بیشتر، سنگ‌های مورد بررسی مجموعه‌ی الوند را می‌توان در دو گروه اصلی رده بندی کرد: (۱) سنگ‌های غیر آرایش یافته یا سنگ‌های فاقد نشانه‌های چشمگیر هضم/ آرایش، (۲) سنگ‌های حاوی زینوکریست‌هایی با خاستگاه دگرگونی نظیر آندالوزیت/ سیلیمانیت مشتق از سنگ‌های پلیتی.

نشانه‌های آرایش ناشی از سنگ میزبان دگرگون در شماری از سنگ‌های دیوریتی پلوتون الوند کاملاً مشهود است. ماگماهای مافیک و گرانیتی در مکان‌هایی که در داخل سنگ‌های متاپلیتی نفوذ کرده‌اند حاوی کانی‌هایی با خاستگاه دگرگونی هستند (شکل ۵). این تغییر ترکیب کانیایی موجب تغییر ویژگی‌های ایزوتوپی سنگ‌های با خاستگاه آذرین خصوصاً در دیوریت‌های غنی از زینوکریست/زینولیت شده است. عدم همخوانی توزیع اندازه و ترکیب زینوکریست‌ها با اندازه‌ی بلور سنگ‌های درونگیر مجاور به گونه‌ای است که

آلایش یافته به ترتیب بیشتر و کمتر است. نسبت اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ سنگ‌های آلایش یافته (۰/۷۰۶) بیش از سنگ‌های مافیک معمولی (کمتر از ۰/۷۰۴) است. نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و مقادیر ϵ_{Nd} سنگ‌های آلایش یافته به دلیل آلایش با میزان متاپلیتی از ترکیب گوشته‌ای به سمت ترکیب پوسته‌ای تر تغییر یافته است.

به دلیل پیچیدگی سنگ‌زایی پلوتون الوند و وجود طیف گسترده‌ی سنگ‌ها در اثر تبلور ماگماهایی با ترکیبات متفاوت و دست کم سه ضربان ماگمایی (۵ و ۷) تفسیر شکل‌گیری ماگما و فرایندهای آن بسیار دشوار است. فرایندهایی همچون آلایش با سنگ‌های درونگیر مختلف به ویژه سنگ‌های متاپلیتی موجب تغییرات بافتی، کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و ایزوتوپی در سنگ‌های نفوذی توده‌ی پلوتونیک الوند شده‌اند. به سبب آلایش با سنگ‌های متاپلیتی، مقادیر ایزوتوپی سنگ‌های دیوریتی به سوی ترکیبات پوسته‌ای سوق یافته است، و لذا در تفسیر سنگ‌زایی (سنگ‌زادی) باید دقت کافی صورت گیرد.

یکی از مشکلات اساسی در تفسیر صحیح شکل‌گیری سنگ-زادی و زمین‌شناسی سنگ‌های پلوتونیک منطقه همدان و به-طور کلی منطقه سنندج-سیرجان تعیین خاستگاه این سنگ‌هاست. بررسی‌های ما حاکی از آنست که تعیین خاستگاه سنگ‌های نفوذی به دلیل تغییر ترکیب گرانیتوئیدها و سنگ‌های مافیک در نتیجه‌ی فرایندهای زمین‌شناسی چون آلایش/هضم و تغییر متعاقب ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های پلوتونیک در پاسخ به آلایش با سنگ‌های درونگیر پلیتی دشوارتر شده است.

مراجع

- [۱] ایرانی م، "بررسی پترولوژی توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران (۱۳۷۲).
- [۲] صادقیان م، "بررسی پترولوژی سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه چشمه قصابان همدان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران (۱۳۷۳).
- [۳] هادی‌پور جهرمی م، "متمورفیزم و ماگماتیزم منطقه همدان-ملایر-تویسرکان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۷۳).
- [۴] ترکیان ا، "مطالعه پتروگرافی و پتروفابریکی بگماتیت‌های همدان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران (۱۳۷۴).

قربت مکانی نزدیکی با شیست‌های پلیتی داشته است، به گونه‌ای به‌وسیله‌ی شیست‌ها آلایش یافته که علائم ژئوشیمیایی آن (یعنی نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd) تحت تاثیر این برهم-کنش قرار گرفته است. اختلاف زیادتر ترکیب شیمیایی دیوریت‌ها و شیست‌ها نیز می‌تواند در افزایش آلایش آن‌ها به-وسیله‌ی شیست‌ها دخیل باشد.

گذشته از شواهد کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی موجود، دلایل شیمیایی مبنی بر هضم/آلایش در پلوتون الوند، خصوصاً در سنگ‌های دیوریتی این توده‌ی نفوذی، موجود است. ماگماهای ریشه گرفته از گوشته، عموماً در بر گیرنده $500-600 \text{ ppm Sr}$ هستند که این مقدار در اثر آلایش با مواد پوسته‌ای کاهش می‌یابد. در سنگ‌های دیوریتی آلایش یافته‌ی مورد بررسی در توده با خاستگاه آذرین الوند، مقدار Sr کمتر از 300 ppm است که اهمیت آلایش ماگمای دیوریتی در اثر هضم سنگ‌های درونگیر را روشن می‌کند (سنگ میزان متاپلیتی). این نظریه با مشاهدات صحرائی و بررسی‌های سنگ نگاری سنگ‌های یاد شده همخوانی دارد. مقدار بیشتر Rb و کمتر Sr در نمونه‌های دیوریتی آلایش یافته در مقایسه با سنگ‌های دیوریتی معمولی می‌تواند با آلایش ماگمای دیوریتی به‌وسیله‌ی میزان رسوبی دگرگون شده و/یا اختلاط با ماگمای دیگر تولید کننده موزوگرانیت‌های نوع S در ارتباط باشد. نسبت بالای $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در بازه‌ی ۰/۷۰۷۹ تا ۰/۷۰۸۵ (ϵ_{Sr}) بیشتر از ۰/۷۰۴) و نسبت‌های اندک $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در بازه‌ی ۰/۵۱۲۴۴ تا ۰/۵۱۲۵۲ که با مقدار ϵ_{Nd} سنگ‌های دیوریتی آلایش یافته از ۰/۷۸- تا ۲/۳۵- همخوانی دارد، نشان دهنده‌ی آن است که این سنگ‌ها تحت تاثیر فرایندهای آلایش و احتمالاً اختلاط قرار گرفته‌اند. به‌طور کلی علائم ایزوتوپی نشانگر آنند که دیوریت‌های آلایش یافته نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بالاتر و نسبت $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ پایین‌تر و مقدار ϵ_{Nd} کمتری نسبت به دیوریت‌های معمولی با خاستگاه گوشته‌ای خالص دارند (تصاویر ۷ و ۸).

برداشت

در مقایسه با سنگ‌های غیر آلایشی یا کمتر آلایش یافته، علائم ایزوتوپی و ژئوشیمیایی سنگ‌های با خاستگاه آذرین درونی الوند آلایش یافته‌ی، به ویژه سنگ‌های مافیک محتوی زینوکریست‌های Al_2SiO_5 ، نشان‌دهنده تغییرات مقادیر Rb و Sr هستند. علیرغم شباهت مقادیر Sm و Nd، نسبت ایزوتوپی این سنگ‌ها تحت تاثیر آلایش قرار گرفته است (جدول ۱ تا ۳). مقادیر Rb و Sr این سنگ‌ها در مقایسه با سنگ‌های غیر

- [16] Rashidnejad-Omran N., Emami M.H., Sabzehei M., Rastad E., Bellon H., "Lithostratigraphy and Paleozoic to Paleocene history of some metamorphic complexes from Muteh area, Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)", *Comptes Rendus Geosciences* 334/16 (2002) 1185-1191.
- [17] Sheikholeslami R., Bellun H., Emami M.H., Sabzehei M., Pique A., "New structural and K40-Ar40 data for the metamorphic rocks in Neyriz area (Sanandaj-Sirjan Zone, southern Iran): Their interest for an overview of the Neo-Tethyan domain in the Middle East", *Comptes Rendus Geosciences* 335/13 (2003) 981-991.
- [18] Sepahi A.A., Whitney D.L., Baharifar A.A., "Petrogenesis of andalusite-kyanite-sillimanite veins and host rocks, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Hamedan, Iran", *Journal of Metamorphic geology* 22 (2004) 119-134.
- [۱۹] بهاری فر ع. ا.، "پترولوژی سنگ‌های منطقه همدان"، رساله دکتری پترولوژی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۸۳).
- [20] Ahmadi-Khalaji A., Esmaeily D., Valizadeh M.V., Rahimpour-Bonab H., "Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 29/(5-6) (2007) 859-877.
- [21] Masoudi F., "Contact metamorphism and pegmatites development in the region SW of Arak, Iran", Ph. D. Thesis, University of Leeds, UK (1997).
- [22] Arvin M., Pan Y., Dargahi S., Malekzadeh A., Babaei A., "Petrochemistry of the Siah-Kuhgranitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neo-Tethys subduction", *Journal of Asian Earth Sciences* 30 (2007) 474-479.
- [23] Mahmoudi Sh., Corfu F., Masoudi F., Mehrabi B., Mohajjel M., "U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan zone, Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 41 (2011) 238-249.
- [24] Ahadnejad V., Valizadeh M.V., Deevsalar R., Rezaei-Kahkhaie M., "Age and geotectonic position of the Malayergranitoids: implication for plutonism in the Sanandaj-Sirjan Zone, W Iran", *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen* 261/1 (2011) 61-75.
- [25] Esna-Ashari A., Tiepolo M., Valizadeh M.V., Hassanzadeh J., Sepahi A.A., "Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarzgranitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 43 (2012) 11-22.
- [۵] سپاهی گرو ع. ا.، "پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرش ویژه بر گرانیتوئیدها"، رساله دکتری پترولوژی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۷۸).
- [۶] هاشمی م.، "مطالعه فرایندهای تحول ماگمایی در مجموعه پلوتونیک الوند"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا همدان (۱۳۸۴).
- [7] Sepahi A.A., "Typology and petrogenesis of granitic rocks in the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran: With emphasis on the Alvand plutonic complex", *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen* 247 (2008) 295-312.
- [8] Ghalamghash J., Mirnejad H., Rashid H., "Mixing and mingling of mafic and felsic magmas along the Neo-Tethys continental margin, Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran: A case study from the Alvand pluton", *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen: Journal of Mineralogy and Geochemistry* 186/1 (2009) 79-93.
- [۹] شهبازی ح.، "پترولوژی سنگ‌های آذرین و میگماتیت‌های مجموعه الوند و توده نفوذی الموقلاغ همدان و ارتباط ژنتیکی بین آن‌ها"، رساله دکتری پترولوژی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران (۱۳۸۹).
- [10] Shahbazi H., Siebel W., Pourmoafee M., Ghorbani M., Sepahi A.A., Shang C.J., Vousoughi-Abedini M., "Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism", *Journal of Asian Earth Sciences* 39 (2010) 668-683.
- [11] Aliani F., Maanijou M., Sabouri Z., Sepahi A.A., "Petrology, geochemistry and geotectonic environment of the Alvand Intrusive Complex, Hamedan, Iran", *Chemie der Erde-Geochemistry* 72 (2012) 363-383.
- [12] Sepahi A.A., Borzoei K., Salami S., "Mineral chemistry and thermobarometry of plutonic, metamorphic and anatectic rocks from the Tueyserkan area (Hamedan, Iran)", *Geological Quarterly* 57/3 (2013) 515-526.
- [13] Alavi M., "Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations", *Tectonophysics* 229 (1994) 211-238.
- [14] Alavi M., "Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution", *American Journal of Science* 304 (2004) 1-20.
- [۱۵] بهاری فر ع. ا.، "نگرشی نو بر پتروژنز سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای همدان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۷۶).