

## **Petrology and Petrogenesis of Igneous Bodies of Divan-Daghy, Ghareh-Gose North of Marand (East Azarbaijan)**

**S. Aamini<sup>1</sup>, A. Ravankhah<sup>1</sup>, M. Moayyed<sup>2</sup>**

*1- Tehran, Tarbiat Moallem University, Faculty of sciences, Department of Geology.*

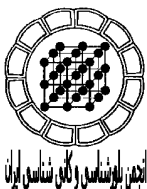
*2- Tabriz, University of Tabriz, Department of Geology.*

*E-mail: Sadramini@tmu.ac.ir*

(Received: 20/5/2007, in revised form: 10/4/2008)

**Abstract:** Acidic and basic volcanic and intrusive rocks of Harzandat-Divan Daghy as individual masses, are located in North and Northwest of Marand (Harzandat) and South of Jolfa (Ghareh Gose-Divan Daghy) trending NW-SE. These rocks are located under Permian progressive deposits, which are covered by an igneous sole unconformity. Lithological composition of the acidic volcanic rocks ranges from dacite, rhyodacite to rhyolite, and basic volcanic rocks range from basalt to basaltic-andesite, where as plutonic rocks are of quartz-syenite. Major minerals of the acidic volcanic rocks and acidic intrusive bodies are quartz, plagioclase and K-feldspar and of the basic volcanic rocks are plagioclase, pyroxene and olivine. Minor minerals of these rocks are biotite, amphibole, sodic pyroxene, apatite, titanite and zircon. Emplacement of intrusions was in shallow depths as dyke, sill and small stocks and are of A-type. Studies show that acidic volcanic rocks are cognate to intrusive bodies and these rocks are A<sub>1</sub> type. Basic volcanic rocks plot in two field on the discriminant diagrams for basalts: oceanic basalts and within plate basalts, therefore two possibilities may reinforced: 1) either these basalts are the remnants of early Paleo-Tethys oceanic-crust or 2) these basalts were erupted in post collision and within plate environments prior to acidic eruptions and intruding of acidic masses. With respect to shoshonitic characteristics of these basalts which have been determined on the basis of immobile elements, and considering absence of shoshonitic rocks in oceanic environments the latter idea seems to be more acceptable.

**Keywords:** *Petrology, Divan Daghy -Ghareh Gose, Basalt, Shoshonite, Marand, A-type*



## سنگ‌شناسی و سنگ‌زایی توده‌های آذرین دیوان داغی - قره گوز شمال مرند (آذربایجان شرقی)

صدرالدین امینی<sup>1</sup>، علیرضا روانخواه<sup>1</sup>، محسن مؤید<sup>2</sup>

1- گروه زمین شناسی دانشگاه تربیت معلم تهران

2- گروه زمین شناسی دانشگاه تبریز

پست الکترونیکی: Sadramini@tmu.ac.ir

(دریافت مقاله: 1386/2/30، نسخه نهایی: 1387/1/22)

**چکیده:** سنگهای آتشفشانی اسیدی، بازی، و توده‌های نفوذی هرزندات - دیوان داغی به صورت لکه‌های پراکنده در شمال و شمالغرب مرند (هرزندات) و جنوب جلفا (کوههای قره گوز و دیوان داغی) با راستای تقریبی NW-SE رخنمون یافته‌اند. مجموعه‌های یاد شده زیر نهشته‌های پیشرونده پرمین و با دگرشیبی آذرین پی پوشیده می‌شوند. ترکیب سنگ‌شناسی سنگهای آتشفشانی اسیدی در حد داسیت تا ریوداسیت و ریولیت، ترکیب سنگ‌شناسی سنگهای آتشفشانی بازی در حد بازالت تا آندزیت بازالتی، و ترکیب سنگ‌شناسی توده نفوذی در حد کوارتزسینیت است. کانیهای اصلی سنگهای آتشفشانی اسیدی و توده‌های نفوذی اسیدی شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، و کانیهای اصلی سنگهای آتشفشانی بازی، شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، و در برخی نمونه‌ها اولیوین است. کانیهای فرعی و عارضه‌ای از بیوتیت، آمفیبول، پیروکسنهای سدیک، آپاتیت، اسفن، و زیرکن تشکیل شده‌اند. جایگیری توده‌های نفوذی به صورت دایک، سیل و استوکهای کوچک و کم عمق و به انواع A-type تعلق دارند. بررسیهای دقیقتر نشان می‌دهد که سنگهای آتشفشانی اسیدی همخون با توده‌های نفوذی بوده و هر دو به انواع A<sub>1</sub> تعلق دارند. سنگهای آتشفشانی بازی در نمودارهای تفکیک کننده محیط زمین ساختی بازالتها در دو گستره بازالتهای اقیانوسی و بازالتهای درون قاره‌ای قرار می‌گیرند دو احتمال را تقویت می‌کند: یا (1) از باقیمانده‌های پوسته اقیانوسی پالتوتیس اولاند و یا (2) پیش از فورانهای اسید و نفوذ توده‌های اسیدی در محیطهای پسابر خورد و درون صفحه‌ای فوران کرده‌اند. با توجه به سرشت شوشونیتی این بازالتها که بر پایه عناصر نامتحرک تعیین شده و عدم مشاهده شوشونیتها در محیطهای اقیانوسی، احتمال دوم مقبولتر است.

**واژه‌های کلیدی:** سنگ‌شناسی، دیوان داغی - قره گوز، بازالت، شوشونیت، مرند، A-type.

**مقدمه**  
در این بخش رخنمون سنگهای دگرگون به سن پرکامبرین و نیز نهشته‌های پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک تا کواترنری گزارش شده است. مهمترین رخداد ته نشست در این گستره به ضخامت زیادی از نهشته‌های پرمو - تریاس جلفا مربوط است که در اغلب نقاط با دگر شیبی آذرین پی، رخنمون سنگهای آتشفشانی، و نفوذی به سن احتمالی دونین- کربونیفر را می‌پوشانند. علاوه بر آن حجم وسیعی از

گستره مورد مطالعه بین طولهای جغرافیائی شرقی 30°45 تا 45°45 و عرضهای جغرافیائی شمالی 38°40 تا 38°50 قرار گرفته است. رخنمون سنگهای آتشفشانی و نفوذی مورد بررسی در دامنه‌های جنوبی و شمالی ارتفاعات قره گوز و دیوان داغی، و در حد فاصل شهرستانهای مرند تا جلفا و در شمالغرب ایران به چشم می‌خورد (شکل 1).

آذرین پی، پوشیده می‌شوند. لذا سن نسبی این رخداد ماگمائی به فاز هرسی نین (مرز دونین - کربونيفر) نسبت داده می‌شود. شواهد چینه‌شناسی دیگر از جمله قرار گرفتن نهشته‌های پیشرونده پرمین با دگرشیبی آذرین پی روی سنگهای آتشفشانی اسیدی (در روستای پیراسحاق) و نیز پیشروی ته نشستهای پرمین بر روی سنگهای آتشفشانی بازیک (در روستای قره بلاغ، غرب هرزند داغی) نشان می‌دهد که جایگیری این توده‌ها پیش از پرمین و پس از دونین و به احتمال زیاد در طی فاز کوهزایی هرسی نین صورت گرفته است.

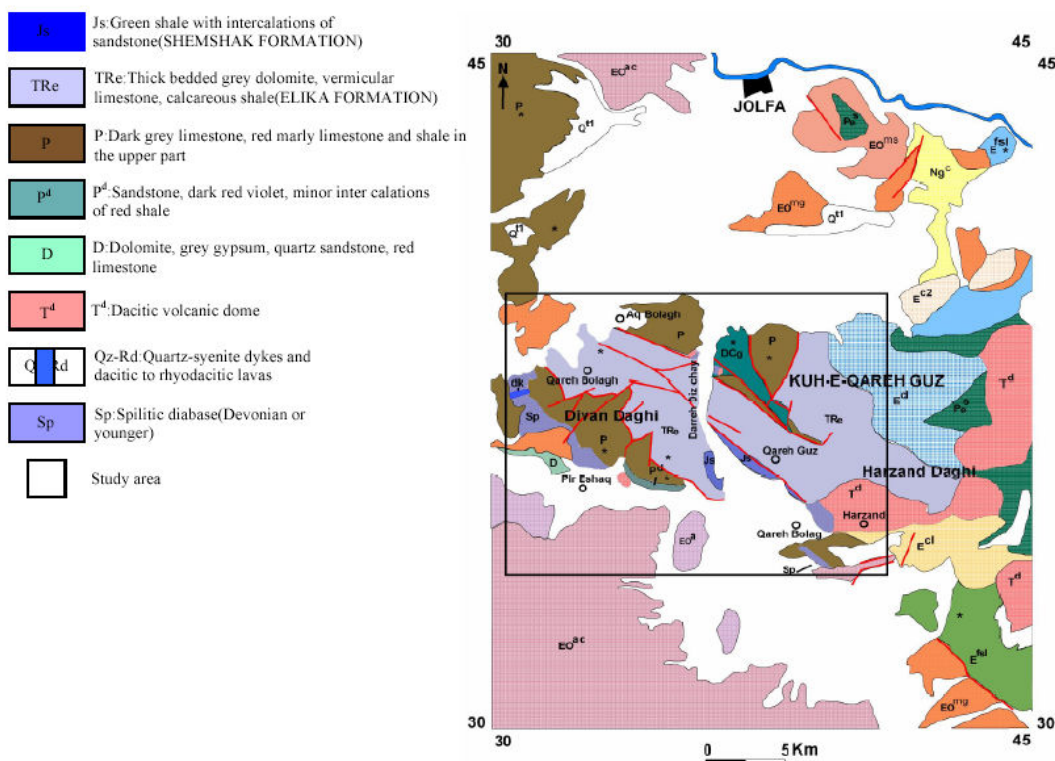
عمده‌ترین واحدهای زمین‌ساختی عمل‌کننده در منطقه، گسل دره دیز و گسل‌های شمالی و جنوبی ارتفاعات قره گوز و دیوان داغی است. گسل دره دیز که مهم‌ترین گسل موجود در منطقه است، ارتفاعات دیوان داغی و قره گوز را از همدیگر جدا می‌کند. عملکرد گسل‌های وارون و فشاری در دامنه‌های شمالی و جنوبی ارتفاعات دیوان داغی و قره گوز، باعث بالازدگی ارتفاعات قره گوز و دیوان داغی شده، و دو دشت فشاری پلنگ گور (دشت جنوبی) و دشت جلفا- هادیشهر (دشت شمالی) را ایجاد کرده است.

رخمونهای سطحی منطقه به سنگهای آتشفشانی و ولکانوکلاستیک پلیو - کواترنر محدود می‌شود که در جنوب گستره مورد مطالعه از گسترش وسیعی برخوردارند. توده‌های نفوذی کم عمق مربوط به رخمونهای یاد شده، نهشته‌های تخریبی و تبخیری سرخ فوقانی را قطع می‌کنند. از ویژگیهای چشمگیر این منطقه، نا رخمونی سنگهای ته‌نشستی مربوط به پالئوزوئیک زیرین (باروت، زاگون، لالون و میلا) است که در سرزمینهای گندوانایی از ته‌نشستهای شاخص محسوب می‌شوند [1].

### زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در منطقه بندیه‌های ساختاری ایران در پهنه‌های مختلف ایران مرکزی [2]، البرز غربی - آذربایجان [3] و منطقه سلطانیه - میشو [4] قرار دارد. سنگهای آتشفشانی اسید و بازیک و توده‌های نفوذی به صورت لکه‌های پراکنده، از مرند تا جلفا و در یک راستای تقریبی NW- SE رخمون یافته‌اند.

در منطقه مورد مطالعه، توده‌های نفوذی با نهشته‌های کربناتی و شیلی دونین در دره دیز جلفا همبری مستقیم داشته و خود به وسیله نهشته‌های پیشرونده پرمین با دگر شیبی



شکل 1 نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (بر گرفته از نقشه 1:250000 تبریز- پلدشت) که گستره مورد مطالعه با مربع مشخص شده است.

روش کار

پژوهشی تعداد 10 نمونه از سنگهای آتشفشانی اسیدی، 9 نمونه از سنگهای آتشفشانی بازی و 3 نمونه از توده نفوذی، در آزمایشگاه پرتو ایکس دانشکده علوم دانشگاه تربیت معلم تهران (با دستگاه XRF فیلیپس مدل PW2404) که در جدول 1 ارائه گردیده مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته‌اند.

این کار پژوهشی در دو مرحله صحرایی و آزمایشگاهی صورت پذیرفته است. در کارهای صحرایی ویژگیهای سنگ‌شناسی و تغییرات لیتولوژیکی توده‌های مورد مطالعه بررسی شدند، و بر پایه تغییرات مشاهده شده، تعداد 150 نمونه برای بررسیهای سنگ‌شناختی برداشت شدند. از نمونه‌های برداشت شده 80 مقطع نازک تهیه و مورد بررسی قرار گرفتند. در این کار

جدول 1 نتایج تجزیه شیمیایی سنگهای مورد مطالعه (اکسیدها، درصد وزنی، و سایر عناصر PPM).

Application		Rhyolite				
Sample name		BR-3	ER-15	AR3g2	DR-15	AR3f2
Compound	Unit	Value	Value	Value	Value	Value
SiO <sub>2</sub>	%	7340	6998	7261	7120	7240
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	1236	1370	1343	1637	1382
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	422	367	325	296	213
MgO	%	046	087	026	021	055
CaO	%	031	203	080	069	074
Na <sub>2</sub> O	%	399	377	382	443	398
K <sub>2</sub> O	%	374	441	433	256	478
MnO	%	002	005	000	002	001
TiO <sub>2</sub>	%	036	041	041	046	046
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	013	010	010	011	013
Cs	ppm	11	9	16	2	2
Ga	ppm	18	18	17	20	18
Mo	ppm	3	3	3	3	3
Sn	ppm	84	65	77	75	82
Ni	ppm	12	9	10	16	14
Rb	ppm	108	135	132	75	155
Sr	ppm	64	84	130	156	158
Y	ppm	25	30	25	23	22
Cr	ppm	68	98	103	90	85
Zr	ppm	451	469	452	540	489
Nb	ppm	42	46	44	51	47
Ba	ppm	839	848	818	864	858
La	ppm	78	75	85	90	82
Ce	ppm	62	64	63	65	66
Yb	ppm	6	5	6	11	8
Sc	ppm	1	6	1	1	2
V	ppm	28	32	32	34	37
Pb	ppm	17	15	36	7	45
Cu	ppm	2	2	4	3	1
Co	ppm	7	5	5	3	2
Zn	ppm	41	99	9	90	45
Th	ppm	19	17	17	23	17
Nd	ppm	16	13	16	16	17
Sm	ppm	5	4	5	4	4
Ta	ppm	1	2	0	2	1
Eu	ppm	0	0	0	0	0

## ادامه جدول 1

Application		Rhyolite				
Sample name		BR-12	BR-2	ER-14	ER-13	DR-18
Compound	Unit	Value	Value	Value	Value	Value
SiO <sub>2</sub>	%	74,28	70,95	68,94	68,28	74,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	11,84	14,29	14,45	14,92	12,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	2,96	4,52	4,46	3,96	3,25
MgO	%	0,63	0,31	0,72	0,66	0,67
CaO	%	0,10	0,71	0,53	2,56	0,50
Na <sub>2</sub> O	%	3,70	4,29	4,05	3,98	3,92
K <sub>2</sub> O	%	5,12	4,26	3,91	4,07	3,11
MnO	%	0,01	0,02	0,04	0,09	0,02
TiO <sub>2</sub>	%	0,31	0,44	0,51	0,37	0,36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	0,05	0,13	0,15	0,10	0,11
Cs	ppm	12	14	2	2	20
Ga	ppm	19	18	20	20	19
Mo	ppm	4	3	3	3	3
Sn	ppm	66	70	77	81	97
Ni	ppm	15	21	16	16	11
Rb	ppm	177	124	112	123	89
Sr	ppm	41	65	106	169	87
Y	ppm	51	26	34	26	20
Cr	ppm	108	76	65	106	69
Zr	ppm	927	468	502	489	521
Nb	ppm	96	47	52	45	46
Ba	ppm	855	864	851	874	861
La	ppm	377	115	98	79	93
Ce	ppm	62	66	67	66	64
Yb	ppm	10	16	12	9	7
Sc	ppm	3	0	0	9	0
V	ppm	20	35	39	28	29
Pb	ppm	11	16	14	9	13
Cu	ppm	20	3	28	2	2
Co	ppm	4	6	7	6	4
Zn	ppm	21	31	104	122	87
Th	ppm	14	20	21	19	22
Nd	ppm	23	18	21	17	21
Sm	ppm	30	4	5	1	3
Ta	ppm	2	2	0	1	3
Eu	ppm	0	0	0	1	0

Application		Basalt			
Sample name		BR-16	BR-20	AR-2e	DR-23
Compound	Unit	Value	Value	Value	Value
SiO <sub>2</sub>	%	52,68	51,00	44,53	53,68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	14,01	15,72	13,00	14,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	13,50	16,22	17,88	17,87
CaO	%	9,27	3,10	8,78	2,43
MgO	%	3,23	2,11	9,03	2,44
K <sub>2</sub> O	%	0,49	0,15	0,23	0,07
Na <sub>2</sub> O	%	3,11	6,52	1,85	5,66
MnO	%	0,14	0,03	0,33	0,20
TiO <sub>2</sub>	%	2,27	2,81	2,75	1,84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	0,29	0,23	0,63	0,59
Ba	ppm	444	380	314	210
Ce	ppm	47	30	31	36
Cr	ppm	75	71	43	2
Cs	ppm	1	1	1	1
Eu	ppm	2	1	3	2
Hf	ppm	3	2	2	5
La	ppm	28	29	23	62
Nb	ppm	3	0	5	16
Nd	ppm	39	64	45	154
Ni	ppm	53	87	59	1
Rb	ppm	10	10	10	9
Sc	ppm	34	14	31	11
Sm	ppm	6	10	3	15
Sr	ppm	345	290	338	223
Ta	ppm	1	2	2	1
Tb	ppm	1	1	2	1
Y	ppm	32	33	27	61
Yb	ppm	2	2	2	1
Zr	ppm	220	177	189	504

Application		Basalt				
Sample name		CR-2	BR-18	BR-13	ER-3	CR-3
Compound	Unit	Value	Value	Value	Value	Value
SiO <sub>2</sub>	%	50,76	56,97	62,51	54,48	50,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	12,08	14,13	12,24	15,36	14,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	18,94	13,39	9,50	9,06	15,22
CaO	%	4,54	5,91	2,93	8,75	7,95
MgO	%	5,96	1,65	1,81	1,68	3,99
K <sub>2</sub> O	%	0,10	0,87	0,26	0,51	0,33
Na <sub>2</sub> O	%	0,76	4,02	4,43	6,35	2,91
MnO	%	0,39	0,08	0,91	0,02	0,43
TiO <sub>2</sub>	%	3,23	1,81	2,95	2,46	2,47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	0,67	0,18	1,02	0,32	0,46
Ba	ppm	440	537	303	200	741
Ce	ppm	24	57	23	21	74
Cr	ppm	9	99	43	37	41
Cs	ppm	0	1	1	1	1
Eu	ppm	3	1	7	1	3
Hf	ppm	3	3	7	4	2
La	ppm	21	34	24	14	19
Nb	ppm	2	4	5	2	3
Nd	ppm	73	25	71	31	32
Ni	ppm	4	52	11	38	31
Rb	ppm	10	11	10	12	10
Sc	ppm	19	25	14	28	31
Sm	ppm	5	7	13	5	5
Sr	ppm	372	465	209	421	516
Ta	ppm	1	1	1	1	1
Tb	ppm	0	1	1	1	1
Y	ppm	36	31	57	23	27
Yb	ppm	1	2	1	1	1
Zr	ppm	226	196	332	202	191

## ادامه جدول 1

Application		Syenite		
Sample name		CR-13	CR-12	CR-14
Compound	Unit	Value	Value	Value
SiO <sub>2</sub>	%	62,1	64,76	61,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	16,27	17,79	18,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	5,58	5,97	6,2
MgO	%	0,93	2,13	2,21
CaO	%	2,36	2,12	3,59
Na <sub>2</sub> O	%	4,27	0,98	0,58
K <sub>2</sub> O	%	4,33	5,02	5,97
MnO	%	0,14	0,12	0,11
TiO <sub>2</sub>	%	0,73	0,79	0,88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	0,15	0,14	0,08
Rb	ppm	109	110	136
Sr	ppm	326	355	342
Y	ppm	71	76	77
Zr	ppm	264	282	278
La	ppm	178	188	120
Ce	ppm	230	268	219
Sm	ppm	13	15	13
Hf	ppm	10	12	12
Eu	ppm	2	2	2
V	ppm	48	52	53
Cu	ppm	11	8	6
Co	ppm	6	7	7
Zn	ppm	119	115	105
Ga	ppm	23	22	21
Th	ppm	6	6	6
Ba	ppm	251	356	176
Nb	ppm	90	93	88

گلوپروپرفیریک را بوجود آورده‌اند (شکل 2c). فنوکریستهای فلدسپار پتاسیم در اثر دگرسانی و تبدیل به کائولینیت و دیگر کانیه‌های رسی به صورت مات و ابری دیده می‌شوند. در برخی از نمونه‌ها، فلدسپار پتاسیم با ماکل کارلسباد و بافت پرتیتی نیز مشاهده می‌شود. همچنین از هم‌رشدی کوارتز و فلدسپار پتاسیم بافت گرانوفیری نیز در این سنگها تشکیل شده است (شکل 2d). کانیه‌های فرعی موجود در این سنگها زیرکن، آپاتیت و اولیوین غنی از آهن (فایالیت) تشکیل شده‌اند.

در سنگهای آتشفشانی بازی بافت کلی میکروولیتی تا بین دانه‌ای بوده (شکل 3a) و کانیه‌های اصلی این سنگها شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و در برخی از نمونه‌ها اولیوین است. پلاژیوکلازهای موجود دارای ماکلهای چند ترکیبی و دم

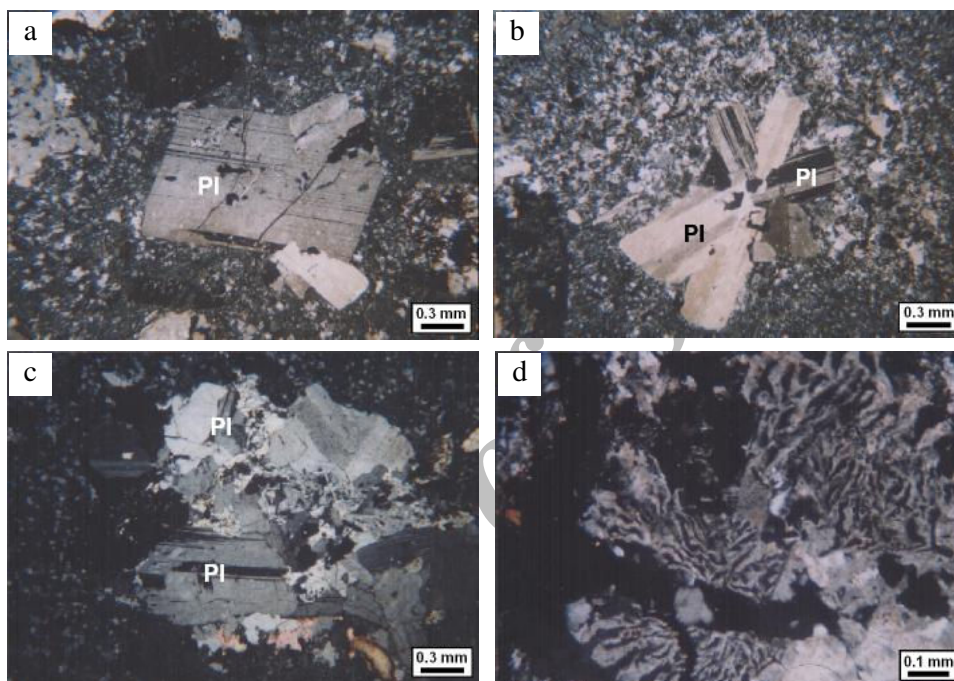
## شرح بررسیها

بررسیهای سنگ‌شناختی سنگهای آتشفشانی اسیدی نشان می‌دهند که بافت غالب در این سنگها پورفیریک بوده (شکل 2a) و کانی شناختی اصلی این سنگها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، و فلدسپار پتاسیم است. پلاژیوکلازهای موجود دارای ماکلهای چند ترکیبی، مشبک، شعاعی، و صلیبی (شکل 2b) بوده و در برخی از نمونه‌ها پرتیت نیز مشاهده می‌شود. تجزیه شدگی در این کانیهها نسبتا شدید است، به طوریکه در اثر عملکرد گستره دگرسانی، این بلورها به کانیه‌های ثانویه‌ای نظیر کلسیت، سریسیت، و کانیه‌های رسی (کائولینیت) تبدیل شده‌اند. در بعضی از نمونه‌ها، پلاژیوکلازها در اثر هضم قطعات کریستالی به وجود آمده و نیز با انباشت نقطه‌ای خود، بافت ثانویه

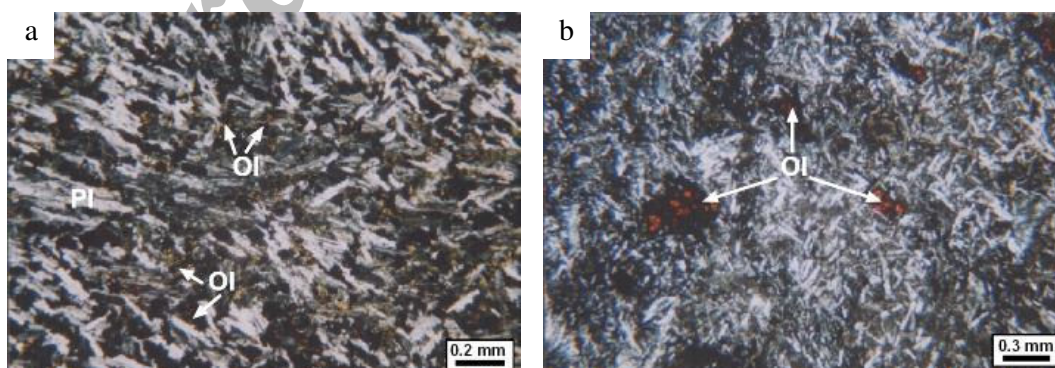


دانه‌های اولیوین‌های ایدنگسیته شده دیده می‌شوند. در اغلب این سنگها، بلورهای سالم اولیوین بندرت پیدا می‌شوند و بیشتر به ایدنگسیت (شکل 3b)، سرپانتین، و کلریت تجزیه شده‌اند. کانیه‌های فرعی موجود در این سنگها بیشتر شامل اسفن و آپاتیت‌اند.

چلچله‌ای بوده و در برخی از نمونه‌ها، رشد اپیدوت و کلسیت روی درشت بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. بلورهای پلاژیوکلاز هم به صورت سالم و هم دگرسان بوده و در بعضی از نمونه‌ها پلاژیوکلازهای اپیدوتیزه مشاهده می‌شود. کلینوپیروکسنها در فضای بین پلاژیوکلازها و نیز در پیرامون



**شکل 2 (a)** بافت پورفیریک در سنگهای آتشفشانی اسیدی منطقه، نور XPL، (b) ماکل شعاعی و صلیبی در پلاژیوکلازهای سنگهای آتشفشانی اسیدی منطقه، نور XPL، (c) بافت گلومروپورفیریک در سنگهای آتشفشانی اسیدی منطقه، نور XPL، (d) بافت گرانوفیر در سنگهای آتشفشانی اسیدی منطقه، نور XPL.



**شکل 3 (a)** بافت میکروپلیتی در سنگهای آتشفشانی بازیک منطقه، نور XPL، (b) اولیوین ایدنگسیته شده در سنگهای آتشفشانی بازیک منطقه، نور XPL.

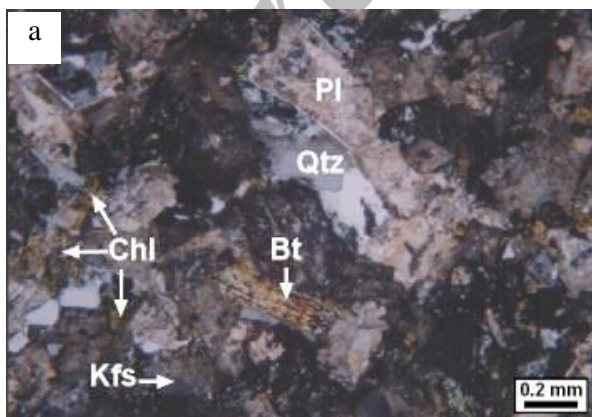


کرد که سنگهای آتشفشانی اسیدی خروجی توده‌های نفوذی، و توده‌های نفوذی اسیدی منطقه از نوع گرانیتوئیدهای گونه A هستند (غنی بودن از  $\text{Na} + \text{K}$  و  $\text{Zr}$  فقیر بودن از  $\text{Al}$  و  $\text{Ca}$ ، نسبت بالای  $\text{Fe/Fe} + \text{Mg}$ ، فراوانی بافتهای پرتیتی، گرانوفیری، و فراوانی زیرکن). در این راستا از نمودارهای جدا کننده انواع مختلف گرانیتوئیدها [5]، بر پایه نسبتهای عناصر اصلی و عناصر کمیاب، استفاده شد که همه آنها گونه A این سنگها را تایید می‌کنند (شکل 5). با استفاده از نمودار مثلثی  $\text{Nb-Y-3Ga}$ ، و نسبتهای  $\text{Rb/Nb}$  بر حسب  $\text{Y/Nb}$  [6] که برای تفکیک دو زیر گروه از گرانیتوئیدهای گونه A طراحی شده‌اند، معلوم شد که سنگهای مورد مطالعه در زیر گروه  $\text{A}_1$  قرار می‌گیرند (شکل 6). چنانکه قبلا اشاره شد، سنگهای آتشفشانی اسیدی و توده نفوذی اسیدی، با گرانیتوئیدهای گونه A شباهت زیادی داشته و در زیر گروه  $\text{A}_1$  قرار می‌گیرند. زیر گروه  $\text{A}_1$  خاستگاه گوشته‌ای داشته و (می‌تواند با درجات زیاد یا کم پوسته قاره‌ای آلوده شده باشد) طی فعالیتهای ماگمایی درون داخل صفحه‌ای، و یا در ارتباط با فعالیتهای بالاآمدگی پس‌برخورد، جایگیری می‌کند. لذا می‌توان برای سنگهای آتشفشانی اسیدی و توده نفوذی همخوان منطقه مورد مطالعه خاستگاه گوشته‌ای در نظر گرفت که با درجات کم تا متوسط از پوسته قاره‌ای آرایش یافته و طی فعالیتهای بالا آمدگی پس‌برخورد جایگیری کرده‌اند.

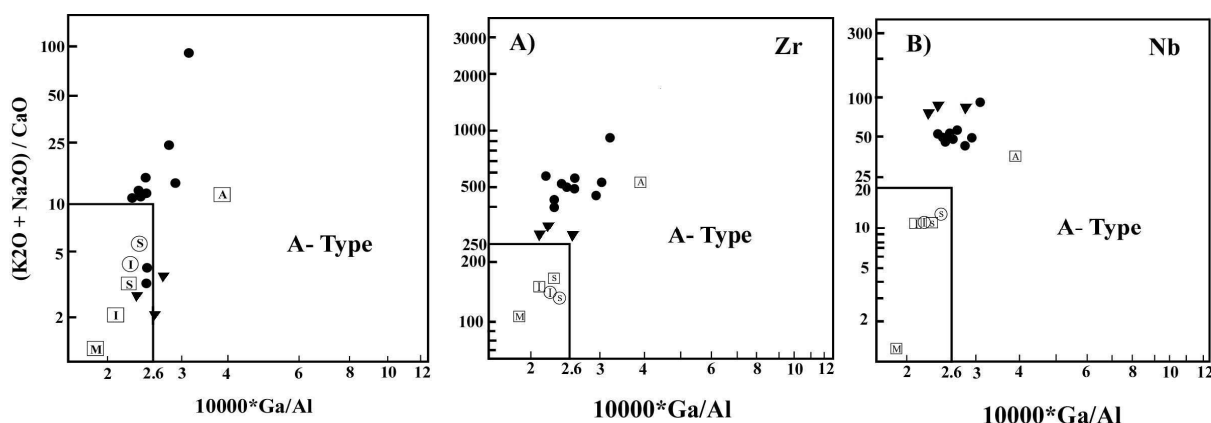
در توده‌های نفوذی نیز بافت غالب، گرانولار (شکل 4a) بوده و کانیهای اصلی موجود شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، و فلدسپار پتاسیم است. در این سنگها، بلورهای بی‌شکل کوارتز به صورت منفرد یا انباشته فضای بین بلورهای دیگر را پر کرده و بافت بین روزنه‌ای را بوجود آورده است. بلورهای سالم پلاژیوکلاز بندرت یافت می‌شوند و بیشتر به سریسیت، کلسیت و کائولینیت تجزیه شده‌اند. فلدسپارهای پتاسیم موجود در این سنگها کائولینیزه شده و در برخی از نمونه‌ها دارای هم‌رشدی گرانوفیری با کوارتزند (بافت گرانوفیر) (شکل 4b). کانیهای فرعی موجود شامل زیرکن، آپاتیت، بیوتیت و آمفیبول است، بطوریکه بیوتیت‌ها کلریتیزه شده و آمفیبولها به کلسیت و کلریت تجزیه شده‌اند.

بر پایه بررسیهای صحرایی و ژئوشیمیایی، مجموعه‌های سنگی ارتفاعات دیوان داغی-قره گوز در 3 گونه سنگی مختلف شامل سنگهای آتشفشانی اسیدی، سنگهای آتشفشانی بازیک و سنگهای نفوذی قابل رده بندی هستند. سنگهای آتشفشانی اسیدی ترکیبی در حد داسیت تا ریوداسیت و ریولیت، سنگهای آتشفشانی بازیک ترکیبی در حد بازالت تا آندزیت بازالتی، و توده نفوذی ترکیبی در حد کوارتز سینیت دارند.

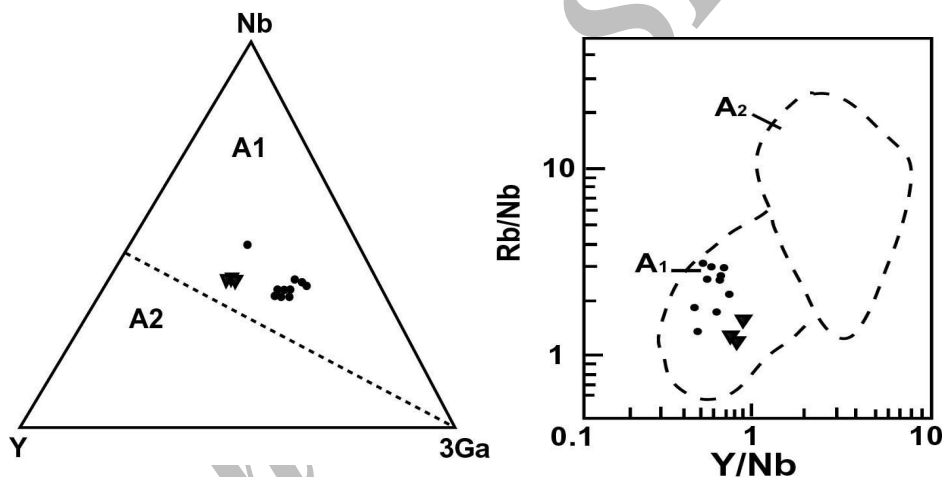
با مقایسه داده‌های حاصل از بررسیهای سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی، سنگهای منطقه با مشخصات سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی گونه‌های مختلف گرانیتوئیدی، می‌توان استنباط



شکل 4 (a) بافت ساب هدرال گرانولار در کوارتز سینیت، نور XPL، (b) بافت گرانوفیر در کوارتز سینیت، نور XPL.



شکل 5 موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه و توده‌های همخون وابسته بر پایه نسبت‌های عناصر اصلی و کمیاب [5]. (علامت دایره نشان دهنده سنگهای آتشفشانی اسیدی و مثلث نشان دهنده توده نفوذی).



شکل 6 تفکیک سنگهای آتشفشانی اسیدی و توده نفوذی منطقه به زیر گروههای A<sub>1</sub> و A<sub>2</sub> و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن [6]. (دایره‌ها نشان دهنده سنگهای آتشفشانی اسیدی و مثلث‌ها نشان دهنده توده نفوذی).

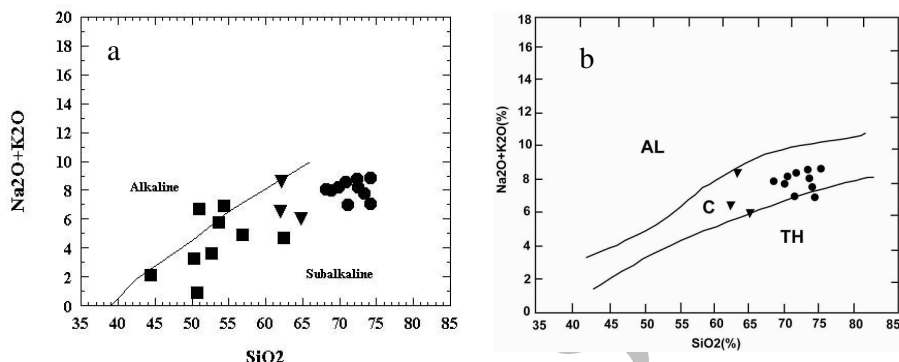
بازی بیشتر از نوع شوشونیتی است که در اثر دگرسانی و تحرک عناصر اصلی ویژگی نیمه قلیایی نشان می‌دهد. برای تعیین دگرگونیهای ماگمایی و عوامل مؤثر در تولید ماگما و نیز تعیین شرایط فیزیکی-شیمیایی مکان خاستگاه از نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به ORG و MORB استفاده شده است.

مقایسه نمودار عنکبوتی گروه عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به ORG (گرانیتوئیدهای پشته‌های اقیانوسی) در سنگهای آتشفشانی اسیدی همخوان با توده نفوذی اسیدی به همراه توده نفوذی، نمودارهای مربوط به سنگهای گرانیتوئیدی از محیطهای مختلف زمین‌ساختی [10]، نشان می‌دهد که سنگهای مورد مطالعه همخوانی خوبی با الگوی گرانیتوئیدهای

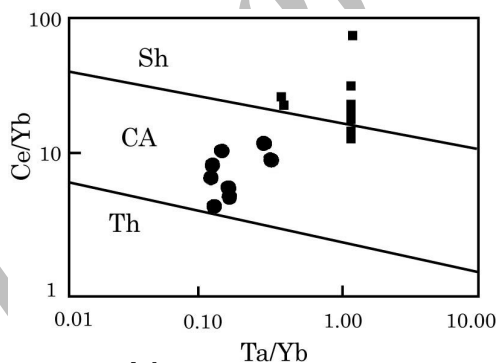
سری ماگمایی سنگهای آتشفشانی و توده نفوذی در نمودار TAS [7]، نیمه قلیایی (شکل 7a) و قلیایی نسبت به سیلیس [8] کالک آکالن تعیین شده است (شکل 7b). با توجه به گسترش پدیده دگرسانی در سنگهای آتشفشانی بازی و تا حدودی در سنگهای آتشفشانی اسیدی و توده نفوذی، برای تعیین سری ماگمایی از عناصر نامتحرکی نظیر Ta, Yb, Ce و Th استفاده شده است. سنگهای آتشفشانی اسیدی در نمودار [9] Ce/Yb-Ta/Yb در گستره آهکی قلیایی قرار می‌گیرند. نمونه‌های وابسته به سنگهای آتشفشانی بازی در این نمودار بیشتر در گستره شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل 8). بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که سری ماگمایی سنگهای آتشفشانی

جدایش زیاد ماگمای حاصل از گوشته بالایی باشد. ناهنجاری مثبت Nb نشانگر خاستگاه احتمالی گوشته‌های توده‌های یاد شده و جدایش از یک ماگمای گوشته‌ای عمیق می‌باشد که این ویژگی با ناهنجاری منفی Y تایید می‌شود.

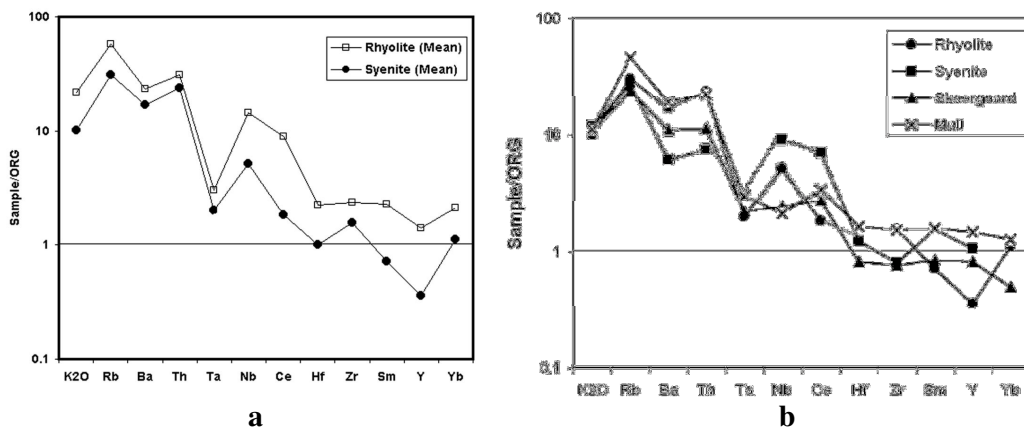
درون صفحه‌ای (WPG) دارند (شکل 9a, b). بالا بودن عناصر LIL در این نمونه‌ها و تهی شدگی از HREE می‌تواند به دلیل نقش پوسته‌ای و یا تشکیل ماگمای مولد سنگهای آتشفشانی اسیدی و توده نفوذی از مذابه‌ای حاصل از پوسته زیرین و در اثر استقرار ماگمای بازی، و یا به دلیل نرخ کم ذوب و درجه



شکل 7 (a) نمودار تفکیکی سری قلیایی از نیمه قلیایی و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن [7] (دایره‌ها نشان دهنده سنگهای اسیدی، مثلث‌ها توده نفوذی و مربع‌ها سنگهای بازی)، (b) نمودار مجموع قلیایی در مقابل سیلیس و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن [8]. (دایره‌ها نشان دهنده سنگهای اسیدی و مثلث‌ها نشان دهنده توده نفوذی).



شکل 8 نمودار  $Ce/Yb$  در مقابل  $Ta/Yb$  و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن [9]. (علامت دایره نشان دهنده سنگهای اسیدی و مربع نشان دهنده سنگهای بازی).



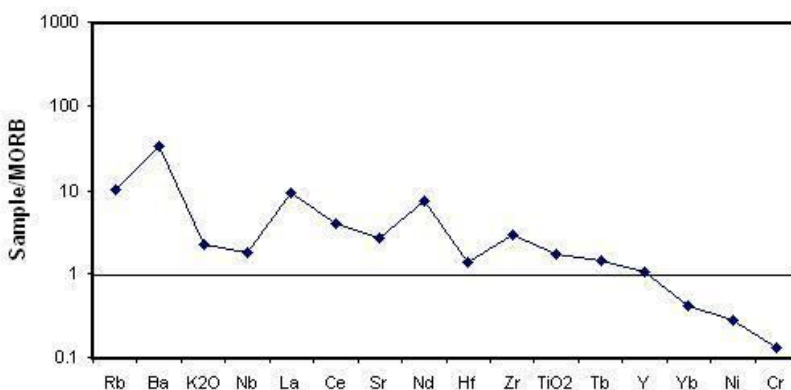
شکل 9 a و b نمودار عنکبوتی میانگین ترکیب عناصر کمیاب سنگهای آتشفشانی اسیدی و توده نفوذی منطقه، بهنجار شده به ORG [10]. Mull و Skaergaard الگوی گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ای را نشان می‌دهند.

احتمال زیاد مجموعه مافییک - اولترامافییک دگرگون در کوههای میشو که به وسیله گسل جنوبی میشو حریم آنها مشخص شده است، بقایای پوسته اقیانوسی پالئوتتیس اولاند که طی فاز هرسی نین و در اثر برخورد ایران با اوراسیا در منطقه زمین چاک (Suture Zone) بدام افتاده‌اند. این برخورد از نوع قاره - قاره بوده و از شواهد آن می‌توان به وجود گرانیته S-type میشو در این منطقه اشاره کرد [1]. با قبول این فرضیه، باید بخش شمالی گسل جنوبی میشو و تبریز را به عنوان حاشیه فعال فرورانش، و پوسته را از نوع اوراسیائی در نظر گرفت. ادامه گسلهای یاد شده به سمت شمالغرب از حالت موازی خارج شده و احتمالاً به با پیوند به یکدیگر و تا مرز ترکیه ادامه می‌یابند. رخنمونهای مشابهی در راستای خط واره یاد شده تا مرز ایران و ترکیه در مناطق هرزندات و کوههای دیوان داغی دیده می‌شود. گرانیته‌های A-type منطقه مورد مطالعه و آتشفشان همخوان که سنگهای آتشفشانی بازیک را قطع کرده و خود با نهشته‌های پرمین پوشیده می‌شوند را می‌توان به عنوان گرانیته‌های پسا برخورد قاره - قاره و حاصل بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس اول در منطقه قلمداد کرد. با توجه به نتایج ژئوشیمیایی، خاستگاه این ماگما را می‌توان از گوشته غنی شده‌ای نظیر گوشته خاستگاه بازالت‌های جزائر اقیانوسی در نظر گرفت که حین صعود دستخوش جدایش زیاد و احتمالاً هضم مواد پوسته‌ای شده است.

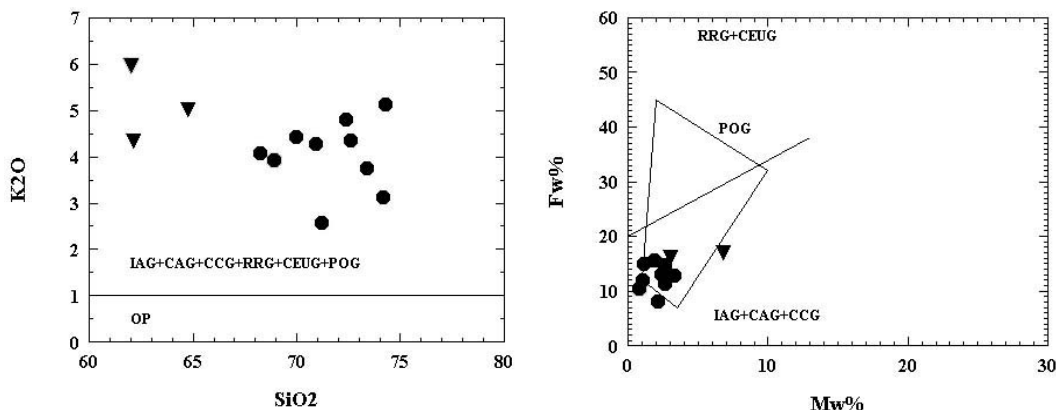
بررسی میانگینی نمودار عنکبوتی ترکیب عناصر کمیاب سنگهای آتشفشانی بازی که به MORB [17] بهنجار شده‌اند، نشان می‌دهد که اولاً غنی شدگی از عناصر LIL و LREE و تهی شدگی از HREE می‌تواند به عمق زیاد تشکیل ماگما و نرخ ذوب کم و فوگاسیته بالای  $CO_2/H_2O$  مربوط باشد. ثانیاً، پایین بودن عناصر دیرگداز گوشته‌ای (Cr و Ni) نشانگر نرخ ذوب کم و درجه جدایش زیاد ماگمای بازالتهی گستره مورد مطالعه نسبت به MORB است (شکل 10).

برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگهای مورد مطالعه، از نمودارهای مختلفی استفاده شده است. با استفاده از نمودارهایی که بر پایه عناصر اصلی محیطهای مختلف زمین ساختی از یکدیگر تفکیک شده‌اند [11]، نمونه‌های مربوط به سنگهای آتشفشانی اسیدی و توده نفوذی اسیدی در گستره POG (پسا کوهزایی) قرار می‌گیرند (شکل 11). همچنین بر پایه نمودار Rb-Nb+Y [12] نمونه‌های مربوط به سنگهای آتشفشانی اسیدی در گستره پسا برخورد، و نمونه‌های مربوط به توده نفوذی اسیدی در گستره‌های WPG و پسابرخورد قرار می‌گیرند (شکل 12). دلیل پراکندگی نمونه‌ها و قرار گرفتن برخی از آنها در گستره‌های دیگر (در نمودارهای مانیار و پیکولی) به تاثیر پذیری اکسیدهای عناصر اصلی از پدیده دگرسانی در این سنگها مربوط می‌شوند.

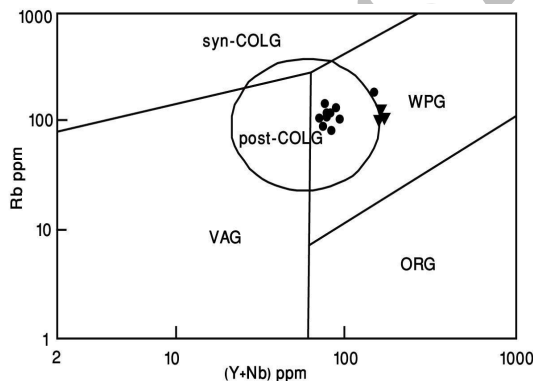
در جنوب شرقی گستره مورد مطالعه، و در کوههای مورو و میشو، توده‌های گرانیته‌ای A-type مجموعه مافییک - اولترامافییک دگرگون کوههای یاد شده را قطع کرده‌اند، و خود به وسیله نهشته‌های پیشرونده پرمین پوشیده می‌شوند. به



شکل 10 نمودار عنکبوتی میانگین ترکیب عناصر کمیاب سنگهای آتشفشانی بازیک، بهنجار شده به MORB [17].



شکل 11 تفکیک محیط زمین‌ساختی سنگهای آتشفشانی اسیدی و توده نفوذی منطقه، با استفاده از نمودارهای مانبار و پیکولی [11] (دایره‌ها نشان دهنده سنگهای اسیدی و مثلث‌ها نشان دهنده توده نفوذی).



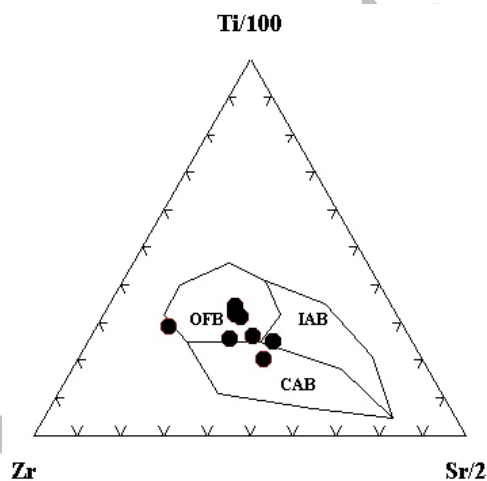
شکل 12 تعیین محیط زمین‌ساختی سنگهای آتشفشانی اسیدی و توده نفوذی منطقه و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن [12] (دایره‌ها نشان دهنده سنگهای اسیدی و مثلث‌ها نشان دهنده توده نفوذی).

قرار می‌گیرد [13]. در کوههای مورو و میشو رخنمون سنگهای مافیک و اولترامافیک دگرگون به احتمال زیاد به بقایای پوسته اقیانوسی پالئوتتیس اول مربوطند که طی رخداد هرسی نین روی پوسته ایران که از گندوانا جدا و به اوراسیا ملحق شده است، رانده شد [1]. با استناد به این مسئله می‌توان سنگهای بازی رخنمون یافته در کوههای دیوان داغی و قره گوز را ادامه بقایای پوسته اقیانوسی فرض کرد در اینصورت گرانیتوئیدهای گونه A منطقه و سنگهای آتشفشانی همخون را می‌توان به توده‌های نفوذی پسابر خورد نسبت داد. لازم به یادآوری است که مشابه این توده‌ها در کوههای مورو و میشو (آلکالی گرانیت و سینیت‌های مورو و میشو) توده‌های مافیک و اولترامافیک دگرگون را قطع می‌کنند و به عنوان توده‌های گونه A مربوط به رویداد برخورد ایران با اوراسیا در نظر گرفته شده‌اند [1].

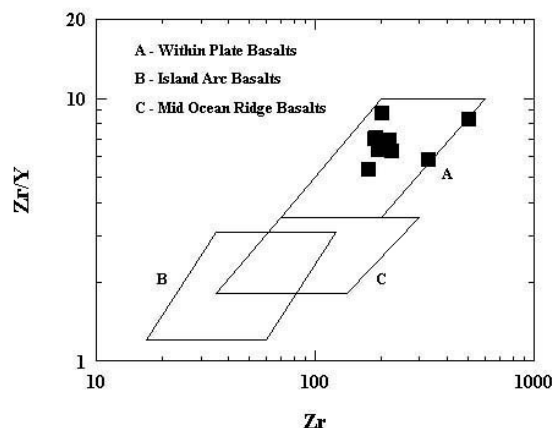
با توجه به همیافتی سنگهای آتشفشانی بازی و سنگهای آتشفشانی اسیدی، و با توجه به اینکه سنگهای آتشفشانی اسیدی هم ارز خروجی توده‌های نفوذی منطقه‌اند، و از طرفی سنگهای آتشفشانی بازی که با توده‌های نفوذی قطع شده‌اند، در نمودارهای جدا کننده سنگهای بازالتی، نمودار Ti-Zr-Sr [15]، در گستره بازالت‌های کف اقیانوسی قرار می‌گیرند (شکل 13)، ولی سرشت تولیتی ندارند می‌توان گفت که مجموعه این فعالیتها در بازه زمانی دونین تا پرمین رخ داده است و می‌توان، از دو مدل سنگ‌زایی به شرح زیر استفاده کرد. 1- منطقه زمین چاک پالئوتتیس اول در آذربایجان و به سن هرسی نین از منطقه صوفیان شروع شده و به احتمال زیاد تا مرز ایران و ترکیه و در راستای NW-SE ادامه می‌یابد که بخشی از آن بر گسل تبریز و یا گسل جنوبی کوههای میشو

بررسی مدل زمین‌ساختی جهانی ارائه شده برای تحول پالئوتتیس اول نشان می‌دهد که توده گرانیتوئیدی گونه A مورد مطالعه بعد از برخورد قاره - قاره شکل گرفته و مشابه توده‌های A-type مورو و میشو است. بر پایه این مدل در بازه زمانی فاز کالدونین تا هرسی نین، ایران از گندوانا جدا شده و با فرورانش رو به شمال پوسته اقیانوسی پالئوتتیس اول، این اقیانوس بین خرد ورقه ایران و اوراسیا بسته شد، و پس از برخورد قاره - قاره و بالازدگی پس از برخورد توده‌های گرانیتوئیدی گونه A مورو و میشو و دیوان داگی و قره گوز جایگیری کرده‌اند [14] (شکل 15).

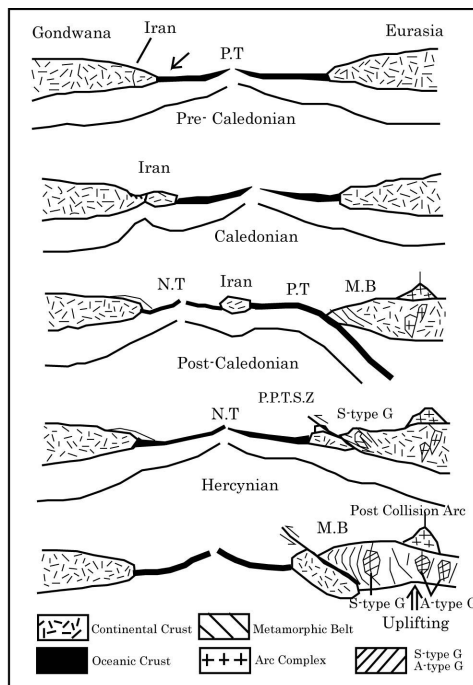
2- با توجه به سرشت شوشونیتی ماگمای مولد سنگهای آتشفشانی بازی و قرار گرفتن این نمونه‌ها در نمودار Zr/Y-Zr [16] در موقعیت درون ورقه‌ای (شکل 14)، می‌توان چنین فرض کرد که پس از رویداد برخوردی هرسی نین که موجب الحاق پوسته ایران به اوراسیا شد، متعاقب فاز فشاری و در اثر تداوم حرکت‌های کششی ناشی از بالازدگی پوسته، فعالیت‌های آتشفشانی بازالتی درون ورقه‌ای و پس‌برخورد آغاز شد، و به دنبال آن گرانیتوئیدهای گونه A پس از فعالیت‌های کوهزایی و حین بالازدگی پوسته جایگیری کرده‌اند. با توجه به سرشت شوشونیتی سنگهای آتشفشانی بازی و عدم همراهی توده‌های اولترامافیک با این رخنمون‌ها، مدل دوم مقبولتر است.



شکل 13 نمودار متمایز کننده بازالتها بر اساس Ti-Zr-Sr و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در [15].



شکل 14 نمودار متمایز کننده بازالتها بر پایه متغیرهای Zr/Y-Zr [16].



شکل 15 مدل زمین‌ساختی جهانی تحول پالئوتتیس اول [14].

کرده‌اند، و بر پایهٔ نمودارهای مختلف تمایز زمین‌ساختی، بیشتر در محیط‌های درون صفحه‌ای، پس‌برخورد و پسا کوهزایی قرار می‌گیرند.

4- قرار گرفتن سنگ‌های آتشفشانی بازی در دو گسترهٔ بازالتی‌های اقیانوسی و بازالتی‌های درون قاره‌ای، دو احتمال را تقویت می‌کند که می‌توان گفت که: (1) این بازالتها بقایای پوستهٔ اقیانوسی پالئوتتیس اول هستند و (2) پیش از فورانهای اسید و نفوذ توده‌های اسیدی در محیط‌های پس‌برخوردی و درون صفحه‌ای فوران کرده‌اند. با توجه به سرشت شوشونیتی این بازالتها که بر پایهٔ عناصر نا متحرک تعیین شده و عدم مشاهده شوشونیتها در محیط‌های اقیانوسی و نا همراهی سنگ‌های اولترامافیک با سنگ‌های آتشفشانی بازی، احتمال دوم مقبولتر است.

#### مراجع

[1] مؤید م.، مؤذن م.، "نگرشی نو بر موقعیت خط درز پالئوتتیس در ایران"، فشرده مقالات ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان (1381).

#### برداشت

1- در منطقهٔ مورد مطالعه، توده‌های نفوذی با ترکیب کوارتز سینیت با نهشته‌های کربناتی و شیلی دونین در درهٔ دیز جلفا همبری مستقیم داشته و سنگ‌های آتشفشانی اسیدی با ترکیب داسیت تا ریبوداسیت و ریولیت همخون با توده‌های نفوذی و بازی با ترکیب بازالت تا آندزیت بازالتی با نهشته‌های پیش‌روندهٔ پرمین با دگر شیبی آذرین پی، پوشیده می‌شوند. لذا سن نسبی این رخداد ماگمایی به فاز هرسی نین (مرز دونین - کربونifer) نسبت داده می‌شود.

2- ماگمای مولد سنگ‌های آتشفشانی اسیدی و تودهٔ نفوذی اسیدی آهکی قلیایی ثانوی (به علت هضم پوسته‌ای) و سنگ‌های آتشفشانی بازی، شوشونیتی است.

3- سنگ‌های آتشفشانی اسیدی همخون با تودهٔ نفوذی و تودهٔ نفوذی اسیدی متعلق به گرانیتوئیدهای گونهٔ A بوده و در زیر گروه A<sub>1</sub> قرار می‌گیرند؛ لذا می‌توان پذیرفت که این سنگ‌ها منشأ خاستگاه گوشته‌ای داشته و طی ماگماتیسیم درون صفحه‌ای و یا در ارتباط با فعالیت‌های بالآمدگی پس‌برخورد جایگیری



مقالات سیزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان 141-146 (1384).

[15] Pearce J.A., and Cann J.R., "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses", Earth Planet Sci (1973) Lett 19,290-300.

[16] Pearce J.A., Norry M.J., "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks", Contrib Mineral Petrol 69 (1979) 33-47.

[17] Boeinz et all., "Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation", Rollinson H.R., 1993, Longman Scientific and Technical, England, (1984), 352 P.

[2] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran", A review Am Asso Petrol Geol B Vol 52 (1968) No 6.

[3] نبوی م.ح.، "دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، (1355) 109 صفحه.

[4] افتخار نژاد ج.، "تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی"، (1359).

[5] Whalen J.B., Currie K.L., and Chappell B.W., "A-type Granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis", Contrib Min Pet 95 (1987) 407-419.

[6] Eby G.N., "Chemical Subdivision of the A-type granitoides Petrogenesis and tectonic implications", Geology 20 (1992) 641 – 644.

[7] Irvine T.N., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Can Earth Sci 8 (1971) 523-548.

[8] Kuno H., "Differentiation of basalt magmas, In: Hess H.H., and Poldervaart A., (eds.) Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition", Vol 2 Interscience New York (1968) pp 623-688.

[9] Pearce J.A., "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins", In: Hawkesworth C.J., and Norry M.J., (eds) "Continental basalts and mantle xenoliths" Shiva Nantwich (1983) pp230-249.

[10] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic Interpretation of granitic rocks", Geol Soc Spec (1984) Publ, 7, 14 – 24.

[11] Maniar P.D., Piccoli P.M., "Tectonic discrimination of granitoids", Geo Soc Am Bull Vol 101 (1989).

[12] Pearce J.A., "Sources and settings of granitic rocks", (1996).

[13] مؤید م.، رضائی مقدم م.ح.، "اهمیت ژئودینامیکی گسل تبریز و گسل جنوبی میشو در تحول پوسته‌ای ایران"، خلاصه مقالات کنفرانس بین‌المللی مخاطرات زمین، بلایای طبیعی و راه کارهای مقابله با آنها، دانشگاه تبریز (1384).

[14] مؤید م.، مؤذن م.، کلاگری ع.ا.، حسین زاده ق.، "کانی-شناسی و پترولوژی توده گرانیتوئیدی میشو (جنوب غرب مرنند-آذربایجان شرقی) و اهمیت ژئودینامیکی آن"، مجموعه