



## ارزیابی مؤلفه‌های فیزیکوشیمیایی مجموعه نفوذی نصرند با استفاده از ترکیب شیمی کانیها

فاطمه سر جوقیان\*

گروه علوم زمین، دانشکده علوم پایه، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

دریافت: ۱۳۹۳/۰۲/۲۲، پذیرش: ۱۳۹۴/۰۳/۲۶

### چکیده

توده گرانیتوئیدی نصرند، واقع در ۴۰ کیلومتری جنوب شرق اردستان، دارای ترکیب گرانیت و گرانودیوریت است و دایک‌های متعددی از جنس دیوریت و گابرو در آن تزریق شده است. پژوهش‌های پتروگرافی نشان می‌دهد، سنگ‌های گرانیتی و گرانودیوریتی دارای مجموعه کانیهای اصلی کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت هستند که در شرایط تقریباً تعادلی به سر می‌برند. دایک‌های دیوریتی و گابرویی به‌طور عمده شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول و پیروکسن هستند. آمفیبول‌های این مجموعه کلسیک است و ترکیب آنها در سنگ‌های گرانیتوئیدی معمولاً از هورنبلند تا اکتینولیت تغییر می‌کند؛ در حالی که در دایک‌های دیوریتی به سمت هاستینگزیت متمایل شده است. ترکیب پلاژیوکلازها در سنگ‌های گرانیتوئیدی از آلبیت تا الیگوکلاز و در دایک‌های دیوریتی و گابرویی از الیگوکلاز تا بیتونیت متغیر است. پیروکسن در دایک‌ها از نوع کلینوپیروکسن است و ترکیب اوژیت-دیوپسید دارد. میانگین فشار حاکم بر توده نفوذی، در هنگام جای‌گیری حدود ۱/۵۴ کیلو بار است که با عمق حدود ۵/۹ کیلومتری پوسته مطابقت دارد؛ در حالی که آمفیبول‌های موجود در دایک‌های دیوریتی، میانگین فشار تشکیل حدود ۲/۹۶ را نشان می‌دهند و بیانگر شکل‌گیری آن در اعماق حدود ۱۱/۴ کیلومتری است. میانگین دمای تبلور توده نفوذی حدود ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و آمفیبول دایک‌های دیوریتی ۹۴۰ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است. فوگاسیته اکسیژن در ماگمای سازنده سنگ‌های گرانیتوئیدی و دایک دیوریتی در بالای محدوده بافر Ni-NiO بوده و به ترتیب میزان ۱۲/۹- و ۱۰/۵- را نشان می‌دهد. میزان آب ماگمای سازنده سنگ‌های گرانیتوئیدی و دایک دیوریتی، به ترتیب حدود ۳/۶ و ۴/۶ محاسبه شده است.

واژه‌های کلیدی: فشارسنجی، دماسنجی، فوگاسیته اکسیژن، میزان آب، نصرند، اردستان

### مقدمه

عناصر زیادی در ساختار بلورین این کانی شرکت کنند. مقدار بعضی از این عناصر مانند Al, Ti, Ca و Na تابع فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن هستند و از این عناصر می‌توان در دما-فشارسنجی آمفیبول استفاده کرد (Hammarstrom and Zen, 1986). پژوهش‌ها نشان می‌دهد، میزان آلومینیوم موجود در ساختار آمفیبول در گرانیتوئیدهای کالک‌آلکان، به‌طور خطی با فشار تغییر می‌کند و بر این اساس، امکان تعیین عمق جایگیری توده وجود دارد (Schmidt, 1992)؛ زیرا مقدار Al در آمفیبول تابع غلظت Al در ماگمای مادر نبوده، بلکه عمدتاً تابع فشار حاکم بر تبلور آن است. با افزایش دما، آلومینیوم

درک چگونگی شکل‌گیری یک توده نفوذی، مستلزم شناخت شرایط حاکم بر تشکیل آن توده است. از آن‌جا که ترکیب کانیهای موجود در سنگ‌های آذرین، ارتباطی مستقیم با ترکیب ماگمای سازنده و شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر آن دارد، می‌توان با استفاده از ترکیب شیمیایی کانیها به ارزیابی مؤلفه‌های فیزیکوشیمیایی حاکم بر آن پرداخت. آمفیبول تقریباً در تمام سنگ‌های آذرین و در شرایط متنوعی از فشار و حرارت حضور دارد (Blundy and Holland, 1990) و فرمول شیمیایی گسترده آمفیبول‌ها موجب شده است تا

نمونه‌ها انتخاب و حدود ۲۰ نقطه از پلاژیوکلاز، ۱۱ نقطه از آمفیبول و ۲۱ نقطه از پیروکسن انتخاب شد و در دانشگاه ناروتو ژاپن به وسیله دستگاه میکروپروپ Jeol مدل JXA-8800R با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ kV و شدت جریان ۱۵ nA، مورد آنالیز قرار گرفتند که نتایج این آنالیزها در جدولهای ۱ تا ۳ دیده می‌شود. داده‌های به‌دست آمده از این آنالیزها با نرم‌افزارهای Minpet و Excel، مورد تحلیل و تفسیر قرار گرفتند.

#### زمین‌شناسی منطقه

توده گرانیتوئیدی نصرند با مساحتی حدود ۲۸ کیلومتر مربع در ۴۰ کیلومتری جنوب شرق اردستان قرار دارد. این منطقه بخشی از چهارگوش نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ انارک (Bahroudi, 1981) و ۱:۱۰۰۰۰۰ شهراب (Bahroudi, 1999) است و بین طولهای جغرافیایی ۳۳° ۳۴' تا ۵۲° ۳۴' شرقی و عرض جغرافیایی ۱۳' ۳۳° تا ۱۵' ۳۳° شمالی واقع شده است. این توده بخشی از ماگماتیسم ترشیری در غرب زون ایران مرکزی بوده و در کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر واقع شده است (Alavi, 1994). این توده درون واحدهای آتشفشانی با ترکیب آندزیت، ریولیت و داسیت با سن ائوسن نفوذ کرده است (Mohamadi, 1995)، بنابراین، سن تقریبی بعد از ائوسن برای آن پیشنهاد می‌شود. (شکل ۱). این توده نفوذی از لحاظ سنگ‌شناسی، دارای ترکیب گرانیت و گرانودیوریت است، به طوری که قسمت اعظم آن را سنگهای گرانیتی تشکیل می‌دهد و در بخشهایی نیز به گرانودیوریت، تغییر ترکیب داده است و با سنگهای آتشفشانی مرز ناگهانی دارند. این سنگها معمولاً دانه درشت هستند و با رنگ سفید تا صورتی در بین سنگ میزبان خودنمایی می‌کنند. در این توده دایک‌های متعددی با ترکیب سنگ‌شناسی دیوریت و گابرو با رنگ سبز تیره تا خاکستری تیره تزریق شده است. ضخامت این دایک‌ها متغیر است و از نیم متر تا یک متر تغییر می‌کند و غالباً دارای روند شمال غربی - جنوب شرقی هستند.

#### مشخصات پتروگرافی

##### توده نفوذی گرانیتی و گرانودیوریتی

این سنگها با بافتهای گرانولار، پوئی کلیتیک، پرتیتی و گرانوفیری، دارای کانیهایی کوارتز (۱۷ تا ۵۱ درصد)، ارتوکلاز

جایگزین Si در سایت تتراهدردی آمفیبول کلسیک می‌شود؛ در حالی که با افزایش فشار، آلومینیوم به تدریج جانشین Fe+Mg سایت اکتاهدردی M2 می‌شود (Hawthorne, 1981; Robinson et al., 1982; Anderson and Smith, 1995). بنابراین با افزایش دما و یا فشار،  $Al_2O_3$  موجود در آمفیبول افزایش می‌یابد (Moody et al., 1983). همچنین با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول می‌توان به محاسباتی چون تعیین درجه دما، فوگاسیته اکسیژن و میزان آب ماگمای تشکیل‌دهنده پرداخت (Ridolfi et al., 2010). یکی از روشهای معمول برای محاسبه دمای سنگهای کالک‌آلکانل، روش ترمومتری هورنبلند- پلاژیوکلاز است (Stein and Dietl, 2001) که با هم در تعادل باشند (Helmy et al., 2004) و در این صورت دمای به‌دست آمده، دمای تبلور نهایی توده گرانیتوئیدی است (Moazzen and Droop, 2005). از سوی دیگر، با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن، می‌توان به دما و فشار شکل‌گیری پیروکسن اقدام کرد که بیانگر دمای آغازین تشکیل توده است (Moazzen and Droop, 2005). توده نفوذی نصرند از سنگهای گرانیتی و گرانودیوریتی تشکیل شده و توسط دایک‌های متعددی با ترکیب دیوریتی و گابروی قطع شده‌اند. این توده نفوذی شامل کانیهایی ارتوکلاز، کوارتز، پلاژیوکلاز، آمفیبول، و بیوتیت است؛ در حالی که دایک‌های تزریق شده عمدتاً شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول و پیروکسن هستند. این کانیه‌ها در شرایط تقریباً تعادلی به‌سر می‌برند و آن را برای محاسبات دما- فشارسنجی مناسب ساخته است. با توجه به این‌که در پژوهشهای قبلی، از جمله حمزه‌ای (Hamzeii, 2013) و کنعانیان و همکاران (Kananian et al., 2014)، به بررسی ژئوشیمی سنگ کل پرداخته شده است. در این پژوهش با بهره‌گیری از ترکیب کانیهایی موجود در این سنگها سعی می‌شود، به بررسی شرایط فیزیکیوشیمیایی، اعم از تعیین فشار و دما، فوگاسیته اکسیژن، میزان آب ماگما پرداخته شود.

#### روش مطالعه

پس از مطالعه و بررسیهای صحرائی و نمونه‌برداری از واحدهای مختلف توده نفوذی نصرند، تعداد بیش از ۱۰۰ مقطع نازک صیقلی تهیه و به وسیله میکروسکپ، مورد بررسی پتروگرافی قرار گرفتند. در مرحله بعد از بین آنها، سالم‌ترین

تا ۴ میلی‌متری دیده می‌شود. ارتوکلاز اغلب به صورت بی‌شکل تا شکل‌دار، در اندازه متوسط تا درشت‌دانه با اندازه تقریبی ۰/۵ تا ۶ میلی‌متری در این سنگها دیده می‌شود و اغلب پرتیتی شده که بیانگر اختلاط ناپذیری فازهای سرشار از سدیم و پتاسیم است.

(۱۷ تا ۵۳ درصد)، پلاژیوکلاز (۱۲ تا ۳۲ درصد)، آمفیبول (۴ تا ۹ درصد)، بیوتیت (کمتر از ۲ درصد)، آپاتیت، تیتانیت، کانی کدر و زیرکن هستند. کوارتز شفاف، با حاشیه مضرس و دارای خاموشی موجی است و اغلب به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل در اندازه‌های کوچک تا درشت در اندازه تقریبی ۰/۳

جدول ۱. نتایج آنالیز مایکروپروپ آمفیبول در توده نفوذی نصرند و دایک‌های آن

Table 1. Electron-microprobe analyses of amphibole in the Nasrand intrusion and dikes

Sample	A7.2.1	A7.2.2	A7.3.1	A7.3.2	N16.2.1	N16.2.2	N16.3.1	N16.3.2	N16.3.4	N31.3.1	N31.3.2
Type	D.D	D.D	D.D	D.D	Grd	Grd	Grd	Grd	Grd	Grd	Grd
SiO <sub>2</sub>	43.00	42.19	44.09	42.09	47.31	47.76	45.01	47.35	48.56	48.26	47.35
TiO <sub>2</sub>	2.61	3.27	2.73	3.49	1.30	1.40	0.96	1.41	1.10	1.18	1.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.71	11.63	10.36	11.70	6.55	6.05	9.56	5.90	5.44	5.37	5.90
FeO	13.95	12.28	12.31	12.45	17.31	16.79	17.91	16.75	15.46	17.16	16.75
MnO	0.34	0.29	0.31	0.29	0.53	0.47	0.47	0.54	0.38	0.51	0.54
MgO	13.40	13.84	14.72	13.68	12.16	12.47	13.68	13.11	14.15	12.66	13.11
CaO	10.37	10.92	10.82	10.94	10.16	10.82	8.38	10.66	11.15	10.65	10.66
Na <sub>2</sub> O	2.74	2.72	2.68	2.67	1.56	1.64	1.03	1.85	1.44	1.44	1.85
K <sub>2</sub> O	0.80	0.70	0.55	0.61	0.99	0.74	0.70	0.72	0.82	0.73	0.72
total	97.93	97.83	98.56	97.91	97.88	98.13	97.70	98.27	98.50	97.94	98.27
TSi	6.25	6.13	6.31	6.11	6.91	6.98	6.16	6.89	7.00	7.04	6.89
TAl	1.76	1.87	1.69	1.89	1.09	1.02	1.61	1.01	0.92	0.92	1.01
TFe <sup>3</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.10	0.07	0.04	0.10
TTi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CAI	0.08	0.12	0.06	0.11	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CCr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CFe <sup>3</sup>	0.96	0.74	0.89	0.75	0.97	0.70	1.92	0.82	0.76	0.83	0.82
CTi	0.29	0.36	0.29	0.38	0.14	0.15	0.10	0.15	0.12	0.13	0.15
CMg	2.90	3.00	3.14	2.96	2.65	2.72	2.92	2.84	3.04	2.75	2.84
CFe <sup>2</sup>	0.73	0.75	0.58	0.76	1.14	1.35	0.00	1.11	1.03	1.23	1.11
CMn	0.04	0.04	0.04	0.04	0.07	0.06	0.06	0.07	0.05	0.06	0.07
CCa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BMg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BFe <sup>2</sup>	0.00	0.00	0.00	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	0.00	0.00	0.00
BCa	1.61	1.70	1.66	1.70	1.59	1.69	1.29	1.66	1.72	1.66	1.66
BNa	0.39	0.30	0.34	0.30	0.41	0.31	0.29	0.34	0.28	0.34	0.34
ACa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ANa	0.38	0.47	0.40	0.45	0.03	0.16	0.00	0.18	0.13	0.07	0.18
AK	0.15	0.13	0.10	0.11	0.19	0.14	0.13	0.13	0.15	0.14	0.13

جدول ۲. نتایج آنالیز مایکروپروب پلاژیوکلازها در توده نفوذی نصرند و دایک‌های آن

Table 2. Electron-microprobe analyses of plagioclase in the Nasrand intrusion and dikes

Sample	A13.1.1	A13.1.2	A13.1.3	A13.1.4	A13.3.1	A13.3.2	A17.1.4	A17.1.5	A17.2.2	A17.2.3
Type	D.D	D.D	D.D	D.D	D.D	D.D	G.D	G.D	G.D	G.D
SiO <sub>2</sub>	54.95	64.65	55.76	53.41	65.13	64.76	47.28	48.32	60.03	63.36
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.00	0.10	0.01	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.58	21.84	27.48	28.64	23.09	21.99	33.21	32.55	25.58	23.17
FeO	0.55	0.07	0.61	0.64	0.14	0.03	0.49	0.42	0.07	0.06
MnO	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.05	0.01	0.02	0.08	0.02	0.10	0.09	0.08	0.02	0.00
CaO	10.74	3.15	10.26	11.72	3.65	2.97	17.03	16.45	7.10	4.25
Na <sub>2</sub> O	5.12	9.78	5.54	4.52	9.67	9.84	1.87	2.13	7.55	8.93
K <sub>2</sub> O	0.35	0.08	0.48	0.32	0.15	0.10	0.08	0.11	0.11	0.13
total	99.38	99.58	100.25	99.34	101.86	99.79	100.06	100.09	100.46	99.93
Si	9.99	11.44	10.05	9.75	11.29	11.43	8.70	8.86	10.65	11.20
Al	5.91	4.55	5.84	6.16	4.71	4.57	7.20	7.03	5.34	4.82
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe <sup>2</sup>	0.08	0.01	0.09	0.10	0.02	0.01	0.08	0.06	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.00
Ca	2.09	0.60	1.98	2.29	0.68	0.56	3.36	3.23	1.35	0.81
Na	1.81	3.36	1.94	1.61	3.25	3.36	0.67	0.76	2.60	3.06
K	0.08	0.02	0.11	0.08	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03
Ab	45.40	84.50	48.10	40.30	82.10	85.30	16.50	18.80	65.40	78.60
An	52.60	15.00	49.20	57.80	17.10	14.20	83.10	80.50	34.00	20.70
Or	2.11	0.40	2.81	1.90	0.80	0.60	0.40	0.60	0.60	0.80
Sample	A17.3.1	A17.3.2	N16.1.1	N16.1.2	N16.1.3	N16.2.1	N16.3.1	N16.3.4	N16.3.5	N31.3.1
Type	G.D	G.D	Grd	Grd	Grd	Grd	Grd	Grd	Grd	Grd
SiO <sub>2</sub>	51.77	51.24	64.14	61.42	61.65	63.19	62.99	63.23	62.65	67.21
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.04	30.43	22.76	24.00	23.11	24.07	23.13	23.04	23.06	20.46
FeO	0.57	0.66	0.04	0.16	0.21	0.17	0.27	0.20	0.36	0.00
MnO	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
MgO	0.09	0.14	0.01		0.01	0.01	0.00	0.01	0.12	0.00
CaO	13.17	13.82	3.78	5.52	5.60	5.13	4.42	4.47	4.26	0.89
Na <sub>2</sub> O	3.93	3.87	8.98	7.57	8.28	8.02	8.84	8.88	8.61	10.56
K <sub>2</sub> O	0.19	0.19	0.10	1.33	0.44	0.62	0.37	0.37	0.16	0.07
total	99.76	100.34	99.79	100.00	99.30	101.21	100.07	100.22	99.23	99.20
Si	9.45	9.33	11.32	10.95	11.04	11.06	11.15	11.18	11.16	11.83
Al	6.46	6.53	4.73	5.04	4.88	4.96	4.82	4.80	4.84	4.24
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>2</sup>	0.09	0.10	0.01	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.05	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Ca	2.58	2.70	0.71	1.06	1.08	0.96	0.84	0.85	0.81	0.17
Na	1.39	1.37	3.07	2.62	2.88	2.72	3.03	3.04	2.98	3.61
K	0.04	0.04	0.02	0.30	0.10	0.14	0.08	0.08	0.04	0.02
Ab	34.70	33.30	80.70	65.90	71.00	71.20	76.70	76.60	77.80	95.10
An	64.20	65.70	18.80	26.50	26.50	25.20	21.20	21.30	21.30	4.40
Or	1.10	1.10	0.60	7.60	2.50	3.60	2.10	2.10	1.00	0.40



ادامه جدول ۳. نتایج آنالیز مایکروپروپ پیروکسن در دایک‌های مجموعه نفوذی نصرند

**Table 3 (Continued).** Electron-microprobe analyses of plagioclase in the Nasrand intrusion and dikes

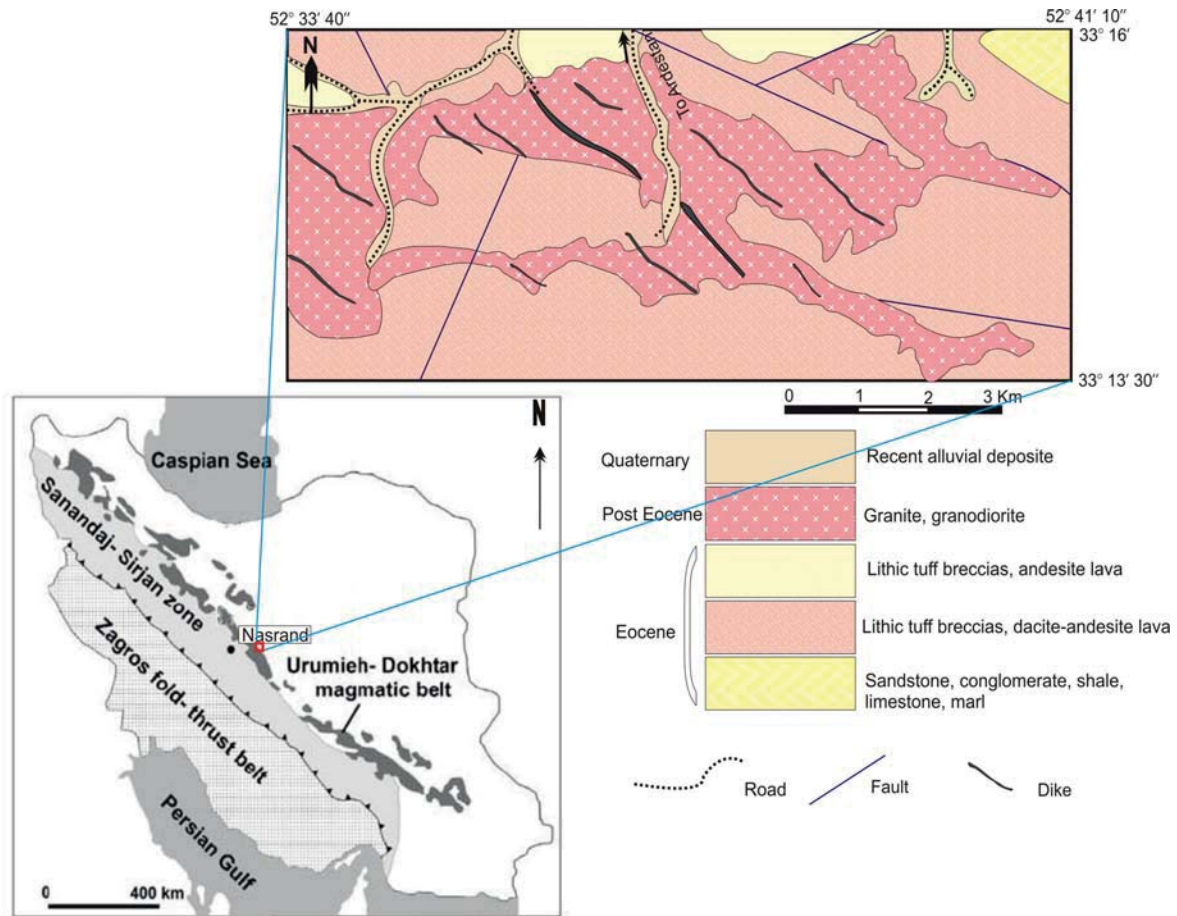
Sample	A33.1.1	A33.1.2	A33.1.3	A33.2.1	A33.2.2	A33.2.3	A33.3.1	A33.3.2	A33.3.3	A33.3.4
Type	G.D	G.D	G.D	G.D	G.D	G.D	G.D	G.D	G.D	G.D
SiO <sub>2</sub>	51.84	51.95	50.13	47.54	51.53	51.92	48.97	51.15	51.32	51.44
TiO <sub>2</sub>	0.48	0.46	0.86	1.35	0.50	0.51	0.93	0.44	0.51	0.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.38	2.22	3.21	5.81	2.14	1.47	4.55	2.44	2.52	1.80
FeO	8.61	7.86	11.56	8.65	8.58	12.40	6.84	7.51	8.13	10.40
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.08	0.11	0.03	0.15	0.08	0.01	0.68	0.29	0.06	0.02
MnO	0.20	0.25	0.40	0.17	0.23	0.52	0.12	0.23	0.19	0.34
NiO	0.00	0.03	0.08	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.01
MgO	16.94	17.16	14.50	13.80	16.12	15.02	15.19	17.06	16.66	15.77
CaO	19.28	20.43	19.43	21.38	20.52	17.81	21.38	19.85	20.75	19.14
Na <sub>2</sub> O	0.17	0.19	0.35	0.29	0.19	0.21	0.26	0.21	0.16	0.21
K <sub>2</sub> O	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
total	100.01	100.65	100.55	99.13	99.88	99.89	98.91	99.16	100.32	99.64
TSi	1.91	1.90	1.86	1.78	1.91	1.95	1.82	1.89	1.88	1.92
TAl	0.09	0.10	0.14	0.22	0.09	0.05	0.18	0.11	0.11	0.08
TFe <sup>3</sup>	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
M1Al	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
M1Ti	0.01	0.01	0.02	0.04	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01
M1Fe <sup>3</sup>	0.07	0.09	0.11	0.13	0.08	0.03	0.10	0.09	0.10	0.07
M1Fe <sup>2</sup>	0.00	0.00	0.06	0.03	0.02	0.11	0.00	0.00	0.00	0.04
M1Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00
M1Mg	0.91	0.89	0.80	0.77	0.89	0.84	0.83	0.89	0.89	0.88
M1Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M2Mg	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.03	0.00
M2Fe <sup>2</sup>	0.20	0.14	0.19	0.12	0.17	0.25	0.11	0.14	0.14	0.21
M2Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01
M2Ca	0.76	0.80	0.77	0.86	0.81	0.72	0.85	0.79	0.82	0.76
M2Na	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02
M2K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

#### دایک‌های دیوریتی - گابرویی

این سنگها غالباً شامل پلاژیوکلاز (۴۰ تا ۶۸ درصد)، پیروکسن (۱ تا ۴۰ درصد) و آمفیبول (۶ تا ۳۲ درصد) هستند و بافت‌های پورفیری، میکروگرانولار، پوئی کلیتیک، افیتیک و ساب‌افیتیک در آنها دیده می‌شود. پلاژیوکلازها به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار از فراوانی قابل ملاحظه‌ای نسبت به کانیهای دیگر برخوردارند و معمولاً دارای ماکل پلی‌سننتیک و یا منطقه‌بندی هستند و در برخی نمونه‌ها متحمل دگرسانیهای سریسیتی و سوسوریتی شده‌اند. پیروکسن در این سنگها غالباً نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار است و در برخی موارد به صورت درشت‌دانه ظاهر شده و گاهی نیز به صورت ریزدانه در تماس با پلاژیوکلازها، بافت افیتیک و ساب‌افیتیک را ایجاد کرده‌اند.

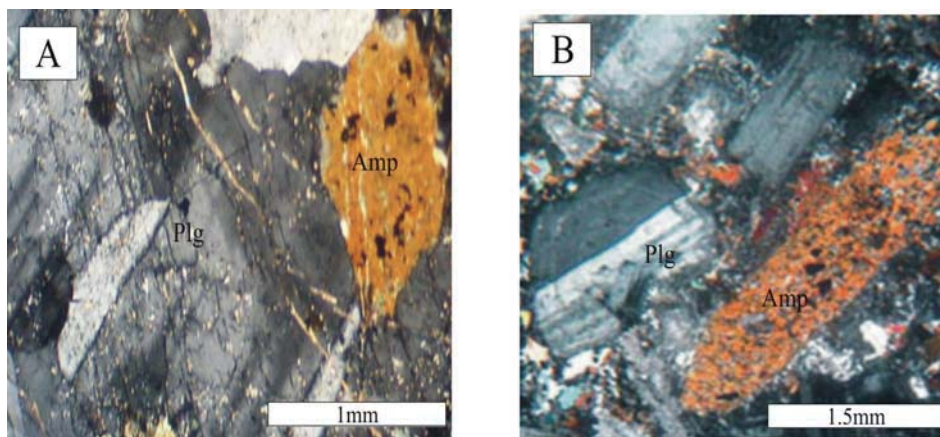
این بلورها گاهی به اکتینولیت، کلریت و کانیهای کدر تجزیه شده‌اند. آمفیبول‌ها از نوع هورنبلند سبز بوده و عمدتاً نیمه‌شکل‌دار هستند (شکل ۲-B) و در برخی موارد به کلریت، تیتانیت و کانیهای کدر دگرسان شده‌اند. ارتوکلاز و کوارتز معمولاً بی‌شکل هستند و با حجم اندک و کمتر از ۳ درصد، در فضای بین کانیهای دیگر قرار گرفته‌اند و جزو کانیهای فرعی محسوب می‌شوند. از دیگر کانیهای فرعی این سنگها، می‌توان به بیوتیت، اسفن، آپاتیت و کانیهای کدر اشاره کرد. اسفن به دو صورت بلورهای شکل‌دار اولیه و یا بی‌شکل ثانویه، که محصول دگرسانی کانیهای مافیک هستند، در سنگها حضور دارد. آپاتیت و کانیهای کدر نیز غالباً به صورت ادخال درون کانیهای دیگر جای گرفته‌اند.





شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی توده نفوذی نصرند با اقتباس از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ شهراب (Bahroudi, 1999) با اندکی تغییرات و موقعیت آن روی کمربند ماگمایی ارومیه- دختر در نقشه زمین‌شناسی ایران (Aghanabati, 1998)

**Fig. 1.** Geological map of the Nasrand intrusion and its situation in the Geological Map 1:100000 of Shahrab (Bahroudi, 1999) with slightly modified and situation of it in the Urumieh Dokhtar magmatic arc in the geological map of Iran (Aghanabati, 1998)



شکل ۲. بلورهای آمفیبول و پلاژیوکلاز که در مجاورت هم قرار گرفته‌اند در A: سنگ گرانودیوریت و B: دایک دیوریتی مجموعه نصرند (Plg و Amp به ترتیب پلاژیوکلاز و آمفیبول هستند).

**Fig. 2.** Photomicrographs of the amphibole coexist with plagioclase in the A: granodiorite rocks, and B: dioritic dikes of Nasrand complex. (Plg and Amp are plagioclase and amphibole, respectively).

## شیمی کانیها

بلورهای پلاژیوکلاز بر مبنای داده‌های مایکروپروب، دارای زونینگ نوسانی و معکوس هستند و در نمودار مثلثی آلبیت-انورتیت-ارتوکلاز (Deer et al., 1991)، توده نفوذی گرانیتی و گرانودیوریتی در گستره ترکیبی بین اوایل آلبیت تا اواخر الیگوکلاز، دایک‌های دیوریتی از اوایل الیگوکلاز تا لابرادوریت و دایک‌های گابرویی از الیگوکلاز تا اواخر بیتونیت تغییر می‌کند (شکل ۳).

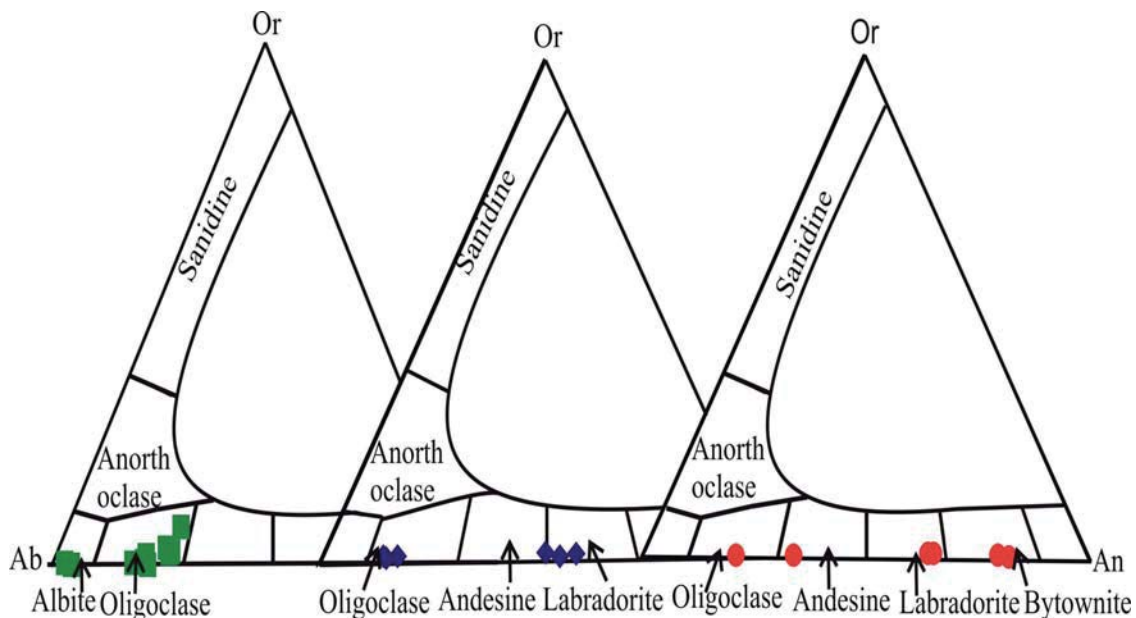
آمفیبول‌های مورد بررسی، مطابق با رده‌بندی لیک و همکاران (Leake et al., 1997) در گروه آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند و ترکیب آنها در سنگهای گرانیتی و گرانودیوریتی از چرماکیت هورنبلند-منیزیوهورنبلند تا اکتینولیت-هورنبلند تغییر می‌کند (شکل ۴). هلمی و همکاران (Helmy et al., 2004) عقیده دارند که اکتینولیت نمی‌تواند حاصل فاز اولیه ماگما باشد و بنابراین می‌توان گفت که این کانی در فاز ساب‌سولیدوس متبلور شده و حاصل دگرسانی پیروکسن و آمفیبول است. همچنین آمفیبول‌ها در دایک‌های دیوریتی با  $(Na+K) A \geq 0.5$  و  $Al^{VI} < Fe^{3+}$  ترکیب هاستینگزیت-هورنبلند هاستینگزیت نشان می‌دهند.

پیروکسن‌های مورد بررسی بر اساس نمودار سه‌تایی Jd (ژادئیت)، Ae (اژیرین) و Q (پیروکسن‌های Ca-Mg-Fe) (شکل ۵- A) در قلمرو پیروکسن‌های آهن-منیزیم-کلسیم (Quad) واقع شده‌اند (Morimoto, 1988). برای تفکیک پیروکسن‌های گروه Ca-Mg-Fe، نمونه‌ها روی نمودار شکل ۵- B منتقل شده‌اند (Morimoto, 1988) و همان‌گونه که در این نمودار ملاحظه می‌شود، پیروکسن‌های مورد نظر جزو کلینوپيروکسن‌ها بوده و غالباً در محدوده اوژیت واقع شده‌اند.

## بحث و بررسی

## شرایط فیزیوشیمیایی

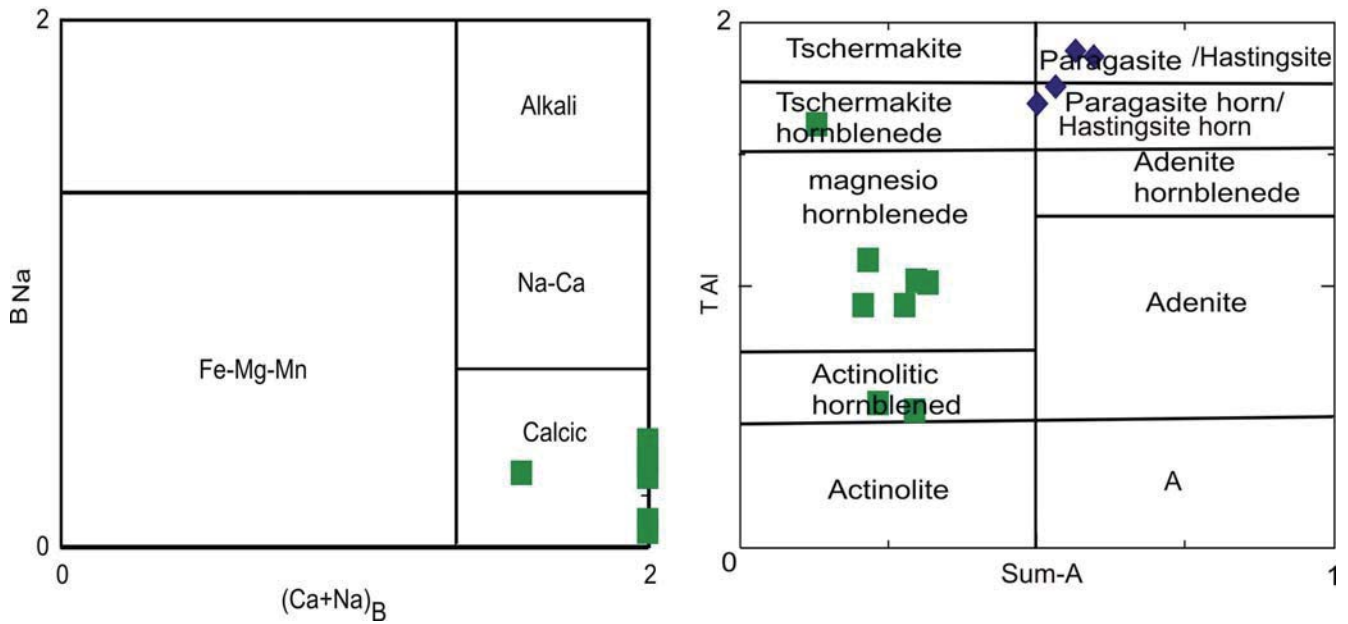
از آن جایی که درک تحول و تکامل یک توده نفوذی نیازمند داشتن اطلاعاتی در مورد عمق و سرعت صعود توده نفوذی است، در این پژوهش، با استفاده از ترکیب شیمیایی کانیها به ارزیابی شرایط فیزیوشیمیایی ماگمای سازنده توده نفوذی مورد پژوهش مانند فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن و میزان آب اقدام شده است.



شکل ۳. طبقه‌بندی فلدسپارهای موجود در مجموعه نفوذی نصرند در نمودار مثلثی آلبیت-انورتیت-ارتوکلاز (Deer et al., 1991). علامت مربع نماینده توده گرانیتی، علامت لوزی بیانگر دایک دیوریتی و دایره نیز بیانگر دایک گابرویی است.

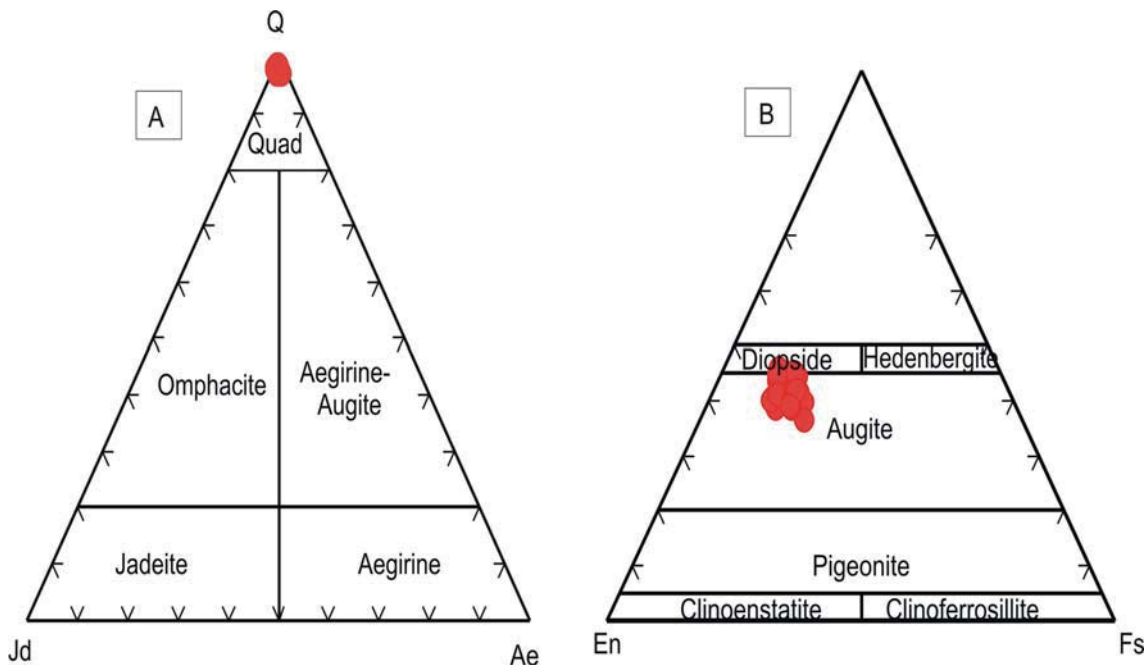
**Fig. 3.** Classification of feldspar in the Nasrand intrusive complex on the An-Ab-Or Diagram (Deer et al., 1991). Symbols: Squares: granitic rocks; Diamond: dioritic dike; Circles: gabbroic dike.





شکل ۴. طبقه‌بندی آمفیبول‌های مجموعه نفوذی نصرند بر اساس ترکیب شیمیایی آنها (Leak et al., 1997). علامت مربع بیانگر توده گرانیتی و علامت لوزی بیانگر دایک دیوریتی است.

**Fig. 4.** Classification of amphiboles in the Nasrand intrusive complex (Leake et al., 1997). Symbols: Squares: granitic rocks; Diamond: dioritic dike.



شکل ۵. طبقه‌بندی پیروکسن‌های موجود در دایک‌های گابرویی مجموعه نفوذی نصرند A: نمودارهای سه‌تایی Q - Ae - Jd و B: Wo-En-Fs (Morimoto, 1988).

**Fig. 5.** Situation of pyroxenes of the gabbroic dikes of the Nasrand intrusive complex in the A: Q-Ae Jd, and B: Wo-En-Fs triangle diagrams of pyroxenes (Morimoto, 1988).

## فشارسنجی

یکی از رایج‌ترین و متداول‌ترین فشارسنجها، استفاده از فشارسنجی آلومینیوم در ساختار آمفیبول است (Hammarstrom and Zen, 1986; Hollister et al., 1992; Schmidt, 1992) و لازمه استفاده از این فشارسنجی، وجود هم‌یافت کانی‌شناسی هورنبلند، پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوکلاز و بیوتیت در شرایط تعادلی است (Vyhnal et al., 1991). حضور مجموعه کانیهای یادشده، تأثیرات ترکیبی را محدود کرده است و بیانگر آن است که این مجموعه کانیها در شرایط سولیدوس متبلور شده است و فشار محاسبه شده، فشار حاصل از تبلور ماگماست و نبود مجموعه هم‌یافت یادشده، بیانگر آن است که فشار محاسبه شده، ترجیحاً منعکس کننده عمقی است که هورنبلند متبلور شده، تا فشاری که توده گرانیتوئیدی متبلور شده است (Anderson and Smith, 1995; Moazzen and Droop, 2005).

از طرف دیگر بالا بودن فوگاسیته اکسیژن مجموعه نفوذی، یکی دیگر از شرطهای استفاده از این روش فشارسنجی است. بدین جهت باید در ساختار آمفیبول‌ها میزان  $Fe_{tot}/Fe_{tot}+Mg < 0.16$  باشد. زیرا در صورت پایین بودن فوگاسیته اکسیژن،  $Fe^{2+}$  در شبکه هورنبلند قرار می‌گیرد و باعث افزایش  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  و  $Mg/Fe$  در آمفیبول شده و در نتیجه Mg به همراه Al وارد شبکه چرماک می‌شود و بدین ترتیب، فوگاسیته اکسیژن پایین، باعث افزایش مقدار واقعی  $Al_T$  در آمفیبول می‌شود (Stein and Dietl, 2001). لازم به ذکر است، این رابطه نمی‌تواند به‌طور دقیق گویای میزان فوگاسیته اکسیژن باشد، زیرا که، بر اساس محاسبات استوکیومتری به‌دست آمده است. از این‌رو برای تشخیص فوگاسیته اکسیژن بهتر است حضور و غیاب کانیها را مورد بررسی قرار دهیم. به عقیده استین و داتیل (Stein and Dietl, 2001)، وجود مانیتیت بیانگر میزان  $fO_2$  بالاست و حضور ایلمنیت نشان‌دهنده پایین بودن  $fO_2$  است و به نظر وونز (Wones, 1989)، حضور هم‌زمان تیتانیت + مانیتیت + کوارتز، همراه با کلینوپیروکسن یا آمفیبول، بیانگر بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در ماگمای سازنده آنهاست. همچنین هلمی و همکاران (Helmy et al., 2004)، اعتقاد دارند وجود مانیتیت و تیتانیت شکل‌دار به‌عنوان بلورهای اولیه ماگمایی، نشانگر اکسیدان بودن ماگماست.

علاوه بر آن، در آمفیبول‌هایی که برای محاسبات فشارسنجی استفاده می‌شوند، باید تعداد کاتیون‌های  $Ca \geq 1/5$  و  $Si \leq 7/5$  باشد (Hammarstrom and Zen, 1986). البته باید توجه کرد که برای محاسبات فشارسنجی از آمفیبول‌هایی که ترکیب اکتینولیتی دارند خودداری شود، چرا که، معمولاً اکتینولیت در فاز ساب‌سولیدوس و در اثر دگرسانی پیروکسن و هورنبلند ایجاد می‌شود (Helmy et al., 2004).

توده نفوذی نصرند با داشتن هم‌یافت کانی‌شناسی کوارتز، پتاسیم فلدسپار، پلاژیوکلاز و بیوتیت و مناسب بودن نسبت  $Fe_{tot}/Fe_{tot}+Mg < 0.44$  و حضور مانیتیت و تیتانیت شکل‌دار که بیانگر بالا بودن فوگاسیته اکسیژن است و همچنین دارا بودن هورنبلندهایی با میزان سیلیسم و کلسیم قابل قبول ( $Ca > 1.58$  و  $Si < 7$ )، آن را برای محاسبات فشارسنجی مناسب می‌سازد. برای پرهیز از بروز خطا، از وارد کردن داده‌های مربوط به آمفیبول‌های اکتینولیتی خودداری شده است.

پژوهشها نشان می‌دهد، میزان آلومینیوم در هورنبلند با فشار تبلور رابطه خطی دارد و بر این اساس تعیین عمق جایگزینی توده امکان‌پذیر است (Vyhnal et al., 1991). پژوهشگران، فشارسنجیهای متعددی با استفاده از آلومینیوم موجود در هورنبلند طراحی کرده‌اند (Hammarstrom and Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Schmidt, 1992). لکن از آن‌جا که بر اساس پیشنهاد آگو (Ague, 1997)، نتایج تعیین فشار به روش اشمیت (Schmidt, 1992)، با فشارهای به‌دست آمده از بررسیهای صحرائی و هم‌یافت کانی‌شناسی هاله دگرگونی توده نفوذی هماهنگی بیشتری دارد، از این روش برای ارزیابی فشار حاکم بر توده نفوذی استفاده شده است. طبق این روش، میانگین فشار به‌دست آمده هنگام جایگزینی توده نفوذی نصرند حدود  $1/6$  کیلوپار به دست می‌آید.

اندرسون و اسمیت (Anderson and Smith, 1995)، بر این باورند که دما از جمله مؤلفه‌هایی است که بر محاسبه فشار تأثیر دارد و در دماهای بالا موجب افزایش آلومینیوم تتراهدردی در هورنبلند و به تبع آن، افزایش آلومینیوم کل می‌شود. بنابراین، این پژوهشگران رابطه اشمیت را تصحیح و فشارسنجی را طراحی کردند که تأثیر دما در آن مد نظر قرار داده شده است و در شرایط  $600^\circ C$  تا  $800^\circ C$  و فشار  $10^5 \times$

در دایک‌های دیوریتی، حدود ۱۱/۴ کیلومتر به دست آمده است.

نتایج به دست آمده از فشارسنجیهای مختلف بیانگر جایگزینی توده نفوذی نصرند در سطوح کم عمق پوسته‌ای است که این نتایج با مشاهدات پترولوژیکی و شواهد بافتی از قبیل شکل توده‌ای و مرز ناگهانی سنگهای نفوذی با سنگهای میزبان و کناره‌های نامنظم توده هماهنگ است. علاوه بر این شواهدی مانند بافت دانه ریز تا دانه متوسط، بافت گرانوفیری، عملکرد آلتراسیون هیدروترمال در نمونه‌ها، و همراهی سنگهای آتشفشانی تقریباً هم سن ترشیاری و هم ترکیب با مجموعه نفوذی، با فرض جای گیری توده نفوذی فلسیک در فشارهای کم مطابقت دارند (Clarke, 1992). علاوه بر آن به نظر می‌رسد آمفیبول موجود در دایک بازیک در عمق بیشتر متبلور شده و سپس به افقهای بالاتر صعود کرده است.

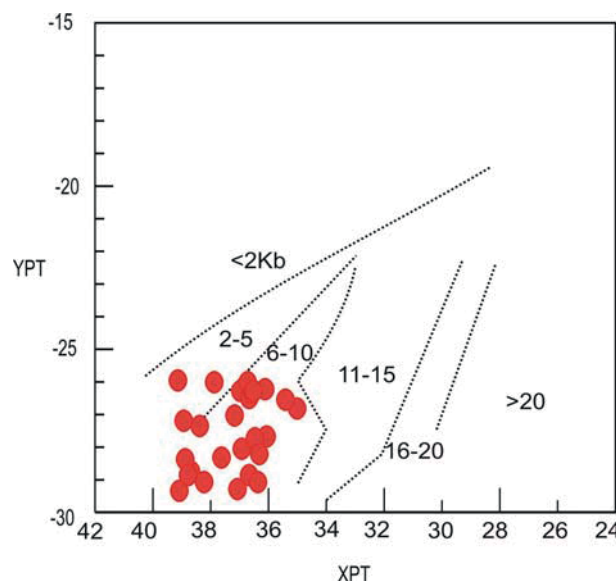
برای تعیین فشار تشکیل پیروکسن‌ها، می‌توان از نمودار سوئسو (Soesoo, 1997) و با استفاده از میزان XPT و YPT استفاده کرد. مؤلفه‌های XPT و YPT (شکل ۶) بر اساس رابطه‌های زیر محاسبه می‌شوند (Soesoo, 1997).

$$\begin{aligned} XpT &= 0.446SiO_2 + 0.187TiO_2 - 0.404Al_2O_3 + \\ &+ 0.346FeO(tot) - 0.052MnO + 0.309MgO + \\ &+ 0.431CaO - 0.446Na_2O \\ YpT &= -0.369SiO_2 + 0.535TiO_2 - 0.317Al_2O_3 + \\ &+ 0.323FeO(tot) + 0.235MnO - 0.516MgO - \\ &- 0.167CaO - 0.153Na_2O \end{aligned}$$

۱ تا  $1 \times 10^6$  کیلو پاسکال قابل استفاده است (Idrus et al., 2007). طبق این روش نیز میانگین فشار محاسبه شده حدود ۱/۴۹ به دست می‌آید. با در نظر گرفتن میزان خطا  $\pm 0/6$  در فشارسنجی اشمیت (Schmidt 1992) و اندرسون و اسمیت (Anderson and Smith 1995)، میزان محاسبه شده با یکدیگر هم‌پوشانی دارند و بیانگر درستی محاسبات انجام شده است.

برای محاسبه فشار شکل‌گیری آمفیبول‌ها در دایک‌های دیوریتی با استفاده از ترکیب آمفیبول، می‌توان از فشارسنجی ریدولفی و همکاران (Ridolfi et al., 2010) استفاده کرد که برای سنگهای آتشفشانی کالک-آلکان مرتبط با سیستم‌های فرورانش قابل استفاده است و در محدوده دمایی ۵۵۰ تا ۱۱۲۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱۳۰ تا ۱۰۰۰ مگاپاسکال و بافریننگ  $5 < \Delta NNO < -1$  و میزبان  $X_{H_2O}$  (Ridolfi et al., 2010). با توجه به این نکته که این فشارسنجی برای سنگهای آتشفشانی قابل استفاده است، لکن در دایک‌های موردنظر با بافت پورفیری نیز کاربرد داشته و میانگین فشاری حدود  $2/96 \pm 0/3$  کیلوبار ارزیابی شده است.

بر اساس چگالی سنگهای پوسته‌ای  $2/65 \text{ gr/cm}^3$  (Helmy et al., 2004) و با توجه به میانگین فشارهای محاسبه شده، عمق تشکیل توده نفوذی حدود ۵/۹ و عمق تشکیل آمفیبول



شکل ۶. تعیین فشار تبلور پیروکسن در دایک گابرویی مجموعه نفوذی نصرند با استفاده از نمودار سوئسو (Soesoo, 1997)

**Fig. 6.** The estimation of crystallization pressure of pyroxene in the gabbroic dike of the Nasrand intrusive complex by Soesoo (1997).

دماسنجی دیگری نیز توسط ریدولفی و همکاران (Ridolfi et al., 2010) ارائه شده است که وابسته به اندیس سیلیس است. با استفاده از این دماسنجی دمای شکل‌گیری آمفیبول در دایک‌های دیوریتی حدود ۹۴۰ درجه سانتی‌گراد ارزیابی شده است.

برای بررسی دمای تشکیل پیروکسن‌ها از ترمومتری‌های ارائه شده توسط محققان مختلف استفاده شده است. سوئسو (Soesoo, 1997) نموداری را طراحی کرد که بر اساس مؤلفه‌های XPT و YPT است و مطابق با این روش دمای تشکیل پیروکسن‌ها حدود ۱۱۵۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتی‌گراد ارزیابی می‌شود (شکل ۷). نیمیس و تیلور (Nimis and Taylor, 2000) رابطه‌ای را برای دمای تشکیل پیروکسن‌ها ارائه کردند که بر اساس آن میانگین دمای تشکیل پیروکسن‌های مورد نظر حدود ۱۰۲۲ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است. از طرف دیگر پوتیرکا (Putirka, 2008) و پوتیرکا و همکاران (Putirka et al., 1996; Putirka et al., 2003) روابطی را ارائه کردند که به وسیله آنها دمای تشکیل پیروکسن‌ها به دست می‌آید. با استفاده از هر یک از این روابط، دماهایی به دست آمده است که در محدوده  $1127^{\circ}\text{C}$  تا  $1194^{\circ}\text{C}$  (میانگین ۱۱۶۳ درجه سانتی‌گراد) به دست آمده است و با دماهای برآورد شده با استفاده از نمودار سوئسو (Soesoo, 1997) مطابقت دارد.

#### تخمین فوگاسیته اکسیژن

از آن‌جا که فوگاسیته اکسیژن عامل مؤثری در کنترل فرآیندهای ماگمایی به شمار می‌آید (Kilinc et al., 1983; Moretti, 2005; Botcharnikov et al., 2005) و تأثیر به‌سزایی در دمای لیکیدوس و ترکیب بلور-مذاب دارد (France et al., 2010) و بر توالی تبلور و نوع کانیهای تبلور یافته مؤثر است، بنابراین یکی از عامل‌های مهم برای شناسایی شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر تبلور یک توده نفوذی، تعیین فوگاسیته اکسیژن به‌شمار می‌آید. با استفاده از هم‌یافت و ترکیب شیمی کانیها، می‌توان به‌طور تقریبی میزان فوگاسیته اکسیژن ماگما را دریافت کرد. به‌عنوان مثال آمفیبول غنی از منیزیم، شرایط نسبتاً اکسیدان را نشان می‌دهد و یا وجود تیتانیت شکل‌دار و مانیتیت، به‌عنوان فاز تبلور اولیه ماگمایی،

طبق این نمودار، فشار محاسبه شده حدود ۴ تا ۸ کیلوبار ارزیابی شده است. همچنین میانگین فشار تبلور پیروکسن‌ها با استفاده از روابط ارائه شده توسط پوتیرکا و همکاران (Putirka et al., 1996) حدود ۴/۴ کیلو بار، حدود ۶ کیلوبار (Putirka et al., 2003)، پوتیرکا حدود ۶/۶ کیلوبار (Putirka, 2008) (معادله ۳۱) و حدود ۴/۷ کیلوبار (Putirka, 2008) (معادله ۳۲) محاسبه شده است که با نمودار ارائه شده توسط سوئسو (Soesoo, 1997) هم‌پوشانی دارد. با توجه به چگالی سنگهای پوسته‌ای، عمق تشکیل پیروکسن‌های مورد نظر حدود ۱۵ تا ۳۰ کیلومتر برآورد می‌شود.

#### دماسنجی

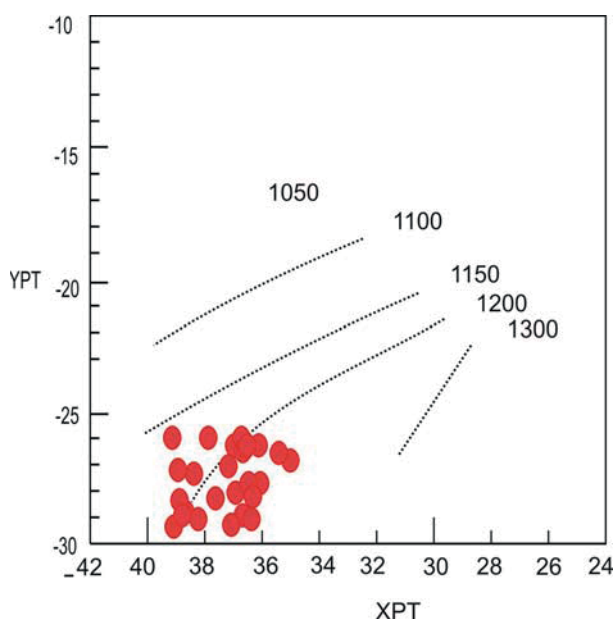
یکی از معمولترین روشها برای دماسنجی در سنگهای آذرین کالک‌آلکانل، استفاده از زوج هورنبلند-پلاژیوکلاز است که در مجاور و در تعادل با هم باشند (Blundy and Holland, 1990; Holland and Blundy, 1994; Stein and Dietl, 2001)، از این‌رو، هم‌جواری آمفیبول و پلاژیوکلاز در توده نفوذی، به ما این اجازه را می‌دهد تا با استفاده از محاسبات ژئوترمومتری شرایط تشکیل این کانیها را محاسبه کنیم.

هولاند و بلانندی (Holland and Blundy, 1994) دماسنجی را پیشنهاد کردند که بر اساس واکنش آدنیت-ریچریت بنا نهاده شده است و در سنگهای آذرین کوارتزار و بدون کوارتز کاربرد دارد. با استفاده از این روش، میانگین دمای محاسبه شده حدود  $705 \pm 40^{\circ}\text{C}$  است که با بهره‌گیری از فشارسنجی اشمیت (Schmidt, 1992) و اندرسون و اسمیت (Anderson and Smith, 1995) برآورد شده است. لازم به ذکر است که برای جلوگیری از خطا، از وارد کردن داده‌های مربوط به آمفیبول‌های اکتینولیتی شده، خودداری شده است. همچنین از روش پیشنهادی ویهنال و همکاران (Vyhnal et al., 1991) که در فشارهای ۱-۲۰ کیلو بار و فوگاسیته اکسیژن مطابق با بافر HM - QFM، کالیبره شده، نیز می‌توان دمای تشکیل آمفیبول را ارزیابی کرد. میانگین دمای شکل‌گیری توده نفوذی مورد بررسی حدود ۶۹۶ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است. با احتساب خطاهای گزارش شده، دماهای محاسبه شده با یکدیگر هم‌پوشانی دارند و بیانگر درستی محاسبات انجام شده است.

فوغاسیته اکسیژن به ۳ بخش فوغاسیته اکسیژن کم، فوغاسیته اکسیژن متوسط و فوغاسیته اکسیژن زیاد تقسیم کردند. چنانچه در شکل ۸ به نمایش درآمده است، مجموعه نفوذی نصرند در محدوده فوغاسیته اکسیژن زیاد واقع شده‌اند.

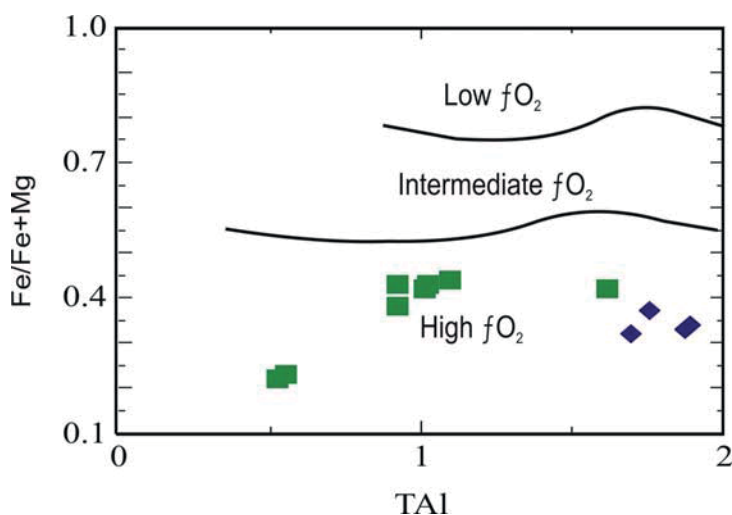
بیانگر شرایط اکسیداسیون در ماگما هستند (Enami et al., 1993).

اندرسون و اسمیت (Anderson and Smith, 1995) با در نظر گرفتن ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها، محیط را از لحاظ



شکل ۷. تعیین دمای تبلور پیروکسن در دایک گابرویی مجموعه نفوذی نصرند با استفاده از روش سوئسو (Soesoo, 1997)

**Fig. 7.** The estimation of crystallization temperature of pyroxene of the gabbroic dike in the Nasrand intrusive complex by Soesoo (1997)



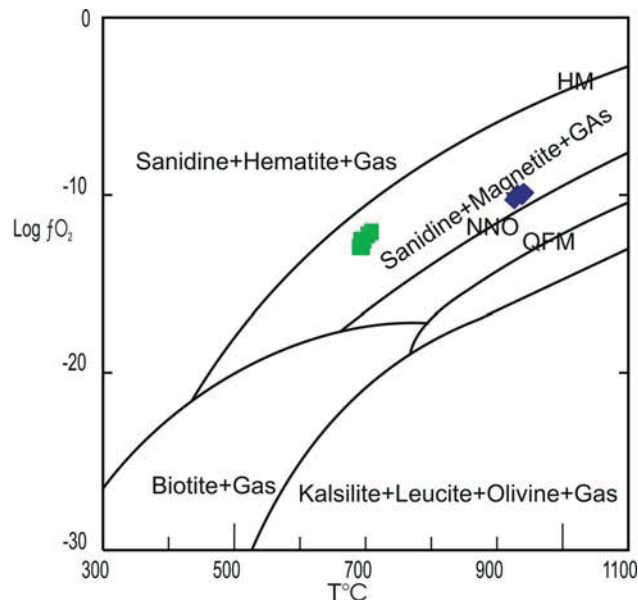
شکل ۸. تخمین فوغاسیته اکسیژن با استفاده ترکیب شیمیایی آمفیبول (Anderson and Smith, 1995) در مجموعه نفوذی نصرند. علایم مشابه شکل ۳ است.

**Fig. 8.** The estimation of Oxygen fugacity by amphibole chemistry (Anderson and Smith, 1995) in the Nasrand intrusive complex.



بالای بافر نیکل-اکسید نیکل (NNO) و در محدوده ارتوکلاز و مانیتیت قرار دارند و بیانگر آن است که این کانیها می‌توانند در این سنگها حضور داشته باشند و تأیید کننده بررسیهای پتروگرافی است. از طرف دیگر، همان‌گونه که در این نمودار مشخص است، توده نفوذی از فوگاسیته اکسیژن بالاتری نسبت به دایک دیوریتی برخوردار است که با توجه به فاز ماگمایی تکامل یافته‌تر توده نفوذی نسبت به دایک‌ها، کاملاً مطابقت دارد. لازم به ذکر است، بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در این سنگها با ماهیت کالک‌آلکان آنها و شکل‌گیری در محیط فرورانش هم‌خوانی دارد (Anderson, 1996).

از آن‌جا که فوگاسیته اکسیژن وابسته به شاخص Mg است، ریدولفی و همکاران (Ridolfi et al., 2010) با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول، به محاسبه فوگاسیته اکسیژن با دقتی در حدود ۰/۲ تا ۰/۳ ± پرداختند. با بهره‌گیری از این روش میانگین لگاریتم فوگاسیته در توده نفوذی حدود ۱۲/۹- و در دایک دیوریتی حدود ۱۰/۵- بار محاسبه شد. روند کیفی فوگاسیته اکسیژن را می‌توان با استفاده از دو مؤلفه  $fO_2$  و T ارزیابی کرد (شکل ۹). این نمودار برای تعیین شرایط دما و فوگاسیته اکسیژن در سنگهای گرانیتی و دگرگونی درجه‌های بالا کاربرد دارد (Hewitt and Wones, 1984). با بهره‌گیری از این نمودار، نمونه‌های مورد بررسی، در

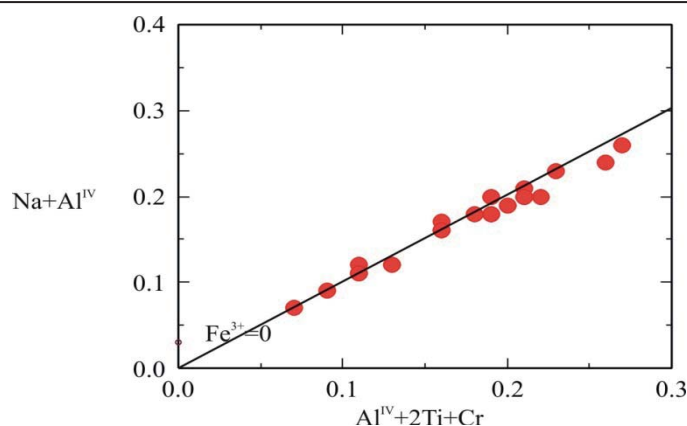


شکل ۹. نمودار فوگاسیته اکسیژن در برابر دما در مجموعه نفوذی نصرند. علائم مشابه شکل ۳ است.

Fig. 9. Temperature versus oxygen fugacity diagram in the Nasrand intrusive complex.

نشانه‌گر فوگاسیته اکسیژن پایین هستند. همان‌طور که در شکل ۱۰ دیده می‌شود، پیروکسن‌ها در دایک‌ها روی خط  $Fe^{3+}=0$  قرار گرفته‌اند که بیانگر فوگاسیته اکسیژن حدواسط است. با توجه به این‌که در نمودارهای شکل‌های ۷ و ۸ نمونه‌های مورد نظر در محدوده فوگاسیته اکسیژن بالا قرار داشتند، می‌توان گفت ماگما حین صعود و در ضمن تبلور، فوگاسیته اکسیژن آن افزایش یافته است.

به کمک نمودار مجموع  $2Ti+Cr + Al^{VI}$  در برابر  $Na+Al^{IV}$  (Schweitzer et al., 1979) که خود تابعی از میزان آهن سه ظرفیتی پیروکسن‌ها است، می‌توان میزان فوگاسیته اکسیژن را هنگام تبلور پیروکسن به دست آورد؛ بدین‌صورت که نمونه‌هایی که در بالای خط  $Fe^{3+}=0$  قرار گرفته‌اند، پیروکسن‌هایی هستند که در فوگاسیته اکسیژن بالا متبلور شده‌اند و نمونه‌هایی که در پایین این خط قرار گرفته‌اند،



شکل ۱۰. ارزیابی فوگاسیته اکسیژن در محیط شکل‌گیری پیروکسن‌ها در دایک‌های گابرویی نصرند (Schweitzer, 1979)

**Fig. 10.** The estimation of oxygen fugacity by pyroxene composition in the Nasrand gabbroic dikes (Schweitzer, 1979)

به‌صورت ادخال در آن دیده می‌شود. آمفیبول‌های این مجموعه، کلسیک و ترکیب آنها در سنگهای گرانیتی و گرانودیوریتی، از چرماکیت هورنبلند-منیزیهورنبلند تا اکتینولیت - هورنبلند متغیر است و ترکیب آن در دایک‌های دیوریتی هاستینگزیت-هورنبلند هاستینگزیت مشخص شده است. ترکیب پلاژیوکلازها در توده نفوذی از آلبت تا الیگوکلاز و در دایک‌ها از الیگوکلاز تا بیتونیت در تغییر است. پیروکسن در دایک‌ها از نوع کلینوپروکسن با ترکیب شیمیایی اوژیت-دیوپسید است. بررسی‌های ژئوترموبارومتری نشان می‌دهد که توده نفوذی مورد بررسی با دمای تشکیل حدود ۷۰۰ درجه در عمق تقریبی ۵/۹ کیلومتری نفوذ کرده است. همچنین آمفیبول در دایک‌های دیوریتی با دمای تشکیل ۹۴۰ درجه سانتی‌گراد در عمق حدود ۱۱/۴ کیلومتری از سطح زمین تشکیل شده است. فشار تخمین‌زده شده شکل‌گیری پیروکسن‌ها، در دایک‌ها حدود ۴ تا ۸ کیلوبار ارزیابی شده که مطابق با عمق ۱۵ تا ۳۰ کیلومتری پوسته‌ای است. دمای ارزیابی شده تشکیل پیروکسن‌ها در دایک‌ها حدود ۱۱۵۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتی‌گراد برآورد شده است. همچنین فوگاسیته اکسیژن تخمین‌زده شده در هنگام شکل‌گیری پیروکسن حواسط است؛ در حالی‌که فوگاسیته اکسیژن ارزیابی شده با استفاده از ترکیب آمفیبول در بالای محدوده Ni-NiO قرار می‌گیرد. بنابراین، می‌توان چنین گفت: در ابتدای تکامل ماگما در دایک‌ها، بلور پیروکسن در دمای بالایی تشکیل شده‌اند؛ در حالی‌که فشار تشکیل آنها نیز بالا بوده و در اعماق زیادی متبلور شده‌اند. در این هنگام ماگمای مولد فوگاسیته اکسیژن

### ارزیابی میزان آب

ریدولفی و همکاران (Ridolfi et al., 2010)، رابطه‌ای را طراحی کردند که با استفاده از ترکیب شیمیایی منیزیهورنبلند، میزان آب محاسبه می‌شود و بر مبنای اندیس آلومینیوم است. با استفاده از این رابطه، میزان آب در سنگهای نفوذی حدود ۳/۶ درصد وزنی و در دایک‌های دیوریتی حدود ۴/۶ درصد وزنی برآورد شده است. با توجه به فراوانی آمفیبول در دایک‌های یادشده به نظر می‌رسد میزان آب محاسبه شده منطقی است و پایین‌تر بودن میزان آب در سنگهای گرانیتی با فراوانی پایین‌تر کانیهای مافیک آب‌دار آمفیبول و بیوتیت در این سنگها قابل توجیه است. البته لازم به یادآوری است، میزان آب محاسبه شده با شکل‌گیری این مجموعه در مناطق فرورانشی مطابقت دارد (Hamzei, 2013).

### نتیجه‌گیری

مجموعه نفوذی نصرند در جنوب شرق اردستان در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است و شامل سنگهای نفوذی با ترکیب سنگ‌شناسی گرانیت و گرانودیوریت است و میزان دایک‌هایی با ترکیب گابرو و دیوریت است. سنگهای گرانودیوریتی شامل کانیهای کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و آمفیبول است که کانیهای بیوتیت، آپاتیت، اسفن و زیرکن با فراوانی کم در بین آنها حضور دارند. دایک‌های تزریق شده در این مجموعه شامل کانیهای اصلی پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول است که کانیهای دیگر مانند ارتوکلاز، کوارتز، بیوتیت، آپاتیت و اسفن در لابه‌لای کانیها قرار دارد و یا

متبلور می‌شود که در این حالت فوگاسیته اکسیژن نیز افزایش یافته است.

حدواسطی داشته است. در حین صعود با کاهش فشار و دما، همچنان بلورهای پیروکسن تشکیل شده‌اند، تا زمانی که فشار و دما به حدی می‌رسد که کل ماگمای سازنده به صورت دایک

## References

- Aghanabati, A., 1998. Major sedimentary and structural units of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 619 pp. (in Persian)
- Ague, J.J., 1997. Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rocks, California: Implications for the aluminum-in-hornblende barometer. *Geology*, 25(6): 563-566.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of Zagros Orogenic belt of Iran, new data and interpretation. *Tectonophysics*, 229(3-4): 211-238.
- Anderson, J.L., 1996. Status of thermo-barometry in granitic batholiths. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 87(1-2): 125-138.
- Anderson, J.L. and Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and  $fO_2$  on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80(5-6): 549-559.
- Bahroudi, A., 1999. Geological Map of Shahrab, Scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Barker, D.S., 1983. *Igneous Rocks*. Prentice-Hall, New Jersey, 417 pp.
- Blundy, J.D. and Holland, T.J.B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 104(2): 208-224.
- Botcharnikov, R.E., Koepke, J., Holtz, F., McCammon, C. and Wilke, M., 2005. The effect of water activity on the oxidation and structural state of Fe in a ferro-basaltic melt. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(21): 5071-5085.
- Clarke, D.B., 1992. *Granitoid rocks*. Chapman and Hall, London, 283 pp.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1991. *An introduction to the Rock forming minerals*. Longman, London, 969 pp.
- Enami, M., Suzuki, K., Liou, J.G. and Bird, D.K., 1993. Al-Fe<sup>3+</sup> and F- OH substitutions in titanite and constrains on their P-T dependence. *European Journal of Mineralogy*, 5(2): 231-291.
- France, L., Ildefonse, B., Koepke, J. and Bech, F., 2010. A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189(3-4): 340-346.
- Hammarstrom, J.M. and Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71(11-12): 1297-1313.
- Hamzeii, Z., 2013. Petrogenesis of the Nasrand intrusive mass, SE Ardestan. M.Sc thesis, University of Tehran, Tehran, Iran, 115 pp. (in Persian with English Abstract)
- Hawthorne, F.C., 1981. Crystal chemistry of the amphiboles, *Reviews in Mineralogy*. Mineralogical Society of America, 9A(1): 1-102.
- Helmy, H.M., Ahmed, A.F., El Mahallawi, M.M. and Ali, S.M., 2004. Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids. Eastern Desert of Egypt and tectonic implication. *Journal of African Earth Science*, 38(3): 255-268.
- Hewitt, D.A. and Wones, D.R., 1984. Experimental phase relations of micas. In: S.W. Bailey (Editor), *Micas*. *Reviews in Mineralogy*. Mineralogical Society of America, pp. 201-256
- Holland, T. and Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic-amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 116(4): 433-447.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. and Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72(3-4): 231-239.
- Idrus, A., Kolb, J. and Meyer, F.M., 2007. Chemical Composition of Rock-Forming Minerals in Copper – Gold-Bearing Tonalite Porphyries at the Batu Hijau Deposit, Sumbawa Island, Indonesia: Implications for Crystallization Conditions and Fluorine-Chlorine Fugacity. *Resource Geology*, 57(2): 102-113.
- Kanianian, A., Hamzeii, Z., Sarjoiughian, F. and Ahmadian, J., 2014. Petrogenesis and tectonic setting of the Nasrand granitoid pluton, southeast of Ardestan. *Petrology*, 5(17): 103-118. (in Persian with English Abstract)

- Kilinc, A., Carmichael, I.S.E., Rivers, M.L. and Sack, R.O., 1983. The ferric-ferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 83(1-2): 136–140.
- Leake, B.E., Woolly, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.h., Rock, N.M.S., Schmucher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N, Unungaretti, L., Whittaker, E.J.W. and Youzhi G., 1997. Nomenclature of Amphiboles, Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals Names. *European Journal of Mineralogy*, 9(3): 623-651.
- Moazzen, M. and Droop, G.T.R., 2005. Application of mineral thermometers and barometers to granitoid igneous rocks: the Etive Complex, W Scotland. *Mineralogy and Petrology*, 83(1-2): 27-53.
- Mohamadi, S.S., 1995. Evaluation of the Tertiary volcanism in Ardestan (Central Iran). MSC thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 350 pp. (in Persian with English Abstract)
- Moody, J.B., Meyer, D. and Jenkins, J.E., 1983. Experimental characterization of the greenschist/ amphibolite boundary in mafic systems. *American Journal of Science*, 283(1): 48–92.
- Moretti, R., 2005. Polymerization, basicity, oxidation state and their role in ionic modelling of silicate melts. *Geophysics*, 48(4-5): 583–608.
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Fortschr mineral*, 66(2): 237–252.
- Nimis, P. and Taylor, W.R., 2000. Single-clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in- Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(5): 541–554.
- Putirka, K.D., 2008. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1): 61-120.
- Putirka, K.D., Johnson, M., Kinzler, R. and Walker, D., 1996. Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123(1): 92-108.
- Putirka, K.D., Mikaelian, H., Ryerson, F. and Shaw, H., 2003. New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist*, 88(10): 1542-1554.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. and Puerini, M., 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(1): 45–66.
- Robinson, P., Spear, F.S., Schumacher, J.C., Laird, J., Klein, C., Evans, B.W. and Doolan, B.L., 1982. Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence experimental study on basalt. *American Journal of Science*, 293(10): 1061– 1107.
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure an experimental calibration of the Al-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110(2-3): 304-310.
- Schweitzer, E.L., Papike, J.J. and Bence, A.E., 1979. Statistical analysis of clinopyroxenes from deep sea basalts. *American Mineralogist*, 64(5-6): 501-513.
- Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations. *Geological Society of Sweden*, 119(1): 55-60.
- Stein, E. and Dietl, E., 2001. Hornblende thermo barometry of granitoids from the central Odenwald (Germany) and their implication for the geotectonic development of the Odenwald. *Mineralogy and Petrology*, 72(1-3): 185-207.
- Technoexport, 1981. Detail geology prospecting in the Anarak Area Central Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 9, 154 pp.
- Vyhnal, C.R., Mcsween, H.Y. and Speer, J.A., 1991. Hornblende Chemistry in Southern Appalachian Granitoids: implications for aluminum hornblende thermo barometry and magmatic epidote stability. *American Mineralogist*, 76(1-2): 176-188.
- Wones, D.R., 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74(7-8): 744-749.



## The evaluation of physico-chemical parameters of the Nasrand Plutonic complex by using mineral composition

Fatemeh Sarjoughian \*

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

Submitted: May 12, 2014

Accepted: June 16, 2015

**Keywords:** *Barometry, thermometry, oxygen fugacity, H<sub>2</sub>O, Nasrand, Ardestan*

### Introduction

Mineral composition is sensitive to variations in the composition of the magma and can be used to characterize the physical conditions of crystallization such as temperature, pressure, oxygen fugacity and water content. The studies have demonstrated that geobarometry by amphibole provides a tool for determining the depth of crystallization and knowledge of the depth of crystallization of hornblende through to solidification of calc-alkaline plutons (Anderson and Smith, 1995). The composition of pyroxene can be used as crystallization pressure and temperature indicators of pyroxene too.

### Anlytical methods

The mineral compositions of the Nasrand intrusion were determined by electron microprobe, with special emphasis on the amphibole, feldspar, and pyroxene at the Naruto University, Japan, the EPMA (Jeol- JXA-8800R) was used at operating conditions of 15 kV, 20 nA acceleration voltage and 20s counting time.

### Results

The Nasrand intrusion (33°13'–33°15' N, 52°33'–52°34'E) with an outcrop area of about 40 km<sup>2</sup> is situated in the Urumieh–Dokhtar magmatic belt, SE of Ardestan. It is composed of granite and granodiorite and various dikes of diorite and gabbro which are intruded in it. It is intruded into Eocene volcanic rocks, including andesite, rhyolite, and dacite. The petrographical studies indicate that the granitic and granodioritic rocks contain major minerals such as quartz, K-feldspar, plagioclase, and amphibole, which are in an approximate equilibrium state. The gabbroic-dioritic dikes usually show microgranular

porphyric texture. They mainly consist of plagioclase, amphibole, and pyroxene. The plagioclase shows variable composition from albite to oligoclase in the granitoid rocks and from oligoclase to bytownite in dioritic and gabbroic dikes (Deer et al., 1991). The amphiboles are calcic and their composition varies from hornblende to actinolite, whereas the composition of the basic dikes is inclined to hastingsite (Leake et al., 1997). Actinolitic probably crystallized as a subsolidus phase. Pyroxene in the dikes is clinopyroxene with augite- diopside composition (Morimoto, 1988).

### Discussion

The total Al content of hornblende is a sensitive linear function of crystallization pressure and temperature (Schmidt 1992; Holland and Blundy, 1994). However, the computed pressure may reflect the level at which the hornblende crystallizes rather than the pressure at which the granite consolidates. Therefore, Al content in hornblende geobarometer is only applicable in the presence of quartz and plagioclase; alkali feldspars, biotite, hornblende, clearly limit compositional influences (Ague, 1997). Oxygen fugacity has a marked effect on the mineral system, so only hornblendes with  $Fe/(Fe+Mg) < 0.65$ ,  $Si \leq 7.5$  and  $Ca \geq 1.6$  were used for geobarometry and are not applicable to subsolidus actinolite (Stein and Dietl, 2001). The average formation pressure in the intrusive rocks is evaluated to be 1.54 kbar by Schmidt (Schmidt, 1992) and Anderson and Smith (Anderson and Smith, 1995) equations, which is consistent with a depth of 5.9 Km, whereas the average pressure of amphibole crystallization in the dioritic dikes is calculated to be about 2.96 Kbar by the Ridolfi



equation (Ridolfi et al., 2010), indicating 11.4 Km depth. The estimated pressure for clinopyroxene crystallization in the dikes is calculated to be about 4–8 kbar by the Soesoo (Soesoo, 1997) and Putirka (Putirka, 2008) equations which is reflecting the initial crystallization pressure of pyroxene from magma which corresponds to depths of about 15-30 km. The average formation temperature of the intrusive rocks and amphiboles in dioritic dikes is estimated to be 700 and 940 °C respectively, by the Holland and Blundy (Holland and Blundy, 1994), Vyhnał et al. (Vyhnał et al., 1991), and Ridolfi et al. (Ridolfi et al., 2010) equations. The highest temperatures from pyroxene thermometry in the dikes is about 1150 – 1250 °C by Soesoo (Soesoo, 1997) and Putirka (Putirka, 2008) equations which are assumed to reflect the actual temperature of initial pyroxene crystallization and are usually higher than temperatures obtained by hornblende-plagioclase thermometry. Oxygen fugacity in the granitoid rocks and dioritic dikes is above the Ni-NiO buffer and it is indicated to be -12.9 and 10.5 bars, respectively, by the Ridolfi et al. (Ridolfi et al., 2010) equation. Water contents in the granitoid rocks and dikes are calculated to be about 3.6 and 4.6 wt. % respectively, by the Ridolfi et al. (Ridolfi et al., 2010) equation, i.e. for typically subduction - related environments.

## References

- Ague, J.J., 1997. Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rocks, California: Implications for the aluminum-in-hornblende barometer. *Geology*, 25(6): 563-566.
- Anderson, J.L. and Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and  $f_{O_2}$  on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80(5-6): 549-559.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1991. An introduction to the Rock forming minerals. Longman, London, 969 pp.
- Holland, T. and Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic-amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 116(4): 433-447.
- Leake, B.E., Woolly, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.h., Rock, N.M.S., Schmucher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Unungaretti, L., Whittaker, E.J.W. and Youzhi G., 1997. Nomenclature of Amphiboles, Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals Names. *European Journal of Mineralogy*, 9(3): 623-651.
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Fortschr mineral*, 66(2): 237–252.
- Putirka, K.D., 2008. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1): 61-120.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. and Puerini, M., 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(1): 45–66.
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure an experimental calibration of the Al-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110(2-3): 304-310.
- Soesoo, A., 1997. A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations. *Geological Society of Sweden*, 119(1): 55-60.
- Stein, E. and Dietl, E., 2001. Hornblende thermo barometry of granitoids from the central Odenwald (Germany) and their implication for the geotectonic development of the Odenwald. *Mineralogy and Petrology*, 72(1-3): 185-207.
- Vyhnał, C.R., Mcsween, H.Y. and Speer, J.A., 1991. Hornblende Chemistry in Southern Appalachian Granitoids: implications for aluminum hornblende thermo barometry and magmatic epidote stability. *American Mineralogist*, 76(1-2): 176-188.