

## زمین‌شیمی و خاستگاه زمین‌ساختی توده نفوذی مافیک حلب غرب زنجان

مژگان صلواتی\* و رضا رضاپور

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

### چکیده

در غرب زنجان در ارتفاعات شرقی حلب، توده‌های مافیکی از جنس گابرو با ماهیت توله‌ایتی در بین سنگ‌های ائوسن رخنمون دارد. بررسی‌های پتروگرافی توده‌های نفوذی مافیک این منطقه نشان می‌دهد که از نظر کانی‌شناسی، کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این مجموعه پلاژیوکلاز، پیروکسن و  $\pm$  الیوپین است. اپیدوت، کلریت، ترمولیت-اکتینولیت کانی‌های ثانویه و کانی‌های کدر، کانی‌های فرعی این مجموعه است. بر مبنای ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های بررسی شده با  $\text{SiO}_2$  از ۴۵/۱ تا ۴۷ درصد وزنی، در محدوده گابرو قرار می‌گیرد. نمودارهای عنکبوتی غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی نسبی از HREE را نشان می‌دهد. بی‌هنجاری‌های مثبت K، Rb و Th و بی‌هنجاری‌های منفی در عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند: Nb، Ti و Zr نشانه آرایش این گابروها با پوسته قاره‌ای است. در نمودارهای تشخیص جایگاه‌های تکتونیکی، سنگ‌های بررسی شده در محیط‌های درون صفحه قاره‌ای قرار می‌گیرد. بر اساس کلیه داده‌های زمین‌شیمیایی و صحرایی به نظر می‌رسد که سنگ‌های گابرویی بررسی شده در مراحل آغازین ماگماتیسمی در ارتباط با حوضه‌های کششی ائوسن منطقه، در اثر ذوب بخشی گوشته آستنسفری بالا آمده در زیر لیتوسفر قاره‌ای و آرایش ماگمای جدایشی حاصل از آن با سیالات فرورانشی در پهنه سوپراسابداکشن منطقه در همین زمان تشکیل شده باشد.

واژه‌های کلیدی: گابرو، سوپراسابداکشن، آرایش ماگمایی، کافت درون قاره‌ای، حلب، زنجان

### مقدمه

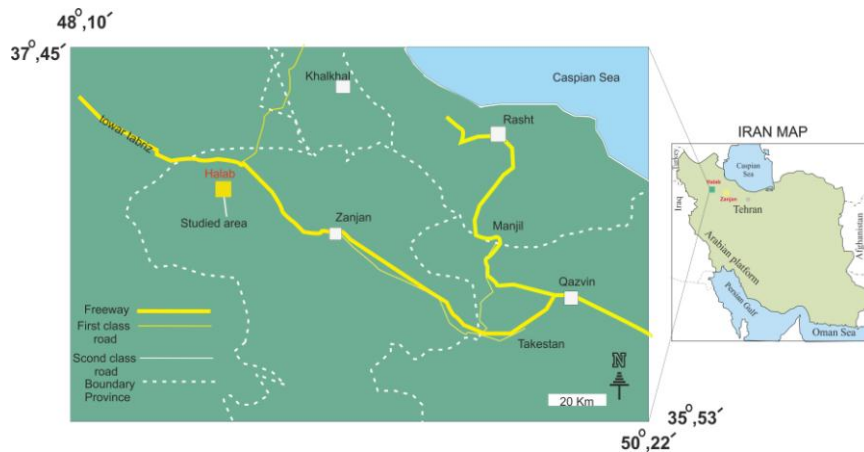
"۴۸° ۱۶' ۵۶" طول شرقی و "۳۶° ۱۶' ۰۸" تا "۳۶° ۱۸' ۲۰" عرض شمالی یکی از این توده‌ها، با ترکیب گابرویی در بین سنگ‌های ائوسن رخنمون دارد (شکل ۱). در پژوهش حاضر، تلاش شده است تا موقعیت تکتونیکی توده نفوذی یاد شده با استفاده از شواهد زمین‌شیمیایی بررسی شود.

در استان زنجان سنگ‌های آذرین متعددی با سن‌ها و ترکیبات مختلف رخنمون دارد. بر اساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ حلب، در ۷۰ کیلومتری غرب شهرستان زنجان در ارتفاعات شرقی شهرستان حلب در منطقه‌ای با مختصات جغرافیایی "۴۸° ۱۱' ۰۶" تا

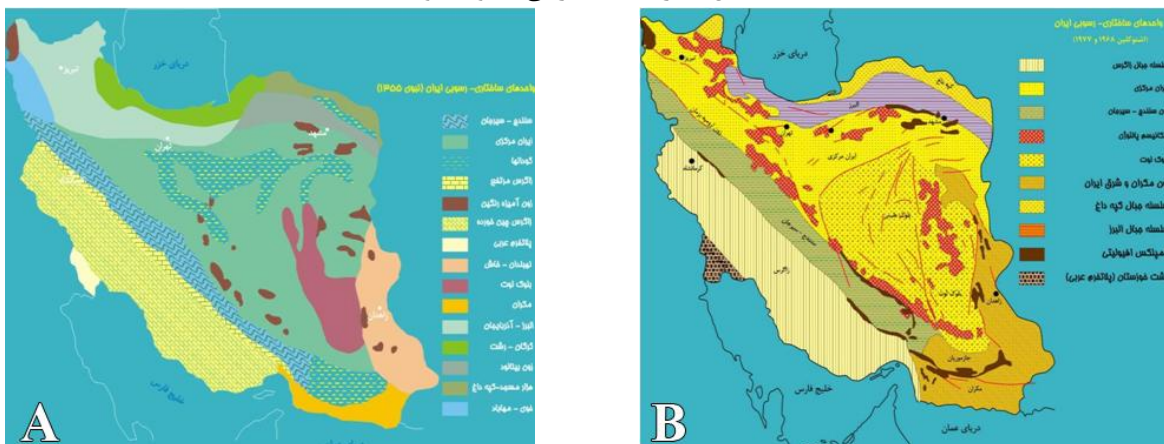
**زمین‌شناسی منطقه**

توده نفوذی مافیک حلب در حد فاصل پهنه‌های ساختاری البرز باختری-آذربایجان (Nabavi, 1976)، ایران مرکزی (Stocklin, 1972) قرار دارد (شکل ۲). به طوری که در قسمت‌های شمال شرقی، بخشی از کوه‌های سلطانیه را شامل می‌شود و سازندهای پالئوزوئیک و مزوزوئیک البرز در آن رخنمون دارد.

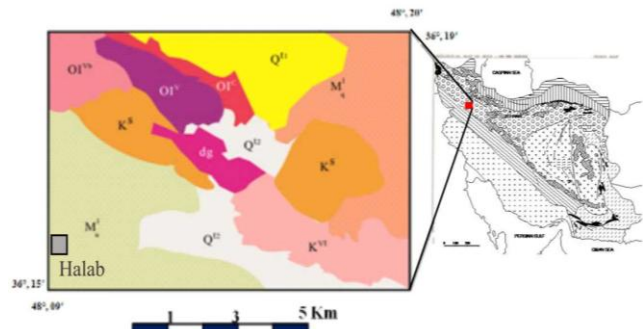
قدیمی‌ترین واحد رسوبی منطقه غرب زنجان را آهک‌ها و شیل‌های کرتاسه تشکیل می‌دهد. پس از آن واحدهای سنگی الیگوسن شامل: سازند قرمز زیرین، سازند قم و سازند قرمز بالایی مشاهده می‌شود و در انتها توف‌های ائوسن در منطقه رخنمون دارد. توده نفوذی بررسی شده در بین سنگ‌های ائوسن تزریق شده است (شکل ۳).



شکل ۱- راه‌های دسترسی به توده نفوذی حلب



شکل ۲- موقعیت منطقه حلب بر روی پهنه‌های ساختاری-رسوبی ایران. (A) (Nabavi, 1976) و (B) (Stocklin, 1972)



شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی منطقه حلب (با اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ حلب؛ Baharfiroozi و Shahidi, ۲۰۰۱)

## روش کار

برای بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ حلب، ۱:۲۵۰۰۰۰ زنجان و عکس‌های ماهواره‌ای استفاده گردید. نمونه‌برداری از چند مقطع جداگانه از بخش‌های مختلف توده انجام و حدود ۵۰ نمونه دستی از بخش‌های مختلف توده برداشت شد. سپس، به منظور بررسی‌های میکروسکوپی و سنگ‌نگاری از تمامی نمونه‌ها مقطع نازک تهیه و پس از انجام بررسی‌های سنگ‌شناختی، تعداد ۱۰ نمونه پودر سنگ با روش ICP-MS و ICP-AES در موسسه SGS تورنتو کانادا مورد تجزیه شیمی قرار گرفت. در ادامه با نرم‌افزارهای IGPET و GCDKIT نمودارهای مورد نیاز ترسیم و به تفسیر و تحلیل داده‌ها پرداخته شد.

## سنگ‌نگاری

بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌های بررسی شده بر اساس وجود یا عدم وجود الیوین، به الیوین‌گابروها و گابروها تقسیم می‌شود. پلاژیوکلاز و پیروکسن ( $\pm$ الیوین) با بافت افیتیک و ساب‌افیتیک کانی‌های اصلی سنگ را تشکیل می‌دهد.

پیروکسن‌ها با ترکیب اوژیت تا اوژیت دیوپسیدی از کانی‌های اصلی سنگ است. تجزیه به کلریت و آمفیبول در بیشتر بلورهای پیروکسن از حاشیه یا در امتداد رخ‌ها، مشاهده می‌شود.

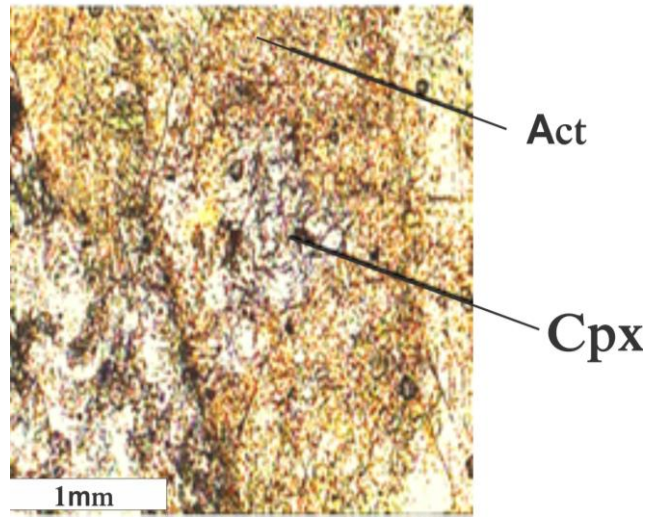
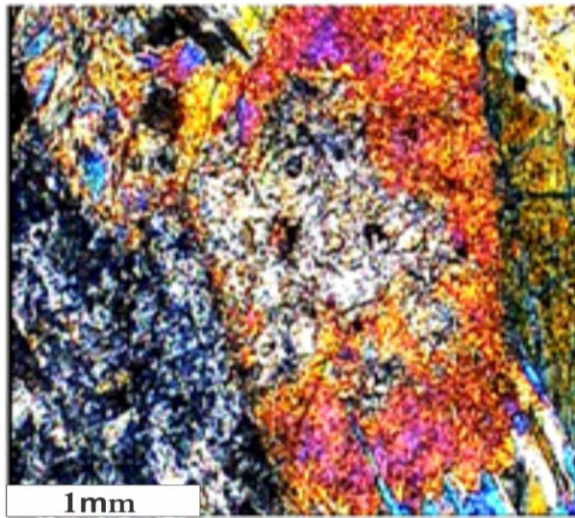
اورالیتیزاسیون و یا تبدیل پیروکسن به آمفیبول نوع ترمولیت-اکتینولیت در بعضی از نمونه‌ها بسیار پیشرفته بوده است و گاهی تنها بقایایی از بلورهای پیروکسن به جا مانده است (شکل ۴).

پلاژیوکلاز با فراوانی ۵۰ تا ۷۵ درصد از حجم سنگ، عمده‌ترین کانی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد و بر اساس ماکل‌های موجود در این کانی و بر اساس ویژگی‌های نوری، ترکیبی در حدود آنورتیت تا لابرادوریت دارد. گاهی دارای منطقه‌بندی‌اند. وجود منطقه‌بندی مبین عدم یکنواختی ترکیب پلاژیوکلازها در حین تبلور است. پهنه‌بندی، نشانگر آهسته‌تر بودن سرعت ایجاد تعادل نسبت به سرعت تبلور است (Shelly, 1993).

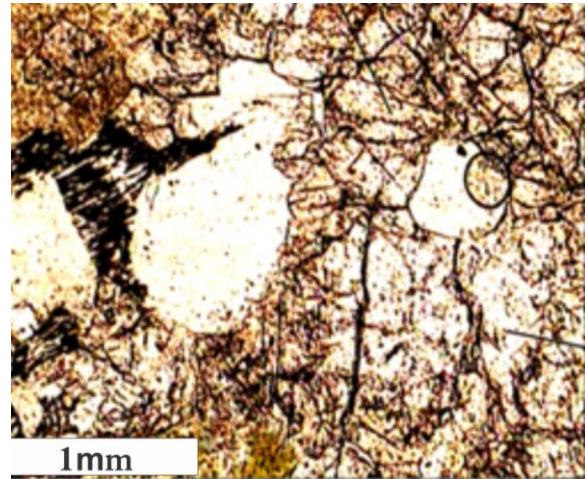
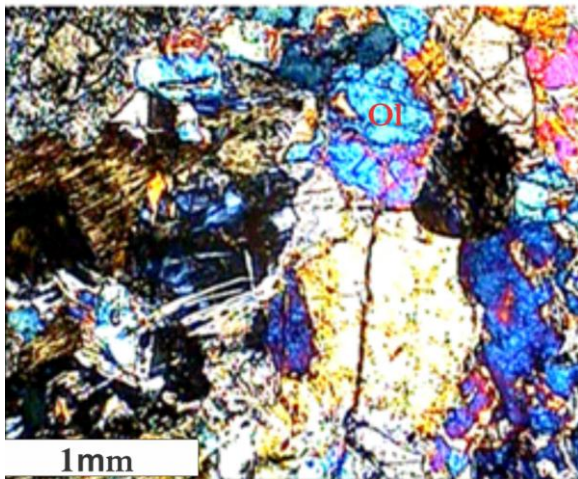
در نمونه‌های مختلف درجات متفاوتی از دگرسانی در این بلورها دیده می‌شود. سوسوریتی شدن معمولی‌ترین دگرسانی پلاژیوکلازهاست که در نتیجه آن مجموعه‌ای از کلسیت، اپیدوت و کلریت تشکیل شده است.

الیوین در بعضی از نمونه‌های گابرویی منطقه، به عنوان یکی از کانی‌های اصلی تشکیل شده است که بر همین اساس، این گروه از سنگ‌ها الیوین‌گابرو نام نهاده شده‌اند. در نمونه‌های الیوین‌دار، بلورهای الیوین به صورت بی‌شکل با شکستگی‌های زیاد و فاقد هر نوع دگرسانی همراه با بلورهای کلینوپیروکسن دیده می‌شود (شکل ۵). به نظر می‌رسد پس از طی مراحل تفریق و افزایش مقدار  $K_2O$  در بعضی از نمونه‌های سنگی، مقدار جزئی کانی بیوتیت متبلور شده است. این بلورها تحت تأثیر سیالات، دگرسان شده و در بعضی موارد به کلریت تجزیه شده‌اند.

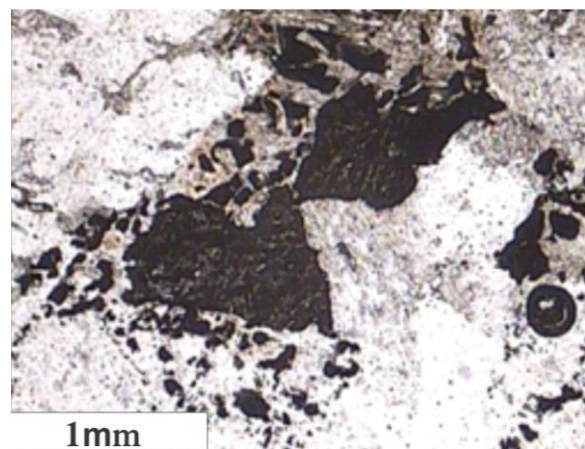
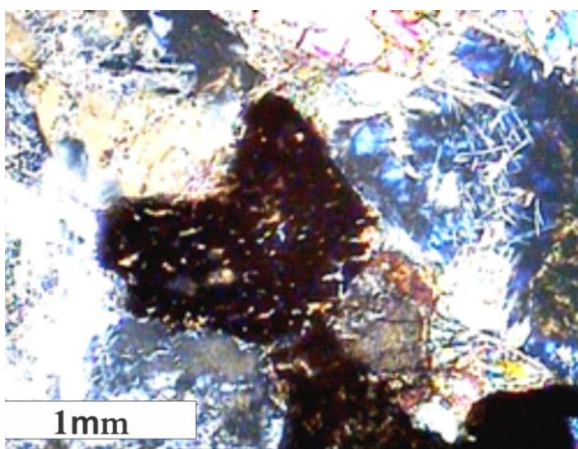
گاهی همراه با این مجموعه کانی لوکوکسن (حاصل از تجزیه اسفن) هم مشاهده می‌شود (شکل ۶). مجموعه کانی‌شناسی سنگ‌ها به ویژه در نمونه‌های به شدت دگرسان شده مبین حضور دگرسانی پیشرفته پروپیلیتیک در منطقه است.



شکل ۴- تبدیل بلورهای پیروکسن به اکتینولیت در گابروها



شکل ۵- بلورهای بی شکل الیون در الیون گابروها



شکل ۶- توده‌های لوکوکسن در گابروهای بررسی شده

## زمین‌شیمی

نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی نمونه‌های بررسی شده با روش ICP در جدول ۱ ارائه شده است. سنگ‌های بررسی شده تا حدودی دارای تغییرات ترکیبی است. به طوری که میزان  $\text{SiO}_2$  از ۴۵/۱ تا ۴۷ درصد وزنی،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  از ۱۹/۲ تا ۲۱/۱،  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*$  از ۶/۰ تا ۶/۴۷،  $\text{MgO}$  از ۵/۲۱ تا ۶/۳۴،  $\text{CaO}$  از ۱۲/۳ تا ۱۴/۷،  $\text{Na}_2\text{O}$  از ۱/۶ تا ۲/۲ و میزان عدد منیزیمی از ۴۵/۲ - ۵۰/۵ تغییر می‌کند. بالا بودن میزان  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در نمونه‌های بررسی شده با بالا بودن مقدار پلاژیوکلاز هماهنگی دارد. تغییرات عناصر نادر خاکی نیز در این نمونه‌ها عبارتند از:  $\text{Ba}=۹۰-۲۴۰$ ،  $\text{Rb}=۵/۵-$ ،  $\text{Sr}=۴۱۰-۵۵۰$  (مقدار تقریباً بالای استرانسیم نشانگر تجمع پلاژیوکلاز در سنگ است)،  $\text{Nb}=۶-۹$ ،  $\text{Ni}=۴۲-۶۲$ ،  $\text{Zr}=۴۱-۵۶/۴$  و  $\text{Y}=۸/۲-۱۰/۴$ . نمونه‌های بررسی شده در نمودارهای طبقه‌بندی مجموع آلکالی‌ها در برابر سیلیس (Middlemost, Cox et al., 1979؛ 1985) به ترتیب در محدوده گابروهای ساب‌آلکالن قرار می‌گیرد (شکل ۷- A و B).

بر روی نمودارهای تعیین ماهیت ماگما، نمونه‌های بررسی شده دارای ماهیت توله‌ایتی است و با توجه به نسبت  $\text{Nb/Y}$  در مقابل  $\text{Ti/Y}$  (Pearce, 1982)، نیز سنگ‌های بررسی شده در گروه انتقالی بین توله‌ایتی و آلکالن متمایل به توله‌ایتی (غیر آلکالن) قرار می‌گیرد (شکل ۸- A، B و C).

در روی نمودارهای عنکبوتی نرمالایز شده نسبت به کندریت و مورب عادی (Sun and McDonough, 1989) (شکل ۹) نمونه‌های بررسی شده غنی‌شدگی مشخصی از کلیه عناصر نادر خاکی بین ۵ تا ۵۰ برابر کندریت دارد و در عین حال غنی‌شدگی اندک

LREE را نسبت به HREE (میزان  $\text{CeN/YbN}$  از ۴/۵۴ تا ۵/۵۱) نشان می‌دهد که مشابه مورب‌های غنی‌شده E-MORB است (Schoonmaker and Kidd, 2006) و بیانگر ذوب بخشی پایین و یا حضور احتمالی گارنت در منشأ آنهاست (Choe et al., 2007). تهی‌شدگی از عناصر Nb و Ti در نمودارهای عنکبوتی نرمالایز شده به کندریت و مورب عادی از دیگر ویژگی ژئوشیمیایی این سنگ‌هاست که از ویژگی‌های ماگماهای قوس است. برای بررسی روند تغییرات عناصر ناسازگار، از نمودارهای عنکبوتی که به گوشته اولیه به هنجار شده‌اند (Wood et al., 1980؛ Sun and McDonough, 1989) استفاده شد (شکل ۹). الگوی تغییرات عناصر ناسازگار در گابروهای بررسی شده که نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها آنومالی مثبت Ba، Cs، K، Nd، Sr، U و Ti و آنومالی منفی Nb، Th و Zr را نشان می‌دهد. تهی‌شدگی عناصر کمیاب نسبت به عناصر مجاور خود با آنومالی منفی بهنجار شده نسبت به مرجع گوشته‌ای یا کندریتی، حاصل حفظ آن عناصر در فازهای باقی‌مانده در محل منشأ و غنی‌شدگی و آنومالی‌های مثبت، نتیجه ذوب بخشی و رها شدن از فازهای گوشته‌ای با محتوای بالای این عناصر و رفتار ناسازگار آنها تفسیر می‌شود. این موضوع به ضریب توزیع عناصر نسبت به فازهای گوشته‌ای بستگی دارد. بنابراین، آرایش با مواد پوسته‌ای و پدیده هضم نیز می‌تواند آنومالی‌های مثبت و منفی نسبت به مراجع هنجار شده ایجاد نماید (Willson, 1989). آنومالی مثبت نسبی Ti بر روی نمودار بهنجار شده نسبت به مورب غنی‌شده، آشکارا با فراوانی اسفن (که عموماً به لوکوکسن تبدیل شده‌اند) در ارتباط است (شکل ۹). در نمونه‌های بررسی شده عنصر Nd آنومالی مثبت نشان می‌دهد که می‌تواند با حضور

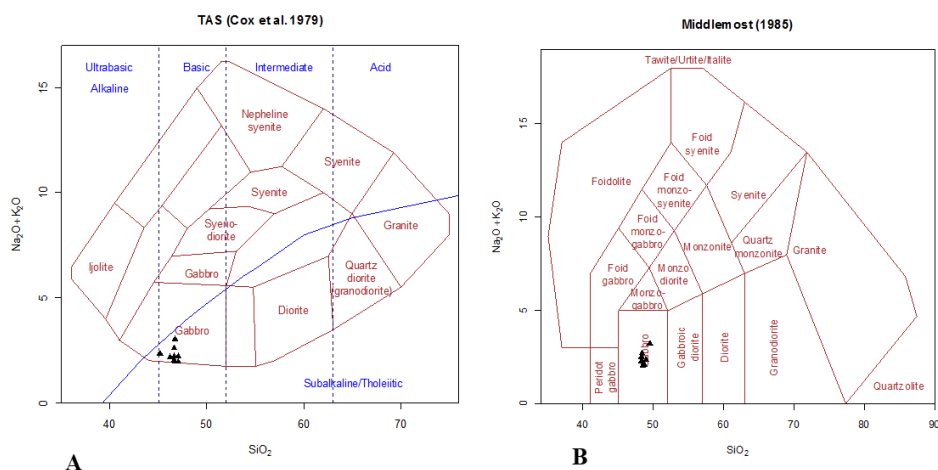
می‌دهد. این تهی‌شدگی و غنی‌شدگی‌ها مشابه با روندهای مشاهده شده در مورد پوسته قاره‌ای است (Rudnick and Gao, 2003). از طرف دیگر، غنی‌شدگی عنصر ناسازگار K و تا حدی Rb و بی‌هنجاری منفی Nb در این سنگ‌ها بیشتر با ماگماهای حاصل از پوسته زیرین سازگار است (Chappell and White, 1991). آنومالی منفی Nb شاخص سنگ‌های قاره‌ای و بیانگر مشارکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی است (Saunders *et al.*, 1992؛ Nagudi *et al.*, 2003). به اعتقاد Gill (1981) و Wilson (1989) آنومالی‌های منفی Nb و Zr همچنین، می‌تواند از ویژگی‌های سنگ‌های ماگماهای قوس مناطق فرورانش باشد.

کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها توجیه شود. غنی‌شدگی از K، Rb و Th و نیز تهی‌شدگی از Nb و P از ویژگی‌های ماگماهای پوسته‌ای است (Harris *et al.*, 1986؛ Chappell and White, 1991). می‌تواند نشان‌دهنده آغشتگی با پوسته بالایی طی تحولات ماگمایی باشد. آنومالی مثبت Sr و Eu با فراوانی مدال کانی پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها رابطه مستقیم دارد. غنی‌شدگی Ba در نمونه‌های بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه مبین نقش لیتوسفر قاره‌ای در خاستگاه ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها است (Borisova *et al.*, 2001). همه نمونه‌ها به طور مشخصی غنی‌شدگی از LILE (مثلاً Ba و U) و تهی‌شدگی از HFSE (مثلاً Nb) را نشان

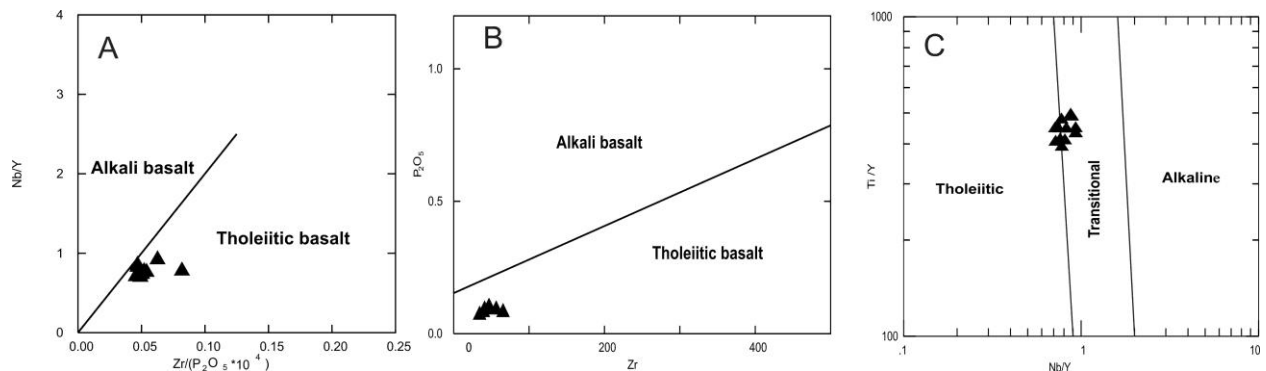
جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی سنگ‌های بررسی شده با روش ICP، مقادیر عناصر اصلی بر حسب درصد و عناصر کمیاب و نادر خاکی بر حسب ppm است.

Sample No.	RG101	RG102	RG103	RG104	RG106	RG108	RG111	RG112	RG115	RG117
Wt (%)										
SiO <sub>2</sub>	46.2	47	46.6	47	46.7	46.6	46.6	45.2	46.7	45.1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.1	21.1	20.5	20.9	19.2	20.8	20	20.4	21	19.2
CaO	13.6	14.7	13.6	14.2	12.3	13.5	13.4	13.2	14.3	13.3
TiO <sub>2</sub>	0.7	0.57	0.71	0.77	0.69	0.71	0.71	0.71	0.62	0.64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	6.63	6.02	6.5	6.47	6.08	6.36	6.45	6.37	6	6.27
K <sub>2</sub> O	0.47	0.27	0.42	0.51	0.84	0.5	0.64	0.62	0.37	0.42
Na <sub>2</sub> O	1.7	1.7	1.6	1.7	2.2	2.1	1.6	1.7	1.6	1.9
MnO	0.14	0.11	0.14	0.13	0.1	0.12	0.14	0.11	0.11	0.11
MgO	5.87	5.34	5.6	5.58	6.21	5.59	5.66	5.27	5.57	6.23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.1	0.09	0.09	0.1	0.09	0.09	0.08	0.09	0.07	0.08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
L.O.I.	2.67	2.26	2.1	2.39	3.74	3.7	2.63	3.29	2.84	3.66
Sum	98.19	99.17	97.87	99.76	98.17	100.08	97.92	96.97	99.2	96.93
Ba	180	90	140	160	240	120	190	170	120	100
Sr	430	500	430	450	550	480	460	410	480	420
Zn	104	28	70	94	26	45	65	29	38	63
Ce	16.5	16.1	17.2	15.7	19.4	15.5	18.1	15.8	14.2	14.5
Cs	0.6	0.3	0.4	0.5	5.8	1.3	0.8	0.9	1.5	0.6
Cu	32	27	52	55	17	38	31	35	73	26
Dy	1.71	1.53	1.72	1.78	1.85	1.69	1.88	1.59	1.54	1.6
Er	1.01	0.83	1.03	0.98	1.13	1.01	1.1	1	0.93	0.88
Eu	0.71	0.65	0.68	0.72	0.66	0.65	0.68	0.7	0.61	0.64
Ga	15	16	15	16	15	17	16	16	16	15
Gd	2.06	1.76	2.04	2.01	2.28	1.95	2.09	1.92	1.73	1.83
Hf	1	<1	1	1	1	1	2	1	<1	1
Ho	0.36	0.31	0.38	0.33	0.39	0.35	0.4	0.34	0.3	0.32
La	7.9	8.7	8.8	7.7	9.8	7.8	9.1	8.2	7.4	7.3
Lu	0.13	0.11	0.15	0.13	0.14	0.13	0.14	0.13	0.11	0.12

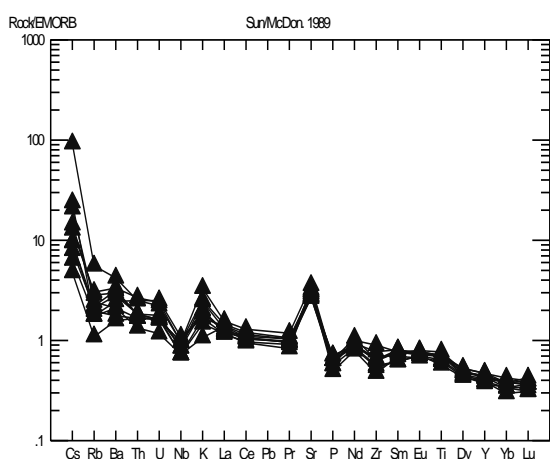
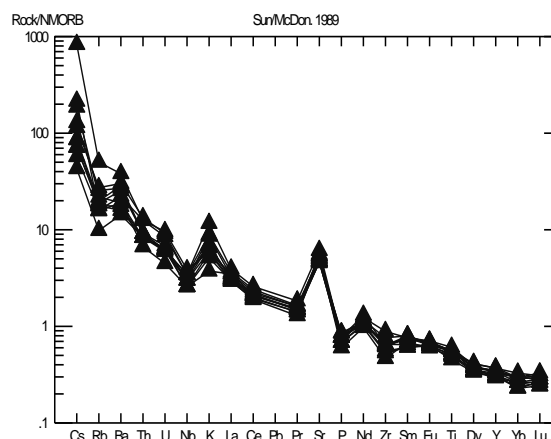
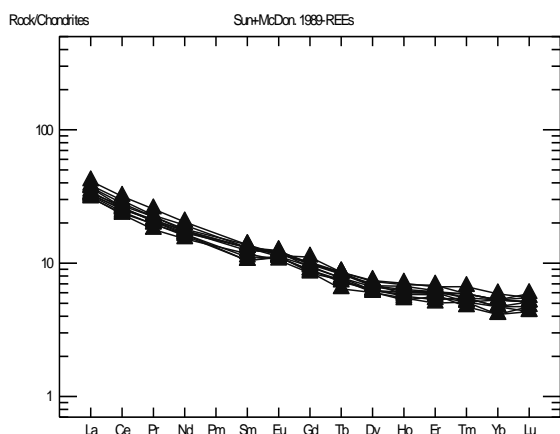
Sample No.	RG101	RG102	RG103	RG104	RG106	RG108	RG111	RG112	RG115	RG117
										ادامه جدول ۱- ...
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Nb	8	6	9	8	8	7	8	7	6	6
Nd	8.2	7.7	8.4	7.9	9.5	8.2	9	8.1	7.1	7.5
Ni	52	49	51	52	57	44	49	52	42	62
Pr	2.12	1.95	2.12	1.97	2.42	2	2.17	2.01	1.7	1.87
Rb	11.1	5.5	8.9	10.6	28	12.2	15.3	14.3	8.8	9.9
Sm	2	1.6	2.1	2	2.1	2	2	1.9	1.8	1.6
Sn	1	<1	<1	<1	1	<1	1	<1	<1	<1
Ta	0.6	<0.5	0.6	0.6	0.5	<0.5	0.6	0.5	<0.5	<0.5
Tb	0.31	0.24	0.32	0.31	0.32	0.29	0.32	0.29	0.28	0.27
Th	1.1	1	1.5	1.1	1.5	1	1.6	1.1	0.8	1
Tl	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tm	0.15	0.13	0.14	0.15	0.15	0.14	0.17	0.13	0.13	0.14
U	0.29	0.3	0.45	0.29	0.4	0.3	0.43	0.32	0.21	0.29
V	147	148	171	174	165	181	176	163	159	165
W	<1	<1	<1	1	<1	<1	2	<1	<1	<1
Y	9.7	8.5	9.8	9.4	10.4	9.5	10.3	9.2	8.2	8.6
Yb	0.9	0.7	0.9	0.9	0.9	0.8	1	0.9	0.8	0.8
Zr	46.8	41	56.4	46.9	46.9	45.5	65.5	48.6	34.4	39.4



شکل ۷- رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های بررسی شده با نمودار تغییرات  $SiO_2$  در برابر مجموع آلکالی‌ها (A) (Cox et al., 1979) و (B) (Middlemost, 1985).



شکل ۸- تعیین ماهیت نمونه‌های بررسی شده بر روی نمودارهای (A) (Floyd and Winchester, 1978) و (B) (Winchester and Floyd, 1976) و (C) (Pearce, 1982).



شکل ۹- نمودارهای عنکبوتی نرمالایز شده نسبت به کندریت، مورب عادی و مورب غنی شده (Sun and McDonough, 1989)

### محیط تکتونیکی

نمونه‌های بررسی شده بر روی نمودار تغییرات Nb/Th در مقابل Y (Jenner *et al.*, 1991) در بخش سنگ‌های قوس قرار می‌گیرد (شکل ۱۱). به منظور تعیین نوع قوس، کلیه نمونه‌ها بر روی نمودار دوتایی Zr/Y در مقابل Zr (Pearce, 1983) و نمودار سه‌تایی Zr-Nb-Ce/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Muller *et al.*, 1992) قرار گرفت که بر اساس این نمودارها، نمونه‌های بررسی شده نشان‌دهنده محیط قوس قاره‌ای است. همچنین، بر روی نمودار سه‌تایی La-Y-Nb (Cabanis and Lecomte, 1989) نیز نمونه‌های بررسی شده مبین محیط قاره‌ای هستند (شکل ۱۲-A تا C). بر روی نمودار لگاریتمی Th/Zr در برابر Nb/Zr (Shuqing *et al.*, 2003)، نمونه‌های

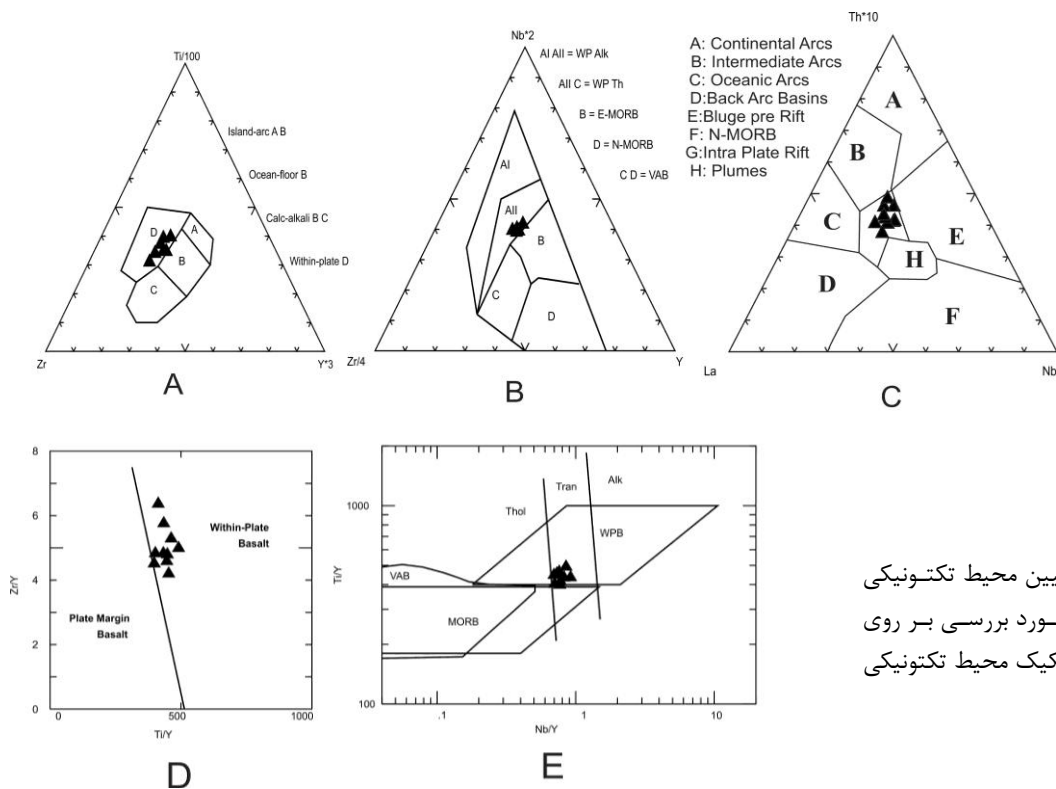
با توجه به ماهیت توله‌ای سنگ‌های بررسی شده برای تشخیص اولیه بین موقعیت تکتونیکی حاشیه صفحات و درون صفحه‌ای از نمودارهای تکتونیکی استفاده شد. در نمودارهای سه تایی Zr-Nb-Y (Pearce and Cann, 1973) Ti-Y (Meschede, 1986) و نمودار La-Th-Nb (Monnier, 1996) نمونه‌های بررسی شده در محیط درون صفحه‌ای و محدوده ریفت‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرد. نمودارهای دوتایی Zr/Y در مقابل Ti/Y (Pearce and Gale, 1977) و Ti/Y در مقابل Nb/Y (Pearce, 1982) نشان‌دهنده محیط درون صفحه‌ای برای نمونه‌های بررسی شده است. (شکل ۱۰-A تا E).



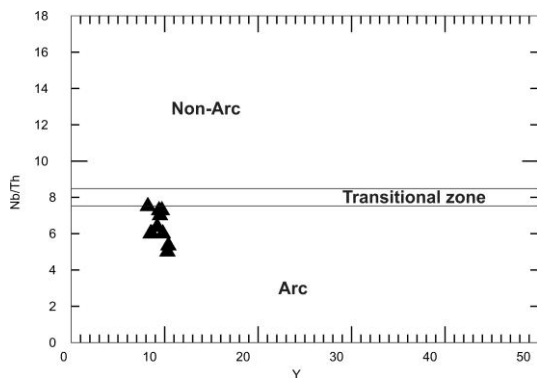
فرورانشی از گابروهای مناطق کافت درون قاره‌ای ترسیم شده است، گابروهای بررسی شده در محدوده گابروهای کافت‌های درون قاره‌ای واقع شده‌اند (شکل ۱۳- A و B).

در مجموع، بر اساس شواهد زمین‌شیمیایی گابروهای بررسی شده از نوع درون صفحه‌ای است و بر اساس نمودارهای تکتونیکی در محدوده کافت‌های درون قاره‌ای قرار می‌گیرد که تا حد زیادی با پوسته قاره‌ای آلودگی پیدا نموده‌اند.

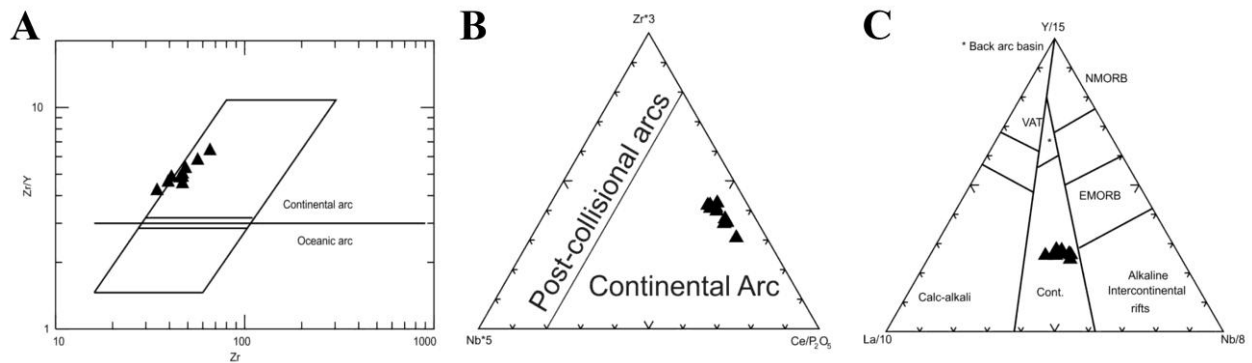
بررسی شده روندی از سمت IV1 به IV2 نشان می‌دهد. در این نمودار محیط IV محدوده مربوط به بازالت‌های درون صفحه قاره‌ای، محیط IV1 به توله‌ایت‌های کافت‌های درون صفحه قاره‌ای و کافت‌های حواشی قاره‌ای و IV2 به بازالت‌های مناطق شکست قاره یا کافت اولیه مربوط می‌شود. معمولاً در ماگماهای داخل صفحه عنصر ایتیریم غنی‌شدگی ندارد (Rollinson, 1993). بر این اساس، در نمودار  $TiO_2-Y-K_2O$  از Biermanns (۱۹۹۶) که به منظور تفکیک گابروهای مناطق



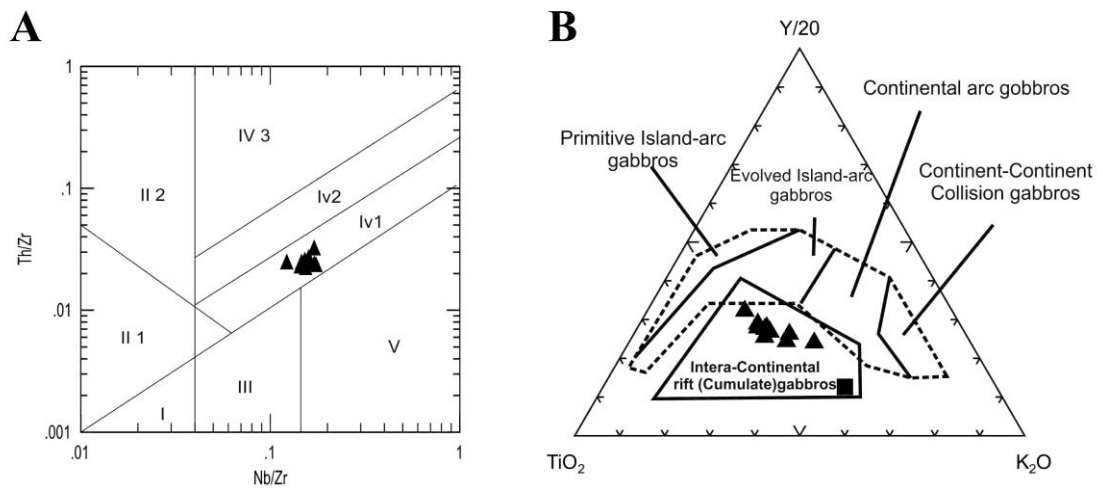
شکل ۱۰- تعیین محیط تکتونیکی نمونه‌های مورد بررسی بر روی نمودارهای تفکیک محیط تکتونیکی



شکل ۱۱- تعیین موقعیت تکتونیکی نمونه‌های بررسی شده



شکل ۱۲- تعیین نوع محیط قوس نمونه‌های بررسی شده



شکل ۱۳- موقعیت نمونه‌های بررسی شده: (A) نمودار لگاریتمی Nb/Zr در مقابل Th/Zr و (B) نمودار سه‌تایی TiO<sub>2</sub>-Y-K<sub>2</sub>O

### بحث

جنبش‌های کششی در ترسیری، آذربایجان و البرز غربی را تحت تأثیر خود قرار داده و این ریفت (که ادامه شمالی سلسله آتشفشانی بوده، تمام ایران را طی کرده است) در امتداد خط میانه-اردبیل به سرعت وسعت پیدا نموده است.

در منطقه آذربایجان، میانه و اردبیل سه پهنه توسط Moine vaziri (۱۹۹۶) معرفی شده است:

۱- پهنه کوه‌های طارم که در شمال شرق توسط البرز و در جنوب توسط کوه‌های سلطانیه محدود می‌شود.

۲- پهنه آذربایجان شرقی که روی پلاتفرم تکاب

منطقه بررسی شده بخشی از پهنه البرز غربی-آذربایجان است (Darvishzadeh, 2009). آذربایجان در طول پالئوزوئیک نقش یک پلاتفرم را بازی کرده و سپس در مزوزوئیک و ترسیری، بسیار متحرک شده و یک سیستم تکتونیک هورست و گراین را ساخته است (Moine vaziri, 1996). در پایان مزوزوئیک با فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی یک پهنه فرورانشی در منطقه به وجود آمده و سبب تشکیل سنگ‌های آتشفشانی منطقه با ویژگی قوس شده است.

منطقه بر روی این توده تأثیر گذاشته و سبب ایجاد ویژگی‌های قوس در آن شده است.

### نتیجه‌گیری

در غرب شهرستان زنجان و در ارتفاعات شرقی مشرف به شهرستان حلب در بین سنگ‌های آتشفشانی ائوسن توده نفوذی گابرویی تزریق شده است. بر اساس داده‌های حاصل از بررسی‌های پتروگرافی توده مزبور دارای کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن و گاهی الیون بوده که با بافت افیتیک و ساب افیتیک در سنگ مشاهده می‌شود. داده‌های زمین‌شیمی مبین غنی‌شدگی بالای نمونه‌های بررسی شده از عناصر LILE همچون K، Rb و Th است که بر وجود یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده زیر لیتوسفر قاره‌ای (گوشته متاسوماتیزه) به عنوان منشأ ماگمای نمونه‌ها دلالت می‌نماید. آنومالی منفی Nb نمونه‌ها نشانه آرایش نمونه‌های بررسی شده با سیالات ناشی از ورقه فرورونده در منطقه است. همچنین، داده‌های زمین‌شیمی مبین ماهیت توله‌ایتی تا انتقالی برای توده بررسی شده و تشکیل آن در یک محیط درون صفحه‌ای است. بر اساس نمودارهای تکتونیکی سنگ‌های بررسی شده در محیط کافت‌های قاره‌ای تشکیل شده‌اند. در عین حال بر روی بعضی از نمودارهای زمین‌شیمی، نمونه‌های بررسی شده ویژگی‌های قوس را نشان می‌دهد. با توجه به ماگماتیسم نسبتاً گسترده در طول ائوسن در ارتباط با حوضه‌های کششی منطقه به نظر می‌رسد که این توده نیز به مراحل آغازین همین ماگماتیسم وابسته بوده است و در اثر ذوب بخشی گوشته آستوسفری بالا آمده زیر لیتوسفر قاره‌ای و آرایش ماگمای جدایشی حاصل از آن با سیالات حاصل از لبه فرورونده نئوتتیس منطقه در همین زمان تشکیل شده باشد.

در جنوب و اولین سلسله جبال‌های قفقاز در شمال قرار می‌گیرد.

۳- پهنه میانه-اردبیل که در بین آذربایجان شرقی و البرز به صورت یک باند شمالی-جنوبی قرار گرفته و شاهد ماگماتیسم شدید در ترسیر است. دو فاز تکتونیکی مهم در این منطقه تشخیص داده شده که یکی در الیگوسن تحتانی و دیگری در حد بین میوسن و پلیوسن به وقوع پیوسته است. فازهای تکتونیکی ترسیر در منطقه باعث شده که شکستگی‌های قدیمی دوباره فعال شود و باعث چرخش بلوک‌ها شده است. در چرخش بلوک‌ها بین بلوک‌ها در بعضی نقاط حرکات کشویی و در بعضی نقاط حرکات کششی ایجاد کرده و در حالت اخیر سبب ایجاد ماگماتیسم کافتی در منطقه شده است (Moine vaziri, 1996).

به اعتقاد Moine vaziri (۱۹۹۶) در پایان کرتاسه یک فاز تکتونیکی قوی در شمال غرب ایران باعث بالا آمدن البرز و سلطانیه و به احتمال زیاد قافلانکوه شده است. بعد از این فاز تکتونیکی یک فاز کششی که نقطه اوج آن در ائوسن میانی و فوقانی قرار داشته به وقوع پیوسته است.

با توجه به داده‌های زمین‌شیمیایی که توده مورد نظر را مرتبط با کافت قاره‌ای معرفی می‌کند و با توجه به موقعیت جغرافیایی توده گابرویی حلب می‌توان آن را در امتداد پهنه (ریفت) میانه-اردبیل در نظر گرفت. بر این اساس، به نظر می‌رسد که توده گابرویی بررسی شده با ماگماتیسم کششی و شاید مرتبط با رژیم کافت‌زایی منطقه در ارتباط است. با این وجود، در بعضی از نمودارهای زمین‌شیمی نمونه‌های بررسی شده ویژگی قوس را نشان می‌دهد. با توجه به این که توده بررسی شده در بین سنگ‌های آتشفشانی با ماهیت قوس تزریق شده است به نظر می‌رسد که سیالات ناشی از ورقه فرورونده نئوتتیس در

## سپاسگزاری

لاهیجان به خاطر حمایت و مساعدت در انجام این

پژوهش تقدیر و تشکر به عمل می‌آید.

از معاونت پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد

## منابع

- Biermanns, L. (1996) Chemical classification of gabbroic-dioritic rocks, based on  $TiO_2$ ,  $SiO_2$ ,  $FeO_{total}$ ,  $MgO$ ,  $K_2O$ ,  $Y$  and  $Zr$ . The 3<sup>th</sup> Symposium International sur la Godynamigie Andine, Saint-Malo, France.
- Borisova, A. Y., Belyasky, B. V., Portnyagin, M. V. and Sushchevskaya, N. M. (2001) Petrogenesis of olivine-phyric basalts from the Aphanasey Nikitin rise: evidence for contamination by cratonic lower continental crust. *Journal of Petrology* 42: 277-316.
- Cabanis, B. and Lecolle, M. (1989) The La/10-Y/15-Nb/8 diagram; a tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences* 309: 2023-2029 (in French).
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1991) Restite enclaves and the restite model. In: *Enclaves and granite petrology* (Eds. Didier, J. and Barbarin, B.) 375-381. Elsevier Science Publisher, Amsterdam.
- 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: 185-199.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) *The interpretation of igneous rocks*. Allen and Uniwin, London.
- Darvishzadeh, A. (2009) *Geology of Iran, stratigraphy, tectonics, metamorphism and magmatism*, Amir Kabir Publication, Tehran (in Persian).
- Floyd, P. A. and Winchester, J. A. (1978) Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geology* 21: 291-306
- Gill J. B. (1981) *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer, Verlag, Berlin.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: *Collision tectonics* (Eds. Coward, M. P. and Ries, A. C.) Special Publication 19: 67-81. Geological Society, London.
- Jenner, G. A., Dunning, G. R., Malpas, J., Brown, M. and Brace, T. (1991) Bay of islands and little port complexes, revisited age, geochemical and isotopic evidence confirm suprasubduction- zone origin. *Canadian Journal of Earth Sciences* 28: 1635-1652.
- 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: 207-218.
- Middlemost, E. A. K. (1985) *Magmas and magmatic rocks*. Longman Group Limited, Essex, London.
- Monnier, C. (1996) *Mechanisms of accretion areas and oceanic back-arc geodynamire of L'Asie Southeast, Petrology and geochemistry of ophiolites Indonesia*. PhD thesis, University of Western Brittany, Brest, France.
- Muller, D., Rock, N. M. S. and Groves, D. I. (1992) Geochemical discrimination between

- shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic settings: a pilot study. *Mineralogy and Petrology* 46: 259-289
- Nabavi, M. H. (1976) *Introductory of geology in Iran*. Geological Survey of Iran Publication, Tehran (in Persian).
- Nagudi, N., Kober, Ch. and Kurt, G. (2003) Petrography and geochemistry of the Sigo granite, Uganda and implications for origin. *Journal of African Earth Sciences* 36: 1-14.
- Pearce, J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *orogenic andesites and related rocks* (Ed. Thorpe, R. S.) 525-548. John Wiley and Sons, Chichester.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *continental basalts and mantle xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230-249. Shiva Publishing, Nantwich.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary science, Letters* 19: 290-300.
- Pearce, J. A. and Gale, G. H. (1977) Identification of ore-de-position environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geological Society (Special Publication)* 7: 14-24.
- Rollinson, H. (1993) *Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, London.
- Rudnick, R. L. and Gao, S. (2003) Composition of the continental crust. In: *The crust* (Ed. Rudnick, R. L.) 1-64. *treatise on geochemistry*, Elsevier, Amsterdam.
- Saunders, A. D., Storey, M., Kent, R. W. and Norry, M. J. (1992) Consequences of plume-lithosphere interactions. In: *Magmatism and the causes of continental break-up* (Eds. Storey, B. C. Alabaster, T. and Pankhurst, R. J.) *Special Publication* 68: 41-60. Geological Society, London.
- Schoonmaker, A. and Kidd, W. S. F. (2006) Evidence for a ridge subduction event in the Ordovician rocks of north-central Maine. *Geological Society of America, Bulletin* 118: 897-912.
- Shahidi, A. and Baharfiroozi, Kh. (2001) *Explanatory text of Halab*. Geological Quadrangle Map 1:100000, No. 5662, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Shelly, D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Champan and Hall, London.
- Shuqing, S., Yunliang, W. M. and Chengjiang, Z. (2003) Discrimination of the tectonic setting of basalts by Th, Nb and Zr. *Geological Review* 49: 40-47.
- Stocklin, J. (1972) *Iran central septentrional et oriental lexique stratigraphique international III fascicule 9b Iran 1-283* centre National de la recherché Scientifique Paris.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implication for mantle composition and processes. In: *magmatism in ocean basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) *Special Publication* 313-345. Geological Society, London.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyrnan London, London.

- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1976) Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks: *Earth and Planetary Science, Letters* 28: 459-469.
- 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 Science Letters* 50: 11-30.

## **Geochemistry and tectonic setting of Halab Mafic Gabbroic body (West of Zanzan)**

**Mojgan Salavati \* and Reza Rezapour**

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

### **Abstract**

In the west of Zanzan, east of Halab, Gabbroic bodies with tholeiitic nature injected into the Eocene rocks. The main minerals are plagioclase, pyroxene  $\pm$  olivine and epidote, chlorite, tremolite-actinolite and the opaque minerals are accessory minerals. The rocks studied have SiO<sub>2</sub>: 45.1-47 wt% and are classified as gabbro. The normalized trace element patterns show enrichment in LREE and depletion in HREE. The positive anomalies of K, Th, Rb and the negative anomalies of HFSE (Zr, Nb and Ti) indicate the rocks contamination with continental crust. On the tectonic setting diagrams the studied rocks are plotted in the continental intraplate field. Based on all these data, it seems that, the studied gabbroic rocks are formed by the initial stages of the magmatism related to an Eocene pull apart basin and formed due to partial melting of upper asthenosphere risen under continental lithosphere and contaminated with crustal rocks during the Eocene.

**Key words:** Gabbro, Suprasubduction, Magma contamination, Continental lithosphere, Intra-continental rift, Halab, Zanzan

---

\* salavati@liau.ac.ir