مجله زمین‌شناسی اقتصادی
جلد 6، شماره 2 (سال 1393)
صفحات 393 تا 409

Journal of Economic Geology
Vol. 6, No. 2 (2014-2015)
ISSN 2008-7306

پتروژنز و سن‌سنجی زیرکن-اورانیم-سرب سنگهای دیوریتی پیروکسن‌دار اسکارنی شده منطقه بیشه (جنوب بیرجند- شرق ایران)

ملیحه نخعی[1*]، سید احمد مظاهری[1]، محمدحسن کریم‌پور[1]، جی لنگ فارمر[2]، چارلز استرن[2]، محمدحسین زرین‌کوب[3] و محمدرضا حیدریان شهری[1]

1) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران
2) گروه علوم زمین، دانشگاه کلرادو، بولدر، آمریکا
3) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

دریافت: 1392/11/11، پذیرش: 1393/4/31

چکیده

در منطقه بیشه واقع در شرق بلوک لوت، هورنبلند دیوریت‌های پورفیری در سنگهای رسوبی و آذرین (توف‌ها و سنگهای دیوریتی پیروکسن‌دار) نفوذ کرده و به‌ترتیب تشکیل اگزواسکارن و اندواسکارن داده است. بخشهای تغییر نیافته سنگهای دیوریتی پیروکسن‌دار، دارای ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و متاآلومین (A/NK≥ 1/78 و A/CNK≤ 0/95) هستند. نمودار چند عنصری به‌هنجار شده با گوشته اولیه نشان‌دهنده غنی‌شدگی از عناصر LIL مانند Rb، Ba، Cs و تهی‌شدگی از عناصر HFS نظیر Nb، P، Ti، Y و Yb است. نمودار عناصر نادر خاکی بیانگر مقادیر $(La/Yb)_N$ از 7/75 تا 8/63 و بی‌هنجاری منفی ضعیف Eu می‌باشد. این خصوصیات به همراه مقادیر بالای Th/Yb و Ta/Yb نشان‌دهنده ماگماتیسم وابسته به مناطق فرورانش حاشیه قاره‌هاست. تهی‌شدگی مشخص Nb و Ti ، میزان نسبتاً بالای $Mg^{\#}$، نسبتهای اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0/70606)، $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0/512424) و ε Nd (3/05-) نشان می‌دهد که ماگمای سازنده سنگهای مورد مطالعه از گوشته غنی‌شده منشأ گرفته و دچار آغشتگی پوسته‌ای شده است. مقادیر بالای Rb، Th، K و مقدار پایین P و Ti در سنگهای مورد بررسی مؤید آلودگی ماگما در پوسته فوقانی طی تکامل ماگما است. میزان Ba/Rb پایین (4/6-7/4) و Rb/Sr بالا (0/17-0/22)، نشان‌دهنده حضور فلوگوپیت در گوشته منشأ است. با توجه به میزان بالای $CaO+ Al_2O_3$ نمونه‌های مورد مطالعه (متوسط 22/3 درصد)، می‌توان گارنت پیروکسنیت فلوگوپیت‌دار را به‌عنوان منشأ ماگما در نظر گرفت. سن‌سنجی به روش زیرکن-اورانیم-سرب بر روی پیروکسن دیوریت پورفیری نشان می‌دهد که این ماگماتیسم در 44/07 میلیون سال پیش یعنی در ائوسن میانی (Lutetian) رخ داده است.

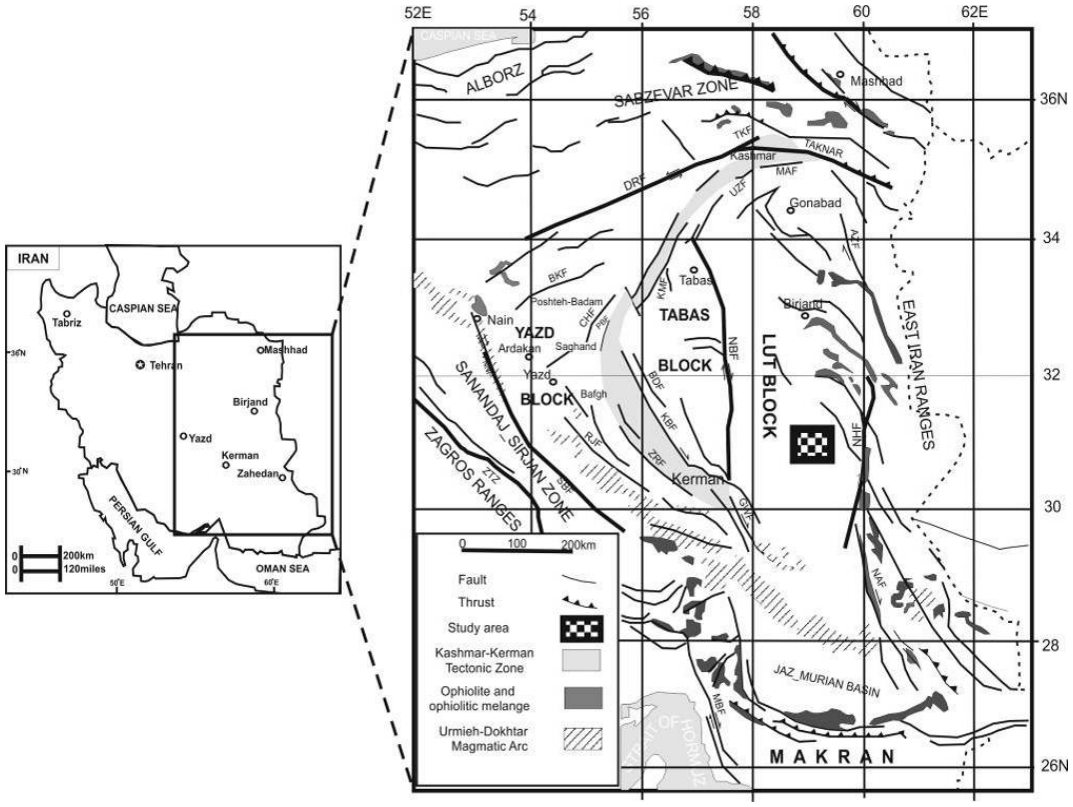
واژه های کلیدی: *لوت، بیشه، Rb-Sr، Sm-Nd ، سن‌سنجی زیرکن-اورانیم-سرب، هورنبلند دیوریت پورفیری.*

مقدمه

منطقه مورد مطالعه در 196 کیلومتری جنوب شهرستان بیرجند، دارای موقعیت جغرافیایی "13 '44 °31-"29 '42 °31 عرض شمالی و"12 '09°59 -"35 '05°59 طول شرقی در بخش شرقی بلوک لوت (Berberian and King, 1981b) قرار گرفته است (شکل 1). بلوک لوت، جزئی از خرد قاره ایران مرکزی بوده که این خرد قاره با زمین‌درزهای افیولیتی سیستان، نائین، بافت، گسل درونه و افیولیت‌های کاشمر– سبزوار احاطه شده و توسط گسلهای طویلی که به سمت باختر خمیدگی دارند و از نوع امتدادلغز راست‌گردند، به بلوک لوت، فرونشست طبس و بلوک یزد تقسیم شده است (Berberian, 1981a; Jackson and McKenzie, 1984; Lindenberg et al., 1984; Haghipour and Aghanabati, 1989; Alavi, 1991) (شکل 1). بیش از نیمی از سنگهای رخنمون‌یافته در بلوک لوت را سنگهای

* مسؤول مکاتبات: nakhaei2002@yahoo.com

ولکانیکی و پلوتونیکی تشکیل می‌دهد. فعالیت ماگمایی در این بلوک از ژوراسیک میانی آغاز شده است که توده‌های نفوذی شاه‌کوه، سرخ‌کوه و کلاته آهنی از قدیمی‌ترین سنگهای رخنمون یافته هستند (Esmaeily et al., 2005; Tarkian et al., 1983; Moradi Noghondar et al., 2011-2012). فعالیت ماگمایی ترشیری در بلوک لوت چشم‌گیر بوده و در مواردی با کانه‌زایی همراه بوده است (Karimpour et al., 2005; Arjmandzadeh et al., 2011; Richards et al., 2012). بخشی از این فعالیتهای ماگمایی و کانی‌زایی اسکارنی در منطقه بیشه صورت گرفته است. این پژوهش برای اولین‌بار، با هدف بررسی ژئوشیمی عناصر اصلی، کمیاب و ایزوتوپ‌های Rb-Sr, Sm-Nd توده‌های دیوریتی پیروکسن دار اسکارنی‌شده، به‌منظور شناخت پتروژنز آنها و نیز سن‌سنجی دقیق این سنگها صورت گرفته است.



شکل 1. نقشه تقسیمات ساختاری ایران (Berberian, 1981a; Jackson and McKenzie, 1984; Lindenberg et al., 1984; Haghipour and Aghanabati, 1989; Alavi, 1991) و موقعیت منطقه بیشه.

Fig. 1. Structural map of Iran (Berberian, 1981a; Jackson and McKenzie, 1984; Lindenberg et al., 1984; Haghipour and Aghanabati, 1989; Alavi, 1991) and location of Bisheh area.

روش مطالعه

تعداد 350 مقطع نازک از سنگهای منطقه (سطحی و مغزه‌های حفاری) تهیه و مورد مطالعه میکروسکپی قرار گرفتند. تعداد 13 نمونه سطحی از سنگهای دیوریتی پیروکسن‌دار که دارای کمترین دگرسانی بودند، انتخاب و پس از خردایش (رساندن ابعاد نمونه‌ها به 1 تا 2 سانتی‌متر) و نرمایش (رساندن اندازه نمونه‌ها به 200 مش) توسط دستگاه XRF مدل X'unique II ساخت شرکت فیلیپس، در دانشگاه فردوسی مشهد مورد تجزیه شیمیایی عناصر اصلی قرار گرفت. تعداد 11 عدد از این نمونه‌ها در آزمایشگاه Acme کانادا به روش ICP-MS (کد 4B03) برای عناصر فرعی و نادر خاکی (REE) به روش ذوب قلیایی آماده و سپس تجزیه شدند. یک نمونه نیز مورد آنالیز ژئوشیمی ایزوتوپی و سن‌سنجی قرار گرفت.

تجزیه ایزوتوپ‌های رادیوژنیک Rb-Sr و Sm-Nd با دستگاه six-collector Finnigan MAT 261 thermal-ionization mass spectrometer در دانشگاه بولدر کلرادو (امریکا) صورت پذیرفت. نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ با استفاده از four- collector static mode measurements اندازه‌گیری شده و نتیجه با نمونه استاندارد SRM- 987 با مقدار $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.71028 (خطای 2 سیگما) که در حین اندازه‌گیری نمونه مجهول تجزیه شده و مقدار 0.71032±2 را نشان داد، تصحیح شد. همچنین مقدار $^{143}Nd/^{144}Nd$ با مقدار اندازه‌گیری شده 0.7219 = $^{143}Nd/^{144}Nd$ نمونه استاندارد به‌هنجار شد. تجزیه با dynamic mode- three-collector measurements انجام گرفت و در طول انجام، تجزیه نمونه استاندارد La Jolla Nd نیز بارها تکرار شد که مقدار میانگین 0.511838±8 (بر مبنای محاسبه خطای 2 سیگما) را مشخص کرد. زیرکن‌های جدا شده در مرکز Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei، به روش laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS) مورد سن‌سنجی قرار گرفتند.

زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی

واحدهای سنگی منطقه در پنج گروه سنگهای رسوبی، سنگهای آذرین نیمه عمیق، گدازه‌ها، آذرآواری‌ها و اسکارن‌ها جای می‌گیرند (شکل 2). قدیمی‌ترین واحد چینه سنگی منطقه مورد مطالعه، شیل و ماسه سنگهای ژوراسیک است (Behrouzi and Nazer, 1992). کنگلومرای قاعده‌ای پالئوسن و آهکهای توده‌ای و ضخیم‌لایه که دارای ریز فسیل‌های پالئوسن هستند به صورت دگرشیب بر روی شیل و ماسه سنگ ژوراسیک قرار گرفته‌اند. سنگهای آتشفشانی- آذرآواری منسوب به ائوسن (Behrouzi and Nazer, 1992) شامل آندزیت، داسیت و توف‌های داسیتی بوده که توسط سنگهای نیمه‌عمیق حدواسط (دیوریتی) قطع شده‌اند. توده‌های نیمه‌نفوذی پیروکسن‌دار مورد بحث (پیروکسن دیوریت پورفیری و هورنبلند پیروکسن دیوریت پورفیری) بیشتر در بخشهای شمالی و غربی منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند (شکل 2). در شمال روستای بیشه (که در 1 کیلومتری جنوب محدوده مورد مطالعه قرار دارد) بر روی گدازه و توف‌های ائوسن، کنگلومراهای نئوژن به ضخامت 40 تا 50 متر به‌گونه ناهمساز قرار گرفته‌اند. قسمتهای جنوب شرقی و بخشهایی از شمال غرب منطقه دارای پوشش آبرفتی است.

منطقه بیشه به لحاظ کانی‌سازی آهن حایز اهمیت است (Nakhaei et al., 2012). رخنمون اسکارن در منطقه مورد مطالعه کم و شامل عدسیهایی کوچک در بخش جنوب غربی واحد آهکی و از نوع اگزو اسکارن می‌باشد. بررسی بیش از 2800 متر مغزه حفاری نشان داد که هجوم هورنبلند دیوریت‌های نیمه‌نفوذی در سنگ آهکها، سنگهای ولکانیکی و سنگهای دیوریتی پیروکسن‌دار باعث تشکیل اگزو اسکارن و اندو اسکارن در منطقه مورد مطالعه گردیده است. شکل 3 نقشه زمین‌شناسی ساده شده زیر سطحی از تشکیل اسکارن بر مبنای مطالعه 4 گمانه و شکل 4 بروز اندو اسکارن در پیروکسن دیوریت‌های پورفیری و هورنبلند پیروکسن دیوریت‌های پورفیری را نشان می‌دهد. در این سنگها رگه‌هایی از کانیهای اسکارنی مانند گارنت، اپیدوت و وزوویانیت به همراه کوارتز و کلسیت دیده می‌شود.

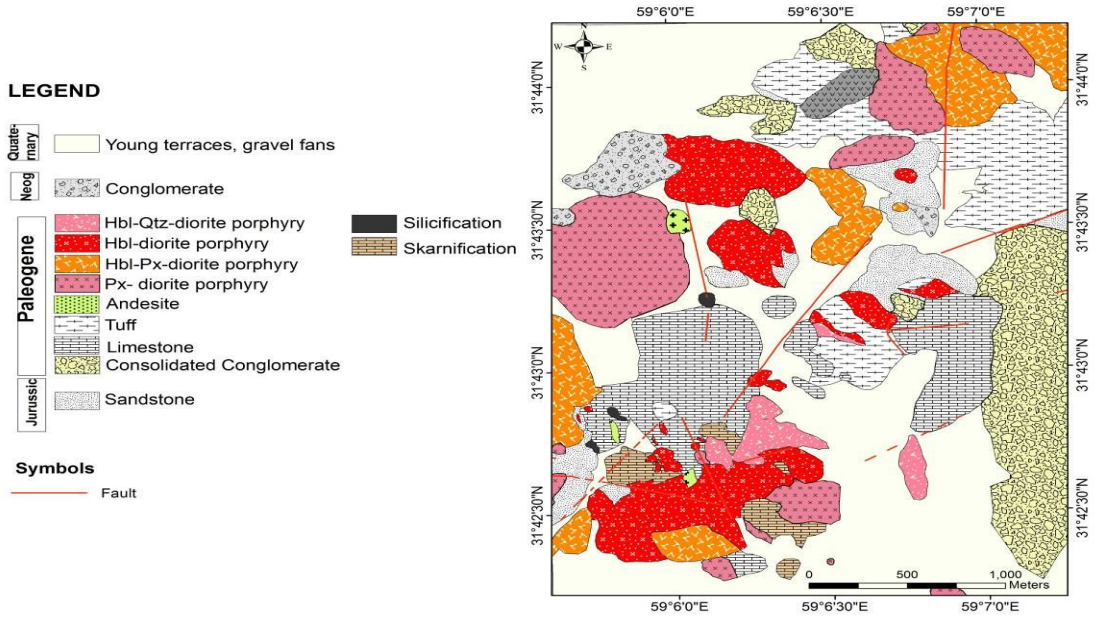
ویژگیهای سنگ‌شناسی پیروکسن دیوریت پورفیری و هورنبلند پیروکسن دیوریت پورفیری‌های منطقه مورد مطالعه به شرح زیر است:

پیروکسن دیوریت پورفیری: بافت این سنگها پورفیری با زمینه دانه‌ریز و گاهی گلومروپورفیری است. میزان فنوکریست حدود 45 تا 50 درصد بوده که از این مقدار حدود 30 تا 35 درصد را پلاژیوکلاز و 10 تا 15 درصد را پیروکسن تشکیل می‌دهد (شکل A-5). در بعضی نمونه‌ها نیز هورنبلند به صورت فنوکریست و به میزان کمتر از 4 درصد وجود دارد. اندازه پلاژیوکلازها به طور متوسط از 0/7 تا 1 میلی‌متر و پیروکسن‌ها نیز از 0/3 تا 1/5 میلی‌متر متغیر است. اسفن و آپاتیت کانیهای فرعی موجود در این سنگها هستند. این واحد تحت تأثیر دگرسانی کلریتی و به‌صورت جزئی کربناتی قرار گرفته است. برخی بلورهای پیروکسن به طور کامل به کلریت آهن‌دار تبدیل شده‌اند و سپس کربنات شکستگیهای آنها را پر کرده است.

هورنبلند پیروکسن دیوریت پورفیری: بافت این سنگها پورفیری با زمینه ریزدانه است. فنوکریست‌ها شامل پلاژیوکلاز (25 تا 30 درصد)، پیروکسن (حدود 9 درصد) و هورنبلند (6

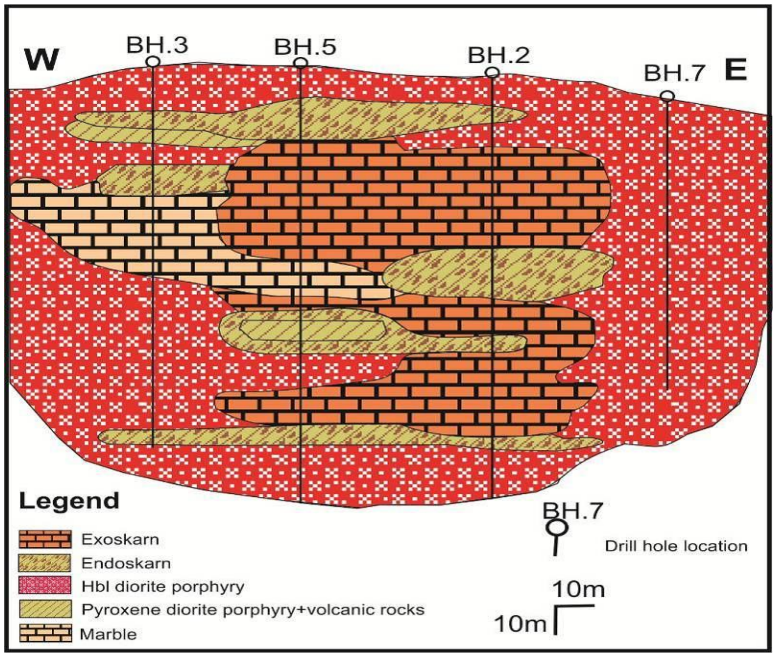
تا 7 درصد) می‌باشد (شکل 5 -B). پیروکسن با ماکل تکراری و اشکال هشت ضلعی دیده می‌شود، متوسط اندازه موجود در سنگ می‌باشند. آمفیبول و پیروکسن در بعضی از نمونه‌ها به کلریت آهن‌دار تبدیل شده‌اند. در بعضی از نمونه‌های مورد مطالعه پلاژیوکلازها به اپیدوت تبدیل شده‌اند و همراهی کلریت، اپیدوت و کربنات سبب بروز دگرسانی پروپیلیتیک گردیده است.

پلاژیوکلازها 0/8 میلی‌متر است. اسفن و آپاتیت کانیهای فرعی



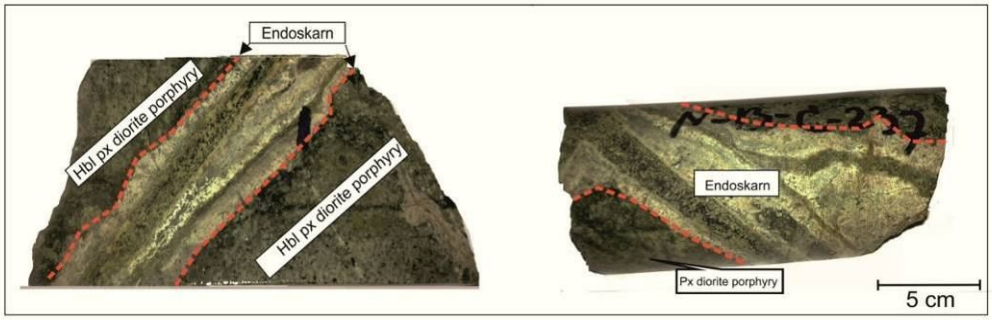
شکل 2. نقشه زمین‌شناسی منطقه بیشه

Fig. 2. Geological map of Bisheh area.



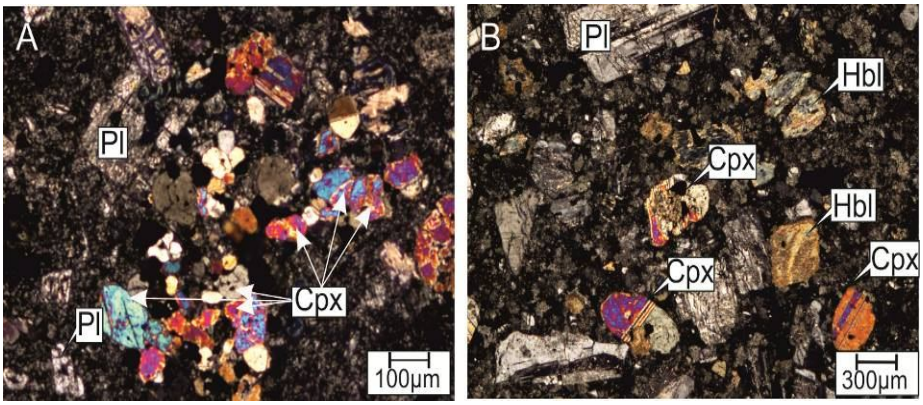
شکل 3. نقشه زمین‌شناسی ساده شده زیر سطحی از تشکیل اسکارن در منطقه بیشه.

Fig. 3. Simplified subsurface geological map of skarn formation in Bisheh area.



شکل4. تشکیل اندو اسکارن در سنگهای دیوریتی پیروکسن‌دار منطقه بیشه.

Fig. 4. Endoskarn formation in pyroxene-bearing dioritic rocks of Bisheh area.



شکل 5. تصاویر میکروسکپی از A: پیروکسن دیوریت‌های پورفیری و B: هورنبلند پیروکسن دیوریت‌های پورفیری منطقه بیشه (XPL). علایم اختصاری استفاده شده از (Whitney and Evans, 2010) می‌باشد :Pl پلاژیوکلاز؛ CPX: کلینوپیروکسن؛ Hbl: هورنبلند.

Fig. 5. Photomicrograph of A: Pyroxene diorites porphyry and B: Hornblende pyroxene diorites porphyry of Bisheh area. Abbreviations are from Whitney and Evans (2010): Pl: plagioclase, CPx: clinopyroxene, Hbl: hornblende.

ژئوشیمی

نتایج تجزیه شیمیایی 13 نمونه از سنگهای دیوریتی پیروکسن‌دار مورد مطالعه در جدول 1 آمده است. نمونه‌های مورد تجزیه، از مناطق سطحی انتخاب شده‌اند که تحت تأثیر فعل و انفعالات تشکیل اسکارن قرار نگرفته و سالم بوده‌اند.

این سنگها با توجه به نمودار Na_2O+K_2O نسبت به SiO_2 (Middlemost, 1994)، در محدوده دیوریت قرار دارند(شکل A-6) که از این جهت با مطالعات پتروگرافی مطابقت دارد. نمونه‌های نیمه نفوذی مورد مطالعه بر اساس نمودار شاند (Shand, 1943) در محدوده متا آلومین و بر اساس تفکیک گرانیتوئیدها توسط (Chappell and White, 1974; Chappell and White, 2001) در گروه گرانیتوئیدهای نوع I قرار گرفته اند(شکل B-6). میزان پایین مقادیر محاسبه شده (A.R. (Geng et al., 2009)، نشان‌دهنده ماهیت کالک‌آلکالن ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگها می‌باشد (شکل C-6). بر پایه نمودار K_2O در مقابل سیلیس (Peccerillo and Taylor, 1976)، تمام سنگهای منطقه مورد مطالعه در محدوده کالک‌آلکالن پتاسیم بالا واقع شده‌اند (شکل D-6).

بحث

منشأ و محیط تکتونیکی

عناصر کمیاب در تعیین نوع تحولات ماگمایی اعم از ذوب‌بخشی، تفریق بلورین و یا اختلاط ماگمایی کاربرد دارند (Liu et al., 2012; Peccerillo et al., 2003; Schiano et al., 2010; Wang et al., 2010; Zhang et al., 2014; Li et al., 2011). نمودار ژئوشیمیایی La/Sm در مقابل La (Li et al., 2011) نشان‌دهنده نقش ذوب‌بخشی در تحولات ماگمایی و ایجاد خصوصیات ژئوشیمیایی سنگهای دیوریتی مورد مطالعه است (شکل 7).

جدول 1. نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی (بر حسب درصد) و کمیاب (بر حسب گرم بر تن) تعدادی از سنگهای دیوریتی پیروکسن‌دار منطقه بیشه.

Table 1. Major (Wt.%) and trace (ppm) element analysis of pyroxene-bearing dioritic rocks of Bisheh area.

	NB135	NB139	NB117	NB100	NB147	NB175	NB152
X	59° 06' 41″	59° 06' 49″	59° 05' 50″	59° 06' 28″	59° 06' 40″	59° 07' 01″	59° 06' 44″
Y	31° 43' 59″	31° 44' 10″	31° 43' 17″	31° 42' 19″	31° 43' 45″	31° 44' 04″	31° 43' 34″
SiO_2(wt%)	56.98	58.86	58.88	58.33	59.17	57.75	58.93
TiO_2	0.78	0.76	0.76	0.82	0.79	0.74	0.84
Al_2O_3	14.71	15.31	14.19	14.47	15.45	14.37	14.19
FeO_t	8.82	7.6	8.32	6.87	6.99	6.66	7.15
MnO	0.12	0.14	0.12	0.13	0.12	0.12	0.11
MgO	4.03	2.86	3.34	3.72	4.58	2.51	4.4
CaO	6.47	6.99	6.81	6.87	4.65	6.45	5.98
Na_2O	2.53	2.97	2.49	2.18	2.38	2.7	2.14
K_2O	3.05	3.07	3.01	3.05	3.51	3.18	3.09
P_2O_5	0.22	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
LOI	1.3	1.4	2.8	3.15	1.94	1.88	2.77
Total	99.01	100.16	100.92	99.79	99.78	96.56	99.8
$Mg^{\#}$	0.45	0.40	0.41	0.49	0.54	0.40	0.52
A/CNK	0.76	0.73	0.72	0.74	0.95	0.73	0.80
A/NK	1.98	1.78	1.94	2.11	2.02	1.83	2.08
Ba(ppm)			520	698	547	645	505
Rb			93.3	93.1	116.4	113.1	90.7
Sr			430.3	524.1	526.1	553.5	485.9
Zr			156.5	155.8	154.4	156.9	156.9
Nb			12.7	12.3	13.2	12.5	12.6
Y			20.7	19.3	18.3	18	18.4
Cs			3.3	6.7	5.2	2.1	5.5
Ta			0.9	0.9	0.8	0.8	0.8
Hf			4	4	4	4	4.5
Th			9.7	9.1	9.1	9.7	8.9
U			2.5	2.5	2.4	2.5	2.3
Co			17.9	17.7	20.1	19.4	17.8
La			26.2	25.2	24.4	25.4	24.7
Ce			53.9	48.8	48.2	48.7	48.7
Pr			6.13	5.78	5.78	5.79	5.79
Nd			25.7	21.1	21	22.9	21
Sm			4.59	4.3	4.48	4.43	4.35
Eu			1.12	1.14	1.11	1.11	1.05
Gd			4.25	4.03	3.85	4	3.92
Tb			0.65	0.62	0.62	0.62	0.63
Dy			3.78	3.38	3.45	3.56	3.51
Ho			0.73	0.74	0.7	0.75	0.7
Er			2.09	2.15	2.11	2.06	2.1
Tm			0.32	0.28	0.31	0.28	0.3
Yb			2.06	2.19	2.02	2.09	1.93
Lu			0.32	0.32	0.29	0.31	0.32
$(La/Yb)_N$			8.57	7.75	8.13	8.1	8.63
$(Tb/Yb)_N$			1.39	1.24	1.35	1.3	1.43
Eu/Eu*			0.78	0.84	0.82	0.81	0.78

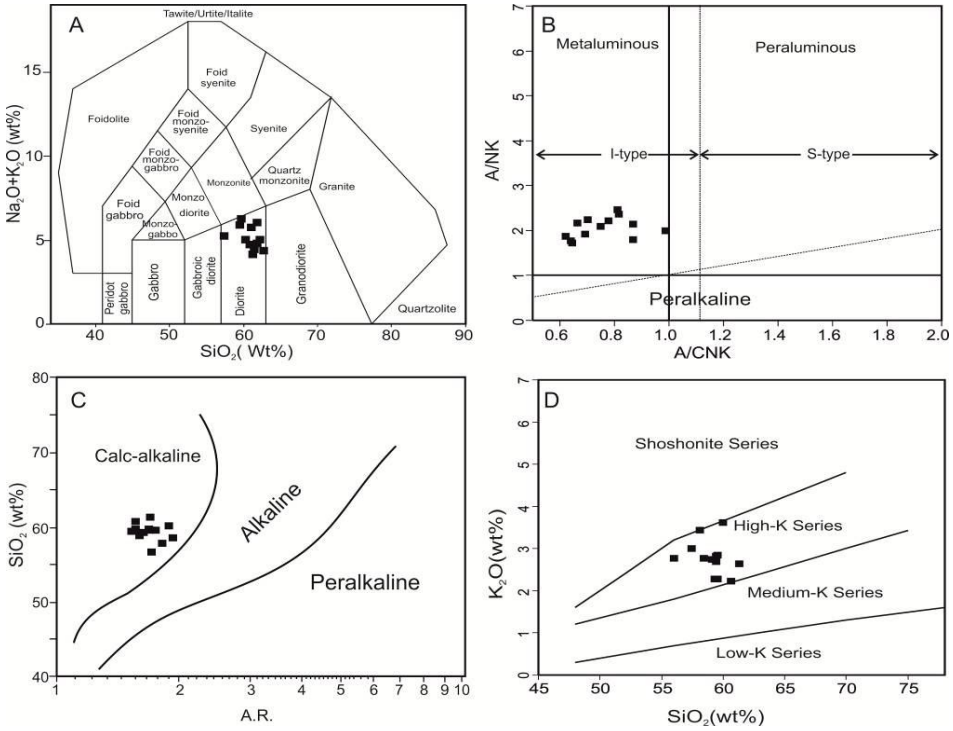
ادامه جدول 1. نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی (بر حسب درصد) و کمیاب (بر حسب گرم بر تن) تعدادی از سنگهای دیوریتی پیروکسن‌دار منطقه بیشه.

Table 1 (continued). Major (Wt.%) and trace (ppm) element analysis of pyroxene-bearing dioritic rocks of Bisheh area.

	NB116	NB144	NB3	NB118	NB134	NB109
X	59° 05′ 52″	59° 06' 34″	59° 05′ 37″	59° 05′ 53″	59° 06' 41″	59° 06' 50″
Y	31° 43' 13'	31° 43' 32″	31° 42' 38″	31° 43 31″	31° 43' 59″	31° 42' 07″
SiO_2(wt%)	58.68	59.91	58.79	59.55	58.91	58.15
TiO_2	0.78	0.74	0.74	0.77	0.79	0.82
Al_2O_3	14.81	15.27	14.95	14.54	15.18	15.48
FeO_t	6.71	6.84	6.43	6.34	7.15	7.01
MnO	0.11	0.11	0.11	0.12	0.11	0.13
MgO	3.71	3.88	4.64	3.39	3.45	4.43
CaO	6.12	5.54	6.19	6.69	6.15	5.13
Na_2O	2.22	2.49	2.12	2.28	2.3	2.79
K_2O	3.03	2.97	2.78	2.75	2.78	3.41
P_2O_5	0.17	0.19	0.2	0.2	0.21	0.2
LOI	3.45	1.85	2.85	3.17	2.43	2.31
Total	99.79	99.79	99.8	99.8	99.46	99.86
$Mg^{\#}$	0.49	0.50	0.56	0.49	0.40	0.53
A/CNK	0.82	0.88	0.84	0.77	0.80	0.88
A/NK	2.15	2.10	2.32	2.17	2.17	1.88
Ba(ppm)	543	500	519	546	499	682
Rb	95.3	102.4	96.3	92.5	87.4	124.8
Sr	479.7	563.9	495.5	500.9	488.3	655.1
Zr	151.8	168.3	165.4	162.4	158.9	151.9
Nb	12.1	13.2	12	12.7	12.4	12
Y	18.4	19.7	19.7	20	19.3	18.7
Cs	6.3	3.4	5.3	3.8	1.8	3.3
Ta	0.9	0.8	0.8	0.8	0.9	0.8
Hf	4.1	4	4.3	4.2	3.9	3.9
Th	8.6	9.3	9.8	9.5	9.2	9.1
U	2.2	2.3	2.5	2.3	2.3	2.3
Co	18.2	18.3	17.1	16.8	19	18.7
La	24.4	26.8	25.6	25.6	25.9	24.1
Ce	47.3	52.9	51.6	50.3	50.1	47.9
Pr	5.65	6.19	5.95	5.9	5.93	5.64
Nd	20.8	24.6	22.4	22.4	22.2	21.3
Sm	4.26	4.78	4.34	4.48	4.47	4.22
Eu	1.05	1.24	1.13	1.08	1.15	1.1
Gd	3.77	4.1	4.03	4	4.08	3.88
Tb	0.63	0.66	0.64	0.64	0.76	0.61
Dy	3.67	3.93	3.43	3.51	3.47	3.46
Ho	0.67	0.79	0.74	0.76	0.74	0.71
Er	2.06	2.33	2.06	2.18	2.12	2.05
Tm	0.3	0.31	0.31	0.3	0.3	0.28
Yb	2.11	2.11	2.12	2.03	2.04	2.06
Lu	0.32	0.32	0.31	0.3	0.32	0.3
$(La/Yb)_N$	7.79	8.52	8.14	8.5	8.56	7.88
$(Tb/Yb)_N$	1.31	1.37	1.33	1.39	1.64	1.3
Eu/Eu*	0.80	0.86	0.83	0.77	0.83	0.82

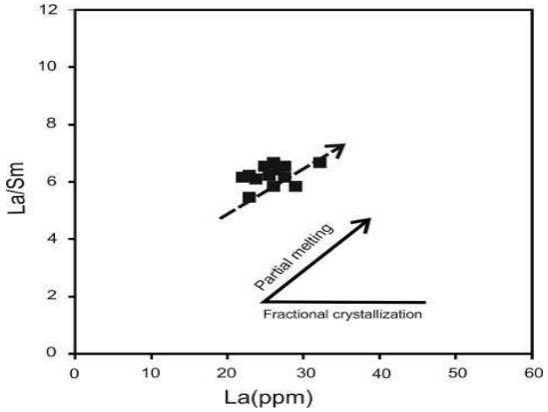
نمودار عنکبوتی چند عنصری به‌هنجار شده با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای سنگهای مورد مطالعه در شکل A-8 نشان داده شده است. این سنگها، تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا نظیر Nb، P، Ti، Y و Yb را نشان می‌دهند. بی‌هنجاری منفی P ، Ti و Nb به جدایش آپاتیت، تیتانومگنتیت، روتیل، ایلمنیت و پرووسکیت (Reagan and Gill, 1989) و آغشتگی ماگما با مواد

پوسته‌ای (Zhou et al., 2009) حین صعود و جای‌گزینی آن در مناطق فرورانش مربوط می‌باشد (Arsalan and Aslan, 2006; Erkül et al., 2008; Ahmadi Khalaji et al., 2007; Kaygusuz and Aydınçakır, 2009; Lin et al., 2012; Dong et al., 2012; Eyuboglu et al., 2011; Mirnejad et al., 2013).



شکل 6. A: نام‌گذاری سنگهای نیمه‌عمیق پیروکسن‌دار بیشه با استفاده از نمودار (Middlemost, 1994)، B: بررسی شاخص اشباع از آلومین در سنگهای نیمه‌عمیق منطقه مورد مطالعه با استفاده از نمودار (Shand, 1943)، C: نمودار A.R.-SiO_2 (Geng et al., 2009)، D: نمودار K_2O در برابر سیلیس (Peccerillo and Taylor, 1976) A.R.= $(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)/(Al_2O_3+CaO-Na_2O-K_2O)$

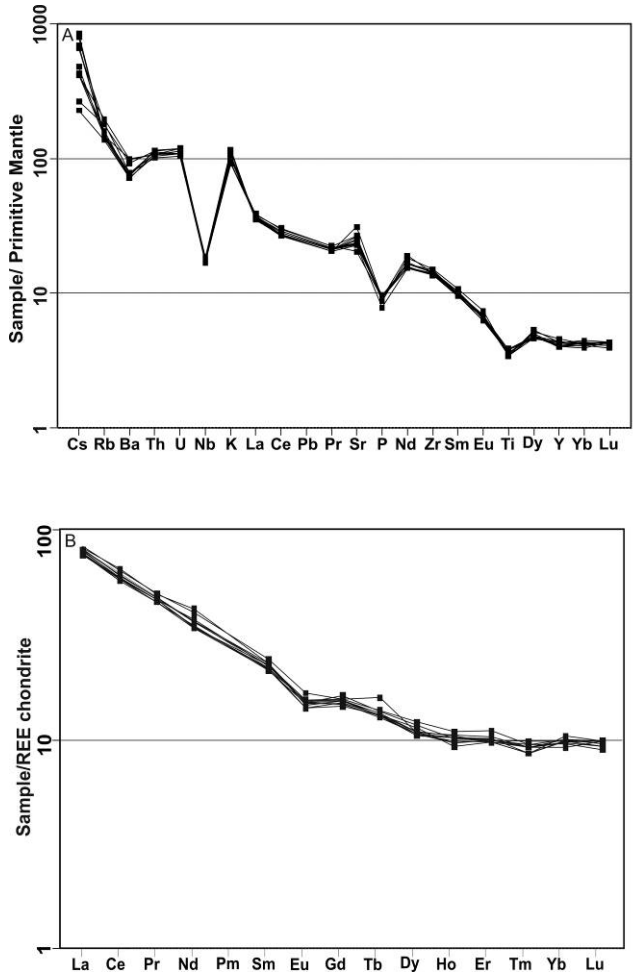
Fig. 6. A: Naming of pyroxene-bearing subvolcanic rocks of Bisheh area with (Middlemost, 1994) diagram, B: Aluminum saturation index of subvolcanic rocks with (Shand, 1943) diagram, C: A.R.-SiO_2 diagram (Geng et al., 2009) A.R. = $(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)/(Al_2O_3+CaO-Na_2O-K_2O)$, D: K_2O versus SiO_2 diagram (Peccerillo and Taylor, 1976).



شکل 7. نمودار La/Sm در برابر La (Li et al., 2011)، که نشان‌دهنده نقش ذوب‌بخشی در تحولات ماگمایی سنگهای منطقه بیشه می‌باشد.

Fig. 7. La/Sm versus La diagram (Li et al., 2011) that shows partial melting role in magmatic process of rocks in Bisheh area.

نمودار فراوانی REE به‌هنجار شده با کندریت (Boynton, 1984) (شکل B-8) بیانگر غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین می‌باشد. میزان $(La/Yb)_N$ از 7/75 تا 8/63 متغیر بوده که نشان‌دهنده تفریق عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین است. بی‌هنجاری منفی Eu (Eu/Eu*= 0/77-0/86) حاکی از این است که فلدسپار یک فاز در باقی‌مانده ذوب نشده، بوده است. غنی‌شدگی نمونه‌ها از LREE و فقیرشدگی آنها از HREE بیانگر ماگماتیسم نفوذی متا آلومین نوع I کمانهای آتشفشانی حاشیه قاره‌هاست که به فرورانش وابسته‌اند (Wilson, 1989).



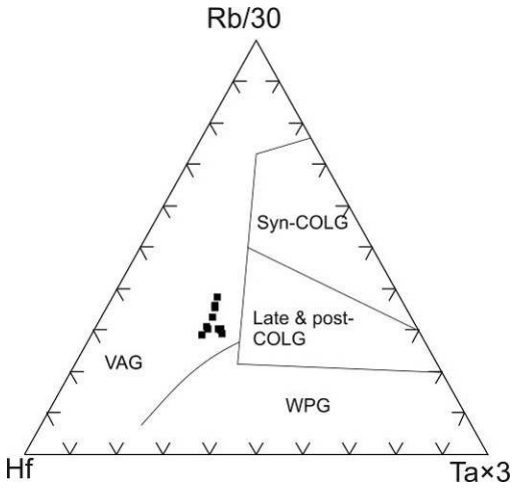
شکل 8. A: نمودار عناصر کمیاب به‌هنجار شده با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، B: نمودار عناصر نادر خاکی به‌هنجار شده با کندریت (Boynton, 1984) در منطقه بیشه.

Fig. 8. A: Primitive mantle normalized trace elements diagram (Sun and McDonough, 1989), B: chondrite-normalized rare earth elements (Boynton, 1984) in Bisheh area.

بر پایه نمودار (Harris et al., 1986) نیز سنگهای مورد مطالعه در گستره کمان ماگمایی وابسته به فرورانش قرار می‌گیرند (شکل 9).

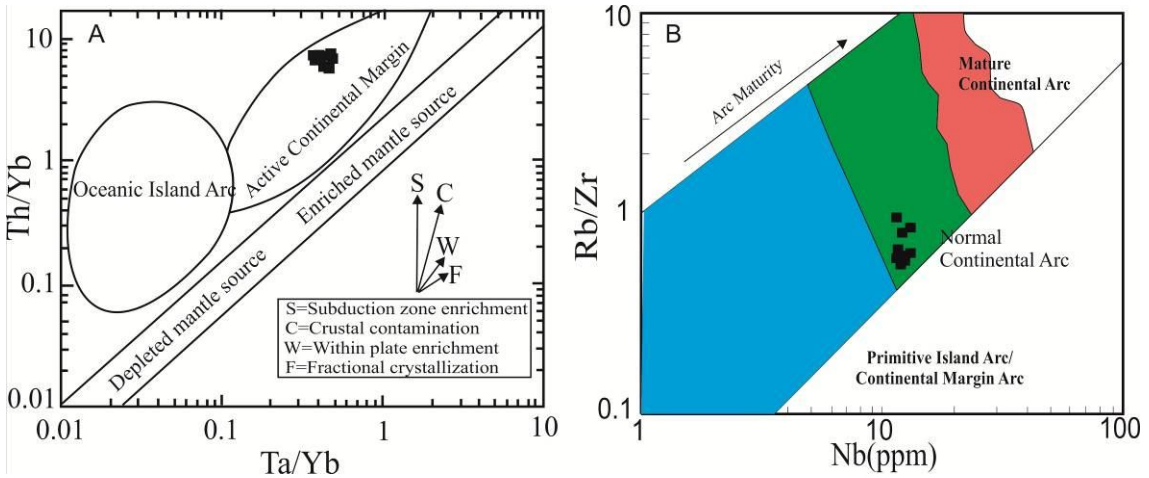
همان‌گونه که اشاره شد، توده‌های نیمه نفوذی بیشه وابسته به محیط تکتونیکی قوس ماگمایی می‌باشند. این نوع گرانیتوئیدها از نظر جایگاه ممکن است اقیانوسی یا قاره‌ای باشند. محققان زیادی با بررسی عناصر کمیاب به تفکیک جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدهای مرتبط با قوس ماگمایی پرداخته‌اند (Condie, 1989; Pearce and Peate, 1995; Dunphy and Ludden, 1998; Schandl and Gorton, 2002). نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1983) (شکل A-10) که در آن قوس

ماگمایی وابسته به قاره و اقیانوس از یکدیگر تفکیک شده، در محدوده کمان ماگمایی وابسته به قاره قرار گرفته اند. Brown و همکاران (Brown et al., 1984) دریافتند که با افزایش بلوغ، گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی از عناصر Rb، Th، U، Ta، Nb، Hf و Y غنی‌شده و از عناصر Ba، Sr، P، Zr و Ti تهی می‌شوند. آنها نشان دادند که نمودار دو متغیره نسبت Rb/Zr در مقابل Nb همبستگی مثبت نشان می‌دهد که در آن، مقادیر با افزایش بلوغ کمان افزایش می‌یابند. شکل B-10 نمودار Rb/Zr در مقابل Nb برای توده‌های دیوریتی منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. همان‌طور که نشان داده شده است نمونه‌های مورد بررسی در محدوده قوسهای نرمال قرار گرفته‌اند.



شکل 9. نمودار Hf-Rb-Ta (Harris et al., 1986) که مشخص‌کننده کمان ماگمایی وابسته به فرورانش برای نمونه‌های منطقه بیشه می‌باشد.

Fig. 9. Hf-Rb-Ta diagram (Harris et al., 1986) that shows volcanic arc related to subduction zone for Bisheh area samples.



شکل 10. A: نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb (Pearce, 1983) و B: Rb/Zr نسبت به Nb (Brown et al, 1984) برای جدایش محیطهای زمین‌ساختی مختلف و موقعیت نمونه‌های منطقه بیشه.

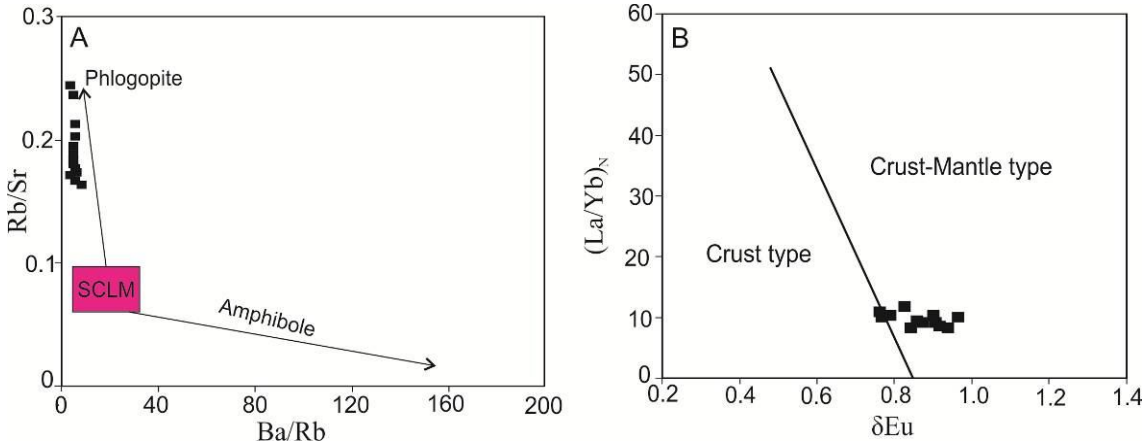
Fig. 10. A: Th/Yb versus Ta/Yb diagram (Pearce, 1983), B: Rb/Zr versus Nb (Brown et al., 1984) for discrimination of different tectonic environments and location of Bisheh area samples.

ماگمای تشکیل‌شده در زون فرورانش از گوشته و یا از پوسته اقیانوسی فرورونده منشأ می‌گیرد. یکی از مواردی که می‌تواند جهت تمایز این دو محیط سودمند باشد، میزان $Mg^{\#}$ سنگهای مورد مطالعه است. اگر میزان $Mg^{\#}$ سنگ کمتر از 0/4 باشد، ماگمای تشکیل‌شده از پوسته اقیانوسی و در صورتی‌که این میزان بیشتر از 0/4 باشد، منشأ گوشته‌ای است

(Rapp and Watson, 1995). با توجه به میزان نسبتاً بالای مقادیر $Mg^{\#}$ در نمونه‌های مورد مطالعه (0/56-0/4) می‌توان نقش گوشته در تشکیل ماگمای سنگهای مورد مطالعه را مؤثر دانست. علاوه بر این به باور (Wang et al., 2013) تهی‌شدگی مشخص Nb و Ta نیز می‌تواند نشان‌دهنده منشأ گوشته‌ای باشد.

سنگهای مورد مطالعه دارای میزان Ba/Rb پایین (4/6-7/4) و Rb/Sr بالا (0/17-0/22) بوده، شکل A-11 که نشان‌دهنده حضور فلوگوپیت در گوشته منشأ است (Furman and Graham, 1999). در نتیجه آب‌زدایی و آزاد شدن محلولها از پوسته فرورونده مقدار فراوانی از عناصر و مواد وارد گوشته بالایی شده و فلوگوپیت از جمله کانیهایی است که در اثر فرآیندهای متاسوماتیسم به وجود می‌آید (Fyfe and McBirney, 1975; Chakrabarti et al.,2009). حضور فلوگوپیت در منشأ برای تخمین عمق ماگما اهمیت دارد (Green and Falloon, 1998) به طوری‌که این کانی در گوشته بالایی تا حدود 150 کیلومتری پایدار است (Wyllie and Sekine, 1982; Foley, 1993). سنگهای منشأ فلوگوپیت‌دار شامل گارنت پیروکسنیت و گارنت پریدوتیت می‌باشند. ذوب‌بخشی گارنت پیروکسنیت ، ماگمایی با غنی‌شدگی از Al_2O_3 و به خصوص CaO ایجاد می‌کند (Hirschmann and Stolper, 1996; Kogiso and Hirschmann, 2001). با توجه به میزان بالای $CaO+Al_2O_3$ نمونه‌های مورد مطالعه (متوسط 22/3 درصد)، می‌توان گارنت پیروکسنیت را به‌عنوان منشأ ماگما در نظر گرفت (Zou et al., 2003).

مقادیر بالای Rb، Th، K و مقدار پایین P و Ti در سنگهای مورد بررسی (شکل A–8) قابل مقایسه با مذابهای پوسته‌ای بوده و می‌تواند بیانگر آلودگی ماگما در پوسته فوقانی طی تکامل ماگما باشد (Kuşcu et al., 2002). نسبتهای Nb/U و Nb/La نیز یکی از راههای تشخیص آلودگی پوسته‌ای محسوب می‌شود (Pang et al., 2013). بازالت‌های اقیانوسی دارای Nb/U حدود50 و Nb/La حدود 1/3-0/9 است (Sun and McDonough, 1989)، در حالی‌که میزان نسبتهای یاد شده برای میانگین پوسته قاره‌ای به ترتیب حدود 4/4 و 0/39 می‌باشد (Rudnick and Gao, 2003). مقادیر Nb/U سنگهای مورد مطالعه 25/ 4 تا 5/7 (میانگین 5/2) و مقدار Nb/La بین 0/44 تا 0/54 (میانگین 0/48) بوده که به مقادیر مذکور برای پوسته قاره‌ای بالایی نزدیک است. نمودار $(La/Yb)_N$ در مقابل δEu (Zhang et al., 2014) نیز نشان‌دهنده نقش مشترک گوشته و پوسته در تشکیل ماگمای ایجاد کننده سنگهای مورد مطالعه می‌باشد (شکل B-11).

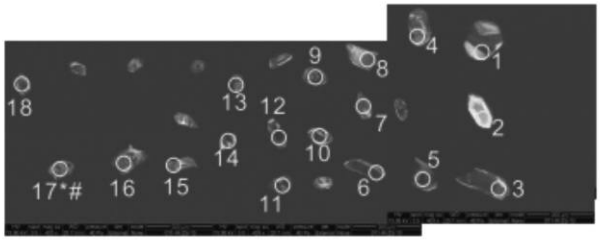


شکل 11. A: نمودار Rb/Sr در مقابل Ba/Rb (Furman and Graham, 1999) نشان‌دهنده حضور فلوگوپیت در گوشته برای نمونه‌های منطقه بیشه می‌باشد، (SCLM-subcontinental lithospheric mantle)، B: نمودار $(La/Yb)_N$ در برابر δEu (Zhang et al., 2014) و موقعیت نمونه‌های منطقه بیشه. $\delta Eu=Eu_N/1/2(Sm_N+Gd_N)$

Fig. 11. A: Rb/Sr versus Ba/Rb (Furman and Graham, 1999) [50] shows presence of phlogopite in mantle for Bisheh area samples (SCLM-subcontinental lithospheric mantle), B: $(La/Yb)_N$ versus δEu (Zhang et al., 2014) and location of Bisheh area samples. $\delta Eu=Eu_N/1/2(Sm_N+Gd_N)$.

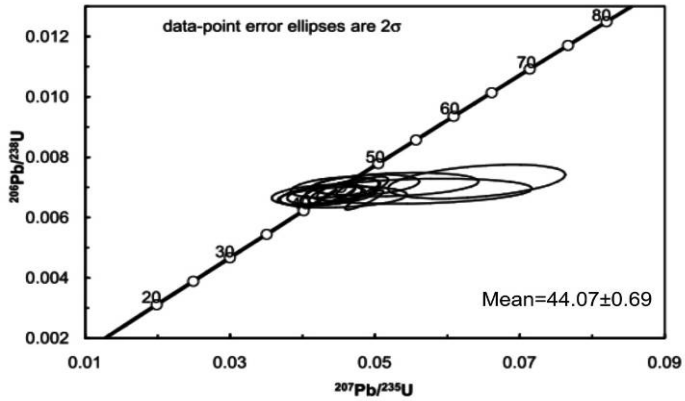
سن‌سنجی

برای سن‌سنجی به روش زیرکن- اورانیم-سرب لازم است مقدار کافی از سنگ مورد مطالعه که بسته به ترکیب سنگ متغیر می‌باشد، برداشت شود. دانه‌های زیرکن با استفاده از مایعات سنگین جدا گردیده و سپس فرآیندهای لازم جهت سن‌سنجی را طی می‌نمایند (Hoskin and Schaltegger, 2003; Parrish and Noble, 2003). زیرکن‌های جدا شده از نمونه مورد مطالعه در قالب مخصوص چیده شده و سپس از آنها تصویر CL (کاتد لومینسانس) تهیه گردید (شکل 12). نتایج حاصل از سن‌سنجی، برای تعدادی از دانه‌ها در جدول 2 و نمودار کنکوردیای مربوطه در شکل 13 نمایش داده شده است. بر اساس نتایج حاصل از این مطالعه، سنگهای مذکور دارای سن 0/69 ± 44/07 میلیون سال (ائوسن میانی) می‌باشند.



شکل 12. تصویر CL (کاتدلومینسانس) از دانه‌های زیرکن پیروکسن دیوریت پورفیری منطقه بیشه که مورد سن‌سنجی قرار گرفته است.

Fig. 12. Cathodoluminescence (CL) images of zircons from the Bisheh pyroxene diorite porphyry which have been dated.



شکل 13. نمودار کنکوردیا برای 20 دانه زیرکن پیروکسن دیوریت پورفیری منطقه بیشه که به روش زیرکن-اورانیم-سرب سن‌سنجی شده است.

Fig. 13. U–Pb Concordia diagrams for 20 zircon grains of Bisheh area pyroxene diorite porphyry.

مطالعات ایزوتوپی Sr و Nd

اطلاعات ایزوتوپی Rb-Sr وSm-Nd نمونه N.B.117 در جدولهای 3 و 4 ارائه شده است. نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه و $^{143}Nd/^{144}Nd$ اولیه بر اساس سن میانگین 44/07 میلیون سال، به ترتیب 0/70606 و 0/512424 محاسبه گردید. میزان εNd برای پیروکسن دیوریت‌های پورفیری برابر 3/05- می‌باشد. سنگهای گرانیتوئیدی با نسبتهای بالای $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه نمایانگر سنگهای پوسته‌ای گرانیتی‌شده یا سنگهای دو رگه‌ای هستند که حاوی نسبتهایی قابل توجه از مواد سیالی هضم شده توسط یک ماگمای نشأت گرفته ازگوشته فوقانی هستند (Faure, 1986).

با توجه به مقدار $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه بیش از 0/706، مقدار $^{143}Nd/^{144}Nd$ اولیه حدود 0/512 و εNd برابر 3/05- و دیگر خصوصیات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی که قبلاً مورد بررسی قرار گرفت، مشخص می شود که ماگمای سازنده این سنگها از گوشته فوقانی منشأ گرفته و دچار آغشتگی در حین صعود گشته است (شکل 14).

جدول 2. نتایج حاصل از سن‌سنجی 14 نقطه از پیروکسن دیوریت پورفیری منطقه بیشه.

Table 2. Results of dating for 14 points from Bisheh area pyroxene diorite porphyry.

	U-Th-Pb ratios				
Sample no.N.B.117	Th/U	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	±1s	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	±1s
IR13-01	1.12	0.04349	0.00156	0.00677	0.00015
IR13-03	0.57	0.04304	0.00211	0.00676	0.00013
IR13-04	0.50	0.04639	0.00178	0.00691	0.00015
IR13-05	0.36	0.04420	0.00134	0.00682	0.00015
IR13-06	0.82	0.04292	0.00293	0.00675	0.00014
IR13-08	0.88	0.06404	0.00500	0.00719	0.00023
IR13-10	0.60	0.04883	0.00298	0.00708	0.00014
IR13-11	1.27	0.04824	0.00147	0.00699	0.00015
IR13-12	0.15	0.04853	0.00108	0.00658	0.00013
IR13-13	0.73	0.05280	0.00470	0.00709	0.00016
IR13-14	1.43	0.05608	0.00638	0.00687	0.00017
IR13-15	0.50	0.04550	0.00364	0.00667	0.00014
IR13-16	0.72	0.04279	0.00240	0.00672	0.00014
IR13-18	1.08	0.04447	0.00248	0.00700	0.00014

	U-Th-Pb ratios				Age(Ma)	
Sample no.N.B.117	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	±1s	$\frac{^{208}Pb}{^{232}Th}$	±1s	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	±1s
IR13-01	0.04657	0.00087	0.00219	0.00005	43.5	1
IR13-03	0.04619	0.00161	0.00216	0.00006	43.4	0.9
IR13-04	0.04869	0.00103	0.00224	0.00006	44.4	1
IR13-05	0.04704	0.00067	0.00216	0.00006	43.8	1
IR13-06	0.04613	0.00251	0.00217	0.00008	43.4	0.9
IR13-08	0.06458	0.00331	0.00231	0.00010	46	1
IR13-10	0.05003	0.00233	0.00223	0.00005	45.5	0.9
IR13-11	0.05004	0.00073	0.00227	0.00005	44.9	1
IR13-12	0.05349	0.00052	0.00296	0.00007	42.3	0.8
IR13-13	0.05398	0.00390	0.00222	0.00004	46	1
IR13-14	0.05919	0.00565	0.00213	0.00004	44	1
IR13-15	0.04950	0.00320	0.00211	0.00006	42.8	0.9
IR13-16	0.04618	0.00194	0.00215	0.00006	43.2	0.9
IR13-18	0.04609	0.00193	0.00227	0.00006	45	0.9

جدول 3. داده‌های ایزوتوپ Rb-Sr برای نمونه پیروکسن دیوریت پورفیری منطقه بیشه.

Table 3. Rb–Sr isotopic data for Px-diorite porphyry of Bisheh area.

Sample	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$ m (2σ)	R0(Sr)
N.B.117	84	407	0.59646	0.70644	0.70606

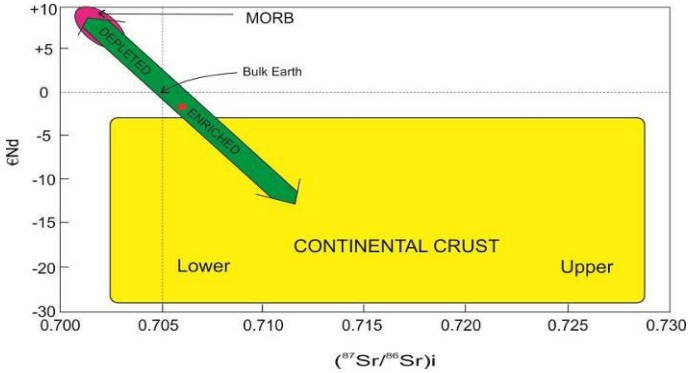
m = measured. Errors are reported as 2σ (95% confidence limit).
R0(Sr) is the initial ratio of $^{87}Sr/^{86}Sr$ for each sample, calculated using $^{87}Rb/^{86}Sr$ and $(^{87}Sr/^{86}Sr)m$ and an age of 44.07 Ma (px-diorite porphyry) (age based on zircon).

جدول 4. داده‌های ایزوتوپ Sm-Nd برای نمونه پیروکسن دیوریت پورفیری منطقه بیشه.

Table 4. Sm–Nd isotopic data for Px-diorite porphyry of Bisheh area.

Sample	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$ m (2σ)	R0(Nd)	εNd I
N.B.117	4.86	24.1	0.12200414	0.51246	0.512424	-3.05

R0(Nd) is the initial ratio of $^{143}Nd/^{144}Nd$ for each sample, calculated using $^{147}Sm/^{144}Nd$ and $(^{143}Nd/^{144}Nd)m$ and 44.07 Ma (px-diorite porphyry) (age based on zircon).εNdI, initial εNd value.



شکل 14. نمودار $(^{87}Sr/^{86}Sr)i$ - ε Nd(t) (White, 1997) و موقعیت نمونه پیروکسن دیوریت پورفیری منطقه بیشه.

Fig. 14. $(^{87}Sr/^{86}Sr)i$- εNd(t) diagram (White, 1997) and location of pyroxene diorite sample from Bisheh area.

نتیجه‌گیری

بر پایه ویژگیهای پتروگرافی و ژئوشیمیایی، سنگهای مورد مطالعه در محدوده دیوریت قرار می‌گیرند. پیروکسن و در برخی موارد هورنبلند از کانیهای معمول در این سنگها هستند. سنگهای دیوریتی پیروکسن‌دار تحت تأثیر نفوذ هورنبلند دیوریت‌های پورفیری به اندواسکارن تبدیل شده‌اند. میزان پایین ASI، تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا نظیر Nb، P، Ti، Y، Yb، Ta ، غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک (LREE)، فقیرشدگی عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و بی‌هنجاری منفی Eu تعلق این سنگها به کمان ماگمایی وابسته به فرورانش را نشان می‌دهد. نمودارهای جداکننده محیطهای زمین‌ساختی نیز جایگاه گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی حاشیه قاره را برای این سنگها تأیید می کنند.

بی‌هنجاری منفی Eu (Eu/Eu*= 0/77-0/86) حاکی از این است که فلدسپار یک فاز در باقی‌مانده ذوب نشده، بوده است. خصوصیات ژئوشیمیایی مانند میزان بالای $Mg^{\#}$، کاهیدگی در عناصر با شدت میدان بالا، و میزان نسبتاً بالای $^{87}Sr/^{86}Sr$ نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این سنگها از گوشته غنی‌شده منشاء گرفته و ضمن بالا آمدن با پوسته آغشتگی پیدا نموده است. مقادیرNb/U و Nb/La سنگهای مورد مطالعه 5/7-4/25 و 0/54-0/44 بوده که آلودگی با پوسته قاره‌ای را تأیید می‌کند. بر اساس نتایج حاصل از این پژوهش، سنگهای نیمه نفوذی منطقه مورد مطالعه حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر بلوک لوت در زمان ترشیری می‌باشند. سن‌سنجی سنگهای مذکور بر رخداد ماگماتیسم در ائوسن میانی دلالت (Lutetian) دارد.

References

Ahmadi Khalaji, A., Esmaeily, D., Valizadeh, M.V. and Rahimpour-Bonab, H., 2007. Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 29(5-6): 859–877.

Alavi, M., 1991.Tectonic map of the Middle East, scale 1:2500 000. Geological Survey of Iran, Tehran.

Arjmandzadeh, R., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Santos, J.F., Medina, J.M. and Homam, S.M., 2011. Sr–Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut Block, Eastern Iran). Journal of Asian Earth Sciences, 41(3): 283-296.

Arsalan, M. and Aslan, Z., 2006. Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey. Journal of Asian Earth Sciences, 27(2): 177-193.

Behrouzi, A. and Nazer, N. Kh., 1992. Geological Map of Basiran, scale 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran.

Berberian, M., 1981a. Active faulting and tectonics of Iran. American Geophysical Union, Geodynamic Series, 3: 33–69.

Berberian, M. and King, G.C., 1981b. Towards a palaeogeography and tectonics evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Science, 18(2): 210–265.

Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P.Henderson (Editor), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier Science Publishing Company,New York, pp. 63-114.

Brown, C.G., Thorpe, R.S. and Webb, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. Journal of the Geological Society, 141(3): 413-426.

Chakrabarti, R., Basu, A.R., Santo, A.p., Tedesco, D. and Vaselli, O., 2009. Isotopic and geochemical evidence for a heterogeneous mantle plume origin of the Virunga volcanics, Western rift, East African Rift system. Chemical Geology, 259(3-4): 273–289.

Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. Pacific geology, 8: 173-174.

Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types- 25 years later.Australian Journal of Earth Sciences, 48(4): 489-499.

Condie, K.C., 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean–Proterozoic boundary: Identification and significance. Lithos, 23(1-2): 1–18.

Dong, Y. Liu, X., Zhang, G., Chen, Q., Zhang, X., Li, W. and Yang, Ch., 2012. Triassic diorites and granitoids in the Foping area: Constraints on the conversion from subduction to collision in the Qinling orogen, China. Journal of Asian Earth Sciences, 47: 123-142.

Dunphy, J.M. and Ludden, J.M., 1998. Petrological and geochemical characteristics of a Paleoproterozoic magmatic arc (Narsajuaq terrane, Ungava Orogen, Canada) and comparisons to Superior Province granitoids. Precambrian Research, 91(1): 109-142.

Erkül, S.T., Sözbìlìr, H., Erkül, F., Helvaci, C., Ersoy, Y. and Sümer, O., 2008. Geochemistry of I-type granitoids in the Karaburun Peninsula, West Turkey: Evidence for Triassic continental arc magmatism following closure of the Palaeotethys. Island arc, 17(3): 394-418.

Esmaeily, D., Nedelec, A., Valizadeh, M.V., Moore, F. and Cotton, J., 2005. Petrology of the Jurassic Shah-Kuh granite (eastern Iran), with reference to tin mineralization. Journal of Asian Earth Sciences, 25(6): 961-980.

Eyuboglu, Y., Santosh, M. and Chung, S.L., 2011. Crystal fractionation of adakitic magmas in the crust-mantle transition zone: petrology, geochemistry and U-Pb zircon chronology of the Seme adakites, Eastern Pontides, NE Turkey. Lithos, 121(1-4): 151-166.

Faure, G., 2013. Principles of Isotope Geology. John Wiley & Sons, United states of America, 589 pp.

Foley, S.F., 1993. An experimental study of olivine lamproite: first results from the diamond stability field. Geochimica et Cosmochimica Acta, 57(2): 483–489.

Furman, T. and Graham, D., 1999. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. Lithos, 48(1-4): 237–262.

Fyfe, W. and McBirney, A., 1975. Subduction and the structure of andesite volcanic belts. American Journal of Science, 275-A: 285-297.

Geng, H.Y., Sun, M., Yuan, C., Xiao, W.J., Xian, W.S., Zhao, G.C., Zhang, L.F., Wong, K. and Wu, F.Y., 2009. Geochemical, Sr–Nd and zircon U–Pb–Hf isotopic studies of Late Carboniferous magmatism in the West Junggar, Xinjiang: implications for ridge subduction. Chemical Geology, 266(3-4): 364–389.

Green, D.H. and Falloon, T.J., 1998. Pyrolite: a Ringwood concept and its current expression. In: I.N.S. Jackson (Editor), The Earth's Mantle: Composition, Structure, and Evolution. Cambridge University Press , New York, pp. 311–380.

Haghipour, A. andAghanabati, A., 1989. Geological Map of Iran (2nd edition), scale 1:2,500,000. Geological Survey of Iran, Tehran.

Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: M.P. Coward and A.C. Ries (Editors), Collision Tectonics. Special Publication, Geological Society, London, pp. 67–81.

Hirschmann, M.M. and Stolper, E.M., 1996. A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the ‘‘garnet signature’’ in MORB. Contributions to Mineralogy and Petrology, 124(2): 185–208.

Hoskin, P.W.O. and Schaltegger, U., 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. In: J.M. Hunchar and P.W.O. Hoskin (Editors), Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry.

Mineralogical Society of America, United states of America, 53(1): 27-62.

Jackson, J. and McKenzie, D., 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 77(1): 185–264.

Karimpour, M.H., Khin Zaw. and Huston, D.L., 2005. S-C-O isotopes, fluid inclusion microthermometry, and the genesis of ore bearing fluids at Qaleh-Zari Fe-Oxide Cu-Au-Ag Mine, Iran. Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, 16(2): 153-168.

Kaygusuz, A. and Aydınçakır, E., 2009. Mineralogy, whole-rock and Sr–Nd isotope geochemistry of mafic microgranular enclaves in Cretaceous Dagbasi granitoids, Eastern Pontides, NE Turkey: Evidence of magma mixing, mingling and chemical equilibration. Chemie der Erde-Geochemistry, 69(3): 247–277.

Kogiso, T. and Hirschmann, M.M., 2001. Experimental study of clinopyroxene partial melting and the origin of ultra-calcic melt inclusions. Contributions to Mineralogy and Petrology, 142(3): 347–360.

Kuşcu, I., Kuşcu, G.G., Meinert, L.D. and Floyd, P.A., 2002. Tectonic setting and petrogenesis of the Çelebi granitoid, (Kirikkale-Turkey) and comparison with world skarn granitoids. Journal of Geochemical Exploration, 76(3): 175–194.

Li, J-X., Qin, K-Zh., Li, G-M., Xiao, B., Chen, L. and Zhao, J-X., 2011. Post-collisional ore-bearing adakitic porphyries from Gangdese porphyry copper belt, southern Tibet: Melting of thickened juvenile arc lower crust. Lithos, 126(3-4): 265–277.

Lin, I.J., Chung, S.L., Chu, C. H., Lee, H. Y., Gallet, S., Wu, G., Ji, J. and Zhang, Y., 2012. Geochemical and Sr–Nd isotopic characteristics of Cretaceous to Paleocene granitoids and volcanic rocks, SE Tibet: petrogenesis and tectonic implications. Journal of Asian Earth Sciences, 53: 131–150.

Lindenberg, H.G., Gröler, K., Jacobshagen ,V. and Ibbeken, H., 1984. Post-Paleozoic stratigraphy, structure and orogenetic evolution of the southern Sabzevar zone and the Taknar block. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhhandlungen, 168: 287–326.

Liu, S.W., Zhang, J., Li, Q.G., Zhang, L.F., Wang, W. and Yang, P.T., 2012. Geochemistry and U–Pb zircon ages of metamorphic volcanic rocks of the Paleoproterozoic Lüliang Complex and constraints on the evolution of the Trans-North China Orogen, North China Craton. Precambrian Research, 222–223: 173–190.

Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/ igneous rock system. Earth Sciences Review, 37(3-4): 215–224.

Mirnejad, H., Lalonde, A.E., Obeid, M. and Hassanzadeh, J., 2013. Geochemistry and petrogenesis of Mashhad granitoids: An insight into the geodynamic history of the Paleo-Tethys in northeast of Iran., Lithos, 170–171: 105–116.

Moradi Noghondar, M., Karimpour, M.H., Farmer, G.L. and Stern, C.R., 2011-2012. Sr-Nd isotopic characteristic, U-Pb zircon geochronology, and petrogenesis of Najmabad Granodiorite batholith, Eastern Iran. Journal of Economic Geology, 3(2): 127-145. (in Persian)

Nakhaei, M., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Heydarian Shahri ,M.R. and Zarinkoub, M.H., 2012. Geochemistry of intrusive-subvolcanic bodies of Bisheh skarn and its comparison with bodies associated skarns. Third symposium of Iranian Society of Economic Geology, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran. (in Persian)

Pang, K.N., Chung ,S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu ,C.H., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2013. Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. Lithos, 180-181: 234-251.

Parrish, R.R. and Noble, S.R., 2003. Zircon U-Th-Pb Geochronology by Isotope Dilution - Thermal Ionization Mass Spectrometry (ID-TIMS). In: J.M. Hunchar and P.W.O. Hoskin (Editors), Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Mineralogical Society of America, United states of America 53, pp. 183-213.

Pearce, J.A. 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., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth and M. J. Norry (Editors), Continental basalts and

mantle xenoliths. Shiva Publications, Nantwich, UK, pp. 230-249.

Peccerillo, A., Barberio, M.R., Yirgu, G., Ayalew, D., Barbieri, M. and Wu, T.W., 2003. Relationship between mafic and peralkaline felsic magmatism in continental rift settings: a petrological, geochemical and isotopic study of the Gedemsa Volcano, Central Ethiopian Rift. Journal of Petrology, 44(11): 2003–2032.

Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, 58(1): 63–81.

Rapp, R.P. and Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: Implications for continental growth and crust–mantle recycling. Journal of Petrology, 36(4): 891–931.

Reagan, M. K. and Gill, J. B., 1989. Coexisting calcalkaline and high niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implication for residual titanates in arc magma source. Journal of Geophysical Research, 94(B4): 4619-4633.

Richards, J.p., Spell, T., Rameh, E., Razique, A. and Fletcher, T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential:examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. Economic Geology, 107(2): 295–332.

Rudnick, R.L. and Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In: R.L. Rudnick (Editor), Treatise in Geochemistry. Elsevier-Pergamon, Amsterdam, pp. 1-64.

Schandl, E.S. and Gorton, M. P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environment. Economic Geology, 97(3): 629-642.

Schiano, P., Monzier, M., Eissen, J.P., Martin, H. and Koga, K.T., 2010. Simple mixing as the major control of the evolution of volcanic suites in the Ecuadorian Andes. Contributions to Mineralogy and Petrology, 160(2): 297–312.

Shand, S.J., 1943. Eruptive rocks . Thomas Murby & Co, London, 444 pp.

Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of ocean basalts: implications for mantle composition and process. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society 42, London, pp. 313–345.

Tarkian, M., Lotfi, M. and Baumann, A., 1983. Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in the central Lut, east Iran. Geological Survey of Iran, geodynamic project (geotraverse) in Iran, Tehran, Report 51, 519 pp.

Wang, W., Liu, Sh., Bai, X., Li, Q., Yang, P. Zhao, Y., Zhang, Sh. and Guo, R., 2013. Geochemistry and zircon U–Pb–Hf isotopes of the late Paleoproterozoic Jianping diorite–monzonite–syenite suite of the North China Craton: Implications for petrogenesis and geodynamic setting. Lithos, 162–163: 175–194.

Wang, X.L., Jiang, S.Y. and Dai, B.Z., 2010. Melting of enriched Archean subcontinental lithospheric mantle: evidence from the ca. 1760 Ma volcanic rocks of the Xiong'er Group, southern margin of the North China Craton. Precambrian Research, 182(3): 204–216.

White, W.M., 1997. Geochemistry, on-line textbook. Baltimore, MD:Johns Hopkins University Press. Available at www.geo.cornell.edu/geology/classes/Chapters/.

Whitney, D.L., Evans, B., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95(1): 185–187.

Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis A Global Tectonic Approach. Springer, Verlage, 466 pp

Wyllie, P.J. and Sekine, T., 1982. The Formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. Contributions to Mineralogy and Petrology, 79(4): 375-380.

Zhang, Zh-Y., Du, Y-S., Teng, Ch-Y., Zhang, J. and Pang, Zh-Sh., 2014. Petrogenesis, geochronology, and tectonic significance of granitoids in the Tongshan intrusion, Anhui Province, Middle–Lower Yangtze River Valley, eastern China. Journal of Asian Earth Sciences, 79(Part B): 792–809.

Zhou, M.F., Zhao,J.H., Jiang, C.Y., Gao, J.F., Wang, W. and Yang, S.H., 2009. OIB-like, heterogeneous mantle sources of Permian basaltic magmatism in the western Tarim Basin,NW China: implications for a possible Permian large igneous province. Lithos, 113(3-4): 583–594.

Zou, H.B., Reid, M.R., Liu, Y.S., Yao, Y.P., Xu, X.S. and Fan, Q.C., 2003. Constraints on the origin of historic potassic basalts from northeast China by U – Th disequilibrium data. Chemical Geology, 200: 189–201.

Journal of Economic Geology
Vol. 6, No. 2 (2014-2015)
ISSN 2008-7306

مجله زمین‌شناسی اقتصادی
جلد ۶، شماره ۲ (سال ۱۳۹۳)
صفحات ۲۳ و ۲۴

Petrogenesis and zircon U-Pb dating of skarnified pyroxene-bearing dioritic rocks in Bisheh area, south of Birjand, eastern Iran

Malihe Nakhaei[1*], Seyed Ahmad Mazaheri [1], Mohammad Hassan Karimpour[1], G. Lang Farmer[2], Charles R. Stern[2], Mohammad Hossein Zarrinkoub[3] and Mohammad Reza Haydarian Shahri[1]

1) Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
2) Department of Geological Sciences, University of Colorado, Boulder, CO, USA
3) Department of Geology, University of Birjand, Birjand, Iran

Submitted: Jan. 31, 2014
Accepted: July 22, 2014

Keywords: *Lut, Bisheh, Rb-Sr, Sm-Nd, zircon U–Pb dating*

Introduction

The study area is located 196 km south of Birjand in eastern border of the Lut block (Berberian and King, 1981) in eastern Iran between 59°05′35" and 59°09′12" E longitude and 31°42′29" and 31°44′13" N latitude. The magmatic activity in the Lut block began in the middle Jurassic such as Kalateh Ahani, Shah Kuh and Surkh Kuh granitoids that are among the oldest rocks exposed within the Lut block (Esmaeily et al., 2005; Tarkian et al., 1983; Moradi Noghondar et al., 2011-2012). Eastern Iran, and particularly the Lut block, has great potential for different types of mineralization as skarnification in Bisheh area which has been studied in this paper. The goal of this study is to highlight the geochronology, geochemistry of major and trace elements, Rb-Sr, Sm-Nd isotopes for skarnified pyroxene-bearing diorites.

Materials and methods

Major element compositions of thirteen samples were determined by wavelength-dispersive X-ray fluorescence (XRF) spectrometry, using fused discs and the Phillips PW 1410 XRF spectrometer at Ferdowsi University, Mashhad, Iran. These samples were analysed for trace elements using inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) in the Acme Analytical Laboratories, Vancouver, British Columbia, Canada.

Zircon grains were separated from pyroxene diorite porphyrys using heavy liquid and magnetic techniques at the Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei, Taiwan. Zircon U-Pb dating was performed by laser ablation-inductively-coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS), using an Agilent 7500 s machine and a New Wave UP213 laser ablation system, equipped at the Dr Shen-Su Sun memorial laboratory in the Department of Geosciences, National Taiwan University, Taiwan.

Strontium and Nd isotopic analyses were performed on a six-collector Finnigan MAT 261 thermal-ionization mass spectrometer at the University of Colorado, Boulder, Colorado, United States. $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios were determined using four-collector static mode measurements. Several measurements of SRM-987 during the study period yielded a mean of $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.71032 \pm 2$ (error is the 2σ mean). Measured $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios were corrected to SRM-987 = 0.71028. Measured $^{143}Nd/^{144}Nd$ was normalized to $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$. Analyses were conducted as dynamic mode, three-collector measurements. Several measurements of the La Jolla Nd standard during the study period yielded a mean of $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.511838 \pm 8$ (error is the 2σ mean).

Results

In the Bisheh area that is located east of Lut block, pyroxene-bearing dioritic rocks are high-K calk-alkaline and meta-aluminous. Primitive mantle-normalized trace element spider diagrams display strong enrichment in LILE, such as Rb, Ba, and Cs, and depletion in some HFSE, e.g., Nb, P, Ti, Y and Yb. Chondrite-normalized REE diagrams show $(La/Yb)_N$ ratios ranging from 7.75 to 8.63 and small negative Eu anomalies. These features along with high Th/Yb and Ta/Yb ratios show that magmatism is related to continental

*Corresponding author's email: nakhaei2002@yahoo.com

margin subduction. Obvious depletion of Nb and Ti, relatively high values of $Mg^{\#}$, initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.70606) and $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.512424) ratios as well as ε_{Nd} (-3.05) suggest that the magma originated from an enriched mantle with crustal contamination. High values of Rb, Th and K and low amount of P and Ti support the magma contamination in upper crust during magma evolution. Zircon U-Pb age dating for a porphyritic pyroxene diorite sample yield an age of 44.07±0.69 Ma indicating middle Eocene (Lutetian).

Discussion

The isotopic value for the Bisheh dioritic porphyry can be considered as indicative of lithospheric mantle melting. The trace element characteristics of these rocks can be used to characterize their mantle source. The MORB normalized trace element pattern (Pearce, 1983) of all samples shows a negative anomaly for Nb, Ti and Ta. The negative anomaly of these elements can be explained by the presence of a residual TNT phase (Ti-Nb-Ta, e.g., rutile, ilmenite and perovskite) during the melting of the source (Reagan and Gill, 1989). This pattern followed that of calc-alkaline magmas derived from a sub-arc mantle, with scarce or no garnet in the source. Furthermore, Bisheh subvolcanic bodies were enriched in Rb, Ba and Th, indicating that they had experienced interaction with the continental crust (Kuşcu et al., 2002). The chondrite-normalized rare earth element pattern of the studied rocks shows a high ratio of light rare earth elements (LREE) to heavy rare earth elements (HREE). All the samples have been plotted in the VAG field.

The dioritic rocks from the Bisheh have relatively high $Mg^{\#}$ (0.4-0.56), which is consistent with derivation from mantle melts contaminated by continental crust (Rapp and Watson, 1995). The initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ of Bisheh pyroxene diorite porphyry was 0.70606 and the $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ isotope compositions and ε_{Nd} value of these rocks was 0.512424 and -3.05, respectively. These values show that the magma originated from an enriched mantle with crustal contamination.

Acknowledgements

The authors are grateful to Professor Sun-Lin Chung from the Department of Geosciences, National Taiwan University, for supporting the researchers in the use of U-Th-Pb zircon age dating.

References

Berberian, M. and King, G.C., 1981. Towards a palaeogeography and tectonics evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Science, 18(2): 210–265.

Esmaeily, D., Nedelec, A., Valizadeh, M.V., Moore, F. and Cotton, J., 2005. Petrology of the Jurassic Shah-Kuh granite (eastern Iran), with reference to tin mineralization. Journal of Asian Earth Sciences, 25(6): 961-980.

Tarkian, M., Lotfi, M. and Baumann, A., 1983. Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in the central Lut, east Iran. Geological Survey of Iran, geodynamic project (geotraverse) in Iran, Tehran, Report 51, 519 pp.

Moradi Noghondar, M., Karimpour, M.H., Farmer, G.L. and Stern, C.R., 2011-2012. Sr-Nd isotopic characteristic, U-Pb zircon geochronology, and petrogenesis of Najmabad Granodiorite batholith, Eastern Iran. Journal of Economic Geology, 3(2): 127-145. (in Persian)

Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth and M. J. Norry (Editors), Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva Publications, Nantwich, UK, pp. 230-249.

Reagan, M. K. and Gill, J. B., 1989. Coexisting calcalkaline and high niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implication for residual titanates in arc magma source. Journal of Geophysical Research, 94(B4): 4619-4633.

Kuşcu, I., Kuşcu, G.G., Meinert, L.D. and Floyd, P.A., 2002. Tectonic setting and petrogenesis of the Çelebi granitoid, (Kirikkale-Turkey) and comparison with world skarn granitoids. Journal of Geochemical Exploration, 76(3): 175–194.

Rapp, R.P. and Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: Implications for continental growth and crust–mantle recycling. Journal of Petrology, 36(4): 891–931.