

## پترولوژی، ژئوشیمی و شیمی کانی سنگ‌های نیمه آتشفشانی و آنکلاوها در شیرمزدتپه (جنوب غرب اراک)

زهرا طهماسبی\*، منصوره میراسمعیلی، احمد احمدی خلجی و فرزانه سپه‌وند  
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

### چکیده

سنگ‌های نیمه آتشفشانی مورد بررسی در منطقه شازند (استان مرکزی) که بخشی از پهنه سنندج-سیرجان را تشکیل می‌دهد شامل: سنگ‌های داسیتی است که این داسیت‌ها به طور عمده از کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپار آلکالن و مقدار کمی بیوتیت همراه با کانی‌های فرعی زیرکن و آپاتیت تشکیل یافته‌اند. از ویژگی‌های بارز این سنگ‌ها حضور دو نوع آنکلاو با ترکیب کانی‌شناسی مشابه با سنگ میزبان یعنی داسیت و آنکلاوهای با ترکیب آندزیتی با فنوکریست‌های آمفیبول با ترکیب پارگازیت، اورتوپروکسن با ترکیب انستاتیت و پلاژیوکلاز با ترکیب لابرادور-بیوتونیت است. دماسنجی بیوتیت و فلدسپار داسیت میزبان به ترتیب محدوده دمایی ۶۷۵ و ۶۰۰ درجه سانتیگراد و بیوتیت، فلدسپار و پارگازیت در آنکلاوهای آندزیتی به ترتیب دمای ۶۲۰، ۶۵۰ و ۸۱۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد. غنی‌شدگی از عناصر LREE در مقایسه با HREE، بالا بودن مقدار عناصر ناسازگار LILE نسبت به HFSE و ناهنجاری منفی عناصر P، Nb، Ti و مثبت K و Pb در روند تغییرات عناصر کمیاب نشانگر شکل‌گیری این سنگ‌ها در مناطق فرورانش است. همچنین، ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که ماگمای سازنده آنها از نوع کالک‌آلکالن، غنی از پتاسیم ناشی از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته قاره‌ای و مرتبط با قوس آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای نرمال است.

واژه‌های کلیدی: داسیت، فرورانش، قوس آتشفشانی، شیرمزدتپه، اراک، پهنه سنندج-سیرجان

### مقدمه

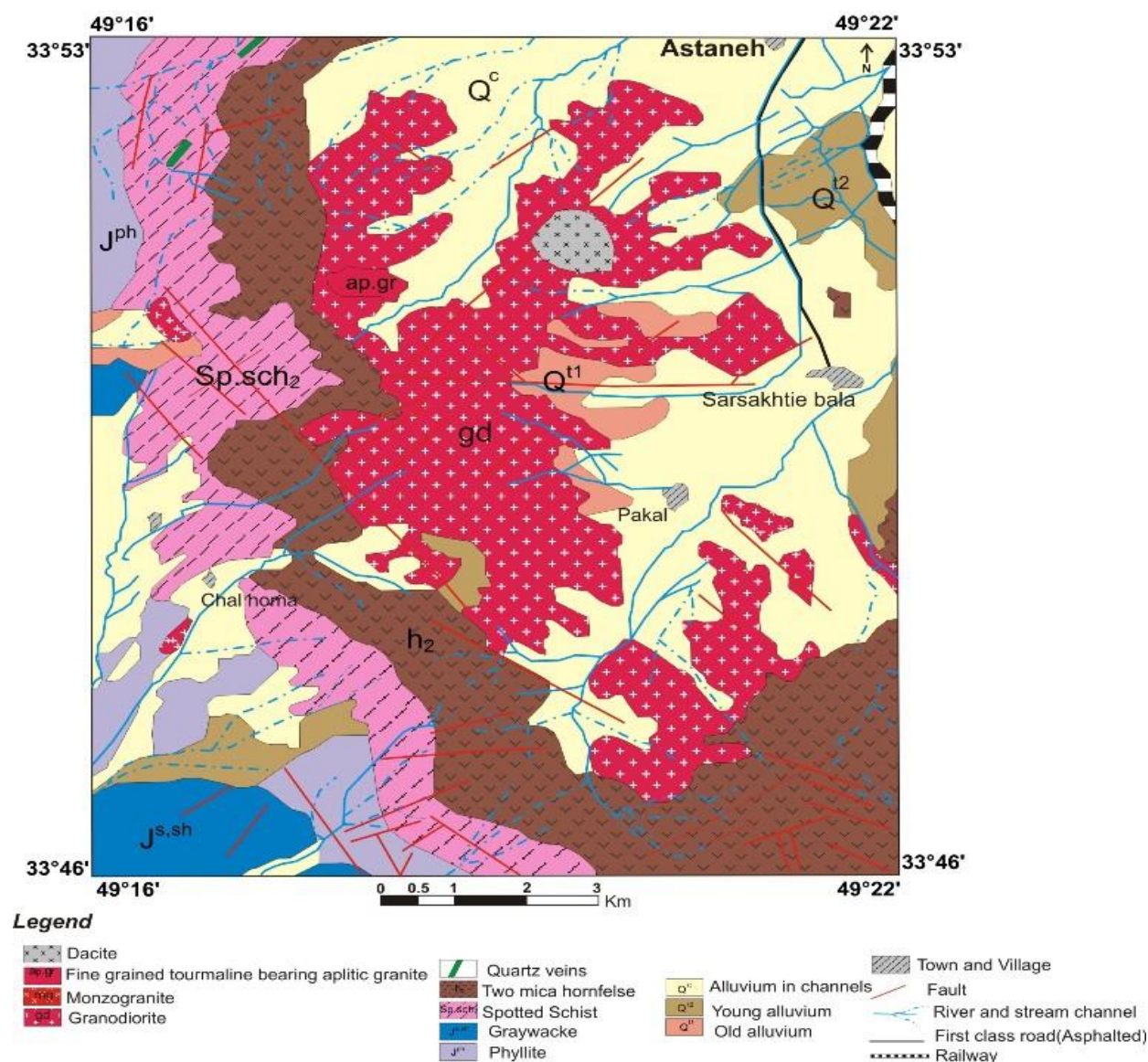
تقریبی ۳۰ کیلومتر مربع واقع شده است (شکل ۱). این منطقه بخشی از توده‌های نفوذی سنندج-سیرجان را تشکیل داده و توده اصلی آن یک توده گرانیتوئیدی با سن ژوراسیک میانی است که به طور عمده از کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و مونزوگرانیت تشکیل شده است (Tahmasbi, 2010).

منطقه مورد مطالعه در استان مرکزی در فاصله ۴۰ کیلومتری جنوب غرب شهرستان اراک و ۶ کیلومتری جنوب غرب آستانه بین طول‌های جغرافیایی ۴۹°۱۷' تا ۴۹°۲۲' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۳°۴۶' تا ۳۳°۵۳' شمالی با وسعت

شیرمزد تپه رخنمون دارد که موضوع اصلی این پژوهش است.

به این ترتیب، با توجه به این که تاکنون مطالعات انجام گرفته بیشتر بر روی توده گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه بوده و بررسی علمی دقیقی بر روی سنگ‌های نیمه آتشفشانی (داسیتی) موجود در این منطقه انجام نشده است، در این پژوهش به بررسی سنگ‌شناسی، شیمی‌کانی‌های بارز و ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب و خاستگاه زمین‌شناسی و ماگمایی آنها پرداخته می‌شود.

Radfar (۱۹۸۷) ضمن بررسی پترولوژی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌های گرانیتوئیدی، آنها را ادامه گرانیتهای همدان می‌داند و Masoudi (۱۹۹۷) با روش Rb-Sr، سن آنها را کرتاسه فوقانی در نظر می‌گیرد. توده‌های نفوذی یاد شده در سنگ‌های رسوبی دگرگون شده تریاس فوقانی-ژوراسیک نفوذ نموده و در حاشیه خود، هاله دگرگونی به صورت هورنفلس ایجاد کرده‌اند (شکل ۱). در شمال و مرکز این سنگ‌های گرانیتوئیدی، گنبد آپوفیزمانندی با ترکیب داسیت به نام کوه



شکل ۱- نقشه ساده شده زمین‌شناسی منطقه آستانه، برگرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ شازند (Sahandi et al., 2007)

## روش انجام پژوهش

برای دستیابی به اهداف واقع در این پژوهش، تعداد ۳۰ نمونه سنگی از سنگ‌های نیمه آتشفشانی و آنکلاوهای آن که کمترین میزان دگرسانی را دارا بودند مقطع نازک تهیه شد و سپس ۱۱ نمونه از سنگ‌های داسیتی میزبان و دو نمونه آنکلاو داسیتی و دو نمونه آنکلاو آندزیتی اورتوپروکسن دار با روش ICP-MS (عناصر فرعی و کمیاب با روش IMS95A) در آزمایشگاه S.G.S

شهر تورنتو کشور کانادا تجزیه شیمیایی شد. اکسیدهای عناصر اصلی با روش XRF در دانشگاه هلوا کشور اسپانیا مورد تجزیه قرار گرفت (جدول ۱).

کانی‌های بیوتیت و فلدسپار در سنگ‌های داسیتی میزبان و بیوتیت، پلاژیوکلاز، آمفیبول و اورتوپروکسن در آنکلاوهای آندزیتی با روش تجزیه نقطه‌ای با دستگاه Super Probe 8400 در دانشگاه هلوا کشور اسپانیا تجزیه شد (جدول ۲).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های نیمه آتشفشانی منطقه آستانه با روش‌های ICP-AES و ICP-MS (اکسیدها بر پایه درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب ppm).

Sample	Subvolcanic rocks (dacite)											Andesitic enclave		Dacitic enclave	
	SV7	SV8	Su5	M.A.3	M.A.8	M.A.11	M.A.13	33	38	AS15	AS16	E38	E39	M.A.6	M.A.16
SiO <sub>2</sub>	66.6	67.8	67.5	69.6	67.0	66.4	66.4	67.7	67.2	67.8	67.8	60.5	60.5	65.5	65.2
TiO <sub>2</sub>	0.4	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.7	0.4	0.3	0.2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.9	16.0	16.3	16.5	16.7	16.9	16.1	16.5	16.4	16.2	16.2	18.3	17.7	16.3	17.0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3T</sub>	4.2	3.9	3.1	3.1	3.5	3.4	3.3	3.1	3.2	3.0	5.6	5.5	3.5	3.6	3.1
FeO	3.8	3.5	2.8	2.8	3.2	3.1	3.0	2.8	2.9	2.8	5.1	5.0	3.1	3.3	2.8
MgO	1.8	1.7	1.8	1.6	1.8	1.8	1.7	1.6	1.6	1.5	1.5	2.3	1.9	1.8	3.4
MnO	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.9	0.1	0.0	0.0
CaO	2.8	3.1	2.5	2.8	3.0	2.4	2.6	2.8	3.0	3.2	3.2	4.7	4.6	2.4	2.3
Na <sub>2</sub> O	4.1	3.9	4.3	3.9	3.7	3.9	3.8	4.0	4.0	4.0	4.0	4.4	4.2	3.6	4.7
K <sub>2</sub> O	3.1	2.9	2.9	3.1	3.0	3.1	3.4	3.1	3.1	2.7	2.7	2.4	2.4	3.1	1.7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1
Total	100.4	99.6	99.3	100.3	98.7	98.4	100.2	100.4	100.0	100.8	100.4	99.9	99.8	98.9	100.1
V	35.8	38.5	33.6	30.0	36.0	39.0	35.0	34.3	34.2	34.5	28.9	107.3	35.4	33.0	26.0
Co	15.5	19.4	8.6	9.5	10.5	8.5	7.7	9.2	7.7	9.3	7.1	24.6	6.5	12.0	6.6
Ni	7.4	7.8	1.5	9.0	10.0	8.0	9.0	9.2	6.6	10.5	5.0	2.8	5.8	11.0	90.0
Cu	36.4	37.3	106.0	756.0	372.0	194.0	170.0	511.5	375.5	337.5	150.4	87.9	8.0	1040.0	117.0
Zn	3.5	4.3	16.4	29.0	31.0	22.0	27.0	20.5	26.0	31.5	22.8	51.8	24.1	43.0	24.0
Rb	131.7	137.8	124.5	151.0	167.0	160.0	155.0	95.8	105.8	116.9	101.1	96.7	51.6	180.0	158.0
Sr	225.8	233.7	192.0	250.0	270.0	260.0	240.0	210.8	203.4	214.4	207.6	245.8	209.9	240.0	410.0
Y	10.8	15.1	8.4	12.7	11.3	14.9	14.3	8.5	7.2	10.1	7.9	15.3	5.5	11.5	7.1
Zr	52.9	48.2	15.4	132.0	135.0	126.0	139.0	119.3	118.6	135.7	107.9	142.9	64.2	110.0	68.0
Nb	13.2	14.3	11.3	12.0	11.0	16.0	14.0	11.6	10.6	12.5	10.3	15.6	5.3	11.0	6.0
Cs	20.0	21.7	10.7	15.0	14.5	11.4	10.9	24.0	14.8	12.4	9.9	18.1	3.8	10.7	14.1
Ba	326.6	359.0	260.8	340.0	350.0	410.0	420.0	292.1	274.5	305.6	298.6	985.5	223.6	340.0	200.0
La	7.1	58.2	12.2	14.4	17.9	22.8	12.3	12.1	11.8	13.3	23.1	19.0	6.1	14.2	9.3
Ce	14.7	119.9	25.2	24.7	31.1	38.9	21.4	22.0	20.2	22.7	42.9	34.8	12.3	25.1	16.0
Pr	1.4	12.4	2.3	2.8	3.5	4.2	2.5	2.5	2.2	2.6	4.9	4.2	1.6	2.9	1.8
Nd	4.9	38.2	7.7	9.2	11.3	13.8	9.0	8.1	6.9	8.1	17.2	13.8	5.3	10.4	6.2



Sample	Feldspar in the dacitic host					Feldspar inclusion in the biotite in the dacitic host		Feldspar in the andesitic enclave							
	35	37	39	41	46	52	53	56	57	58	59	60	61	63	64
ادامه جدول ۲-۱...															
Ni	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
Ca	0.54	0.49	0.32	0.23	0.17	0.35	0.01	0.80	0.78	0.78	0.61	0.20	0.82	0.49	0.00
Na	0.42	0.47	0.63	0.73	0.79	0.63	0.97	0.21	0.22	0.23	0.39	0.79	0.19	0.52	0.05
K	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.95
Xab	0.43	0.48	0.65	0.74	0.81	0.64	0.99	0.21	0.22	0.23	0.39	0.79	0.18	0.51	0.05
Xan	0.55	0.51	0.33	0.24	0.18	0.35	0.01	0.79	0.78	0.77	0.60	0.20	0.81	0.48	0.00
Xor	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.95

Sample	Biotite in the dacitic host			Biotite in the andesitic enclave			
	49	50	51	26	35	40	62
ادامه جدول ۲-۱...							
SiO <sub>2</sub>	36.35	36.92	36.86	36.09	36.34	36.21	36.02
TiO <sub>2</sub>	4.92	4.86	4.84	3.84	3.5	4.26	3.75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.9	13.76	13.73	13.95	14.44	13.94	13.93
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	0.04	0	0	0	0	0
FeO	18.42	18.4	18.67	23.15	21.43	22.44	22.63
MnO	0.09	0.06	0.06	0.16	0.2	0.21	0.19
MgO	11.81	11.91	11.86	8.97	10.3	9.28	9.34
CaO	0.02	0	0.02	0.04	0.12	0.04	0.01
Na <sub>2</sub> O	0.16	0.21	0.22	0.07	0.11	0.08	0.1
K <sub>2</sub> O	9.17	9.38	9.27	9.55	9.53	9.61	9.59
NiO	0.04	0.04	0.05	0.02	0	0	0.01
F	0	0	0	0.08	0.09	0.34	0.13
Total	94.95	95.57	95.58	96.08	96.24	96.68	95.87
Si	2.84	2.87	2.86	2.86	2.84	2.86	2.85
Al(iv)	1.16	1.13	1.14	1.14	1.16	1.14	1.15
Al(vi)	0.12	0.13	0.12	0.16	0.17	0.16	0.16
Ti	0.29	0.28	0.28	0.23	0.21	0.25	0.22
Cr	0	0	0	0	0	0	0
Fe(iii)	0	0	0	0	0	0	0
Fe(ii)	1.18	1.17	1.19	1.5	1.38	1.45	1.47
Mn	0.01	0	0	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.38	1.38	1.37	1.06	1.2	1.09	1.1
Ni	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0	0	0	0	0.01	0	0
Na	0.03	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02
K	0.91	0.93	0.92	0.97	0.95	0.97	0.97

Orthopyroxene in the andesitic enclave				
Sample	65	66	67	68
	ادامه جدول ۲-۱...			
SiO <sub>2</sub>	53.92	53.25	53.59	53.63
TiO <sub>2</sub>	0.28	0.19	0.23	0.2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.89	0.95	0.95	0.88
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0
FeO	16.91	16.56	16.51	16.44
MnO	0.39	0.42	0.39	0.38
MgO	26.54	26.3	26.44	26.94
CaO	1.33	1.39	1.41	1.4
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.1	0.03	0.02
K <sub>2</sub> O	0	0.02	0	0
Total	100.34	99.3	99.64	99.94
Si	1.96	1.95	1.96	1.95
Al	0.04	0.04	0.04	0.04
Fe(iii)	0.05	0.07	0.05	0.07
Cr	0	0	0	0
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe(ii)	0.46	0.43	0.45	0.42
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.44	1.44	1.44	1.46
Ca	0.05	0.05	0.06	0.05
Na	0	0.01	0	0
K	0	0	0	0
Total	4.01	4.02	4.02	4.02
Fe(ii)	0.46	0.43	0.45	0.42
Fe(iii)	0.05	0.07	0.05	0.07
Wo	2.58	2.7	2.74	2.7
En	71.35	71.27	71.58	72.12
Fs	25.98	25.67	25.56	25.12
Ac	0.08	0.37	0.12	0.06
Fe/Fe+Mg	0.26	0.26	0.26	0.25

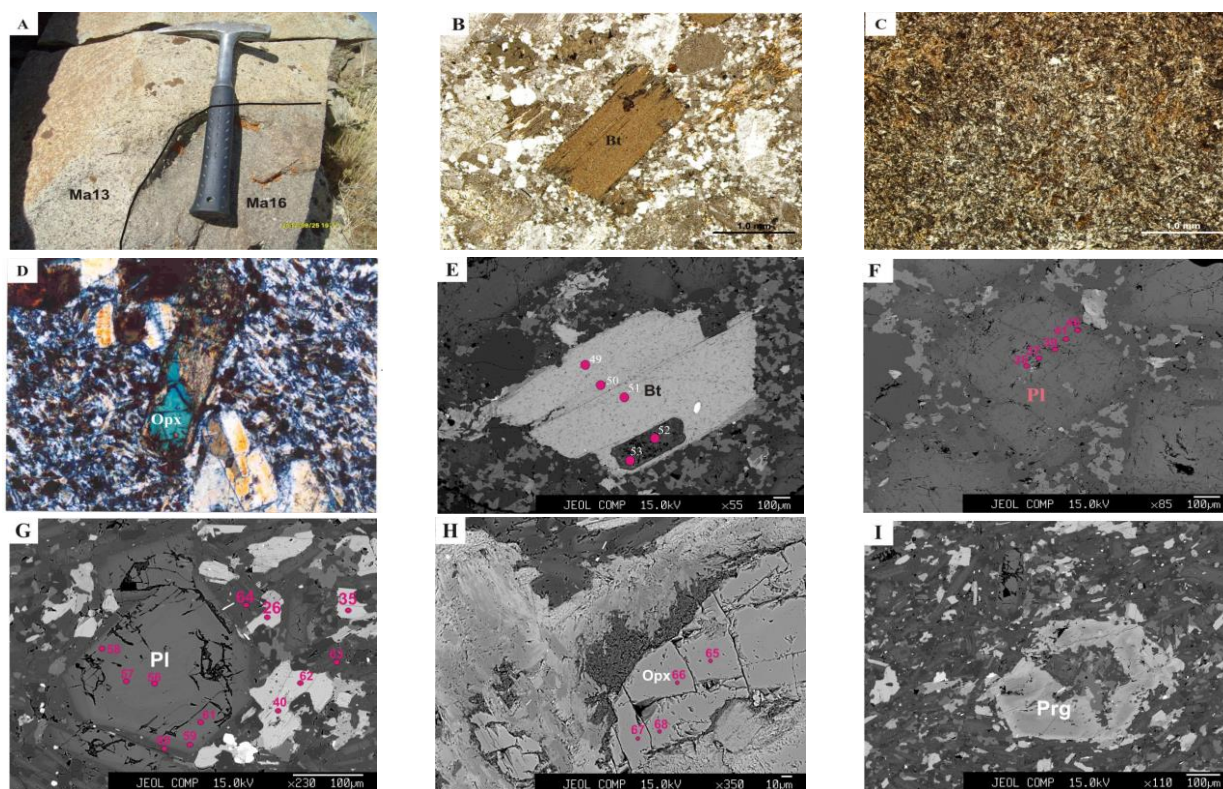
### پتروگرافی

سابولکانیکی را از واحد گرانودیوریتی متمایز می‌کند. داسیت‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری متمایل به سفید دیده می‌شود و از لحاظ بافتی دارای بافت‌های پورفیروئید تا میکروگرانولار هستند. این سنگ‌ها دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپار آلکالن و مقدار اندکی بیوتیت و کانی‌های فرعی زیرکن و آپاتیت بوده که به صورت فنوکریست در زمینه دانه‌ریز

کوه شیرمزدتپه از سنگ‌های دانه‌ریز و روشن‌تر از واحد اصلی منطقه مطالعه شده که واحد گرانودیوریتی است تشکیل شده و ترکیب اصلی آن داسیتی است (شکل ۲-۱). این داسیت‌ها در مرکز واحد گرانودیوریتی به صورت یک آپوفیز با وسعت حدود سه کیلومتر مربع دیده می‌شود که رنگ روشن‌تر و ریخت‌شناسی آن، این توده

تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها است که به صورت بی‌شکل و با جهت‌یافتگی ضعیف یا بدون جهت‌یافتگی دیده می‌شود و ۵ تا ۱۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. همچنین، دو گونه آنکلاو با ترکیب مشابه با سنگ میزبان یعنی داسیت (شکل ۲-C) و متفاوت یعنی آندزیت اورتوپیروکسن‌دار دیده می‌شود. آنکلاوهای آندزیتی اورتوپیروکسن‌دار به طور معمول بافت ساب‌افیتیک دارد و مجموعه کانی‌های آنها آمفیبول، پلاژیوکلاز، بیوتیت، اورتوکلاز و کوارتز است. اورتوپیروکسن به صورت فنوکریست با رنگ سبز در خمیره‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز (شکل ۲-D)، بافت پورفیری را برای این آنکلاوها ایجاد می‌کند.

قرار گرفته‌اند (شکل ۲-B). پلاژیوکلاز به صورت فنوکریست خودشکل تا نیمه خودشکل، ۲۰ تا ۴۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد و دارای ماکل تکراری (پلی‌سنتیک) و خاموشی منطقه‌ای است. فلدسپار آکالن از نوع اورتوکلاز پرتیتی بوده و به وفور در این سنگ‌ها یافت می‌شود. به طوری که ۱۵ تا ۲۵ درصد این سنگ‌ها را به خود اختصاص داده است و به صورت درشت‌بلور خودشکل تا نیمه خودشکل دیده می‌شود. کوارتز به صورت بلورهای بی‌شکل که گاهی تبلور مجدد پیدا کرده‌اند، دیده می‌شود و ۳۰ تا ۳۵ درصد سنگ را به خود اختصاص داده است. بیوتیت به رنگ سبز و قهوه‌ای تنها کانی مافیک



شکل ۲- A) تصویر صحرایی از سنگ‌های داسیتی و آنکلاوهای آن در منطقه آستانه؛ B) تصویر میکروسکوپی از بیوتیت قهوه‌ای رنگ در یک زمینه دانه‌ریز از کوارتز و فلدسپار؛ C) بافت دانه‌ریز از آنکلاو داسیتی؛ D) تصویر میکروسکوپی از کانی اورتوپیروکسن در یک زمینه از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز در آنکلاوهای آندزیتی؛ E) تصویر ریزکاو الکترونی از بیوتیت‌های تجزیه شده و پلاژیوکلاز موجود در آن به صورت ادخال در داسیت‌ها؛ F) تصویر ریزکاو الکترونی از فنوکریست پلاژیوکلاز در داسیت؛ G) تصویر ریزکاو الکترونی از بیوتیت و پلاژیوکلاز در آنکلاوهای آندزیتی؛ H) تصویر ریزکاو الکترونی از زینوکریست اورتوپیروکسن در آنکلاوهای آندزیتی؛ I) تصویر ریزکاو الکترونی از فنوکریست آمفیبول پارگازیت در آنکلاوهای آندزیتی منطقه آستانه (Tahmasbi et al., 2010a). علائم اختصاری استفاده شده برای کانی‌ها از Ketz (۱۹۸۳) است.

## ژئوشیمی

شیمی کانی: به منظور بررسی شیمی کانی‌های بیوتیت و پلاژیوکلاز در سنگ‌های داسیتی مطالعه شده، از اورتوپیروکسن، بیوتیت، پلاژیوکلاز و آمفیبول آنکلاوهای موجود در آنها تجزیه ریزکاو الکترونی به عمل آمد (شکل و جدول ۲).

**بیوتیت:** بیوتیت یک کانی فرومنیزین در بیشتر سنگ‌های فلسیک و حد واسط است و به طور بارز به رنگ قهوه‌ای در داسیت‌های مطالعه شده دیده می‌شود (شکل ۲-B و E). با ترکیبات و نسبت اکسیدهای سه عنصر اصلی آهن، آلومینیوم و منیزیم در بیوتیت و نحوه جایگزینی آنها در ساختمان این کانی می‌توان به شرایط تکتونیکی و پتروژنتیکی زمان تشکیل ماگمای مادر آن پی برد (Abdel-Rahman, 1994; Nachit, 1986). در نمودار Rieder و همکاران (۱۹۹۸) که بر اساس نسبت Fe/Fe+Mg در مقابل Al طراحی شده است، بیوتیت داسیت‌ها با داشتن Fe/Fe+Mg بیشتر از ۰/۳۳ (۰/۴۵ تا ۰/۴۶) و آنکلاوهای آنها (۰/۵۳ تا ۰/۵۸) در رده بیوتیت (در مقابل فلوگوپیت) قرار می‌گیرد (شکل ۳-A). بر اساس تغییرات Mg در مقابل Al (Nachit, 1986) بیوتیت سنگ‌های داسیتی و آنکلاوهای واقع در آنها سرشت ماگمایی کالک‌آلکالن را نشان می‌دهد (شکل ۳-B). با توجه به این نمودار، بیوتیت در داسیت‌های بررسی شده، از منیزیم نسبت به بیوتیت در آنکلاوها، غنی‌شدگی بیشتری دارد (Mg=۱/۳۷ در داسیت‌ها و ۱ تا Mg=۱/۲ در آنکلاوها). این امر به این علت است که بیوتیت تنها کانی مافیکی است که در داسیت‌ها متبلور می‌شود و چون بیوتیت همیشه در تعادل با مذاب است؛ بنابراین، بیوتیت‌های آن از منیزیم غنی‌ترند. اما آنکلاوها به دلیل این که علاوه بر بیوتیت،

دارای اورتوپیروکسن و آمفیبول نیز هستند و بخش اعظم Mg، نخست وارد ساختمان این کانی‌ها می‌شود و سپس Mg باقی‌مانده وارد ساختمان بیوتیت می‌شود؛ بنابراین، طبیعی است که Mg بیوتیت آنکلاوها پایین‌تر باشد.

بیوتیت بعد از فلدسپار نخستین کانی داوطلب برای دریافت آلومینیوم اضافی ماگمای مادر است. البته بعضی از کانی‌ها مانند: آلومینوسیلیکات‌ها (آندالوزیت، سیلیمانیت و کیانیت)، گارنت، کوردیریت و مسکوویت در محیط مذاب می‌توانند این نقش را داشته باشند؛ اما به دلیل این که در سنگ‌های مطالعه شده این کانی‌ها یافت نمی‌شود و کانی بیوتیت غالب‌ترین کانی فرومنیزین در این سنگ‌ها است؛ بنابراین، سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار پرآلومینه (A/CNK) سنگ مادر در مقابل پرآلومینه (A/CNK) کانی بیوتیت نشان داده شده است (شکل ۳-C) (Lalonde and Bernard, 1993). مطابق این نمودار، شیب کمتر این تغییرات در آنکلاوها شاید به علت جذب بخشی از آلومینیوم به وسیله آمفیبول در این سنگ‌ها باشد. مسلم است که اگر کانی‌های دیگر جاذب آلومینیوم نیز در سنگ حضور داشت یا مقدار آمفیبول از درصد بالایی برخوردار بود، به جای انطباق مثبت یک انطباق خطی یا حتی منفی در این نمودار بین درجه پرآلومینیوم بیوتیت و سنگ میزبان دیده می‌شد. به عبارت دیگر، بخشی از Al بیوتیت به وسیله Fe یا شاید Mg جانشین شده است و این در حالی است که به طور همزمان شاید مقدار بیشتری Al در شبکه فلدسپار یا کانی‌های دیگر جاذب آلومینیوم وارد شده باشد. این امر نشان می‌دهد که به همان میزانی که از مقدار Al بیوتیت کاسته شده به مقدار Al کانی‌های دیگر افزوده شده است و این می‌تواند



فنوکریست پلاژیوکلاز در آنکلاوهای آندزیتی (شکل G-۲)، تجزیه شماره‌های ۵۶ تا ۶۰ از مرکز به حاشیه) از An0.79 در مرکز تا An0.2 (بیوتیت در مرکز و الیگوکلاز در حاشیه) متغیر بوده که این امر نیز گویای منطقه‌بندی است. فلدسپارهای زمینه به صورت میکروولیت (تجزیه شماره ۶۳ شکل G-۲) ترکیبی در محدوده آندزین دارد.

باتوجه به شکل G-۳، دمای پلاژیوکلاز داسیت‌ها و فنوکریست واقع در آنکلاوهای آندزیتی با نمودار سه‌تایی آلپیت-آنورتیت-اورتوکلاز به ترتیب دمایی در حدود ۵۵۰ تا ۶۰۰ و ۶۵۰ تا ۶۷۰ درجه سانتیگراد ارزیابی می‌شود. اما در این روش به دلیل عدم جانمایی پتاسیم در جایگاه کلسیم پلاژیوکلاز، دماهای به دست آمده بین ۶۵۰ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد باید با خطای  $\pm 50$  درجه سانتیگراد در نظر گرفته شود (Anderson, 1996). در این دماها تبلور فلدسپارها در یک محیط ژلاتینی انجام می‌شود که این محیط ضریب جدایش (Kd) و جانمایی‌های Al-Si، Ca-K-Na را تحت تأثیر قرار داده و دماهای سالیدوس و سولوس را تغییر می‌دهد. بنابراین، علت پایین بودن دمای محاسبه شده به این روش می‌تواند به دلیل تحولات زیر نقطه انجماد ترکیب فلدسپارها در طول سرد شدن توده باشد (Koroll *et al.*, 1993؛ Anderson, 1996).

**اورتوپیروکسن:** آنکلاوهای آندزیتی واقع در سنگ‌های نیمه آتشفشانی داسیتی دارای کانی اورتوپیروکسن نیز هستند که این کانی به صورت بلورهای درشت در یک زمینه دانه‌ریز از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز متبلور شده است (شکل G-۲ و H). اورتوپیروکسن کانی فرومنیزین رایج در سنگ‌های آذرین مافیک و اولترامافیک است که معمولاً در سنگ‌های دیگر متبلور نمی‌شود. اما مطالعات اخیر نشان می‌دهد که در شرایط ویژه‌ای

دلیلی برای تغییر مقدار Al بیوتیت در A/CNK ثابت سنگ باشد.

این مورد در نمونه‌هایی مشاهده می‌شود که علاوه بر کانی بیوتیت کانی آمفیبول نیز به عنوان کانی فرومنیزین در سنگ مادر آنها مشاهده می‌شود. در سنگ‌های داسیتی میزبان به دلیل آن که تنها کانی مافیک سنگ، بیوتیت است و تنها میزبان Al پس از فلدسپارها، بیوتیت است، بنابراین، انطباق مثبت در A/CNK سنگ میزبان در قیاس با این نسبت در بیوتیت دیده می‌شود. بر اساس تغییرات  $Fe/(Mg+Fe)$  نسبت به  $Al^{IV}$  در بیوتیت (Jiang *et al.*, 2002) تمام بیوتیت‌های بررسی شده در گستره گرانیتهای کوهزایی نوع I قرار می‌گیرد (شکل D-۳). بیوتیت از جمله کانی‌هایی است که میزبان خوبی برای Ti محسوب می‌شود. به همین دلیل برای دماسنجی مناسب است (Henry *et al.*, 2005). میزان Ti در بیوتیت با تغییرات دما، فشار و مجموعه کانی‌های همراه با آن تغییر می‌کند. به طوری که میزان Fe و Ti در بیوتیت با افزایش دما افزایش می‌یابد. بر اساس شکل E-۳ دمای بیوتیت داسیت‌ها ۶۷۰ تا ۶۸۰ و بیوتیت آنکلاوهای آندزیتی ۶۱۰ تا ۶۲۰ درجه سانتیگراد است.

**پلاژیوکلازها:** پس از بررسی نتایج کمی حاصل از تجزیه‌های نقطه‌ای مشخص شد که ترکیب پلاژیوکلازهای نمونه‌های داسیتی مورد مطالعه بین An0.18 در حاشیه (شماره ۴۶ در شکل F-۲) تا An0.55 در مرکز (شماره ۳۵ در شکل F-۲) متغیر است. یعنی از الیگوکلاز تا لابرادور تغییر می‌کند (شکل F-۳). وجود این طیف از تغییرات می‌تواند ناشی از پدیده منطقه‌بندی پلاژیوکلاز در سنگ‌های منطقه مطالعه شده باشد. فلدسپار به صورت ادخال در بیوتیت‌های داسیت‌ها (شماره‌های ۵۲ و ۵۳ شکل G-۲)  $An=0.01-0.35$  دارد. تجزیه نقطه‌ای از

از دما و فشار بخار آب این کانی می‌تواند به صورت فنوکریست در سنگ‌های آذرین غیر مافیک و اولترامافیک نیز متبلور شود (Maeda *et al.*, 1991). در آنکلاوهای آندزیتی منطقه آمفیبول پارگازیت نیز وجود دارد (Tahmasbi *et al.*, 2010a) که سالم بودن و فنوکریست بودن این آمفیبول‌ها نشان می‌دهد ماگما در زمان‌هایی از تبلور و تحول خود غنی از بخار آب بوده است. زیرا در صورت پایدار ماندن آمفیبول در ماگما باید درصد آب ماگما بیش از ۴ درصد باشد (Rutherford and Devin, 1988). اورتوپروکسن آنکلاو آندزیتی دارای انستاتیت با ترکیب  $En=72$  (هیپرستن) است. حضور یا عدم حضور این کانی در سنگ‌های غیر مافیک به میزان آب ماگما بستگی دارد. اگر میزان آب ماگما  $< 3/5$  درصد وزنی باشد، اورتوپروکسن تنها فاز فرومنیزیم پایدار در این سنگ‌ها است. اما همان طور که میزان آب ماگما به حدود ۴ درصد وزنی برسد آمفیبول جایگزین اورتوپروکسن می‌شود (Naney, 1983; Naney and Swanson, 1980). اورتوپروکسن‌های مطالعه شده در حاشیه به آنتوفیلیت تبدیل شده‌اند (Tahmasbi *et al.*, 2010a). مطالعه شیمی‌کانی مزبور در این واحد سنگی نشان می‌دهد که نسبت اکسیدهای دو عنصر فرعی آلومینیم و کلسیم در این کانی به گونه‌ای است که می‌تواند شرایط پتروژنتیکی ماگمای مادر را در خود ثبت کند.

بر اساس تقسیم‌بندی Maeda و همکاران (۱۹۹۱) با توجه به میزان Ca و Al اورتوپروکسن‌ها می‌توان به متاآلومینه و پراآلومینه ماگمای مادر پی برد. بر اساس این نظریه و شکل H-۳ می‌توان استنباط کرد که اورتوپروکسن آنکلاو آندزیتی از یک ماگمای متاآلومین متبلور شده است. در بعضی از گرانودیوریت‌های منطقه شیرمزدتپه نیز اورتوپروکسن به صورت درشت‌بلور

باشد. اما اورتوپروکسن در آنکلاوهای آندزیتی واقع در داسیت‌ها با توجه به همراهی آن با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با ترکیب An80 (شکل H-۲) و آمفیبول پارگازیتی (شکل I-۲) (Tahmasbi *et al.*, 2010a) به نظر می‌رسد منشأ ماگمایی داشته باشد.

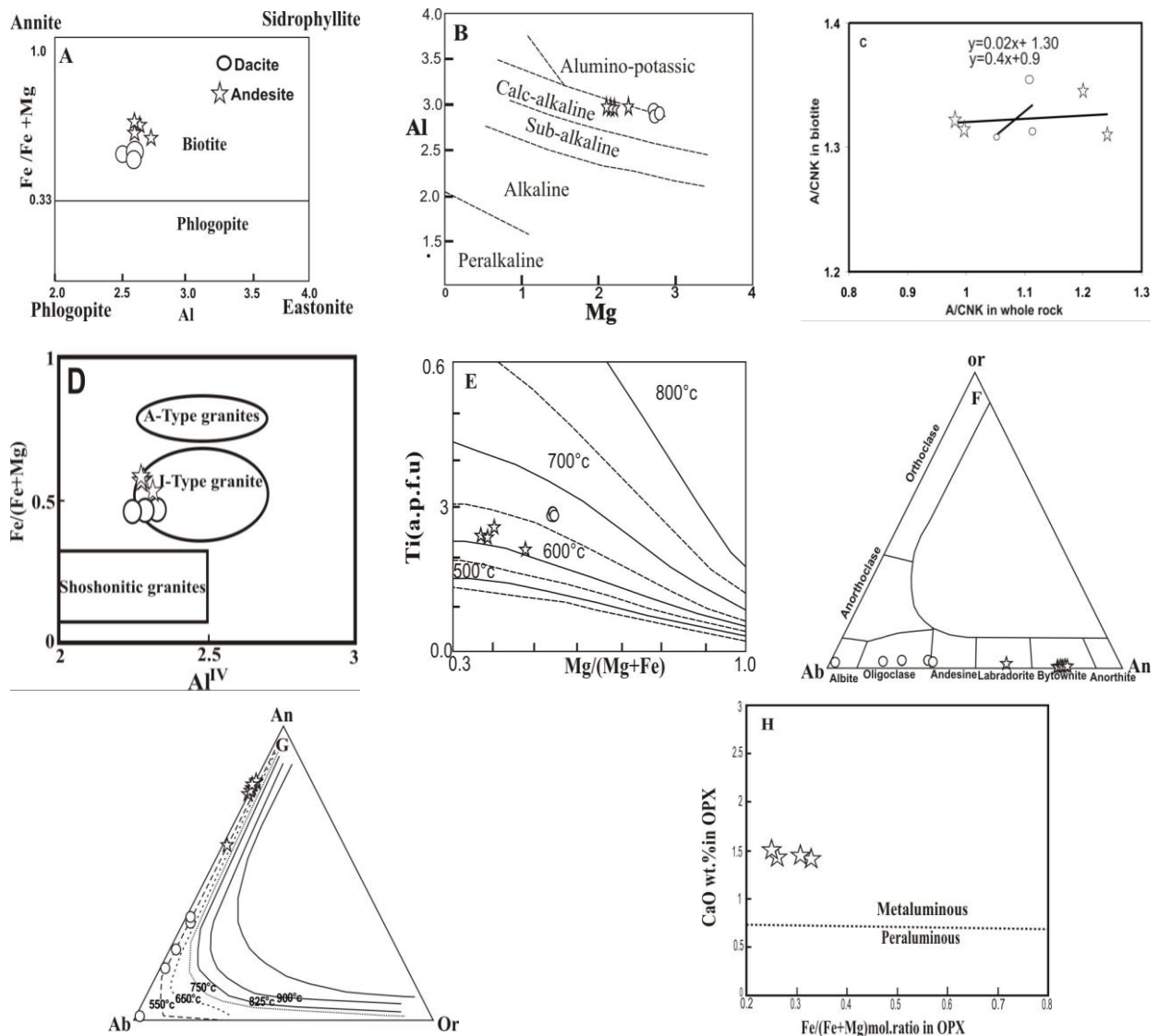
**آمفیبول:** آمفیبول از جمله کانی‌هایی است که در سنگ‌های داسیتی میزبان دیده نمی‌شود اما به صورت فنوکریست و خودشکل در آنکلاوهای آندزیتی دیده می‌شود (شکل I-۲). این کانی در آنکلاوها ترکیب پارگازیت داشته و ترموبارومتري آن دمایی در محدوده ۸۱۰ درجه سانتیگراد و فشاری معادل با ۶/۶ کیلو بار نشان می‌دهد (Tahmasbi *et al.*, 2010a).

### ژئوشیمی سنگ کل

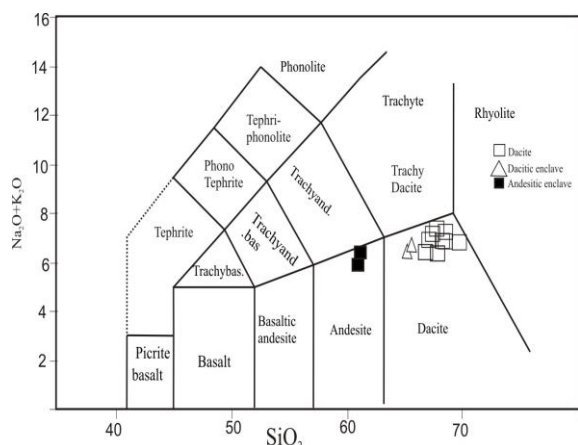
به منظور تعیین دقیق ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های نیمه آتشفشانی مورد مطالعه، پس از بررسی‌های میکروسکوپی و شناسایی کانی‌ها با روش تجزیه نقطه‌ای با نتایج حاصل از شیمی سنگ کل (جدول ۱) و استفاده از عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی به تفسیر نوع ماگما و شرایط تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه پرداخته شد. بر اساس نتایج حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی، درصد  $SiO_2$  نمونه‌های سنگی مورد مطالعه از ۶۵ تا ۷۰ درصد وزنی متغیر است و در نمودار TAS که مبنای طبقه‌بندی در این نمودار مجموع آلکالن در

محدوده ساب‌آلکان (شکل ۵-A) و در نمودار مثلثی AFM (Irvine and Baragar, 1971) در گستره کالک‌آلکان (شکل ۵-B) و بر اساس نمودار  $K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (Rickwood, 1989) در محدوده کالک‌آلکان پتاسیم بالا قرار می‌گیرند (شکل ۵-C).

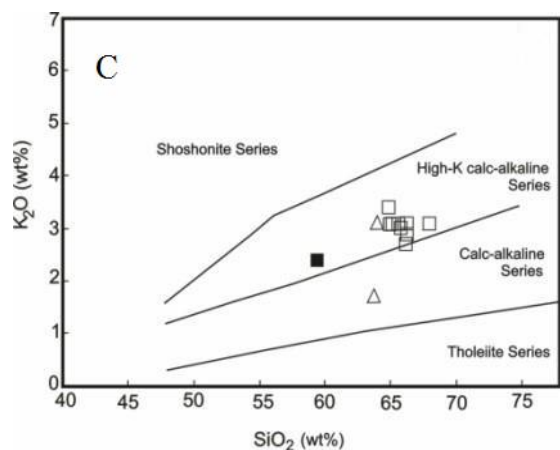
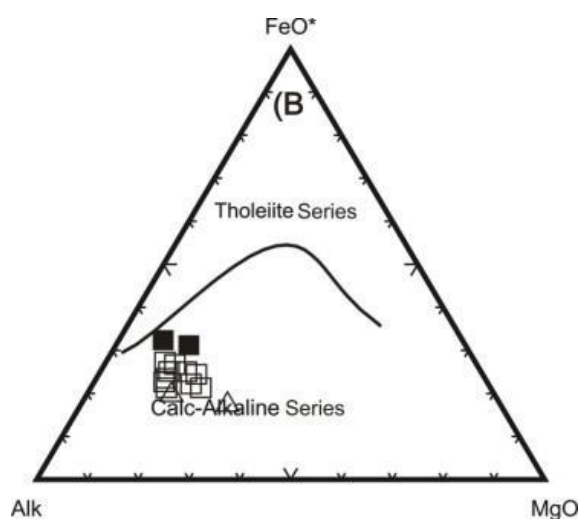
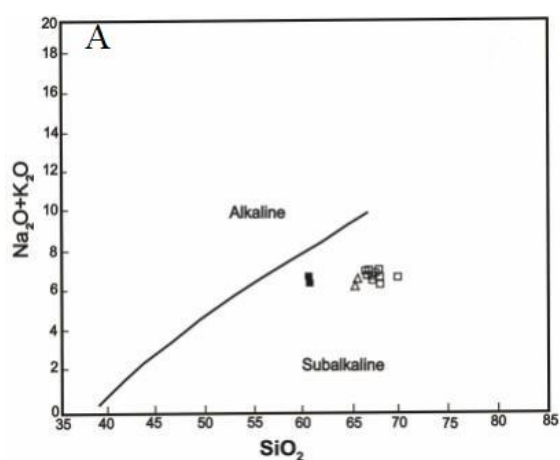
مقابل سیلیس ( $SiO_2-Na_2O+K_2O$ ) است، سنگ‌های نیمه آتشفشانی مطالعه شده در محدوده داسیت قرار گرفته و آنکلاوهای آن ترکیب داسیت و آندزیت دارد (شکل ۴). نمودار مجموع آلکان-سیلیس (Irvine and Baragar, 1971) سنگ‌های مورد مطالعه در



شکل ۳-A) طبقه‌بندی میکاها با ترکیب شیمیایی آنها در منطقه آستانه؛ B) تعیین سرشت ماگمایی با ترکیب شیمیایی بیوتیت؛ C)  $A/CNK$  سنگ کل در مقابل  $A/CNK$  بیوتیت؛ D) نمودار تغییرات نسبت  $Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$  در مقابل  $Al^{IV}$  که در آن موقعیت ترکیب بیوتیت‌های مطالعه شده نشان داده شده است (Lalonde and Bernard, 1993). محدوده‌های گرانیتهای نوع A و I و شوشونیتی توسط Jiang و همکاران (۲۰۰۲) ارائه شده است؛ E) تعیین دمای تشکیل بیوتیت با داماسنج Ti (Henry *et al.*, 2005)؛ F) طبقه‌بندی فلدسپارهای داسیت و آنکلاوهای مربوط به آن؛ G) نمودار سیستم Ab-An-Or برای تعیین دمای تعادلی فلدسپارهای سنگ‌های داسیتی و آنکلاوهای آن؛ H) تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مطالعه شده بر اساس ترکیب شیمیایی اورتوپیکروکسن (Maeda *et al.*, 1991).  $\circ$ : داسیت،  $\star$ : آنکلاو.



شکل ۴- نامگذاری نمونه‌های منطقه آستانه (Middlemost, 1994).



شکل ۵- A: نمودار تفکیک آکالی-ساب‌آکالی برای نمونه‌های منطقه آستانه (Irvine and Baragar, 1971); B) نمودار مثلثی برای تفکیک سری‌های توله‌آبتی-کالک‌آکالن (Irvine and Baragar, 1971) و C) نمودار در مقابل  $\text{SiO}_2$  در مقابل  $\text{K}_2\text{O}$  (Rickwood, 1989). (علایم مشابه شکل ۴ است).

همان طور که ملاحظه می‌شود داسیت‌ها غنی‌شدگی از LREEs نشان می‌دهند؛ اما HREE آنها الگوهای تفریق نیافته‌ای را عرضه می‌دارد. همچنین، آنومالی متنوع عنصر  $\text{Eu}$  ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.39 - 1.52$ ) به وضوح

به منظور بررسی الگوهای REEs سنگ‌های مطالعه شده، از الگوهای REEs بهنجار شده نسبت به فراوانی آنها به کندریت (Nakamura, 1974) استفاده شده است (شکل ۶- A داسیت‌ها و ۶- B آنکلاوها).

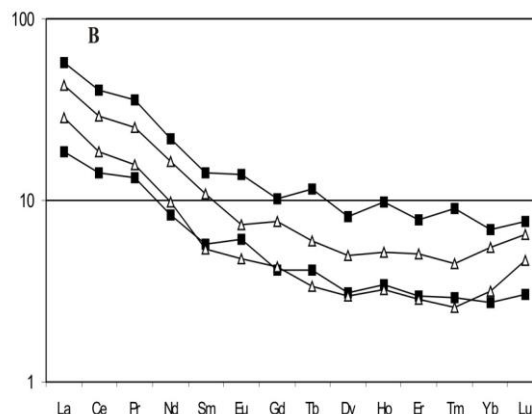
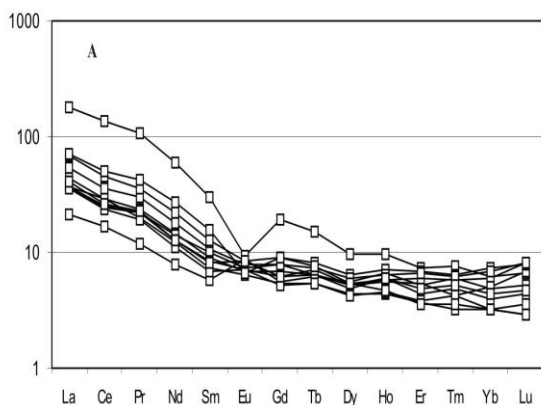
نیز می‌توانند مؤثر باشد (Wilson, 1989).

در شکل ۷ تغییرات عناصر کمیاب که نسبت به فراوانی آنها در کندریت بهنجار شده‌اند (Thompson, 1982) نشان داده شده است که در این نمودار به وضوح آنومالی منفی عناصر Nb, Ba, Sr, P و Ti که ویژه توده‌های کالک‌آلکان قوسی است دیده می‌شود. همچنین، غنی‌شدگی از LILE در کنار آنومالی منفی Nb, Ba, P و Ti می‌تواند ناشی از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته قاره‌ای در قوس ماگمایی مرتبط با فرورانش (Gou *et al.*, 2012, 2013; Kolb *et al.*, 2013) باشد.

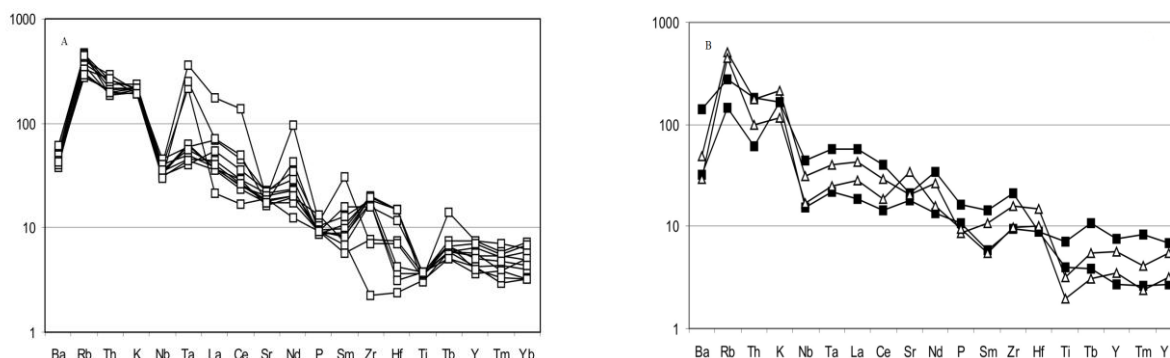
بر اساس نمودار نسبت Ba/Nb به La/Nb (شکل A-۸) سنگ‌های نیمه آتشفشانی مطالعه شده در محدوده پوسته قاره‌ای قرار می‌گیرد و در نمودار لگاریتمی Rb/Th نسبت به Rb (شکل B-۸) که از ترکیب میانگین پوسته فوقانی و معادلات AFC (DePolo, 1981) استفاده شده است، نمونه‌های بررسی شده به مقادیر پوسته قاره‌ای نزدیک بوده و در مقادیر بالاتری از r قرار گرفته‌اند.

دیده می‌شود. پیدایش آنومالی منفی Eu در بعضی از نمونه‌های مطالعه شده می‌تواند حاصل تفریق پلاژیوکلاز از مذاب داسیتی یا باقی‌ماندن آن در سنگ منشأ داسیت‌ها باشد (Girardi *et al.*, 2012). علاوه بر تفریق پلاژیوکلاز، فوگاسیته اکسیژن نیز تغییر میزان Eu را کنترل می‌کند. با توجه به کاهش فراوانی پلاژیوکلاز در نمونه‌های پر سیلیس‌تر (داسیت‌ها و آنکلاوهای داسیتی نسبت به آنکلاوهای آندزیتی)، به نظر می‌رسد تفریق پلاژیوکلاز در نمونه‌های مورد مطالعه عامل کنترل کننده آنومالی Eu بوده است.

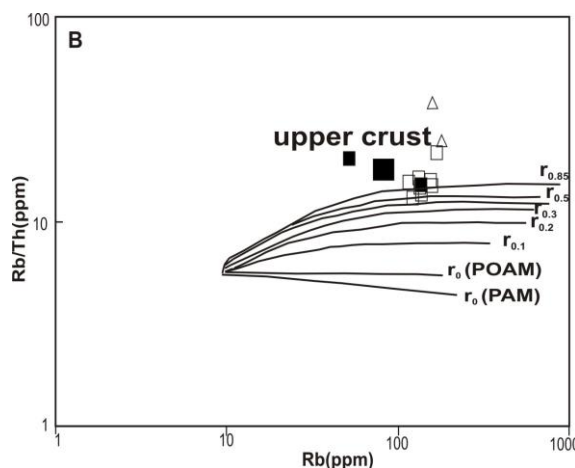
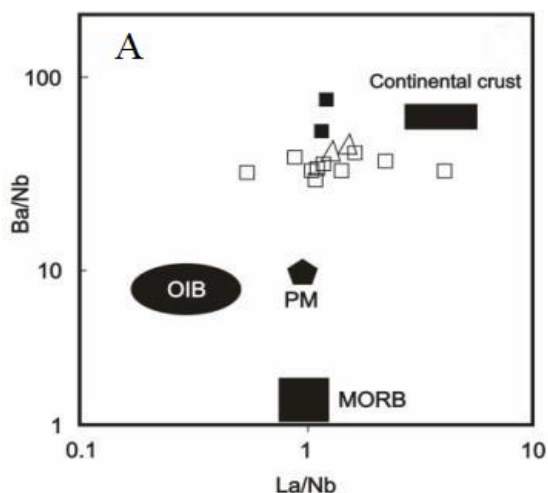
غنی‌شدگی بیشتر LREEs نسبت به HREE می‌تواند در اثر عملکرد دو فرآیند حاصل شود: الف) آلودگی پوسته‌ای و ب) ذوب بخشی گوشته غنی شده توسط سیالات متاسوماتیسم کننده حاصل از ورقه فرورونده (Barbarian, 1999). البته عوامل دیگری نظیر: اختلاف ناچیز اندازه یون‌ها، تشکیل سنگ‌ها در مناطق فرورانش، وجود گارنت در منشأ یا وجود کانی‌های فرعی زیرکن و آپاتیت



شکل ۶- الگوهای REEs بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974)؛ (A) سنگ‌های داسیتی و (B) آنکلاوهای داسیتی و آندزیتی (علامه مشابه شکل ۴ است).



شکل ۷- نمودار غنکبوتی فراوانی عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت (Thompson, 1982)؛ (A) سنگ‌های داسیتی و (B) آنکلاوهای داسیتی و آندزیتی (علایم مشابه شکل ۴ است).



شکل ۸- (A) نمودار تغییرات Ba/Nb نسبت به La/Nb (Dilek *et al.*, 2010)؛ (B) نمودار لگاریتمی Rb/Th نسبت به Rb (Keskın *et al.*, 1998) = r. نسبت سرعت آرایش به سرعت تبلور تفریقی، POAM = پلاژیوکلاز، اولیوین، اوزیت و مگنتیت، PAM: پلاژیوکلاز، آمفیبول و مگنتیت. (علایم مشابه شکل ۴ است).

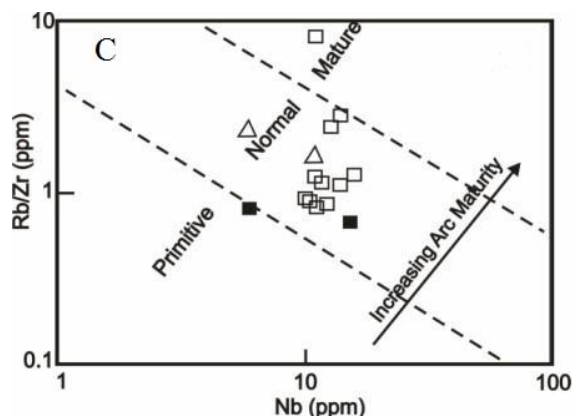
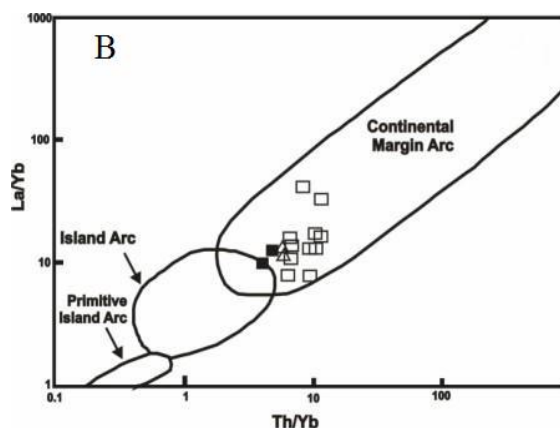
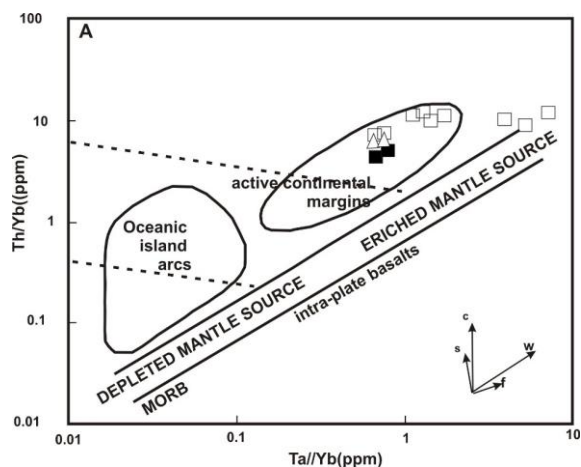
فرورانش وابسته باشد (Foley and Wheller, 1990). از طرفی، Harris و همکاران (۱۹۸۶) معتقدند نسبت  $Rb/Cs < 30$  نشان‌دهنده یک محیط مرتبط با قوس قاره‌ای است که در نمونه‌های مطالعه شده این نسبت بین ۵ تا ۱۴ است. همچنین، بر اساس نسبت‌های عناصر کمیاب (Th/Yb) در مقابل (Ta/Yb) (Pearce, 1983) نمونه‌های مطالعه شده در گستره حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرد (شکل ۹- A) و نسبت‌های بالای  $Th/Yb (> 5)$  و  $La/Yb (10 \text{ تا } 100)$  بیانگر تعلق این سنگ‌ها به ماگماهای فلسیک قوس

غنی‌شدگی از عناصر LILE و تهی‌شدگی از عناصر HFSE در شکل ۷ ویژگی بارز سنگ‌های آتشفشانی وابسته به قوس آتشفشانی است (Zanetti *et al.*, 1999). بالا بودن LILE/HFS در نتیجه ورود اجزای LILE موجود در صفحه فرورونده به درون گوشه بالای آن به وجود می‌آید (Mohamed *et al.*, 2000). آنومالی منفی از Th سنگ‌های نیمه آتشفشانی مورد مطالعه نیز ویژگی مخصوص محیط‌های قوسی را نشان می‌دهد (شکل ۷- A و B) و ناهنجاری منفی Ba در این نمودار (شکل ۷- A و B) نیز می‌تواند به خاستگاه

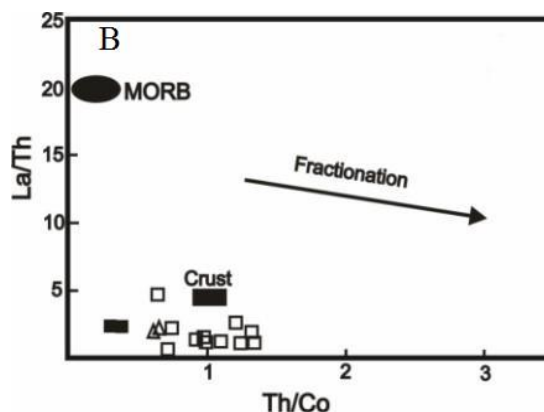
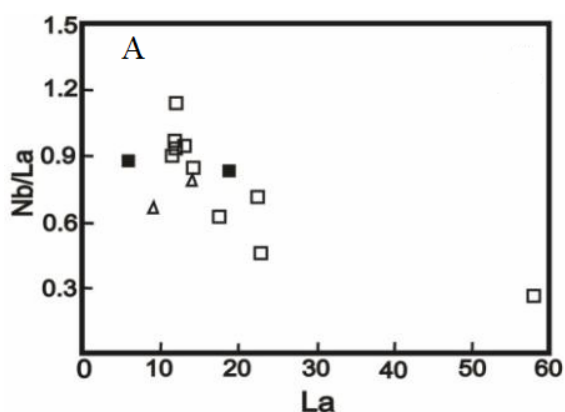
آنکلاوهای آن منشأ عمیق‌تری از سنگ‌های گرانیتوئیدی (با نسبت  $0.37$  تا  $0.56$   $Nb/La$ ، Tahmasbi, 2010) داشته‌اند (Langmuir *et al.*, 1987) که توسط نمودارهای عنکبوتی نیز تأیید می‌شود (Tahmasbi, 2010). در نمودار  $Th/Co$  در مقابل  $La/Th$  (شکل B-۱۰) نمونه‌های مطالعه شده در محدوده ترکیبات پوسته قرار دارد (Stevenson *et al.*, 1999). در این نمودار، نسبت میانگین بالاتر  $La/Th$  و پایین‌تر  $Th/Co$  آنکلاوهای آندزیتی نشانگر منشأ پوسته‌ای کمتر این سنگ‌ها نسبت به داسیت‌های میزبان و آنکلاوهای داسیتی است.

قاره‌ای است (Condie, 1989) (شکل B-۹) طبق نسبت لگاریتمی  $Rb/Zr$  نسبت به لگاریتم  $Nb$  (Brown *et al.*, 1984) به قوس‌های عادی (نرمال) متعلق است (شکل C-۹).

در نمودارهایی که بر اساس نسبت عناصر ناسازگار مانند  $La$  در مقابل  $Nb/La$  تنظیم شده است (شکل A-۱۰) نمونه‌های مورد مطالعه دارای نسبت‌های بالایی از  $Nb/La$  و مقدار اندک  $La$  هستند که نشانه منشأ جبهه تهی شده یا پوسته‌ای عمیق‌تر است (Langmuir *et al.*, 1987). با توجه به این نسبت‌ها در منطقه مطالعه شده، به نظر می‌رسد سنگ‌های داسیتی و



شکل A-۹) نمودار  $(Th/Yb)$  در مقابل  $(Ta/Yb)$  (Pearce, 1983) (شکل B) نمودار  $(Th/Yb)$  در مقابل  $(La/Yb)$  (Condie, 1989) (شکل C) نمودار نسبت لگاریتمی  $Rb/Zr$  نسبت به لگاریتم  $Nb$  (Brown *et al.*, 1984) (شکل ۴ است).



شکل ۱۰- A) La در مقابل نسبت (Nb/La) (Langmuir *et al.*, 1987) B) La/Th در مقابل Th/Co (Stevenson *et al.*, 1999) (علاییم مشابه شکل ۴ است).

### بحث و نتیجه‌گیری

دلیل تبلور اولیه اکسیدهای آهن در قالب مگنتیت باشد. حضور مجموعه کانی بیوتیت منیزیم‌دار، مگنتیت و تیتانیت دلالت بر گریزندگی به نسبت بالای اکسیژن در ماگما است (Ishihara, 1977). به عقیده Wones و Eugster (۱۹۶۵) روند غنی‌شدگی از آهن و منیزیم در بیوتیت بستگی به گریزندگی اکسیژن در طول تبلور ماگما دارد. به این صورت که در شرایط اکسیدان از منیزیم غنی شده و در شرایط احیا از آهن غنی می‌شوند. بنابراین، سنگ‌های مطالعه شده در شرایط اکسیدان تشکیل شده‌اند. بر اساس بررسی سه اکسید  $MgO$  و  $FeO^*$ ،  $Al_2O_3$  در کانی بیوتیت (Abdel-Rahman, 1994) بیوتیت‌های بررسی شده در قلمرو بیوتیت در گرانیتوئیدهای قوسی آهکی-قلیایی فرورانشی قرار می‌گیرد که این یافته، خاستگاه ماگمایی وابسته به فرورانش آنها را تأیید می‌کند. از طرف دیگر، ترکیب شیمی بیوتیت‌های مطالعه شده برحسب تغییرات نسبت  $Fe/(Mg+Fe)$  نسبت به  $Al^{IV}$  (Jiang *et al.*, 2002) ویژگی‌های ماگماهای گرانیتی نوع I را نشان می‌دهد. همچنین، انطباق مثبتی بین  $A/CNK$  بیوتیت‌های مورد مطالعه و  $A/CNK$

در منطقه مطالعه شده یک توده گرانیتوئیدی به طور عمده با ترکیب گرانودیوریتی وجود دارد که یکی از توده‌های نفوذی پهنه سنندج-سیرجان محسوب می‌شود و همانند سایر توده‌های گرانیتوئیدی این پهنه نظیر: الوند همدان، بروجرد، الیگودرز و... مربوط به فاز کوهزایی سیمیرین میانی و متعلق به زمان ژوراسیک میانی است (Tahmasbi, 2010). در مرکز، سنگ‌های گرانودیوریتی، گنبد داسیتی با بافت پورفیروئید تا میکروگرانولار رخنمون دارد و حاوی کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، آلکالی‌فلدسپار و مقدار اندکی بیوتیت است. در این سنگ‌های داسیتی، دو گونه آنکلاو یکی با ترکیب مشابه با سنگ میزبان (داسیت) و دیگری آندزیت اورتوپروکسن‌دار با بافت پورفیری وجود دارد که اورتوپروکسن به صورت فنوکریست در خمیره‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز قرار دارد. بر اساس تجزیه‌های نقطه‌ای انجام شده، بیوتیت‌های سنگ میزبان داسیتی و آنکلاوهای آن همگی دارای  $Al$  کل متوسط و آهن اندک بوده و به عبارت دیگر، از نوع بیوتیت‌های منیزیم‌دار هستند که کمبود آهن آنها می‌تواند به



آنکلاوهای آندزیتی است. اورتوپروکسن با ترکیب  $En=72$  (هیپرستن) به صورت بلورهای درشت در یک زمینه دانه‌ریز از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز دیده می‌شود که نشان می‌دهد میزان آب ماگما  $<3/5$  درصد وزنی بوده است و با افزایش میزان آب به حدود ۴ درصد وزنی، آمفیبول پارگازیت جایگزین اورتوپروکسن شده است (Naney, 1983; Naney and Swanson, 1980). ترموبارومتري این آمفیبول، دمایی در محدوده ۸۱۰ درجه سانتیگراد و فشاری معادل با ۶/۶ کیلو بار را نشان می‌دهد (Tahmasbi et al., 2010a).

از نظر شیمی سنگ کل، سنگ‌های نیمه آتشفشانی مطالعه شده همانند توده گرانیتوئیدی موجود در منطقه ویژگی‌های ماگماهای کالک‌آلکالن پتاسیم بالا ناشی از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته قاره‌ای در قوس ماگمایی مرتبط با فرورانش را نشان می‌دهد با این تفاوت که سنگ‌های نیمه آتشفشانی منشأ عمیق‌تری از سنگ‌های گرانیتوئیدی داشته‌اند و آنکلاوهای آندزیتی منشأ پوسته‌ای کمتری نسبت به داسیت‌های میزبان و آنکلاوهای داسیتی نشان می‌دهد.

### سپاسگزاری

نگارندگان این پژوهش از حمایت‌های معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه لرستان تشکر می‌نمایند.

سنگ میزبان دیده می‌شود که افزایش مقدار پرآلومینه کانی بیوتیت در مقابل پرآلومینه سنگ میزبان بیوتیت‌ها نشان‌دهنده شکل‌گیری این سنگ‌ها از یک واحد ماگمایی (نوع I) است (Lalonde and Bernard, 1993) که با نتایج حاصل از بررسی‌های ژئوشیمی سنگ کل توده گرانیتوئیدی (Tahmasbi et al., 2010a; Tahmasbi et al., 2010b) و سنگ‌های نیمه آتشفشانی داسیتی (Miresmaeili, 2014) کاملاً همخوانی دارد. دمای حاصل از روش دماسنج Ti در کانی بیوتیت با تعیین مقادیر Ti و  $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$  (Henry et al., 2005) دمایی در حدود ۶۱۰ تا ۶۲۰ درجه سانتیگراد برای بیوتیت آنکلاوها و ۶۷۰ تا ۶۸۰ درجه سانتیگراد برای بیوتیت داسیت میزبان برآورد می‌کند.

بر اساس تجزیه‌های نقطه‌ای، ترکیب پلاژیوکلاز داسیت‌های میزبان از الیگوکلاز تا لابرادور متغیر بوده که می‌تواند گویای پدیده منطقه‌بندی پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها باشد. دماسنجی با نمودار سه‌تایی آل بیت-آنورتیت-اورتوکلاز، دمای پلاژیوکلاز داسیت‌ها و فنوکریست واقع در آنکلاوهای آندزیتی را به ترتیب حدود ۵۵۰ تا ۶۰۰ و ۶۵۰ تا ۶۷۰ درجه سانتیگراد نشان می‌دهد.

از نکات کانی‌شناسی در خور توجه در سنگ‌های مورد مطالعه وجود اورتوپروکسن و آمفیبول پارگازیت (Tahmasbi et al., 2010a) در

### منابع

- Abdel-Rahman, A. (1994) Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology* 35: 525-541.
- Anderson, J. L. (1996) Statues of thermo-barometry in granitic batholiths. *Earth Science Review* 87: 125-138.
- Barbarian, B. (1999) A review of the relation ships between granitoid types, their origins and their

- geodynamic environments. *Lithos* 46: 605-626.
- Brown, G. C., Thorpe, R. S. and Webb, P. C. (1984) The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of Geological Society London* 141: 413-426.
- Condie, K. C. (1989) Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean Proterozoic boundary: identification and significance. *Lithos* 23: 1-18.
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N. and Altunkaynak, S. (2010) Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. *International Geology Review* 52: 536-578.
- DePolo, D. J. (1981) Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters* 53: 189-202.
- Foley, S. F. and Wheller, G. E. (1990) Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanates. *Chemical Geology* 85: 1-18.
- Girardi, J. D., Patchett, P. J., Ducea, M. N., Gehrels, G. E., Cecil, M. R., Rusmore, M. E., Woodsworth, G. J., Pearson, D. M., Manthei, C. and Wetmore, P. (2012) Elemental and isotopic evidence for granitoid genesis from deep-seated sources in the Coast mountains batholith, British Columbia. *Journal of Petrology* 53:1505-1536.
- Gou, L., Zhang, L., Tao, R. and Du, J. (2012) A geochemical study of syn-subduction and post-collisional granitoids at Muzhaerte River in the southwest Tianshan UHP belt, NW China. *Lithos* 136-139: 201-224.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: *Collision Tectonics* (Eds. Coward, M. P. and Ries, A. C) Special Publication 19: 67-81. Geological Society, London.
- Henry, D. J., Guidotti, C. V. and Thomson, J. A. (2005) The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotite: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist* 90: 316-328.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-484.
- Ishihara, S. (1977) The magnetite series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology* 27: 293-305.
- Jiang, Y. H., Jiang, S. Y., Ling, H. F., Zhou, X. R., Rui, X. J. and Yang, W. Z. (2002) Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China: implications for granitoid genesis. *Lithos* 63: 165-187.
- Keskin, M., Pearce, J. A. and Mitchell, J. G. (1998) Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-kars plateau, northeastern Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85: 355-404.
- Ketz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Kolb, M., Von Quadt, A., Peytcheva, I., Heinrich, C. A., Fowler, S. J. and Cvetković, V. (2013) Adakite-like and normal arc magmas: distinct fractionation paths in the east Serbian segment of the Balkan-Carpathian arc. *Journal of Petrology* 54: 421-451.
- Koroll, H., Evangelakakis, C. and Voll, G. (1993) Two feldspar geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 114: 510-518.
- Lalonde, A. E. and Bernard, P. (1993) Composition and color of biotite from granites: two useful

- properties in the characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of Wopmay orogen, northwest Territories. *Canadian Mineralogist* 31: 203-217.
- Langmuir, C., Vocke, R., Hanson, G. and Hart, S. (1978) A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 37: 380-392.
- Maeda, J., Shimura, T., Arita, K., Osanai, Y., Murata, M., Bamba, M. and Suetake, S. (1991) Chemical features of orthopyroxene in peraluminous igneous rocks. *American Mineralogist* 76: 1674-1682.
- Masoudi, F. (1997) Contact metamorphism and pegmatite development in the region SW of Arak, Iran. Unpublished PhD thesis, Leeds University, Leeds, Britain.
- Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Sciences Review* 37: 215-224.
- Miresmaeili, M. (2014) Petrology and geochemistry of subvolcanic rocks of Astaneh (SW Arak). MSc thesis, University of Lorestan, Lorestan, Iran (in Persian).
- Mohamed, F. H., Moghazi, A. M. and Hassanen, M. A. (2000) Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of late Neoproterozoic Dokhan-type volcanic rocks in the Fatira area, eastern Egypt. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 88: 764-777.
- Nachit, H. (1986) Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes, applications typologiques. PhD thèse, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous ordinary Chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Naney, M. T. and Swanson, S. (1980) The effect of Fe and Mg on crystallization in granitic systems. *American Mineralogist* 65: 639-653.
- Naney, M. T. (1983) Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *American Journal of Science* 283: 993-1033.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230-249. Shiva Geology Series, Nantwich, England.
- Radfar, J. (1987) The study of geology and petrology of granitoid rocks in the Astaneh- Gusheh area. MSc thesis, Tehran University, Tehran, Iran (in Persian).
- Rickwood, P. C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use of major and minor elements. *Lithos* 22: 247-263.
- Rieder, M., Cavazzini, G. D., Yakonov, Y. S., Frank Kamenetskii, V. A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P. V., Muller, G., Neiva, A. M. R., Radoslovich, E. W., Robert, J. L., Sassi, F. P., Takeda, H., Wiss, Z. and Wones, D. R. (1998) Nomenclature of micas. *The Canadian Mineralogist* 36(3): 905-911.
- Rutherford, M. J. and Devin, J. (1988) The may 18, 1980, eruption of Mount Saint Helens, 3, Stability and chemistry of amphibole in the magma chamber. *Journal of Geophysical Research* 93: 11049-11956.
- Sahandi, M. R., Radfar, J., Hoseinidost, S. J. and Mohajjel, M. (2007) Geological quadrangle map of the Shahzand area 1:100000, No: 5857, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Stevenson, R., Henry, P. and Gariépy, C. (1999) Assimilation-fractional crystallization origin of Archean Sanukitoid suites: western Superior Province, Canada. *Precambrian Research* 96: 83-99.
- Tahmasbi, Z. (2010) Petrology and geochemistry of Astaneh pluton (SW Arak). PhD thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Tahmasbi, Z., Khalili, M., Ahmadi Khalaji, A. and Mackizadeh, M. A. (2010a) The comparisone of varity

- amphibole and geothermobarometry intrusive body of Astaneh (Sanandaj-Sirjan zone). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 2: 279-291 (in Persian).
- Tahmasbi, Z., Castro, A., Khalili, M., Ahmadi Khalaji, A. and Rosa, J. (2010b) Petrologic and geochemical constraints on the origin of Astaneh pluton, Zagros orogenic belt, Iran. *Journal of Asian of Earth Sciences* 39(3): 81-96.
- Tahmasbi, Z., Khalili, M., Ahmadi khalaji, A. and Mackizadeh, M. A. (2010c) Petrogenesis of the granitoid body in the south of Shazand (south western Arak). *Petrology* 1(1): 87-102 (in Persian).
- Thompson, A. B. (1982) Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology* 18: 50-107.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman, London.
- Wones, D. R. and Eugster, H. P. (1965) Stability of biotite: experiment, theory and application. *American Mineralogist* 50: 1228-1272.
- Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G. and Vannucci, R. (1999) The Finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134: 107-122.

## **Petrology, geochemistry and mineral chemistry of the subvolcanic rocks and enclaves in the Shirmazdtapeh area (SW Arak)**

**Zahra Tahmasbi \*, Mansoureh Miresmaeili, Ahmad Ahmadi Khalaji  
and Farzaneh Sepahvand**

Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

### **Abstract**

The sub volcanic rocks in Shazand area (the Markazi province) which formed a part of the Sanandaj-Sirjan zone are composed of dacitic rocks with major minerals such as plagioclase, quartz, alkali feldspar and minor minerals such as biotite, zircon and apatite. One of the characteristic features of these rocks is the existence of two types of enclaves with dacitic and andesitic compositions. The former, share similar mineralogical composition with the host dacitic rocks and the latter is characterized by the presence of amphibole phenocryst (pargasite), orthopyroxene (enstatite) and plagioclases (labrador-bytownite). Thermometry on biotite and feldspar from the host dacite rocks showed temperature range of 675 and 600 °C, respectively. The calculated temperature formation for biotite, feldspar and pargasite from the andesitic enclaves are 620, 650 and 810 °C, respectively. LREE enrichment in comparison with HREE, high LILE relative to HFSE, negative anomalies of Nb, Ti, P, and positive anomalies of Pb, K indicate that these rocks formed in subduction zones. Also, the geochemical characteristics of these rocks reveal that the nature of magma is calc-alkaline enriched in potassium derived from partial melting of continental crust units related to normal active continental margin volcanic arc.

**Key words:** Dacite, Subduction, Volcanic arc, Shirmazdtapeh, Arak, Sanandaj-Sirjan zone

---

\* tahmasebi.z@lu.ac.ir