

بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی مجموعه نفوذی نطنز، شمال اصفهان

مریم هنرمند^۱، محسن مؤید*^۱، احمد جهانگیری^۱، جمشید احمدیان^۲ و نوشین بهادران^۲

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، تهران ۴۶۹۷-۱۹۳۹۵، ج.ا. ایران

چکیده

منطقه نطنز در ۱۲۰ کیلومتری شمال شهر اصفهان واقع شده است. از نظر تقسیمات زمین‌شناسی، این منطقه در کمربند آتشفشانی ارومیه دختر قرار گرفته است. در این ناحیه توده‌های نفوذی به سن الیگو-میوسن در سنگ‌های آتشفشانی متعلق به ائوسن نفوذ کرده‌اند. مجموعه نفوذی نطنز از نظر سنگ‌شناسی، شامل انواعی همچون گابرو، دیوریت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت است. بررسی‌های صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که ماگمای مادر مجموعه گرانیتوئیدی منطقه از نوع I و کالک‌آلکالن بوده، از نظر درجه اشباع از آلومینیوم (ASI) متآلومین محسوب می‌شود. ماگمای سازنده گابروی منطقه از ذوب گوشته فوقانی متاسوماتیزه حاصل شده که قبل از جایگزینی، اندکی فرآیند تفریق را متحمل شده است. ماگمای مادر مجموعه گرانیتوئیدی معادل ماگمای دیوریتی منطقه بوده که خود، حاصل اختلاط ماگمای مافیک مشتق شده از گوشته و ماگمای منتج از ذوب پوسته است. همچنین، مطالعات ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی کمیاب نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در قلمرو کالک‌آلکالن مربوط به مناطق برخوردی (حواشی فعال قاره‌ای) قرار می‌گیرند. همچنین الگوی تخت عناصر نادر خاکی نشان می‌دهد که منشأ ماگمای اولیه این مجموعه در خارج از محدوده پایدار گارنت است. کلیه شواهد پترولوژیک نشان می‌دهد که در تکوین سنگ‌های منطقه فرآیند تفریق از دیوریت تا مونزوگرانیت نقش اصلی را داشته است. محیط تکتونیکی مجموعه نفوذی مورد نظر با فعالیت ماگماتیسیم در حین فرورانش و یا بر اثر فازهای کششی پس از تصادم قاره‌های عربی و ایران مرکزی قابل انطباق است.

واژه‌های کلیدی: ارومیه دختر، تفریق بلوری، حاشیه فعال قاره‌ای، کالک‌آلکالن، نطنز، نوع I

مقدمه

۴۷° ۵۱' و ۵۱° ۵۶' ۰۵" شرقی و عرض‌های جغرافیایی

۳۳° ۳۲' ۳۰" و ۳۳° ۲۶' ۱۲" شمالی است. مهم‌ترین

پژوهش انجام شده در این ناحیه، تحقیق در قالب رساله

دکتری توسط Pourhoseini (۱۹۸۱) است که ضمن

ناحیه مورد نظر در بخش میانی کمربند ماگمایی

ارومیه دختر، شمال شهر اصفهان و جنوب و جنوب

غرب شهرستان نطنز و بین طول‌های جغرافیایی ۳۰"

نفوذ کرده و هاله دگرگونی مجاورتی در حد رخساره آلبیت - اپیدوت هورنفلس و در شدیدترین موارد از نوع هورنبلند هورنفلس را در آن‌ها به وجود آورده است (Pourhoseini, 1981). ترکیب سنگ‌های آتشفشانی ناحیه مورد نظر عمدتاً آندزیت، تراکی آندزیت، آندزیت‌بازالت و توف‌های اسیدی هستند. قدیمی‌ترین رخنمون‌های سنگی در منطقه مورد مطالعه، عمدتاً در بخش‌های شمال و شمال غرب چهارگوش مورد مطالعه هستند (شکل ۱) و معادل سازند شمشک در نظر گرفته می‌شوند. واحدهای دیوریتی، گرانودیوریتی و کوارتزومونزونیتی سهم عمده‌ای را در مجموعه نفوذی نطنز به خود اختصاص داده‌اند.

در این مجموعه نفوذی گابروها قدیمی‌ترین واحد بوده‌اند، زیرا توسط دیوریت، گرانیت و رگه‌های آپلیتی قطع شده‌اند و نتایج سن سنجی Rb/Sr که در رساله Pourhoseini (۱۹۸۱) ارائه شده نیز مؤید این مطلب است. بر اساس گزارش Pourhoseini (۱۹۸۱) و نیز مطالعات پتروگرافی انجام شده توسط هنرمند (۱۳۸۵) شش نوع سنگ آذرین درونی، شامل گابرو، دیوریت، کوارتزیدیوریت، کوارتزومونزونیت، گرانودیوریت و مونزوگرانیت در این منطقه رخنمون دارند.

روش انجام پژوهش

پس از مطالعه دقیق پتروگرافی نمونه‌ها ۱۵ نمونه برای اندازه‌گیری عناصر اصلی و کمیاب (Pb, Cr, Ni, Th, Sr, Ba, Rb, Y, Zr, Nb و Ce) به دانشگاه Naruto در کشور ژاپن ارسال شد. در آنجا با استفاده از روش فلورسانس اشعه X، توسط دستگاه XRF-WD مدل Rigaku RIX 2000 نمونه‌های مذکور تجزیه شدند.

همچنین تعداد ۶ نمونه (نماینده هر گروه سنگی در منطقه) برای تعیین عناصر کمیاب و نادر خاکی (به‌طور کلی ۳۸ عنصر) به شرکت Chemex ALS در کشور

انجام ۲۲ آنالیز XRF از چهارگوش مورد مطالعه به بررسی ژئوشیمی واحدهای سنگی منطقه بر اساس داده‌های عناصر اصلی و تعدادی از عناصر فرعی Zr, Rb, Y, Sr و Nb پرداخته است. Pourhoseini (۱۹۸۱) با استفاده از داده‌های مذکور پیشنهاد می‌کند که ماگمای سازنده این مجموعه از ذوب پوسته و یا گوشته اقیانوسی حاصل شده و به هیچ وجه حاصل یک رژیم زمین ساخت کافتی نیست و نشان‌دهنده ادامه فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر ورقه ایران مرکزی در پالئوژن است. همچنین داده‌های ایزوتوپی Rb/Sr ارائه شده در این رساله سن 5 ± 24 سال را برای مجموعه نفوذی مورد نظر در نظر می‌گیرد. یکی از ابهاماتی که در رابطه با واحدهای سنگی نفوذی نطنز وجود دارد، عدم هماهنگی کامل در داده‌های ژئوشیمیایی و نیز سن نفوذ فازهای مافیک با دیگر فازهای نفوذی این مجموعه است که توسط Pourhoseini (۱۹۸۱) نیز اشاره شده است، اما با این وجود مدلی که برای ژن این مجموعه نفوذی در رساله فوق در نظر گرفته شده است، مدل ساده AFC برای کل مجموعه نفوذی نطنز است.

در پژوهش حاضر سعی شده است ضمن بهره‌گیری از آنالیزهای XRF ارائه شده در رساله Pourhoseini (۱۹۸۱)، تعدادی دیگر آنالیز XRF و نیز آنالیز ICP-MS (و استفاده از عناصر نادر خاکی) برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی واحدهای نفوذی این منطقه، مقایسه آن‌ها با یکدیگر و ارائه یک مدل پتروژنتیکی همخوان با کلیه داده‌های حاصل از آنالیز، فراهم شود.

زمین‌شناسی منطقه

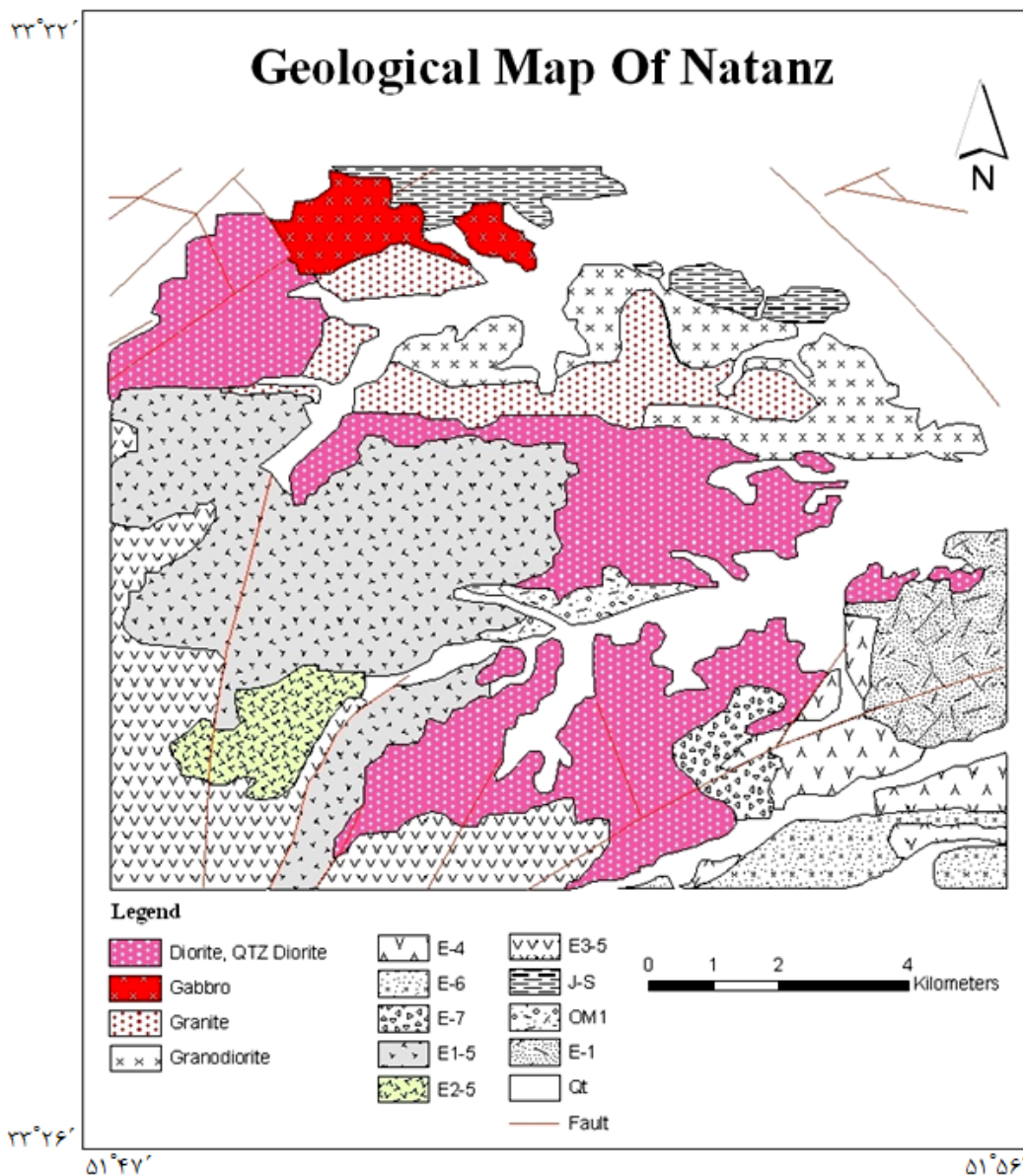
مجموعه نفوذی نطنز به سن الیگو-میوسن و در مجاورت گسل نطنز (بخشی از گسل قم زفره) رخنمون دارند. این مجموعه با طیف ترکیبی از گابرو تا گرانیت در سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری چین خورده ائوسن

روش (XRF) ارائه شده است. در تحقیق مذکور ارتباط واحدهای مختلف منطقه با فرآیند ساده AFC بیان شده است.

همچنین، از نتایج ۲۲ عدد آنالیز سنگ کل (شامل عناصر اصلی و عناصر Rb, Zr, Y, Sr و Nb) در رساله Pourhoseini (۱۹۸۱) نیز استفاده شد.

کانادا ارسال شد و مورد تجزیه قرار گرفت.

نتایج آنالیز شیمیایی در جدول‌های شماره ۱ و ۲ ارائه شده است. آخرین تحقیقی که در رابطه با ژئوشیمی سنگ‌های منطقه انجام شده مربوط به رساله Pourhoseini (۱۹۸۱) است که در آن شیمی سنگ کل (شامل ۲۲ آنالیز عناصر اصلی و تعدادی عناصر فرعی به



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه برگرفته از نقشه‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ نطنز و طرق (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور) واحدهای غیر نفوذی منطقه به ترتیب سن عبارتند از: J-S شیل و ماسه سنگ سازند شمشک، E1 آندزیت پورفیری، E4 توف اسیدی، E6 تراکی آندزیت، E7 آندزی بازالت، E1-5 آندزیت و آندزی بازالت، E2-5 توف ریوداسیتی، E3-5 پیروکلاستیک آندزیتی، OM1 کنگلومرا و برش آندزیتی، Qt نهشته‌های کوتاه‌تر.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های نفوذی نطنز با استفاده از روش XRF

Sample No.	HN 71	HN 68	HN 55	HN 48	HN 415	HN 419	HN 407	HN 402	HN 39	HN 37	HN 301	HN 29	HN 24	HN 120	HN 100
SiO ₂	64.54	74.87	75.57	69.72	77.36	69.96	44.23	56.83	72.57	53.91	65.47	72.45	70.72	54.24	70.12
TiO ₂	0.87	0.21	0.14	0.37	0.06	0.37	1.41	0.81	0.15	0.91	1.03	0.29	0.33	0.68	0.31
Al ₂ O ₃	14.92	13.52	13.28	14.82	12.27	14.85	17.62	17.16	15.69	20.37	14.54	14.26	14.77	18.36	15.25
Fe ₂ O ₃	6.40	1.52	1.53	3.63	0.86	3.44	15.19	8.73	0.79	3.06	5.93	2.54	3.06	8.22	3.65
MnO	0.11	0.03	0.04	0.07	0.02	0.07	0.18	0.14	0.03	0.11	0.06	0.06	0.07	0.14	0.06
MgO	2.02	0.37	0.32	1.12	0.06	1.07	6.57	4.13	0.51	5.27	1.65	0.76	0.95	5.02	0.84
CaO	4.69	1.37	1.62	3.59	0.75	3.16	12.78	8.02	4.67	11.91	4.10	2.52	3.06	9.21	3.41
Na ₂ O	3.61	3.77	3.73	3.93	2.42	3.82	1.78	3.21	4.75	3.99	3.71	3.81	3.94	3.15	4.55
K ₂ O	2.68	4.31	3.77	2.68	6.21	3.20	0.2	0.84	0.78	0.25	3.23	3.27	3.04	0.88	1.71
P ₂ O ₅	0.18	0.06	0.02	0.07	0.01	0.07	0.03	0.12	0.05	0.23	0.29	0.05	0.06	0.09	0.09
Total	100.02	100.03	100.02	100.00	100.03	100.01	99.99	99.99	99.99	100.01	100.01	100.01	100.00	99.99	99.99
Ba	434.4	496.14	408.78	399.01	152.51	657.11	62.61	235.12	281.13	95.41	660.12	533.12	398.51	159.46	408.80
Rb	94.38	100.59	120.23	88.31	224.72	94.51	3.62	17.24	4.24	3.41	64.31	109.62	100.22	13.92	63.01
Sr	203.21	103.78	111.21	235.42	41.02	193.52	402.1	272.12	465.79	471.21	241.21	169.72	191.53	467.20	250.20
Y	27.62	22.31	19.21	19.51	2.39	17.49	12.70	24.31	16.77	14.21	44.12	19.83	20.11	12.31	19.81
Zr	250.84	117.37	80.40	121.21	67.48	152.23	20.11	113.14	91.76	30.01	310.01	93.13	114.13	52.32	121.22
Nb	8.81	13.71	4.97	4.55	1.59	6.19	0.81	3.60	3.04	1.71	16.61	6.35	5.14	2.33	4.65
Th	12.97	29.84	24.62	12.84	41.12	17.25	0.38	6.06	10.87	1.43	14.45	18.13	18.43	1.41	7.21
Pb	11.52	10.67	8.33	7.03	13.91	9.01	1.71	7.01	4.21	7.12	6.32	7.72	7.79	11.24	5.91
Ce	43.47	34.79	29.74	29.89	20.68	45.73	7.60	21.13	18.22	16.89	74.31	31.32	34.58	13.61	18.3

پتروگرافی

واحد گابرو در شمال ناحیه مورد مطالعه (شکل ۱) برونزد دارد. این سنگ‌ها تماماً بلورین و از نوع دانه متوسط تا درشت بوده، رنگ سنگ خاکستری تیره تا سیاه است و کانی‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز در نمونه دستی این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. بافت اصلی این سنگ‌ها گرانولار بوده، بافت‌های افیتییک و پویی کلیتیک (شکل‌های ۲- A و ۲- B) نیز در اکثر نمونه‌ها دیده می‌شود. به طور کلی، کانی‌های اصلی موجود در گابروها شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و به مقدار کمتری آمفیبول است. در برخی از بلورهای پلاژیوکلاز حالت منطقه‌بندی دیده می‌شود. پدیده سوسوریتی شدن نیز بر روی بعضی از بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شود. پیروکسن‌ها عمدتاً از نوع کلینوپيروکسن هستند و معمولاً به صورت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار دیده می‌شوند. در برخی موارد بلورهای درشت کلینوپيروکسن، پلاژیوکلاز و نیز الیوین را احاطه نموده، بافت پوئی کلیتیک نشان می‌دهند. از دیگر بافت‌های مشاهده شده در مقاطع نازک گابروها، می‌توان به بافت‌های سیمپلکتیت و بافت شلیرن (هم‌رشدی ارتو پیروکسن و کلینوپيروکسن) اشاره نمود. بافت‌های سیمپلکتیت به علت سرد شدن آرام مذاب گابرویی به صورت یک حاشیه واکنشی در اطراف الیوین

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های نفوذی نطنز با استفاده

از روش ICP-MS

Sample No.	HN 37	HN 419	HN 407	HN 402	HN 301	HN 120
Ag	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Ba	95.40	657.01	62.58	235.01	660.12	159.51
Ce	16.89	45.71	7.56	21.03	74.32	13.62
Co	9.78	6.71	39.62	25.49	11.00	24.12
Cr	50.01	10.02	60.01	40.1	20.03	50.23
Cs	0.25	2.64	0.28	0.66	0.67	0.73
Cu	7.03	11.03	44.22	46.05	34.01	61.10
Dy	2.69	2.71	2.43	4.17	7.86	2.11
Er	1.52	1.89	1.52	2.71	4.89	1.39
Eu	1.02	0.77	0.80	0.92	1.52	0.82
Ga	17.03	15.23	19.00	17.12	16.82	17.52
Gd	2.50	2.99	2.01	3.80	7.92	1.98
Hf	0.93	4.72	0.801	3.62	9.30	1.53
Ho	0.51	0.62	0.48	0.85	1.68	0.46
La	8.03	25.63	3.70	9.68	35.82	6.42
Lu	0.24	0.34	0.19	0.39	0.68	0.20
Mo	< 2	7.01	< 2	< 2	< 2	< 2
Nb	1.71	6.21	0.82	3.62	16.63	2.3
Nd	9.68	16.79	5.63	12.63	36.58	7.71
Ni	37.02	15.20	50.01	41.02	40.03	54.3
Pb	7.03	9.21	< 5	7.03	6.32	11.23
Pr	2.15	4.82	1.05	2.86	9.11	1.77
Rb	3.41	94.51	3.58	17.04	64.32	13.90
Sm	2.36	3.31	1.88	3.56	8.12	1.97
Sn	1.00	1.03	1.01	1.0	2.03	1.01
Sr	471.1	193.5	402.3	272.14	24.11	467.3
Ta	0.11	0.51	0.13	0.32	1.23	0.11
Tb	0.45	0.46	0.41	0.71	1.38	0.34
Th	1.43	17.25	0.38	6.06	14.45	1.41
Tl	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Tm	0.20	0.31	0.22	0.41	0.73	0.20
U	0.64	4.41	0.13	1.47	3.45	0.39
V	164.04	54.20	523.02	205.2	110.2	184.21
W	3.02	82.03	4.21	3.20	3.03	2.00
Y	14.21	17.504	12.74	24.30	44.02	12.34
Yb	1.31	2.12	1.17	2.61	4.78	1.33
Zn	63.21	39.1	103.2	81.21	35.03	82.03
Zr	30.2	152.03	20.03	113.01	310.2	52.04

سایر کانی‌های مافیک ایجاد می‌کنند. پیروکسن‌ها در برخی موارد بر اثر واکنش با ماگما از حاشیه به آمفیبول تبدیل شده‌اند (بافت کرونا، شکل ۲- D).

در شکل ۲- E تصویری از یک پلاژیوکلاز در یک مقطع کوارتز دیوریتی مشاهده می‌شود که به نظر می‌رسد این بلور در طی دو مرحله، رشد کرده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، کانی‌های بسیار کوچکی به صورت یک هاله در داخل این بلور وجود دارند، چنانچه این کانی‌ها گارنت باشند (به دلیل ریز بلور بودن نمی‌توان با اطمینان در مورد نوع این کانی‌ها صحبت کرد)، احتمالاً واکنشی در ماگما رخ داده است (مثلاً هضم سنگ‌های رسی) و باعث تشکیل این بلورهای ریز شده است و سپس در مرحله بعدی مجدداً پلاژیوکلاز در اطراف آن‌ها تشکیل شده است.

بیوتیت‌های ثانویه عمدتاً به صورت بی‌شکل و تیغه‌ها و ورقه‌های پراکنده دیده می‌شوند. بافت گرانوفیری (شکل ۲- F) که حاصل هم‌رشدی کوارتز و آلکالی فلدسپار بوده، بیشتر به توده‌های نفوذی نیمه عمیق مربوط است، نیز در برخی از نمونه‌های کوارتز مونزونیتی دیده می‌شود. هورنبلند سبز به فراوانی در گرانودیوریت‌ها دیده می‌شود. همچنین کومولاهای (لخته‌های) مافیک که حاوی مقادیر زیادی هورنبلند، بیوتیت و کانی کدر هستند نیز در بعضی از مقاطع میکروسکوپی قابل مشاهده است (شکل ۲- G).

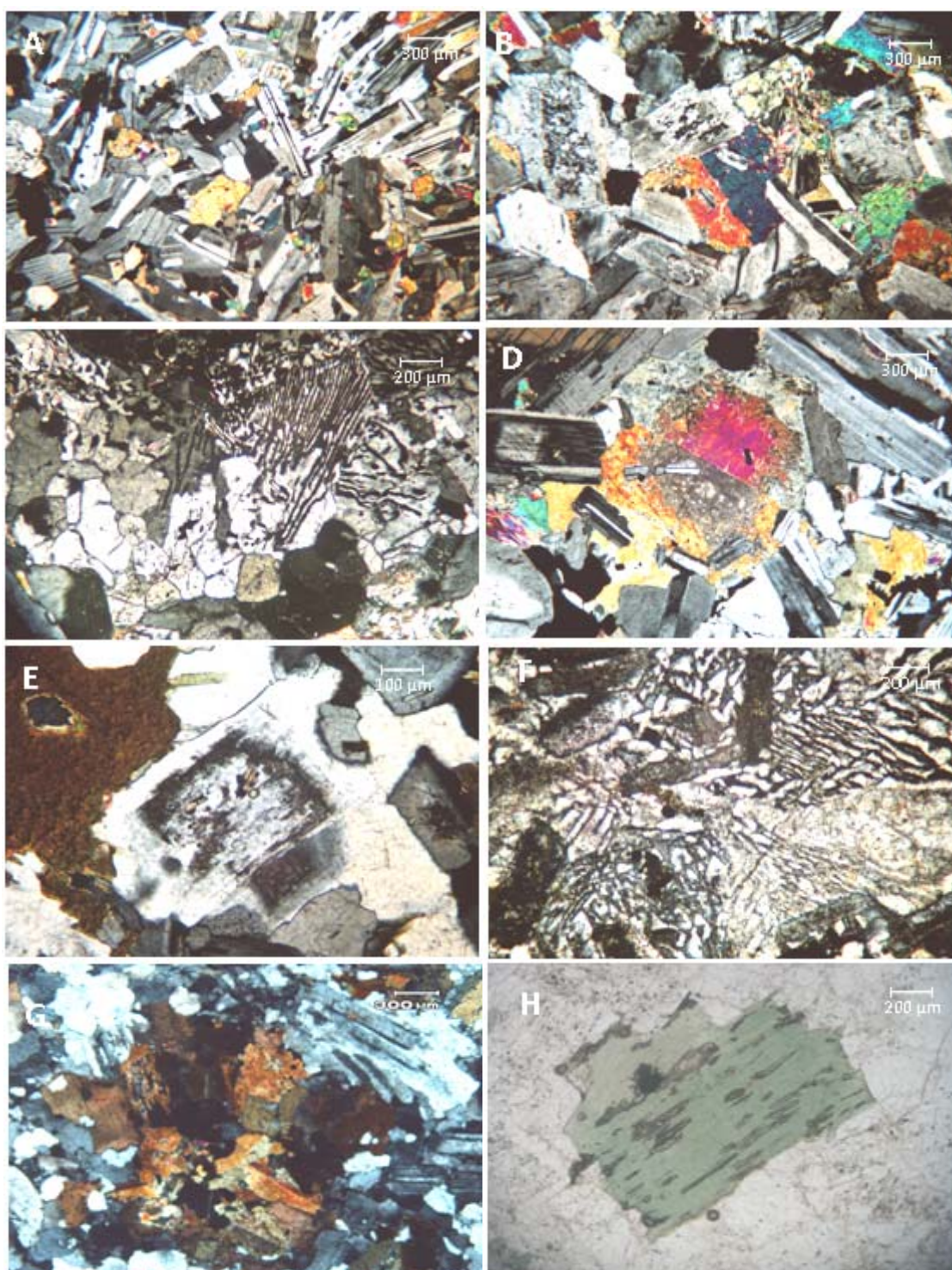
Wall و همکاران ۱۹۸۷ شواهدی ارائه کرده‌اند که نشان می‌دهد لخته‌های مافیک در توده‌های گرانیتویدی نشان دهنده تجمع مواد ماگمایی زود متبلور شده هستند. لخته‌های مافیک مذکور در برخی از نمونه‌های گرانودیوریتی و کوارتز مونزونیتی دیده می‌شود. حضور بلورهای ریز در مرکز و حاشیه برخی از پلاژیوکلازها، که احتمالاً از جنس دیگر بلورهای سنگ هستند، می‌تواند نشانه‌ای از کاهش فشار بخار آب در طی صعود ماگما باشد (Shelley, 1993).

ایجاد شده‌اند و محصولات واکنشی عمدتاً پیروکسن و اسپینل هستند که هم‌رشدی سیمپلکتیتی داشته و به صورت رگه‌ها و مناطق متحدالمرکزی در اطراف الیوین رشد کرده‌اند (Shelley, 1993) (شکل ۲- C).

پلاژیوکلازهای با درصد بالای آنورتیت (بر اساس نتایج حاصل از آنالیز میکروپروب هنرمند، ۱۳۸۵ و Pourhoseini, ۱۹۸۱)، کلینوپيروكسن‌های با درصد بالای ولاستونیت (هنرمند ۱۳۸۵) و هورنبلند ماگمایی (اولیه) نشان دهنده آبدار بودن ماگمای مادر هستند (Gaetani *et al.*, 1993). این مسأله در مورد کلینوپيروكسن‌های بدون پیژونیت (هنرمند ۱۳۸۸) نیز صادق است (Cawthorn, 1994). مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهند که پلاژیوکلاز، فاز لیکویدوس در سنگ‌های با کمترین میزان تفریق در منطقه است. به عبارت دیگر، پلاژیوکلاز جزو اولین فازهای متبلور شده در این سنگ‌هاست.

کانی‌های اصلی موجود در دیوریت‌ها، شامل پلاژیوکلاز (با ترکیب متوسط آندزین)، کلینوپيروكسن، آمفیبول و بیوتیت هستند. بافت این سنگ‌ها گرانولار است. بافت‌های فرعی دیده شده در این سنگ‌ها همانند گابروها هستند. پلاژیوکلازها معمولاً به سرسیت و کائولینیت تجزیه شده‌اند.

همچنین رگچه‌هایی از کلسیت و اپیدوت، در برخی موارد پلاژیوکلازها را قطع کرده‌اند. ادخال‌هایی از آپاتیت، زیرکن و هورنبلند سبز نیز در این کانی‌ها دیده می‌شود. آمفیبول عمده‌ترین کانی مافیک در دیوریت مورد مطالعه بوده، به دو شکل اولیه (هورنبلند سبز) و ثانویه (اکتینولیت حاصل از تجزیه پیروکسن‌ها) دیده می‌شود. هورنبلند سبز معمولاً به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شود. در موارد کمی، این بلورها از لحاظ ترکیبی منطقه‌بندی نشان می‌دهند. این کانی بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌داری را ایجاد کرده، در برخی از مقاطع تجمعاتی را با یکدیگر و یا با



شکل ۲- (A) بافت افیتیک و (B) بافت پویی کلیتیک در دو نمونه از گابروهای ناحیه (XPL)، (C) بافت سیمپلکتیت در دیوریت‌های اوره (XPL)، (D) بافت کرونا و نیز ادخال پلاژیوکلاز در پیروکسن در دیوریت اوره (XPL)، (E) پلاژیوکلاز با رشد دو مرحله‌ای (XPL)، (F) بافت گرانوفیر (هم‌رشدی بین کوارتز و آلکالی‌فلدسپار) در کوارتز مونزونیت (PPL)، (G) تجمع کانی‌های مافیک در کوارتز مونزونیت (XPL)، (H) اسفن‌های ثانویه حاصل از دگرسانی بیوتیت که در امتداد رخ‌های بیوتیت تشکیل شده‌اند (PPL).

کانی‌های فرومنیزین به هماتیت و نیز پدیده مارتیتی شدن (تبدیل مگنتیت به هماتیت)، دیده می‌شود.

ژئوشیمی

رده‌بندی سنگ‌های منطقه

در اینجا از روش رده‌بندی شیمیایی Le Bas و همکاران (۱۹۸۵) (شکل ۳- A) برای طبقه‌بندی سنگ‌های منطقه استفاده شده است، که بر اساس آن مجموعه نفوذی مورد نظر از نظر سنگ‌شناسی شامل گابرو، دیوریت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت هستند. همچنین، مطابق با رده‌بندی Maniar و Picooli (۱۹۸۹) (شکل ۳- B) نمونه‌های گرانیتوئید منطقه عمدتاً در محدوده متاآلومینوس قرار می‌گیرند.

بر روی دیاگرام‌های تفکیک آلکالن از ساب‌آلکالن و AFM از Irvine و Baragar (۱۹۷۱) (شکل‌های ۳- C و ۳- D)، نیز همه نمونه‌ها به استثنای سه نمونه، در محدوده ساب‌آلکالن (در نمودار ۳- C) و کالک‌آلکالن (در نمودار ۳- D) قرار می‌گیرند (در نزدیک مرز کالک‌آلکالن و تولیتی) که این موضوع به مقدار بالای Fe_2O_3 در این سه نمونه مربوط است.

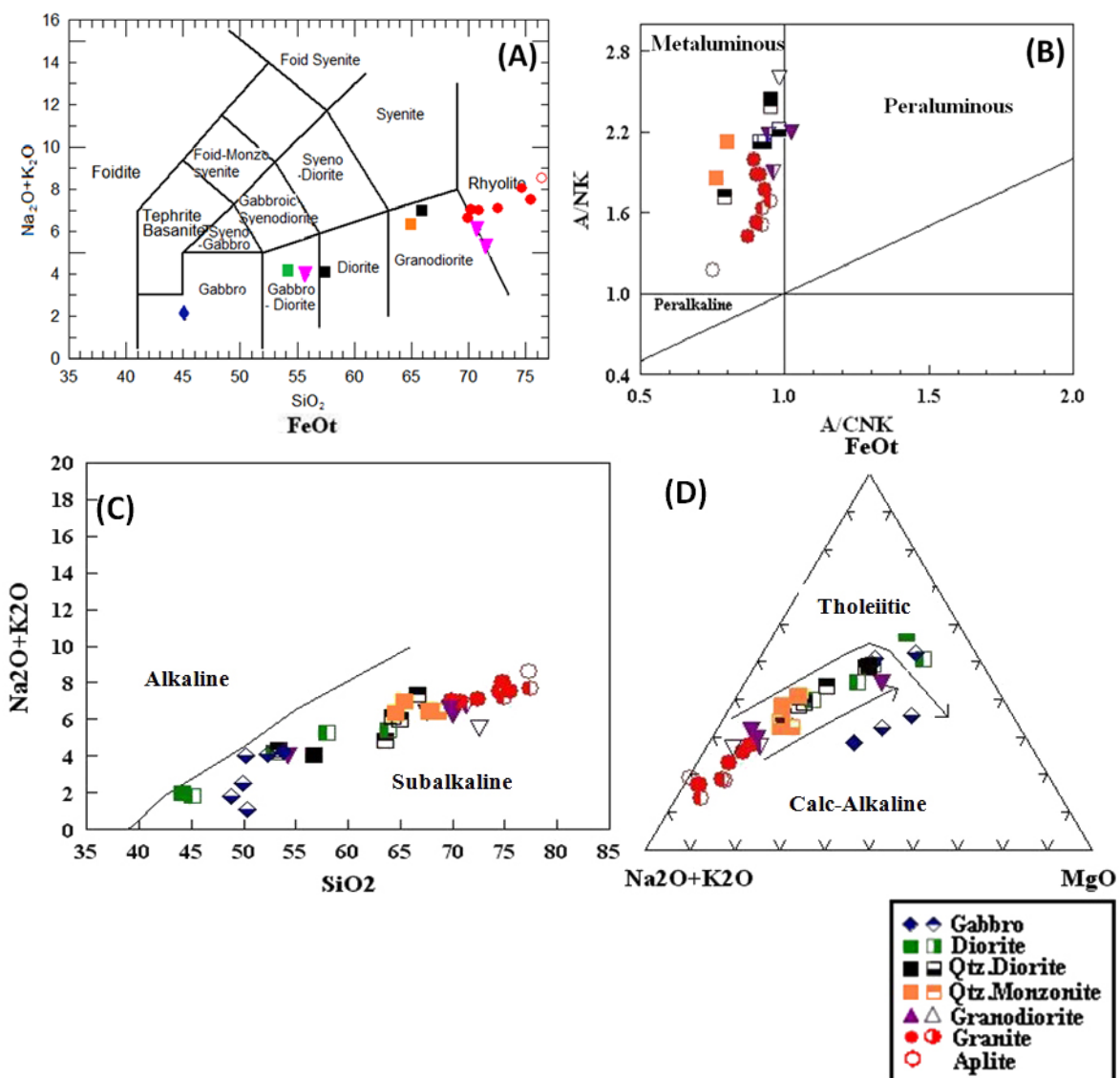
همچنین در نمودار پیشنهادی Rickwood (۱۹۸۹) نیز که بر اساس مقدار SiO_2 در مقابل K_2O سنگ است (شکل ۴)، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه عمدتاً در بخش سری کالک‌آلکالن با مقدار متوسط پتاسیم و نمونه‌های بازیک در محدوده کم پتاسیم قرار می‌گیرند. در نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (شکل ۴) به استثنای Na_2O و K_2O همه اکسیدهای عناصر اصلی، از سنگ‌های بازیک به سمت سنگ‌های اسیدی روند نزولی نشان می‌دهند.

همچنین وجود زنولیت‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی اطراف در داخل این مجموعه تأثیر فرآیند آغشتگی سنگ‌های دیواره را در کنار دیگر فرآیندها، نشان می‌دهد. کانی‌های فرعی مشاهده شده در مقاطع مربوط به گرانودیوریت‌های منطقه شامل زیرکن، کانی‌های کدر، اسفن و روتیل هستند. حضور اسفن به همراه مگنتیت، کوارتز، آمفیبول شاهی بر بالا بودن فوگاسیتته اکسیژن است (Wones, 1989). فوگاسیتته بالای اکسیژن ماگمای والد سنگ‌های نفوذی را می‌توان از حضور مگنتیت‌های اولیه نیمه شکل‌دار در کنار بیوتیت‌ها نیز استنباط نمود (Sack et al., 1980). بیوتیت کانی فرومنیزین غالب در گرانیت‌های منطقه است. اسفن به هر دو صورت اولیه ثانویه در این سنگ‌ها حضور دارد. اسفن‌های ثانویه (شکل ۲- H) حاصل دگرسانی بیوتیت یا ایلمنیت هستند (بر اساس مطالعات پتروگرافی مقاطع نازک - صیقلی برخی از کانی‌های کدر از نوع ایلمنیت هستند؛ هر چند فراوانی آن‌ها نسبت به مگنتیت کمتر است). این اسفن‌ها معمولاً در بین درز و شکاف‌ها و رخ‌های بیوتیت‌ها و بعضاً در اطراف ایلمنیت‌ها به صورت leucoxene دیده می‌شوند و حاصل واکنش TiO_2 آزاد شده با CaO حاصل از تخریب پلاژیوکلازها و نیز SiO_2 موجود در محیط هستند.

بخش دیگری از SiO_2 ممکن است از تخریب پلاژیوکلازها حاصل شود. اسفن‌های ثانویه معمولاً بی‌شکل و ریز دانه بوده و با کانی‌های کدر همراه هستند. حال آنکه بلورهای اسفن اولیه نسبت به نوع ثانویه درشت‌تر بوده، شکل کامل‌تری دارند. کانی‌های کدر (غالباً مگنتیت) از دیگر کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها هستند. همچنین در برخی موارد دگرسانی

بالا در نتیجه تبلور فازهای مافیک مقدار Al_2O_3 در مایع همزیست زیاد می‌شود و در فشار پایین‌تر پلاژیوکلازها در دمای لیکوییدوس از مذاب مافیک متبلور می‌شوند (Gust and Perfit, 1987). این موضوع با مقدار MgO ، Cr و Ni موجود در گابروها که نشان می‌دهد ماگمای مادر آن‌ها قبل از جایگزینی اندکی فرآیند تفریق متحمل شده، سازگار است (Gertisser and Keller, 2000).

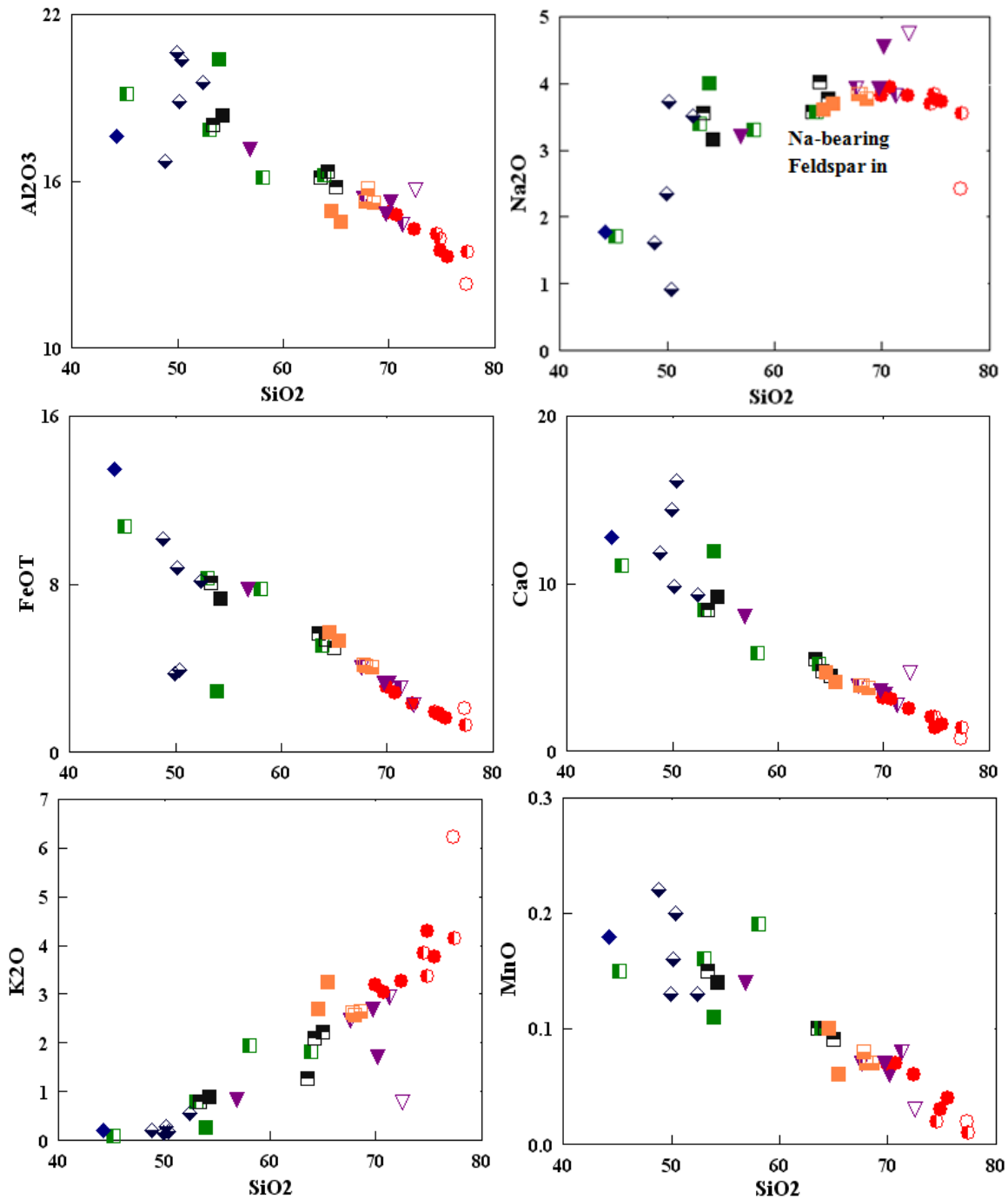
برای مثال، در نمودار $Al_2O_3 - SiO_2$ ، با افزایش SiO_2 مقدار Al_2O_3 کاهش می‌یابد، که می‌تواند از کاهش درصد پلاژیوکلاز در سنگ‌های اسیدی و گرایش به سمت تشکیل فلدسپارهای سدیک و پتاسیک ناشی باشد. مقدار بالای پلاژیوکلاز در گابروها نشان می‌دهد که تفریق فازهای مافیک در فشار نسبتاً بالا انجام شده (جایی که تبلور پلاژیوکلاز انجام نمی‌شود، Yoder و Tilley, ۱۹۶۲). به عبارت دیگر در این فشارهای نسبتاً



شکل ۳- نمودار رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های منطقه (نمودار TAS، Cox و همکاران، ۱۹۷۹). (A) نمودار تعیین شاخص اشباع آلومین از آلومین ارائه شده توسط Maniar و Picooli (۱۹۸۹). (B) نمودار مجموع آکالی در برابر سیلیس برای تفکیک سری‌های ساب‌آکالن از آکالن از Irvine و Baragar (۱۹۷۱). (C) نمودار AFM به منظور تفکیک سری‌های کالک‌آکالن از تولیتی از Irvine و Baragar (۱۹۷۱). (D) همراه با نمادهای استفاده شده در کلیه نمودارها است (شایان ذکر است که در نمودارها علایم نیمه‌پر مربوط به آنالیزهای Pourhoseini (۱۹۸۱)).

گرانیت‌های با اندکی خاصیت آلكالی، نشان می‌دهد که احتمالاً مربوط به شروع تفریق فلدسپارهای Na دار (شکل ۴) است.

Na₂O به‌طور پیوسته تا رسیدن ترکیب سنگ به حدواسطه، افزایش نشان می‌دهد (که می‌تواند حاکی از تفریق فازهای آمفیبول و پلاژیوکلاز کلسیک باشد) و سپس (در SiO₂ حدود ۷۰٪) کاهش مختصری به سمت



شکل ۴- نمودارهای Harker (۱۹۰۹). اکسید عناصر اصلی در مقابل SiO₂، به‌همراه نمودار K₂O در مقابل SiO₂ (از Rickwood، ۱۹۸۹). نمادها مانند شکل ۳ هستند.

می‌دهد که ضریب توزیع این عناصر، با وجود تبلور میکاها، کمتر از یک بوده است (Forster *et al.*, 1999). Sr نیز با افزایش مقدار SiO_2 ، به‌طور کلی، روندی نزولی (شکل ۵) از دیوریت به سمت گرانیت نشان می‌دهد (گابروها بیشترین مقدار Sr را در منطقه نشان می‌دهند، اما روند چندان یکسانی با دیگر سنگ‌های منطقه نشان نمی‌دهند). البته، روند نزولی نمودار در کوارتزموزنونیت‌ها و به‌ویژه در گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها مشخص‌تر است. در این صورت روند نزولی Sr را که مشابه روند نزولی Ca است، می‌توان در ارتباط با فراوانی پلاژیوکلازهای با درصد آنورتیت بالا و نیز کانی‌های فرومنیزین کلسیک دانست، که احتمالاً حاکی از تفکیک بلوری این گروه از کانی‌هاست.

بیشترین مقدار Sr در گابروها حضور دارد که مربوط به فراوانی زیاد پلاژیوکلازهای کلسیک در این سنگ‌هاست. فراوانی عناصر کمیاب سازگار مانند Cr، Ni، V (شکل ۵) در گابرو بسیار پایین است که می‌تواند نشان دهنده خروج مقداری الیومین و کلینوپیروکسن از ماگمای اولیه و تشکیل سنگ‌های الترابازیک در بخش‌های تحتانی پوسته، قبل از تشکیل گابروی منطقه است. در ضمن، عناصر مذکور به همراه Co (عناصر تحولی)، رابطه منفی با SiO_2 دارند که نشان می‌دهد آن‌ها به‌صورت عناصر سازگار عمل کرده‌اند.

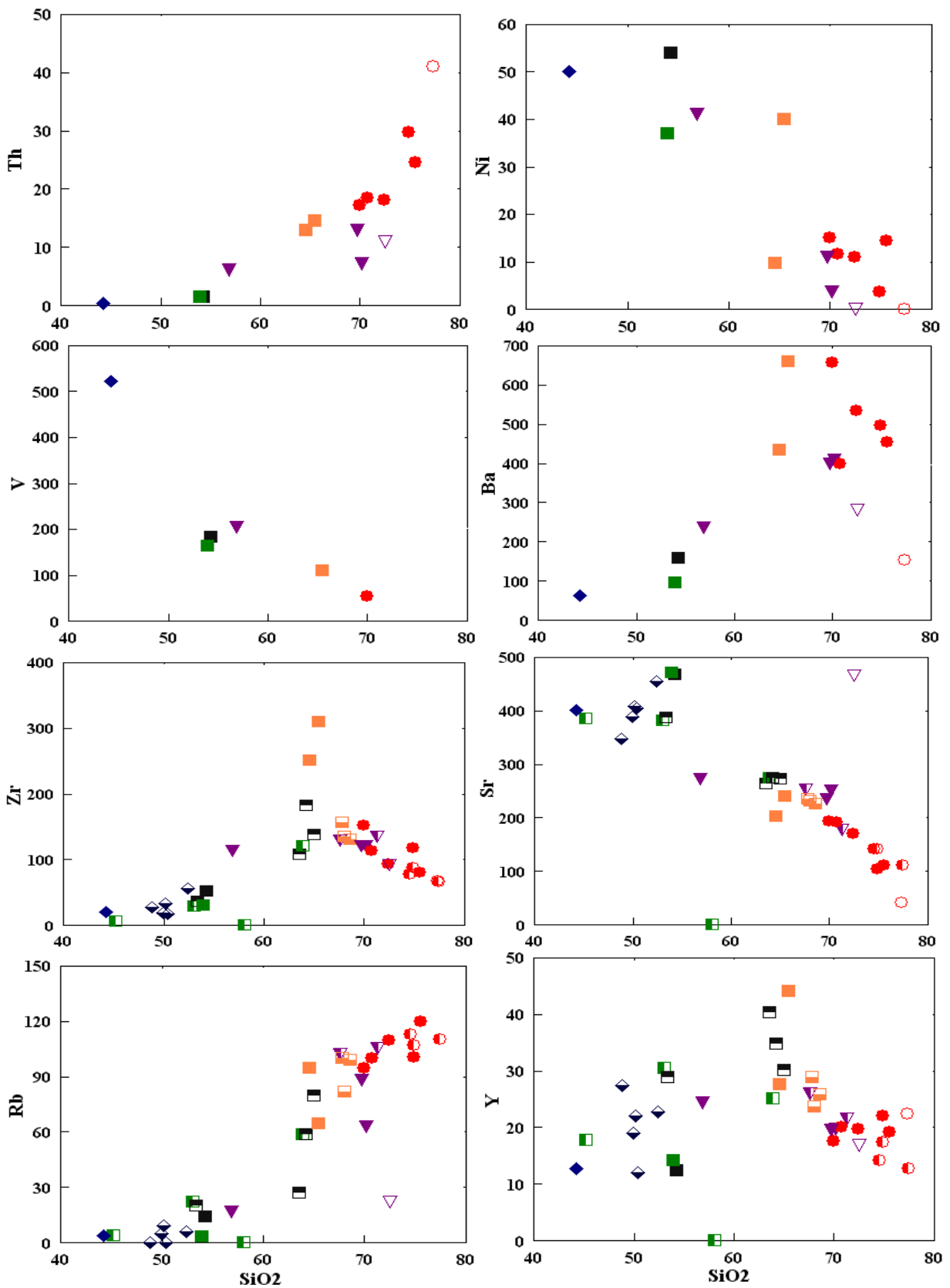
کاهش V با افزایش SiO_2 شاهد خوبی برای تفریق اکسیدهای Fe - Ti است. در نمودار SiO_2 - Zr (شکل ۵) مقدار Zr متناسب با افزایش SiO_2 روند صعودی نشان می‌دهد، که این روند صعودی تا $\text{SiO}_2=65\%$ ادامه می‌یابد، به یک مقدار ماکزیمم می‌رسد و سپس به سمت سنگ‌های اسیدی روند نزولی نشان می‌دهد.

در رابطه با مقدار CaO در مقابل SiO_2 روند نزولی از نمونه‌های دیوریتی به سمت سنگ‌های قطب اسیدی (گرانیت‌ها) دیده می‌شود. این امر احتمالاً ناشی از وفور پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول کلسیک در ترم‌های کمتر تفریق یافته منطقه است.

همچنین گرایش ترکیب پلاژیوکلازها به سمت ترکیبات دارای آنورتیت کمتر و آل بیت بیشتر نیز باعث ایجاد چنین روندی در نمودار $\text{CaO} - \text{SiO}_2$ می‌شود. روند نزولی گفته شده از ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I عنوان شده است (Czamanske *et al.*, 1981; Chappell and White, 1992). به‌طور کلی روندهای مشاهده شده در نمودارهای اکسید عناصر اصلی در مقابل SiO_2 نشان می‌دهد که کانی‌های پلاژیوکلاز، هورنبلند و مگنتیت، نقش اصلی را در طول تبلور سنگ‌های گرانیتوئیدی ایفا کرده‌اند.

در نمودار $\text{SiO}_2 - \text{Rb}$ (شکل ۵)، مقادیر Rb در نمونه‌های مختلف در مقابل افزایش SiO_2 روند صعودی نشان می‌دهد و در گرانیت‌ها به بالاترین مقدار خود می‌رسد. از آنجایی که شعاع یونی این عنصر ($1/47 \text{ \AA}$) بسیار نزدیک به شعاع یونی K ($1/33 \text{ \AA}$) است، بنابراین، می‌تواند جانشین پتاسیم شود (Taylor, 1965). روند مشاهده شده در این نمودار شبیه روند افزایش K در نمودار $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ است. بنابراین، افزایش Rb با افزایش کانی‌های حاوی پتاسیم مانند بیوتیت و ارتوز در ترم‌های اسیدی، سازگار است.

از طرف دیگر Icenhower و London (۱۹۹۶) معتقدند که ضریب توزیع LILE قویاً به‌وسیله ترکیب سیلیکات‌های اصلی، به‌ویژه فلدسپارها و میکاها کنترل می‌شوند. غنی‌شدگی Rb و Cs همراه با تفریق نشان



شکل ۵ - نمودارهای عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 . نمادها مانند شکل ۳ هستند.

بین آن‌ها دیده نمی‌شود. تغییرات وانادیم نیز تا حدودی شبیه تغییرات TiO_2 و تا حدی Fe_2O_3 (شکل ۵) است. این عنصر در سنگ‌های کمتر تفریق یافته منطقه، حداکثر و در سنگ‌های اسیدی منطقه حداقل مقدار خود را دارد. به نظر می‌رسد که این تغییرات از فراوانی مودال کانی مگنتیت در سنگ‌های منطقه تأثیر پذیرفته، چرا که V می‌تواند به جای Fe^{3+} در شبکه مگنتیت وارد شود.

Nb نیز مانند عناصر Zr و Y ناسازگار بوده، مقدار آن با افزایش درجه تفریق بلوری افزایش می‌یابد. Pearce و Gale (۱۹۷۷) عنوان کردند که همه سنگ‌های آذرین که در بالای زون فرورانش هستند دارای Nb کمتر از ۱۵ ppm هستند. در کلیه نمونه‌های تجزیه شده مقدار Nb (جدول ۲) کمتر از این مقدار است (بجز نمونه HN301 که در آن $Nb = ۱۶/۶$ ppm است). این موضوع نشان می‌دهد که ماگمای مادر این کمپلکس، از گوشته‌ای به وجود آمده که بواسطه دهیدراسیون پوسته فرورونده (در یک محیط فرورانش)، تحت تأثیر فرآیند متاسوماتیسم قرار گرفته است.

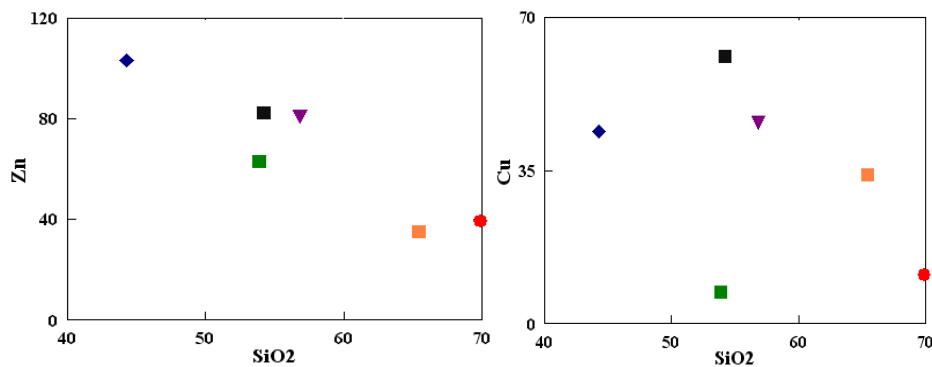
ارتباط مستقیمی که بین مقادیر REE و اکسیدهای Na_2O و K_2O وجود دارد (نشان داده نشده است) مؤید تفریق فلدسپار است (Solov'ev, 1998). در رابطه با مقدار تنگستن در سنگ، کانی‌هایی که می‌توانند حاوی W باشند، شامل فلدسپارها، کانی‌های فرعی و به مقدار کمتر کانی‌های مافیک هستند.

در پایان تفریق کانی‌های مافیک مانند بیوتیت منیزیم‌دار و کانی‌های فرعی تأخیری که برای تمرکز W مناسب هستند، باعث تمرکز آن در مذاب گرانیتی می‌شوند (Solov'ev, 1998). مقادیر مربوط به عناصر Cu و Zn نیز در سنگ‌های بازیک منطقه بیشتر است (شکل ۶).

بر اساس طبقه‌بندی Chappell و همکاران (۱۹۹۸) گرانیتوئیدهای منطقه از نوع دما بالا هستند. در گرانیت‌های I-type نوع دما بالا (High temperature I-type granite)، در ماگمای اولیه به دلیل درجه حرارت بالا و حلالیت بالای Zr، زیرکن به صورت محلول در ماگما حضور دارد. بنابراین، ماگما از Zr اشباع نیست. در این حالت همزمان با آغاز تفریق ماگما و جدایش بلورهای کومولایی، مقدار Zr در مذاب (و نیز در سنگ‌های حاصل از آن) افزایش می‌یابد تا زمانی که مذاب از زیرکن اشباع شود و تفریق آن از مذاب آغاز شود. همزمان با تفریق بلورهای زیرکن مقدار Zr در مذاب کاهش می‌یابد. ولی گرانیت‌های نوع I دمایی پایین (Low temperature I-type granite)، ابتدا از Zr اشباع هستند. بنابراین، همزمان با شروع تفریق ماگمایی، جدایش بلورهای زیرکن از مذاب آغاز می‌شود و مقدار Zr در برابر افزایش SiO_2 روند نزولی ثابتی را طی می‌کند (Chappell et al., 1989).

در بررسی نمودارهایی که مربوط به عناصر Ba و Y در گرانیت‌های نوع I دمایی پایین و دمای بالا هستند نیز نتایج مشابهی به دست می‌آید که در نمودارهای شکل ۵ برای مجموعه نطنز نیز قابل مشاهده است. البته، کاهش ناگهانی Ba در موزوگرانیت‌ها می‌تواند ناشی از تفریق بیوتیت در مراحل پایانی فرآیندهای ماگمایی نیز باشد.

پراکندگی کمی که در تغییرات Rb، Zr و Ba در برابر SiO_2 دیده می‌شود احتمالاً ناشی از آلودگی ماگما از طریق هضم سنگ دیواره است. افزایش Th که متناسب با افزایش SiO_2 است (شکل ۵) می‌تواند به عنوان یکی از وجوه تشابه گرانیتوئید مورد مطالعه با گرانیت‌های تیپ I باشد، زیرا به عقیده Chappell و White (۱۹۹۲) در گرانیت‌های تیپ I، مقدار Th با افزایش SiO_2 زیاد می‌شود، در حالی که در گرانیت نوع S تغییرات مهمی

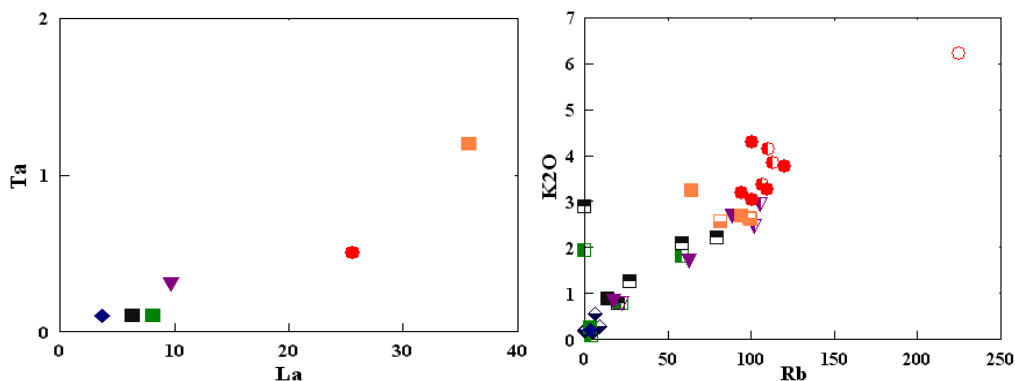


شکل ۶- نمودارهای تغییرات عناصر Zn و Cu در مقابل SiO_2 ، نمادها مانند شکل ۳ هستند.

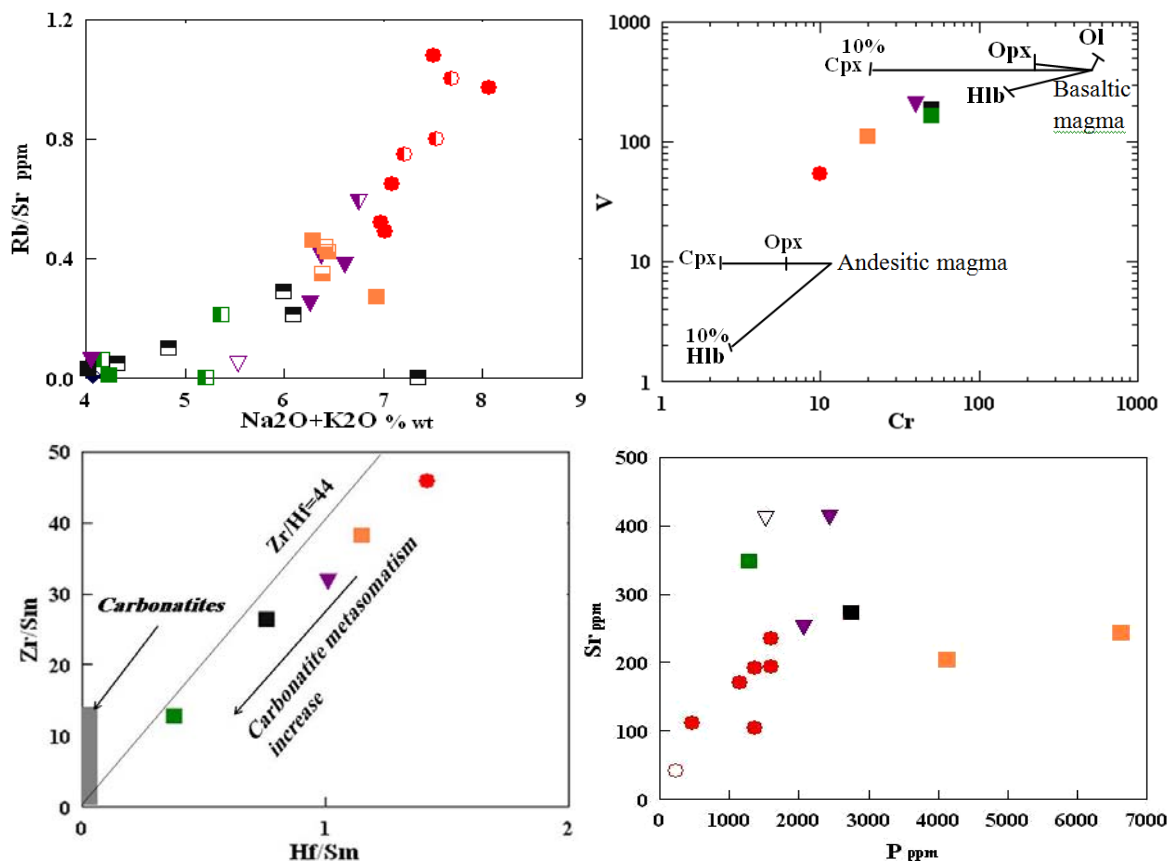
بحث

طبق نظر Bau (۱۹۹۶) چنانچه این نسبت بین ۲۴-۳۴ باشد، معادل با مقدار معمول در ماگماست و دگرسانی مراحل آخر ماگمایی در آن توده به میزان کمی در تغییر مقدار عناصر مؤثر بوده است. این نسبت در مجموعه نفوذی نطنز بین ۲۸/۵۹-۲۶/۱۹ قرار می‌گیرد (Forster *et al.*, 1999). همان‌طور که در نمودار Rb/Sr در مقابل Na_2O+K_2O (Vernikovskaya, 2002) ملاحظه می‌شود، نسبت Rb/Sr در گرانیت‌ها با افزایش آلکالینیته زیادتر می‌شود (شکل ۸). در شکل ۸ و در نمودار Zr/Sm در مقابل Hf/Sm رابطه خطی دیده می‌شود. احتمالاً این ارتباط خطی و جهت آن که به سمت محدوده کربناتیت است، نشان‌دهنده این است که تغییرات فراوانی نسبت‌های حاوی Zr، Hf و Sm در منبع گوشته‌ای، عمدتاً ناشی از کربنات‌ها هستند و می‌تواند نشانه متاسوماتیزم به وسیله سیالات غنی از کربنات به میزان متغیر باشد (Dupuy *et al.*, 1992).

عناصر ناسازگار رفتار ژئوشیمیایی متفاوتی در برابر فرایندهای ثانویه نشان می‌دهند. بنابراین، ترسیم رفتار عناصر ناسازگار متحرک در مقابل عناصر ناسازگار غیر متحرک می‌تواند نشان دهنده این باشد که آیا مقدار عناصر در طی فرایندهای ثانویه تغییر کرده است یا خیر؟ (Schiano *et al.*, 1993). همان‌طور که در شکل ۷ دیده می‌شود مقادیر این عناصر ارتباط مثبت خوبی با هم نشان می‌دهند. این روندها مشخصه فرایندهای ماگمایی (از قبیل درجات متغیر ذوب بخشی و یا تفریق بلوری) هستند و به نظر نمی‌آید که از دگرسانی سنگ‌ها نتیجه شده باشند. بنابراین تغییرات ژئوشیمیایی که در این سنگ‌ها دیده می‌شود، عمدتاً به فرایندهای پتروژنتیکی مربوط است. راه دیگری که می‌توان به وسیله دگرسانی توده را در مراحل آخر ماگمایی مشخص کرد، محاسبه نسبت Y/Ho در سنگ است؛ به این صورت که



شکل ۷- تغییرات عناصر ناسازگار متحرک در مقابل عناصر ناسازگار غیر متحرک، نمادها مانند شکل ۳ هستند.



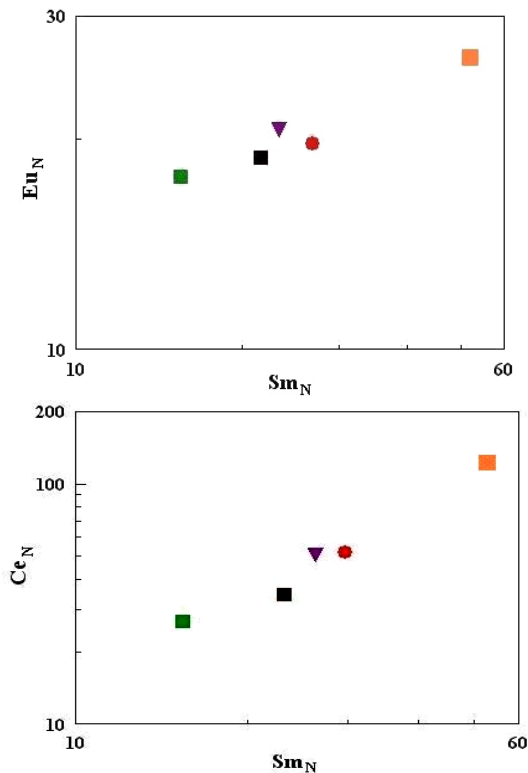
شکل ۸- نمودار تغییرات Rb/Sr در مقابل $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ، نمودار تغییرات V در مقابل Cr و روند تفریق کانی‌های مختلف، نمودار تغییرات Zr/Sm در مقابل Hf/Sm (Dupuy *et al.*, 1992)، و نمودار تغییرات Sr در برابر P. نمادها مانند شکل ۳ هستند.

متبلور نشده‌اند، بلکه قبل از به‌وجود آمدن این گابروها، ماگمای مادر فرآیندهای تفریق بلوری البومین و اسپینل و کلینوپیروکسن را در طول تحولات ماگما (و در طی صعود آن به سمت پوسته بالایی) پشت سر گذاشته است. همچنین این موضوع می‌تواند به افزایش مقادیر عناصر ناسازگار نسبت به ماگمای اولیه کمک کند. نسبت Nb/Th در کلیه سنگ‌های منطقه ۰/۰۴ تا ۲/۱۱ است که با توجه به مقدار گفته شده توسط Whalen و همکاران (۲۰۰۶) ($\text{Nb/Th} < 3$) به‌عنوان مشخصه سنگ‌های کالک‌آلکالن در قوس، و نیز غنی‌شدگی Th نسبت به Nb می‌تواند تأییدی بر محیط قوس آتشفشانی برای مجموعه نفوذی مورد نظر باشد (Whalen *et al.*, 2006; Whalen *et al.*, 1997; Swinden *et al.*, 1997).

در حقیقت کربنات حاصل از متاسوماتیزم به مذاب‌های سیلیسی حاصل از متاسوماتیزم در منبع گوشته‌ای، اضافه و باعث بالا بردن عناصر ناسازگار آن‌ها در منبع گوشته‌ای شده است. به‌علت اینکه در نمودار عنکبوتی Nb نسبت به Ta تهی‌شدگی نشان می‌دهد، بنابراین، سیالات کربناتی مذکور باید از رسوبات کربناته بر روی پوسته اقیانوسی فرورونده حاصل شده باشند (Hoernle *et al.*, 2002)؛ حال آنکه اگر سیالات کربناته از آستونسفر مشتق شده بودند، Nb نسبت به Ta غنی‌شدگی نشان می‌داد (Rudnick *et al.*, 1993).

همچنین مقدار عنصر Yb (جدول ۲) در نمونه‌های گابروی منطقه کمتر از ۴ (به‌طور متوسط ۱/۲۴) است، پس می‌توان گفت که این گابروها از ماگمای اولیه

همچنین نسبت Nb/U در نمونه‌های گابرو و دیوریت منطقه به ترتیب (۶/۱۵ - ۲/۶۶) و نسبت Ce/Pb نیز در این نمونه‌ها به ترتیب (۴/۴۷ - ۲/۴۱) است که به‌طور واضح پایین‌تر از بازالت‌های پشته میان اقیانوسی و یا بازالت‌های جزایر اقیانوسی است (به ترتیب ۴۷ و ۲۷ از Hofman و همکاران، ۱۹۸۶). این موضوع می‌تواند مؤید حضور مواد پوسته‌ای در ناحیه منبع باشد (Yang *et al.*, 2005). نسبت‌های مورد نظر در گابروها به مراتب کمتر از دیوریت‌های منطقه است زیرا ماگمای مولد توده گابرویی در هنگام بالا آمدن و در کنار فرآیند تفریق بلوری، تنها متحمل آلودگی با پوسته شده است، در حالی که ماگمای دیوریتی حاصل اختلاط مذاب مافیک مشتق شده از گوشته با مذاب فلسیک حاصل از ذوب بخشی پوسته تحتانی است و در نتیجه حضور بیشتر مواد پوسته‌ای در دیوریت‌ها امری بدیهی است. تهی‌شدگی از HFSE نسبت به LILE و LREE معمولاً به‌عنوان نشانه‌ای از ماگماهای مشتق شده از پوسته قدیمی و یا ماگماهای مربوط به قوس آتشفشانی است (Pearce *et al.*, 1984).



شکل ۹- نمودارهای لگاریتمی $Ce_N - Sm_N$ و $Eu_N - Sm_N$ نمادها مانند شکل ۳ هستند. (Kovalenko, *et al.*, 1983).

در نمودارهای عنکبوتی شکل ۱۰ عنصر Ba نیز در سنگ‌های منطقه بی‌هنجاری مثبت (در صورت نرمالیزاسیون نسبت به کاندزیت) نشان می‌دهد. بی‌هنجاری منفی P به سمت ترم‌های اسیدی و حد واسط کاهش پیدا می‌کند که با افزایش مقدار آپاتیت در این سنگ‌ها، به‌ویژه در کوارتزومونزونیت‌ها سازگار است. همچنین غنی‌شدگی از K و Ba و نیز LREE، اندکی غنی‌شدگی در منبع را نشان می‌دهند (Solov'ev, 1998). Zr در گابروها و دیوریت‌ها نسبت به عناصر مجاور خود بی‌هنجاری منفی و در کوارتزومونزونیت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها بی‌هنجاری مثبت و

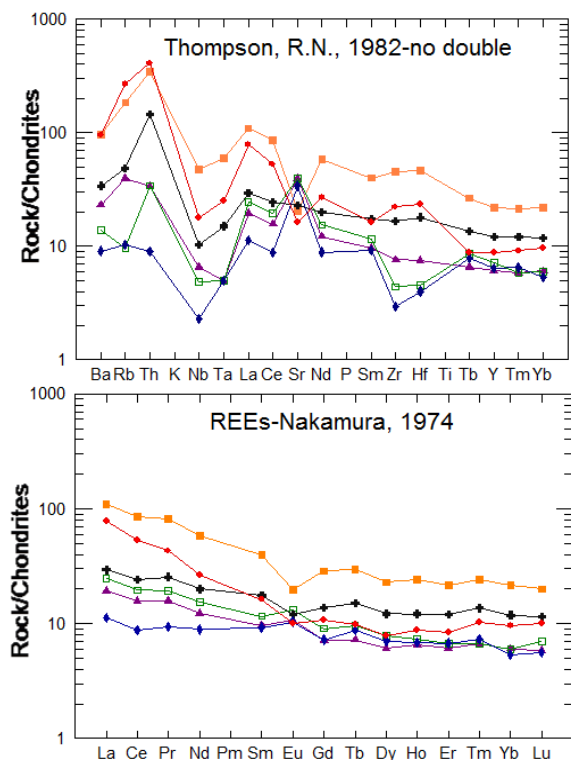
در نمودار شکل ۸ تغییرات V در مقابل Cr و نیز روند تفریق کانی‌های مختلف نشان داده شده است. در این نمودار دو نوع ماگمای اولیه در نظر گرفته شده است. نمونه‌های منطقه با در نظر گرفتن یک ماگمای اولیه با ترکیب آندزیت، روند تفریق غالب هورنبلند را نشان می‌دهند (Yang *et al.*, 2005). رابطه مثبت بین Sr و P (شکل ۸) نشان‌دهنده دخالت آپاتیت در میزان REE و مقدار Sr سنگ است (Popov *et al.*, 2001). اثر تفریق را در کمپلکس‌های مختلف می‌توان توسط نمودارهای $log Ce_N$ در مقابل $log Sm_N$ و نیز $log Eu_N$ در مقابل $log Sm_N$ (شکل ۹) مشاهده کرد

به عناصر نادر سنگین نشان می‌دهند که این غنی‌شدگی در همه سنگ‌های منطقه از بازیک تا اسیدی دیده می‌شود. سنگ‌های کمتر تفریق یافته در منطقه نسبت کمتری از عناصر LILE (مانند K, Rb, Ba و Th) نسبت به گرانیت‌های منطقه نشان می‌دهند. غنی‌شدگی جزئی از HREE در سنگ‌های بازیک منطقه مربوط به حضور کلینوپیروکسن در این سنگ‌هاست، زیرا این عناصر مشارکت بیشتری در ساختمان کلینوپیروکسن دارند. تفریق آمفیبول به میزان کم می‌تواند توجیه کننده تهی‌شدگی اندک در MREE نسبت به HREE در سنگ‌های تفریق یافته باشد (Gertisser and Keller, 2000).

همچنین فراوانی آمفیبول در سنگ‌های حدواسط، منجر به محو شدن بی‌هنجاری منفی Eu و ظهور بی‌هنجاری مثبت Eu در این سنگ‌ها شده است، زیرا آمفیبول بر خلاف پلاژیوکلاز بی‌هنجاری مثبت در Eu ایجاد می‌کند (Henderson, 1984). این مطلب می‌تواند توجیه کننده ناچیز بودن بی‌هنجاری منفی Eu (به ویژه در سنگ‌های حدواسط منطقه که غنی از آمفیبول هستند) باشد. در مقابل فراوانی پلاژیوکلاز می‌تواند باعث ظهور بی‌هنجاری مثبت Eu در سنگ‌ها شود (مانند نمونه‌های گابرو، دیوریت و کوارتزدیوریت منطقه). به طور کلی، نمونه‌های گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت و گرانیت بی‌هنجاری منفی از Eu نشان می‌دهند که این بی‌هنجاری کوچک منفی Eu با افزایش تفریق در ماگما افزایش می‌یابد.

همان‌طور که در شکل ۱۰ نیز مشاهده می‌شود، گرانیت‌ها و کوارتز مونزونیت‌ها که مربوط به مراحل پایانی تفریق هستند، در مقایسه با بقیه واحدها بی‌هنجاری منفی از Eu نشان می‌دهند. عنصر Nd در

در گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها نیز اندکی بی‌هنجاری مثبت نشان می‌دهد که با حضور بیشتر زیرکن در سنگ‌های حد واسط و اسیدی سازگار است. در رابطه با Sr نیز تهی‌شدگی این عنصر در ترم‌های تفریق یافته‌تر مربوط به تفریق پلاژیوکلاز است. در رابطه با عنصر Eu نیز، تبلور آمفیبول، بیوتیت و کانی‌های فرعی اندکی از بی‌هنجاری منفی Eu کم می‌کند. در اینجا مقادیر مربوط به Eu/Eu^* نیز تأییدی بر این مطلب است. مقادیر مذکور از ۰/۸۰ در گرانیت‌ها تا ۱/۳ در دیوریت‌ها تغییر می‌کند.



شکل ۱۰- نمودارهای فراوانی عناصر ناسازگار در سنگ‌های مجموعه نفوذی نطنز نسبت به ترکیب کندریت. Thompson (A) مجموعه نادر خاکی نسبت به کندریت (Nakamura, ۱۹۸۲)، (B) نمادها مانند شکل ۳ هستند. (1974).

در الگوهای عناصر نادر خاکی که نسبت به کندریت نرمالایز شده‌اند، عناصر نادر سبک غنی‌شدگی را نسبت

فرورانش کنترل می‌شود، در حالی که مقادیر عناصر LREE، Th و Ba می‌توانند توسط مذاب‌های سیلیکاته حاصل از رسوبات روی لیتوسفر اقیانوسی فرورونده منتقل شوند (Tiepolo *et al.*, 2002).

از آنجایی که نسبت‌های عناصر HFSE مانند Zr/Hf و Nb/Ta شبیه MORB است، پس گوشته زیر منطقه (در قبل از فرورانش) خصوصیتی شبیه MORB داشته است (Tiepolo *et al.*, 2002). عناصر LREE و LILE در کوارتزومونزونیت‌ها و گرانودیوریت‌ها از نظر مقدار، حد متوسط بین گابروها و گرانیت‌ها را نشان نمی‌دهند. این مطلب، گویای این است که این سنگ‌ها به واسطه فرآیند اختلاط بین گابرو و گرانیت ایجاد نشده‌اند (Xisheng, 1999). از طرف دیگر، همان‌طور که در نمودار شکل ۴ (K_2O در مقابل SiO_2) دیده می‌شود، گابروهای منطقه مقادیر پتاسیم بسیار پایینی دارند. بدیهی است که گابروهایی با این مقدار پتاسیم نمی‌توانند از طریق فرآیند تفریق، مولد ماگمای گرانیتی با درصد پتاسیم بالا باشند. همچنین از نظر روابط حجمی با توجه به حجم کمتر گابروها، نمی‌توان تفریق ماگمای گابرویی را عامل ایجاد توده گرانیتی دانست. بر اساس شواهد موجود به نظر می‌رسد که فرآیند ساده AFC که توسط Pourhoseini (۱۹۸۱) پیشنهاد شده است، نمی‌تواند عامل اصلی ایجاد تنوع سنگی مشاهده شده در این کمپلکس باشد.

شواهدی وجود دارد که نشان می‌دهد تفریق بلوری از ماگمای دیوریتی تا ماگمای مونزوگرانیتی نقش اصلی را در تحولات منطقه داشته است. این شواهد عبارتند از: (۱) ارتباط نزدیک مکانی و زمانی توده‌های مذکور؛ (۲) غالب بودن سنگ‌های دیوریتی نسبت به مونزوگرانیت و گرانودیوریت؛ (۳) نفوذ توده‌های مافیک‌تر (دیوریتی و

گابروها و دیوریت‌ها کمی بی‌هنجاری مثبت نشان می‌دهد که می‌تواند با حضور کلینوپیروکسن و تا حدودی الیوین در این سنگ‌ها توجیه شود. مقدار نسبتاً زیاد عناصر نادر خاکی (حدود ۱۰ تا ۴۰ برابر کندریت) را می‌توان نشانه‌ای از نقش فرآیند تفریق و یا درجات مختلفی از ذوب بخشی دانست. پایین بودن مقدار Al_2O_3 (< 15%) در گرانیتوئیدهای منطقه، مقدار پایین Sr، فقدان بی‌هنجاری مهمی از Eu، غنی‌شدگی نسبتاً کم از LREE و الگوهای عناصر نادر تخت، نشان دهنده تشکیل آن‌ها در فشار کمتر از ۵ کیلوبار است، که در این صورت می‌توان حضور پلاژیوکلاز و نبود گارنت به‌عنوان باقی‌مانده ذوب در منشأ آن‌ها را در نظر گرفت (Rapp *et al.*, 1991; Beard and Lofgren, 1989; Springer and Seck, 1997).

به عبارت دیگر، مذاب‌ها در خارج از محدوده پایداری گارنت تولید شده‌اند و ذوب بخشی در شرایط پایداری اسپینل بوده است. سنگ‌های غنی از پتاسیم، از عناصر ناسازگار (مانند U، Th و Rb) نیز غنی شده‌اند که نشان‌دهنده مشارکت سنگ‌های پوسته‌ای در ماگمای سازنده این سنگ‌هاست.

در حقیقت، غنی‌شدگی از K، Rb و Th و نیز تهی‌شدگی از P، Ti و Sr از خصوصیات ماگماهای پوسته‌ای است (Chappell and White, 1992; Harris *et al.*, 1986) و می‌تواند نشان‌دهنده آغشتگی با پوسته بالایی در طی تحولات ماگمایی باشد. توجیه دیگری که برای غنی‌شدگی و تهی‌شدگی عناصر مذکور می‌توان ارائه کرد، به سیالات و مذاب‌های حاصل از رسوبات پوسته فرورونده مربوط است. فراوانی عناصر HFSE و HREE در مذاب‌های مشتق شده از گوشته تحت فرورانش عمدتاً به واسطه ترکیب آن گوشته در قبل از

نشان‌دهندهٔ تفریق کانی‌های مافیک باشد، زیرا ضریب جدایش این عناصر در کانی‌های مافیک پایین است. کاهش بیشتر Sr (در %63 SiO₂) و REE (به‌ویژه Eu) مربوط به تفریق پلاژیوکلاز همراه با کانی‌های مافیک است.

غنی‌شدگی از عناصر کمیاب ناسازگار در سنگ‌های منطقه را، می‌توان به‌واسطهٔ غنی‌شدگی در منبع گوشته‌ای، درجهٔ کم ذوب‌بخشی، تفریق بلوری و یا آلودگی پوسته‌ای توجیه کرد (Alici *et al.*, 1998). Thompson و همکاران (۱۹۸۳) و Fitton و همکاران (۱۹۹۱) بیان کرده‌اند که غنی‌شدگی از LILE و تهی‌شدگی از Nb و Ti در بخش گوشته‌ای لیتوسفر، به واسطهٔ سیالاتی که از مراحل اولیهٔ فرورانش جدا شده‌اند، به‌وجود می‌آید.

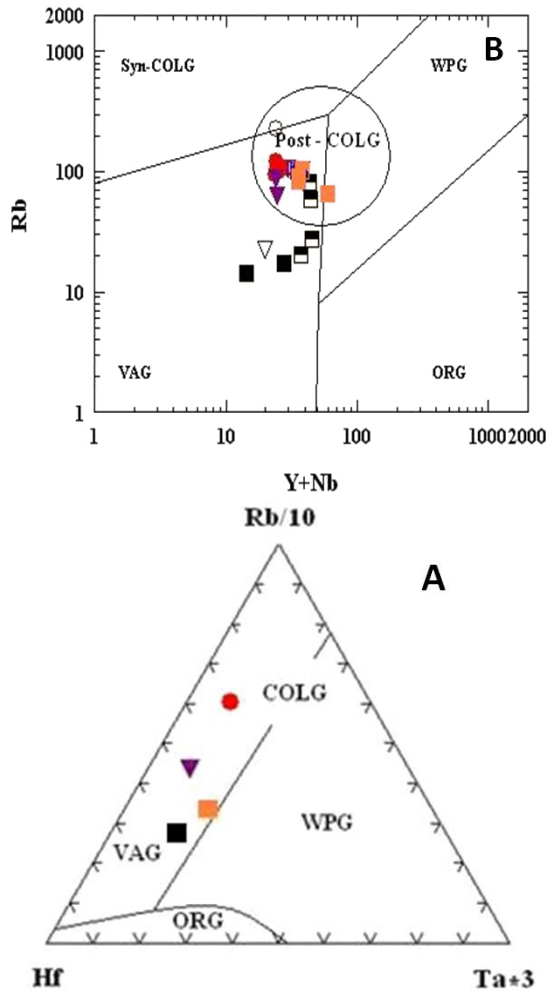
در حقیقت، باقی ماندن Ti و Nb در کانی‌های باقی‌مانده (مانند روتیل، تیتانومگنتیت، اسفن و ایلمنیت) در طول ذوب بخشی بر روی بخش بالایی قطعهٔ فرورونده، می‌تواند باعث کمبود این عناصر در مذاب‌های آبدار شود (Saunders *et al.*, 1980; Ringwood, 1990) و خروج عناصر LILE توسط مذاب‌ها از قطعهٔ فرورونده موجب شکل‌گیری بخش متاسوماتیزه گوهٔ گوشته‌ای بالای خود می‌شود (Alici *et al.*, 1998). از طرف دیگر، بر اساس نظر Rudnick و Gao (۲۰۰۳) تهی‌شدگی از Nb و Ti همراه با غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک ویژگی بارز پوستهٔ قاره‌ای است، چرا که بخش اعظمی از پوسته در جایگاه‌های برخوردی تشکیل شده است (Patchett, 1992; Plank and Langmuir, 1998; Barth *et al.*, 2000; Patchett and Chase, 2002). بنابراین، تهی‌شدگی از Nb و Ti می‌تواند نشانه‌ای از آلودگی پوسته‌ای و یا ذوب مجدد آن، نیز باشد (Swain *et al.*,

که با ترکیبات تفریق یافته‌تر دنبال شده؛ (۴) افزایش عناصر آلكالی، LILE و HFSE و نیز کاهش FeO_{total}، TiO₂ و CaO و دیگر عناصر فرومنیزین در ترم‌های تفریق یافته‌تر؛ (۵) تغییرات عناصر ناسازگار که دارای روند خطی بوده و به سمت سنگ‌های تفریق یافته بیشتر می‌شوند؛ (۶) افزایش عمومی در میزان REE ترم‌های تفریق یافته‌تر؛ (۷) مشاهده تغییرات سیستماتیک در کانی‌شناسی مودال در سنگ‌های منطقه (هنرمند، ۱۳۸۵) (برای مثال خروج ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن و تبلور آمفیبول، بیوتیت و آپاتیت در مراحل بعدی) و نیز تغییرات منظم در شیمی کانی‌ها همراه با افزایش SiO₂ (Gertisser and Keller, 2000). همهٔ موارد مذکور نشان می‌دهند که تحولات دیوریت منطقه به سمت مونزوگرانیت عمدتاً در طی تفریق بلورین پلاژیوکلاز + کلینوپیروکسن ± ارتوپیروکسن ± مگنتیت ± آمفیبول ± آپاتیت (از دیوریت تا گرانودیوریت) ± بیوتیت ± آلكالی فلدسپار (از گرانودیوریت تا مونزوگرانیت) بوده است.

فراوانی سنگ‌های بازیک تا حدواسط در این مجموعه، احتمال وجود یک منبع گوشته‌ای را هم برای گابروها و هم برای گرانیتوئیدها بیشتر می‌کند. الگوی REE در کلیهٔ سنگ‌های مجموعهٔ گرانیتوئید منطقه مشابه است، به استثنای Eu که با افزایش سیلیس سنگ بی‌هنجاری منفی مهم‌تری نشان می‌دهد. این موضوع می‌تواند درجهٔ بالایی از تفریق را نشان دهد (Grigoriev and Pshenichny, 1998).

الگوی عناصر نادر خاکی گرانیتوئیدها در مقایسه با گابروها، غنی‌شدگی بیشتری از LREE را نسبت به HREE نشان می‌دهد (شکل ۱۰). تغییر الگوی عناصر نادر خاکی از دیوریت به گرانودیوریت، می‌تواند

هاله دگرگونی مجاورتی همراه با اپیدوتیزاسیون در کنتاکت توده با سنگ‌های اطراف، می‌توان نتیجه گرفت که فرآیند stopping و جایگزینی دیاپیری در استقرار مجموعه نفوذی نطنز مؤثر بوده‌اند (Arslana and Aslan, 2006).



شکل ۱۱- موقعیت نمونه‌های گرانیتوئید کمپلکس نطنز در نمودارهای: (A) Harris و همکاران (۱۹۸۶)، (B) Pearce و همکاران (۱۹۸۴). نمادها مانند شکل ۳ هستند.

نتیجه‌گیری

مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که مجموعه نفوذی نطنز دارای تنوع سنگ‌شناسی از بازیک تا فلسیک بوده، بخش اعظم آن

(2008). ارائه نظر قطعی در این خصوص منوط به در اختیار داشتن داده‌های ایزوتوپی Nd است. در شکل ۱۱ موقعیت نمونه‌های مجموعه گرانیتوئیدی نطنز بر روی نمودارهای Pearce و همکاران (۱۹۸۴) و Harris و همکاران (۱۹۸۶) نمایش داده شده است. همان‌طور که در این نمودارها ملاحظه می‌شود، نمونه‌ها عمدتاً در محدوده مربوط به قوس‌های آتشفشانی و نیز محدوده پس از برخورد قرار می‌گیرند. همچنین، بر اساس رده‌بندی Barbarin (۱۹۹۹) و Frost (۲۰۰۱) مجموعه گرانیتوئید نطنز به ترتیب در رده‌های ACG و کالک‌آلکان مت‌آلومینوس منیزیم قرار می‌گیرد. بر اساس نظر Castillo و همکاران (۲۰۰۷) گدازه‌های مربوط به مناطق فرورانش با نسبت بالای از LREE/HFSE و LILE/HFSE و نیز بی‌هنجاری منفی در Hf, Ta, Nb و گاهی بی‌هنجاری منفی در Zr و Ti مشخص می‌شوند. شیب منفی نمودارها و آنومالی‌های گفته شده، همگی با یک محیط تکتونیکی قوس هم‌پهنگی دارند (برای مثال: Eggin و Tatsumi, ۱۹۹۵). در سنگ‌های مافیک منطقه LILE, Th و U نسبت به LREE و HFSE غنی‌شدگی نشان می‌دهند. همچنین، در این نمودارها بخش عناصر نادر خاکی سبک اندکی کاهش نشان می‌دهد (شیب به سمت پایین) و بخش عناصر نادر خاکی سنگین تقریباً صاف است که این نیز از ویژگی‌های مناطق فرورانش است (Gertisser and Keller, 2000). غنی‌شدگی نسبی در LILE و LREE نتیجه متاسوماتیسم گوشته بر اساس سیالات آزاد شده از قطعه فرورونده است زیرا این عناصر حلالیت بیشتری نسبت به HFSE دارند (Castillo et al., 2007). با توجه به شواهدی، همچون (۱) مرز ناگهانی توده با سنگ‌های دیواره؛ (۲) فراوانی زینولیت‌های سنگ دیواره در حاشیه توده نفوذی، و (۳)

ترکیب حد واسط دارد. به این ترتیب، در منطقه مورد مطالعه با توجه به مطالعات کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، ژئوشیمیایی و ویژگی‌های زمین‌شناسی، چنین به نظر می‌رسد که احتمالاً ذوب آب‌زدایی قطعه فرورونده موجب تولید سیالاتی می‌شود که این سیالات با تأثیر بر روی گوّه گشته‌ای بالایی که به احتمال زیاد از جنس اسپینل لرزولیت است (گوشته گارنت لرزولیتی با خصوصیات عناصر کمیاب سازگار نیست)، باعث تولید مذاب‌های مافیک می‌شوند. مذاب‌های مافیک ایجاد شده به داخل پوسته نفوذ کرده، در طی صعود خود اندکی آلودگی پوسته‌ای را متحمل می‌شوند (نتایج آنالیز نسبت‌های اولیه Sr مربوط به Pourhoseini (۱۹۸۱) نیز موضوع آلودگی پوسته‌ای را تأیید می‌کند) و نهایتاً به شکل توده گابرویی جایگزین می‌شوند.

بخشی از مذاب مافیک مذکور که در زیر پوسته تحتانی تشکیل اتاق ماگمایی را می‌دهد (پس از گذشتن مدت زمان لازم و رسیدن دمای سنگ‌ها به سولیدوس) موجب ذوب‌بخشی پوسته شده، مذاب فلسیک تولید شده با مذاب مافیک مشتق شده از گوشته اختلاط می‌یابند. ماگمای دیوریتی تولید شده در طی این فرآیند، به سمت پوسته بالایی صعود می‌کند و سرانجام

در فشار حدود ۲ کیلو بار (بر اساس محاسبات فشارسنجی با استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌ها، هنرمند، ۱۳۸۵)، به واسطه فرآیند تفریق بلوری از دیوریت تا مونزوگرانیت، به ایجاد مجموعه گرانیتوئیدی مذکور منجر می‌شود. مدل احتمالی ارائه شده با تشکیل مجموعه مورد نظر در یک محیط قوس آتشفشانی هماهنگی دارد (تشکیل این کمپلکس در یک محیط قوس آتشفشانی با نتایج حاصل از مطالعات Pourhoseini (۱۹۸۱) نیز سازگار است). اما چنانچه سن برخورد صفحه عربستان با ایران را کرتاسه در نظر بگیریم (برای مثال: Berberian و King، ۱۹۸۱ و Alavi، ۱۹۹۴)، در این صورت باز هم با مدل ارائه شده منافاتی ندارد. در حقیقت، مذاب‌های مافیک حاصل از گوشته‌ای که برای مدت طولانی تحت تأثیر فرورانش بوده‌اند، طبیعی است که خصوصیات مربوط به مناطق فرورانشی را نشان می‌دهند.

سپاسگزاری

از پرفسور Murata به خاطر در اختیار قرار دادن امکانات آزمایشگاه XRF در دانشگاه ناروتو در کشور ژاپن، سپاسگزاریم.

منابع

- باباخانی، ع.، خلعت‌بری جعفری، م. و علائی‌مهابادی، س. (۱۳۷۲) نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ نطنز. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- زاهدی، م. و رحمتی، م. (۱۳۷۹) نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ نطنز. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- هنرمند، م. (۱۳۸۵) مطالعات پتروگرافی، پترولوژی و پتروژنز توده‌های نفوذی غرب و جنوب غرب نطنز با نگرشی بر تعیین شرایط ترمودینامیکی تبلور. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، ایران.
- هنرمند، م.، موید، م.، جهانگیری، ا. و احمدیان، ج. (۱۳۸۸) کانی‌شناسی، دما - فشارسنجی و تعیین سری ماگمایی مجموعه آذرین نفوذی نطنز. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۳ (۱۷): ۳۲۵ تا ۳۴۲.
- Alavi, M. (1994) Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and Interpretations. *Tectonophysics* 229: 211-238.

- Alici, P., Temel, A., Gourgaud, A., Kieffer, G. and Gundogdu, M. N. (1998) Petrology and geochemistry of potassic rocks in the Gölcük area (Isparta, SW Turkey): genesis of enriched alkaline magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85: 423–446.
- Arslana, M. and Aslan, Z. (2006) Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 27: 177–193.
- Barbarin, B. (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46: 605–626.
- Barth, M. G., McDonough, W. F. and Rudnick, R. L. (2000) Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust. *Chemical Geology* 165 (3–4): 197–213.
- Bau, M. (1996) Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf and Lanthanide tetrad effect. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 123: 323–333.
- Beard, J. S. and Lofgren, G. E. (1989) Effect of water on the composition of partial melts of greenstone and amphibolite. *Science* 244: 195–197.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* 18: 210–265.
- Castillo, P. R., Rigby, S. J. and Solidum, R. U. (2007) Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: Geochemical evidence from the Sulu Arc, southern Philippines. *Lithos* 97: 271–288.
- Cawthorn, R. G. (1994) Formation of chlor- and fluor-apatite in layered intrusions. *Mineralogical Magazine* 58: 299–306.
- Chappell, B. W., Bryant, C. J., Wyborn, D. and White, A. J. R. (1998) High- and low- temperature I-type granites. *Resource Geology* 48: 225–235.
- Chappell, B. W. and White A. J. R. (1992) I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth sciences* 83: 1–26.
- Czamanske, G. K., Ishihara, S. and Atkin, S. A. (1981) Chemistry of rock forming minerals of the Cretaceous-Paleocene batholith in southwestern Japan and implications for magma genesis. *Journal of Geophysical Research* 86: 10431–10469.
- Dupuy, C., Liotardand, J. M. and Dostal, J. (1992) Zr/Hf fractionation in intraplate basaltic rocks: carbonate metasomatism in the mantle source. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56: 2417–2423.
- Fitton, J. G., James, D. and Leeman, W. P. (1991) Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the Western United States: compositional variations in space and time. *Journal of Geophysical Research* 96(B8): 13693–13711.
- Forster, H. J., Tischendorf, G., Trumbull, R. B. and Gottesmann, B. (1999) Late – collisional granites in the Variscan Erzgebirge, Germany. *Journal of petrology* 40: 1613–1645.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, S. R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42: 2033–2048.
- Gaetani G. A and Grove T. L. (1993) Bryan WB The influence of water on the petrogenesis of subduction-related igneous rocks. *Nature* 365: 332–334.
- Gertisser, R. and Keller, J. (2000) From basalt to dacite: Origin and evolution of the calc alkaline series of Salina, Aeolian Arc, Italy. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 139: 607–626.
- Grigoriev, S. I. and Pshenichny, C. A. (1998) Late Mesozoic post-collisional intermediate to silicic magmatism in the Badjal area, Far East of Russia. *Lithos* 45: 457–468.
- Gust, D. A. and Perfit M. R. (1987) Phase relations of a high Mg basalt from the Aleutian island arc: implications for primary island arc basalts and high -Al basalts. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 97: 7–18.

- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: M.P., Coward and A. C., Ries, (Eds.): *Collision Tectonics*. Geological Society London, Special Publication 19: 67–81.
- Henderson, P. (1984) *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, Oxford, New York.
- Hoernle, K., Tilton, G., Le Bas, M. J., Duggen, S. and Garbe Schonberg, D. (2002) Geochemistry of oceanic carbonatites compared with continental carbonatites: mantle recycling of oceanic crustal carbonate. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 142: 520–542.
- Hofmann, A., Jochum, K., Seufert, M. and White, M. (1986) Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 33: 33–45.
- Icenhower, J. and London, D. (1995) An experimental study of element partitioning among biotite, muscovite, and coexisting peraluminous granitic melt at 200 MPa (H₂O). *American Mineralogist* 80: 1229–1251.
- Icenhower, J. and London, D. (1996) Experimental partitioning of Rb, Cs, Sr, and Ba between alkali feldspars and peraluminous melt. *American Mineralogist* 81: 719–734.
- 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: 523–548.
- Kovalenko, V. I., Koval., P. V., Konusova, V. V. (1983) On the geochemistry of rare earth elements in Intrusive rocks of the calc alkaline series. *Geokhimiya* 2: 172–188.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1985) A chemical classification of volcanic rocks based on the total Alkali – Silica Diagram. *Journal of Petrology* 27 (3): 745–750.
- Maniar, P. D. and Picooli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635–643.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in arbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica acta* 38: 757–775.
- Patchett, P. J. (1992) Isotopic studies of Proterozoic crustal growth and evolution. In: K.C. Condie (Ed.): *Proterozoic Crustal Evolution*. Elsevier, Amsterdam.
- Patchett, P. J. and Chase, C. G. (2002) Role of transform continental margins in major crustal growth episodes. *Geology* 30 (1): 39–42.
- Pearce, J. A. and Gale, G. H. (1977) Identification of ore deposition environment from trace- element geochemistry of associated igneous host rocks. In: *Volcanic processes in Ore genesis*. Institute Mining Metallurgy. Geological Society London, Special Publication 7: 14–24.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 25: 956–983.
- Plank, T. and Langmuir, C. H. (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology* 145: 325–394.
- Popov, V. S., Nikiforova, N. F., Bogatov, V. I., Lyapunov, S. M. and Tikhomirov P. L. (2001) The multiple gabbro-granite intrusive series of the Syrostan pluton, southern Urals. *Geochemistry International* 39: 732–747.
- Pourhosseini, F. (1981) *Petrogenesis of Iranian Plutons, a study of the Natanz and Bazman Intrusive complexes*. Ph.D. Thesis, Cambridge University. Geological Survey of Iran.
- Rapp, R. P., Watson, E. B. and Miller, C. F. (1991) partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalities, Precambrian granitoids: petrogenesis, geochemistry and metallogeny. *Precambrian Research* 51: 1–25.

- Rickwood, P. C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams, which use oxides of major and minor elements. *Lithos* 22: 247-263.
- Ringwood, A. E. (1990) Slab-mantle interactions: petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. *Chemical Geology* 82: 187-207.
- Rudnick, R. L. and Gao, S. (2003) Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.) *The Crust*. In: H. D., Holland and K. K., Turekian (Eds.): *Treatise on Geochemistry*. Elsevier/Pergamon, Oxford 3: 1-64.
- Rudnick, R. L., McDonough, W. F. and Chappell, B. W. (1993) Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: Petrographic and geochemical characteristics. *Earth and Planetary Science Letters* 114: 463-475.
- Sack, R. O., Carmichael, I. S. E., Rivers, M. and Chiroso, M. S. (1980) Ferric-Ferrous equilibria in natural silicates liquids at 1 bar. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 75: 369-376.
- Saunders, A. D., Tarney, J. and Weaver, S. D. (1980) Transverse geochemical variations across Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 46: 344-360.
- Schiano, P., Dupre, B. and Lewin, E. (1993) Application of trace element concentration variability to the study of basalt alteration (Fangataufa atoll, French Polynesia). *Chemical Geology* 104: 99-124.
- Shelley, D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall, London.
- Solov'ev S. G. (1998) Rare-earth and other trace elements in rocks from W-bearing magmatic complexes of the Southern Tien Shan. *Geochemistry international* 36: 1133-1146.
- Springer, W. and Seck, H. A. (1997) Partial fusion of basic granulites at 5 to 15 kbar: implications for the origin of TTG magmas. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 127: 30-45.
- Swain, G. Barovich, K., Hand, M., Ferris G. and Schwarz, M. (2008) Petrogenesis of the St Peter Suite, southern Australia: Arc magmatism and Proterozoic crustal growth of the South Australian Craton. *Precambrian Research* (in press).
- Swinden, H. S., Jenner, G. A. and Szybinski, Z. A. (1997) Magmatic and tectonic evolution of the Cambrian-Ordovician Laurentian margin of Iapetus: Geochemical and isotopic constraints from the Notre Dame Subzone, Newfoundland. In: K., Sinha, J. B., Whalen and J. P., Hogan (Eds.): *The Nature of Magmatism in the Appalachian Orogen*. Geological Society of America 191: 367-395.
- Tatsumi, Y. (1995) *Eggs S Subduction zone magmatism*. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Taylor, S. R. (1965) The application of trace element data to problems in petrology. *Physics and Chemistry of The Earth* 6: 133-213.
- Thompson, A. B. (1982) Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scottish Journal of Geology* 18: 49-107.
- Thompson, R. N., Morrison, M. A., Dickin, A. P. and Hendry, G. L. (1983) Continental flood basalts. Arachnids rule OK? In: C.J., Hawkesworth and M. J., Norry (Eds.): *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich 158-185.
- Tiepolo, M., Tribuzio, R. and Vannucci R. (2002) The compositions of mantle-derived melts developed during the Alpine continental collision. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 144: 1-15.
- Vernikovskaya, A. E., Pease, V. L., Vernikovskiy, V. A., Gee, D. G. and Travin, A. V. (2002) Geochemistry and petrology of Neoproterozoic granites of the Mamont-Shrenk Terrane, Central Taimyr. *Geochemistry International* 40: 435-446.

- Wall, V. J., Clemens, J. D. and Clarke, D. B. (1987) Models for granitoid evolution and source compositions. *Journal of Geology* 95: 731-749.
- Whalen, J. B, McNicoll V. J., van Staal., C. R., Lissenberg, C. J., Longstaffe F. J., Jenner G. A. and van Breeman, O. (2006) Spatial., temporal and geochemical characteristics of Silurian collision-zone magmatism, Newfoundland Appalachians: An example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break-off. *Lithos* 89: 377-404.
- Whalen, J. B., Jenner, G. A., Longstaffe, F. J., Garipey, C. and Fryer, B. (1997) Implications of granitoid geochemical and isotopic (Nd,O,Pb) data from the Cambro-Ordovician Notre Dame arc for the evolution of the Central Mobile Belt, Newfoundland Appalachians. In: A. K., Sinha, J. B., Whalen and J. P., Hogan (Eds.): *The Nature of Magmatism in the Appalachian Orogen*. Geological Society of America 191: 367-395.
- Wones, R. D. (1989) Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks. *American Mineralogist* 74(7-8): 744-749.
- Xu, X., Dong, C., Li, W. and Zhou, X. (1999) Late Mesozoic intrusive complexes in the coastal area of Fujian, SE China: the significance of the gabbro-diorite – granite association. *Lithos* 46: 299-315.
- Yang, J.H., Chung, S. L., Wilde, S. A., Wu, F., Chu, M. F., Lo, C. H. and Fan, H. R. (2005) Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China: geochronological., geochemical and Nd-Sr isotopic evidence. *Chemical Geology* 214: 99- 125.
- Yoder, H. S. Jr. and Tilley, C. E. (1962) Origin of Basalt Magmas: An Experimental Study of Natural and Synthetic Rock Systems. *Journal of Petrology* 3: 342-532.

The study of geochemical characteristics of Natanz plutonic complex, North of Isfahan

Maryam Honarmand¹, Mohsen Moayyed^{*1}, Ahmad Jahangiri¹, Jamshid Ahmadian² and Noushin Bahadoran²

¹Department of Geology, Faculty of Science, Tabriz University, Tabriz, Iran

²Department of Geology, Payame Noor University, 19395-4697 Tehran, I. R. of Iran

Abstract

The Natanz plutonic complex is located 120 km north of Isfahan and in the Orumieh - Dokhtar magmatic belt. These Oligocene - Miocene plutons are intruded into the volcanics of Eocene. Based on petrographic studies, the Natanz complex is composed of six types of rocks, including gabbro, diorite, quartz-diorite, quartz-monzonite, granodiorite and granite. Field, mineralogy and geochemical studies indicate that the parental magma of this complex is I-type in nature, calc-alkaline and meta-aluminous. Magma produced gabbro resulted from melting of metasomatized upper mantle which have undergone differentiation prior to emplacement. The parental magma of granitoid rocks is diorite that produced from mixing of mantle-derived mafic magma and crustal melting magma. The geochemical characteristics of rare earth elements are comparable to other subduction-related magmatic rock suites. The flat REE pattern in these magmas may require their derivation by partial melting from a garnet-poor source. Petrological evidence show that fractional crystallization from dioritic magma to monzogranitic magma was the main role in the genesis of these rocks. Tectono-magmatic setting of this complex may be subduction related magmatism or post-collisional magmatism due to extensional phases after collision of Arabic and Central Iran microcontinent.

Keywords: Orumieh – Dokhtar, Fractional crystallization, Active continental margin, Calc-alkaline, Natanz, I-type

* moayyed@tabrizu.ac.ir