

## گابروی هشت سر کلیر؛ اثر متاسوماتیسم مرتبط با فرورانش

منیر مجرد<sup>(۱\*)</sup>، محسن مؤید<sup>۲</sup> و قادر حسین‌زاده<sup>۳</sup>

۱. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه ارومیه
۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تبریز
۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تبریز

تاریخ دریافت: ۸۹/۹/۱۶

تاریخ پذیرش: ۹۰/۶/۷

### چکیده

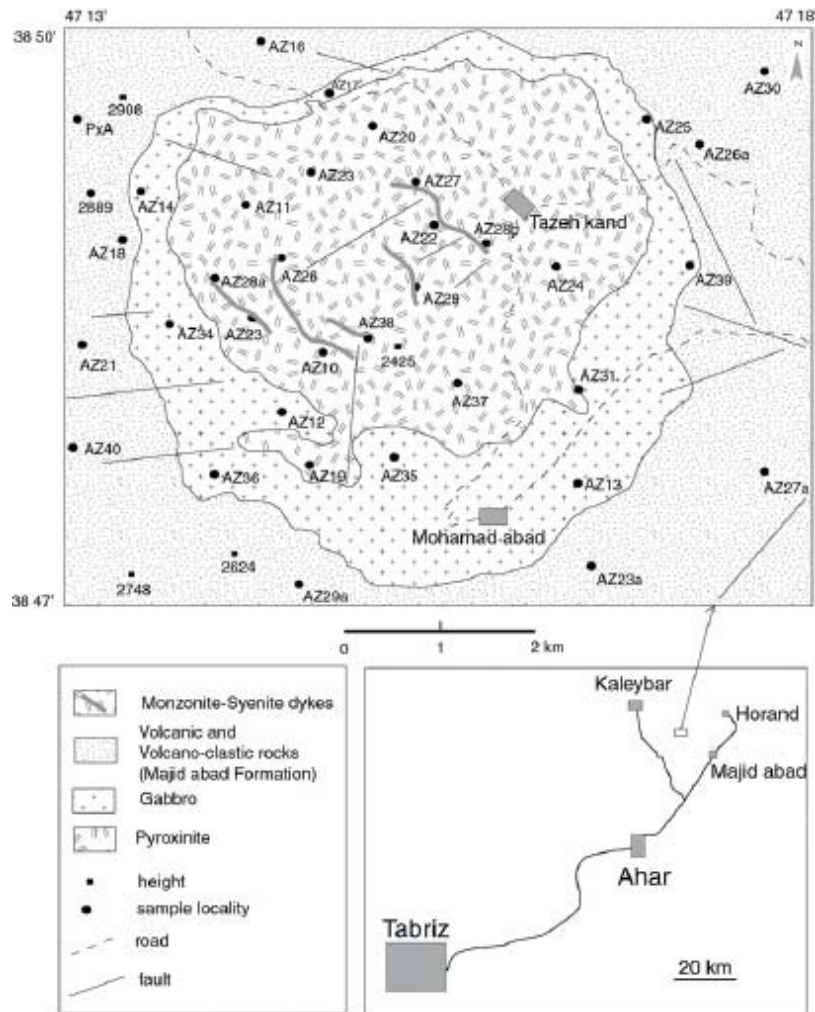
در منطقه هشت سر کلیر در بخش غربی زمین درز دیرینه تتیس دوم (شمال غرب ایران)، توده گابروی با سن قدیمی‌تر از پالئوسن برونزد دارد. ماهیت این گابرو شوشونیتی است و از نظر جایگاه زمین‌ساختی مشخصات ژئوشیمیایی مربوط به کمان را نشان می‌دهد. این واحد عمدتاً پتاسیم بالا بوده و در نمودار عنکبوتی به‌نچار شده به گوشته اولیه از Rb, Ba, U, Th, Pb غنی و از Ta, Nb, Ti و نیز Hf, Zr تهی شده است. ماگمای مولد گابروها از ذوب بخشی با آهنگ پائین (<10٪) لرزولیت اسپینل - گارنت دار حاصل شده است. با در نظر داشتن نسبت‌های عناصر جزئی مشخص می‌شود که منشأ این گابروها توسط سیالات خارج شده از پوسته فرورونده به شدت متاسوماتیزه شده و سپس به دلیل آلیش با پوسته، LILE در آن افزایش یافته است. با توجه به همراهی این سنگ‌ها با مجموعه مربوط به زمین درز پالئوتتیس دوم به نظر می‌رسد گابروها در ارتباط با فرورانش مربوط به بسته شدن این اقیانوس تشکیل شده‌اند. متاسوماتیسم زون فرورانش فرایند با اهمیتی است که باعث ناهمگنی گوشته و تغییر در نسبت‌های ژئوشیمیایی ماگماهای تولید شده در این ناحیه شده است.

واژه‌های کلیدی: دیرینه تتیس دوم، فرورانش، کلیر، گابرو، متاسوماتیسم

### مقدمه

راستا لغز چپ‌گرد مجیدآباد در شرق و گسل عربشاه - قلعه‌ملک در غرب و گسل رانده محمدآباد در جنوب، این کمپلکس را محدود کرده‌اند. توده‌های اولترامافیک پیروکسنیتی، قدیمی‌ترین رخنمون‌های منطقه بوده و بخش مرکزی کمپلکس حلقوی یاد شده را تشکیل می‌دهند. توده‌های مافیک شامل گابرو، گابرو - دیوریت تا میکروگابرو - دیوریت و گابروی پگماتیتی است. این دسته از سنگ‌ها، از اطراف، توده اولترامافیک پیروکسنیتی را احاطه کرده‌اند (شکل ۱). دایک‌هایی از توده مافیک به درون توده پیروکسنیتی تزریق شده‌اند. میانبارهایی از توده پیروکسنیتی در توده گابرو - دیوریتی دیده می‌شوند. دایک‌های نفلین سینیتی و مونزونیتی، فاز تأخیری در منطقه به شمار می‌آیند که مجموعه مافیک و اولترامافیک را قطع کرده‌اند.

محدوده مورد مطالعه در شمال‌غرب - ایران، استان آذربایجان شرقی و شهرستان کلیر، بین طول‌های جغرافیایی شرقی ۴۷° ۱۰' تا ۴۷° ۲۰' و عرض‌های جغرافیایی شمالی ۳۸° ۴۵' تا ۳۸° ۵۵' محدود شده است. سنگ‌های مافیک - اولترامافیک و دایک‌های نفلین سینیتی، رخنمون‌های عمده و اصلی این محدوده را تشکیل می‌دهند (شکل ۱). در اطراف این سنگ‌ها نهشته‌های آتشفشانی و آذرآواری سازند مجیدآباد به سن پالئوسن رخنمون دارند. توده‌های مافیک - اولترامافیک در هسته یک تاقدیس و با روند محوری شرقی - غربی رخنمون یافته‌اند. گسل‌های مهمی مانند گسل رانده هوراند در شمال، گسل



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه هشت سر، تهیه شده توسط مؤید و همکاران (۱۳۸۹).

۱:۱۰۰۰۰۰ کلیر این مجموعه تحت عنوان توده‌های نفوذی الیگوسن و با ترکیبی در حد دیوریت تا بیوتیت دیوریت و گرانیت تا گرانودیوریت معرفی شده‌اند (Meherpartou et al., 1999). واحدهای یاد شده در نوشتار حاضر در نقشه تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی با جزئیات مورد اشاره قرار نگرفته است. بررسی‌های زمین‌شناسی این منطقه نشان می‌دهد که بخش مرکزی و عمده رخنمون حلقوی یاد شده را سنگ‌های پیروکسنیتی (کلینوپيروكسنیت تا الیوین کلینوپيروكسنیت و کلینوپيروكسنیت پلاژیوکلازدار) تشکیل می‌دهند (شکل ۱). ارتباط زایشی این واحد با توده‌های مافیک و نفوذی‌های فلسیک مبهم است. وجود بیگانه سنگ‌های بزرگی از پیروکسنیت در گابروها (احتمالاً در اثر پدیده استوپینگ) و نیز دایک‌های گابروی در پیروکسنیت‌ها حکایت از تأخر سنی گابروها و گابرو - دیوریت‌ها نسبت به پیروکسنیت‌ها دارد. دایک‌های نفلین سینیتی تا مونزونیتی، مجموعه‌های یاد شده را قطع کرده و از همه واحدهای یاد شده جوان‌تر است. دایک‌های نفلین سینیتی و مونزونیتی از نظر کانی‌شناسی شباهت زیادی به توده‌های نفلین سینیتی کلیر دارد و لذا سن نسبی آنها به الیگوسن پسین نسبت داده شده است.

همراهی گابروهای هشت سر با سنگ‌های اولترامافیک و قلیایی و نیز منطقه‌بندی در نحوه استقرار این واحدها (پیروکسنیت‌ها در مرکز و گابرو و سینیت‌ها در اطراف) منجر به تصور احتمال وجود یک کمپلکس حلقوی قلیایی در این ناحیه شده است (شکل ۱). در مقاله حاضر، سعی شده با شواهد ژئوشیمیایی به بررسی دقیق جایگاه زمین‌ساختی، منشأ و عوامل مؤثر در ترکیب نهایی این سنگ‌ها پرداخته شود. استفاده از نسبت‌های عناصر جزئی برای تعیین شیوه تشکیل اولیه و شناسایی عوامل تأثیر گذار بعدی بر روی ترکیب ماگمای مافیک در سال‌های اخیر روش مرسوم بوده است (Dubios-Cote et al., 2005; Vasques and Altenberger, 2005; Zhao and Zhou, 2007; Dupuis et al., 2005; Clement et al., 2007; McMillan et al., 2003; Scoates et al., 2008; Kharbish, 2010).

### زمین‌شناسی منطقه

کمپلکس حلقوی کوه‌های هشت سر در اطراف روستاهای تازه‌کند و محمدآباد و در هسته یک تاقدیس با روند محوری شرقی - غربی رخنمون یافته است. در نقشه زمین‌شناسی

### نمونه برداری و روش تجزیه

بر روی حدود ۳۵ مقطع نازک از گابروهای هشت سر و سنگ‌های همراه مطالعات سنگ نگاری انجام شد. از این تعداد، بر روی نمونه‌های انتخابی، تجزیه شیمیایی کانی‌ها، عناصر اصلی، جزئی و خاکی کمیاب سنگ کل انجام شد. ترکیب شیمیایی آمفیبول، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز گابروها توسط دستگاه میکروپروپ (EPMA) در مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران تعیین شد. همچنین هشت نمونه معرف غیرهوازده به روش ICP-MS توسط شرکت ALS-Chemex کانادا برای دستیابی به عناصر کلیدی تجزیه شد.

### نتایج

#### سنگ نگاری

توده گابرویی تا گابرو - دیوریتی دارای کانی‌شناسی اصلی پلاژیوکلاز (۵۰ تا ۶۰ درصد)، کلینوپیروکسن (۲۰ تا ۲۵ درصد) و آمفیبول (۱۰ تا ۱۵ درصد) و کانی‌های فرعی فلوگوپیت (۲ تا ۵ درصد)، آپاتیت، تیتانیت و کانی‌های کدر است (شکل ۲). بافت این دسته از سنگ‌ها، نیمه وجه دار دانه ای تا افیتیکی بوده و بافت‌های فرعی پوئی کلتیک نیز در آنها مشاهده می‌شود.

درشت بلورهای آمفیبول در گابروهای هشت سر، نیمه‌شکل دار تا شکل دار بوده از سبز مایل به قهوه‌ای تا سبز مایل به آبی چند رنگی نشان می‌دهند. این کانی‌ها کاملاً غیرهوازده بوده و مستقل از پیروکسن‌ها هستند. بلورهای پیروکسن بی‌رنگ، ریزدانه و فاقد میانبار یا شواهد تبدیل به آمفیبول است. درشت بلورهای پلاژیوکلاز کاملاً شکل دار بوده و منطقه‌بندی، دوقلویی پلی سنتتیک و کارلسباد (گاهی توأم) نشان می‌دهند. این کانی سالم بوده و هیچ علائمی از هوازدگی را ثبت نکرده‌اند. بلورهای ریز اکسیدهای آهن - تیتانیم در سنگ‌ها پخش شده‌اند و مقادیر اندکی زیرکن و آمفیبول نیز مشاهده می‌شود (شکل ۲). بافت پورفیری با خمیره دانه متوسط برای این سنگ‌ها مناسب است.

بافت شانهای در برخی از نمونه‌های پگماتیتی و حاصل از جهت‌یابی بلورهای کشیده آمفیبول در آنها تشکیل شده است. این سنگ‌ها بخش حاشیه‌ای توده پیروکسنیتی را تشکیل داده و دایک‌های متعددی از آن در داخل توده پیروکسنیتی تزریق شده است.

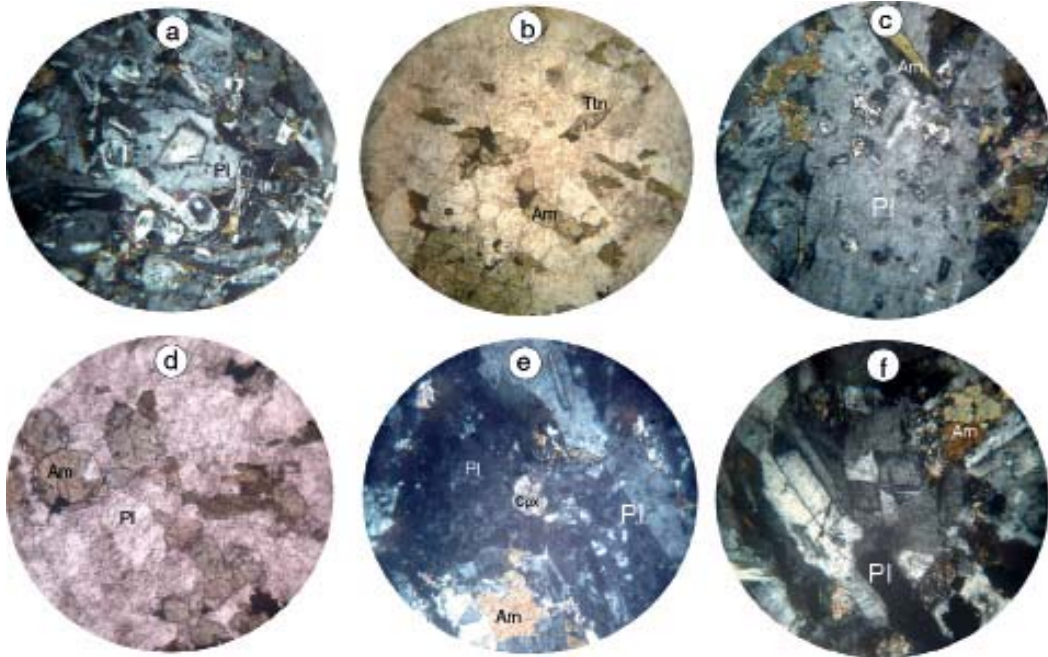
در برخی از نمونه‌های گابرویی، لایه‌بندی ترکیبی دیده می‌شود که از لایه‌های غنی از آمفیبول‌های درشت و بخش ریزدانه غنی از کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز تشکیل شده است. در نمونه‌های میکروگابرویی، فراوانی کلینوپیروکسن به مراتب کمتر از آمفیبول است. به طور کلی این سنگ‌ها کاملاً سالم بوده و هوازدگی بر روی آنها اعمال نشده است.

#### شیمی کانی و برآورد دما و فشار

براساس تجزیه میکروپروپ انجام گرفته، ترکیب کانی پلاژیوکلاز در گابروها از آنورتیت غنی است (An 90 Ab 10)

گسل رانده محمدآباد با راستای شرقی - غربی و شیب به سمت شمال در جنوب این مجموعه نقش عمده‌ای در رخنمون واحدهای قدیمی‌تر در سطح داشته است. با توجه به رخنمون مجموعه‌های مافیک - اولترامافیک در هسته تاقدیس موجود در نهشته‌های پالئوسن و عدم مشاهده همبری گرمایی این توده‌ها با نهشته‌های آتشفشانی و آذرآواری سازند مجید آباد، به نظر می‌رسد که این مجموعه قدیمی‌تر از پالئوسن باشد. زون چین‌خورده اللهیارلو - هوای با روند تقریبی شرقی - غربی در شمال غرب ایران و شرق و شمال شرق محدوده مورد بررسی واقع شده است. تاقدیس اللهیارلو - هوای از سمت شرق به ارتفاعات طالش و از سمت شرق به گسل چپ‌گرد مجیدآباد محدود می‌شود. این تاقدیس شامل نهشته‌های آهکی، سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری کراتاسه بالایی است که در هسته آن و به ویژه در ناحیه اللهیارلو، قره‌سو و زرگر دیکداز، مجموعه دگرگونی شامل گارنت میکاشیست، گنیس، گرانیت گنیسی‌شده، آمفیبولیت و سنگ‌های اولترامافیک سرپانتینی شده رخنمون دارند. در منطقه قورتلو، مجموعه مافیک - اولترامافیک سرپانتینی شده توسط مجموعه دگرگونی یاد شده با مرز گسلی پرشیبی پوشیده می‌شوند. شیب این گسل به سوی شمال بوده و باعث راندگی مجموعه دگرگونی بر روی مجموعه مافیک - اولترامافیک (افیولیت؟) شده است (برزگر و همکاران، ۱۳۸۹). ارتباط ساختاری موجود نشان می‌دهد که شیب فرورانش به سمت شمال بوده و مجموعه دگرگونی حاشیه فعال قاره‌ای بر روی مجموعه افیولیتی رانده شده‌اند. به اعتقاد مؤید و مجرد (۱۳۸۶)، این مجموعه بازتابی از زمین درز دیرینه تیس دوم می‌باشد که طی فاز سیمین پیشین شکل گرفته است. این مجموعه در ادامه به سمت غرب توسط گسل‌های متعددی قطع و جابه جا شده است. گسل مجیدآباد با ساز و کار امتدادلغز چپ‌گرد، مجموعه فوق را از سمت شرق محدود کرده و به احتمال زیاد، ادامه این مجموعه را به سمت جنوب جابه جا کرده است. رخنمون سنگ‌های مافیک - اولترامافیک کوه‌های هشت سر در هسته تاقدیس کوه هشت سر شاید ادامه این مجموعه قدیمی در منطقه باشد. با توجه به ساز و کار فشاری گسل محمدآباد در جنوب کمپلکس یاد شده، به نظر می‌رسد فراخاست و فرسایش زیاد در کمربالای این گسل منجر به ظهور این کمپلکس در سطح شده است.

ادامه این تاقدیس به سمت غرب، توسط گسل رانده و راستگرد مختکان محدود شده و تغییر در روند محور چین‌های موجود در بخش غربی و شرقی گسل مختکان، نشان از چرخش‌های مکرر در مرز گسلی است. ادامه مجموعه دگرگونی و سنگ‌های مافیک در سمت غرب گسل مختکان در شمال کلیبر قابل رؤیت است که در منطقه کیارق با عنوان دگرگونی‌های قبل از کراتاسه از آنها یاد شده است (ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰۰ کلیبر (Meherpartou et al., 1999)). به عقیده مؤید و مجرد (۱۳۸۶) این زمین درز توسط گسل شاخه شرقی ارس در سمت غرب محدود شده و ادامه آن در خارج از مرزهای ایران (جمهوری ارمنستان و آذربایجان) قرار دارد.



شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی گابروهای ریو دانه منطقه هشت سر. به غیر هوازده بودن نمونه‌ها و سالم بودن همه کانی‌ها توجه شود. همه عکس‌ها بجز b, d در حالت XPL گرفته شده‌اند. قطر میدان دید در همه عکس‌ها ۲ میلی متر است. a. پدیده منطقه‌بندی در پلاژیوکلازهای سنگ‌های مورد مطالعه، b. کانی تیتانیت شکل دار در حد متفرقه در نمونه‌ها، c. آمفیبول با دوقلویی ساده در کنار پلاژیوکلازها، d. آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازهای هم بعد در سنگ‌ها، e. کانی کلینوپیروکسن شکل دار به همراه پلاژیوکلاز و آمفیبول، f. پلاژیوکلاز با دوقلویی پروانه‌ای و آلبیتی.

ارزیابی کردند (جدول ۱). بر پایه این مطالعه فشارسنجی از طریق مقدار آلومینیم موجود در ساختار آمفیبول‌ها، عدد ۷ تا ۸ کیلو بار و فشارسنجی کلینوپیروکسن - پلاژیوکلاز - کوارتز فشار ۷ تا ۹ کیلو بار را برای این سنگ‌ها به دست می‌دهد. همچنین دما - فشارسنجی بر اساس اکسیدهای آلومینیم - تیتانیم موجود در آمفیبول دمای ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد را در فشار ۸ کیلو بار مشخص کرده است (جدول ۱). دماسنجی دو فلدسپار و آمفیبول - پلاژیوکلاز، به ترتیب دمای حدود ۱۰۰۰ درجه و ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد را پیشنهاد می‌کند (مؤید و همکاران، ۱۳۸۹). چنین فشار سنگ ایستایی عمق حدود ۳۰ کیلومتر را برای تبلور فازهای اصلی آمفیبول، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز و به تعادل رسیدن آنها پیشنهاد می‌کند.

و در محدوده بیتونیت قرار می‌گیرد (مؤید و همکاران، ۱۳۸۹). فعالیت آنورتیت بین ۰/۹۳-۰/۸۶ و فعالیت آلپیت در طیف ۰/۳۷-۰/۲۰ در تغییر است (جدول ۱). پیروکسن در این سنگ‌ها از دیوپسید غنی است و با در نظر گرفتن جانشینی چرماک، ترکیبی بین دیوپسید - کلسیم چرماک - هیدرژیت دارد. فعالیت میانگین برای اعضای انتهایی این کانی عبارت است از:  $Di\ 0.68\ Hd\ 0.15\ CaTs\ 0.12$ . عدد منیزیم برای این کانی بین ۰/۸۷-۰/۸۱ در تغییر است. ترکیب کانی آمفیبول در این نمونه‌ها چرماکیت تا پارگازیت ارزیابی شده است. فعالیت اعضای انتهایی در آمفیبول در این مجموعه سنگی به طور غالب به قرار زیر تعیین شده است:  $Ts\ 412-494\ Fe-Parg\ 93-234\ Fe-Ts\ 105-168$

با توجه به در دست بودن ترکیب کانی‌های سازنده گابروها، مؤید و همکاران (۱۳۸۹) دما و فشار تبلور این سنگ‌ها را

جدول ۱- خلاصه‌ای از ترکیب کانی‌شناسی و نتایج دما - فشار سنجی گابروهای هشت سر برگرفته شده از مؤید و همکاران (۱۳۸۹).

mineral	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	H <sub>2</sub> O	F
Amphibole N=3	40.20	2.30	13.72	2.10	9.75	0.07	13.40	12.39	2.47	1.72	98.12	1.847	0.504
Clinopyroxene N=6	48.00	1.01	6.34	5.03	3.37	0.22	12.66	23.14	0.53	0.0	100.30		
Plagioclase N=7	45.8	0.0	0.02	0.52	0.0	0.0	0.0	18.32	1.28	0.01	99.99		
Thermobarometry results	Al-in Amphibole Johnson and Rutherford(1989)		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -TiO <sub>2</sub> thermobarometry In Amphibole Ernst and Liu (1998)			Amphibole-Plagioclase Thermometry Holland and Blundy (1994)			Cpx-Pl-Qtz Barometry Ellis (1980)		Two feldspar thermometry Kroll (1993)		
AZ17	P=7±1 kbar		P=8kbar, T=900 °C			980±40 °C			8kbar		700-800 °C		

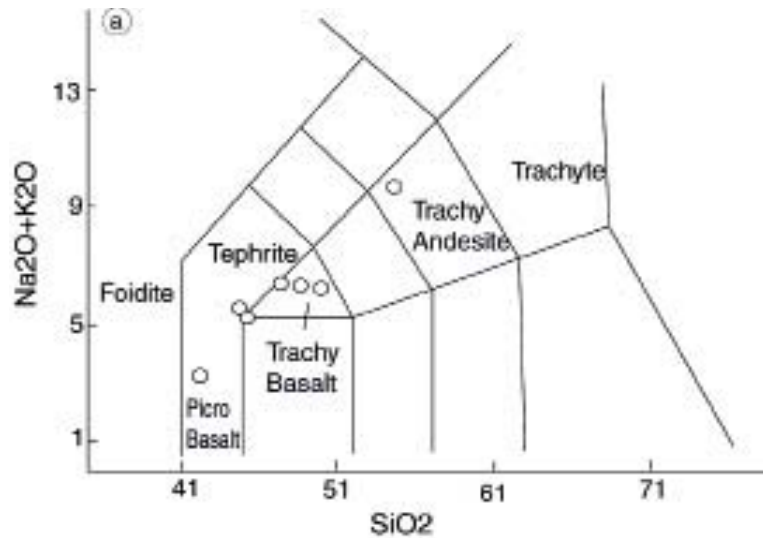
### ژئوشیمی سنگ کل عناصر اصلی

باشد، آرایش پوسته‌ای می‌توانسته باعث افزایش عناصر ناسازگار و کاهش مقادیر عناصر سازگار شود (Shinjo et al., 2000). رابطه عکس بین سیلیس و اکسید تیتانیم حاکی از تبلور اکسیدهای تیتانوفروس (فوگاسیته اکسیژن نسبتاً بالا در مذاب) و تبلور چرماکیت است (Kocak et al., 2005). در نورم محاسبه شده از این سنگ‌ها، کوارتز و ارتوپیروکسن مشاهده نمی‌شود (جدول ۲). به طور متوسط ۳۰٪ آنورتیت، ۲۰-۳۰٪ کلینوپیروکسن، اغلب کمتر از ۱۰٪ الیون و در حدود ۵٪ نفلین در این محاسبه به دست آمده است. رده بندی این سنگ‌ها با استفاده از مجموع عناصر قلیایی در برابر سیلیس، نام تراکی بازالت را برای آنها پیشنهاد می‌کند (شکل ۳).

فراوانی سیلیس (عمدتاً ۳۹.۹۶-۴۹.۹۹٪) و عدد منیزیم در این سنگ‌ها (۰.۲۳-۰.۳۶) پایین است (جدول ۲). تغییرات درصد  $Al_2O_3$  در بازه ۱۴.۱۵-۱۹.۷۹ در تغییر است. درصد LOI از ۰.۳۶-۲.۱ است. به طور کلی، این سنگ‌ها دارای  $MgO$  (۳.۷۰-۷.۱۴٪)،  $CaO$  (۸.۶۹-۱۶.۰۱٪) و  $Na_2O$  (۱.۱۲-۳.۳۹)،  $K_2O$  (۰.۴۴-۴.۳۷)،  $TiO_2$  (۰.۵۴-۱.۲)،  $P_2O_5$  (۰.۰۴-۰.۷۱) (بجز در یک نمونه) هستند. با افزایش  $SiO_2$  به مقادیر  $Na_2O$ ،  $K_2O$ ،  $P_2O_5$ ،  $MgO$ ،  $CaO$ ،  $Fe_2O_3$ ،  $TiO_2$  افزوده شده و از کاسته می‌شود. علاوه بر پدیده تفریق کانی‌های مافیک که می‌تواند مسئول این روند

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی اکسید عناصر اصلی گابروهای هشت سر به همراه محاسبه نورم کانی‌ها

	AZ1	AZ25	AZ29	AZ30	AZ33	AZ34	AZ39	AZ17
SiO <sub>2</sub>	49.99	42.31	48.73	45.30	54.59	47.32	44.65	39.96
TiO <sub>2</sub>	0.95	1.06	1.04	0.94	0.54	0.85	0.91	1.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.71	19.70	16.72	14.45	19.79	18.59	14.15	19.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.27	13.01	10.86	11.88	5.46	9.46	12.19	14.24
MnO	0.18	0.23	0.12	0.21	0.18	0.21	0.21	0.15
MgO	4.79	4.56	4.61	6.68	1.61	3.79	6.11	7.14
CaO	9.31	13.32	8.69	13.25	5.07	9.81	11.53	16.01
Na <sub>2</sub> O	2.72	1.92	2.94	2.00	3.39	2.67	1.15	1.12
K <sub>2</sub> O	3.45	1.32	3.29	3.23	6.23	3.75	4.37	0.44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.38	0.71	0.41	0.50	0.27	0.57	0.50	0.04
LOI	0.61	0.61	1.50	0.36	1.33	1.69	2.10	0.36
Total	99.61	99.10	99.20	99.04	98.78	99.00	98.14	99.99
Mg#	0.32	0.26	0.30	0.36	0.23	0.29	0.33	0.33
Norm calculations								
Q	0	0	0	0	0	0	0	0
Pr	20.83	8.04	20.15	19.6	32.16	23.03	24.35	0
Ab	22.62	8.28	23.29	0.09	10.17	13.57	0	0
An	23.63	42.42	23.46	21.4	17.72	28.67	21.61	46.65
Lc	0	0	0	0	0	0	2.29	2.07
Ne	0.46	4.57	1.32	9.35	8.04	5.35	5.56	5.21
C	0	0	0	0	0	0	0	0
ac	0	0	0	0	0	0	0	0
Ns	0	0	0	0	0	0	0	0
Di(wo)	8.88	8.93	7.81	17.97	1.19	7.69	14.89	14.12
Di(en)	5.94	4.92	5.16	12.08	0.14	4.55	9.05	8.42
Di(fs)	2.26	3.67	2.07	4.5	1.17	2.75	4.99	4.95
Hy(en)	0	0	0	0	0	0	0	0
Hy(fs)	0	0	0	0	0	0	0	0
Ol(fo)	4.4	4.78	4.74	3.54	2.36	3.71	4.94	6.8
Ol(fa)	1.85	3.94	2.1	1.45	22.23	2.48	3.01	4.41
Mt	6.45	6.78	6.92	7.08	3.63	5.25	6.33	6.67
Hem	0	0	0	0	0	0	0	0
Ilm	1.84	2.07	2.05	1.83	0.9	1.68	1.82	2.32
Ap	0.85	1.6	0.93	1.12	0.51	1.29	1.15	0.09



شکل ۳- نام گذاری سنگ های مورد مطالعه در نمودار مجموع عناصر قلیایی در برابر سیلیس از Le Maitre et al., (1989). بیشتر نمونه ها در محدوده تراکی بازال قرار گرفته اند.

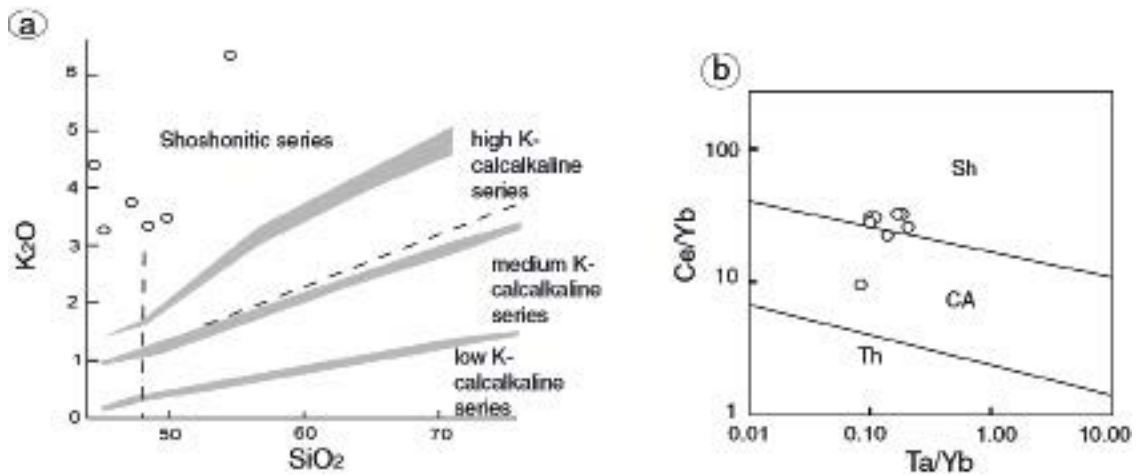
هشت سر پایین است. ماهیت ماگمای مادر این سنگ ها با تکیه بر عناصر اصلی (اکسید پتاسیم در برابر سیلیس) شوشونیتی و بر پایه عناصر جزئی (نمودار  $Ce/Yb-Ta/Yb$ ) از نوع شوشونیتی ارزیابی می شود (شکل ۴).

### عناصر جزئی

فراوانی  $Zr$  (22-111ppm),  $Nb$  (0.8-6.5ppm),  $Y$  (11-28ppm) در این سنگ ها اندک است (جدول ۳).  
فراوانی  $Co$  (11-43ppm) و  $Ni$  (7-29ppm) در گابروهای

جدول ۳- نتایج تجزیه شیمیایی از عناصر جزئی گابروهای هشت سر بر اساس ppm.

	AZ1	AZ25	AZ29	AZ30	AZ33	AZ34	AZ39	AZ17
Ba	1040	1145	1265	776	1120	935	1080	297
Rb	61.2	27.8	63.5	75.5	96.4	76	102.5	3
Sr	1070	1870	1230	1265	1555	1650	1435	1100
Y	21.5	23	25	20.8	28.6	23.2	19.4	11.6
Zr	91.4	56.3	111	74.9	55.8	80.5	72.1	22.2
Nb	3.2	1.7	6.5	2.5	4.4	2.7	3.2	0.8
Th	7.74	2.85	7.53	4.7	3.5	6.51	5.48	0.24
Pb	14	5	8	14	25	18	16	17
Ga	17.4	19.6	18.7	16.2	15.8	18.4	16	17.5
Zn	82	86	57	92	70	97	95	73
Cu	110	172	203	132	122	181	176	391
Ni	18	7	24	29	5	8	22	9
V	308	443	265	358	222	336	383	480
Hf	2.3	1.6	2.7	2	1.4	1.8	1.8	1
Cs	1.2	0.41	1.78	0.97	1.26	1.58	1.51	0.06
Ta	0.3	0.2	0.5	0.2	0.5	0.2	0.3	0.1
Co	26.4	34.2	36.6	39.8	11.6	26.5	40.4	43.2
U	2.13	0.53	2.37	1.22	0.79	2.05	1.74	0.08
W	9	9	6	11	4	10	5	9
Sn	1	1	2	1	1	1	1	1
Mo	2	<2	3	2	<2	2	<2	<2
Cr	50	40	80	110	40	40	40	40
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1



شکل ۴- تعیین ماهیت گابروهای هشت سر، a سنگ‌های منطقه در نمودار مقادیر اکسید پتاسیم در برابر سیلیس از Rickwood (1989) ماهیت شوشونیتی نشان می‌دهند. b نمونه‌ها در نمودار Peccerillo and Taylor (1976) از نوع شوشونیتی (پتاسیم بالا) شناسایی شده‌اند.

### نمودارهای عنکبوتی چندین عنصری

برای ارزیابی فراوانی و نسبت بین عناصر جزئی و مقایسه آن با سنگ‌های مشابه برای درک جایگاه تشکیل گابروهای هشت سر نمودار عنکبوتی برای این سنگ‌ها رسم شد (شکل ۵b). غنی‌شدگی شدید از Sr, P, Eu, Gd و قابل توجه از U, Th, Rb, Ba, K, Pb در این سنگ‌ها دیده می‌شود. تهی‌شدگی واضحی از Nb, Ta, Ti, Hf, Zr مشاهده می‌شود. عناصر LILE از قبیل Rb, Ba, U در این سنگ‌ها بی‌هنجاری مثبت شدیدی نشان می‌دهند (شکل ۵b).

### عناصر خاکی کمیاب

مجموع عناصر خاکی کمیاب در گابروهای هشت سر در حدود 150ppm است (جدول ۴) که با عدد منیزیم این سنگ‌ها رابطه معنی‌داری نشان می‌دهد. به طوری که با افزایش این عامل از مجموع REE کاسته می‌شود (شکل ۵). با هدف درک فرایندهای مربوط به تولید مذاب و تغییرات بعدی با روش‌های کمی تا نیمه‌کمی، ترکیب عناصر خاکی کمیاب سنگ‌های مورد مطالعه نسبت به کندریت بهنجار شد. فراوانی این عناصر در سنگ‌های مورد مطالعه ۱۰ (در مورد HREE) تا ۱۰۰ (در مورد LREE) برابر کندریت‌ها می‌باشد (شکل ۵a). الگوی بهنجار شده عناصر REE دارای شیب منفی (نسبت بالای LREE/HREE) بوده، از HREE تهی و از LREE غنی شده است. در این الگو هیچ تهی‌شدگی مشخصی از Eu مشاهده نمی‌شود.

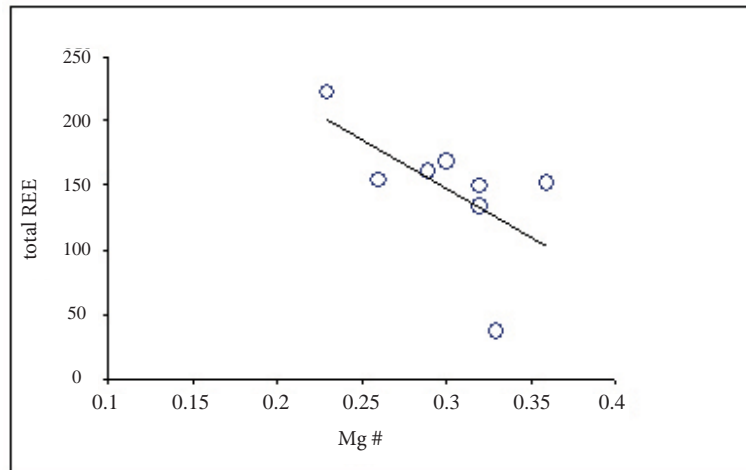
### بحث

### تفسیر الگوی عناصر خاکی کمیاب و نمودارهای عنکبوتی

غنی‌شدگی LREE در گابروهای هشت سر در نتیجه تفریق کانی‌ها (Haschke et al., 2002) و منبع اولیه غنی از LREE قابل

جدول ۴- نتایج تجزیه عناصر خاکی کمیاب از گابروهای هشت سر بر اساس ppm.

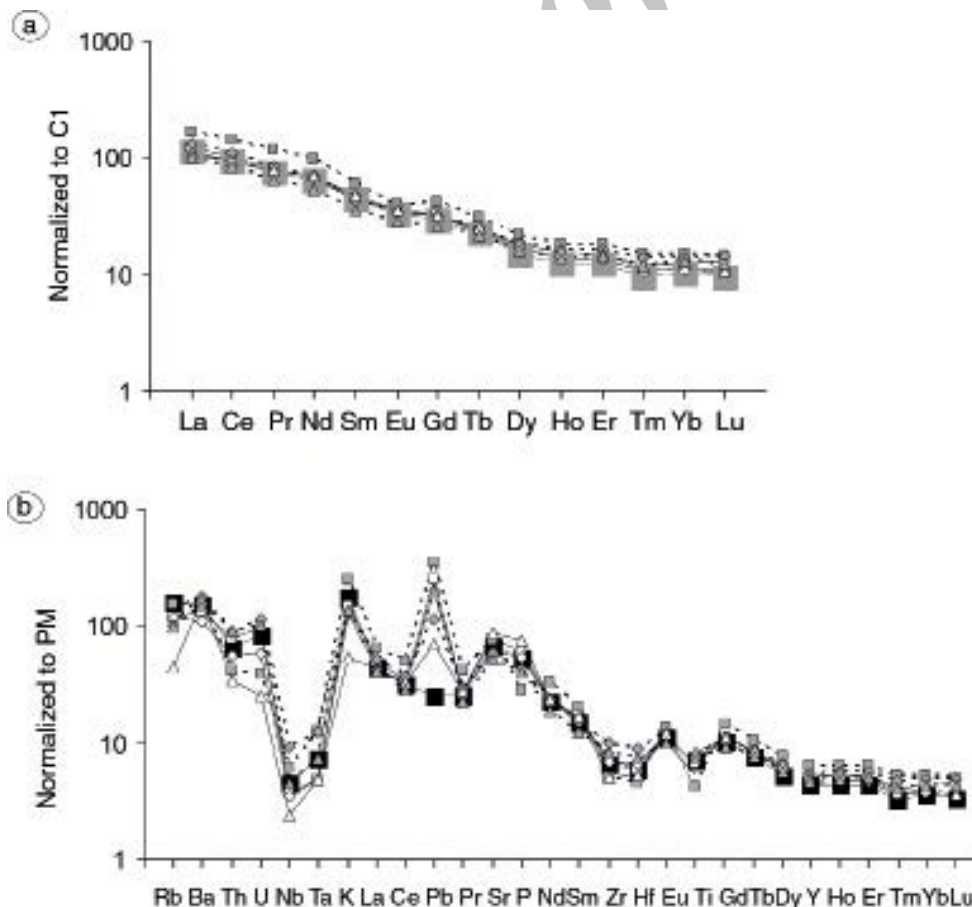
	AZ1	AZ25	AZ29	AZ30	AZ33	AZ34	AZ39	AZ17
La	28.1	29.7	35.9	29.1	44.9	33.5	30.5	4.5
Ce	50.5	57.6	66	56.9	87.3	61.5	56.7	10.2
Pr	6.11	7.47	8.02	7.4	11.15	7.62	7.09	1.66
Nd	25.3	32.3	31.5	32.3	44.8	31.5	30.2	8.7
Sm	5.5	7.35	6.59	7.09	9.1	6.81	6.66	2.82
Eu	1.66	2.04	2	2	2.28	2.09	1.88	1.02
Gd	5.41	6.59	6.45	6.49	8.48	6.63	6.07	2.75
Tb	0.81	0.93	0.91	0.89	1.12	0.88	0.83	0.44
Dy	4.07	4.65	4.73	4.24	5.57	4.52	3.86	2.39
Ho	0.79	0.88	0.91	0.77	1.02	0.87	0.7	0.45
Er	2.38	2.45	2.71	2.2	3.01	2.48	2.07	1.16
Tm	0.3	0.28	0.35	0.27	0.38	0.3	0.24	0.15
Yb	2.16	1.94	2.39	1.85	2.58	2.1	1.75	1.01
Lu	0.32	0.27	0.36	0.26	0.37	0.33	0.25	0.14



شکل ۵- نمودار مجموع عناصر خاکی کمیاب در برابر عدد منیزیم در نمونه ها. همان طور که ملاحظه می شود با افزایش عدد منیزیم از مقادیر عناصر خاکی کمیاب در نمونه ها کاسته می شود.

تولید مذاب است. الگوی سطح MREE در نتیجه حضور آمفیبول زیاد از نوع چرماکیت - پارگازیت در این سنگهاست (شکل ۶a). در خصوص نمودار عنکبوتی این سنگها، داده ها از تطابق روند این الگوها با سنگهای مافیک متعلق به کمان آتشفشانی حکایت دارد. غنی شدگی شدید از U, Th, Rb, Ba, K, Pb و قابل توجه از

توجیه است. در الگوی تغییرات عناصر خاکی کمیاب، گابروهای این ناحیه هیچ تهی شدگی مشخصی از Eu مشاهده نمی شود که بیانگر مشارکت قابل توجه پلاژیوکلاز در تشکیل ماگمای مولد گابروها می باشد (شکل ۶a). تهی شدگی قابل توجه از HREE نشانگر باقی ماندن گارنت در فاز تفاله و عدم مشارکت آن در فرایند

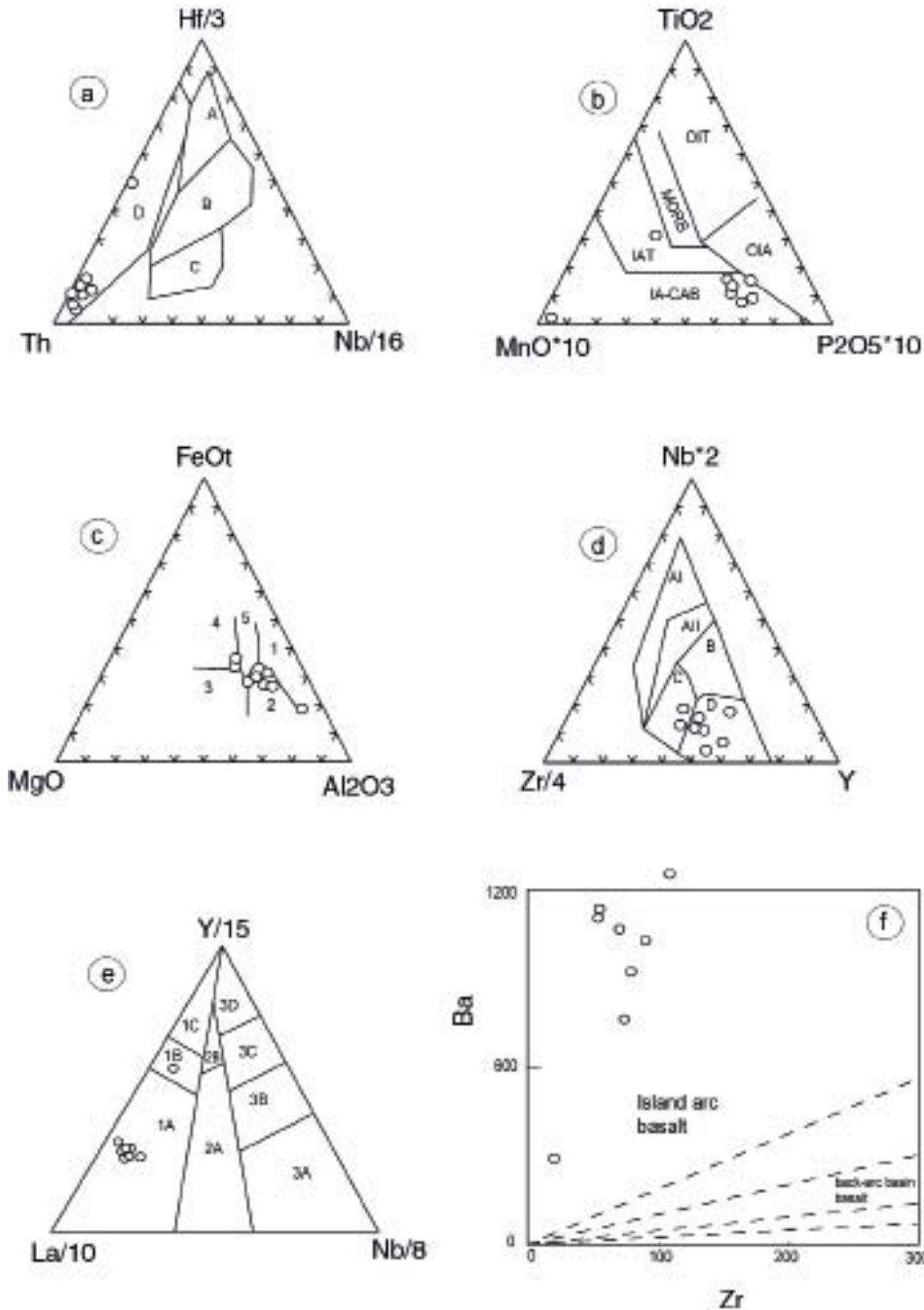


شکل ۶- a الگوی تغییرات عناصر خاکی کمیاب و b نمودار عنکبوتی در نمونه ها مورد مطالعه. مقادیر بهنجار سازی از (Sun and McDonough 1989) گرفته شده است. به شباهت رفتار نمونه های مختلف در الگوها توجه شود.

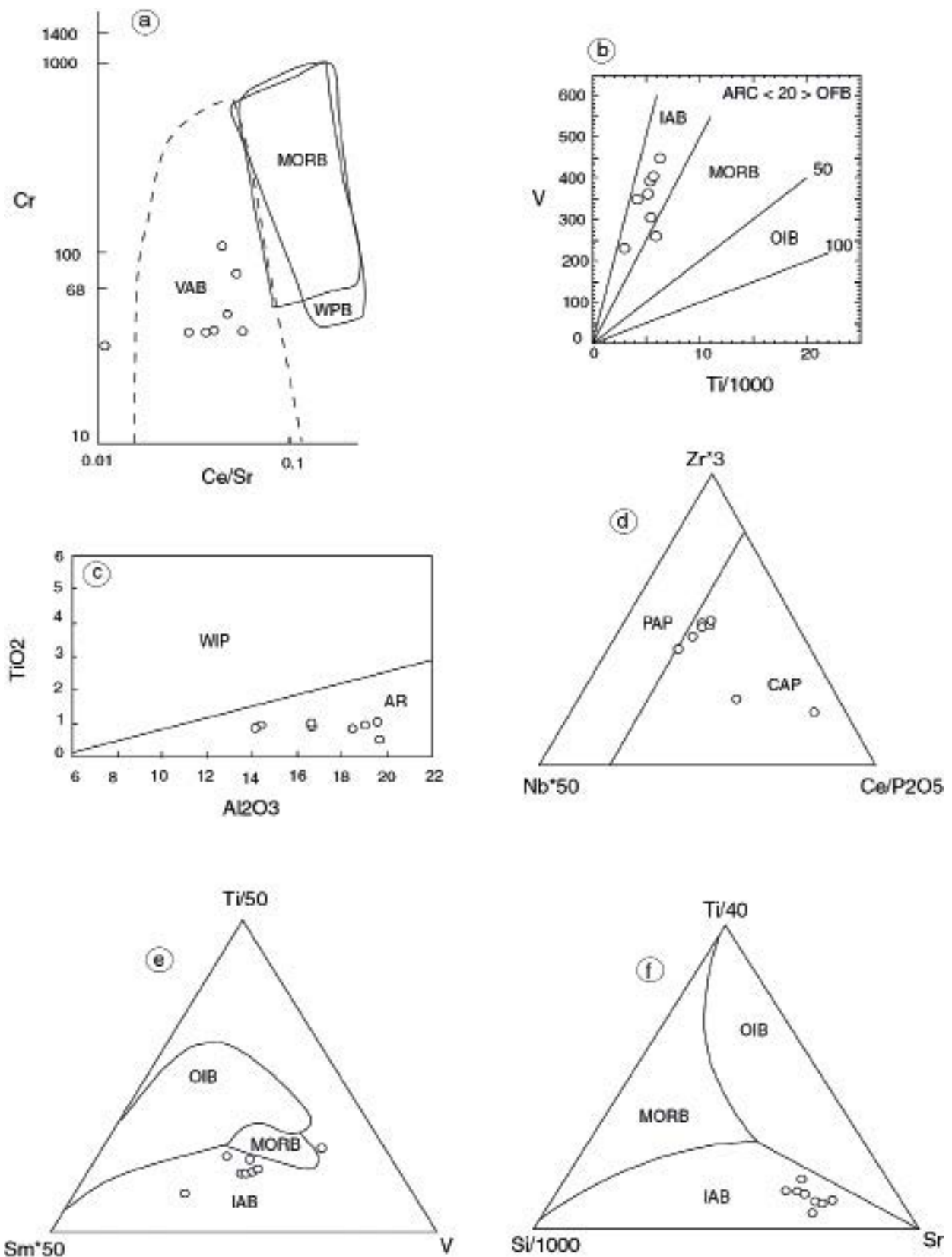


Zr مشاهده می‌شود. بی‌هنجاری منفی شدید Ta, Nb, Ti مشخصه بازالت‌های حاشیه‌ای (کمان قاره‌ای یا اقیانوسی) (Pearce, 1996) و نیز تأثیرگذاری اجزای فرورانشی است.

Sr, P, Eu, Gd مربوط به آرایش پوسته‌ای و حضور کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز (Eu, Sr)، آمفیبول (Gd) و آپاتیت (P) است (شکل b). این در حالی است که تهی‌شدگی واضحی از Nb, Ta, Ti, Hf,



شکل ۷- نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی گابروها. a نمودار Wood (1980) که در آن محدوده‌های A شامل بازالت پشته میان اقیانوسی عادی، B بازالت پشته اقیانوسی غنی شده و تولیت‌های درون قاره، C بازالت‌های قلیایی درون قاره و D معرف بازالت‌های کمان آتشفشانی است. b نمودار Mullen (1983) که نمونه‌ها در موقعیت بازالت‌های کلسیمی قلیایی کمانی قرار گرفته‌اند. c محدوده‌های نمودار Pearce et al. (1977) عبارتند از: (۱) بازالت‌های مرکز گسترش مانند ایسلند، (۲) بازالت جزایر کمانی و حاشیه فعال قاره، (۳) بازالت پشته اقیانوسی، (۴) بازالت جزیره اقیانوسی و (۵) بازالت قاره‌ای. d نمودار Meschede (1986) که در آن AI معرف بازالت قلیایی درون قاره‌ای، AII تولیت و بازالت قلیایی درون قاره‌ای، B بازالت پشته اقیانوسی غنی شده، C بازالت کمان آتشفشانی و تولیت درون قاره، D بازالت پشته اقیانوسی عادی و کمان آتشفشانی می‌باشد. e نمودار Cabanis and Lecolle (1989) که در آن عدد (۱) معرف بازالت‌های کمان آتشفشانی، (۲) بازالت قاره‌ای، (۳) بازالت اقیانوسی می‌باشد. در این نمودار A, B, C بیانگر ماهیت کلسیمی قلیایی، حد وسط و تولیتی می‌باشد. f نمودار Floyd (1991) که نمونه‌های مورد مطالعه در محیط بازالت کمان آتشفشانی واقع شده است. در هر ۶ نمودار موقعیت سنگ‌های منطقه از نوع کمان آتشفشانی ارزیابی می‌شود.

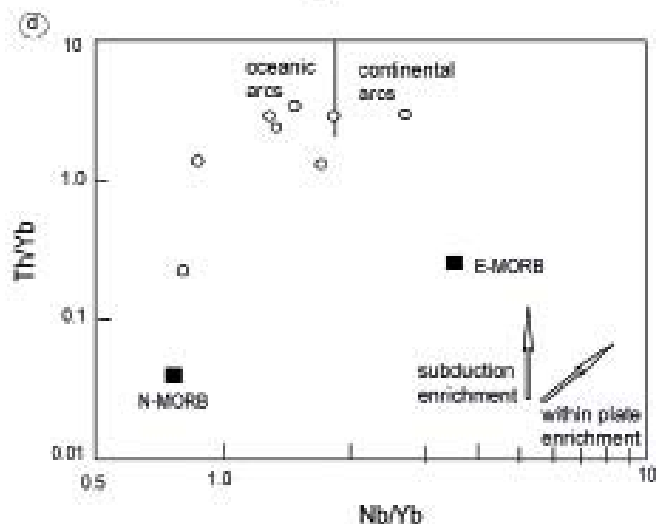
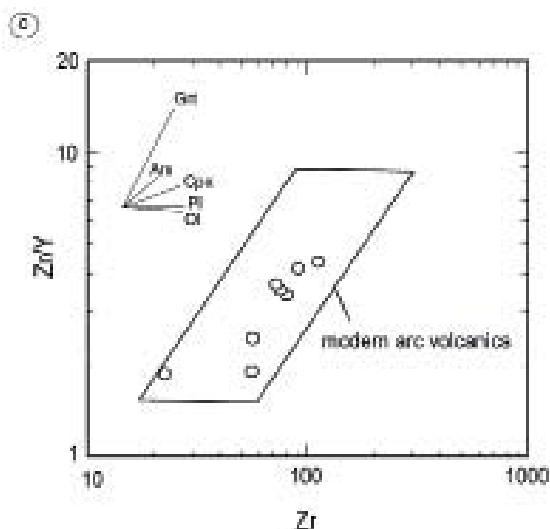
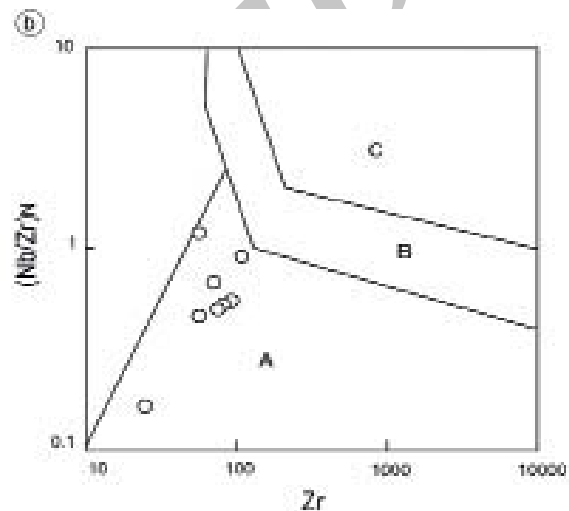
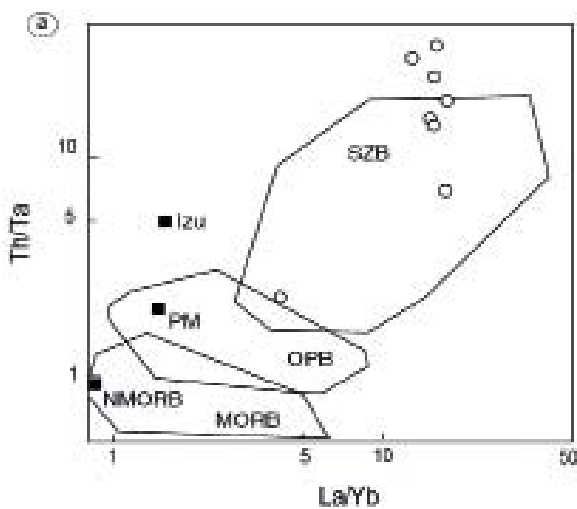


شکل ۸- (a) نمودار (Pearce (1982)؛ (b) نمودار (Shervais (1982)؛ (c,d) نمودارهای (Muller and Groves (1993)؛ (e,f) از (Vermeesch (2006). این نمودارها نیز مشابه موارد قبلی بیانگر ارتباط سنگ‌های مورد مطالعه با موقعیت مرتبط با فرورانش و یا بازالت‌های نزدیک کمان هستند.

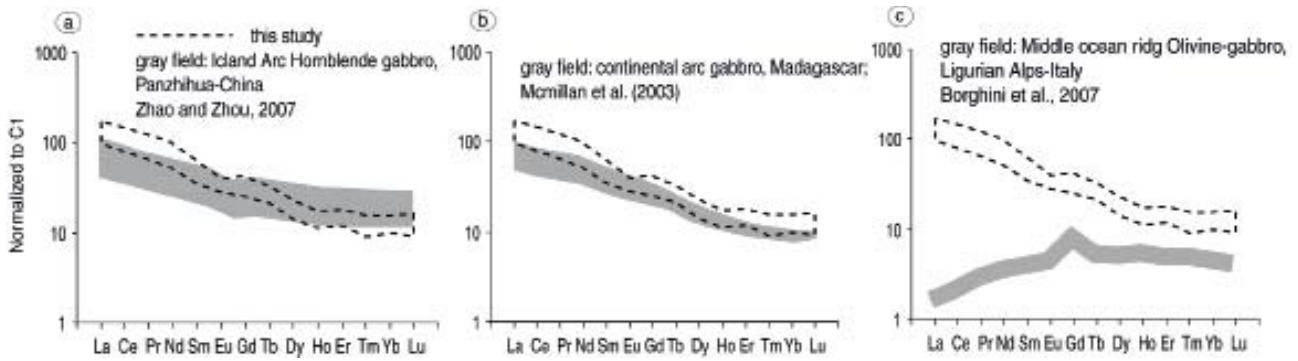
### جایگاه زمین ساختی و منشأ

همچنین الگوی نمودار عنکبوتی این گابروها با همین الگو در سنگ‌های مافیک متعلق به محیط‌های مختلف زمین ساختی مقایسه شد (شکل ۱۱). این شکل همخوانی واضح این الگو در گابروهای مورد مطالعه با الگوی مربوط به کمان آتشفشانی و اختلاف آشکار آن با سایر محیط‌ها همچون بازالت‌های داخل ورقه‌ای، پشته میان اقیانوسی و جلگه‌ای را نشان می‌دهد. اصلی‌ترین کانی‌های تفریق یافته از این ماگما بر اساس نمودارهای Ba-Sr, Y-Zr, Zr/Y-Zr, Zr/Y-Zr بوده‌اند (شکل ۱۲). علاوه بر ترکیب سنگ کل، ترکیب کانی‌های موجود در گابروها نیز محیط کمان آتشفشانی را تأیید می‌کند. به طوری که ترکیب آمفیبول‌های موجود در گابروها، نشانگر منشأ عمیق گوشته‌ای و ترکیب کلینوپیروکسن‌ها معرف محیط کوهزایی و جایگاه کمان آتشفشانی برای این سنگ‌ها است (شکل ۱۳).

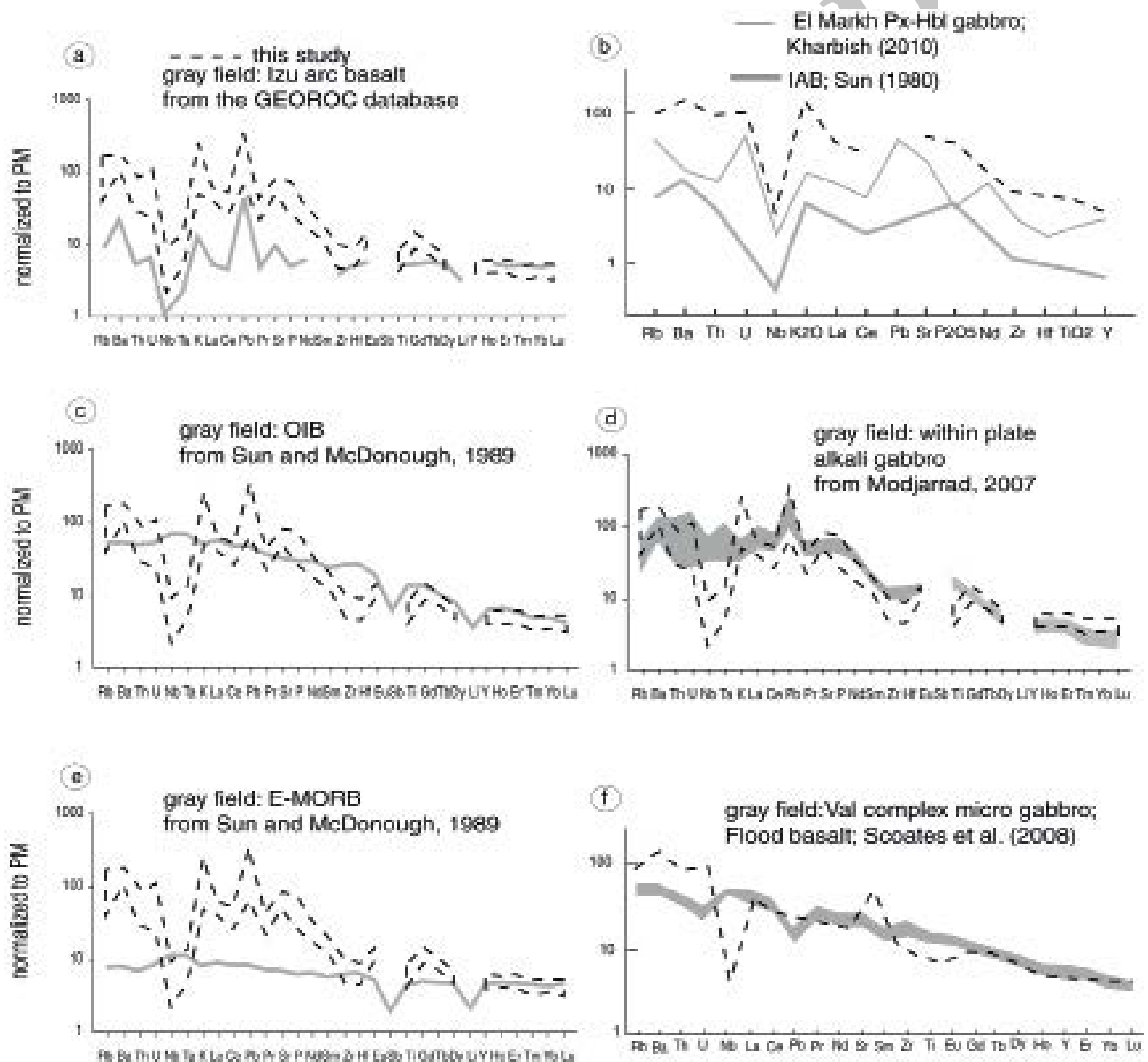
با توجه به عدم مشاهده هیچ نشانه‌ای از هوازدگی، با اطمینان خاطر از تمامی نمودارهای مربوط به رده‌بندی و تفکیک جایگاه زمین ساختی در مورد این سنگ‌ها استفاده شد. با بررسی ژئوشیمی عناصر اصلی، جزئی و خاکی کمیاب، گابروهای هشت‌سر توسط نمودارهای متعدد جایگاه کمان آتشفشانی و موقعیت مرتبط با فرورانش برای تشکیل این سنگ‌ها ارزیابی می‌شود (شکل‌های ۷ و ۸ و ۹). الگوی عناصر نادر خاکی و نمودارهای عنکبوتی این سنگ‌ها نیز جایگاه کمان آتشفشانی را قویاً تأیید می‌کند. الگوی رسم شده برای عناصر REE در گابروهای هشت‌سر با الگوی متعلق به بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی و نیز کمان آتشفشانی مقایسه شده (شکل ۱۰) و کاملاً با مورد دوم مطابقت داشته و با مورد اول به شدت متناقض است.



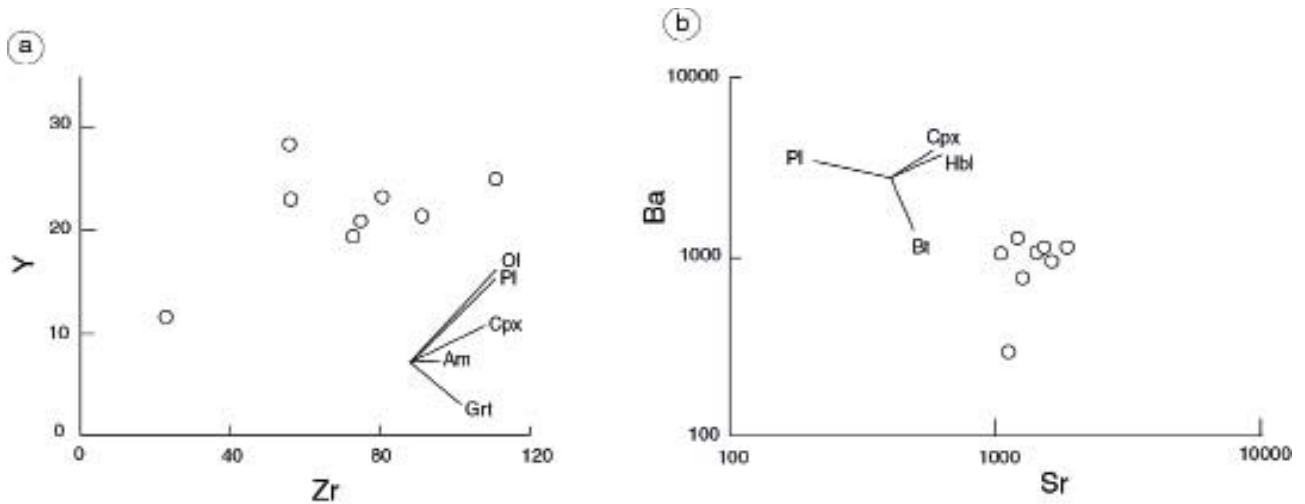
شکل ۹- a نمودار نسبت Th/Ta در برابر La/Yb که در آن نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده فرورانش قرار گرفته‌اند. b نمودار ارائه شده توسط Thieblemont and Tegye (1994) که در آن محدوده A معرف زون فرورانشی، b زون برخوردی و c سنگ‌های قلیایی درون صفحه‌ای است. c نمودار Pearce (1983) که در آن روند تفریق کانی‌های اصلی توسط Pearce and Norry (1979) رسم شده است. همانند شکل ۷ مسیر تفریق آمفیبول و کلینوپیروکسن از این نمودار نیز استنباط می‌شود. d نمودار طراحی شده توسط Pearce (1983) که در آن محیط کمان قاره‌ای از اقیانوسی تفکیک شده است. همه نمودارها به روشنی نشان‌دهنده موقعیت مرتبط با کمان آتشفشانی می‌باشند.



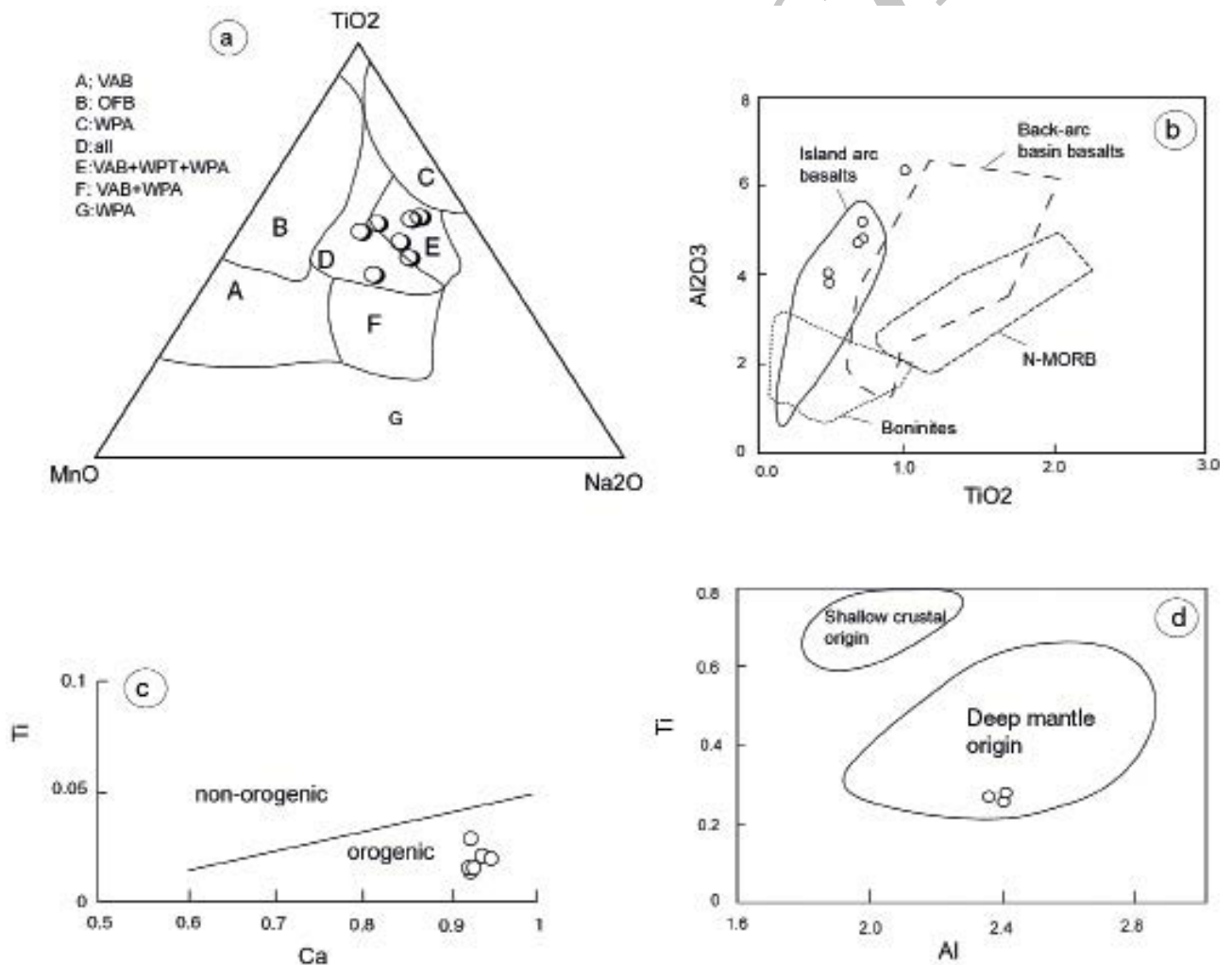
شکل ۱۰- مقایسه الگوی تغییرات عناصر خاکی کمیاب گابروهای هشت سر با الگوی گابروهای مطالعه شده توسط دانشمندان متعلق به نواحی مختلف شامل چین، ماداگاسکار و ایتالیا با محیطهای کمان آتشفشانی، کمان قاره ای و پشته میان اقیانوسی. شباهت الگوی سنگهای حاضر با روند گابروهای مربوط به کمان در شکل های a,b و تناقض آن با سنگهای مربوط به پشته (شکل c) کاملا مشخص است.



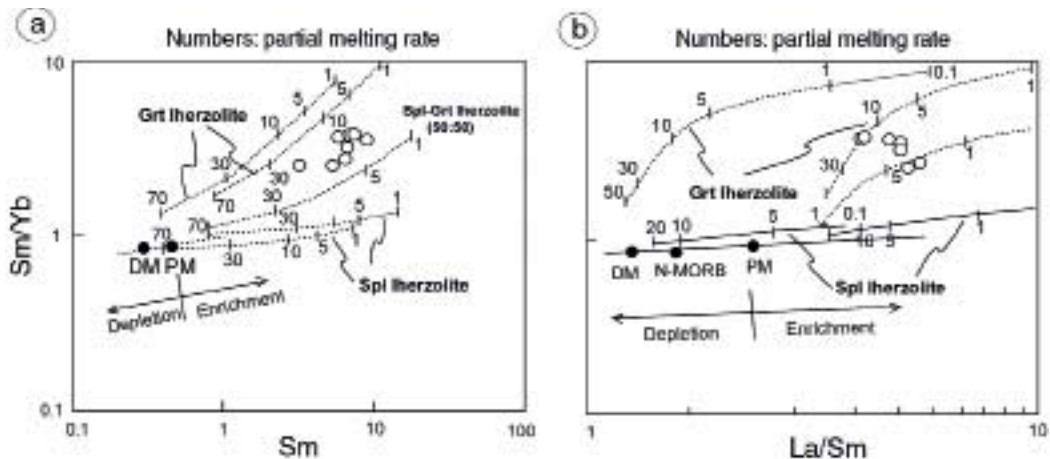
شکل ۱۱- مقایسه الگوی نمودار عنکبوتی گابروهای هشت سر با گابروها و بازالت‌های متعلق به جایگاه‌های مختلف زمین ساختی که در آن شباهت این سنگها با روندهای مرتبط با کمان آتشفشانی (موارد a,b) و اختلاف آشکار با سایر محیطها (c-f) مشهود است.



شکل ۱۲- نمودار تعیین اصلی‌ترین کانی تفریق شده از ماگمای مولد سنگ‌ها، مسیر تفریق کانی‌ها در a از Pearce and Norry (1979) و در b از Kim and Nisbet (2003) استفاده شده است. در هر دو مورد امتداد توزیع نمونه‌ها با مسیر تفریق کانی‌های کلینوپیروکسن و آمفیبول موازی است.



شکل ۱۳- استفاده از ترکیب کانی‌های کلینوپیروکسن c-a و آمفیبول d برای تعیین جایگاه زمین ساختی یا منشأ گابروهای هشت سر. نمودارهای a از Nisbet and Pearce (1977)، b مرزها: بونینیت‌ها از Van der Laan et al. (1992)، بازالت جزایر کمانی و حوضه پشت کمان از Hawkins and Allan (1994)، بازالت پشته میان اقیانوسی از Stakes and Franklin (1994)، نمودار c از Leterrier et al. (1982) و d از Best (1974) اخذ شده است. از تمامی نمودارها محیط مرتبط با کمان آتشفشانی برای گابروهای هشت سر استنباط می‌شود.



شکل ۱۴- نمودارهای تعیین آهنگ ذوب بخشی برای تولید ماگمای گابروهای هشت سر. منحنی‌های ذوب از Almandaz et al. (2000)، موقعیت گوشته تهی شده از McKenzie and O'Nions (1991) و گوشته غنی شده از Sun and McDonough (1989) است. هر دو مورد نشان دهنده منشأ اسپینل-گارنت لرزولیتی با آهنگ ذوب حدود ۱۰٪ برای سنگ‌های منطقه است.

سنگ‌های مافیک را در محیط‌های زمین‌شناسی مجزا (پشته میان اقیانوسی، جزایر داخل ورقه اقیانوسی و...) خلاصه کرده است. در این نمودار نمونه‌ها در نزدیکی پوسته فوقانی قرار گرفته و نشانگر تأثیر پدیده AFC است. GLOSS (میانگین سنگ‌های رسوبی موجود در محیط فرورانش)، به عنوان هضم شونده در نزدیکی موقعیت قرارگیری نمونه‌ها در نظر گرفته می‌شود (شکل ۱۵e).

### ۳-۲- تأثیر متاسوماتیسم بر روی گوشته

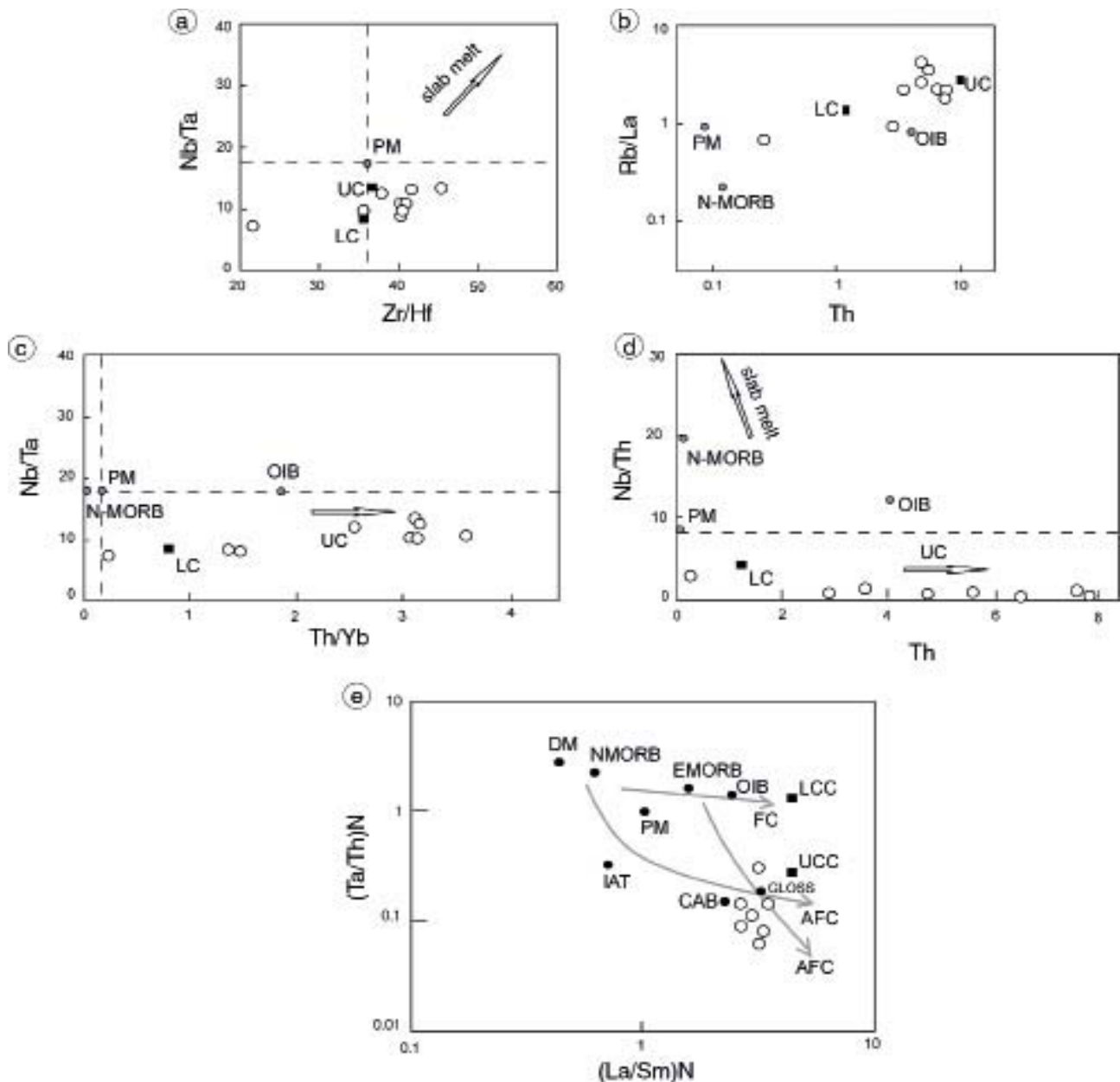
فراوانی عناصر ناسازگار به شدت توسط فرایندهای ذوب بخشی کنترل می‌شود (Pearce and Peate, 1995). از این رو می‌توان از این عناصر برای برآورد آهنگ ذوب و میزان تهی‌شدگی منشأ استفاده کرد (Woodhead et al., 1993). بخصوص از عناصر HFSE برای تعیین ماهیت منشأ گوشته‌ای که در نزدیکی کمان آتشفشانی به دلیل خروج مذاب‌های قبلی تهی شده است، استفاده می‌شود (Elliott et al., 1997; Grove et al., 2002). به طوری که فراوانی خیلی کم HFSE و نسبت کوچک Nb/Ta در سنگ‌های کمان آتشفشانی بازتابی از گوشته‌ای است که قبلاً با خروج مذاب این عناصر را از دست داده است (Plank and White, 1995). همچنین آنومالی منفی HFSE و Ti معرف تفریق فازهای در برگیرنده این عناصر یا باقی ماندن این فازها در تفال است. بی‌هنجاری مثبت Ba (بیش از ۱۰۰ برابر PM) علاوه بر آرایش پوسته‌ای، ممکن است نشانه منشأ گوشته متاسوماتیزه باشد. سیالات ناشی از واکنش‌های سیال زدایی در طی فرورانش و سیالات همراه تختال فرورونده مسئول این متاسوماتیسم هستند. نسبت Ba/Nb بزرگ تر از ۳۰ معرف مذاب‌های تولید شده در یک گوه گوشته‌ای متاسوماتیزه در بالای تختال فرورونده است (Hildreth and Moorbath, 1998). در گابروهای هشت سر این نسبت بیش از ۱۰۰ تا ۲۰۰ برابر است که بیانگر چنین محیطی برای تشکیل ماگمای مولد این سنگ‌هاست. نسبت Sr/P ( $N > 2$ ) معرف سیالات مشتق شده از تختال است (Borg et al., 1997).

به منظور تعیین منشأ گابروهای هشت سر، از نمودارهای  $Sm/Yb-Sm$ ,  $La/Sm$  استفاده شد (شکل ۱۴). منبع احتمالی این سنگ‌ها، ماگمای مشتق شده از گوشته غنی شده اسپینل - گارنت لرزولیتی با آهنگ ذوب پایین (۵-۱۰٪) بوده است. حضور گارنت در منبع گوشته‌ای توسط تهی‌شدگی قابل توجه از HREE در این سنگ‌ها مشخص است. آهنگ ذوب پایین نیز به وسیله نسبت‌های ژئوشیمی دیگر مانند نسبت بسیار بالای  $(La/Yb)_N$  (Nakamura et al., 1989; Ramos and Kay, 1992) که بیش از ۱۰۰ است، تأیید می‌شود. همچنین مطالعه قبلی بر روی این سنگ‌ها که توسط مؤید و همکاران (۱۳۸۹) انجام گرفته است، با استفاده از ترکیب کلینوپیروکسن موجود در این سنگ‌ها، آهنگ ذوب بخشی اندک را برای منشأ آن نتیجه گرفته است.

### ۳- نحوه غنی‌شدگی گوشته مولد

#### ۳-۱- آرایش پوسته‌ای

مواد پوسته‌ای از LILE, Th, Pb, K غنی و از P, Ti فقیر هستند. لذا آرایش پوسته‌ای فراوانی این عناصر دسته اول را در ماگما بالا برده و از P, Ti می‌کاهد. ناهنجاری منفی Ta, Nb, Ti, Hf و Zr در این سنگ‌ها کاملاً با جایگاه OIB متناقض است و با محیط نزدیک فرورانش همخوانی دارد. گرچه ممکن است بخشی از این بی‌هنجاری به خاطر آرایش با پوسته ایجاد شده باشد. با استفاده از نسبت میان عناصری که در نمودار عنکبوتی بی‌هنجاری منفی نشان می‌دهند (e.g. Nb, Ta, Yb, Zr, Hf, Th) مشخص شد که نمونه‌های مورد مطالعه از نظر فراوانی و نسبت این عناصر بیشتر در حد فاصل پوسته زیرین تا بالایی قرار می‌گیرند (شکل ۱۵a-d). این مطلب و فاصله قابل توجه از گوشته اولیه خود نشانه‌ای از تأثیر شدید آرایش پوسته‌ای بر روی این سنگ‌هاست. نمودار نسبت  $Ta/Th(N)$  و  $La/Sm(N)$  به طور مؤثری رفتار ژئوشیمیایی و جایگاه زمین‌ساختی و تکاملی مختلف

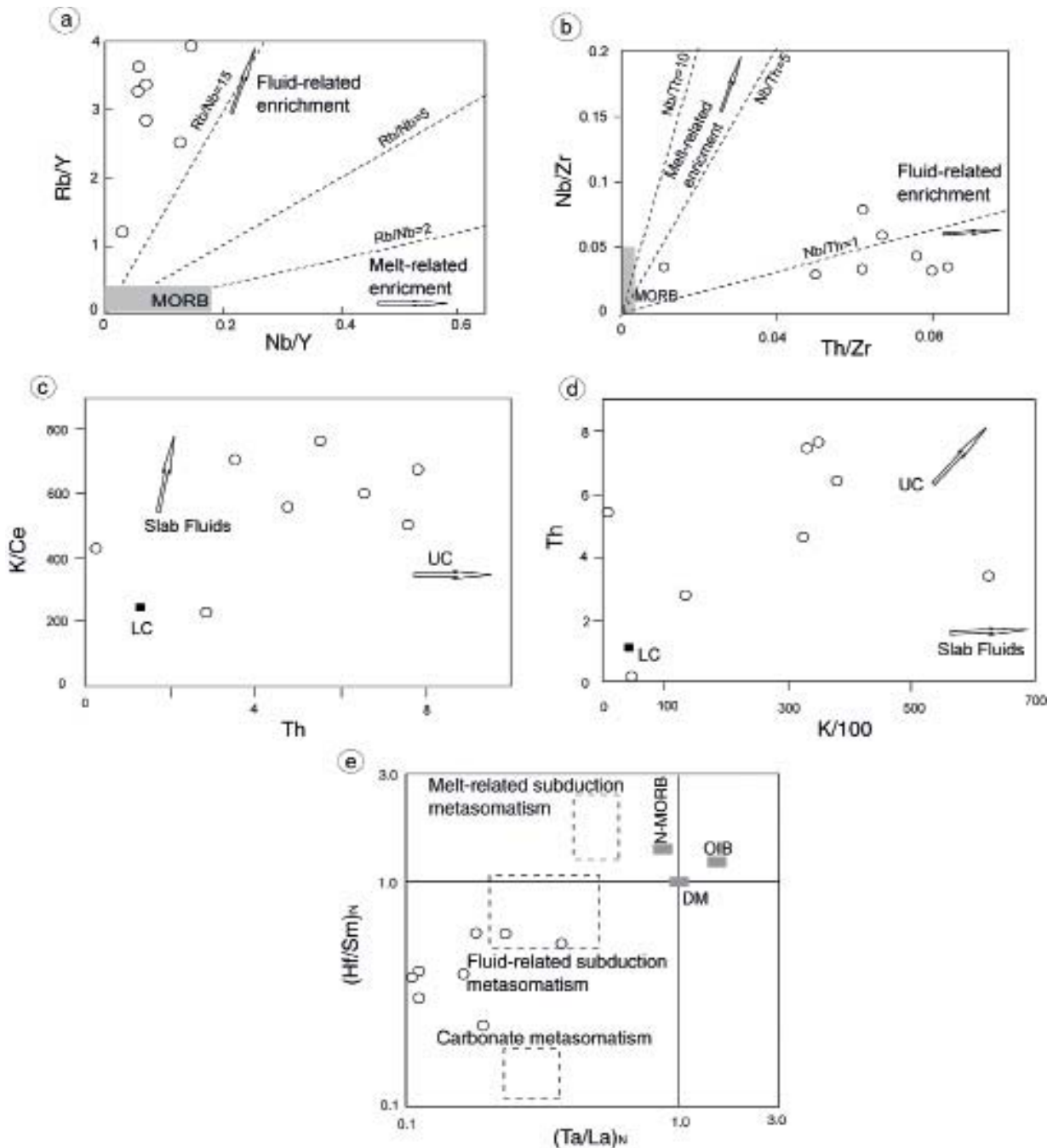


شکل ۱۵- نمودار نسبت عناصر کمیاب در گابروهای هشت سر برای درک رابطه بین این سنگ‌ها با گوشته غنی شده، پوسته بالایی و پایینی، جزایر اقیانوسی (درون صفحه‌ای) و متوسط بازالت‌های پشته میان اقیانوسی از Sun and McDonough (1989) و پوسته از Wedepohl (1995) است. نمونه‌ها اغلب معرف پوسته زیرین تا بالایی هستند. در نمودار e مورد GLOSS نشان دهنده متوسط ترکیب رسوبات مناطق فرورانشی از Plank and Langmuir (1998) است. در این نمودار گوشته تهی شده از McKenzie and O'Nions (1991)، پوسته زیرین از Weaver and Tarney (1984)، پوسته بالایی از Taylor and McLennan (1981) و بقیه موارد از Sun and McDonough (1989) گرفته شده است.

شدن مذاب‌هایی از رسوبات فرورونده (Peacock et al., 1994; Elliott et al., 1997; Munker, 2000) و یا مذاب‌های حاصل از قطعات ذوب شده بازالت‌های پشته میان اقیانوسی تختال (Stern and Kilian, 1996).

رابطه مثبتی بین مقدار آب موجود در ماگما با LILE مانند Rb, Ba, U وجود دارد. بنابراین فراوانی این عناصر توسط سیالات کنترل می‌شود (Stolper and Newman, 1994). در حالی که عناصر HFSE مانند Th, Zr, Hf, Nb, Ta به نسبت در سیالات آبی نامتحرک هستند (Tatsumi, 1989; Keppler, 1996; Turner et al., 1997).

یعنی نشانگر گوشته آلوده شده توسط سیالات پوسته‌ای است. در گابروهای مورد مطالعه این عدد در بیشتر موارد بیش از ۲ و در مواردی اندکی کمتر است. بطور خلاصه فراوانی بالای LILE و تهی‌شدگی HFSE مشخصه ماگماهای مرتبط با فرورانش است. مشخصات ژئوشیمیایی گوه گوشته‌ای بالای زون فرورانش توسط اجزای تختال به زیر رونده دستخوش تغییر می‌شود. این اجزاء عبارتند از: (۱) نفوذ سیالات ناشی از آزدایی پوسته اقیانوسی یا آزدایی رسوبات فرورونده (e.g. Class et al., 2000). (۲) اضافه



شکل ۱۶- نمودارهایی از نسبت بین عناصر جزئی و اصلی که در آنها نحوه غنی‌شدگی گابروهای هشت سر توسط سیال آزاد شده از تختال فرورونده ارزیابی می‌شود. همچنین نقش پوسته بالایی در این غنی‌شدگی از روند توزیع نمونه‌ها مشخص است. در موارد a-d و f منبع مورد استفاده برای موقعیت بازالت‌های پشته اقیانوسی از Sun and McDonough (1989) و پوسته از Wedepohl (1995) و روند فلش‌ها از Zhao and Zhou (2007) است. مورد e از Hofmann et al. (1986) گرفته شده و منابع همانند سایر نمودارهاست.

توجه LILE در گابروهای هشت سر (شکل b6) نیز بیانگر حضور سیالات در حین تشکیل مذاب بوده و تهی‌شدگی از HFSE نشانگر عدم خروج مذاب از تختال به زیر رونده است. بنابراین مذاب حاصل از تختال نمی‌توانسته نقش مهمی در متاسوماتیسم و تغییرات ژئوشیمیایی ماگما داشته باشد. نمودارهای شکل ۱۶ این مطلب را به صورت ترسیمی نشان می‌دهند.

از این رو غنی‌شدگی این عناصر در گوه گوشته‌ای نشانه آمیختگی مذاب‌های حاصل از تختال با ماگمای اصلی است (Plank and Langmuir, 1992). منبع گوشته‌ای که توسط مذاب حاصل از تختال تحت تأثیر قرار گرفته باشد دارای نسبت‌های پایین  $Th/Zr$ ,  $Rb/Y$ ,  $Ba/Nb$ ,  $Ba/Th$  است (Kepezhinskas et al., 1997; Hawkesworth et al., 1997). هر چهار نسبت ذکر شده در گابروهای مورد مطالعه بالا یا خیلی بالا هستند. فراوانی قابل



Research, 79, 2107–2113.

- Borg, L. E., Clyne, M. A., Bullen, T. D., 1997. The variable role of slab-derived fluids in the generation of a suite of primitive calc-alkaline lavas from the southernmost Cascades, California. *Canadian Mineralogist*, 35, 425-452.

- Borghini, G., Rampone, E., Crispini, L., De Ferrari, R., Godard, M., 2007. Origin and emplacement of ultramafic-mafic intrusions in the Erro-Tobbio mantle peridotite, Italy. *Lithos*, 94, 210-229.

- Cabanis, B., Lecolle, M., 1989. Le diagramme La-Y-Nb: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange. *CR Acad Sci Ser II*, 309, 2023-2029.

- Class, C., Miller, D., M., Goldstein, S. L., Langmuir, C. H., 2000. Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanics, Aleutian Arc. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 1, 1999G000010.

- Clement, J. P., Caroff, M., Dudoignon, P., Launeau, P., Bohn, M., Cotten, J., Blais, S., Guille, G., 2007. A possible link between gabbros bearing high temperature iddingsite alteration and huge pegmatoid intrusions: The Society Islands, French Polynesia. *Lithos*, 96, 524-542.

- Dubios-Cote V., Hebert, R., Dupuis, C., Wang, C. S., Li, Y. L., Dostal, J., 2005. Petrological and geochemical evidence for the origin of the Yarlung Zangbo ophiolites, southern Tibet. *Chemical Geology*, 214, 265-286.

- Dupuis, C., Hebert, R., Dubois-Cote, V., Wang, C. S., Li, Y.L., Li, Z.J., 2005. Petrology and geochemistry of mafic rocks from melange and flysch units adjacent to the Yarlung Zangbo Suture Zone, Tibet. *Chemical Geology*, 214, 287-308.

- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., Bourdon, B., 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research*, 102, 14991-15019.

- Ellis, D.J., 1980. Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land, Antarctica: P-T conditions of metamorphism, implications for garnet-cordierite equilibria and the evolution of the deep crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74, 201-210.

- Ernst, W.G., Liu, J., 1998. Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-content of calcic amphibole in MORB—a semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist*, 83, 925–969.

## نتیجه گیری

گابروهای ناحیه هشت سر کلیبر به دقت از نظر فراوانی عناصر و نسبت‌های ژئوشیمیایی کانی‌ها و به ویژه سنگ کل مورد بررسی قرار گرفت. این گابروها با ماهیت شوشونیتی، همه مشخصات جایگاه کمان آتشفشانی و موقعیت مرتبط با فرورانش را به خوبی نشان می‌دهند. ماگمای حاصل از ذوب با آهنگ پایین منشأ گوشته‌ای اسپینل - گارنت لرزولیتی، در حین صعود با سیالات نشأت گرفته از آزدایی تختال فرورونده، به شدت متاسوماتیزه شده و نسبت‌های ژئوشیمیایی آن تغییر کرده است. سپس آلیش با پوسته بالایی منجر به بالا رفتن LILE در ماگما شده است. جایگیری ماگما در عمق نسبتاً کم (حدود ۳۰ کیلومتری) اتفاق افتاده است. در این عمق هنوز تختال فرورونده شروع به ذوب شدن نکرده و تنها سیالات موجود در پوسته و رسوبات رویی خارج شده است. به همین دلیل مذاب حاصل از تختال فرورونده تأثیری در ترکیب این ماگما نداشته است. با این توضیحات احتمال تعلق گابروهای هشت سر به اجزای کمپلکس حلقوی (که در داخل ورقه تشکیل می‌شود)، مردود است. با توجه به وجود بقایایی از زمین‌درز دیرینه تیس دوم در ناحیه، احتمال اینکه این گابروها در حین فرورانش پوسته این اقیانوس به زیر صفحه قاره‌ای و تشکیل کمان آتشفشانی ناشی از آن به وجود آمده باشند، زیاد است.

## منابع

- برزگر، ا.، پورکرمانی، م.، مؤید، م.، حاجی علی بیگی، ح.، ۱۳۸۹. تکوین ساختاری زون چین خورده الهیارلو در پهنه البرز غربی. چهاردهمین همایش
- انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه ارومیه.
- مؤید، م.، مجرد، م.، ۱۳۸۶. تکوین اقیانوس پالئوتیس دوم در ایران. یازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه فوسی مشهد.
- مؤید، م.، مجرد، م.، حسین زاده، ق.، ۱۳۸۹. برآورد دما - فشار و گریزندگی اکسیژن در گابرو - پیروکسنیت‌های تازه کند کلیبر؛ با تمرکز بر شیمی بلورها و فعالیت کانی‌ها. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران. شماره ۱۸:۳، ۳۹۸-۳۸۳.
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Mitchell, J. G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia. *Turkey Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67-95.
- Arslan, M., Aslan, Z., 2006. Mineralogy, petrology and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 177-193.
- Best, M.G., 1974. Mantle derived amphibole within inclusions in alkali-basaltic lavas. *Journal of Geophysical*

- Floyd, P.A., 1991. In: *Oceanic Basalts*. Blackie and Son Limited, New York.
- Gass, I.G., 1981. Pan-African (upper Proterozoic) plate tectonics of the Arabian– Nubian Shield. In: Kröner, A. (Eds.), *Precambrian Plate Tectonics*. Elsevier, Amsterdam, pp. 387–405.
- Grove, T. L., Parman, S. W., Bowring, S. A., Price, R. C., Baker, M. B., 2002. The role of an H<sub>2</sub>O-rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from the Mt. Shasta region, N. California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142, 375-396.
- Haschke, M., Siebel, W., Gunther, A., Scheuber, E., 2002. Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in north Chile. *Journal of Geophysical Research*. 107, doi: 2001JB000328.
- Hawkesworth, C. J., Gallagher, K., Herot, J. M., McDermott, F., 1993. Mantle and slab contributions in arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 21, 175-204.
- Hawkesworth, C. J., Turner, S. P., McDermott, F., Peate, D. W., van Calsteren, P., 1997. U-Th isotopes in arc magmas: implication for element transfer from subducted crust. *Science* 276, 551-555.
- Hawkins, J. W., Allan, J. F., 1994. Petrologic evolution of Lau Basin sites 834 through 839. In: Hawkins J., Parson L., Allan J., Resig J., Weaver P., editors. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 135. College Station, TX: Ocean Drilling Program; p. 427-470.
- Hildreth, W., Moorbath, S., 1998. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 455-489.
- Hofmann, A.W., Jochum, K.P., 1996. Source characteristics derived from very incompatible trace elements in Mauna Loa and Mauna Kea basalts, Hawaii Scientific Drilling Project. *Journal of Geophysical Research* 101 (B5), 11831–11839.
- Holland, T.J.B., Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, 433-447.
- Johnson, M.C., Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminium – in hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837–841.
- Kepezhinskas, P., McDermott, F., Defant, M., Hochstaedter, A., Drummond, M. S., Hawdesworth, C. J., Koleskov, A., Maury, R. C., Bellon, H., 1997. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 577-600.
- Keppler, H., 1996. Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids. *Nature*, 380, 237-240.
- Kharbush, S., 2010. Geochemistry and magmatic setting of Wadi El-Markh island-arc gabbro–diorite suite, central Eastern Desert, Egypt. *Chemie der Erde*, 70, 257–266.
- Kim, J., Cho, M., 2003. Low-pressure metamorphism and leucogranite magmatism, NE Yeongnam Massif, Korea. *Precambrian Research*, 122, 235-251.
- Kocak, K., Isik, F., Arslan, M., Zedef, V., 2005. Petrological and source region characteristics of ophiolitic hornblende gabbros from the Aksaray and Kayseri regions, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25, 883-891.
- Kroll, H., Evangelakakis, C., Voll G., 1993. Two-feldspar geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114, 510-518.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bass, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wooley, A.R., Zanettin, B., 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*, Blackwell, Oxford.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D., Marchal, M., 1982. Clinopyroxene compositions as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 139-154.
- McKenzie, D., O’Nions, R. K., 1991. Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology*, 32, 1021-1091.
- McMillan, A., Harris, N. B. W., Holness, M., Ashwal, L., Kelley, S., Rambelson, R., 2003. A granite–gabbro complex from Madagascar: constraints on melting of the lower crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, 585-599.
- Meherpartou, M., Nazer, N., Emami, M.H., 1999. 1:100000 geological map of Kaleybar. Geological Survey of Iran, no. 5467.
- Meschede, M., 1986. A method of discriminating be-

tween different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56, 207-218.

- Modjarrad, M., 2007. Petrology and geodynamics of metamorphic and igneous rocks of Shahindezh-NW Iran. Unpublished PhD thesis, University of Tabriz, Tabriz-Iran, 190.

- Mullen, E. D., 1983. MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 62, 53-62.

- Muller, D., Groves, D.I., 1991. Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposits. *Ore Geology Review*, 8, 383-406.

- Munker, C., 2000. The isotope and trace element budget of the Cambrian Devil River System, New Zealand: identification of four source components. *Journal of Petrology*, 41, 759-788.

- Nakamura, E., Campbell, I. H., McCulloch, M. T., Sun, S. S., 1989. Geochemical Geodynamics in a back arc region around the Sea of Japan: implications for the genesis of alkaline basalts in Japan, Korea and China. *Journal of Geophysical Research*, 94, 4634-4654.

- Nisbet, E. G., Pearce, J. A., 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63, 149-160.

- Peacock, S. M., Rushmer, T., Thompson, A. B., 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Sciences Letter*, 121, 227-244.

- Pearce, J. A., Norry, M. J., 1979. Coetrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 33-47.

- Pearce, J. W., Peate, D. W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 251-285.

- Pearce, J. A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *Andesites* (eds). Wiley Chichester pp 525-548.

- Pearce, J. A., 1983. Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (eds). Nantwich UK Shiva, 230-249.

- Pearce, J. A., Gale, G. H., 1977. Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry

of associated igneous host rocks. *Geological Society Special Publications*, 7, 14-24.

- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, North Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81.

- Plank, T., Langmuir, C.H., 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145, 325-394.

- Plank, T., Langmuir, C. H., 1992. Sediments melt and basaltic crust dehydrates at subduction zones. *Eos, Trans, AGU*, 73, 637.

- Plank, T., White, W. M., 1995. Nb and Ta in arc and mid-ocean basalts. *AGU Fall Meeting Abstracts, EOS*, 76, 655.

- Ramos, V. A., Kay, S. M., 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: back arc testimony of ridge collisions. In: *Oliver, R. A., (eds), Andean Geodynamics Tectonophysics*, 205, 261-282.

- Rickwood, P.C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22, 247-263.

- Scoates J. S., Weis, D., Franssen, S. M., Mattielli, N., Annell, H., Frey, F. A., Nicolaysen, K., Giret, A., 2008. The Val Gabbro Plutonic Suite: A Sub-volcanic Intrusion Emplaced at the End of Flood Basalt Volcanism on the Kerguelen Archipelago. *Journal of Petrology*, 49 (1), 79-105.

- Shervais, J. W., 1982. Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 23, 319-351.

- Shinjo, R., Woodhead, J. D., Hergt, J. M., 2000. Geochemical variation within the northern Ryukyu Arc: magma source compositions and geodynamic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140, 263-282.

- Stakes, d. S., Franklin, J. M., 1994. Petrology of igneous rocks at Middle Valley, Juan de fuca Ridge. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 139*, doi:10.2973/odp.proc.sr.139.212.

- Stern, C. R., Kilian, R., 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 263-281.

- Stolper, E., Newman, S., 1994. The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas. *Earth and Plan-*

etary Sciences Letters, 121, 293-325.

- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. Norry, M.J.(eds), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 142, 313-345.

- Sun, S. S., 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Phil Trans R Soc*, 397, 409-445.

- Tatsumi, Y., 1989. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *Journal of Geophysics Research*, 94, 4697-4707.

- Taylor, S. R., McLennan, S. M., 1981. The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil Trans R Soc*, 301, 381-399.

- Thieblemont, D., Tegye, M., 1994. Une discrimination geochemique des roches differenciees temoni de la diversite d origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *Comptes Rendus Academic Sciences*, 319, 87-94.

- Turner, S., Hawkesworth, C., Rogers, N., Bartlett, J., Worthington, T., Hergt, J., Pearce, J., Smith, I., 1997. U-Th disequilibrium, magma petrogenesis, and flux rates beneath the depleted Tonga-Kermadec island arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 4855-4884.

- Van der Laan, S. R., Arculus, R. J., Pearce, J. A. & Murton, B. J., 1992. Petrography, mineral chemistry, and phase relations of the basement boninite series of site 786, Izu-Bonin forearc. In: Fryer, P., Pearce, J. A., Stokking, L.

B., et al. (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, 125. College Station, TX: Ocean Drilling Program, pp. 171-201.

- Vasques, M., Altenberger, U., 2005. Mid-Cretaceous extension-related magmatism in the eastern Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 20, 193-210.

- Vermeesch, P., 2006. Tectonic discrimination of basalts with classification trees. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 1839-1848.

- Weaver, B., Tarney, J., 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, 310, 575-580.

- Wedepohl, K. H., 1995. The composition of the continental crust. *Geochemistry Cosmochemistry Acta*, 59, 1217-1232.

- Wood, D. A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 50, 11-30.

- Woodhead, J. D., Eggins, S., Gamble, J., 1993. High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for a multiphase melts extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and planetary Sciences Letters*, 144, 491-504.

- Zhao, J.H., and Zhou, M.F., 2007. Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle. *Precambrian Research*, 152, 27-47.