



کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و سن پرتوسنجی دایک‌های مافیک موجود در مجموعه‌ی دگرگون دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)

زری بلاغی^{۱*}، محمود صادقیان^۱، حبیب اله قاسمی^۱، محمد محجل^۲، مینگو جای^۳

۱- دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

۲- دانشکده علوم زمین، دانشگاه تربیت مدرس

۳- مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک، آکادمی علوم چین و دانشگاه نورث وست (شمال غرب)، چین.

(دریافت مقاله: ۹۲/۲/۳، نسخه نهایی: ۹۲/۴/۲۹)

چکیده: مجموعه‌ی دگرگون دلبر در جنوب شرقی شاهرود متشکل از انواع شیست‌ها، آمفیبولیت‌ها و گنایس‌های با مناظر میگماتیته به سن اواخر نئوپروتروزوئیک (پرکامبرین) با استفاده از حداقل سه نسل دایک مافیک با سن‌های مختلف (پرکامبرین، ژوراسیک، ترشیری) قطع شده است. دایک‌های وابسته به ژوراسیک، مجموعه دگرگون پرکامبرین و سنگ‌های رسوبی تخریبی دگرگون شده تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین (معادل با سازند شمشک) را قطع کرده‌اند ولی در آهک‌های ماسه‌ای ژوراسیک میانی و آهک‌های کرتاسه زیرین (نئوکومین) ادامه ندارند. آمفیبول‌های موجود در این دایک‌ها در گروه کلسیمی قرار داشته و از نوع ادنیت هستند. فشارسنجی براساس میزان آلومینیم موجود در آمفیبول، بیانگر فشارهای ۴ تا ۵ کیلوبار برای تعادل نهایی این کانی است که با اعماق ۱۴ تا ۱۵ کیلومتری جایگزینی این دایک‌ها در پوسته همخوانی دارد. سن سنجی به روش U-Pb روی آپاتیت‌های موجود در این دایک‌ها، بازه‌ی زمانی $152 \pm 35 \text{ Ma}$ را نشان می‌دهد که با روابط صحرایی و چینه‌شناختی کاملاً سازگار است. بر اساس ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، این دایک‌ها دارای ماهیت قلیایی آهکی - قلیایی بوده، ماگمای سازنده آن‌ها از ذوب بخشی حدود ۱۵ درصدی یک خاستگاه گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی ریشه گرفته است. این سنگ‌ها در یک محیط زمین‌ساختی کششی پشت کمان و در ارتباط با کشش‌های پوسته‌ی قاره‌ای ایران مرکزی در اثر فروانش ورقه‌ی اقیانوسی نئوتتیس به زیر آن تشکیل شده‌اند. این رویداد از پیامدهای ماگمایی فاز کوهزایی سیمیرین پسین است.

واژه‌های کلیدی: پرکامبرین؛ دایک‌های مافیک؛ سن سنجی U-Pb؛ ژوراسیک؛ بیارجمند؛ شاهرود.

مقدمه

به مجموعه‌های دلبر، بند هزار چاه و میامی را قطع کرده‌اند بررسی‌های صحرایی صورت گرفته در برخی از این مناطق نظیر دلبر و بند هزارچاه، تعداد دایک‌ها به صدها تا هزاران می‌رسد به گونه‌ای که می‌توان آن‌ها را انباشت دایکی (Dyke Swarm) نامید. هدف این بررسی تعیین سن دقیق و رابطه‌ی دایک‌ها با مجموعه‌ی دگرگون و صرفاً روی دایک‌های وابسته به ژوراسیک صورت گرفته است که در زون‌های البرز و سهندج- سیرجان نیز

در لبه‌ی شمالی زون ایران مرکزی در منطقه‌ی بیارجمند در جنوب شرق شاهرود با موقعیت جغرافیایی $50^{\circ}11'$ تا $49^{\circ}45'$ طول شرقی و $35^{\circ}53'$ تا $36^{\circ}5'$ عرض شمالی، دایک‌های مافیک و توده‌های کوچک گابرویدیوریتی وابسته به چند نسل مختلف (نئوپروتروزوئیک، ژوراسیک و ترشیری)، به تعداد فراوان مجموعه‌های آذرین- دگرگونی پرکامبرین ایران مرکزی، معروف

گزارش شده‌اند. در زون البرز، دایک‌های مافیک و توده‌های گابرویی مشابهی، سازند شمشک را قطع کرده‌اند [۲،۱]. به علاوه، در زون سندانج- سیرجان نیز در مجموعه‌های دگرگون بیشتر شبه پهنه‌ای و توده‌های گرانیتوئیدی با میانگین سنی ۱۷۰ میلیون سال، دایک‌های مشابهی گزارش شده‌اند. برای مثال توده‌های نفوذی شیر کوه یزد [۳]، بوئین میاندشت [۵،۴]، گل زرد [۶]، الوند [۷] و بروجرد [۸] هستند که به- وسیله‌ی دایک‌ها یا توده‌های نفوذی مشابهی قطع شده‌اند.

روش بررسی

پس از بررسی‌های دقیق صحرایی، تعیین روابط واحدهای سنگی و تشخیص نسل‌های مختلف توده‌های نفوذی و به-

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمی سنگ کل نمونه‌های مافیک منطقه‌ی دلبر.

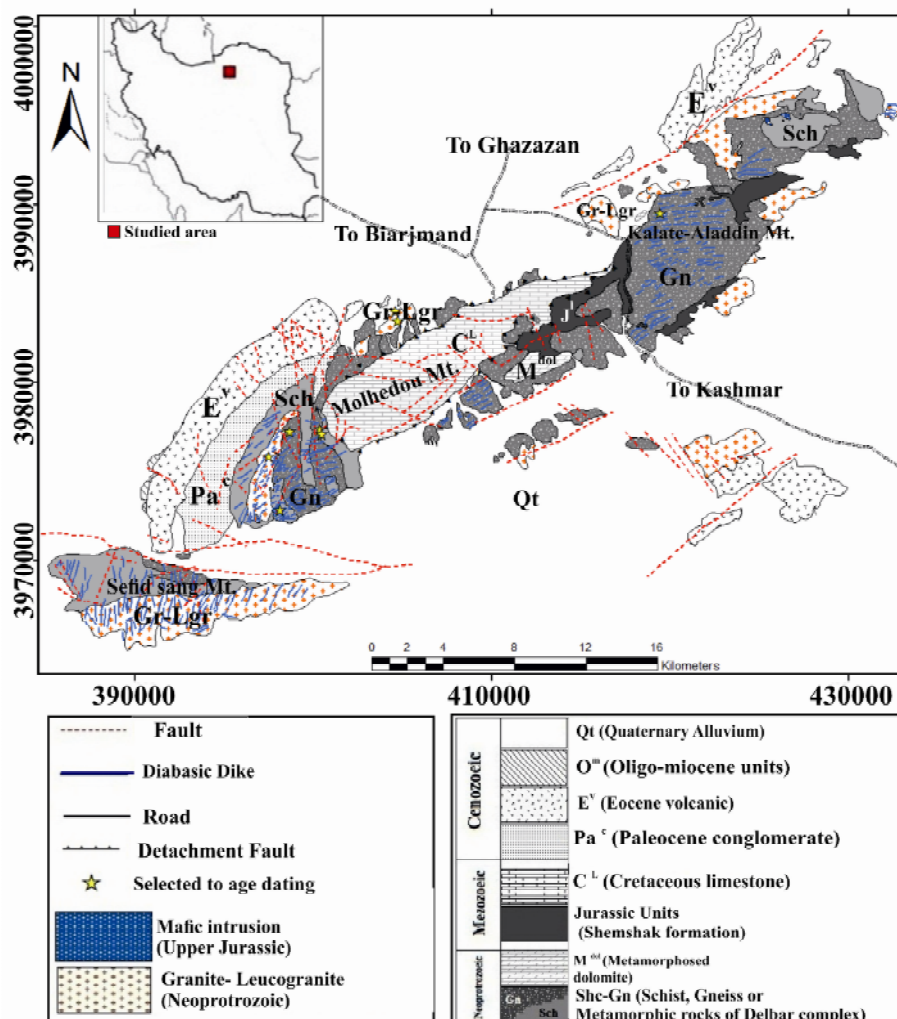
Region	Molhedo Mountain and Allaeddine Mountain							Sefid sang area					
Rock	dike							Mafic					
Sample	B34	B2-1	B44-6	B83-1-2	B19-3	B104-4	MS04-3	MS04-1	MS16-3	MS09-1	MS04-5	MS03-4	MS76-1
Major elements (wt %)													
SiO ₂	۴۹.۷۲	۴۹.۹۵	۴۸.۷۵	۴۷.۱۵	۵۰.۵۲	۴۹.۸۴	۴۶.۱۴	۴۸.۷۸	۵۴.۱۵	۴۹.۱۱	۴۸.۶۰	۴۹.۵۲	۴۹.۵۲
Al ₂ O ₃	۱۶.۴۶	۱۵.۷۹	۱۶.۳۴	۱۹.۸	۱۴.۵۲	۱۵.۱۸	۱۵.۳۳	۱۸.۰۵	۱۸.۵۰	۱۸.۱۳	۱۸.۲۳	۱۴.۷۸	۱۴.۷۵
FeO ^t	۱۰.۱۵	۱۰.۱۴	۱۰.۶۶	۱۱.۴	۱۳.۷۱	۱۳.۱۶	۱۳.۲۳	۱۰.۵۱	۸.۱۰	۱۰.۲۳	۱۳.۱۹	۱۳.۸۳	۱۳.۸۳
MgO	۷.۰۴	۵.۱۵	۷.۰۵	۴.۰۸	۴.۲۱	۵.۲۹	۸.۸۶۵	۵.۴۲	۴.۹۹	۶.۴۷	۵.۵۱	۴.۶۵	۵.۸۶
CaO	۱۰.۵۱	۹.۴۹	۱۱.۱۹	۱۱.۲۸	۷.۹۱	۸.۰۵	۸.۶۰۴	۱۱.۷۷	۱۰.۴۱	۱۰.۹۹	۱۲.۰۸	۷.۹۳	۹.۶۶
Na ₂ O	۳.۰۸	۳.۶۱	۳.۱۵	۳.۲۸	۴.۷۵	۴.۵۱	۳.۰۲۸	۳.۱۵	۳.۰۴	۳.۲۰	۳.۰۴	۴.۲۳	۳.۸۱
K ₂ O	۰.۴۹	۰.۴۴	۰.۲۷	۰.۵۱	۰.۵۵	۰.۷۷	۱.۴۵	۰.۳۴	۰.۹۱	۰.۴۷	۰.۳۷	۱.۴۷	۰.۷۰
TiO ₂	۱.۳۴	۲.۲۵	۱.۴۲	۱.۸۶	۲.۵۸	۲.۲۷	۲.۴۱	۱.۶۰	۰.۶۱	۱.۳۳	۱.۵۵	۲.۷۱	۲.۳۳
P ₂ O ₅	۰.۱۶	۰.۳۱	۰.۱۵	۰.۳۸	۰.۸۱	۰.۳۴	۰.۶۰	۰.۱۷	۰.۰۸	۰.۲۱	۰.۱۶	۱.۲۰	۰.۳۲
MnO	۰.۱۸	۰.۲	۰.۱۹	۰.۱۶	۰.۲۶	۰.۲۱	۰.۲۳	۰.۱۷	۰.۱۴	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۲۶	۰.۲۱
Cr ₂ O ₃	۰.۰۲۹	۰.۰۱۷	۰.۰۳۶	۰.۰۰۹	۰.۰۰۹	۰.۰۱۳	۰.۰۴	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰	۰.۰۱
LOI	۱.۵	۱.۴	۱.۵	۱.۸	۰.۹	۲	۴	۰.۸	۱.۴	۱.۶	۱.۲	۲.۱	۱.۶
Sum	۹۹.۷۵	۹۹.۷۹	۹۹.۷۸	۹۹.۸	۹۹.۸۲	۹۹.۷۸	۹۹.۹۴	۱۰۰.۰۳	۹۹.۹۸	۹۹.۹۵	۹۹.۹۹	۹۹.۹۹	۱۰۰.۰۴
Norm (CIPW)													
Q	۰	۱.۱۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۹.۴۶۴	۰	۰	۰	۰
Or	۲.۹۰	۲.۶۰	۱.۶۰	۳.۰۱	۳.۲۵	۴.۵۵	۸.۵۸	۲.۰۳	۵.۴۰	۲.۸۳	۲.۲۲	۸.۷۱	۴.۱۵
Ab	۲۶.۰۶	۳۰.۵۵	۲۶.۶۵	۲۷.۷۵	۴۰.۱۹	۳۸.۱۶	۲۵.۰۱	۲۶.۷۳	۱۷.۲۴	۲۷.۱۲	۲۵.۷۲	۳۵.۸۵	۳۳.۳۰
An	۲۹.۶۴	۲۵.۵۸	۲۹.۶۵	۳۷.۸۰	۱۶.۶۷	۱۸.۹۰	۲۳.۹۸	۳۴.۰۷	۳۸.۶۳	۳۳.۶۸	۳۵.۰۱	۱۶.۹۸	۲۱.۰۴
Ne	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۳۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Hy	۱۲.۲۳	۱۲.۲۳	۶.۲۳	۰.۴۸	۱۰.۸۳	۲.۰۳	۰	۵.۴۰	۱۳.۰۶	۵.۹۳	۴.۴۰	۸.۵۰	۶.۰۸
Ol	۲.۶۳	۰	۶.۰۸	۷.۴۴	۰.۹۳	۸.۷۷	۱۶.۵۷	۳.۵۰	۰	۶.۰۲	۴.۱۲	۲.۶۱	۳.۸۵
Mt	۵.۵۲	۶.۴۶	۵.۹۲	۶.۲۰	۶.۹۷	۶.۷۷	۷.۶۷	۶.۱۰	۴.۷۰	۵.۶۹	۵.۹۳	۷.۶۵	۷.۴۴
Il	۲.۵۵	۴.۲۸	۲.۷۰	۳.۵۲	۴.۹۰	۴.۲۱	۴.۵۸	۲.۰۵	۱.۱۸	۲.۵۳	۲.۶۵	۵.۱۵	۴.۴۳
Ap	۰.۲۸	۰.۷۳	۰.۳۶	۰.۹۰	۱.۹۲	۰.۸۱	۱.۴۴	۰.۴۱	۰.۱۹	۰.۵۱	۰.۳۸	۲.۸۶	۰.۷۷
Sum	۹۹.۱۴	۹۹.۳۵	۹۹.۱۸	۹۹.۹۲	۹۹.۸۷	۹۹.۶۴	۹۹.۹۴	۱۰۰.۰۲	۹۹.۹۸	۹۹.۹۴	۹۹.۹۸	۱۰۰.۰۶	۱۰۰.۰۴
Trace elements (ppm)													
Ba	۲۵۰	۹۹	۵۴	۱۰۸	۹۶	۱۱۷	۳۲۴	۳۵	۱۸۹	۷۷	۳۴	۳۰.۱	۱۰.۳
Cs	۰.۴	۰.۹	۳.۱	۱.۱	۰.۲	۰.۲	۱.۲	۱.۵	۱.۴	۰.۸	۱.۳	۰.۸	۱.۱
Ga	۱۵.۲	۱۸	۱۵.۶	۱۷.۶	۲۰.۷	۱۸.۱	۱۶.۹	۱۶.۵	۱۴	۱۳.۸	۱۴.۸	۱۶	۱۷
Hf	۱.۹	۳.۹	۲.۴	۱.۸	۶	۳.۹	۴.۳	۲.۲	۱.۶	۱.۸	۳.۲	۴.۳	۶.۵
Nb	۳.۷	۵.۶	۲.۸	۸.۲	۷.۶	۶	۵۵.۱	۳.۴	۲.۳	۶.۴	۲.۷	۱۵.۴	۹.۹
Rb	۱۷.۲	۶.۴	۵.۴	۱۰.۱	۷.۶	۱۶.۷	۴.۵	۱.۱	۳.۱۸	۱۸.۲	۱۴.۶	۵۰.۱	۱۴.۹
Sr	۲۸۵.۵	۲۶۲.۶	۲۸۱	۵۷۸.۴	۲۵۰.۶	۲۵۳.۳	۱۸۶.۶	۲۱۷.۶	۲۱۳.۹	۳۱۸.۹	۲۷۵.۴	۴۰۹.۳	۲۵۷.۳
Ta	۰.۱	۰.۳	۰.۴	۰.۶	۰.۵	۰.۳	۳.۴	۰.۲	۰.۱	۰.۴	۰.۲	۱	۰.۵
Th	۰.۶	۱.۱	۰.۴	۱.۳	۱.۲	۱.۶	۴.۷	۰.۶	۱.۸	۰.۶	۰.۶	۳	۲.۸
U	۰.۱	۰.۳	۰.۲	۰.۴	۰.۶	۰.۶	۱.۳	۰.۳	۰.۴	۰.۱	۰.۱	۱.۲	۰.۷
V	۲.۲۸	۲.۶۶	۲.۲۴	۲.۳۸	۱.۷۷	۳.۰۵	۱.۵۸	۲.۱۷	۱.۶۲	۱.۹۹	۲.۰۷	۲.۱۱	۲.۶۶
Zr	۸۴.۲	۱۵۴.۷	۸۹.۵	۸۵	۲۱۵.۴	۱۵۹.۶	۱۸۷.۹	۱۰۱.۴	۴۸.۵	۸۹.۴	۹۷.۵	۱۶۶.۵	۲۲۸.۹
Y	۲۳.۳	۳۸.۳	۲۵.۱	۱۹	۵۸.۴	۳۷.۴	۱۹.۴	۲۶.۹	۱۴.۹	۲۲.۸	۲۶.۳	۴۱.۱	۴۲.۵
Pb	۲.۳	۲.۸	۵.۴	۵.۹	۱.۷	۴.۳	۱.۵	۳.۷	۲.۸	۲.۵	۱.۵	۱۰.۸	۳.۴
Rare earth elements (ppm)													
La	۶.۴	۱۰.۷	۴.۹	۱۲.۴	۱۶.۷	۱۲.۴	۳۲.۹	۶.۱	۷.۶	۸.۷	۵.۶	۲۷.۲	۱۵.۹
Ce	۱۵.۴	۲۷.۵	۱۳.۲	۲۷.۶	۴۳.۷	۲۹.۹	۶۳.۱	۱۶.۲	۱۶.۱	۱۹.۱	۱۵.۹	۵۹.۱	۳۸
Pr	۲.۲۵	۳.۹۶	۲.۰۳	۳.۳۷	۶.۲۸	۴.۱۷	۷.۲۵	۲.۴۲	۲.۰۹	۲.۷۷	۲.۲۷	۷.۹۳	۵.۱۳
Nd	۱.۰	۱.۸۲	۱.۰۱	۱.۴۶	۲.۸۹	۱.۹۴	۲۷.۲	۱.۲	۸.۳	۱۳.۶	۱.۱	۳۲.۹	۲۳.۹
Sm	۲.۸۸	۵.۵۱	۳.۰۲	۳.۵۳	۸.۸۱	۵.۴۷	۶	۳.۲۹	۲.۰۷	۳.۱۸	۳.۳۵	۷.۷۱	۵.۹۳
Eu	۱.۱۳	۱.۸۱	۱.۱۳	۱.۲۸	۳.۰۶	۱.۷۵	۱.۸۲	۱.۲۵	۰.۷۵	۱.۲۲	۱.۲۴	۲.۶۳	۱.۹۷
Gd	۳.۸	۶.۳۴	۴	۳.۶۸	۹.۸	۶.۲	۵.۹۴	۴.۱۴	۲.۴	۳.۵۵	۴.۰۸	۷.۸	۶.۸۲
Tb	۰.۷۱	۱.۱۶	۰.۷	۰.۶۲	۱.۷۸	۱.۱۱	۰.۸۹	۰.۸۲	۰.۴۶	۰.۷۴	۰.۷۸	۱.۴۴	۱.۳۷
Dy	۳.۸۷	۶.۹	۴.۳۳	۳.۶۲	۱۰.۷۲	۶.۴۹	۴.۵۵	۴.۶۳	۲.۶۵	۳.۹۸	۴.۹۲	۸.۱۲	۸.۴۹
Ho	۰.۹۷	۱.۵۶	۱.۰۷	۰.۷۹	۲.۳۶	۱.۵۶	۰.۸۹	۱.۱۵	۰.۵۳	۰.۸۸	۱.۱	۱.۶	۱.۷۱
Er	۲.۴۹	۴.۴۴	۲.۲۲	۲.۲	۶.۱۴	۴.۰۶	۲.۱۶	۲.۷۵	۱.۶۱	۲.۵	۲.۹۸	۴.۲	۴.۹۶
Tm	۰.۴۱	۰.۶۲	۰.۳۸	۰.۳	۰.۹۴	۰.۵۸	۰.۲۹	۰.۴۴	۰.۲۴	۰.۴۱	۰.۴۳	۰.۶۱	۰.۸۲
Yb	۲.۴۹	۳.۹۹	۲.۳۷	۱.۷۹	۵.۲۳	۳.۷۷	۱.۷۷	۲.۸۲	۱.۵۴	۲.۲۹	۲.۴۱	۳.۸۷	۴.۶۵
Lu	۰.۳۳	۰.۶۲	۰.۴۲	۰.۲۹	۰.۸۵	۰.۶۱	۰.۲۶	۰.۴۶	۰.۲۶	۰.۳۷	۰.۴۲	۰.۵۳	۰.۸
Eu/Eu*	۱.۰۵	۰.۹۴	۱	۱.۰۹	۱.۰۱	۰.۹۲	۰.۹۴	۱.۰۴	۱.۰۳	۱.۱۲	۱.۰۳	۱.۰۴	۰.۹۵
ΣREE	۵۳.۱۳	۹۳.۳۱	۵۰.۴۷	۷۶.۰۷	۱۴۵.۲۷	۹۷.۴۷	۱۵۵.۱۲	۵۸.۴۷	۴۶.۶	۶۳.۳۹	۵۶.۴۸	۱۶۵.۶۴	۱۳۰.۴۵

زمین‌شناسی

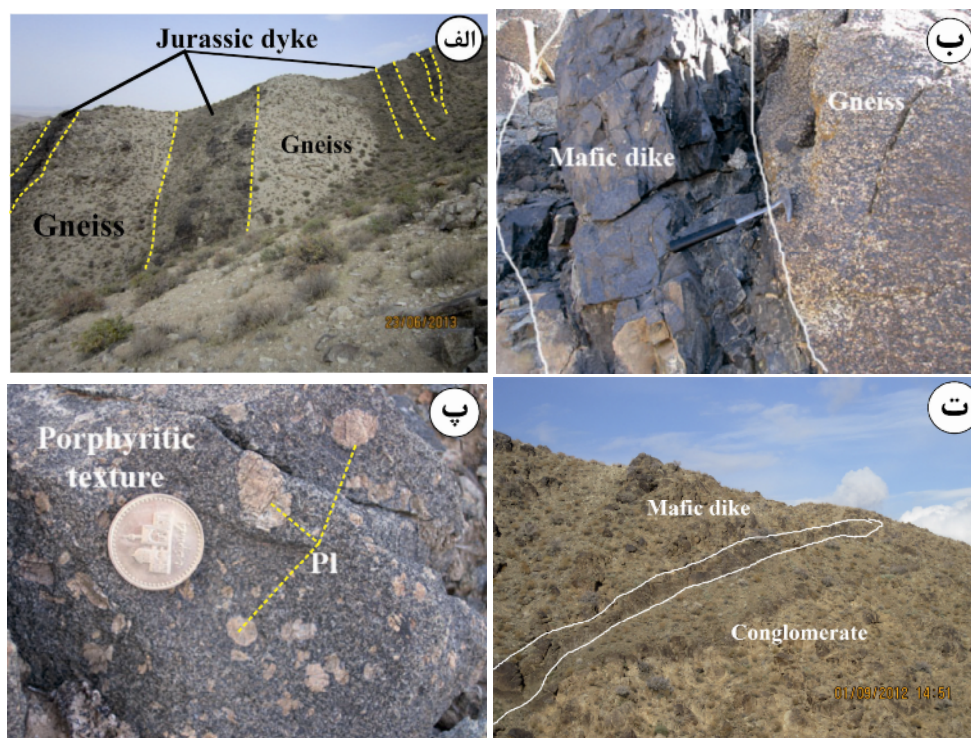
مجموعه‌ی آذرین- دگرگون دلبر در ۱۳۰ کیلومتری جنوب شرقی بیارجمند، بین طول‌های جغرافیایی $50^{\circ}11'$ تا $49^{\circ}45'$ و عرض‌های جغرافیایی $35^{\circ}53'$ تا $36^{\circ}5'$ در حاشیه‌ی شمالی زون ایران مرکزی در بلوک کویر بزرگ واقع شده است (شکل ۱). این مجموعه روی نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم [۹] و خارتوران [۱۰] و نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ابریشم رود [۱۱]، عباس‌آباد [۱۲]، دره‌ی دایی [۱۳] و رزوه [۱۴] به تصویر درآمده‌اند. در تمامی این نقشه‌ها به حضور دایک‌های مافیک اشاره شد ولی ترکیبات سنگی و نیز سن‌های متفاوتی به آن‌ها نسبت داده شد.

مجموعه‌ی آذرین- دگرگونی دلبر، با روند شمال شرقی- جنوب غربی از سنگ‌های آذرین و دگرگون تشکیل شده است.

بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد، که سنگ‌های دگرگون این مجموعه را ترکیب‌های سنگی مختلف نظیر متاسامیت، متاگریوک، متاپلیت (گارنت میکاشیست و گارنت گنایس)، متاکرینات (مرمرآهکی، مرمر دولومیتی) و آمفیبولیت با ساختارهای میلونیتی تشکیل می‌دهند. بخش‌های متاپلیت‌ها دارای مناظر میگماتیکی بوده و دگرگونی در حد رخساره آمفیبولیت میانی- بالایی را نشان می‌دهند [۱۵]. اندازه‌گیری- های سال‌سنجی به روش U-Pb روی زیرکن‌های موجود در سنگ‌های دگرگون و گرانیت‌های منطقه و مناطق همجوار [۱۶]، بازه‌ی زمانی ۵۲۴ تا ۵۴۰ میلیون سال (اواخر نئوپروتروزوئیک- اوایل کامبرین) را برای این مجموعه نشان داده‌اند. دایک‌های مافیک به تعداد فراوان، سنگ‌های دگرگون و نیز لوکوگرانیت‌های آناتکتیک را قطع کرده‌اند (شکل ۲- الف).



شکل ۱ نقشه‌ی ایران و موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی بر روی آن و نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه که با توجه به تصاویر ماهواره‌ای و بررسی‌های صحرایی صورت گرفته تهیه شده است.



شکل ۲ الف- نمایی از رخنمون صحرایی دایک‌های مافیک در مجموعه‌ی دگرگونی دلبر (کوه کلاته علاء الدین)، ب- نمایی از دایک مافیک قطع کننده‌ی گنیس‌های منطقه‌ی دلبر که برگواگی این سنگ‌ها را قطع کرده‌اند. پ- تصویر نشان دهنده‌ی ساخت پورفیروئیدی در بخش‌های مرکزی توده‌ها و دایک‌های مافیک منطقه در مقیاس صحرایی. ت- نمایی از حضور قطعات گسیخته شده گنیس‌ها در لابلای دایک‌های مافیک که نشان دهنده‌ی حاشیه‌ی انجماد سریع دایک‌ها و جای گیری آنها در مجموعه‌ی دگرگون دلبر است. د- نمایی از نفوذ دایک‌های مافیک در کنگلومرای قاعده‌ی ژوراسیک در منطقه‌ی میامی. و- نمایی از حضور قطعات گرانیتی و گنیسی در کنگلومرای قاعده‌ی ژوراسیک (منطقه‌ی میامی).

ها، گرم شدن سنگ‌های منطقه است، به گونه‌ای که سنگ‌های متاپلیتی میزبان به طور موضعی دستخوش دگرگونی مجاورتی شده و حتی در بعضی موارد به سیلیمانیت هورنفلس تبدیل شده‌اند.

تصاویر ماهواره‌ای و بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهند که در بخش‌های شمال شرقی منطقه‌ی دلبر (کوه کلاته علاء الدین و نازکوه) و بخش‌های جنوبی آن (جنوب غربی کوه ملحدو) این دایک‌ها از تمرکز بیشتری برخوردارند و تعداد آن‌ها به صدها تا هزاران دایک می‌رسد (شکل ۲ الف). در مناطق مجاور از جمله سفید سنگ [۱۷]، بند هزارچاه [۱۸]، میامی [۱۹] و شترکوه [۲۰] نیز همین دایک‌ها رخنمون دارند. واحدهای سنگی ژوراسیک زیرین با طیف ترکیبی متاکنگلومرا و تناوب شیل و ماسه سنگ دگرگون با ناپیوستگی آذرین پی روی مجموعه‌ی آذرین- دگرگونی پرکامبرین قرار دارند. در قاعده‌ی دنباله‌ی رسوبی ژوراسیک زیرین، در مناطق بند هزارچاه و میامی،

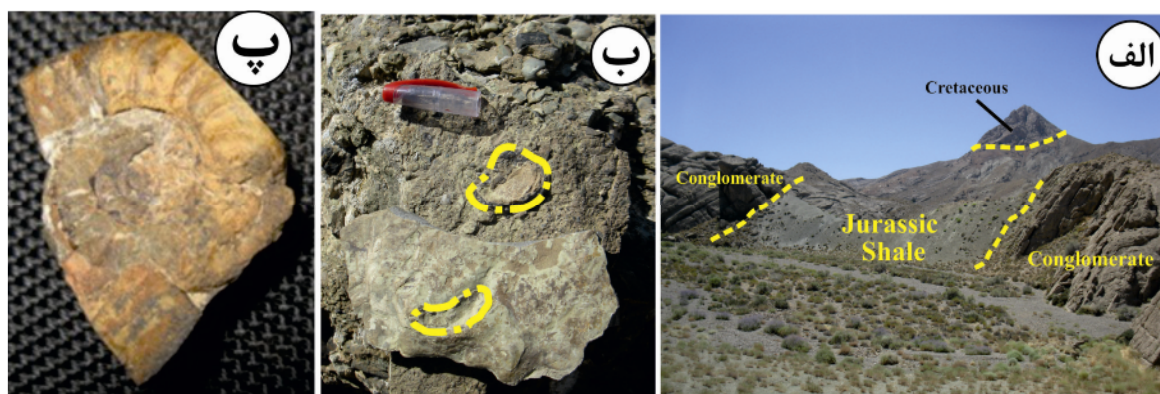
راستای کلی این دایک‌ها در نقاط مختلف متفاوت‌اند، ولی بیشتر دارای راستای شمال شرقی- جنوب غربی هستند. ضخامت آن‌ها از چند سانتیمتر تا چند متر (۴ تا ۵ متر) متغیر است. این سنگ‌ها علاوه بر دایک، به شکل آپوفیز، استوک و توده‌های کوچک و غالباً به رنگ‌های سیاه تا سبز تیره مشاهده می‌شوند. در برخی از آن‌ها اختلاف اندازه‌ی بلورها از حاشیه به مرکز دایک قابل مشاهده است. به گونه‌ای که بخش‌های حاشیه‌ای، دانه ریز و حالت انجماد سریع دارند و بخش‌های مرکزی کاملاً درشت دانه و بافت پورفیروئیدی متشکل از پورفیرهای درشت پلاژیوکلاز نشان می‌دهند (شکل ۲- پ).

برخی از دایک‌ها قدیمی‌ترند (پرکامبرین) و به وسیله‌ی گرانیت‌های آناتکتیک گسیخته شده و در آن‌ها پراکنده شده‌اند، اما گروهی دیگر با حاشیه‌ی انجماد سریع و کاملاً سالم، دگرگونه‌ها و گرانیت‌های آناتکتیک را قطع کرده‌اند و قطعاتی از آن‌ها را دربر گرفته‌اند. از پیامدهای نفوذ و جایگزینی این دایک-

فسیل‌دار نادگرگون را می‌توان معادل سازند دلیچای در البرز و یا آهک‌های قلعه دختر و اسفندیار در ایران مرکزی در نظر گرفت [۱۴].

بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهند که دایک‌های مافیک مورد بررسی، این واحدهای آهکی فسیل‌دار را قطع نکرده‌اند، لذا می‌توان سن ژوراسیک میانی را برای آن‌ها در نظر گرفت. آهک‌های حاوی اربیتولین، اینوسراموس و دوکفه‌ای‌های بزرگ به سن کرتاسه زیرین با ناپیوستگی زاویه‌دار روی نسل تخریبی-کربناتی ژوراسیک میانی قرار گرفته‌اند. به دلیل وجود ریز فسیل‌های *Cylindroporella* sp, *Dictyoconus* sp, *Orbitolina* sp, *Lithocodium aggregatum*, *Textularids*, *Miliolides*, *Dasycladacea* fragments در این سنگ‌ها، سن آن‌ها در بازه‌ی آشکوب‌های آپسین-آلبین (کرتاسه زیرین) قرار می‌گیرد [۱۲]. در کوه ملحدو، آهک‌های کرتاسه زیرین به‌وسیله‌ی گسل وارون کم-شیب از نوع راندگی روی مجموعه آذرین-دگرگون پرکامبرین قرار گرفته‌اند. این آهک‌ها با دایک‌ها قطع نشده‌اند، لذا با در نظر گرفتن روابط چینه‌شناختی می‌توان نتیجه گرفت که دایک‌های مورد بررسی در این پژوهش به اواخر ژوراسیک میانی-بالایی تعلق دارند. در داخل سازند شمشک در زون البرز شرقی نیز دایک‌های مشابهی نفوذ کرده‌اند که در آهک‌های سازند دلیچای به سن ژوراسیک میانی ادامه ندارند [۱]. مقایسه‌ی این دایک‌ها با دایک‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که هردو گروه دارای جایگاه چینه‌شناختی، بازه‌ی سنی، سنگ-شناسی، زمین‌شیمی و جایگاه زمین‌ساختی بسیار مشابهی هستند.

متاکنگلومرای ضخیمی (با ضخامت بیش از ۵۰۰ متر) حاوی قله‌های بسیار درشتی از سنگ‌های دگرگون و گرانیت‌ها همراه با میان‌لایه‌هایی از شیل رخمون دارد. در بخش‌های شیلی این واحد، فسیل‌های گیاهی از نوع *Cyathidites australis*, *Lycopodium sporites*, *Gleichenioidites senonicus*, *Sphagnumsporites antiquas porites* یافت شده‌اند [۲۱]. همچنین مرجان و دو کفه‌ای از نوع آلتتریونیا نیز در این سنگ‌ها یافت می‌شود (شکل ۳-ب). بر اساس شواهد چینه-شناختی، این سنگ‌ها دارای بازه‌ی سنی اواخر تریاس تا ژوراسیک زیرین هستند. توالی کنگلومرا، شیل و ماسه سنگ در مناطق میامی و بند هزارچاه را می‌توان معادل سازند شمشک در البرز و ایران مرکزی در نظر گرفت. سازند شمشک حاوی فسیل‌های درشت کفزی و آمونیت‌هایی است که بازه‌ی زمانی توآرسین میانی تا آلبین بالایی را نشان می‌دهند [۲۲]. این واحد کنگلومرای نیز آشکارا با یک نسل از دایک‌های مافیک قطع شده است. حضور این کنگلومرای چندزادی ضخیم حاکی از آن است که به دنبال فاز کوهزایی سیمیرین پیشین در اواخر تریاس، منطقه دستخوش بالازدگی و فرسایش شدید شده و دنباله‌ی رسوبی تخریبی ضخیم معادل شمشک را در حوضه-های کششی فروافتاده محلی برجای گذاشته است. این دنباله‌ی تخریبی بعداً (ژوراسیک میانی-بالایی) در حد رخساره‌ی شیبست سبز دگرگون شده است. مجموعه دگرگونی دلب و دنباله‌ی رسوبی تخریبی دگرگون ژوراسیک زیرین در برخی مناطق (بند هزارچاه و غرب کوه ملحدو) با سنگ‌های آهکی، آهکی-ماسه‌ای و آهک ماسه‌ای فسیل‌دار (حاوی آمونیت و مرجان به سن ژوراسیک میانی) پوشیده شده‌اند. این واحدهای



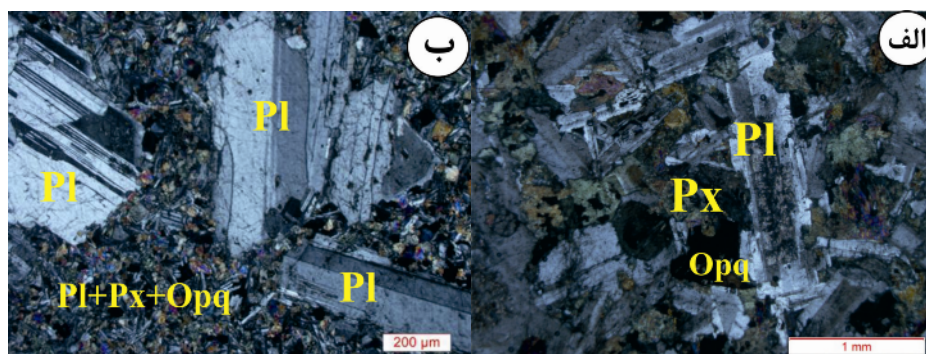
شکل ۳ الف- تصویری از تناوب شیل و ماسه سنگ‌های ژوراسیک زیرین (منطقه‌ی میامی). ب- تصویری از فسیلهای آمونیت و دوکفه‌ای‌های یافت شده در شیل‌های ژوراسیک زیرین (منطقه‌ی میامی).

سنگ نگاری

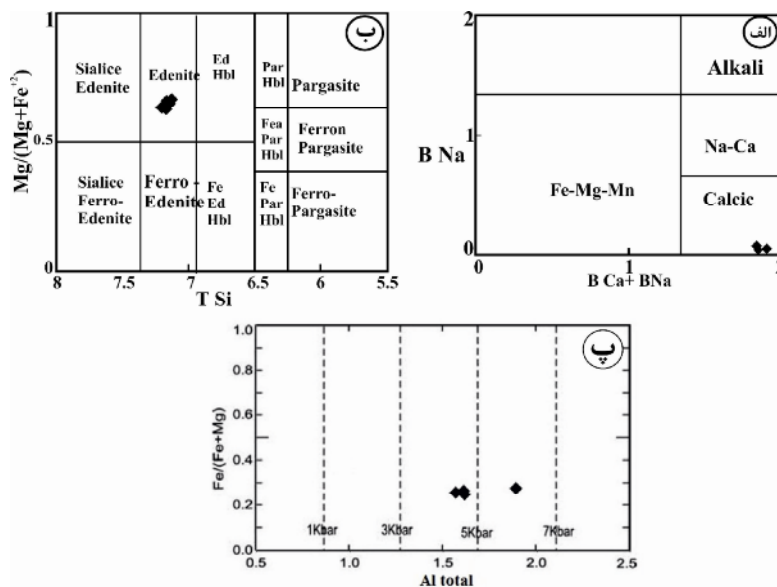
دایک‌های مافیک مورد بررسی دارای ترکیب کانی‌شناسی پلاژیوکلاز، پیروکسن اوزیتی و به مقدار کم آمفیبول ادنیتی هستند و بافت‌های افیتی، ساب افیتی، پورفیروئیدی، گلومروپورفیروئیدی، دانه‌ای ریز تا درشت دارند. آپاتیت، اسفن، مگنتیت و تیتانومگنتیت از کانیهای فرعی موجود در این سنگ‌ها هستند. آپاتیت یکی از کانی‌های فرعی و مهم موجود در سنگ‌های مافیک منطقه است که غالباً به صورت سوزن‌های بلند مشاهده می‌شوند. این کانی به صورت نفوذی در پلاژیوکلاز حضور دارد. اپیدوت و کلریت از جمله کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌ها هستند (شکل ۴). با توجه به ترکیب کانی-شناسی و ویژگی‌های بافتی، می‌توان این سنگ‌ها را میکروگابرو تا گابرو نامید.

شیمی آمفیبول‌ها

آمفیبول‌های موجود در دایک‌های مافیک مورد بررسی در رده-بندی [۲۳] در گروه کلسیک قرار گرفته و از نوع ادنیت‌اند (شکل ۵). آمفیبول‌ها یکی از مناسب‌ترین کانی‌ها در دما-فشارسنجی سنگ‌های آذرینی هستند که در فشارهای ۱-۲۳ Kbar و گستره‌ی وسیعی از دماها از $400-1150^{\circ}\text{C}$ [۲۴، ۲۳] پایدارند. لذا از نتایج آنالیز نقطه‌ای آن‌ها برای تعیین عمق جایگیری دایک‌ها استفاده شد. نتایج فشارسنجی بر اساس میزان Al^{+3} محلول در آمفیبول با چهار طبقه‌بندی مختلف (جدول ۲) نشان می‌دهد که میانگین فشار جایگیری این توده‌ها در گستره‌ی ۳/۸-۵/۴ Kbar در عمق تقریبی ۱۴ تا ۱۵ کیلومتری پوسته قرار می‌گیرد.



شکل ۴ الف- تصویری از حضور بلورهای پلاژیوکلاز و اوزیت در گابروهای با بافت دانه‌ای. Pl: پلاژیوکلاز، Aug: اوزیت. ب- تصویری از حضور پورفیرهای پلاژیوکلاز در دایک‌های میکروگابرویی با بافت گلومروپورفیری.



شکل ۵ الف) نمودار $\text{Ca}+\text{Na}$ نسبت به Na (ب) نمودار $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}_2)$ نسبت به Si برای آمفیبول‌های موجود در توده‌های گابرویی منطقه‌ی چاه تقی (شمال شرق دلبز) که نشان می‌دهد از گروه هورنبلند های کلسیک نوع ادنیت هستند. ج)- نمودار $\text{Fe}/(3\text{Fe} + \text{Mg})$ نسبت به Al_{total} [۲۵] که محدوده‌ی فشار تشکیل آمفیبول‌ها را نمایش می‌دهد.

جدول ۲ نتایج آنالیز EPMA نمونه‌های آمفیبول توده‌های گابرویی منطقه دلبر.

Sample number	B170-1-01	B170-1-02	B170-1-03	B170-1-04		B170-1-01	B170-1-02	B170-1-03	B170-1-04
SiO ₂	۴۳٫۵	۴۶٫۱۴	۴۶٫۵۱	۴۵٫۹۸	Amphibole group	Ca	Ca	Ca	Ca
TiO ₂	۱٫۴۲	۱٫۰۸	۱٫۱	۰٫۹۶	(Ca+Na) (B)	۲	۲	۲	۲
Al ₂ O ₃	۱۰٫۳۶	۸٫۹۴	۹٫۰۶	۸٫۷۴	Na (B)	۰٫۱۳۱	۰٫۲۰۴	۰٫۱۸۶	۰٫۱۳۶
FeO	۸٫۷۳	۸٫۴	۸٫۰۲	۸٫۵۷	(Na+K) (A)	۰٫۷۵۰	۰٫۵۳۷	۰٫۵۵۴	۰٫۵۷۸
MnO	۰٫۲۵	۰٫۱۸	۰٫۱۹	۰٫۲۱	Mg(Mg+Fe ₂)	۰٫۷۲۲	۰٫۷۳۴	۰٫۷۴۸	۰٫۷۴۲
MgO	۱۲٫۷	۱۳٫۰۱	۱۳٫۳۸	۱۳٫۸۲	Amphibole names	edenitic hornblende	edenite	edenite	edenite
CaO	۱۱٫۲۹	۱۰٫۹۸	۱۱٫۲	۱۱٫۴۶	P (kbars)				
Na ₂ O	۲٫۵۹	۲٫۲۱	۲٫۲۹	۲٫۱۵	Hammarstrom & Zen 86	۵۵۷	۴٫۱۷	۴٫۱۹	۳٫۹۴
K ₂ O	۰٫۵۳	۰٫۴۵	۰٫۳۶	۰٫۴۲	Hollister et al. 87	۵۸۸	۴٫۳۱	۴٫۳۴	۴٫۰۶
Cr ₂ O ₃	۰	۰٫۱۷	۰٫۱۹	۰٫۰۵	Johnson & Rutherford 89	۴۵۲	۳٫۳۴	۳٫۳۶	۳٫۱۵
H ₂ O*	۱٫۹۴	۱٫۹۶	۱٫۹۸	۱٫۹۷	Schmidt 92	۵۹۷	۴٫۶۴	۴٫۶۷	۴٫۴۳
Total	۹۳٫۳۱	۹۳٫۵۲	۹۴٫۲۸	۹۴٫۳۳					
No. of oxygens	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳					

زمین‌شیمی

نمونه‌های مافیک مورد بررسی در نمودار رده‌بندی سنگ‌های درونی [۲۶] در گستره‌ی ترکیبی گابرو و مونزوگابرو و سری قلیایی تا شبه قلیایی واقع می‌شوند (شکل ۶ الف). عناصر Ti, Zr, Nb, Y و Sr مؤثرترین جدا کننده‌ها در بازالت‌های فوران کرده از محیط‌های زمین ساختی مختلف به شمار می‌روند [۲۸، ۲۷]. لذا از این عناصر نیز برای تعیین ماهیت سنگ‌های مافیک مورد بررسی استفاده شده است. نمونه‌های مافیک مورد بررسی روی نمودار تغییرات Zr/TiO₂ نسبت به [۲۹] در گستره‌ی بازالت‌های شبه قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۶-ب).

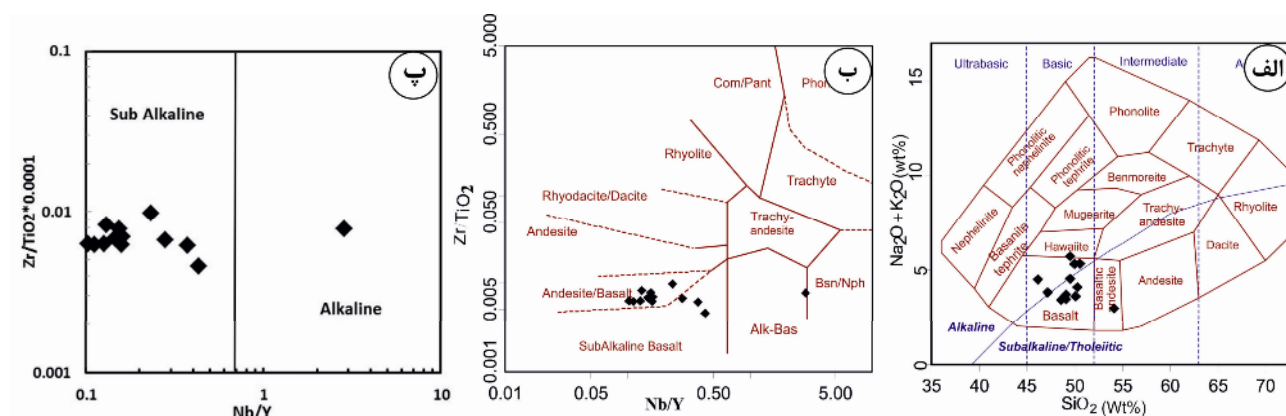
نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به REE کندریت [۳۰] تهی‌شدگی آنها از HREE و غنی‌شدگی از LREE و نبود بی‌هنجاری منفی و یا مثبت Eu را نشان می‌دهد (شکل ۷-الف). در نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه [۳۱] نیز غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی از HREE مشاهده می‌شود. به علاوه تهی‌شدگی قابل ملاحظه از عناصر HFSE، مانند Nb که شاخص ماگماهای وابسته به کمان قاره‌ای است، نشان دهنده‌ی حضور فازهای دیرگداز حاوی Nb در محل خاستگاه است. بی‌هنجاری مثبت عناصر Cs و Pb می‌تواند بر اثر آرایش ماگما با مواد

پوسته قاره‌ای (به دلیل تمرکز بالای این عناصر در پوسته‌ی قاره‌ای) صورت گرفته باشد (شکل ۷-ب). میانگین نسبت La_N/Sm_N که نشانگر نسبت LREE/HREE است، در سنگ‌های منطقه‌ی دلبر برابر ۲/۳۵ است، لذا بر اساس این نسبت و با توجه به ماهیت شبه قلیایی نمونه‌ها می‌توان نتیجه گرفت که ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های منطقه از ذوب بخشی با درجه‌ی پایین یک منبع گوشته‌ای غنی شده ریشه گرفته است. نمودار TiO₂ نسبت به Fe₂O_{3t} [۳۲] بیانگر آن است (شکل ۷-پ). همچنین قرار گرفتن نمونه‌های مورد بررسی در میدان فاقد گارنت روی نمودار Ce/Sm نسبت به Sm/Yb [۳۳] با ریشه گرفتن این سنگ‌ها از ذوب بخشی یک خاستگاه گوشته‌ای فاقد گارنت همخوانی دارد (شکل ۷-ت). به منظور تعیین درجه‌ی ذوب بخشی نمونه‌های مورد بررسی، با توجه به میانگین بالای عدد منیزیم آنها (۵۱) از نمودار (Sm/Yb)N نسبت به (La/Sm)N، مقادیر بهنجار شده نسبت به کندریت سان و مک دونوف (۱۹۸۹) استفاده شد (شکل ۸-الف). در این نمودار نمونه‌های مافیک منطقه دلبر از ذوب بخشی ۱۰ تا ۲۰ درصدی یک خاستگاه اسپینل پریدوتیتی ریشه گرفته‌اند.

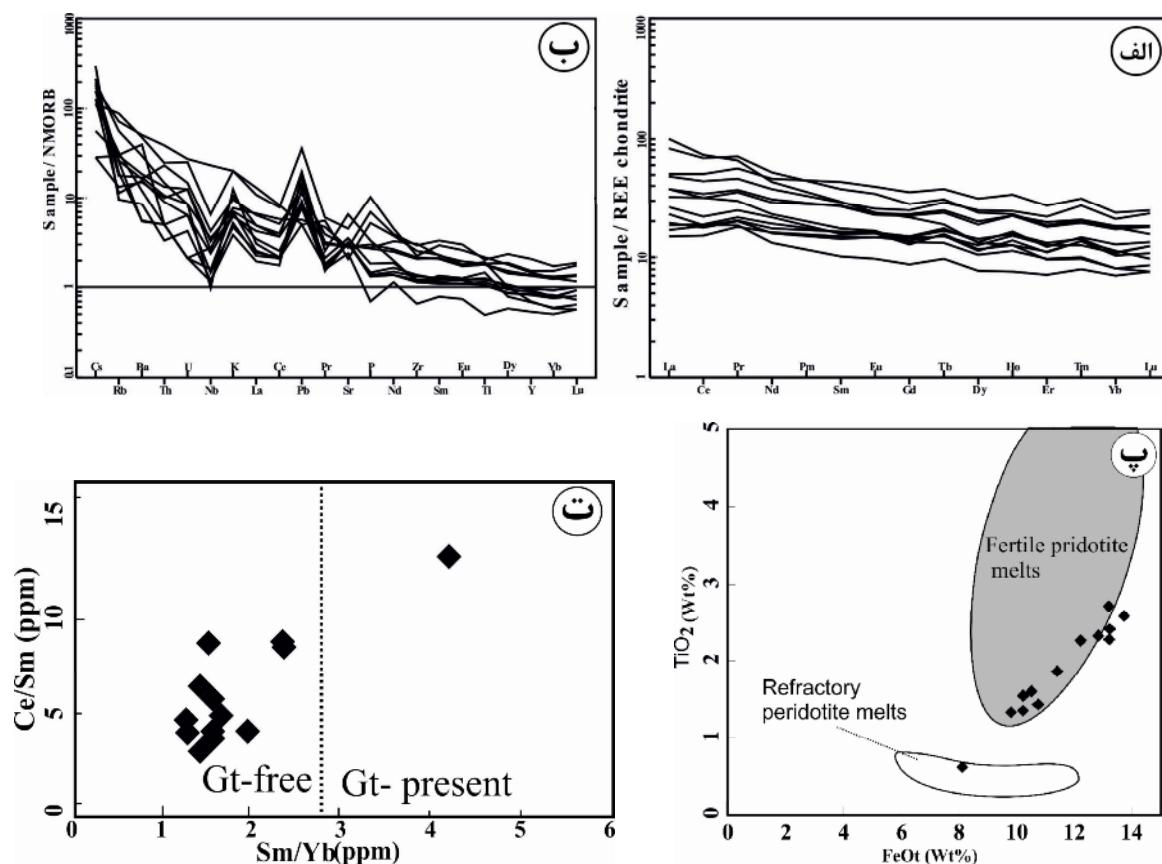
از نمودار تغییرات Ce/Y نسبت به Ce [۳۴] برای تعیین عمق رخداد ذوب بخشی محل خاستگاه استفاده شده است. بر

محیط زمین ساختی (شکل‌های ۸ پ، ت و ث)، نمونه‌های مافیک مورد بررسی در گستره‌ی بازالت‌های پشت کمائی و یا نزدیک به آن قرار می‌گیرند.

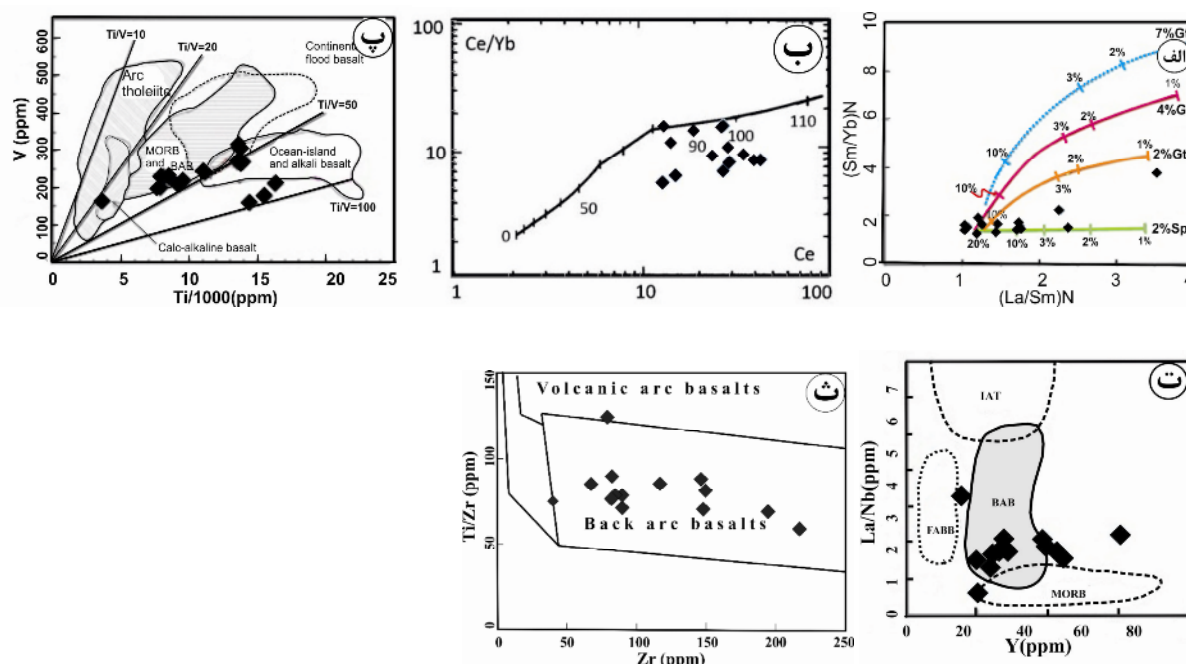
اساس این نمودار (شکل ۸- ب)، عمق بروز ذوب بخشی و تشکیل ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های مافیک منطقه‌ی دلبر در حدود ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتر تعیین می‌شود که با گوشته‌ی اسپینل لرزولیتی همخوانی دارد. در نمودارهای مختلف تعیین



شکل ۶ الف- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ نسبت به SiO_2 [۲۶] که موقعیت نمونه‌های مورد بررسی روی آن نشان داده شده است. ب- نمودار تغییرات نسبت Zr/TiO_2 نسبت به Nb/Y [۲۹] و موقعیت نمونه‌های مورد بررسی بر روی آن. پ- نمودار تغییرات نسبت $\text{Zr}/\text{TiO}_2 * 0.0001$ نسبت به Nb/Y [۲۹].



شکل ۷ الف- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به REE کندریت [۳۰]، ب- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به NMORB (Sun & Mc Donough, 1989) برای نمونه‌های گابرویی مورد بررسی. پ- نمودار تغییرات TiO_2 نسبت به Fe_2O_3 [۳۲] برای نمونه‌های مورد بررسی. ت- نمودار نسبت Sm/Yb نسبت به Ce/Sm [۳۳].



شکل ۸ الف- نمودار $(Sm/Yb)_N$ نسبت به $(La/Sm)_N$ ، مقادیر بهنجار شده نسبت به کندریت [۳۱]. ب- نمودار تغییرات Ce/Y در مقابل Ce [۳۴] جهت تعیین عمق رخداد ذوب بخشی محل منبع. نمودارهای تغییرات V در مقابل $Ti/1000$ [۳۵] (پ)، La/Nb نسبت به Y [۳۶] (ت) و نمودار Ti/Zr نسبت به Zr [۳۷] (ث) برای تعیین محیط زمین ساختی نمونه های مافیک مورد بررسی.

سال‌سنجی به روش U-Pb آپاتیت

آپاتیت کانی فرعی رایج در سنگ‌های مافیک مورد بررسی است که اطلاعات مهمی در خصوص زمان تشکیل این سنگ‌ها ارائه می‌دهد. به طور کلی آپاتیت در بررسی‌های سال‌سنجی دمای پایین به کار می‌رود. زیرا دمای بسته شدن سیستم آپاتیت پایین است (۴۵۰-۵۵۰ درجه سانتیگراد) [۳۸]. اما تعیین سن دقیق به روش U-Pb-Th بر روی آپاتیت بخصوص در نمونه‌های جوانتر به دلیل فراوانی پایین U و از دست رفتن Pb رادیوژنیک و اهمیت تصحیح دقیق سرب عادی بسیار دشوار است [۳۹]. تعیین سن دقیق U-Pb معمولاً به دلیل نسبت بالای سرب عادی به سرب رادیوژنیک، محدود است و نیاز به تصحیح سرب عادی دارد. داده‌های حاصل از تعیین نسبت‌های ایزوتوپی نمونه مورد بررسی به روش LA-ICPMS پس از تصحیح سرب عادی، در رسم نمودار $^{238}U/^{206}Pb$ vs $^{207}Pb/^{206}Pb$ مورد استفاده قرار گرفته است (جدول ۳). این نمودار، سن $152 \pm 35 Ma$ (ژوراسیک میانی- فوقانی) را برای دایک‌های مافیک مورد بررسی نشان می‌دهد (شکل‌های ۹- ب و پ) که با شواهد چینه‌شناسی منطقه و مناطق همجوار همخوانی دارد.

بحث

ویژگی‌های زمین‌شیمی و نیز نمودارهای جدایش محیط زمین ساختی نشان می‌دهند، جایگاه زمین‌ساختی تشکیل این

سنگ‌ها، با محیط پشت کمانهای قاره‌ای همخوانی دارد. به اعتقاد ویلمسن و همکاران [۴۰] کشش ناشی از فرورانش پیشرونده‌ی سنگ کوهی اقیانوسی نتوتتیس به زیر سنگ کوهی قاره‌ای ایران مرکزی، منجر به باز شدن حوضه‌های کافتی پشت کمان در بخش‌های داخلی ایران مرکزی و البرز شده است (شکل ۱۰). ماگمای مافیک حاصل از ذوب بخشی گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای از طریق فضاهای کششی ایجاد شده در این حوضه‌ها در راستای گسل‌های عادی به ترازهای بالایی پوسته صعود کرده و به صورت دایک یا توده‌های کوچک مقیاس جایگزین شده است. چنانکه قبلاً اشاره شد، ماگمای سازنده‌ی دایک‌های منطقه از ذوب بخشی ۱۰ تا ۲۰ درصدی یک سنگ خاستگاه گوشته‌ای اسپینل پریدوتیتی در اعماق ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری ریشه گرفته و در خلال صعود و جایگزینی در پوسته احتمالاً مقدار اندکی آلودگی پوسته‌ای یافته است. سازند شمشک و سنگ‌های مافیک موجود در آن، در حوضه‌ی کششی کافتی پشت کمائی ایجاد شده‌اند که در فاز کوهزایی سیمیرین پیشین، تشکیل شده بود [۴۱، ۴۰، ۲]. تغییر در الگوی رسوبگذاری در مرز تریاس میانی- بالایی با تغییر رسوب‌های سکوی کربناتی پرموتریاس (سازنده‌های شتری و الیکا) مربوط به مرحله کافت‌زایی به رسوب‌های سیلیسی تخریبی قاره‌ای تریاس فوقانی ژوراسیک میانی (گروه شمشک) نشان داده می‌شود. این

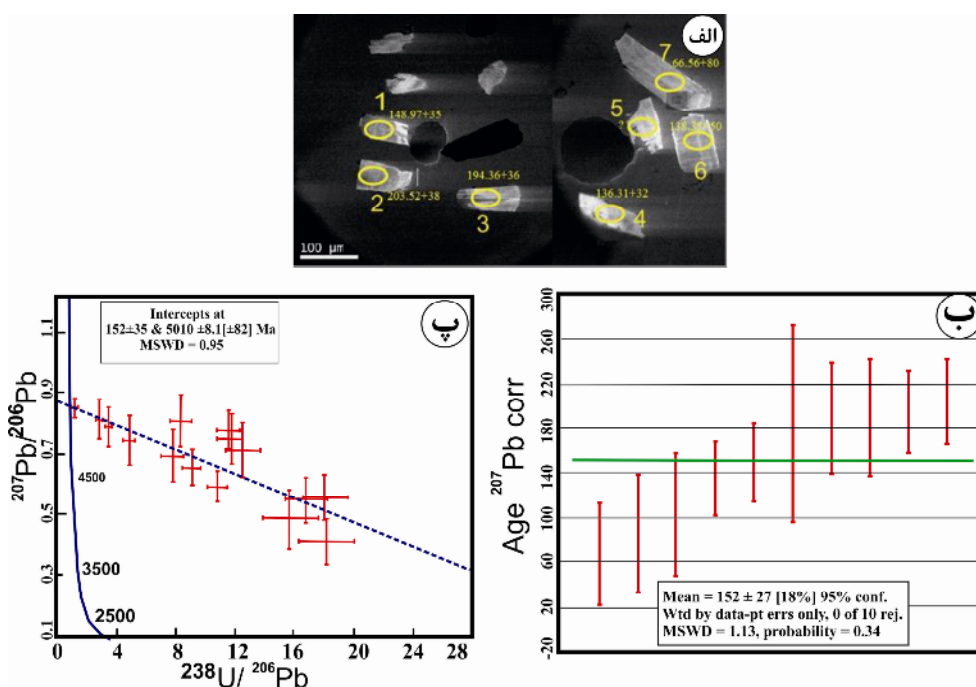
رخداد به عنوان کوهزایی سیمیرین آغازین معرفی شده و گروه شمشک به عنوان مولاس پس از کوهزایی این رخداد، در یک حوضه‌ی پیش بوم تشکیل شده است [۴۲، ۲۱]. این حوضه‌ها از نوع حوضه‌های پیش بوم (Forland) پشت کمان ماگمایی ارومیه دختر هستند. به اعتقاد [۴۳]، در اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک، به دنبال بسته‌شدن اقیانوس پالئوتتیس و برخورد بلوک سیمیرین (بلوک‌های لوت، طبس، یزد و کویر بزرگ) با ورقه توران، فرسایش و تخریب این بلوک، خاستگاه اصلی تأمین رسوب‌های سازند شمشک بوده است.

در گستره‌ی اشکوب‌های توآرسین- آلتین (ژوراسیک تحتانی- میانی)، نرخ بالای فرونشست (60 m/Ma) در عرض البرز جنوبی و تغییرات سریع ضخامت، موجب کشش در بخش شمالی ایران (مرحله کافت حوضه‌ی البرز، [۴۴]) شده است. کشش وابسته به فروروانش پیشرونده‌ی نفوتتیس منجر به باز شدن نهایی حوضه‌های کافت پشت کمان در راستای حاشیه‌ی لورازیا شده است [۴۱، ۴۵-۴۷]. این رخداد در گستره‌ی زمانی ۱۷۰-۱۸۳ میلیون سال پیش (توآرسین- باژوسین آغازین) صورت گرفته است (شکل ۱۰). پس از حادثه سیمیرین میانی، از پس از باژوسین پایانی، فرونشست در تمام شمال ایران دوباره فعال شده (رسوب‌های دریایی عمیق سازند دلیچای) و به همراه کشش پوسته‌ای، موجب عمیق‌تر شدن نسبی حوضه‌ی رسوبی شده است [۴۸]. حادثه‌ی کافت‌زایی پشت کمان، منجر به ایجاد حوضه‌ی جنوب دریای خزر [۴۱] و تشکیل البرز در حاشیه‌ی جنوبی آن در گستره‌ی زمانی ۱۵۰-۱۷۰ میلیون سال پیش (باژوسین پایانی- ژوراسیک بالایی) شده است (شکل

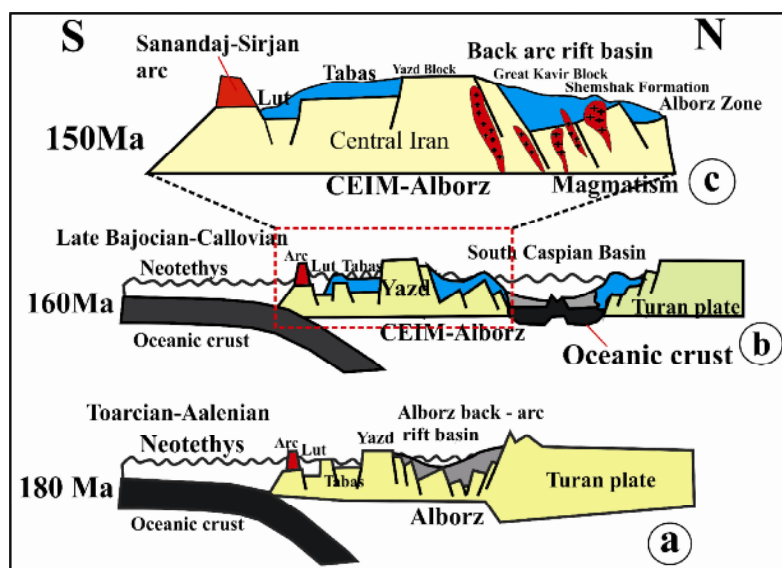
۱۰). به اعتقاد شهبازی و همکاران [۷] در ژوراسیک میانی، ورقه اقیانوسی نفوتتیس به زیر خرده قاره‌ی ایران مرکزی فروروانش داشته و پوسته‌ی قاره‌ای کمان ایران مرکزی تحت تاثیر رژیم زمین‌ساختی تراکمی بوده است. ماگماهای مافیک مادر در راستای این شکستگیها و فضاها کششی به درون پوسته صعود کرده و دایک‌ها و توده‌های کوچک مقیاس مافیک را ایجاد کرده اند (شکل ۱۰). شکل ۱۰ مدل زمین ساختی نمادین ارائه شده برای چگونگی تشکیل این حوضه‌ها و ماگماتیسیم وابسته به آن در ژوراسیک میانی- فوقانی را نشان می‌دهد [۴۰]. سنگ‌های مافیک با دامنه‌ی سنی مشابه در زون سنج- سیرجان گزارش شده‌اند، از جمله سن گابروهای الوند به روش U-Pb، $166.5 \pm 1.8 \text{ Ma}$ گزارش شد [۷]. [۸] فعالیت ماگمایی کوتاه مدتی را در گستره‌ی زمانی ۱۶۹-۱۷۲ Ma در ارتباط با تشکیل مجموعه‌ی گرانیتوئیدی بروجرد گزارش کرده‌اند. برای گرانیتوئیدهای لوکوگرانیتی (ترونجمیت- های) مجموعه قوری در بخش جنوبی زون سنج- سیرجان به روش U-Th-Pb روی زیرکن، سن $147.4 \pm 0.76 \text{ Ma}$ ارائه شده است. سن‌های ارائه شده برای توده‌های گرانیتوئیدی مختلف در زون سنج- سیرجان و ایران مرکزی بیانگر رویداد ماگماتیسیم گسترده در این گستره‌ی زمانی است. گستره‌ی سنی به دست آمده برای توده‌های مافیک مورد بررسی ($152 \pm 35 \text{ Ma}$) در منطقه‌ی دلبر نیز به ماگماتیسیم وابسته به کشش در حوضه‌های پشت کمان زون‌های ایران مرکزی و البرز در گستره‌ی زمانی ژوراسیک میانی- فوقانی کاملاً سازگار است.

جدول ۳ نتایج حاصل از تعیین نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌های بدست آمده به روش U-Pb بر روی آپاتیت موجود در نمونه‌های مافیک منطقه دلبر.

Sample Spot	Pb207 Pb206	1σ%	Pb207 U235	1σ%	Pb206 U238	1σ%	Pb207 Pb206	1σ%	Pb206 U238	1σ%	Pb207 U235	1σ%	U238 Pb206	Err %	Pb207 Pb206	Err %	Age207Pb corr	Age Err %
B34-04	۰.۵۵۵۴	۰.۰۶۹۹	۴.۲۳۸۱	۰.۴۴۷۶	۰.۰۵۵۴	۰.۰۰۴۵	۴۳۹۳.۲	۱۷۲.۸۵	۳۴۷.۷	۲۷.۹۹	۱۶۸۱.۴	۸۶.۷۷	۱۸.۰۴	۸.۲۶	۰.۵۵	۱۲.۶۱	۱۳۶.۳۱۶	۳۲.۲۷۸۸
B34-01	۰.۵۴۸۹	۰.۰۷۲۵	۴.۵۰۹۹	۰.۵۰۴۴	۰.۰۵۹۵	۰.۰۰۵۰	۴۳۷۸.۴	۱۸۰.۶۳	۳۷۳	۳۰.۹۸	۱۷۳۲.۸	۹۲.۹۷	۱۶.۷۹	۸.۵۵	۰.۵۵	۱۳.۲۱	۱۴۸.۹۷۹	۳۵.۹۳۶۱
B34-19	۰.۸۴۷۴	۰.۰۲۹۸	۱۰.۷۶۹	۰.۰۶۵۲	۰.۹۲۱۵	۰.۰۴۲۲	۵۰۰۳.۶	۴۹۰.۷	۴۲۱۰.۵	۱۴۱.۸۲	۴۷۶۰.۷	۴۷.۳۲	۱.۰۹	۴.۵۹	۰.۸۵	۳.۵۲	۱۷۵.۲۲۸	۲۵۱.۵۲۷
B34-18	۰.۶۸۹۴	۰.۰۸۴۵	۱۲.۳۵۹	۱.۳۲۴۱	۰.۱۳	۰.۰۱۲۰	۴۷۰۸.۹	۱۶۵.۶۹	۷۸۷.۸	۶۸.۹۶	۲۶۳۲.۱	۱۰۰.۶۴	۷.۶۹	۹.۳	۰.۶۹	۱۲.۲۶	۱۸۳.۴۳۰	۸۷.۱۸۷۹
B34-11	۰.۸۰۵۹	۰.۰۶۵۵	۴۰.۰۶۵	۳.۳۶۸۸	۰.۳۶۰۵	۰.۰۲۸۷	۴۹۳۲.۴	۱۱۱.۰۶	۱۹۸۴.۶	۱۳۶.۰۴	۳۷۷۲.۳	۸۳.۳	۲.۷۷	۷.۹۶	۰.۸۱	۸.۱۳	۱۸۳.۹۲۸	۱۸۸.۴۹۲۶
B34-06	۰.۴۸۹۱	۰.۰۹۲۶	۴.۲۹۴۳	۰.۶۹۹۷	۰.۰۶۳۶	۰.۰۰۷۵	۴۲۰۸.۸	۲۵۴.۳۳	۳۹۷.۹	۴۶	۱۶۹۲.۳	۱۳۴.۲	۱۵.۷۱	۱۱.۹۲	۰.۴۹	۱۸.۹۴	۱۸۸.۳۵۸	۵۰.۵۸۴۷
B34-14	۰.۶۵۰۶	۰.۰۵۷۶	۹.۹۲۸۶	۰.۷۵۷۰	۰.۱۱۰۶	۰.۰۰۷۲	۴۶۲۵.۳	۱۲۲.۳۴	۶۷۶.۷	۴۱.۷۶	۲۴۲۸.۲	۷۰.۳۴	۹.۰۴	۶.۵۱	۰.۶۵	۸.۸۷	۱۸۹.۳۳۷	۵۱.۸۵۳۶
B34-03	۰.۴۱۴۵	۰.۰۷۲۴	۲.۱۴۴۵	۰.۴۷۴۸	۰.۰۵۵	۰.۰۰۵۷	۳۹۶۲.۶	۲۹۳.۷۳	۳۴۵.۲	۵۳.۳	۱۴۴۳.۷	۱۱۶.۳۴	۱۸.۱۸	۱۰.۵۱	۰.۴۱	۱۷.۴۹	۱۹۴.۳۶۵	۳۶.۷۷۳۴
B34-02	۰.۵۸۹۳	۰.۰۵۰۰	۷.۵۸۱۹	۰.۵۵۳۱	۰.۰۹۳۲	۰.۰۰۵۵	۴۴۸۲	۱۱۸.۲۱	۵۷۴.۹	۳۲.۵۳	۲۱۸۲.۷	۶۵.۴۵	۱۰.۷۲	۵.۹۲	۰.۵۹	۸.۴۹	۲۰۳.۵۲۳	۳۸.۷۴۵۲
B34-17	۰.۷۸۱۳	۰.۰۶۵۳	۳۱.۸۶۳	۲.۶۲۹۱	۰.۲۹۵۷	۰.۰۲۲۷	۴۸۸۸.۱	۱۱۴.۲۴	۱۶۷۰.۱	۱۱۳.۳۸	۳۵۴۶.۱	۸۱.۲۳	۳.۳۸	۷.۷۱	۰.۷۸	۸.۳۶	۲۰۶.۹۰۰	۱۵۳.۷۵۴۵
B34-22	۰.۷۳۹۲	۰.۰۷۷۵	۲۱.۳۳۰	۰.۰۶۶۳	۰.۲۰۹۲	۰.۰۱۸۳	۴۸۰۹	۱۴۲.۲۹	۱۲۲.۴۶	۹۷.۹۶	۳۱۵۳.۷	۹۳.۹۶	۴.۷۸	۸.۷۹	۰.۷۴	۱۰.۴۸	۲۱۴.۲۷۹	۱۲۷.۹۹۱۴



شکل ۹ الف- تصویر CI آپاتیت‌های انتخاب شده برای تعیین نسبت‌های ایزوتوپی و تعیین سن دایک‌های مافیک مورد بررسی. ب- نمودار Waighthed average برای نمونه دایک مورد بررسی. پ- نمودار Tera-Wasserburg Concordia ($\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ versus $\text{U}^{238}/\text{Pb}^{206}$) برای نمونه دایک مورد بررسی.



شکل ۱۰ مدل زمین ساختی ارائه شده برای جایگاه زمین ساختی تشکیل سنگ‌های مورد بررسی بر اساس مدل ارائه شده‌ی [۳۷] با تغییراتی در مرحله‌ی c.

برداشت

دایک‌ها از ذوب بخشی ۱۰ تا ۲۰ درصدی یک گوشته اسپینل لرزولیتی در یک حوضه‌ی کششی کافتی پشت کمان ایجاد شده و از طریق فضا‌های کششی ناشی از عملکرد گسل‌های عادی بالا آمده است. این حوضه کافتی پشت کمان در اثر بروز کشش در سنگ کره قاره‌ای ایران مرکزی-البرز بر اثر تداوم

سن پرتوسنجی گروهی از دایک‌های مافیک منطقه‌ی دلبه به روش U-Pb روی آپاتیت، برابر با 152 ± 35 Ma (ژوراسیک میانی- فوقانی) به دست آمد که با روابط چینه شناختی آن‌ها با سنگ‌های میزبان کاملاً همخوانی دارد. ماگمای سازنده این

[8] Khalaji A., Esmaily D., Valizadeh M., Rahimpour-Bonab H., "Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone", Western Iran. Journal of Asian Earth Sciences 29 (2007) 859–877.

[۹] افتخارنژاد ج.، آقائباتی ا.، خان ناظر ن.، "نقشه زمین-شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم"، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۷۱).

[۱۰] نوایی ا.، صالحی راد م.، مجیدی ب.، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران"، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۶۶).

[۱۱] نواب مطلق ا.، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ابریشم رود"، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۸۴).

[۱۲] خلعتبری جعفری م.، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس‌آباد"، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۷۷).

[۱۳] قاسمی ا.، حاجی حسینی ا.، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دای"، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۸۴).

[۱۴] رحمتی ایلخچی م.، "شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه"، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۸۲).

[۱۵] قاسمی ح.، آسیابانها ع.، "معرفی و تفکیک رخدادهای دگرگونی منطقه دلبر، جنوب شرق بیارجمند، ایران مرکزی"، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان. (۱۳۸۵) صفحات ۲۳۱ تا ۲۴۷.

[16] Hassanzadeh J., Stockli D., Horton B., Axen G., Stockli L., Grove M., Shmitt A., Walker D., "U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran", Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement, 2008. Tectonophysics 451, p 71–96.

[۱۷] عزیزی م.، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ و سنگ‌های دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۱).

[۱۸] حسینی ح.، "پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت بند هزارچاه بیارجمند"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران (۱۳۷۴).

[۱۹] عابدی ز.، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی میامی (شرق شاهرود)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود ۱۳۸۹.

[20] Rahmati Ilkhchi M., Faryad S., V Holub F., Frank W., "Magmatic and metamorphic evolution

فرورانش رو به شمال سنگ کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر آن ایجاد شده است.

قدردانی

این پژوهش، بخشی از نتایج به دست آمده از طرح پژوهشی به شماره ۹۰۰۴۸۹۳ صندوق حمایت از پژوهشگران معاونت علمی و فناوری ریاست محترم جمهوری است. لذا برخورد لازم می‌دانیم که از حمایت‌های مادی و معنوی مسئولین محترم آن صندوق و نیز از پشتیبانی ارزنده‌ی حوزه معاونت پژوهشی و فناوری دانشگاه صنعتی شاهرود سپاسگزاری کنیم.

مراجع

[۱] جمشیدی خ.، "مطالعه ماگماتیسم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۸۶).

[۲] قاسمی حبیب ا.، جمشیدی خ.، "زمین‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های بازیک آلکالن در قاعده سازند شمشک، زون البرز شرقی"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال نوزدهم، شماره ۴، زمستان ۱۳۹۰، ۳۴۷ تا ۳۷۰.

[۳] شیبی م.، "پترولوژی، ژئوشیمی و سازوکار جایگزینی باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه (جنوب غرب یزد)"، رساله دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران (۱۳۸۸).

[۴] قاسمی ح.، "بررسی پترولوژی و زمین‌شناسی سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه بوئین - میاندشت"، جنوب شرقی الیگودرز. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم دانشگاه تهران، ۲۳۹ صفحه (۱۳۷۱).

[۵] ولی زاده محمدولی؛ قاسمی حبیب الله، "پتروژنز توده گرانیتوئیدی بوئین - میاندشت، جنوب شرقی الیگودرز"، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره ۷ (۱۳۷۲) صفحات ۸۳ - ۷۴.

[۶] بدلو س.، "بررسی مکانیسم جایگیری توده گرانیتوئیدی گل زرد با استفاده از روش انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی (AMS)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۰).

[7] Shahbazi H., Siebel W. M., Pourmoafaei Ghorbani M., Sepahi A.A., Shang C.K., Vousoughi Abedini M., "Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism", Journal of Asian Earth Sciences (2010) 668–683p.

- implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. London Spec. Publ. 42 (1989) 313–345.
- [32] Falloon T.J., Green D.H., Hatton C.J., Harris K.L., "Anhydrous partial melting of a fertile and depleted peridotite from 2 to 30 kb and application to basalt petrogenesis", Journal of Petrology 29 (1988) 1257–1282.
- [33] Coban H., "Basalt magma genesis and fractionation in collision-and extension-related provinces: A comparison between eastern", central and western Anatolia Earth-Science Reviews 80, (2007) 219-238.
- [34] Ellam R. M., Cox K. G., "An interpretation of Karoo picrate basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere", Earth and Planetary Science Letters 105 (1991) 330-342.
- [35] Shervais J. W., "Ti-V plots and the petrogenesis of moder nophiolitic lavas", Earth and Planetary Science Letters 59 (1982) 101-118.
- [36] Floyd P. A., Kelling G., Gokcen S. L., Gokcen N. "Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Misis ophiolitic Melange", South Turkey. Chemical Geology 89 (1991) 263-280.
- [37] Bagas L., Bierlein F. P., English L., Anderson J. A. C., Maidment D., Huston D. L., "An example of a Palaeoproterozoic back-arc basin: Petrology and geochemistry of the ca. 1864 Ma Stubbins Formation as an aid towards an improved understanding of the Granites-Tanami rogen", Western Australia. Precambrian Research 166 (2008) 168-184.
- [38] Chamberlain K.R., Bowring S.A., "Apatite-Feldspar U-Pb thermochronometer: A reliable, mid-range (450 °C), diffusion-controlled system", Chemical Geology 172 (1–2) (2000) 173–200.
- [39] Li Q.L., Li X.H., Liu Y., Tang G.Q., "Precise U-Pb and Pb-Pb dating of Phanerozoic baddeleyite by SIMS with oxygen flooding technique", Journal of Analytical Atomic Spectrometry 25 (2010a.) 1107–1113.
- [40] Wilmsen M., Fu rsich F.T., Seyed-Emami K., Majidifard M.R., Taheri J., "The Cimmerian Orogeny in northern Iran", tectono-stratigraphic evidence from the foreland. Terra Nova, 21 (2009) 211–218.
- [41] Brunet M.F., V. Korotaev M., V. Ershov A., M. Nikishin A., "The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modeling", Sedimentary Geology 156 (2003) 119-148.
- of the Shotur kuh metamorphic complex (Central Iran)", Earth science journal (2009).
- [۲۱] رحمتی ایلخچی م.، "نگرشی دوباره بر مجموعه سنگهای دگرگونه شمال خاوری ترود"، بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین، تهران، (۱۳۸۱) صفحات ۴۵۰ تا ۴۵۲.
- [22] Seyed-Emami K., Fursich F.T., Wilmsen M., Cecca F., Majidifard M.R., Schairer G. Shekarifard A., "Stratigraphy and ammonite of the upper Shemshak Formation (Toarcian-Aalenian) at Tazareh, eastern Alborz, Iran", J.Of. Asian Earth Science 28 (2006) 259-275.
- [23] Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovichev V. G., Linthout K., Laird J., Mandarino J. A., Maresch W. V., Nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G., "Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association", Commission on new minerals and mineral names. Canadian Mineralogist 35(1997) 219– 246.
- [24] Stein E., Dietl C., "Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald", Mineralogy and Petrology 72 (2001) 185–207.
- [25] Schmidt M. W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al in hornblende barometer", Contributions to Mineralogy and Petrology 110 (1992) 304–310.
- [26] Middlemost E.A.K., "Magma and magmatic rocks", Longman Group, London (1985).
- [27] Pearce J.A., Cann J.R., "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using traceelement analyses", Earth and Planet.Sci. Lett. 19 (1973) 290-300.
- [28] Rollinson H.R., "Using geochemical data: evaluation, presentation", interpretation Longman.
- [29] Winchester Jce J.A., Floyd P.A., "Geological magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks", Earth and Plan. Sci. 28 (1976) 459-469.
- [30] Nakamura N., "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites", Geochim. Cosmochim. Acta, 38 (1974) 757 – 775.
- [31] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts:

- [46] Stampfli G.M., Borel G.D., "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones", *Earth Planet. Sci. Lett.*, 196 (2002) 17–33.
- [47] Golonka J., "Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic", *Tectonophysics* 381 (2004) 235- 273.
- [48] Fu rsich F.T., Wilmsen M., Seyed-Emami K., Majidifard M.R., "The Mid Cimmerian tectonic event (Bajocian) in the Alborz Mountains, northern Iran: Evidence of the break-up unconformity of the South Caspian Basin. In: *South Caspian to Central Iran Basins* (M.-F. Brunet", M. Wilmsen and J. Granath, eds), *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 312 (2009b.) 189–203.
- [42] Alavi M., "Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountains system in northern Iran", *J. Geodyn.*, 21 (1996) 1–33.
- [43] Bagheri S., Stampfli G.M., "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications", *Tectonophysics* 451 (2008) 123–155.
- [44] Fu rsich F.T., Wilmsen M., Seyed-Emami K., Cecca F., Majidifard M.R., "The upper Shemshak Formation (Toarcian-Aalenian) of the Eastern Alborz (Iran)', Biota and palaeoenvironments during a transgressive-regressive cycle. *Facies*, 51 365–384.
- [45] Zonenshain L.P., Le Pichon X., "Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic backarc basins", *Tectonophysics*, 123 (1986) 181–211.