

بررسی شرایط فیزیکوشیمیایی جایگزینی توده نفوذی کوه‌دم با استفاده از ترکیب شیمی آمفیبول و فلدسپار

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

۱. دانشجوی دکتری دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه تهران و استادیار گروه علوم زمین دانشگاه کردستان

۲. دانشیار دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور تهران

تاریخ دریافت: ۹۰/۱۱/۱۷

تاریخ پذیرش: ۹۱/۱۰/۱۱

چکیده

توده نفوذی کوه‌دم به سن ائوسن بالایی از دو واحد اسیدی و حدواسط-بازیک تشکیل شده است. این توده و سنگ‌های در بر گیرنده آن، میزان دایک‌های متعدد اسیدی و بازیک هستند و آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک متعددی در بخش اسیدی توده به چشم می‌خورند. سنگ‌های توده نفوذی، دایک‌ها و آنکلاوها با نسبت‌های مختلف از کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز، بیوتیت، هورنبلند، پیروکسن، تیتانیت و تیتانومانیتیت تشکیل شده‌اند. آمفیبول‌های توده نفوذی از نوع کلسیک با $(Na+K)_A \geq 0.5$ بوده و ترکیب هورنبلند منیزیم‌دار، فروهورنبلند تا اکتینولیت دارند در حالی که در دایک بازیک میزان $(Na+K)_A < 0.5$ و $Al^{VI} < Fe^{3+}$ بوده و ترکیب آن به سمت منیزیوهایستینگزیت متمایل شده است. ترکیب پلاژیوکلازها در سنگ‌های اسیدی بین آلبیت تا لابرادور، در سنگ‌های حدواسط-بازیک، از آندزین تا لابرادور و در آنکلاوها از الیگوکلاز تا لابرادور متغیر است. ترکیب پلاژیوکلازها در دایک‌های حدواسط آندزین تا لابرادور است در حالی که دایک بازیک میزان آنورتیت بالاتری دارد. شیمی کانی آمفیبول نشان می‌دهد که این توده نفوذی کالک آلکالن بوده و متعلق به نواحی کوهزایی است. با استفاده از شیمی آمفیبول و پلاژیوکلاز، میانگین دمای تشکیل سنگ‌های اسیدی، حدواسط-بازیک، آنکلاو و دایک‌های حدواسط و دایک بازیک به ترتیب ۷۰۳، ۸۰۸، ۷۵۰، ۷۳۶ و ۹۳۸ درجه سانتی‌گراد برآورد شده است. میانگین فشار تشکیل این سنگ‌ها نیز به ترتیب ۱/۴، ۱/۵، ۱/۳۹، ۰/۸۲ و ۳/۱ کیلوبار ارزیابی شده است. فوگاسیته اکسیژن در تمام سنگ‌های اسیدی، حدواسط-بازیک، آنکلاو و دایک‌های حدواسط و دایک بازیک در بالای محدوده Ni-NiO بوده و به ترتیب مقادیر ۱۳/۸، ۱۳/۴، ۱۲/۹، ۱۲/۷ و ۱۰/۴ را نشان می‌دهد. بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در این سنگ‌ها با ماهیت کالک آلکالن و شکل‌گیری آن‌ها در محیط فرورانش مطابقت دارد.

واژه‌های کلیدی: آمفیبول، ترموبارومتري، فلدسپار، فرورانش، فوگاسیته اکسیژن.

مقدمه

تشکیل می‌شوند. مجموعه کانی‌شناسی و ترکیب آن‌ها در سنگ‌های آذرین ارتباط تنگاتنگی با تحول و تبلور ماگما دارد. به نحوی که با استفاده از ترکیب شیمیایی آن‌ها می‌توان به ارزیابی

آمفیبول‌ها از سازندگان معمول سنگ‌های آذرین و دگرگونی محسوب می‌شوند و در دامنه گسترده‌ای از شرایط دما و فشار

شدت جریان ۲۰ nA در دانشگاه اکلاهاسیتی آمریکا مورد آنالیز قرار گرفتند که نتایج این آنالیزها در جدول ۱ تا ۳ قابل مشاهده است. داده‌های حاصل از این آنالیزها به کمک نرم‌افزارهای Min-pet و Excel مورد تحلیل و تفسیر قرار گرفتند. فرمول ساختاری آمفیبول بر اساس ۲۳ اکسیژن و ۱۳ کاتیون و فرمول ساختاری پلاژیوکلاز بر اساس ۸ اکسیژن و ۵ کاتیون محاسبه شده است.

مطالعات صحرایی و پتروگرافی

توده نفوذی کوه دم با سن ائوسن بالائی (Technoexport, 1981) بخش کوچکی از توده‌های نفوذی نوار ماگمایی ارومیه - دختر است که در درون شیست‌ها و فیلیت‌های پالئوزوئیک، سنگ‌های کربناته کرتاسه و سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی و ریولیتی ائوسن زیرین نفوذ کرده است. این توده نفوذی از دو بخش اسیدی شامل مونزوگرانیت، گرانودیوریت، کوارتزمونزونیت و کوارتزمونزودیوریت و بخش حدواسط - بازیک با ترکیب گابرو، دیوریت، کوارتزدیوریت، مونزودیوریت و مونزونیت تشکیل شده است. بخش اسیدی میزبان آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک فراوانی با ترکیب مونزودیوریت، مونزودیوریت کوارتزار و دیوریت است. این توده نفوذی به همراه سنگ‌های در برگیرنده خود میزبان تعداد نسبتاً زیادی دایک اسیدی و حدواسط - بازیک است. دایک‌های اسیدی ترکیب گرانیتی و گرانودیوریتی و دایک‌های بازیک ترکیب تراکی آندزیت، تراکی آندزی‌بازالت و تراکی‌بازالت دارند (سرجوقیان، ۱۳۹۱) (شکل ۱). از لحاظ پتروگرافی، سنگ‌های اسیدی دارای کانی‌های کوارتز، فلدسپار، بیوتیت، آمفیبول، تیتانیت، آپاتیت و زیرکن هستند در حالی که سنگ‌های حدواسط - بازیک علاوه بر کانی‌های مذکور حاوی پیروکسن نیز هستند. ارتوکلازها اکثراً ماکل کارلسباد دارند و در برخی موارد حاوی انکلوزیون‌هایی از کانی‌های هورنبلند، بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز با بافت پوئی‌کیلیتیک هستند. پلاژیوکلازها با ماکل پلی‌سنستیک و یا زونینگ منطقه‌ای، اکثراً در کناره‌ها دستخوش خوردگی و انحلال شده‌اند. از موارد قابل اشاره، بافت‌های پرتیتی و گرانوفیری در سنگ‌های اسیدی است که بیانگر تبلور در شرایط هیپرسولوس، محیطی با فشار بخار آب پایین و عمق کم جایگزینی توده گرانیتوئیدی (فشار کمتر از ۲ کیلو بار) است. همچنین کانی‌های مافیک بیوتیت (با فراوانی بیشتر) و هورنبلند در بین مجموعه کانی‌ها حضور دارند که گاهی به شکل لخته‌های مافیک تمرکز یافته‌اند. هم‌جواری آمفیبول با پلاژیوکلاز در نمونه‌ها امکان انجام دما - فشارسنجی را فراهم ساخته است.

آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک از لحاظ کانی‌شناسی دارای کانی‌های کوارتز، فلدسپار، بیوتیت و آمفیبول، تیتانیت، آپاتیت و زیرکن هستند. پلاژیوکلاز به دو صورت در آن‌ها دیده می‌شود. پلاژیوکلازهای کوچک با ماکل پلی‌سنستیک، اکثراً زمینه دانه ریز سنگ را می‌سازند، در حالی که درشت بلورهای پلاژیوکلاز اختلاف اندازه فاحش، ماکل پلی‌سنستیک و یا منطقه‌بندی عادی

پارامترهای فیزیکوشیمیایی فشار، درجه حرارت و فوگاسیته اکسیژن پرداخت.

فرمول شیمیایی گسترده آمفیبول‌ها موجب شده، عناصر زیادی در ساختار بلورین این کانی شرکت کنند. مقدار بعضی از این عناصر مانند Ca، Ti، Al و Na تابع فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن هستند و از این عناصر می‌توان در فشار - دماسنجی آمفیبول استفاده نمود (Hammarstrom and Zen, 1986). کاتیون‌هایی از قبیل تیتانیم، آلومینیم کل و آلومینیم تترائدری نسبت به دما حساس هستند، به طوری که افزایش دما باعث افزایش میزان Ti و نهایتاً افزایش میزان Al^{IV} می‌شود (Hammarstrom and Zen, 1986). به طور کلی به ازاء هر ۱۰۰ درجه افزایش دما تقریباً ۰/۳ کاتیون به مقدار Al^{IV} اضافه می‌شود. مقدار Al^{VI} بر خلاف Al^{IV} متناسب با افزایش فشار افزایش یافته و دما تقریباً بر آن بی‌تاثیر است. محاسبه مقدار Al^{VI} و Al^{IV} مبنای سنجش فشار با استفاده از ترکیب آمفیبول است. زیرا مقدار Al در آمفیبول تابع غلظت Al در ماگمای مادر نبوده، بلکه عمدتاً تابع فشار حاکم بر تبلور آن است. مطالعات نشان می‌دهند که میزان آلومینیوم موجود در ساختار آمفیبول در گرانیتوئیدهای کالک آلکالن به طور خطی با فشار تغییر می‌کند (Schmidt, 1992). بنابراین وسیله‌ای مناسب برای تعیین عمق جایگیری توده‌های نفوذی به شمار می‌آید.

توده نفوذی کوه دم از دو بخش اسیدی (مونزوگرانیت، گرانودیوریت، کوارتزمونزونیت و کوارتزمونزودیوریت) و حد واسط - بازیک (گابرو، دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزودیوریت و مونزونیت) تشکیل شده است که بخش اسیدی حاوی آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک بوده و هر دو بخش توسط دایک‌های متعدد اسیدی و بازیک قطع شده‌اند. در این پژوهش با بهره‌گیری از ترکیب کانی‌های موجود در واحدهای مختلف و مقایسه ترکیب و شرایط تبلور کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها، سعی خواهد شد ضمن بررسی ارتباط ژنتیکی دایک‌ها و بخش‌های مختلف توده با یکدیگر به بررسی پتروژنز توده نفوذی و شرایط فیزیکوشیمیایی اعم از تعیین فشار و دما، فوگاسیته اکسیژن و میزان آب ماگما پرداخته شود و در آخر به کمک این پارامترها، محیط تکتونیکی تشکیل توده مورد ارزیابی قرار خواهد گرفت.

روش مطالعه

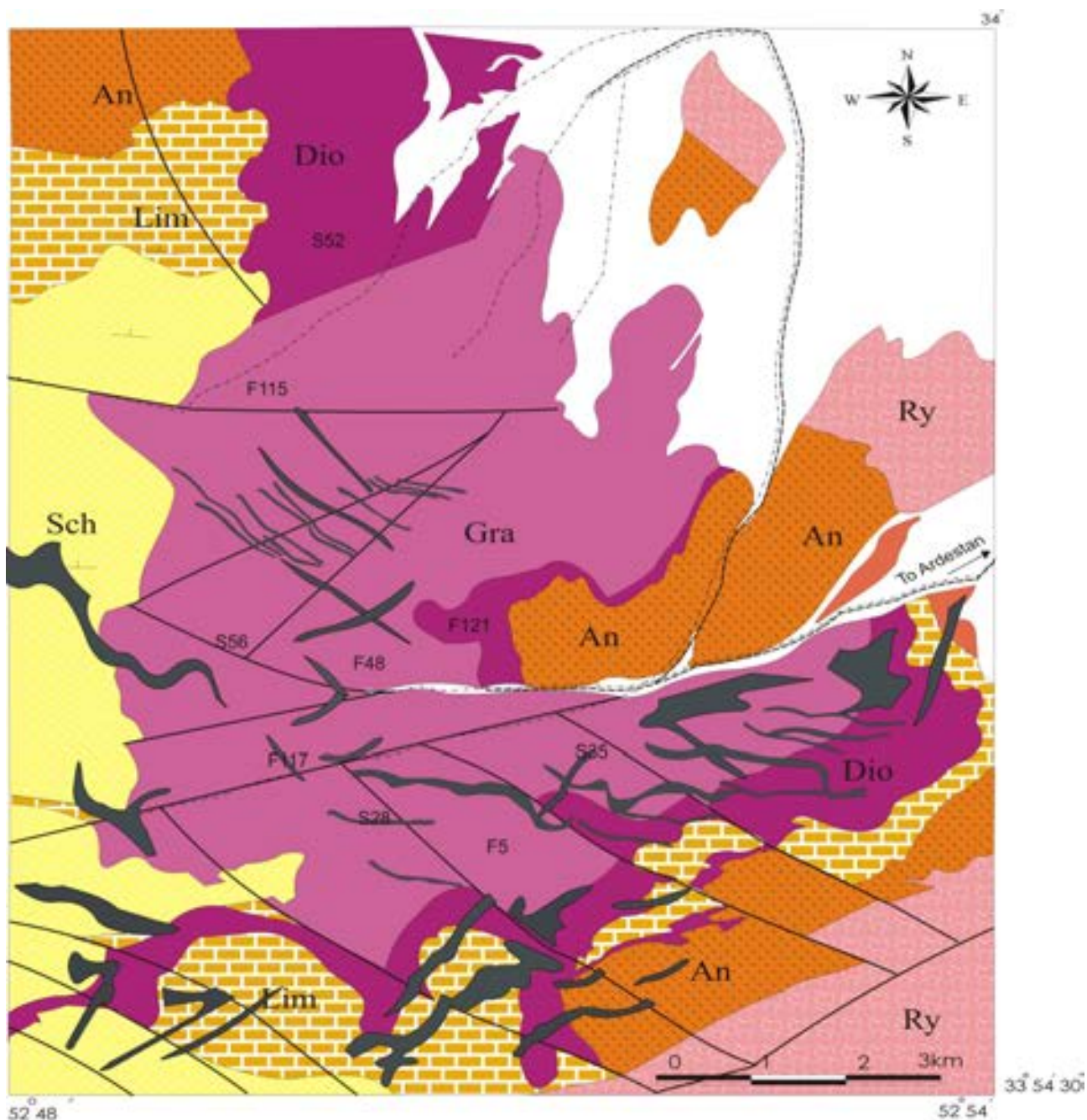
به منظور مطالعه ترکیب شیمی کانی‌های آمفیبول و فلدسپار، پس از مطالعات صحرایی، نمونه برداری از واحدهای مختلف سنگ‌شناسی توده و مطالعه دقیق پتروگرافی آن‌ها تعداد ۱۲ نمونه از سالم‌ترین سنگ‌های نفوذی جهت مطالعات مایکروپروب انتخاب و در دانشگاه ناروتو ژاپن و اکلاهاسیتی آمریکا تحت آنالیز قرار گرفتند. در این نمونه‌ها حدود ۵۰ نقطه از کانی‌های آمفیبول و حدود ۱۷۰ نقطه از کانی‌های فلدسپار به کمک دستگاه مایکروپروب مدل JXA-8800R با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ kV و شدت جریان ۱۵ nA در دانشگاه ناروتو ژاپن و دستگاه مایکروپروب Cameca-SX50 با ولتاژ شتاب‌دهنده ۲۰ kV و

جدول ۱. نتایج بخشی از آنالیز مایکروپروب آمفیبول در سنگ‌های اسیدی، حدواسط-بازیک، آنکلاو و دایک‌های حدواسط و دایک بازیک.

Sample	F115.2R1	F115.2R2	F115.2R3	f48.1c	f48.1r	f48.5c	S56.4R1	S56.2.1	S56.4.C1	S56.4R1	S56.5C1	S56.5R1	S28.3.1	S28.3.2	S35.5.CR1
Location	gra	gra	gra	gra	gra	gra	enc	enc	enc	enc	enc	enc	dik	dik	dik
SiO ₂	48.82	52.37	47.59	47.90	53.01	48.23	49.21	49.75	49.26	49.21	49.82	49.52	56.08	51.81	43.46
TiO ₂	0.88	0.55	0.91	0.92	0.33	0.75	1.02	0.83	0.84	1.02	0.85	1.06	0.18	0.73	2.57
Al ₂ O ₃	5.35	3.45	5.33	4.84	2.08	5.15	5.72	5.05	6.22	5.72	5.24	5.42	1.16	3.74	10.82
FeO	15.54	14.88	15.09	14.97	12.15	15.02	13.07	13.94	11.88	13.07	13.93	13.79	8.50	10.92	12.59
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.04	0.01	0.06	0.15	0.00	0.35	0.15	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
MnO	0.62	0.76	0.60	0.48	0.55	0.47	0.54	0.49	0.40	0.54	0.55	0.55	0.40	0.33	0.24
MgO	13.63	14.54	13.21	13.38	16.42	13.81	14.65	14.82	15.73	14.65	15.04	14.71	19.53	17.15	14.04
CaO	10.68	11.25	11.65	11.18	11.65	11.32	12.14	11.21	11.26	12.14	11.10	11.45	11.65	11.38	11.19
Na ₂ O	1.07	0.74	1.08	1.03	0.38	1.05	0.99	1.00	1.16	0.99	1.06	1.03	0.26	0.71	2.09
K ₂ O	0.49	0.30	0.48	0.47	0.17	0.47	0.49	0.43	0.54	0.49	0.45	0.49	0.06	0.31	0.97
Total	97.10	98.84	95.94	95.21	96.75	96.31	97.98	97.52	97.64	97.98	98.04	98.03	97.82	97.08	97.98
TSi	7.08	7.43	7.08	7.14	7.59	7.09	7.10	7.15	7.02	7.10	7.10	7.10	7.74	7.34	6.29
TAI	0.91	0.57	0.92	0.85	0.35	0.89	0.90	0.85	0.98	0.90	0.88	0.90	0.19	0.62	1.71
TFe ³	0.01	0.00	0.00	0.01	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.07	0.03	0.00
TTi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CAI	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.06	0.08	0.00	0.02	0.00	0.00	0.14
CCr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CFe ³	1.02	0.76	0.58	0.69	0.63	0.79	0.46	0.86	0.84	0.46	0.95	0.75	0.69	0.80	0.78
CTi	0.10	0.06	0.10	0.10	0.04	0.08	0.11	0.09	0.09	0.11	0.09	0.11	0.02	0.08	0.28
CMg	2.95	3.08	2.93	2.98	3.50	3.03	3.15	3.17	3.34	3.15	3.20	3.15	4.02	3.62	3.03
CFe ²	0.86	1.00	1.29	1.17	0.76	1.04	1.12	0.81	0.58	1.12	0.70	0.90	0.22	0.46	0.75
CMn	0.08	0.09	0.08	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.05	0.07	0.07	0.07	0.05	0.04	0.03
BCa	1.66	1.71	1.86	1.79	1.79	1.78	1.88	1.73	1.72	1.88	1.70	1.76	1.72	1.73	1.74
BNa	0.30	0.20	0.14	0.21	0.11	0.22	0.12	0.27	0.28	0.12	0.29	0.24	0.07	0.20	0.26
ACa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ANa	0.00	0.00	0.17	0.08	0.00	0.08	0.16	0.00	0.04	0.16	0.00	0.05	0.00	0.00	0.32
AK	0.09	0.05	0.09	0.09	0.03	0.09	0.09	0.08	0.10	0.09	0.08	0.09	0.01	0.06	0.18

جدول ۲. نتایج بخشی از آنالیز مایکروپروب آلکالی‌فلدسپار در سنگ‌های اسیدی، حدواسط-بازیک، آنکلاو و دایک‌های حدواسط و دایک بازیک.

Sample	F115.2.10	F115.2.11	f48.1c	f5	f121.5	S52.5.1	S52.7.1	S28.1.1	S28.4.2	S35.1.1	S35.1.2	S56.5.8	S56.5.9	S56.5.10
Location	gra	gra	gra	gra	dio	dio	dio	dike B	dike B	dike B	dike B	enc	enc	enc
SiO ₂	66.15	66.35	64.12	64.96	64.18	64.78	65.05	64.11	63.09	64.07	63.23	65.63	65.28	65.43
TiO ₂	0.00	0.00	0.05	0.00	0.02	0.09	0.08	0.05	0.04	0.00	0.06	0.02	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	18.46	18.39	18.57	18.38	18.11	18.85	19.06	18.52	19.43	18.50	18.58	18.87	18.64	18.47
FeO	0.08	0.11	0.14	0.04	0.15	0.08	0.25	0.22	0.34	0.15	0.70	0.12	0.10	0.08
MnO	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
MgO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.01	0.05	0.03	0.44	0.01	0.01	0.02
BaO	0.08	0.05	0.00	0.00	0.00	0.14	0.11	0.44	0.41	0.61	0.62	0.29	0.29	0.23
CaO	0.10	0.07	0.09	0.05	0.06	0.35	0.72	0.10	1.30	0.09	0.42	0.16	0.11	0.07
Na ₂ O	2.42	2.32	2.76	1.13	1.51	2.22	2.39	1.08	4.01	0.48	0.54	3.01	1.94	2.19
K ₂ O	12.97	13.19	15.08	18.56	17.67	12.97	12.54	14.68	11.17	15.91	14.87	12.29	13.84	14.32
SrO	0.04	0.09	*	*	*	0.24	0.23	0.23	0.19	0.16	0.15	0.22	0.18	0.15
Total	100.30	100.59	100.85	103.15	101.68	99.77	100.45	99.44	100.04	100.00	99.61	100.62	100.41	100.98
Si	12.04	12.06	11.81	11.85	11.85	11.91	11.88	11.93	11.63	11.92	11.81	11.95	11.97	11.96
Al	3.96	3.94	4.03	3.95	3.94	4.08	4.10	4.06	4.22	4.05	4.09	4.05	4.02	3.98
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe ²	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.04	0.03	0.05	0.02	0.11	0.02	0.02	0.01
Mn	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.12	0.00	0.00	0.01
Ba	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.03	0.04	0.05	0.02	0.02	0.02
Ca	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.07	0.14	0.02	0.26	0.02	0.08	0.03	0.02	0.01
Na	0.85	0.82	0.99	0.40	0.54	0.79	0.85	0.39	1.43	0.17	0.20	1.06	0.69	0.78
K	3.01	3.06	3.54	4.32	4.16	3.04	2.92	3.49	2.63	3.78	3.54	2.85	3.24	3.34
Ab	22.00	21.00	21.70	8.50	11.50	20.30	21.70	10.00	33.20	4.40	5.10	26.90	17.50	18.80
An	0.50	0.40	0.40	0.20	0.20	1.80	3.60	0.50	6.00	0.50	2.20	0.80	0.60	0.30
Or	77.50	78.60	77.90	91.30	88.30	77.90	74.70	89.50	60.80	95.20	92.70	72.30	82.00	80.90



Quaternary	Alluvium		
Eocene	Upper	Gra	Granodiorite- Granite
	Lower	Dio	Diorite- Gabbro
		An	Andesite
		Ry	Rhyolite
Cretaceous	Lim		Limestone
Paleozoic	Sch		Metamorphic rocks (schist-phyllite)

- Dike
- Fault
- Track
- Drainage

F115	Granodiorite
F5	Ganodiorite
F48	Granite
F121	Diorite
S52	Gabbro
S56	Enclave
F117	Acidic dike
S28	Intermediate dike
S35	Basic dike

شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی توده نفوذی کوه دم همراه با موقعیت نمونه‌ها (Technoexport (1981) با تغییرات جزئی).

جدول ۳. نتایج بخشی از آنالیز مایکروپروب پلاژیوکلاز در سنگ‌های اسیدی، حدواسط - بازیگ، آنکلاو و دایک‌های حدواسط و دایک بازیگ.

Sample	F115.3.1	F115.3.2	F115.3.3	f48.2b	f48.2c	f5.1c	F117.2.1	F117.4.1	F117.4.2	F117.4.3	F117.4.4	f121.1	f121.2	f121.2
Location	gra	gra	gra	gra	gra	gra	dik A	dik A	dik A	dik A	dik A	dio	dio	dio
SiO ₂	56.88	56.48	57.77	60.64	62.10	57.74	67.55	66.83	68.98	64.32	68.15	58.84	54.20	54.13
TiO ₂	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.07	0.05	0.03
Al ₂ O ₃	26.74	27.36	26.01	23.85	24.03	25.82	20.03	20.02	19.51	20.75	19.91	25.48	28.44	28.56
FeO	0.29	0.34	0.31	0.17	0.56	0.19	0.12	0.55	0.05	0.49	0.05	0.36	0.41	0.31
MnO	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02
MgO	0.04	0.02	0.09	0.01	0.62	0.00	0.04	0.09	0.00	0.12	0.01	0.19	0.02	0.00
BaO	0.07	0.06	0.03	0.00	0.00	0.00	0.09	0.04	0.09	0.10	0.18	0.00	0.00	0.00
CaO	9.19	9.51	8.07	5.85	1.77	7.94	0.12	0.06	0.06	0.09	0.19	3.57	11.10	10.95
Na ₂ O	6.04	5.97	6.64	7.80	7.20	6.88	11.55	11.36	11.76	10.24	11.83	5.51	5.08	5.06
K ₂ O	0.38	0.35	0.32	0.56	3.33	0.55	0.27	0.46	0.12	1.63	0.11	3.49	0.25	0.24
SrO	0.19	0.17	0.13	*	*	*	0.02	0.03	0.01	0.01	*	*	*	*
Total	99.85	100.27	99.37	98.89	99.60	99.12	99.80	99.44	100.59	97.75	100.46	97.52	99.54	99.31
Si	10.26	10.16	10.43	10.91	11.10	10.45	11.86	11.81	11.99	11.63	11.89	10.77	9.85	9.85
Al	5.68	5.80	5.53	5.05	5.06	5.50	4.14	4.17	3.99	4.42	4.09	5.49	6.09	6.12
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Fe ²⁺	0.04	0.05	0.05	0.03	0.08	0.03	0.02	0.08	0.01	0.07	0.01	0.05	0.06	0.05
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.01	0.02	0.00	0.17	0.00	0.01	0.02	0.00	0.03	0.00	0.05	0.00	0.00
Ba	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca	1.78	1.83	1.56	1.13	0.34	1.54	0.02	0.01	0.01	0.02	0.04	0.70	2.16	2.14
Na	2.11	2.08	2.33	2.72	2.50	2.42	3.93	3.89	3.96	3.59	4.00	1.96	1.79	1.78
K	0.09	0.08	0.07	0.13	0.76	0.13	0.06	0.10	0.03	0.38	0.02	0.82	0.06	0.06
Ab	53.10	52.10	58.70	68.40	69.40	59.20	97.90	97.10	99.10	90.10	98.50	56.40	44.60	44.90
An	44.70	45.90	39.40	28.30	9.40	37.70	0.60	0.30	0.30	0.40	0.90	20.20	53.90	53.70
Or	2.20	2.00	1.90	3.20	21.10	3.10	1.50	2.60	0.70	9.40	0.60	23.50	1.40	1.40

ادامه جدول ۳.

Sample	S28.2.2	S28.3	S28.3.1	S35.5.1	S35.5.2	S35.5.3	S56.1.3	S56.1.4	S56.1.5	S56.1.6	S56.2.1	S56.2.2	S56.2.3
Location	dik B	dik B	dik B	dik B	dik B	dik B	enc	enc	enc	enc	enc	enc	enc
SiO ₂	53.95	53.11	52.76	46.16	45.93	46.02	55.62	55.13	59.84	63.39	55.97	53.03	62.08
TiO ₂	0.09	0.11	0.06	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	28.71	29.00	28.79	24.91	24.96	24.91	28.00	28.00	25.16	22.94	27.60	29.34	23.63
FeO	0.54	0.70	1.76	0.82	0.63	0.65	0.30	0.24	0.28	0.17	0.25	0.40	0.20
MnO	0.03	0.02	0.00	0.02	0.04	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00
MgO	0.10	0.03	0.07	0.03	0.00	0.00	0.04	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
BaO	0.05	0.04	0.11	27.66	27.13	27.40	0.06	0.01	0.06	0.04	0.07	0.03	0.03
CaO	10.99	11.44	11.38	0.06	0.06	0.09	10.07	10.53	7.29	4.21	10.10	12.13	5.25
Na ₂ O	5.20	4.85	4.89	0.09	0.24	0.10	5.59	5.32	7.34	9.10	5.60	4.53	8.35
K ₂ O	0.25	0.17	0.21	0.07	0.09	0.12	0.47	0.21	0.38	0.47	0.37	0.16	0.50
SrO	0.16	0.15	0.18	0.07	0.34	0.13	0.14	0.15	0.19	0.06	0.17	0.25	0.15
Total	100.07	99.62	100.21	99.91	99.44	99.49	100.33	99.62	100.57	100.39	100.16	99.92	100.21
Si	9.79	9.69	9.64	8.85	8.85	8.86	10.02	9.99	10.66	11.20	10.09	9.65	11.03
Al	6.13	6.23	6.19	5.62	5.66	5.65	5.94	5.98	5.28	4.77	5.86	6.29	4.94
Ti	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.08	0.11	0.27	0.13	0.10	0.11	0.05	0.04	0.04	0.03	0.04	0.06	0.03
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.03	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ca	2.14	2.24	2.23	5.68	5.60	5.65	1.94	2.04	1.39	0.80	1.95	2.37	1.00
Na	1.83	1.72	1.73	0.03	0.04	0.04	1.95	1.87	2.54	3.12	1.96	1.60	2.88
K	0.06	0.04	0.05	0.02	0.08	0.03	0.11	0.05	0.09	0.11	0.09	0.04	0.11
Ab	45.50	43.00	43.20	0.50	0.60	0.80	48.80	47.20	63.20	77.50	49.00	40.00	72.10
An	53.10	56.00	55.60	99.20	97.90	98.70	48.50	51.60	34.70	19.80	48.80	59.10	25.10
Or	1.40	1.00	1.20	0.30	1.50	0.50	2.70	1.20	2.10	2.60	2.10	0.90	2.80

یا به صورت آنکلوژیون درون کانی‌های دیگری مانند کوارتز و فلدسپار پتاسیم به دام افتاده‌اند (سرجوقیان و همکاران، ۱۳۹۰). در برخی موارد آمفیبول همراه با پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود که از آن برای انجام آنالیز و دما- فشارسنجی استفاده شده است. دایک‌های اسیدی حاوی فنوکریست کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و به ندرت هورنبلند در زمینه‌ای از کانی‌های ریز بلور فلسیک هستند. در حالی که دایک‌های حدواسط - بازیگ عمدتاً از فنوکریست‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از

و گاه نوسانی داشته، از کناره‌ها خورده شدگی و انحلال نشان می‌دهند و معمولاً در حاشیه آنکلاو به فراوانی دیده می‌شوند. ارتوکلازها غالباً در زمینه بوده و گاه به صورت درشت بلور حضور دارند. فنوکریست‌های ارتوکلاز غالباً به صورت گرد شده و انحلال یافته در حاشیه آنکلاو حضور دارند و حاوی آنکلوژیون‌هایی از کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول و کانی‌های فرعی دیگر هستند. هورنبلند و بیوتیت معمولاً دانه ریز بوده، به صورت پراکنده در بین مجموعه کانی‌ها حضور دارند و

کمتر از ۷/۳ دارند در حالی که آمفیبول‌هایی با سیلیس بیشتر از ۷/۳ بر اثر فرایند ساب سولیدوس حاصل شده‌اند (Agemar et al., 1999; Chivas 1981; Hendry et al., 1985). تغییرات ترکیب هورنبلند به سمت اکتینولیت غنی از منیزیم حاکی از وجود آلتراسیون هیدروترمال و افزایش فوگاسیته اکسیژن در طی آلتراسیون است. آمفیبول‌های ثانویه دارای میزان Si و Mg بالاتر و میزان Al، Ti، Na، K پایین‌تری هستند و معمولاً نزدیک به شکاف‌ها و رخ‌ها و حاشیه دانه‌ها دیده می‌شوند (Agemar et al., 1999).

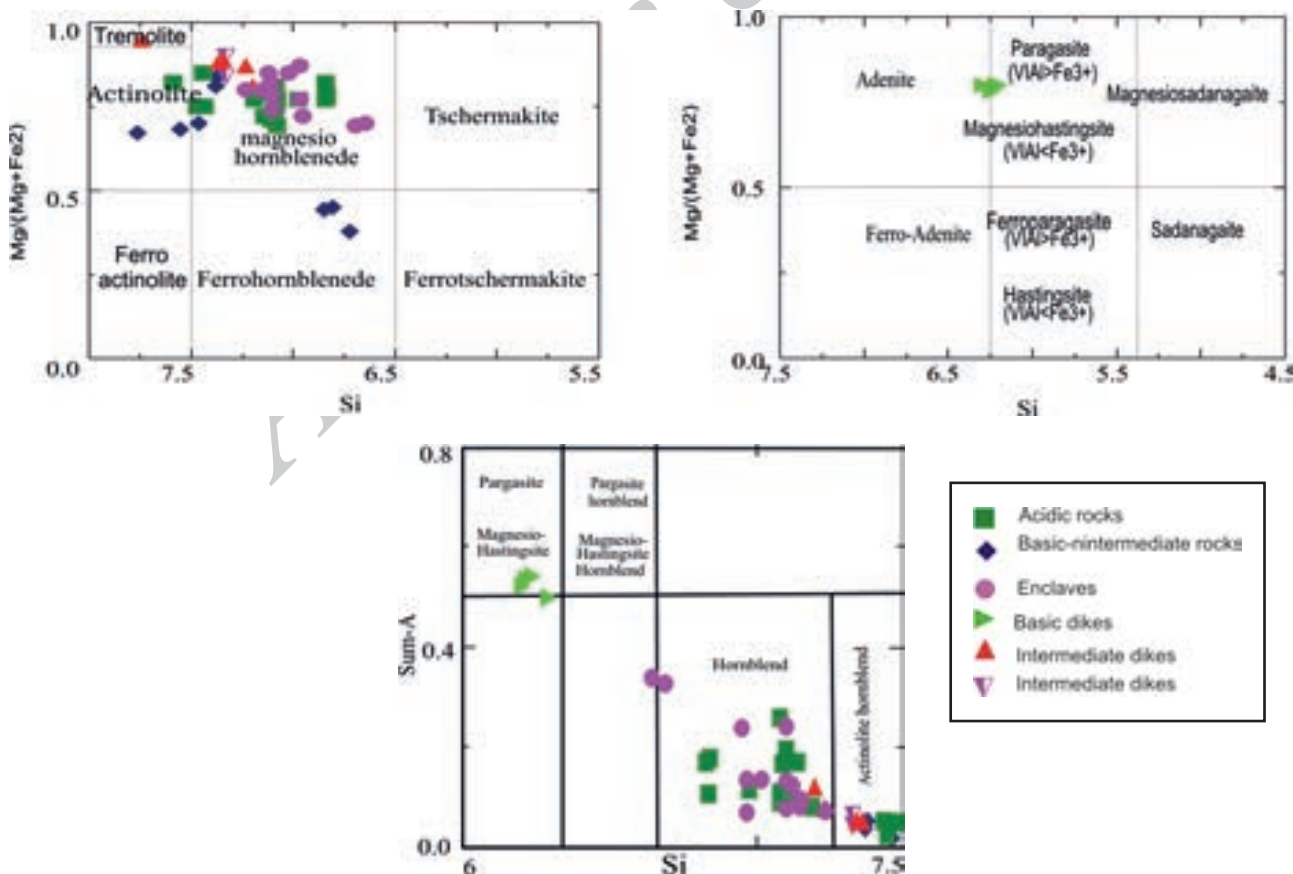
شیمی کانی فلدسپار

ترکیب پلاژیوکلازها در سنگ‌های اسیدی در گستره ترکیبی بین اواخر آلبیت (An: 9.4) در حاشیه تا اوایل لابرادور (An: 50.6) در مرکز تغییر می‌کند. در سنگ‌های حدواسط-بازیک معمولاً ترکیب پلاژیوکلازها از لابرادور (An: 56.4) در مرکز تا آندزین (An: 30.5) در حاشیه تغییر می‌کند. اما گاهی در حاشیه به سمت آلبیت (An: 10.6) نیز متمایل شده است. ترکیب پلاژیوکلاز در آنکلاوها در محدوده نسبتاً گسترده‌ای از الیگوکلاز (An: 19.8) تا اواخر لابرادور (An: 66.5) در نوسان است. ترکیب پلاژیوکلازها در دایک‌های اسیدی عموماً در محدوده آلبیت (An: 0.3-0.9%) واقع شده در حالی که در دایک‌های

میکرولیت‌ها و یا ریز بلورهای پیروکسن، پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و ارتوکلاز تشکیل شده‌اند. در هر دو گروه دایک‌ها، فلدسپارها به صورت فنوکریست و تیغه‌های میکرولیت، حجم زیادی از سنگ را به خود اختصاص داده است. در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، ماکل پلی‌سنتیک، زونینگ منطقه‌ای و یا دارای ادخال‌هایی از سایر کانی‌ها به صورت بافت پوئی‌کیلیتیک دیده می‌شوند. از دیگر کانی‌های بازیک در این مجموعه، بیوتیت و هورنبلند در اندازه متوسط تا کوچک است که اکثراً به کلریت تجزیه شده‌اند.

شیمی کانی آمفیبول

مطابق با طبقه‌بندی Leake et al. (1997) آمفیبول‌های مجموعه نفوذی کوه‌دم با $(Ca+Na)_B \leq 1$ ، $Na_B < 0.5$ و $Ca_B > 1.5$ جزء آمفیبول گروه کلسیک محسوب می‌شوند و ترکیب آن‌ها معمولاً از هورنبلند منیزیم‌دار تا اکتینولیت در نوسان است. یک نمونه از سنگ‌های بازیک حاوی فروهورنبلند و دایک بازیک حاوی منیزیوهایستینگزیت با میزان $(Na+K)_A < 0.5$ و $Al^{VI} < Fe^{3+}$ هستند (شکل ۲). اکتینولیت‌ها معمولاً در حاشیه بلور دیده می‌شوند و احتمالاً بر اثر فرایندهای ساب‌سولیدوس حاصل شده است. به عقیده لیک (Leake, 1978)، آمفیبول‌های ماگمایی سیلیس



شکل ۲. طبقه‌بندی آمفیبول‌ها و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه (Leake et al., 1997).

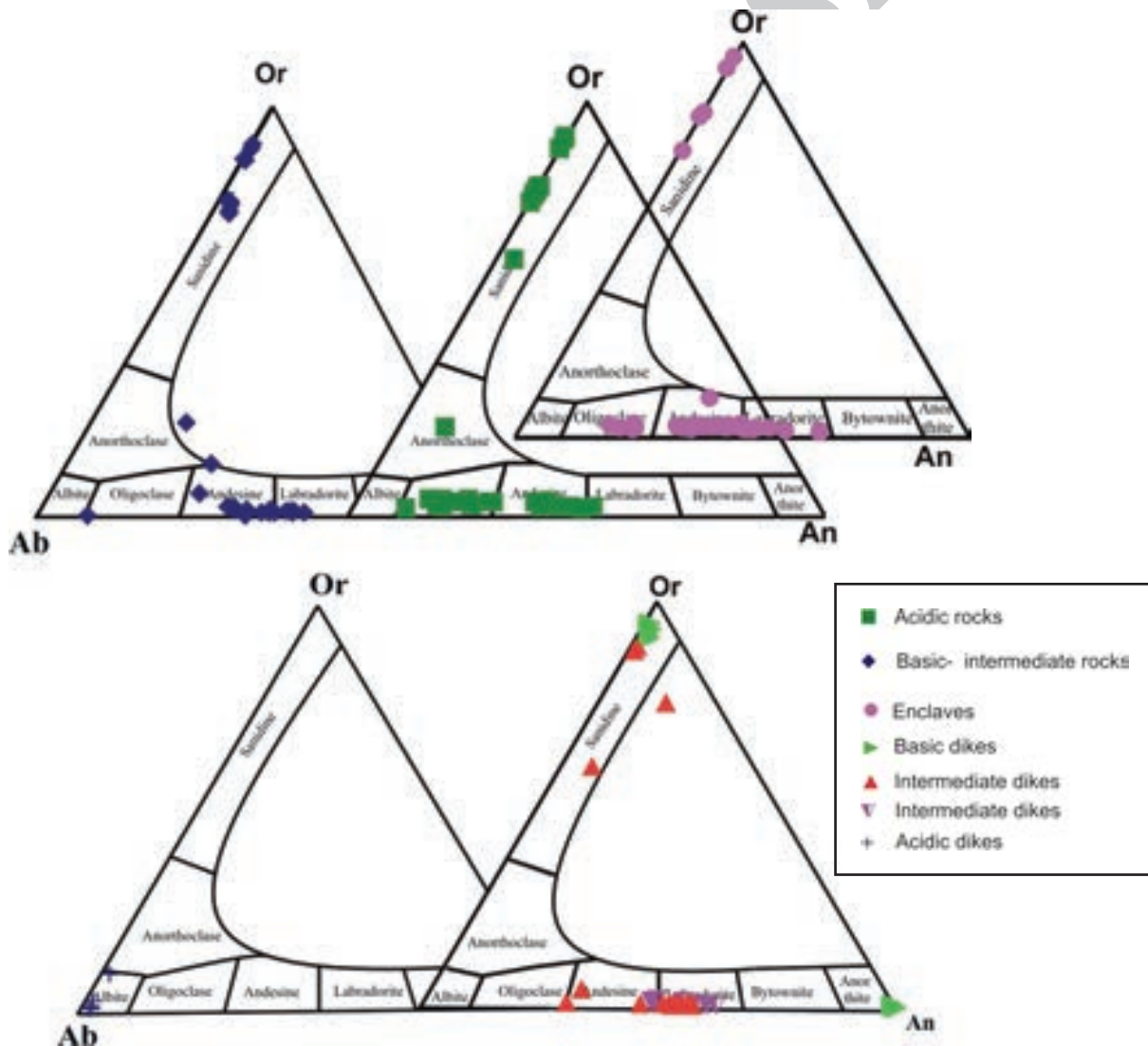
and White, 1974; White and Chappel, 1983; Wyborn et al., 1981; Clemens and Wall, 1984; Stein and Dietl, 2001). چرا که مقدار CaO در گرانیتوئیدهای نوع I زیاد بوده و منجر به تبلور هورنبلند می‌شود. آمفیبول‌های موجود در سری‌های ساب‌آلکالن نسبت به انواع موجود در سری‌های آلکالن، مقادیر کمتری TiO_2 دارند (معمولا کمتر از ۱/۲ درصد وزنی) و در آمفیبول‌هایی که میزان ۹ تا ۱۴ درصد وزنی Mg دارند، مقدار TiO_2 به حدود ۳/۵ درصد وزنی نیز می‌رسد. همچنین آمفیبول‌های سیستم ساب‌آلکالن، میزان Na_2O ، K_2O و Al_2O_3 پایین‌تری را نسبت به محیط آلکالن دارند. در شکل ۴ نمودارهای دومتغیره Na_2O ، Al_2O_3 ، MgO و K_2O در برابر TiO_2 نمایش داده شده است. چنانچه در این نمودارها ملاحظه می‌شود، اکثر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ساب‌آلکالن واقع شده‌اند. در حالی که دایک بازیک در قلمرو آلکالن - ساب‌آلکالن قرار گرفته است (Molina et al., 2009).

حدواسط از آندزین (An:30.3) در حاشیه تا لابرادور (An: 61.4) در مرکز تغییر می‌کند. شایان ذکر است که در دایک بازیک ترکیب در حد آنورتیت بوده و تغییر کمی در نسبت آنورتیت از مرکز به حاشیه دیده می‌شود به طوری که میزان آنورتیت از 97.9 تا 99.4 An تغییر می‌کند (شکل ۳).

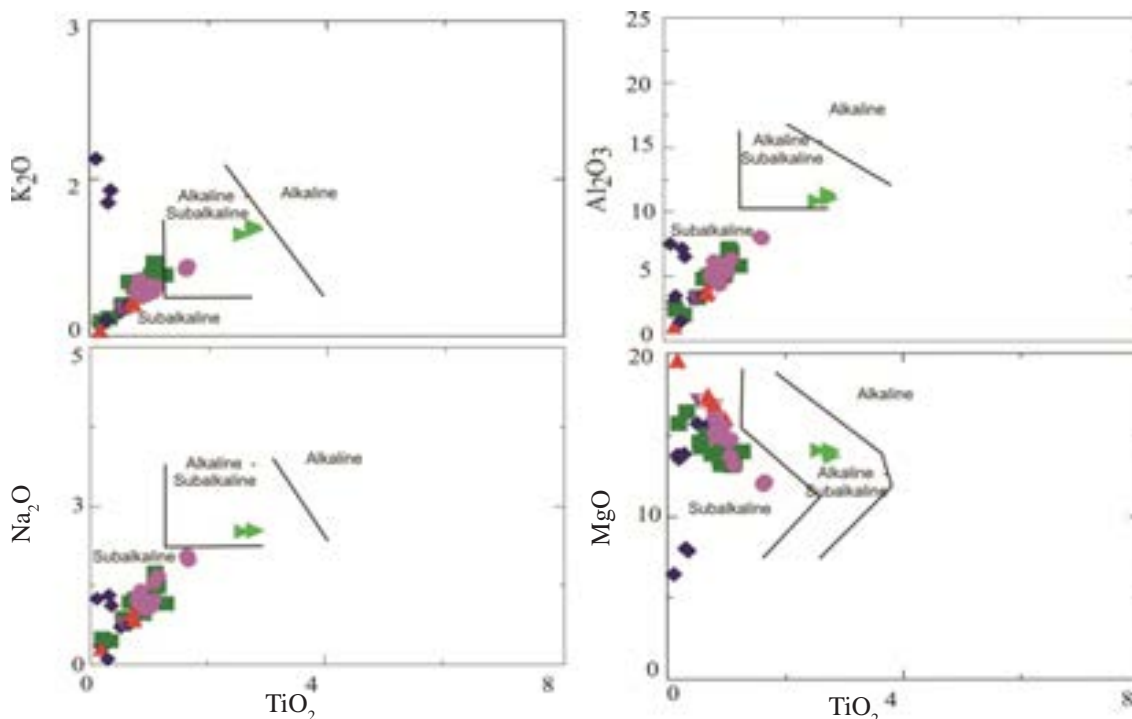
چنانچه در نمودار شکل ۳ ملاحظه می‌شود، ترکیب آلکالی فلدسپار در سنگ‌های اسیدی با Or:61.9%-91.3%، سنگ‌های حدواسط - بازیک با Or: 74.7% - 91.6%، آنکلاو با Or:72.3% - 96.3% و در دایک‌های حدواسط - بازیک با Or: 60.8% - 96.5% مشخص شده است (Deer et al., 1991).

منشاء ماگما

برای تعیین ژنز و محیط تکتونوماگمایی سنگ‌های آذرین می‌توان از ترکیب آمفیبول‌ها استفاده نمود. به عقیده بسیاری از محققین حضور آمفیبول‌های کلسیک در سنگ‌های گرانیتوئیدی نشانه تعلق این سنگ‌ها به گرانیتوئیدهای نوع I است (Chappel



شکل ۳. طبقه‌بندی فلدسپارهای موجود در توده نفوذی کوه دم (Deer et al., 1991).



شکل ۴. ارزیابی ماهیت توده نفوذی کوهدم با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول (علائم مشابه شکل ۲ است).

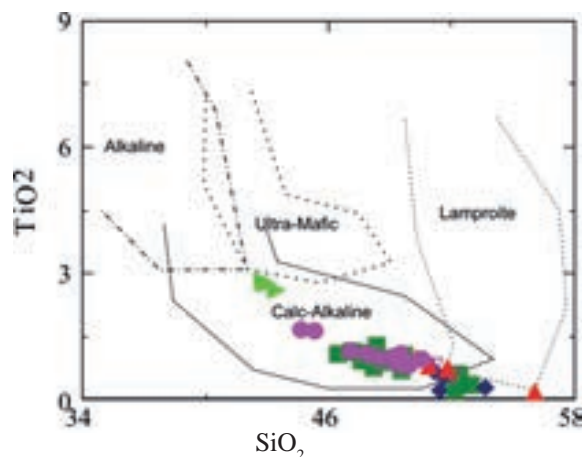
دایک‌های حدواسط و بازیک به ترتیب ۰/۶۲، ۰/۶۳، ۰/۶۴ و ۰/۷۱. محاسبه شده است. این سنگ‌ها به استثناء دایک‌های حدواسط و بازیک، همگی حد فاصل منشأ پوسته - گوشته واقع شده‌اند. به طوری که سنگ‌های اسیدی بیشتر منشأ پوسته‌ای، آنکلاوها منشأ گوشته‌ای و سنگ‌های بازیک میزان $Mg^{\#}$ حد فاصل سنگ‌های اسیدی و آنکلاوها دارند.

شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور

درک نحوه شکل‌گیری یک توده نفوذی مستلزم شناخت شرایط حاکم بر تشکیل آن توده است. ترکیب آمفیبول کلسیک، انعکاسی از ترکیب سنگ دربرگیرنده آن است (Leake, 1978). با افزایش دما، آلومینیوم جایگزین Si در سایت تتراهدری آمفیبول

Droop (1987) نیز نموداری را طراحی نموده است که براساس میزان SiO_2 و TiO_2 ، آمفیبول‌های متعلق به سنگ‌های کالک - آلکان، آلکان، اولترامافیک و لامپروفیری را از هم متمایز می‌سازد (شکل ۵). با ترسیم آمفیبول‌های مورد مطالعه بر روی این نمودار مشاهده می‌شود که اکثر نمونه‌های مورد نظر در محدوده کالک - آلکان واقع شده‌اند.

از طرف دیگر میزان $Mg^{\#}$ (عدد منیزیم) در هورنبلند، فاکتور مهمی برای شناسایی منشأ ماگما است. میزان $Mg^{\#}$ بیش از ۰/۷ به منشأ گوشته‌ای و کمتر از ۰/۵ به منشأ پوسته‌ای و حد فاصل این دو مقدار را به اختلاطی از منشأ پوسته و گوشته مرتبط می‌دانند (Xie and Zhang, 1990; Huaimin et al., 2006). میزان $Mg^{\#}$ در آمفیبول‌های سنگ‌های اسیدی، سنگ‌های بازیک، آنکلاوها،



شکل ۵. تفکیک محیط تکنیکی گرانیت‌ها با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول (Droop, 1987) (علائم مشابه شکل ۲ است).

فشار حاکم بر توده نفوذی استفاده کرد (Ague, 1997).

$$P [\pm 0.6 \text{ kbar}] = -3.01 + 4.76 Al_{\text{tot}} \quad (1)$$

میانگین فشار محاسبه شده از روش Schmidt (1992) در سنگ‌های اسیدی در سه نمونه ۱/۳۵، ۱/۲۲ و ۲/۷۶ کیلو بار، سنگ‌های حدواسط - بازیگ ۳/۱ کیلو بار، آنکلاوها در دو نمونه ۱/۲۷ و ۲/۸۶ و دایک‌های حدواسط برابر ۰/۸۲ کیلو بار به دست آمده است. فشارهای ۲/۷۶ در سنگ‌های اسیدی، ۳/۱ در سنگ‌های حدواسط - بازیگ و ۲/۸۶ در آنکلاوها، فشارهای اندازه‌گیری شده از مرکز آمفیبول است. اختلافات اندک بین فشارهای به دست آمده از هسته با حاشیه آمفیبول بیان‌گر این واقعیت است که فشار به دست آمده از مرکز آمفیبول، فشار در مراحل اولیه تبلور این بلور است، در صورتی که فشارهای به دست آمده از حاشیه بلور، نماینده فشار جایگزینی سنگ‌های اسیدی است. بنابراین میانگین فشار در سنگ‌های اسیدی ۱/۲۸ کیلو بار، آنکلاوها ۱/۲۷ کیلو بار و دایک حدواسط ۰/۸۲ است.

Anderson and Smith (1995) رابطه اشمیت را به صورت زیر تصحیح کردند و فشارسنجی را طراحی کردند که تأثیر دما در آن مد نظر قرار گرفته است (رابطه ۲).

$$P [\pm 0.6 \text{ kbar}] = -3.01 + 4.46 Al_{\text{tot}} - \left\{ \frac{T^{\circ} \text{C} - 675}{85} \right\} * [0.53 Al_{\text{tot}} + 0.005294 * (T^{\circ} \text{C} - 674)]$$

این بارومتري در شرایط 600°C تا 800°C و فشار 1×10^5 تا 1×10^6 کیلو پاسکال قابل استفاده است (Idrus et al., 2007). در بارومتري اندرسون و اشمیت دما از جمله پارامترهایی است که قبل از محاسبه فشار باید ارزیابی شده باشند. چرا که دماهای بالا موجب افزایش آلومینیوم تتراهدردی در هورنبلند و به تبع آن، افزایش آلومینیوم کل می‌شود. در این فشارسنج، نبود آلکالی فلدسپار و یا تیتانیت خللی بر محاسبات وارد نمی‌سازد (Anderson and Smith, 1995).

فشارهای محاسبه شده از روش Anderson and Smith (1995) با فرض دماهای به دست آمده از ترمومتري هورنبلند - پلاژیوکلاز به روش Blundy and Holland (1990) و Holland and Blundy (1994)، در سنگ‌های اسیدی ۱/۵۳، سنگ‌های حدواسط - بازیگ ۱/۵ و در آنکلاوها ۱/۵۲ کیلو بار ارزیابی شده است. در حالی که با قرار دادن دمای به دست آمده از روش Vyhnalet al. (1991) میانگین فشارهای ارزیابی شده در دایک حدواسط ۰/۸۲ کیلو بار و دایک بازیگ ۳/۳ کیلو بار به دست می‌آید. شایان ذکر است که روش Anderson and Smith (1995) برای ارزیابی فشار تشکیل توده، نتایج قابل اطمینان‌تری را عرضه می‌کند، چرا که در محاسبات، میزان دما مد نظر قرار می‌گیرد (Zhang et al., 2006; Stein and Dietl, 2001; Hossain et al., 2009). البته با در نظر گرفتن میزان خطا ± 0.6 در فشارسنجی Schmidt (1992) و Anderson and Smith (1995)، مقادیر محاسبه شده با یکدیگر هم‌پوشانی دارند.

کلسیک می‌شود، در حالی که با افزایش فشار، آلومینیوم به تدریج جانشین Fe+Mg سایت اکتاهدردی M_2 می‌شود (Raase, 1974; Hawthorne, 1981; Gilbert et al., 1981; Robinson et al., 1982; Anderson and Smith, 1995). بنابراین با افزایش دما و یا فشار، Al_2O_3 افزایش می‌یابد (Moody et al., 1983). تیتانیم با افزایش دما به سهولت وارد سایت M_2 می‌شود (Raase, 1974)، لیکن با افزایش فشار این قانون معتبر نیست، چرا که شعاع یونی تیتانیم کمی بزرگتر از شعاع یونی آلومینیوم است (Thompson, 1981). بنابراین میزان Ti در آمفیبول‌های کلسیک رابطه مستقیم با افزایش دما و رابطه معکوس با افزایش فشار پیدا می‌کند. جانشینی چرماک با افزایش فشار بیشتر می‌شود به طوری که با افزایش فشار، آلومینیوم موجود در ساختار آمفیبول‌ها بیشتر می‌شود. در حالی که با افزایش دما جانشینی آدنیت فزونی می‌یابد و آمفیبول‌ها سدیک‌تر و آلومینیومی‌تر می‌شوند (Pal et al., 2001). جانشینی‌های صورت گرفته در آمفیبول، موجب شده به توان با استفاده از مقادیر Al و Ti بلور، شرایط تبلور سنگ‌های نفوذی میزان را ارزیابی کرد. بر این اساس، محققان متعددی برای محاسبات فشار و دما با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول روابطی را ارائه کرده‌اند که بر پایه معادلات ترمودینامیکی است (Blundy and Holland, 1990; Holland and Blundy, 1994; Anderson and Smith, 1995; Anderson, 1996; Hammarstrom and Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson and Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; Ague, 1997).

تعیین فشار

امروزه یکی از متداول‌ترین فشارسنج‌ها، استفاده از آلومینیوم موجود در ساختار آمفیبول است (Hammarstrom and Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson and Rutherford, 1989; Schmidt, 1992). لازمه استفاده از این فشارسنج وجود پاراژنز کانی‌شناسی هورنبلند، کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مانیتیت و تیتانیت اولیه در شرایط تعادلی است (Vyhnalet al., 1991). مطالعات نشان می‌دهد که میزان آلومینیوم در هورنبلند با فشار تبلور رابطه خطی دارد و بر این اساس تعیین عمق جایگزینی توده امکان‌پذیر می‌باشد (Vyhnalet al., 1991). مجموعه نفوذی کوه‌دم علاوه بر داشتن پاراژنز کانیایی کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت همراه با تیتانیت یوهدرال و تیغه‌های مانیتیت که حاکی از فوگاسیته بالای اکسیژن در این توده است، نسبت $Fe^{\#} < 0.65$ (عدد آهن)، $Si \leq 7.5$ و $Ca \geq 1.6$ دارد (Hammarstrom and Zen, 1986) و هورنبلند در آن در تماس با کوارتز و آلکالی فلدسپار قرار دارد. این ویژگی‌ها به ما اجازه می‌دهد از فشارسنج آلومینیوم در هورنبلند استفاده نماییم (Stein and Dietl, 2001). از آنجا که نتایج تعیین فشار به روش Schmidt (1992) با فشارهای به دست آمده از مطالعات صحرائی و هاله دگرگونی توده نفوذی هماهنگی دارد، می‌توان از رابطه (۱) برای ارزیابی

در سنگ‌های اسیدی دمای به دست آمده از حاشیه هورنبلند، حدود ۶۹۳ و ۷۱۴ (میانگین °C ۷۰۰) و دمای مرکز هورنبلند حدود ۷۶۲ است. دمای به دست آمده از حاشیه آمفیبول می‌تواند دمای انجماد توده نفوذی باشد، در حالی که دمای اندازه‌گیری شده از مرکز آمفیبول، بیان‌گر دمای آغازین تبلور است (Huaimin et al., 2006). دماسنجی به این روش در سنگ‌های حدواسط، دمای حدود ۷۸۰ درجه سانتی‌گراد و در آنکلاوها دمای حدود ۷۸۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد که منطقی به نظر می‌رسد. درجه حرارت محاسبه شده در این روش در دایک حدواسط حدود °C ۷۳۰ به دست آمده است.

دماسنجی دیگری نیز توسط (Ridolfi et al., 2010) ارائه شده است که وابسته به اندیس سیلیس (Si*) می‌باشد و طبق رابطه ۵ تعریف شده است.

$$T = -151.487Si^* + 2.041 \quad \text{رابطه (۵)}$$

$$Si^* = Si + \frac{[4]Al}{15} - 2[4]Ti - \frac{[6]Al}{2} - \frac{[6]Ti}{1.8} + \frac{Fe^{3+}}{9} + \frac{Fe^{2+}}{3.3} + \frac{Mg}{26} + \frac{BCa}{5} + \frac{BNa}{1.3} - \frac{ANa}{15} + \frac{A[]}{2.3}$$

با استفاده از این دماسنجی، درجه حرارت در سنگ‌های اسیدی ۷۳۴ درجه سانتی‌گراد، در آنکلاوها حدود ۷۵۷ درجه سانتی‌گراد، دایک حدواسط حدود ۷۴۳ و در دایک بازیک حدود ۹۳۸ درجه سانتی‌گراد برآورد شده است. با در نظر گرفتن خطای حدود ۴۰ ± برای دماسنجی (Holland and Blundy, 1994) و خطای دماسنجی (Ridolfi et al., 2010) که حدود °C ۲۰ ± است، می‌توان نتیجه گرفت که دماهای به دست آمده با استفاده از روش‌های مختلف از تمام واحدها هم‌پوشانی قابل توجهی دارند. (Putirka, 2008) با استفاده از ترکیب شیمیایی دو فلدسپار پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار، رابطه ۶ را ارائه کرده است:

$$T(^{\circ}C) = \frac{-442 - 3.72P(kbar)}{-0.11 + 0.11 \ln \left[\frac{X_{Ab}^{fs}}{X_{Ab}^{plg}} \right] - 3.27 \left(X_{An}^{fs} \right) + 0.098 \ln \left(X_{An}^{fs} \right) + 0.52 \left(X_{An}^{plg} X_{Ab}^{plg} \right)}$$

بر این اساس دمای سنگ‌های اسیدی، بازیک و آنکلاوها به ترتیب ۶۷۶، ۸۳۶ و ۷۱۴ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است. دماهای به دست آمده در این روش نیز با احتساب خطاهای گزارش شده تقریباً هم‌پوشانی دارند.

تخمین فوگاسیته اکسیژن و آب

یکی از فاکتورهای مهم برای شناسایی شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر تبلور یک توده نفوذی، تعیین فوگاسیته اکسیژن است. با استفاده از پاراژن و ترکیب شیمی کانی‌ها می‌توان به‌طور تقریبی میزان فوگاسیته اکسیژن ماگما را استنباط کرد. به‌عنوان مثال آمفیبول غنی از منیزیم شرایط نسبتاً اکسیدی را نشان می‌دهد و یا وجود تیتانیت یوهدرال و مانیتیت، به عنوان فاز تبلور اولیه، بیان‌گر

برای محاسبه فشار در دایک بازیک با استفاده از ترکیب آمفیبول می‌توان از فشارسنجی (Ridolfi et al., 2010) نیز استفاده نمود. این ترموبارومتري برای سنگ‌های کالک - آلکالن مرتبط با سیستم‌های فرورانش قابل استفاده است و در محدوده دمایی ۵۵۰ تا ۱۱۲۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱۳۰ تا ۱۰۰۰ مگاپاسکال (۱/۳ تا ۱۰ کیلوبار) و بافرینگ $>+5 \Delta NNO$ و میزان $X_{H_2O}/(H_2O+CaO)$ از ۰/۸ تا ۱ کاربرد دارد (Ridolfi et al., 2010). این فشارسنجی مطابق رابطه ۳ ارائه شده است.

$$P = 19.209e^{(1.43AT)}, R^2 = 0.99 \quad \text{رابطه (۳)}$$

از آنجاکه این فشارسنجی برای سنگ‌های آتشفشانی با اندیس پورفیری پایین کاربرد دارد (Ridolfi et al., 2010)، برای دایک‌های بازیک موثر است و میانگین فشار حدود 295 ± 30 Mpa (۲/۹ ± ۰/۳ کیلوبار) را نتیجه داده است و با فشارسنجی (Ander-son and Smith, 1995) مطابقت دارد.

با فرض این‌که فشار حاکم در زمان تبلور بلورهای آمفیبول، فشار همه جانبه لیتواستاتیک ناشی از وزن سنگ‌های فوقانی بوده، با استفاده از رابطه $P = \rho gh$ می‌توان عمق جایگزینی توده را محاسبه کرد. با توجه به میانگین فشارهای به دست آمده، عمق تشکیل توده نفوذی براساس دانسیته سنگ‌های پوسته‌ای 2.65 gr/cm^3 (Helmy et al., 2004)، حدود ۵/۴ کیلومتر برای سنگ‌های اسیدی، ۵/۷۷ کیلومتر برای سنگ‌های حدواسط - بازیک، ۵/۳۵ کیلومتر برای آنکلاوها، ۳/۱۵ کیلومتر برای دایک حدواسط و ۱۱/۹ کیلومتر برای دایک بازیک ارزیابی می‌شود. این محاسبات نشان می‌دهد که آمفیبول موجود در دایک بازیک در اعماق بیشتر متبلور شده و سپس به افق‌های بالاتر صعود نموده و به داخل توده تزریق شده است.

تعیین دما

دماسنجی زوج هورنبلند - پلاژیوکلاز هم‌زیست، یکی از متداول‌ترین روش‌ها برای دماسنجی در سنگ‌های آذرین کالک آلکالن به‌شمار می‌رود (Blundy and Holland, 1990; Holland and Blundy, 1994; and Blundy, 1994; Stein and Dietl, 2001; Ernst, 2002). (Holland and Blundy, 1994) دماسنجی را طراحی نموده‌اند که در طیف وسیعی از پاراژن آمفیبول - پلاژیوکلاز (Manning et al., 1996; Elliott, 2001; Stein and Dietl, 2001) در محدوده دمایی ۴۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱ تا ۱۵ کیلو بار و ترکیب آمفیبول $Al^{VI} < 1.8 \text{ pfu}$, $NaA > 0.02 \text{ pfu}$ و $0.6 < Si < 7.7 \text{ pfu}$ کاربرد دارد. این ترمومتر فقط برای سنگ‌های آذرین کوارتزار قابل استفاده است و طبق رابطه ۴ بر اساس واکنش آدنیت - ترمولیت بنا شده است.

$$T[\pm 313K] = \frac{81.44 - 33.6X_{Na}^{M4} - (66.88 - 2.92P[kbar])X_{Al}^{M2} + 78.5X_{Al}^{T1} + 9.4X_{Na}^A}{0.0721 - 0.00831144 \ln \left(\frac{27X_{Na}^{M4} X_{Si}^{T1} X_{An}^{plg}}{64X_{Ca}^{M4} X_{Al}^{T1} X_{Ab}^{plg}} \right)}$$

رابطه (۴)

به طرف سنگ‌های بازیک - حدواسط و آنکلاوها به تدریج افزایش می‌یابد که با ماهیت I توده نفوذی و نتایج حاصل از عملکرد اختلاط ماگمایی بر این منطقه مطابقت دارد (سرجوقیان، ۱۳۸۶، ۱۳۹۱؛ سرجوقیان و همکاران ۱۳۹۰).

با توجه به هم‌جواری آمفیبول و پلاژیوکلاز و شرایط تعادلی حاکم بر آن‌ها در مجموعه نفوذی مورد مطالعه می‌توان به بررسی شرایط فیزیکی‌شیمیایی حاکم بر تبلور توده پرداخت. متوسط دما و فشار در سنگ‌های اسیدی، حدواسط - بازیک، آنکلاو و دایک حدواسط و دایک بازیک متوسط به ترتیب ۷۰۳، ۸۰۸، ۷۵۰، ۷۳۶ و ۹۳۸ درجه سانتی‌گراد و ۱/۴، ۱/۵، ۱/۳۹، ۱/۸۲ و ۳/۱ کیلو بار محاسبه شده است. نتایج به دست آمده از روش‌های مختلف ترموبارومتري کاملاً با هم انطباق دارد و بیان‌گر صحت محاسبات انجام شده است. همچنین فشار مشابه توده نفوذی اسیدی و آنکلاوها بیان‌گر آن است که در شرایط فیزیکی‌شیمیایی یکسان تبلور شده‌اند. با توجه به چگالی سنگ‌های پوسته‌ای، سنگ‌های اسیدی، حدواسط - بازیک، آنکلاو، دایک حدواسط و دایک بازیک به ترتیب با اعماق ۵/۴، ۵/۷۷، ۵/۳۵، ۳/۱۵ و ۱۱/۹ کیلومتری منطبق است. شایان ذکر است که شرایط فیزیکی‌شیمیایی حاکم بر توده نفوذی کوه‌دم مشابه با توده نفوذی نظیر است که در فشار ۱/۵ تا ۱/۹ کیلو بار و دمای حدود ۷۰۵ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده است (Honarmand et al., 2012). همچنین شرایط تشکیل این توده با توده‌های نفوذی زون سنندج - سیرجان، نظیر توده نفوذی آستانه با دمای حدود ۷۰۸ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱/۴ کیلو بار (طهماسبی و همکاران، ۱۳۸۸) و توده نفوذی بروجرد با دمای حدود ۶۵۰ تا ۷۳۲ درجه سانتی‌گراد و فشار حدود ۱ کیلو بار (طهماسبی و احمدی خلجی، ۱۳۸۹) مشابه است.

نتایج به دست آمده از دماسنجی‌های مختلف مبین جایگزینی توده نفوذی 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 هم‌چون بافت دانه ریز تا دانه متوسط، بافت گرانوفیری، عملکرد آلتراسیون هیدروترمال در نمونه‌ها، نبود میگماتیت و همراهی سنگ‌های آتشفشانی هم سن و هم ترکیب با مجموعه نفوذی، با فرض جایگیری توده نفوذی فلسیک در فشارهای کم مطابقت دارند. شایان ذکر است که توده‌های نفوذی عمیق معمولاً دانه درشت‌تر، صفحه‌ای و دارای فولیاسون هستند و با سنگ‌های میزبان خود که اغلب آمفیبولیت‌ها و گرانولیت‌ها هستند، مرز تدریجی دارند (Clarke, 1992).

از طرف دیگر هاله دگرگونی در پیرامون این توده از گسترش چندانی برخوردار نیست ولی سنگ‌های کربناته در همبری با توده نفوذی دارای پاراژنز کانی شناسی کلریت، اپیدوت، اکتینولیت، آلبیت و گارنت ± هورنبلند هستند. به نظر Winkler (1965) این پاراژنز کانی‌شناسی مطابق با دگرگونی حرارتی درجه پایین رخساره آلبیت - اپیدوت هورنفلس تا حداکثر هورنبلند هورنفلس

شرایط اکسیداسیون در ماگما هستند (Enami et al., 1993). با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول، می‌توان فوگاسیته اکسیژن را محاسبه کرد. فوگاسیته اکسیژن وابسته به اندیکس Mg است و رابطه ۷ توسط Ridolfi et al., (2010) برای محاسبه آن پیشنهاد شده است. دقت این محاسبات در حدود ۰/۲ تا ۰/۳ ± بار تخمین زده شده است (Scaillet and Evans, 1999; Pichavant et al., 2002).

رابطه (۷) $\Delta\text{NNO} = 1.644\text{Mg}^* - 4.01$

$$\text{Mg}^* = \text{Mg} + \frac{\text{Si}}{47} - \frac{[\text{6Al}]}{9} - 1.3[\text{6Ti}] + \frac{\text{Fe}^{3+}}{3.7} + \frac{\text{Fe}^{2+}}{5.2} - \frac{\text{BCa}}{20} - \frac{\text{ANa}}{2.8} + \frac{\text{A}\square}{9.5}$$

طبق این معادله لگاریتم فوگاسیته اکسیژن در سنگ‌های اسیدی، بازیک، آنکلاو و دایک حدواسط و بازیک به ترتیب برابر ۱۳/۸-، ۱۳/۴-، ۱۲/۹-، ۱۲/۷- و ۱۰/۴- به دست می‌آید. این محاسبات با خطا ۴ ± بار تعریف شده‌اند.

بر اساس این محاسبات، مجموعه نفوذی مورد مطالعه در شرایط اکسیداسیون نسبتاً بالا (به استثناء دایک بازیک) قرار دارند، به طوری که دایک بازیک دارای کمترین و سنگ‌های اسیدی دارای بیشترین فوگاسیته اکسیژن هستند.

تخمین آب

تخمین میزان آب با استفاده از ترکیب شیمیایی منیزوهورنبلند بر اساس میزان اندیس Al که از ۰ تا ۰/۲۱ متغیر است، صورت می‌پذیرد. بر همین اساس (Ridolfi et al., 2010) برای محاسبه میزان آب رابطه ۸ را تعریف کردند.

$$\text{H}_2\text{O}_{\text{melt}} = 5.215[\text{6Al}]^* + 12.28 \quad \text{رابطه (۸)}$$

$$[\text{6Al}]^* = [\text{6Al}] + \frac{[\text{4Al}]}{13.9} - \frac{\text{Si} + [\text{6Ti}]}{5} - \frac{\text{CFe}^{2+}}{3} - \frac{\text{Mg}}{1.7} +$$

$$\frac{\text{BCa} + \text{A}\square}{1.2} + \frac{\text{ANa}}{2.7} - 1.56\text{K} - \frac{\text{Fe}\#}{1.6}$$

این رابطه در فشارهای بالا کارایی ندارد و در منیزوهورنبلند، تخمین آب دقتی حدود ۰/۴ درصد وزنی دارد. در حالی که در منیزوهواستینگزیت خطای آن می‌تواند به ۱۵ درصد وزنی نیز برسد. با استفاده از این رابطه، میزان آب در سنگ‌های اسیدی ۴/۴ درصد، سنگ‌های حدواسط ۴ درصد، آنکلاو ۴/۲ و دایک حدواسط ۳/۶ درصد برآورد شده است.

بحث

ترکیب شیمیایی آمفیبول بیان‌گر ماهیت کالک آلکالن این توده نفوذی و شکل‌گیری آن در نواحی کوهزایی است که از این جهت با داده‌های منتشر شده بر روی ژئوشیمی سنگ کل (سرجوقیان، ۱۳۸۶) هماهنگی نشان می‌دهند. مقادیر $\text{Mg}^\#$ در نمونه‌ها حداقل ترکیب پوسته و گوشته‌ای است و میزان $\text{Mg}^\#$ از سنگ‌های اسیدی

سپاسگزاری

این پژوهش بخشی از طرح تحقیقاتی "ماهیت پلوتونیسیم کوهدم (شمال شرق اردستان)، سرگذشت زمین شناسی و تحولات ماگمایی آن" است که با استفاده از امکانات پژوهشی دانشگاه تهران و دانشگاه پیام نور اصفهان انجام شده است. لذا بدین وسیله از حوزه معاونت‌های پژوهشی این دو دانشگاه تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- سرجوقیان، ف.، ۱۳۸۶. پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی کوهدم (شمال اردستان). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۳۸.
- سرجوقیان، ف.، کنعانیان، ع. و احمدیان، ج.، ۱۳۹۰. فرایندهای موثر در تکوین توده نفوذی کوهدم، شمال شرق اردستان: با تکیه بر شواهد ژئوشیمیایی و ایزوتوپی. فصلنامه علوم زمین، ۲۱، ۲۲۳-۲۳۲.
- سرجوقیان، ف.، ۱۳۹۱. ماهیت پلوتونیسیم کوهدم (شمال شرق اردستان)، سرگذشت زمین‌شناسی و تحولات ماگمایی آن، رساله دکتری. دانشگاه تهران، ۲۲۱.
- طهماسبی، ز.، خلیلی، م.، احمدی خلجی، ا. و مکی زاده، م.، ۱۳۸۸. مقایسه انواع آمفیبول‌ها و ژئوترموبارومتری توده نفوذی آستانه (زون سنندج - سیرجان). مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، ۱۷، ۲۷۹-۲۹۰.
- طهماسبی، ز. و احمدی خلجی، ا. ۱۳۸۹. استفاده از شیمی کانی‌ها در تعیین شرایط تشکیل کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد و هاله دگرگونی آن. پترولوژی، ۱، ۷۷-۹۴.
- 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.
- Ague, J.J., 1997. Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rocks, California: Implications for the aluminum-in-hornblende barometer. Geology, 25, 563-566.
- Anderson, J.L., 1996. Status of thermo-barometry in granitic batholiths. Earth Science Review, 87, 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, 549-559.
- Blundy, J.D. and Holland, T.J.B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. Contribution to Mineralogy and Petrology, 104, 208-224.
- Chappel, B.W. and White, A.J.R., 1974. Two contrast-

است که معمولاً در محدوده دمایی ۳۵۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار زیر ۲ کیلو بار به وجود می‌آیند. از آنجاکه سنگ‌های هاله دگرگونی حدوداً ۶۰ درصد دمای توده‌های نفوذی را جذب می‌نمایند، می‌توان نتیجه گرفت که دمای تخمین زده شده برای این توده نفوذی با اطلاعات صحرایی انطباق دارد.

فوگاسیته اکسیژن در سنگ‌های اسیدی، حدواسط-بازیک، آنکلاو و دایک حدواسط و دایک بازیک به ترتیب $13/8-13/4$ ، $12/9-12/7$ و $10/4$ - ارزیابی شده است که بالای محدوده Ni-NiO قرار می‌گیرد. بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در این سنگ‌ها با ماهیت کالک آلکالن آن‌ها و شکل‌گیری در محیط فرورانش مطابقت دارد (Anderson, 1996). فوگاسیته اکسیژن نمونه‌های مورد مطالعه با فوگاسیته اکسیژن توده‌های نفوذی کالک آلکالن شمال شرق بیابان مصر (۲۱- تا ۱۳-) که در نواحی مرتبط با فرورانش تشکیل شده‌اند، مشابه است (Helmy et al., 2004) در حالی که آنکلاوها و دایک‌های بازیک‌تر، فوگاسیته اکسیژن پایین‌تری دارند.

میزان آب ماگمای سازنده سنگ‌های اسیدی، حدواسط-بازیک، آنکلاو و دایک حدواسط به ترتیب حدود $4/4$ ، $4/2$ و $3/6$ بوده است. کاهش میزان فوگاسیته اکسیژن و آب از سنگ‌های اسیدی به سمت سنگ‌های بازیک با کاهش کانی‌های مافیک آب‌دار طی تبلور هماهنگی دارد.

نتیجه‌گیری

مجموعه نفوذی کوهدم شامل سنگ‌های اسیدی و حدواسط-بازیک است که سنگ‌های اسیدی، میزبان آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک متعددی است و دایک‌های اسیدی، حدواسط و بازیک در این توده نفوذی و سنگ‌های در بر گیرنده تزریق شده‌اند. آمفیبول‌های توده نفوذی از نوع آمفیبول کلسیک بوده و معمولاً ترکیب هورنبلند منیزیم‌دار، فروهورنبلند تا اکتینولیت دارند در صورتی که در دایک بازیک، ترکیب آن به سمت منیزیه‌استینگزیت متمایل شده است. ترکیب پلاژیوکلازها در سنگ‌های اسیدی بین آلپیت تا لابرادور، در سنگ‌های حدواسط - بازیک از لابرادور تا آندزین و در آنکلاوها از الیگوکلاز تا لابرادور متغیر است. ترکیب پلاژیوکلازها در دایک‌های حدواسط از آندزین تا لابرادور متغیر است در حالی که دایک بازیک در محدوده آنورتیت واقع می‌شود. ترکیب شیمیایی کانی آمفیبول نشان می‌دهد که این توده نفوذی کالک آلکالن و متعلق به نواحی کوهزایی است و با نتایج ژئوشیمی سنگ کل مشابه است. دماسنجی‌های محاسبه شده در طیفی از ۷۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد به طوری که با کاهش میزان اسیدیته ماگما میزان درجه حرارت افزایش می‌یابد. فشارسنجی‌های محاسبه شده در محدوده ۱ تا ۳ کیلو بار را نشان می‌دهد که با مطالعات پتروگرافی هماهنگی دارد. مقادیر بالای فوگاسیته اکسیژن و میزان آب محاسبه شده از واحدهای مختلف، با قرارگیری آن‌ها در محیط مرتبط با فرورانش مطابقت دارد.

ing granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.

- Chivas, A.R., 1981. Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 78, 389-403.

- Clarke, D.B., 1992. *Granitoid Rocks*. Chapman and Hall, London, 283.

- 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.

- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1991. *An Introduction to the Rock Forming Minerals*. 17th, Longman, Ltd, 528.

- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51, 431-437.

- Elliott, B.A., 2001. Crystallization conditions of the Wiborg rapakivi batholith, SE Finland: an evaluation of amphibole and biotite mineral chemistry. *Mineralogy and Petrology*, 72, 305-324.

- Enami, M., Suzuki, K., Liou, J.G. and Bird, D.K., 1993. Al-Fe³⁺ and F-OH substitutions in titanite and constrains on their P-T dependence. *European Journal of Mineralogy*, 5, 231-291.

- Ernst, W.G., 2002. Paragenesis and thermobarometry of Ca-amphiboles in the Barcroft granodioritic pluton, central White Mountains, eastern California. *American Mineralogist*, 87, 478-490.

- Gilbert, M.C., Helz, R.T., Popp, R.K. and Spear, F.S., 1981. Experimental studies of amphibole stability. *Reviews in Mineralogy*, 9B, 229-353.

- Hammarstrom, J.M. and Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71, 1297-1313.

- Hawthorne, F.C., 1981. Crystal chemistry of the amphiboles. *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, 9A, 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, 255-268.

- Hendry, D.A.F., Chivas, A.R., Long, J.V.P. and Reed, S.J.B., 1985. Chemical differences between minerals from

mineralizing and barren intrusions from some North American porphyry copper deposits. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 89, 317-329.

- 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, 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, 231-239.

- Honarmand, m., Ahmadian, j., Nabatian, g. and Murata, M., 2012. Reconstructing physicochemical conditions by application of mineral chemistry: a case study from the Natanz pluton, Central Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 189, 138-153.

- Hossain, I., Tsunogae, T. and Rajesh, H.M., 2009. Geothermobarometry and fluid inclusions of dioritic rocks in Bangladesh: Implications for emplacement depth and exhumation rate. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34, 731-739.

- 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: Series D. *Earth Sciences*, 49, 684-695.

- 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, 102-113.

- Johnson, M.C. and Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with applications to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837-841.

- Leake, B.E., 1971. On aluminous and edenitic amphiboles. *Mineralogical Magazine*, 38, 389-407.

- Leake, B.E., 1978. Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, 63, 1023-1052.

- 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, Unnugaretti, 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, 623-651.
- Manning, C.E., Weston, P.E. and Mahon, K.I. 1996. Rapid hightemperature metamorphism of East Pacific Rise gabbros from Hess Deep. Earth and Planetary Science Letters, 144, 123-132.
 - 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.
 - 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, 48-92.
 - Pal, N., Pal, D.C., Mishra, B. and Meyer, F.M., 2001. The evolution of the Palim granite in the Bastar tin province, Central India. Mineralogy and Petrology, 72, 281-304.
 - Pichavant, M., Martel, C., Bourdier, J.L. and Scaillet, B., 2002. Physical conditions, structure, and dynamics of a zoned magma chamber: Mount Pelee (Martinique, Lesser Antilles Arc). Journal of Geophysical Research, 107, 1-25.
 - Putirka, K.D., 2008. Introduction to Minerals, Inclusions and Volcanic Processes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 69, 1-8.
 - Raase, P., 1974. Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and theory, In: Veblen, D.R. and Ribbe, P.H., (ed), Amphiboles: petrology and experimental phase relations. Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, Washington, 9B, 1-227.
 - 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. Contribution to Mineralogy and Petrology, 160,45-66
 - 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, 1061-1107.
 - Scaillet, B. and Evans, B.W., 1999. The 15 June 1991 eruption of Mount Pinatubo; I, Phase equilibria and pre-eruption P-T-fO₂-fH₂ conditions of the dacite magmas. Journal of Petrology, 40, 381-411.
 - Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure an experimental calibration of the Al-hornblende barometer. Contribution to Mineralogy and Petrology, 110. 304-310.
 - 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, 185-207.
 - Technoexport, 1981. Detail geology prospecting in the Anarak Area Central Iran. Geological Survey of Iran, 9, 154.
 - Thompson, J.B., 1981. An introduction to the mineralogy and petrology of the biopyriboles. In D.R. Veblen, D.R., Ed., Amphiboles and other hydrous pyriboles-mineralogy. Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, Washington, 9A, 141-188
 - Vyhnal, C.R., Mcswheen, 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, 176-188.
 - White, A.J.R. and Chapple, B.W., 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. Geological Society American Memory, 159, 21-34.
 - Winkler, H.G.F., 1965. Die Genese der metamorphic gesteine. Berlin, New York, Springer Verlag, 220.
 - Wyborn, D., Chappel, B.W. and Johnston, R.M., 1981. Three S type volcanic suites from the Lachlan Fold Belt, Southeast Australia. Journal Geophysics Research, 86, 10335-10348.
 - Xie, Y.W. and Zhang, Y.Q., 1990. Peculiarities and genetic significance of hornblende from granite in the Hengduansan region. Acta Mineral Sin (in Chinese), 10, 35-45.
 - Zhang, S.H., Zhao, Y. and Song, B., 2006. Hornblende thermobarometry of the Carboniferous granitoids from the Inner Mongolia Paleo-uplift: implications for the tectonic evolution of the northern margin of North China block. Mineralogy and Petrology, 87, 123-141.