پتـــــرولوژی، سال ششم، شماره بیست و سوم، پاییز ۱۳۹۴، صفحه ۱-۲۶
تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۰۴/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۳/۱۷

ویژگی‌های ژئوشیمیایی و زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی شرق نهاوند (پهنه سنندج-سیرجان)

احمد احمدی‌خلجی [۱]*، زهرا طهماسبی [۱]، سمیه رحمانی [۱] و سمیرا بصیری [۲]
[۱] گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران
[۲] گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم‌آباد، خرم‌آباد، ایران

چکیده
منطقه شرق نهاوند از لحاظ تقسیم‌بندی تکتونیکی، بخشی از پهنه سنندج-سیرجان محسوب می‌شود. بر اساس مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمی، این سنگ‌ها طیفی از بازالت، آندزیت-بازالت، آندزیت، تراکی‌آندزیت و داسیت را نشان می‌دهند. بافت‌های غالب مشاهده شده در این مجموعه سنگی شامل: پورفیری، گلومروپورفیری، میکرولیتیک حفره‌دار، هیالومیکرولیتی و شانه‌ای است. از ویژگی‌های بارز در این منطقه وجود پهنه‌های بسیار وسیع دگرسانی است که به صورت دگرسانی آرژیلیتی و سریسیتی در آندزیت‌ها مشاهده می‌شود. سریسیت، کائولینیت، کلریت، هماتیت و کلسیت از جمله کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی هستند. در این سنگ‌ها کانی‌سازی مس به صورت پرکننده حفرات و شکستگی‌ها رخ داده است که به صورت رگه‌ایی دیده می‌شود. از جمله کانی‌های موجود در این رگه‌ها می‌توان به مالاکیت، کوولیت، مگنتیت، هماتیت و بورنیت اشاره کرد. نتایج حاصل از مطالعات ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها به سری‌های ماگمایی کالک‌آلکالن و شوشونیتی متعلق هستند. غنی‌شدگی LILE و LREE به همراه تهی‌شدگی HREE و HFSE و ناهنجاری منفی عناصر Nb و Ti همراه با شواهد دیگر مانند: نسبت بالای Th/Yb در این سنگ‌های آتشفشانی، نشان‌دهنده شکل‌گیری آنها در یک محیط مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای است. سنگ‌های آتشفشانی نهاوند در محدوده کمان‌های آتشفشانی و نابالغ یا مراحل آغازین کمان آتشفشانی قرار گرفته‌اند که این خاستگاه با تاریخچه ژئوشیمیایی پهنه سنندج-سیرجان در ژوراسیک تا کرتاسه کاملاً همخوانی دارد.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های آتشفشانی، ژئوشیمی، فرورانش، شرق نهاوند، پهنه سنندج-سیرجان

مقدمه

پتروژنز و جایگاه تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی در پهنه زمین‌ساختی سنندج-سیرجان که منطقه نهاوند نیز بخشی از آن محسوب می‌شود از نکات ناشناخته در رویدادهای زمین‌شناختی به ویژه سنگ‌شناسی کشور است که پرداختن دقیق و

* ahmadikhalaj.a@lu.ac.ir
Copyright©2015, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (http://creativecommons.org/licenses/BY-NC-ND/4.0), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

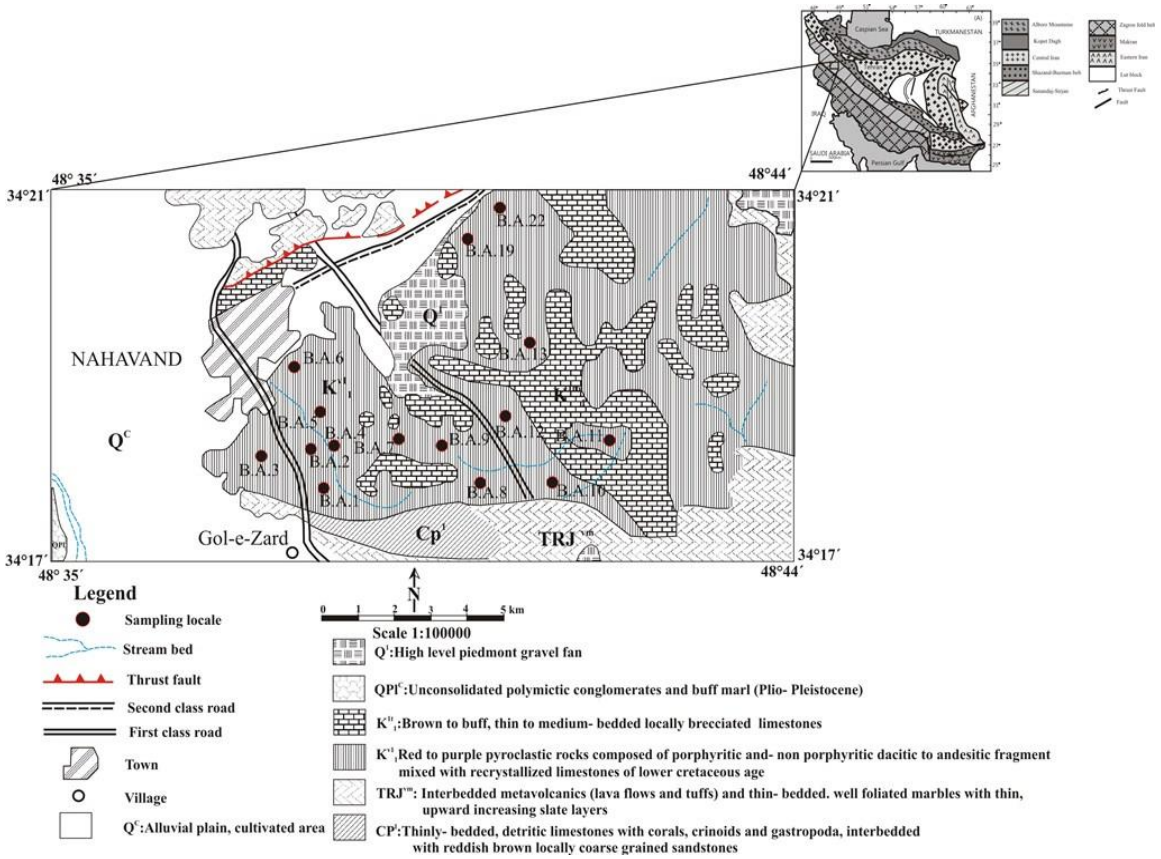
سیســـتماتیک بـــه آن از جایگـــاه علمـــی ارزشـــمندی برخوردار است. در اواخر دوره پرمین به دنبال حرکت رو به شمال بلوک ایران مرکزی و برخورد آن با صفحه اوراسیا، اقیانوس پالئوتتیس در شمال شروع به بسته شدن کرد (Berberian and King, 1981). تقریباً در همان زمان در پی بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس در شمال، اقیانوس جدیدی با عنوان نئوتتیس در جنوب در میان دو بلوک عربی و ایران مرکزی شروع به باز شدن کرد. رسوبات تریاس بالایی-ژوراسیک که در امتداد حاشیه فعال ایران مرکزی و حاشیه غیر فعال قاره‌ای صفحه عربی یا زاگرس ته‌نشین شده‌اند، نخستین شواهد رسوبی یک محیط اقیانوسی حقیقی هستند (Berberian and King, 1981). در زمان تریاس بالایی-ژوراسیک زیرین فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر پهنه ایران مرکزی در امتداد حاشیه فعال قاره‌ای آن (پهنه سنندج-سیرجان)، شروع شده است (Davoudzadeh *et al.*, 1981). وجود گدازه‌های آتشفشانی در امتداد پهنه سنندج-سیرجان شمالی (Eftekharnejad, 1981) در ناحیه نهاوند شاهدی از شروع فرورانش اقیانوس نئوتتیس در این پهنه است. زمان بسته شدن اقیانوس نئوتتیس موضوع بحث‌های زیادی بوده و بر اساس نخستین نظریه، بسته شدن پایانی آن طی کرتاسه پایانی-پالئوسن بوده است (Stocklin, 1974, 1977؛ Berberian and King, 1981). در مقابل، بر اساس نظر برخی دیگر از زمین‌شناسان، بسته شدن نئوتتیس در زمان الیگوسن بالایی (Agard *et al.*, 2005) یا حتی میوسن (Dewey *et al.*, 1973؛ Forster, 1976؛ Sengor, 1979؛ Berberian and Berberian, 1981؛ Jackson *et al.*, 1995؛ Allen *et al.*, 2004) انجام شده است. پهنه سنندج-سیرجان (Stocklin, 1968) توسط گسل اصلی و معکوس زاگرس از کمربند چین‌خورده زاگرس جدا و فرآیندهای مختلف ماگمایی و دگرگونی را در دوران‌های مختلف متحمل شده است (Braud, 1978). بر اساس مطالعات اخیر، رویدادهای مهم تکتونیکی از ژوراسیک تا سنوزوئیک کوهزاد زاگرس مشتمل بر پهنه سنندج-سیرجان در شمال‌غرب ایران شامل: ریفت اوایل مزوزوئیک، فرورانش ژوراسیک-کرتاسه، جایگیری چندگانه افیولیت‌ها در اواخر کرتاسه تا ائوسن، برخورد ایران مرکزی و ورقه عربستان در الیگوسن و بسته شدن تتیس در میوسن میانی است (Mohajjel and Fergusson, 2014). به این ترتیب، پهنه سنندج-سیرجان در دوران مزوزوئیک به صورت یک حاشیه فعال قاره‌ای عمل کرده و وجود سنگ های آتشفشانی و توده‌های نفوذی کالک‌آلکالن در این پهنه در نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پهنه ایران مرکزی در امتداد حاشیه فعال قاره‌ای آن است. پژوهش‌های پیشین نیز نشان داده است که مجموعه‌های آتشفشانی مزوزوئیک پهنه سنندج-سیرجان حاصل ماگماتیسم کالک‌آلکالن به سن ژوراسیک بوده است (Kazmin, 1986). تعیین سن سنگ‌های آتشفشانی در شمال شهرکرد با روش ایزوتوپی $^{40}Ar/^{39}Ar$ روی آمفیبول‌ها، ۱۴۵ تا ۱۶۹ میلیون سال را نشان می دهد (Emami and Khalili, 2014) و بر اساس بررسی‌های پترولوژیکی و ژئوشیمیایی انجام شده توسط Emami (۲۰۰۸) و Emami و همکاران (۲۰۰۹) ولکانیسم این منطقه از نوع جزایر قوسی با ماهیت کالک‌آلکالن و تولهایتی تشخیص داده شده است که با وجود ماگماتیسم به سن ژوراسیک در پهنه سنندج-سیرجان همخوانی دارد. در این پژوهش، طی بررسی‌هایی که روی سنگ‌های آتشفشانی در شرق نهاوند انجام شده است سعی شده ابعاد سنگ‌شناختی، خواص ژئوشیمیایی، پترولوژیکی و محیط ژئودینامیک تشکیل آنها مورد بررسی قرار گیرد.

زمین‌شناسی منطقه

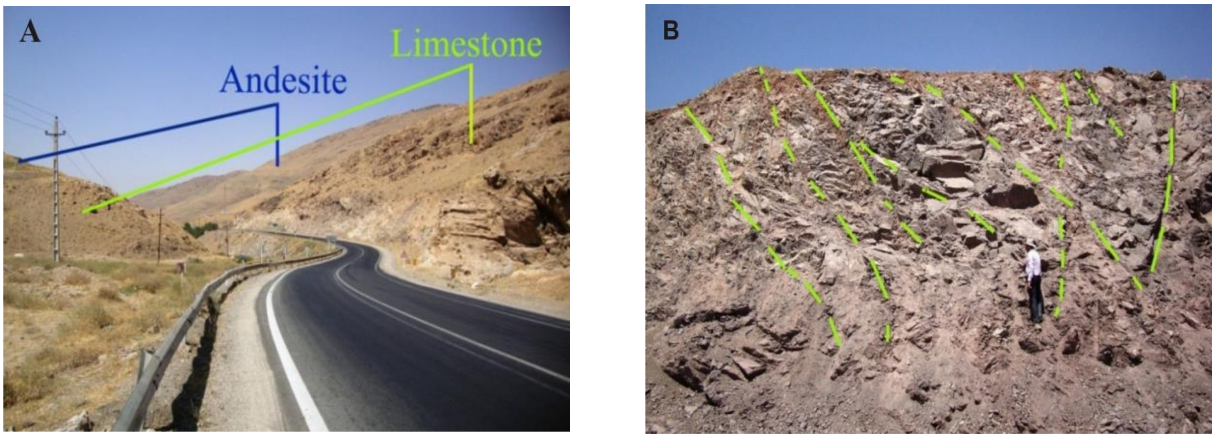
منطقه مطالعه شده در پنج کیلومتری شرق نهاوند و در طول جغرافیایی'۴۸°۴۴ تا '۴۸°۳۵ شرقی و عرض جغرافیایی'۳۴°۲۱ تا '۳۴°۱۷ شمالی واقع شده است (شکل ۱). مطابق تقسیم‌بندی ارایه شده توسط Mohajjel و همکاران (۲۰۰۳) این منطقه جزو زیرپهنه حاشیه‌ای پهنه سنندج-سیرجان بوده و سنگ‌های آتشفشانی آن مؤید فعالیت ماگمایی مرتبط با فرورانش در ژوراسیک بالایی-کرتاسه زیرین است. Braud (۱۹۷۸) سری آتشفشانی-رسوبی منطقه نهاوند در دامنه شرقی کوه قارون و کوه‌های اطراف دشت نهاوند را به ژوراسیک (از لیاس تا مالم) متعلق می‌داند. Amidi و Majidi (۱۹۷۷) این سنگ‌های آتشفشانی را به عنوان آندزیت‌های کرتاسه بالایی معرفی نموده‌اند. Alavi و Mahdavi (۱۹۹۴) نیز سنگ‌های آذرآواری همراه با سنگ‌های خروجی (مانند: بازالت، آندزیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت) منطقه نهاوند را به سن کرتاسه زیرین در نظر گرفته‌اند. Yousefzadeh (۲۰۰۳) سنگ‌های آتشفشانی منطقه نهاوند را از نظر ژئوشیمیایی با توده‌های نفوذی الوند مقایسه نموده و نتیجه گرفته که آنها متعلق به یک سیستم فرورانش و محیط جزایر قوسی هستند. بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نهاوند (Mahdavi, 1992) قدیمی‌ترین واحد چینه‌شناسی در منطقه مطالعه شده مربوط به زمان کربنیفر-پرمین (CPl) است. این واحد شامل: توالی از سنگ‌های آهکی نازک‌لایه با میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ است. در برخی از قسمت‌ها، این واحد از ماسه سنگ‌های دانه‌درشت و مواد تخریبی به همراه سنگ آهک‌های کرینوئیددار با آثاری از گاستروپودها تشکیل شده است. به دلیل شدت رخدادهای تکتونیکی در این واحد، واحدهای سنگی به صورت تفکیک نشده وجود داشته و سن کربنیفر-پرمین برای آنها در نظر گرفته شده است. واحدهای تریاس-ژوراسیک (TJvm) شامل: گدازه‌هایی با دگرگونی ناچیز و توف با میان لایه‌هایی از مرمرهای نازک‌لایه و قسمت‌هایی با رنگ خاکستری تیره تا سیاه در قسمت‌های بالایی هست. به این واحد در جنوب‌شرق و شمال نهاوند مجموعه نهاوند گفته می‌شود. از دیگر واحدهای زمین‌شناسی موجود در این منطقه می‌توان به آهک‌های کرتاسه زیرین (Kv11،Klt1) اشاره کرد. بهترین رخنمون واحد آهک‌های کرتاسه زیرین (Klt1) در نزدیکی اسدآباد و ورزنه است که شامل: سنگ‌های آذرآواری اسیدی و بازیک هستند. واحد آهک‌های کرتاسه زیرین (Kv11) مخلوطی از آهک متبلور شده و سنگ‌های آذرآواری شامل: داسیت پورفیری، آندزیت پورفیری، برش‌های آتشفشانی، توف، سنگ آهک بایومیکرایتی و شیل است. بهترین رخنمون این واحد در ترانشه جاده نهاوند دیده می‌شود (شکل ۲-A). بیشترین حجم سنگ‌های آتشفشانی را سنگ‌های آندزیتی تشکیل می‌دهند که به رنگ خاکستری و ارغوانی دیده می‌شوند و دارای آثار گسل‌خوردگی فراوانی هستند (شکل ۲-B). این سنگ‌ها با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق (روند کلی پهنه سنندج-سیرجان) توسط سنگ‌های آهکی دگرگون شده (مرمر) پوشیده شده‌اند. در این سنگ‌ها، شکستگی‌ها و حفرات توسط کوارتزهای شیری‌رنگ پر شده‌اند و در بعضی مناطق به علت وجود پهنه‌های دگرسانی و کانی‌های اپیدوت و کلریت به رنگ سبز دیده می‌شوند. در بعضی مناطق به همراه رگه‌های سیلیسی موجود در این سنگ‌ها، کانه‌زایی مس به صورت کانی‌های مالاکیت و آزوریت دیده می‌شود. شواهد صحرایی نشان می‌دهد که ارتباط بین واحدهای سنگی مختلف بیان شده به صورت گسلی است.

سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ایی شامل: فیلیت و مرمر به سن تریاس فوقانی-ژوراسیک زیرین

(Baharifar *et al.*, 2004) هســتند کــه از دگرگــونی سـنگ‌هـای اولیـه رسـوبی طـی فـاز کـوهزایی سـیمیرین پیشین بـه وجـود آمـده‌انـد. واحـدهای ترسـیری تنهـا ۱۰ درصـد از رخنمـون‌هـای منطقـه را پوشـش داده‌انـد. در حـالی کـه نهشـته‌هـای کـواترنری بخـش عمـده‌ای از منطقـــه را پوشـــانده و شـــامل: مخـــروط افکنـــه و نهشته‌هـای آبرفتـی رودخانـه‌ای جـوان و قـدیمی هسـتند (شکل ۱).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی شرق نهاوند (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نهاوند) (Mahdavi, 1992).



شکل ۲- A) رخنمون توده‌های آتشفشانی (آندزیت‌ها) شرق نهاوند (دید به سمت جنوب‌غربی)، B) نمایی نزدیک از سنگ‌های آندزیتی منطقه با شکستگی‌های فراوان(دید به سمت شمال).

روش انجام پژوهش

مطالعات صحرایی این پژوهش شامل مطالعه ویژگی‌های زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی شرق نهاوند است. از بین نمونه‌های سنگی برداشت شده، ۲۰ مقطع نازک تهیه شد و ۱۵ نمونه برای تجزیه شیمیایی به آزمایشگاه SGS کشور کانادا ارسال گردید. تجزیه شیمیایی نمونه‌ها برای عناصر اصلی با روش ICP-AES و برای عناصر فرعی و کمیاب با روش ICP-MS انجام شد که نتایج آنها در جدول ۱ آورده شده است.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های شرق نهاوند. *کمتر از حد آشکارسازی دستگاه (Not detected)

Sample	Andesite-Trachy andesite (B.A.2)	Andesite-Trachy andesite (B.A.3)	Trachy-andesite (B.A.4)	Basaltic-andesite (B.A.5)	Basalt (B.A.7)	Dacite (B.A.8)	Dacite (B.A.9)
SiO_2 (wt%)	58	57	59.7	54.2	44.7	65.8	63
TiO_2	1.2	1.23	1.32	0.8	0.39	0.53	0.63
Al_2O_3	15.9	16.8	17.1	11.9	5.24	11.3	15.2
Fe_2O_3	5.59	6.1	6.06	5.28	3.16	5.78	4.93
Cr_2O_3	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	*n.d.
MnO	0.09	0.07	0.07	0.16	0.41	0.09	0.09
MgO	3.26	3.32	3.53	3.01	2.27	2.57	0.43
CaO	3.49	0.97	1.55	9.47	18.8	4.62	4.73
Na_2O	5.3	5.5	6.1	3.4	0.5	1.9	7.2
K_2O	0.59	0.58	0.61	0.49	0.23	0.93	0.45
P_2O_5	0.35	0.38	0.32	0.22	0.36	0.16	0.24
LOI	4.67	3.5	3.14	9.16	17.2	4.96	2.51
Sum	98.5	95.4	99.5	98.2	93.3	98.6	99.4
Ba (ppm)	230	340	160	210	8170	170	120
Sr	180	180	210	200	380	210	460
Zn	93	104	106	88	663	42	19
Ag	4	9	n.d.	2	4	n.d.	n.d.
Ce	41.7	45.1	40.3	51.2	35	25.2	47.5
Co	39.5	44.3	34.8	34.7	23.9	11.1	4.5
Cs	0.9	0.9	1.1	0.8	0.5	2	0.4
Cu	7070	10000	1300	4080	10000	20	74
Dy	5.01	4.95	4.98	5.47	5.34	2.17	2.28
Er	2.96	3.08	2.96	2.71	2.98	1.19	1.42
Eu	1.47	1.48	1.42	1.65	1.29	1.86	0.96
Ga	16	16	17	14	6	9	12
Gd	4.53	5.37	5.14	5.23	5.81	2.64	2.73
Hf	3	3	3	2	n.d.	n.d.	3
Ho	1.02	1.06	1.05	1.01	1.05	0.44	0.48
La	17.3	18.9	16.5	31.8	15.2	18.6	24.6
Lu	0.4	0.45	0.4	0.32	0.35	0.16	0.22
Mo	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Nb	7	7	7	5	2	3	8
Nd	22.3	23.8	23.2	22.4	21.3	13.4	20.4
Ni	15	19	16	14	14	16	5

ادامه جدول ۱-...

Sample	Andesite-Trachy andesite (B.A.2)	Andesite-Trachy andesite (B.A.3)	Trachy-andesite (B.A.4)	Basaltic-andesite (B.A.5)	Basalt (B.A.7)	Dacite (B.A.8)	Dacite (B.A.9)
Pr	5.37	5.76	5.38	5.76	4.75	3.41	5.34
Rb	9.9	9.7	9.8	9.3	4.5	15	6.1
Sm	4.8	5.3	5.1	4.7	5.3	2.9	3.2
Sn	1	1	1	1	n.d.	n.d.	1
Ta	n.d.	n.d.	0.5	n.d.	n.d.	n.d.	0.6
Tb	0.76	0.84	0.76	0.88	0.87	0.4	0.41
Th	3.8	3.9	4	2.7	1.2	2	7.4
Tl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Tm	0.46	0.42	0.41	0.36	0.41	0.18	0.21
U	3.55	4.35	2.31	1.69	2.21	0.58	1.87
V	132	142	148	109	76	107	107
W	1	1	1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Yb	2.7	2.9	2.7	2.3	2.4	1.2	1.5
Y	27.9	27.9	28.9	32	32.2	12.6	12.6
Zr	114	113	117	84	36.7	49.9	121
Eu/Eu*	0.97	0.85	0.85	1.02	0.71	2.07	1.00

ادامه جدول ۱-...

Sample	Basaltic Laterite (B.A.10)	Andesite (B.A.11)	Andesite-Trachy andesite(B.A.12)	Andesite Trachy andesite(B.A.13)	Andesite-Trachy andesite(B.A.6)	Trachy-andesite (B.A.19)	Andesite (B.A.22)	Basaltic Andesite (B.A.1)
SiO_2(wt%)	45.4	61.3	56.2	55.6	58.1	59.4	60.1	54.8
TiO_2	0.85	0.72	1.37	1.2	1.27	0.57	0.67	1.13
Al_2O_3	22.2	17.4	17.8	16.1	17	13.6	16.6	15.2
Fe_2O_3	7.07	5.94	7.48	6.37	7.02	4.41	5.66	6.72
Cr_2O_3	n.d.	n.d.	0.02	0.02	0.02	n.d.	n.d.	0.01
MnO	0.12	0.05	0.1	0.12	0.08	0.09	0.05	0.14
MgO	4.96	1.88	3.97	3.44	3.99	0.54	1.9	3.79
CaO	4.14	1.95	2.33	3.8	1.69	6.66	2.13	4.28
Na_2O	0.6	2	5	5.1	5.7	6.5	1.7	4.8
K_2O	5.83	4.03	1.01	0.7	0.45	0.46	3.97	0.44
P_2O_5	0.3	0.24	0.34	0.38	0.36	0.22	0.24	0.36
LOI	7.84	3.67	4.16	5.27	3.59	4.42	3.95	5.85
Sum	99.3	99.1	99.7	98.1	99.2	96.9	97	97.6
Ba (ppm)	1100	770	220	300	250	130	810	260
Sr	70	130	170	180	190	410	110	170
Zn	82	28	129	101	128	18	57	114
Ag	n.d.	n.d.	1	9	4	n.d.	n.d.	7
Ce	45.4	64.2	34.3	46.9	40	43.6	51.8	51.3
Co	24.4	10	44.9	46.4	45.7	5.1	9.3	47.7
Cs	5.3	3.3	1.1	1	0.9	0.5	3.4	0.8
Cu	17	54	1740	10000	6380	101	41	10000
Dy	3.23	3.28	6.62	5.78	4.91	2.12	2.96	5.79

ادامه جدول ۱-...

Sample	Basaltic Laterite (B.A.10)	Andesite (B.A.11)	Andesite-Trachy andesite(B.A.12)	Andesite Trachy andesite(B.A.13)	Andesite-Trachy andesite(B.A.6)	Trachy-andesite (B.A.19)	Andesite (B.A.22)	Basaltic Andesite (B.A.1)
Er	1.81	1.73	4.19	3.81	2.91	1.36	1.53	3.58
Eu	0.93	1.3	1.5	1.56	1.44	0.92	1.15	1.73
Ga	28	18	19	17	18	11	18	17
Gd	3.29	4.37	5.86	5.49	4.89	2.53	3.73	5.68
Hf	4	3	3	3	3	3	3	3
Ho	0.62	0.65	1.43	1.28	1.03	0.43	0.58	1.23
La	19.1	30.1	14.4	20.1	17.1	22.6	24	23
Lu	0.23	0.24	0.56	0.51	0.41	0.19	0.22	0.53
Mo	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Nb	11	10	8	7	7	8	11	7
Nd	18.1	27	20.7	25.1	22.7	18.5	23.2	25.6
Ni	15	9	20	18	21	5	8	19
Pr	4.6	7.41	4.82	6.02	5.38	5.09	6.06	6.21
Rb	98.4	68.8	16.5	11	7.1	7.1	69.5	7.7
Sm	3.6	5	5	5.3	5.2	3.4	4.8	5.6
Sn	1	1	2	1	1	1	n.d.	2
Ta	0.9	0.7	n.d.	n.d.	n.d.	0.5	0.7	n.d.
Tb	0.52	0.58	1.03	0.89	0.8	0.35	0.51	0.93
Th	10.7	8.5	4.3	3.8	4	6.7	8.2	3.5
Tl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Tm	0.22	0.25	0.59	0.49	0.42	0.19	0.22	0.55
U	1.04	1.31	4.77	4.03	2.51	1.75	1.22	3.73
V	100	84	165	151	139	100	79	144
W	n.d.	n.d.	1	1	1	n.d.	n.d.	1
Yb	1.7	1.7	3.7	3.5	2.6	1.3	1.5	3.4
Y	17.6	17.1	39	34.7	29.5	12	16.1	33.8
Zr	163	140	130	116	116	104	134	144
Eu/Eu*	0.83	0.85	0.85	0.89	0.88	0.96	0.84	0.94

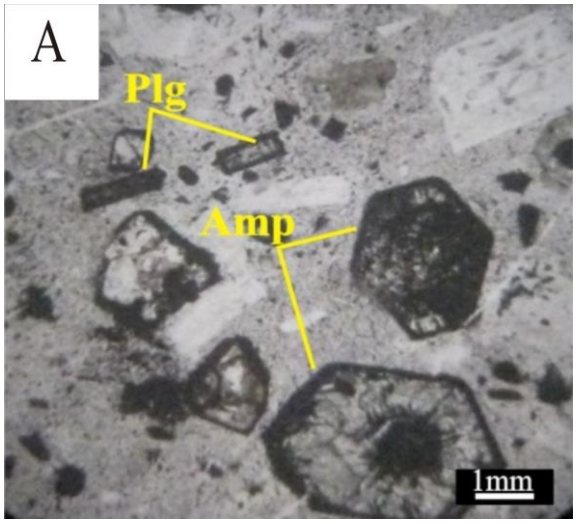
پتروگرافی

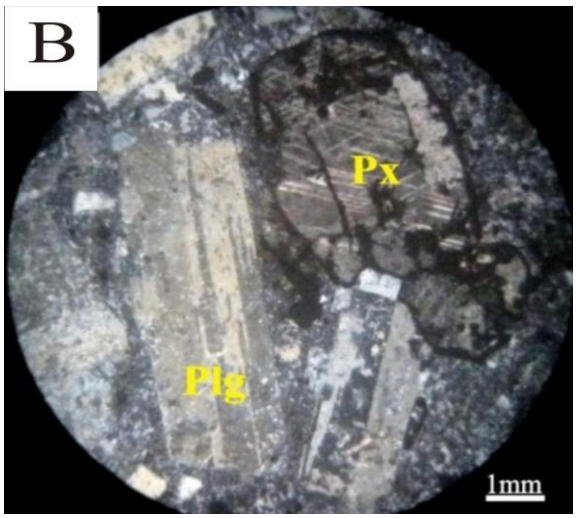
بررسی ترکیب کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی شرق نهاوند نشان می‌دهد که این سنگ‌ها شامل: بازالت، آندزیت-بازالت، آندزیت، تراکی‌آندزیت و داسیت هستند. بافت عمومی سنگ‌های یاد شده پورفیری، گلومروپورفیری، میکرولیتیک حفره‌دار، هیالومیکرولیتی و شانه‌ای است. زمینه این سنگ‌ها به نسبت های مختلف از پلاژیوکلاز، فلدسپار آلکالن (آنورتوز)، پیروکسن، آمفیبول، کوارتز و کانی‌های کدر تشکیل شده است. سنگ‌های آتشفشانی منطقه در صحرا از یکدیگر قابل تفکیک نیستند. بنابراین، در ادامه به بررسی کانی‌شناسی و بافتی این سنگ‌ها تحت عنوان واحدهای بازالت-آندزیت و داسیت-ریولیت پرداخته می‌شود.

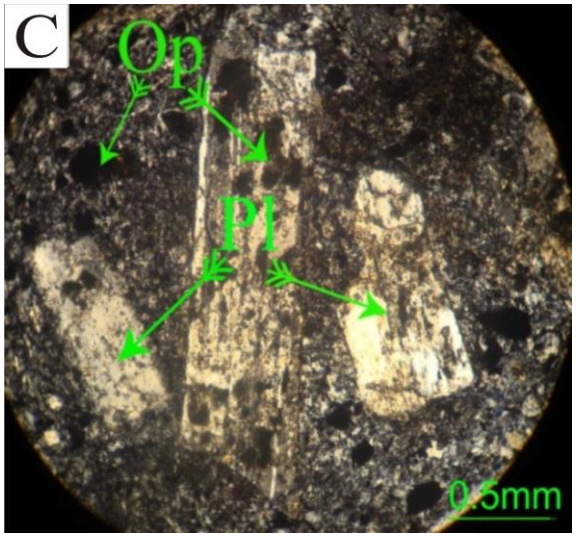
واحد بازالت-آندزیت: این واحد سنگی شامل: بازالت، آندزیت‌های بازالتی، آندزیت و تراکی‌آندزیت است. بازالت‌ها دارای بافت پورفیری بوده و حاوی

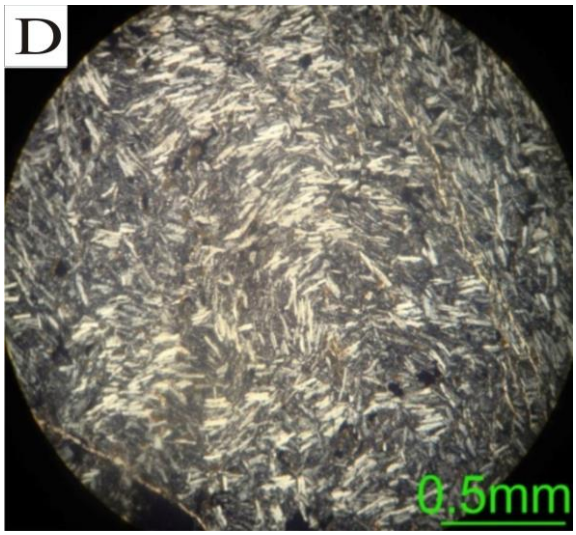
فنوکریست‌های اولیوین ایدینگزیتی یا کلریتی شده، بلورهای پیروکسن اورالیتی شده، پلاژیوکلاز با ماکل تکراری و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز هستند. اپیدوت، کلریت، اسفن و اکسید آهن حاصل از دگرسانی در خمیره این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. در بعضی از بازالت‌ها، حفرات سنگ از کلسیت و کلریت پر شده‌اند. آندزیت‌های بازالتی با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در خمیره میکرولیتی تا کریپتوکریستالین مشخص می‌شوند. در این سنگ‌ها، پلاژیوکلازها سوسوریتی شده‌اند و کلینوپیروکسن به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار کلریتی شده مشاهده می‌شود. کلریت، اپیدوت، کلسیت، اسفن و کانی‌های کدر (اکسیدهای آهن) به عنوان کانی‌های ثانویه حضور دارند. آندزیت‌ها بیشترین حجم سنگ‌های آتشفشانی شرق نهاوند را تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها دارای درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول هستند که در ابعاد میلی‌متری توسط اکسیدهای آهن و کلسیت جایگزین شده‌اند و تنها قالب آنها باقی‌مانده است (شکل ۳-A و B). پلاژیوکلازها شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار (ابعاد از دو تا سه میلی‌متر تا چند ۱۰۰ میکرون) بوده که در بعضی موارد سوسوریتی شده‌اند و کانی‌های کدر به صورت ادخال در داخل آنها قرار دارد (شکل ۳-C). زمینه آندزیت‌ها شامل: شیشه آتشفشانی تبلور مجدد یافته حاوی بلورهای بسیار ریز فلدسپار آلکالن با ماکل کارلسباد، کوارتزهای بسیار ریزبلور بی‌شکل و میکرولیت‌های بسیار ریز پلاژیوکلاز است. گاه میکرولیت‌های پلاژیوکلاز جهت‌یافته بوده و بافت تراکیتی ایجاد کرده‌اند (شکل ۳-D). کانی‌های کدر تشکیل شده شامل: پزودومورف‌های هماتیت و اکسیدهای آهن آب‌دار هستند که در قالب مگنتیت به وجود آمده‌اند (شکل ۳-E). بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که تمامی هماتیت‌های این منطقه از نوع ثانویه هستند و طی فرآیند مارتیتی شدن از اکسایش مگنتیت به وجود آمده‌اند.

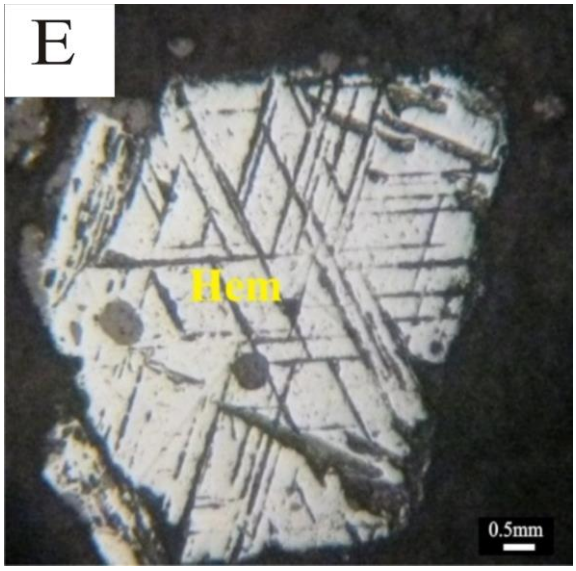
تراکی‌آندزیت‌ها دارای بافت میکرولیتیک حفره‌دار هستند و از ویژگی بارز این سنگ‌ها توزیع یکنواخت میکرولیت‌های پلاژیوکلاز در ابعاد ۵۰ تا ۱۲۰ میکرون (به طور عمده حدود ۱۰۰ میکرون) است که فضای بین میکرولیت‌ها از کلریت و فلدسپارهای آلکالن بی‌شکل تشکیل شده است (شکل ۴-A). این کلریت‌ها ثانویه بوده و در اثر تبلور مجدد خمیره شیشه‌ای به وجود آمده‌اند. در بعضی از نمونه‌ها، کوارتزهای ثانویه به نسبت درشت با بافت شانه‌ای و شعاعی به صورت تیغه‌های درشت به همراه بلورهای اورتوکلاز (شاید آدولاریا) مشاهده می‌شوند. اورتوکلاز (آدولاریا) یکی از متداول‌ترین کانی‌ها در کانسارهای حرارت پایین و اپی‌ترمال با سولفیداسیون پایین است (Sillito, 1993). بیشتر کوارتزهایی که با بافت شانه‌ای دیده می‌شوند همراه با کلسیت هستند (شکل ۴-B). این بافت در اثر جهت‌یابی کوارتزهای ثانویه عمود بر دیواره رگه‌ها به وجود آمده است. علاوه بر دانه‌های کوارتز، بلورهای نیمه شکل‌دار کانی آمفیبول نیز در بعضی از مقاطع مشاهده می‌شود (شکل ۴-C). کانی‌سازی مس در این سنگ‌ها به صورت مالاکیت یا مالاکیت-کوولیت همراه با کلسیت و اکسیدهای آب‌دار آهن یا بدون آنها در حفرات و شکستگی‌ها رخ داده است (شکل ۴-D و E). در بعضی از نمونه‌ها نیز کانی‌سازی اولیه مس به صورت بورنیت بوده که در اثر دگرسانی به کانی‌های کالکوسیت آبی، کوولیت و گاهی اکسیدهای آهن آب‌دار تبدیل شده است (شکل ۴-F).



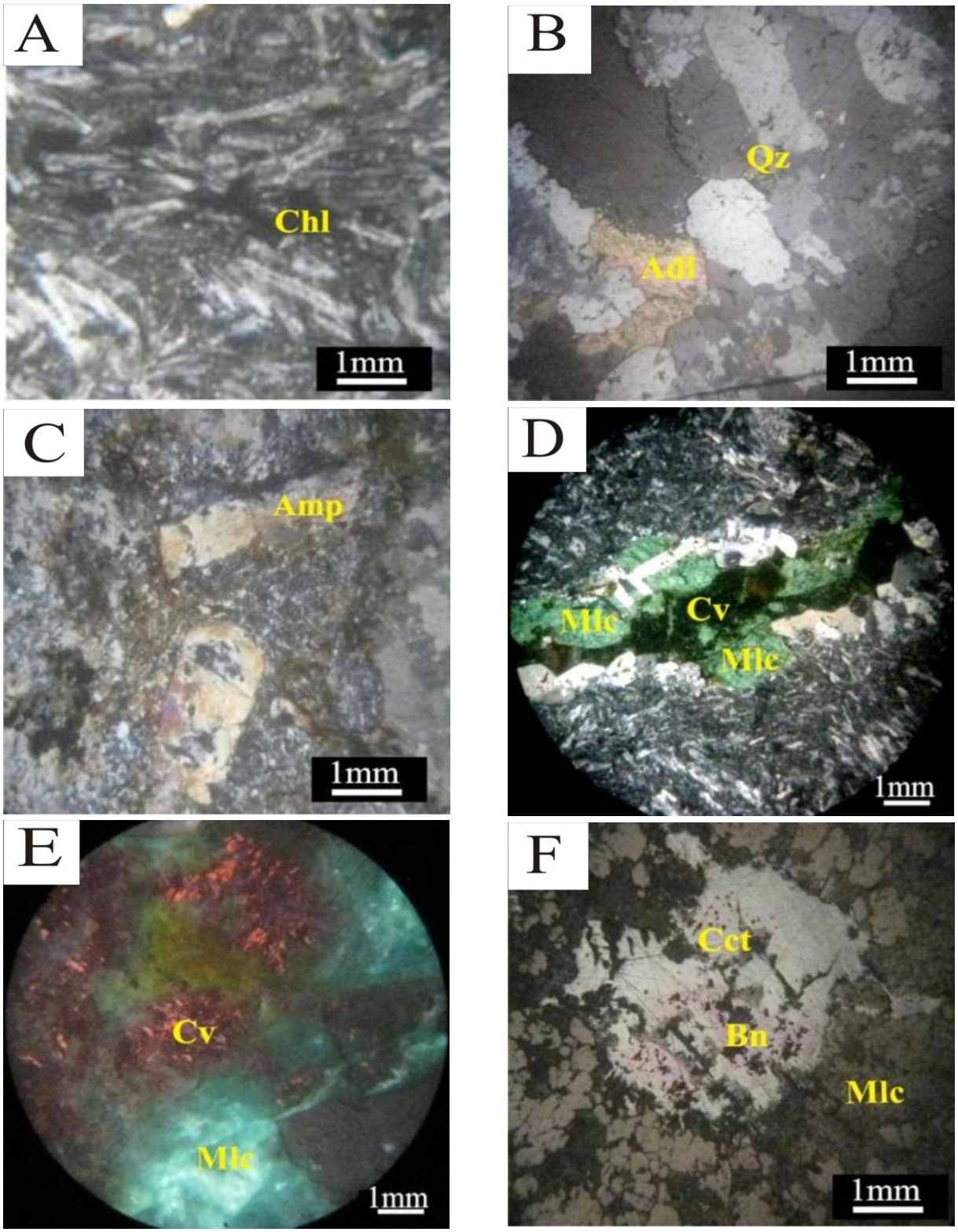








شکل ۳- A) پزودومورف‌های کلسیت و اکسیدهای آب‌دار آهن در قالب آمفیبول‌های شکل‌دار و بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز در یک زمینه تبلور مجدد یافته شیشه‌ای-میکرولیت‌دار در سنگ‌های شرق نهاوند (PPL)، (Chl= کلریت، Plg= پلاژیوکلاز)؛ B) پزودومورف‌های کلسیت (با رخ های رومبوئدری بارز) و اکسیدهای آهن آب‌دار در قالب پیروکسن شکل‌دار به همراه پلاژیوکلازهای سوسوریتی شده (XPL)، (Px= پیروکسن)؛ C) بافت پورفیری در سنگ‌های شرق نهاوند که کانی‌های کدر به صورت ادخال در فنوکریست پلاژیوکلاز دگرسان شده دیده می‌شود (XPL) (Op= کانی‌های کدر)؛ D) بافت تراکیتی که بر اثر قرارگیری میکرولیت‌های پلاژیوکلاز در جهات خاص تشکیل شده است (XPL)؛ E) جانشینی مگنتیت توسط هماتیت و باقی‌ماندن رخ مگنتیت (PPL) (Hem= هماتیت)



شکل ۴- A) بافت میکرولیتیک حفره‌دار در سنگ‌های شرق نهاوند (Chl= کلریت) (XPL)؛ B) تجمع بلورهای اورتوکلاز (شاید آدولاریا) در مجاورت با کوارتز با بافت شانه‌ای، (Qz= کوارتز، Adl= آدولاریا) (XPL)؛ C) آمفیبول‌های شکل‌دار در زمینه کوارتز-فلدسپاری، آغشتگی‌های مالاکیت و اکسیدهای آهن آب‌دار نیز قابل مشاهده است (Amp= آمفیبول) (XPL)؛ D و E) تراکی‌آندزیت با رگه‌های پر شده توسط کانی‌های مالاکیت-کوولیت، (Cv= کوولیت، Mlc= مالاکیت) (XPL)؛ F) تبدیل بورنیت به کالکوسیت (Cct= کالکوسیت، =Mlc= مالاکیت، =Bn= بورنیت) (PPL).

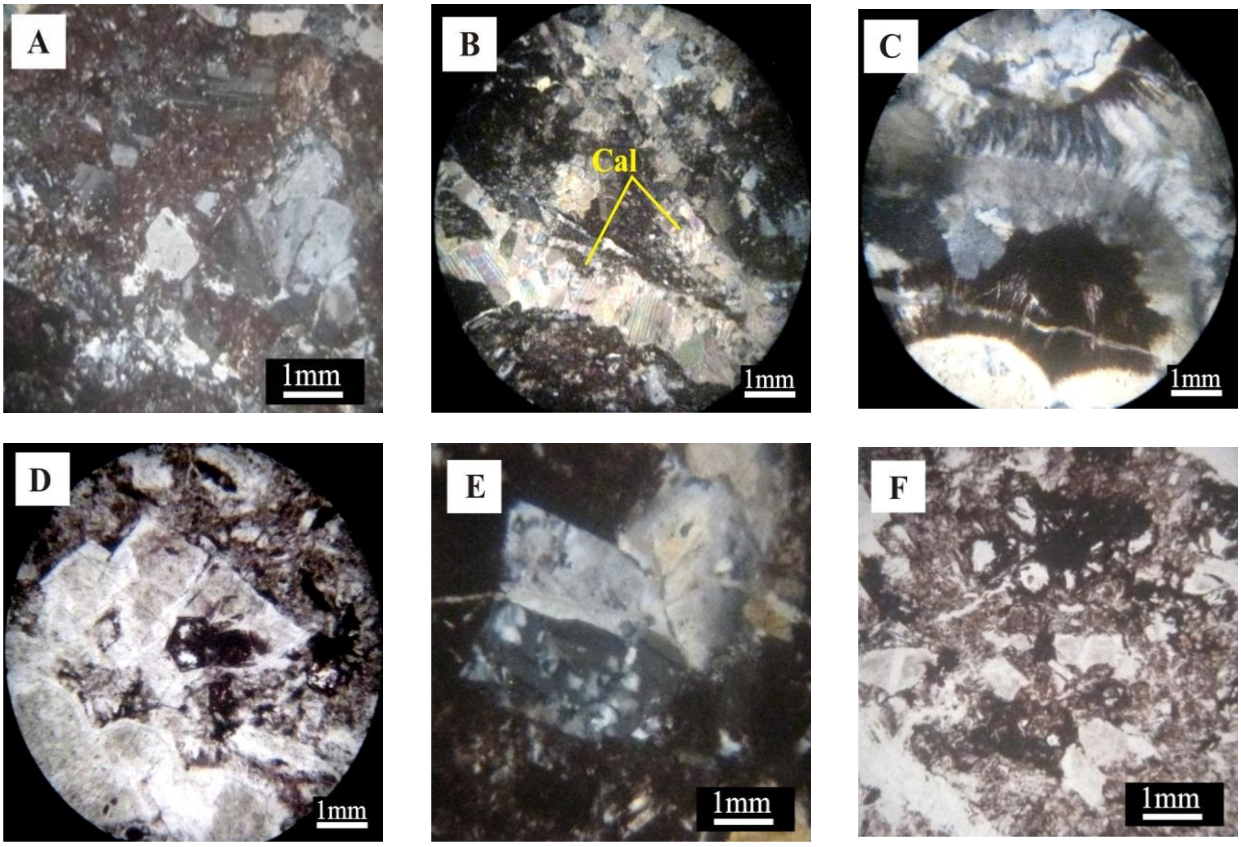
واحد داسیت-ریولیت: این واحد سنگی شامل: داسیت، ریوداسیت، ریولیت و ایگنیمبریت است. داسیت‌ها حاوی بلورهای شکل‌دار تا گاهی نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز هستند (شکل ۵-A) که آثار پدیده سوسوریتی شدن مانند: تشکیل اپیدوت و آلبیت ثانویه فاقد ماکل را در این کانی می‌توان مشاهده نمود. همچنین، حضور ماکل دگرشکلی در پلاژیوکلازها گویای تأثیر نیروهای تکتونیکی بر سنگ است. فلدسپار پتاسیک نیز به صورت درشت‌بلور یا ریزدانه در خمیره دیده می‌شود. مقدار فلدسپار پتاسیک به مراتب از پلاژیوکلازها کمتر است و به طور جزیی کائولینیتی شده‌اند. بخش عمده داسیت‌ها را یک زمینه شیشه‌ای تبلور مجدد یافته و به شدت دگرسان شده آغشته به اکسید آهن حاوی بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهد که بافت هیالوپورفیری بارزی در این سنگ‌ها به وجود آورده است (شکل ۵-A). درز و شکستگی‌هایی که قطعات یاد شده را در بر گرفته‌اند به طور عمده توسط کلسیت درشت‌بلور و کوارتزهای ثانویه رگچه‌ای درشت‌بلور پر شده است (شکل ۵-B). در این سنگ‌ها همچنین، بافت‌های حفره‌ای و بسیار بارز که به وسیله کوارتزهای ثانویه با بافت شانه‌ای پر شده مشاهده می‌شود (شکل ۵-C). گاهی، حالت‌های بودین‌شدگی (شکل ۵-D) به صورت نوارهایی از اپاسیت (نواری از کانی‌های کدر در حاشیه پورفیرهای مافیک نظیر: آمفیبول) در اطراف بخش‌های دگرسان سریسیتی-کوارتزی مشاهده می‌شود که بیانگر دگرشکلی شدیدی است که این نمونه‌ها را تحت تأثیر قرار داده است. حاشیه اپاسیتی، در اثر اکسیداسیون گرمابی، تغییرات درجه حرارت، نرخ سردشدگی و فوران، کاهش فشار جانبی و در فوگاسیته اکسیژن بالا ایجاد می‌شود (Rutherford and Devine, 2003). پدیده‌هایی نظیر: میرمکیتی شدن فلدسپار آلکالن، ماکل‌های حاصل از تغییر شکل در پلاژیوکلازها، خاموشی موجی در کوارتز و مهاجرت مرز دانه‌ها نیز از شواهد دیگر بافت‌های حاصل از تغییر شکل در این نمونه‌ها است (شکل ۵-E و F). ریوداسیت‌ها و ریولیت‌ها دارای خمیره‌ای کریپتوکریستالین تا میکروکریستالین با پلاژیوکلاز سوسوریتی شده، فلدسپار آلکالن (آنورتوز) و درشت‌بلورهای کوارتز هستند. کانی‌های ثانویه مانند: کلریت و زئولیت حفرات سنگ را پر می‌کند. علاوه بر این، کانی‌های ثانویه مانند: اپیدوت و پیریت که ناشی از پدیده دگرسانی هستند در این سنگ‌ها نیز تشکیل شده‌اند. در برخی نقاط، ایگنیمبریت با ترکیب ریولیت و داسیت مشاهده می‌شود که دارای بافت شیشه‌ایی یا هیالوپورفیری است. در این ایگنیمبریت‌ها، خرده شیشه‌ها کم‌وبیش تبلور مجدد یافته‌اند و به کوارتز و کلریت کریپتوکریستالین تبدیل شده‌اند.

ژئوشیمی

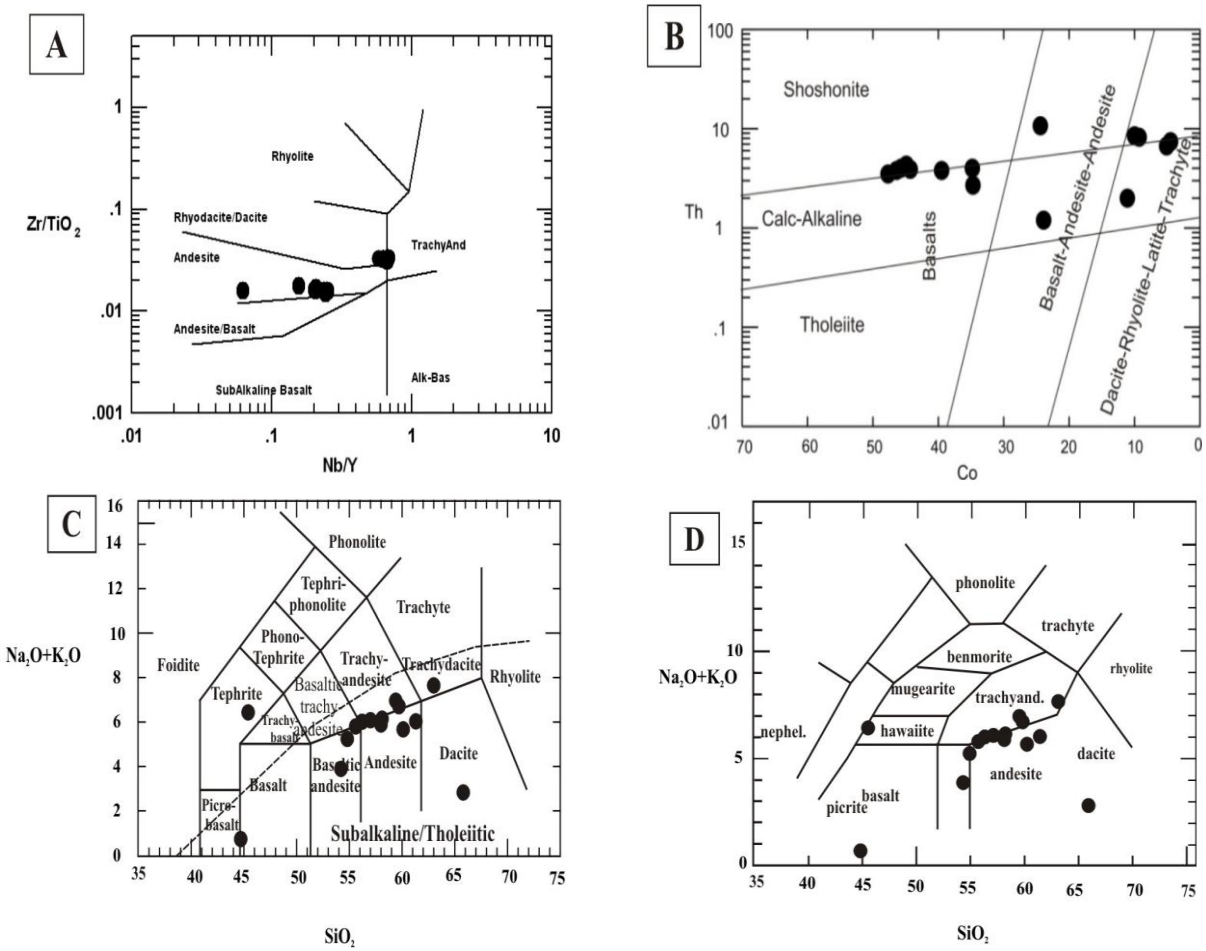
به منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و فرآیندهای پترولوژیک مربوط به سنگ‌های آتشفشانی شرق نهاوند از داده‌های عناصر اصلی و کمیاب استفاده شده است. سنگ‌های آتشفشانی منطقه بر اساس رده‌بندی Winchester و Floyd (۱۹۷۷) که بر حسب Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 ترسیم شده است، در محدوده آندزیت-بازالت، آندزیت و ریوداسیت-داسیت ساب‌آلکالن واقع می‌شوند (شکل ۶-A). همچنین، در رده‌بندی Hastie و همکاران (۲۰۰۷) نمونه‌های مورد مطالعه در میدان بازالت، آندزیت-بازالت، آندزیت، ریولیت، تراکیت و داسیت‌های مربوط به سری‌های

کالـک‌آلکـالن تـا شوشـونیتی قـوس‌هـای آتشفشـانی قرار مـی‌گیرنـد (شـکل ۶-B). بـر مبنـای نمـودار TAS (Le Bas *et al*., 1986؛ Cox *et al*., 1979) نمونـــه‌هـــا در محـــدوده آنـــدزیت، آنـــدزیت بـــازالتی، تراکـــی‌آنـــدزیت، تراکیـــت، داسـیت و تراکـــی‌داسـیت مربـوط بـه سـری‌هـای کالـک‌آلکـالن قـرار مـی‌گیرنـد (شکل ۶-C و D).

بـرای تعیـین و تشـخیص سـری‌هـای ماگمـایی از ترکیـب شـیمیایی سـنگ‌هـای آذریـن کمـک گرفتـه مـی‌شـود. ایـن نمونـه‌هـا در نمـودار مثلثـی Irvine و Baragar (۱۹۷۱) ویژگـی سـنگ‌هـای کالـک‌آلکـالن را نشـــان مـــی‌دهنـــد (شـــکل ۷-A). همچنـــین، در نمـودار مجمـوع آلکـالن-سـیلیس (Le Maitre *et al*., 1989) ســـنگ‌هـــای شـــرق نهاونـــد در محـــدوده سنگ‌های آذرین ساب‌آلکـالن قـرار مـی‌گیرنـد (شـکل ۷-B). بـر اسـاس نمـودار Jensen (۱۹۷۶) سـنگ‌هـای آتشفشـانی شـرق نهاونـد در محـدوده سـنگ‌هـای آتشفشـانی کالـک‌آلکـالن قـرار مـی‌گیرنـد (شـکل ۷-**C**). در نمـــودار Ta/Yb–Ce/Yb (Muller and Groves, 1997) سـنگ‌هـای مـورد مطالعـه در میـدان کالـــک‌آلکـــالن تـــا شوشـــونیتی قـــرار مـــی‌گیـــرد (شکل ۷-D).



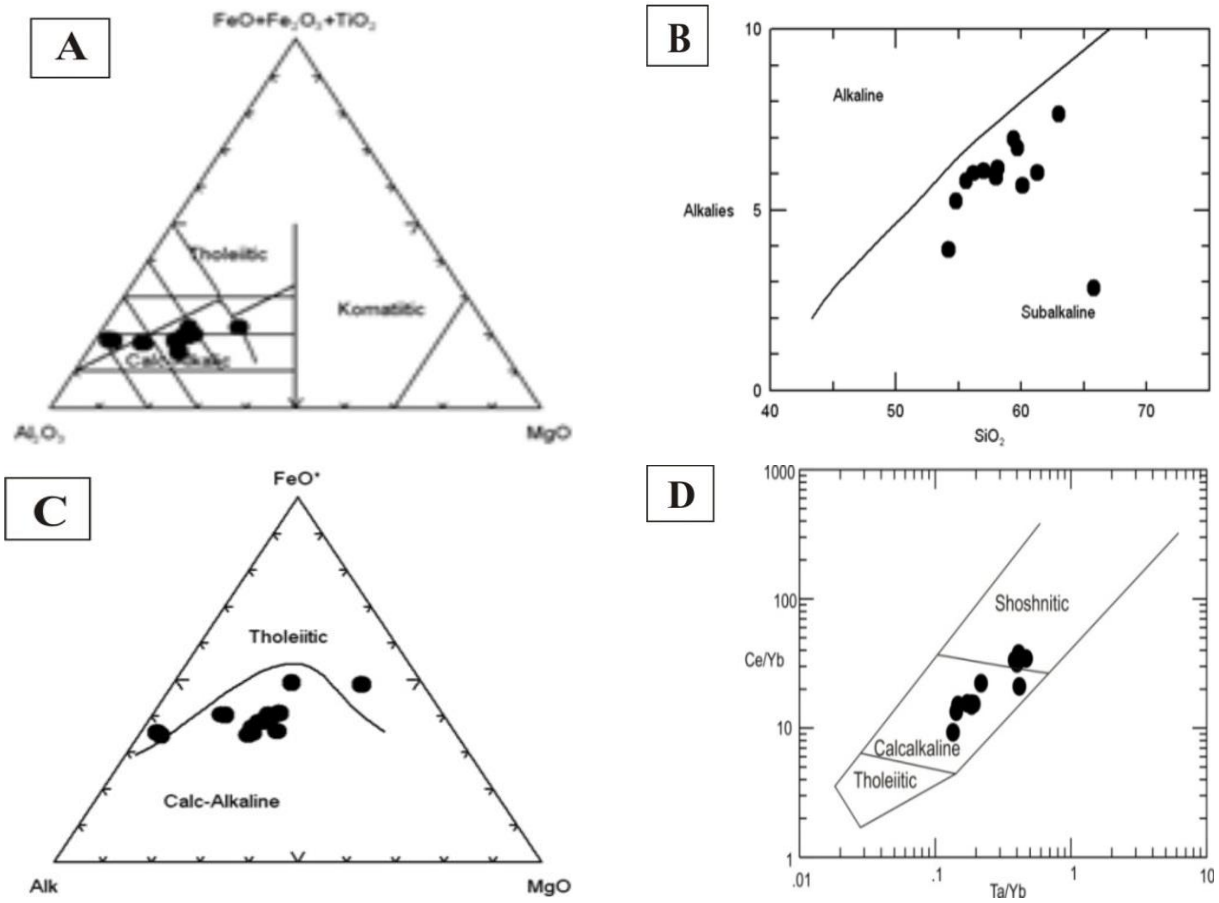
شـکل ۵- A) داسـیت بـا بافـت هیـالوپورفیری حـاوی پلاژیـوکلاز در یـک زمینـه شیشـه‌ای آغشـته بـه اکسـیدهای آهـن آب‌دار در سـنگ‌هـای شـرق نهاونـد (XPL)؛ B) نمـایی از رگـه-رگچـه‌هـای کلسـیتی (Cal= کلسـیت) (XPL)؛ C) بافـت حفـره‌ای پـر شـده بـه وسـیله کوارتزهای ثانویـه بـا بافـت شـانه‌ای و اکسـیدهای آهـن آب‌دار (XPL)؛ D) داسـیت بـا پزودومـورف اکسـیدهای آهـن بـه جـای آمفیبـول در مـتن پلاژیـوکلاز در یـک زمینـه شیشـه‌ای آغشـته بـه اکسـیدهای آهـن آبـدار (PPL)؛ E) میرمکیتـی شـدن فلدسـپار بـا ماکـل کارلسـباد و خاموشـی مـوجی در کـوارتز (XPL)؛ F) گویچـه‌هـای بـازالتی یـا ریـزبـالش‌هـای بازیـک اپاسـیتی شـده (قطعـاتی از بازالـت بـا بافـت هیالومیکرولیتی حاوی حفرات پر شده با کوارتز) در زمینه داسیت (PPL).



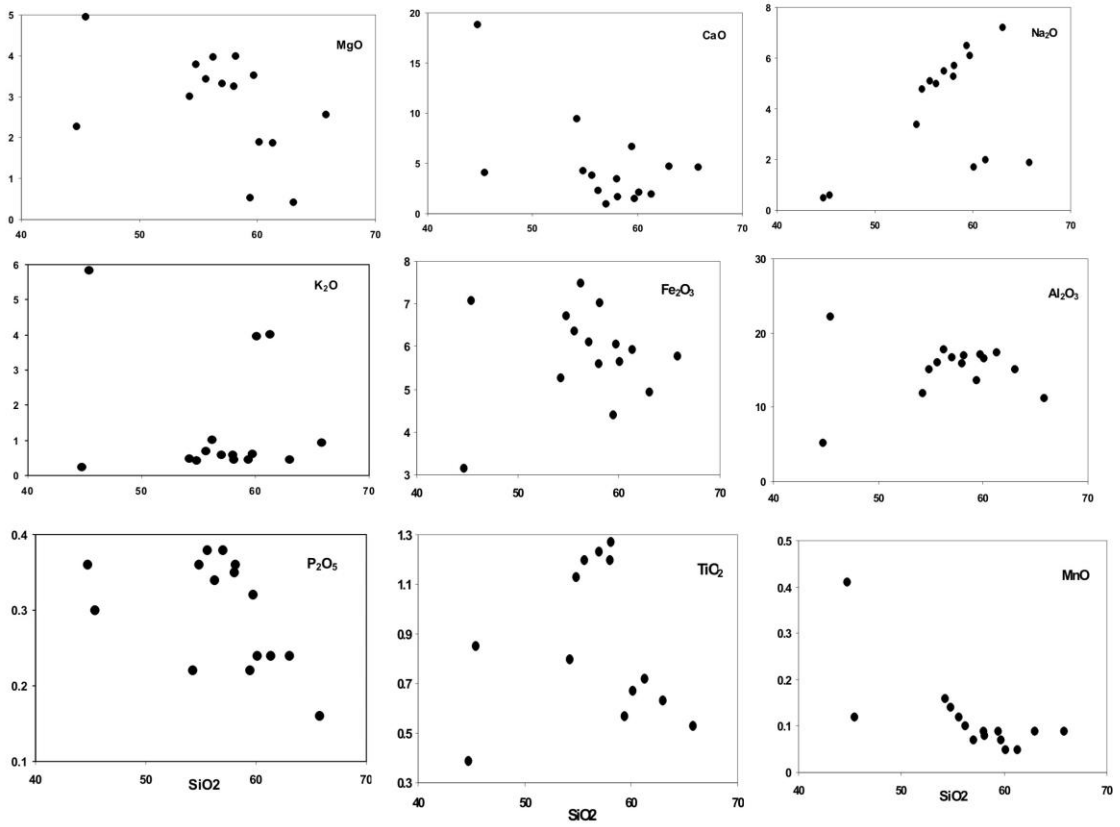
شکل ۶- نامگذاری شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی شرق نهاوند. A) نمودار Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977)؛ B) نمودار Th در مقابل CO (Hastie *et al.*, 2007)؛ C) موقعیت سنگ‌های آتشفشانی شرق نهاوند روی نمودار TAS (Le Bas *et al.*, 1986)، D) نمودار TAS (Cox *et al.*, 1979).

در نمودارهای Harker (۱۹۰۹) رفتار عناصر اصلی و برخی از عناصر کمیاب نسبت به SiO_2 مورد بررسی قرار گرفته است (شکل‌های ۸ و ۹). میزان سیلیس سنگ‌های آتشفشانی نهاوند از ۴۴/۷ تا ۶۵/۸ درصد متغیر است (جدول ۱). در نمونه‌های مورد مطالعه تطابق منفی بین Al_2O_3، CaO، Fe_2O_3، MgO، MnO، P_2O_5 و TiO_2 با SiO_2 و تطابق مثبت بین K_2O و Na_2O با SiO_2 مشاهده می‌شود (شکل ۸). روند کاهشی Fe_2O_3، MgO، MnO و TiO_2 در برابر SiO_2 می‌تواند شاخصی از تفریق و تبلور عادی کانی‌های مافیک نظیر: پیروکسن‌ها و اکسیدهای آهن و تیتان از ماگما باشد (Gouragaud and Vincent, 2003). روند کاهشی Al_2O_3 و CaO در برابر SiO_2 می‌تواند به علت تبلور و تفریق پلاژیوکلازهای کلسیک در حین تبلور بخشی ماگما باشد. هر چند تغییرات بین CaO در برابر SiO_2 می‌تواند در اثر آلبیتی شدن بلورهای پلاژیوکلاز نیز باشد (Morata and Aguirre, 2003).کاهش میزان P_2O_5 با SiO_2 می‌تواند مرتبط با تبلور کانی آپاتیت باشد. روند صعودی Na_2O و K_2O در برابر SiO_2 می‌تواند به این دلیل باشد که عناصر Na و K در ابتدای تبلور تفریقی به صورت ناسازگار رفتار می‌کنند و وارد فاز مذاب می‌گردند.

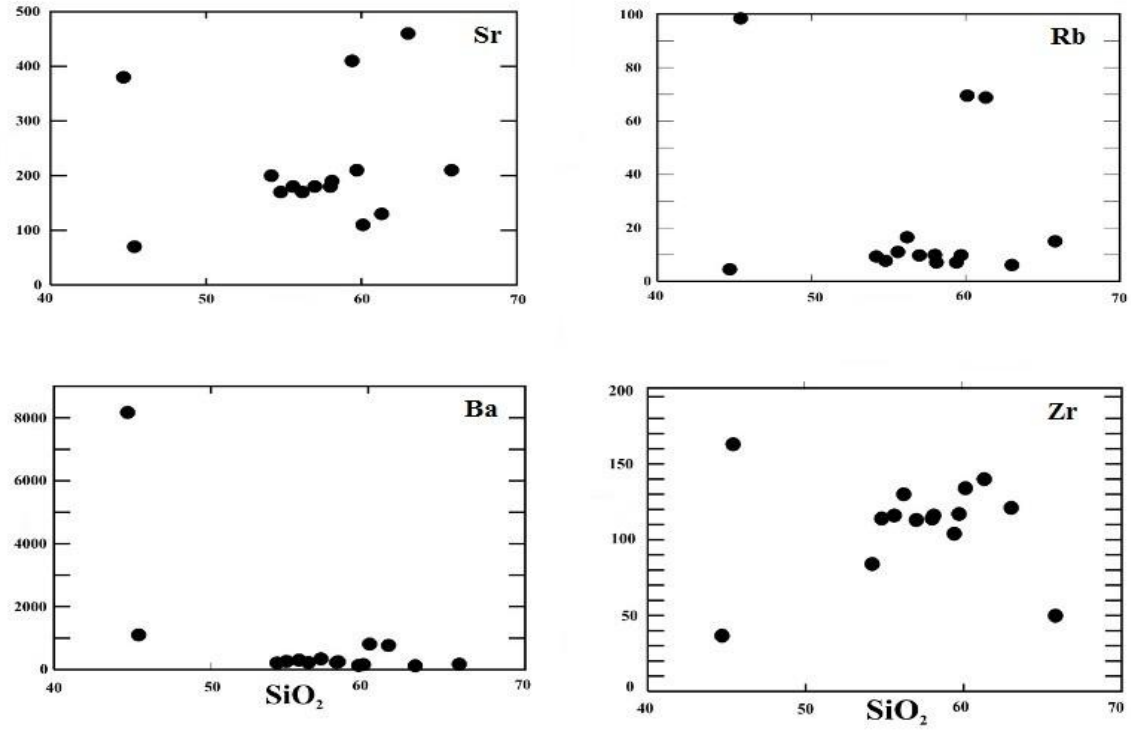
رفتـار برخـی از عناصـر کمیـاب نظیـر: Ba، Rb، Sr و Zr نسـبت بـه SiO_2 در شـکل ۹ مـورد بررسـی قـرار گرفتـه اسـت. Sr در برابـر SiO_2 رونـد پراکنـده نشـان می‌دهد (شکل ۹). با توجـه بـه ایـن کـه Sr عنصـری بـه شـدت متحـرک اسـت، پراکنـدگی موجـود در ایـن نمـودار را مـی‌تـوان بـا دگرسـانی توجیـه نمـود. Rb در ارتبـاط بـا افـزایش SiO_2 پراکنـدگی نشـان مـی‌دهـد (شـکل ۹). از آنجـا کـه Rb عنصـری ناسـازگار بـوده و دارای تحـرک بـالایی اسـت پراکنـدگی مشـاهده شـده در نمـودار مـی‌توانـد حاصـل دگرسـانی سـنگ‌هـا باشـد. Ba بـا SiO_2 رونـد ویـژه‌ای نشـان نمـی‌دهـد (شـکل ۹). ایـن رونـد بـه خـارج شـدن Ba در اثـر دگرسـانی پلاژیـوکلاز کلسـیک نسـبت داده مـی‌شـود. Zr دارای رونـد صـعودی بـا افـزایش SiO_2 اسـت زیـرا زیرکونیـوم در محصولات نهـایی تفریـق بـه وفـور یافـت مـی‌شـود و به دلیل شـعاع یـونی بـزرگ وارد کـانی‌هـای سـنگ‌سـاز رایـج نمـی‌شـود. بنـابراین، بـا توجـه بـه بررسـی رونـد تفریقـی عناصـر اصـلی و برخـی از عناصـر کمیـاب در نمودارهـای هـارکر مـی‌تـوان نتیجـه گرفـت کـه تبلـور تفریقـی نسـبت بـه فرآینـدهایی نظیـر: ذوب بخشـی، اخـتلاط ماگمـایی و آلـودگی پوسـته‌ای در ایجـاد تنوعـات سـنگی شـرق نهاونـد نقـش ویـژه‌ای داشـته اسـت و رونـد پراکنـده برخـی از عناصـر را مـی‌تـوان بـا دگرسانی سنگ‌ها توجیه نمود.



شـکل ۷- دیـاگرام سـری‌هـای ماگمـایی بـرای سـنگ‌هـای آتشفشـانی شـرق نهاونـد. A) نمـودار AFM (Irvine and Baragar, 1971)؛ B) نمـودار قلیـایی در برابـر سـیلیس (Le Maitre *et al.*, 1989) بـرای جـدایش قلمـرو سـری‌هـای آلکـالن و کالـک‌آلکـالن. از خـط مـرزی Irvine وBaragar (۱۹۷۱) اسـتفاده شـده اسـت؛ C) نمـودار سـنگ‌هـای آذریـن بیرونـی (Jensen, 1976)؛ D) نمـودار Ta/Yb–Ce/Yb (Muller and Groves, 1997).



شکل ۸- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر سیلیس برای سنگ‌های شرق نهاوند (Harker, 1909).



شکل ۹- نمودارهای تغییرات برخی از عناصر کمیاب در برابر سیلیس برای سنگ‌های شرق نهاوند (Harker, 1909).

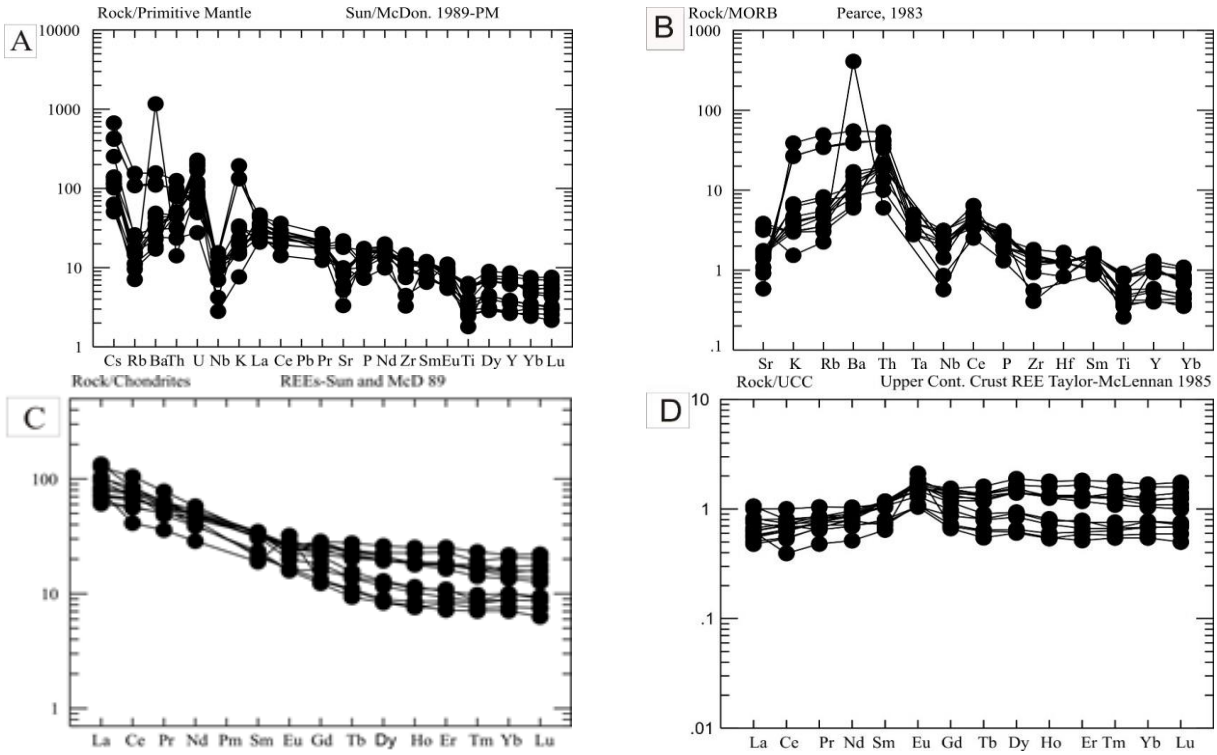
الگوهـای عناصـر کمیـاب بهنجارشـده بـا گوشـته اولیـه و مـورب و عناصـر نـادر خـاکی بهنجـار شـده بـا کنـدریت بـرای سـنگ‌هـای آتشفشـانی نهاونـد در شـکل ۱۰ نشـان داده شـده اسـت. در نمـودار عناصـر خاکی کمیـاب بهنجـار شـده نسـبت بـه گوشـته اولیـه (Sun and Mc Donough, 1989) سـنگ‌هـای مـورد مطالعـه بـی‌هنجـاری مثبـت از Ba، Cs، K، La، Nd و U همـراه بـا بـی‌هنجـاری منفـی از Nb، Rb، Sr، Ti و Zr نشـان مـی‌دهنـد (شـکل ۱۰-A) کـه مـی‌توانـد مربوط به نـاهمگنی منشـأ گوشـته سـنگ‌کـره‌ای غنـی شـده بـه وسـیله فرآینـد فـرورانش باشـد (Dostal *et al.*, 2001). در شـکل ۱۰-B نیـز الگـوی فراوانـی عناصـر ناسـازگار سـنگ‌هـای آتشفشـانی شـرق نهاونـد بهنجـار شـده بـا مقـادیر مـورب (Pearce, 1983) نشان داده شده اسـت کـه تهـی‌شـدگی آشـکار در Nb، Sr، Ta، Ti و Zr و غنـی‌شـدگی از Ba، Ce، K و Th به خـوبی مشـاهده مـی‌شـود. آنومـالی منفـی Nb، Sr و Ti از ویژگـی‌هـای آشـکار سـنگ‌هـای قـاره‌ای اسـت. آنومـالی منفـی Ti و Nb بـه عوامـل مختلفـی نسـبت داده مـی‌شـود. ایـن عوامـل عبارتنـد از: الـف) ماگماتیسـم مـرتبط بـا فـرورانش، ب) وجـه مشخصه سـنگ‌هـای پوسـته قـاره‌ای و دخالـت پوسـته در فرآینـدهای ماگمـایی (Kuster and Harms, 1998) و ج) در رابطـه بـا پایـداری کـانی‌هـایی ماننـد: تیتانیـت و زیـرکن طـی ذوب اسـت. آنومـالی منفـی Sr در نمونـه‌هـای مـورد مطالعـه، ناشـی از تبلـور پلاژیـوکلاز درحـین تفریـق بلـورین اسـت. زیـرا Sr بـه جای Ca و K در شبکه پلاژیوکلاز وارد می‌شود.

در شـکل ۱۰-C فراونـی عناصـر نـادر خـاکی نمونـه‌هـای مـورد مطالعـه نسـبت بـه فراوانـی ایـن عناصـر در کنـدریت (Sun and Mc Donough, 1989) و در شـکل ۱۰-D نسـبت بـه پوسـته قـاره‌ای فوقـانی (Taylor and McLennan, 1985) بهنجـار شده اسـت. غنـی‌شـدگی از عناصـر نـادر خـاکی سـبک (LREE) نسـبت بـه عناصـر نـادر خـاکی سـنگین (HREE) بهنجـار شـده بـه کنـدریت بـه عوامـل مختلفی نسبت داده مـی‌شـود. ایـن عوامـل عبارتنـد از: الـف) درجـات ذوب بخشـی پـایین منبـع گوشـته‌ای (Almeida *et al.*, 2007)، ب) آلایـش ماگمـا توسـط سـنگ‌هـای پوسـته‌ای (Almeida *et al.*, 2007) و ج) تشـکیل ایـن سـنگ‌هـا در منـاطق فـرورانش (Winter, 2001). غنـی‌شـدگی از عناصـر LREE نسـبت بـه HREE و مقـدار انـدک Nb و Zr سـنگ‌هـای مـورد مطالعـه نسـبت بـه کنـدریت وابستگی آنها را به سری کالـک آلکـالن نشـان مـی‌دهـد (Machado *et al.*, 2005). همچنـین، الگوهـای عناصـر کمیـاب بهنجارشـده بـا کنـدریت بـرای سـنگ‌هـای آتشفشـانی نهاونـد بـی‌هنجـاری منفـی از Eu (جـدول ۱) و نسـبت بـه پوسـته قـاره‌ای فوقـانی بـی‌هنجـاری مثبـت نشـان مـی‌دهنـد کـه مـی‌توانـد حاصـل تفریـق پلاژیـوکلاز از مـذاب (بـاقی‌مانـدن آن در سـنگ منشـأ) یـا فوگاسـیته بـالای اکسـیژن در محـیط تبلـور ماگمـا باشـد (Rollinson, 1993؛ Girardi *et al.*, 2012).

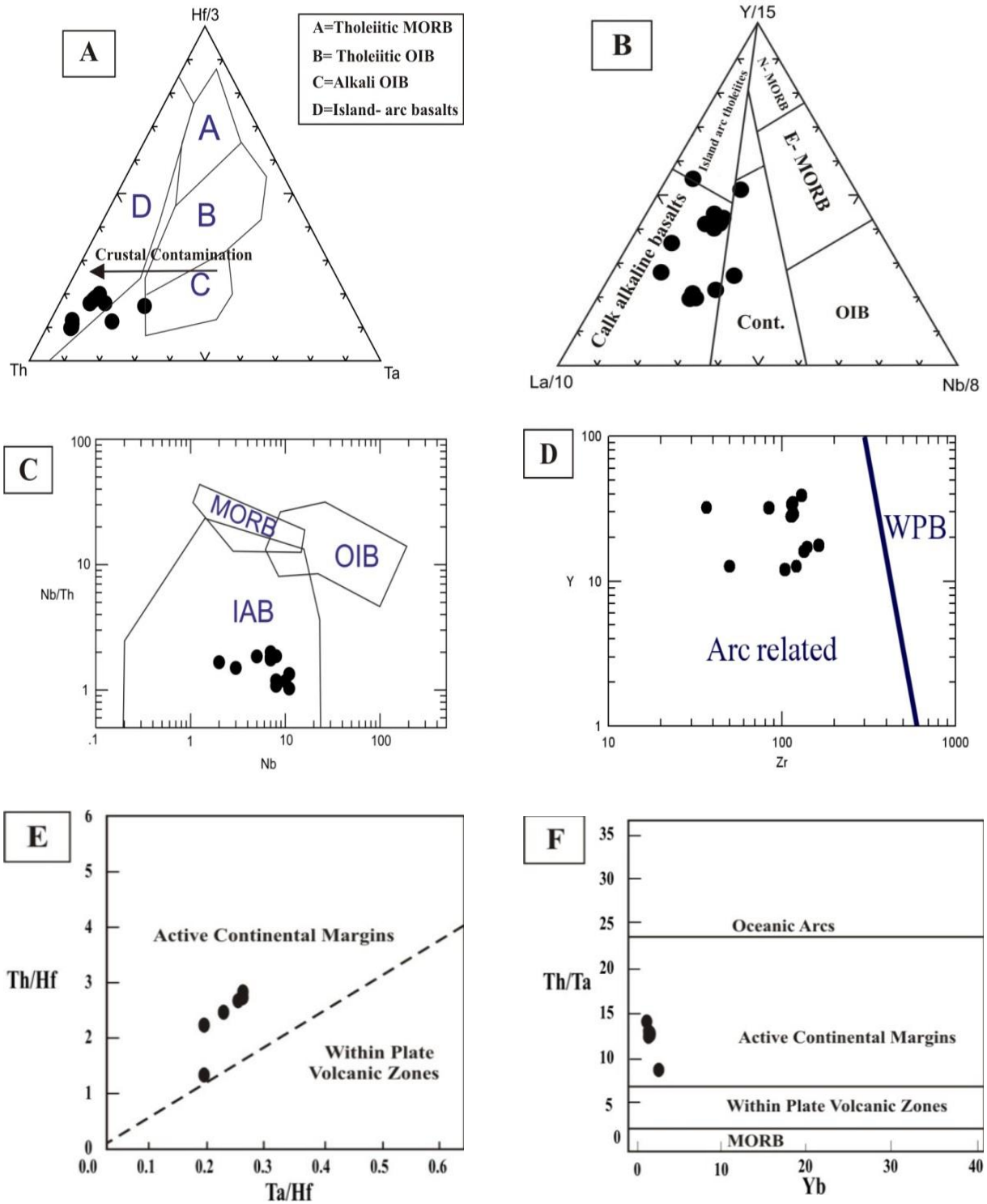
جایگـاه تکتـونیکی: در ایـن پـژوهش، از نمودارهایی که بـر اسـاس فراوانـی عناصـر کمیـاب کـم تحـرک در برابـر فرآینـدهای دگرسـانی و هـوازدگی طراحـی شـده‌انـد بـرای ارزیـابی محـیط تکتـونیکی سـنگ‌هـای آتشفشـانی شـرق نهاونـد اسـتفاده شـده است. داده‌هـای شـیمیایی مربـوط بـه ایـن سـنگ‌هـای آتشفشـانی روی نمودارهـای متمـایز کننـده، حکایـت از تعلـق ماگمـای تشـکیل‌دهنـده آنهـا بـه کمـان‌هـای آتشفشـانی قـاره‌ای در ارتبـاط بـا فـرورانش دارد (شکل ۱۱).

بـه منظـور تعیـین نقـش احتمـالی مـذاب‌هـای حاصـل از پوسـته اقیانوسـی فرورونـده در شـکل‌گیـری سـنگ‌هـای آتشفشـانی مـورد بررسـی از معیـار Sr/Y نسـبت بـه Y اسـتفاده شـده اسـت. بـر اسـاس نمـودار

شکل ۱۲-A، مقادیر پایین نسبت Sr/Y نشان‌دهنده این است که ماده مذاب حاصل از ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده نقش به سزایی در تشکیل سنگ‌های آتشفشانی منطقه نهاوند نداشته است و به نظر می‌رسد جزو اصلی درگیر در تولید مذاب، گوه گوشته‌ای بوده و تأثیر پوسته اقیانوسی فرورونده کمتر است. زیرا معمولاً ماده مذاب حاصل از پوسته اقیانوسی فرورونده به دلیل تعادل با مجموعه کانی‌های با فشار بالا (آنچه در اکلوژیت‌ها یا گارنت‌آمفیبولیت‌ها دیده می‌شود)، از Y و HREE به شدت فقیر و به دلیل ناپایداری پلاژیوکلاز از Sr، به شدت غنی است (Munker *et al.*, 2004). در این نمودار، سه نمونه از سنگ‌های شرق نهاوند نیز تمایل به سمت گستره آداکیتی دارند و تا حدودی طبیعت آداکیتی از خود نشان می‌دهند. از جمله شواهدی که نشان‌دهنده آداکیت بودن این سه نمونه (نمونه‌های داسیت، تراکی‌داسیت و تراکی‌آندزیت) است می‌توان به بالا بودن مقدار SiO2 (SiO2>%57)، Al_2O_3 بالا، نسبت‌بالای LREE/HREE، MgO<%3 و میزان پایین Y(Y<13)، Yb<1.4 اشاره نمود. این سنگ‌ها ممکن است به سبب هندسه ویژه فرورانش در این منطقه تشکیل شده باشند. لازم به یادآوری است که در برخی فرورانش‌ها، پوسته اقیانوسی فرورانده شده در راستای گسل‌های تبدیل می‌تواند دستخوش بازشدگی (slab window) شود. بنابراین، در این گونه مناطق قابلیت ذوب پوسته اقیانوسی افزایش یافته و می‌تواند به تولید مذاب‌های آداکیتی به طور جزیی و مختصر منجر شود (Thorkelson and Breitsprecher, 2005).



شکل ۱۰- A) نمودار عناصر کمیاب بهنجارشده به گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989)؛ B) نمودار عناصر کمیاب بهنجارشده به مورب (Pearce, 1989)؛ C) الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده با کندریت (Sun and Mc Donough, 1989)؛ D) الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده با پوسته قاره‌ای فوقانی (Taylor and McLennan, 1985) برای سنگ‌های آتشفشانی شرق نهاوند.



شـــکل ۱۱- A) نمـــودار مثلثـــی Th-Hf-Nb (Wood, 1980) بـــرای ســـنگ‌هـــای آتشفشـــانی شـــرق نهاونـــد؛ B) نمـــودار La/10-Y/15-Nb (Cabanis and Lecolle, 1989)؛ C) نمـــودار Nb/Th-Nb (Li, 1993)؛ D) نمـــودار لگـــاریتمی Y-Zr (Müller *et al.*, 2001)؛ E) دیـــاگرام Th/Hf در مقابـــل Ta/Hf (Schandle and Gorton, 2002)؛ F) نمـــودار Th/Ta در مقابـــل Yb (Gorton and Schandle, 2000). بـــر اساس همه نمودارها، نمونه‌های مورد مطالعه در میدان سنگ‌های آتشفشانی مرتبط با کمان قرار می‌گیرند.

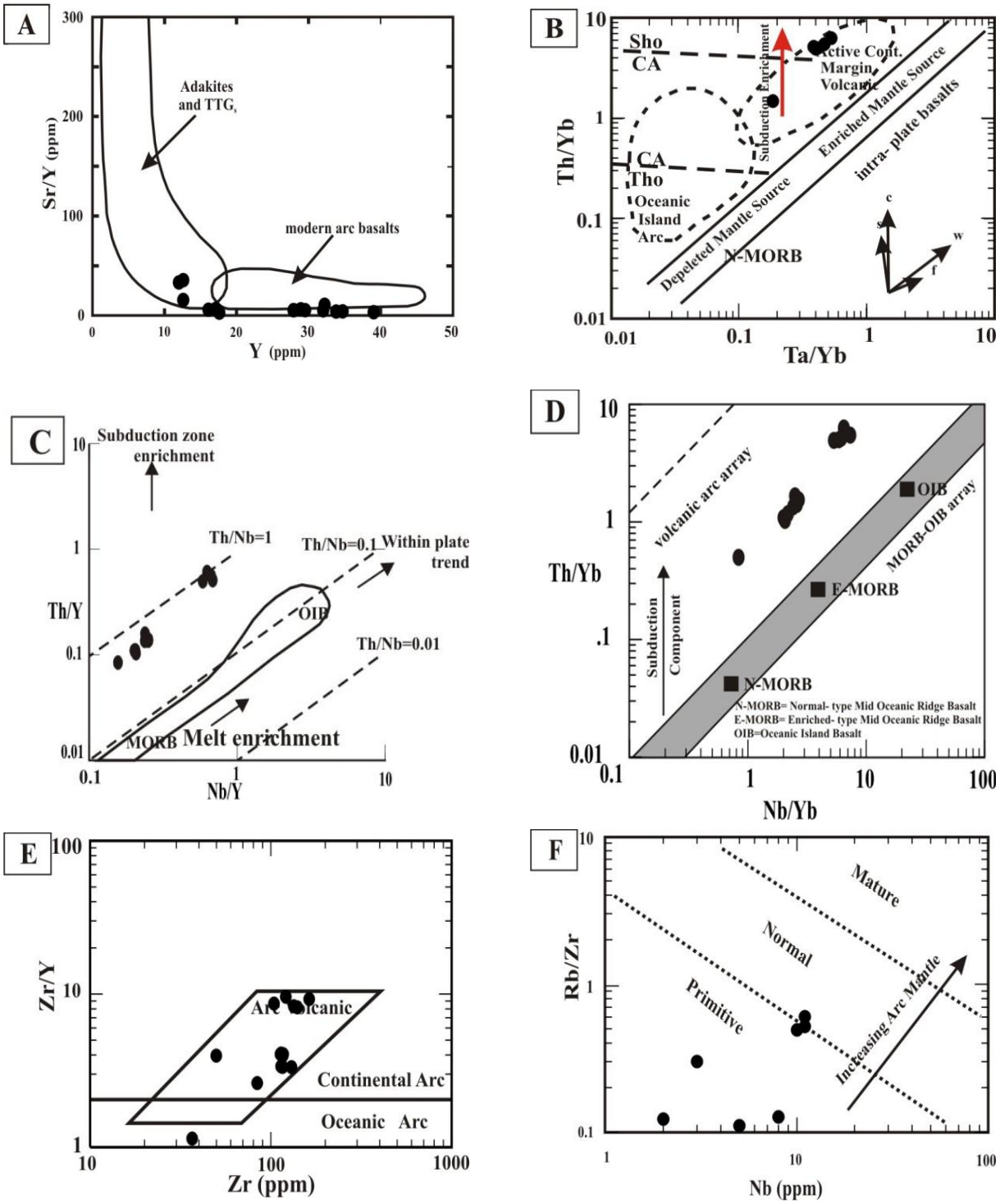
یکی دیگر از فاکتورهای مؤثر در تعیین خاستگاه سنگ‌های منطقه، رسوب‌های فرورانده شده هستند. عنصر Th در تعیین نقش رسوب‌های فرورونده در سیستم‌های کمان ماگمایی ناشی از فرورانش، از اهمیت به سزایی برخوردار است. مقایسه نسبت‌های Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1983) (شکل ۱۱-B) نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی شرق نهاوند دارای نسبت بالاتری از Th/Yb در مقایسه با Ta/Yb هستند. Th یک عنصر HFSE است و انتظار می‌رود که رفتاری مانند عناصر کم تحرک داشته باشد. اما در محیط‌های کمانی، مانند عناصر متحرک رفتار می‌کند. این عنصر از مواد رسوبی صفحه فرورو حاصل می‌شود (Gorton and Schandl, 2000). معمولاً نسبت‌های Th/Yb و Ta/Yb تحت تأثیر تبلور تفریقی یا ذوب بخشی (که در آن پیروکسن و فلدسپارها به صورت فازهای اصلی یا باقی‌مانده هستند) قرار نمی‌گیرند. بنابراین، فراوانی این عناصر می‌تواند نشان‌دهنده ترکیب سنگ منشأ ماگما یا هضم سنگ‌های پوسته توسط ماگما باشد. متاسوماتیسم ناحیه منبع که توسط فرآیندهای فرورانش انجام می‌شود، باعث غنی‌شدگی Th نسبت به Ta و بنابراین، افزایش نسبت Th/Yb در مقایسه با Ta/Yb می‌شود. در واقع مواد فرورانشی، Th را با خود منتقل می‌کنند اما Ta و Yb را با خود حمل نمی‌کنند. عامل دیگری که سبب بالا رفتن نسبت Th/Yb در برابر Ta/Yb می‌شود، آلودگی پوسته‌ای (پیکان C) است. زیرا فراوانی Th در مقایسه با Ta در سنگ‌های پوسته‌ای قاره‌ای (غیر از رخساره‌های گرانولیتی که Th پایین دارند) زیادتر است (Aldanmaz *et al.*, 2000). بر این اساس، نمونه‌های شرق نهاوند نسبت به Th غنی شده هستند و تحت تأثیر مواد فرورانشی (پیکان S) قرار گرفته‌اند و ویژگی‌های سنگ‌های کالک‌آلکالن حاشیه فعال قاره‌ای را از خود نشان می‌دهند (Pearce, 1982, 1983). همان گونه که در شکل ۱۲-C و D مشخص است روند غنی‌شدگی سنگ‌های آتشفشانی شرق نهاوند در جهت و همسو با روند غنی‌شدگی مرتبط با پهنه فرورانش است. بنابراین، آنچه که در این شکل نیز مشخص است، نقش رسوبات در منشأ سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه است. علاوه بر این، روند سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه نیز که با یک حالت افزایش در نسبت Th/Y (یا Th/Yb) در مقابل نسبت Nb/Y (یا Nb/Yb) مشخص بوده، نشان‌دهنده عملکرد متفاوت تفریق بلورین یا غنی‌شدگی با درجات متفاوت منشأ گوشته‌ای است.

بر اساس نمودار Zr-Zr/Y (Dunphy and Ludden, 1998) که تأکیدی بر نمودارهای قبلی است؛ محیط تکتونیکی کمان ماگمایی به دو محیط کمان آتشفشانی اقیانوسی (oceanic arc) و کمان آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای (continental arc) تفکیک می‌شود. در این نمودار، بیشتر سنگ‌های آتشفشانی شرق نهاوند به استثنای دو نمونه در محدوده کمان آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای واقع شده‌اند (شکل ۱۲-E) و به نظر می‌رسد در ارتباط با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس بوده و در یک محیط کمان ماگمایی (magmatic arc) تشکیل شده‌اند. از نسبت عناصر کمیاب برای تشخیص محیط تکتونیکی نیز می‌توان استفاده کرد (Pearce and Norry, 1979). به این صورت که نسبت Zr/Y>۳ به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای و اگر این نسبت Zr/Y<۳ به کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی اشاره دارد. با توجه به این که سنگ‌های آتشفشانی شرق

نهاونـد دارای نسـبت Zr/Y>۳ هسـتند؛ بنـابراین، بـه گـروه کمـان‌هـای آتشفشـانی قـاره‌ای تعلـق دارنـد. بـر اسـاس نمـودار Brown و همکـاران (۱۹۸۴) کـه در آن نسـبت لگـاریتمی Rb/Zr نسـبت بـه لگـاریتم Nb آورده شده اسـت غالـب سـنگ‌هـای منطقـه در گسـتره کمان‌های ماگمـایی جـوان و نابـالغ یـا مراحـل آغـازین کمـان ماگمـایی قرارگرفتـه‌انـد و چنـد نمونـه هـم در گستره کمـان‌هـای عـادی قـرار گرفتـه‌انـد (شـکل ۱۲-F). بـر خـلاف شـباهت‌هـای کمـان‌هـای ماگمـایی در چگـونگی ماگماتیسـم، تفـاوت‌هـای سـنگ‌شناسـی ویـژه‌ای بـین فـرورانش بـه زیـر پوسـته اقیانوسـی و فـرورانش بـه زیـر پوسـته قـاره‌ای وجـود دارد. کمان هـای آتشفشـانی کـه روی پوسـته ضـخیم فـوران مـی‌کننـد، سرشـت‌هـای ویـژه‌ای دارنـد. مـثلاً بیشـتر سیلیسـی بـوده و بـه ازای میـزان مشـخص SiO_2 تحـول یافتـه‌تـر هسـتند. همچنـین، از عناصـر LILE (بـه ویـژه: K، HREE، Ra، Rb و U) غنـی‌ترهسـتند. ماگماهـا در حواشـی قـاره‌ای فعـال بیشـتر ترکیـب آنـدزیتی-داسـیتی داشـته، از میـزان SiO_2 بیشـتری برخـوردار بـوده و میـزان پتاسـیم بـالاتری دارنـد. امـا ماگماهـای جزایـر قوسـی بیشـتر ترکیـب آنـدزیت‌بـازالتی دارنـد و از میـزان پتاسـیم کمتـری برخـوردار هسـتند (Stern, 2002). بنـابراین، بـا توجـه بـه دلایـل بیـان شـده مـی‌تـوان نتیجـه گرفـت کـه سنگ‌هـای آتشفشـانی منطقـه نهاونـد تطـابق بـالایی را با کمـان‌هـای آتشفشـانی حاشـیه فعـال قـاره‌ای نشـان می‌دهند.

نتیجه‌گیری

بررسـی‌هـای سـنگ‌شناسـی و ژئوشـیمیایی نشـان می‌دهد کـه سـنگ‌هـای آتشفشـانی شـرق نهاونـد از نظـر ترکیـب شـامل: بازالـت، آنـدزیت-بازالـت، آنـدزیت، تراکـی‌آنـدزیت و داسـیت مربـوط بـه سـری‌هـای کالـک‌آلکـالن تـا شوشـونیتی کمـان‌هـای آتشفشـانی هسـتند. آنـدزیت‌هـا بیشـترین حجـم ایـن سـنگ‌هـا را تشـکیل مـی‌دهنـد کـه تأییـدی بـر ماهیـت حـد واسـط بـودن سـنگ‌هـای آتشفشـانی شـرق نهاونـد اسـت. نمونـه‌هـای مطالعـه شـده دارای بافـت پـورفیری، گلومروپـورفیری، میکرولیتیـک حفـره‌دار، هیـالومیکرولیتی و شـانه‌ای هسـتند. بررسـی رونـد تفریقی عناصر اصلی و کمیـاب نشـان مـی‌دهـد کـه تبلـور تفریقـی در ایجـاد تنوعـات سـنگی شـرق نهاونـد نقـش ویـژه‌ای داشـته اسـت. دگرسـانی، دو پهنـه آرژیلیتـی و سریسـیتی را در سـنگ‌هـای آنـدزیتی موجـود در منطقـه به وجـود آورده اسـت. کـانی‌سـازی کـه در منطقـه بیشـتر قابل مشاهده اسـت کـانی‌زایـی سـوپرژن بـوده کـه باعـث تشـکیل کـانی‌هـای ثانویـه ماننـد: مالاکیـت، کوولیـت، بورنیـت و اکسـیدهای آهـن آب‌دار شـده اسـت. در نمودارهای عنکبـوتی بهنجـار شـده عناصـر نـادر خـاکی و کمیـاب نسـبت بـه کنـدریت، گوشـته اولیـه و مـورب، سـنگ‌هـای آتشفشـانی مـورد بررسـی از عناصـر HFSE و HREE نسـبت بـه عناصـر LREE و LILE تهـی‌شـدگی نشـان مـی‌دهنـد. بنـابراین، شـواهد ژئوشـیمیایی و موقعیـت نمونـه‌هـای مـورد مطالعـه روی نمودارهـای تفکیک محـیط تکتـونیکی گویـای آن اسـت کـه ماگمـای مـادر سـنگ‌هـای آتشفشـانی شـرق نهاونـد بـا ترکیـب کالـک‌آلکـالن از یـک منشـأ گوشـته‌ای متاسوماتیسـم شـده بـا تـأثیر سـیال‌هـا و رسـوبات حاصـل از صـفحه فـرورانش تشـکیل یافتـه اسـت. همچنـین بـر پایـه نمودارهـای Th/Yb در مقابـل Ta/Yb ایـن سـنگ‌هـا بـه حاشـیه فعـال قـاره‌ای متعلـق بـوده و گوشـته خاسـتگاه ماگمـای مـادر آنهـا بـه احتمـال زیـاد یـک گوشـته غنـی شده بوده اسـت. بـه ایـن ترتیـب، سـنگ‌هـای آتشفشـانی نهاوند که در محـدوده کمـان‌هـای آتشفشـانی و نابـالغ یـا مراحـل آغـازین کمـان آتشفشـانی تشـکیل شـده‌انـد بـا وجـود ماگماتیسـم مـرتبط بـا فـرورانش بـه سـن ژوراسـیک-کرتاسـه در پهنـه سـنندج-سـیرجان همخوانی دارند.



شکل ۱۲- A) نمودار Sr/Y نسبت به Y (Sun and Mc Donough, 1989)؛ B) نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1983). (s= نشان‌دهنده نقش اجزای درگیر در فرورانش، w= غنی‌شدگی درون صفحه‌ای، c= آلودگی پوسته‌ای، f= تبلور بخشی و نقطه چین‌ها مرز جدا کننده گستره تولهایت از کالک‌آلکالن و شوشونیت است)؛ C) دیاگرام Th/Y در مقابل Nb/Y (Alici *et al*., 2002)؛ D) دیاگرام Th/Yb در مقابل Nb/Yb (Leat *et al*., 2004) با اندکی تغییرات؛ E) نمودار Zr/Y-Zr برای تعیین نوع کمان ماگمایی در سنگ‌های آتشفشانی شرق نهاوند(Dunphy and Ludden, 1998)؛ F) نمودار Rb/Zr نسبت به Nb (Brown *et al*., 1984).

سپاسگزاری

نگارنـدگان ایـن پـژوهش، از حمایـت‌هـای معاونـت پـژوهش و فنـاوری دانشـگاه لرسـتان کمـال تشـکر و قدردانی را دارند.

منابع

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F. (2005) Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. International Journal of Earth Sciences 94(3): 401-419.

Alavi, M. and Mahdavi, M. A. (1994) Stratigraphy and structure of the Nahavand region in western Iran, implication for the Zagros tectonic. Geological Magazine 131(1): 43-47.

Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G. (2000) Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research 102(1-2): 67-95.

Alici, P., Temel, A. and Gourgaud, A. (2002) Pb-Nd-Sr isotope and trace element geochemistry of Quaternary extension-related alkaline volcanism: a case study of Kula region (western Anatolia, Turkey). Journal of Volcanology and Geothermal Research 115(3-4): 487-510.

Allen, M. B., Jackson, J. and Walker, R. (2004) Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. Tectonics 23(2): 1-16.

Almeida, M. E., Macambira, M. J. B. and Oliveira, E. C. (2007) Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in Central portion of Guyana shield. Precambrian Research 155(1-2): 69-97.

Amidi, M. and Majidi, B. (1977) Geological Map of Hamadan 1:250000, No. D6, Geological Survey of Iran, Tehran.

Baharifar, A., Moinevaziri, H., Bellon, H. and Piqué, A. (2004) The crystalline complexes of Hamadan (Sanandaj-Sirjan zone, western Iran): metasedimentary Mesozoic sequences affected by late Cretaceous tectono-metamorphic and plutonic events. Comptes Rendus Geoscience 336(16): 1443-1452.

Berberian, F. and Berberian, M. (1981) Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Zagros, Hindukosh, Himalaya geodynamic evolution (Eds. Gupta, H. K. and Delany, F. M.) 5-32. American Geophysical Union, Washington.

Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 18(10): 210-265.

Braud, J. (1978) Explanatory text of Kermanshah. Geologic Quadrangle Map 1:250000, No. C6, Geological Survey of Iran, Tehran.

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

Cabanis, B. and Lecolle, M. (1989) Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise enevidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences 309(20): 2023-2029.

Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin, London.

Davoudzadeh, M., Soffel, H. and Schmidt, K. (1981) On the rotation of the Central-east Iran microplate. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte 3: 180-192.

Dewey, J. F., Pitman, W. C., Ryan, W. B. F. and Bonnin, J. (1973) Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. Geological Society of America Bulletin 84(10):3137-3180.

Dostal, J., Church, B. N., Reynolds, P. H. and Hopkinson, L. (2001) Eocene volcanism in the Buck Creek basin, Central British Columbia (Canada): transition form arc to extensional volcanism. Journal of Volcanology and Geothermal Research 107(1-3): 149-170.

Dunphy, J. M. and Ludden, J. N. (1998) Petrological and geochemical characteristics of a Paleoproterozoic magmatic arc (Narsajuaq terrane, Ungava, Canada) and compositions to Superior Province granitoids. Precambrian Research 91(1):109-152.

Eftekharnejad, J. (1981) Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins. Journal of Iranian Petroleum Society 82: 19-28. (in Persian).

Emami, S. N. (2008) petrological investigation with emphasize on the alteration zones and evaluation of their environmental effects in the volcanic terrain of the north of Shahrekord. PhD thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).

Emami, N., Khalili, M. and Noghreyan, M. (2009) Determination of tectonomagmatic environment of volcanic and subvolcanic rocks in north of Shahrekord by amphiboles geothermobarometry. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 17(2): 267-278. (in Persian).

Emami, N. and Khalili, M. (2014) Volcanic and subvolcanic rocks dating in the north of Shahrekord by $^{40}Ar/^{39}Ar$ method, a new approach regarding the occurrence andduration of the Jurassic volcanism in the Sanandaj-Sirjan zone. Petrology 5(18): 1-14. (in Persian).

Forster, H. (1976) Continental drift in Iran in relation to the Afar structures. In: Afar between continental and oceanic rifting (VII) (Eds. Pilger, A. and Rosler, A.) Stuttgart: 182-190. Schweizerbatsche, Varlagsbuchhandlung.

Girardi, J. D., Patchett, P. J., Ducea, M. N., Gehrels, G. E., Cecil, M. R., Rusmore, M. E., Woodsworth, G. J., Pearson, D. M., Manthei, C. and Wetmore, P. (2012) Elemental and isotopic evidence for granitoid genesis from deep-seated sources in the Coast mountains batholith, British Columbia. Journal of Petrology 53(7):1505-1536.

Gorton, M. P. and Schandl, E. S. (2000) Form continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. The Canadian Mineralogist 38(5): 1065-1073.

Gouragaud, A. and Vincent, P. M. (2003) Petrology of two continental alkaline intraplate series at Emi Koussi volano, Tibesti, Chad. Journal of Volcanology and Geothermal Research 129(4): 261-290.

Harker, A. (1909) The Natural history of igneous rocks. Methneu Publication, London.

Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F. (2007) Classification of altered volcanic arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. Journal of Petrology 48(12): 2341-2357.

Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8(5): 523-548.

Jackson, J., Hains, J. and Holt, W. (1995) The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran. Journal of Geophysical Research 100(B8): 15205-15219.

Jensen, L. S. (1976) A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ministry of Natural Resources, Toronto.

Kazmin, V. C. (1986) Volcanic belts as markers of the Mesozoic-Caenozoic active margin of Eurasia. Tectonophysics 123(1): 123-152.

Kuster, D. and Harms, U. (1998) Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the late Neoproterozoic east African orogen: a review. Lithos 45(1-4): 177-195.

Leat, P. T., Pearce, J. A., Barker, P. F., Millar, I. L., Barry, T. L. and Larter, R. D. (2004) Magma genesis and mantle flow at a subducting slab edge: the south Sandwich arc-basin system. Earth and Planetary Science Letters 227(1-2): 17-35.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology 27(3): 745-750.

Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Kellre, J., Lameyre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorenson, H., Streckeisen, A., Woolley, A. and Zanettin, B. (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms. recommendations of the international union of geological sciences. subcommision on the systematics of igneous rocks. Blackwell Scientific Publications, London.

Li, S. G. (1993) The Ba-Th-Nb-La diagrams for the discrimination of ophiolitic tectonic settings. Acta Petrologica Sinica (in Chinese) 9(2): 146-157.

Machado, A., Lima, E. F., Chemale, J. F., Morta, D., Oteiza, O., Almeida, D. P. M., Figueiredo, A. M. G., Alexandre, F. M. and Urrutia, J. L. (2005) Geochemistry constraints of Mesozoic-Cenozoic calcalkaline magmatism in the south Shetland arc, Antarctica. Journal of South American Earth Sciences 18(3):407-425.

Mahdavi, M. A. (1992) Explanatory text of Nahavand, Geologic Quadrangle Map 1:100000, No. 5658, Geological Survey of Iran, Tehran.

Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R. (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. Journal of Asian earth Sciences 21(4): 397-412.

Mohajjel, M. and Fergusson, C. L. (2014) Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros orogen in northwestern Iran. International Geology Review 56(3): 263-287.

Morata, D. and Aguirre, L. (2003) Extensional lower Cretaceous volcanism in the Coastal range (29 20-30 S), Chile: geochemistry and petrogenesis. Journal of South American Earth Sciences 16(6): 459-476.

Muller, D. and Groves, D. I. (1997) Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Springer, Verlag, Berlin.

Müller, D., Franz, L., Herzig, P. M. and Hunt, S. (2001) Potassic igneous rocks from the vicinity of epithermal gold mineralization, Lihir Island, Papua New Guinea. Lithos 75(2-3): 163-186.

Munker, C., Worner, G., Yogodzinski, G. and Churikova, T. (2004) Behaviour of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka-Aleutian arc lavas. Earth and Planetary Science Letters 224(3-4): 275-293.

Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology 69(1): 33-47.

Pearce, J. A. (1982) Trace element characteristic of lava from destructive plate boundaries. In: Andesites (Ed. Thorope, R. S.) 528-548. John Wiley and Sons, New York.

Pearce, J. A. (1983) Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Continental basalts and mantle xenoliths (Eds. Hawkesworth, C. J. and Nurry, M. L.) 230-249. Shiva, Nantwich.

Rollinson, H. (1993) Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation. Longman

The geochemical and tectonic characteristics of the volcanic rocks in the east of Nahavand area (Sanandaj-Sirjan zone)

Ahmad Ahmadi Khalaji [1]*, Zahra Tahmasbi [1], Somayeh Rahmani [1] and Samira Basiri [2]
[1] Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran
[2] Department of Geology, Faculty of Sciences, Islamic Azad University, Khorramabad Branch, Khorramabad, Iran

Abstract
The studied area is located in east of Nahavand which is a part of Sanandaj-Sirjan zone. The petrographic and geochemical investigations show that, these rocks consist of basalt, andesite-basalt, andesite, trachy-andesite and dacite. Porphyritic, glomeroporphyritic, microlitic, hyalomicrolitic and comb textures are the common textures in the studied volcanic rocks. Two alteration zones including: argillitic and sericitic zones developed in this region. Alteration products are sericite, kaolinite, chlorite, hematite and calcite. Copper mineralization has occurred primarily in these rocks as filling voids and fractures. Malachite, covellite, magnetite, hematite and bornite are found within the veins. The geochemical data show that these rocks are related to calc-alkaline and shoshonitic magma series. Enrichment in LILE and LREE and depletion in HREE and HFSE with negative anomalies of Ti, Nb along with other evidences, such as high Th/Yb and their position on the tectonic discrimination diagrams indicate that the volcanic rocks in discussion were emplaced into the subduction zone related to an active continental margin setting. The Nahavand volcanic rocks lie in young and immature volcanic arcs or in the initial stages of volcanic arc formation. This situation is consistent with geological history of Sanandaj-Sirjan zone during the Jurassic to the Cretaceous ages.
Key words: Volcanic rocks, Geochemistry, Subduction, East of Nahavand, Sanandaj-Sirjan zone

* ahmadikhalaj.a@lu.ac.ir

Geochemistry Series, Singapore.

Rutherford, M. J. and Devine, A. D. (2003) Magmatic conditions and magma ascent as indicated by hornblende phase equilibria and reaction in the 1995-2002, Soufriere Hills magma. Journal of Petrology 44(8): 1433-1484.

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

Sengor, A. M. C. (1979) Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. Nature 279: 590-593.

Sillito, R. H. (1993) Epithermal models: genetic types, geometrical controls and shallow features, mineral deposit modeling. Geological Association of Canada Special Paper 40: 403-418.

Stern, R. J. (2002) Subduction zones. Reviews of Geophysics 40 (4):1-38.

Stocklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52: 1229-1258.

Stocklin, J. (1974) Possible ancient continental margins in Iran. In: The geology of continental margins (Eds. Burk, C. A. and Drake, C. L.) 873-887. Springer, Verlag, Berlin.

Stocklin, J. (1977) Structural correlation of the Alpine range between Iran and Central Asia. Memoir Hors Service Societe Geologique France 8: 333-353.

Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: For mantle processes (Eds. Saunders, A. D. and Norrey, M. J.) Special Publication 42: 313-345. Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society, London.

Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Publishing, Oxford.

Thorkelson, D. J. and Breitsprecher, K. (2005) Partial melting of slab window margins: genesis of adakitic and non-adakitic magmas. Lithos 79(1-2):25-41.

Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology 20: 325-343.

Winter, J. D. (2001) An introduction to igneous and metamorohic petrology. Prentice Hall publication, New Jersey.

Wood, D. A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth and Planetary Science Letters 50(1): 11-30.

Yousefzadeh, M. (2003) Study of petrography, geochemistry and tectonic setting of volcanic rocks in the Nahavand area. MSc thesis, Kharazmi University, Tehran, Iran (in Persian).