



کاربرد داده‌های ژئوشیمی دایک‌های دیابازی افیولیت کرمانشاه (منطقه صحنه - هرسین) در تعیین جایگاه زمین‌ساختی آن‌ها

اشرف ترکیان^{۱*}، زینب دارایی‌زاده^۱، فرهاد آلیانی^۱، موسی نقره‌ئیان^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان

(دریافت مقاله: ۹۰/۱۰/۱۸، نسخه نهایی: ۹۱/۳/۱۶)

چکیده: مجموعه افیولیت کرمانشاه در پهنه ساختاری - زمین‌ساختی غرب ایران در بخش شمالی رانش اصلی زاگرس قرار دارد و جزئی از کمربند افیولیتی به شدت گسیخته کرمانشاه - پنجوین است. بهترین برونزد دایک‌های صفحه‌ای و دایک‌های منفرد با ترکیب بازی در جنوب صحنه دیده می‌شوند. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد ماگمای مادر گدازه‌ی اولیه‌ای است با علائمی از غنی‌شدگی عناصر LIL. همچنین این ماگما به سری‌های ماگمایی نیمه قلیایی تولیتی غنی از منیزیم و فقیر از پتاسیم تعلق دارد. برای این دایک‌ها، الگوهای عناصر کمیاب ناسازگار سرشت جزیره‌کمانی را ثابت می‌کند. الگوهای پراکندگی چند عنصری بهنجار شده با بازالت-های عادی پشته‌های میان اقیانوسی برای عناصر HFSE بر الگوهای تقریباً یکنواختی دلالت دارد. نمودارهای زمین‌ساختی برای آنها مشخصات انتقالی، بین بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی و تولیت‌های جزایر کمانی را نشان می‌دهد. بنابراین دایک‌های مجموعه افیولیتی کرمانشاه ممکن است در یک خاستگاه زمین‌ساختی حوضه پشت کمان؛ تولیت؛ کرمانشاه؛ صحنه.

واژه‌های کلیدی: /افیولیت؛ دایک؛ حوضه پشت کمان؛ تولیت؛ کرمانشاه؛ صحنه.

مقدمه

را از دیدگاه‌های مختلف مورد بررسی قرار داده‌اند (برای مثال به [۷-۱] مراجعه کنید)، ولی نخستین بار [۴] این افیولیت‌ها را به چهار گروه زیر تقسیم‌بندی کرده است؛

۱. افیولیت‌های زاگرس
 ۲. افیولیت‌ها (آمیزه‌های رنگین) شمال غربی ایران
 ۳. افیولیت‌های شمال رشته کوه البرز
 ۴. افیولیت‌ها و آمیزه‌های رنگین در مرزهای خرد قاره‌های ایران مرکزی و شرق ایران
- و از نظر سنی نیز آن‌ها را در سه رده‌ی سنی پرکامبرین، پالئوزویک و مزوزویک رده‌بندی شده‌اند [۸] که بین آن‌ها افیولیت‌های وابسته به کرتاسه از بیشترین سهم و گسترش، به ویژه در کنار گسل‌ها و راندگی‌های مهم، برخوردارند.

پهنه‌ی زمین‌دور زاگرس که از مرز ایران - ترکیه تا شمال تنگه‌ی هرمز ادامه دارد، بخش مهمی از کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیاست که تعدادی از افیولیت‌های مهم ایران، از جمله افیولیت مورد بررسی در این پژوهش را دربردارد. افیولیت کرمانشاه در پهنه‌ی ساختاری - زمین‌ساختی غرب ایران در بخش شمالی رانش اصلی زاگرس قرار دارد و جزئی از کمربند افیولیتی بشدت گسیخته کرمانشاه - پنجوین و به اعتقاد [۱] از جمله افیولیت‌های کمربند خارجی زاگرس است. پیدایش افیولیت‌ها و آمیزه‌های رنگین موید برخورد قاره‌ای بین صفحه‌ی آفری - عربی و ایران مرکزی در راستای زمین‌دور یاد شده است. زمین‌شناسان ایرانی و خارجی متعددی، افیولیت‌های ایران

پوشیده شده‌اند، لذا این مجموعه سالم و فاقد آمیختگی‌های ناشی از فعالیت‌های زمین‌ساختی است.

- جنوب‌شرقی مجموعه‌ی فوق، یعنی در ناحیه‌ی ارگانا (ارگنه)، سنگ‌های فرابازی با فلس‌های آهکی و رادیولاریتی همراهند که در نتیجه‌ی عملکرد فشارهای زمین‌ساختی با یکدیگر آمیخته شده و به شدت زمین‌ساختی شده هستند.

- در هرسین یک توده‌ی سرپانتینیت رخنمون دارد که در آن ورقه‌هایی از آهک‌های دوبار تبلور یافته‌ی زیستی آواری (احتمالاً وابسته به تریاس) وجود دارد.

مجموعه‌ی افیولیتی صحنه - هرسین از نظر لیتولوژی از پایین به بالا شامل: الترامافیک‌ها با بافت تکتونیت (شامل هارزبورژیت، دونیت و لرزولیت)، سنگ‌های الترامافیک با بافت کومولا، سنگ‌های مافیکی (شامل گابروهای پگماتوئیدی، تروکتولیت‌ها، گابروهای میلونیتی، گابروهای همسانگرد، گابروهای معمولی و گابروهای آمفیبول‌دار) و پلاژیوگرانیت‌ها است که در زیر دایک‌های صفحه‌ای و بالای گابروها قرار دارند و در بعضی جاها با همین دایک‌ها قطع شده‌اند. این دایک‌ها همان دایک‌های تغذیه‌کننده بازالت‌های بالشی هستند. در این مجموعه افیولیتی بالاترین بخش به آهک‌های پلاژی و رادیولاریت‌های کرتاسه فوقانی اختصاص دارد.

چنانکه شفاهی‌مقدم و روبرت در [۱] اشاره کرده‌اند در افیولیت‌های کمر بند خارجی زاگرس (و از جمله منطقه‌ی مورد بررسی) دایک‌های تغذیه‌کننده بیشتر به صورت تیغه‌ای و کم حجم ظاهر شده‌اند حال آنکه در کمر بند داخلی وجود دایک‌های یاد شده پدیده‌ای متداول و فراوان است.

قاضی و حسنی پاک در [۱۵] سن جایگزینی سنگ‌های مجموعه‌ی افیولیتی کرمانشاه (دربردارنده‌ی منطقه مورد بررسی) را ۸۶/۳ میلیون سال تعیین کرده‌اند. [۱۶] نیز جایگیری افیولیت جنوب صحنه را پیش از ماستریشین و ائوسن دانسته و [۱۷] این مجموعه افیولیتی را به کرتاسه پایانی (تورنین تا کامپانین) وابسته می‌دانند. از نظر زمین‌ساختی بین فرآیند بسته شدن نئوتتیس و جایگیری افیولیت‌ها در راستای زون جوش خورده یا زمین‌درز زاگرس، شواهد انکار ناپذیری وجود دارد [۱۵].

افیولیت‌های زاگرس - که افیولیت مورد بررسی نیز بخشی از آن است - در راستای و در بلا فصل جنوب غربی راندگی اصلی زاگرس، در دو بخش جدا از هم، یکی در کمان پشت‌کوه در کرمانشاه [۹]، و دیگری کمان فارس در نیریز [۱۰] رخنمون دارند. از نظر ترکیب و ساخت دو مجموعه‌ی افیولیتی کرمانشاه و نیریز، با مجموعه‌ی افیولیتی - رادیولاریتی عمان، معروف به افیولیت سمایل، و افیولیت‌های حاشیه‌ی عربستان، شباهت زیاد دارند [۸].

پیش از این مجموعه افیولیتی کرمانشاه از نظر ویژگی‌های سنگ‌نگاشتی، سنگ‌شناسی و ویژگی‌های ساختاری مورد بررسی زمین‌شناسان قرار گرفته است [۱۲، ۱۱] ولی بررسی دایک‌ها، که یکی از بخش‌های سازنده و مؤلفه‌های مهم بسیاری از مجموعه‌های افیولیتی [۱۳-۱۸] است، در این منطقه از نظر دور مانده است.

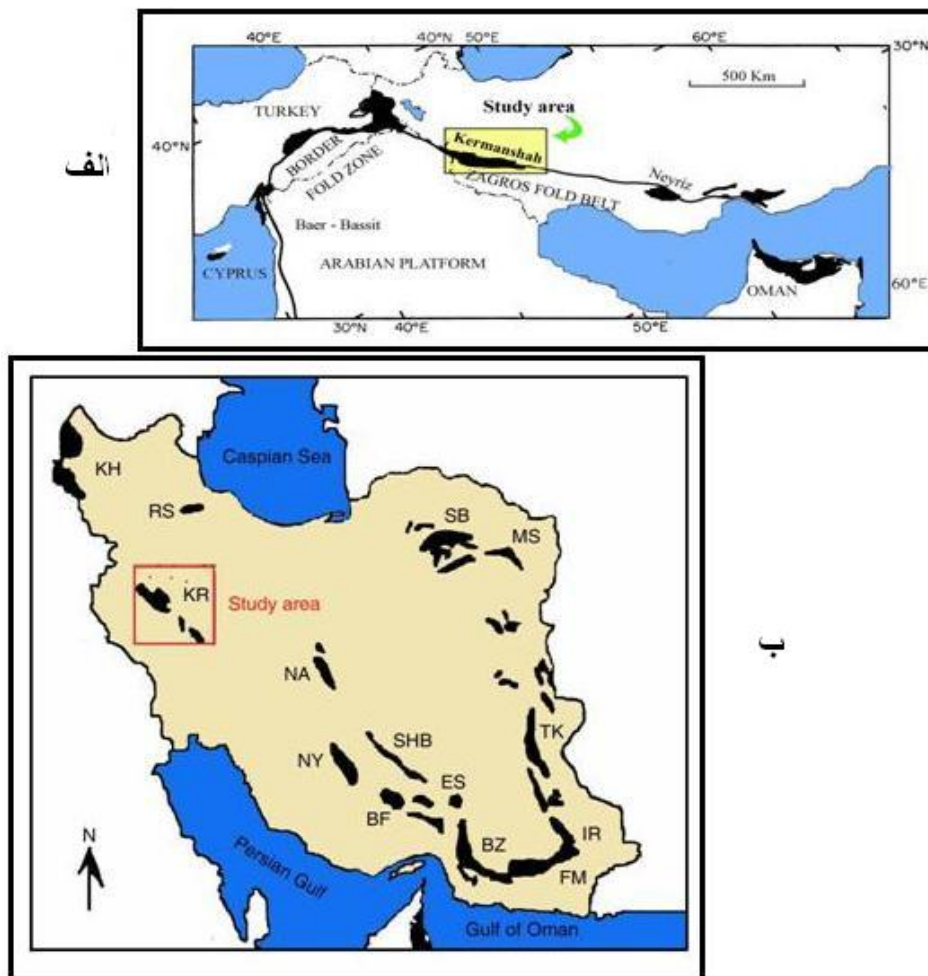
این مقاله سعی بر آن دارد که دایک‌های دیابازی (صفحه-ای) مجموعه افیولیتی کرمانشاه، در حد فاصل شهرستان‌های هرسین تا صحنه، را بر پایه بررسی‌های زمین‌شناسی صحرایی و سنگ‌شناسی مورد بررسی قرار داده و با توجه ویژه بر داده‌های ژئوشیمیایی سنگ کل (عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی)، سرشت و طبیعت، خاستگاه زمین‌ساختی (تکتونیکی) این دایک‌ها را تعیین کند.

زمین‌شناسی منطقه

- افیولیت کرمانشاه

افیولیت کرمانشاه یک همبافت افیولیتی شدیداً منفصل و گسیخته است که به عنوان بخشی از دنباله‌های افیولیتی موجود در کمر بند خارجی زاگرس محسوب می‌شود (شکل ۱). این مجموعه افیولیتی با مختصات جغرافیایی $34^{\circ} 30' - 34^{\circ} 15'$ عرض شمالی و $47^{\circ} 45' - 47^{\circ} 30'$ طول شرقی، به سبب گسترش آن در ناحیه‌ی صحنه و هرسین به «افیولیت صحنه - هرسین» معروف [۹] و شامل سه برونزد جداگانه است:

- شمال شرقی کرمانشاه (ناحیه‌ی صحنه) متشکل از سنگ‌های فرابازی با بافت کومولیت، پریدوتیت، هارزبورژیت و پیروکسنیت است که ابتدا با سنگ‌های گابرویی و گدازه‌ها



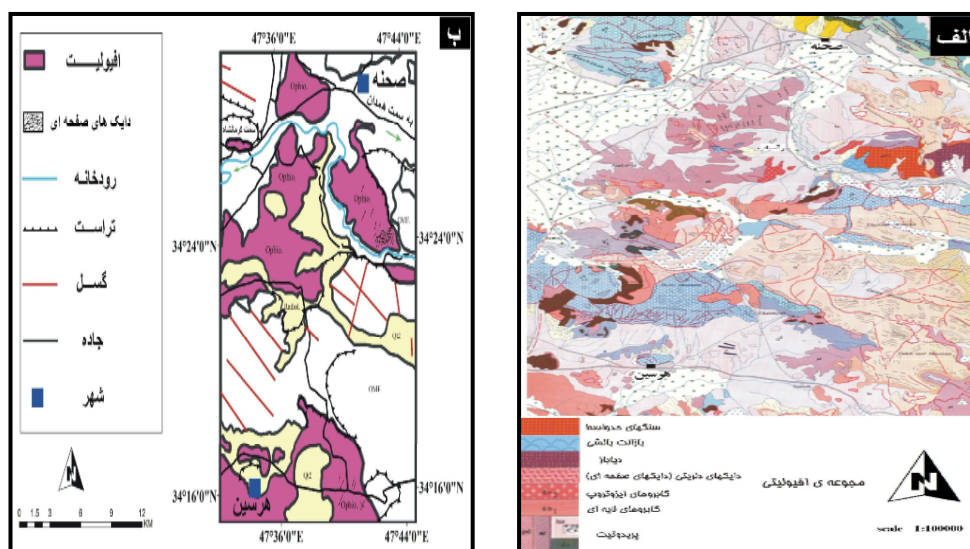
شکل ۱ الف) توزیع افیولیت‌های کرتاسه نئوتتیس پیرامون برآمدگی و دماغه‌ی عربی (با تغییراتی اقتباس از [۱۵]). ب) نقشه‌ی ساده‌ای که موقعیت افیولیت‌های مهم ایران را نشان می‌دهد (با تغییراتی اقتباس از [۱۴]). KH؛ خوی؛ KR؛ کرمانشاه؛ NY؛ نیریز؛ BZ؛ بند زیارت؛ NA؛ نائین؛ BF؛ بافت؛ ES؛ اسفندقه؛ FM؛ فنوج؛ IR؛ ایران‌شهر؛ TK؛ چهل کوره؛ MS؛ مشهد؛ SB؛ سبزوار؛ RS؛ رشت (افیولیت طالش)

روابط صحرائی دایک‌ها

دایک‌های مورد بررسی این مقاله دایک‌هایی صفحه‌ای هستند که از نظر ترتیب قرارگیری در همبافت افیولیتی صحنه - هرسین حدفاصل واحدهای گابروهای همسانگرد و گدازه‌های بالشی قرار گرفته‌اند. در منطقه‌ی مورد بررسی، این نفوذی‌ها با ترکیب بازالت (دیابازی) از گابروهای آمفیبول‌دار شروع و پس از قطع پلاژیوگرانیت‌ها تا گدازه‌های بالشی (پیلولاواها) فوقانی گسترش می‌یابند. برونزدهای فراوان و آشکاری از دایک‌های یاد شده در حوالی روستای علی‌آباد گروس و نیز اطراف روستای تمرک (جاده‌ی نورآباد - هرسین) مشاهده شده‌اند (شکل ۲). به سبب فقدان رخنمون آشکاری از بازالت‌های تحتانی در این منطقه و حضور گدازه‌های بالشی فوقانی اسپیلیتی شده، شواهد

کاملاً روشنی از آنها در گدازه‌ها دیده نمی‌شود. عملکرد نیروهای زمین‌ساختی (گسله‌ها) در منطقه، این واحدها را از هم جدا کرده و فقط می‌توان با بازسازی فرضی ترتیب افیولیتی، روابط بین آنها را ترسیم کرد. دایک‌های دیابازی در بعضی نقاط به صورت دایک‌های منفرد و نیز متقاطع، پلاژیوگرانیت‌ها را قطع کرده‌اند (شکل ۳). بسیاری از دایک‌ها به سبب متأثر شدن از نیروی زمین‌ساختی، در محل شکستگی‌های واحد پلاژیوگرانیت جایگزین شده‌اند.

ضریب رنگینی دایک‌های صفحه‌ای ملانوکرات و از نظر رنگ کاملاً از سنگ‌های لوکوکرات اسیدی میزبان (پلاژیو گرانیت‌ها)، قابل تشخیص‌اند.



شکل ۲ الف) نقشه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ هر سین ب) نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی که در آن محل پراکندگی دایک‌ها مشخص شده است. (با تغییراتی اقتباس از [۱۹]).



شکل ۳ رخنمون‌هایی از دایک‌های دیابازی متقاطع در حوالی روستای علی‌آباد گروس، دید به سمت جنوب شرقی.

سنگ‌نگاری

دایک‌های صفحه‌ای دیابازی منطقه‌ی مورد بررسی از دانه‌بندی متوسط تا ریزدانه برخوردارند و در نمونه‌ی دستی به رنگ خاکستری تا سبز و به لحاظ ضریب رنگی ملانوکرات‌اند. بررسی‌های مقاطع نازک آن‌ها با میکروسکوپ نشان می‌دهد که آن‌ها دارای بافت‌های افیتیک، دولریتی و گاهی ساب‌افیتیک هستند (شکل ۴). کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی این واحد سنگی شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و هورنبلند است. کوارتز، اسفن، ماگنتیت، اپیدوت و کلریت نیز کانی‌های فرعی و ثانویه این سنگ‌ها محسوب می‌شوند. الیوین و ارتوپیروکسن در دایک‌های صفحه‌ای یافت نشده‌اند. بلورهای پلاژیوکلاز تیغه‌ای و کشیده بوده و دارای ساخت منطقه‌ای هستند و گاهی دگرسانی سوسوریتی پلاژیوکلازها را به مجموعه‌ای از کانی‌های ثانویه

روش کار

روش بررسی شامل جمع‌آوری نمونه‌های متعدد از واحدهای سنگی متنوع مربوط به دنباله‌ی افیولیت مورد بررسی، تهیه مقاطع نازک از سنگ‌ها و بررسی‌های میکروسکوپی برای بررسی لیتولوژی و سنگ‌نگاری آن‌ها، به ویژه نمونه‌های دایک‌های دیابازی است. با توجه به تفکیک بررسی‌های صحرایی و سنگ-شناختی، ۱۴ نمونه از سنگ‌های این دایک‌ها به کانادا ارسال شدند تا به روش ICP-MS در آزمایشگاه SGS مورد بررسی عنصری قرار گیرند.

داده‌های مربوط به آنالیزهای سنگ کل دایک‌های مورد بررسی در جدول ۱ آورده شده‌اند. بررسی و پردازش داده‌ها با استفاده از نرم‌افزارهای ICP-MS، GCDKit و Icpet و Minpet انجام گرفته‌است.

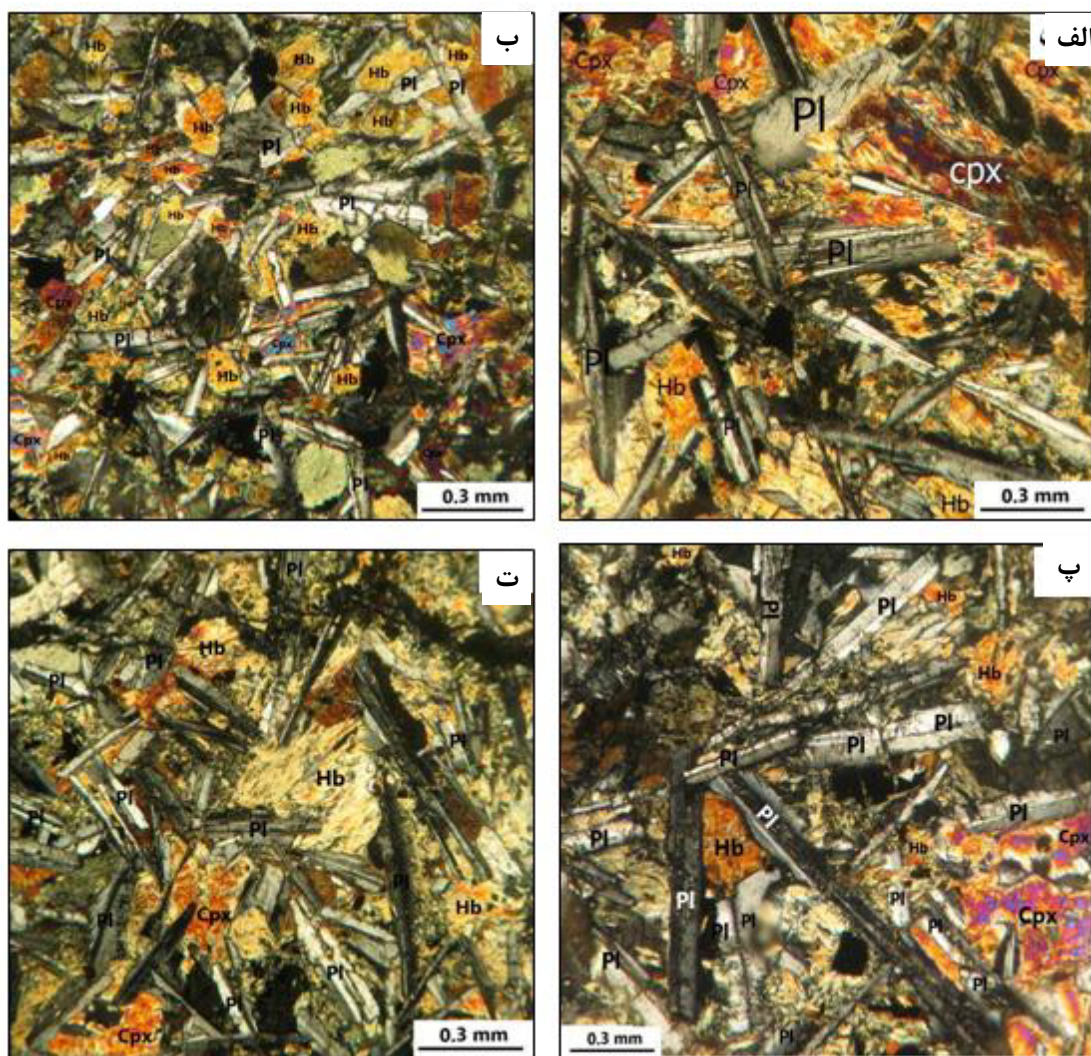
سنگی ساختار منطقه‌بندی (زونینگ) شدید را نشان می‌دهند. این کانی گاهی به سبب تأثیر گرمایی‌ها به آمفیبول تبدیل شده است، ولی سنگ بافت اولیه و اصلی خود را حفظ کرده‌است (شکل ۴ ت).

آلبیت، اپیدوت، اسفن و کلسیت تجزیه کرده است. درصد مودی این کانی در تمامی مقاطع یکسان نیست، در برخی دایک‌ها که رنگ روشن‌تری دارند پلاژیوکلاز بیشتری نیز در آن‌ها یافت می‌شود (شکل ۴ پ).

کلینوپروکسن‌ها به عنوان مهمترین کانی مافیک این واحد

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های منتخب دایک‌های افیولیت صحنه - هرسین به روش ICP-MS

Samples	D-S-D 6	D-S-D 7	D-S-D 10	D-S-D 12	D-S-D 17	D-S-D 22	D-S-D 24	D-S-D 25	D-S-D 27	D-S-D 28	D-S-D 29	D-S-D 31	D-S-D 32	D-S-D 33
Major elements, wt %														
SiO ₂	۴۹٫۱	۴۷٫۲	۴۸٫۳	۴۷٫۹	۴۸٫۴	۴۷٫۷	۴۸٫۴	۴۴٫۳	۴۹٫۳	۴۷٫۲	۴۷٫۱	۴۴٫۱	۴۵٫۳	۴۸٫۵
Al ₂ O ₃	۱۵٫۱	۱۵٫۷	۱۵٫۲	۱۴٫۵	۱۳٫۹	۱۴٫۵	۱۴٫۱	۱۵٫۱	۱۴٫۳	۱۵٫۹	۱۶٫۳	۱۶٫۵	۱۶٫۶	۱۵٫۰
Fe ₂ O ₃	۱۲٫۳	۱۱٫۳	۱۰٫۲	۱۱٫۷	۱۱٫۱	۹٫۸۵	۱۲٫۴	۸٫۸۷	۱۱٫۲	۱۱٫۲	۱۰٫۷	۸٫۹۴	۱۱٫۴	۱۰٫۰
MnO	۰٫۲۱	۰٫۲۲	۰٫۱۷	۰٫۲۱	۰٫۲۴	۰٫۲۱	۰٫۲۶	۰٫۱۸	۰٫۲۱	۰٫۲۰	۰٫۲۹	۰٫۱۷	۰٫۲۲	۰٫۲۱
MgO	۷٫۳۹	۷٫۸۷	۸٫۴۴	۷٫۲۶	۷٫۶۶	۸٫۵۸	۶٫۸۵	۷٫۲۶	۷٫۵۶	۸٫۵۱	۸٫۷۱	۸٫۵۷	۷٫۸۹	۸٫۶۰
CaO	۹٫۸۶	۱۱٫۳	۱۰٫۷	۸٫۹۹	۱۱٫۴	۱۱٫۵	۱۰٫۵	۱۲٫۹	۹٫۷۷	۱۱٫۴	۱۲٫۳	۱۰٫۰۶	۱۱٫۶	۱۲٫۰
Na ₂ O	۲٫۸	۲٫۰	۲٫۵	۳٫۷	۲٫۶	۲٫۲	۲٫۶	۲٫۵	۳٫۲	۱٫۹	۱٫۷	۲٫۴۶	۲٫۱	۲٫۳
K ₂ O	۰٫۳۵	۰٫۲۳	۰٫۴۳	۰٫۲۵	۰٫۳۷	۰٫۱۹	۰٫۲۱	۰٫۱۱	۰٫۳۴	۰٫۳۱	۰٫۱۴	۰٫۲۷	۰٫۲۳	۰٫۱۹
P ₂ O ₅	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۱۰	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۶
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۵	<۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳
TiO ₂	۱٫۴۱	۱٫۰۷	۰٫۹۶	۱٫۴۲	۱٫۱۴	۰٫۹۳	۱٫۳۶	۰٫۵۹	۱٫۱۶	۰٫۷۷	۰٫۷۸	۰٫۸۲	۰٫۹۸	۰٫۸۶
Sum	۱۰۰٫۹	۹۸٫۸	۹۹٫۳	۹۸٫۹	۹۸٫۱	۹۷٫۳	۹۸٫۱	۹۶٫۷	۹۹٫۵	۹۹٫۲	۹۹٫۵	۹۵٫۶	۹۸٫۱	۹۹٫۲
LOI	۲٫۱۵	۱٫۷۵	۲٫۲۷	۲٫۹۲	۱٫۳۲	۱٫۵۰	۱٫۲۸	۴٫۷۰	۲٫۳۶	۱٫۷۳	۱٫۴۰	۳٫۶۸	۱٫۷۵	۱٫۴۳
Trace elements, ppm														
Ba	۱۵۰	۱۰۰	۱۳۰	۱۴۰	۱۴۰	۸۰	۵۰	۶۰	۱۰۰	۲۰۰	۱۵۰	۲۱۰	۱۰۰	۸۰
Nb	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱
Sr	۲۷۰	۱۷۰	۱۲۰	۱۸۰	۱۷۰	۱۱۰	۱۲۰	۱۰۰	۱۳۰	۲۳۰	۲۴۰	۲۰۰	۱۶۰	۱۱۰
Y	۳۰	۲۰	۲۰	۳۰	۳۰	۲۰	۳۰	۱۰	۳۰	۲۰	۱۰	۲۰	۲۰	۲۰
Zr	۶۰	۵۰	۵۰	۶۰	۶۰	۵۰	۸۰	۳۰	۷۰	۳۰	۳۰	۵۰	۵۰	۵۰
Ce	۶٫۳	۵٫۰	۵٫۲	۶٫۸	۵٫۷	۴٫۱	۷٫۷	۶٫۲	۷٫۴	۹٫۰	۷٫۴	۵٫۱	۵٫۰	۴٫۵
Cs	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱
Dy	۴٫۵۹	۳٫۶۳	۴٫۰۶	۴٫۵۴	۴٫۵۴	۳٫۷۵	۵٫۴۰	۱٫۹۹	۴٫۵۷	۲٫۶۴	۲٫۵۹	۲٫۹۹	۳٫۷۷	۳٫۶۸
Er	۳٫۰۶	۲٫۳۸	۲٫۵۳	۲٫۹۹	۲٫۸۴	۲٫۳۵	۳٫۶۲	۱٫۲۸	۳٫۰۲	۱٫۷۸	۱٫۶۵	۱٫۹۳	۲٫۲۶	۲٫۵۴
Eu	۱٫۰۹	۰٫۸۵	۰٫۸۱	۱٫۱۵	۰٫۹۶	۰٫۷۵	۱٫۲۶	۰٫۵۷	۰٫۹۶	۰٫۶۶	۰٫۶۹	۰٫۶۴	۰٫۸۳	۰٫۸۲
Hf	۲	۱	۱	۲	۲	۱	۲	<۱	۲	<۱	<۱	۱	۱	۱
La	۲٫۳	۱٫۷	۲٫۳	۳٫۰	۲٫۲	۱٫۵	۲٫۹	۳٫۲	۳٫۲	۴٫۷	۳٫۹	۲٫۴	۱٫۸	۲٫۲
Lu	۰٫۳۹	۰٫۳۰	۰٫۳۳	۰٫۳۶	۰٫۳۸	۰٫۳۰	۰٫۶۲	۰٫۱۷	۰٫۴۰	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۲۷	۰٫۳۱	۰٫۳۴
Nb	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	۲	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱
Nd	۶٫۸	۵٫۳	۵٫۳	۷٫۱	۵٫۹	۴٫۶	۸٫۲	۴٫۶	۷٫۲	۵٫۷	۵٫۲	۵٫۵	۵٫۳	۴٫۹
Rb	۲٫۹	۱٫۶	۲٫۷	۱٫۸	۱٫۷	۱٫۱	۰٫۹	۰٫۹	۳٫۲	۲٫۵	۱٫۴	۲٫۹	۱٫۷	۱٫۲
Sm	۲٫۵	۲٫۰	۲٫۰	۲٫۶	۲٫۴	۱٫۹	۲٫۹	۱٫۲	۲٫۴	۱٫۶	۱٫۵	۲٫۰	۲٫۰	۱٫۹
Ta	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵
Tb	۰٫۶۵	۰٫۵۵	۰٫۵۵	۰٫۶۶	۰٫۶۴	۰٫۵۱	۰٫۸۳	۰٫۳۰	۰٫۶۴	۰٫۳۷	۰٫۳۷	۰٫۴۲	۰٫۵۰	۰٫۵۳
Th	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۱	۰٫۷	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۱	۰٫۱	<۰٫۱
Tm	۰٫۴۳	۰٫۳۴	۰٫۳۶	۰٫۴۰	۰٫۴۱	۰٫۳۴	۰٫۵۱	۰٫۱۸	۰٫۴۴	۰٫۲۴	۰٫۲۳	۰٫۲۸	۰٫۳۴	۰٫۳۵
U	۰٫۰۶	۰٫۱۰	<۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۵	<۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۲۲	۰٫۱۴	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۰۵	۰٫۱۰	۰٫۰۵
V	۳۳۳	۳۱۶	۲۴۷	۳۴۶	۲۵۹	۲۲۲	۲۸۳	۲۳۵	۲۶۶	۲۹۶	۳۰۴	۱۸۶	۳۰۲	۲۳۲
Y	۲۶٫۱	۲۰٫۴	۲۲٫۶	۲۶٫۸	۲۵٫۶	۲۱٫۶	۳۱٫۸	۱۱٫۹	۲۶٫۱	۱۵٫۲	۱۳٫۹	۱۷٫۵	۲۱٫۲	۲۲٫۲
Yb	۲٫۷	۲٫۳	۲٫۴	۲٫۸	۲٫۷	۲٫۳	۳٫۵	۱٫۲	۲٫۸	۱٫۶	۱٫۵	۲٫۳	۲٫۱	۲٫۴
Zr	۵۵٫۶	۴۳٫۵	۴۷٫۷	۵۷٫۹	۵۶٫۴	۴۲٫۶	۷۲٫۸	۲۲٫۹	۶۹٫۴	۲۶٫۲	۲۶٫۷	۴۴٫۳	۴۱٫۴	۴۵٫۶



شکل ۴ الف، ب و پ) تصاویر میکروسکوپی بافت و کانی‌های تشکیل دهنده دایک‌های دیابازی در منطقه‌ی مورد بررسی (ت) تصویر میکروسکوپی از دایک‌های دیابازی منطقه مورد بررسی (در این تصویر پیروکسن به هورنبلند تبدیل شده، ولی سنگ بافت دلریتی و ساب‌افیتیکی خود را تا حدودی حفظ کرده است) (نور XPL)

ماهیت و سرشتی نیمه‌قلیائی (ساب‌آلکالن) است (شکل ۵ ب). با عنایت به سرشت نیمه‌قلیایی بودن دایک‌ها برای تشخیص نوع سری نیمه‌قلیائی، درجه‌ی قلیائی بودن و جدایش سری‌های تولیتی منیزیم‌دار و آهن‌دار نمودارهای [۲۲،۲۱] مورد استفاده قرار گرفتند. نمودار AFM [۲۱] برای این سنگ-ها بیانگر وابستگی آن‌ها به سری تولیتی (شکل ۶ الف) و با توجه به توزیع نمونه‌ها در نمودار (شکل ۶ ب) دایک‌های دیابازی در گستره‌ی سری‌های تولیت‌های پرمیزیم جای می‌گیرند.

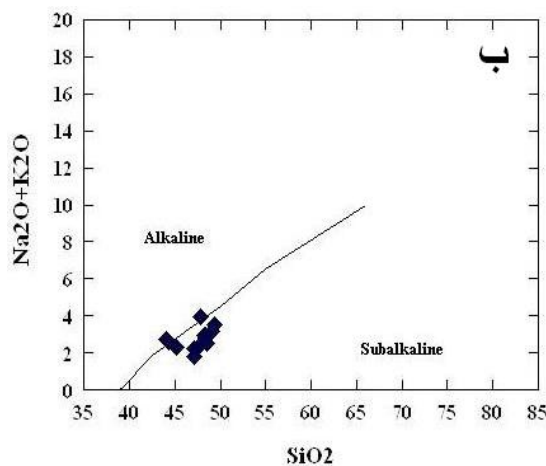
برای متمایز کردن محیط زمین‌ساختی این واحد سنگی از نمودار $TiO_2-K_2O-P_2O_5$ [۲۳] استفاده شد. چنانکه ملاحظه

وجود کانی‌هایی مانند کلریت، ماگنتیت، آمفیبول، اسفن، اپیدوت، کلسیت، کوارتز ثانویه و آل بیت در این دایک‌ها بیانگر این است که آن‌ها تحت تأثیر دگرگونی بستر اقیانوسی قرار گرفته و شرایط دگرگونی از رخساره‌ی زئولیت تا شایست‌سبز را تحمل کرده‌اند.

بررسی‌های زمین‌شیمیایی عناصر اصلی

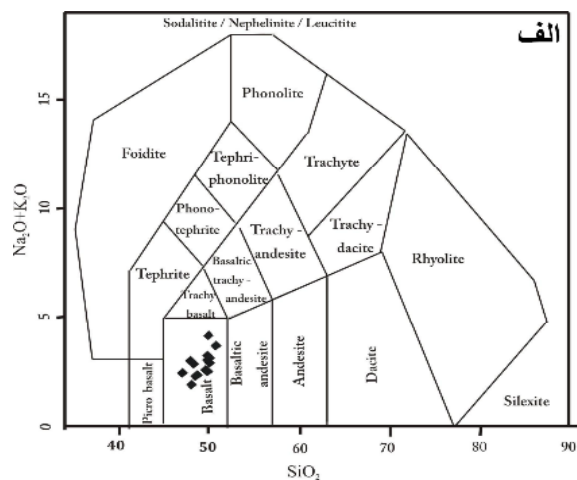
برای نامگذاری و تعیین سری ماگمایی از نمودارهای [۲۱،۲۰] استفاده شد. بر همین اساس ترکیب سنگ‌شناسی دایک‌ها بیشتر بازالتی (شکل ۵ الف) و ماگمای سازنده‌ی آن دارای

استفاده شود. در همین راستا نمودار $\log \text{Cr} - \log \text{Ti}$ [۲۴] نشان می‌دهد که دایک‌های مجموعه‌ی افیولیتی صحنه‌ی-هرسین در قلمرو تولیت‌های کم‌پتاسیم تصویر شده‌اند (شکل ۸ الف) و این مطلب نتایج نمودارهای ترسیم شده با عناصر اصلی را تأیید می‌نماید. همچنین برای تعیین چگونگی دایک‌ها به خاطر درجه‌ی غنی‌شدگی از TiO_2 نمودار $\text{TiO}_2 - \text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ [۲۵] مورد استفاده قرار گرفت که این نمودار بیانگر فقیر بودن ماگمای مولد دایک‌های یاد شده از تیتانیم است (شکل ۸ ب).

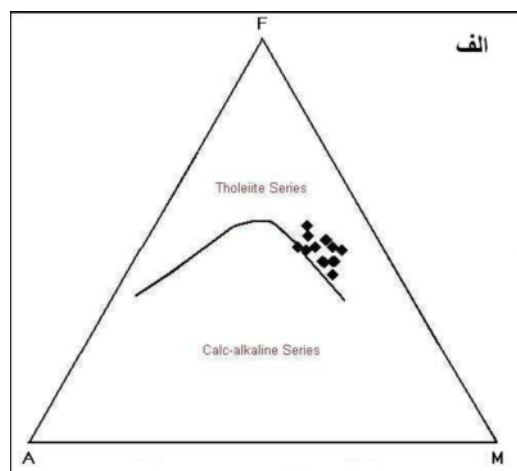
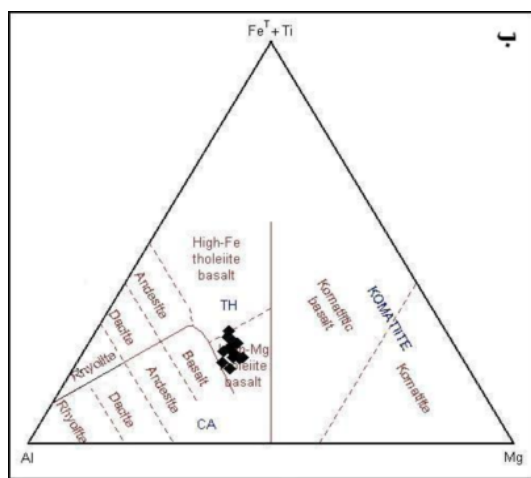


می‌شود نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو بازالت‌های اقیانوسی واقع شده‌اند (شکل ۷).

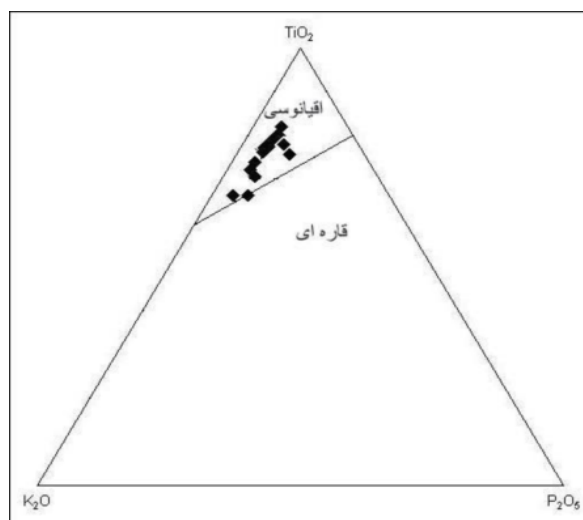
از آنجاکه به سبب شرایط و محل جایگیری افیولیت‌ها، ترتیب سنگ‌های تشکیل‌دهنده‌ی افیولیت، و از جمله دایک‌ها، ممکن است از تغییرات دگرنهادی بستر دریا متأثر شده باشند (این موضوع بخوبی در جدول ۱ در جمع کل عنصر اصلی مشهود است. بطوریکه حدود ۲ تا ۳ درصد از جمع کل عناصر به مواد فرار از جمله آب اختصاص پیدا کرده است) شایسته است از نمودارهای متداول طراحی‌شده‌ای که بر پایه‌ی فراوانی عناصر مقاوم‌تری که از این تغییرات کمتر متأثر می‌شوند نیز



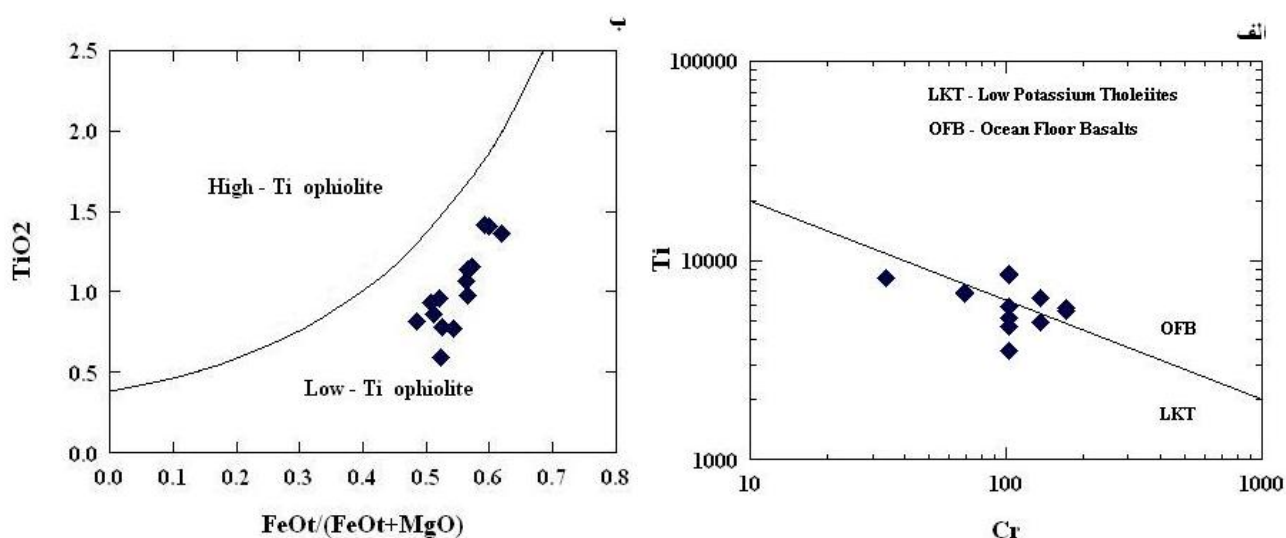
شکل ۵ الف) رده‌بندی شیمیایی و نامگذاری سنگ‌های آذرین با استفاده از نمودار کل قلیایی‌ها نسبت به سیلیس (TAS) از [۲۰]. ب) نمودار تعیین سری‌های ماگمایی [۲۱].



شکل ۶ الف) نمودار AFM (M = MgO, F = $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, A = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) برای تعیین سری‌های ماگمایی دایک‌های منطقه‌ی مورد بررسی [۲۱] ب) نمودار کاتیونی [۲۲]. نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو سری‌های تولیت‌ی (الف) پرمیزیم (ب) تصویر شده‌اند.



شکل ۷ نمودار تمایزی $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O-P}_2\text{O}_5$ برای دایک‌ها از [۲۳].



شکل ۸ الف) نمودار $\log \text{Cr} - \log \text{Ti}$ از [۲۴] ب) نمودار $\text{TiO}_2\text{-FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ دایک‌ها [۲۵].

عناصر فرعی و نادر خاکی

داده‌های وابسته به فراوانی عناصر نادر خاکی تجزیه‌ی شیمیایی سنگ کل دایک‌های دیابازی صحنه - هرسین که به روش ICP-MS آنالیز شده‌اند، در جدول ۱ ارائه شده است. برای بررسی تغییرات عناصر کمیاب از نمودارهای به‌نچار شده با میانگین بازالت‌های عادی این پشته‌ها N-MORB [۲۶] و نیز کندریت [۲۷] استفاده شده است (شکل ۹). چنانکه نمودارها نشان می‌دهند دایک‌ها از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE)

غنی، نسبت به عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE) فاقد تغییرات محسوس و تمامی نمونه‌ها حدود ۱۰ برابر کندریت‌ها از REE غنی‌ترند، ولی Rb و Th غنی‌شدگی کمتر و در عنصری مانند Ba، K و Sr غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند.

در نمودار نمونه/N-MORB الگوهای تقریباً یکنواختی برای HFSE، و غنی‌شدگی نمونه‌ها را از عناصر LIL مانند Ba، K، Th و Nb نشان می‌دهد. غنی‌شدگی بیشتر عناصر LIL در

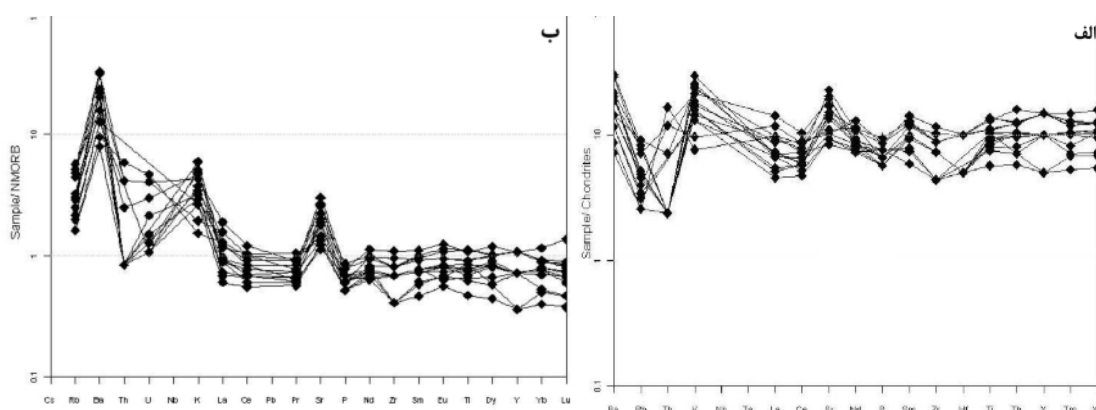
دایک‌های افیولیت صحنه - هرسین ویژگی خوبی برای میزان دگرسانی است. این موضوع در نمودارهای شکل ۹ و نیز در جدول ۱ به خوبی مشهود است.

بررسی محیط زمین ساختمانی دایک‌ها

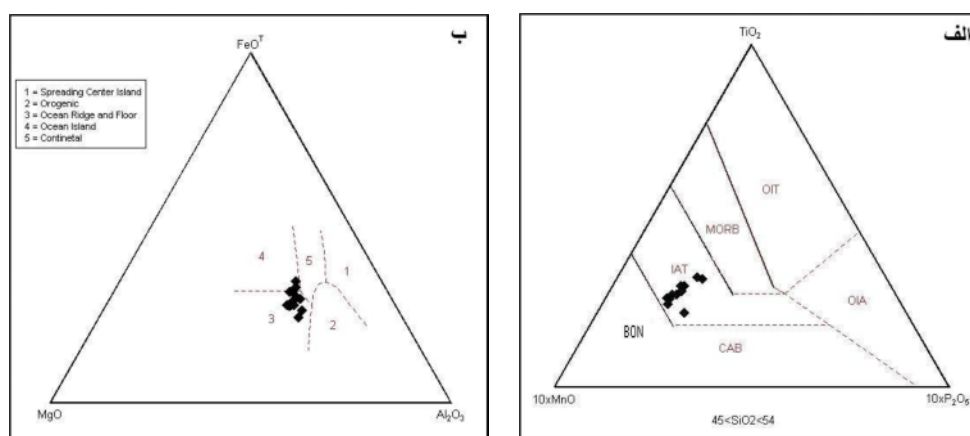
برای تعیین محیط تکتونوماگمایی دایک‌های منطقه‌ی صحنه-هرسین از نمودارهای [۲۹-۳۳] استفاده شد. چنانکه از تصویر آنالیز نمونه‌های دایک‌ها در نمودار $MnO \cdot 10 - P_2O_5 \cdot 10 - TiO_2$ [۲۹] (شکل ۱۰ الف) پیداست، این نمونه‌ها در قلمرو تولییت جزایر کمانی (IAT) قرار می‌گیرند. در نمودار $MgO - Al_2O_3$ [۳۰] نیز دایک‌ها در قلمرو بازالت‌های بستر اقیانوس و جزایر کمانی واقع شده‌اند (شکل ۱۰ ب).

مقایسه با عناصر HFS در این دایک‌ها به خوبی نشان می‌دهد که علاوه بر سازندگان گوشته‌ی فوقانی مواد پوسته‌ای نیز دخالت داشته‌اند. این مواد، به واسطه‌ی سیالات بالا آمده در زون فروران‌ش می‌توانست به سازندگان درگیر اضافه شده باشد که این فرایند شاخص سنگ‌های وابسته به کمان است. به علاوه در بیشتر ماگماهای بازالت‌های جزایر کمانی (IAB) غنی‌شدگی انتخابی از Ba، Rb و K نسبت به عناصر خاکی سبک دیده می‌شود [۲۸].

شرایط دگرسانی با دمای پایین در بازالت‌های میان اقیانوسی باعث تغییراتی در عناصر مختلف، به خصوص عناصر متحرک می‌شود. غنی‌شدگی در میزان Ba در نمونه‌های



شکل ۹ الف) الگوی پراکندگی چند عنصری دایک‌های افیولیت صحنه - هرسین در نمودار (کندریت/نمونه) (مقادیر بهنجار کننده از [۲۶]). ب) الگوی عناصر کمیاب و جزئی دایک‌های افیولیت صحنه-هرسین در نمودار (NMORB/نمونه)، (مقادیر بهنجار کننده از [۲۷]).

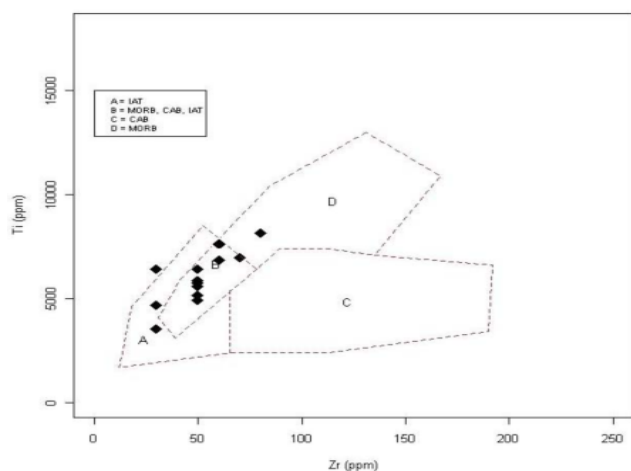


شکل ۱۰ نمودار تعیین محیط‌های زمین‌ساختی مجموعه‌ی افیولیتی صحنه - هرسین [۲۹] (حروف اختصاری استفاده شده در شکل عبارتند از: OIT: تولییت جزایر اقیانوسی؛ MORB: بازالت پشته میان اقیانوسی؛ OIB: بازالت جزایر اقیانوسی؛ IAT: تولییت جزایر کمانی؛ CAB: بازالت قوس‌های قاره ای؛ BON: بونینیت). ب) نمودار $FeO - MgO - Al_2O_3$ [۳۰].

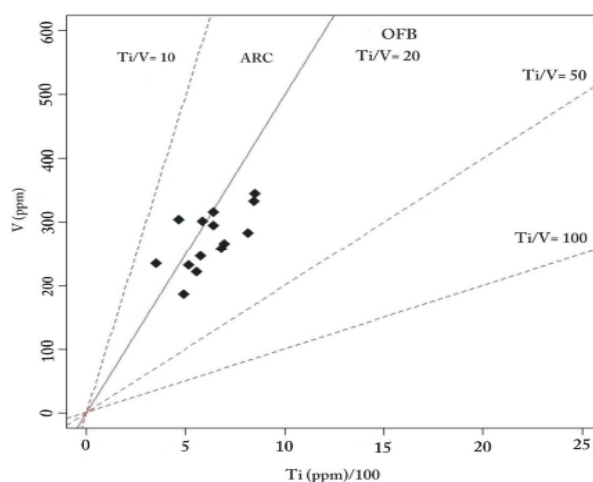
تولیت‌های جزایر کمانی (IAT) وابسته‌اند. به طور کلی یک خاستگاه صرفاً پشته‌ای میان اقیانوسی مشخص برای دایک‌های منطقه‌ای مورد بررسی منتفی است. بعلاوه خاستگاه حوضه‌ای پیش کمانی (fore-arc) برای دایک‌ها به دلیل عدم حضور سنگ‌های مشخص پیش کمانی نظیر بونینیت‌ها، که امروزه در پیش کمان‌های فعال معمول و متداولند [۳۳]، و وجود بافت-های کومولیتی در هارزبورژیت‌های افیولیت مورد بررسی، نیز نمی‌تواند مورد قبول باشد.

نمودار Zr/Y نسبت به Zr [۳۴] نیز تأیید می‌کند که ترکیب دایک‌های دیابازی افیولیت‌های صحنه-هرسین بین بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) و تولیت‌های جزایر کمانی (IAT) قرار دارند (شکل ۱۴).

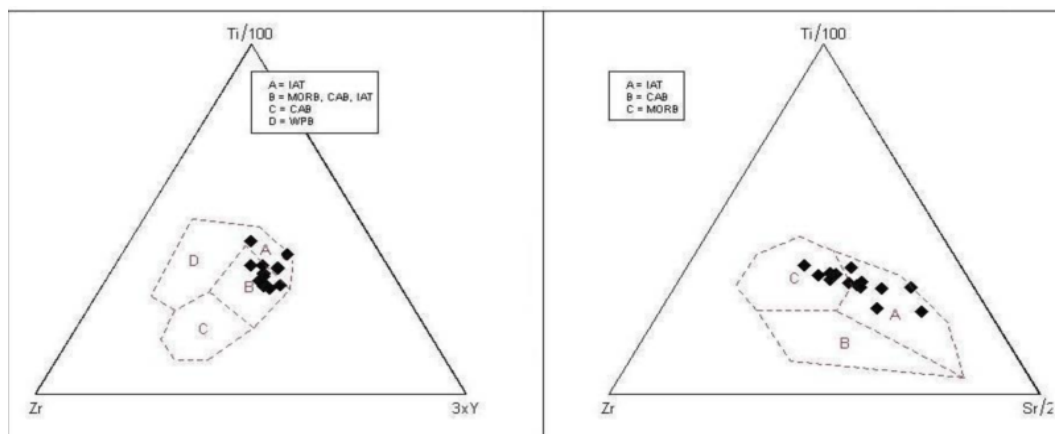
به نظر [۳۱]، از فراونی عناصر Ti و V به عنوان عامل جداکننده مؤثر بین بازالت‌های رژیم‌های زمین‌ساختی مختلف می‌توان استفاده کرد. بر این مبنا دایک‌های این منطقه در گستره‌ی بازالت‌های بستر اقیانوس (OFB) و جزایر کمانی توزیع شده‌اند (شکل ۱۱). در نمودار $Ti/100-Zr-Y*3$ [۳۲] سنگ‌هایی که در میدان B تصویر می‌شوند، نتیجه‌ی مبهمی دارند، به طوریکه همه‌ی بازالت‌های مورب، کمان قاره‌ای و جزایر کمانی در این قلمرو قرار می‌گیرند، لذا برای جدایش این محیط‌ها، نمودارهای $Ti-Zr$ [۳۲] و $Ti/100-Zr-Sr/2$ [۳۲] بکار رفته است (شکل‌های ۱۲ و ۱۳). نتایج تصویر داده‌ها روی این نمودارها بیانگر آنست که نمونه‌های مورد بررسی دایک‌ها به گستره‌ی بازالت‌های پشته میان اقیانوسی (MORB) و



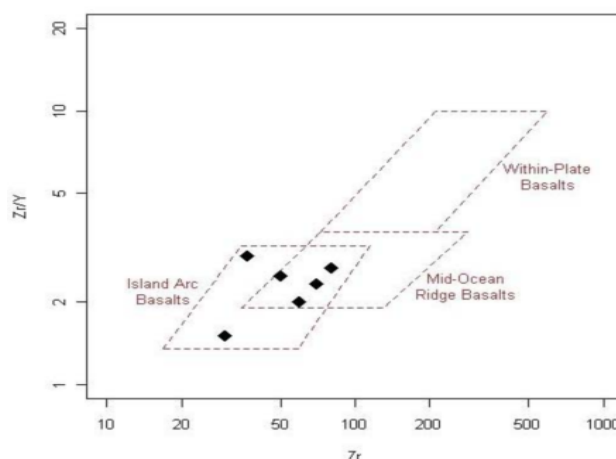
شکل ۱۲ نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی [۳۲].



شکل ۱۱ نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی [۳۱].



شکل ۱۳ نمودار تعیین محیط‌های زمین‌ساختی [۳۲]. علائم اختصاری عبارتند از: MORB: بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی، IAT: تولیت-های جزایر کمانی، CAB: بازالت‌های کمان‌های قاره‌ای، WPB: بازالت‌های درون صفحه‌ای.



شکل ۱۴ نمودار تعیین محیط‌های زمین‌ساختی [۳۳]. علائم اختصاری مشابه شکل ۱۳ است.

برداشت

بررسی‌های داده‌های ژئوشیمیایی گویای آنست که ماگمای سازنده دایک‌های افیولیت صحنه - هرسین با ترکیب دیابازی و از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) غنی هستند که بر تاثیر توام سازندگان گوشته‌ی فوقانی و مواد پوسته‌ای دلالت دارد. محیط‌های زمین ساختی آن‌ها ویژگی‌های انتقالی بین MORB و IAT را نشان می‌دهند و یک خاستگاه پشته‌ای میان اقیانوسی شاخص و نیز خاستگاه، حوضه‌ی پیش کمائی برای این دایک‌ها منتفی است.

بنابراین با استناد به روابط صحرائی دایک‌ها و افیولیت دربرگیرنده آن، مشاهدات سنگ‌نگاری توام با موقعیت پهنه‌ی ساختاری - زمین‌ساختی تراست زاگرس و داده‌های ژئوشیمیایی دایک‌های مورد بررسی با ماهیت تولییتی پرمینیزیم در یک خاستگاه حوضه‌ی پشت کمان یا supra- subduction zone (SSZ) تشکیل شده‌اند. خاستگاه و موقعیت زمین- ساختی حوضه‌ی پشت کمان دایک‌های دیابازی افیولیت صحنه- هرسین مورد بررسی با استفاده از شواهد ژئوشیمیایی متعددی از جمله شیمی انتقالی (تحولی) از MORB تا تولییتی جزایر کمائی، روابط $V - Ti$ ، غنی‌شدگی HFSE در مقایسه با تولییت جزایر کمائی تأیید می‌شود.

مراجع

- Canadian Journal of Earth Sciences 33 (1996a) 1534- 1542.
- [3] Arvin M., Robinson P.T., "The petrogenesis and tectonic setting of lavas from the Baft Ophiolitic Melange, southwest of Kerman, Iran", Canadian Journal of Earth Sciences 31 (1994) 824-834.
- [4] Stocklin J., "Possible ancient continental margine in Iran. In: Burke, C.A., Drake, C.L. (Eds.) The Geology of Continental Margins", Springer, New York (1974) 873-887.
- [5] Takin M., "Iranian geology and continental drift in the Middle East", Nature 235 (1972) 147-150.
- [6] Alavi M., "Tectonic Map of the Middle East", Geological Survey of Iran (1991).
- [7] Lippard S. J., Shelton A. W., Gass I. G., "The ophiolite of Northern Oman", Geological Society of London Memoir 11 (1986) 178 pp.
- [۸] آقاباتی س.ع، "زمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه (۱۳۸۳).
- [9] Braud J., "Les formation au Zagros dans la region de Kermanshah (Iran) et leurs rapports structuraux", Compt. Rend 271 (1970) 244-1291.
- [10] Ricou L. E., "Le croissant ophiolitique peri-arabe, un ceinture de nappes mises en place au Cretace superieur. Rev", Geog. Phys. Geol. Dyn. 13 (1971b) 327-350.
- [11] Penrose Conference (participants), "Penrose Field Conference on Ophiolites", Geotimes 1 (1972) 24-25.
- [12] Coleman R.G., "Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere", Spinger-Verlag, New York (1977) 229.

- [1] Shafahii Moghadam H., Robert J. S., "Late Cretaceous fore arc ophiolites of Iran", Island Arc 20 (2011) 1-4.
- [2] Hassanipak A. A., Ghazi A. M., Wampler J. M., "REE characteristics and K/Ar ages of the Band Ziarat ophiolite complex, southeastern Iran",

- basalts*", Earth Planet Sciences Letters 24 (1975) 419-426.
- [24] Pearce J. A., "Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environment on Cyprus", *Tectonophysics* 25 (1975) 41-67.
- [25] Serri M., "Petrochemistry of ophiolite gabbroic complex: A key for classification of ophiolites into low-Ti and high Ti types", *Earth and Planetary Sci. Lett* 52 (1981) 203-212.
- [26] Sun S. S., Mc Donough W. F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In *Sundares A. D., Norry M (eds) Magmatism in oceanic Basins*", Geological Society of London Special publication 42 (1989) 313-345.
- [27] Thompson R. N., "Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province", *Scott. Journal of geology* 18 (1982) 49-107.
- [28] Wilson M., "Igneous petrogenesis", *unwin Hyman London* (1996) p 450.
- [29] Mullen E. D., "MnO/TiO₂/P₂O₅ a minor element discriminate for basaltic rocks of oceanic environment and its implication for petrogenesis", *Earth and Planetary Science Letters* 62 (1983) 53-62.
- [30] Pearce T. H., Gorman B. E., Birkett T. C., "The relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks", *Earth Planet Sciences Letters* 36 (1977) 121-132.
- [31] Shervais J. W., "Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolite lavas", *Earth and Planetary Science Letters* 59 (1982) 101-118.
- [32] Pearce J. A. Cann J. R., "Tectonic setting of basic volcanic rock determined using trace element", *analyses Earth Planet Sciences Letters* 19 (1973) 290-300.
- [33] Saunders A. D., Tarney J., "Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back – arc basins. in: *Kokelaar B. P., Howells, (eds). Marginal Basin Geology*", Geological Society of London Special publication 16 (1984) 59-76.
- [34] Pearce J. A., Norry M. J., "Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rocks", *contribution to Mineralogy and petrology* 69 (1979) 33-47.
- [۱۳] میرزایی ن.، "بررسی زمین‌ساخت و لرزه زمین‌ساخت صحنه (شمال شرقی باختران)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم (۱۳۷۰).
- [۱۴] حقیقی ن.، "بررسی صحرایی و پتروگرافی سکانس/افیولیتی صحنه"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان (۱۳۷۴).
- [15] Ghazi A.M., Hassanipak A. A., "Geochemistry of subalkaline and alkaline extrusives from the Kermanshah ophiolite, Zagros Suture Zone, Western Iran: Implications for Tethyan plate tectonics", *Asian Journal of Earth Sciences* 17 (1999) 319-332.
- [۱۶] بابایی فد.، "بررسی افیولیت‌های منطقه صحنه (استان کرمانشاه) از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی و سنگ‌شناسی"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۸۱).
- [۱۷] مرادپور ن.، "مطالعه پتروگرافی، ژئوشیمی و پترولوژی مجموعه افیولیتی جنوب صحنه (شمال شرق کرمانشاه)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم (۱۳۸۴).
- [۱۸] فتحیان ل.، "کانی‌شناسی کانی‌های ثانویه ناشی از افیولیت‌های صحنه به عنوان تابعی از فرآیندهای هیدروترمال (دگرسانی - دگرگونی)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا (۱۳۸۶).
- [۱۹] حسینی دوست ج.، "نقشه زمین‌شناسی ۵۰۰۰۰ : ۱ هرسین"، (۱۳۸۵).
- [20] Middlemost E. A. K., "Naming materials in the magma/igneous rock system", *Earth Sciences Rev.* 37 (1994) 215- 224.
- [21] Irvine T.N., Baragar W. R. A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", *Canadian Journal of Earth Science* 8 (1971) 523-548.
- [22] Jensen L. S., "A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks", *Ontario Division of Mines Mp* 66 (1976) 22.
- [23] Pearce T. H., Gorman B. E., Birkett T. C., "The TiO₂ – K₂O – P₂O₅ diagram a method of discriminating between oceanic and non – oceanic