



بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده‌های گابرویی سرکوبه در شمال خمین، زون سنندج - سیرجان

زینب سخایی*^۱، علیرضا داودیان^۲، ناهید شبانیان^۳

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

۲- دانشیار پترولوژی، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

۳- استادیار پترولوژی، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

* عهده‌دار مکاتبات: zeynab.sakhaei@gmail.com

دریافت مقاله: ۹۳/۸/۲، پذیرش مقاله: ۹۳/۱۱/۲۰

چکیده

توده‌های گابرویی سرکوبه در ۱۸-۱۶ کیلومتری شمال شهر خمین از توابع استان مرکزی واقع شده‌اند. این سنگ‌های گابرویی در آهک‌های کرتاسه نفوذ کرده‌اند و سن احتمالی ائوسن دارند. ناحیه مورد مطالعه بخشی از زون سنندج- سیرجان است. براساس مطالعات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی ترکیب اصلی توده‌ها گابرو بوده و کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آن شامل: پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن نوع دیوپسید، و کانی کدر و دارای بافت افیتیک تا ساب‌افیتیک هستند. براساس مطالعات ژئوشیمیایی، تقسیم‌بندی براساس عناصر اصلی و جزئی، این سنگ‌ها با میزان SiO_2 از ۴۳/۸۹ تا ۵۰/۹۱ بیشتر در محدوده گابرو با ماهیت قلیایی قرار گرفته‌اند و تعدادی از نمونه‌ها به علت هضم سنگ‌های آهکی، ماهیت نیمه‌قلیایی نشان می‌دهند. الگوی REE به‌هنگار شده به کندریت غنی‌شدگی LREE ها را نسبت به HREE ها را با اندکی بی‌هنجاری مثبت Eu، حاصل تبلور پلاژیوکلاز، نشان می‌دهد. غنی‌شدگی از Nb و Ti در نمودارهای عنکبوتی به‌هنگار شده این سنگ‌ها نسبت به گوشته اولیه و مورب روشن می‌سازد که ماگمای سازنده از ویژگی‌های ماگماهای درون‌صفحه‌ای برخوردار است. همچنین غنی‌شدگی از عناصر LILE و تهی‌شدگی از عناصر HFSE در نمودارهای عنکبوتی مشهود است. بررسی ژئوشیمیایی عناصر جزئی و REE نشان از منشأ گرفتن ماگمای گابروها از یک سنگ منشأ، گارنت اسپینل لرزولیتی با خاستگاه گوشته سست کره‌ای دارد.

واژه‌های کلیدی: گابرو قلیایی، ماگماتیسم درون‌صفحه‌ای، گوشته سست کره‌ای، سرکوبه، خمین، سنندج- سیرجان

۱- مقدمه

حال حاضر بسیار محدود هستند و عمدتاً در مراحل اولیه تشکیل کافت قاره‌ای ترکیب قلیایی دارند. هر چند در نواحی گسترش پوخته، انواع حدواسط و تولیتی معمول بوده و احتمالاً بیانگر ارتباط بین آهنگ گسترش و درجه ذوب‌بخشی گوشته بالارونده هستند. گدازه‌های جانبی نسبت به گدازه‌هایی که در محور گرابن فوران کرده‌اند، تمایل بیشتری به قلیایی بودن دارند (Wilson, 1989). در پهنه سنندج- سیرجان چندین توده قلیایی بازالت وجود دارد، برای مثال بازالت‌های قلیایی کواترنری منطقه قروه- تکاب که دارای منشأ گوشته‌ای و ماهیت درون‌صفحه‌ای است (حق‌نظر و همکاران، ۱۳۸۹). همچنین اکبری، (۱۳۸۸) توده گابرویی خمین را قلیایی با ماهیت درون‌صفحه‌ای و با خاستگاه گوشته تحول‌یافته سست کره‌ای معرفی کرده است. مطالعه این منطقه از قدیمی‌ترین مطالعاتی بوده که توسط (Thiele, 1966) انجام شده و توسط محجل و افتخارنژاد، (۱۳۷۱) به نقشه در آمده است. همچنین زمانی پدram و همکاران، (۱۳۸۶)، این توده‌ها را به عنوان گابرو (گابرو قلیایی) مشخص کرده‌اند. با توجه به این که در بخش شمالی پهنه سنندج- سیرجان ماگماتیسم مافیک (بویژه با تمایلات قلیایی) فراوانی کمی دارد و از طرف دیگر از دیدگاه سنگ‌شناختی بر روی آن‌ها مطالعه اندکی صورت گرفته، لذا در این مقاله سعی بر آن است که با استفاده از تجزیه‌های شیمی سنگ کل (با تاکید بر استفاده از دستگاه‌های ICP-ES و ICP-MS) به بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های بازی سرکوبه به-

طور کلی ماگماتیسم مافیک به‌ویژه در بخش شمالی پهنه سنندج- سیرجان چندان پدیده‌ای رایج نیست (Devsalar et al., 2014). یکی از انواع توده‌های مافیک در این پهنه گابروهای قلیایی هستند. گابروهای قلیایی و معادل بیرونی آن‌ها می‌توانند به یکی از دو حالت زیر در موقعیت‌های زمین‌ساختی کششی ایجاد شوند: الف) در نتیجه ذوب‌شدگی بی‌فشار شدن آدیاباتیک سست کره گوشته‌ای در حال بالا آمدن (یا پلوم گوشته‌ای) و ب) در نتیجه ذوب‌شدگی سنگ کره گوشته‌ای (به واسطه اختلال حرارتی) (Houseman et al., 1981; White & McKenzie, 1989; Davies & Von Blanckenburg, 1995; Ilnicki, 2010). بازالت‌های قلیایی از نظر کانی‌شناسی دارای الیون پایدار و بدون حاشیه واکنشی (هم به صورت درشت‌بلور و هم به صورت ریزبلور)، دارای فلدسپاتونید (نفلین، آنالسیم و لوسیت) و فاقد ارتوپیروکسن و پیژونیت بوده و از نظر سیلیس فقیر هستند، به‌طوری که در محاسبه نورم مقداری الیون و فلدسپاتونید به دست می‌آید. بازالت‌های قلیایی و انواع تفریق‌یافته آن‌ها، عمدتاً در محیط‌های زمین‌ساختی درون‌صفحه‌ای مانند جزایر اقیانوسی و کافت درون‌قاره‌ای یافت می‌شوند. بازالت‌های قاره‌ای در

GCDKIT پردازش شده است.

۳- سنگ‌نگاری سنگ‌های گابرویی توده سرکوبه

سنگ‌های آذرین مورد مطالعه در نمونه دستی دارای رنگ خاکستری تا سبز تیره بوده و از نظر بافت تمام بلورین متوسط تا درشت بلور هستند. سنگ‌های مورد مطالعه از نظر بافتی دانه‌ای ناهم بعد (شکل ۴- الف) و ناهمسان بلور بوده، و از نظر اندازه متوسط بلور تا درشت بلور هستند. از لحاظ روابط بین‌دانه‌ای بافت تداخلی از نوع افیتیک-ساب‌افیتیک (اوکی کریست) نشان می‌دهند که نشان‌دهنده تبلور هم‌زمان در نقطه یوتکتیک می‌باشد (Vernon, 2004). همچنین وجود بافت افیتیک (شکل ۴- ب) بیان‌گر هسته‌زایی بیشتر پلاژیوکلازها نسبت به کلینوپیروکسن است (Wager, 1960). کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کدر می‌باشد.

۳-۱- پلاژیوکلاز

فراوان‌ترین کانی تشکیل‌دهنده سنگ است. از نظر اندازه درشت‌بلور و از لحاظ شکل هندسی بی‌شکل، نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار است. پلاژیوکلازها اکثراً دارای دوقلویی تکراری پلی‌سنتتیک بوده و حدود ۵۵ درصد مقاطع را تشکیل داده است (شکل ۴- الف). گاهی دارای منطقه‌بندی نیز هستند. دارای آثار دگرسانی از نوع سوسوریتی بوده و در همین راستا کانی‌های حاصل از تجزیه از نوع کلسیت، کلریت و اپیدوت را ایجاد کرده‌اند. پلاژیوکلازها گاهی به صورت میانبار در داخل پیروکسن‌ها مشاهده شده و گاهی نیز پیروکسن‌ها را قطع می‌کنند.

۳-۲- کلینوپیروکسن

دومین کانی از نظر فراوانی کلینوپیروکسن دیوپسید است که حدود ۴۰ درصد مقاطع را تشکیل داده است. این کانی بی‌شکل، نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار (شکل ۴- پ) و درشت بلور است و مقاطع عرضی این بلورها دارای دو دسته رخ عمود برهم هستند. آثار تجزیه‌شدگی در این دسته کانی‌ها از نوع اورالیتی (اکتینولیت) و گاه دگرسانی به کلسیت، اپیدوت و کلریت هم مشاهده می‌شود. از سوی دیگر در امتداد رخ‌ها آزادشدگی اسفن هم تا حدودی دیده می‌شود.

۳-۳- کانی کدر

کانی‌های کدر ریز تا متوسط بلور و بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند و ۳ درصد مقاطع را به خود اختصاص می‌دهند. گاه در اطراف آن دانه‌های ریز اسفن هم دیده می‌شود. براساس تجزیه EDX (Energy-Dispersive X-Ray Analysis Report) ترکیب کانی‌های کدر ایلمنیت است (شکل ۴- ت).

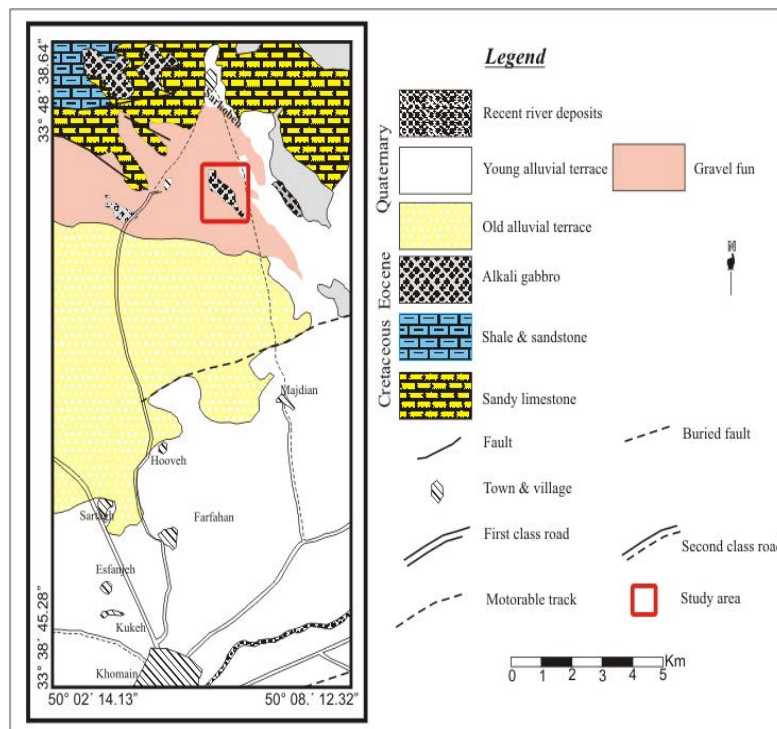
عنوان یکی از توده‌های نفوذی بخش شمالی سنندج- سیرجان پرداخته و ضمن تعیین خصوصیات ژئوشیمیایی این سنگ‌های بازی (ماهیت)، خاستگاه ماگما و موقعیت زمین‌ساختی این توده ارائه گردد.

۱-۱- موقعیت زمین‌شناسی

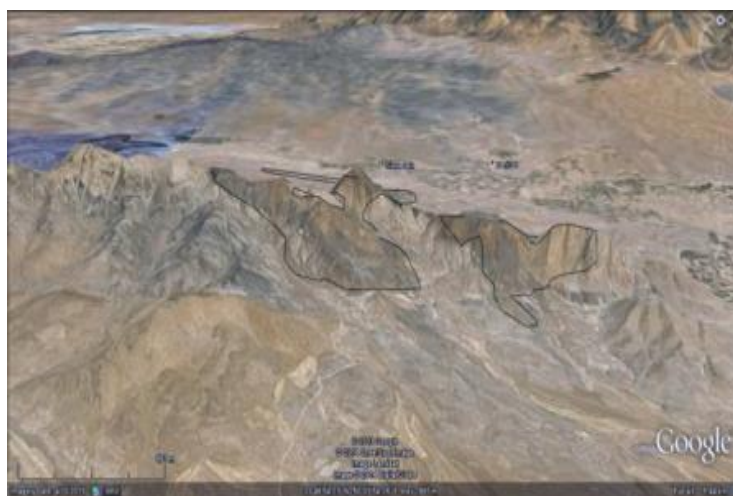
توده‌های نفوذی سرکوبه در استان مرکزی، حدود ۱۸-۱۶ کیلومتری شمال خمین در گستره‌ای به طول‌های جغرافیایی $50^{\circ}02'14''$ تا $50^{\circ}08'12''$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $33^{\circ}38'45''$ تا $33^{\circ}48'38''$ شمالی واقع شده‌اند. از نظر تقسیمات زمین‌شناسی ایران، این توده‌ها بخشی از مجموعه توده‌های نفوذی پهنه‌ی سنندج- سیرجان هستند (آقناباتی، ۱۳۸۵)، و روی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ محلات (زمانی پدرام و همکاران، ۱۳۸۶) به- عنوان گابرو (گابرو قلیایی) مشخص شده‌اند (شکل ۱). سن این توده‌ها با توجه به نقشه زمین‌شناسی چهارگوش محلات و با توجه به این‌که این سنگ‌ها در آهک‌های کرتاسه بالایی نفوذ کرده‌اند، بعد از کرتاسه پسین و احتمالاً ائوسن است (زمانی پدرام و همکاران، ۱۳۸۶). منطقه مورد مطالعه عمدتاً حالت تپه ماهوری داشته و معمولاً این توده‌های نفوذی گابرویی قسمت‌های مرتفع‌تر را تشکیل می‌دهند. وسعت بیرون‌زدگی- های این توده‌های نفوذی به طور کلی محدود و کوچک (ابعاد این توده- ها از ۰/۱۴ تا ۱/۲ کیلومتر) است (شکل ۲). با توجه به مشاهدات صحرایی سنگ‌های آهکی به همراه لایه کوارتزیتی سقف توده گابرویی را تشکیل داده که تحت تاثیر گرمای توده فرار گرفته‌اند. در مواردی توده‌های گابرویی (شکل ۳- الف) این سنگ‌های میزبان (سنگ آهک و لایه کوارتزیتی) را در خود هضم کرده است، به طوری که در نزدیکی واحدهای دربرگیرنده، سنگ‌های گابرویی روشن‌تر می‌شوند (شکل ۳- ب). بنابراین سن توده گابرویی کمتر از سنگ‌های آهکی میزبان است. سنگ‌های گابرویی سرکوبه از نظر بافت و کانی‌های تشکیل‌دهنده، دگرگونی در حد زیر رخساره شیبست‌سبز تا ابتدای رخساره شیبست‌سبز را متحمل شده‌اند.

۲- روش کار

در این مطالعه به منظور بررسی شیمی سنگ، در ابتدا از این توده نفوذی با ثبت مختصات جغرافیایی نمونه‌برداری انجام شد و پس از تهیه ۳۰ مقطع نازک از نمونه‌های سالم‌تر به مطالعه میکروسکوپی آن‌ها توسط میکروسکوپ پلاریزان المپیوس پرداخته شد و سپس تعداد ۴ نمونه با کمترین میزان دگرسانی و تجزیه، برای تجزیه شیمیایی کامل به روش ICP-MS (طیف‌سنجی جرمی، برای اندازه‌گیری عناصر جزئی و خاکی کمیاب) و ICP-ES (طیف‌سنجی نشری، برای اندازه‌گیری عناصر اصلی) به آزمایشگاه ACME در کشور کانادا شهر ونکوور ارسال شدند. همچنین ۵ نمونه نیز برای آزمایش طیف‌سنجی فلورسانس اشعه ایکس XRF به شرکت کانساران بینالود تهران ارسال شد که توسط دستگاه PHILIPS مدل PW1480 تجزیه شدند. نتایج تجزیه شیمیایی توسط نرم‌افزار



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده از منطقه مورد بررسی بر پایه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ محلات، (زمانی پدرام و همکاران، ۱۳۸۶)



شکل ۲- تصویر ماهواره‌ای Google Earth از توده‌های گابرویی سرکوبه که مرز آن‌ها با خطوط معین شده است



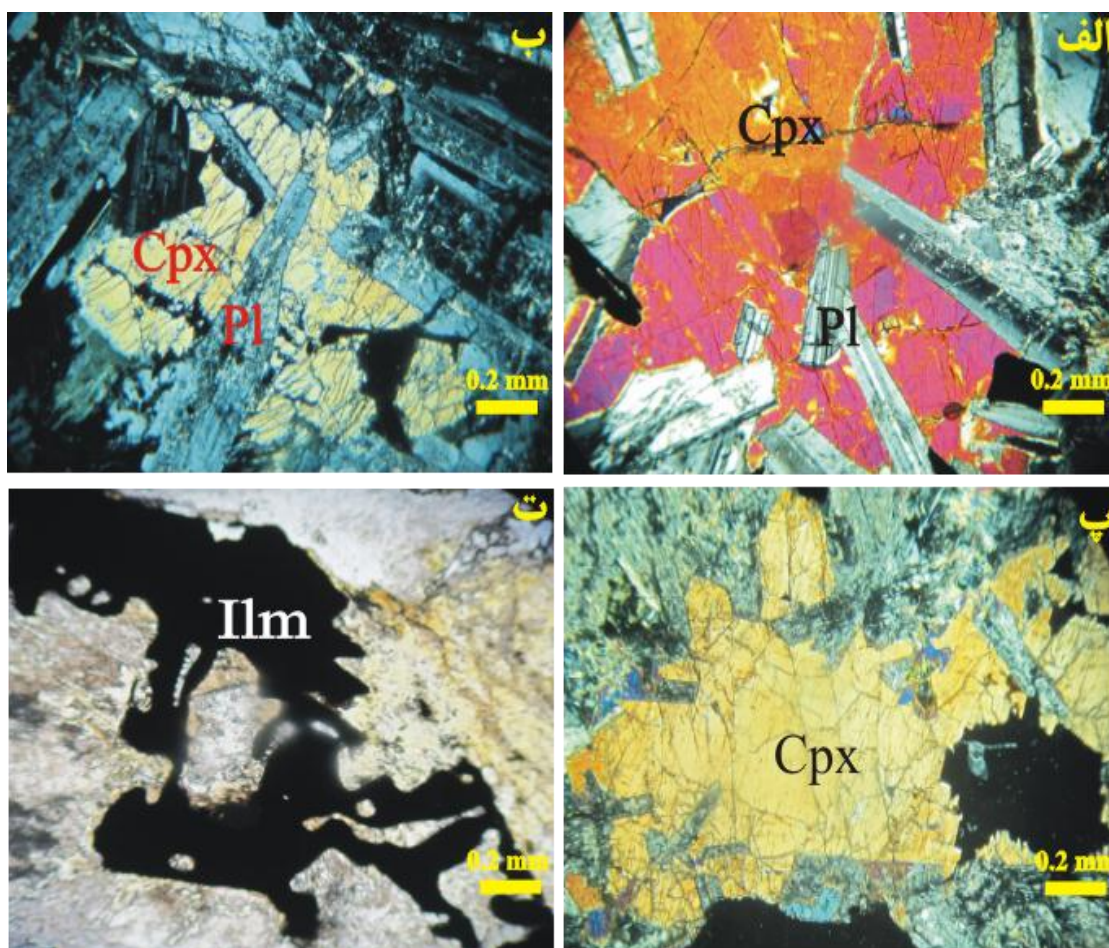
شکل ۳- الف) نمایی از توده سنگ‌های گابرویی منطقه مورد مطالعه، ب) تصویری از گابروها با ظاهری روشن‌تر

۴- ژئوشیمی

سنگ‌های مورد مطالعه، میزان اکسیدهای Na_2O و CaO کاهش و میزان MnO ، K_2O و FeO افزایش می‌یابد (شکل ۵). از آنجا که نسبت $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ به تفریق کلینوپیروکسن بسیار حساس است (Herzberg & Zhang, 1996)، همبستگی مثبت بین نسبت‌های $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ در برابر محتوای MgO نشانه تفریق و جدایش کلینوپیروکسن در سنگ‌های منطقه است. همچنین مشارکت کلسیم در ساختار پلاژیوکلاز می‌تواند از دلایل دیگر روند نزولی اکسید کلسیم در این سنگ‌ها باشد. کاهش اکسید تیتانیم نشانگر مشارکت این عنصر در ساختار سیلیکات‌های مافیک مثل کلینوپیروکسن (Gourgaud & Vicent, 2003) در طی تبلور ماگما است.

مقادیر عناصر جزئی به این شرح است: باریم ۲۱۴-۱۴۴، روبیدیم ۱۷-۷۴/۱، استرانسیم ۶۵۳/۹-۳۱۷/۵، زیرکونیم ۱۱۲/۹-۸۰/۸، نیوبیوم ۱۵-۲۱، نیکل ۱۴/۸-۱۶۴/۸، ایتیریم ۱۷/۷-۱۲/۸ و اسکاندیم ۲۱-۱۵ می‌باشد. با افزایش $\text{Mg}\#$ مقدار عناصر Ni ، Cr ، Ba افزایش و Sr و Nb (به علت تبلور پلاژیوکلاز و ایلمنیت) کاهش می‌یابد (شکل ۵). همچنین با توجه به روند $\text{Mg}\#$ و عنصر Cr و Ni این نمودار نشان از تفریق کلینوپیروکسن دارد.

نتایج تجزیه عناصر اصلی، جزئی و خاکی کمیاب مربوط به سنگ‌های گابرویی مورد مطالعه در جدول ۱ آورده شده‌اند. در این سنگ‌ها تا حدودی تغییرات ترکیبی مشاهده می‌شود. به طوری که میزان SiO_2 موجود در این سنگ‌ها بین ۴۳/۸۹ تا ۵۰/۹۱ درصد و به طور میانگین ۴۷/۳۷ درصد بوده است که نشان‌دهنده فرارگیری این سنگ‌ها در محدوده بازی است. میزان TiO_2 این سنگ‌ها در حدود ۱/۱۲ تا ۱/۸۷ درصد است و این عنصر می‌تواند در کانی‌هایی مانند ایلمنیت و اسفن موجود در این سنگ‌ها جای گیرد. میزان Al_2O_3 (۱۹/۰۲-۱۴/۵۲ درصد) و CaO (۸/۳۲-۶/۸۹) موجود در این سنگ‌ها بالا بوده که با میزان فراوانی پلاژیوکلازها در سنگ هم‌خوانی دارد. میزان Fe_2O_3^* از ۶/۸۶ تا ۱۲/۶۹ درصد، میزان MgO از ۳/۹۲ تا ۱۱/۸۶ درصد، میزان Na_2O از ۱/۹۶ تا ۵/۴۸ درصد، میزان K_2O از ۰/۴۷ تا ۱/۵۵ درصد در تغییر است. عدد منیزیمی ($\text{Mg}\#$) از ۴۰/۹۳ تا ۶۰/۷۶ درصد و میانگین آن‌ها ۵۲ است. میزان نسبتاً پایین عدد منیزیمی و نیکل و کروم نشانگر تفریق اولیه البوین و کلینوپیروکسن در عمق زیاد پیش از جایگزینی نهایی در اعماق کم پوسته است. با افزایش میزان MgO



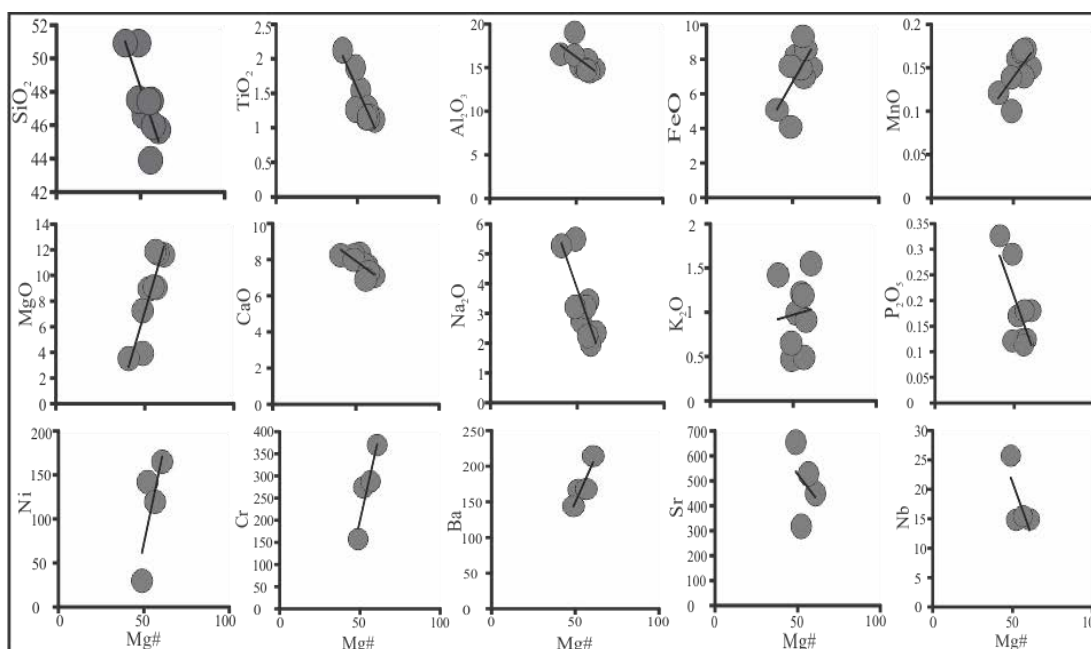
شکل ۴- (الف) نمایش بافت دانه‌ای، (ب) بافت ایتیک، (پ) کلینوپیروکسن، (ت) ایلمنیت، تمامی تصاویر در XPL، Cpx: کلینوپیروکسن، Pl: پلاژیوکلاز و Ilm: ایلمنیت (علائم اختصاری برگرفته از (Whitney & Evans, 2010))

جدول ۱- نتایج تجزیه عناصر اصلی، جزئی و خاکی کیمیا سنگ‌های گابرویی توده سرکوبه به روش ICP-ES و ICP-MS و XRF

Sample	SK-2-1	SK-2-8	SK-2-11	SK-2-14	SK-2-17	SK-3-1	SK-3-3	SK-3-5	152
SiO ₂	۴۷/۴۲	۴۶/۵۹	۵۰/۹۱	۵۰/۹۱	۴۷/۵۲	۴۷/۴۵	۴۵/۹۶	۴۵/۷۱	۴۳/۸۹
TiO ₂	۱/۱۶	۱/۵۴	۱/۸۷	۲/۱۲	۱/۲۶	۱/۲۸	۱/۱۵	۱/۱۲	۱/۱۵
Al ₂ O ₃	۱۴/۸۶	۱۵/۰۵	۱۹/۰۲	۱۶/۵۳	۱۶/۴۲	۱۵/۸۵	۱۴/۵۲	۱۴/۸۳	۱۴/۶۸
Fe ₂ O ₃ *	۱۱/۶۹	۱۲/۵۴	۶/۸۶	۸/۷۸	۱۱/۷۰	۱۰/۷۲	۱۲/۶۹	۱۱/۵۲	۱۴/۰۲
MnO	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۱۷
MgO	۹/۰۹	۸/۹۴	۳/۹۲	۳/۵۲	۷/۲۵	۹/۰۵	۱۱/۷۲	۱۱/۶۱	۱۱/۸۶
CaO	۷/۷۲	۸/۳۲	۸/۲۳	۸/۲۴	۷/۹۹	۷/۶۸	۷/۳۱	۷/۰۹	۶/۸۹
Na ₂ O	۳/۲۱	۲/۷۴	۵/۴۸	۵/۲۶	۳/۲۱	۳/۴۱	۱/۹۶	۲/۳۵	۲/۲۴
K ₂ O	۱/۲۱	۰/۹۹	۰/۴۷	۱/۴۲	۰/۶۵	۰/۴۹	۰/۹۱	۱/۵۵	۱/۱۹
P ₂ O ₅	۰/۱۲	۰/۱۷	۰/۲۹	۰/۳۲	۰/۱۲	۰/۱۸	۰/۱۲	۰/۱۸	۰/۱۱
S	۰/۰۴			۰/۰۱	۰/۰۲		۰/۰۲		۰/۱۲
LOI	۳/۱	۲/۶	۲/۶	۲/۵	۳/۴	۳/۴	۳/۳	۳/۵	۳/۶
Ba		۱۶۷/۰۰	۱۴۴/۰۰			۱۶۸/۰۰		۲۱۴/۰۰	
Rb		۴۷/۱۰	۱۷/۰۰			۱۷/۱۰		۷۴/۱۰	
Sr		۳۱۷/۵۰	۶۵۳/۹۰			۵۲۷/۷۰		۴۴۸/۷۰	
Zr		۸۴/۳۰	۱۱۲/۹۰			۸۴/۴۰		۸۰/۸۰	
Nb		۱۴/۸۰	۲۵/۷۰			۱۵/۴۰		۱۴/۹۰	
Ni		۱۴۱/۸۰	۲۹/۸۰			۱۱۹/۳۰		۱۶۴/۸۰	
Co		۵۰/۴۰	۲۱/۵۰			۴۹/۶۰		۶۰/۴۰	
Zn		۱۳۹/۰۰	۷۰/۰۰			۱۱۷/۰۰		۱۸۳/۰۰	
Cr (ppm)		۲۷۳/۶۸	۱۵۷/۳۶			۲۸۷/۳۶		۳۶۹/۴۷	
La		۹/۹۰	۱۵/۶۰			۱۰/۹۰		۱۰/۲۰	
Ce		۱۹/۶۰	۳۱/۱۰			۲۱/۶۰		۲۰/۰۰	
Pr		۲/۴۰	۳/۵۳			۲/۴۳		۲/۳۱	
Nd		۱۰/۵۰	۱۴/۶۰			۱۱/۰۰		۹/۵۰	
Sm		۲/۷۹	۳/۳۱			۲/۵۸		۲/۱۳	
Eu		۱/۰۵	۱/۳۷			۱/۰۴		۰/۹۱	
Gd		۳/۴۱	۳/۹۴			۳/۰۶		۲/۵۴	
Tb		۰/۵۴	۰/۶۴			۰/۴۹		۰/۴۳	
Dy		۳/۳۱	۳/۶۱			۲/۵۶		۲/۳۹	
Ho		۰/۶۷	۰/۷۰			۰/۵۹		۰/۵۱	
Er		۱/۷۲	۱/۸۹			۱/۶۱		۱/۲۷	
Tm		۰/۲۴	۰/۲۶			۰/۲۲		۰/۱۸	
Yb		۱/۵۵	۱/۷۰			۱/۴۶		۱/۰۹	
Lu		۰/۲۳	۰/۲۳			۰/۲۲		۰/۱۸	
Y		۱۷/۱۰	۱۷/۷۰			۱۵/۱۰		۱۲/۸۰	
Cs		۱۲/۵۰	۰/۵۰			۲/۴۰		۲۳/۳۰	
Ta		۰/۹۰	۱/۷۰			۰/۹۰		۱/۱۰	
Hf		۲/۱۰	۲/۸۰			۲/۲۰		۲/۰۰	
Th		۱/۲۰	۱/۸۰			۱/۷۰		۱/۵۰	

U		۰/۴۰	۰/۵۰			۰/۵۰		۰/۴۰	
V		۱۴۲/۰۰	۱۵۲/۰۰			۱۲۵/۰۰		۱۰۷/۰۰	
W		<۰/۵	<۰/۵			<۰/۵		<۰/۵	
Sn		<۱	۱/۰۰			۱/۰۰		<۱	
Mo		۱/۱۰	۰/۲۰			۰/۶۰		۰/۸۰	
Cu		۶۶/۹۰	۱۰/۳۰			۳۹/۷۰		۴۴/۴۰	
Pb		۴۹/۳۰	۱۷/۷۰			۳۶/۸۰		۹۳/۶۰	
As		۰/۹۰	۰/۹۰			۲/۵۰		۱/۷۰	
Cd		۰/۴۰	۰/۱۰			۰/۳۰		۰/۶۰	
Sb		۰/۳۰	۰/۱۰			۰/۲۰		۰/۴۰	
Bi		<۰/۱	<۰/۱			<۰/۱		<۰/۱	
Ag		<۰/۱	<۰/۱			<۰/۱		<۰/۱	
Hg		۰/۴۰	۰/۲۸			۰/۲۶		۰/۸۳	
Tl		۰/۲۰	<۰/۱			<۰/۱		۰/۳۰	
Se		<۰/۵	<۰/۵			<۰/۵		<۰/۵	
Ga		۱۶/۴۰	۱۸/۳۰			۱۴/۶۰		۱۲/۶۰	
Sc		۲/۱۰۰	۲۰/۰۰			۱۷/۰۰		۱۵/۰۰	
Be		۲/۰۰	<۱			<۱		<۱	

L.O.I= Loss-on-ignition: $Fe_2O_3^*$ = as Fe total



شکل ۵- تغییرات برخی عناصر اصلی و جزئی در برابر Mg#

(Anbar, 2009). نمونه‌های مورد بررسی (Mg+Fe)/Si کمتر از ۰/۵ دارند (۰/۴۸ - ۰/۱۶) که نشان‌دهنده جدایش پیروکسن و یا آمفیبول است که با سنگ‌نگاری هم‌خوانی دارد. مقادیر بسیار پایین روبیدیم و باریم در نمونه‌های مورد بررسی می‌تواند بیانگر انباشت آمفیبول باشد (Farrow, 1992). روند غالب تبلور با توجه به نمودار Ba نسبت به Sr، توسط تبلور پلاژیوکلاز،

براساس محاسبات نرم CIPW (جدول ۲)، سنگ‌های مورد مطالعه در نرم دارای الیون و هیپرستن نورماتیو هستند و دو نمونه کمتر از ۵٪ نفلین نورماتیو دارد. همه نمونه‌ها حاوی پلاژیوکلاز نورماتیو زیادی هستند. ماگماهایی که در آن‌ها جدایش الیون صورت می‌گیرد، معمولاً دارای نسبت (Mg+Fe)/Si بالای ۲ می‌باشد (Russell & Nicholls, 1988; Abu

بهنجار شده به گوشته اولیه احتمالاً حاصل آرایش ماگما با مواد پوسته قاره-ای می‌باشد (Kamber et al., 2002). بی‌هنجاری مثبت Sr و بی-هنجاری مثبت Ti, Nb, K و تهی‌شدگی عناصر HFSE در این نمودارهای بهنجار شده به گوشته اولیه و مورب (شکل ۷-ب) نشانه‌ای از ویژگی‌های ژئوشیمیایی مربوط به سنگ‌های درون‌صفحه‌ای است.

۴-۱- محیط زمین‌ساختی

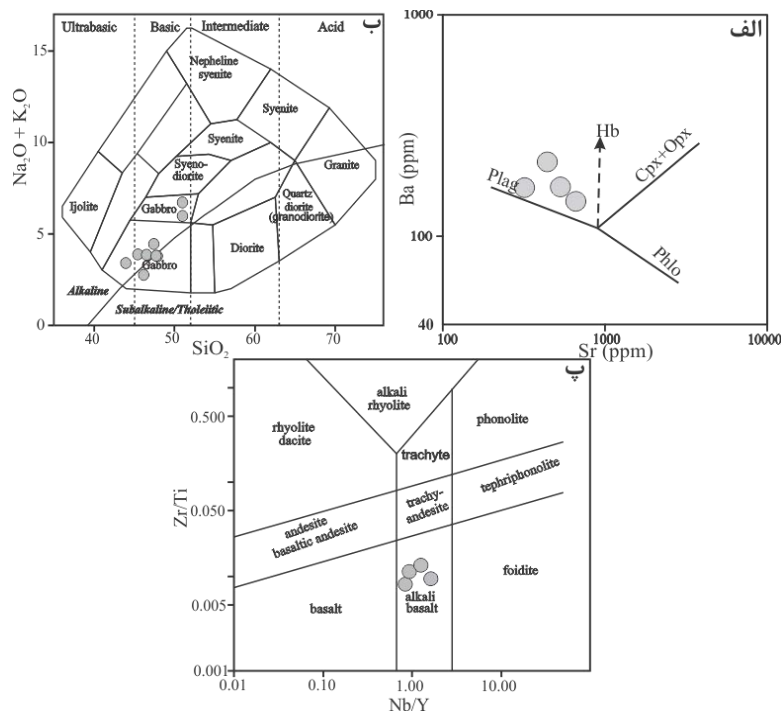
با توجه به ماهیت قلیایی سنگ‌های مورد مطالعه، برای شناسایی موقعیت زمین‌ساختی نمونه‌های مورد مطالعه از نمودار V بر حسب Ti (Shervais, 1982)، (شکل ۸-الف)، و نمودار $Ti/100-Zr-3*Y$ (Pearce & Cann, 1973) (شکل ۸-ب)، همچنین در نمودار $Y-Nb*2-Zr/4$ (Meschede, 1986) (شکل ۸-پ) و در نمودارهای (شکل ۸-ت) $Th-Hf/3-Ta$ ، $Th-Hf/3-Nb/16$ و $Th-Zr/117-Nb/16$ (Wood, 1980). نمونه‌ها موقعیت درون‌صفحه‌ای را نشان داده‌اند. همچنین غنی‌شدگی از LILE و LREE و تهی‌شدگی از HFSE و HREE در نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های منطقه مشابه با روندهای سنگ‌های قلیایی مناطق درون‌صفحه‌ای است (Fitton et al., 1991; Weifeng et al., 2005; Beccaluva et al., 2009; Ali & Ntaflos, 2011).

پیروکسن و مقداری آمفیبول، کنترل می‌شود (شکل ۶-الف). در نمودار سیلیس در برابر قلیایی‌ها (Cox et al., 1979)، نمونه سنگ‌های مورد بررسی در محدوده گابرو قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۶-ب). همچنین در نمودار Zr/Ti در برابر Nb/Y (Pearce, 1996)، کلیه نمونه‌ها در محدوده بازالت قلیایی (معادل بیرونی سنگ‌های مورد بررسی) قرار گرفته‌اند (شکل ۶-پ).

غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE در الگوی بهنجار شده به کندریت دیده می‌شود ($La_N/Yb_N = 4.31-6.31$) (Boynton, 1984) که بیانگر ذوب‌بخشی پایین و یا حضور احتمالی گارنت در خاستگاه است (Choe et al., 2007; Almeida et al., 2007). در این نمودار بی-هنجاری مثبت کوچکی از Eu نیز مشاهده شد (شکل ۷-الف) که بیانگر انباشت پلاژیوکلاز است. الگوی فرورفته‌ی REE بهنجار شده به کندریت نشان‌دهنده نقش مشخص جدایش آمفیبول و پیروکسن در ایجاد این گابروهاست (Temizel & Arslan, 2009). غنی‌شدگی از عناصر Ti و Nb در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه (McDonough, Sun & 1989)، (شکل ۷-ب) دال بر ویژگی ماگماهای درون‌صفحه‌ای است. همچنین غنی‌شدگی از عناصر LILE (Cs, Rb, Ba) نسبت به عناصر HFSE (Zr, Hf, ...) در نمودارها مشاهده شد. این پراکندگی به علت تحرک نسبتاً زیاد عناصر LILE در طول دگرسانی است (Morata & Aguirre, 2003). بی‌هنجاری مثبت Pb در الگوهای نمودار عنکبوتی

جدول ۲- محاسبات نورم بر اساس CIPW

Norm	SK-2-1	SK-2-8	SK-2-11	SK-2-14	SK-2-17	SK-3-1	SK-3-3	SK-3-5	152
Or	۷/۱۵	۵/۸۵	۲/۷۸	۸/۳۹	۳/۸۴	۲/۹۰	۵/۳۸	۹/۱۶	۷/۰۳
Ab	۲۷/۱۶	۲۲/۱۹	۴۲/۶۴	۳۸/۰۸	۲۷/۱۶	۲۸/۸۵	۱۶/۵۸	۱۹/۸۹	۱۸/۹۵
An	۲۲/۵۶	۲۵/۸۴	۲۵/۹۱	۱۷/۳۰	۲۸/۴۷	۲۶/۴۹	۲۸/۱۳	۲۵/۳۴	۲۶/۴۹
Ne	۰/۰۰	۰/۰۰	۲/۰۲	۳/۴۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Di	۱۲/۰۲	۱۱/۵۶	۱۰/۳۹	۱۷/۲۶	۸/۴۱	۸/۳۸	۵/۸۹	۶/۹۴	۵/۶۰
Hy	۲/۴۲	۷/۶۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۱۱/۴۹	۸/۰۵	۱۸/۶۵	۵/۴۲	۳/۵۵
Ol	۱۷/۰۱	۱۳/۷۱	۵/۳۷	۲/۸۱	۸/۶۳	۱۳/۶۱	۱۳/۸۲	۲۱/۳۷	۲۵/۶۳
Mt	۴/۹۶	۴/۹۷	۳/۳۶	۴/۵۵	۴/۷۳	۴/۳۵	۴/۶۱	۴/۶۳	۵/۳۲
Il	۲/۲۰	۲/۹۳	۳/۵۵	۴/۰۴	۲/۴۰	۲/۴۳	۲/۱۹	۲/۱۳	۲/۱۹
Ap	۰/۲۹	۰/۴۰	۰/۶۹	۰/۷۷	۰/۲۹	۰/۴۳	۰/۲۹	۰/۴۳	۰/۲۷
Pr	۰/۰۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۲۳
Sum	۹۵/۸۶	۹۶/۱۳	۹۶/۷۲	۹۶/۷۰	۹۵/۴۴	۹۵/۴۹	۹۵/۵۹	۹۵/۲۹	۹۵/۲۷

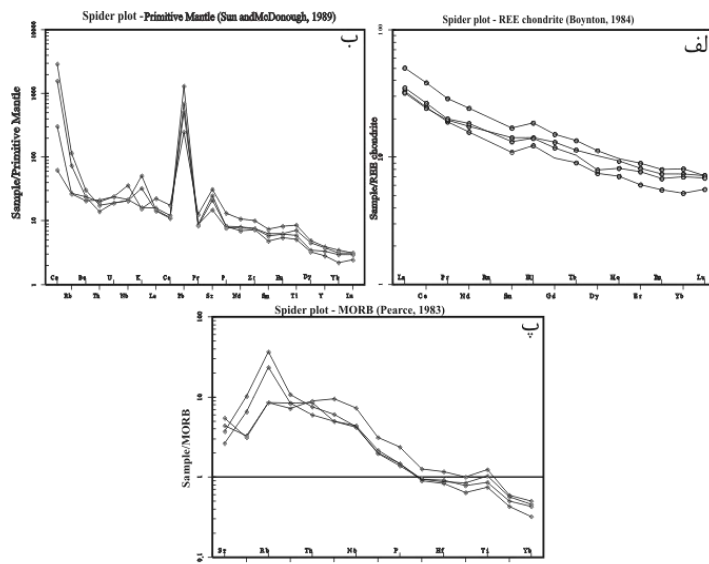


شکل ۶- الف) نمودار Ba بر حسب Sr (Farrow, 1992)، ب) نمودار SiO₂ در برابر (Na₂O+K₂O) (Cox et al., 1979)، پ) نمودار Nb/Y در برابر Zr/Ti (Pearce, 1996)

۴-۲- ماهیت خاستگاه

درجه نسبتا پایین یک لرزولیت گارنت- اسپینل دار به وجود آمده‌اند. همچنین حضور گارنت از میزان (Ta/Yb)_N به عنوان فاز باقیمانده در ماگما استنباط می‌شود (Sayit & Goncuoglu, 2009). غنی‌شدگی LREE ها نسبت به HREE ها از روی آهنگ پایین (Ta/Yb)_N مشخص می‌شود. مقدار میانگین این نسبت در نمونه‌های گابرویی سرکوبه ۱۰ است. الگوی HREE بهنجار شده نسبت به کندریت‌ها در مذاب‌های تولید شده از منشأ لرزولیت- اسپینل، تقریبا مسطح است و شیب بسیار کمی را نشان می‌دهد.

همبستگی عالی بین Zr با Nb (r²=0.99)، Hf و Ta (r²=0.99) نشان‌دهنده این است که انتقال مشخصی از این عناصر طی دگرسانی یا دگرگونی اتفاق نیفتاده است. نسبت Sm/Yb بستگی به مقادیر گارنت در منشا دارد، زیرا Yb در گارنت سازگار است (Alici sen et al., 2004). در نمودار Sm/Yb در برابر مقادیر La/Yb نمونه‌ها در محدوده منحنی اسپینل پریدوتیت قرار گرفته‌اند (شکل ۹- الف). این گابروها از ذوب

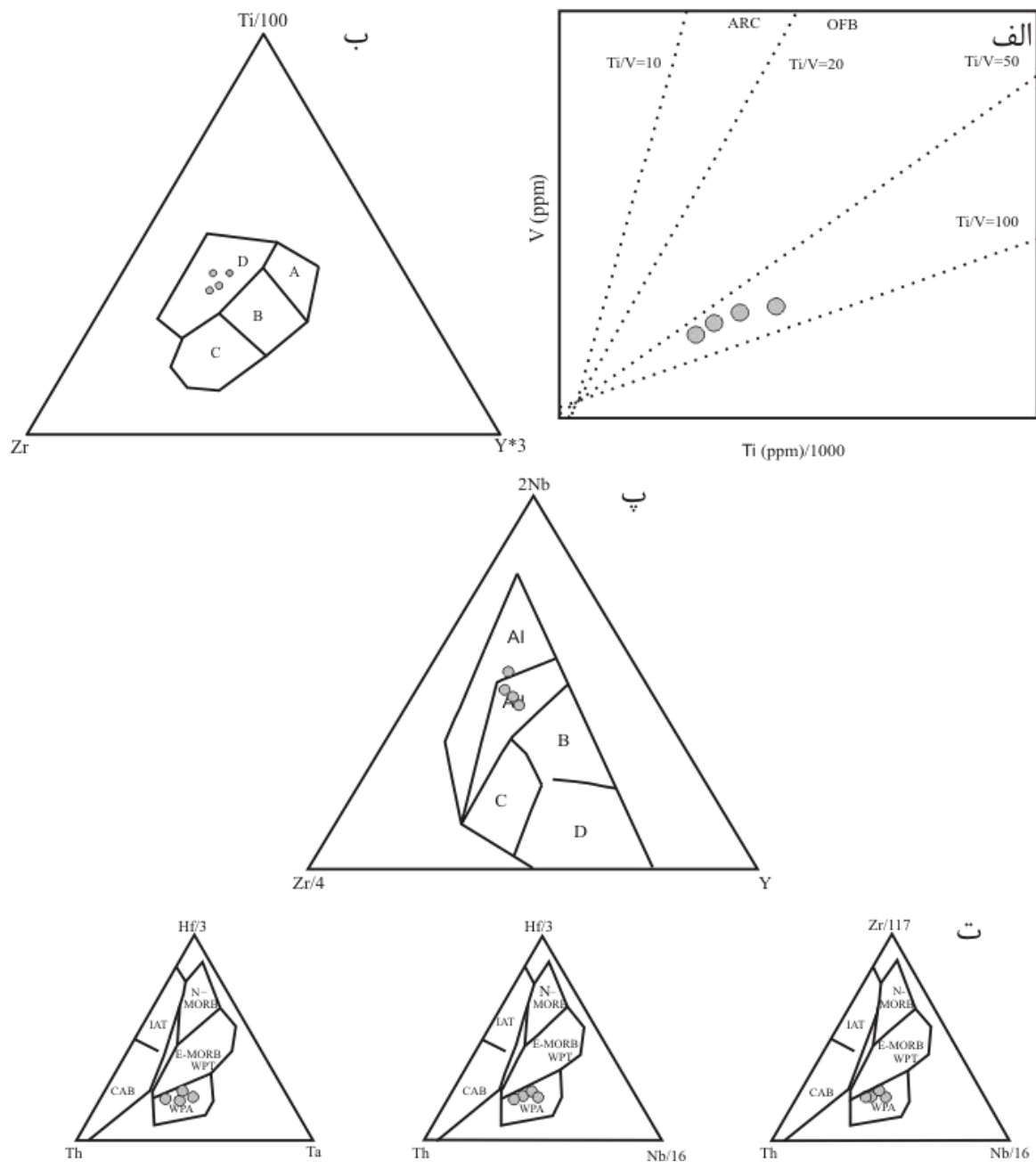


شکل ۷- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده: الف) نسبت به کندریت (Boynton, 1984)، ب) نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، پ) نسبت به مورب (Pearce, 1983)

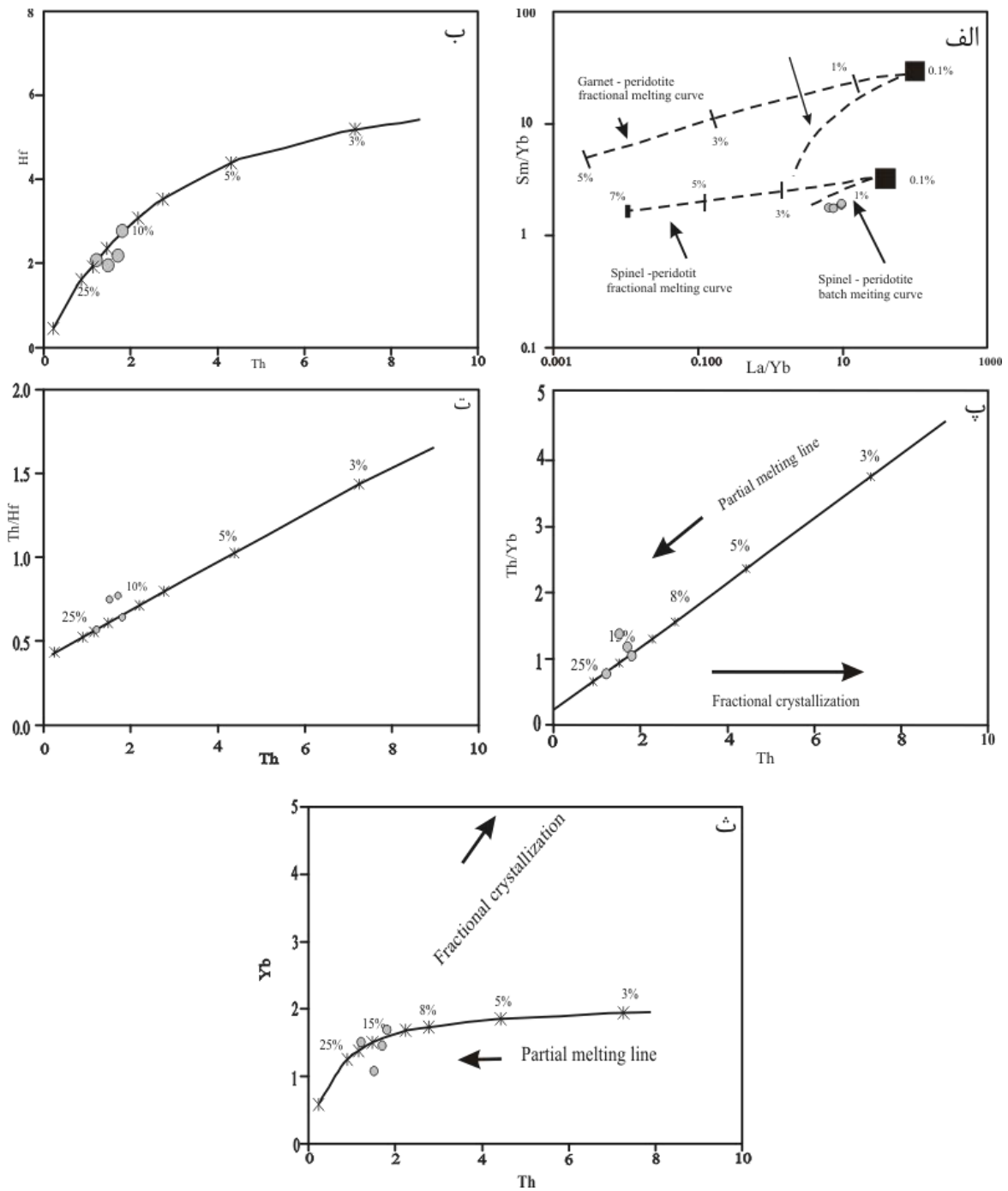
بنابراین گارنت فاز باقیمانده در منشأ گوشته به وجود آورنده ماگمای سنگ‌های گابرویی قلیایی سرکوبه است. نسبت عناصر HFSE/LREE می‌تواند برای تعیین منشأ ماگمای به‌وجود آورنده سنگ‌ها استفاده شود. نسبت‌های کوچک‌تر از یک می‌تواند نشانگر منشأ سنگ کره‌ای باشد، در صورتی که نسبت‌های بزرگ‌تر از یک مشخصه ماگماهای نشأت گرفته از سست کره است (Smith et al., 1999). گابروهای مورد مطالعه دارای $Nb/La (۱/۶ - ۱/۴)$ ، $Zr/La (۷/۲ - ۸/۵)$ ، $Zr/Ce (۳/۶ - ۴/۳)$ هستند (DePaolo & Daley, 2000; Thompson et al., 1984). میزان La/Ta عاملی برای تشخیص ماگمای سست کره‌ای و آلودگی پوسته‌ای است، به طوری که $La/Ta > ۲۲$ نشان‌دهنده منبع سست کره‌ای مرتبط با کافت و میزان آلودگی پوسته‌ای کم است و اگر $La/Ta > ۳۰$ باشد شاخصی برای آلودگی پوسته‌ای است (Fitton et al., 1988; Leat et al., 1991; Thompson and Morrison, 1988; Chukwu & Obiora, 2014). این نسبت در سنگ‌های مورد مطالعه $۹/۱۸ - ۱۱/۱۲$ است که نشان‌دهنده منبع سست کره‌ای ماگما و عدم آلودگی پوسته‌ای است. در حالی که توده گابرویی خمین دارای منشأ سنگ کره‌ای است (اکبری، ۱۳۸۸). همچنین نسبت‌های Zr/Nb و Y/Nb در منابع تهی شده (N-MORB) به ترتیب برابر ۳۰ و ۱۲ است و در E-MORB یا P-MORB نسبت Zr/Nb بین ۵ تا ۳۰ میانگین ۱۰ بوده و نسبت Y/Nb در حدود $۲/۶۵$ است. در منابع غنی شده OIB نسبت Zr/Nb حدود $۵/۸$ و Y/Nb حدود $۰/۶$ است (Sun & McDonough, 1989). بر اساس نمودارهای (Mattash et al., 2013) در (شکل ۹-ب، پ، ت، ث)، نمونه‌ها با منحنی ذوب‌بخشی مطابقت داشته و میزان درجه ذوب‌بخشی در حدود کمتر از ۱۵ تا ۲۵ درجه را نشان می‌دهند. نسبت $Ti/Yb > 1000$ ، $La/Nb < 1.5$ و $La/Ta < 22$ در سنگ‌های مورد مطالعه نسبت Ti/Yb از ۵۲۶۰ تا ۶۶۰۰ و نسبت La/Nb از ۰/۶۱ تا ۰/۷۱ متغیر است که این نسبت‌ها نشان‌دهنده عدم آلودگی پوسته‌ای است (Hawkesworth, 1986; Fitton et al., 1991; Leat et al., 1989; Thompson & Morrison, 1988; Hart et al., 1989; Mojgan, 2008). Ti از عناصری است که معمولاً در طول دگرسانی ثابت می‌ماند (Bienvenu et al., 1990). گابروها تهی‌شدگی از Ti را نشان نمی‌دهند و بنابراین پوسته قاره‌ای نقشی در تشکیل ماگما نداشته است. Lu و Yb از نظر ژئوشیمیایی رفتار مشابهی دارند. Lu/Yb تغییرات مهمی از ذوب‌بخشی یا تبلوربخشی را نشان نمی‌دهند. ماگمای مشتق شده از گوشته دارای Lu/Yb پایین با متوسط $(۰/۱۴ - ۰/۱۵)$ درحالی که پوسته قاره‌ای دارای نسبت بالاتری از Lu/Yb با متوسط $(۰/۱۶ - ۰/۱۸)$ است (1998).

(Rudnick & Geo, 2003). گابروهای سرکوبه دارای دامنه‌ای از $(۰/۱۶ - ۰/۱۳)$ از Lu/Yb بوده و نشان می‌دهند که ماگمای این سنگ‌ها از یک گوشته، بدون آلودگی با پوسته قاره‌ای به‌وجود آمده‌اند (Dai et al., 2011). همچنین آرایش پوسته‌ای بر روی افزایش همزمان Ba/Nb و La/Sm تاثیر می‌گذارد. اما میزان این نسبت‌ها آرایش پوسته‌ای را نشان نمی‌دهد. با توجه به مطالب ذکر شده آلودگی پوسته‌ای نقش مهمی در تکامل سنگ‌های این منطقه نداشته است. بنابراین نبود این آلودگی نشان از سرعت زیاد صعود ماگما به سطح دارد (Chukwu & Obiora, 2014).

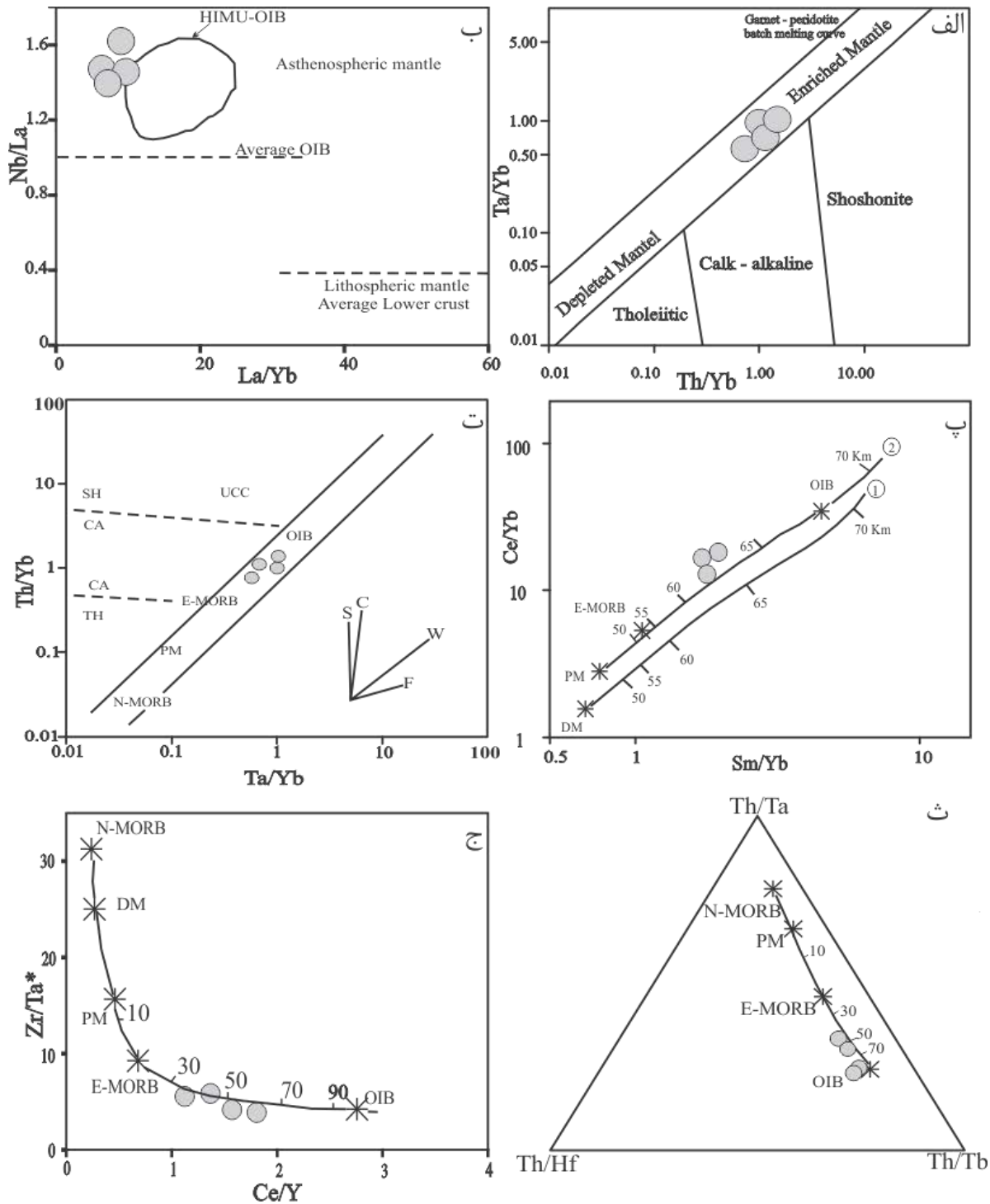
برای تعیین دقیق میزان آلودگی پوسته‌ای نیاز به انجام تجزیه ایزوتوپی $Rb-Sr$ و $Sm-Nd$ بر روی این گابروهاست. در نمونه‌های مورد مطالعه $Zr/Nb (۳/۴ - ۵/۶)$ و $Y/Nb (۰/۸ - ۱/۱)$ است که گویای منشأگیری از یک منبع غنی شده است. نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1982) نیز موید این مطلب است (شکل ۱۰-الف). نمودار La/Yb در برابر Nb/La (Chukwu & Obiora, 2014) خاستگاه سست کره‌ای این سنگ‌ها را یادآوری می‌کند (شکل ۱۰-ب) که از این نظر مشابه گابروهای غیرلایه‌ای جواهردشت است (حق‌نظر و همکاران، ۱۳۸۹). همچنین نمودار Sm/Yb در برابر Ce/Yb (شکل ۱۰-پ) عمقی حدود ۶۲ تا ۶۳ کیلومتر را برای منشأ گرفتن ماگمای تشکیل‌دهنده معرفی می‌کند (La Fle'che et al., 1998). بر اساس نمودارهای Ta/Yb در برابر Th/Yb بازالت‌های محیط‌های غیرفرورانشی از هر دو منبع OIB و MORB مشتق شده‌اند. این الگو وابستگی ترکیبی از سنگ‌های قلیایی متوسط/تحولی متوسط بین OIB و E-MORB تایید می‌کند. بر این اساس بازالت‌های قلیایی از هر دو منبع مانند OIB و E-MORB مشتق شده‌اند، (Ilnicki, 2010) (شکل ۱۰-ت). براساس شکل ۱۰-ث و ج نیز منشأ ماگما در حد بین OIB و E-MORB قرار گرفته‌اند. با توجه به گستردگی آن‌ها انتظار می‌رود تا مشابه بازالت‌هایی باشند که در یک محیط درون اقیانوسی فوران کرده‌اند، و ممکن است به‌عنوان شواهد بیشتری در نظر گرفته شوند که پوسته قاره‌ای در این منشأ بی‌اهمیت بوده است. مقادیر Th/La ، La/Sm ، Ta/La ، Hf/Sm و Ti/Zr بازتاب‌کننده ویژگی‌های منشأ گوشته‌ای است. نمودار (Joron & Treuil, 1989)، محاسبه خطی بین مخلوط بین OIB و N-MORB را نشان داده است که در آن همه نمونه‌ها در نزدیکی محل OIB قرار گرفته‌اند (شکل ۱۰-ث). همچنین نمودار Zr/Ta^* در برابر Ce/Y (Floyd, 1989) (شکل ۱۰-ج) که در آن $Ta^* = (Ta \times 17.5)$ می‌باشد، نیز محاسبات خطی، مخلوط بین OIB و N-MORB را در نظر گرفته است که در آن نمونه‌ها در حد بین OIB و E-MORB قرار گرفته و نشان می‌دهد که منبع به‌وجود آورنده این سنگ‌ها باید از عناصر جزئی ناسازگار غنی بوده باشد (La Fle'che et al., 1998).



شکل ۸- نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی: الف) نمودار Ti در برابر V (Shervais, 1982)، ب) نمودار Zr, Ti/100, Y*3 (Pearce & Cann, 1973)، پ) نمودار Y, Nb/16, Zr/117 (Wood, 1980) و Ta, Hf/3, Nb/16 و Th, Hf/3 (Meschede, 1986)، ت: نمودار Ta, Hf/3, Nb/16 و Th, Hf/3, Nb/16 و Zr/117, Nb/16 و Th, Hf/3 (Wood, 1980)



شکل ۹- نمودارهای تعیین ماهیت خاستگاه (الف) نمودار La/Yb در برابر Sm/Yb (Alici sen et al., 2004)، (ب) نمودار Th در برابر Hf، (پ) نمودار Th در برابر Th/Hf، (ت) نمودار Th در برابر Th/Yb و (ث) نمودار Yb در برابر Th (Mattash et al., 2013)



شکل ۱۰- نمودارهای تعیین ماهیت خاستگاه (الف) نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1982)، (ب) نمودار La/Yb در برابر Nb/La (Chukwu & Obiora, 2014)، (پ) نمودار Sm/Yb در برابر Ce/Yb (La Fle'che et al., 1998)، (ت) نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Ilnicki, 2010)، (ث) نمودار Th/Hf, Th/Ta, Th/Tb (Joron & Treuil, 1989) و (ج) نمودار Zr/Ta* در برابر Ce/Y (Floyd, 1989)

نتیجه گیری

سنندج- سیرجان است. از نظر کانی‌شناسی دارای بافت دانه‌ای ناهمبند است که از لحاظ روابط بین دانه‌ها بافت افیتیک تا ساب‌افیتیک نشان می‌دهند و به‌طور عمده از کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کانی‌های کدر

پلوتون گابرویی سرکوبه یکی از مجموعه توده‌های نفوذی بازی پهنه

arc lavas; source or process?", *Journal of Petrology* 35: P. 819-838.

Beccaluva, L., Bianchini, G., Natali, C. and Siena, F., 2009, "Continental flood basalts and mantle Plumes: a Case Study of the Northern Ethiopian Plateau", *Journal of Petrology*. 50(8): P. 1377-1403.

Bienvenu, P., Bougeault, H., Joron, J.-L., Treuil, M. and Dmitriev, L., 1990, "Morb alteration: rare-earth element non-rare-earth hygromagmatophile element fractionation", *Chemical Geology*. 82:P.1-14.

Boynnton, W. V., 1984, "Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. Rare Earth Element Geochemistry. Developments in Geochemistry, Ed. Henderson, R.", *Elsevier Science Publishers, Amsterdam*. 2: P. 89-92.

Choe, W. H., Lee, J. I., Lee, M. J., Hur, S. D. and Jin, Y. K., 2007, "Origin of E-MORB in a fossil spreading center: the Antarctic-Phoenix Ridge. Drake Passage. Antarctica", *Geosciences Journal*. 11: P. 185-199.

Chukwu, A. and Obiora, S. C., 2014, "Whole-rock geochemistry of basic and intermediate intrusive rocks in the Ishiagu area: further evidence of anorogenic setting of the Lower Benue rift, southeastern Nigeria", *Turkish Journal of Earth Sciences*. 23: P. 1303-116.

Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J., 1979, "The interpretation of igneous rocks", *Allen and Union. London*. p. 450.

Dai, J., Wang, Ch., Hébert, R., Li.Y., Zhong, H., Guillaume, R., Bezar, R. and Wei, Y., 2011, "Late Devo-nian OIB alkaline gabbro in the Yarlung Zangbo Suture Zone: Remnants of the Paleo-Tethys?" , *Gondwana Research*. 19:P. 232-243.

Davies, J. H. and Von Blanckenburg, F., 1995, "Slab breakoff: a model of lithospheric detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens", *Earth Planet Science*, P.85-102.

Devsalar, R., Ghorbani, M. R., Ghaderi, M., Ahmadian, J., Murata, M., Ozawa, H., and Shinjo, R., 2014, "Geochemistry and petrogenesis of arc-related to intraplate mafic magmatism from the Malayer-Boroujerd plutonic complex, northern Sanandaj-Sirjan magmatic zone, Iran", *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, 274(1), P.81-120.

DePaolo, D. J. and Daley, E. E., 2000, "Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension", *Chemical Geology*. 169: P.157-185.

Farrow, C. E. and Barr, S. M., 1992, "Petrology of high Al-hornblende and magmatic epidote bearing plutons in the south-eastern Cape Breton highlands, Nova Scotia", *The Canadian Mineralogist*. 30: P. 377-392.

Fitton, J. G., James, D., Kempton, P. D., Ormerod, D. S. and Leeman, W. P., 1988, "The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the western United States. In: Cox KG, Menzies MA, editors. Oceanic and Continental Lithosphere: Similarities and Differences", *Journal of Petrology Special Volume*: P. 331-349.

(ایلمنیت) تشکیل شده است. براساس شواهد صحرایی و مطالعات ژئوشیمیایی مشخص گردید سنگ‌های گابرویی این منطقه دارای ماهیت قلیایی درون صفحه‌ای بوده، که میزان آلودگی ماگما با مواد پوسسته کم و بسیار ناچیز است و نقشی در شکل‌گیری ماگما نداشته، و براساس نمودارهای عنکبوتی این سنگ‌ها از نظر عناصری مانند LREEها و LILEها و Ti و Nb غنی‌شده و از نظر HREEها و HFSEها تهی‌شدگی داشته، روند منفی HREEها نشانه وجود گارنت در فاز مایع ماگما بوده و وارد کانی‌ها نشده، همچنین غنی‌شدگی از عناصر LILE (Cs, Rb, Ba) و تهی‌شدگی از عناصر HFSE (Zr, Hf ...) در نمودارها مشاهده شده و علت آن تحرک نسبتاً زیاد عناصر LILE در طول دگرسانی است. همچنین براساس نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی، نمونه‌ها در محدوده درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند. خاستگاه این ماگماها از منبع گوشته غنی‌شده بوده و سنگ منشأ آن‌ها از نوع اسپینل لرزولیت است که جایگاه سست کره‌ای برای آن در نظر گرفته شده که در اثر ذوب‌بخشی درجه پایین از اعماق ۶۲ تا ۶۳ کیلومتری منشأ گرفته‌اند.

مراجع

- آقباتی، ع.، ۱۳۸۵، "زمین‌شناسی ایران" سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ۵۸۶ صفحه.
- اکبری، م.، ۱۳۸۸، "پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی شمال خمین و بررسی پتانسیل معدنی منطقه مورد مطالعه" پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد خراسگان، صفحه ۱-۱۴۶.
- حق‌نظر، ش. ملکوتیان، س. الهیاری، خ.، ۱۳۸۹، "بررسی‌های ویژگی‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی گابروهای جواهردشت (شرق گیلان)" انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۴: صفحه ۴۵۴-۵۶۲.
- محل، م. افتخارنژاد، ج.، ۱۳۷۱، "نقشه زمین‌شناسی گلپایگان با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- زمانی پدram، م. حسینی، ح. شیخ‌الاسلامی، م. هفت‌لنگ، ر.، ۱۳۸۶، "نقشه زمین‌شناسی چهارگوش محلات با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Abu Anbar, M., 2009,** "Petrogenesis of the Nesryn gabbroic intrusion in SW Sinai, Egypt. new contributions from Mineralogy, geochemistry, Nd and Sr isotopes", *Mineralogy and Petrology* 95: P. 87-103.
- Ali, Sh. and Ntaflos, Th., 2011,** "Alkali basalts from Burgenland, Austria: Petrological constraints on the origin of the westernmost magmatism in the Carpathian-Pannonian Region", *Lithos*. 121:P.76-87.
- Alici Sen, P., Temel, A. and Gourgaud, A., 2004,** "Petrogenetic modeling of Quaternary postcollisional volcanism: a case study of central and eastern Anatolia", *Geological Magazine*. 141: P.81-98.
- Almeida, G. M. B., Aluisio, S. M. and Oliveira, L. H. M., 2007,** "Ométodoem Terminologia: revendoalgunsprocedimentos. In: Isquerdo, Aparecida Negri; Alves, Ieda Maria. (Orgs)

- Fitton, J. G., James, D. and Leeman, W. P., 1991**, "Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the Western United States: compositional variations in space and time", *Journal of Geophysical Research*. 96: P.13693-13712.
- Floyd, P. A., 1989**, "Geochemical features of intraplate oceanic plateau basalts", In: (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) *Magmatism in the Ocean basins, Geology Society Special Publication*. 42: P. 215-230.
- Gourgaud, A. and Vincent, P.M., 2003**, "Petrology of two continental alkaline intraplate series at Emi Koussi volcano, Tibesti, Chad", *Journal of Volcanology and Geothermal Reserch*. 129: P. 261-290.
- Hart, W. K., Woldegabriel, G., Walter, R. C. and Mertzman, S. A., 1989**, "Basaltic volcanism in Ethiopia: constraints on continental rifting and mantle interactions", *Journal Geophysic Reserch*. 94: P. 7731-7748.
- Hawkesworth, C. J., Mantovani, M. S. M., Taylor, P. N. E. and Palacz, Z., 1986**, "Evidence for the Parana of South Brazil for a continental contribution to Dupal basalts", *Nature*. 322: P.356-359.
- Herzberg, C. and Zhang, J., 1996**, "Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1: compositions of magmas in the upper mantle and transition zone", *Journal of Geophysical Research*. 101: P. 8271-8295.
- Houseman, G. A., McKenzie, D. P. and Molnar, P. J., 1981**, "Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts", *Journal Geophysic Reserch* 86: P. 6115-6132.
- Ilnicki, S., 2010**, "Petrogenesis of continental mafic dykes from the Izera Complex, Karkonosze-Izera Block (West Sudetes, SW Poland)", *International Journal Earth Science (Geology Rundsch)*. 99:P.745-773.
- Joron, J.-L. and Treuil, M., 1989**, "Hygromagmaphile element distributions in oceanic basalts as fingerprints of partial melting and mantle heterogeneities: a specific approach and proposal of an identification and modelling method", In: Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J., *Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society Special Publication*. 42: P. 277-299.
- Kamber, B.S., Ewart, A., Collerson, K.D., Bruce, M.C. and McDonald, G.D., 2002**, "Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models", *Contribution Mineralogy Petrology*. 144:P. 38-56.
- La Fle`che, M. R., Camire´, G. and Jenner, G. A., 1998**, "Geochemistry of post-Acadian, Carboniferous continental intraplate basalts from the Maritimes Basin, Magdalen Islands, Que´bec", *Canada Chemical Geology*. 148:P. 115-136.
- Leat, P. T., Thompson, R. N., Morrison, M. A., Hendry, G.L and Dickin, A.P., 1988**, "Compositionally-diverse Miocene-recent rift related magmatism in northwest Colorado: partial melting, and mixing of mafic magmas from 3 different asthenospheric and lithospheric mantle sources", *Journal of Petrology Special Volume*, P.351-377.
- Mattash, M. A., Pinarelli, L., Vaselli, O., Minissale, A., Al-Kadasi, M., Shawki, M. N. and Tassi, F., 2013**, "Geosciences, Continental flood basalts and rifting. geochemistry of Cenozoic Yemen Volcanic Province. International", *Journal of Geosciences* 4:P. 1459-1466.
- Meschede, M., 1986**, "A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram", *Chemical Geology* 56:P. 207-218.
- Mojgan, S., 2008**, "Petrology, geochemistry and mineral chemistry of extrusive alkalic rocks of the Southern Caspian Sea ophiolite, Northern Alborz, Iran: evidence of alkaline magmatism in Southern Eurasia", *Journal Application Science*. 8:P. 2202-2216.
- Morata, D. and Aguirre, L., 2003**, "Extensional lower cretaceous volcanism in the Coastal Range (29 20 -30 S), Chile. Geochemistry and Petrogenesis", *Journal. South American. Earth Science*. 16:P. 459-476.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R., 1973**, "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses", *Journal Earth and Planetary science Letters*. 19: P. 290-300.
- Pearce, J. A., 1982**, "Trace element characteristics of lavas from destructive plate margins. In Andesites: Orogenic andesites and related rocks", ed. Thorpe, R.S. P. 525-548 Wiley.
- Pearce, J. A., 1983**, "Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental basalts and mantle xenoliths", *Shiva, Nantwich*.P. 230-249.
- Pearce, J. A., 1996**, "A user's guide to basalt discrimination diagrams", In: ed. Wyman, D. A., *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes*. 12:P.79-113.
- Rudnick, R. L. and Gao, S., 2003**, "Composition of the continental crust", *Treatise Geochem*. 3:P. 1-64.
- Russell, J. K. and Nicholls, J., 1988**, "Analysis of petrologic hypotheses with Pearce element ratios", *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 99:P. 25-35.
- Sayit, K. and Goncuoglu M. C., 2009**, "Geochemistry of mafic rocks of the Karakaya complex, Turkey: evidence for plume-involvement in the Palaeotethyan extensional regime during the Middle and Late Triassic", *Journal Earth Science*. 98: P. 367-385.
- Shervais, J., 1982**, "Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas", *Earth and Planetary Science Letters*. 59:P. 101-118.
- Smith, E. I., Sánchez, A., Walker, J. D. and Wang, K., 1999**, "Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane Volcanic Field, Utah: implications for small- and large scale chemical variability of the lithospheric mantle", *Journal of Geology*. 107: P. 433-448.
- Sun, S. and McDonough, W., 1989**, "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: Implications for mantle composition and processes, Magmatism in the Ocean Basins", *Geological Society Special Publications*. 42:P. 313-345.
- Temizel, I. and Arslan, M., 2009**, "Mineral chemistry and petrochemistry of post-collisional Tertiary mafic to felsic cogenetic volcanics in the Ulubey (Ordu) area, Eastern Pontid-

- es, NE Turkey", *Turkish Journal of Earth Sciences* 18:P. 29-53.
- Thiele, O., 1966**, "Zum alter der metamorphose in Zentral Iran", *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*. 58:P. 87-101.
- Thompson, R. N., Morrison, M. A., Hendry, G. L. and Parry, S. J., 1984**, "An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach", *Philosophical Transactions of the Royal Society, London A3* (10): P. 549-590.
- Thompson, R. N. and Morrison, M. A., 1988**, "Asthenospheric and lower lithospheric mantle contributions to continental extension magmatism: an example from the British Tertiary Province", *Journal Chemical Geology*. 68: P. 1-15.
- Vernon, R. H., 2004**, "A practical guide to rock microstructure", *Cambridge University press, United Kingdom*. P. 594.
- Wager, L. R., 1960**, "A note on the origin of ophitic texture in the chilled olivine gabbro of the Skaergaard intrusion", *Geological Magazine*. 98: P.353-366.
- Weifeng, C., Peirong, C., Xesheng, X. and Min, Z., 2005**, "Geochemical characteristics of Cretaceous basaltic rocks in south China and constraints on Pacific plate subduction", *Science in China Series D: Journal Earth Sciences*. 48(12): P. 2104-2117.
- White, R. and McKenzie, D., 1989**, "Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts", *Journal Geophysic Reserch*. 94:P. 7685-7729.
- Whitney, D .L. and Evans, B.W., 2010**, "Abbreviations for names of rock-forming minerals", *American Mineralogist*. 95: P. 185-187.
- Wilson, M., 1989**, "Igneous Petrogenesis", *Academic Division of Unwin Hyman Limited*. P. 466.
- 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", *Journal Earth and Planetary Science Letters*. 42:P. 77-97.