

# اختلاط ماگمایی در گرانودیوریت‌ها و انکلاوهای مافیک ده بالا: شاهدهی برای ماگماتیسم کالک‌آلکان نوع I از دو منشا پوسته زیرین و گوشته لیتوسفریک

زینب قرامحمدی<sup>۱</sup>، علی کنعانیان<sup>۲،\*</sup> و محسن الیاسی<sup>۳</sup>

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

۲. استاد، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

۳. دانشیار، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۱/۲۴

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۶/۳۱

## چکیده

توده گرانودیوریتی ده بالا با روند شرقی - غربی در ۴۵ کیلومتری جنوب غرب بوبین‌زهره، در استان قزوین برونزد دارد. این توده حاوی انکلاوهای میکروگرانولار مافیک متعدد با ترکیب دیوریت - کوارتز مونوزودیوریت است. انکلاوها با اشکال گرد شده و بیضوی با اندازه‌های دو تا ۲۰ سانتی‌متر در گرانودیوریت‌های میزبان پراکنده شده‌اند. انکلاوها عموماً تماس ناگهانی با گرانودیوریت‌های میزبان دارند و از مجموعه کانی‌های آذرین تشکیل شده‌اند. وجود شواهد بافتی نشان‌دهنده عدم تعادل از قبیل حضور پلاژیوکلازهایی با زونینگ ترکیبی و سطوح تحلیلی مکرر، سوزن‌های آپاتیت و کوارتزهای اوسلی در انکلاوها نشانه تغییرات شیمیایی و یا حرارتی مذاب در حین رشد بلور و شاهدهی برای وقوع اختلاط ماگمایی هستند. انکلاوها از LREE و LILE غنی شده و از HFSE تهی شده هستند. گرانودیوریت‌ها با محتوای  $\text{SiO}_2 = 64/2 - 66/9$ ، از نوع کالک‌آلکان غنی از پتاسیم بوده و مشخصات سنگ‌های متآلومین ( $A/CNK < 1/1$ ) را نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار K, Rb, Th, Ce, La, Nd در کنار آنومالی منفی P و Ti, Ba, Eu, Nb دلالت بر نقش پوسته زیرین در شکل‌گیری ماگمای سازنده گرانودیوریت‌ها دارد، اما محتوای نسبتاً بالای  $\text{Mg} = 0/43 - 0/39$  پیشنهاد می‌کند که گرانودیوریت‌های ده بالا از اختلاط ماگمای مافیک حاصل از گوشته با ماگمای فلسیک پوسته به وجود آمده باشند. انکلاوها با مقادیر نسبتاً پایین  $58/2 - 52/8$ ،  $\text{SiO}_2 = 0/92 - 0/77$ ، مقدار متوسط پتاسیم  $1/4 - 3/8$  و مقدار نسبتاً بالای  $0/46 - 0/4$   $\text{Mg} \neq$  مشخص می‌شوند. بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی و مقادیر  $Dy/Yb = 1/6 - 1/8$ ، به نظر می‌رسد ماگمای سازنده انکلاوها از ذوب بخشی گوه گوشته در زون انتقالی اسپینل - گارنت حاصل شده و در تماس با ماگماهای فلسیک حاصل از ذوب پوسته، تا حدی متحول شده باشد.

واژه‌های کلیدی: اختلاط ماگمایی، انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، توده نفوذی ده بالا، پوسته زیرین، کالک‌آلکان.

## مقدمه

گسترده در جهان شناسایی شده‌اند. مذاب‌های گرانیتی نوع S ماگماهایی هستند که در حضور سیال تولید شده و از نظر ترکیب و خواص فیزیکی با گرانیت‌های نوع I که در شرایط تحت اشباع از آب به وجود می‌آیند، متفاوتند

گرانیت‌های نوع I و S (White, 1974, 2011 و Chappell and) و گرانیت‌های غیرکوهزایی نوع A (Loiselle and Wones, 1979; Bonin, 2007) به‌طور

\* نویسنده مرتبط: kananian@khayam.ut.ac.ir

(Castro, 2013; Garcia Arias et al., 2015).

مدل‌های متفاوت و فرضیه‌های زیادی برای توضیح تنوع ژئوشیمی در گرانیت‌های نوع I مطرح شده است. مذاب‌های تجربی و داده‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی و همچنین حضور انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در توده‌های نفوذی نوع I، پیشنهاد می‌کند که ماگماهای گرانیتی نوع I کالک‌آلکانل می‌توانند از اختلاط ماگماهای مافیک و فلسیک به وجود آمده باشند (Collins, 1996; Kemp et al., 2007). محتوای بالای Fe و Mg در بیشتر ماگماهای گرانودیوریتی و تونالیتی نیز ناشی از ورود کانی‌های پیریتیک از منبع سازنده این ماگماها است و نوع و فراوانی این کانی‌ها تاثیر مهمی در ماهیت گرانیت‌ها برجا می‌گذارد (Clemens and Stevens, 2012).

در میان انواع مختلف انکلاوها در سنگ‌های گرانیتوئیدی، انکلاوهای میکروگرانولار مافیک فراوان‌ترین و بحث‌برانگیزترین نوع در نظر گرفته می‌شوند (Barbarin, 2005; Silva et al., 2012). آن‌ها با ترکیبات، اشکال، اندازه‌ها و درجات سرد شدن متفاوت در پلوتون‌های گرانیتوئیدی مشاهده می‌شوند (Barbarin and Didier, 1991). بررسی منشأ انکلاوهای میکروگرانولار مافیک (MMES) یک فرصت منحصربه‌فرد برای شناخت پتروژنز و منبع ماگماهای گرانیتوئیدی محسوب می‌شود (Perugini et al., 2003; Barbarin, 2005; Ventura et al., 2006).

انکلاوهای میکروگرانولار مافیک همچنین شواهدی برای تعامل گوشته - پوسته و اختلاط ماگماهای مشتق از گوشته و پوسته فراهم می‌کنند (Griffin et al., 2000; Zhao et al., 2012). اگرچه اختلاف‌های قابل ملاحظه‌ای در مورد منشأ انکلاوهای میکروگرانولار وجود دارد، سه فرضیه پتروژنتیکی اصلی از طرفداران بیشتری برخوردار است: ۱- منشأ رسیتیت یا مواد باقی‌مانده منبع که به صورت ذوب نشده باقی مانده‌اند (Chappell et al., 1987). ۲- منشأ کومولیت یا تجمع ترجیحی مواد مافیک در انکلاوها (Clemens and Wall, 1988). ۳- اختلاط ماگمایی یا تزریق گلبول‌هایی از ماگمای مافیک به داخل ماگمای فلسیک میزبان (Frost and Mahood, 1987; Vernon, 1990).

(Perugini et al., 2003).

رخنمون‌های متعددی از توده‌های نفوذی عمدتاً گرانیتوئیدی در جنوب غرب بوبین‌زهره برونزد دارند. اکثر این توده‌ها میزبان انکلاوهای میکروگرانولار متعددی هستند و ویژگی‌های ژئوشیمیایی نوع I را نشان می‌دهند (طباخ شعبانی، ۱۳۶۹). از جمله توده‌های نفوذی جنوب غرب بوبین‌زهره، توده نفوذی حاجی‌آباد است. این توده با ماهیت کالک‌آلکانل و متآلومین، از نوع گرانیت‌های نوع I به شمار می‌رود و حاوی انکلاوهای میکروگرانولار فلسیک و مافیک است (صفرزاده، ۱۳۸۶). دانسته‌های ما در مورد ژئوشیمی و منشأ انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در جنوب غرب بوبین‌زهره اندک است چرا که تا قبل از این گزارش، هیچ‌گونه آنالیز ژئوشیمیایی در مورد انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در جنوب غرب بوبین‌زهره انجام نشده است. سوال اصلی این تحقیق روشن نمودن تأثیر متقابل ماگمای سازنده انکلاو بر روی ماگمای گرانودیوریتی و بالعکس است. علاوه بر این در این پژوهش سعی شده است با اتکا به نتایج حاصل از بررسی روابط صحرایی حاکم بر بخش‌های مختلف توده نفوذی ده بالا، ویژگی‌های پتروگرافی و آنالیزهای ژئوشیمیایی، به بررسی ماهیت و منشأ توده نفوذی ده بالا و انکلاوهای میکروگرانولار مافیک موجود در آن پرداخته شود.

### روش مطالعه

پس از مطالعات صحرایی و مشاهدات میدانی ۸۰ نمونه از سنگ‌های نفوذی منطقه برداشت و مطالعات پتروگرافی بر روی ۶۰ مقطع نازک انجام شد. ۱۰ نمونه از سنگ‌های توده و شش نمونه از انکلاوهای میکروگرانولار مافیک بر اساس مشخصات کانی‌شناسی و بافتی با حداقل دگرسانی انتخاب شدند. این نمونه‌ها با استفاده از دستگاه آسیاب به صورت پودر به اندازه کمتر از ۲۰۰ مش آماده شدند. عناصر اصلی این نمونه‌ها با روش ICP-AES و عناصر فرعی به روش ICP-MS در آزمایشگاه ALS-Chemex در کشور ایرلند آنالیز شد. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی برای بررسی ماهیت ژئوشیمیایی و منشأ توده نفوذی ده بالا و انکلاوهای میکروگرانولار مافیک استفاده شد (جدول‌های ۱ و ۲).

زینب قرامحمدی و همکاران

جدول ۱. نتایج ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی و نادر خاکی انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در گرانودیوریت‌های ده بالا

SAMPLE	DA40	DA41	DA42	DA43	DA1	DA5
	wt%					
SiO <sub>2</sub>	56.5	56.4	58.2	55.9	56	52.8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17	16.8	17.05	16.8	17	16.3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	8.78	8.1	8.57	7.9	8.59	9.99
CaO	6.46	6.39	5.23	6.27	5.31	7.08
MgO	3.5	3.53	2.9	3.29	3.52	3.81
Na <sub>2</sub> O	3.57	3.47	4.36	3.5	3.96	4.17
K <sub>2</sub> O	2.14	2.42	2.25	2.52	2	1.17
TiO <sub>2</sub>	0.94	0.91	0.91	1.05	0.99	1.12
MnO	0.23	0.23	0.16	0.19	0.21	0.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.2	0.26	0.23	0.18	0.21	0.17
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01
SrO	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03
BaO	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06	0.04
LOI	1.03	1.15	1.45	0.89	1.78	1.57
Total	100	99.76	101.4	98.57	99.6	98.5
	ppm					
Ba	384	489	441	468	525	424
Ce	61.6	82.1	46.4	53.8	47	67.5
Cr	10	20	<10	<10	<10	20
Cs	4.76	3.03	6.91	4.22	2.48	2.56
Dy	7.54	7.22	5.53	4.8	5.26	6.13
Er	4.53	4.41	3.18	3.03	3.23	3.5
Eu	1.13	1.05	0.92	1.12	0.95	1.24
Ga	20.2	20.2	19.9	19.3	20.8	22.6
Gd	7.49	7.22	5.62	4.99	5.44	6.2
Hf	3	3.7	3.1	3.4	3.6	2.4
Ho	1.49	1.48	1.09	0.99	1.05	1.22
La	29.1	44.6	23.2	28.3	22.5	31.7
Lu	0.69	0.65	0.48	0.46	0.5	0.53
Nb	28.3	30	23.1	27.8	29.7	35.2
Nd	30.7	35	23.6	23.4	22.7	30.1
Pr	7.68	9.39	5.91	6.24	5.81	7.77
Rb	97.3	95.6	137	110	107	61.5
Sm	7.26	7.21	5.31	4.76	4.91	6.29
Sn	4	4	4	3	3	5
Sr	305	318	241	312	303	332
Ta	1.9	1.8	1.5	2	1.8	2.3
Tb	1.23	1.16	0.9	0.77	0.88	0.97
Th	12.5	10.95	11.05	11.25	9.18	9.63
Tm	0.65	0.62	0.45	0.43	0.44	0.57
U	3.65	2.91	2.68	2.3	2.36	2.17
V	183	162	152	189	170	246
W	264	184	281	409	382	261
Y	42.2	42.7	33.4	29.1	30.9	35.8
Yb	4	4.27	3.25	2.89	3.15	3.64
Zr	86	120	116	123	130	86
REE(t)	176	216.2	136	146.5	132	176
Eu/Eu*	0.47	0.44	0.51	0.7	0.56	0.61
Nb/Ta	14.9	16.66	15.4	13.9	16.5	15.3
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.59	0.69	0.51	0.72	0.5	0.28
Mg#	0.44	0.46	0.4	0.45	0.44	0.43

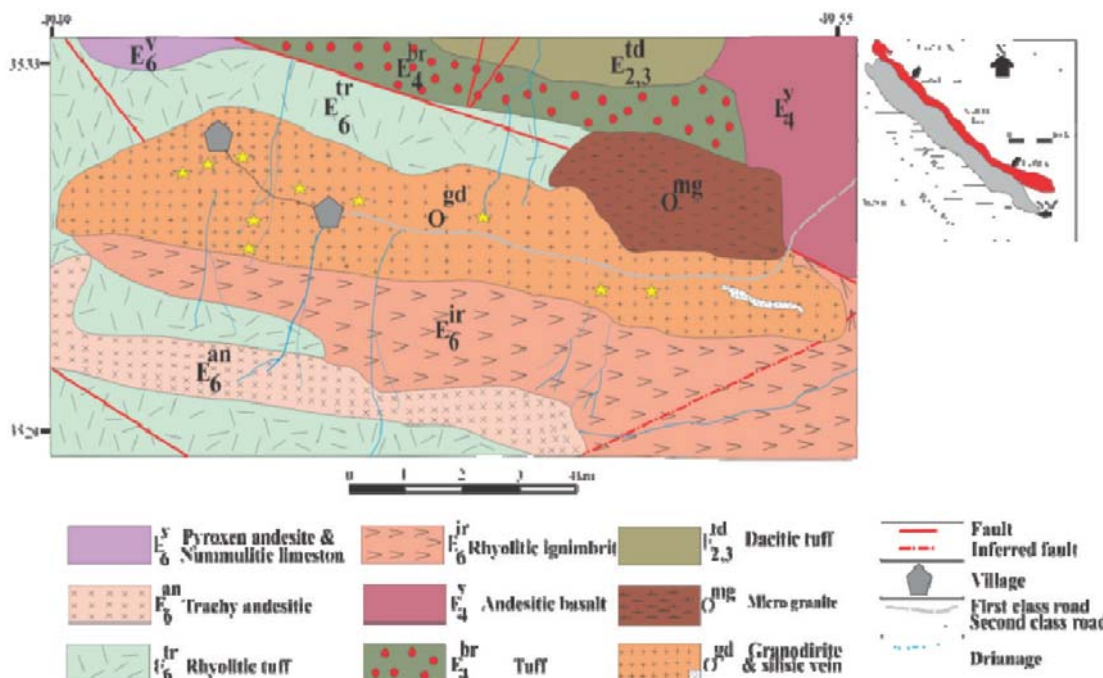
جدول ۲. نتایج ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی و نادر خاکی گرانودیوریت‌های و انکلاوهای ده بالا

SAMPLE	DG2	DG3	DG8	DG9	DG10	DG11	DG12	DG13	DG16	DG18
wt%										
SiO <sub>2</sub>	67	65	65	64	65.5	64.8	65.6	66.6	66.1	66.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15	16	16	16	15.95	16	15.7	15.9	15.6	15.5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t)	4.5	4.9	5.1	5.3	4.68	4.89	4.43	4.66	4.28	4.02
CaO	3.7	4.1	4.1	4.2	3.83	4.15	3.88	3.84	3.55	3.44
MgO	1.5	1.7	1.9	2	1.75	1.89	1.55	1.72	1.57	1.41
Na <sub>2</sub> O	3.2	3.2	3.2	3.2	3.32	3.22	3.06	3.31	3.14	3.33
K <sub>2</sub> O	3.8	3.8	3.5	3.4	3.75	3.54	4	3.72	3.86	4.01
TiO <sub>2</sub>	0.5	0.6	0.6	0.6	0.6	0.61	0.54	0.58	0.53	0.51
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.11	0.12	0.12	0.1	0.09	0.09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.1	0.1	0.2	0.2	0.13	0.16	0.12	0.15	0.13	0.12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
SrO	0	0	0	0	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02
BaO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07
LOI	0.7	0.9	1.3	1.2	1.02	1.03	1.8	0.87	1.03	1.13
Total	100	100	101	100	100.7	101	101	102	99.9	100
ppm										
Ba	595	681	690	622	695	625	695	684	686	591
Ce	52	58	52	52	49.7	50.5	56.9	56.8	52.7	68.7
Cr	<10	<10	10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Cs	4	3.5	2.7	2.7	4.48	3.37	4.67	4.39	3.02	2.61
Dy	3.9	4.2	3.8	3.6	3.95	3.69	3.86	4.19	3.92	3.36
Er	2.5	2.9	2.6	2.3	2.38	2.19	2.55	2.58	2.38	2.1
Eu	0.9	0.9	1	1	0.92	1	0.94	0.91	0.87	0.83
Ga	16	17	17	17	16.1	15.4	16.2	16.6	15.5	15.6
Gd	4	4.6	4.1	3.9	3.7	3.99	3.89	4.2	3.93	3.61
Hf	5.2	5.3	4.8	5.1	4.9	5.5	4.8	5.5	4.9	4.1
Ho	0.8	0.9	0.9	0.7	0.77	0.76	0.79	0.88	0.81	0.72
La	29	32	28	29	27.1	27.9	31.7	32.4	28.8	38.1
Lu	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.39	0.4	0.44	0.4	0.39
Nb	19	21	20	21	22.1	19.4	18.1	20.3	18.5	23.6
Nd	22	23	21	21	20.7	20.9	22.2	22.7	20.9	23.8
Pr	5.9	6.4	5.8	5.8	5.54	5.53	6.08	6.25	5.85	6.81
Rb	130	134	118	114	134.5	121	138	133	137	155
Sm	4.3	4.7	4.3	4.1	4.09	3.8	4.05	4.27	4.06	3.98
Sn	2	2	12	2	2	2	3	2	2	19
Sr	251	276	295	284	267	275	282	277	266	236
Ta	1.7	1.8	2	1.7	1.6	1.6	1.5	1.7	1.7	2.3
Tb	0.7	0.7	0.6	0.6	0.61	0.62	0.66	0.68	0.62	0.57
Th	16	17	12	13	12.65	11.1	12.8	14.7	15.6	15.5
Tm	0.3	0.4	0.4	0.3	0.34	0.32	0.35	0.36	0.37	0.33
U	3.3	3.8	2.6	2.6	3.02	2.69	2.52	3.57	3.06	2.74
V	75	91	97	102	87	86	81	84	80	74
W	495	433	734	415	363	445	628	424	639	891
Y	24	27	23	23	23.4	22.3	23.5	24.9	24.7	21.1
Yb	2.3	2.7	2.6	2.4	2.4	2.39	2.39	2.69	2.65	2.4
Zr	187	191	178	191	194	197	177	203	180	166
REE(t)	129	142	127	127	122.6	124	137	139	128	156
Eu/Eu <sup>o</sup>	0.7	0.6	0.7	0.7	0.72	0.79	0.72	0.66	0.67	0.67
Nb/Ta	11	12	10	12	13.81	12.1	12	11.9	10.9	10.3
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.2	1.2	1.1	1.1	1.12	1.09	1.3	1.12	1.22	1.2
Mg#	0.4	0.4	0.4	0.4	0.42	0.43	0.41	0.42	0.42	0.41

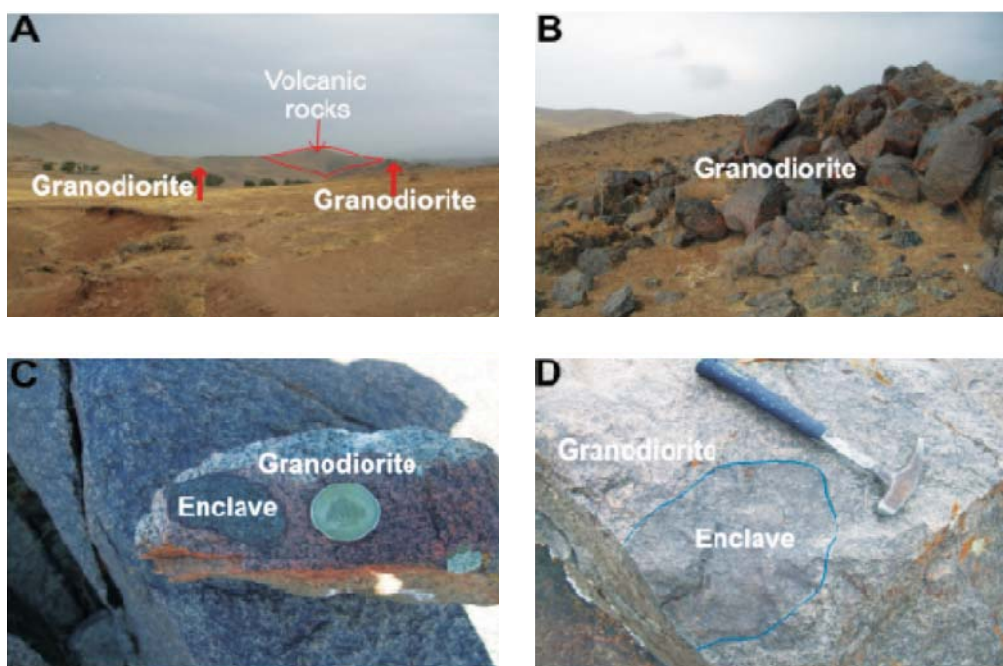
## زمین‌شناسی منطقه

اواخر ائوسن - اولیگوسن (فاز تکتونیکی پیرنئن) (آقانباتی، ۱۳۸۳) توده نفوذی ده بالا در ردیف‌های آتشفشانی - رسوبی ائوسن به سن ائوسن میانی و بالایی تزیق شده و هاله دگرگونی حرارتی اندکی در سنگ‌های میزبان حادث نموده است. سنگ‌های آتشفشانی میزبان این توده بیشتر شامل آندزیت‌های پیروکسن‌دار با کمی گدازه‌های داسیتی تا آندزیتی، سنگ‌های آذرآواری اسیدی و سنگ‌های رسوبی شامل آهک نومولیتی می‌باشد. سن این توده به روش K-Ar، ۳۹ میلیون سال برآورد شده (Caillat et al., 1978) که با فاز تکتونیکی پیرنئن مطابقت دارد. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک (MME<sub>g</sub>) با اندازه‌های کوچک بین دو تا حداکثر ۳۰ سانتی‌متر در گرانودیوریت‌های ده بالا مشاهده می‌شوند. انکلاوها دارای گردشگی هستند و به اشکال کروی و بیضی دیده می‌شوند و سطح تماس آنها با سنگ‌های میزبان ناگهانی است. بافتی ریزدانه‌تر از میزبان دارند و رنگ آنها نسبت به سنگ‌های میزبان تیره‌تر است (شکل ۲).

توده گرانیتوئیدی ده بالا بخش کوچکی از نوار ماگمایی ترشیری ارومیه - دختر محسوب می‌شود. این توده در منتهی الیه جنوب غربی نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ دانسفهان (خیارج) (اقلیمی، ۱۳۷۸) و در مرکز نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ ساوه (نوگل سادات و هوشمندزاده، ۱۳۶۳)، در فاصله ۴۵ کیلومتری جنوب غرب شهرستان بوئین‌زهره واقع شده است. چهار گوشه عملیاتی با وسعتی حدود ۵۰ کیلومتر مربع، حد فاصل بین طول‌های جغرافیایی ۴۹° ۴۹' تا ۴۹° ۵۵' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۲۹° ۳۵' تا ۳۳° ۳۵' شمالی قرار دارد (شکل ۱). مطالعات انجام شده بر روی نوار آتشفشانی ارومیه - دختر حاکی از آن است که راندگی لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر حاشیه جنوب غربی ایران مرکزی، منجر به فعالیت‌های آتشفشانی و تزیق توده‌های نفوذی ترشیری در این پهنه شده است (Berberian and King, 1981; Alavi, 1994; Agard et al., 2011). سنگ‌های قدیمی‌تر از ائوسن در محدوده منطقه ده بالا - آق قویو مشاهده نمی‌شوند. در اثر فاز فشاری



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه ده بالا در جنوب غرب بوئین‌زهره، اقتباس از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ دانسفهان (اقلیمی، ۱۳۷۸). محل برداشت نمونه‌ها با ستاره‌های زرد رنگ مشخص شده است



شکل ۲. تصاویر صحرایی منطقه ده بالا. (A) تصویر کلی منطقه و رخنمون‌هایی از گرانودیوریت‌ها و سنگ‌های آتشفشانی. (B) رخنمونی از گرانودیوریت. (C) و (D) انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در گرانودیوریت‌های ده بالا

## سنگ‌نگاری

بافت‌های غربالی و پوئی‌کلیتیک و سطوح تحلیلی مشاهده می‌شود. فلدسپارپتاسیم با فراوانی مدال (۲۰ الی ۳۰ درصد) با ماکل دوتایی در اندازه کوچک تا بزرگ دیده می‌شود. بعضی فنوکریست‌های فلدسپارپتاسیم حاوی ادخال‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز، بیوتیت، کوارتز، هورنبلند و آپاتیت هستند.

بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل مافیک شامل بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن با اندازه‌ها و شکل‌های متفاوت حضور دارند. بلور بیوتیت با فراوانی مدال (پنج الی ۱۸ درصد) فاز غالب در سنگ‌های میزبان است. بخش‌هایی از سنگ تحت شرایط دگرسانی دمای پایین به درجات متغیری دگرسان شده‌اند. در بخش‌های دگرسان شده پلاژیوکلازها به‌طور بخشی به سریسیت، سوسوریت، اپیدوت و کلسیت دگرسان شده‌اند، فلدسپارهای پتاسیم به‌طور محلی رسی شده‌اند، بیوتیت‌ها به کلریت، بلورهای آمفیبول به اکتینولیت یا کلریت و پیروکسن‌ها به اکتینولیت دگرسان شده‌اند. مجموعه کانی‌های میزبان و انکلاوها مشابه هستند، اما در انکلاوها محتوای بلورهای پلاژیوکلاز و اجزا مافیک نظیر

توده نفوذی ده بالا با ترکیب سنگ‌شناسی عمدتاً گرانودیوریتی، دانه متوسط تا دانه درشت است، از فازهای اصلی کوارتز (شش الی ۲۰ درصد)، پلاژیوکلاز (۴۰ الی ۴۸ درصد)، فلدسپارپتاسیم (۲۰ الی ۳۰ درصد)، بیوتیت (پنج الی ۱۸ درصد)، آمفیبول (سه الی ۱۲ درصد) و کلینوپیروکسن (یک الی دو درصد) و فازهای فرعی آپاتیت، زیرکن، تیتانیت و مگنتیت (مجموعاً یک الی دو درصد) تشکیل شده است. در این سنگ‌ها بافت‌های دانه‌ای، پوئی‌کلیتیک و گرانوفیری مشاهده می‌شود.

کوارتز با فراوانی مدال (شش الی ۲۰ درصد) به‌صورت فازهای بینابینی با خاموشی موجی بین پلاژیوکلاز، فلدسپارپتاسیم و کانی‌های مافیک دیده می‌شود. هم‌رشدی کوارتز و فلدسپارپتاسیم به‌صورت بافت گرانوفیر نشان‌دهنده تبلور سریع و هم‌زمان این دو کانی از یک مایع باقی‌مانده در عمق کم می‌باشد (Clarke, 1992).

بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز با زونینگ ترکیبی با فراوانی مدال (۴۰ الی ۴۸ درصد)، کانی اصلی غالب در نمونه‌های مورد مطالعه است. در این بلورها

زینب قرامحمدی و همکاران

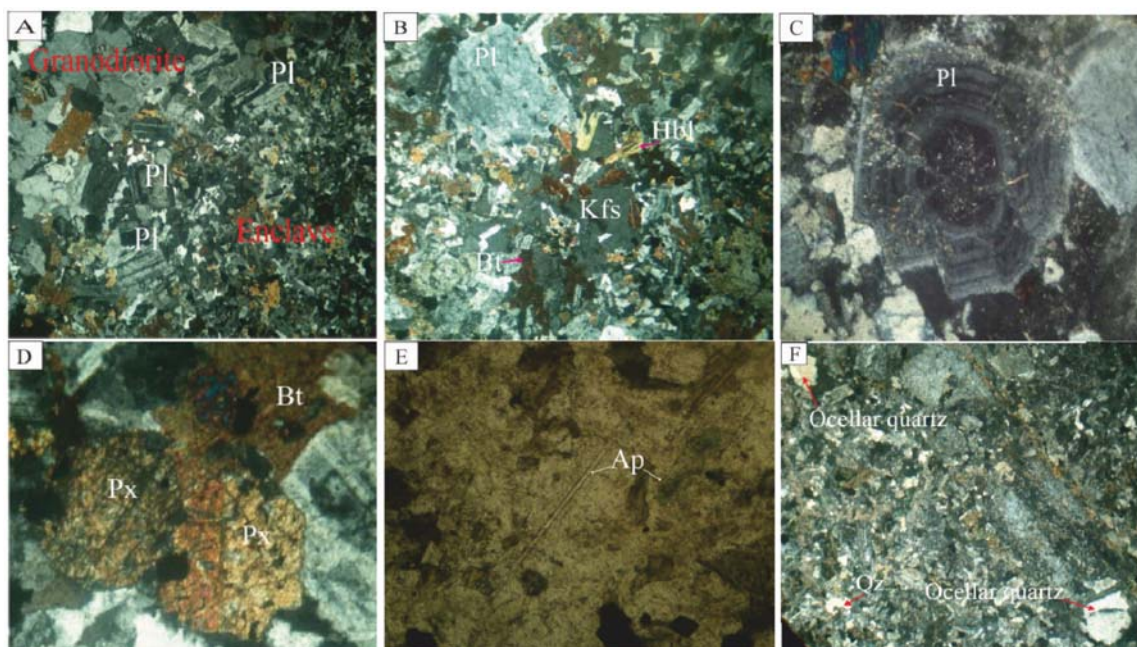
فلدسپارپتاسیم به صورت بلورهای نامنظم بزرگ و گاهی با ماکل دوتایی حاوی ادخال‌های کانی‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز، بیوتیت، کوارتز، هورنبلند و آپاتیت هستند (بافت پوئی کیلیتیک) (شکل ۳B). کانی‌های مافیک شامل هورنبلند، بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن در اندازه‌های متفاوت و به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند. بعضی از بلورهای بیوتیت به صورت خورده شده مشاهده می‌شوند. تعدادی لخته‌های مافیک دانه‌ریز متشکل از فازهای مافیک از قبیل بیوتیت، آمفیبول و تیتانیت در هر دو زوج انکلاو و میزبان دیده می‌شوند.

فازهای فرعی در انکلاوها مشابه گرانودیوریت‌های میزبان هستند. آپاتیت معمول‌ترین کانی فرعی در بیشتر انکلاوها است. این کانی در انکلاوها به صورت بلورهای سوزنی شکل (شکل ۳E) اما در گرانودیوریت‌ها به صورت بلورهای منشوری و ضخیم دیده می‌شود.

انکلاوها، آلتراسیون کمی از فلدسپار به سرسیت، سوسوریت، کلسیت و اپیدوت را نشان می‌دهند. گاهی بلورهای آمفیبول به اکتینولیت و کلریت، بلورهای پیروکسن به اکتینولیت و بلورهای بیوتیت به کلریت دگرسان شده‌اند.

بیوتیت و هورنبلند فراوان‌تر است و کوارتز و فلدسپار پتاسیم کمتر دیده می‌شوند. اندازه کانی‌ها در انکلاوها چندین برابر از گرانیتوئیدهای میزبان کوچک‌تر است. در انکلاوها بافت‌های گرانولار تا میکروگرانولار، پوئی کلیتیک و غربالی مشاهده می‌شود. حاشیه انجماد سریع در بعضی کنتاکت‌های انکلاو و میزبان مشهود است به طوری که کانی‌های انکلاو در نزدیکی میزبان ریزتر و به سمت مرکز انکلاو درشت‌تر می‌شوند. در سطح تماس انکلاو و میزبان، بلورهای پلاژیوکلاز به صورت مشترک در هر دو حضور دارند (شکل ۳A).

دو نوع کوارتز در انکلاوهای میکروگرانولار مافیک دیده می‌شود: کوارتزهای نوع اول بی‌شکل و کوچک هستند و به صورت بافت‌های بینابینی دیده می‌شوند. کوارتزهای نوع دوم به صورت بلورهای بزرگ گرد شده با حاشیه‌های خورده شده دیده می‌شوند (شکل ۳F) و توسط کانی‌های زود متبلور شده نظیر بیوتیت‌های ریزدانه محاط شده‌اند (کوارتز اوسلی). بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتیک یا به صورت فنوکریست‌هایی با سطوح تحلیلی (شکل ۳C) و بافت غربالی دیده می‌شوند یا به صورت بلورهای ریز کشیده در زمینه قرار می‌گیرند.



شکل ۳. (A) حضور پلاژیوکلازها در مرز انکلاو و گرانودیوریت (B). (XPL) بلور فلدسپارپتاسیم با بافت پوئی کیلیتیک در زمینه انکلاو (C). (XPL) فنوکریست پلاژیوکلاز با زونینگ نوسانی و سطوح تحلیلی (D). (XPL) بلورهای پیروکسن در زمینه انکلاو (E). (XPL) سوزن آپاتیت در زمینه انکلاو (F). (PPL) بلورهای زینوکریست کوارتز که توسط هاله‌ای از بیوتیت‌های ریز کلریتی شده احاطه شده‌اند (PI). (XPL): پلاژیوکلاز، Bt: بیوتیت، Hbl: هورنبلند، Kfs: فلدسپارپتاسیم، Qz: کوارتز، Ap: آپاتیت، Px: پیروکسن (Kretz, 1983)

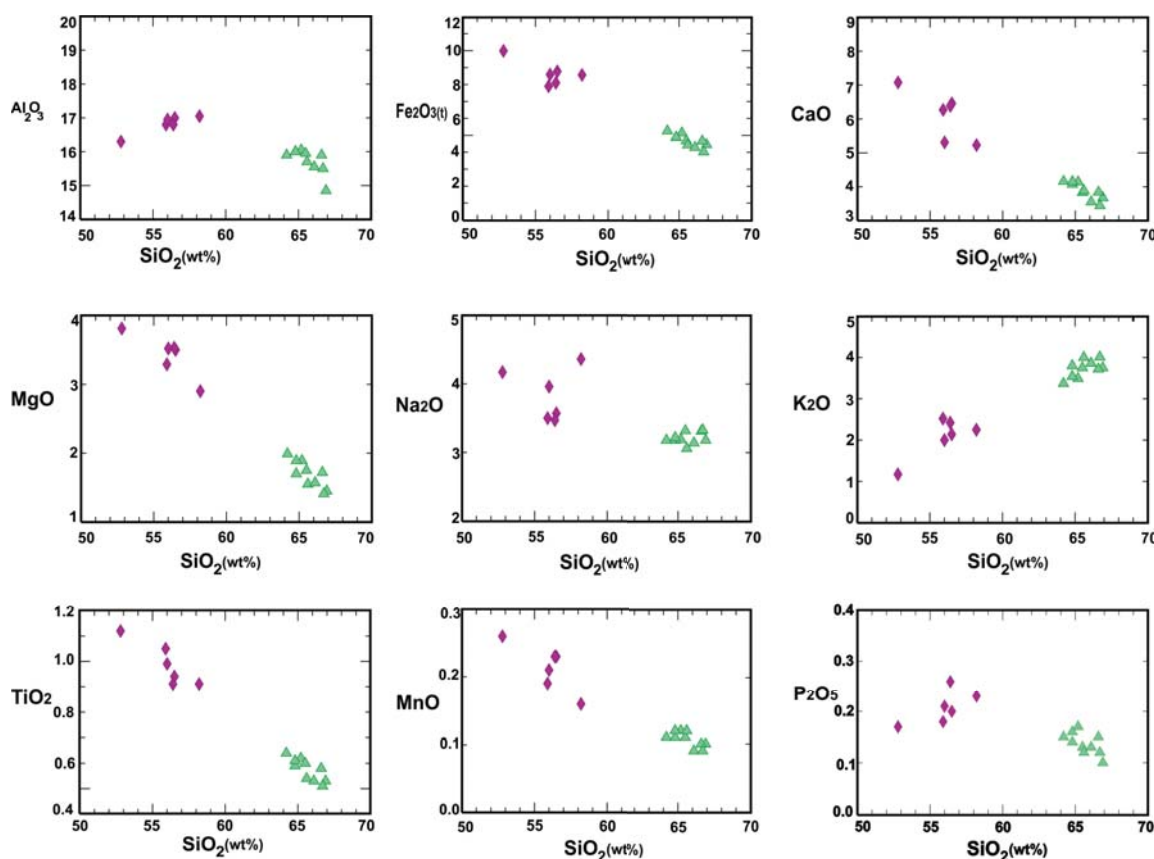




زینب فرامحمدی و همکاران

ترکیبی مشخص شده است. در انکلاوهای مافیک محتوای  $MgO$ ،  $TiO_2$ ،  $P_2O_5$ ،  $Na_2O$ ،  $Fe_2O_3$ ،  $Al_2O_3$ ،  $MnO$  و  $CaO$  بالاتر از سنگ‌های میزبان و محتوای  $K_2O$  و  $SiO_2$  پایین‌تر است (شکل ۵).

تفاوت ژئوشیمیایی بارزی بین انکلاوهای میکروگرانولار مافیک (MMES) و گرانودیوریت‌های میزبان در نمودارهای تغییرات سیلیس دیده می‌شود. گرایش‌های خطی برای اکسیدهای عناصر اصلی انکلاوها و میزبان با یک شکاف



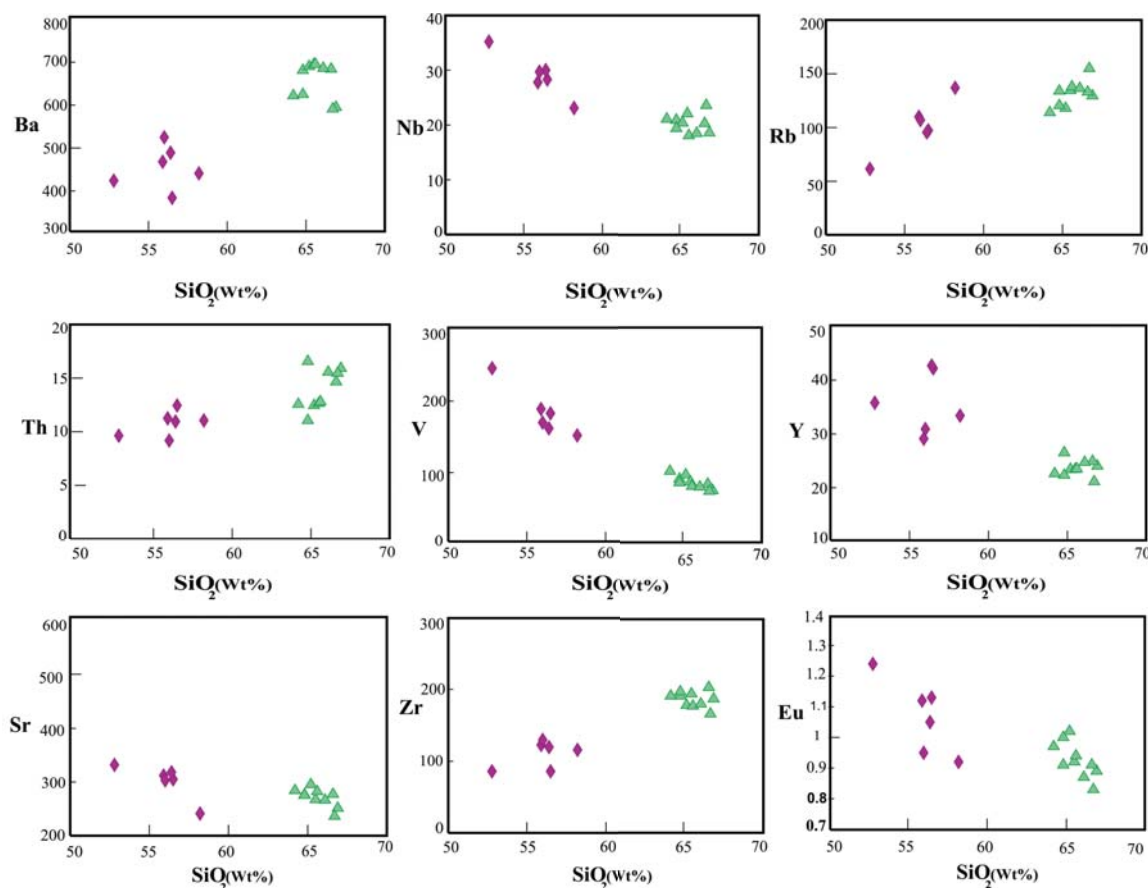
شکل ۵. موقعیت گرانودیوریت‌ها و انکلاوهای ده بالا بر روی نمودارهای تغییرات هارکر عناصر اصلی (بر اساس درصد وزنی)

$LREE_S$  غنی‌شدگی دارند. الگوی  $HREE_S$  در هر دو زوج انکلاو و میزبان مسطح است. انکلاوها از عناصر نادر خاکی سنگین  $(Gd/Yb)_n = 1/36 - 1/51$  نسبت به گرانودیوریت‌های میزبان  $(Gd/Yb)_n = 1/19 - 1/38$  غنی‌شدگی بیشتری دارند. آنومالی منفی یورپیوم در گرانودیوریت‌های میزبان متوسط است  $(Eu/Eu^* = 0.6 - 0.9)$  اما در انکلاوهای مافیک  $(Eu/Eu^* = 0.44 - 0.7)$  کمی بیشتر است. محتوای  $HREE$  انکلاوها نسبت به سنگ‌های توده بالاتر است (شکل ۶A). در الگوی عناصر فرعی هنجار شده به ترکیب گشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، گرانودیوریت‌های میزبان و انکلاوها غنی‌شدگی انتخابی از  $(Rb$  و  $Th$ ،  $K$ )

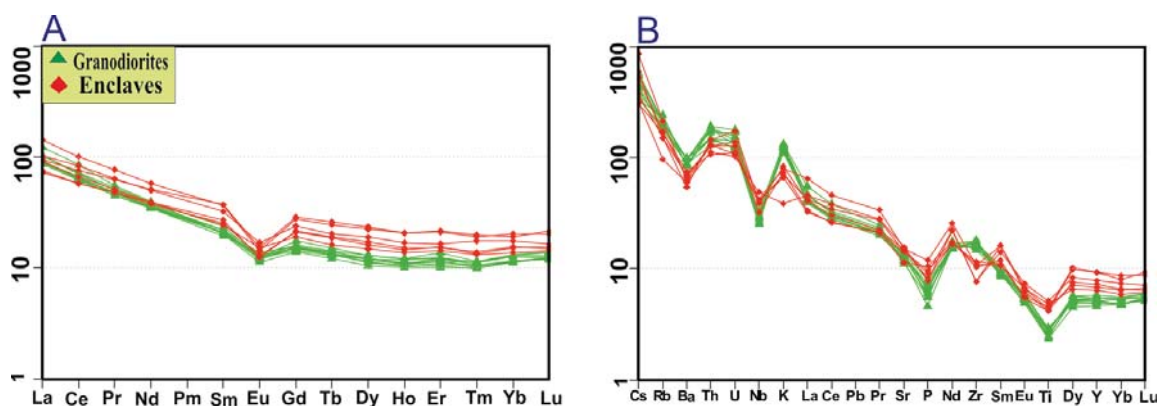
در نمودارهای تغییرات عناصر فرعی، با افزایش  $SiO_2$  نمونه‌ها، محتوای  $Ba$  و  $Th$ ،  $Zr$ ،  $Rb$  افزایش می‌یابد در حالی که  $Eu$  و  $Y$ ،  $Nb$ ،  $V$ ،  $Sr$  کاهش پیدا می‌کند (شکل ۶).

در نمودار عناصر نادر خاکی نرمالیز شده با کندریت (Boynton, 1984)، گرانودیوریت‌های میزبان الگوی متوسط مقربه سمت بالا را نمایش می‌دهند  $((La/Yb)_n = 7/13 - 10/7)$  این الگو در انکلاوهای مافیک ضعیف تا متوسط است  $((La/Yb)_n = 4/8 - 7)$  و تفریق شدگی ضعیف‌تری نسبت به میزبان نشان می‌دهد. گرانودیوریت‌های میزبان و انکلاوهای مافیک دارای محتوای بالای  $REE_{(t)}$  هستند و از

به میزان آنومالی ضعیف‌تر Nb، Ti، P و آنومالی قوی‌تر Ba (Nb و Ta، Ti، P) نشان می‌دهند اما از LREE و LILE<sub>S</sub> تهی شده هستند. گرانودیوریت‌ها آنومالی منفی متوسط Ba و P، Ti، Nb نشان می‌دهند اما انکلاوها نسبت



شکل ۶. نمودارهای هارکر برخی از عناصر فرعی (برحسب ppm) گرانودیوریت‌ها و انکلاوهای ده بالا



شکل ۷. (A) الگوی عناصر نادر خاکی هنجار شده به مقادیر کندریت (B) (Boynton, 1984)، الگوی عناصر فرعی هنجار شده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)

زینب قرامحمدی و همکاران

سنگ‌ها محتوای پایینی از  $\text{FeO}^{(0)}/\text{MgO}$  (۲/۲-۳/۷۵) و محتوای بالایی از  $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO}/\text{FeO}^{(0)}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  دارند. کاهش محتوای  $\text{P}_2\text{O}_5$  در برابر افزایش  $\text{SiO}_2$  به دلیل حلالیت پایین آپاتیت در مذاب‌های متآلومین و اندکی پراآومین است و از ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I محسوب می‌شود (Chappell and White, 1992; Broska et al., 2004). همچنین افزایش محتوای Y و Th با افزایش Rb در گرانودیوریت‌های ده بالا نیز نشان از گرانیت‌های نوع I (Li et al., 2007) دارد (شکل ۸).

گرانودیوریت‌ها در مقایسه با ترکیب مذاب‌های تجربی تولید شده در غیاب سیال، همگی در قلمرو مذاب‌های مشتق از آمفیبولیت‌های بازالتی قرار می‌گیرند (Patiño Douce, 1999). در نمودار  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  در برابر  $\text{CaO}$  و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در برابر  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$  در برابر  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  گرانودیوریت‌های ده بالا با پروتولیت متآذرین مشخص می‌شوند (شکل B و ۹A). این سنگ‌ها نظیر گرانیتوئیدهای کوردیلران نسبت به مذاب‌های مشتق شده از آمفیبولیت‌های بازالتی حتی در درجات پایین ذوب، غنی‌تر از آلکان هستند (Wolf and Wyllie, 1991). در نمودار  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در برابر  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ، گرانودیوریت‌های ده بالا با محتوای بالاتری از آلکالی‌ها نسبت به مذاب‌های تجربی مشتق از آمفیبولیت‌های بازالتی مشخص می‌شوند. بر اساس داده‌های تجربی (Roberts and Clemens, 1993) گرانیتوئیدهای نوع I کالک‌آلکان غنی از پتاسیم می‌توانند

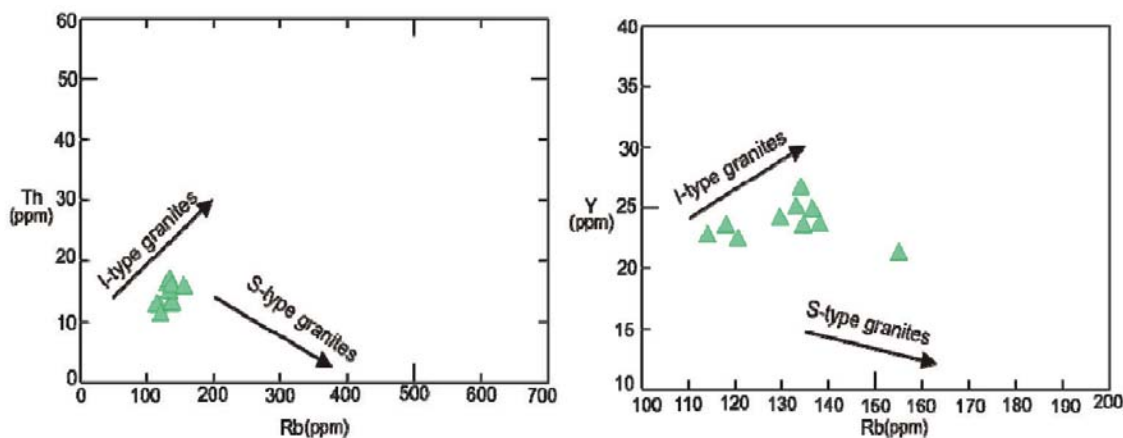
محتوای بالاتر  $\text{CaO}$ ،  $\text{MgO}$  و  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{(0)}$  در انکلاوها در مقایسه با میزبان، ماهیت مافیک‌تر آنها را تأیید می‌کند که معمولاً متناظر با محتوای بالاتر کانی‌های مافیک در مدال انکلاوها نسبت به میزبان است (Kumar and Pieru, 2010). محتوای بالاتر  $\text{TiO}_2$  و  $\text{P}_2\text{O}_5$  در انکلاوها نسبت به میزبان با محتوای بالاتر تیتانیت و آپاتیت در ترکیب مدال انکلاوها مطابقت دارد. آنومالی منفی ضعیف‌تر Nb در انکلاوها نسبت به گرانودیوریت‌های میزبان، درگیری کمتر پوسته در پیدایش آنها را بیان می‌کند (Clemens et al., 2009).

آنومالی‌های منفی Nb و تهی‌شدگی  $\text{HFSE}_s$  نسبت به  $\text{LILE}_s$  از ویژگی‌های مشخصه ماگما‌های مربوط به فرورانش است که غنی‌شدگی  $\text{LILE}_s$ ، توسط فرورانش ورق فرورو را توجیه می‌نماید (Wilson, 1989) الگوی HREE مسطح و محتوای نسبتاً بالای Y نشان می‌دهد که ذوب منبع در فشارهای زیر میدان پایداری گارنت رخ داده است (Rapp and Watson, 1995).

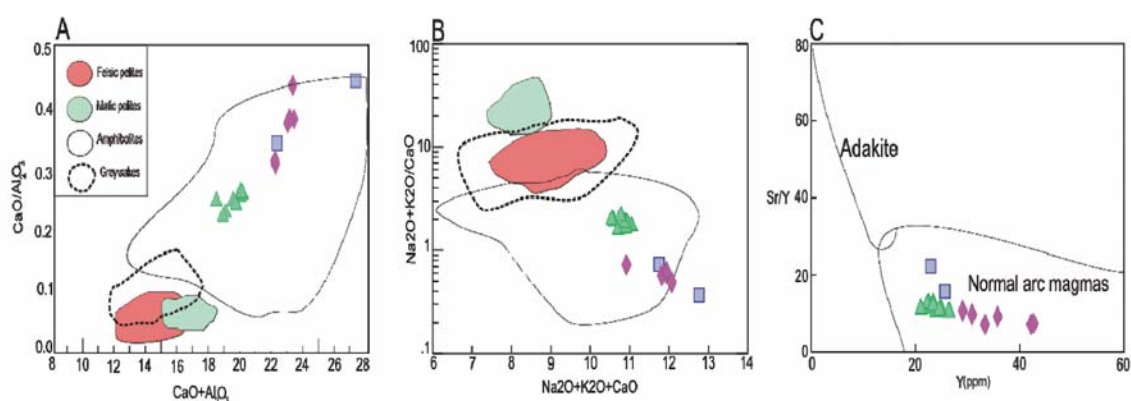
## بحث

### منشأ گرانودیوریت‌های ده بالا

محتوای نسبتاً بالای سیلیس، محتوای پتاسیم بالا، کالک‌آلکالینیتی، محتوای متآلومین و محتوای سدیم نسبتاً بالا ( $\text{Na}_2\text{O}=\text{۳}/\text{۱۴}-\text{۳}/\text{۷۶}$ ) نشان می‌دهد که گرانودیوریت‌های ده بالا از نوع گرانیت‌های نوع I (Chappell and White, 1974) هستند. از دیگر مشخصات آنها می‌توان به حضور هورنبلند در غیاب کردیریت و کروندوم اشاره نمود. این



شکل ۸. روند افزایشی در نمودارهای Y (ppm) و Th (ppm) در برابر Rb (ppm) منطبق بر روند گرانیت‌های نوع I است (Li et al., 2007)



شکل ۹. نمودار A. نمودار  $CaO/Al_2O_3$  در برابر  $CaO+Al_2O_3$  (B. نمودار  $Na_2O+K_2O/CaO$  در برابر  $Na_2O+K_2O+CaO$  در برابر  $Na_2O+K_2O+CaO$ ). این نمودارها اشاره به منشأ متنازالتی برای گرانودیوریت‌ها در بالا دارند (C. نمودار دوتایی  $Sr/Y$  در برابر  $Y(mpp)$  (Drummond and Defant, 1990)). منشأ آداکیتی گرانودیوریت‌های ده بالا را رد می‌کند

است. این فرآیند محتوای  $Na_2O$  و  $K_2O$  را با افزایش  $SiO_2$ ، کاهش می‌دهد. همچنین منجر به آنومالی‌های چشمگیر  $Eu$  در گرانودیوریت‌های ده بالا می‌شود. فرضیه اول که فرآیند تبلور تفریقی ساده را پیشنهاد می‌کند بر خلاف نتایج و مشاهدات ما است.

مذاب‌هایی که مستقیماً از ذوب بخشی گوشته لیتوسفریک متاسوماتیزه تشکیل شده‌اند، مذاب‌هایی با ترکیب شوشونیتی (Jiang et al., 2006) یا دیوریت و آندزیت منیزوم بالا (آداکیت‌هایی با محتوای سیلیس پایین،  $SiO_2 < 60\% wt$ ) هستند (Martin et al., 2005). مذاب‌های مشتق شده از پوسته پایینی یا پوسته اقیانوسی فرورو، خصوصیات ماگماهای آداکیتی را نشان می‌دهند. این ویژگی‌ها شامل محتوای  $Sr$  بالا ( $> 400 ppm$ )،  $Y$  پایین ( $< 18 ppm$ )،  $Yb$  پایین ( $< 1/9 ppm$ ) و الگوهای پرشیب HREE است. این ویژگی‌ها در گرانودیوریت‌های ده بالا مشاهده نمی‌شود (شکل ۹C). بنابراین فرضیه‌های ۲، ۳ و ۴ نیز با داده‌های ژئوشیمیایی تأیید نمی‌شوند.

اختلاط مذاب‌های فلسیک مشتق از پوسته با مذاب‌های مافیک حاصل از گوشته توضیح مناسب‌تری برای منشأ گرانودیوریت‌های ده بالا است. روندهای خطی عناصر اصلی و کمیاب، مدل اختلاط را در این سنگ‌ها حمایت می‌کند. نسبت متوسط  $Nb/Ta$  در ماگماهای حاصل از پوسته ۱۱ تا ۱۲ و در ماگماهای حاصل از گوشته ۱۷/۵ است (Green, 1995).

از ذوب بخشی سنگ‌های دگرگونی حدواسط تا مافیک کالک‌آلکان پوسته تشکیل شده باشند. اما از آن جا که مقدار  $Mg \approx (0/39 - 0/43)$  گرانودیوریت‌های ده بالا بالاتر از مذاب‌های تولید شده در شرایط فشار - دما پوسته است (شکل ۴D)، نمی‌توان آن‌ها را مذاب‌های خالص مشتق از پوسته در نظر گرفت. پنج فرضیه برای منشأ سنگ‌های گرانیتیوئیدی با  $Mg \approx$  بالا وجود دارد:

۱. تبلور تفریقی از ماگماهای مافیک مشتق از گوشته (Bacon and Druitt, 1988)
  ۲. مذاب‌هایی که مستقیماً از ذوب بخشی گوشته لیتوسفریک متاسوماتیزه منشأ گرفته‌اند (Martin et al., 2005; Jiang et al., 2006)
  ۳. واکنش مذاب‌های بخشی مشتق از اسلب فرورو با پریدوتیت، در طی صعود از طریق گوه گوشته (Martin et al., 2005;)
  ۴. واکنش مذاب‌هایی که در اثر صعود گوشته استنوسفریک و فرونشینی پوسته پایینی به داخل آن تولید می‌شوند (Hou et al., 2007)
  ۵. اختلاط مذاب‌های بخشی پوسته خالص با ماگماهای مافیک مشتق از گوشته (Barbarin, 1999; Jiang et al., 2009)
- با افزایش  $SiO_2$  محتوای  $Al_2O_3$  کاهش می‌یابد، اگر تبلور تفریقی رخ دهد نیاز به تفریق پلاژیوکلاز و یا فلدسپارتاسیم

زینب قرامحمدی و همکاران

و تا حدی با آن مختلط شده‌اند (Vernon, 1984; Pe-rugini et al., 2003; Barbarin, 2005; Kocak et al., 2011).

مدل رستیت غیراختلاط (Chappell et al., 1987) به ورود قطعات جامد سنگ منشا به‌عنوان انکلاو به درون ماگما دلالت دارد. حضور فابریک‌های رسوبی بر جامانده یا دگرگونی یکی از ویژگی‌های مدل رستیت است (Chappell et al., 1987; White et al., 1999). درحالی‌که وجود بافت‌های آذرین در انکلاوهای توده نفوذی ده بالا و همچنین محتوای تقریباً یکسان اکثر عناصر کمیاب و نادر خاکی در انکلاوها و گرانودیوریت‌های میزبان با مدل رستیت مغایرت دارد (Wang et al., 2015).

منشا هم‌جنس برای انکلاوهای توده ده‌بالا به دلیل وجود مجموعه کانی‌های مشابه شاید امکان‌پذیر باشد اما کمبود بافت‌های کومولیتی در انکلاوها این منشا را برای انکلاوها زیر سوال می‌برد. شایان ذکر است که همه انکلاوها و میزبان، محتوای نسبتاً مشابهی از REE<sub>(0)</sub> و الگوهای نیمه موازی در REES دارند که با مدل اتولیتی ناسازگار است (Liu et al., 2013). از طرفی وجود حاشیه انجماد سریع و تفاوت سایز دانه‌ها بین انکلاوها و میزبان، منشأ کومولیت یا اتولیت‌های میزبان را رد می‌کند (Kumar et al., 2004).

مطالعات متعدد بیان می‌کند که انکلاوهای میکروگرانولار مافیکی، گلبول‌هایی از یک ماگمای مافیکی حاصل از گوشته هستند که در ماگمای فلسیک حاصل از پوسته تزریق شده‌اند، به‌سرعت سرد و تا حدی متبلور شده‌اند و در نتیجه ویسکوزتر می‌شوند تا حباب‌های ماگمایی مجزا را تشکیل بدهند (Vernon, 1984; Elburg, 1996; Jiang et al., 2009; Chen et al., 2009; Jiang et al., 2012; Jiang et al., 2013).

مقادیر  $Mg(0/4 - 0/46) \approx$  انکلاوها از مقادیر  $Mg(0/39 - 0/43) \approx$  گرانودیوریت‌های میزبان اندکی بالاتر است که احتمال اختلاط ماگماهای حاصل از گوشته با ماگماهای حاصل از پوسته را تأیید می‌کند (شکل ۴D).

نسبت متوسط Nb/Ta در ماگماهای حاصل از پوسته ۱۱ تا ۱۲ و در ماگماهای حاصل از گوشته ۱۷/۵ است

این نسبت در گرانودیوریت‌ها به‌طور متوسط ۱۱/۶۲ است که سازگار با مذاب‌های پوسته است. نسبت Ba/Rb گرانودیوریت‌های نوع I ده بالا ( $\approx 5/84 - 3/81$ ) به‌میزان قابل توجه از مقادیر این نسبت در گوشته ( $Ba/Rb=11$ ) پایین‌تر (Hofmann and White, 1983) و به مقادیر پوسته ( $Ba/Rb=6/7$ ) نزدیک‌تر است (Rudnick and Fountain, 1995).

ویژگی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که گرانودیوریت‌های میزبان به سمت ترکیبات پوسته تمایل دارد. با توجه به ترکیب پتاسیک نمونه‌ها، محتوای بالای La ( $>24$  ppm)، غنی‌شدگی سنگ‌ها از LILE<sub>s</sub> و آنومالی منفی HFSE<sub>s</sub>، به نظر می‌رسد ذوب پوسته زیرین عامل مهمی در منشأ گرانودیوریت‌ها بوده است. در پی تزریق ماگمای مافیکی با ترکیب گوشته‌ای به زیر پوسته و در نتیجه انتقال گرما و مواد سیال، پوسته زیرین ذوب می‌شود. با توجه به نزدیک بودن ترکیب گرانودیوریت‌های ده بالا به ترکیب پوسته، می‌توان نتیجه گرفت که این سنگ‌ها از ذوب بخشی پوسته زیرین همراه با اختلاط/آمیختگی جزئی با ماگمای مافیکی گوشته‌ای نشأت گرفته‌اند.

## منشأ انکلاوهای میکروگرانولار مافیکی

### اختلاط ماگمایی در مقابل منشأ رستیت و اتولیت؟

منشأ انکلاوهای میکروگرانولار مافیکی از زمان‌های دور یک موضوع قابل بحث بوده است. سه فرضیه اصلی برای منشأ آن‌ها مطرح شده است:

۱. انکلاوهای میکروگرانولار مافیکی، قطعاتی از سنگ‌های دگرگونی دیرگداز دوباره متبلور شده یا مذاب باقی‌مانده از منابع گرانیته هستند (Chappell et al., 1987; Chen et al., 1989; White et al., 1999).
۲. انکلاوهای میکروگرانولار مافیکی قطعاتی هم‌جنس از کانی‌های تجمعی یا بلورهای اولیه هستند که از ماگمای میزبان تشکیل شده‌اند (Clemens and Wall, 1988; Shellnutt et al., 2010).
۳. انکلاوهای میکروگرانولار مافیکی، گلبول‌هایی از یک ماگمای مافیکی هستند که در یک ماگمای میزبان تزریق

میکروگرانولار مافیک، گلبول‌هایی از ماگمای مافیک هستند که به‌طور اولیه سریع سرد شده و در ماگمای فلسیک میزبان تبلور شده‌اند. حضور بافت‌های عدم تعادل از قبیل بافت‌های پوئی کیلیتیک در مگاکریست‌های فلدسپار، حضور پلاژیوکلازهای کوچک در بلورهای بزرگ پلاژیوکلاز، لخته‌های مافیک، پلاژیوکلازها با بافت غربالی، زونینگ ترکیبی و سطوح تحلیلی، بیوتیت‌های خورده شده در هر دو زوج انکلاو - میزبان و سوزن‌های آپاتیت و کوارتزهای اوسلی در انکلاوها، به‌عنوان تغییرات شیمیایی و یا حرارتی مذاب در طی رشد بلور و شاهدی از وقوع اختلاط ماگمایی محسوب می‌شوند (Baxter and Feely, 2002; Grogan and Reavy, 2002). تعداد زیادی از انکلاوها حاوی مگاکریست‌های فلدسپارپتاسیم و کوارتز هستند که از گرانیتهای میزبان منشا گرفته‌اند و این مسئله پیدایش انکلاوها در اثر فرایند اختلاط / آمیختگی را بیشتر تقویت می‌کند (Griffin et al., 2002). واقعیت این است که ترکیب شیمیایی بیشتر انکلاوها برای تبلور فنوکریست‌های فلدسپارپتاسیم به‌ویژه در مراحل اولیه تبلور انکلاوها مناسب نیست. بنابراین دانه‌های اوئیدی فلدسپارپتاسیم محصول ناپایداری بلورهای از قبل موجود در یک محیط پرحرارت بوده و در شرایط ماگمایی از مذاب‌های اسیدی به داخل انکلاوها وارد شده‌اند (Hibbard, 1991). حضور تک بلورهای فلدسپارپتاسیم در مرز انکلاو و میزبان که نیمی از آن در داخل انکلاو و نیمی دیگرش در داخل سنگ میزبان قرار گرفته، مذاب بودن دو محیط را در زمان تبلور کانی‌ها تایید می‌کند. حضور بعضی بلورها که یا در انکلاوها گنجانده شده‌اند و یا در امتداد مرز انکلاو و میزبان مرتب شده‌اند، نشانه‌ای از طرز رشد منشوری یا تیغه‌ای آنها در طی حادثه آمیختگی ماگمایی است (Perugini et al., 2003). بلورهای فلدسپارپتاسیم با فرم منشوری راحت‌تر وارد انکلاوها شده اما بلورهای تیغه‌ای بیوتیت به‌موازات کناره‌های انکلاو مرتب می‌شوند. حضور پیروکسن‌ها به‌صورت دانه‌های تحلیل رفته یا مستقل در انکلاوها اشاره به ماهیت خشک و مافیک منبع ماگمای انکلاو دارد، قبل از آن‌که با مذاب‌های فلسیک میزبان واکنش دهد. آمیختگی ماگمای آبدار و

(Green, 1995) این نسبت در انکلاوهای میکروگرانولار مافیک به‌طور متوسط ۱۵/۴۴ است و به مقادیر گوشته تمایل دارد. نسبت‌های La/Nb و Ba/Nb در مذاب‌های پوسته به ترتیب ۲/۲ و ۵۴ و در مذاب‌های حاصل از گوشته ۰/۷۶-۱/۰۳ و ۱۷/۴-۷/۶ است (Morata et al., 2005). این نسبت‌ها در انکلاوهای میکروگرانولار مافیک به ترتیب ۰/۷-۱/۴ و ۱۲-۱۹ است و به ترکیب گوشته تمایل دارد. محتوای نسبتاً پتاسیک انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، اشاره به یک منبع پتاسیم‌دار نظیر آمفیبول پتاسیک می‌کند (Liu et al., 2013). محتوای پایین ( $\text{Sr} < 240 \text{ ppm}$ ) و  $(\text{La}/\text{Yb})_n = (3-15)$  و میزان بالای  $\text{HREE} (\approx 2/63 \text{ ppm})$  سازگار با منبع گوشته در میدان پایداری اسپینل است (Wang et al., 2013) اما محتوای Sr در انکلاوهای ده بالا به‌طور متوسط ۳۰۱ است و از طرفی ذوب بخشی در میدان پایداری گارنت تولید مذاب‌هایی با نسبت‌های بالای  $\text{Dy}/\text{Yb} > 2/5$  می‌نماید. در حالی که مذاب‌های حاصل از گوشته در میدان پایداری اسپینل عموماً نسبت‌های پایینی از  $\text{Dy}/\text{Yb} < 1/5$  دارند (Liu et al., 2013). این نسبت در انکلاوهای ده بالا در حدود دو است و به نظر می‌رسد ماگمای تشکیل‌دهنده انکلاو در اثر ذوب بخشی گوشته در زون انتقالی اسپینل - گارنت به وجود آمده باشد.

### شواهد اختلاط/ آمیختگی

انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در توده نفوذی ده بالا عموماً گردشده و بیضوی هستند و انکلاوهای با اشکال پیچیده از قبیل پوسته‌های لایه لایه شده، اشکال شلین و شدیداً کشیده شده در بین آن‌ها دیده نمی‌شوند (Barbarin, 2005; Farnier et al., 2014). این مسئله پیشنهاد می‌کند که اثرات آمیختگی ماگمایی (اختلاط مکانیکی) بر روی انکلاوها و گرانودیوریت‌های میزبان نسبتاً ضعیف بوده است. بعضی از انکلاوها حاوی انتهای نوک تیز هستند که عموماً به‌عنوان شواهدی از جداسدن انکلاوها از ماگمای مافیک و حرکت آنها به سمت ماگمای فلسیک میزبان تفسیر می‌شوند (Perugini et al., 2003). مشاهدات پتروگرافی نشان می‌دهند که انکلاوهای

زینب قرامحمدی و همکاران

در انکلاوها و گرانودیوریت‌ها، تقریباً یکسان است. تشابه در ترکیب عناصر کمیاب بین انکلاوها و میزبان، ناشی از انتشار و تعادل مجدد نسبی، به‌عنوان یک نتیجه طبیعی از مدل اختلاط / آمیختگی است؛ (Xiong et al., 2011) Zhao et al., 2012). درجه تعادل ژئوشیمیایی معمولاً تابع زمان است. به‌طوری‌که زمان ناکافی برای اختلاط منجر به اختلاف در همگن شدن ژئوشیمیایی می‌شود (Leshner, 1990). دو فرآیند برای تبادلات شیمیایی معرفی می‌شود: ۱- مهاجرت مواد فرار و سیال از طرف جز فلسیک به‌جز مافییک (Wiebe, 1973; Vernon, 1983) که در این صورت مهاجرت سیال از سنگ‌های میزبان می‌تواند ویسکوزیته جز مافییک را کاهش و در نتیجه نرخ انتشار را افزایش دهد (Watson, 1981). ۲- انتشار عناصر به دلیل تفاوت ترکیب دو محیط (Vogel et al., 1984; Kouchi and Sunagawa, 1985) و آلکالی‌ها از جز فلسیک به مافییک را تأیید می‌کند، اما برای انتشار عناصر Mg، Ca، Fe در جهت مخالف، شواهد کمتری مطرح شده است (Johnston and Wyllie, 1988). این مهاجرت در فاصله‌های خیلی کوتاه در محل تماس با قطعه‌های مافییک رخ می‌دهد، افزایش سطح تماس بین دو جز، از طریق قطعه شدن جز مافییک در جز فلسیک باعث افزایش تبادلات شیمیایی می‌شود؛ (Gamble, 1979) Vogel et al., 1984). انکلاوها از  $Al_2O_3$ ،  $TiO_2$ ،  $MgO$  و  $Fe_2O_3^{(4)}$  و نسبت به میزبان غنی‌ترند که این موضوع نشان می‌دهد که تبادل عناصر اصلی بین ماگماهای مافییک و اسیدی کامل نبوده است. تبادل ناقص بین انکلاو و میزبان ناشی از سرد شدن سریع‌تر یکی از ماگماهای مخلوط شده بوده است. محتوای پایین‌تر  $K_2O$  انکلاوها نسبت به میزبان، بیانگر انتشار پایین‌تر  $K_2O$  از ماگمای فلسیک به ماگمای مافییک است (Kumar and Pieru, 2010). محتوای بالاتر REE در انکلاوها شاید به دلیل مهاجرت این عناصر از میزبان فلسیک و تبلور کانی‌های فرعی زیرکن و اسفن باشد (Sawka, 1988).  
مدل اختلاط / آمیختگی ماگما توسط نمودارهای متمایزکننده ژئوشیمیایی نیز مورد توجه قرار گرفته است.

نسبتاً سردتر فلسیک با مذاب‌های مافییک خشک و گرم، تولید مقادیر متنوعی فاز بخار می‌کند که باعث تولید فازهای فرومنیزین آبدار (آمفیبول و بیوتیت) در نتیجه از بین رفتن فاز پیروکسن در انکلاوها می‌شود (Kumar, 2010). تبدیل شدن بلورهای پیروکسن به آمفیبول در انکلاوها پیشنهاد می‌کند که مهاجرت سیال‌ها از ماگمای فلسیک میزبان به ماگمای مافییک در طی اختلاط ماگمایی موثر بوده است (Blundy and Sparks, 1992; Chen et al., 2009). حضور فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در انکلاوها دلالت بر این دارد که تنها یک تفاوت ویسکوزیته کوچک بین دو ماگما وجود داشته که امکان انتقال مکانیکی بلورها فراهم بوده است (Chen et al., 2009).

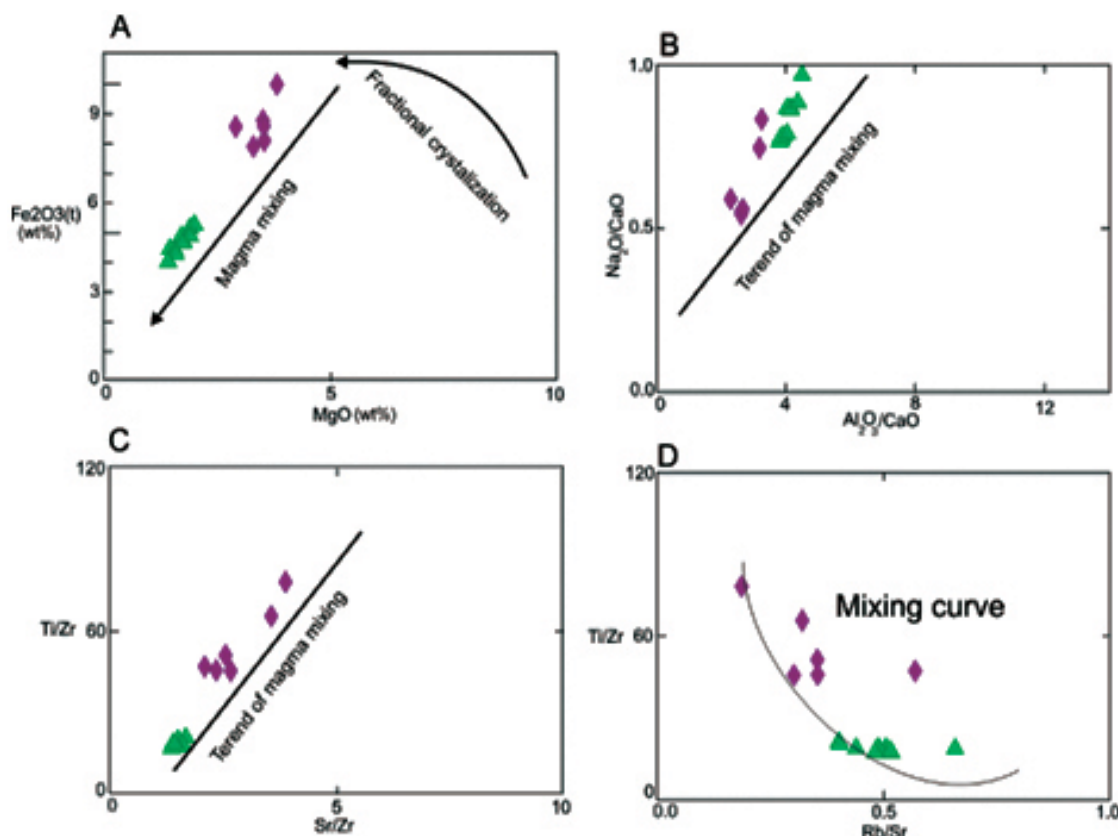
حضور کوارتزهای اوسلی در داخل انکلاوها نتیجه‌ی انتقال مکانیکی زینوکریست‌های کوارتز از مذاب اسیدی به مذاب مافییک داغ‌تر محسوب است (Bussy and Ayrton, 1990). به علت ناپایداری کوارتز در ماگمای مافییک، لبه‌های زینوکریست حل می‌شود و گرمای لازم برای انجام این عمل از گرمای نهان تبلور مواد مذاب موجود در مجاورت بلافضل زینوکریست‌ها تأمین می‌شود. سرد شدن سریع سطح دانه کوارتز به‌عنوان بستری مناسب برای هسته‌بندی کانی‌های مافییک از قبیل بیوتیت، هورنبلند و پیروکسن عمل می‌کند (Vernon, 1990).

بافت دانه‌ریز انکلاوهای مافییک در کنار شواهدی از قبیل وجود آپاتیت‌های سوزنی، حاشیه انجماد سریع و زونینگ در پلاژیوکلازها، به احتمال زیاد نتیجه‌ی سرد شدن سریع آن‌ها است (Barbarin, 1990) که خود نتیجه‌ی تضاد حرارتی بین ماگماهای مافییک گوشته و ماگمای فلسیک گرانیتوئیدی در زمان آمیختگی آن‌ها است. حضور سوزن‌های آپاتیت در انکلاوها نتیجه‌ای از آمیختگی حجم‌های کوچک مذاب مافییک داغ با یک ماگمای فلسیک سردتر است (Wyllie et al., 1962; Hibbard, 1991) و نشانه اشباع شدن ماگما از  $P_2O_5$  می‌باشد (Chen et al., 1989).

گرانودیوریت‌ها و انکلاوهای ده‌بالادارای محتوای متفاوت در بعضی عناصر اصلی و محتوای تقریباً یکسان در ترکیبات عناصر فرعی هستند. الگوهای بهنجار شده با گوشته اولیه

در نمودار Ti/Zr در برابر Rb/Sr (Karsli et al., 2007)، نشان می‌دهد که فرایند اختلاط ماگمایی در تکوین این توده موثر بوده است (شکل ۱۰).

روند خطی نمونه‌ها در نمودارهای  $Fe_2O_3$  در برابر MgO (Zhou, 1994)،  $Na_2O/CaO$  در برابر  $Al_2O_3/CaO$  (Langmuir et al., 1978) و نمودار Ti/Zr در برابر Rb/Sr (Karsli et al., 2007) و همچنین روند منحنی آن‌ها



شکل ۱۰. (A) نمودارهای تغییرات  $Fe_2O_3$  در برابر MgO (Zhou, 1994) (B) نمودار  $Na_2O/CaO$  در برابر  $Al_2O_3/CaO$  (Langmuir et al., 1978) (C و D) نمودار Ti/Zr در برابر Rb/Sr و Sr/Zr (Karsli et al., 2007) بیانگر اختلاط ماگمایی در سرشت توده مورد نظر است

## نتیجه‌گیری

شده با حرکت به سمت بالا و استقرار در زیر پوسته زیرین موجب انتقال حرارت به زیر پوسته و تولید مذاب فلسیک از ذوب بخشی پوسته می‌شود. همجواری ماگمای مافیک با ماگمای پوسته‌ای در این مرحله می‌تواند باعث اختلاط این دو ماگما شود (Hildreth and Grove, 1982; Moorbath, 1988). با توجه به نزدیک بودن ترکیب گرانودیوریت‌های ده بالا به ترکیب پوسته، می‌توان نتیجه گرفت که این سنگ‌ها از ذوب بخشی پوسته زیرین همراه با اختلاط جزئی/آمیختگی با ماگمای مافیک گوشته‌ای نشأت گرفته‌اند. بنابراین ماگمای داغ‌تر سازنده انکلاوهای

گرانودیوریت‌های ده بالا میزبان انکلاوهای میکروگرانولار متعدد هستند. این مجموعه در ترکیب کالک‌آلکالین و مت‌آلومین هستند. آنومالی منفی Nb و Ti نشانگر مشارکت سنگ‌های پوسته قاره‌ای در فرایندهای ماگمایی بوده و شاخص مناطق حاشیه فعال قاره‌ای می‌باشد (Wilson, 1989). با توجه به شکل‌گیری سنگ‌های منطقه در زون فرورانش به نظر می‌رسد در پی فرو رفتن لیتوسفر اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره‌ای، سیالات حاصل از ورق فرورونده باعث ذوب بخشی گوشته در زون انتقالی اسپینل - گارنت شده باشد. ماگماهای مافیک تولید



Oregon. Contributions to Mineralogy and Petrology, 98, 224-256.

- Barbarin, B., 1990. Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California. Journal of Geophysical Research, 95, 17747-17756.

- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos, 46, 605-626.

- Barbarin, B., 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. Lithos, 80, 155-177.

- Barbarin, B. and Didier, J., 1991. Review of the main hypothesis proposed for the genesis and evolution of mafic microgranular enclaves. In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), Enclaves and Granite Petrology: Developments in Petrology, 13, Elsevier, Amsterdam, 367-373.

- Baxter, S. and Feely, M., 2002. Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland. Mineralogy and Petrology, 76 (1-2), 63-74.

- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a palaeogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 18, 210-265.

- Blundy, J.D. and Sparks, R.S.J., 1992. Petrogenesis of mafic inclusions in granitoids of the Adamello Massif, Italy. Journal of Petrology, 33, 1039-1104.

- Bonin B., 2007. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects. Lithos, 97, 1-29.

- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies, In: Rare Earth element geochemistry (Ed. Henderson, P.),

میکروگرانولار مافیک با ترکیب متمایل به گوشته به صورت گلبول‌های مجزای مافیک در ماگمای گرانودیوریتی سردتر پراکنده شده‌اند و به عبارتی به عنوان گلبول‌های مافیکی که قبل از جامد شدن مذاب گرانودیوریتی به درون آن‌ها تزریق شده‌اند تفسیر می‌شوند (Kumar et al., 2005).

## قدردانی

از زحمات مهندس مصطفایی برای انجام آنالیزهای ژئوشیمیایی این پژوهش در آزمایشگاه ALS-Chemex کشور ایرلند صمیمانه سپاسگزاری می‌شود.

## منابع

- آقانیاتی، س. ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۲۰.

- اقلیمی، ب.، ۱۳۷۸. تهیه نقشه زمین‌شناسی دانسفهان (خیرج) ورق ۱/۱۰۰۰۰۰. شماره ۵۹۶۱، سازمان زمین‌شناسی ایران، تهران.

- صفرزاده، ا.، ۱۳۸۶. پتروگرافی و پترولوژی توده نفوذی حاجی‌آباد. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۳۲.

- طباطبائی، ا. ا.، ۱۳۶۹. پتروگرافی و پترولوژی توده‌های نفوذی جنوب بویین‌زهر. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی، ۱۷۵.

- نوگل سادات، ا. ا. و هوشمندزاده، ا.، ۱۳۶۳. تهیه نقش زمین‌شناسی ساوه ورق ۱/۲۵۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی ایران، تهران.

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. Geological Magazine, 148, 692-725.

- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. Tectonophysics, 229, 211-238.

- Bacon, C.R. and Druitt, T.H., 1988. Compositional evolution of the zoned calc-alkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake,

- Elsevier, Amsterdam, 63-114.
- Broska, L., Williams, C.T., Uher, P., Konesny, P. and Leichmann, J., 2004. The geochemistry of phosphorus in different granite suites of the western Carpathians, Slovakia: the role of apatite and p-bearing feldspar. *Chemical Geology*, 205, 1-15.
  - Bussy, F. and Ayrton, S., 1990. Quartz textures in dioritic rocks of hybrid origin. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 70, 223-235.
  - Caillat, C., Dehlavi, P. and Martel Jatin, B., 1978. Geologie de la region de Saveh (Iran), contribution a letude du volcanisme et plutonisme tertiaire de la zone del Iran central. Phd thesis, De specialist, University of Grenoble, France.
  - Castro, A., 2013. The off-crust origin of granite batholiths. *Geoscience Frontiers*, 5, 63-75.
  - Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
  - Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1992. I-type and S-type granites in the Lachlan fold belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth sciences*, 83, 1-26.
  - Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2011. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48, 489-500.
  - Chappell, B.W., White, A.J.R. and Wyborn, D., 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *Journal of Petrology*, 28, 1111-1138.
  - Chen, Y.D., Price, R.C. and White, A.J.R., 1989. Inclusions in S-Type granites from Southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 30, 1181-1218.
  - Chen, B., Chen, Z.C. and Jahn, B.M., 2009. Origin of mafic enclaves from the Taihang Mesozoic orogen, north China craton. *Lithos*, 110, 343-358.
  - Clarke, B.D., 1992. *Granitoid Rocks*. Chapman and Hall Publisher, London, 283.
  - Clemens, J.D., Darbyshire, D.P.F. and Flinders, J., 2009. Sources of post-orogenic calcalkaline magmas: The Arrochar and Garabal Hill-GlenFyne complexes, Scotland. *Lithos*, 112, 524-542.
  - Clemens, J.D. and Stevens G., 2012. What controls chemical variation in granitic magmas? *Lithos*, 134(135), 317-329.
  - Clemens, J.D. and Wall, V.J., 1988. Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic Rocks. *Lithos*, 21, 53-66.
  - Collins, W.J., 1996. Lachlan Fold Belt granitoids: products of three-component mixing. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 87, 171-181.
  - Drummond, M.S. and Defant, M. J., 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysics Research*, 95, 21503-21521.
  - Elburg, M.A., 1996. U-Pb ages and morphologies of zircon in microgranitoid enclaves and peraluminous host granites: evidence for magmamingling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 177-189.
  - Farner, M.J., Lee, C.T.A. and Putirka, K.D., 2014. Mafic-felsic magma mixing limited by reactive processes: A case study of biotite-rich rinds on mafic enclaves. *Earth and Planetary Science Letter*, 393, 49-50.
  - Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 20-33.
  - Frost, T.P. and Mahood, G.A., 1987. Field, chemical, and physical constraints on maf-

- ic-felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California. Geological Society of America Bulletin, 99, 272-291.
- Garcia Arias, M., Corretgé, L.G., Carlos Fernandez, C. and Castro, A., 2015. Water-present melting in the middle crust: The case of the Ollo de Sapo gneiss in the Iberian Massif (Spain). Chemical Geology, 419, 176-191.
  - Gamble, J.A., 1979. Some relationships between coexisting granitic and basaltic magmas and the genesis of hybrid rocks in the Tertiary Central Complex of Slieve Gullion, Northeast Ireland. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 5, 297-316.
  - Green, T.H., 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust mantle system. Chemical Geology, 120, 347-359.
  - Griffin, W.L., Pearson, N.J., Belousova, E., Jackson, S.E., van Achterbergh, E., O'Reilly, S.Y. and Shee, S.R., 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 64 (1), 133-147.
  - Griffin, W.L., Wang, X., Jackson, S.E., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y., Xu, X.S. and Zhou, X.M., 2002. Zircon chemistry and magma-mixing, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. Lithos, 61, 237-269.
  - Grogan, S.E. and Reavy, R.J., 2002. Disequilibrium textures in the Leinster Granite Complex, SE Ireland: evidence for acid-acid magma mixing. Mineralogical Magazine, 66 (6), 929-939.
  - Grove, D.C. and Sando, T.W., 1982. Origin of calc-alkaline series lavas at Medicine Lake Volcano by fractionation, assimilation and mixing. Contributions to Mineralogy and Petrology, 80, 160-182.
  - Hibbard, M.J., 1991. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), Enclaves and Granite Petrology, Elsevier, Amsterdam, 431-444.
  - Hildreth, W. and Moorbath, S., 1988. Crustal contribution to arc magmatism in the Andes of central Chile. Contributions to Mineralogy and Petrology, 98, 455-489.
  - Hofmann, A.W. and White, M., 1983. Ba, Rb and Cs in the earth's mantle. Naturforsch, 38, 258-266.
  - Hou, M.L., Jiang, Y.H., Jiang, S.Y., Ling, H.F. and Zhao, K.D., 2007. Contrasting origins of late Mesozoic adakitic granitoids from the northwestern Jiaodong Peninsula, east China: implications for crustal thickening to delamination. Geological Magazine, 144, 619-631.
  - Jiang, Y.H., Jiang, S.Y., Ling, H.F. and Dai, B.Z., 2006. Low-degree melting of a metasomatized lithospheric mantle for the origin of Cenozoic Yulong monzogranite-porphyry, east Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic constraints. Earth and Planetary Science Letters, 241, 617-633.
  - Jiang, Y.H., Jiang, S.Y., Dai, B.Z., Liao, S.Y., Zhao, K.D. and Ling, H.F., 2009. Middle to Late Jurassic felsic and mafic magmatism in southern Hunan Province, Southeast China: implications for a continental arc to rifting. Lithos, 107, 185-204.
  - Jiang, Y.H., Jin, G.D., Liao, S.Y., Zhou, Q. and Zhao, P., 2012. Petrogenesis and tectonic implications of ultrapotassic microgranitoid enclaves in Late Triassic arc granitoids, Qinling orogen, central China. International Geology Review, 54, 208-226.
  - Jiang, Y.H., Jia, R.Y., Liu, Z., Liao, S.Y., Zhao, P. and Zhou, Q., 2013. Origin of

- Middle Triassic high-K calc-alkaline granitoids and their potassic microgranular enclaves from the western Kunlun orogen, northwest China: a record of the closure of Paleo-Tethys. *Lithos*, 156(159), 13-30.
- Johnston, A.D. and Wyllie P.J., 1988. Interaction of granitic and basic magmas: experimental observations on contamination processes at 10 Kbar with H<sub>2</sub>O. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 352-362.
  - Karsli, O., Chen, B., Aydin, F. and Şen, C., 2007. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sariçiçek Plutons, Eastern Turkey: Implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a post-collision extensional setting. *Lithos*, 98, 7-96.
  - Kemp, A.I., Hawkesworth, C.J., Foster, G.L., Paterson, B.A., Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Gray, C.M. and Whitehouse, M.J., 2007. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon. *Science*, 315, 980-983.
  - Kocak, K., Zedef, V. and Kansun, G., 2011. Magma mixing/mingling in the Eocene Horoz (Nigde) granitoids, Central southern Turkey: evidence from mafic microgranular enclaves. *Mineralogy and Petrology*, 103(1-4), 149-176.
  - Kouchi, A. and Sunagawa, I., 1985. A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89, 17-23.
  - Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277-279.
  - Kumar, S., 2010. Mafic to hybrid microgranular enclaves in the Ladakh batholith, northwestern Himalaya: implications on calc-alkaline magma chamber processes. *Journal of Geological Society of India*, 6, 5-25.
  - Kumar, S. and Pieru, T., 2010. Petrography and major element geochemistry of microgranular enclaves and Neoproterozoic granitoids of South Khasi, Meghalaya: evidence of magma mixing and alkali diffusion. *Journal of Geological Society India*, 76, 345-360.
  - Kumar, S., Pieru, T., Rino, V. and Lyngdoh, B.C., 2005. Microgranular enclaves in Neoproterozoic granitoids of South Khasi Hills, Meghalaya plateau, Northeast India: Field evidence of interacting coeval mafic and felsic magmas. *Journal of Geology Society of India*, 65, 629-633.
  - Kumar, S., Rino, V. and Pal, A.B., 2004. Field evidence of magma mixing from microgranular enclaves hosted in Palaeoproterozoic Malankhand granitoids, central India. *Gondwana Research*, 7, 539-548.
  - Langmuir, C.H., Vocke, R.D., Hanson, G.N. and Hart, S.R., 1978. A general mixing equation with applications to icelandic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 37, 380-392.
  - Leshner C.E., 1990. Decoupling of Chemical and Isotopic Exchange during Magma Mixing. *Nature* 344, 235-237.
  - Li, X. H., Li, Z.X., Li, W.X., Liu, Y., Yuan, C., Wei, G.J. and Qi, C.S., 2007. U-Pb zircon, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic constraints on age and origin of Jurassic I and A-type granites from central Guangdong, SE China: a major igneous event in response to foundering of a subducted flat-slab?. *Lithos*, 96, 186-204.
  - Liu, Z., Jiang, Y.H., Jia, R.Y., Zhao, P. and Zhou, Q., 2013. Origin of Middle Cambrian and Late Silurian potassic granitoids from the western Kunlun orogen, northwest China: a magmatic response to the Proto-Tethys evolution. *Mineralogy and Petrology*, 108, 91-110.
  - Liu, L., Qiu, J. and Li, Z., 2013. Origin of

- mafic microgranular enclaves (MMEs) and their host quartz monzonites from the Muchen pluton in Zhejiang Province, Southeast China: Implications for magma mixing and crust-mantle interaction. *Lithos*, 160 (161), 145-163.
- Loiselle, M.C. and Wones, D.R., 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites, In: Annual Meetings of the Geological Society of America and Associated Societies, San Diego, California, 468.
  - Maniar, P.D. and Piccoli, P. M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geology Society of American Bulletin*, 101, 635-643.
  - Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F. and Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79, 1-24.
  - Morata, D., Oliva, C., Cruz, R.D.I. and Suarez, M., 2005. The Bandurrias gabbro: Late Oligocene alkaline magmatism in the Patagonian Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 18, 147-162.
  - Patiño Douce, A. E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernández, C. and Vigneresse, J.L., (Eds.), *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*. Geological Society of London, Special Publications, 168, 55-75.
  - Patiño Douce, A.E. and Johnston, A.D., 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107, 202-218.
  - Perugini, D., Poli, G., Christofides, G. and Eleftheriadis, G., 2003. Magma mixing in the Sithonia plutonic complex, Greece: evidence from mafic microgranular enclaves. *Mineralogy and Petrology*, 78, 173-200.
  - Rapp, R.P. and Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36, 891-931.
  - Roberts, M.P. and Clemens, J.D., 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type Granitoids. *Geology*, 21, 825-828.
  - Rudnick, R.L. and Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33, 267-309.
  - Sawka, W.N., 1988. REE and trace element variations in accessory minerals and hornblende from the strongly zoned McMurry Meadows pluton, California. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 79, 157-168.
  - Shellnutt, J.G., Jahn, B.M. and Dostal, J., 2010. Elemental and Sr/Nd isotope geochemistry of microgranular enclaves from peralkaline A-type granitic plutons of the Emeishan large igneous province, SW China. *Lithos*, 119 (1-2), 34-46.
  - Silva, M.M.V.G., Neiva, A.M.R. and Whitehouse, M.J., 2000. Geochemistry of enclaves and host granites from the Nelas area, Central Portugal. *Lithos*, 50, 153-170.
  - Sisson, T.W., Ratajeski, K., Hankins, W.B. and Glazner, A.F., 2005. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148, 635-661.
  - Sun, S.S. and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42, 313-345.
  - Ventura, G., Del Gaudio, P. and Iezzi,

- G., 2006. Enclaves provide new insights on the dynamics of magma mingling: a case study from Salina Island (Southern Tyrrhenian Sea, Italy). *Earth and Planetary Science Letters*, 243 (1-2), 128-140.
- Vernon, R.H., 1983. Restites, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *Journal and Proceedings of the Royal Society of New South Wales (London)*, 116, 77-103.
  - Vernon, R.H., 1984. Microgranitoid enclaves in granites: globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, 309 (5967), 438-439.
  - Vernon, R.H., 1990. Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural Evidence. *Journal of Geophysical Research*, 95, 17849-17859.
  - Vogel, T.A., Younker, L.W., Wilband, J.T. and Kampueller, E., 1984. Magma mixing: the Marsco suite, Isle of Skye, Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 87, 231-241.
  - Wang, H.Z., Chen, P.R., Sun, L.Q., Ling, H.F., Zhao, Y.D. and Lan, H. F., 2015. Magma mixing and crust-mantle interaction in Southeast China during the Early Cretaceous: Evidence from the Furongshan granite porphyry and mafic microgranular enclaves. *Journal of Asian Earth Sciences*, 111, 72-78.
  - Wang, D., Zheng, J.P., Ma, Q., Griffin, W.L., Zhao, H. and Wong, J., 2013. Early Paleozoic crustal anatexis in the intraplate Wuyi-Yunkai orogen, South China. *Lithos*, 175-176, 124-145.
  - Watson, E.B., 1981. Diffusion in magmas at depth in the earth: the effects of pressure and dissolved  $\text{H}_2\text{O}$ . *Earth Planetary Science Letter*, 52, 291-301.
  - White, A.J.R., Chappell, B.W. and Wyborn, D., 1999. Application of the restite model to the Deddick Granodiorite and its enclaves - a reinterpretation of the observations and data of Maas, R., Nicholls, I.A. and Legg, C., 1997. *Journal of Petrology*, 40, 413-421.
  - Wiebe, R.A., 1973. Relation between co-existing basaltic and granitic magmas in a composite dike. *American Journal of Science*, 273, 130-151.
  - Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis*, Chapman and Hall, London, 466.
  - Wilson, M., 2007. *Igneous Petrogenesis, A Global Tectonic Approach*, Springer, 1-480.
  - Wolf, M. B. and Wyllie, P.J., 1991. Dehydration-melting of solid amphibolite at 10 kbar: Textural development, liquid interconnectivity and applications to the segregation of magmas. *Mineralogy and Petrology*, 44, 151-179.
  - Wyllie, P.J., Cox, K.G. and Biggar, G.M., 1962. The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. *Journal of Petrology*, 3, 238-243.
  - Xiong, F.H., Ma, C.Q., Zhang, J.Y. and Liu, B., 2011. The origin of mafic microgranular enclaves and their host granodiorites from East Kunlun, Northern Qinghai-Tibet Plateau: implications for magma mixing during subduction of Pale-Tethyan Lithosphere. *Mineralogy and Petrology*, 104, 211-224.
  - Zhao, K.D., Jiang, S.Y., Yang, S.Y., Dai, B. Z. and Lu, J.J., 2012. Mineral chemistry, trace elements and Sr/Nd/Hf isotope geochemistry and petrogenesis of Cailing and Furong granites and mafic enclaves from the Qitianling batholith in the Shi-Hang zone, South China. *Gondwana Research*, 22, 310-324.
  - Zhou, X.R., 1994. Hybridization in the genesis of granitoids. *Earth Science Frontiers*, 1 (1-2), 87-97. (in Chinese with English abstract).