

## زمین‌شیمی و سنگ‌زایی توده‌های گابرویی دگرمانکش (جنوب‌باختری آستارا، پهنه تالش)

مژگان صلواتی\* و عقیل عاشوری

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان، لاهیجان، ایران

### چکیده

در روستای دگرمانکش، در بلندی‌های شمالی استان گیلان، توده‌های مافیک گابرویی آلکالن رخنمون دارند. بر پایه بررسی‌های کانی‌شناسی، پلاژیوکلاز، پیروکسن  $\pm$  الیوپن، کانی‌های اصلی، کلریت، ترمولیت-اکتینولیت، سرپانتین و سوسوریت کانی‌های ثانویه، و کانی‌های کدر کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. بر پایه زمین‌شیمی، این سنگ‌ها در محدوده گابروها جای دارند و در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده در برابر ترکیب مورب و گوشته اولیه، از LREE غنی‌شدگی و از HREE تهی‌شدگی نسبی نشان می‌دهند. بی‌هنجاری‌های مثبت K، Th و Rb و بی‌هنجاری‌های منفی Nb، Ta و Ti نشان‌دهنده آرایش این گابروها با پوسته قاره‌ای هستند. از دیدگاه جایگاه زمین‌ساختی، این گابروها، در پهنه‌های درون صفحه قاره‌ای و کمان قاره‌ای پدید آمده‌اند. خاستگاه ماگمای این سنگ در ژرفای نزدیک به ۸۰ کیلومتری است و دچار ذوب‌بخشی نزدیک به ۵ تا ۱۴ درصدی خاستگاه گارنت‌لرزولیتی، با اندکی متاسوماتیسم وابسته به مذاب و سیال تخته (slab) فرورو، شده است. بر پایه همه داده‌ها، این گابروها در مراحل آغازین ماگماتیسمی وابسته به پهنه‌های کششی پالئوژن، و در پی ذوب‌بخشی گوشته آستونسفری بالاآمده در زیر لیتوسفر قاره‌ای و آرایش آن با سیال‌های فرورانشی در پهنه سوپراساداکنش در همین زمان پدید آمده‌اند.

واژه‌های کلیدی: گابرو، سری آلکالن، شهرستان آستارا، پهنه تالش

### مقدمه

(Shahbazi Shiran, 2010). منطقه دگرمانکش بخشی از

نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ آستارا است و در پهنه بالاآمده تالش در پهنه البرز باختری جای دارد. بیشتر تکاپوهای ماگمایی در این کمر بند با ماگماتیسم ترسیری است ارتباط دارد (Khodabandeh and Babakhani, 1990).

بخش باختری استان گیلان در جنوب‌باختری دریای خزر، بخشی از کمر بند البرز - آذربایجان به‌شمار می‌رود. این پهنه در باختر استان گیلان شامل رشته کوه‌های تالش است (Shafaii Moghadam and

\* salavati@liau.ac.ir

2010) و وابسته به سازوکار فرورانش و ماگماتیسم در پهنه‌های کششی پشت کمان (Foden, 2012) و Asiabanha and (2012) پرداخته‌اند.

در این پژوهش، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی توده‌های گابرویی خاور دگرمانکش در جنوب آستارا، که بخشی از ماگماتیسم ترسیری البرز-آذربایجان هستند، از دیدگاه خاستگاه و سنگ‌زایی (پتروژنز)، پهنه تکتونوماگمایی و وابستگی آنها با ماگماتیسم هم‌جوار در این منطقه بررسی شده است.

### روش انجام پژوهش

با توجه به پوشش گیاهی انبوه منطقه، بررسی‌های نخستین تنها به صورت بررسی‌های صحرایی امکان‌پذیر بود. از این رو، برای انجام این پژوهش، بررسی‌های صحرایی گسترده‌ای بر روی توده‌های آذرین نیمه‌درونی و دایک‌های گابرویی دگرمانکش انجام و بر پایه روابط صحرایی، ۵۵ نمونه سنگی از آنها برداشت شد. پس از بررسی‌های میکروسکوپی ۱۲ نمونه برای اندازه‌گیری عناصر اصلی و کمیاب این سنگ‌ها برگزیده شدند. پس از خرد و آسیاب کردن آنها در کارگاه آماده‌سازی، نمونه‌ها به آزمایشگاه موسسه ACME کانادا فرستاده شدند. در این آزمایشگاه برای اندازه‌گیری عناصر اصلی و کمیاب نخست نمونه را خشک کرده و پس از پودر و الک کردن تا اندازه ۷۵ میکرومتر، برای اندازه‌گیری عناصر اصلی ۰/۲ گرم از نمونه را با متابرات لیتیم ذوب و در اسید نیتریک رقیق حل می‌کنند. سپس با روش ICP-AES عناصر اصلی را اندازه‌گیری می‌کنند. همچنین، نمونه‌ها را در تیزاب سلطانی حل کرده و با روش ICP-MS غلظت عناصر کمیاب آنها را اندازه‌گیری می‌کنند. برای نمودارها و تفسیر داده‌ها از نرم‌افزارهای Icp2007 و GCDkit بهره گرفته شد (جدول ۱).

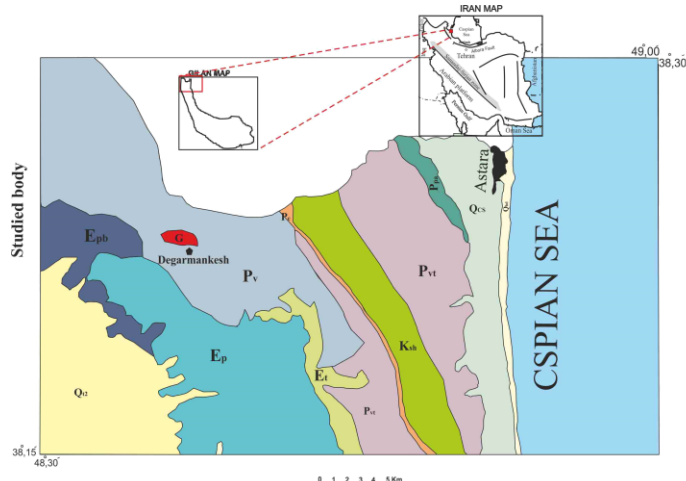
این ماگماتیسم که همانند ماگماتیسم ترسیری در بخش‌های دیگر ایران، در زمان سنوزوئیک روی داده است، میزبان تکاپوهای ماگمایی شدیدی بوده و در پی تأثیر ماگمازایی برخورد حاشیه قاره‌ای روی داده است (Allen et al., 2003; Mojarrad, 2015) و به صورت سنگ‌های آذرین آتشفشانی و درونی دیده می‌شود (Emami, 2000). ماگماتیسم در البرز به طور گسترده‌ای با گسترش سنگ‌های آتشفشانی در پی فاز کوهزایی آلپی در ائوسن، آغاز شده و در الیگوسن و میوسن، با نفوذ توده‌های آذرین نیمه‌درونی و درونی فراوانی، دنبال شده است (Nazari Nia et al., 2013; Asfanjani, 2015). در ائوسن، پهنه تالش در بیشتر بخش‌ها کمابیش دچار تکاپوهای آتشفشانی شدیدی شده که عموماً به صورت سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی و بازالتی با ضخامت بسیار در سطح منطقه پراکنده هستند. از آغاز و تا اواسط ائوسن، بخش مرکزی و جنوبی پهنه تالش دچار فعالیت آتشفشانی شدیدی بوده است. سپس در ائوسن پسین، با خروج آرام این پهنه از آب، آندزیت و بازالت با ضخامت بسیار در خشکی فوران کرده و در سطح منطقه پراکنده شده‌اند (Haghnazar et al., 2014).

تاکنون علت‌های گوناگونی برای رخداد ماگماتیسم ترسیری در ایران پیشنهاد شده است؛ به گونه‌ای که در برخی مناطق، فرورانش نئوتتیس و برخورد شدید صفحه‌های ایران و عربی را علت آن دانسته‌اند (Moinvaziri, 1985; Berberian and King, 1981) و برخی دیگر آن را در وابسته به کافت‌های درون‌قاره‌ای می‌دانند (Emami, 1981; Sabzehei, 1974). بررسی‌های نوین‌تر درباره ماگماتیسم ترسیری در البرز، الگوی فرورانش در منطقه را بازگو کرده و به ماگماتیسم مرتبط با کمان قاره‌ای (Valizadeh et al., 2008)، ماگماتیسم مناطق فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای (Kalantari et al., 2008; Rahimi et al., 2008) اشاره کرده است.

### زمین‌شناسی منطقه

منطقه دگرمانکش به گستردگی ۵۵ کیلومتر مربع، در ۳۸°۳۸'۰۲" تا ۳۸°۳۹'۵۰" طول جغرافیایی خاوری و ۳۸°۲۲'۱۹" تا ۳۸°۲۲'۵۵" عرض جغرافیایی شمالی و در پهنه ساختاری تالش (Nabavi, 1976) جای دارد و بخشی از فرونشست دریای خزر است (Eftekhari Nezhad, 1975) (شکل ۱).

عرض جغرافیایی شمالی و در پهنه ساختاری تالش (Nabavi, 1976) جای دارد و بخشی از فرونشست دریای خزر است (Eftekhari Nezhad, 1975) (شکل ۱).



### LEGEND

<b>CENOZOIC</b>	<b>QUATERNARY</b>	Qbd	<b>Qbd: Beach dunes</b>		
		Qt2	<b>Qt2: Young terraces and gravel fans.</b>		
		QCS	<b>QCS: Caspian Coastal deposits.</b>		
	<b>PALEOGENE</b>	<b>EOCENE</b>	Ep	<b>EP: Megaporphyre andesite.</b>	
			Epb	<b>Epb: Lava breccia with beds of tuff and tuff breccia.</b>	
			Et	<b>Et: Yellowish, Sandstone, Shale, Tuff and tuffaceous sandstone.</b>	
		<b>PALEOGENE</b>	<b>PALEOGENE</b>	Ppa	<b>Ppa: Pyroxene andesite feldspatoid bearing (tephrite).</b>
				Pvt	<b>Pvt: Alteration of tuff. tuffaceous sandstone with pyroxene andesitic lava.</b>
			<b>PALEOGENE</b>	Pv	<b>Pv: Volcanic breccia with pyroxene andesite.</b>
				Pc	<b>Pc: Polygenic conglomerate (Fajan F.).</b>
<b>MESOZOIC</b>	<b>CRETAC. UPPER</b>	Ksh	<b>Ksh: Shale and sandstone with beds of tuff.</b>		
		G	<b>G: Studied body.</b>		

شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه دگرمانکش (جنوب‌باختری آستارا)، برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ آستارا (Khodabandeh and Babakhani, 1990).

کشور آذربایجان و در جنوب به شهرستان هشتر و بخش شمالی بلندی‌های رشته‌کوه البرز می‌رسد. همچنین، منطقه دگرمانکش که بخشی از نقشه

در پهنه‌بندی‌های Stocklin (۱۹۹۷) و Alavi (۱۹۹۶)، این منطقه در پهنه آتشفشانی ترسیری-کواترنری جای دارد. کرانه‌های این منطقه در شمال به

آتشفشانی ائوسن میانی نفوذ کرده‌اند و از این رو، سن این توده‌ها پس از ائوسن است ( Khodabandeh and Babakhani, 1990).

### سنگ‌نگاری

گابروهای منطقه دگرمانکش دارای رخنمون‌های کوچک و بزرگی در زیر پوشش گیاهی انبوه منطقه و در راه منتهی به روستای دگرمانکش هستند (شکل ۲). البته به‌علت پوشش گیاهی انبوه ارتباط میان مجموعه‌های گابرویی در بسیاری نقاط را نمی‌توان دید و شناسایی کرد. امروزه از این توده به‌نام معدن سنگ بهره‌برداری می‌شود و از این رو، رخنمون این سنگ‌ها در میان پوشش گیاهی منطقه آشکار شده است.

۱:۱۰۰۰۰۰ آستاراست، به‌طور گسترده از سنگ‌های آتشفشانی سنوزوئیک و به‌ویژه ترسیری پوشیده شده است. این سنگ‌ها که در روی نقشه با نماد Pev نشان داده شده‌اند، دربرگیرنده گدازه‌های برشی و برش‌های ولکانیک همراه با جریان‌های گدازه‌ای بوده و برخی از آنها دارای ساخت بالشی هستند ( Khodabandeh and Babakhani, 1990). در درون این مجموعه گاه لایه‌های از توف، توف ماسه‌ای و کنگلومرا هم دیده می‌شود که بیش از چند صد متر ستبراً دارند. بخش گدازه‌ای بیشتر پیروکسن آندزیت - بازالت است ( Khodabandeh and Babakhani, 1990). البته نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ آستارا از این توده‌های گابرویی گزارشی نداده است؛ اما بررسی‌های صحرائی در منطقه نشان می‌دهند که رخنمون‌هایی از توده‌های گابرویی به درون سنگ‌های



شکل ۲- نمای صحرائی از سنگ‌ها در منطقه دگرمانکش (جنوب‌باختری آستارا): (A) مرز میان توده‌های گابرویی و سنگ‌های آتشفشانی منطقه دگرمانکش؛ (B) توده‌های گابرویی در بخش مرکزی توده؛ (C) بافت همگن و گرانولار در بخش مرکزی توده؛ (D) درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن در بخش حاشیه‌ای.

بافت گلومروپورفیری ساخته شده است. گاه بلورهای کلینوپیروکسن به‌طور کامل تجزیه شده‌اند و تنها چارچوب نخستین آنها به‌جای مانده است (شکل ۳- C).

در این سنگ‌ها پلاژیوکلازها دارای بلورهای کشیده شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با بزرگی ۰/۳ تا ۱/۵ میلیمتر و ماکل پلی‌سنتتیک هستند و نزدیک به ۳۰ تا ۴۵ درصد حجم گابروها را در بر می‌گیرند. این بلورها سالم و نادگرسان تا سراسر دگرسان شده هستند؛ به‌گونه‌ای که در برخی نمونه‌ها پلاژیوکلازها دگرسانی کلریتی و دگرسانی سوسوریتی (شکل ۳- C) در آنها به‌خوبی دیده می‌شود و در برخی بلورهای پلاژیوکلاز منطقه‌بندی آشکاری به‌چشم می‌خورد (شکل ۳- D). بلورهای الیوین بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و دانه‌ای، با بزرگی ۰/۱ تا ۱ میلیمتر هستند و نزدیک به ۱۰ تا ۱۵ درصد کانی‌های مافیک این سنگ‌ها را در بر می‌گیرند. بیشتر این بلورها دارای شکستگی‌های فراوان هستند و از محل شکستگی‌ها با سرپانتین و اکسیدهای Fe-Ti جایگزین شده‌اند. بلورهای الیوین گاه در درون بلورهای پیروکسن جای دارند که می‌تواند نشان‌دهنده رشد هم‌زمان این دو کانی باشد (شکل‌های ۳- F و ۳- E).

گاه کانی‌های کلینوپیروکسن و الیوین با بافت اینترگرانولار در میان بلورهای پلاژیوکلاز جای‌گرفته‌اند. در گابروهای دگرمانکش، بیوتیت کانی آذرین نیست و از دگرسانی کانی‌های آذرین این سنگ‌ها، مانند پیروکسن، پدید آمده است؛ به گونه‌ای که بیشتر در کناره‌ها و در راستای رخ بلورهای پیروکسن دیده می‌شوند. روی هم رفته، دگرسانی آشکاری در بخش‌هایی از توده دیده می‌شود که گاه تا رخساره شیبست سبز هم می‌رسد (شکل ۴).

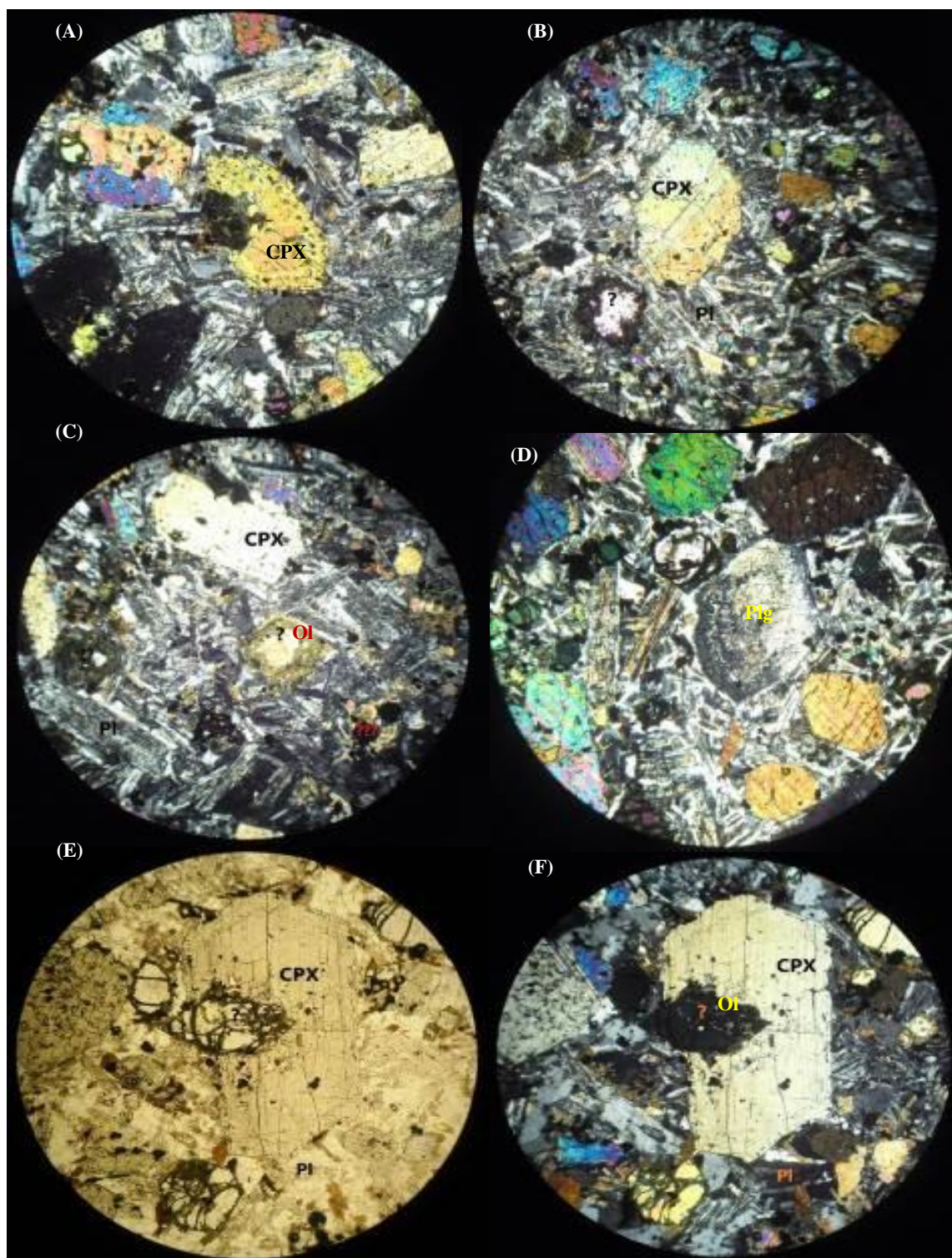
از آنجایی که این توده، آذرین نیمه‌درونی است، در بخش‌های کناره‌ای دارای بافت و ویژگی‌هایی همانند دیاپازهاست (شکل ۲- C)؛ اما در بخش‌های مرکزی، توده سنگ دانه درشت‌تر بوده (شکل ۲- D) و ویژگی‌های بافتی گابروها را نشان می‌دهد. روی هم رفته، اندازه دانه‌های گابروها تا اندازه‌ای یک اندازه است و بافت همگن نشان می‌دهند. این سنگ‌ها دارای سطح تازه، به‌رنگ خاکستری و رنگ هوازده قهوه‌ای هستند. درشت‌بلورهای پیروکسن با رنگ سیاه در نمونه‌های حاشیه‌ای به‌خوبی دیده می‌شوند.

آرایش کانی‌های اصلی سازنده این گابروها، بافت دانه‌ای (گرانولار) و عموماً اینترگرانولار را در آنها پدید آورده است. افزون بر کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین، که کانی‌های اصلی سنگ هستند، بیوتیت، کلریت، اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت، سرپانتین و کانی‌های کدر از کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها هستند.

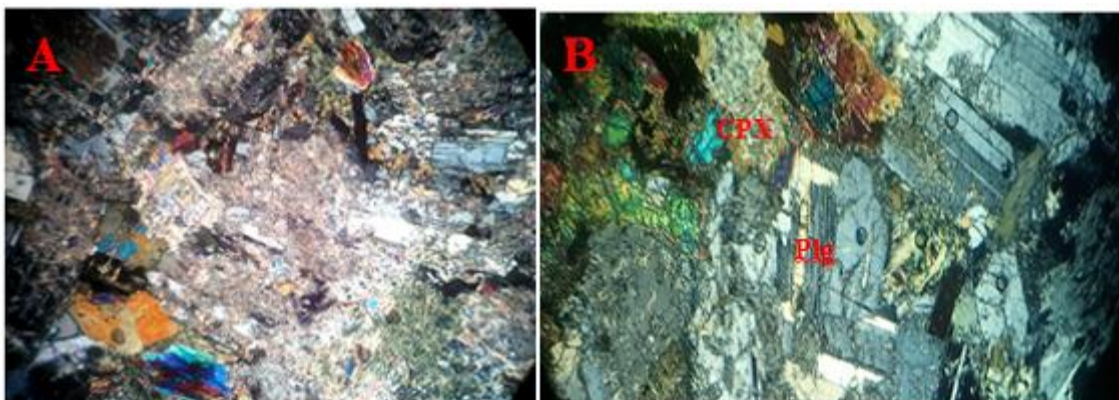
پیروکسن که اصلی‌ترین کانی این سنگ‌ها به‌شمار می‌آید، بخش بزرگی از کل سنگ را در بر گرفته است. کلینوپیروکسن‌ها اصلی‌ترین کانی مافیک سنگ هستند و نزدیک به ۵۰ تا ۶۰ درصد حجم کل سنگ را فراگرفته‌اند. این بلورها دارای بزرگی نزدیک به ۳ تا ۴ میلیمتر بوده، بیشترشان شکل‌دار، سالم و نادگرسان هستند. زاویه خاموشی آنها ۴۰-۴۳ درجه است و بیرفرنژانس بالا و ترکیب دیوپسید دارند. خاموشی متقارن، بافت غربالی حاشیه‌ای (شکل ۳- A)، ماکل تکراری (شکل ۳- B) و گاه منطقه‌بندی در برخی بلورها به‌چشم می‌خورد.

در برخی مقاطع، دگرسانی بلورهای کلینوپیروکسن به ترمولیت-اکتینولیت در کناره‌های بلورها دیده می‌شود. در پی انباشتگی بلورهای کلینوپیروکسن در برخی مقاطع، در آنها





شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی از توده گابرویی دگرمانکش (جنوب‌باختری آستارا): (A) بافت غربالی حاشیه‌ای در بلورهای کلینوپیروکسن (تصویر XPL یا cross polarized light)؛ (B) ماکل تکراری در بلورهای کلینوپیروکسن (تصویر XPL)؛ (C) بلور الیوین کاملاً کلریتی شده (تصویر XPL)؛ (D) بلورهای پلاژیوکلاز سوسوریتی شده (تصویر XPL)؛ (E، F) رشد هم‌زمان الیوین و کلینوپیروکسن (شکل E یک تصویر PPL (یا plane polarized light) و شکل F یک تصویر XPL است) (در همه تصویرها درازای میدان دید ۵mm است) (Cpx: کلینوپیروکسن، Pl: پلاژیوکلاز، Ol: الیوین).



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی XPL از توده گابرویی دگرمانکش (جنوب‌باختری آستارا): (A) دگرسانی و تجزیه بلورهای پلاژیوکلاز و پیدایش اپیدوت و کلسیت؛ (B) تجزیه بلورهای کلینوپیروکسن و پیدایش بلورهای ترمولیت-اکتینولیت در کناره و راستای رخ آنها. در همه تصویرها درازای میدان دید ۵mm است.

### شیمی سنگ کل

بر پایه داده‌های تجزیه شیمیایی نمونه‌های توده گابرویی دگرمانکش (جدول ۱)،  $\text{SiO}_2$  در این سنگ‌ها ۴۶/۶۶ تا ۴۷/۵۷ درصد وزنی،  $\text{TiO}_2$  نزدیک به ۱/۰۹ تا ۱/۱۷ و  $\text{P}_2\text{O}_5$  نزدیک به ۰/۳۹ تا ۰/۴۴ درصد وزنی است. این سنگ‌ها در برابر میانگین ترکیب مورب و گوشته اولیه از عناصر Ba (۶۶۱ تا ۷۵۳ ppm)، Rb (۷۴/۹ تا ۸۴ ppm)، Zr (۱۰۲/۲ تا ۱۱۲/۴ ppm)، Y (۱۹/۲ تا ۲۰/۴ ppm) و Nb (۱۹/۳ تا ۲۳/۲ ppm) غنی‌شدگی نشان می‌دهند. شناخته‌شده‌ترین نمودارهای شناسایی سنگ‌های گوناگون بر پایه تغییرات  $\text{SiO}_2$  در برابر آلکالی‌ها ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) هستند. بر روی نمودار سیلیس در برابر آلکالی‌ها یا TAS (Cox et al., 1979)، نمونه‌ها در بخش سنگ‌های گابرویی جای‌گرفته‌اند (شکل ۵- A). در این نمودار مرز ترکیبی آلکالن و ساب‌آلکالن بر پایه Irvine و Baragar (۱۹۷۱) نشان داده شده است. همه نمونه‌ها در بالای این مرز جای‌گرفته‌اند و دارای ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) بالایی بوده و آلکالن هستند. همچنین، بر روی نمودار نام‌گذاری و رده‌بندی de la Roche و همکاران (۱۹۸۰) بر پایه کاتیون‌ها،

بیشتر نمونه‌ها در بخش آلکالی‌گابرو جای‌گرفته‌اند (شکل ۵- B).

بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که این نمونه‌های گابرویی دگرسان شده‌اند. از آنجایی‌که دگرسانی بر روی انتشار و تمرکز عناصر اصلی اثر می‌گذارد، برای شناخت خاستگاه و پهنه زمین‌ساختی احتمالی این سنگ‌ها از نمودارهایی بهره گرفته شد که بر پایه عناصر کمیاب و عناصر اصلی هستند؛ زیرا این عناصر در دگرسانی‌های کم، نامتحرک می‌مانند (مانند Ti، Zr، Y و Nb). از این‌رو، برای شناسایی بهتر سرشت این سنگ‌ها، نمودار Zr/Ti در برابر Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977) به کار گرفته شد که در آن سنگ‌ها بر پایه آلکالینیتی و مراحل گوناگون تحول‌شان رده‌بندی می‌شوند (Dupuis et al., 2005) (شکل ۶). از آنجایی‌که بافت این نمونه‌های گابرویی نشان می‌دهد که خاستگاه آنها کم‌ژرفا بوده، در رده‌بندی آنها می‌توان از نمودارهای بازالتی نیز بهره گرفت. در این نمودارها، همه این نمونه‌ها (گابرو و بازالت) تحول‌یافتگی کم با ماهیت آلکالن نشان می‌دهند و در بخش بازالت‌آلکالن جای‌گرفته‌اند.

جدول ۱- داده‌های تجزیه اکسیدهای اصلی (بر پایه درصد وزنی، با خطای ۱٪) و عناصر کمیاب (بر پایه ppm) به روش ICP.

Sample No.	AG-1	AG-3	AG-4	AG-6	AG-7	AG-8	AG-9	AG-10	AG-12	AG-13	AG-15	AG-16
SiO <sub>2</sub>	47.13	46.94	46.85	47.33	46.66	47.57	47.01	47.38	46.81	46.72	46.53	47.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.06	14.83	15.23	15.05	15.04	15.29	14.96	15.00	15.61	14.63	14.87	15.91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.92	10.23	10.02	10.22	10.16	10.13	10.12	10.03	10.15	10.94	10.91	11.02
MgO	7.16	7.50	7.30	7.40	7.95	7.34	7.36	7.02	7.19	7.24	7.18	7.08
CaO	8.67	9.62	9.45	9.66	9.61	9.40	9.45	9.24	9.11	9.92	9.81	9.49
Na <sub>2</sub> O	3.05	2.34	2.32	2.73	2.46	2.65	2.55	2.89	2.98	2.45	2.41	2.51
K <sub>2</sub> O	3.26	2.84	3.11	2.78	2.75	3.12	2.92	2.86	3.19	3.18	3.15	3.21
TiO <sub>2</sub>	1.09	1.17	1.11	1.12	1.11	1.13	1.13	1.13	1.19	1.2	1.21	1.18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.42	0.39	0.44	0.42	0.39	0.43	0.43	0.43	0.44	0.34	0.21	0.43
MnO	0.17	0.18	0.18	0.17	0.18	0.18	0.18	0.17	0.16	0.91	0.98	0.16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.033	0.035	0.034	0.037	0.038	0.034	0.033	0.031	0.03	0.035	0.04	0.037
LOI	3.6	3.5	3.6	2.7	3.3	2.3	3.5	3.4	2.54	2.29	2.21	1.19
Total	99.58	99.63	99.61	99.61	99.61	99.62	99.63	99.62	99.4	99.855	99.51	99.467
As	2.6	2.9	3.5	4.6	2.7	3.0	2.0	1.7	2.4	3.5	3.4	4.9
Au	<0.5	1.3	2.0	1.4	1.0	1.0	1.3	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Ba	750	685	753	667	661	699	694	749	740	696	689	678.00
Be	2	2	3	2	3	2	2	1	2.2	2.2	2.2	2.2
Ce	53.8	52.0	53.6	51.8	50.0	52.8	54.4	54.7	55.2	53.4	52.3	54.4
Co	51.9	32.9	33.9	35.6	36.3	36.0	33.8	34.5	36.2	34.8	38.2	38.2
Cs	2.1	2.3	2.5	2.8	2.5	2.6	2.5	2.3	2.2	2.4	2	2
Cu	120.4	122.7	113.5	109.7	112.7	121.4	123.1	118.4	119.6	118	118.3	117.2
Dy	3.76	3.97	3.91	3.82	3.77	3.79	4.02	3.97	3.93	3.78	3.65	3.5
Er	2.11	2.17	2.08	2.12	2.10	2.08	2.16	2.28	2.13	2.9	2.7	2.8
Eu	1.50	1.53	1.63	1.57	1.57	1.54	1.61	1.64	1.16	1.42	1.54	1.48
Ga	14.7	14.4	14.2	14.6	15.5	15.1	14.4	15.0	16.15	16.15	14.15	16.05
Gd	4.64	4.82	4.97	4.84	4.95	4.89	4.91	5.06	4.95	4.88	4.78	4.98
Hf	2.7	2.9	2.9	2.9	2.9	2.8	2.7	2.9	2.65	2.7	2.85	2.9
Ho	0.76	0.77	0.80	0.76	0.74	0.76	0.78	0.82	0.84	0.61	0.64	0.62
La	30.8	29.1	31.0	28.5	28.2	30.1	29.2	31.6	27.6	29	30	31
Lu	0.30	0.30	0.29	0.30	0.30	0.32	0.29	0.29	0.28	0.23	0.24	0.28
Mo	1.1	1.1	1.3	1.1	1.2	1.1	1.3	1.0	1.2	1.4	1.3	1.2
Nb	23.2	19.5	22.5	20.2	19.6	20.8	19.3	20.4	23.8	20.69	22.4	23.8
Nd	25.1	24.1	26.0	23.3	25.1	23.6	23.5	25.8	24.2	23.3	26	25.70
Ni	85.1	79.5	79.8	91.1	92.2	87.9	84.9	83.0	84.6	80.3	86.4	84.6
Pb	5.2	6.6	8.5	6.6	5.9	6.9	4.5	6.0	5.7	7.9	8.06	5.6
Pr	6.11	5.89	6.35	6.07	6.22	6.07	6.00	6.32	6.5	6.78	6.65	6.54
Rb	83.9	74.9	82.5	76.1	77.4	84.0	78.0	77.6	75.2	85.1	78.4	76.3
Sc	26	30	27	29	29	27	28	28	19	32	31	28
Sm	4.62	4.90	4.96	5.07	5.21	5.01	5.09	5.04	4.96	4	5	4
Sn	1	<1	1	1	1	1	<1	1	1	1	1	1
Sr	811.3	640.3	772.8	831.5	785.3	748.9	672.9	807.5	776	805	780	796
Ta	1.2	1.3	1.1	1.0	1.0	1.1	1.2	1.1	1.3	1.2	1.1	1.0
Tb	0.72	0.71	0.71	0.69	0.69	0.69	0.71	0.71	0.72	0.73	0.77	0.71
Th	6.2	5.5	5.9	5.5	5.9	5.9	6.1	5.5	5.4	6.1	5.7	5.9
Tm	0.33	0.31	0.32	0.31	0.30	0.31	0.33	0.32	0.32	0.36	0.33	0.3
U	1.8	1.8	2.0	1.8	1.7	1.6	1.8	1.7	1.9	1.7	1.8	1.9
V	249	271	250	267	258	253	259	253	250	257	264	270
W	176.9	1.7	2.0	1.3	1.1	1.4	1.3	1.1	1.2	1.6	1.9	1.4
Y	19.3	19.2	19.6	19.6	19.8	20.4	19.2	19.3	19.7	19.5	19.3	19.4
Yb	1.99	1.96	1.91	1.93	1.86	1.92	1.97	1.99	2.01	1.98	1.96	1.94
Zn	54	61	56	57	60	56	63	50	63	68	59	66
Zr	112.4	108.6	109.8	105.0	108.2	110.3	102.2	108.4	111.3	112.2	110.4	109.6

عناصر خاکی نادر سبک (LREE) از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند. در نمودار عنکبوتی، غنی‌شدگی عناصر Rb و U نزدیک به ۱۰۰ برابر ترکیب گوشته اولیه بوده و نشان‌دهنده آرایش ماگمای سازنده این سنگ‌ها با مواد پوسته‌ای است (Verdler, 2009). فراوانی Sr در نمونه‌ها از ۶۴۰ ppm تا ۸۱۲ در تغییر است. فراوانی بالای Sr

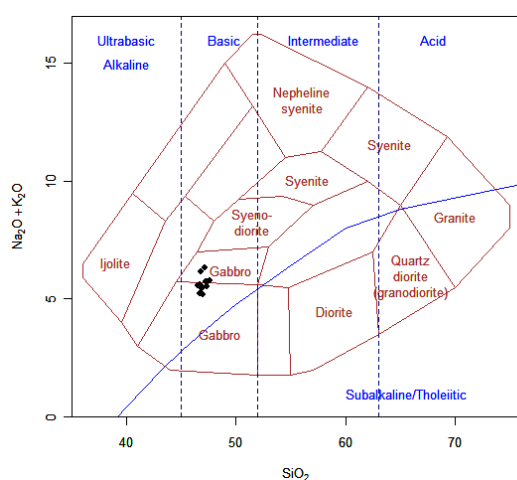
در شکل A-۷، فراوانی عناصر خاکی نادر در این سنگ‌ها به ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989) بهنجار شده است. بر روی نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به کندریت و مورب عادی (Sun and McDonough, 1989) (شکل B-۷)، نمونه‌ها از همه عناصر خاکی نادر غنی‌شدگی آشکاری نشان می‌دهند که ۱۰ تا ۱۱۰ برابر ترکیب کندریت است. همچنین،



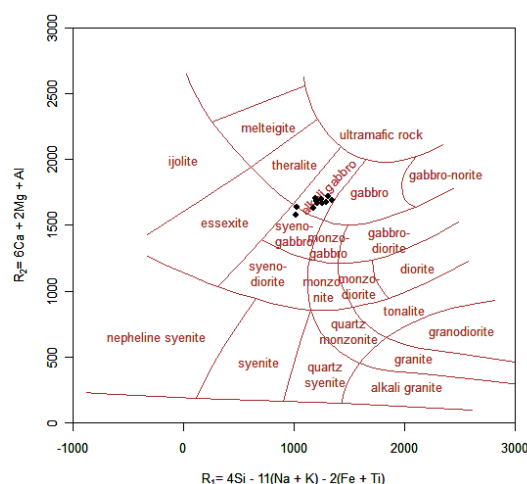
بالا از LREE و غنی‌شدگی از Th و Rb در این سنگ‌ها در برابر ترکیب گوشته اولیه نشان‌دهنده همین آرایش است (Kamber, 2012). بر پایه Weyer و همکاران (۲۰۰۳) و Wang و همکاران (۲۰۰۳)، این تهی‌شدگی و غنی‌شدگی‌ها می‌تواند نشان‌دهنده گذر ماگمای سازنده این سنگ‌ها از پوسته قاره‌ای ضخیم (در پی فرایند پالایش منطقه‌ای) باشد که به‌همراه نفوذ سیال‌های پوسته‌ای به درون ماگما و یا هضم مواد پوسته‌ای با ماگمای سازنده، نمونه‌ها دچار این ناهنجاری‌ها شده‌اند.

(بالا تر از ۳۰۰ ppm) می‌تواند نشان‌دهنده ذوب پلاژیوکلاز یا نبود آن در مذاب به‌جای‌مانده باشد (Castillo, 2006). نمونه‌ها نیز آشکارا از عناصر LILE (مانند U و Ba) غنی‌شدگی و از عناصر HFSE (مانند Nb) تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۷). اگر چه که فراوانی نیوبیم در این نمونه‌ها نسبتاً بالاست؛ اما در همه نمودارهای عنکبوتی به‌نجار شده عناصر تالیم و نیوبیم آنومالی منفی آشکاری نشان داده‌اند و ویژگی‌های سنگ‌های با نیوبیم بالا را نشان نمی‌دهند. غنی‌شدگی

A

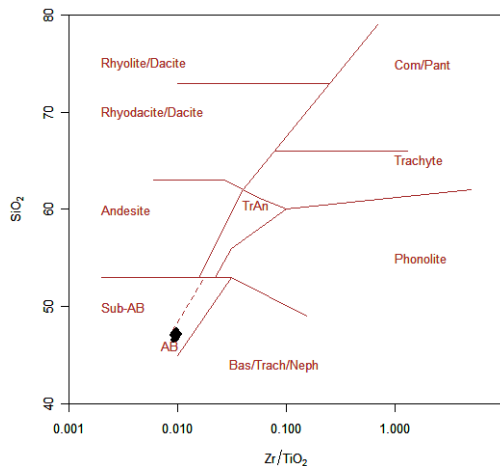


B

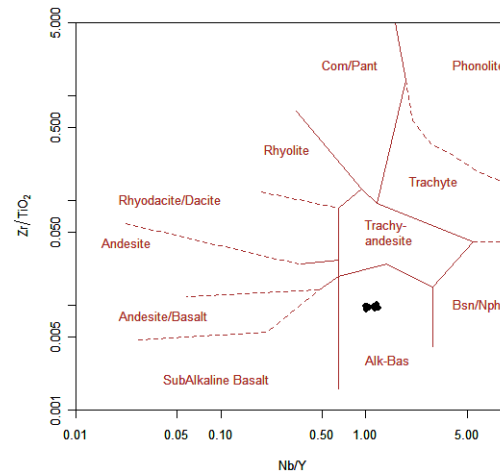


شکل ۵- شناسایی جایگاه نمونه‌های توده گابرویی دگرمانکش (جنوب‌باختری آستارا) بر روی: (A) نمودار TAS (Cox et al., 1979)؛ (B) نمودار  $R_1$  در برابر  $R_2$  (de la Roche et al., 1980).

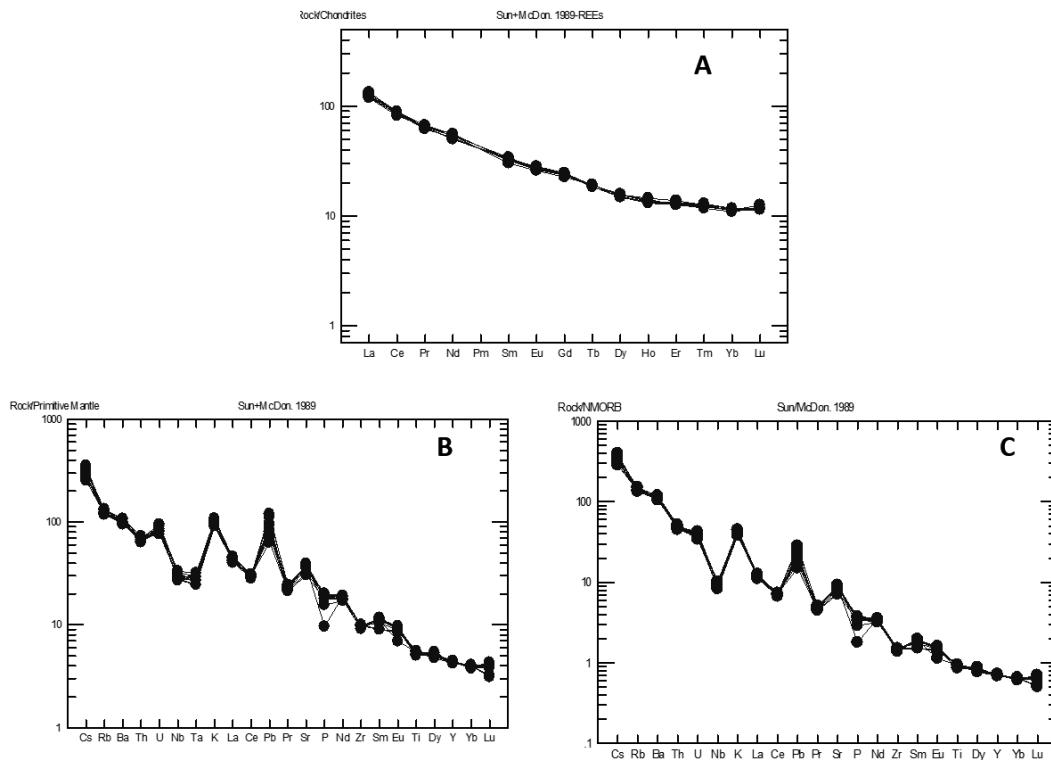
A



B



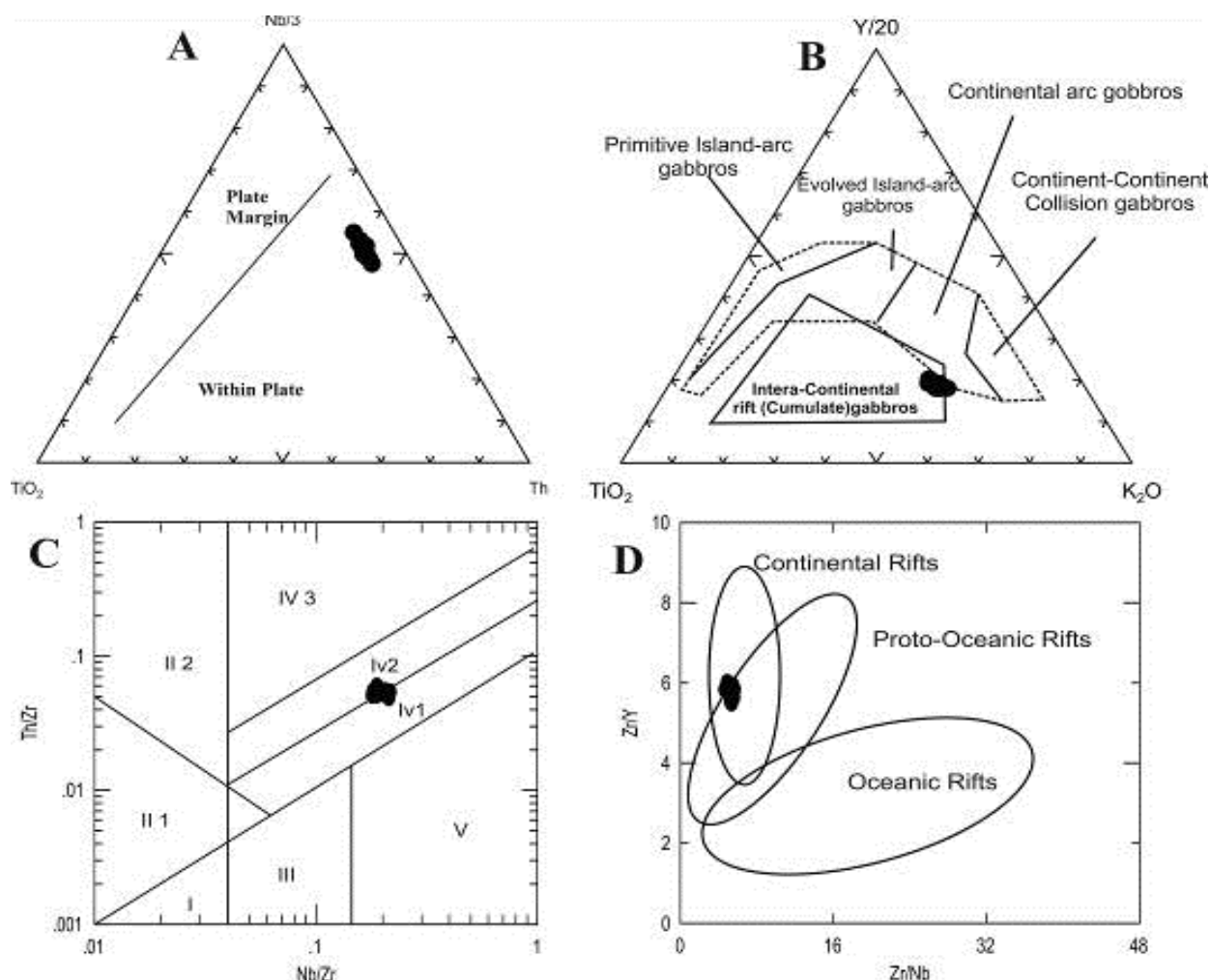
شکل ۶- شناسایی خاستگاه نمونه‌های توده گابرویی دگرمانکش (جنوب‌باختری آستارا) بر روی نمودارهای پیشنهادی Winchster و Floyd (۱۹۷۷).



شکل ۷- نمونه‌های توده گابرویی دگرمانکش (جنوب‌باختری آستارا) در نمودارهای بهنجار شده به: (A) ترکیب کندریت؛ (B) ترکیب مورب عادی؛ (C) ترکیب گوشته اولیه (ترکیب کندریت، مورب عادی و گوشته اولیه از Sun و McDonough (۱۹۸۹) است).

می‌شوند. بر پایه بررسی‌های Mohr و Kampunzu (۱۹۹۱)، بازالت‌های کافت درون‌قاره‌ای دارای  $Zr/Nb$  کم و تا اندازه‌ای ثابت هستند؛ اما در پهنه‌های اقیانوسی،  $Zr/Y$  کم است و به ثابت ماندن گرایش می‌دهد. از این‌رو، ایشان نسبت  $Zr/Nb$  و  $Zr/Y$  را برای شناختن اندازه کشش پوسته سنگ‌کره در پهنه‌های کافتی به‌کار برده‌اند. در نمودار  $Zr/Y$  برابر  $Zr/Nb$  (شکل ۸- D)، ماگماهای کافت درون‌قاره‌ای، ماگماهای پهنه‌های پیش از اقیانوسی و ماگماهای وابسته به پهنه‌های اقیانوسی از یکدیگر جدا شده‌اند. در این نمودار، گابروهای دگرمانکش، در برابر مقادیر ثابت  $Zr/Nb$ ، دارای تغییرات در نسبت  $Zr/Y$  هستند. از آنجایی‌که این ویژگی از ویژگی‌های آشکار پهنه کافت درون‌قاره‌ای است، نمونه‌ها از روند ماگماهای کافت درون‌قاره‌ای (کافت اقیانوسی) پیروی می‌کنند و میان ماگماهای کافت‌های نخستین اقیانوسی و کافت‌های قاره‌ای جای گرفته‌اند.

در نمودار سه‌تایی  $Th-Nb/3-TiO_2$  (Holm, 1982) که میدان سنگ‌های مافیک نخستین درون‌صفحه‌ای را از حاشیه صفحه‌ای جدا می‌کند، همه نمونه‌ها در گروه سنگ‌های مافیک درون‌صفحه‌ای جای گرفته‌اند (شکل ۸- A). همچنین، بر روی نمودار سه‌تایی  $TiO_2-Y/20$  (Biermanns, 1996) که برای شناسایی گابروهای پهنه فرورانش از گابروهای پهنه کافت درون‌قاره‌ای کاربرد دارد، نمونه‌ها در مرز مشترک گابروهای پهنه کافت‌های درون‌قاره‌ای و گابروهای پهنه کمان هستند (شکل ۸- B). در نمودار لگاریتمی  $Th/Zr$  در برابر  $Nb/Zr$  (Shuqing *et al.*, 2003)، نمونه‌ها در مرز بخش‌های IV1 و IV2 جای گرفته‌اند (شکل ۸- C). در این نمودار، در بخش IV، بازالت‌های درون‌قاره‌ای، در بخش IV1، توله‌ایت‌های کافت‌های درون‌صفحه‌ای قاره‌ای و کافت‌های حواشی قاره‌ای، و در بخش IV2، بازالت‌های شکست (کافت) قاره‌ای یا کافت نخستین رده‌بندی

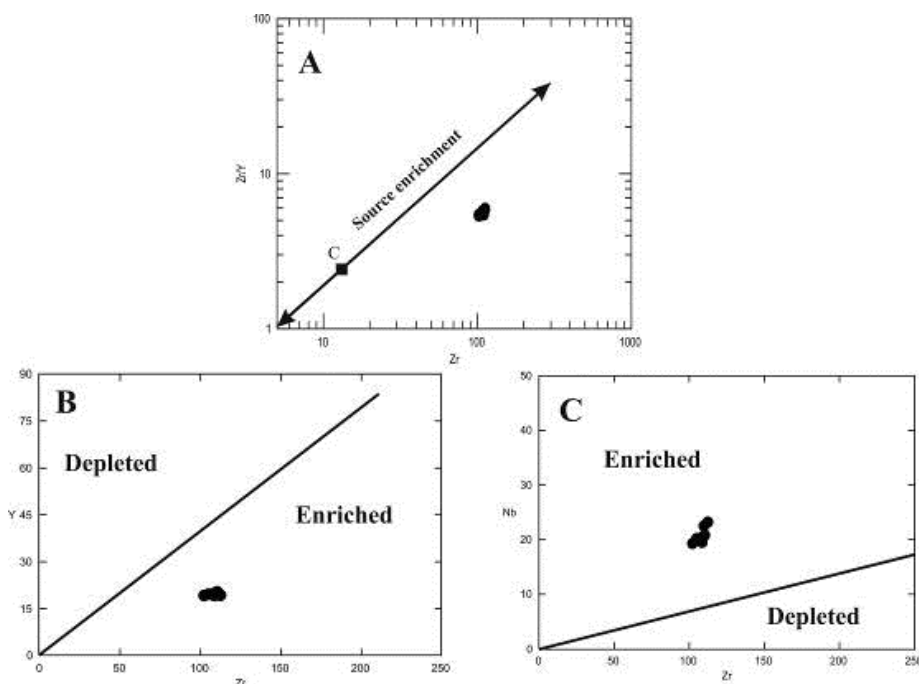


شکل ۸- جایگاه نمونه‌های توده گابرویی دگرمانکش (جنوب‌باختری آستارا) بر روی: (A) نمودار سه‌تایی  $TiO_2-Nb/3-Th$  از Holm (۱۹۸۲)؛ (B) نمودار سه‌تایی  $TiO_2-Y/20-K_2O$  از Biermanns (۱۹۹۶)؛ (C) نمودار دوتایی  $Nb/Zr$  در برابر  $Th/Zr$  (Shuqing *et al.*, 2003)؛ (D) نمودار دوتایی  $Zr/Nb$  در برابر  $Zr/Y$  (Kampunzu and Mohr, 1991).  
 I: بازالت‌های N-MORB، II: بازالت‌های پهنه‌های همگرا، III: بازالت‌های جزایر کمانی، II2: بازالت‌های کمان‌ای قاره‌ای، III: بازالت‌های درون صفحه اقیانوسی، V: بازالت‌های پلوم‌های گوشته‌ای، IV: بازالت‌های درون صفحه قاره‌ای، IV1: توله‌ایت کافت‌های درون صفحه قاره‌ای و کافت‌های حواشی قاره‌ای، IV2: بازالت پهنه‌های شکست قاره‌ای یا کافت نخستین؛ (D) نمودار دوتایی  $Zr/Nb$  در برابر  $Zr/Y$  (Kampunzu and Mohr, 1991).

### بررسی سنگ‌زایی (پتروژنز)

Zr در برابر Y (Sun and McDonough, 1989)، همه نمونه‌ها در بخش گوشته غنی‌شده جای گرفته‌اند (شکل‌های ۸- C و ۸- B). نسبت  $Zr/Nb$  در سنگ‌های پوسته‌ای نزدیک به ۲۲ تا ۲۵ است؛ اما در خاستگاه گوشته‌ای، از ۱۱ ppm کمتر است (Ntaflos *et al.*, 2007). میانگین این نسبت در نمونه‌های گابرویی دگرمانکش ۵/۲۴ است؛ پس می‌توان خاستگاه این سنگ‌ها را گوشته دانست.

بر پایه تحرک بسیار پایین عناصر  $Zr$ ،  $Y$  و  $Nb$  در درجه بالای دگرسانی (Prytulak and Elliott, 2007)، نمودار دوتایی  $Zr/Y$  در برابر  $Zr$  برای اندازه‌گیری غنی‌شدگی خاستگاه ماگمای نمونه‌های توده گابرویی دگرمانکش به کار رفت. بر پایه این نمودار، نمونه‌ها دارای خاستگاه گوشته غنی‌شده هستند (شکل ۹- A). همچنین، بر روی نمودارهای دوتایی  $Zr$  در برابر  $Nb$  و

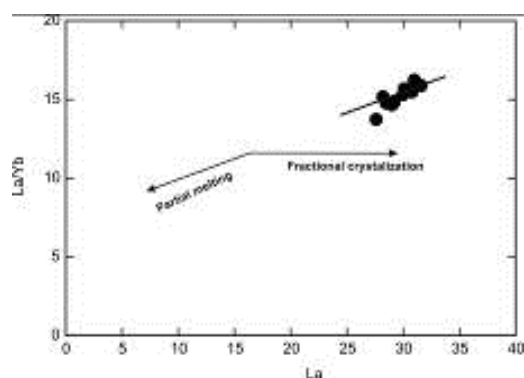


شکل ۹- جایگاه نمونه‌های توده گابرویی دگرمانکش (جنوب‌باختری آستارا) بر روی: (A) نمودار تغییرات  $Zr/Y$  در برابر  $Zr$  (Pearce and Norry, 1979); (B) نمودار تغییرات  $Zr$  در برابر  $Y$ ; (C) نمودار  $Zr$  در برابر  $Nb$  برگرفته از McDonough و Sun (۱۹۸۹).

عناصر  $La$  و  $Sm$  به کانی‌شناسی خاستگاه (گارت یا اسپینل) وابسته نیستند و از این‌رو، داده‌های خوبی درباره ترکیب شیمیایی خاستگاه گابروها به ما می‌دهند.  $Yb$  نیز یک عنصر سازگار در گارت دانسته می‌شود (Aldanmas *et al.*, 2000). برای گارت، نسبت  $Sm/Yb$ ، نسبت یک عنصر ناسازگار به یک عنصر سازگار است که برای شناسایی کانی‌شناسی خاستگاه و اندازه ذوب‌بخشی به کار می‌رود. گارت‌دار بودن خاستگاه گوشته‌ای، نسبت  $Sm/Yb$  در مذاب را می‌افزاید. Çoban (۲۰۰۷)  $Sm/Yb = ۲/۵$  را مرز شناسایی بودن یا نبودن گارت در خاستگاه دانسته است، به گونه‌ای که  $Sm/Yb$  بالاتر از  $۲/۵$  نشان‌دهنده خاستگاه دارای گارت است.

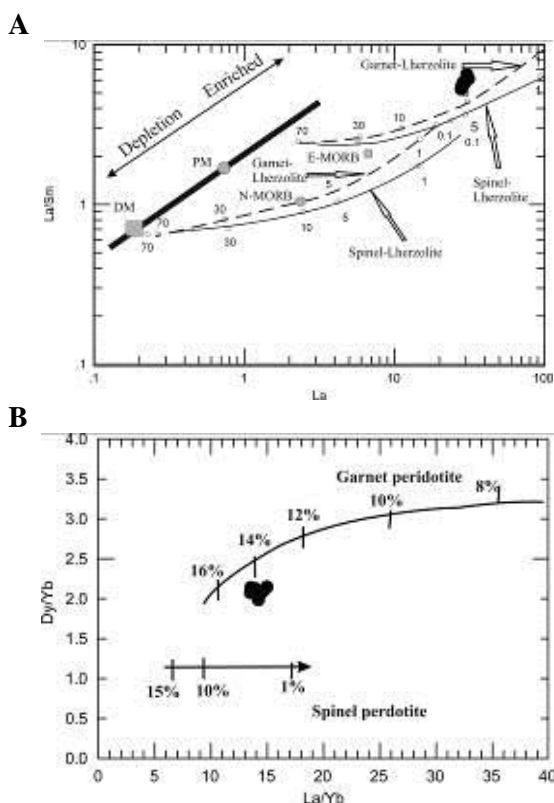
در نمونه‌های گابرویی دگرمانکش میانگین این نسبت بالاتر از  $۲/۵$  است که نشان‌دهنده بودن گارت در سنگ خاستگاه نمونه‌هاست. افزون بر این، فراوانی کم HREE در این نمونه‌ها می‌تواند در پی بودن گارت در خاستگاه آنها باشد. فراوانی کم HREE ( $Yb < ۱/۹$ ) نشان‌دهنده بودن گارت در بازمانده مذاب یا مذاب (فاز

فراوانی عناصر ناسازگار به شدت به دست‌فرایندهای ذوب‌بخشی کنترل می‌شود (Pearce and Peate, 1995). بر پایه شکل ۱۰، تغییرات نسبت  $La/Yb$  وابسته به ذوب‌بخشی است (Pinto-Linares *et al.*, 2008) و چنانچه دیده می‌شود، چگونگی تغییرات ترکیبی این سنگ‌ها بیشتر به ذوب‌بخشی و فرایندهای خاستگاه بستگی دارد تا به جدایش بلورین.



شکل ۱۰- جایگاه نمونه‌های توده گابرویی دگرمانکش (جنوب‌باختری آستارا) بر روی نمودار  $La/Yb$  در برابر  $La$  (Pinto-Linares *et al.*, 2008) نشان می‌دهد تحول ماگما بیشتر به ذوب‌بخشی بستگی دارد.





شکل ۱۱- سنگ‌های گابرویی دگرمانکش (جنوب‌باختری آستارا) بر روی: A) نمودار تغییرات La/Sm در برابر La (Aldanmaz *et al.*, 2000)؛ B) نمودار Dy/Yb در برابر La/Yb (Kuepouo *et al.*, 2006).

### نقش آلودگی در ماگمای خاستگاه

آلایش با مواد پوسته‌ای و یا سیال آزادشده از تخته (slab) فرورونده شده، می‌تواند تغییراتی را در ترکیب شیمیایی ماگما پدید آورد. این تغییرات می‌تواند در خانه ماگمایی یا هنگام بالا آمدن مذاب به سطح یا در هر دو حالت رخ دهد. سیال‌های برخاسته از تخته فرورونده در پهنه‌های فرورانش ویژگی‌های زمین‌شیمیایی گوشت‌های در بالای پهنه فرورانش را تغییر می‌دهند. این سیال‌ها می‌توانند سیال‌های پس از آب‌زدایی پوسته اقیانوسی (Turner *et al.*, 1997)، سیال‌های پس از آب‌زدایی رسوب‌های فرورونده (Class *et al.*, 2000) و یا افزوده شدن مذاب‌هایی از رسوب‌های فرورونده (Munker, 2000; Stern and Kilian, 1996) باشند. با بهره‌گیری از عناصر کمیاب می‌توان به‌خوبی احتمال

لیکوئیدوس) است (Castillo, 2006). فراوانی کم HREE در سنگ‌های گابرویی دگرمانکش نیز می‌تواند نشان‌دهنده گارنت‌دار بودن خاستگاه باشد.

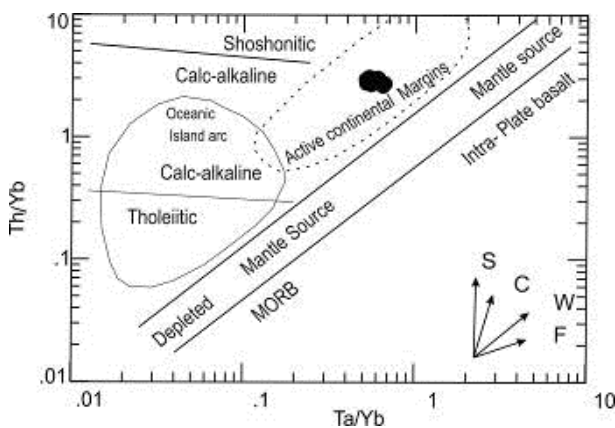
تغییرات نسبت La/Sm در برابر La (Aldanmaz *et al.*, 2000) (شکل ۱۱- A) نشان می‌دهد که تمرکز La و نسبت La/Sm در این گابروها بیش از اندازه‌ای است که بتواند با ذوب گوشته تهی شده MORB (DMM) روی دهد؛ به‌ویژه هنگامی که درجه ذوب‌بخشی بسیار کم است (۰/۱٪). در این نمودار، نمونه‌ها از دید فراوانی عناصر La و Sm همگی ترکیبی همانند مذاب‌های جداشده از گوشته غنی‌شده دارند و بر روی روند نزدیک به ۳ تا ۵ درصد ذوب‌بخشی گارنت‌لرزولیت جای گرفته‌اند.

داده‌های REE این گابروها نیز پهنه گارنت‌لرزولیت را برای خاستگاه این سنگ‌ها پیشنهاد می‌کند. از آنجایی که ضریب توزیع عناصر HREE در گارنت بالاست، جدایش گارنت از ماگما میزان HREE را دچار کاهش شدید می‌کند؛ از این‌رو، نسبت LREE/HREE افزایش می‌یابد (McKenzie and O'Nions, 1991; Abdel-Fattah *et al.*, 2004).

به باور Ellam و Cox (۱۹۹۱)، پهنه انتقال از اسپینل لرزولیت به گارنت لرزولیت در ژرفای ۶۰ تا ۸۰ کیلومتری است. به باور برخی دیگر، این پهنه در ژرفای ۷۰ تا ۸۰ کیلومتری گوشته بالایی است (Frey *et al.*, 1991; McKenzie and O'Nions, 1991). از آنجایی که این نمودار نشان‌دهنده گارنت‌دار بودن و نبود اسپینل در خاستگاه سنگ‌های منطقه است، می‌توان کمترین ژرفای خاستگاه ماگمای سازنده این سنگ‌ها را ژرفای بیشتر از ۸۰ کیلومتر دانست.

نمودار نسبت Dy/Yb در برابر La/Yb (Kuepouo *et al.*, 2006) نشان می‌دهد که خاستگاه سنگ‌های گابرویی دگرمانکش گارنت‌لرزولیتی بوده که دچار ذوب‌بخشی شده است (شکل ۱۱- B).

دگرمانکش غنی‌شدگی بیشتری از Th/Yb در برابر روند گوشته نشان می‌دهند که می‌تواند نشان‌دهنده برافزایش Th، در پی آرایش با مواد فرورانشی باشد. هرچند فراوانی بالای Th در برابر Ta و Yb در سنگ‌های پوسته‌ای و در پی آن آلودگی پوسته‌ای نیز می‌تواند نسبت Th/Yb در برابر Ta/Yb را افزایش دهد (Aldanmaz *et al.*, 2000).



شکل ۱۲- جایگاه سنگ‌های گابرویی دگرمانکش (جنوب‌باختری آستارا) بر روی نمودار نسبت Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1983).

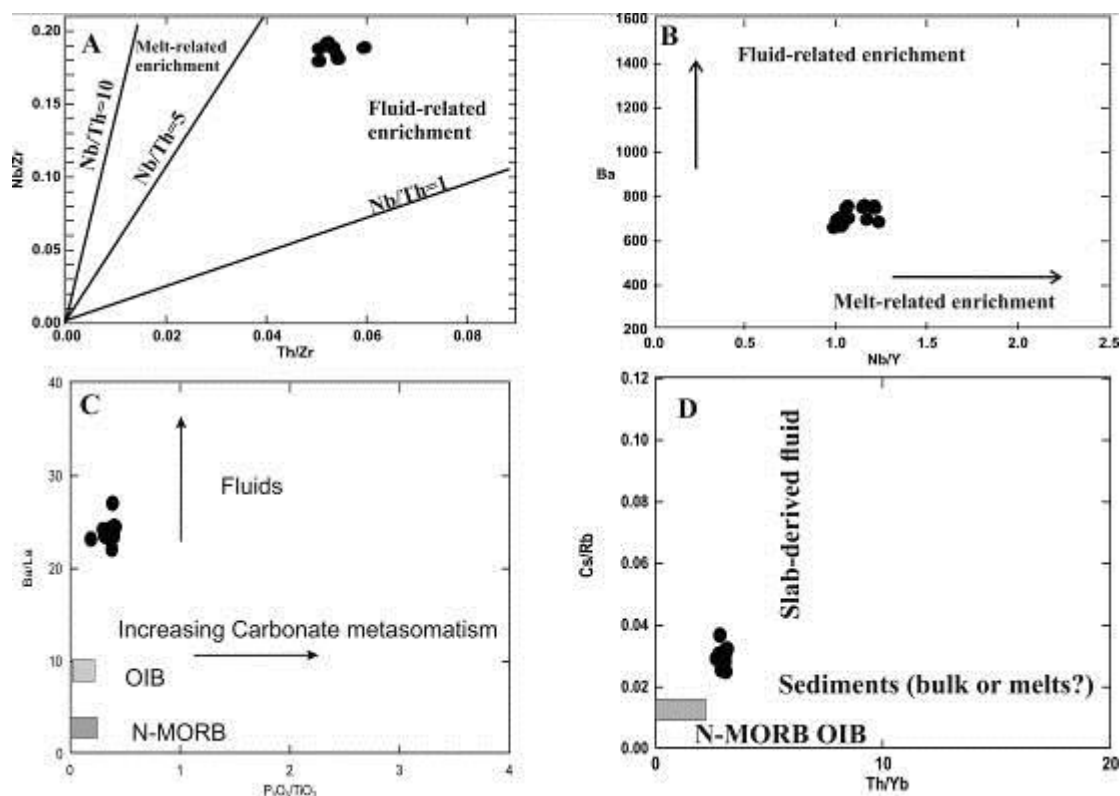
ماگماهای برآمده از سیال‌های جداسده از تخته فرورونده، دارای نسبت بالاتری از Cs/Rb هستند (Sun and Stern, 2001; Altherr *et al.*, 1999; Melzer and Wunder, 2000). فراوانی چشمگیر LILE در این گابروها نشان‌دهنده حضور سیال‌ها در هنگام پیدایش مذاب است و تهی‌شدگی از HFSE نشان می‌دهد مذابی از تخته فرورونده جدا نشده است. از این‌رو، سیال‌های جداسده از تخته فرورو می‌توانسته‌اند نقش مهمی در متاسوماتیسم و تغییرات زمین‌شیمیایی ماگما داشته باشند (شکل‌های ۱۳-A و ۱۳-B)؛ اما سیال‌های برخاسته و جداسده از این تخته فرورو تأثیر بسزایی در سرشت زمین‌شیمیایی ماگمای مادر سنگ‌ها داشته‌اند. همچنین، بر روی نمودار دوتایی Ba/La در برابر Ba/Yb (Andersson *et al.*, 2006)، روند سیال‌های جداسده از تخته فرورونده دیده می‌شود. بر پایه این نمودار، چه‌بسا

آرایش را بررسی و نوع آن را تا اندازه‌ای شناسایی کرد. آنومالی مثبت از عناصر Pb و Cs در نمونه‌های گابرویی دگرمانکش می‌تواند آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای را نشان بدهد. این عناصر در پوسته متمرکز هستند و شاید غلظت آنها در ماگما، متاسوماتیسم گوشته‌ای را نشان بدهد که به‌دست سیال‌های برخاسته از پوسته فرورو رخ داده است (Rollinson, 1993). در نمونه‌های به‌نچار شده به ترکیب گوشته اولیه، غنی‌شدگی Ba می‌تواند نشان‌دهنده درگیری سنگ‌کره زیرقاره‌ای در خاستگاه ماگماهای سازنده یا آرایش هنگام بالآمدن از مجرای فورانی در پهنه پشت‌کمان باشد (Kamber, 2012).

غنی‌شدگی از LREE به‌همراه آنومالی منفی Nb، Zr و Ti در پی دو فرایند روی می‌دهند: (۱) آلودگی پوسته‌ای؛ (۲) ذوب‌بخشی گوشته غنی‌شده هنگام فرایند متاسوماتیسم به‌دست سیال یا مذاب برآمده از تخته فرورانده. عناصر نامتحرک Th، Zr، Hf، Nb و Ta در گوه‌گوشته‌ای نشان‌دهنده آرایش ماگمای اصلی با سیال‌ها و مذاب‌های برآمده از تخته فرورو هستند (Plank and Langmuir, 1998). از این‌رو، خاستگاه گوشته‌ای که دچار مذاب برآمده از تخته فرورو شده باشد دارای نسبت‌های کم Th/Zr، Rb/Y و Ba/Nb است (Hawkesworth *et al.*, 1997). در نمونه‌های گابرویی دگرمانکش اندازه کم نسبت‌های Th/Zr (۰/۰۴ تا ۰/۰۵)، Rb/Y (۳/۸ تا ۴/۳) و Ba/Nb (۲۸ تا ۳۵) می‌تواند نشان‌دهنده اثر سیال‌های برخاسته از تخته فرورونده بر روی ماگمای مادر سازنده این سنگ‌ها باشد. عناصر Th و Ta دو عنصر کلیدی برای شناسایی فرایندهایی هستند که بر گوشته اثر می‌گذارند. Th در پهنه‌های فرورانش متحرک‌تر است و در بخش گوه‌گوشته‌ای، در بالای پهنه فرورانشی، غنی‌شدگی دارد. از این‌رو، ماگمای برآمده از گوه‌گوشته‌ای از Th غنی و از Ta و Nb فقیر است (Xia *et al.*, 2008). در نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (شکل ۱۲)، سنگ‌های گابرویی

بر پایه نمودار شکل ۱۳- D، آشکار می‌شود که ماگمای سازنده نمونه‌های گابرویی دگرمانکش دچار سیال‌های برخاسته از تخته فرورونده شده‌اند.

بالا بودن میزان Ba/La و نیز Ba در سنگ‌های منطقه، در پی غنی‌شدگی با سیال‌های جدا شده از تخته فرورونده یا ماگما روی داده باشد (شکل ۱۳- C).



شکل ۱۳- جایگاه نمونه‌های گابرویی دگرمانکش (جنوب‌باختری آستارا) بر روی: (A) نمودار Nb/Zr در برابر Th/Zr (Zhao and Zhou, 2007) که چگونگی غنی‌شدگی با سیال آزاد شده از تخته فرورو را نشان می‌دهد (داده‌های سنگ‌های مافیک پشته اقیانوسی از Sun و McDonough (۱۹۸۹) و داده‌های سنگ‌های پوسته‌ای از Wedepohl (۱۹۹۵) هستند)؛ (B) نمودار Nb/Y برابر با Ba برای شناسایی چگونگی غنی‌شدگی سیال ماگمایی؛ (C) نمودارهای دوتایی  $P_2O_5/TiO_2$  در برابر Ba/La (Andersson *et al.*, 2006) که نشان‌دهنده تأثیر سیال‌های جدایشی از تخته فرورونده؛ (D) نمودار Cs/Rb در برابر Th/Yb (Andersson *et al.*, 2006) که نشان می‌دهد ماگما با سیال‌های جدایشی از تخته فرورونده آرایش یافته است

## بحث

جنوب دریای خزر» با سن کرتاسه بالایی گزارش شده است (Salavati, 2008). مجموعه توده‌های گابروهای آلکالن این منطقه که با سن پس از ائوسن در این مجموعه افیولیتی تزریق شده‌اند، به کشش‌های محلی در پی فعالیت پلوم و در بالای پهنه سوپراسابداکشن این مجموعه افیولیتی در ائوسن نسبت داده شده‌اند (Salavati *et al.*, 2012; Salavati, 2008; Salavati *et al.*, 2013). در جنوب استان گیلان و در شمال خاوری رودبار، توده‌های گابرویی با سرشت آلکالن در میان

رشته کوه البرز در شمال ایران منطقه‌ای با دگرشکلی فعال است که در پهنه دگرشکلی پدیدآمده از برخورد بلوک‌های اوراسیا و عربی جای دارد (Allen *et al.*, 2003; Zanchi *et al.*, 2006). منطقه دگرمانکش در جنوب آستارا نیز بخشی از رشته کوه البرز است. در البرز باختری تاکنون توده‌های نفوذی گوناگونی با سن‌های گوناگون گزارش شده‌اند. در خاور استان گیلان مجموعه افیولیتی نئوتیس با نام «مجموعه افیولیتی

یک مرحله کشتی در این زمان و در کل استان گیلان است که در بیشتر نقاط در بالای پهنه‌های سوپراسابداکشن محلی پدید آمده‌اند. از این‌رو، به‌نظر می‌رسد در فازهای پایانی فرورانش کرتاسه بالایی، در بخش‌های گوناگون گیلان، فازهای کشتی محلی در بالای پهنه سوپراسابداکشن فعالیت کرده، چنین توده‌هایی را در این مناطق پدید آورده‌اند.

با توجه به همانندی توده‌های منطقه دگرمانکش در باختر استان گیلان با توده‌های آلکان دیگر در استان، به‌نظر می‌رسد توده‌های دگرمانکش نیز در پی چنین فعالیت‌های کشتی در بالای یک پهنه سوپراسابداکشن و در باختر استان گیلان پدید آمده باشند. با توجه به جایگاه زمین‌ساختی این توده‌ها، همه داده‌های زمین‌شیمیایی و نیز روابط صحرایی نمونه‌ها، به‌نظر می‌رسد که این توده‌ها در پی فعالیت یک مرحله کشتی بالای یک پهنه فرورانش فعال در منطقه پدید آمده‌اند. از این‌رو، این سنگ‌ها بر روی نمودارهای زمین‌ساختی، ویژگی کافت‌های قاره‌ای را نشان می‌دهند که تا اندازه‌ای هم دچار سیالات فرورانشی و آلودگی‌های پوسته‌ای شده‌اند. از این‌رو، می‌توان این مجموعه گابروهای آلکان را نیز به سازوکار کشتی بالای پهنه فرورانش منطقه نسبت داد.

### نتیجه‌گیری

بر پایه همه داده‌های برآمده از این بررسی، شامل بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی توده گابرویی دگرمانکش درباره سرشت، خاستگاه و محیط پیدایش این توده، به یافته‌های زیر دست‌یافته شد:

با توجه به بررسی‌های صحرایی، این توده‌های نفوذی در میان سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن

سنگ‌های آتشفشانی ائوسن تزریق شده‌اند و در پهنه کافت قاره‌ای آلوده‌شده با سیال‌های فرورانشی پدید آمده‌اند (Rezaei, 2013). همچنین، در جنوب استان گیلان، سنگ‌های آتشفشانی شناخته شده‌اند که خاستگاه آنها گوشته مورب با رخساره اسپینل است. این سنگ‌ها در یک پهنه درون‌قاره‌ای پدید آمده، دچار درجات متفاوتی از آلیش با سنگ‌های پوسته قاره‌ای شده‌اند (Haghnazar and Shafeie, 2014). در جنوب‌باختری استان گیلان و در بلندی‌های نزدیک ماسوله، Kosari و Emami (۲۰۰۶) توده‌های مافیک و الترامافیک آلکانی با سن ائوسن را شناسایی کرده‌اند و پیدایش آنها را به فعالیت‌های ماگمایی کشتی در آغاز سنوزوئیک وابسته دانسته‌اند. همچنین، در جنوب این منطقه، در بلندی‌های نزدیک رضوانشهر، توده‌ها و دایک‌های میکروگابرویی در میان آهک‌های کرتاسه بالایی شناسایی شده‌اند. این سنگ‌ها دارای خاستگاه آستنسفری و درون‌صفحه‌ای با ماهیت آلکان هستند و در پی فاز کشتی کرتاسه بالایی-پالئوژن پدید آمده‌اند؛ هنگامی که به پوسته قاره‌ای بالایی رسیده‌اند، دچار آلودگی پوسته‌ای و سیال‌های فرورانش شده و تحول یافته‌اند. این توده‌ها و دایک‌ها در پی تزریق ماگما هنگام کشتی در پهنه پشت کمان و پس از رخداد فاز کوهزایی لارامید و فازهای آلپی-میانی-پایانی در منطقه پدید آمده‌اند (Keshavarz Hedaiati, 2013). در دامنه شمالی البرز مرکزی در جنوب کمر بند، توده‌های گابرویی آلکانی شناسایی شده‌اند که پیدایش آنها وابسته به فاز ماگمایی درون‌صفحه‌ای پایان تریاس در البرز مرکزی دانسته شده است (Dordoozi and Masoudi, 2013).

فعالیت‌های ماگمایی آلکان گسترده (و وجود توده‌های گابرویی آلکان) که در بخش‌های گوناگون استان گیلان دیده می‌شوند دارای خاستگاه آستنسفری و ویژگی‌های درون‌صفحه‌ای پس از ائوسن هستند. این ماگماتیسم نشان‌دهنده



بیشتر از مذاب برآمده از تخته فرورونده در متاسوماتیسم مذاب سازنده توده‌های گابرویی جنوب آستارا اهمیت دارند و پیامد آنها در این منطقه، ماگماتیسم درون‌صفحه‌ای در پهنه کششی پشت‌کمان بوده است. با توجه به ماگماتیسم کمابیش گسترده و وابسته به پهنه‌های کششی ائوسن در این منطقه، به‌نظر می‌رسد که این توده نیز هنگام مراحل آغازین همین ماگماتیسم روی داده است. به‌گونه‌ای که با ذوب‌بخشی گوشته آستونوسفری بالآمده زیر سنگ‌کره قاره‌ای و آرایش ماگمای جدایشی برآمده از آن با گدازه‌های پوسته‌ای یا سیال‌های فرورانشی برخاسته از پهنه فرورانش فعال منطقه در همین زمان، این توده‌ها پدید آمده‌اند. با توجه به همه یافته‌های این پژوهش به‌نظر می‌رسد که توده‌های گابرویی دگرمانکش در جنوب آستارا در پی فعالیت کششی در بالای پهنه سوپراسابداکشن منطقه پدید آمده باشند.

### سپاس‌گزاری

این پژوهش با پشتیبانی دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان به‌انجام رسیده است. بدین‌گونه از معاونت پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان سپاس‌گزاری می‌شود.

تزیق شده‌اند؛ از این رو، دارای سن پس از ائوسن هستند. بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری، کانی‌های اصلی این گابروها، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن با بافت اینترگرانولار هستند و گاه بافت غربالی در بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز سنگ دیده می‌شود. غنی‌شدگی بالای عناصر LILE (مانند K، Rb و Th) نسبت به ترکیب مورب و گوشته اولیه، نشان‌دهنده این است که خاستگاه ماگمای این سنگ‌ها، یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده در زیر سنگ‌کره قاره‌ای (گوشته متاسوماتیسم‌شده) است. آنومالی منفی Ta، Nb، Ti و نشان‌دهنده آرایش پوسته‌ای یا نقش سیال‌های فرورانش در ساخت ماگمای مادر نمونه‌هاست.

سنگ‌های منطقه دگرمانکش دارای سرشت آلکالن هستند و ویژگی سنگ‌های درون‌صفحه‌ای را نشان می‌دهند. نمودارهای زمین‌ساختی نشان‌دهنده پیدایش این سنگ‌ها در پهنه کشش‌های قاره‌ای آرایش یافته هستند. نسبت‌های کم  $Ba/Th$ ،  $Ba/Nb$ ،  $Rb/Y$ ،  $Th/Zr$  و فراوانی چشمگیر LILE در پی غنی‌شدگی، نشان‌دهنده نقش بالای سیال‌ها در متاسوماتیسم این ماگماست. تهی‌شدگی ملایم HFSE نیز نشان‌دهنده خروج کم مذاب از تخته فرورو است. از این‌رو، سیال‌های برخاسته از تخته فرورونده

### منابع

- Abdel-Fattah, M., Abdel-Rahman, A. M. and Nassar, P. E. (2004) Cenozoic Volcanism in the middle east: petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon. Geological magazine, Cambridge University press 141: 545-563.
- Alavi, M. (1996) Tectonostratigraphic synthesis and structural style of Alborz mountain system in northern Iran. Journal Geodynamic 21: 1-33 (in Persian).
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and 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.
- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi M. and Qorashi, M. (2003) Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, Northern Iran. Journal of Structural Geology 25: 659-672.

- Altherr, R., Henes-Klaiber, U., Hegner, E., Satir, M. and Langer, C. (1999) Plutonism in the Variscan odenwald (Germany): from subduction to collision. *International Journal of Earth Sciences* 88: 422-443.
- Andersson, U. B., Eklund, O., Frojdo, S. and Konopelko, D. (2006) 1.8 Ga magmatism in the Fennoscandian Shield; lateral variations in subcontinental mantle enrichment. *Lithos* 86: 110-136.
- Asiabanha, A. and Foden, J. (2012) Post- collisional transition from an extensional volcano–sedimentary basin to a continental are in the Alborz Ranges, N-Iran. *Lithos* 148:98-111.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 2(18): 210-265.
- Biermanns, L. (1996) Chemical classification of gabbroic-dioritic rocks, based on TiO<sub>2</sub>, SiO<sub>2</sub>, FeO<sub>total</sub>, MgO, K<sub>2</sub>O, Y and Zr. Symposium International sur la Geodynamique Andine 3. Saint-Malo, France.
- Castillo, P. R. (2006) An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin* 51: 257-268.
- Class, C., Miller, D., M., Goldstein, S. L. and Langmuir, C. H. (2000) Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanism, Aleutian Arc. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 2: 1-34.
- Çoban, H. (2007) Basalt magma genesis and fractionation in collision and extension related provinces: Acomparison between eastern, central and western Anatolia. *Earth Science Reviews* 80: 219-238.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurts, R. J. (1979) The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin, London.
- de la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses – its relationships with currentnomenclature. *Chemical Geology* 29: 183–210.
- Dordoozi, R. and Masoudi, F. (2013) Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of Kamarbon Theralitic, Teschenitic gabbroic intrusion (Central Alborz). *Petrology* 3(12): 89-102 (in Persian).
- Dupuis, C., He´bert, R., Dubois-Cote, V., Wang, C. S., Li, Y. L. and Li, Z. J. (2005) Petrology and geochemistry of mafic rocks from me´lange and flysch units adjacent to the Yarlung Zangbo Suture Zone, southern Tibet. *Chemical Geology* 214: 287– 308
- Eftekhari Nezhad, I. (1975) Briefhistoy and structural development of Azerbaijan. Geological Survey of Iran. International Report 8 (in Persian).
- Ellam, R. M. and Cox, K. G. (1991) An interpretation of Karoo picrate basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 105: 330-342.
- Emami, M. H. (1981) Geologie de la region de Qom – Aran (Iran); contribution a petude dynamique et geochimique du volcanisme tertiaire de Iran central. These d Etat. University of Grenoble, France.
- Emami, M. H. (2000) Magmatism in Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Esfanjani Sadri, S., Amel, N. and Mokhtari, A.A. (2015) Petrology and geochemistry of acidic volcanic rocks in the north of Soleiman Bolaghi (southwest Hashtjin, north of Zanjan) with considering perlitization. *Petrology* 6(21): 141-158 (in Persian).
- Frey, F. A., Garcian, M. O., Wise, W. S., Kennedy, A., Gurriet, P. A. and Albarede, F. (1991) The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: petrogenesis of theoleiitic and alkalic basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 106(2): 183-200.
- Haghnazar, S. and Shafeie, Z. (2014) The role of MORB-mantle source and continental crust in genesis of Tertiary volcanic rocks of Nash area in the east of Roudbar, North of Iran. *Petrology* 4(15): 39-54 (in Persian).

- Persian).
- Haghnazar, S., Ghotb Tahriri, F., Mehravi, R. and Farivar, S. (2014) Geochemistry and tectonic setting of volcanic rocks in the Tavshana mountains (South West Astara). *Geochemisrty* 3(2): 10-21, (in Persian).
- Hawkesworth, C. J., Turner, S. P., McDermott, F., Peate, D. W. and van Calsteren, P. (1997) U-Th isotopes in arc magmas: implication for element transfer from subducted crust. *Science Journal* 276: 551-555.
- Holm, P.E. (1982) Non- recognition of continental tholeiites using the Nb- Th- TiO<sub>2</sub> diagram. *Contribution to mineralogy and petrology* 79: 308-310.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences* 8(5): 523-548.
- Kalantari, K., Kananian, A., Asiabanha, A. and Eliassi, M. (2008) Source and tectonic setting of zarjebostan (NE OF Qazvin) paleogene volcanic rocks using REE and HFSE elements. *Geosciences Scientific Quarterly Journal* 17(68): 140-149 (in Persian).
- Kamber, E. (2012) Back arc basing in the coatmalia zone in Africa. *Journal of Geophysical* 92: 34-62.
- Kampunzu, A. B. and Mohr, P. (1991) Magmatic evolution and petrogenesis in the east African rift system. In: Kampunzu, A. B. and Lubala, R. T. (Eds.): *Magmatism in extensional structural settings: the phanerozoic African plate*. Springer, Heidelberg.
- Keshavarz Hedaiati, M. (2013) Geology and petrology Late Cretaceous - Paleocene rocks of Shafaroud West region with a view to Petrogenesis of after the Permian dolerite - gabbroic rocks. M.Sc thesis, Institute of Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Iran (in Persian).
- Khodabandeh, A. A. and Babakhani, A. R. (1990) Geological map of Astara 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Kosari, A. and Emami, M. H. (2006) Petrology and geochemistry of Masuleh mafic and ultramafic bodies. 24<sup>th</sup> Geoscience meeting, Iran (in Persian).
- Kuepouo, G., Tchouankoue, J. P., Nagao and T, Sato, H. (2006) Transitional tholeiitic basalts in the Tertiary Bana volcano-plutonic complex Cameroon Line. *Journal of African Earth Sciences* 45: 318–332.
- McKenzie, D. and O’Nions, R. K. (1991) Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology* 32: 1021-1091.
- Melzer, S. and Wunder, B. (2000) Island-arc basalt alkali ratios: constraints from phengite-fluid partitioning experiments. *Geology* 28: 583– 586.
- Moinvaziri, H. (1985) *Volcanisme tertiaire et quaternaire en Iran*. These d Etat, University of Paris, France.
- Mojarrad, M., (2015) Geochemistry of Bezow-Daghi volcanic rocks, Urmia; adakitic magmatism in the Uromieh-Dokhtar magmatic belt. *Petrology* 6(21): 123-140 (in Persian).
- 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.
- Nabavi, M. H. (1976) *Introduction to geology of Iran*. Geological survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Nazari Nia, A., Rashidnejad Omran, N., Aghazadeh, M. and Arvin, M., (2013) Petrology and geochemistry of quartz-monzonite body in the Tarom Subzone North-East of Zanjan. *Petrology* 5(20): 91-106 (in Persian).

- Ntaflos, T., Bjerg, E. A., Labudia, C. H. and Kurat, G. (2007) Depleted lithosphere from the mantle wedge beneath Tres Lagos, southern Patagonia, Argentina. *Lithos* 94: 46-65.
- Pearce, J. W. and 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. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 33-47.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230-249. Shiva, Nantwich.
- Pinto-Linares, P. J., Levresse, G., Tritlla, J., Valencia, V. A., Torres-Aguilera, J. M., Gonzalez, M. and Estrada, D. (2008) Transitional adakite-like to calc-alkaline magmas in a continental extensional setting at La Paz Au-Cu skarn deposits, Mesa Central, Mexico: metallogenic implications. *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas* 25: 39-58.
- Plank, T. and Langmuir, C. H. (1998) The chemical composition of sub ducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology* 145: 325-394.
- Prytulak, J. and Elliott, T. (2007) TiO<sub>2</sub> enrichment in ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 263: 388-403.
- Rahimi, G., Kananian, A. and Asiabanha, A. (2010) Tectonic setting and petrogenesis of post-Eocene volcanic rocks of Abazar district (NE of Qazvin). *Journal of Crystallography and Mineralogy* 18(2): 167-180 (in Persian).
- Rezaei, N. (2013) Petrology and geochemistry of Nodeh plutonic igneous masses, south of Gilan. M.Sc. thesis, Faculty of sciences, Islamic Azad University, Iran (in Persian).
- Rollinson, H. R. (1993) *Using geochemical data: evaluation, interpretation, presentation*. Publishing House, Longman Group, United Kingdom.
- Sabzehei, M. (1974) *Les melanges ophiolitiques de la region d Esfandagheh (Iran meridional). Etude petrographique et structurale*. PhD thesis, University of Grenoble, France.
- Salavati, M. (2008) Petrology, geochemistry and mineral chemistry of extrusive alkali rocks of the Southern Caspian Sea ophiolite, Northern Alborz, Iran: Evidence of alkaline magmatism in Southern Eurasia. *Journal of applied sciences* 8(12): 2202 - 2216.
- Salavati, M., Kananian, A. and Noghreian, M. (2012) Geochemical characteristics of volcanic suite from the eastern Guilan province Ophiolite complex in North of Iran. *Journal of applied sciences* 12(1):1-11.
- Salavati, M., Kananian, A. and Noghreian, M. (2013) Geochemical characteristics of mafic and ultramafic plutonic rocks in southern Caspian Sea Ophiolite (Eastern Guilan). *Arabian Journal of Geosciences* 6(12): 4851-4858.
- Shafaii Moghadam M. H. and Shahbazi Shiran S. H. (2010) Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the northern part of the Lahrud region (Ardabil): An example of shoshonitic occurrence in northwestern Iran. *Journal of Petrology* 1(4): 16-31 (in Persian).
- Shuqing, S., Yunliang, W. and Chengjiang, Z. (2003) Discrimination of the tectonic setting of basalts by Th, Nb and Zr. *Journal of Geology Research* 49: 40-47.
- Stern, C. R. and 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.



- Stocklin, J. (1997) Structural Correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia, *Société géologique de France. Paris* 1(8): 333-353.
- Sun, C. H. and Stern, R. (2001) Genesis of Mariana shoshonites: contribution of the subduction component. *Journal of Geophysical Research* 106: 589– 608.
- Sun, S.-S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in Ocean Basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publications 42(1): 313–345. Geological Society, London.
- Turner, S., Hawkesworth, C., Rogers, N., Bartlett, J., Worthington, T., Hergt, J., Pearce, J. and 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.
- Valizadeh, M. V., Abdollahi, H. R. and Sadeghian, M. (2008) Geological investigations of main intrusions of the Central Iran. *Geosciences Scientific Quarterly Journal* 17(67): 182-197 (in Persian).
- Verdle, C. (2009) Cenozoic geology of Iran: An integrated study of extensional tectonics and related volcanism, Ph.D. Thesis, California Institute of Technology, Pasadena, California
- Wang, Y., Fan, W. and Guo, F. (2003) Geochemistry of early Mesozoic potassium-rich diorites/granodiorites in southeastern Hunan Province, South China” Petrogenesis and tectonic implications. *Geochemical Journal* 37: 427-448.
- Weyer, S., Munker, C. and Mezger, K. (2003) Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust-mantle system. *Earth and Planetary Science Letters* 205: 309-324.
- Wedepohl, K. H. (1995) The composition of the continental crust. *Geochemistry Cosmochemistry Acta* 59: 1217-1232.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Xia, B., Chen, G., Wang, R. and Wang, Q. (2008) Seamount volcanism associated with the Xigaze ophiolite, southern Tibet. *Journal of Asian Earth Sciences* 32(5): 396-405.
- Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghassemi, M. R. and Sabouri, J. (2006) Inversion tectonics in central Alborz, Iran. *Journal of Structural Geology* 28: 2023-2037.
- 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.
- Zhu, L., Zhang, G., Guo, B., Lee, B. and Wang, F. (2010) Geochemistry of the Jinduicheng Mo-bearing porphyry and deposit, and its implications for the geodynamic setting in East Qinling, P. R. China. *Chemie der Erde Geochemistry* 70: 159-174.

## Geochemistry and Petrogenesis of the Degamankesh Gabbroic Bodies (SW of Astara city)

Mojgan Salavati \* and Aghil Ashori

Department of Geology, Faculty of Sciences, Islamic Azad University, Lahijan Branch, Lahijan, Iran

### Abstract

In the northern ranges of Guilan in Degarmankesh, alkali gabbroic bodies have been outcropped. Based on petrographic studies, the essential minerals are plagioclase, pyroxene and± Olivine. Chlorite, termolite-actinolite, serpentine, sosorite are secondary and opaque is accessory mineral of the rocks studied. Based on geochemistry data, the rocks studied are plotted on gabbro domain. Normalized trace element patterns relative to MORB and primitive mantle show LREE enriched and HREE depleted. K, Th, Rb positive anomaly as well as negative anomaly of Ta, Nb and Ti point to continental crust contaminated by the rocks under discussion. In terms of tectonic setting, the studied rocks lie in continental intraplate and continental arc environment. The parent magma generated by 5% to 14% partial melting of garnet lehrzolute mantle source possibly at the depth of approximately 80 km. The overall petrographic and geochemical criteria indicate that the studied gabros originated from magmatism related to Paleogene pull apart basin, in the course of partial melting of asthenosphere arisen under continental lithosphere and contaminated with derived subducted fluids in supraduction zone.

**Key words:** Gabbro, Alkaline series, Astara city, Talesh zone

\* salavati@liau.ac.ir