



سنگ‌شناسی و ژئوشیمی گدازه‌های بالشی و سنگ‌های مافیک در بخش میانی پهنه‌ی گسلی نصرت آباد-کهورک، شرق ایران

حليمه مجده‌ی مقدم^{*} ، علی احمدی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان

(دریافت مقاله: ۹۲/۱۱/۱۵، نسخه نهایی: ۹۳/۴/۲۹)

چکیده: سنگ‌های مافیک واقع در پهنه‌ی گسلی نصرت آباد-کهورک، در یک صد کیلومتری غرب زاهدان، شرق ایران، به ردیفی از سنگ‌های پریدوتیت، گابرو، دیاباز، بازالت بالشی و رادیولاریت وابسته‌اند که نشان دهنده‌ی ماهیت افیولیتی آن‌هاست. بنابراین، سنگ‌های مافیک یاد شده نشان دهنده‌ی بخشی از پوسته‌ی اقیانوسی فسیل شده بوده و از نظر ترکیب شیمیایی قابل مقایسه با بازالت‌های رشتہ‌های میان اقیانوسی (MORB) هستند. این سنگ‌ها از پلاژیوکلاز، پیروکسن، کلریت، کلسیت و مگنتیت تشکیل شده و فاقد الیوین هستند. میانگین عدد منیزیمی برابر است با ۵۲ با مقادیر متوسط $MgO = 6.24\text{wt\%}$ ، $\text{Cr} = 371\text{ppm}$ و $\text{Ni} = 109\text{ppm}$. نشان دهنده این است که ماغما‌ی تشکیل دهنده این سنگ‌ها اولیه نبوده و جدایش بلورین را از سر گذرانده است. مقادیر نسبتاً بالای Na_2O این سنگ‌ها نشان دهنده واکنش ماغما‌ی سازنده‌ی آن‌ها با آب دریا و اسپلیتی شدن خفیف سنگ‌هاست. نسبت‌های پایین LILE/HFSE نشان دهنده شباهت ژئوشیمیابی ماغما‌های سازنده این سنگ‌ها به بازالت‌های رشتہ‌های میان اقیانوسی (MORB) و شیب ملایم در نمودارهای عنکبوتی و عناصر نادر خاکی و نیز پایین بودن نسبت‌های LREE/HREE حاکی از نزدیکی آن‌ها به ماغما‌های مورب عادی (N-MORB) است. بنابراین، چنین انگاشته‌می‌شود که پهنه‌ی گسلی نصرت آباد-کهورک در آغاز پیدایش به صورت یک شکافت میان اقیانوسی عمل کرده است.

واژه‌های کلیدی: مورب؛ سنگ‌های مافیک؛ افیولیت؛ پهنه‌ی گسلی نصرت آباد-کهورک.

مقدمه
البرز، افیولیت‌ها و آمیزه‌های رنگین در مرزهای خرد قاره ایران مرکزی و شرق ایران. [۴] افیولیت‌های موجود در گستره‌ی ایران را در سه گروه بزرگ قرار دادند که از نظر سن، ترکیب و محیط زمین‌شناسی نسبت به هم متفاوتند، این سه گروه عبارتند از:

بسیاری از پژوهشگران، افیولیت‌های ایران را از جنبه‌های مختلف مورد بررسی قرار داده‌اند [۲، ۱]. اولین بار [۳] افیولیت‌های ایران را به چهار گروه تقسیم کرد: افیولیت‌های زاگرس، افیولیت‌های شمال غربی ایران، افیولیت‌های شمال رشته کوه

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۵۷۱۰۳۰۴۴، نامبر: ۰۵۴۳۳۴۶۵۶۵، پست الکترونیکی: Halimeh.mojadadi@gmail.com

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، که به صورت اکسید بیان شده است.

sampel	N-K-1	N-K-3	N-K-5	N-K-7	N-K-9	N-K-11	N-K-13	N-K-15	N-K-17
Rock Type	G	B	B	D	B	D	B	D	B
SiO ₂	۴۵/۷۷	۴۵/۴۵	۵۲/۲۴	۴۴/۷۴	۵۱/۵۲	۴۴/۹۶	۴۸/۸۲	۴۴/۲۰	۴۶/۵۹
Al ₂ O ₃	۱۳/۳۶	۱۳/۲۳	۱۰/۲۱	۱۳/۸۶	۱۱/۸۲	۱۱/۶۳	۱۲/۳۱	۱۵/۱۴	۱۲/۷۲
Fe ₂ O ₃	۲/۱۸	۳/۲۰	۳/۰۳	۳/۷۸	۳/۱۱	۳/۸۸	۳/۳۴	۳/۳۳	۲/۸۷
FeO	۶/۹۱	۶/۰۲	۵/۹۲	۹/۰۴	۵/۴۲	۸/۲۶	۷/۱۰	۸/۰۰	۴/۲۲
MgO	۹/۲۶	۴/۷۱	۲/۸۹	۵/۸۷	۳/۴۲	۶/۱۷	۴/۹۵	۶/۶۳	۲/۸۷
CaO	۱۵/۹۱	۱۶/۵۶	۱۲/۰۷	۱۲/۴۶	۱۱/۸۵	۱۴/۳۰	۱۰/۲۹	۱۴/۶۹	۲۰/۰۹
Na ₂ O	۲/۲۵	۴/۰۴	۵/۳۰	۳/۲۰	۵/۷۰	۳/۲۵	۵/۷۹	۲/۵۲	۴/۳۴
K ₂ O	۰/۱۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱
TiO ₂	۰/۶۲	۱/۵۸	۱/۴۱	۲/۲۴	۱/۵۰	۲/۲۹	۱/۷۳	۱/۷۹	۱/۲۶
P ₂ O ₅	۰/۰۶	۰/۲۵	۱/۶۲	۰/۳۳	۰/۲۹	۰/۳۸	۰/۳۴	۰/۲۷	۰/۲۶
MnO	۱/۸۰	۱/۴۹	۱/۱۲	۲/۳۵	۱/۳۷	۲/۱۲	۱/۷۳	۲/۲۴	۱/۳۶
LOI	۲/۵۸	۶/۸۵	۵/۵۹	۲/۶۰	۶/۳۸	۲/۴	۶/۰۹	۲/۳	۷/۰۴
SUM	۹۶/۳	۹۲/۹	۹۲/۶۱	۹۷/۶۹	۹۲/۸۲	۹۴/۳۵	۹۳/۱۴	۹۷/۶۴	۹۳/۱۵
Mg#	۶۸/۹۴	۵۳/۵۹	۴۲/۲۶	۴۹/۵۵	۴۷/۴۸	۵۲/۰۴	۵۱/۶۳	۵۵/۶۷	۴۷/۶۶

B: بازالت، G: گابرو، D: دیاباز؛ مقادیر به صورت مجموع صد (۱۰۰) برای مقادیر بدون LOI نشان داده شده است تا مقایسه برای خواننده آسان گردد و مقادیر LOI و مجموع واقعی آمده است؛ - عدد منیزیمی (Mg#) بر اساس $\Sigma FeO = 0.85 \Sigma Fe$ حساب شده است.

جدول ۲ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کم مقدار (ppm)

sampel	N-K-1	N-K-3	N-K-5	N-K-7	N-K-9	N-K-11	N-K-13	N-K-15	N-K-17
Rock Type	G	B	B	D	B	D	B	D	B
La	۱/۱۳	۲/۹۲	۴/۲۱	۳/۲۷	۳/۲۰	۴/۱۶	۳/۸۲	۳/۰۴	۴/۰۲
Ce	۲/۸۸	۸/۱۳	۸/۲۳	۹/۹۸	۸/۵۷	۱۲/۳۹	۹/۲۳	۸/۹۲	۹/۶۹
Pr	۰/۵۷	۱/۴۲	۱/۶۰	۱/۷۹	۱/۵۳	۲/۰۹	۱/۶۹	۱/۶۴	۱/۶۱
Nd	۲/۸۵	۷/۰۳	۷/۷۹	۹/۱۴	۷/۳۰	۱۰/۱۷	۸/۳۵	۸/۶۹	۷/۸۸
Sm	۱/۰۹	۲/۲۴	۲/۳۷	۳/۱۷	۲/۲۸	۳/۲۶	۲/۵۹	۲/۸۶	۲/۳۲
Eu	۰/۴۹	۰/۸۳	۰/۸۱	۱/۱۸	۰/۷۹	۱/۱۷	۰/۰۹	۱/۰۳	۰/۷۹
Dy	۲/۱۶	۲/۹۷	۲/۸۴	۵/۴۵	۳/۵۶	۵/۲۸	۴/۰۴	۵/۰۰	۳/۶۸
Yb	۱/۴۸	۲/۴۷	۲/۴۹	۳/۵۴	۲/۴۷	۳/۵۰	۲/۶۷	۲/۲۵	۲/۴۰
Lu	۰/۲۷	۰/۰۵	۰/۴۸	۰/۶۴	۰/۴۶	۰/۶۴	۰/۰۱	۰/۶۴	۰/۴۷
Y	۱۴/۱۹	۲۸/۰۶	۲۶/۶۲	۳۵/۴۴	۲۳/۳۱	۲۱/۳۳	۲۴/۳۲	۲۹/۱۲	۲۰/۷۷
Cs	۱/۳۷	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۴۰	۰/۰۱	۰/۹۸	۰/۰۰	۰/۳۲	۰/۰۲
Rb	۱۴/۸۱	۰/۷۳	۴/۰۷	۱/۲۱	۱/۴۹	۱/۷۵	۱/۸۲	۱/۹۱	۱/۴۷
Ba	۶۹/۰۰	۷/۰۰	۱۰/۰۰	۱۲/۰۰	۱۱/۰۰	۱۲/۰۰	۱۱/۰۰	۱۱/۰/۰	۱۰/۲۰۰
Th	۰/۰۰	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۰۳	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۰۱۵
U	۰/۰۱	۰/۰۸	۰/۰۳۰	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۶	۰/۰۱۳	۰/۰۴	۰/۰۳۳
Ta	۰/۰۷	۰/۰۲۶	۰/۰۳۵	۰/۰۲۶	۰/۰۳۷	۰/۰۲۸	۰/۰۲۸	۰/۰۲۶	۰/۰۲۶
Nb	۰/۳۸	۱/۵۸	۱/۴۸	۱/۰۹	۱/۰۸	۲/۵۹	۱/۹۰	۱/۹۴	۱/۹۶
La	۱/۱۳	۲/۹۲	۴/۲۱	۳/۲۷	۳/۲۰	۴/۱۶	۳/۸۲	۳/۰۴	۴/۰۲
Ce	۲/۸۸	۸/۱۳	۸/۲۳	۹/۹۸	۸/۵۷	۱۲/۳۹	۹/۲۳	۸/۹۲	۹/۶۹
Sr	۱۷۲/۹۳	۱۱۸/۹۰	۸۴/۹۱	۲۰/۳۶	۱۳۶/۸۷	۲۴۵/۵۲	۱۲۲/۵۷	۱۲۱/۴۲	۴۷/۴۹
Nd	۲/۸۵	۷/۰۳	۷/۷۹	۹/۱۴	۷/۳۰	۱۰/۱۷	۸/۳۵	۸/۶۹	۷/۸۸
Hf	۱/۲۲	۳/۰۲	۳/۳۰	۳/۶۴	۳/۸۵	۴/۹۰	۴/۲۱	۳/۴۶	۳/۴۱
Zr	۲۶/۱۹	۹۸/۲۷	۹۳/۱۰	۹۲/۴۳	۹۳/۷۸	۱۲۵/۱۲	۱۱۰/۲۴	۷۵/۷۵	۹۰/۵۰
Sm	۱/۰۹	۲/۲۴	۲/۲۷	۳/۱۷	۲/۲۸	۳/۲۶	۲/۵۹	۲/۸۶	۲/۲۳

۱- نوار زاگرس - عمان، ۲- نوار ایران مرکزی، ۳- نوار مکران - زاهدان.

گدازهای بالشی موجود در افیولیت‌ها نشانه‌ای از برون ریزی گدازه‌ها در محیط‌های آبی دریایی هستند و اطلاعات ارزشمندی در مورد خاستگاه گدازه‌ی اولیه، درصد گداخت بخشی، محیط زمین‌ساختی و فرایندهای آتش‌شناختی زیر دریایی در اختیار محققان قرار می‌دهند [۵]. گدازهای بالشی واحد پراهمیت مجموعه‌های افیولیتی هستند که افق خاصی را در بخش پوسته‌ای افیولیت‌ها، مستقیماً زیر بخش رسوبی و روی دایک‌های دیابازی اشغال می‌کنند [۶]. وجود گدازهای بالشی در مجموعه‌های افیولیتی نشان دهنده‌ی تشکیل آن‌ها در یک موقعیت و خاستگاه گسترش بستر دریاست. در این پژوهش، گدازهای بالشی و دایک‌های دیابازی مجموعه‌ی افیولیتی نصرت آباد، واقع در غرب زاهدان، بر پایه‌ی بررسی‌های صحرایی و سنگ‌شناسی مورد بررسی قرار گرفته و نیز با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی واحدهای مافیک از افیولیت نامبرده خاستگاه احتمالی ماگما و جایگاه زمین‌ساختی این سنگ‌ها تعیین شده است.

نمونه برداری و روش بررسی

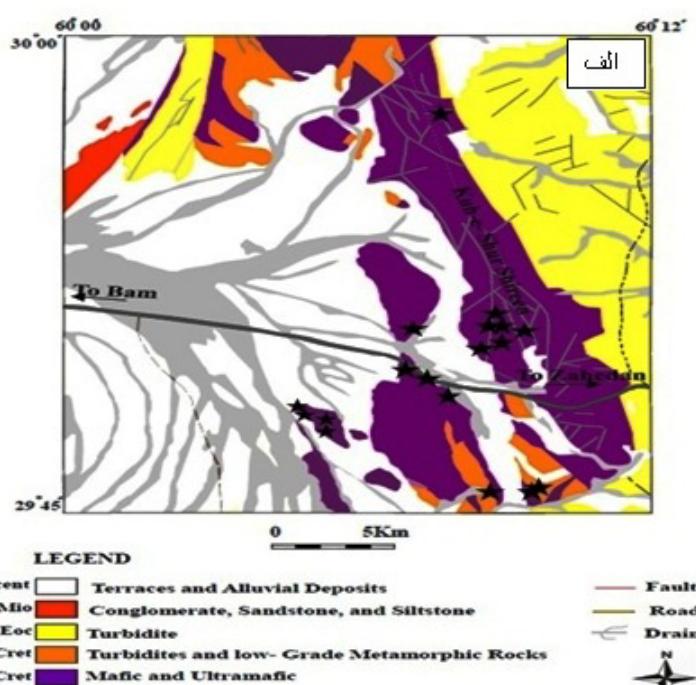
به‌منظور بررسی سنگ‌های مافیک منطقه نصرت آباد بازالت‌های بالشی، دیابازها و گابروها مورد بررسی صحرایی قرار گرفتند و سپس نمونه‌برداری از رخنمون‌ها انجام شد. بیش از ۷۰ نمونه دستی برای بررسی‌های دقیق‌تر به آزمایشگاه منتقل شده و از بین آن‌ها حدود ۴۰ نمونه برای تهییه مقاطع نازک انتخاب شدند. سپس بررسی‌های سنگنگاری انجام شد. برای بررسی‌های ژئوشیمیایی، تعداد ۹ نمونه (۵ نمونه گابرو) از نمونه‌های یاد شده انتخاب شدند. نمونه‌ها پودر شده و به روش طیف‌سنگی پرتو X (XRF) در آزمایشگاه کانسaran بینالود مورد بررسی قرار گرفتند. علاوه براین، ۳۱ عنصر کم مقدار به روش ICP-AES در مرکز پژوهش‌های کاربردی زمین‌شناسی اندازه‌گیری شدند (جدول‌های ۱، ۲).

مورد بررسی، گدازه‌های بالشی روی گابروها، دیابازها و پریدوتیت‌ها قرار گرفته‌اند. در بیشتر نقاط رادیولاریت‌ها روی گدازه‌های بالشی قرار دارند یا با آن‌ها آمیزه تشکیل داده‌اند، که نشان دهنده‌ی فوران گدازه‌های بالشی در اعمق آب است. بر اساس این شواهد در صحراء، به نظر می‌رسد که پهنه‌ی گسلی نصرت آباد-کهورک در اصل یک شکاف میان اقیانوسی باشد (شکل ۱ الف). سنگ‌های گابرویی موجود در مجموعه افیولیتی به‌رنگ خاکستری‌تیره تا سبزتیره و با دانه‌بندی متوسط است. این سنگ‌ها به شدت تحت تأثیر فرایندهای زمین‌ساختی قرار گرفته و گسله شده‌اند، که همین عامل در تسریع هوazardگی و تجزیه این واحد (واحد گابرویی) نقش بسزایی داشته است (شکل ۲ الف). مرز این سنگ‌ها با واحدهای مجاور اغلب به صورت گسله است. واحد دیابازی دارای رنگ هوazardه سیاه و نمونه‌ی تازه‌ی آن به رنگ سبز زیتونی تا خاکستری‌تیره و ریزدانه است (شکل ۲ ب). گابروها به‌طور فرعی، همراه این واحد دیده می‌شوند. ترکیب کانی‌شناسی دیابازها، تا حدودی با گابروها یکسان است. واحد بازالت‌های بالشی از جنس گدازه‌های بازالتی است که ساختار بالشی دارند.

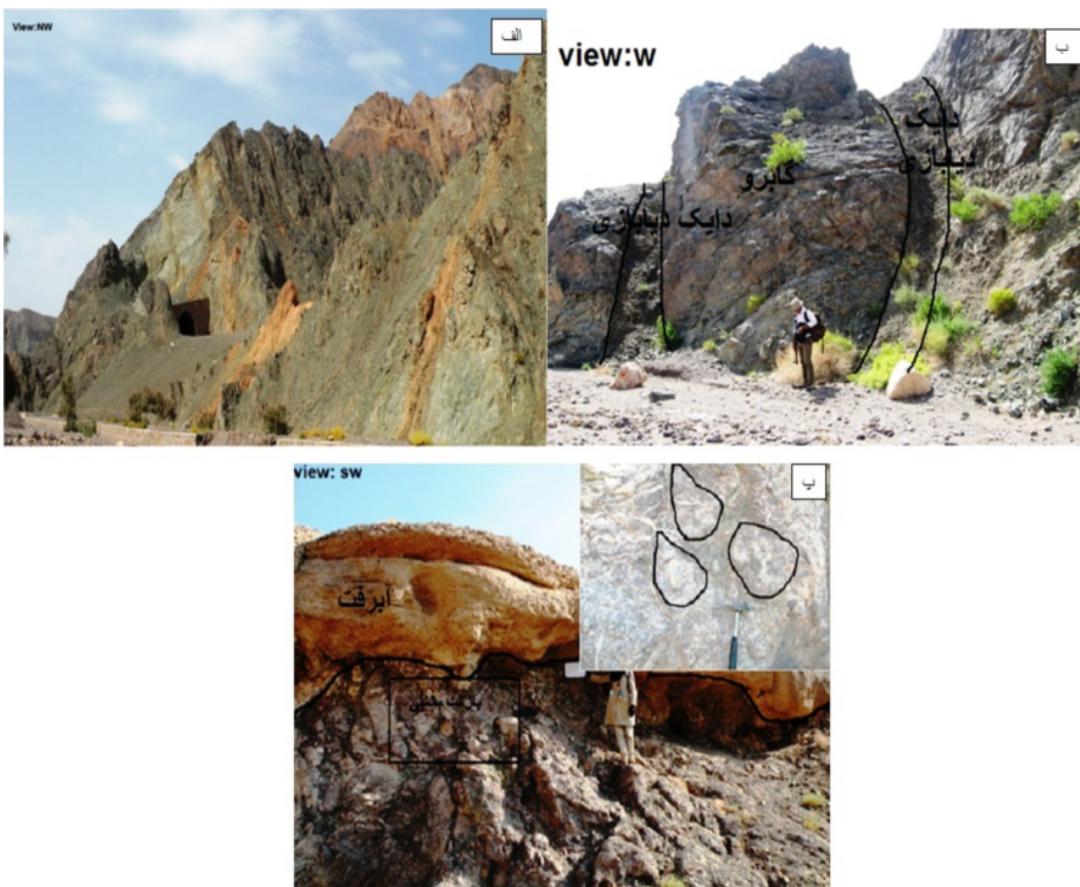
بازالت‌های بالشی نسبتاً تازه هستند. این روانه‌ها را آگلومرا که جور شدگی ضعیفی دارد و دارای خاستگاه بازالتی بوده، همراهی می‌کنند. ضخامت قابل دید این واحد در حدود ششصد متر است، ولی امکان دارد بیش از این نیز باشد. این واحد تجزیه بازالت‌های بالشی نسبتاً تازه هستند. این روانه‌ها را آگلومرا که جور شدگی ضعیفی دارد و دارای خاستگاه بازالتی بوده، همراهی می‌کنند. ضخامت قابل دید این واحد در حدود ششصد متر است، ولی امکان دارد بیش از این نیز باشد. این واحد تجزیه

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

منطقه‌ی مورد بررسی در شرق ایران، در حاشیه جنوب شرقی پهنه‌ی لوت و مرز جنوب غربی زمیندرز سیستان، و حدود ۹۵ کیلومتری غرب زاهدان قرار گرفته است. در این منطقه دو پهنه‌ی زمین‌ساختی لوت و زمیندرز سیستان به‌وسیله‌ی پهنه‌ی گسلی نصرت آباد-کهورک از هم جدا شده‌اند (شکل ۱ ب). افیولیت‌های نصرت آباد در راستا این پهنه‌ی گسلی واقع شده‌اند. در غرب این افیولیت‌ها، بلوک لوت با پوسته‌ی قاره‌ای و پی‌سنگ پرکامبرین و در شرق آن، ردیف چین خورده-گسله و دگرگونه رسوپ‌های فلیشی خاور ایران قرار دارد. دنباله‌ی فلیش کرتاسه بالایی، قدیمی‌ترین دنباله‌ی سنگی رخمنون یافته در زمیندرز سیستان بوده که واحد دگرگونی اندک با دگریختی بسیار است و از: شیل سبز، ماسه‌سنگ آرکوزی، گریوک، سیلتستون، توفیت و کوارتزیت تشکیل شده است. ردیف رسوپی با شدت دگرگونی کم و دگریختی زیاد با سن ائوسن، بخش اصلی این زیر زون است. تشکیل دهنده‌های مهم این ردیف، شیل‌های سبز و خاکستری با میان لایه‌های آهک‌های آرزیلیتی است. سنگ‌های افیولیتی با پوشش رسوپ‌های پلازی به شکل واحدهای آمیزه‌ی رنگین و یا آمیزه‌ی رنگین زمین‌ساختی به همراه رسوپ‌های ائوسن در این زیر زون رخمنون دارند. افیولیت‌های نصرت آباد در صحراء به‌صورت نوارهای باریک و طویل گسترش دارند. در منطقه



شکل ۱ (الف) نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی، برگرفته از [۸]. ب) عکس هوایی از منطقه نصرت آباد.



شکل ۲ (الف)، رخمنون گابرو در منطقه نصرت آباد. دید به سمت شمال غرب. ب) نمایی از دایک‌های دیابازی درون توده‌های گابرویی منطقه نصرت آباد. دید به سمت غرب. پ) نمایی از بازالت‌های بالشی و تصویر بزرگ شده آن در منطقه نصرت آباد. دید به سمت جنوب غرب.

پیروکسن‌ها بعد از پلاژیوکلازها دومین کانی مهم این مقاطع را تشکیل می‌دهند. کلینوپیروکسن موجود در گابروها، بی‌شکل و بیشتر از نوع اوژیت است که به کانی کلریت دگرسان شده است (شکل ۳ الف). کانی‌های منیتیت نیز درصد حجمی کمی از سنگ را به صورت کانی فرعی تشکیل می‌دهند. در مقاطع میکروسکوپی گابروها علاوه بر کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن، به صورت کانی‌های ثانویه کوارتز، کلریت و سریانتین مشاهده می‌شوند.

در مقاطع میکروسکوپی دیابازها به صورت کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، کلریت، کلسیت و مگنتیت مشاهده می‌شوند. پلاژیوکلاز بیشترین حجم دیاباز را تشکیل می‌دهند. این بلورها شکل دار تا نیمه شکل دار و به صورت بلورهای سوزنی تا تیغه‌ای باریک تغییر می‌کنند. در بسیاری موارد، پلاژیوکلازها به کلریت و اپیدوت تجزیه شده‌اند. بافت غالب میان دانه‌ای و افیتیک است. این بافت نشان می‌دهد که پلاژیوکلاز و پیروکسن تقریباً همزمان متبلور شده‌اند. پلاژیوکلاز با درصد حجمی ۴۰ درصد با توجه به زاویه خاموشی از نظر ترکیبی در حد

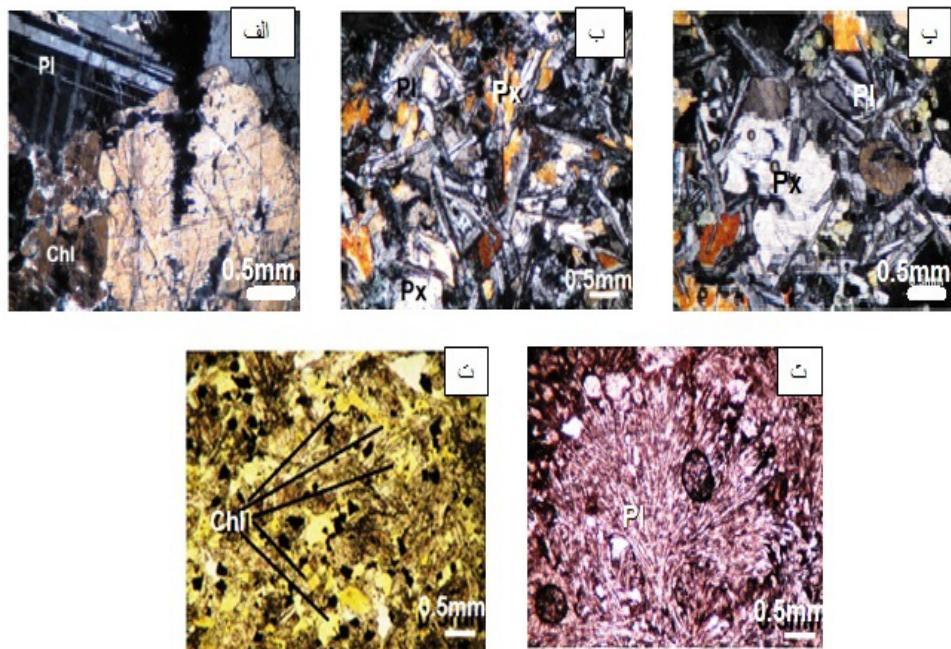
شدگی شدیدی نشان می‌دهد. در بیشتر رخمنون‌ها حاشیه‌ی هر کدام از این ساخته‌های بالشی، کلریتی و سریسیتی شده است. در این واحد گدازه‌های بالشی سبزرنگ گسترش بیشتری داشته و به شدت تکتونیزه شده‌اند (شکل ۲ پ). کانی‌های اصلی گدازه‌های بالشی شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین هستند. کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها شامل کلسیت، کلریت، اپیدوت و کوارتز، نتیجه‌ی دگرگونی کم درجه گرمایی کف اقیانوس با هضم رسوب‌های کربناتی و چرت‌های رادیولاریتی به وسیله گدازه‌ها صورت گرفته و آثار این پدیده در ترکیب کانی شناختی و شیمیایی این سنگ‌ها تبلور یافته است.

سنگ نگاری

بر اساس مشاهدات صحرایی و ویژگی‌های کانی‌شناسی، بخش مافیک مجموعه‌ی افیولیتی نصرت آباد از سنگ‌های مافیک بازالت، گابرو و دیابازی تشکیل شده است. در مقاطع میکروسکوپی گابروها پلاژیوکلاز بیشترین کانی بوده و با تیغه‌های ریز تا درشت مشخص می‌شوند و اغلب به صورت بی‌شکل هستند. بسیاری از این بلورها به شدت سریسیتی شده‌اند.

افتیک نیز قابل مشاهده است. در مقاطع میکروسکوپی بازالت‌های بالشی کانی‌های پلازیوکلاز، کلینوپیروکسن، کلسیت، کلریت و مگنتیت مشاهده می‌شود. پلازیوکلاز در این مقاطع به صورت ریز بلور در اندازه‌ی میانگین $0.1-0.2$ میلی‌متر قابل تشخیص و حدود ۴۰ درصد حجمی را به خود اختصاص داده است. بلورهای سوزنی پلازیوکلاز به حالت دسته جارویی و باد بزنی و با بافت آبله‌گونی مشاهده می‌شوند (شکل ۳). در این بافت کانی‌های اسکلتی (توخالی) در زمینه‌ی شیشه‌ای وجود دارند. کلینوپیروکسن موجود در بازالت‌های بالشی بی‌شک بوده و بیشتر از نوع اوژیت است و فضای بین پلازیوکلازهای دسته جارویی را پر کرده است. کلسیت با ابعاد $6-1$ میلی‌متر و به صورت تخته‌ای و نیمه شکل‌دار است که حاصل دگرسانی پلازیوکلازها بوده و ثانویه است (شکل ۳). کانی منیتیت حداقل تا 5 درصد حجمی، کانی فرعی موجود در این سنگ‌ها است و بیشتر به صورت نیمه شکل‌دار دیده می‌شود. با توجه به شواهد سنگنگاری و نبود نفلین و الیوین و حضور پیروکسن در تمامی مقاطع میکروسکوپی، می‌توان گفت نمونه‌های مورد بررسی از نوع تولئیتی هستند.

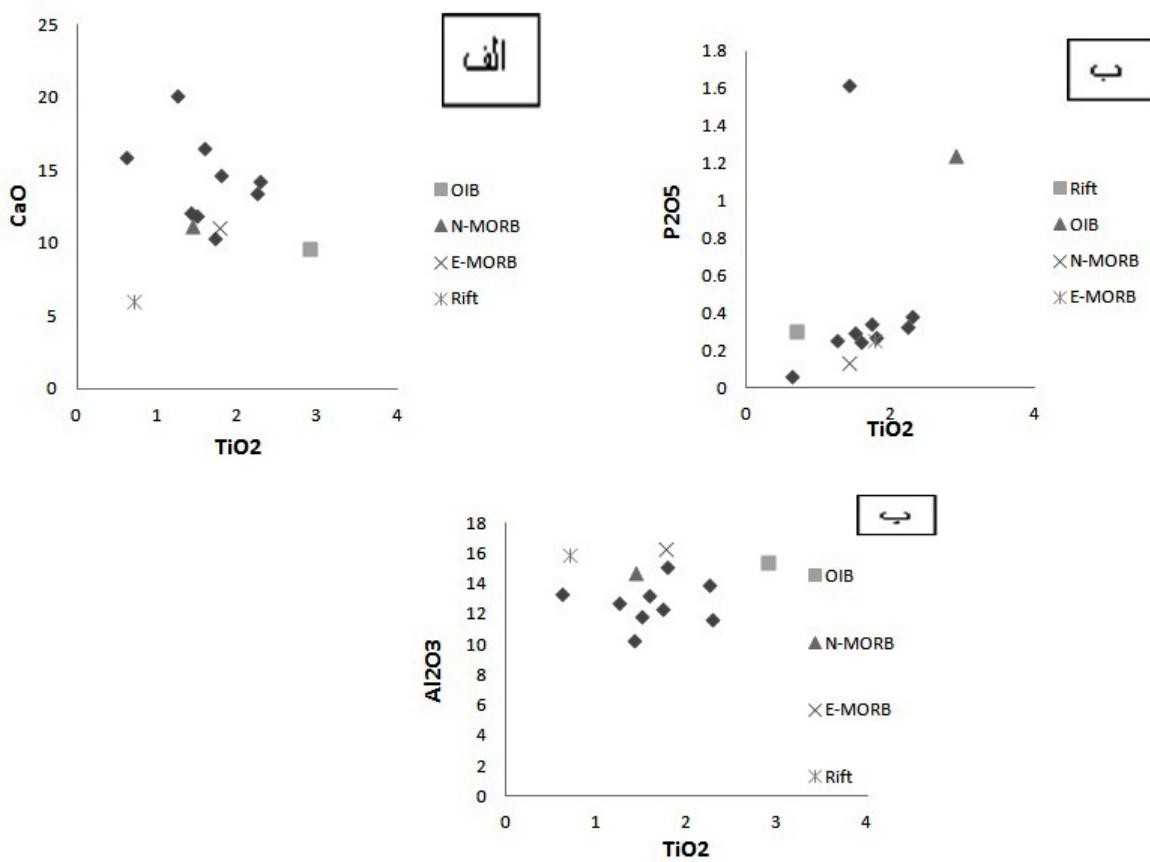
باپتونیت-لابرادریت است و به صورت متوسط و درشت بلور دیده می‌شود. بلورهای درشت به شکل تخته‌ای با ماکل آلبیتی دیده شدن. بلورهای پلازیوکلاز به صورت بخشی به کانی‌های ثانویه از قبیل سریسیت، آلبیت و کلسیت دگرسان شده‌اند. بعضی بلورهای پلازیوکلاز در داخل بلورهای پیروکسن قرار گرفته‌اند. کانی پیروکسن با فراوانی $25-30$ درصد، پس از پلازیوکلاز فراوان‌ترین بلور موجود در مقاطع نازک است. این کانی به صورت شکل‌دار در تمامی مقاطع قابل مشاهده است. اکسیدهای آهن را می‌توان به عنوان کانی کدر در این سنگ‌ها نام برد که حدود ۷ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد. این کانی بیشتر نیمه شکل‌دار است و فضای بین پلازیوکلازهای زمینه را پر کرده است. کانی‌های کدر در این مقاطع هم به صورت کانی مستقل و هم به صورت ادخال در بلورها دیده شده‌اند. بیشترین کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها کلریت، کلسیت و سرپانتین بوده که حاصل دگرسانی پلازیوکلاز و کانی‌های فرومیزیمی هستند (شکل ۳، پ، ت). در برخی موارد، کانی‌های ثانویه فضای خالی سنگ را پر می‌کنند. بافت غالب این سنگ‌ها افینیک بوده که معرف وجود بلورهای ریز پلازیوکلاز در یک میزان از جنس پیروکسن است [۹]. بافت دیابازی و ساب



شکل ۳ (الف) تصویر میکروسکوپی از پیروکسن کلریتی شده به همراه پلازیوکلاز با ماکل پلی‌ستنتیک در گابرو. (ب) تصویر میکروسکوپی از پیروکسن و پلازیوکلاز به همراه بافت ساب افینیک و میان دانه‌ای در دیاباز. (پ) تصویر میکروسکوپی پلازیوکلاز و پیروکسن و بافت میان دانه‌ای و افینیک که در این بافت بلورهای پلازیوکلاز در یک میزان از جنس پیروکسن در نمونه دیاباز قرار گرفته‌اند. (ت) تصویر میکروسکوپی از کلریتی شدن پیروکسن و پلازیوکلاز در دیاباز. (ث) تصویر میکروسکوپی از پلازیوکلاز به همراه بافت واریولیتی، میکرولیت‌های پلازیوکلاز در این نمونه به گونه‌ای آرایش یافته‌اند که نشان‌دهنده یک حالت بادیزبزی است و کانی کدر در بازالت 0.5 mm .

عدد منیزیمی نزدیک به ماگمای اولیه (۶۹ تا ۴۲) و مقادیر متوسط $MgO = 6.24\text{wt\%}$, $Ni = 109\text{ppm}$, $TiO_2 = 371\text{ppm}$ نشان می‌دهند که از نظر شیمیایی نزدیک به ماگمای اولیه نبوده و محصول تفیق جدایش بلوری هستند [۱۲]. مقادیر پایین پتاسیم و مقادیر نسبتاً بالای سدیم در نمونه‌های مورد بررسی می‌تواند نتیجه واکنش این سنگ‌ها با آب دریا و اسپلیتی شدن خفیف آن‌ها باشد. به‌طور کلی مقدار اکسید تیتانیوم در مناطق قاره‌ای نسبت به مناطق اقیانوسی پایین است. اکسید تیتانیوم در جزایر قوسی نیز نسبت به محیط‌های دیگر زمین‌ساختی پایین است [۱۳، ۱۴]. با رسم نمودار اکسید کلسیم نسبت به اکسید تیتانیوم، نمونه‌های مورد بررسی به مورب تمایل دارند و همبستگی منفی بین این دو اکسید وجود دارد (شکل ۴الف). فراوانی P_2O_5 به خاستگاه ماگما یا میزان ذوب بخشی نسبت داده می‌شود. TiO_2 به آسانی در فازهای در حال جدایی از بازالت‌ها جای می‌گیرد، این فازهای در حال جدایی شامل تیتانومگنتیت و پیروکسن‌ها هستند [۱۵].

ژئوشیمی بازالت‌ها، سنگ‌های آتش‌فشانی بازی، نسبتاً فقیر از سیلیس SiO_2 کمتر از ۵۳ درصد)، با مقدار متوسط حدود ۵۰ درصد و غنی از منیزیم (بیش از ۵ درصد) هستند، ولی در بعضی بازالت‌های غیر اشباع مقدار سیلیس به ۴۰ تا ۴۵ درصد می‌رسد [۱۰]. در نمونه‌های مورد بررسی میزان سیلیس بین ۴۵ تا ۵۲ است. به علاوه مقدار اکسید منیزیم بازالت‌ها بسیار متغیر است و ممکن است به ۲۵ درصد هم برسد. منیزیم عنصر سازگاری است که به خصوص در الیوین یعنی کانی اصلی پریدوتیت‌های گوشتیه متمرکز می‌شود. کانی مزبور در مراحل اولیه‌ی تبلور ماگماهای بازی به صورت درشت بلور ظاهر می‌شود. فراوانی زیاد اکسید منیزیم در یک بازالت ممکن است نشانه‌ی آن باشد که بازالت مستقیماً از خاستگاه گوشتیه‌ای به وجود آمده یا ماگمایی است که در آن درشت بلورهای الیوین بر اثر تنقیک مکانیکی از یک مخزن ماگمایی یا به هنگام استقرار، در آن متمرکز شده است [۱۱]. اکثر نمونه‌ها به‌دلیل نداشتن



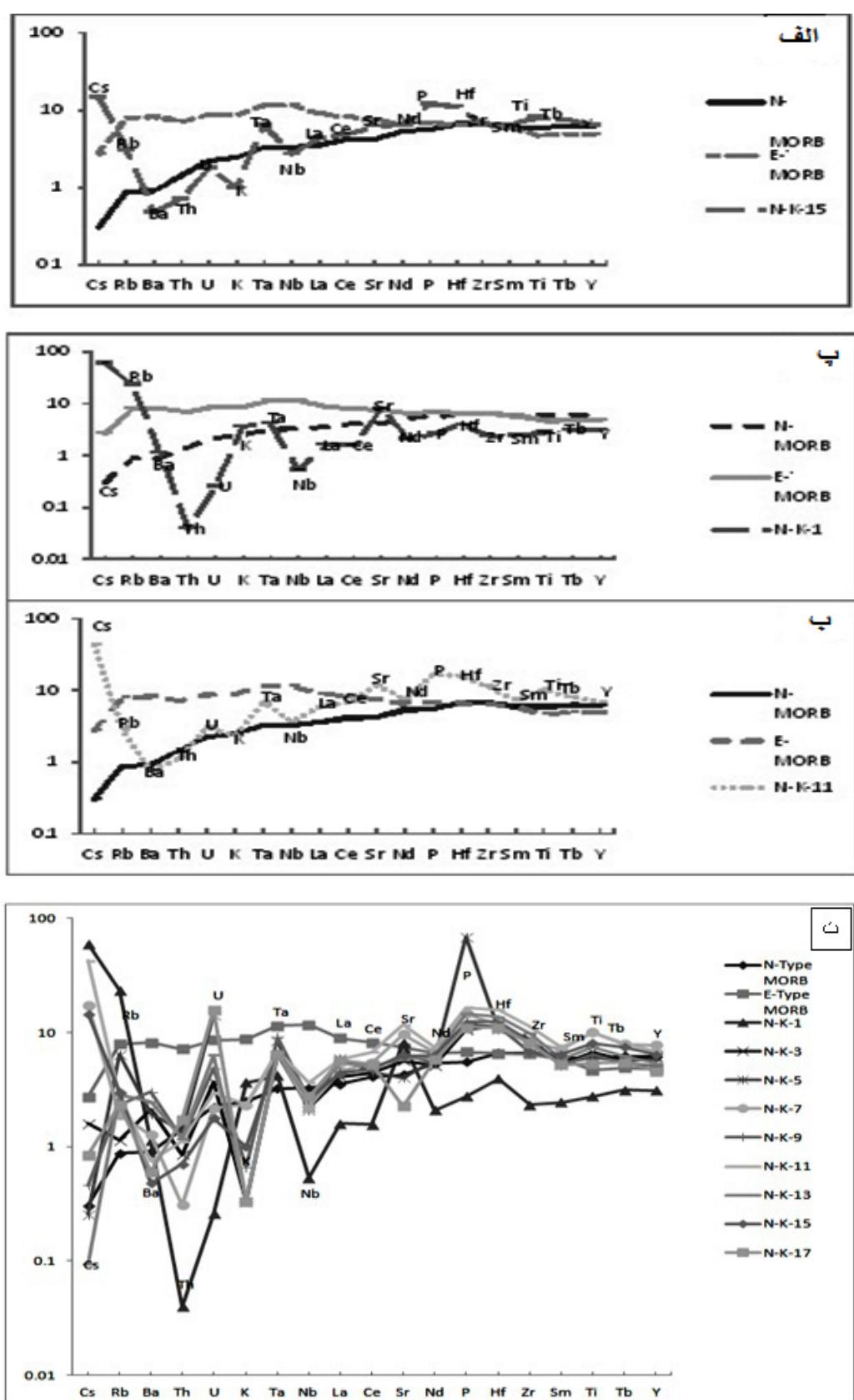
شکل ۴ (الف) نمودار تغییرات اکسید تیتانیوم نسبت به اکسید کلسیم، تمایل نمونه‌ها را به مورب نشان می‌دهد. (ب) نمودار تغییرات اکسید تیتانیوم به اکسید آلومینیوم، تمایل نمونه‌ها را نسبت به اکسید فسفر، تمایل نمونه‌ها را به مورب و ریفت نشان می‌دهد. (پ) نمودار تغییرات اکسید تیتانیوم به اکسید آلومینیوم، تمایل نمونه‌ها را به مورب و ریفت نشان می‌دهد.

سنگ‌های دیابازی مورد بررسی بی‌هنجری منفی در عناصر Ba, Nd, Sm و بی‌هنجری مثبت در عناصر Ti, Sr, Zr در نمونه‌ی گابروی مورد بررسی بی‌هنجری منفی در عناصر Th, Nb, Zr و بی‌هنجری مثبت در عناصر Sr, Hf دیده می‌شود (شکل ۵). ولی بی‌هنجری‌های مثبت نسبتاً کوچک عناصر HFS عنصر HFS نسبت به عناصر LIL در خاستگاه گوشه‌های ماگماهای مربوط (خاستگاه گوشه‌ای تهی شده ماگماهای مورب) است. بی‌هنجری تیتانیوم به‌وسیله‌ی کانی‌های تیتان‌دار مانند اسفن، ایلمنیت و تیتانومگنتیت کنترل می‌شود. با افزایش فشار، حلایت کانی‌های تیتان‌دار کاهش می‌یابد، بنابراین طی فرایند ذوب بخشی در اعمق، این کانی‌ها می‌توانند به صورت فاز بر جا باقی بمانند و بی‌هنجری منفی تیتانیوم را به وجود آورند [۲۰-۲۲]. از طرف دیگر بی‌هنجری منفی تیتانیوم می‌تواند ناشی از جدایش بلورین اکسیدهای Ti-Fe باشد [۲۳-۲۶].

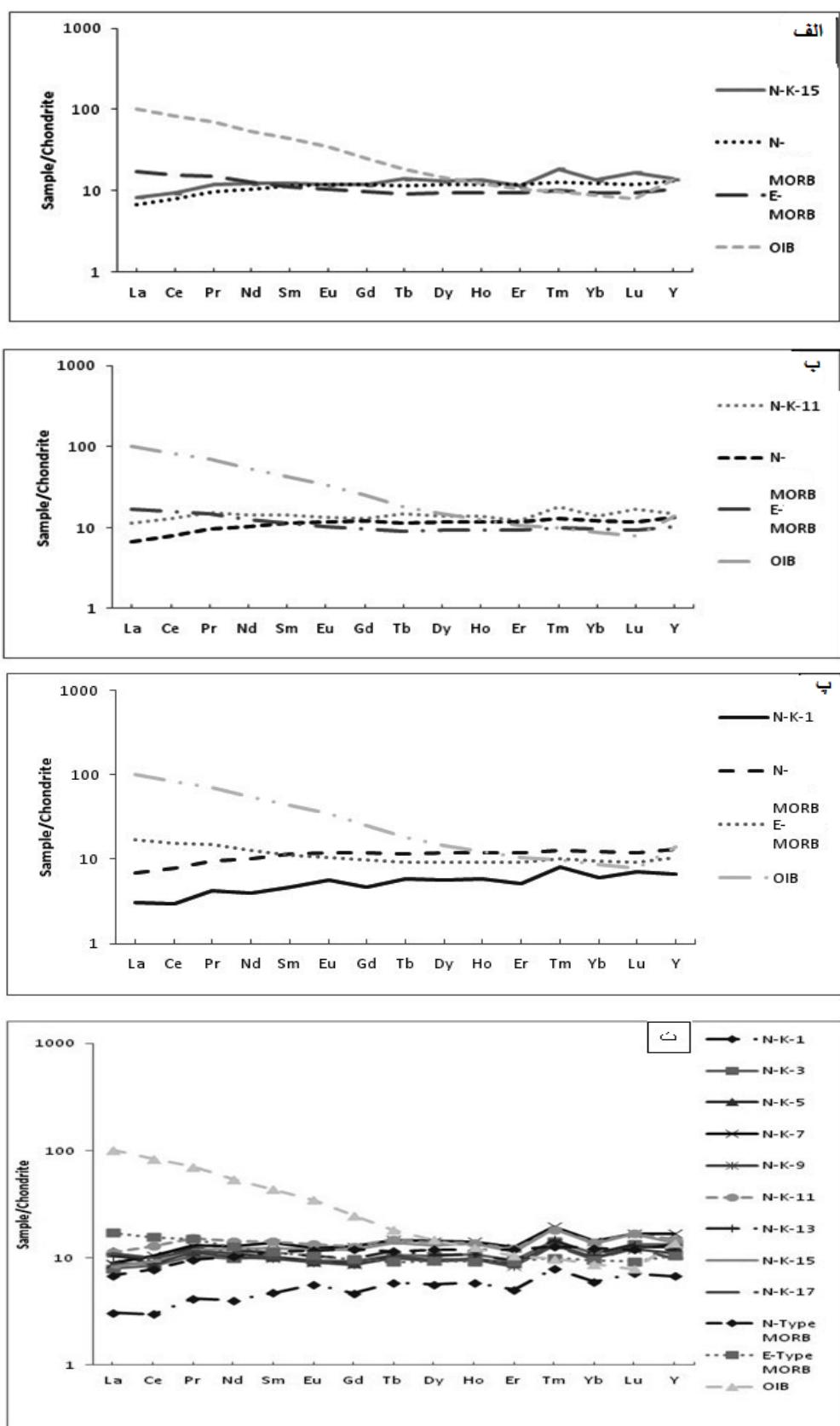
عناصر خاکی کمیاب کمتر تحت تأثیر فرآیندهای هوازدگی و دگرسانی قرار می‌گیرند، به همین دلیل برای تعیین خاستگاه سنگ‌ها کاربرد مناسبی دارند. از این نمودارها برای تعیین خاستگاه سنگ‌های منطقه‌ی مورب بررسی استفاده شده است. این عناصر مفیدترین عناصر جزئی‌اند و بررسی آن‌ها کاربرد مهمی در سنگ‌شناسی آذربین، رسوی و دگرگونی دارد [۱۹، ۲۷]. غلظت عناصر خاکی کمیاب در بررسی جزئیات تاریخچه سنگ‌های آذربین بسیار سودمند است [۲۸، ۲۹]. فاکتور مهم در عناصر REE نسبت این عناصر است که به صورت نسبت LREE/HREE بیان می‌شود. بررسی الگوهای عناصر خاکی کمیاب که نسبت به کندریت بهنجر شده، نشان می‌دهد که شبیع عمومی تغییرات دارای روند صعودی است که نشانگر غنی شدگی سنگ‌های بازالت، دیاباز و گابرو از عناصر خاکی کمیاب سنگین و تهی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سبک است و روندی مشابه به بازالت پشت‌های میان اقیانوسی N-MORB (شکل ۶).

عناصر Ti و P نسبتاً نامتحرك‌اند و نسبت به فرایندهای گرمابی گستره‌ی دمایی رخساره‌ی شیست سیز حساس نیستند [۱۶]. در این نمودار، نمونه‌ها در گستره‌ی بین بازالت‌های شکاف قاره‌ای و OIB و نزدیک به مورب هستند و همبستگی مثبت بین این دو اکسید وجود دارد (شکل ۴ب). کانی‌های متبلور شده در مراحل اولیه جدایی مثل الیوین، پیروکسن و منیتیت فاقد آلومینیم هستند. این کانی‌ها در گابروها به فراوانی دیده می‌شوند. بیشترین میزان مصرف Al₂O₃ در پلازیوکلازهاست. مقدار Al₂O₃ در جزایر قوسی و حاشیه‌ی فعال قاره‌ای بیشتر از OIB و در MORB دارای مقدار نامشخصی است، در حالی که مقدار اکسید تیتانیوم در MORB و شکاف قاره‌ای زیاد و در جزایر قوسی و حاشیه‌ی فعال قاره‌ای پایین‌تر است [۱۳]. بنابراین این نمودار می‌تواند جدا کننده‌ی خوبی برای محیط‌های مختلف زمین ساختی است. نتایج حاصل از این نمودار نیز تأیید کننده‌ی نتایج قبلی است و چنانکه از شکل (۴پ) پیداست، نمونه‌ها به بازالت‌های مربوط به محیط‌های درون صفات اقیانوسی مربوط می‌شوند و همبستگی مثبت بین اکسید آلومینیوم و اکسید تیتانیم وجود دارد.

نمودارهای عنکبوتی از جمله نمودارهایی هستند که عناصر کمیاب را مورد استفاده قرار می‌دهند. در این نمودارها معمولاً از داده‌های گوشه‌ی و یا کندریت برای بهنجر کردن استفاده می‌شود که در واقع سنجشی برای انحراف از ترکیب اولیه سنگ خاستگاه است. به طور کلی سه ترکیب مرجع برای بهنجر کردن داده‌های عناصر کمیاب، برای رسم نمودارهای عنکبوتی وجود دارد که عبارتند از: ترکیب تخمینی گوشه‌ی اولیه، شهاب‌سنگ‌های کندریتی و MORB. نمودارهایی که در برابر MORB بهنجر شده‌اند [۱۷، ۱۸]، برای بازالت‌ها، آندزیت‌ها و سنگ‌های پوسته‌ای (سنگ‌هایی که MORB می‌تواند خاستگاه آنها باشد) بسیار مناسب هستند. در تمام این نمودارها، عناصر از چپ به راست بر اساس افزایش سازگاری مرتب شده‌اند [۱۹]. نمودار عنکبوتی (بهنجر شده نسبت به گوشه‌ی اولیه) میانگین سنگ‌های بازالتی مورد بررسی بی‌هنجری منفی در عناصر Ba, K, Nb و بی‌هنجری مثبت در عناصر U, Ta, Hf، میانگین



شکل ۵ نمودار عنکبوتی عناصر کم مقدار، بهنجار شده نسبت به گوشه‌های اولیه برای (الف) میانگین بازالت‌ها، (ب) گابرو و (ت) گابرو، بازالت‌ها و دیابازها.



شکل ۶ نمودار REE رسم شده بهنجارشده نسبت به کندریت برای (الف) میانگین بازالت‌ها، (ب) میانگین دیابازها، (پ) میانگین گابرو و (ت) گابرو، بازالت‌ها و دیابازها.

منطقه‌ی نصرت‌آباد وابسته به مجموعه‌های افیولیتی و بازالت‌های منطقه نصرت‌آباد از نوع بازالت‌های رشته‌های میان اقیانوسی (MORB) هستند.

(۲) عدد منیزیمی نمونه‌ها بین ۴۲ تا ۶۹ و مقادیر متوسط $\text{Cr} = 371\text{ppm}$, $\text{Ni} = 109\text{ppm}$, $\text{MgO} = 6.24\text{wt\%}$ است، بنابراین بیشتر نمونه‌ها از مقدار عدد منیزیمی ایده‌البرای مگماهای اولیه که بین ۶۷ تا ۷۳ است [۳۲] فاصله دارند، بنابراین محصول جدایش بلورین الیوین در اتاق مگماهای انگاشته‌می‌شوند. لازم به یادآوری است که بخش‌های کومه‌ای افیولیت‌ها شامل گابروهای نواری و پریدوتیت‌های کومه‌ای در منطقه‌ی نصرت‌آباد مشاهده نشده‌اند و ممکن است رخنمون نیافته باشند.

(۳) مقادیر پایین پتاسیم و مقادیر نسبتاً بالای سدیم در نمونه‌های مورد بررسی می‌تواند تأیید کننده‌ی واکنش این سنگ‌ها با آب دریا و اسپیلیتی شدن خفیف آن‌ها باشد.

(۴) نسبت‌های پایین برای LILEs/HFSEs و LREEs/HREEs نشان دهنده شباخته‌های ژئوشیمیایی بازالت‌های منطقه و بازالت‌های رشته‌های میان اقیانوسی است.

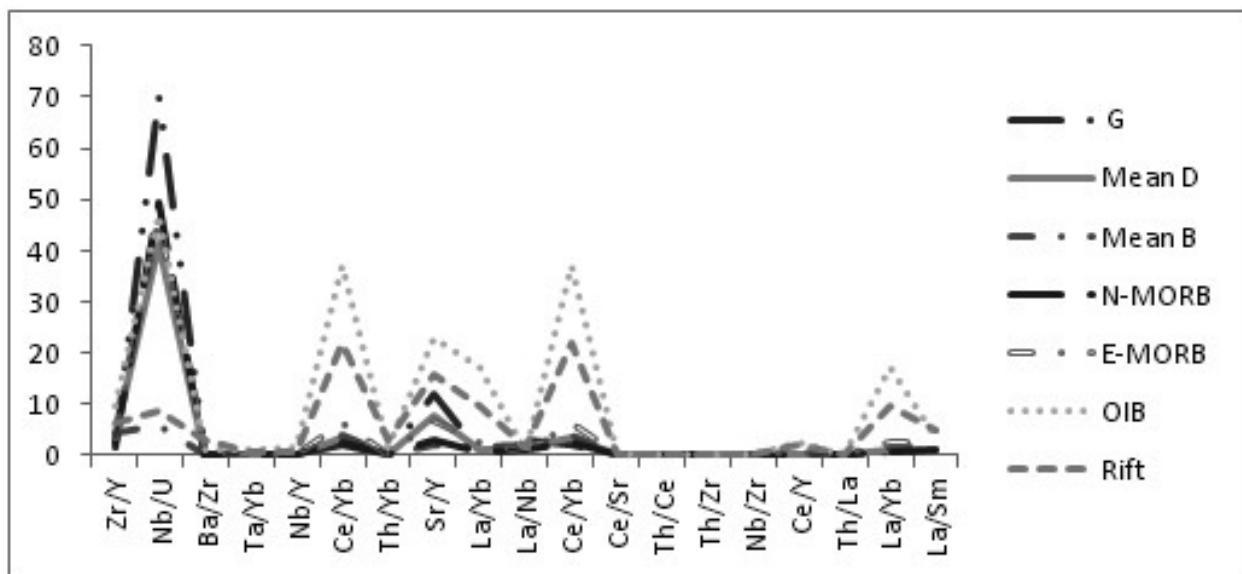
(۵) شبیه مثبت نمودارهای REE (شکل ۶) نشان‌دهنده‌ی بالا بودن نسبت عناصر خاکی کمیاب سنگین به عناصر خاکی کمیاب سبک است. بنابراین، روندهای یاد شده به روند مگماهای مورب نرم‌مال (N-MORB) نزدیک است.

مقایسه نسبت عناصر فرعی در نمونه‌های مورد بررسی با Rift, OIB و N-MORB, E-MORB

نسبت Zr/Y در بعضی نمونه‌های بازالتی، دیابازی و گابروی شبیه E-MORB (بازالت بستر اقیانوس که از عناصر جزئی N-MORB ناسازگار غنی شده) و در سایر نمونه‌ها شبیه N-MORB (بازالت بستر اقیانوس که از عناصر جزئی فقیر شده) است. نسبت Nb/U مقادیری بین (۵-۷۰) را در بر می‌گیرد که این نسبت در N-MORB برابر با ۵۰ و در E-MORB برابر با ۴۶ است. نسبت‌های La/Nb , Sr/Y , Th/Yb , Ce/Yb , Nb/Y , Ta/Yb , Ba/Zr , Th/La , Ce/Y , Ba/La , Nb/Zr , Th/Zr , N-MORB شبیه Sm/Yb , La/Yb , Th/Ce , Ce/Sr , E-MORB و نسبت‌های Rb/Nb , Zr/Y , La/Sm شبیه Sr/Y , Ta/Yb , Zr/Y , Dy/Yb و نسبت‌های MORB شبیه Nb/Th E-MORB و N-MORB به دارد. نسبت Nb/Th در نمونه‌ها بوده E-MORB و N-MORB و نسبت La/Yb , Sr/Y , Ce/Yb , Nb/U , Zr/Y در شکاف (کافت قاره‌ای) دارای مقادیر بالاتری نسبت به نمونه‌های مورد بررسی است، شکل (۷). مقادیر داده‌های OIB از [۳۰] و [۳۱] اقتباس شده است.

برداشت

(۱) شواهد صحراهی و همراهی سنگ‌ها به صورت پریدوتیت، گابرو، دیاباز، بازالت و سنگ‌های رادیولاریتی و شکل بازالت‌ها به صورت گذازه‌ی بالشی نشان می‌دهد که سنگ‌های مافیک



شکل ۷ نمودار نسبت عناصر کم مقدار در نمونه‌های مورد بررسی در مقایسه با Rift, OIB, E-MORB, N-MORB و

مراجع

- and Nuussuaq, West Greenland*”, Journal of petrology 50 (2009) 1667-1711.
- [15] Hickey R. L, Frey R. A., “Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source chromitites”. Geochemica et Cosmochimica Acta, 46: (1982) 2099-2115
- [16] Cann J. R., “Spilites from the Carsberg ridge”, Indian ocean. J Petrol, 10: (1969) 1.
- [17] Pearce, J. A., “Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe RS (ed) Andesites”: Orogenic andesites and related rocks. Wiley, Chichester, (1982) 525-548.
- [18] 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 in oceanic basins. Geol Soc, London Special Pub, 42 : (1989) 313–345.
- [19] Rollinson H. R., “Using geochemical data”: Evaluation, Presentation, interpretation. Longman, Singapore, 353 p, (1993).
- [20] Bjarte H, Rolf B. P., “Magma Ascent and Crustal Accretion at Ultraslow-Spreading Ridges: Constraints from Plagioclase Ultraphyric Basalts from the Arctic Mid-Ocean Ridge”, Journal of petrology 49 (2008) 267-294.
- [21] Claude H., “Partial Crystallization of Mid-Ocean Ridge Basalts in the Crust and Mantle”, Journal of petrology 45 (2004) 2389–2405.
- [22] Glenn A. G., “The Influence of Melt Structure on Trace Element Partitioning Near the Peridotite Solidus”, Contributions to Mineralogy and Petrology 147 (2004) 511-527.
- [23] Benothman D, White W. M, Patchett J., “The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling”. Earth and Planetary Science Letters 94 (1989) 1–21.
- [24] Plank T, Langmuir C., “The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle”. Chemical Geology 145 (1998) 325–394.
- [25] Elliott T., “Tracers of the slab. Inside the subduction factory”. Geophysical Monograph 138 (2003) 23–45.
- [26] Wanless V. D, Perfitt M. R, Ridley W. I, Klein E., “Dacite Petrogenesis on Mid-Ocean Ridges: Evidence for Oceanic Crustal Melting and Assimilation”. Journal of petrology 51 (2010) 2377-2410.
- [27] Luigi B, Gianluca B, Claudio N, Franca S., “Continental Flood Basalts and Mantle Plumes: a
- [1] Hassanipak A. A., Ghazi A. M., Wampler J. M., “REE characteristics and K/Ar ages of the Band Ziarart ophiolite complex, southeastern Iran”, Canadian Journal of Earth Sciences 33 (1996) 1534-1542.
- [2] Lippard S. J., Shelton A. W., Gass I. G., “The ophiolite of Northern Oman”, Geological Society of London Memoire 11 (1986) 178.
- [3] Stocklin J., “Possible ancient continental margins in Iran. In: Burke C. A., Drake C. L. (Eds.) The Geology of Continental Margins”, Springer New York (1974) 873-887.
- [۴] آقا نباتی س. ع.، ”زمین‌شناسی ایران”， انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۳)، ص ۵۸۶
- [۵] Dilek Y., Newcomb S., “Ophiolite concept and the evolution of geological thought”. Geological Society of America, Special Paper (2003) 373-504.
- [۶] Coleman R. G., “Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere?”, Springer-Verlag, New York (1977) 229.
- [۷] Penrose Conference (participants), “Penrose Field Conference on Ophiolites”, Geotimes 1 (1972) 24-25.
- [۸] شهرابی م.، ”شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش الله‌آباد، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور، K11 (۱۳۷۳).“
- [۹] معین‌وزیری ح، احمدی ع.، ”پتروگرافی و پetroلوجی سنگ-های آذرین”， انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران، (۱۳۷۱)، ص ۵۳۹
- [10] Albared F., “An Introduction to Geochemical Modelling”. Camb. Univ. Press, Cambridge (UK), (1995).
- [11] Frey F. A, Green D. H, Roy S. D., “Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilites from southeastern Australia utilising geochemical and experimental petrological data”. Journal of Petrology, 19 (1978) 463-513.
- [12] Green D. H., “Compositions of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: applications to oceanic volcanism”. Philosophical Transactions of the Royal Society, London, Series A 268 (1971) 707-725.
- [13] Winter J., “An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology”. Pearson Prentice Hall, 702p, (2010).
- [14] Lotte M. L, Asger K. P., “Petrology of the Paleocene Picrites and Flood Basalts on Disko

- [30] 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 in oceanic basins. Geol Soc, London Special Pub 42 (1989) 313–345.
- [31] Rudnick R. L., Fountain D. M., “*Nature and composition of the continental crust - a lower crustal perspective*”. Reviews in Geophysics 33 (1995) 267-309.
- [32] Wilson M., “*Igneous Petrogenesis*”: A Global Tectonic Approach. Unwin Hyman, (1989) 466p .
- Case Study of the Northern Ethiopian Plateau*”, Journal of petrology 50 (2009) 1377-1403.
- [28] Krauskopf K. P, Bird D. K., “*Introduction to geochemistry*”: Mc Graw Hill, Third Edition, (1976), 788 p.
- [29] Dufek J, Bergantz G.W., “*Lower Crustal Magma Genesis and Preservation: a Stochastic Framework for the Evaluation of Basalt–Crust Interaction*”, Journal of petrology 46 (2005) 2167–2195.