

Geochemistry and tectonomagmatic setting of the Kharaju gabbroic intrusions (South Azarshahr, East Azerbaijan province)

Abdolnaser Fazlnia *

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Urmia, 57153-165 Urmia, Iran

Abstract

Kharaju mafic intrusions (south Azarshahr; East Azarbaijan) are gabbro in composition. The rocks with Eocene age intruded the northwest part of Urumieh -Dokhtar magmatic belt with a trend of NW-SE. These rocks contain mostly of minerals such as plagioclase, quartz, pyroxene, titanite, apatite and magnetite. The rocks are moderate to high calc-alkaline. The gabbros were produced as a result of the partial melting of mantle wedge with spinel lherzolite and after emplacement into the crustal magma chamber underwent fractional crystallization. Injection of the Kharaju intrusions is in relation to the last stages of Neotethys subduction activity under Central Iran. Negative anomaly in the high ionic strength elements (HFSE) like, Nb, Ta, P, Hf and Zr and mild positive anomalies of Eu and Sr with moderate increases in values of K, Sr, Rb, Ba, Pb and U show oblique subduction beneath Central Iran might be willing to make the appropriate space on the edge of central Iran and as a result, partial melting in the mantle wedge occurred due to reduce the pressure as decompression.

Keywords: Geochemistry, Spinel lherzolite, Gabbro, Oblique subduction, Kharaju, Urumieh-Dokhtar

* a.fazlnia@urmia.ac.ir

زمین‌شیمی و محیط تکتونوماگمایی نفوذی‌های گابرویی خراجو (جنوب آذرشهر، استان آذربایجان شرقی)

عبدالناصر فضل‌نیا *

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه ۱۶۵ - ۵۷۱۵۳، ایران

چکیده

توده‌های نفوذی مافیک خراجو (جنوب آذرشهر، آذربایجان شرقی)، با ترکیب گابرو و سن ائوسن، در شمال‌باختری پهنه ماگمایی ارومیه-دختر و با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری نفوذ کرده‌اند. این سنگ‌ها دارای بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز، کلینوپیروکسن، تیتانیت، آپاتیت و مگنتیت هستند. سرشت ماگمایی سنگ‌های آذرین درونی خراجو کالک‌آلکان با پتاسیم متوسط تا بالاست. این گابروها در پی فرایند ذوب‌بخشی در گوه‌گوشته‌ای با ترکیب اسپینل لرزولیت پدید آمده و پس از جایگزینی در آشیانه ماگمایی پوسته‌ای، دچار جدایش بلورین شده‌اند. نفوذ این سنگ‌ها در پی مرحله‌های پایانی فعالیت فرورانشی نئوتتیس، به صورت مایل به زیر ایران مرکزی، بوده است. ناهنجاری منفی در عناصر با قدرت یونی بالا (HFSE)، مانند Nb، Ta، P، Hf و Zr و ناهنجاری مثبت ملایم در مقدار Eu و Sr، همراه با افزایش ملایم در مقادیر K، Sr، Rb، Ba، Pb و U نشان می‌دهد که چه‌بسا در پی فرورانش مایل به زیر ایران مرکزی فضاهای مناسبی در لبه ورقه ایران مرکزی پدید آمده است؛ سپس در پی کاهش فشار و ذوب‌بخشی در گوه‌گوشته‌ای، مذاب‌های سازنده این نفوذی‌ها پدید آمده‌اند. واژه‌های کلیدی: زمین‌شیمی، اسپینل لرزولیت، گابرو، فرورانش مایل، خراجو، ارومیه-دختر

مقدمه

پرکامبرین، تزریق آنها در این پهنه‌ها بسیار کمتر بوده

است (Berberian and King, 1981).

گابروها سنگ‌های آذرین درونی متوسط تا درشت دانه، با ترکیب بازالتی هستند. ویژگی‌های سنگ‌شناسی گابروها همانند دیوریت‌هاست؛ اما در گابروها، بلورهای پلاژیوکلاز بیش از ۵۰٪ آنورتیت دارند. گابروها، در برابر دیوریت‌ها، از سیلیس تهی‌تر و از Mg، Fe و Ca غنی‌تر

بیشتر توده‌های ماگمایی گابرویی تا گرانیتی در صفحه ایران مرکزی (شامل پهنه ارومیه-دختر) و پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان نفوذ کرده‌اند. در ایران، جایگزینی سنگ‌های آذرین درونی بیشتر در مزوزوئیک (ژوراسیک و کرتاسه) و ترسیری (الیگومیوسن و میوسن) روی داده است؛ اما در پالئوزوئیک و

* a.fazlnia@urmia.ac.ir

در مناطقی که فرورانش مایل (Oblique subduction) روی می‌دهد، تنش‌ها و واکنش‌های شدیدی در پوسته بالایی رخ می‌دهد و شکستگی‌های ژرفی در محیط زمین‌ساختی فرورانش فراپوسته‌ای پدید می‌آیند. در پی این فرایند، فشار در این بخش‌ها کاهش می‌یابد تا اینکه مذاب‌های ژرف‌تر بتوانند در این بخش‌ها و فضاها تزریق شوند (Delteil *et al.*, 2003; Elmas and Yilmaz, 2003; McClay *et al.*, 2004; Chen and Chen, 2004; Molinaro *et al.*, 2005; Maggi and Priestly, 2005; Niwa, 2006; Navabpour *et al.*, 2013; Rooney *et al.*, 2015). در پی فرورانش مایل نئوتتیس به زیر ایران مرکزی، پهنه‌های برشی بزرگ مقیاس در لبه جنوبی ورقه ایران مرکزی پدید آمده‌اند (Jackson *et al.*, 2002; Maggi and Priestly, 2005; Shahabpour, 2005; Omrani *et al.*, 2008; Dargahi *et al.*, 2010; Agard *et al.*, 2011; Alaminia *et al.*, 2013; Navabpour *et al.*, 2013; Mohajjel and Fergusson, 2014). این فرایند جایگاه خوبی برای نفوذ توده‌های ماگمایی پدید آورده است. پس در پی زمین‌ساخت جهانی و گسل‌های بزرگ مقیاس، ماگماهای ژرف پوسته‌ای و یا گوشته‌ای به این بخش از پوسته قاره‌ای ایران نفوذ کرده‌اند (Berberian and King, 1981; Maggi and Priestly, 2005; Agard *et al.*, 2011).

بررسی‌های Ghadirzade (۲۰۰۲) روی نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، تنها مرجع پژوهشی برای توده‌های آذرین درونی گابرویی خراجو است. در پی نبود بررسی‌های زمین‌شیمیایی و نیز نبود شناختی از جایگاه زمین‌ساختی این سنگ‌های آذرین درونی، این پژوهش بر روی یافته‌های زمین‌شیمیایی متمرکز شده است. این بررسی‌ها می‌تواند در شناسایی پهنه زمین‌ساختی پیدایش این گابروها و نیز بازسازی پهنه تکتونوماگمایی بخش شمالی پهنه ارومیه-دختر سودمند باشد. از این‌رو، در این پژوهش، با کاربرد داده‌های زمین‌شیمیایی، به بررسی سنگ‌شناسی و پهنه زمین‌ساختی احتمالی پیدایش سنگ‌های مافیک باختر و شمال‌باختری خراجو (جنوب شهرستان آذرشهر، آذربایجان شرقی) پرداخته شده است.

هستند. این سنگ‌ها بیشتر مزوکرات هستند؛ اما گاه به صورت لوکوکرات نیز دیده می‌شوند. هیپیدئومورفیک گرانولار بافت شاخص این سنگ‌هاست. بافت کومولا نیز رایج است. بافت‌های دیگر این سنگ‌ها بافت‌های افتیک، ساب‌فتیک و نواری هستند. ترکیب گابروها آلکالن تا توله‌ای است و گاه گونه‌های سرشار از MgO نیز در آنها دیده می‌شوند (Rock, 1991; Luhr, 1997; Best, 2003; Torabi, 2009; Gill, 2010).

بررسی‌های زمین‌شیمیایی و سنگ‌شناسی گابروها و بازالت‌ها و سنگ‌های وابسته به آنها نشان می‌دهد که بسیاری از این سنگ‌ها با ماگمای اولیه جدا شده از گوشته در تعادل نیستند (برای نمونه: Rock, 1991; Aldanmaz *et al.*, 2000). اما انواع گوناگون آنها، دچار درجه‌های متفاوتی از جدایش بلورین در آشیانه ماگمایی درون پوسته شده‌اند. در آشیانه‌های ماگمایی زیر کانون‌های گسترش اقیانوسی، مجموعه‌های افیولیتی دارای سنگ‌های گابرویی و اولترامافیکی به صورت انباشتی (Cumulate) هستند. افزون بر این، چنین مجموعه‌هایی در پهنه‌های پشت‌کمان و بالای پهنه‌های فرورانشی نیز دیده می‌شوند. همچنین، نمونه‌های گابرویی از پهنه‌های شکستگی اقیانوسی (oceanic fracture zones) و مجموعه‌های هسته‌کششی اقیانوسی (oceanic extensional core complexes) گزارش شده‌اند (Ildefonse *et al.*, 2007). گاه گابروها درجا و در جزایر اقیانوسی (مانند هاوایی) با سرشت درون‌اقیانوسی پدید می‌آیند (Gill, 2010). در ایالت‌های آذرین بزرگ مقیاس (large igneous provinces)، مانند توده آذرین درونی لایه‌ای موسکاکس (Muskox layered intrusion)، گابروها به صورت دایک‌های دلریتی رخنمون دارند (Gill, 2010; Raymond, 2007). در مجموعه‌های بازالتی طغیانی قاره‌ای (مانند بوشولد) نیز گابروها گسترش دارند (Best, 2003).

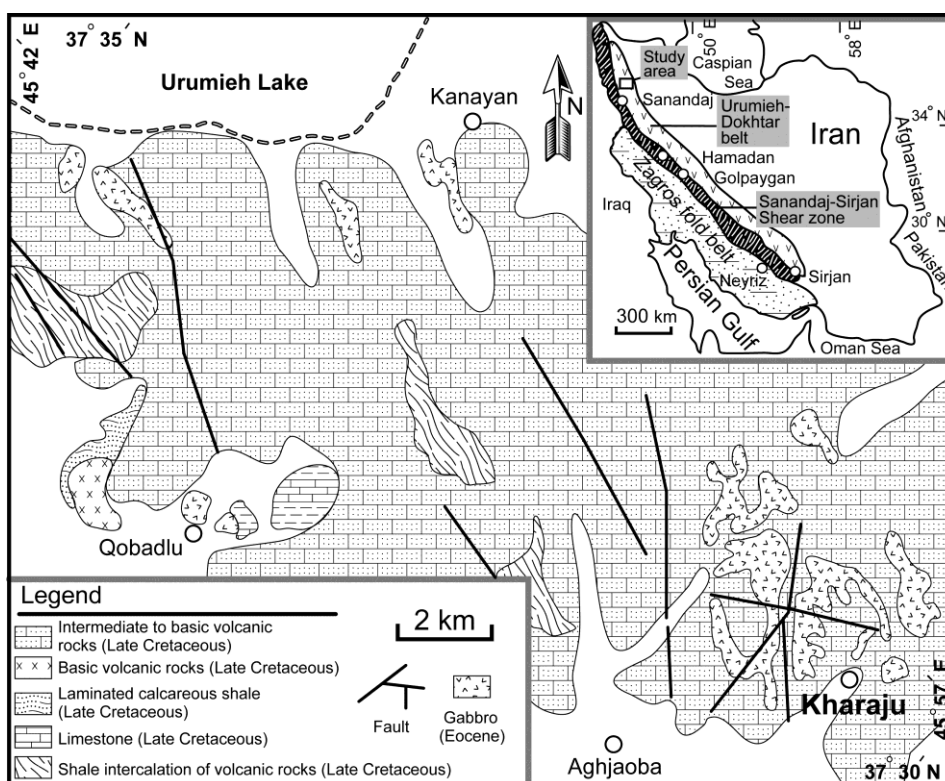
گابروها در کناره‌های قاره‌ای پویا در هر ژرفایی نفوذ می‌کنند و بیشتر به زمین‌ساخت منطقه بستگی دارند.

پهنه زمین‌شناسی

در صفحه ایران مرکزی، بیشتر گابروها و گرانیتوئیدهای ایران در پهنه ماگمایی ارومیه-دختر جای گرفته‌اند (Berberian and King, 1981; Alavi, 1994); برای نمونه: توده‌های آذرین درونی گرانیتوئیدی سونگون و مزرعه شمال‌خاوری تبریز (Karimzadeh, 2002), گرانیتوئیدهای جنوب‌باختری کرمان (Dargahi et al., 2010), توده‌های آذرین درونی گرانیتی تا گابرو جنوب اردستان (Yeganehfar et al., 2013), توده آذرین درونی کوه دم در شمال اردستان، گابروها تا گرانیتوئیدهای چهارگنبد سیرجان (Kananian et al., 2014; Fazlnia et al., 2014); مجموعه آذرین قهرود در جنوب قمصر (Ghasemi and Tabababaei Manesh, 2015). نفوذی‌های گابرویی خراجو درون پهنه ماگمایی ارومیه-دختر جای دارند (شکل ۱). پهنه ماگمایی ارومیه

دختر در بخش باختری ایران مرکزی و در لبه خاوری پهنه سنندج-سیرجان است. بخش همجوار پهنه سنندج-سیرجان، به سوی ایران مرکزی، پهنه ماگمایی ارومیه-دختر نامیده شده است (Berberian and King, 1981; Alavi, 1994; Mohajjel et al., 2003). بر پایه بررسی‌های Stöcklin (۱۹۸۶) و Ghadirzade (۲۰۰۲)، توده‌های آذرین درونی گابرویی خراجو، بخشی از پهنه ارومیه-دختر شمالی است.

بر پایه بررسی‌های پیشین (Ghadirzade, 2002)، این توده‌های نفوذی گابرویی تیره‌رنگی هستند که درون مجموعه نهشته‌های کرتاسه پسین نفوذ کرده‌اند و رخنمون‌های پراکنده‌ای از آنها در جنوب و جنوب‌خاوری دریاچه ارومیه (جنوب آذرشهر) دیده می‌شود (شکل ۱). از دیدگاه سن، توده گابرویی دارای سن پس از کرتاسه و چه‌بسا ائوسن بوده و به فاز فشارشی لارامید بستگی دارد (Ghadirzade, 2002).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده محدود جنوب آذرشهر، جنوب‌باختری آذربایجان شرقی، با طول‌های جغرافیایی $45^{\circ}42'$ و $45^{\circ}57'$ خاوری و عرض‌های جغرافیایی $37^{\circ}31'$ و $37^{\circ}34'$ شمالی، با اندکی تغییر پس از Ghadirzade (۲۰۰۲). در راهنمای شکل سازندها از پایین به بالا جوان‌تر می‌شوند.

مولیبیدن؛ استراتوولکان‌های بزرگ بیدخوان، مساهیم و قلعه خرگوشی؛ برتری بیش از پیش سنگ‌های ماگمایی کالک‌آلکان؛ مجموعه‌های پیروکلاستیک کالدرادار؛ سنگ‌های شوشونیتی؛ پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان، گسل‌های راستگردی که رسوبگذاری در پهنه‌های حاشیه‌ای جدا شده آنها روی می‌دهد، شواهدی از کارکرد نیروهای برشی بزرگ مقیاس هستند که توده‌های آذرین درونی در راستای آنها تزریق شده‌اند.

روش انجام پژوهش

نمونه‌برداری منظم از کناره‌ها به مرکز توده‌های آذرین درونی گابرویی انجام شد. پس از بررسی صحرایی و سنگ‌نگاری، برای تجزیه شیمیایی، از میان نمونه‌هایی که بافت یکنواخت و پراکندگی کانی‌شناسی یکنواختی در همه بخش‌های سنگ داشتند بهترین نمونه‌ها برگزیده شدند. نمونه‌هایی که هوازده، خرد شده بودند و یا تغییر کانی‌شناسی و بافتی داشتند کنار گذاشته شدند. نمونه‌ها از همه بخش‌های جایگاه نمونه‌برداری برگزیده شدند تا نمونه‌های تجزیه‌شده نماینده همه بخش‌های این توده آذرین درونی باشند.

برای تجزیه و اندازه‌گیری عناصر فرعی و اکسیدهای اصلی، به ترتیب با دستگاه ICP-MS (Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry) و ICP-ES (Inductively Coupled Plasma - Emission Spectrometry)، نمونه‌ها به شرکت Acme (ونکوور کانادا) فرستاده شدند (برای آگاهی بیشتر وبگاه <http://www.acmelab.com> بررسی شود).

مقدار LOI (Loss on Ignition) با روش گرمادادن پودر نمونه‌ها تا ۹۵۰ درجه سانتیگراد در ۹۰ دقیقه به دست آمد (جدول‌های ۱ و ۲).

بررسی‌های میکروسکوپی Ghadirzade (۲۰۰۲) نشان می‌دهد که این گابروها بافت گرانولار-افیتیک دارند. بلورهای پلاژیوکلاز آنها شکل‌دار تا کمی شکل‌دار و متقاطع هستند؛ اندازه بلورها ۴-۷/۰ میلی‌متر و ترکیب شیمیایی آنها لابرادوریت است. این بلورها، بیشتر، کلریتی، آرژیلیتی، اپیدوتی، سریسیتی، پرهنیتی، و اندکی کربناتی (سوسوریتی) شده‌اند. بلورهای پیروکسن (اوژیت) درشت، پهن و شکل‌دار، با اندازه تا ۳ میلی‌متر هستند و ماکل اوژیت دارند. بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز در کنار هم سازنده بافت افیتیک هستند. بلورهای پیروکسن کمی اورالیتی، کلریتی، اکسیده و سرپانتینی شده‌اند (Ghadirzade, 2002).

بررسی‌های پیشین (Ghadirzade, 2002) نشان داد که گابروهای خراجو طبیعت کالک‌آلکان دارند. این گابروها چه‌بسا در یک کمان حاشیه قاره‌ای پدید آمده‌اند. بر این پایه، فاز گسلی رورانده بوکت-داشکسن (Buket-Dashkasan) در نزدیکی رخنمون گابروها در همین زمان فعال شده و نفوذ گابروهای خراجو را آسان کرده است (Ghadirzade, 2002).

شواهد نشان‌دهنده وابستگی گابروها و گرانیتوئیدهای پهنه ارومیه-دختر به کمان حاشیه قاره‌ای (Dimitrijevic, 1973; Berberian and King, 1981; Pourhosseini, 1983; Picher, 1997; Ghadirzade, 2002; Fazlnia and Moradian, 2002; Arvin *et al.*, 2007; Dargahi *et al.*, 2010; Mouthereau *et al.*, 2012; Mohajjel and Fergusson, 2014; Shafaii and Moghadam *et al.*, 2015) عبارتند از: آندزیت و داسیت در حجم‌های بزرگ؛ سنگ‌های گرانیتی از دیوریت تا آلکالی‌فلدسپار گرانیت گروه-I؛ باتولیت‌های خطی نامنظم در ارتباط با آتشفشان‌های یادشده؛ مس پورفیری دارای

جدول ۱- داده‌های تجزیه شیمیایی عناصر اصلی گابروهای خراجو (جنوب آذرشهر، آذربایجان شرقی) با روش ICP-ES (داده‌ها به درصد وزنی هستند) و محاسبه نورم C.I.P.W. (Leu: لوکو؛ Mes: مزو؛ Mel: ملا؛ Gab: گابرو؛ q: کوآرتز؛ or: ارتوکلاز؛ ab: آلبیت؛ an: آنورتیت؛ di: دیوپسید؛ hy: هیپرستن؛ il: ایلمنیت؛ ap: آپاتیت).

Sample No.	A-4-1	A-4-4	A-4-5	A-4-7	A-4-8	A-5-2	A-5-5	A-5-8
Rock Type	Leu Gab	Leu Gab	Mel Gab	Mel Gab	Mes Gab	Leu Gab	Mes Gab	Leu Gab
SiO ₂	52.16	51.97	51.12	53.35	52.86	51.35	52.58	52.14
Al ₂ O ₃	16.91	15.64	14.82	13.10	13.75	16.02	15.52	16.71
TiO ₂	1.30	1.53	0.72	0.44	0.50	0.76	1.26	1.07
FeO	10.08	11.12	12.00	12.06	11.83	11.08	11.74	8.98
MgO	6.77	6.91	8.22	9.28	8.27	6.93	6.68	6.86
MnO	0.04	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.04
CaO	10.03	10.23	8.48	7.69	7.89	10.27	7.91	9.53
K ₂ O	0.28	0.29	0.15	0.13	0.14	0.36	0.07	0.45
Na ₂ O	1.15	1.00	0.43	0.33	0.31	0.92	2.10	1.23
LOI	1.2	1.2	3.2	3.5	3.5	2.1	1.8	2.1
Total	99.92	99.93	99.19	99.92	99.10	99.83	99.72	99.11
C.I.P.W. norm								
q	7.73	7.76	9.26	11.97	12.78	6.27	5.73	8.09
or	1.65	1.71	0.89	0.77	0.83	2.13	0.41	2.66
ab	9.73	8.46	3.64	2.79	2.62	7.78	17.77	10.41
an	40.15	37.33	38.06	33.88	35.71	38.52	32.71	38.74
di	6.70	10.25	2.13	2.66	1.65	10.16	5.23	5.63
hy	29.98	30.11	40.36	43.31	40.77	31.39	33.62	29.11
il	2.47	2.91	1.37	0.84	0.95	1.44	2.39	2.03
ap	0.53	0.37	0.51	0.37	0.51	0.07	0.07	0.60

شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری

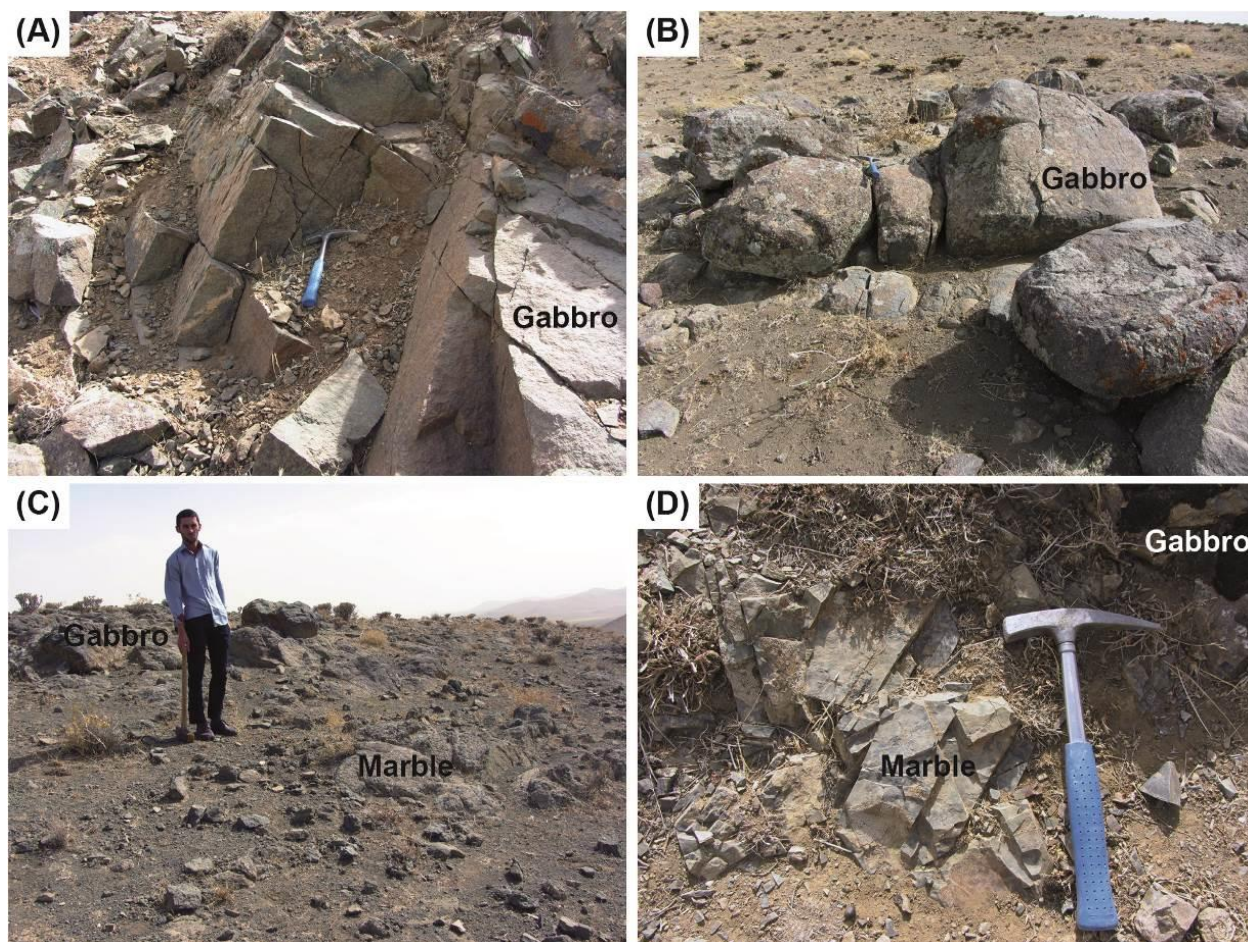
از این‌رو، سن پیدایش سنگ‌های گوناگون در این محدوده یکسان است. همه رخنمون‌ها، در نمونه دستی، تغییر آشکاری در اندازه دانه‌ها ندارند و پراکندگی کمابیش یکنواختی از دیدگاه اندازه و انباشتگی بلورهای گوناگون در آنها دیده می‌شود.

در پی نفوذ گابروهای خراجو در سنگ‌های آهکی-آتشفشانی کرتاسه پسین (Ghadirzade, 2002)، دگرگونی حرارتی در این سنگ‌ها روی داده است (شکل‌های ۲- C و ۲- D). هیچ رخنمونی از هاله دگرگونی که تنها سنگ‌های آتشفشانی را دچار دگرگونی کرده باشد دیده نشد. افزون بر این، در پی خالص‌بودن سنگ‌های آهکی، کانی‌های همایند (Paragenesis) خوبی برای شناخت شرایط دگرگونی یافت نشد. سنگ‌های آهکی دوباره تبلور یافته و دانه‌درشت شده‌اند و تنها بر پایه افزایش ستبرای رخ‌های لوزی شکل می‌توان بخش‌های کم‌دما و پردمای دگرگونی را شناسایی کرد؛ به‌گونه‌ای که با افزایش ستبرای رخ، درجه دگرگونی بیشتر می‌شود (Ferrill, 1991).

بررسی دقیق صحرایی رخنمون‌های سنگی گوناگون توده‌های آذرین درونی گابرویی خراجو نشان می‌دهد که چندین رخنمون سنگی گوناگون در این محدوده وجود دارد. سنگ‌های اصلی درون این توده‌های آذرین، دارای ترکیب گابرویی هستند. بر پایه درصد فراوانی کانی‌های تیره و کدر گابروها، گونه‌های سنگی لوکوگابرو (شکل ۲- A)، مزوگابرو (شکل ۲- B) و ملاگابرو (شکل ۲- C) را می‌توان از یکدیگر شناسایی کرد. در بیشتر رخنمون‌ها، مرز میان گونه‌های سنگی گابرویی تدریجی و از ملاگابرو تا لوکوگابرو است. چنین ویژگی‌هایی چه‌بسا نشان‌دهنده نبود آشفستگی و وجود تعادل مکانیکی در هنگام تبلور در آشیانه ماگمایی است. در این رخنمون‌ها هیچ لکه آنورتوزیتی و یا مافیک، مانند ورلیت‌ها و یا پیروکسنیت‌ها، دیده نمی‌شود. پس اگرچه تبلور به روش جدایش بلورین در آشیانه ماگمایی چه‌بسا چندان گسترده نبوده؛ اما به اندازه‌ای بوده است که بخش‌هایی از ملاگابرو تا لوکوگابرو را پدید آورده است.

جدول ۲- داده‌های تجزیه شیمیایی عناصر فرعی گابروهای خراجو (جنوب آذرشهر، آذربایجان شرقی) با روش ICP-MS. داده‌ها بر پایه بخش در میلیون یا ppm هستند (Leu: لوکو؛ Mes: مزو؛ Mel: ملا؛ Gab: گابرو؛ q: کوارتز؛ or: ارتوکلاز؛ ab: آلبیت؛ an: آنورتیت؛ di: دیوپسید؛ h: هیپرستن؛ il: ایلمنیت؛ ap: آپاتیت) ($(Eu^*=(Sm_n+Gd_n)^{0.5}; Eu/Eu^*=Eu_n/(Sm_n+Gd_n)^{0.5}; Ce^*=(La_n+Pr_n)^{0.5}; Ce/Ce^*=Ce_n/(La_n+Pr_n)^{0.5})$)

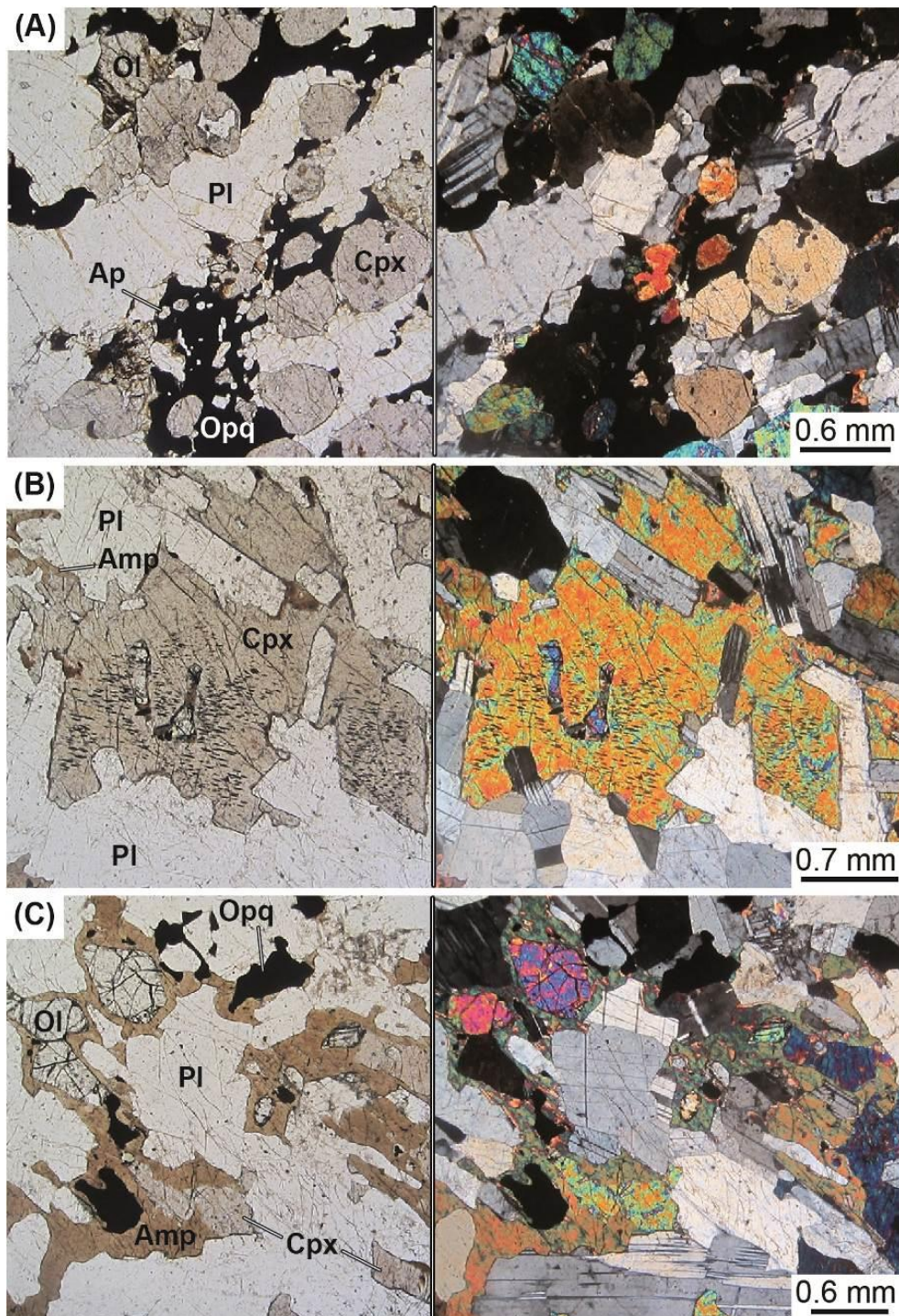
Sample No.	A-4-1	A-4-4	A-4-5	A-4-7	A-4-8	A-5-2	A-5-5	A-5-8
Rock Type	Leu Gab	Leu Gab	Mel Gab	Mel Gab	Mes Gab	Leu Gab	Mes Gab	Leu Gab
Sc	27.5	32.0	17.9	15.8	13.4	32.5	22.3	22.0
V	209	287	125	82	86	139	185	173
Cr	110.6	118.8	964.4	1124.3	1375.1	187.5	28.6	171.2
Co	31.9	35.6	57.6	90.3	76.6	34.2	28.1	29
Ni	57.1	68	629.8	769.2	882.4	73	10.8	63.6
Cu	79.1	111.4	85	92.1	94	42.5	90.8	67.3
Zn	60	73	74	72	85	101	156	60
Rb	7.3	8.5	7.7	7.1	7.8	12.2	31	11.1
Sr	660.7	523.5	153.5	261	105.1	405.3	651.3	740
Y	15.7	18.2	11.5	7.2	8.9	14.8	33.1	14.7
Zr	55	75.9	40.6	31.5	50.6	39.5	66.1	73.1
Nb	7.7	1.9	2.9	2.9	2	1.2	1.1	2.7
Sn	1.4	1.3	1.3	1.1	1.1	0.9	1.2	1.2
Sb	2.5	1.5	1.0	-	-	1.2	1.2	0.9
Cs	0.7	0.8	3.3	2.2	3	1.3	0.5	1.2
Ba	125	97	108	45	30	111	120	157
La	8.0	9.2	3.9	4.1	4.5	7.0	8.6	8.1
Ce	21.1	23	8.7	9.8	11.1	19.2	25	21.2
Pr	2.80	3.18	1.25	1.29	1.56	2.54	3.74	2.89
Nd	11.1	12.3	4.0	3.8	4.9	9.7	15.8	10.7
Sm	1.93	2.32	0.47	0.15	0.36	1.8	3.72	1.83
Eu	1.04	1.09	0.41	0.23	0.28	0.97	1.76	0.96
Gd	2.64	2.86	1.77	1.49	1.70	2.52	3.84	2.55
Tb	0.55	0.61	0.36	0.26	0.31	0.51	0.99	0.51
Dy	2.72	3.09	1.91	1.43	1.57	2.68	5.18	2.55
Ho	0.61	0.58	0.41	0.25	0.35	0.65	1.12	0.54
Er	1.51	2.00	0.89	0.34	0.46	1.41	4.33	1.45
Tm	0.16	0.19	0.13	0.08	0.07	0.16	0.39	0.16
Yb	1.90	2.20	1.60	1.00	1.30	1.80	3.80	1.80
Lu	0.22	0.26	0.19	0.13	0.16	0.21	0.43	0.21
Hf	1.9	2.2	1.0	0.8	1.1	1.4	2.0	1.8
Ta	0.2	0.2	0.2	0.1	0.3	0.2	0.2	0.3
Pb	13.1	13.0	14.5	12.8	14.0	15.5	18.4	13.0
Th	1.1	1.2	0.3	0.4	0.6	0.8	0.9	0.9
U	1.2	1.3	1.0	1.1	1.1	1.2	1.2	1.2
P	870	890	411	394	450	703	1130	838
Rb/Sr	0.01	0.02	0.05	0.03	0.07	0.03	0.05	0.02
Rb/Ba	0.06	0.09	0.07	0.16	0.26	0.11	0.26	0.07
K/Ba	23.82	31.94	14.52	30.76	49.60	34.27	6.75	30.55
La _n /Yb _n	3.92	3.81	2.21	3.40	3.03	3.59	2.15	4.15
La _n /Sm _n	2.68	2.56	5.36	17.67	8.08	2.51	1.49	2.86
Sm _n /Yb _n	1.13	1.17	0.33	0.17	0.31	1.11	1.09	1.13
Eu*	4.39	5.01	2.01	1.42	1.83	4.14	7.41	4.20
Eu/Eu*	1.41	1.29	1.21	0.96	0.91	1.39	1.41	1.36
Ce*	10.89	12.46	5.10	5.32	6.10	9.70	13.03	11.13
Ce/Ce*	1.09	1.04	0.96	1.04	1.02	1.12	1.08	1.07



شکل ۲- تصویرهای صحرایی از نمونه‌های گابرویی خراجو (جنوب آذرشهر، آذربایجان شرقی). (A) لوکوگابرو با شکستگی‌های پدید آمده در پی رخنمون یافتن سنگ در سطح زمین؛ (B) مزوگابروها با شواهدی از فرسایش پوسته‌پیزی و گردشگی در پی هوازدگی؛ (C) ملاگابروهایی که با نفوذ خود سنگ‌های آهکی کرتاسه پسین را دچار دگرگونی حرارتی کرده‌اند. (D) نمای نزدیکی از رخنمون هاله دگرگونی حرارتی در سنگ‌های آهکی-آتشفشانی کرتاسه پسین.

۴۰ درصد حجمی نیز می‌رسد. گابروها دانه‌درشت بوده و بلورهای اصلی آنها بیشتر شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند. فراوان‌ترین بافت این سنگ‌ها گرانولار و ارتوکومولولایی (در بافت‌های orthocumulate یا انباشتی بلورهای شکل‌دار به‌هم چسبیده‌اند و فضای میان آنها بلورهای اینترکومولا از یک یا چندین کانی ساخته شده است) است (شکل ۳- A). در بخش‌هایی که مرز درصد مودال پلاژیوکلاز، الیوین و کلینوپیروکسن تغییر می‌کند.

گردهمایی کانیایی در گابروهای خراجو بیشتر از پلاژیوکلاز (۲۰-۶۰ درصد حجمی)، کلینوپیروکسن (۴۵-۱۰ درصد حجمی) و الیوین (۲-۳۰ درصد حجمی) ساخته شده است (شکل ۳). در بیشتر نمونه‌ها بلورهای هورنبلند (۲۵-۱ درصد حجمی) و کانی فرعی بیوتیت (کمتر از ۱ درصد حجمی) دیده می‌شوند. در بیشتر نمونه‌ها ارتوپیروکسن نبوده و یا درصد حجمی ناچیزی دارد. آپاتیت و مگنتیت همراه با ایلمنیت از کانی‌های فرعی دیگر هستند. در برخی نمونه‌ها فراوانی کانی‌های کدر که بیشتر مگنتیت هستند تا



شکل ۳- تصویرهای میکروسکوپی برگزیده از رخنمون‌های گوناگون گابروهای خراجو (جنوب آذرشهر، آذربایجان شرقی) (تصویرهای چپ نور پلاریزه ساده یا (PPL) Plane Polarized Light و تصویرهای راست نور پلاریزه متقاطع یا (XPL) Cross Polarized Light). (A) در این تصویر بافت ارتوکومولایی (ساخته شده از بلورهای الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز) دیده می‌شود و در آن بلورهای میان کومولایی (بیشتر کانی‌های کدر) در فضای بلورهای اصلی هستند؛ (B) بلورهای کومولایی کلینوپیروکسن و سپس آمفیبول از مذاب به‌جامانده در میان بلورهای کومولایی نخست و خودشکل پلاژیوکلاز رشد کرده و بافت میان کومولایی را ساخته‌اند؛ (C) بلورهای کومولایی آمفیبول پدیدآمده از واکنش میان مذاب به‌جامانده میان کومولایی و نیز جفت‌بلورهای پلاژیوکلاز-الیوین، پلاژیوکلاز-کانی کدر (شاید مگنتیت) و پلاژیوکلاز-کلینوپیروکسن رشد کرده‌اند (OI: الیوین؛ PI: پلاژیوکلاز؛ Cpx: کلینوپیروکسن؛ Amp: آمفیبول؛ Opq: کانی کدر (شاید مگنتیت)).

پلاژیوکلاز، لوکوگابروها دارای CaO ، Al_2O_3 و Na_2O بالاتری از گابروهای دیگر هستند (جدول ۱). بر پایه درصد مودال کانی‌های تیره و روشن، در مزوگابروها و ملاگابروها مقادیر MgO و FeO^* بیشتر و Na_2O کمتر است. در نمونه A-5-5، در پی بالابودن فراوانی آمفیبول‌های اورالیتی پدیدآمده از کلینوپیروکسن‌ها، درصد مودال Na_2O افزایش معناداری یافته است. افزون‌بر این، با بالارفتن درصد مودال آمفیبول در نمونه‌ها، از ملاگابرو تا لوکوگابرو، درصد وزنی TiO_2 نیز افزایش یافته است.

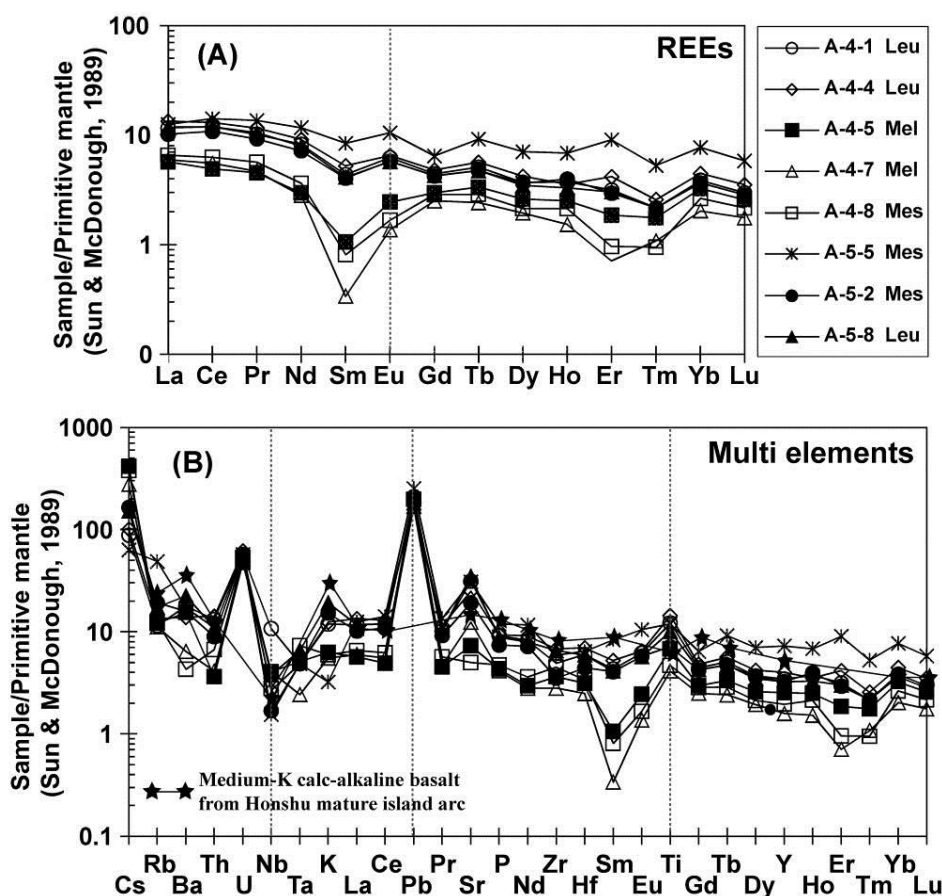
مقدار عناصر فرعی در گابروهای خراجو تغییر چشمگیری دارد (شکل‌های ۴ و ۵)، اما روندهای افزایش و کاهش بسیاری از عناصر، از هر سنگی به سنگ دیگر، کمابیش همانند هستند. از نمونه‌های لوکوگابرو به سوی مزوگابرو و ملاگابرو باریم کاهش می‌یابد (جدول ۱). برخی ویژگی‌ها (مانند: نبود ناهنجاری و یا ناهنجاری مثبت ملایم در مقدار Ba نسبت به عناصر مجاور خود، همراه با افزایش و ناهنجاری مثبت ملایم در مقدار Sr و تا اندازه‌های Ti با ناهنجاری مثبت در شکل ۴ نشان می‌دهند که کانی‌های دارنده این عناصر در سنگ مادر نخستین که دچار ذوب شده، در هنگام ذوب‌بخشی، فاز پایدار در لیکیدوس نبوده است. شیب آنومالی مثبت یا منفی ملایم Eu در گابروها (میانگین Eu/Eu^* در ملاگابروها ۱/۱، در مزوگابروها ۱/۲۵ و در لوکوگابروها ۱/۷ است؛ جدول ۲؛ شکل ۴) نشان می‌دهد که چه‌بسا پلاژیوکلاز یک فاز کمابیش ناپایدار یا نیمه‌پایدار در لیکیدوس بوده است؛ به‌گونه‌ای که شاید در پی نبود و یا ناپایدار بودن آن در خاستگاه، این عناصر بیرون رفته‌اند. فراوانی کمتر پلاژیوکلاز در ملاگابروها نسبت به مزوگابرو و لوکوگابروها علت تفاوت آشکار مقدار آنومالی Eu است.

در این مرزها ملاگابرو به مزوگابرو و سپس لوکوگابرو تبدیل می‌شود. پیدایش بلورهای کانی فرعی بیوتیت به اندازه ناچیز در بافت میان‌کومولایی (intercumulate) و در پی جدایش بلورین روی داده است؛ به‌گونه‌ای که، مذاب‌های به‌جامانده میان‌کومولایی که غنی از عناصر سازنده این کانی‌ها بوده‌اند از یک مذاب کالک‌آلکان پدید آمده‌اند. در برخی نمونه‌ها کلینوپیروکسن‌ها نیز بافت میان‌کومولایی ساخته‌اند (شکل ۳-B). گاه گردهمایی کوچکی از عدسی‌های غنی در الیوین و گاه کلینوپیروکسن این سنگ‌ها دیده می‌شود.

رشد آمفیبول‌ها در بیشتر نمونه‌های سنگی در بافت میان‌کومولایی رخ داده است (شکل‌های ۳-B و ۳-C). در برخی نمونه‌ها، افزایش درصد مودال آمفیبول تا ۲۵ درصد حجمی بافت افیتیک را پدید آورده است. همان‌گونه که در شکل ۳-C دیده می‌شود، گویا واکنشی میان بلورهای کومولایی نخستین و مایع، در حالت نیمه‌خمیری روی می‌دهد تا بلورهای آمفیبول پدید آیند. در این شکل آشکار است که از یک سو مایع پایانی کومولایی که از مواد فرار غنی است و از سوی دیگر، در حضور پلاژیوکلاز-الیوین (مرز این دو بلور)، پلاژیوکلاز-کانی کدر (مرز این دو بلور) و پلاژیوکلاز-کلینوپیروکسن، واکنش‌هایی روی داده است و در پی آنها، بلورهای میان‌کومولایی آمفیبول رشد کرده‌اند (برای آگاهی بیشتر، Turner و Stüwe، ۱۹۹۲)؛ Shelley، ۱۹۹۳)؛ de Ronde و همکاران (۲۰۰۴) و Tomilenko و Kovyazin (۲۰۰۸) بررسی شوند).

زمین‌شیمی سنگ

گابروهای خراجو ترکیب گسترده‌ای از Al_2O_3 ، CaO ، MgO ، FeO^* و TiO_2 را نشان می‌دهند (جدول ۱). این تغییر ترکیبی به درصد مودال کانی‌های تیره (مافیک) و روشن (فلسیک) گابروها بستگی دارد. در پی فراوانی بالای



شکل ۴- گابروهای خراجو (جنوب آذرشهر، آذربایجان شرقی) روی نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده در برابر ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989): (A) نمودار عناصر خاکی نادر؛ (B) نمودار چند عنصری. نمونه‌های گابرویی خراجو با نمونه‌های بازالتی کالک‌آلکانی پتاسیم متوسط از جزیره کمالی بالغ هونشو (Pearce *et al.*, 1995) مقایسه شده‌اند.

چه‌بسا در هنگام ذوب‌بخشی سنگ خاستگاه، آپاتیت فاز کانیایی پایداری در محل ذوب بوده است. همانندی روند الگوهای REE در گابروها نشان می‌دهد که چه‌بسا آنها از یک ماگمای یکسان و در پی جدایش بلورین پدید آمده‌اند.

آنومالی‌های منفی Nb و Ta در همه انواع سنگ‌ها نشان می‌دهند که در هنگام ذوب‌بخشی، یا سنگ خاستگاه نخستین از این عناصر تهی بوده و یا کانی‌های نگهدارنده این عناصر، مانند روتیل و اپیمینت و به‌ویژه خود اسپینل (Xiong *et al.*, 2005)، فاز پایدار این گوشته بوده‌اند. آنومالی‌های منفی ملایم P در بیشتر نمونه‌ها نشان می‌دهد که همانند Nb، در هنگام ذوب‌بخشی یا سنگ خاستگاه نخستین (درباره گوشته

تغییر در مقدار فوگاسیته اکسیژن در هنگام تبلور نیز می‌تواند عامل دیگری برای رویداد ناهنجاری Eu باشد؛ به‌گونه‌ای که در پی افزایش فوگاسیته در هنگام تبلور، Eu در پلاژیوکلاز جذب نمی‌شود و نمونه دارای ناهنجاری منفی Eu می‌شود (Rollinson, 1993).

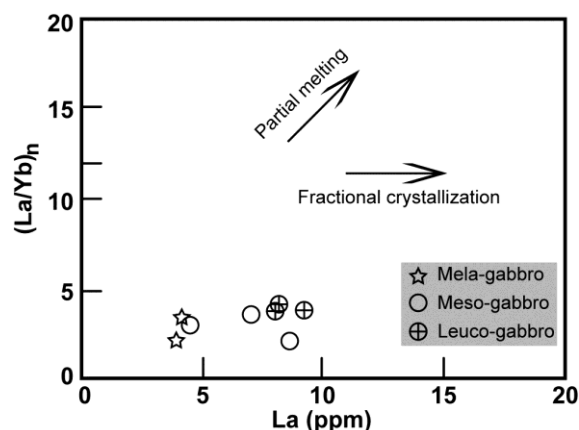
از ملاگابروها به لوکوگابروها، نسبت‌های Sm_n/Yb_n و La_n/Yb_n (بهنجار شده در برابر ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) افزایش و نسبت La_n/Sm_n کاهش می‌یابند (جدول ۲). پس مقدار عناصر خاکی نادر حدواسط از خاکی نادر سبک و سنگین کمتر است. آپاتیت کانی خوبی برای جذب و نگهداری عناصر خاکی نادر حدواسط است (Rollinson, 1993). از این‌رو،

بررسی تغییر مقدار Ce/Ce^* نشان می‌دهد که احتمال آرایش ماگما با عناصر پوسته‌ای بسیار اندک بوده است (White, 2005؛ جدول ۲؛ بند بعدی بررسی شود). بررسی تغییر در مقدار مطلق (La) و نسبت عنصری La_n/Yb_n نشان می‌دهد که در گابروهای خراجو، جدایش بلورین عامل مهمی در تغییر مودال کانی‌ها و در پی آن، عیار برخی عناصر اصلی و فرعی بوده است (شکل ۵). وجود مقداری سیلیس در نورم C.I.P.W. (جدول ۱)، همراه با هیپرستن و نبود الیوین بیانگر یک ماگمای فرااثرشباع از سیلیس است. پیدایش ایلمنیت در نورم و پیدایش همزمان دیوپسید و هیپرستن می‌تواند بیانگر سری ماگمایی کالک‌آلکان باشد (Best, 2003; Gill, 2010).

بررسی‌ها نشان می‌دهد که این نمونه‌ها در عناصری مانند Ta, Nb, Zr, Hf و P (عناصر با پتانسیل یونی بالا: HFSE) ناهنجاری منفی دارند. همچنین، بالاتر بودن مقادیر عناصر سمت چپ نمودار عنکبوتی چند عنصری (مانند: Cs, Rb, Ba, U, K و Sr؛ شکل ۴-B)، نسبت به عناصر سمت راست نشان می‌دهد که سیال‌ها در انتقال این عناصر ناسازگار اما متحرک نقش داشته‌اند (White, 2005). چنین ناهنجاری‌ها و تغییری در عناصر نشان می‌دهد که این نمونه‌ها در پی ذوب‌بخشی یک خاستگاه اسپینل‌لرزولیت در یک پهنه وابسته به کمان ماگمایی پدید آمده‌اند (بخش پهنه زمین‌ساختی بررسی شود). پس در پی آزاد شدن سیال‌ها فرورانشی از تیغه (slab) فرورو و انتقال آن به گوئه گوشته‌ای (بخش پهنه زمین‌ساختی بررسی شود) در این بخش از گوشته، ذوب‌بخشی توانسته ماگماهایی با ترکیب گابرویی خراجو تولید کند.

اسپینل‌لرزولیت، بند پسین دیده شود) از P تهی بوده و یا کانی‌های نگهدارنده این عناصر مانند آپاتیت فاز پایدار این گوشته بوده است. اگر آپاتیت فاز پایدار در هنگام ذوب‌بخشی یک گوشته با ترکیب اسپینل‌لرزولیت باشد، فشار بخشی CO_2 و F یا Cl باید بالا باشد تا آپاتیت یک فاز پایدار شود (Rollinson, 1993). در پی وجود آپاتیت در برخی از نمونه‌ها آنومالی منفی P از بین رفته است. پس سنگ خاستگاه در اصل از P تهی نبوده است؛ بلکه چه‌بسا آپاتیت یک فاز کمابیش پایدار در ذوب‌بخشی گوشته با ترکیب اسپینل‌لرزولیت بوده است. روتیل، آپاتیت و ایلمنیت و خود اسپینل فازهای به‌جامانده محتمل (Xiong et al., 2005)، در این نوع گوشته هستند، پس این سنگ‌ها در عناصر خاکی نادر سبک غنی‌شدگی بالایی نداشته و عناصری مانند Hf و Ti آنومالی منفی دارند.

از لوک‌گابرو به ملاگابروها، مقدار عناصر Cr، Co و Ni تغییر اندکی نشان می‌دهد. چه‌بسا این تغییر به تغییر کانی‌های تیره، به‌ویژه آمفیبول و کلینوپیروکسن و تا اندازه‌ای الیوین، بستگی دارد. تغییر در مقدار V و Sc با تغییر مودال آمفیبول وابستگی تنگاتنگی دارد و با افزایش درصد مودال این کانی، مقدار این عنصر نیز افزایش می‌یابد.

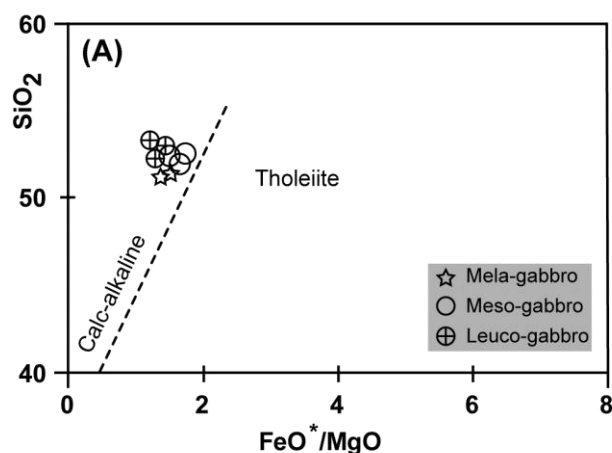


شکل ۵- نمودار تغییر مطلق La در برابر La_n/Yb_n (Shafaii Moghadam et al., 2015) برای شناسایی شرایط پیدایش گابروهای خراجو (جنوب آذرشهر، آذربایجان شرقی).

بخش‌های بالایی پوسته فضاهایی را پدید آورده‌اند. چنین شرایطی در این بخش از سرزمین ایران دو اثر را بجا گذاشته است (Fazlnia *et al.*, 2014):

(الف) با پیدایش چنین فضاهایی، فشارهای لیتواستاتیک کاهش یافته و در پی آن در گوه گوشته‌ای بالایی تیغه فرورو ذوب روی داده (شکل ۷- A) و مذاب‌های گابرویی پدید آمده‌اند؛

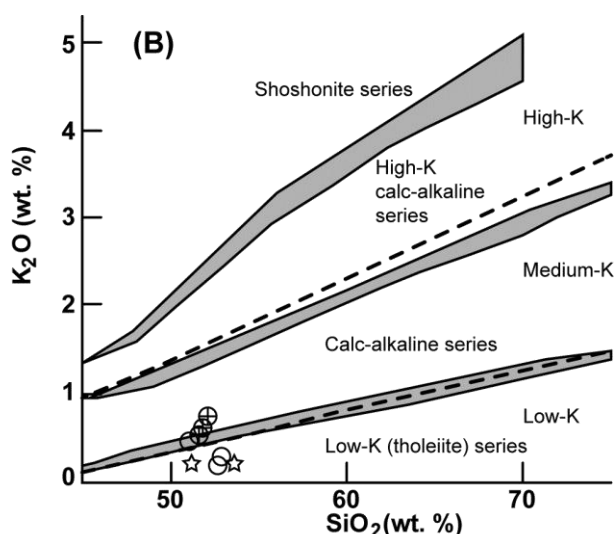
(ب) نیروهای برشی سیستم‌های گسلی را فعال کرده و در پی آن راه‌های مناسب برای انتقال این مذاب‌ها به بخش‌های بالایی پوسته فراهم شده است. در پایان، مذاب‌های متحرک در آشیانه‌های پوسته قاره‌ای میانی یا بالایی لبه پهنه ماگمایی ارومیه-دختر ساکن شده و با جدایش بلورین، توده‌های گابرویی خراجو را پدید آورده‌اند.



بررسی نمودارهای سرشت ماگمایی در پهنه‌های فرورانشی (شکل ۶) نشان می‌دهد که نمونه‌های گابرویی خراجو دارای سرشت توله‌ایتی با پتاسیم کم تا کالک‌آلکان با مقادیر پتاسیم متوسط هستند.

پهنه زمین‌ساختی

در پی فرورانش مایل (اریب) نئوتیس به زیر ایران مرکزی (Berberian and King, 1981; Elmas and Yilmaz, 2003; Mohajjel *et al.*, 2003; Molinaro *et al.*, 2004; McClay *et al.*, 2005; Fazlnia *et al.*, 2013; Navabpour *et al.*, 2014)، تنش‌های از نوع برشی در لبه شمال‌باختری ایران مرکزی گسترش یافته‌اند (McClay *et al.*, 2004). این نیروهای برشی در



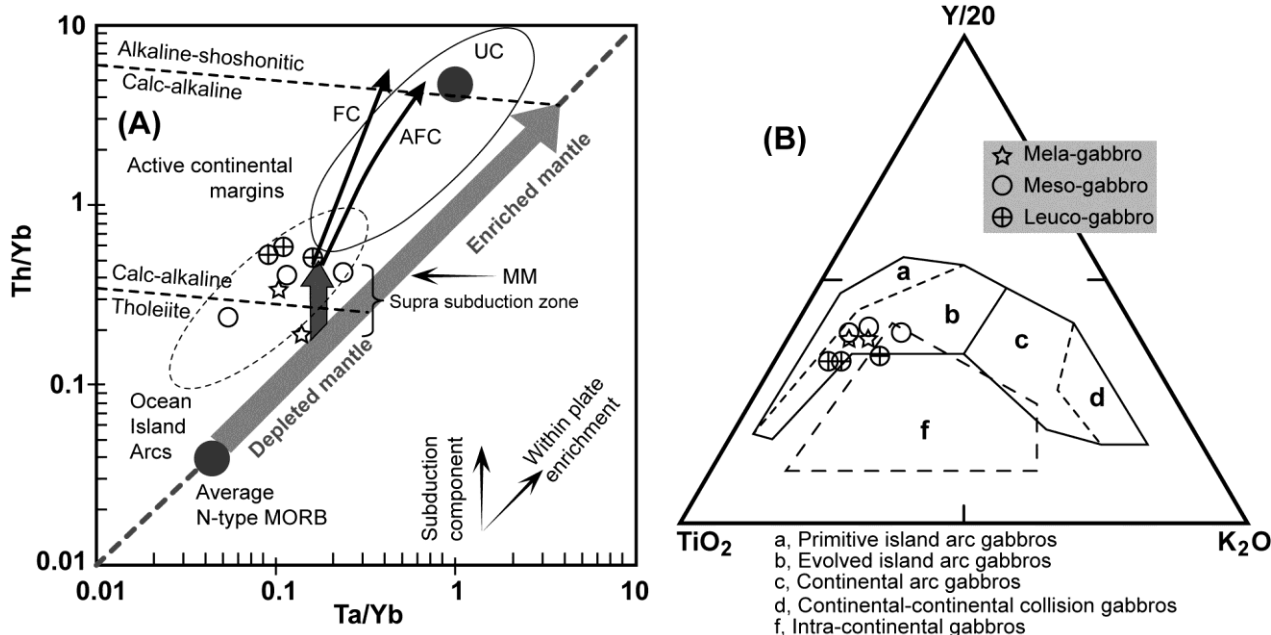
شکل ۶- نمونه‌های گابروهای خراجو (جنوب آذرشهر، آذربایجان شرقی) در نمودارهای توصیفی برای شناسایی سرشت ماگمایی در پهنه‌های فرورانشی (A: نمودار اکسید عناصر اصلی SiO_2 در FeO^*/MgO (wt.%) در (Miyashiro, 1974). نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکان جای دارند؛ B) نمودار K_2O در برابر SiO_2 برای شناسایی سری ماگمایی در پهنه‌های فرورانشی (Rickwood, 1989). نمونه‌ها سرشت توله‌ایتی با پتاسیم کم تا کالک‌آلکان با پتاسیم متوسط نشان می‌دهند.

در پهنه‌های که فرورانش یک پوسته اقیانوسی به زیر پوسته اقیانوسی دیگر روی می‌دهد، ماگماهای تولیدی، بیشتر سرشت توله‌ایتی با پتاسیم کم و کالک‌آلکان با پتاسیم متوسط

در پهنه‌های که فرورانش یک پوسته اقیانوسی به زیر پوسته اقیانوسی دیگر روی می‌دهد، ماگماهای تولیدی، بیشتر سرشت توله‌ایتی با پتاسیم کم و کالک‌آلکان با پتاسیم متوسط

افزون بر این، مقایسه الگوهای عناصر فرعی با نمونه‌های بازالتی کالک‌آلکان با پتاسیم متوسط از جزیره کمانی بالغ هونشو (Pearce *et al.*, 1995) نشان می‌دهد که نمونه‌های گابرویی خراجو در یک جزیره کمانی بالغ پدید آمده‌اند.

فرورانش تکامل یافته‌اند (شکل ۷- A). چنین جایگاه‌هایی با گابروهای پهنه‌های کمان ماگمایی همخوانی دارد (شکل ۷- B). پس چه‌بسا گابروهای خراجو در یک جزیره کمانی بالغ پدید آمده باشند.



شکل ۷- نمودارهای توصیفی زمین‌شیمیایی برای بررسی پهنه زمین‌ساختی پیدایش گابروهای خراجو (جنوب آذرشهر، آذربایجان شرقی): (A) نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1983) برای شناسایی سرشت پهنه زمین‌ساختی و فرایندهای ماگمایی گابروهای خراجو. همه نمونه‌ها در بخش پهنه بالای فرورانش جای گرفته‌اند (MM): روند گوشته متاسوماتیسم شده؛ UC: ترکیب پوسته بالایی بر پایه Taylor و McLennan (۱۹۸۵)؛ FC: روند جدایش بلورین؛ AFC: روند آلیش همراه با جدایش بلورین (Keskin, 2005)؛ (B) نمودار سه‌تایی شناسایی پهنه زمین‌ساختی پیدایش گابروهای گوناگون (Biermanns, 1996). نمونه‌ها در بخش گابروهای جزیره کمانی بالغ جای گرفته‌اند.

محل ذوب است (White, 2005). ذوب نزدیک به ۱۰ درصدی این گوشته نشان می‌دهد که حجم بخش ذوب‌شده با سرشت تولد ایتی کم پتاسیم- کالک‌آلکان با پتاسیم متوسط همخوانی دارد. پس چنین مذاب‌هایی در پهنه پایداری اسپینل و به کمک سیال‌های فرورانشی پدید آمده‌اند و سپس در پی تکاپوی گسل‌های ژرف پوسته قاره‌ای، در پهنه جزیره کمانی بالغ، به بخش‌های بالایی این جزیره تزریق شده‌اند.

در پی فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در ائوسن (شکل ۱)، سنگ‌های آذرین درونی-آتشفشانی کالک‌آلکان حدواسط تا سرشار از پتاسیم در پهنه ماگمایی ارومیه-دختر گسترش یافته‌اند. بررسی نمونه‌های گابرویی خراجو با سن ائوسن نشان داد که این سنگ‌ها حاصل ذوب‌بخشی یک گوئه گوشته‌ای اسپینل‌رزولیتی هستند (شکل‌های ۸- A و ۸- B). نبود ناهنجاری یا وجود ناهنجاری‌های اندک در مقدار Eu خود بیانگر این سرشت برای گوشته

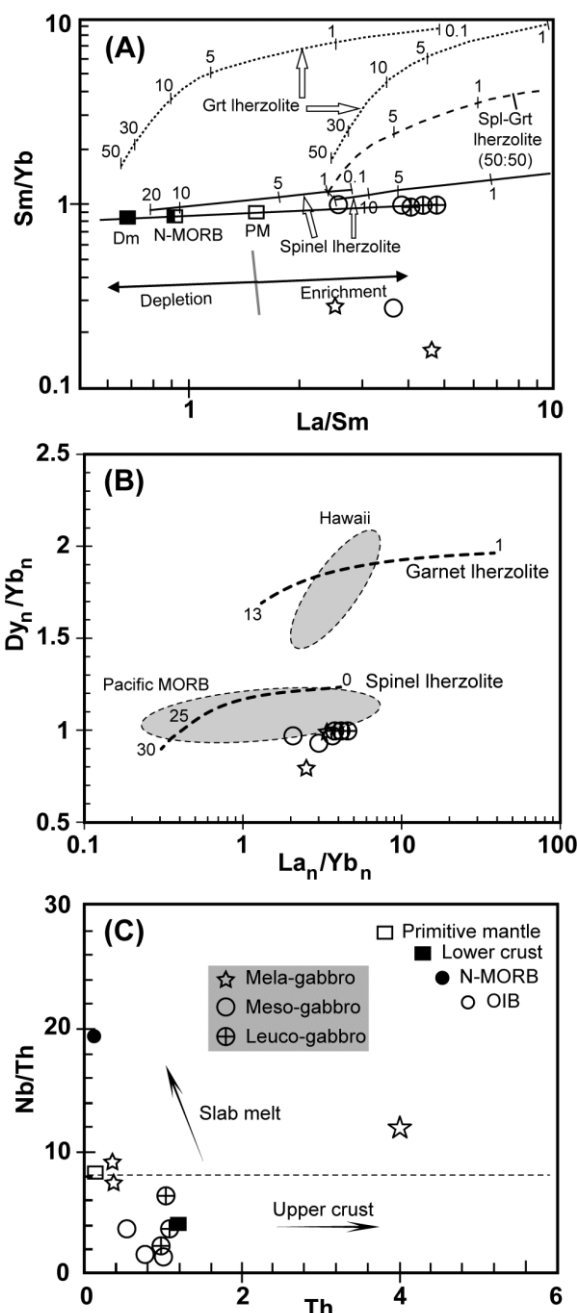
در هنگام پیدایش و سپس حرکت در مسیر پوسته تا جایگاه آشیانه ماگمایی، آرایش یا روی نداده است و یا بسیار اندک بوده است (شکل ۸- C). پس این مذابها پیامد فرورانش تیغه فرورونده نئوتتیس به درون گوشته و پیدایش در پهنه جزیره کمانی بوده‌اند.

نتیجه‌گیری

توده‌های آذرین درونی خراجو آذرشهر، توده‌های ماگمایی با سرشت گابرویی کالک‌آلکان هستند که با فرورانش میل نئوتتیس به زیر لبه شمال‌باختری ایران مرکزی (پهنه ماگمایی ارومیه- دختر) در ائوسن پدید آمده‌اند. در پی ذوب کاهش فشار در گوه گوشته‌ای بالای تیغه فرورونده، ذوب روی داده و این توده‌های آذرین درونی پدید آمده‌اند. سپس در پی تکاپوی گسل‌های ژرف وابسته به این فرورانش میل، این مذابها به درون پوسته بالغ جزیره کمانی تزریق شده‌اند. با انتقال سیال‌های فرورانشی به این بخش از گوه گوشته‌ای که ترکیب اسپینل‌لرولیتی داشته، فرایند ذوب‌بخشی رخ داده است و از این‌رو، مذاب‌هایی تهی از عناصر با قدرت یونی بالا یا HFSE (مانند: Nb، Ta، P، Hf و Zr) و نیز مذاب‌های اندکی غنی‌شده از K، Sr، Rb، Ba و U پدید آمده‌اند. این مذابها در هنگام تزریق در پوسته و یا در آشیانه‌های جزیره کمانی، با یا بدون آرایش با سنگ‌های همبر، دچار جدایش بلورین شده‌اند.

سپاس‌گزاری

از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه ارومیه، برای پشتیبانی مالی از این پژوهش، سپاس‌گزاری می‌شود.



شکل ۸- نمودارهای عناصر ناسازگار نامتحرک و نسبت‌های آنها برای نمونه‌های گابرویی خراجو (جنوب آذرشهر، آذربایجان شرقی): (A) Sm/Yb در برابر La/Sm (Aldanmaz *et al.*, 2000). MORB تهی‌شده (DM؛ McKenzie and O'Nions, 1991)؛ N-MORB؛ Sun گوشته اولیه و MORB عادی (به‌ترتیب PM و N-MORB)؛ (B) Dy_n/Yb_n در برابر La_n/Yb_n (McDonough, 1989)؛ (C) Nb/Th در برابر Th (Rogers, 2015) برای شناسایی سنگ مادر اولیه؛ (به ppm) مقدار OIB، N-MORB و Primitive mantle از Sun and McDonough (1989) است.

منابع

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R. (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Mineralogical Magazine* 148: 692–725.
- Alaminia, Z., Karimpour, M. H., Homan, S. M. and Finger, F. (2013) Geochemistry and geochronology of Upper Cretaceous, magnetite series granitoids, Arghash-Ghasem Abad, NE Iran. *Petrology* 3(12): 103–118 (in Persian).
- Alavi, M. (1994) Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229: 211–238.
- 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.
- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A. and Babaei, A. (2007) Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neotethys subduction. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 474–489.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and Tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Sciences* 20: 163–183.
- Best, M. G. (2003) *Igneous and Metamorphic Petrology*. 2nd edition, Blackwell, England.
- Biermanns, L. (1996) Chemical classification of gabbroic-dioritic rocks, based on TiO₂, SiO₂, FeO^{total}, MgO, K₂O, Y and Zr. In: *Andean Geodynamics* (Eds. Cobbold, R., Fontbote, L., Gapais, D., Jaillard, É., Marocco, R., Poupinet, G., Roperch, P. and Wörner, G.) Symposium International sur la Geodynamique Andine 547-550. Saint-Malo, France.
- Chen, W-P. and Chen, C-Y. (2004) Seismogenic structures along continental convergent zones: from oblique subduction to mature collision. *Tectonophysics* 385: 105–120.
- Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y. and Babaei, A. (2010) Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage, Southwestern Kerman, Iran: Constraints on the Arabian–Eurasian continental collision. *Lithos* 115: 190–204.
- de Ronde, A. A. (2004) *Mineral Reaction and Deformation in Plagioclase-Olivine Composites: An Experimental Study*. Inaugural dissertation, Philosophical and Natural Sciences Faculty at The University of Basel, Switzerland.
- Delteil, J., Stéphan, J-F., Mercier de Lépinay, B. and Ruellan, É. (2003) Wrench tectonics flip at oblique subduction. A model from New Zealand. *Comptes Rendus Geosciences* 335: 743–750.
- Dimitrijevic, M. D. (1973) *Geology of Kerman region*. Geological Survey of Iran. Report No. Yu/52.
- Elmas, A. and Yilmaz, Y. (2003) Development of an oblique subduction zone - Tectonic evolution of the Tethys suture zone in southeast Turkey. *International Geology Review* 45: 827–840.
- Fazlnia, A. N. and Moradian, A. (2002) Tectonomagmatic environment of Chahar-Gonbad granitoids in Sirjan. 5th Conference of Geological Society of Iran, Tehran University, Iran (in Persian).
- Fazlnia, A. N., Jamei, S. and Jafari, A. (2014) Penetrative conditions and tectonomagmatic setting of the Takht granitic batholith, Sirjan. *Petrology* 5(17): 33-50 (in Persian).
- Ferrill, D. A. (1991) Calcite twin widths and intensities as metamorphic indicators in natural low-temperature deformation of limestone. *Journal of Structural Geology* 13: 667–675.
- Ghadirzade, A. (2002) Explanatory text of Azar-Shahr. Geological Quadrangle Map 1:100000, Geological Survey of Iran, Tehran.

- Ghasemi, A. and Tabatabaei Manesh, S. M. (2015) Geochemistry and petrogenesis of Ghohroud Igneous Complex (Urumieh–Dokhtar zone): evidence for Neotethyan subduction during the Neogene. *Arabian Journal of Geosciences* 8: 9599–9623.
- Gill, R., 2010. *Igneous rocks and processes: A practical guide*. Wiley-Blackwell, Malaysia.
- Ildefonse, B., Rona, P. A. and Blackman, D. K. (2007) Drilling the crust at mid-ocean ridges: an “in depth” perspective. *Oceanography* 20(1):66–77.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M. (2002) Active tectonics of the South Caspian Basin. *Geophysical Journal International* 148: 214–245.
- Kananian, A., Sarjoughian, F., Nadimi, A., Ahmadian, J. and Ling, W. (2014) Geochemical characteristics of the Kuh-e Dom intrusion, Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc (Iran): Implications for source regions and magmatic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences* 90: 137–148.
- Karimzadeh Somarin, A. and Moayyed, M. (2002) Granite- and gabbrodiorite-associated skarn deposits of NW Iran. *Ore Geology Reviews* 20: 127–138.
- Keskin, M. (2005) Domal uplift and volcanism in a collision zone without a mantle plume: Evidence from Eastern Anatolia (www.mantleplumes.org)
- Luhr, J. F. (1997) Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt. *The Canadian Mineralogist* 35: 473-500.
- Maggi, A. and Priestly, K. (2005) Surface waveform topography of the Turkish-Iranian plateau. *Geophysical Journal of International* 168: 1068–1080.
- McClay, K. R., Whitehouse, P. S., Dooley, T. and Richards, M. (2004) 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. *Marine and Petroleum Geology* 21: 857–877.
- McKenzie, D. and O’Nions, R. K. (1991) Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations. *Journal of Petrology* 32: 1021-1091.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science* 274: 321–355.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C. L. (2014) Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran. *International Geology Review* 56: 263–287.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R. (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 397–412.
- Molinario, M., Zeyen, H. and Laurencin, X. (2005) Lithospheric structure beneath the south-eastern Zagros Mountains, Iran recent slab break-Mountains, Iran recent slab break-off. *Terra Nova* 17: 1–6.
- Mouthereau F., Lacombe O. and Vergés J. (2012) Building the Zagros collisional orogen: Timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence. *Tectonophysics* 532-535: 27-60.
- Navabpour, P., Barrier, E. and McQuillan, H. (2013) Oblique oceanic opening and passive margin irregularity, as inherited in the Zagros fold-and-thrust belt. *Terra Nova* 26: 208–215.
- Niwa, M. (2006) The structure and kinematics of an imbricate stack of oceanic rocks in the Jurassic accretionary complex of Central Japan: an oblique subduction model. *Journal of Structural Geology* 28: 1670-1684.
- Omran, J., Agard, P. Whitechurch, H. Benoit, M. Prouteau G. and Jolivet L. (2008) Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106: 380–398.

- 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 Press, Nantwich, U. K.
- Pearce, J. A., Baker, P. E., Harvey, P. K. and Luff I. W. (1995) Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the South Sandwich-Island Arc. *Journal of Petrology* 36: 1073–1109.
- Pitcher, W. S. (1997) *The Nature and origin of granite*. 2nd edition, Chapman and Hall, London, England.
- Pourhosseini, F. (1983) *Petrogenesis of Iranian Plutons: A study of the Natanz and Bazman intrusive complexes*. Geological Survey of Iran. No. 53, 325 pp.
- Raymond, L. A. (2007) *Petrology: the study of igneous, sedimentary and metamorphic rocks*. 5th edition, McGraw Hill, Boston, United States of America.
- Rickwood, P. C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos* 22: 247–263.
- Rock, N. M. S. (1991) *Lamprophyres*. 1st edition. Blackie, Glasgow.
- Rogers, N. (2015) The Composition and Origin of Magmas. In: *The Encyclopedia of Volcanoes* (Ed. Sigurdsson, H.) 93-112.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation*. Longman, Singapore.
- Rooney, T., Morell, K. D., Hidalgo, P. J. and Franceschi, P. (2015) Magmatic consequences of the transition from orthogonal to oblique subduction in Panama. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 16(12): 4178–4208.
- Shafaii Moghadama, H., Li, X., -H., Ling, X. -X., Stern, R. J., Santos, J. F., Meinhold, G., Ghorbani, G. and Shahabi, S. (2015) Petrogenesis and tectonic implications of Late Carboniferous A-type granites and gabbro-norites in NW Iran: Geochronological and geochemical constraints. *Lithos* 212–215: 266–279.
- Shahabpour, J. (2005) Tectonic evolution of the orogenic belt located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences* 24: 405–417.
- Shelley, D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. 2nd edition. Springer, Verlag, Berlin.
- Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists* 52: 1229–1258.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in Ocean Basins* (Eds. Saunders, A. S. and Norry, M. J.) Special Publication 42: 313-345. Geological Society of London.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Scientific Publications, London, UK.
- Tomilenko, A. A. and Kovyazin, S. V. (2008) Development of Corona Textures around Olivine in Anorthosites of the Korosten Pluton, Ukrainian Shield: Mineralogy, Geochemistry, and Fluid Inclusions. *Petrology* 16: 87–103.
- Torabi, G., 2009. Late Permian lamprophyric magmatism in North-East of Isfahan Province, Iran: A mark of rifting in the Gondwana land. *Comptes Rendus Geoscience* 341: 85-94.
- Turner, S. P. and Stüwe, K. (1992) Low-pressure corona textures between olivine and plagioclase in unmetamorphosed gabbros from Black Hill, South Australia. *Mineralogical Magazine* 56: 503–509.

- White, W. M. (2005) *Geochemistry*. Electronic Book (<http://eu.wiley.com/WileyCDA/WileyTitle/productCd-EHEP002849.html>).
- Xiong, X. L., Adamb, T. J., Greenb, T. H., 2005. Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: implications for TTG genesis. *Chemical Geology* 218: 339–359.
- Yeganehfar, H., Ghorbani, M. R., Shinjo, R. and Ghaderi, M. (2013) Magmatic and geodynamic evolution of Urumieh–Dokhtar basic volcanism, Central Iran: major, trace element, isotopic, and geochronologic implications. *International Geology Review* 55: 767–786.