

شیمی کانی‌های اصلی در توده نفوذی نصرند و دایک‌های آن

فاطمه سرجوقیان^{۱*}، جمشید احمدیان^۲ و علی کنعانیان^۳

^۱ گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵، ایران

^۳ دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

چکیده

توده نفوذی نصرند در قسمت مرکزی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده و از لحاظ سنگ‌شناسی به طور عمده از گرانیت و گرانودیوریت تشکیل شده است. این توده میزبان دایک‌های متعدد با روند شمال غرب-جنوب شرق است. گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها حاوی مقادیر مختلفی از کانی‌های پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول هستند. در حالی که در دایک‌ها علاوه بر کانی‌های بیان شده، پیروکسن نیز دیده می‌شود. آمفیبول‌های توده نفوذی از نوع کلسیک با $(Na+K)_A \leq 0.5$ بوده و ترکیب هورنبلند منیزیم‌دار دارد. در حالی که در دایک‌ها، آمفیبول با داشتن $Al^{VI} < Fe^{3+}$ و $(Na+K)_A > 0.5$ به سمت منیزیم‌هاستینگزیت متمایل شده است. ترکیب پلاژیوکلازها در سنگ‌های گرانیتی بین آلبیت تا الیگوکلاز و در دایک‌ها از آندزین تا لابرادوریت متغیر است. بیوتیت‌ها دارای نسبت $Fe/(Fe+Mg) > 3$ بوده و از منیزیم غنی هستند. پیروکسن‌ها در دایک‌ها از نوع کلینوپیروکسن و ترکیب اوژییتی دارد. شیمی کانی‌های بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن بیانگر آن است که این توده نفوذی کالک‌آلکالن بوده و در محیطی مرتبط با فروران‌ش شکل گرفته است. **واژه‌های کلیدی:** شیمی کانی‌ها، توده نفوذی نصرند، فروران‌ش، اردستان، کمربند ماگمایی ارومیه-دختر

مقدمه

توده نفوذی نصرند به سن پس از ائوسن در جنوب شرق شهرستان اردستان واقع شده است و بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری-رسوبی ایران (Aghanabati, 1998) در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر قرار دارد. پژوهشگران بسیاری عقیده دارند که کمربند ماگمایی ارومیه-دختر یک کمان

ماگمایی نوع آندی است که در اثر فروران‌ش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی طی کوهزایی آلپ شکل گرفته (Alavi, 1994; Stocklin, Sengor, 1991) و (Shahabpour, 2007; Mohajjel et al., 2003) موجب شکل‌گیری فعالیت‌های آذرین ائوسن-میوسن از گابرو تا گرانیت شده است. پژوهش

این توده با وسعت تقریبی ۲۸ کیلومتر مربع به درون سنگ‌های آتش‌فشانی و آتش‌فشانی-رسوبی با ترکیب آندزیت بازالتی، تراکی‌بازالت، لاتیت، آندزیت، کوارتزآندزیت، تراکیت، داسیت، ریولیت، ریوداسیت و ایگنمبریت ائوسن تزریق شده و در محل تماس با سنگ‌های میزبان باعث دگرسانی اپیدوتی و کلریتی شده است (شکل ۱) (Bahroudi, 1999).

ترکیب سنگ‌شناسی این توده نفوذی بیشتر گرانیته است و گرانودیوریت حجم بسیار اندکی از توده را به خود اختصاص داده است. سنگ‌های گرانیته صورتی تا سفید رنگ هستند و با سنگ‌های گرانودیوریتی خاکستری کم‌رنگ، مرز تدریجی دارد. این توده توسط دایک‌هایی از جنس دیوریت و گابرو به رنگ سبز تیره-سیاه با روند شمال غربی-جنوب شرقی قطع شده است که ضخامتی حدود ۰/۵ تا یک متر دارد (شکل ۲).

روش انجام پژوهش

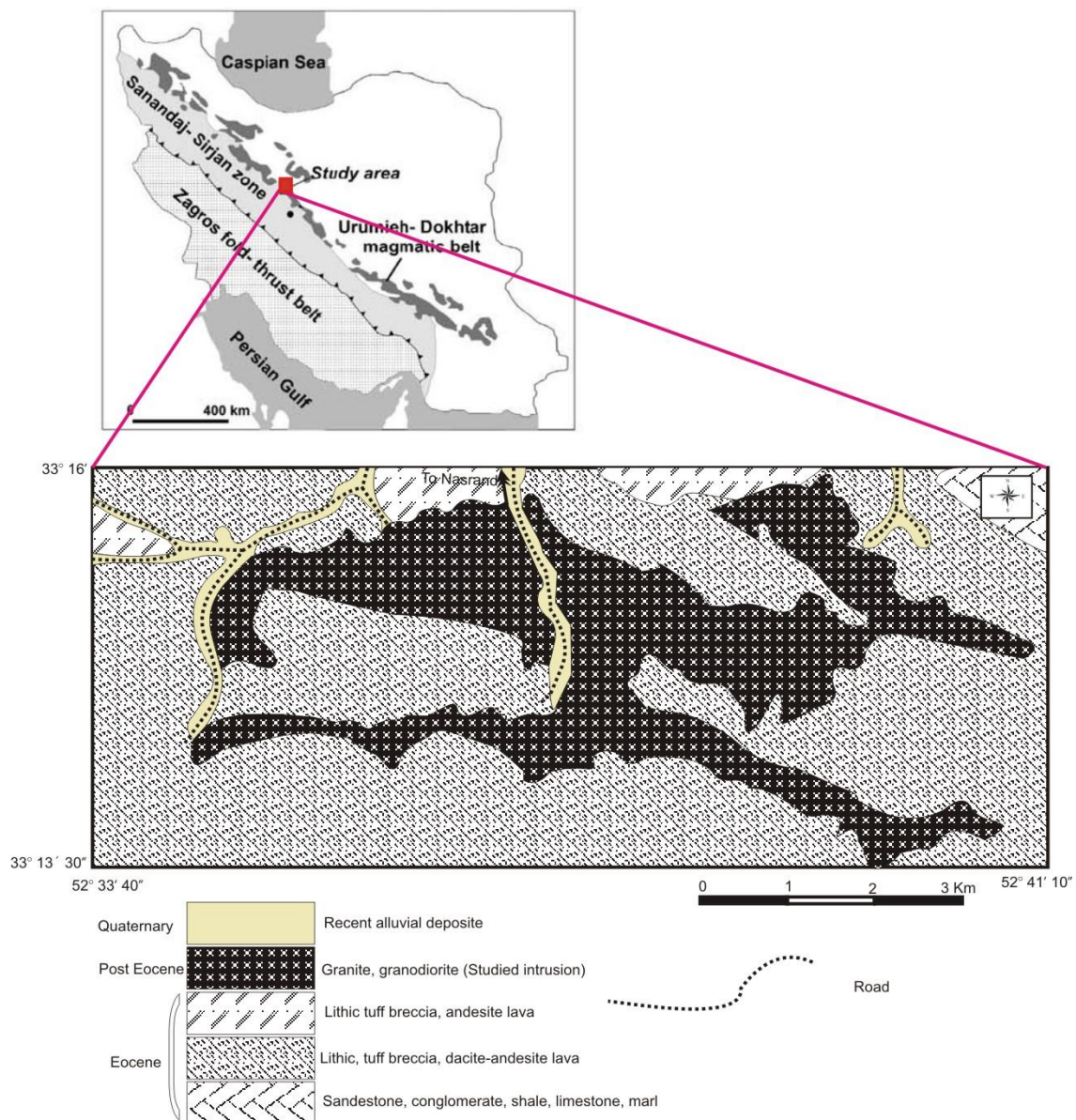
پس از مطالعات صحرایی، نمونه‌برداری از واحدهای مختلف سنگ‌شناسی توده و مطالعه دقیق پتروگرافی آنها تعدادی از سالم‌ترین سنگ‌های نفوذی برای مطالعات ریزکاو الکترونی انتخاب و در دانشگاه ناروتو ژاپن تحت تجزیه قرار گرفت. در این نمونه‌ها حدود ۵۰ نقطه از کانی‌های بیوتیت، آمفیبول، فلدسپار و پیروکسن به کمک دستگاه ریزکاو الکترونی Jeol مدل JXA-8800R با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ کیلوولت، شدت جریان ۱۵ نانو آمپر و ترم تجزیه شدند که نتایج این تجزیه‌ها در جدول‌های ۱ تا ۴ مشاهده می‌شود. داده‌های حاصل از این تجزیه‌ها به کمک نرم‌افزارهای Minpet و Excel مورد ارزیابی و تحلیل قرار گرفتند.

قبل از آنکه در این منطقه توسط Hamzehie (۲۰۱۳) انجام شده است؛ بر مبنای ژئوشیمی سنگ کل در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد بوده است. از جمله بررسی‌های قبلی که در منطقه اردستان انجام شده می‌توان به Kananian و همکاران (۲۰۰۸)، Jabbari و همکاران (۲۰۱۰)، Sarjoughian و همکاران (۲۰۱۲) و Shabanian و همکاران (۲۰۱۳) اشاره نمود که در تمامی آنها، به شکل‌گیری این منطقه در محیط مرتبط با فرورانش اشاره شده است.

با توجه به سن تقریبی توده نفوذی نصرند و موقعیت آن در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر سعی بر آن است که با استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌های بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن محیط زمین‌ساختاری این توده بررسی شود. زیرا پژوهشگران متعددی (Le Bas, 1962؛ Leterrier et al., 1982؛ Droop, 1987؛ Nachit, 1986؛ Abdel-Rahman, Beccaluva et al., 1989؛ Molina et al., 2009؛ 1994) بر وابستگی ترکیب شیمیایی کانی‌ها به ترکیب شیمیایی ماگمای میزبان تأکید کرده‌اند و با ترکیب کانی‌ها به بررسی تعیین سری ماگمایی و تعیین موقعیت تکتونوماگمایی سنگ میزبان پرداخته‌اند. با توجه به این نکته که در این روش، از تجزیه کانی‌های هوازده و دگرسان شده ممانعت به عمل می‌آید، می‌توان گفت این روش یکی از دقیق‌ترین روش‌ها محسوب می‌شود.

زمین‌شناسی منطقه

توده گرانیته‌ای نصرند، در حد فاصل بین طول‌های جغرافیایی ۵۲° ۳۳' تا ۵۲° ۳۴' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۳° ۱۳' تا ۳۳° ۱۵' شمالی، در ۴۰ کیلومتری جنوب شرق اردستان قرار دارد.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی توده نفوذی نصرند با اقتباس از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ شهراب (Bahroudi, 1999) و موقعیت آن روی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر در نقشه ایران.

شکل ۲- نمایی از توده نفوذی نصرند و دایک‌های تزریق شده در آن



جدول ۱- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی کانی بیوتیت در مجموعه نفوذی نصرند. تعداد کاتیون‌ها بر پایه ۲۴ اکسیژن محاسبه شده است.

Sample	A7.1.1	A7.1.2	A7.1.3	N16.2.1	N16.2.2	N16.3.1	N16.3.2	N16.3.3
Type	Dioritic dike	Dioritic dike	Dioritic dike	Granodiorite	granodiorite	granodiorite	granodiorite	granodiorite
SiO ₂	36.24	36.84	37.24	37.80	38.03	37.35	37.93	37.37
TiO ₂	5.05	5.84	4.90	4.69	4.42	4.53	4.42	4.22
Al ₂ O ₃	13.27	13.42	13.01	12.70	12.89	13.18	12.97	12.28
Cr ₂ O ₃	0.03	0.03	0.01	0.04	0.02	0.04	0.04	0.05
FeO	18.94	18.25	19.11	17.40	17.30	17.20	17.98	18.01
MnO	0.21	0.21	0.08	0.22	0.24	0.29	0.23	0.21
MgO	12.32	12.09	12.01	13.42	13.31	13.53	13.32	13.06
CaO	0.00	0.01	0.05	0.07	0.09	0.05	0.07	0.01
Na ₂ O	0.10	0.11	0.06	0.12	0.18	0.11	0.12	0.14
K ₂ O	9.84	9.52	9.98	10.45	10.14	9.23	9.49	10.86
Si	5.78	5.81	5.90	5.92	5.96	5.89	5.94	5.94
Al ^{IV}	2.23	2.19	2.10	2.08	2.04	2.11	2.06	2.06
Al ^{VI}	0.27	0.30	0.32	0.27	0.34	0.34	0.33	0.24
Ti	0.61	0.69	0.58	0.55	0.52	0.54	0.52	0.51
Fe	2.52	2.41	2.53	2.28	2.27	2.27	2.36	2.40
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Mn	0.03	0.03	0.01	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03
Mg	2.93	2.84	2.83	3.13	3.11	3.18	3.11	3.10
Ca	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00
Na	0.03	0.03	0.02	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04
K	2.00	1.91	2.02	2.09	2.03	1.86	1.90	2.20

جدول ۲- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی فلدسپارها در مجموعه نفوذی نصرند. تعداد کاتیون‌ها بر پایه ۸ اکسیژن محاسبه شده است.

Sample	N45.1.1	N45.1.2	N45.2.1	N45.2.2	N45.2.3	A7.1.1	A7.1.2	N16.3.2	N16.3.3
local	rim	core	rim	between	core	rim	core	rim	between
Type	Gabbroic dike	Gabbroic dike	Gabbroic dike	Gabbroic dike	Gabbroic dike	Dioritic dike	Dioritic dike	granodiorite	granodiorite
SiO ₂	50.60	55.50	53.96	53.73	53.09	59.89	52.03	61.30	61.18
TiO ₂	0.00	0.06	0.01	0.06	0.07	0.04	0.01	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	29.88	26.75	27.77	28.08	27.95	24.35	29.63	23.17	23.56
FeO	0.62	0.52	0.71	0.64	0.71	0.31	0.49	0.10	0.25
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02
MgO	0.07	0.17	0.06	0.09	0.08	0.01	0.06	0.00	0.03
CaO	13.05	9.38	11.04	11.24	11.15	6.73	12.60	4.64	5.42
Na ₂ O	3.56	5.72	5.16	4.86	4.98	7.06	4.06	8.88	7.86
K ₂ O	0.15	0.20	0.31	0.22	0.25	0.55	0.18	0.08	0.46
Si	9.40	10.16	9.88	9.84	9.80	10.79	9.54	11.07	11.00
Al	6.54	5.77	5.99	6.06	6.08	5.17	6.40	4.92	4.99
Ti	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe	0.10	0.08	0.11	0.10	0.11	0.05	0.08	0.02	0.04
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.02	0.05	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01
Ca	2.60	1.84	2.17	2.21	2.21	1.30	2.48	0.90	1.04
Na	1.28	2.03	1.83	1.72	1.78	2.47	1.44	3.11	2.74
K	0.04	0.05	0.07	0.05	0.06	0.13	0.04	0.02	0.10
Ab%	32.80	51.80	45.00	43.30	44.10	63.40	36.40	77.20	70.50
An%	66.30	47.00	53.20	55.40	54.50	33.40	62.50	22.30	26.80
Or%	0.90	1.20	1.80	1.30	1.40	3.20	1.10	0.40	2.70

Sample	N16.3.4	N16.3.5	N31.3.1	N31.3.2	N16.2.2	N16.2.3	N16.2.4	N31.2.1	N31.2.2
local	between	core	rim	core	core	between	rim	core	rim
Type	granodiorite	granodiorite	granite	granite	granodiorite	granodiorite	granodiorite	granite	granite
ادامه جدول ۲-...									
SiO ₂	63.23	62.65	67.21	67.31	64.19	65.15	63.50	64.06	62.94
TiO ₂	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00
Al ₂ O ₃	23.04	23.06	20.46	20.73	17.92	18.25	18.37	18.16	18.01
FeO	0.20	0.36	0.00	0.00	0.03	0.14	0.17	0.12	0.04
MnO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
MgO	0.01	0.12	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	4.47	4.26	0.89	0.63	0.03	0.03	0.12	0.08	0.05
Na ₂ O	8.88	8.61	10.56	11.10	0.51	0.62	0.55	2.32	0.67
K ₂ O	0.37	0.16	0.07	0.10	17.20	17.63	17.16	14.93	17.25
Si	11.18	11.16	11.83	11.78	11.97	11.94	11.87	11.90	11.89
Al	4.80	4.84	4.24	4.27	3.94	3.94	4.04	3.97	4.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.85	0.81	0.17	0.12	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01
Na	3.04	2.98	3.61	3.77	0.19	0.22	0.20	0.84	0.25
K	0.08	0.04	0.02	0.02	4.09	4.12	4.09	3.54	4.16
Ab%	76.60	77.80	95.10	96.40	4.30	5.10	4.60	19.00	5.60
An%	21.30	21.30	4.40	3.00	0.20	0.10	0.60	0.40	0.20
Or%	2.10	1.00	0.40	0.60	95.50	94.80	94.90	80.60	94.20

جدول ۳- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی آمفیبول در مجموعه نفوذی نصرند. تعداد کاتیون‌ها بر پایه ۲۳ اکسیژن محاسبه شده است.

Sample	A7.2.2	A7.3.1	N16.2.1	N16.2.2	N16.3.2	N31.1.1	N31.1.2	N31.3.2
Type	Dioritic dike	Dioritic dike	granodiorite	granodiorite	granodiorite	granite	granite	granite
SiO ₂	42.19	44.09	47.31	47.76	47.35	51.70	51.79	47.35
TiO ₂	3.27	2.73	1.30	1.40	1.41	0.38	0.28	1.41
Al ₂ O ₃	11.63	10.36	6.55	6.05	5.90	3.10	3.28	5.90
FeO	12.28	12.31	17.31	16.79	16.75	9.21	9.83	16.75
MnO	0.29	0.31	0.53	0.47	0.54	0.20	0.18	0.54
MgO	13.84	14.72	12.16	12.47	13.11	17.87	18.07	13.11
CaO	10.92	10.82	10.16	10.82	10.66	12.53	12.38	10.66
Na ₂ O	2.72	2.68	1.56	1.64	1.85	0.97	0.93	1.85
K ₂ O	0.70	0.55	0.99	0.74	0.72	0.47	0.47	0.72
TSi	6.13	6.31	6.91	6.98	6.89	7.46	7.38	6.89
TAl	1.87	1.69	1.09	1.02	1.01	0.53	0.55	1.01
TFe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.02	0.07	0.10
TTi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum_T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
CAI	0.12	0.06	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
CCr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CFe3	0.74	0.89	0.97	0.70	0.82	0.23	0.43	0.82
CTi	0.36	0.29	0.14	0.15	0.15	0.04	0.03	0.15
CMg	3.00	3.14	2.65	2.72	2.84	3.84	3.84	2.84
CFe ²	0.75	0.58	1.14	1.35	1.11	0.86	0.67	1.11

Sample	A7.2.2	A7.3.1	N16.2.1	N16.2.2	N16.3.2	N31.1.1	N31.1.2	N31.3.2
Type	Dioritic dike	Dioritic dike	granodiorite	granodiorite	granodiorite	granite	granite	granite
ادامه جدول ۳-...								
CMn	0.04	0.04	0.07	0.06	0.07	0.03	0.02	0.07
CCa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum_C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
BMg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BFe ²	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BMn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BCa	1.70	1.66	1.59	1.69	1.66	1.94	1.89	1.66
BNa	0.30	0.34	0.41	0.31	0.34	0.06	0.11	0.34
Sum_B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
ACa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ANa	0.47	0.40	0.03	0.16	0.18	0.21	0.15	0.18
AK	0.13	0.10	0.19	0.14	0.13	0.09	0.09	0.13
Sum_A	0.60	0.50	0.22	0.30	0.32	0.29	0.23	0.32
Sum_cat	15.60	15.50	15.22	15.30	15.32	15.29	15.23	15.32
Mg#	0.67	0.68	0.56	0.57	0.58	0.78	0.77	0.58

جدول ۴- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی پیروکسن در دایک‌های نصرند. تعداد کاتیون‌ها بر پایه ۶ اکسیژن محاسبه شده است.

Sample	A13.2.1	A13.2.2	A13.2.3	A13.2.4	A13.3.1	A13.3.2	A13.3.3	A13.5.1
local	rim	between	between	core	rim	between	core	rim
Type	Gabbroic dike	Gabbroic dike	Gabbroic dike	Gabbroic dike	Gabbroic dike	Gabbroic dike	Gabbroic dike	Gabbroic dike
SiO ₂	48.78	47.49	50.30	50.01	48.87	48.72	50.93	49.24
TiO ₂	0.89	1.00	0.51	0.75	1.04	0.98	0.59	0.75
Al ₂ O ₃	5.75	6.80	3.54	5.02	3.71	3.89	2.27	5.52
FeO	8.57	9.16	8.52	8.50	10.08	10.33	9.35	8.61
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05
MnO	0.12	0.23	0.25	0.20	0.34	0.31	0.30	0.13
NiO	0.03	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
MgO	14.55	13.74	15.98	14.70	14.75	14.26	15.21	14.21
CaO	21.33	21.19	20.40	21.32	19.86	19.87	20.15	21.80
Na ₂ O	0.36	0.34	0.35	0.37	0.26	0.26	0.32	0.30
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02
TSi	1.79	1.76	1.85	1.83	1.84	1.84	1.90	1.81
TAl	0.21	0.24	0.15	0.17	0.16	0.16	0.10	0.19
TFe ³	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1Al	0.04	0.06	0.01	0.05	0.00	0.01	0.00	0.05
M1Ti	0.03	0.03	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02
M1Fe ³	0.14	0.15	0.14	0.11	0.12	0.11	0.08	0.12
M1Fe ²	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.05	0.05	0.03
M1Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1Mg	0.79	0.76	0.84	0.80	0.83	0.80	0.85	0.78
M2Mg	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M2Fe ²	0.13	0.13	0.13	0.13	0.17	0.17	0.16	0.12
M2Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
M2Ca	0.84	0.84	0.81	0.84	0.80	0.80	0.81	0.86
M2Na	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
M2K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg/Fe	3.03	2.68	3.35	3.07	2.61	2.46	2.90	2.94

Sample	A13.5.2	A13.5.3	N45.1.1	N45.1.2	N45.1.3	N45.1.4	N45.1.5	N45.1.6
local	between	core	rim	between	between	between	between	core
Type	Gabbroic dike	Gabbroic dike	Gabbroic dike	Gabbroic dike	Gabbroic dike	Gabbroic dike	Gabbroic dike	Gabbroic dike
ادامه جدول ۴-...								
SiO ₂	50.18	50.54	48.43	49.12	50.66	48.55	48.93	49.99
TiO ₂	0.83	0.53	0.93	0.85	0.14	1.26	1.09	0.81
Al ₂ O ₃	5.58	4.90	3.86	3.33	0.42	4.20	4.03	3.51
FeO	7.86	7.20	9.33	9.52	14.36	9.60	9.69	9.90
Cr ₂ O ₃	0.07	0.19	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00
MnO	0.19	0.18	0.30	0.31	0.37	0.29	0.33	0.30
NiO	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01
MgO	15.72	15.74	14.44	14.92	10.42	14.60	14.27	15.47
CaO	20.74	21.36	19.41	19.04	18.69	20.17	19.81	18.85
Na ₂ O	0.27	0.24	0.34	0.33	0.43	0.26	0.31	0.31
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00
TSi	1.82	1.84	1.85	1.87	2.03	1.82	1.85	1.87
TAl	0.18	0.16	0.15	0.13	0.00	0.18	0.15	0.13
TFe ³	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1Al	0.06	0.05	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02
M1Ti	0.02	0.02	0.03	0.02	0.00	0.04	0.03	0.02
M1Fe ³	0.10	0.09	0.10	0.09	0.00	0.12	0.09	0.09
M1Fe ²	0.00	0.00	0.03	0.02	0.36	0.02	0.05	0.01
M1Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M1Mg	0.82	0.84	0.82	0.85	0.62	0.82	0.80	0.86
M2Mg	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M2Fe ²	0.14	0.13	0.17	0.19	0.13	0.16	0.17	0.21
M2Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
M2Ca	0.81	0.83	0.79	0.78	0.80	0.81	0.80	0.75
M2Na	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
M2K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg/Fe	3.57	3.90	3.27	2.79	1.29	2.71	2.62	2.79

پتروگرافی

سنگ‌های گرانیتی و گرانودیوریتی: معمولاً دارای بافت گرانولار هستند و در این سنگ‌ها اورتوکلاز با فراوانی ۳۸ تا ۵۳ درصد در سنگ‌های گرانیتی و ۱۷ تا ۳۰ درصد در سنگ‌های گرانودیوریتی حضور دارد. این بلورها به صورت بی‌شکل تا شکل دار، متوسط تا درشت‌دانه با اندازه تقریبی ۰/۵ تا شش میلی‌متر دیده می‌شود که غالباً پرتیتی شده‌اند یا دارای اذخال‌هایی از سایر کانی‌ها هستند و بافت پوی کیلیتیک را به نمایش گذاشته‌اند. این کانی‌ها دگرسانی اندکی را متحمل شده و تا حدی به کائولینیت تبدیل شده‌اند.

بلورهای کوارتز شفاف با فراوانی تقریبی ۱۸ تا ۵۱ درصد در گرانیت‌ها و ۱۷ تا ۴۵ درصد در گرانودیوریت‌ها، دارای خاموشی موجی است و اغلب به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل در اندازه‌های تقریبی ۰/۳ تا چهار میلی‌متری دیده می‌شود. پلاژیوکلازها با فراوانی حدود ۱۲ تا ۱۶ درصد در گرانیت‌ها و ۲۱ تا ۳۲ درصد در گرانودیوریت‌ها، به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و در اندازه‌های تقریبی یک تا شش میلی‌متری مشاهده می‌شود. این کانی دارای ماکل پلی‌سنتیک یا ساختمان منطقه‌ای بوده و در برخی موارد به سریسیت دگرسان شده است. در

برخی موارد، پلاژیوکلازها بافت غربالی نشان می‌دهند که بر اثر تغییر شرایط تبلور مذاب در حین رشد بلور به وجود آمده است. به طوری که ناپایداری شرایط، منجر به ذوب و انحلال قسمتی از بلور شده و در پی آن تبلور دوباره در پلاژیوکلاز صورت می‌گیرد (Vernon, 2004). همچنین، برخی پلاژیوکلازهای کوچک درون پلاژیوکلازهای بزرگتر در بر گرفته شده‌اند. وجود منطقه‌بندی ترکیبی، بافت غربالی و پلاژیوکلازهای دو نسلی گویای شرایط آشفته مخزن ماگمایی و عدم پایداری طی تشکیل پلاژیوکلازها است و می‌تواند معرف اختلاط ماگمایی در منطقه باشد (Vernon, 2004). آمفیبول با فراوانی تقریبی ۴ تا ۸ درصد در گرانیته‌ها و ۶ تا ۹ درصد در گرانودیوریت‌ها از فراوان‌ترین کانی مافیک موجود در نمونه‌های مورد مطالعه است که غالباً به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار بوده و در برخی موارد به اکتینولیت یا کلریت، اسفن و کانی‌های اپاک تجزیه شده است. بیوتیت قهوه‌ای به طور جزئی در این سنگ‌ها دیده می‌شود و در حاشیه‌ها یا در راستای رخ‌ها به کلریت تبدیل شده است. از کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها می‌توان به زیرکن، آپاتیت و اسفن و کانی‌های اپاک اشاره نمود (شکل ۳-۱).

دایک‌ها: این دایک‌ها ترکیبی در حد دیوریت و گابرو دارد و دارای بافت پورفیری-تیک، میکروگرانولار، پویی‌کلیتیک، اینترگرانولار، افتیک و ساب‌افتیک هستند. از کانی‌های اصلی این سنگ‌ها می‌توان به پلاژیوکلاز، پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت اشاره نمود. به طوری که فراوانی پیروکسن در دایک‌های میکروگابرویی نسبت به دایک‌های میکرودیوریتی بیشتر است. پلاژیوکلازها با فراوانی حدود ۴۰ تا ۵۹ درصد در دایک‌های میکروگابرویی و ۴۹ تا ۶۸ درصد در دایک‌های میکرودیوریتی، به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار،

معمولاً دارای ماکل پلی‌سنتتیک یا منطقه‌بندی هستند و در برخی موارد به سریسیت یا سوسوریت دگرسان شده‌اند. پیروکسن با فراوانی حدود ۱۷ تا ۴۰ درصد در دایک‌های میکروگابرویی و یک تا ۸ درصد در دایک‌های میکرودیوریتی، عموماً نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار است و در برخی موارد با پلاژیوکلازها بافت اینترگرانولار، افتیک و ساب‌افتیک را ایجاد کرده‌اند. این کانی در برخی موارد به اکتینولیت، کلریت و اکسیدهای آهن تبدیل شده است. آمفیبول‌ها با فراوانی تقریبی ۶ تا ۱۲ درصد در دایک‌های میکروگابرویی و ۱۹ تا ۳۲ درصد در دایک‌های میکرودیوریتی از نوع هورنبلند بوده و به طور عمده نیمه شکل‌دار هستند و گاهی به کلریت دگرسان شده‌اند. بیوتیت نیز از دیگر کانی‌های مافیک است که به طور جزئی در این دایک‌ها دیده می‌شود و گاه کلریتی شده است. اورتوکلاز و کوارتز معمولاً بی‌شکل هستند و با فراوانی اندک در فضای بین کانی‌های دیگر قرار گرفته‌اند. از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها می‌توان به اسفن، آپاتیت و کانی‌های اپاک اشاره نمود که درون کانی‌های دیگر قرار گرفته‌اند یا محصول دگرسانی هستند (شکل ۳-۲).

شیمی کانی‌ها

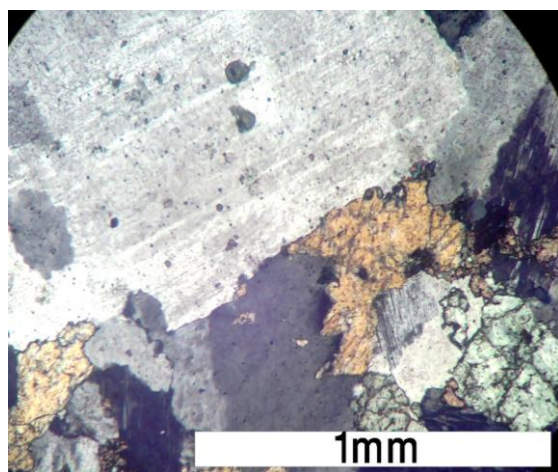
بر اساس مقادیر کاتیونی Al و Fe/Fe+Mg، میکاها به چهار گروه آنیت (Annite)، سیدروفیلیت (Siderophyllite)، فلوگوپیست (phlogopite) و ایستونیت (Eastonite) تقسیم می‌شوند (Speer, 1984) که در بین اعضای انتهایی این گروه‌ها تبادل کاتیونی Si-Al و Fe-Mg رایج است و نسبت $Fe/Fe+Mg=0.33$ جدا کننده میکاهای بیوتیتی از فلوگوپیتی است. با توجه به این موارد، همانطور که در شکل ۴-۱ ملاحظه می‌شود، میکاهای مورد مطالعه با

حدواسط متبلور می‌شود.

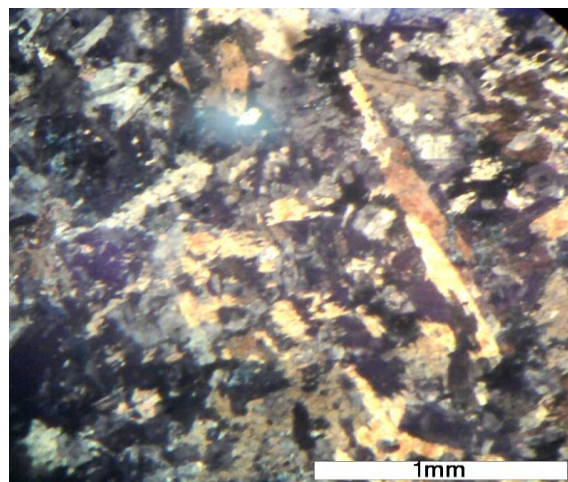
به منظور نامگذاری فلدسپارها از نمودار آلبيت (An) $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - آنورتیست (Ab) $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - اورتوکلاز (Or) KAlSi_3O_8 ، استفاده شده است (Deer et al., 1991). بر اساس این طبقه‌بندی ترکیب پلاژیوکلازها در سنگ‌های گرانیتی در گستره ترکیبی بین اوایل آلبيت (3% An) تا اواخر اولیگوکلاز (26% An) متغیر است. در حالی که در دایک‌ها از اوایل آندزین (33% An) تا اواخر لابرادوریت (66% An) تغییر می‌کند (شکل ۵). تجزیه‌های نقطه‌ای از مرکز به حاشیه نشان می‌دهد که برخی پلاژیوکلازها منطقه‌بندی نوسانی و معکوس دارد به طوری که در برخی موارد حاشیه پلاژیوکلازها درصد آنورتیت بیشتری نسبت به مرکز دارد که بیانگر عدم برقراری تعادل بین بلور با ماگما در هنگام تبلور پلاژیوکلازها است. فلدسپارهای آلکالن در سنگ‌های گرانیتی و گرانودیوریتی در محدوده اورتوکلاز (۸۰ تا ۹۵ درصد Or) قرار می‌گیرد (شکل ۵).

$\text{Fe}/>0.33\text{Fe}+\text{Mg}$ در محدوده بیوتیت قرار می‌گیرد. همچنین، مطابق با نمودار طبقه‌بندی فورستر (Forster, 1960) نمونه‌های مطالعه شده همگی در محدوده بیوتیت منیزیم دار قرار گرفته‌اند (شکل ۴-B). وجود مقادیر بالایی از عناصر اصلی Ba، Mg، Na و Si و مقادیر پایینی از عناصر Al، Fe و K در بیوتیت‌های بررسی شده باعث ظهور رنگ قهوه‌ای تیره در بیوتیت‌های بیان شده، شده است (De Pieri and Jobstraibizer, 1983). Nachit و همکاران (۲۰۰۵) در دیاگرام سه‌تایی $\text{TiO}_2\text{-(FeO+MnO)-MgO}$ ، محدوده بیوتیت‌های اولیه حاصل از تبلور ماگما، بیوتیت‌های حاصل از دگرسانی و بیوتیت‌های حاصل از تبلور مجدد را از هم متمایز کرده‌اند. با توجه به شکل ۴-C، بیوتیت‌های مطالعه شده از نوع بیوتیت‌های اولیه و محصول تبلور ماگما هستند که به شکل یوهدرال تا ساب‌هدرال در مقاطع دیده می‌شود. این بیوتیت‌ها در مراحل میانی و نهایی انجماد ماگما، همزمان با هورنبلند و پلاژیوکلاز با ترکیب

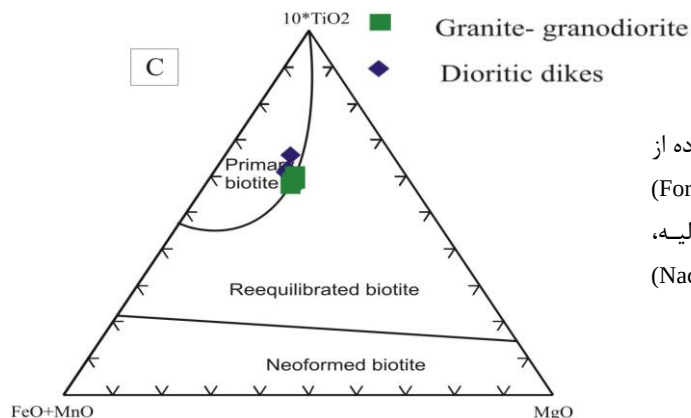
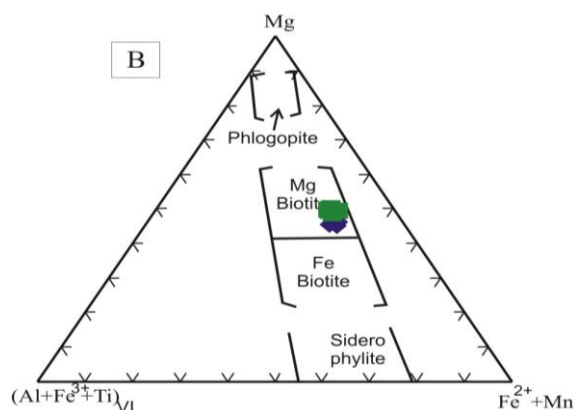
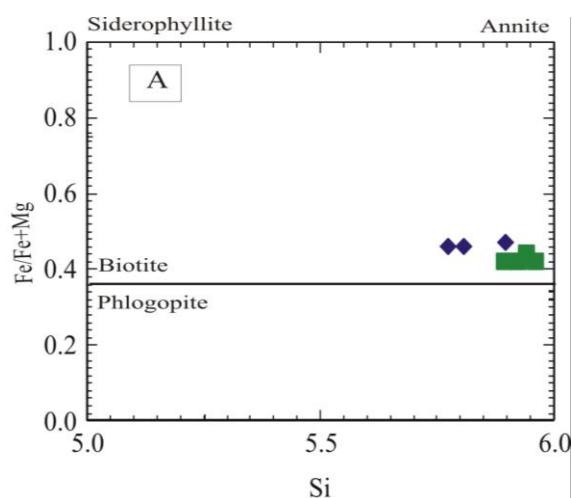
A



B

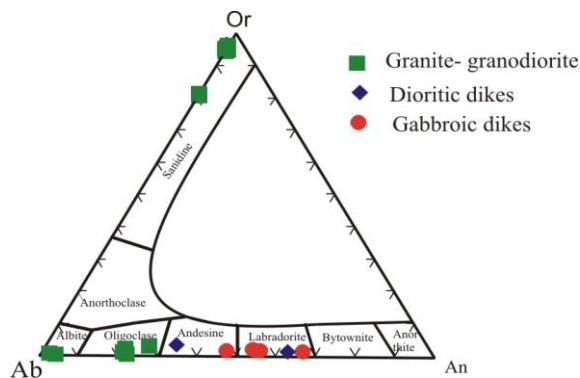


شکل ۳- نمایی از تصاویر میکروسکوپی: (A) سنگ‌های گرانودیوریتی و (B) دایک‌ها



شکل ۴- طبقه‌بندی میکاهای توده گرانیتی نصرند با استفاده از ترکیب شیمیایی آنها؛ (A) (Speer, 1984)، (B) (Forster, 1960) و (C) رده‌بندی انواع بیوتیت‌ها به سه گروه بیوتیت‌های اولیه، بیوتیت‌های ثانویه و بیوتیت‌های تبلور مجدد یافته (Nachit *et al.*, 2005)

شکل ۵- طبقه‌بندی فلدسپارهای موجود در توده گرانیتی نصرند و دایک‌ها آن (Deer *et al.*, 1991).

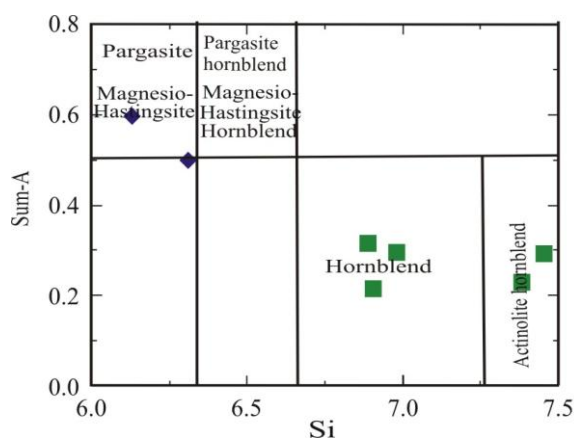


میزان سیلیس آنها بیش از ۷/۳ است و در حاشیه بلور دیده می‌شود. به عقیده Leake (۱۹۷۸) آمفیبول‌هایی که مقادیر بیشتر از ۷/۳ سیلیس دارد بر اثر فرآیندهای ساب‌سالدوس حاصل شده‌اند (Agemar *et al.*, 1999; Chivas, 1981) آمفیبول‌ها در دایک، ترکیب منیزوهایستینگزیت با

مطابق با طبقه‌بندی Leake (۱۹۷۸) آمفیبول‌های مجموعه نفوذی نصرند با $(Ca+Na)_B \geq 1$ و $Ca_B > 1.5$ جزو آمفیبول گروه کلسیک محسوب می‌شود. ترکیب آنها در سنگ‌های گرانیتی، هورنبلند منیزیم‌دار است و دو نمونه ترکیب آکتینولیت-هورنبلند نشان می‌دهد که

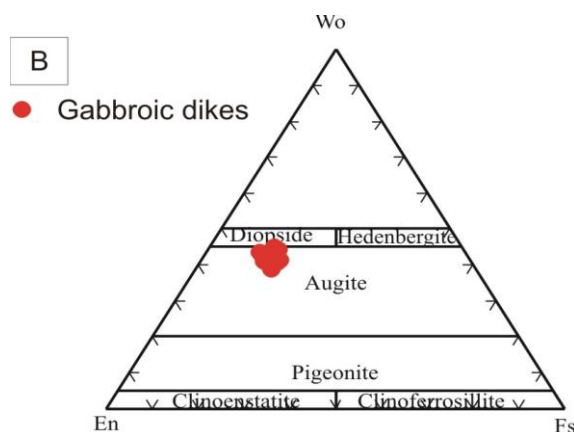
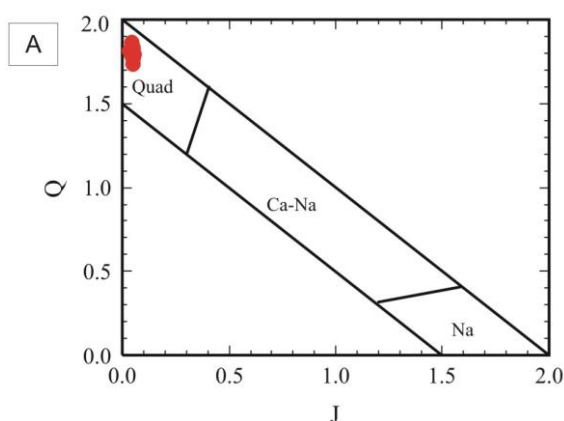
در این نمودار ملاحظه می‌شود پیروکسن‌های مورد نظر جزو کلینوپروکسن‌ها بوده و بیشتر در محدوده اوزیت قرار گرفته‌اند.

مقادیر Mg و نسبت Mg/Fe از حاشیه به طرف مرکز در بلور پیروکسن در دایک‌ها تغییرات در خور توجهی را نشان می‌دهد و گویای وجود زونینگ نوسانی از Mg و نسبت Mg/Fe در این پیروکسن‌ها است. علاوه بر این، با بررسی تغییرات میزان Al و Ti بلور پیروکسن نیز زوناسیون مشخصی مشاهده می‌شود. بسیاری از پژوهشگران عقیده دارند که زونینگ شیمیایی در پیروکسن در سنگ‌های مافیک الگوی پیچیده‌ای را از تکامل ماگما ثبت می‌کند. به طوری که منبع تغذیه مکرر یا شرایط فیزیکوشیمیایی متفاوت در سرنوشت آنها تأثیر به سزایی دارد (Markl and White, 1999).



■ Granite-granodiorite
◆ Dioritic dikes

شکل ۶- طبقه‌بندی آمفیبول‌های مجموعه نفوذی نصرند بر اساس ترکیب شیمیایی آنها (Leake, 1978).



شکل ۷- طبقه‌بندی پیروکسن‌های موجود در دایک‌های مجموعه نفوذی نصرند. (A) نمودار Q-J و (B) نمودار Wo-En-Fs (Morimoto et al., 1988).

تعیین محیط زمین‌ساختاری: ترکیب بیوتیت

در سنگ‌های گرانیتوئیدی تابع ترکیب ماگمای مولد، فوگاسیته اکسیژن (Partin *et al.*, 1983)، دمای مذاب (Abbot and Clarke, 1979) و منشأ گرانیت‌ها (Nachit, 1986؛ Abdel-Rahman, 1994) است و به کمک ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها می‌توان موقعیت تکتونیکی توده نفوذی مورد مطالعه را بررسی نمود. ترکیب بیوتیت‌ها در نمودار Nachit و همکاران (۱۹۸۶) که بر اساس تغییرات Al_T در برابر Mg که برای تمایز سری‌های ماگمایی مختلف طراحی شده است؛ در محدوده بیوتیت‌های متعلق به سنگ‌های ساب‌آلکان قرار می‌گیرد (شکل ۸-۱). Abdel-Rahman (۱۹۹۴) عقیده دارد که میزان Fe و Mg اولیه در ماگما، فاکتوری است که بر نسبت FeO ، Al_2O_3 و MgO بیوتیت‌های آذرین تأثیر به سزایی دارد. وی بر اساس فراوانی این اکسیدها در ترکیب بیوتیت‌ها اقدام به تفکیک سری‌های ماگمایی سنگ‌های آذرین بیوتیت‌دار نموده است و سنگ‌های مختلف، اعم از گرانیتوئیدهای آلکان مرتبط با محیط‌های کششی غیر کوهزایی، سنگ‌های پر آلومین و حاصل ذوب پوسته قاره‌ای در محیط‌های برخوردی و سنگ‌های کالک‌آلکان کوهزایی مرتبط با فرورانش حاشیه قاره‌ای را از هم تفکیک نموده است. همانطور که در نمودار تغییرات MgO در برابر FeO (شکل ۸-۲) ملاحظه می‌شود کلیه نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های کالک‌آلکان نواحی کوهزایی واقع شده‌اند. از ویژگی‌های دیگر گرانیت‌های کالک‌آلکان کوهزایی می‌توان به حضور کانی‌های پیروکسن و آمفیبول کلسیک منیزیم‌دار همراه با بیوتیت اشاره نمود (Abdel-Rahman, 1994).

برای تعیین خاستگاه و محیط تکتونوماگمایی سنگ‌های آذرین می‌توان از ترکیب آمفیبول‌ها

استفاده کرد. به عقیده بسیاری از پژوهشگران (Clemens and White and Chappell, 1983؛ Wall, 1984) حضور آمفیبول‌های کلسیک در سنگ‌های گرانیتوئیدی نشانه این است که این سنگ‌ها به گرانیتوئیدهای نوع I متعلق است (Stein and Dietl, 2001). زیرا مقدار CaO در گرانیتوئیدهای نوع I زیاد بوده و منجر به تبلور هورنبلند می‌شود. Droop (۱۹۸۷) نیز نموداری را طراحی نمود که براساس میزان SiO_2 و TiO_2 (شکل ۹) آمفیبول‌های متعلق به سنگ‌های کالک‌آلکان، آلکان، اولترامافیک و لامپروفری از هم متمایز می‌شود. با ترسیم آمفیبول‌های مورد مطالعه بر روی این نمودار مشاهده می‌شود که نمونه‌های مورد نظر در محدوده کالک‌آلکان واقع شده‌اند.

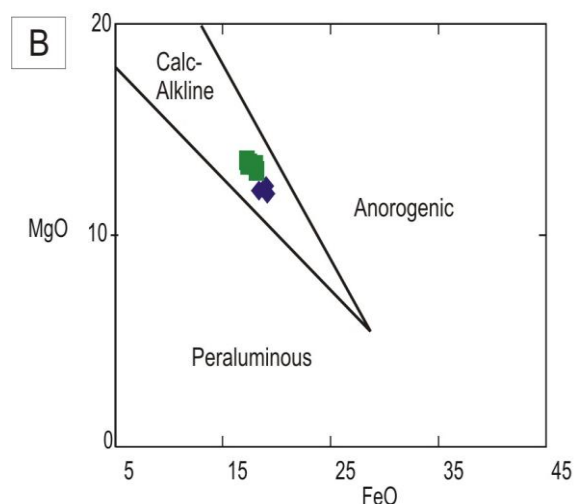
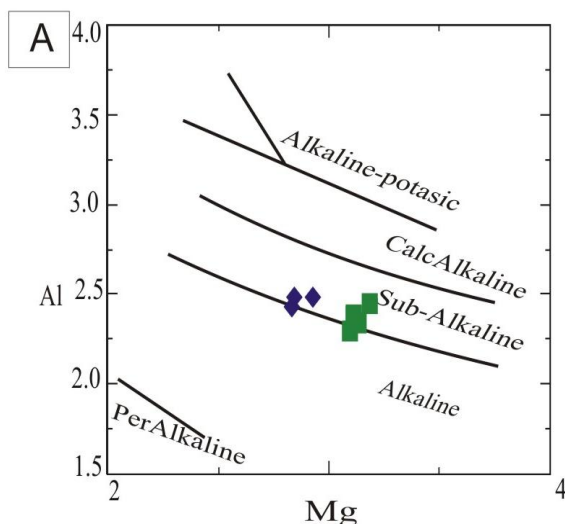
آمفیبول‌های موجود در سری‌های ساب‌آلکان نسبت به انواع موجود در سری‌های آلکان، مقادیر کمتری TiO_2 دارد (معمولاً کمتر از ۱/۲ درصد وزنی) و در آمفیبول‌هایی که میزان ۹ تا ۱۴ درصد وزنی MgO دارد، مقدار TiO_2 به حدود ۳/۵ درصد وزنی نیز می‌رسد. همچنین، آمفیبول‌های سیستم ساب‌آلکان، میزان Al_2O_3 ، K_2O و Na_2O پایین‌تری را نسبت به محیط آلکان دارد. همانطور که در نمودارهای دو متغیره Al_2O_3 ، K_2O ، MgO و Na_2O در برابر TiO_2 نمایش داده شده است (شکل ۱۰)، نمونه‌های گرانیتی در محدوده ساب‌آلکان واقع شده‌اند و دایک‌ها در قلمرو آلکان-ساب‌آلکان قرار گرفته است (Molina *et al.*, 2009).

از طرف دیگر، میزان $Mg\#$ در هورنبلند، فاکتور مهمی برای شناسایی منشأ ماگما است. میزان $Mg\#$ بیش از ۰/۷ به منشأ گوشته‌ای و کمتر از ۰/۵ را به منشأ پوسته‌ای و حد فاصل این دو مقدار را به اختلاطی از منشأ پوسته و گوشته مرتبط

دایک‌ها ۰/۶۶ تا ۰/۶۸ است. این سنگ‌ها همگی در حد فاصل منشأ پوسته-گوشته واقع شده‌اند. به طوری که سنگ‌های گرانیتی متمایل به ترکیب پوسته‌ای و دایک‌های دیوریتی متمایل به ترکیب گوشته‌ای هستند.

می‌دانند (Huaimin et al.; Xie and Zhang, 1990; al., 2006)

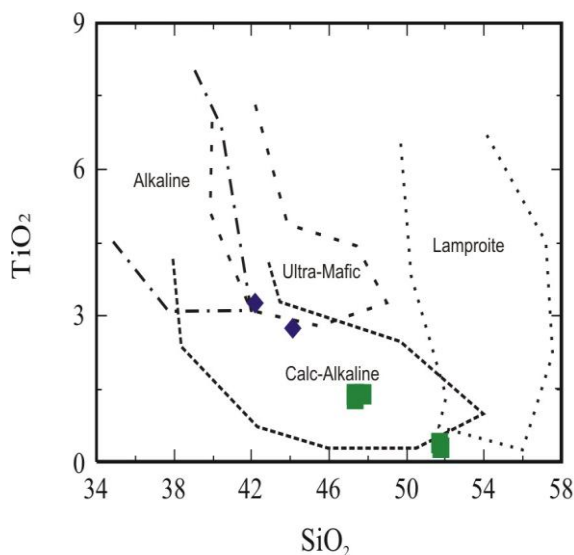
میزان $Mg\#$ در آمفیبول‌های سنگ‌های گرانیتی (به استثنای دو نمونه دگرسان شده) در حدود ۰/۵۵ تا ۰/۵۸ محاسبه شده است و در

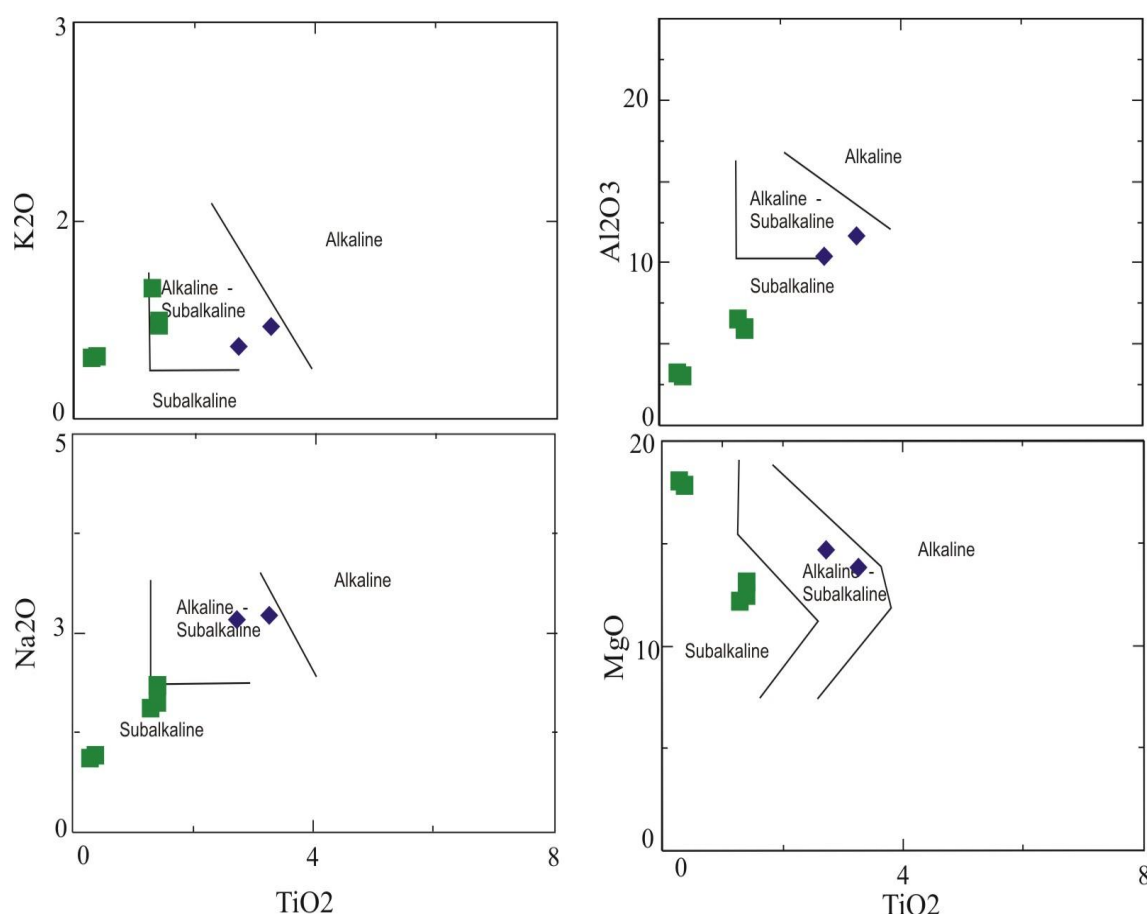


شکل ۸- تعیین سرشت ماگمایی با ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های مجموعه نفوذی نصرند. A) Mg در برابر Al (Nachit, 1986) و B) FeO در برابر MgO (Abdel-Rahman, 1994).

■ Granite-granodiorite ◆ Dioritic dikes

شکل ۹- تفکیک محیط تکتونیکی مجموعه نفوذی نصرند با ترکیب شیمیایی آمفیبول (Droop, 1987)





شکل ۱۰- ماهیت مجموعه نفوذی نصرند با ترکیب شیمیایی آمفیبول (Molina et al., 2009).

آلکان و کالک‌آلکان را از هم متمایز نموده است. همانطور که در شکل A-۱۱ ملاحظه می‌شود، پیروکسن‌ها با میزان TiO_2 پایین در محدوده کالک‌آلکان قرار گرفته‌اند. Leterrier و همکاران (۱۹۸۲) نموداری را ترسیم نمودند که بر اساس تغییرات Ti در برابر $Ca+Na$ در ترکیب شیمیایی پیروکسن است (Modified by Molina et al., 2009). با ترسیم نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار، بیشتر نمونه‌ها در محدوده محیط ساب‌آلکان قرار گرفته‌اند (شکل B-۱۱). Loucks (۱۹۹۰) نموداری را ترسیم نمود که بر اساس تغییرات Al_z ($Al^{IV} \cdot 100/2$) در برابر TiO_2 در ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها است و سنگ‌های مرتبط با فروانش را از سنگ‌های مرتبط با

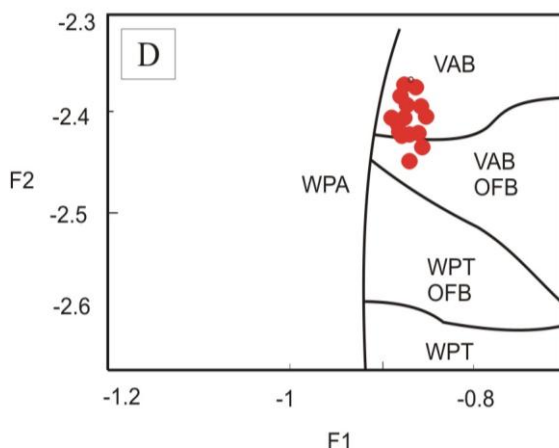
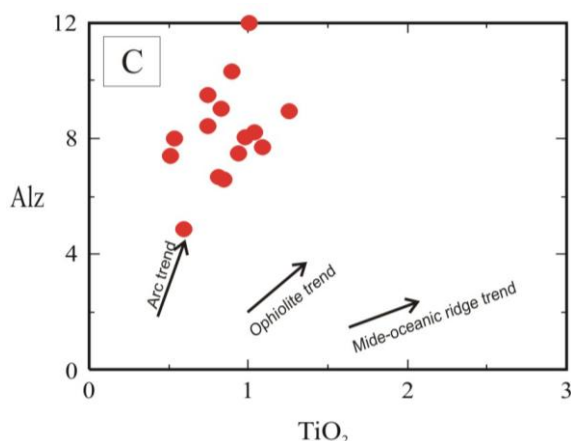
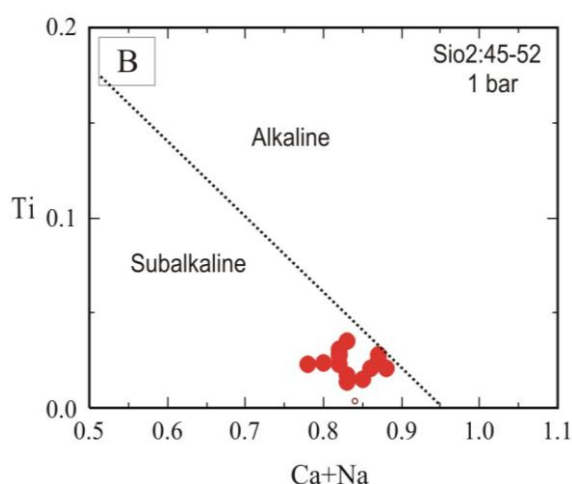
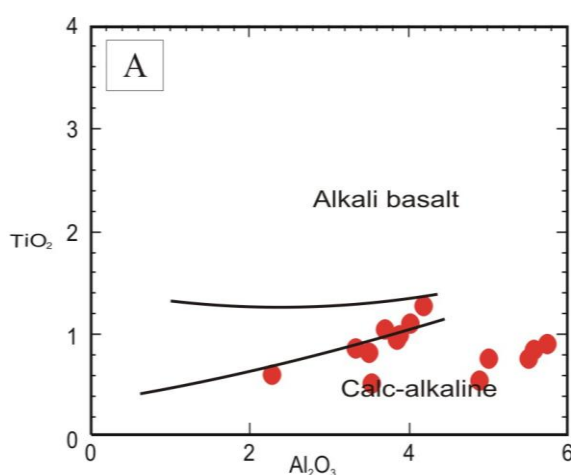
ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها تابعی از ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل ماگمای سازنده آنها است و می‌تواند اطلاعات ارزشمندی را در رابطه با سری ماگمایی و محیط تکتونیکی تشکیل سنگ‌ها در اختیار پژوهشگران قرار دهد (Le Bas, 1962) و فراوانی عناصری مانند: Al , Cr , Na , Ti و به ویژه Si نشانگر ماهیت و محیط تکتونیکی تشکیل دهنده آنها است (Le Bas, 1962). Leterrier et al., 1982 (Le Bas, 1962) عقیده دارد که مقادیر Al , Si و Ti درون شبکه ساختاری پیروکسن به درجه آلکالینیت بستگی داشته و با این ویژگی، سری‌های ماگمایی از هم قابل تفکیک هستند. وی با استفاده از مقادیر Al_2O_3 و TiO_2 در ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها، سری‌های ماگمایی

$$(0.0026 * Al_2O_3) - (0.0012 * FeO_T) - (0.0026 * MnO) + (0.0087 * MgO) - (0.0128 * CaO) - (0.0419 * Na_2O)$$

$$F2 = -(0.0469 * SiO_2) - (0.0818 * TiO_2) + (0.0212 * Al_2O_3) - (0.0041 * FeO_T) - (0.1435 * MnO) + (0.0029 * MgO) - (0.0085 * CaO) - (0.016 * Na_2O)$$

افیولیت و ریفت متمایز می‌سازد. در این نمودار نیز نمونه‌های مطالعه شده با روند مرتبط با فرورانش مطابقت دارد (شکل ۱۱- C). همچنین، با استفاده از نمودار Nisbet و Pearce (۱۹۷۷) بیش‌تر نمونه‌ها در قلمرو VAB (کمان‌های آتشفشانی) واقع شده‌اند (شکل ۱۱- D). دو متغیر F1 و F2 آن به صورت زیر تعریف شده است.

$$F1 = -(0.012 * SiO_2) - (0.0807 * TiO_2) +$$



شکل ۱۱- تعیین سری ماگمایی و موقعیت تکتونیکی دایک‌های مجموعه نفوذی نصرند با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن. A) نمودار تغییرات Al_2O_3 در برابر TiO_2 (Le Base, 1962)؛ B) Ti در برابر $Ca+Na$ (Leterrier *et al.*, 1982)؛ C) Al_2 در برابر TiO_2 (Nisbet and Pearce, 1977)؛ D) $F1$ در برابر $F2$ (Loucks, 1990).

بحث و نتیجه‌گیری

آندزیت‌بازالت تا ریولیت به سن ائوسن تزریق شده و منجر به دگرسانی اپیدوتی و کلریتی در آنها شده است و بنابراین، به نظر می‌رسد سن این

مجموعه نفوذی نصرند به درون سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی با ترکیب

محیط مرتبط با فروورانش است، هماهنگی نشان می‌دهد.

همچنین، سن تقریبی توده نفوذی نصرند و موقعیت آن بیانگر آن است که بخش کوچکی از پهنه ماگمایی ارومیه-دختر به شمار می‌آید. با توجه به اعتقاد بیشتر زمین‌شناسان (Mohajjel and Alavi, 2003; Fergusson, 2000; Hassanzadeh et al., 2004; Shahabpour, 2007) (2008 در مورد تشکیل کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر، که این کمر بند را ناشی از فروورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس به زیر پلیت ایران مرکزی می‌دانند، می‌توان گفت نتایج به دست آمده از مطالعات توده نفوذی نصرند با فروورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر پلیت ایران مرکزی همخوانی دارد و این مجموعه بر اثر فروورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس شکل گرفته است.

از طرف دیگر، بررسی‌های پتروگرافی از جمله: بافت غربالی و حضور پلاژیوکلازهای دونسلی و همچنین، مطالعات ژئوشیمیایی و روند تغییرات Rb در برابر Rb/Sr و روند افزایشی Nb در برابر Nb/Y و همچنین، بررسی‌های متعدد بر روی توزیع اندازه بلورهای پلاژیوکلاز (CSD) حکایت از وقوع فرآیند اختلاط ماگمایی در شکل‌گیری این سنگ‌ها دارد (Hamzehie, 2013). با توجه به این که منطقه‌بندی نوسانی در کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن می‌تواند مبین تغییرات شرایط فیزیکیوشیمیایی از جمله: تغییرات فشار، دما، میزان آب یا تغییرات شیمی ماگما باشد؛ بنابراین، با توجه به نقش مؤثر فرآیند اختلاط ماگمایی با مطالعات پتروگرافی، توزیع اندازه بلورهای پلاژیوکلاز (CSD) و ژئوشیمی سنگ کل (Hamzehie, 2013) می‌توان استنباط نمود که منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلاز و پیروکسن می‌تواند بر اثر اختلاط ماگمایی حاصل شده باشد.

مجموعه بعد از ائوسن باشد. این سنگ‌ها شامل: سنگ‌های گرانیتی و گرانودیوریتی است که توسط دایک‌هایی با ترکیب گابرویی و دیوریتی قطع شده‌اند. سنگ‌های گرانیتی و گرانودیوریتی شامل طیف کانی‌شناسی از کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند است. در حالی که در دایک‌ها علاوه بر کانی‌های بیان شده، پیروکسن نیز حضور دارد و بررسی شده‌اند.

بیوتیت‌های توده نفوذی نصرند از نوع بیوتیت‌های اولیه ماگمایی و منیزیم‌دار هستند. ترکیب پلاژیوکلازها در سنگ‌های گرانیتی و گرانودیوریتی بین آلبیت تا اولیگوکلاز و در دایک‌ها از آندزین تا لابرادوریت در نوسان است. آمفیبول‌های توده نفوذی مورد مطالعه از نوع آمفیبول کلسیک بوده و معمولاً ترکیب آن هورنبلند منیزیم‌دار است. در حالی که در دایک‌ها ترکیب، به منیزیه‌استینگزیت تغییر می‌کند. پیروکسن در دایک‌ها کلینوپیروکسن بوده و با ترکیب اورتیت حضور دارد.

ترکیب شیمیایی کانی‌هایی از جمله: بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن بیانگر ماهیت کالک‌آلکان این مجموعه نفوذی است که مرتبط با نواحی فروانشی است و در اثر فرآیندهای کوهزایی ایجاد شده است. نتایج حاصل از داده‌های ژئوشیمی سنگ کل نیز بیانگر ماهیت کالک‌آلکان و تیپ I توده نفوذی نصرند است و شواهدی همچون: غنی‌شدگی از LREE و LILE، تهی‌شدگی از HREE و HFSE، وجود ناهنجاری منفی عناصر Ba, Nb, P و Ti، ناهنجاری مثبت K, Rb, Th و U و بالا بودن نسبت Ba/Nb، گویای آن است که این توده در حاشیه فعال قاره‌ای شکل گرفته است (Hamzehie, 2013). بنابراین، داده‌های کانی‌شناسی با نتایج حاصل از ژئوشیمی سنگ کل که دلالت بر شکل‌گیری مجموعه نفوذی نصرند در

سیاسگزاری

این پژوهش با استفاده از امکانات پژوهشی دانشگاه کردستان، دانشگاه تهران و دانشگاه پیام نور انجام شده است. بنابراین، به این وسیله از حوزه معاونت‌های پژوهشی این دانشگاه‌ها تشکر و قدردانی می‌شود.

علاوه بر آن، مقادیر $Mg\#$ آمفیبول در نمونه‌ها، حد فاصل ترکیب پوسته و گوشته‌ای است. به طوری که سهم سنگ‌های پوسته‌ای در شکل‌گیری سنگ‌های گرانیتی نسبت به دایک‌ها بیشتر است و این موضوع نیز توسط مطالعات ژئوشیمی سنگ کل (Hamzehie, 2013) تأیید شده است.

منابع

- Abbot, R. N. and Clarke, D. B. (1979) Hypothetical liquidus relationships in the subsystem Al_2O_3 -FeO-MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for $(H_2O) < 1$. *Canadian Mineralogist* 17: 549-560.
- Abdel- Rahman, A. M. (1994) Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. *Journal of Petrology* 35: 525-541.
- Agemar, T., Worner, G. and Heumann, A. (1999) Stable isotopes and amphibole chemistry on hydrothermally altered granitoids in the north Chilean Precordillera: a limited role for meteoric water?. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 136: 331-344.
- Aghanabati, A. (1998) Major sedimentary and structural units of Iran (map). Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Alavi, M. (1994) Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229: 211-238.
- Alavi, M. (2004) Regional stratigraphy of the Zagros folded-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science* 304: 1-20.
- Bahrudi, A. (1999) Geological Quadrangle Map of Shahrab 1:100000, No. E6, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G. B. and Zeda, O. (1989) Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chemical Geology* 77: 165-182.
- Chivas, A. R. (1981) Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 78: 389-403.
- Clemens, J. D. and Wall, V. J. (1984) Origin and evolution of a peraluminous silicic ignimbrite suite: the Violet Town volcanics. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 88: 354-371.
- De Pieri, R. and Jobstraibizer, P. G. (1983) Crystal chemistry of biotite from dioritic to granodioritic rock type of Adamello massif (northern Italy). *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen* 148: 58-82.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1991) An introduction to the rock forming minerals. 17th edition, Longman, London.
- Droop, G. T. R. (1987) A general equation for estimating Fe^{3+} in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51: 431-437.
- Forster, M. D. (1960) Interpretation of the composition of tri octahedral mica. United State Geological Survey. Professional Paper 354-B: 1-48.
- Hamzehie, Z. (2013) Petrogenesis of the Nasrand intrusive mass, SE Ardestan. MSc thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. and

- Walker, J. D. (2008) U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-early Cambrian granitoids in Iran: implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics* 451: 71-96.
- Huaimin, X., Shuwen, D. and Ping, J. (2006) Mineral chemistry, geochemistry and U-Pb SHRIMP zircon data of the Yangxin monzonitic intrusive in the foreland of the Dabie orogen science in China. *Earth Sciences* 49: 684-695.
- Jabbari, A., Ghorbani, M., Koepke, J., Torabi, G. and Shirdashtzadeh, N. (2010) Petrography and mineral chemistry of basaltic dykes in the west of Borooni (SW of Ardestan, Iran): evidences of magma mixing. *Petrology* 1: 17-30 (in Persian).
- Kananian, A., Ahmadian J. and Sarjoughian, F. (2008) Mineral chemistry and thermobarometry of Kuh e-Dom granitoid, NE Ardestan. *Iranian Society of Crystallography and Mineralogy* 16: 49-66 (in Persian).
- Le Base, M. J. (1962) The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science* 260: 267-288.
- Leake, B. E. (1978) Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist* 63: 1023-1052.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M. (1982) Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of Paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters* 59: 139-154.
- Loucks, R. R. (1990) Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene. *Geology* 18: 346-349.
- Markl, G. and White, C. (1999) Complex zoning between super-calcic pigeonite and augite from the Graveyard Point sill, Oregon: a record of the interplay between bulk and interstitial liquid fractionation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 137: 170-183.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C. L. (2000) Dextral transpression in late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Structural Geology* 22: 1125-1139.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R. (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 397-412.
- Molina, J., Scarrow, J., Montero, P. G. and Bea, F. (2009) High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalic-hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 158: 69-98.
- Morimoto, N. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Fortschr mineral* 66: 237-252.
- Nachit, H. (1986) Contribution a l'etude analytique et experimental des biotites des granitoids Applications typologiques. PhD thesis, De L Universite, De Bretagne, Occidentale.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.1.H. and Ohoud, M. B. (2005) Discrimination between primary magmatic biotites, re-equilibrated biotites and neoformed biotites. *Compter Rendus Geoscience* 337: 1415-1420.
- Nisbet, E. G. and Pearce, I. A. (1977) Clinopyroxene compositions in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 62: 149-160.
- Partin, E., Hewitt, D. A. and Wones, D. R. (1983) Quantification of ferric iron in biotite. *Geological Society American, American*.
- Sarjoughian, F., Kananian, A. and Ahmadian J. (2012) Application of pyroxene chemistry for evaluation of temperature, pressure and petrogenesis in the Kuh-e Dom intrusion. *Petrology* 3: 97-110 (in Persian).
- Sengor, A. M. C. (1991) Late Paleozoic and Mesozoic evolution of the middle eastern Tethysides: implications for the Paleozoic geodynamics of the Tethyan Realm, IGCP Project 276. *Newsletter* 2: 111-149.

- Shabanian, N., Davoudian, A. R. and Soheilian, F. (2013) Tectonimagmatic of the Bagham intrusion, south west Ardestan, using clinopyroxene and amphibole chemistry. Iranian Society of Crystallography and Mineralogy 21: 471-486 (in Persian).
- Shahabpour, J. (2007) Island-arc affinity of the Central Iranian volcanic belt. Journal of Asian Earth Sciences 30: 652-665.
- Speer, J. A. (1984) Mica in igneous rocks. In: Micas (Ed. Bailey, S. W.) 13: 299-356. Mineralogy Society, American.
- Stein, E. and Dietl, E. (2001) Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implication for the geotectonic development of the Odenwald. Mineralogy and Petrology 72: 185-207.
- Vernon, R. H. (2004) A practical guide to rock microstructural. Cambridge University Press, Cambridge.
- White, A. J. R. and Chappell, B. W. (1983) Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold belt, southeastern Australia. Geological Society American 159: 21-34.
- Xie, Y. W. and Zhang, Y. Q. (1990) Peculiarities and genetic significance of hornblende from granite in the Hengduansan region. Acta Mineralogica Sinica (in Chinese) 10: 35-45.

The composition of the major minerals in the Nasrand intrusive rocks and its dikes

Fatemeh Sarjoughian ^{1*}, Jamshid Ahmadian ² and Ali Kananian ³

¹ Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

² Department of Geology, Payame Noor University, 19395-3697 Tehran, I. R. of Iran

³ School of Geology, College of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran

Abstract

The Nasrand intrusion, in the central part of Uromieh-Dokhtar magmatic belt is mainly composed of granite and granodiorite. The intrusive rocks are hosted by various dikes trending NW-SE. The granites and granodiorites are dominated by plagioclase, K-feldspar, quartz, biotite, amphibole, whereas the dikes are characterized by similar mineralogy in addition to pyroxene. The amphiboles are calcic with $(Na+K)_A \leq 0.5$ and magnesio -hornblende composition in the granitic rocks with $(Na+K)_A > 0.5$ and $Al^{IV} < Fe^{3+}$ and magnesio -hastingsite in the dikes. The plagioclase composition in the granitic rocks varies between albite and oligoclase and in the dikes from andesine to labradorite. The biotites with $Fe/(Fe+Mg) > 3$ are magnesio-biotites. The pyroxenes in the studied dikes are clinopyroxene with augite composition. The mineral chemistry of the biotites, amphiboles and pyroxenes indicate that this intrusion is calc-alkaline and have been crystallized in a subduction zone setting.

Key words: Mineral chemistry, Nasrand intrusion, Subduction, Ardestan, Uromieh-Dokhtar magmatic belt

* f.sarjoughian@uok.ac.ir