

زمین‌شیمی، منشأ و شرایط تشکیل گرانیتهای مجموعه آتشفشانی - نفوذی ماهیرود، جنوب شرق سربیشه (شرق ایران)

علی داودی^۱، احمد احمدی خلجی^{۲*}، شهریار کشتگر^۳، پیمان اسکندرنیا^۴ و زهرا طهماسبی^۵

۱- کارشناس ارشد زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۲ و ۵- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

۳- دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

۴- کارشناس ارشد زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

نویسنده مسئول: ahmadikhalaj.a@lu.ac.ir *

نوع مقاله: پژوهشی

پذیرش: ۱۴۰۳/۶/۲۰

دریافت: ۱۴۰۳/۱/۲۵

چکیده

توده‌ی گرانیتهای مورد مطالعه بخشی از مجموعه آتشفشانی - نفوذی ماهیرود (چشمه استاد) در جنوب شرقی سربیشه (استان خراسان جنوبی) محسوب می‌شود. ترکیب این توده عمدتاً گرانودیوریت-تونالیت بوده و کانی‌های اصلی سازنده آن شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوز و هورنبلند به صورت متوسط تا درشت بلور با بافت گرانولار است. براساس شیمی کانی، آمفیبول‌ها از نوع کلسیک و در زیر گروه مگنزیهورنبلند قرار می‌گیرند. این کانی در فوگاسیته‌ی اکسیژن بالا و شرایط فشار ۵/۰ تا ۲ کیلو بار و دمای بین ۷۰۰ تا ۷۲۵ درجه‌ی سانتی‌گراد متبلور شده است. براساس نتایج زمین‌شیمی، توده‌ی گرانیتهای ماهیرود در محدوده‌ی گرانیتهای تیپ I، متآلومین و کالک‌آلکان قرار می‌گیرد که از طریق ذوب بخشی سنگ‌های گوشته‌ای شکل گرفته است؛ به گونه‌ای که به ترتیب La و Dy با افزایش نسبت‌های Dy/Yb و La/Sm افزایش می‌یابند و کمتر از ۵ درصد رسوبات فرورانش شده و سیال به منبع ماگمایی وارد شده است. نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده با گوشته‌ی اولیه، غنی‌شدگی نسبی با شیب ملایم از عناصر LREE نسبت به HREE نشان می‌دهد. توده‌ی گرانیتهای مذکور به گرانیتهای مرتبط با فرورانش شباهت داشته و با حضور کمان ماگمایی کالک‌آلکان شرق ایران که حاصل فرورانش ورقه‌ی اقیانوسی نئوتیس (اقیانوس سیستان) به زیر زون شرق ایران است، سازگار می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: فوگاسیته‌ی اکسیژن بالا، کالک‌آلکان، گرانودیوریت، گرانیتهای مرتبط با فرورانش، ماهیرود

۱- پیشگفتار

گرانیتوئیدها گروه مهمی از سنگ‌های آذرین می‌باشند که در محیط‌های تکتونیکی مختلف مانند پیش، هم‌زمان و پس از برخورد می‌توانند شکل بگیرند. یکی از محیط‌هایی که گرانیتوئیدها در آن‌ها شکل می‌گیرند حاشیه‌های فعال قاره‌ای و کوه‌زایی‌های برخوردی می‌باشند که در این محل‌ها، باتولیت‌های بزرگی را تشکیل می‌دهند؛ اگرچه ارتباط آن‌ها با فرورانش آشکار است اما سازوکارهای شکل‌گیری در میان موضوعات مورد بحث در علوم زمین امروز باقی مانده است (کاسترو، ۲۰۱۳). براساس نسبت U/Th، گرانیتوئیدها به سه دسته‌ی S، A و I تقسیم می‌شوند که هرکدام دارای ویژگی‌های متفاوتی از نظر نسبت عنصری U/Th می‌باشند (رگلس و همکاران، ۲۰۲۱). بیشتر گرانیتهای از ذوب پوسته قاره‌ای از قبل

موجود تشکیل می‌گردند که در بسیاری از موارد با کمک گوشته، به ویژه در سیستم‌های کمان قاره‌ای تکمیل می‌شوند (تیلور و مک‌لنن، ۱۹۸۵؛ هاوکسورث و همکاران، ۲۰۱۰؛ گوسوامی و همکاران، ۲۰۲۳). سنگ‌های گرانیتوئیدی در بخش فوقانی و میانی پوسته قاره‌ای غالب هستند. با وجود توزیع گسترده و تحقیقات زیاد، منشأ سنگ‌های گرانیتهای هنوز موضوع بحث است. به طور گسترده اعتقاد بر این است که بسیاری از گرانیتهای در نتیجه تبلور بخشی ماگماهای بازالتی مشتق شده از گوشته، حتی در محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای شکل گرفته‌اند. از طرف دیگر، تصور می‌شود که گرانیتهای محصول ذوب بخشی پیش‌سنگی‌های پوسته میانی - پایینی، در طول کوهزایی و ضخیم شدن یا نازک شدن پوسته باشند. به طور گسترده پذیرفته شده است که حجم

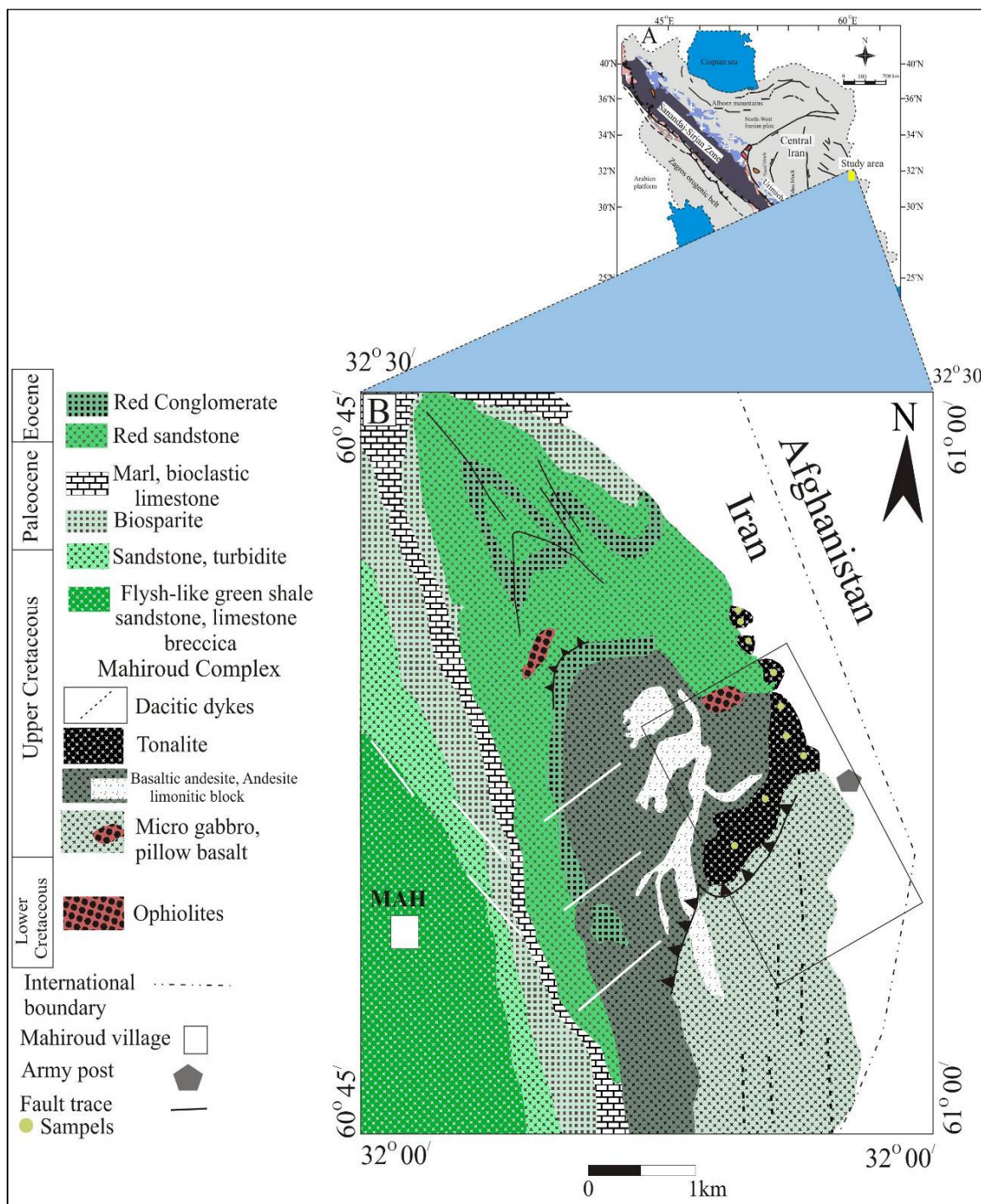
همکاران، ۲۰۱۱). فتوحی‌راد و همکاران (۲۰۰۵) علاوه بر در نظر گرفتن یک فرورانش به زیر بلوک لوت در طی ائوسن، به یک فرورانش دیگر در زمان کامپنین-الیگوسن به زیر بلوک افغان اعتقاد دارند. براساس مطالعات نبیئی و باقری (۲۰۱۳) و باقری و دامنی گل (۲۰۲۰)، مراحل تکامل تکتونیکی در پهنه زمین‌درز سیستان شامل چهار مرحله بوده است: در مرحله‌ی اول علاوه بر فرورانش حوضه‌ی اقیانوسی، اضافه شدن واحدهای ملانژی به حاشیه فعال منشورهای برافزایشی نفوتتیس نیز رخ داده است. مرحله‌ی دوم همزمان با بسته شدن حوضه‌ی شرق ایران بوده که در ائوسن فوقانی تا الیگوسن رخ داده است. مرحله سوم همزمان با دگرشکلی بوده که از الیگوسن تا میوسن ادامه داشته است و در طی آن فشردگی ساختارها افزایش یافته و رسوبات مولاسی عظیم گسترش یافته‌اند. مرحله چهارم از پلیوسن تا کواترنری رخ داده است. در این مرحله علاوه بر شکل‌گیری حوضه ترافشارشی یک بخش فشارشی نیز غالب بوده که منجر به چین‌خوردگی رسوبات پلیوسن شده است. در کواترنری نیز یک بخش کششی فعال بوده که منجر به شکل‌گیری حوضه تراکشی در این محدوده شده است. سنگ‌های مجموعه آتشفشانی-نفوذی ماهیرود (چشمه استاد) شامل گدازه‌های بالشی با میان لایه‌هایی از چرت‌های رادیولاریتی، آندزیت بازالت و دایک‌های دیابازی و میکروگابرو می‌باشد و در زیر ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ و کنگلومراهای ولکانیکی پالئوسن-ائوسن با مرز گسله قرار دارند (شکل ۱) (کشتگر، ۱۳۹۵). بخش آتشفشانی مجموعه ماهیرود (چشمه استاد)؛ بازالت‌های نوع MORB در مناطق فرورانش هستند که نشان‌دهنده ذوب ناشی از برداشته شدن فشار و بالا آمدن گوشته بوده که می‌تواند مرتبط با شکستگی پوسته‌ی کم‌انرژی شده باشد (بن رشیدیان و همکاران، ۱۴۰۳). بخش نفوذی مجموعه آتشفشانی-نفوذی ماهیرود شامل توده‌ی گرانیتوئیدی به صورت استوک و آپوفیز می‌باشد که درون مجموعه سنگ‌های آتشفشانی قرار گرفته است و در دو منطقه رخنمون دارد: یکی در فاصله‌ی ۵ کیلومتری از پایانه مرزی ماهیرود با وسعت تقریبی ۶ هکتار (شکل ۲) که به رنگ خاکستری روشن با بلورهای درشت پلاژیوکلاز و بیوتیت دیده می‌شود و دیگری در شمال پایانه مرزی ماهیرود قرار گرفته که رخنمون بیشتری دارد.

قابل توجهی از گرانیتوئیدها معمولاً در کمربندهای کوهزایی که در آن پوسته قاره‌ای در طول فرورانش یا برخورد ضخیم شده است، رخ می‌دهد. بنابراین، این سنگ‌ها نشانگرهای مهمی در درک تکامل پوسته قاره‌ای و فرآیندهای ژئودینامیکی در طول تاریخ زمین هستند. به احتمال زیاد در تشکیل گرانیتوئیدهای I-type دو فرآیند دخیل هستند: ۱- ذوب بخشی از سنگ‌های مافیک تا سنگ‌های حدواسط پوسته‌ای متاژنوس (چاپل و وایت، ۱۹۹۲) و ۲- اختلاط بین مذاب‌های حاصل از مواد پوسته‌ای و مذاب‌های لیتوسفری مشتق شده از گوشته (کمپ و همکاران، ۲۰۰۷). بر این اساس، گرانیتوئیدهای پراکنده در کمر بند کوهزایی شرق ایران^۱ (SSZ) نشانه‌های اصلی برای شناخت منشأ و شرایط تشکیل این منطقه هستند. در این مطالعه منشأ و شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل گرانیتوئیدهای مجموعه آتشفشانی-نفوذی ماهیرود (چشمه استاد) براساس شیمی سنگ کل و شیمی کانی آمفیبول مورد بررسی قرار گرفته است.

۲- زمین‌شناسی عمومی

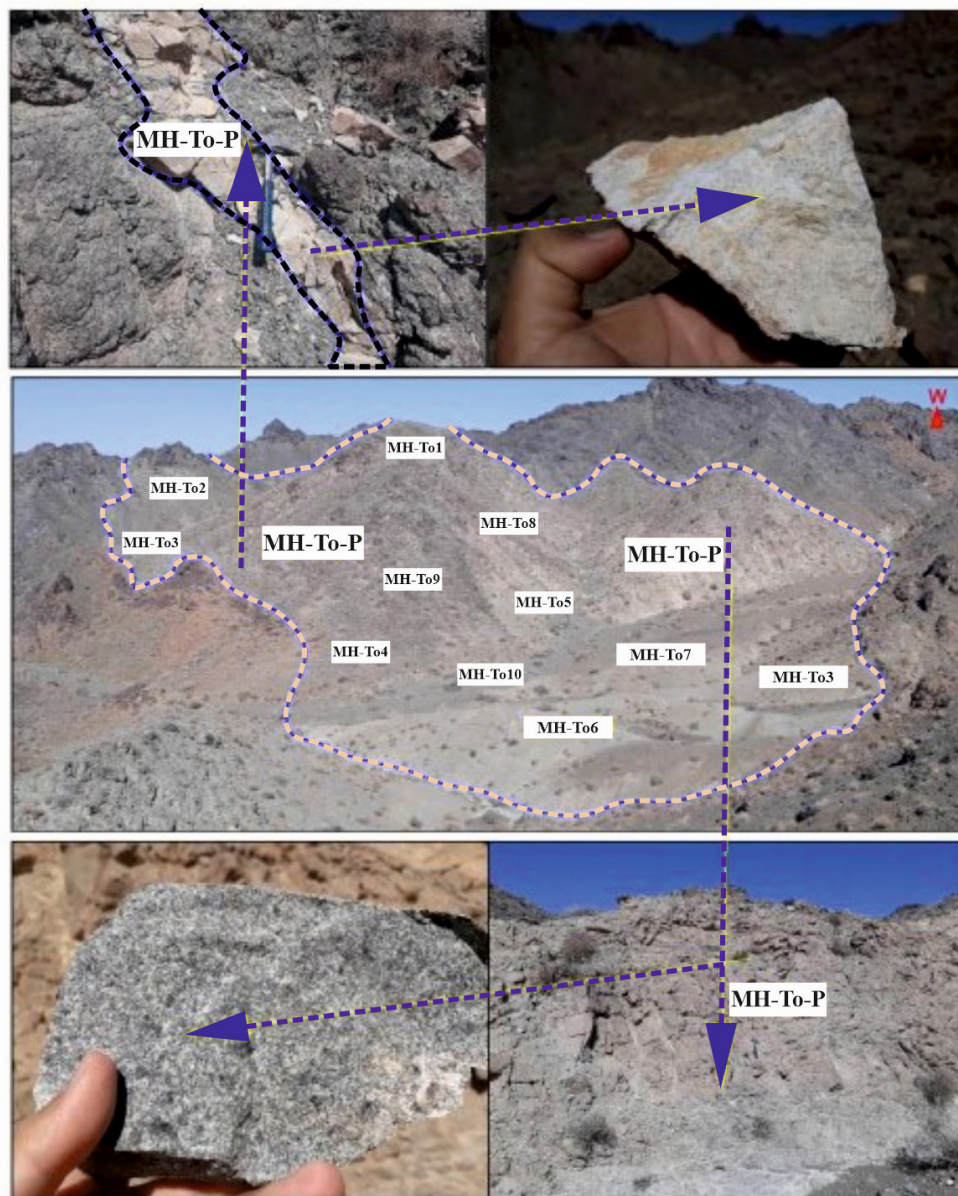
محدوده‌ی مورد مطالعه در ۱۹۰ کیلومتری جنوب شرق بیرجند و در حاشیه‌ی شمال شرقی پهنه زمین‌درز سیستان ((Sistan suture zone (SSZ) قرار دارد. پهنه زمین‌درز سیستان در شرق ایران با روند شمالی-جنوبی بوده و تکامل ژئودینامیکی آن متأثر از باز و بسته شدن برخی از شاخه‌های نفوتتیس (اقیانوس سیستان) است که چندین فاز کوهزایی را متحمل شده است (شنگور، ۱۹۸۷؛ فتوحی‌راد و همکاران، ۲۰۰۵). افیولیت‌ها، قدیمی‌ترین سنگ‌ها را در پهنه‌ی شرق ایران تشکیل می‌دهند که نشانه‌ی بقایای پوسته اقیانوسی هستند. سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی کالک‌آلکان نخیلاب و رودشور و بخشی از گرانیتوئید زاهدان به سن کرتاسه‌پسین و ائوسن، فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی در این پهنه را نشان می‌دهند (کمپ و گریفیس، ۱۹۸۲، محمدی و همکاران، ۲۰۱۶). برخی از مدل‌ها، بر سیستم فرورانش به سوی شرق به زیر بلوک افغانستان تأکید دارند (کمپ و گریفیس، ۱۹۸۲؛ تیروول و همکاران، ۱۹۸۳؛ ساکانی و همکاران، ۲۰۱۰)، در حالی که مدل‌های دیگر، فرورانش به سوی غرب (افتخارنژاد، ۱۹۸۱) و فرورانش نامتقارن را پیشنهاد می‌دهند (ارجمندزاده و

¹ Sistan Suture zone



شکل ۱. جایگاه زمین‌شناسی محدوده‌ی ماهیرود، (A) نقشه زمین‌شناسی ایران (قاسمی و تالبوت، ۲۰۰۶)، (B) نقشه‌ی زمین‌شناسی و تفکیک سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه (گیلو و همکاران، ۱۹۸۱).

Fig. 1. Geological setting of Mahiroud area, A) Geological map of Iran (Ghasemi and Talbot, 2006), B) Simplified map of the study area (Guillou et al., 1981).



شکل ۲. تصاویر صحرایی گرانیتوئیدهای منطقه‌ی ماهیرود و محل نقاط نمونه‌برداری شده
Fig. 2. Field images and sampling points of the Granitoids in the Mahiroud area

و فرعی و روش ذوب قلیایی (AF-01-Lithium Fusion) برای تعیین مقادیر اکسید عناصر اصلی از سنگ‌های منطقه انتخاب و به آزمایشگاه زرآرما تهران ارسال و تحت آنالیز قرار گرفتند. نتایج آنالیزها در جدول ۱ آمده است. آستانه آشکارسازی دستگاه برای اکسیدهای اصلی ۰/۰۵ درصد وزنی و برای عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب به ترتیب برابر با ۰/۱ و ۱ ppm بوده است. برای بررسی شیمی کانی آمفیبول در گرانیتوئیدهای ماهیرود، تعداد ۱۶ نقطه از این کانی در بخش علوم‌زمین و محیط زیست دانشگاه

۳- روش انجام پژوهش

به منظور بررسی گرانیتوئیدهای مجموعه آتشفشانی-نفوذی ماهیرود (چشمه استاد)، عملیات صحرایی طی دو نوبت انجام گردید و در مجموع تعداد ۵۰ نمونه از سنگ‌های با مقادیر هوازدگی و دگرسانی کم برداشت گردید. از نمونه‌های برداشت شده به منظور انجام مطالعات میکروسکوپی تعداد ۲۵ مقطع نازک تهیه گردید. از میان این نمونه‌ها، تعداد ۸ نمونه برای انجام آزمایش زمین‌شیمیایی ICP-MS برای تعیین مقادیر عناصر کمیاب

یاماگاتای ژاپن انجام گرفته است (جدول ۲). ترکیب شیمی
 آمفیبول با استفاده از ریزکاونده الکترونی (EPMA) مدل
 JOEL-JXA-8600M با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵KV و
 شتاب جریانی معادل 2×10^{-8} Amp تعیین شده است.
 برای رسم نمودارها از نرم‌افزارهای Excel، GCDkit و
 CorelDraw استفاده شده است.

جدول ۱. آنالیز داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه ماهیرود به روش‌های ICP-MS و AF-01-Lithium Fusion
 Table 1. Geochemical analysis data of granitoid rocks in the Mahiroud area by AF-01-Lithium Fusion and ICP-MS methods

Sample	GSh-To1	GSh-To2	GSh-To3	GSh-To4	GSh-To5	GSh-To6	GSh-To7	GSh-To8
Element	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%	Wt%
SiO ₂	72.19	61.95	64.93	70.41	74.36	70.85	72.24	68.57
TiO ₂	0.50	0.86	0.73	0.48	0.45	0.53	0.48	0.47
Al ₂ O ₃	13.27	21.88	20.16	14.13	14.01	13.89	13.05	14.82
Fe ₂ O ₃	3.30	0.37	0.39	3.87	0.66	3.11	2.79	2.64
MgO	1.30	1.33	0.93	1.14	0.94	1.29	1.23	1.54
MnO	0.08	0.09	0.11	0.12	0.07	0.07	0.09	0.07
CaO	4.96	3.33	2.02	3.86	3.72	3.89	3.23	3.58
Na ₂ O	3.34	7.66	8.85	3.89	3.88	3.59	3.32	3.99
K ₂ O	0.16	0.54	0.39	0.74	0.07	0.59	1.42	1.03
P ₂ O ₅	0.15	0.20	0.18	0.13	0.09	0.12	0.12	0.12
Total	99.3	98.2	98.7	98.8	98.3	97.9	98	96.8
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Ba	21	33	34	110	28	87	117	135
Rb	<1	<1	<1	3	<1	8	7	11
Sr	261.1	344.9	244.9	201.4	265	197.8	177.8	225
Y	20.7	22.6	17.6	23.1	23.5	26.9	27.3	29
Zr	21	18	16	14	20	109	113	117
Nb	4.7	9.3	6.7	3.8	3.7	3.2	3.2	3
Th	0.58	0.94	0.6	1.04	0.69	1.91	1.75	1.4
Hf	<0.5	0.58	<0.5	<0.5	<0.5	0.96	0.78	3.1
U	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.5
Pr	2.42	0.58	0.35	2.93	1.23	2.98	2.84	3.24
Nd	11.8	5.5	3.8	14.3	7.3	12.6	11.8	14.8
Sm	2.64	2.29	1.56	3.55	2.2	3.01	2.95	4.1
Eu	0.82	0.48	0.27	0.96	0.58	0.89	0.86	1.1
Gd	2.71	3.16	1.89	3.53	2.52	3.27	3.28	4.4
Tb	0.54	0.69	0.48	0.66	0.56	0.57	0.58	0.7
Dy	3.65	5.1	3.43	4.65	4.28	3.4	3.49	4.8
Co	6.5	<1	<1	6.6	1.1	4.8	3.6	8
Cs	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Ta	0.26	0.46	0.37	0.25	0.21	0.34	0.34	0.3
V	70	50	54	68	34	68	67	76
La	8	<1	<1	9	3	7	7	9.4
Ce	20	4	2	22	11	20.4	21.6	22.8
Yb	2.1	2.1	1.7	2.4	2.2	2.7	2.4	3.2
Lu	0.34	0.53	0.35	0.41	0.36	0.34	0.32	0.5

جدول ۲. نتایج تجزیه ریزپردازش آمفیبول در سنگ‌های گرانیتوئیدی ماهیرود

Table 1. EPMA analysis of amphibole in the Mahiroud granitoid rocks

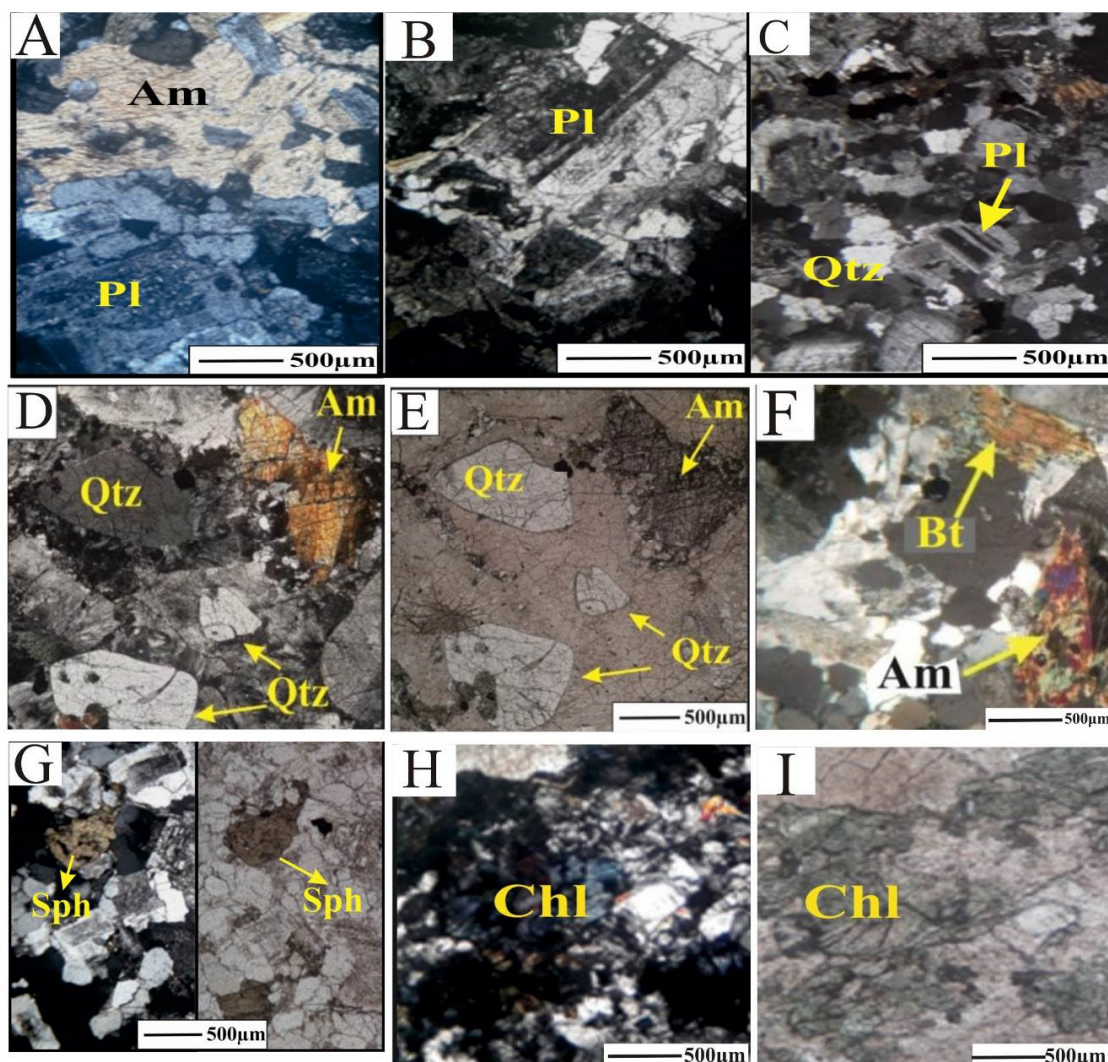
Point	Core						Rim									
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	49.32	49.82	52.40	49.29	48.94	51.41	50.74	50.55	53.55	53.25	49.79	47.60	52.01	51.12	51.53	51.19
TiO ₂	1.32	1.01	0.41	1.07	1.20	0.87	5.26	5.31	1.62	2.63	5.83	4.97	3.81	4.20	4.66	4.76
Al ₂ O ₃	5.77	5.17	2.94	5.57	4.71	8.41	8.41	7.10	0.00	7.80	6.90	7.60	1.44	7.40	10.56	9.61
Fe ₂ O ₃	11.01	10.84	10.01	11.99	10.33	9.92	8.32	9.30	22.69	9.20	10.10	9.37	18.07	16.00	7.10	8.50
FeO	6.94	7.15	8.21	5.25	7.03	7.39	0.76	0.69	2.03	1.10	0.64	0.58	0.44	0.39	0.72	0.59
MnO	0.78	0.70	0.81	0.75	0.61	0.81	13.66	13.66	13.58	12.90	13.81	12.62	10.65	9.03	12.46	12.30
MgO	13.24	13.60	13.70	14.23	13.56	13.08	10.39	10.33	5.94	11.55	11.04	10.50	12.26	12.34	10.55	10.42
CaO	10.00	10.52	11.00	10.31	10.36	10.02	1.81	1.86	0.33	0.74	1.69	1.87	0.36	0.34	1.65	1.66
Na ₂ O	1.81	1.68	0.69	1.88	2.00	1.00	0.20	0.21	0.08	0.15	0.18	0.20	0.19	0.19	0.15	0.16
K ₂ O	0.22	0.19	0.18	0.18	0.21	0.24	0.52	0.14	0.09	0.10	0.11	0.14	0.01	0.00	0.70	0.28
Total	100.39	100.67	100.35	100.52	100.17	99.45	102.75	99.14	99.91	99.43	100.08	99.22	101.40	101.01	100.08	99.48
Based on 23 oxygen																
Si	7.00	7.04	7.40	6.95	6.95	7.30	7.17	7.14	7.80	7.46	7.11	7.06	7.59	7.48	7.17	7.20
Al _{iv}	0.97	0.86	0.49	0.93	0.99	0.70	0.83	0.86	0.20	0.43	0.89	0.87	0.41	0.52	0.77	0.79
T site	7.97	7.91	7.89	7.88	7.95	8.00	8.00	8.00	8.00	7.90	8.00	7.93	8.00	8.00	7.94	7.99
Al _{vi}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.05	0.02	0.07	0.00	0.09	0.00	0.25	0.21	0.00	0.00
Ti	0.14	0.11	0.04	0.11	0.13	0.09	0.10	0.12	0.03	0.04	0.10	0.12	0.01	0.01	0.08	0.09
Fe	2.00	2.00	2.03	1.89	1.94	1.94	1.88	1.83	2.76	2.23	2.01	2.01	2.36	2.76	1.90	1.80
Mn	0.09	0.08	0.10	0.09	0.07	0.10	0.09	0.08	0.25	0.13	0.08	0.07	0.05	0.05	0.08	0.07
Mg	2.80	2.87	2.88	2.99	2.87	2.77	2.88	2.87	2.95	2.70	2.73	2.79	2.32	1.97	3.00	3.06
O site	5.03	5.06	5.06	5.09	5.01	4.98	5.00	4.93	6.06	5.10	5.00	5.00	5.00	5.00	5.06	5.01
Ca	1.52	1.59	1.67	1.56	1.58	1.52	1.57	1.56	0.93	1.58	1.69	1.67	1.92	1.94	1.57	1.57
Na	0.50	0.46	0.19	0.51	0.55	0.28	0.50	0.51	0.09	0.20	0.47	0.54	0.10	0.10	0.44	0.45
K	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03
Ca site	2.06	2.09	1.89	2.11	2.16	1.84	2.11	2.11	1.03	1.81	2.19	2.25	2.05	2.07	2.04	2.05
F	0.00	0.07	0.06	0.05	0.05	0.06	0.23	0.06	0.04	0.05	0.05	0.07	0.01	0.00	0.31	0.12
Cl	0.00	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.00	0.00	0.04	0.03
Calculation	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13	Σ13
Mg/(Mg+Fe)	0.77	0.77	0.75	0.83	0.77	0.76	0.75	0.76	0.52	0.71	0.68	0.71	0.51	0.44	0.79	0.80
(Ca+Na) (B)	2.00	2.00	1.85	2.00	2.00	1.80	2.00	2.00	0.95	1.79	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00

۴- نتایج

۴-۱- سنگ‌نگاری

توده گرانیتوئیدی ماهیرود به صورت استوک و آپوفیز به سن کرتاسه فوقانی (کشتگر، ۱۳۹۵) درون سنگ‌های آتشفشانی با طیفی از آندزیت-بازالت، داسیت-ریوداسیت و بازالت بالشی (بازالت‌های تولیتی) نفوذ کرده است. براساس بررسی‌های پتروگرافی، ترکیب غالب این توده، گرانودیوریت-تونالیت با کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوز و هورنبلند بوده و اندازه بلورها در این سنگ‌ها غالباً متوسط بلور تا درشت‌بلور با بافت گرانولار است که در صحرا قابل تفکیک نمی‌باشند. پلاژیوکلازها متوسط تا درشت بلور و خودشکل هستند. همچنین ناهمسان دانه و دارای منطقه‌بندی می‌باشند و در بعضی نقاط با شدت بالا دچار دگرسانی سریستی شده‌اند. اندازه بلورهای پلاژیوکلاز بین ۵۰۰ میکرون تا یک میلی‌متر است و حدود ۳۰ تا ۴۰ درصد سنگ را شامل می‌شود (شکل ۳ A, B, C). کوارتز متوسط بلور و نیمه شکل‌دار تا خودشکل بوده و با اندازه بلورهای بین ۳۰۰ تا ۶۰۰ میکرون، حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد نمونه را تشکیل می‌دهد (شکل ۳ D, E, F). آمفیبول‌ها که از نوع هورنبلند سبز هستند، عمدتاً سالم و بدون تجزیه

شدگی هستند و بندرت بافت‌های اسکلتی حاصل تجزیه شدگی را نشان می‌دهند. آمفیبول‌ها به صورت خودشکل تا نیمه شکل‌دار در آنکلاوهای درون این توده نفوذی نیز فراوانند (شکل ۳ D, E, F) و مجموعاً حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد سنگ را به خود اختصاص می‌دهند. از جمله کانی‌های مافیک در توده مورد مطالعه، بیوتیت است؛ بیوتیت‌ها غالباً بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار هستند و در امتداد رخ‌ها در حال تجزیه شدن به کلریت است. اندازه بلورهای بیوتیت بین ۴۰۰ تا ۶۰۰ میکرون است و حدود ۵ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند (شکل ۳ F). از کانی‌های فرعی مهم در این سنگ‌ها، اسفن است. این کانی به صورت بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل، با ابعاد ریز تا درشت و به طور پراکنده یافت می‌شود (شکل ۳ G). کانی کلریت حاصل دگرسانی بیوتیت و آمفیبول بوده به طوری که در برخی از نمونه‌های سنگی، بیوتیت بصورت جزئی یا کامل به کلریت تبدیل شده است و در برخی موارد پدیده کلریت‌زایی با تشکیل مقادیری کانی کدر (اکسید آهن) همراه است. گاهی هورنبلندها نیز به کلریت تبدیل شده‌اند و نشان دهنده حضور سیال آبدار در طی دگرسانی و خروج سدیم و کلسیم از هورنبلند می‌باشد (شکل ۳ H, I).



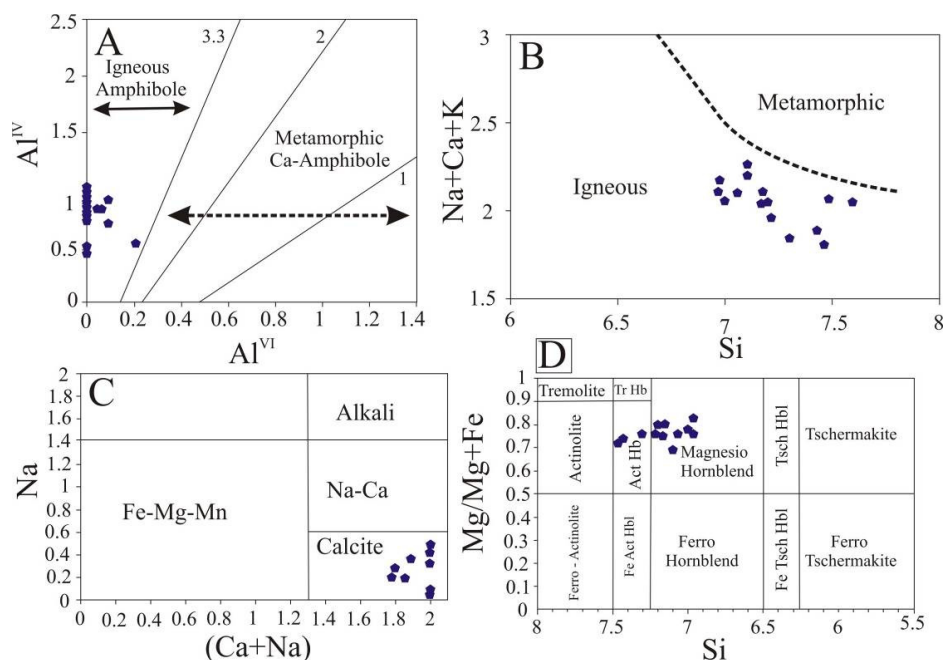
شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی گرانیتوئیدهای ماهیرود: (A) حضور کانی آمفیبول و پلاژیوکلاز (نور XPL)، (B و C) بافت گرانولار در گرانیتوئیدهای ماهیرود و حضور درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز (نور XPL)، (D, E) حضور کانی کوارتز با بافت خلیجی و کانی آمفیبول در سنگ‌های گرانیتوئیدی (هر دو نور و PPL)، (F) حضور کانی بیوتیت و کانی آمفیبول در گرانیتوئیدهای ماهیرود (نور XPL)، (G) حضور کانی اسفن در سنگ‌های گرانیتوئیدی با بافت گرانولار (هر دو نور XPL، PPL)، (H, I) حضور کانی کلریت در سنگ‌های گرانیتوئیدی (هر دو نور XPL، PPL)، (علامت اختصاری از ویتنی و اونس، ۲۰۱۰). Amp: آمفیبول؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ Qtz: کوارتز؛ Bt: بیوتیت؛ Chl: کلریت؛ Sph: اسفن.

Fig. 3. Microscopic images of the granitoids in the Mahiroud area: A) amphibole and plagioclase (XPL), B, C) granular texture and presence plagioclase and amphibole phenocrysts in granitoids (XPL), D, E) quartz with embayed texture and amphibole in granitoid rocks (XPL, PPL). F) biotite and amphibole in granitoid rocks (XPL). G) sphene in granitoid rocks with granular texture (XPL, PPL), H, I) chlorite in granitoid rocks (XPL, PPL). Abbreviated names of minerals are from Whiteny and Evans (2010): Amp: amphibole; Pl: plagioclase; Qtz: quartz; Bt: Biotite; Chl: chlorite; Sph: Sphene.

۲-۴- شیمی کانی

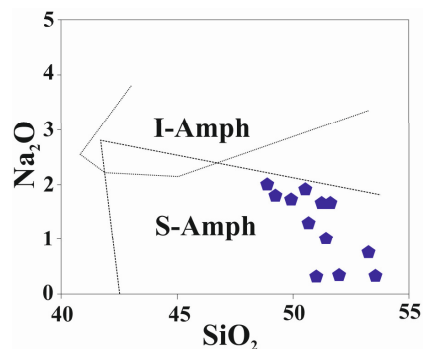
مگنزیوهورنبلند قرار می‌گیرند (شکل ۴، D، C). براساس نمودار Na_2O در برابر SiO_2 (کلتورتی و همکاران، ۲۰۰۷)، آمفیبول‌های مورد مطالعه وابسته به فرورانس (نوع S) هستند (شکل ۵) که با نتایج حاصل از آنالیز سنگ کل مطابقت دارد.

آمفیبول: بر اساس آنالیزهای نقطه‌ای انجام گرفته بر روی شیمی کانی آمفیبول در سنگ‌های ماهیرود (جدول ۲)، آمفیبول‌ها از نوع آذرین و تحت تأثیر فرآیندهای ثانوی و دگرگونی قرار نگرفته‌اند (شکل ۴، A، B). همچنین این آمفیبول‌ها دارای ترکیب کلسیک و در زیر گروه



شکل ۴. A و B) آمفیبول‌های موجود در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در محدوده‌ی آذرین قرار می‌گیرند. شکل A (فلت و بارت، ۱۹۷۸) و شکل B (سیال و همکاران، ۱۹۹۸)، C و D: آمفیبول‌های مورد مطالعه از نوع کلسیک و منیزیه‌ورنبلند می‌باشند (لیک و همکاران، ۱۹۹۷).

Fig. 4. A, B) The amphiboles in the study granitoids are in the igneous area; Figure A (Fleet and Barnett, 1978), Figure B (Sial et al., 1998), C, D) The study amphiboles are Ca-amphiboles and Mg-hornblende type (Leake et al., 1997).



شکل ۵. تفکیک آمفیبول‌های نوع S (وابسته به فرورانش) از I (درون صفحه‌ای) (کلتورتی و همکاران، ۲۰۰۷).

Fig. 5. Separation of S-type amphiboles (subduction-dependent) from I (Within plate) amphiboles (Coltorti et al., 2007).

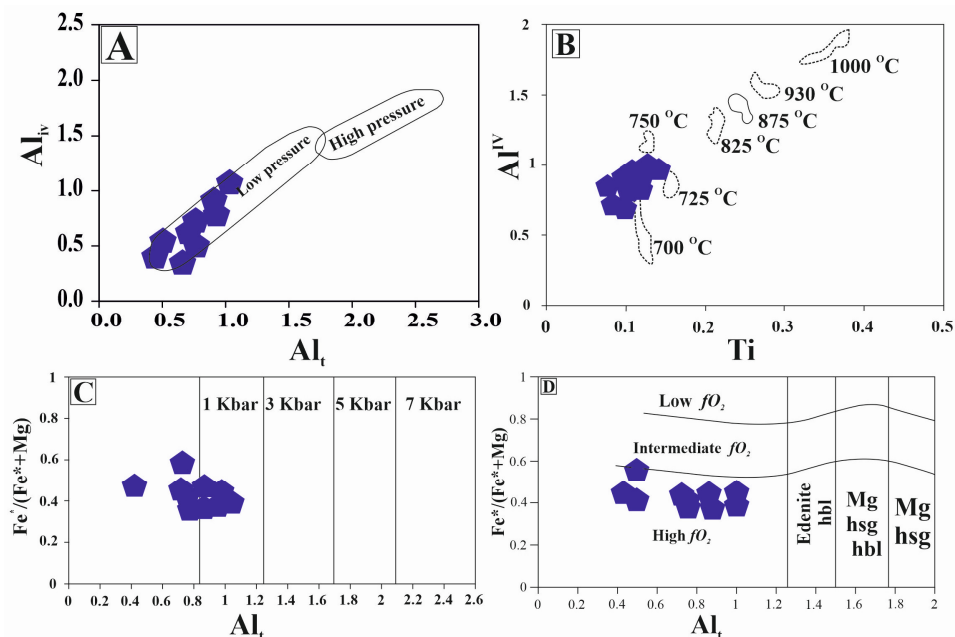
با استفاده از تغییرات مقدار آلومینیوم در برابر تیتانیوم موجود در واحد فرمولی آمفیبول‌ها، دمای تشکیل آن‌ها را می‌توان ارزیابی نمود. براین اساس، دمای محاسبه شده برای آمفیبول‌های موجود در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه بین ۷۰۰ تا ۷۲۵ درجه‌ی سانتی‌گراد تخمین زده شده است (شکل ۶ B). نمودار آلومینیوم کل (Al_t) موجود در ترکیب آمفیبول در مقابل کسر مولی آهن دو ظرفیتی ($X_{Fe} = Fe/(Fe+Mg)$) (اشمیت، ۱۹۹۲) نشان می‌دهد این آمفیبول‌ها در محدوده‌ی ۰/۵ تا ۲ کیلو بار تشکیل شده‌اند (شکل ۶ C). از معمول‌ترین روش‌های مورد استفاده که به منظور تعیین میزان فوگاسیته اکسیژن استفاده می‌گردد،

۴-۳- دما - فشارسنجی و فوگاسیته اکسیژن

براساس نمودار Al_{iv} در مقابل Al_t (همرستروم و زین، ۱۹۸۶)، آمفیبول‌های موجود در گرانیتوئیدهای ماهیرود در محدوده‌ی کم فشار قرار می‌گیرند (شکل ۶ A) که تأییدی بر تزریق این توده به صورت آپوفیزی می‌باشد. براساس مطالعات هولیستر و همکاران (۱۹۸۷)، ماگماهای آبدار با ترکیب توانالیتی تا گرانودیوریتی، در دمایی بین ۷۰۰ تا ۹۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد شکل می‌گیرند. رابطه‌ی محتوای Ti با دمای تشکیل هورنبلند مستقیم می‌باشد بدین شکل که هرچه دمای تشکیل بالا باشد میزان Ti در ترکیب هورنبلند بالاتر است. از طرفی هلز (۱۹۷۳) بیان نموده که

روند تفریق افزایش می‌یابد، همچنین اندرسون و اسمیت (۱۹۹۵) بیان کردند که با افزایش فوگاسیته اکسیژن، Fe^{3+} بیشتری می‌تواند در شبکه هورنبلند جایگزین شود، بر این اساس گرانیوئیدهای ماهیرود در شرایط فوگاسیته‌ی اکسیژن بالا تشکیل شده‌اند (شکل ۶ D).

تعیین فوگاسیته اکسیژن با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول می‌باشد؛ بدین شکل که آمفیبول دارای میزان $Al^{IV} > 0.75$ و نسبت $Fe^{2+} > (Fe^{2+} + Mg) > 0.3$ می‌باشد. براساس مطالعات اندرسون و اسمیت (۱۹۹۵) محتوای $Fe^{2+} > (Fe^{2+} + Mg) > 0.3$ در مگنزیوهورنبلندها با افزایش



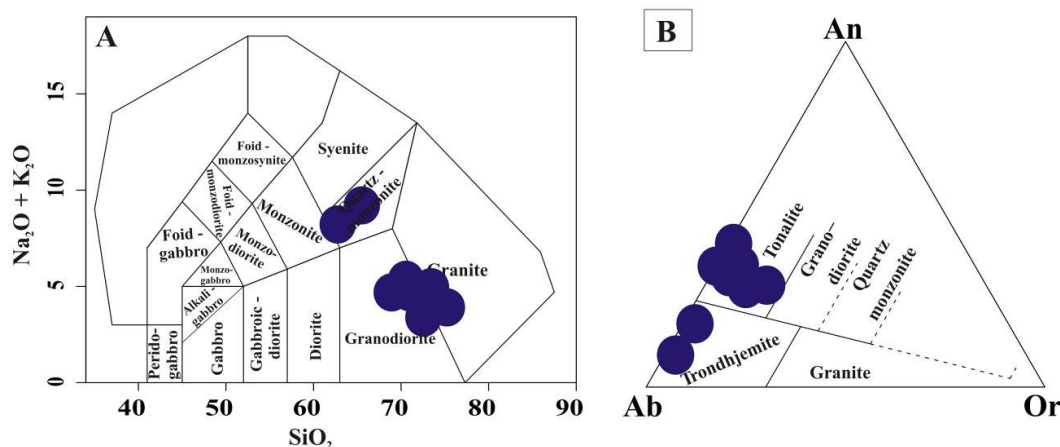
شکل ۶. A) نمودار Al_{IV} Vs Al_I در مقابل Al_I (همرستروم و زین، ۱۹۸۶) که آمفیبول‌ها در گرانیوئیدهای ماهیرود در محدوده‌ی کم فشار قرار می‌گیرند، B) محاسبه‌ی دمای تقریبی تشکیل آمفیبول در گرانیوئیدهای ماهیرود براساس Al^{IV} در برابر Ti (هلز، ۱۹۷۳)، C) نسبت XFe^{2+} در برابر Al_I به منظور تعیین میزان فشار تشکیل ماگما براساس شیمی آمفیبول، D) تعیین فوگاسیته‌ی اکسیژن براساس نسبت XFe^{2+} در برابر Al_I در ترکیب آمفیبول (اندرسون و اسمیت، ۱۹۹۵).

Fig. 6. A) Al_{IV} Vs Al_I diagram (Hammarstrom and Zen, 1986), B) Determination of the approximate temperature of amphibole formation in Mahiroud granitoids based on Al_{IV} versus Ti (Helz, 1993), C) XFe^{2+} Vs Al_I in amphibole for determining pressure (Schmidt, 1992), D) Determination of oxygen fugacity based on the ratio of XFe^{2+} Vs Al_I in the composition of amphibole (Anderson and Smith, 1995).

در مقابل A/CNK (مانیابر و پیکولی، ۱۹۸۹)، گرانیوئیدهای مورد مطالعه در محدوده‌ی متآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۸ A). همچنین براساس نمودار A/CNK در برابر SiO_2 (چاپل و وایت، ۲۰۰۱ و ۱۹۷۴)، نمونه‌های منطقه‌ی ماهیرود در محدوده‌ی گرانیوئیدهای تیپ I متآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۸ B). از نظر سری ماگمایی، گرانیوئیدهای مورد مطالعه براساس نمودارهای دو عنصر غیر متحرک $Th-Co$ (هاسیت و همکاران، ۲۰۰۷) (شکل ۹ A)، AFM (ایروین و باراکار، ۱۹۷۱) (شکل ۹ B)، Ce/Yb در برابر Ta/Yb (پیرس، ۱۹۸۲) (شکل ۹ C) و $FeO/(FeO+MgO)$ در برابر SiO_2 (میاشیرو، ۱۹۷۴) (شکل ۹ D) جزء سری کالک‌آلکان هستند.

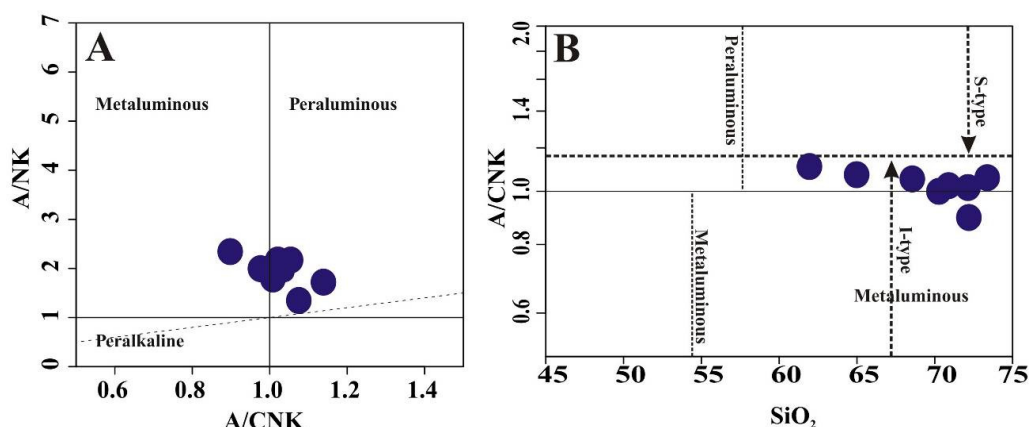
۴-۴- زمین‌شیمی

براساس نتایج آنالیز سنگ کل (جدول ۱)، توده گرانیوئیدی ماهیرود دارای محتوای سیلیس بین ۶۱ تا ۷۴ درصد وزنی و مجموع عناصر آکالی ($Na_2O + K_2O$) بین ۳/۵ تا ۹/۲۴ درصد وزنی، MgO بین ۰/۹۳ تا ۱/۵۴ درصد وزنی، Al_2O_3 بین ۱۳/۰۵ تا ۲۱/۵۵ درصد وزنی و مقدار CaO بین ۲/۰۲ تا ۴/۹۶ درصد وزنی متغیر می‌باشد. براساس نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۸۵)، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده‌های گرانیوئیت، گرانودیوریت و کوآرتزموئوزوگرانیوئیت (شکل ۷ A) و در نمودار $An-Ab-Or$ (اکانر، ۱۹۶۵)، در محدوده‌های ترونجمیت و تونالیت (شکل ۷ B) قرار می‌گیرند. براساس نمودار A/NK



شکل ۷. A) نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 به منظور نام‌گذاری نمونه‌های ماهیروود (میدلموست، ۱۹۸۵)، B) نمودار مثلثی نورماتیو An-Ab-Or (اکنر، ۱۹۶۵).

Fig. 7. A) $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 diagram for Mahiroud samples classification (Middlemost, 1985), B) An-Ab-Or normative diagram (O'Connor, 1965).



شکل ۸. A) نمودار A/NK در مقابل A/CNK (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹)، B) نمودار A/CNK در برابر SiO_2 برای تعیین تیپ ماگما (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹) و همچنین محدوده‌های متآلومین و پراآلومین (چاپل و وایت، ۱۹۷۴).

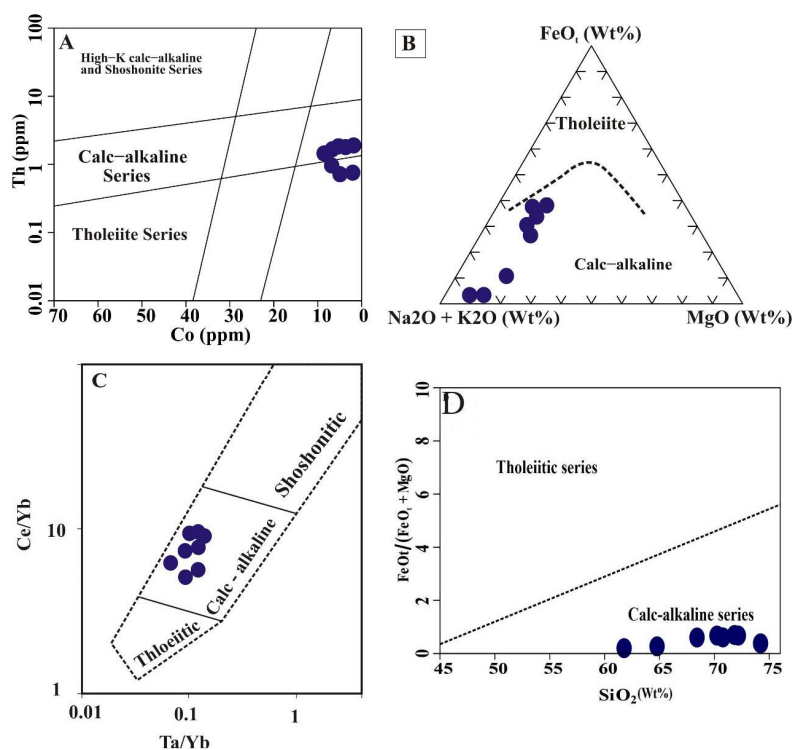
Fig. 8. A) A/NK Vs A/CNK diagram (Maniar and Piccoli, 1989), B) A/CNK Vs SiO_2 diagram (Maniar and Piccoli, 1989), metaluminous and peraluminous area after Chappell and White (1974).

۵- بحث

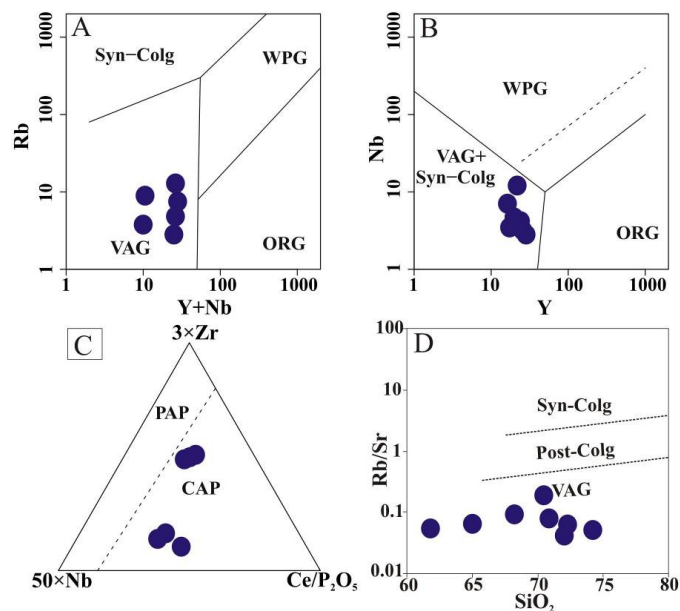
۵-۱- پتروژنز

تولید ماگماهای گرانیتوئیدی نوع I در محیط‌های مربوط به کمان پیشنهاد شده است، ۱- پوسته جوان مشتق شده از ماگماهای بازالتی گوشته‌ای (گو و همکاران، ۲۰۰۹). ۲- تفریق ماگمای بازیک مشتق از گوشته مافیک (سیسون و همکاران، ۲۰۰۵). ۳- ذوب بخشی پوسته زیرین با ترکیب چند منشأیی (چاپل و وایت، ۱۹۹۲؛ کمپ و همکاران، ۲۰۰۷) که دمای مورد نیاز برای ذوب شدن را از ماگمای بازیک گوشته‌ای دریافت می‌نمایند. به نظر می‌رسد سنگ‌های مورد مطالعه بیشتر از طریق ذوب بخشی شکل گرفته‌اند تا متأثر از تبلور تفریقی، جایی که به ترتیب La و Dy با افزایش نسبت‌های La/Sm و Dy/Yb در نمونه‌های ماهیروود افزایش می‌یابند (شکل ۱۱ A, B).

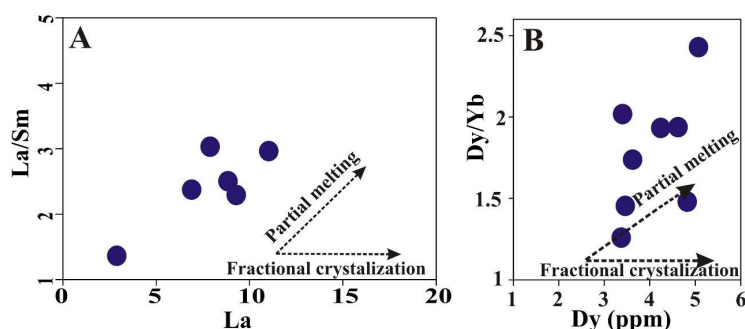
پیرس و همکاران (۱۹۸۴) به منظور تفکیک محیط‌های تکتونیکی دو نمودار را بر اساس نمودارهای Rb در برابر Y+Nb و Nb در برابر Y ارائه دادند (شکل ۱۰ A, B) که نمونه‌های مورد مطالعه محدوده‌ی گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی را نشان می‌دهند و در نمودار $\text{Nb} \times 50 / \text{Zr} \times 3$ و $\text{Ce} / \text{P}_2\text{O}_5$ (مولر و همکاران، ۱۹۹۲) در محدوده‌ی کمان قاره‌ای (CAP) (شکل ۱۰ C) قرار می‌گیرند و همچنین براساس نمودار نسبت Rb/Sr در برابر SiO_2 (کندی، ۱۹۸۹)، نمونه‌ها نشان‌دهنده‌ی محیط‌های مرتبط با کمان آتشفشانی می‌باشند (شکل ۱۰ D). چندین مدل برای



شکل ۹. سری ماگمایی گرانیتوئیدهای ماهیروود بر اساس A) نمودار Th در برابر Co (هاسیت و همکاران، ۲۰۰۷)، B) نمودار مثلثی AFM (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)، C) نمودار Ce/Yb در برابر Ta/Yb (پیرس، ۱۹۸۲)، D) نمودار نسبت $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ در برابر SiO_2 (میاشیرو، ۱۹۷۴).
 Fig. 9. Magmatic series of Mahiroud granitoids based on A) Th Vs Co diagram (Hasite et al., 2007), B) AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971), C) Ce/Yb Vs Ta/Yb diagram (Pearce, 1982), D) $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ Vs SiO_2 diagram (Miyashiro, 1974).



شکل ۱۰. A و B) قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴)، C) نمودار $\text{Nb} \times 50$ ، $\text{Zn} \times 3$ ، $\text{Ce}/\text{P}_2\text{O}_5$ (مولر و همکاران، ۱۹۹۲)، D) نمودار SiO_2 در مقابل Rb/Zr که براساس آن نمونه‌های مورد مطالعه درون محدوده گرانیت‌های مرتبط با کمان آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرند (کندی، ۱۹۹۸).
 Fig. 10. A, B) The study samples plotted in the volcanic arc granitoids area (Pearce et al., 1984). C) $\text{Zn} \times 3$, $\text{Nb} \times 50$, $\text{Ce}/\text{P}_2\text{O}_5$ diagram (Müller et al., 1992), D) SiO_2 vs. Rb/Zr diagram, the study samples plotted in the volcanic arc granitoids area (VAG) (Condie, 1989).

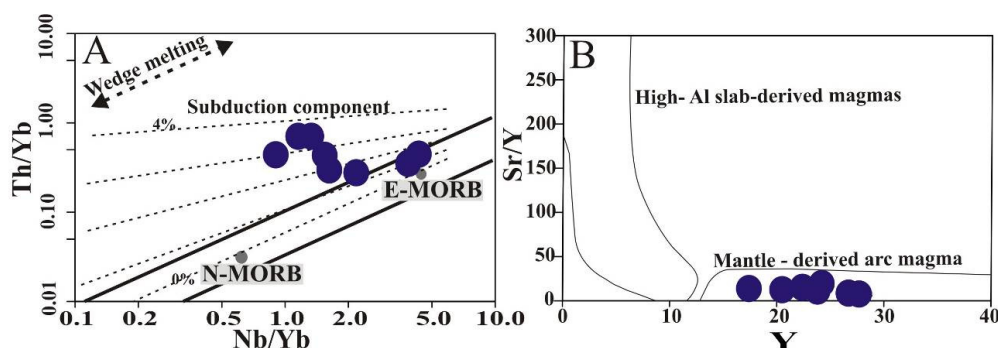


شکل ۱۱. شکل‌گیری گرانیتوئیدهای مورد مطالعه تحت فرآیند ذوب بخشی، (A) نمودار دو محوره‌ی La/Sm در برابر La (آلگره و مینستر، ۱۹۷۸) و (B) نمودار Dy/Yb در برابر Dy (گائو و همکاران، ۲۰۰۷).

Fig. 11. Formation of the study granitoids under partial melting process, A) La/Sm Vs La diagram (Allegre and Minster, 1978), B) Dy/Yb Vs Dy diagram (Gao et al., 2007).

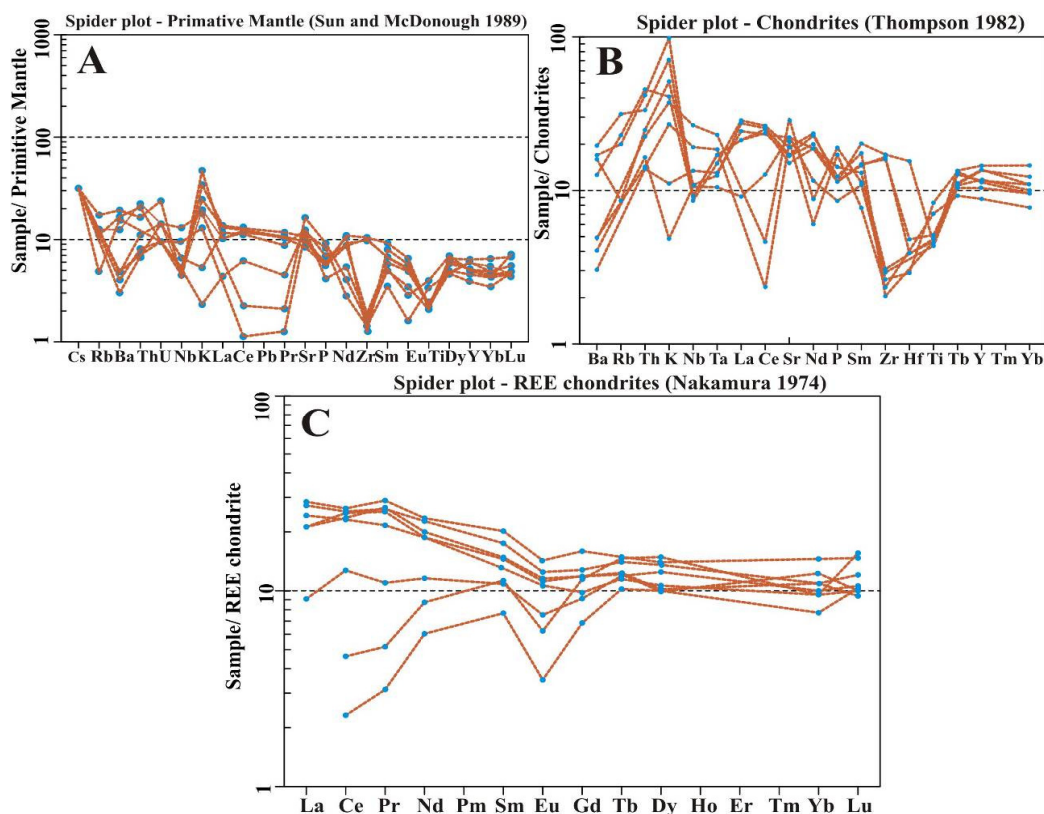
نسبت به مقادیر گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) به‌نجار شده‌اند (شکل ۱۳ A). از مشخصات سنگ‌های این منطقه غنی‌شدگی نسبی با شیب ملایم از عناصر LREE نسبت به HREE می‌باشد که در نمودار شکل ۱۳ A نشان داده شده است. ویژگی غنی‌شدگی از عناصر LREE همراه با تهی‌شدگی از عناصر HREE از خصوصیات ماگماهای مناطق کم‌انی می‌باشد. سنگ‌های این مناطق نشان دهنده‌ی ناهمگنی‌های شیمیایی می‌باشد که بر اثر متاسوماتیسم در گوشته ایجاد شده است (ویلسون، ۱۹۸۹). سنگ‌های مورد مطالعه به طور مشخص تهی‌شدگی از عناصر HFSE (مثلاً Nb) و غنی‌شدگی از عناصر LILE (مثلاً U) را نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از LILE اکثراً توسط دخالت سیالات غنی از آب مشتق شده از ماگماهای زون فرورانس توجیه می‌شوند. بنابراین غنی‌شدگی از LREE و LILE، تهی‌شدگی از HREE و آنومالی منفی Nb و Zr سنگ‌های منطقه ماهیرود نشان‌دهنده شکل‌گیری این سنگ‌ها در منطقه فرورانس است که این نتایج با ایده وجود کمان ماگمایی کالک‌آلکان شرق ایران سازگار می‌باشد. آنومالی منفی Nb و غنی‌شدگی از K و همچنین بالا بودن نسبت LREE/HREE در این سنگ‌ها نشان‌دهنده ماگمایی با منشأ گوشته است که در حین بالا آمدن توسط پوسته آلوده شده است. در نمودار عنصر نادر خاکی به‌نجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، سنگ‌های مورد مطالعه آنومالی منفی Eu را نشان می‌دهند (شکل ۱۳ C) و از آنجا که این آنومالی همراه با آنومالی منفی Sr و Ba در این نمونه‌ها می‌باشد، می‌تواند ناشی از تفریق پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم باشد.

به منظور ارزیابی میزان احتمالی ترکیب اجزای فرورانس، از نمودار Nb/Yb در مقابل Th/Yb استفاده شده است (پیرس و پیت، ۱۹۹۵)، که نشان می‌دهد کمتر از ۵ درصد رسوبات فرورانس شده و سیال به منبع ماگمایی وارد شده است (شکل ۱۲ A). نمودار شکل ۱۲ B نیز نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی ماگماهای مناطق کم‌انی مشتق شده از گوشته شکل گرفته‌اند؛ اگرچه غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار را می‌توان با درجه‌ی پایین ذوب بخشی توجیه نمود اما این موضوع نمی‌تواند مقادیر بالای LILE/HFSE مانند La/Nb را توضیح دهد، بنابراین، این خصوصیات زمین‌شیمیایی مختص ماگماهایی می‌باشد که از یک منشأ گوشته‌ای ناهمگن مشتق شده باشند. براساس مطالعات کامپونزو و همکاران (۲۰۰۳) غنی‌شدگی گوه گوشته‌ای ممکن است ناشی از آلودگی رسوبات ورقه‌ی فرورانده یا سیالات حاصل از آگیری صفحه‌ی فرورانده و یا مذاب‌های مشتق شده از ورقه‌ی فرورانده باشد، همچنین نسبت‌های پایین Sr/Ce ، Ce/Pb و Sr/Y نشان‌دهنده‌ی این امر است که ماگمای مادر گرانیتوئیدهای ماهیرود از یک منشأ گوشته‌ای متأثر شده از رسوبات بر روی صفحات فرورانده مشتق شده است، این در حالی است که براساس مطالعات شیمودا و همکاران (۱۹۹۸) گوشته غنی شده به وسیله‌ی سیالات آزاد شده دارای نسبت $Sr/Ce > 20$ می‌باشند و این نسبت برای نمونه‌های مورد مطالعه بین ۸-۱۳ ppm است؛ که این موضوع می‌تواند حاصل دخالت کمتر از ۵ درصد مذاب و سیالات حاصل از صفحه‌ی فرورانده باشد (شکل ۱۲ A). در بررسی الگوی توزیع عناصر کمیاب بر پایه نمودارهای عنکبوتی، مقادیر عناصر کمیاب ناسازگار و نادر خاکی نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه



شکل ۱۲. A) ارزیابی میزان احتمالی ترکیب اجزای فرورانش در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه براساس نمودار Nb/Yb در برابر Th/Yb (پیرس و بیت، ۱۹۹۵). B) قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی ماگماهای مناطق کماتی مشتق شده از گوشته (مارتین، ۱۹۹۳).

Fig. 12. A) Evaluation of the possible composition of subduction components in the study granitoids based on the Nb/Yb Vs. Th/Yb diagram (Pearce and Peate, 1995), B) the study samples plotted in the arc magmas area derived from mantle (Martin, 1993).



شکل ۱۳. A) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مقادیر گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹)، B) نمودار عنکبوتی بهنجارسازی شده نسبت به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲)، C) الگوهای فراوانی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴).

Fig. 13. A) Spider diagram normalized to Primitive mantle (Sun and McDonough, 1989), B) Spider diagram normalized to Chondrites (Thompson, 1982), C) Chondrite normalized rare earth element patterns (Nakamura, 1974).

۶- نتیجه‌گیری

دارای بافت گرانولار بوده و کانی‌های اصلی سازنده آن - ها عبارتند از: پلاژیوکلاز، کوارتز، آمفیبول و بیوتیت است و از کانی‌های فرعی مهم می‌توان به حضور زیرکن، اسفن و کانی‌های اپک اشاره نمود.

✓ سنگ‌های گرانیتوئیدی ماهیرود بصورت استوک و آپوفیز در آندزیت - بازالت‌ها نفوذ نموده‌اند. ترکیب غالب آن‌ها گرانودیوریتی - تونالیتی است. این سنگ‌ها

- Castro, A (2013) Tonalite–granodiorite suites as cotectic systems: A review of experimental studies with applications to granitoid petrogenesis, *Earth-Science Reviews*, 124: 68-95.
- Chappell, B. W., White, A. J. R (1974) Two contrasting granite types, *Pacific Geology*, 8: 173-174.
- Chappell, B. W., White, A. J. R (1992) I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 83: 1-26. <https://doi.org/10.1130/SPE272-p1>.
- Chappell, B. W., White, A. J. R (2001) Two contrasting granite types: 25 years later, *Australian Journal of Earth Sciences*, 48: 489-499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>.
- Coltorti, M., Bonadiman, C., Faccini, B., Grégoire, M., O'Reilly, S. Y., Powell, W (2007) Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle, *Lithos*, 99: 68-84. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.05.009>.
- Condie, K. C (1989) Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance, *Lithos*, 23: 1-18. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(89\)90020-0](https://doi.org/10.1016/0024-4937(89)90020-0).
- Eftekharij, J (1981) Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins, *Journal of Iranian Petroleum Society*, 82: 19-28.
- Fleet, M. E., Barnett, R. L (1978) Aliv/Alvi partitioning in calciferous amphiboles from the Frood Mine, Sudbury, Ontario, *The Canadian Mineralogist*, 16: 527-532.
- Fotoohi Rad, G. R., Droop, G. T. R., Amini, S., Moazzen, M (2005) Eclogites and Blueschists of the Sistan Suture Zone, eastern Iran, *Lithos*, 85: 1-24.
- Gao, Y., Hou, Z., Kamber, B. S., Wei, R., Meng, X., Zhao, R (2007) Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: evidence for slab melt metasomatism, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153: 105-120. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0137-9>.
- Ghasemi, A., Talbot, C. J (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran), *Journal of Asian Earth Sciences*, 26: 683-693. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2005.01.003>.
- Goswami, S., Shrivastava, S., Sarbajna, C., Prakash, K., Pande, D., Choudhury, D. K (2023) Granitoid characteristics of basement to the U-mineralized Bhima basin: Implications for crustal epizone processes, *Ore and Energy Resource Geology*, 15: 100027. <https://doi.org/10.1016/j.oreoa.2023.100027>.
- Guillou, Y., Maurizot, P., De la Villcon, H (1981) Mahiroud Quadrangle map, Scale 1: 100000.
- ✓ ترکیب شیمیایی توده نفوذی مورد مطالعه نشان می‌دهد که این توده از نوع I و ماگمای سازنده آن کالک‌آلکان بوده و از روند تحولی این ماگماها پیروی می‌نماید.
- ✓ براساس شیمی کانی، آمفیبول‌ها دارای ترکیب کلسیک و در زیر گروه مگنزیوهورنبلند قرار می‌گیرند. این آمفیبول‌ها وابسته به فرورانس (نوع S) هستند که با نتایج حاصل از آنالیز سنگ کل مطابقت دارد. آمفیبول‌های مذکور در محدوده‌ی کم فشار قرار می‌گیرند و در محدوده‌ی ۵/۰ تا ۲ کیلو بار تشکیل شده‌اند که تزریق به صورت آپوفیزی توده گرانیتوئیدی ماهیروند را تأیید می‌کند. دمای محاسبه شده برای تشکیل این آمفیبول‌ها بین ۷۰۰ تا ۷۲۵ درجه‌ی سانتی‌گراد تخمین زده شد و در شرایط فوگاسیته‌ی اکسیژن بالا تشکیل شده‌اند.
- ✓ توده‌ی نفوذی مورد مطالعه به گرانیت‌های مرتبط با فرورانس شباهت دارند و این نتایج با ایده وجود کمان ماگمایی کالک‌آلکان شرق ایران سازگار می‌باشد.

References

- Allegre, C., Minster, J (1978) Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes, *Earth and Planetary Science Letters*, 38: 1-25. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90123-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90123-1).
- Anderson, J. L., Smith, D. R (1995) The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer, *American mineralogist*, 80: 549-559. <https://doi.org/10.2138/am-1995-5-614>.
- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M. H., Mazaheri, S.A., Santos, J., Medina, J., 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: 283-296. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2011.02.014>.
- Bagheri, S., Damani Gol, S.D (2020) The eastern Iranian orocline, *Earth-Science Reviews*, 210: 103322.
- Camp, V., Griffis, R (1982) Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran, *Lithos*, 15: 221-239. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(82\)90014-7](https://doi.org/10.1016/0024-4937(82)90014-7).
- Benrashediyan, S., Ahmadikhalaji, A., Eskandarnia, P., Keshtgar, Sh., Tahmasbi, Z (2024) Geochemistry and tectonic setting of volcanic rocks in the Mahiroud volcano-plutonic complex, Southeast of Sarbisheh (Eastern Iran), *Petrological Journal*, (in press) <https://doi.org/10.22108/IJP.2023.137324.1297> (in Persian).

- Guo, F., Fan, W., Li, C., Gao, X., Miao, L (2009) Early Cretaceous highly positive ϵNd felsic volcanic rocks from the Hinggan Mountains, NE China: origin and implications for Phanerozoic crustal growth, *International Journal of Earth Sciences*, 98: 1395-1411. <https://doi.org/10.1007/s00531-008-0362-8>.
- Hammarstrom, J. M., Zen, E. A (1986) Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer, *American Mineralogist*, 71: 1297-1313.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A., Mitchell, S (2007) Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram, *Journal of petrology*, 48: 2341-2357. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm062>.
- Hawkesworth, C. J., Dhuime, B., Pietranik, A., Cawood, P., Kemp, A.I., Storey, C (2010) The generation and evolution of the continental crust, *Journal of the Geological Society*, 167: 229-248. <https://doi.org/10.1144/0016-76492009-072>.
- Helz, R. T (1973) Phase relations of basalts in their melting range at $\text{PH}_2\text{O}=5$ kb as a function of oxygen fugacity: part I. Mafic phases, *Journal of Petrology*, 14: 249-302. <https://doi.org/10.1093/petrology/14.2.249>.
- Hollister, L. S., Grissom, G., Peters, E., Stowell, H., Sisson, V (1987) Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons, *American mineralogist*, 72: 231-239.
- Irvine, T. N., Baragar, W (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Canadian Journal of Earth sciences*, 8: 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>.
- Kampunzu, A., Tombale, A., Zhai, M., Bagai, Z., Majaule, T., Modisi, M (2003) Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: evidence for a Neoproterozoic continental active margin in the Zimbabwe craton, *Lithos*, 71: 431-460.
- Kemp, A., Hawkesworth, C., Foster, G., Paterson, B., Woodhead, J., Hergt, J., Gray, C., Whitehouse, M (2007) Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon, *Science*, 315: 980-983. <https://doi.org/10.1126/science.1136154>.
- Keshtgar, Sh (2016) Tectono-magmatic history of the Mahi Rud Volcano-Plutonic complex, East of Sarbisheh, Eastern Iran, M.Sc. Thesis, Faculty of science, University of Sistan and Baluchestan, 229p. (in persian).
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whitaker, E. J. W., Youzhi, G (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names, *The Canadian Mineralogist*, 35 (1): 219-246.
- Maniar, P. D., Piccoli, P. M (1989) Tectonic discrimination of granitoids, *Geological society of America bulletin*, 101: 635-643.
- Martin, H (1993) The mechanisms of petrogenesis of the Archaean continental crust—comparison with modern processes, *Lithos*, 30: 373-388. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(93\)90046-F](https://doi.org/10.1016/0024-4937(93)90046-F).
- Middlemost, E (1985) *Magma and Magmatic Rocks. An Introduction to Igneous Petrology*; London, New York: Longman, 266p.
- Miyashiro, A (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins, *American Journal of Science*, 274: 321-355. <https://doi.org/10.2475/ajs.274.4.321>.
- Mohammadi, A., Burg, J. P., Bouilhol, P., Ruh, J (2016) U-Pb geochronology and geochemistry of Zahedan and Shah Kuh plutons, southeast Iran: Implication for closure of the South Sistan suture zone, *Lithos*, 248: 293-308. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.02.003>.
- Müller, D., Stumpfl, E., Taylor, W (1992) Shoshonitic and alkaline lamprophyres with elevated Au and PGE concentrations from the Kreuzeck Mountains, Eastern Alps, Austria, *Mineralogy and Petrology*, 46: 23-42. <https://doi.org/10.1007/BF01160699>.
- Nabiei, E., Bagheri, S (2013) Tectonic Evolution of East Margin of Lut Block in Nosratabad area, SE Iran, *Bulletin of Environment, Pharmacology and Life Sciences*, 2: 78-86.
- Nakamura, N (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-775. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5).
- O'Connor, J (1965) A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios, *US Geological Survey, Professional Papers*, 525B, B79-B84.
- Pearce, J. A., Harris, N. B., Tindle, A. G (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of petrology*, 25: 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>.
- Pearce, J. A., Peate, D. W (1995) Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas, *Annual review of Earth and Planetary Sciences*, 23: 251-285.
- Regelous, A., Scharfenberg, L., De Wall, H (2021) Origin of S-, A- and I-type granites: Petrogenetic evidence from whole rock Th/U ratio variations, *Minerals*, 11: 672. <https://doi.org/10.3390/min11070672>.

- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L., Amini, S (2010) Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean, *Lithos*, 117: 209-228.
- Schmidt, M. W (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer, *Contributions to mineralogy and petrology*, 110: 304-310. <https://doi.org/10.1007/BF00310745>.
- Şengör, A (1987) Tectonics of the Tethysides: orogenic collage development in a collisional setting, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 15: 213-244.
- Shimoda, G., Tatsumi, Y., Nohda, S., Ishizaka, K., Jahn, B (1998) Setouchi high-Mg andesites revisited: geochemical evidence for melting of subducting sediments, *Earth and Planetary Science Letters*, 160: 479-492.
- Sial, A. N., Ferreira, V. P., Fallick, A. E., Jerônimo M. Cruz, M (1998) Amphibole-rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province, northeastern Brazil, *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 457-471.
- Sisson, T., Ratajeski, K., Hankins, W., Glazner, A.F (2005) Voluminous granitic magmas from common basaltic sources, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148: 635-661. <https://doi.org/10.1007/s00410-004-0632-9>.
- Sun, S. S., McDonough, W. F (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, *Geological Society, London, Special Publications*, 42: 313-345.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M (1985) The continental crust: its composition and evolution, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 301: 381-399. <https://doi.org/10.1098/rsta.1981.0119>.
- Thompson, A. B (1982) Fertility of crustal rocks during anatexis, *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 87: 1-10. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2315-9.1>.
- Tirrul, R., Bell, I., Griffis, R., Camp, V (1983) The Sistan suture zone of eastern Iran, *Geological Society of America Bulletin*, 94: 134-150.
- Whitney, D.L., Evans, B.W (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American mineralogist*, 95: 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>.
- Wilson, M (1989) *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*, Unwin Hyman, London, 466p.

Geochemistry and petrogenesis of the granitoid rocks in Mahiroud volcano-plutonic complex, Southeast of Sarbisheh (Eastern of Iran)

A. Davodi¹, A. Ahmadi Khalaji^{2,*}, S. Keshtgar³, P. Eskandarnia⁴ and Z. Tahmasbi⁵

1- M. Sc., of Geology, Faculty of Science, Lorestan University, Khorramabad, Iran

2, 5-Assoc. Prof., Dept., of Geology, Faculty of Science, Lorestan University, Khorramabad, Iran

3-Ph. D. student, Dept., of Geology, Faculty of Science, Birjand University, Birjand, Iran

4- M. Sc., of Geology, Faculty of Science, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

* ahmadikhalaji.a@lu.ac.ir

Received: 2024.4.13 Accepted: 2024.9.10

Abstract

The study granitoid pluton is a part of the Mahiroud (Cheshmeh Ostad) volcano-plutonic complex in the southeast of Sarbisheh (South Khorasan province). The composition of this pluton is mostly granodiorite-tonalite. Its main minerals include plagioclase, quartz, orthose and hornblende with granular texture. Based on mineral chemistry, amphiboles in these rocks have a calcic composition and are placed in the Mg-hornblende subgroup. These amphiboles crystallized under pressure conditions of 0.5 to 2 kbar, temperature between 700 - 725 °C and high oxygen fugacity. Based on the geochemical results, this granitoid pluton is in the range of type I, metaluminous and calc-alkaline granites. Also, this pluton is formed through mantle partial melting so that La and Dy increase with the increase of La/Sm and Dy/Yb ratios. These rocks were formed through partial melting and less than 5% of sediments have been subducted and fluid has entered the magma source. The spider diagram of trace elements normalized with the primary mantle shows relative enrichment with a gentle slope of LREE elements compared to HREE. This granitoid pluton is similar to subduction-related granites and is consistent with the calc-alkaline magmatic arc in the eastern of Iran which is the result of the subduction of the Neotethys oceanic plate (Sistan Ocean) under the eastern zone of Iran.

Keywords: High oxygen fugacity, Calc-alkaline, Granodiorite, Subduction-related granites, Mahiroud

Introduction

The granites are generally divided into two separate groups, I and S, which are respectively the result of partial melting of two types of source rocks, i.e. older igneous and sedimentary rocks. Based on the U/Th ratio, granitoids are divided into three categories: S, A, and I. The most granites are formed by melting of pre-existing continental crust, which in many cases is supplemented by mantle, especially in continental arc systems. The granitoid rocks are dominant in the upper and middle parts of the continental crust. It is widely believed that many granites were formed as a result of partial crystallization of basaltic magmas derived from the mantle, even in active continental margin. On the other hand, the granites are the product of partial melting of middle-lower crustal protoliths, during orogeny and thickening or thinning of the crust. It is widely accepted that significant volumes of granitoids usually occur in orogenic belts where the continental crust has

thickened during subduction or collision. Therefore, these rocks are important indicators in understanding the evolution of the continental crust and geodynamic processes throughout the history of the earth. Two processes are most likely involved in the formation of I-type granitoids, including partial melting of mafic rocks to intermediate crustal metagenes (Chappell and White, 1992) or mixing between melts derived from crustal materials and lithospheric melts derived from the mantle. The granitoids in the orogenic belt of eastern Iran (SiSZ) are the main signs for understanding the tectonic setting of this area. This zone continued from Birjand in South Khorasan province to Saravan in Sistan and Baluchistan province; its geodynamic evolution is affected by the opening and closing of some branches of the Neotethys (Sistan Ocean) which has undergone several orogenic phases. Ophiolites are the oldest rocks in the eastern part of Iran, which are a sign of the remnants of the oceanic crust. In this

study, the petrogenesis and physico-chemical conditions of granitoids of Mahiroud complex are investigated based on whole rock chemistry and amphibole mineral chemistry.

Materials & Methods

In order to investigate the intrusive part of Mahiroud volcanic-plutonic complex, field operations were carried out in two rounds and a total of 50 samples of rocks with low amounts of weathering and alteration were collected. From the collected samples, 25 thin sections were prepared for microscopic studies. From among these samples, 8 samples were selected from the rocks of the area to conduct ICP-MS geochemical analysis for rare elements and alkaline fusion method (AF-01-Lithium Fusion) for the main elements oxide and sent to Zarazma laboratory in Tehran. The results of the analyses are shown in Table 1. To investigate the mineral chemistry of amphibole in Mahiroud granitoids, a number of 16 points of this mineral have been microprobe analysis in the Department of Earth and Environmental Sciences, Yamagata University, Japan. GCDkit, Excel and CorelDraw software were used to draw diagrams.

Discussion and Results

Petrographic studies of Mahiroud granitoid pluton show that the main minerals in this pluton are plagioclase, quartz, orthose and hornblende, and the size of the crystals in these rocks is usually medium to coarse crystal with granular texture.

Based on the results of whole rock analysis, the study granitoid has SiO_2 content between 61-74% Wt and total alkali elements ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) between 3.5 - 9.24Wt, MgO between 0.93 up to 1.54% Wt, Al_2O_3 ranges from 13.05 to 21.55% Wt and the amount of CaO varies from 2.02 to 4.96 Wt. Based on the diagram of $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 (Middlemost, 1985), the study rocks are in the ranges of granite, granodiorite and quartz monzogranite and in the An-Ab-Or diagram (O'Connor, 1965), are in the range of trondjemite and tonalite. Based on A/NK versus A/CNK diagram, the study granitoids are in the metaaluminum range. Based on the diagrams of Rb vs. Y+Nb and Nb

vs. Y (Pearce et al., 1984), the study samples are in the ranges of volcanic arc granitoids and in the $3 \times \text{Zr}$, $\text{Nb} \times 50$ and $\text{Ce}/\text{P}_2\text{O}_5$ diagram (Müller et al., 1992) are located in the continental arc range (CAP). Also, based on Rb/Sr ratio versus SiO_2 diagram (Condie 1989), Mahiroud samples are related to volcanic arcs.

Based on mineral chemistry, amphiboles in these rocks have a calcic composition and are placed in the Mg-hornblende subgroup. These amphiboles crystallized under pressure conditions of 0.5 to 2 kbar, temperature between 700 - 725 °C and high oxygen fugacity.

Conclusions

The granitoid rocks of the Mahiroud complex have penetrated into andesite-basalts in the form of stocks and apophyses. Their dominant composition is granodiorite-tonalite. These rocks have a granular texture and their main minerals are: plagioclase, quartz, amphibole and biotite, and the presence of zircon, sphene and opaque minerals can be mentioned among the important minerals. Based on mineral chemistry, amphiboles in these rocks have a calcic composition and are placed in the Mg-hornblende subgroup. These amphiboles crystallized under pressure conditions of 0.5 to 2 kbar, temperature between 700 - 725 °C and high oxygen fugacity. Based on the geochemical results, this granitoid pluton is in the range of type I, metaluminous and calc-alkaline granites. Also, this pluton is formed through mantle partial melting so that La and Dy increase with the increase of La/Sm and Dy/Yb ratios. These rocks were formed through partial melting and less than 5% of sediments have been subducted and fluid has entered the magma source. The spider diagram of trace elements normalized with the primary mantle shows relative enrichment with a gentle slope of LREE elements compared to HREE. This granitoid pluton is similar to subduction-related granites and is consistent with the calc-alkaline magmatic arc in the eastern of Iran which is the result of the subduction of the Neotethys oceanic plate (Sistan Ocean) under the eastern zone of Iran.