مجله علوم دانشگاه تهران
جلد سی‌ویکم (۱۳۸۴) شماره ۱ (٤١-٢١)

ژئوشيمي و پترولوژي سنگ‌هاي آتشفشاني جنوب دانسفهان و جنوب كرج، ماگماتيسم همزمان جزاير قوسي و درون صفحه‌اي

محمدرضا قرباني
گروه پترولوژي، بخش زمين شناسي، دانشگاه تربيت مدرس
ghorbani@modares.ac.ir
(دريافت: ۸۲/۹/۴ ؛ پذيرش:۸۳/۳/۴)

چكيده

ژئوشيمي سنگ‌هاي آتشفشاني بازيك- حدواسط جنوب دانسفهان و جنوب كرج، وجـود دو سـري بـا تركيب متمايز را نشان مي‌دهد. سنگ‌هاي بازيك جنوب دانسفهان فقير از تيتانيم بـوده (سـري LT)، داراي ويژگي كالك آلكالن شاخص سنگ‌هاي آتشفشاني جزاير قوسي است و سنگ‌هاي بازيك جنـوب كرج غني از تيتانيم (سري HT) و نسبتاً الكالن بوده، مشخصه سنگ‌هاي آتشفشـاني جزايـر اقيانوسـي است. اختصاصات سري LT عبارتند از: فراوانـي‌هـاي پـائين عناصـر بـا قـدرت ميـدان بـالا (HFSE) همچون Ta, Nb, Ti و فراواني بسيار بالاي عناصر ليتوفيل درشت‌يون (LILE) همچون K, Ba, Sr. اين مشخصات با منتسب نمودن سنگ‌هاي آتشفشاني سري LT به فرورانش لبه اقيانوسي نئـوتتيس به سمت شمال در ائوسن هماهنگ مي‌باشد. بدينترتيب سنگ‌هاي سري LT محصول ماگماتيسم يك گوه گوشته ليتوسفري متاسوماتيسم شـده، اسـت. سـيالات آزاد شـده از لبـه اقيانوسـي فرورونـده نئوتتيس سبب اين متاسوماتيسم بوده‌اند. از طرف ديگر سنگ‌هاي آتشفشاني هم سن و نسبتا بازيـك بدست آمده از جنوب كرج، سري HT، نشانه‌هايي از يـك گوشـته منشـاء عميـق‌تـر داراسـت. ايـن سنگ‌ها نسبت به سنگ‌هاي آتشفشاني جنوب دانسفهان، از عناصرنادر بويژه Nb و Ta غنـي هسـتند. الگوها و فراواني‌هاي عناصرنادر سنگ‌هاي آتشفشاني جنوب كرج شبيه بازالت‌هاي جزايـر اقيانوسـي است و احتمالاً گواهي بر دخالت گوشته استنوسفري (پلوم) مي‌باشد.

واژه‌های‌كليـدی: ژئوشـيمي عناصـرنادر، جزايـر قوسـي، جزايـر اقيانوسـي، نئـوتتيس، كــرج، دانسفهان.

مقدمه

مناطق موردمطالعه جزئي از نقشه زمين‌شناسي ۱:۲۵۰,۰۰۰ چهارگوش ساوه (عميدي، ۱۳٦۳) و نقشه‌هاي زمين‌شناسي ۱:۱۰۰,۰۰۰ دانسفهان (اقليمي و همكاران، ۱۳۷۸) و كرج (مهـديزاده تهراني و همكاران، ۱۳۷٤) مي‌باشد (شكل b, c, d-۱). سنگ‌هاي آتشفشاني مورد بررسي جزئي از يك واحد تكتونوماگمـايي مهـم تحـت عنـوان مجموعـه ماگمـايي اروميـه-دختـر مـي‌باشـد (شكل a-۱). بر اساس Alavi (۱۹۹٦) اين سنگ‌ها محصول ماگماتيسم نوع "جزايـر قوسـي" در جريان فرورانش لبه اقيانوسي نئوتتيس به سمت شمال در مزوزوئيك تحتاني- سنوزوئيك تلقي گرديده اسـت. بـه اعتقـاد Berberian *et al.*, (1982) چهـارچوب آتشفشـاني پديدآورنـده ايـن مجموعه، يك قوس ماگمايي از نوع آندي با ويژگي كالك‌آلكالن بوده اسـت. همچنـين بـه نظـر Berberian and Berberian (1981) آندزيت‌هاي پـالئوژن ناحيـه نطنـز، واقـع در زون اروميـه-دختر، در ارتباط با ماگماتيسم "جزاير قوسي" مي‌باشد.

معين وزيري (۱۳۷۵) در كتاب خود، رخنمون‌هاي منطقه مورد مطالعه را جـزء سـنگ‌هـاي آتشفشاني ترشيري (عمدتاً ائوسن) ايران مركزي بر شـمرده اسـت (صـفحات ۲۲٤-۲۱۷). ايـن مولف، ايران مركزي را در بلافصل و به سمت شمال زون اروميه- دختر مي‌داند (صفحات ۲۱۷ و ۲٦۲ را مقايسه كنيد). معين وزيري منشـاء ماگماتيسـم ترشـيري ايـران را ناشـي از فـرورانش نئوتتيس و برخورد دو بلوك ايران و عربستان ارزيابي نموده است. ايشان افـزوده شـدن ضـريب آلكالن سنگهاي آذرين از زون اروميه-دختر به سمت ايران مركزي و البرز را به عنوان شاهد اين فرورانش ذكر مي‌نمايد و مضاعف بودن پوسته قاره‌اي در زون سنندج- سيرجان را دال بر تـداوم فرورانش پوسته اقيانوسي نئوتتيس از پالئوسن تا ميوسن تحتاني دانسته است. امـامي (۱۳۷۹) رخنمون‌هاي منطقه مورد مطالعه را جزء سنگ‌هاي آتشفشاني ائوسن ايـران مركـزي (صـفحات ۳٤۰-۳۵۷) دانسته است. ايشان زون اروميه- دختر را معادل ايران مركزي در نظر گرفته اسـت (صفحه ۲۵۳). امامي علت آتشفشاني ائوسن در سراسر ايران (بـه جـز زاگـرس) را فـاز كششـي سراسري مهمي دانسته كه به دنبال فاز فشاري كرتاسه پاياني روي داده است (صفحه ۲۵۳).

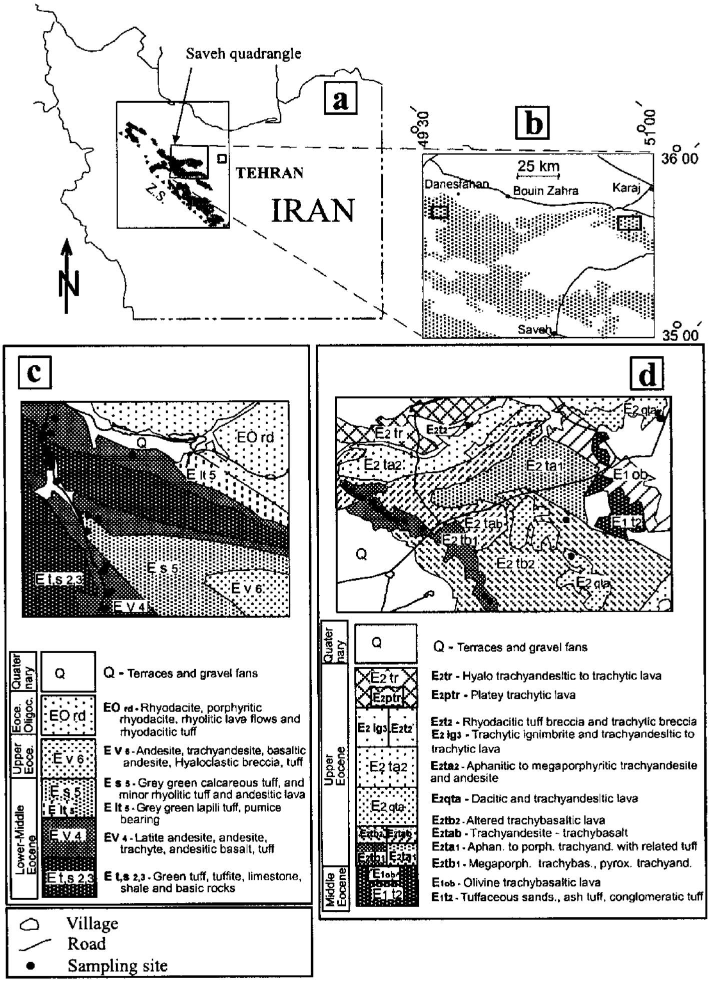
سنگ‌هاي آتشفشاني جنوب دانسفهان پيشتر توسط خان‌ناظر (۱۳۵۹) و مسـعودي (۱۳٦۹) و سنگ‌هاي آتشفشاني جنوب كرج توسط مهديزاده تهرانـي (۱۳۷۰) و طـوطي (۱۳۷۰) مـورد مطالعه قرار گرفته‌اند. بررسي‌هاي ژئوشيمي توسط اين مـولفين عمـدتاً بـر روي عناصـر اصـلي متمركز بوده و آناليز عناصر نادر آنها به روش اسپكترومتري صورت گرفته و محـدود بـه عناصـر Zr, V, Y Ga, Sc, Ba, Ce ,Co بوده است. محدوده‌هاي مورد مطالعـه توسـط ايـن محققـين و مقايسه تركيب شيميايي سنگ‌هاي آتشفشاني بدست آمده توسط آنها با نمونـه‌هـاي حاصـل از

مطالعه حاضر، در ضـميمه ۱ و ضـميمه ۲ بـه نمـايش درآمـده اسـت. اصـولاً انتخـاب ايـن دو محدوده،يكي در جنوب دانسفهان و ديگـري در جنـوب كـرج، براسـاس مـرور جـامع داده‌هـاي ژئوشيميايي از قبل موجود اين بخش از ايران صورت پذيرفته اسـت. بـدليل اينكـه سـنگ‌هـاي آتشفشاني ترشيري، عمدتاً ائوسن، جنوب دانسـفهان و جنـوب كـرج بيشـترين تفـاوت تركيـب شيميايي را در بين سنگ‌هاي منطقه نشـان داده اسـت، لـذا مطالعـه بـر روي ايـن دو قسـمت متمركز گرديده است. استدلال بر اين بوده كه اين مطالعه مي‌تواند منجر به شناسايي سري‌هاي ماگمايي پديدآورنده سنگ‌هاي آتشفشاني مذكور گردد و به شـناخت موقعيـت تكتونوماگمـايي سنگ‌هاي آتشفشاني در اين منطقه كمك نمايد.

در مطالعه حاضر براي اولين بار علاوه بر عناصر اصلي، طيف وسيعي از عناصر نادر (از جملـه خاك‌هاي نادر) سنگ‌هاي آتشفشاني جنوب دانسفهان و جنوب كرج با دقت بسـيار بـالا مـورد تجزيه شيميايي قرار گرفته‌اند. تجزيه شيميايي عناصر اصلي و عناصر نادر Rb, Sr, Ba, Nb, Zr, Y, U, Mo (جدول۱) به روش XRF در دانشـگاه نيوسـات‌ولـز، اسـتراليا بتوسـط يـك دسـتگاه اسپكترومتر Phillips PW2400 صورت پذيرفته است. حد پائيني سنجش (LLD) و دقت نتايج حاصله در جدول ۱ در پرانتز ذكر گرديده است. تجزيه شيميايي عناصر نـادر Th, Hf و عناصـر نادر خـاكي La ,Ce, Nd ,Sm ,Yb (جـدول۱) بـه روش NAA در سـازمان انـرژي اتمـي شـهر سيدني، استراليا با استفاده از راكتور HIFAR صورت پذيرفته است. حد پائيني سنجش (LLD) و دقت نتايج حاصله در جدول۱ در پرانتز ذكر گرديده است.

زمين‌شناسي و سنگ‌شناسي منطقه

منطقه مورد مطالعه، بخشي از زون ماگمايي اروميه- دختر بوده و متشكل از يك تـوالي سـنگي آتشفشاني- آذرآواري به سن پالئوژن مي‌باشـد (شـكل ۱). ايـن سـنگ‌هـاي آتشفشـاني، طيـف تركيبي وسيعي را در بر مي‌گيرد كه از بازالت، آنـدزيت تـا تراكيـت، داسـيت و ريوليـت تغييـر مي‌نمايد. به لحاظ اهميت پتروژنتيك سنگ‌هـاي آتشفشـاني بازيـك در تفسـير ناحيـه گوشـته منشاء، سعي گرديد بويژه اين دسته از نمونه‌ها جهت تجزيه شيميايي انتخاب گردنـد. از جملـه اختصاصات سنگ‌شناسي نمونه‌هاي آتشفشاني بازيك اوليه (و يا "كمتر تفريق يافته") مي‌توان به برخي اختصاصات نمونه دستي و ميكروسكوپي اشاره نمود. چنـين نمونـه‌هـايي، تبلـور نيافتـه، بسيار تيره رنگ، متمايل به سياه بوده و در مقابـل ضـربات چكـش از درجـه اسـتحكام بـالايي برخوردارند. در زير ميكروسكوپ نيز، خميره سنگ داراي بافت شيشه‌اي يا بسيار ريز دانه بوده و واجد حداقل ميزان درشت‌بلورها و كمترين ميزان تبديل شدگي به كاني‌هاي ثانوي مي‌باشد.



شكل ۱- **a**) موقعيت چهارگوش ساوه (برگرفته از عميدي، ۱۳٦۳) در پهنه ايران زمين را نشان مي‌دهد مجموعه ماگمايي اروميه-دختر كه بخشي از آن با رنگ خاكستري به نمايش درآمـده، منطقـه مـورد مطالعه و پيرامون آن را در برمي‌گيرد. اين مجموعه ماگمايي از جنـوب بـه زمـين درز زاگـرس(**Z.S.**) محدود مي‌گردد (برگرفته از **Alavi, 1994**)، **b**) موقعيت مناطق موردمطالعه واقع در جنوب دانسفهان و جنوب كرج بر روي چهارگوش ساوه نشان داده شده، **c**) موقعيت نمونه سنگ‌هاي برداشـت شـده از جنوب دانسفهان بر روي بخشي از نقشه زمين‌شناسي ۱:۱۰۰,۰۰۰ دانسفهان (اقليمي و همكاران، ۱۳۷۸) علامت‌گذاري شده، **d**) موقعيت نمونه سنگ‌هاي برداشت شده از جنوب كرج بر روي بخشي از نقشـه زمين‌شناسي ۱:۱۰۰,۰۰۰ كرج (مهديزاده تهراني و همكاران، ۱۳۷٤) علامت‌گذاري شده است.

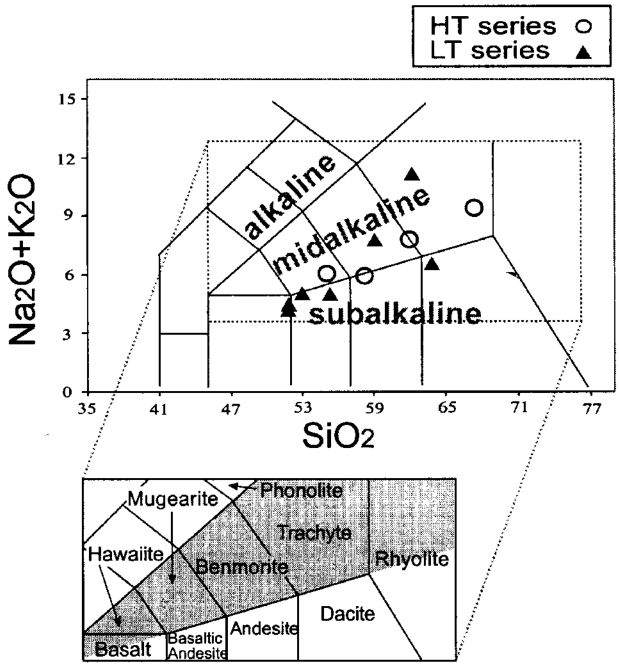
جدول۱- تركيب شيميايي عناصر اصلي و نادر (ازجمله **REE**) در يك سري سنگ آتشفشاني از ناحيه مورد مطالعه.

	SW Danesfahan volcanic rocks							SW Karaj volcanic rocks			
	DS1	**DS2**	**DS3**	**Ds4**	**Ds5**	**Ds6**	**DS7**	**KJ1**	**KJ2**	**KJ3**	**KJ4**
SiO_2	51.74	51.79	52.94	55.22	59.09	63.88	62.19	54.93	58.20	61.89	67.40
TiO_2	0.58	0.72	0.72	0.76	0.70	0.67	0.53	1.14	1.05	1.01	0.65
Al_2O_3	20.64	19.68	16.79	20.15	18.55	16.44	17.92	19.16	17.05	16.27	15.21
FeO_t	8.48	10.11	8.68	7.81	5.05	6.05	3.70	7.87	7.43	6.51	4.53
MnO	0.14	0.13	0.14	0.12	0.11	0.16	0.15	0.11	0.27	0.14	0.10
MgO	4.49	4.52	5.96	2.58	1.78	1.59	0.47	2.69	2.12	2.11	1.02
CaO	9.00	8.44	9.42	8.17	6.59	4.49	3.63	7.57	7.57	3.85	1.46
Na_2O	3.31	4.02	2.70	3.25	3.24	3.82	4.39	3.54	3.73	3.52	3.84
K_2O	0.85	0.40	2.29	1.69	4.48	2.62	6.76	2.54	2.17	4.26	5.57
P_2O_5	0.71	0.14	0.27	0.18	0.34	0.23	0.20	0.40	0.33	0.37	0.16
S	0.05	0.06	0.08	0.06	0.07	0.04	0.06	0.06	0.08	0.07	0.05
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
L.O.I.	1.65	3.83	2.00	1.54	1.89	1.12	3.54	1.63	2.95	1.83	1.56
Mg#	0.39	0.35	0.49	0.32	0.36	0.30	0.20	0.34	0.30	0.35	0.31
Trace elements (XRF, ppm)											
Rb (1, 0.9)	24.7	7.4	52.2	34.6	150	62.9	186	75.1	50.5	141.5	176.5
Sr (0.9, 0.8)	288	713	525	465	455	380	307	508.8	442	319.5	178.6
Ba (8, 8)	298	292	575	446	730	827	872	437.2	526.5	759.1	1040
Nb (1, 0.2)	3.1	4.5	6.3	6.7	11.3	7.6	15.8	12	1.5	17.9	21.7
Zr (1, 0.3)	48.7	69.9	96.6	91	172	119	222	184.9	142.5	270.7	336.2
Y (1, 0.6)	13.9	17.8	19.2	19.2	21.5	31	27.2	31.4	30.4	42.8	46.6
U (2.9, 0.9)	-0.2	0.3	0.8	-1.1	2.6	2.7	4.4	1.6	-0.1	2.4	5.3
Mo (1.8, 0.5)	1	1.7	1.9	1.6	6.1	2.9	2.7	2.6	2.5	4.9	5.8
REE & Trace elements (NAA, ppm)											
La (0.05, 0.2)	5.61	7.54	16	15.6	24.3	19.4	38.4	26.1	25.2	37.1	43.7
Ce (0.5, 0.4)	12.2	17	30.5	29.5	45.6	39.1	68.8	51	49.3	73.8	84.9
Nd (1.0, 0.4)	6.59	9.64	14.8	15	21.1	19.3	30	24.2	24.7	36.1	39.4
Sm (0.01, 0.04)	1.72	2.4	3.36	3.45	4.21	4.63	5.86	5.71	5.59	7.5	8.16
Yb (0.03, 0.02)	1.32	1.75	1.69	1.83	2.2	3.04	2.78	2.89	2.74	4.19	5
Ta (0.5, 0.4)	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	0.82	0.54	0.93	0.84	0.65	1.11	1.47
Hf (0.2, 0.05)	1.3	1.66	2.65	2.53	4.66	3.52	6.02	5.12	4.06	7.83	9.79
Th (0.2, 0.07)	1.85	1.9	5.62	3.59	11.4	6.09	14.2	8.19	6.29	13.7	17.3

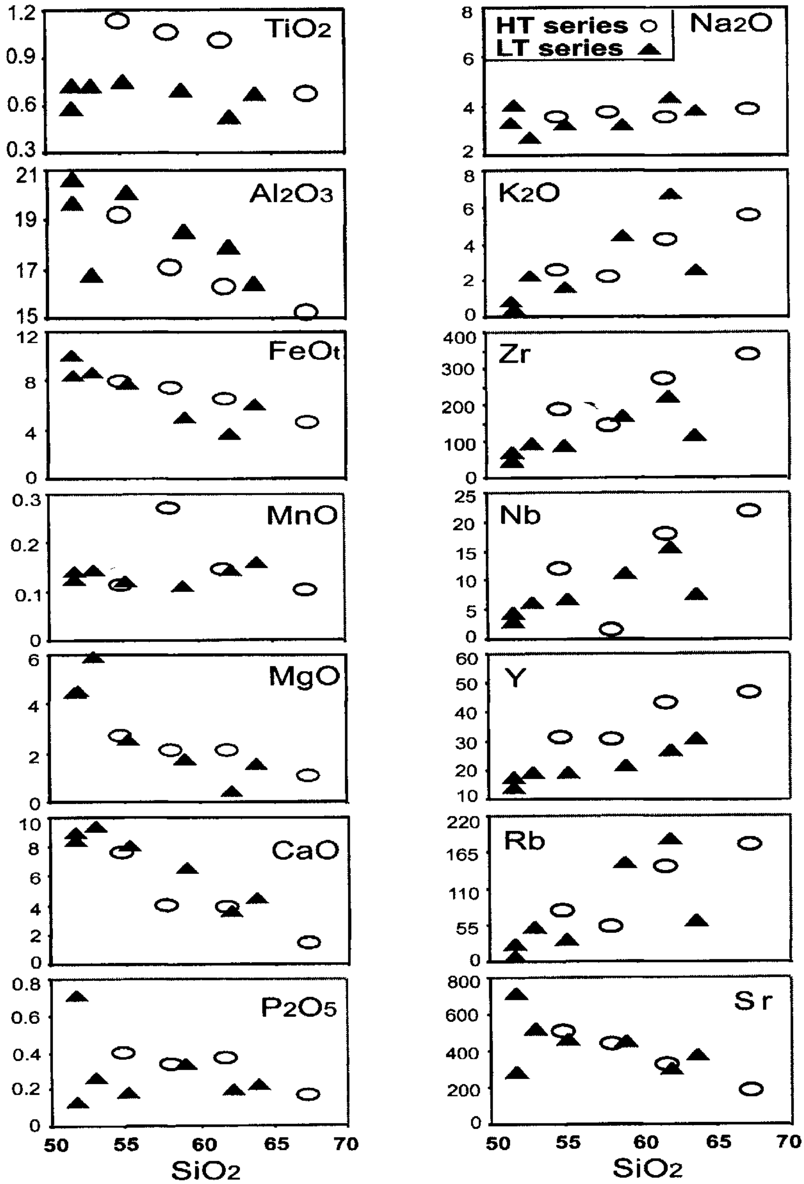
اعداد داخل پرانتز، بترتيب آستانه پائيني تشخيص دستگاه (LLD) و دقت نتايج حاصله مي‌باشند.
عناصر اصلي پس از حذف اجزاء فرار به صد رسانيده شده‌اند. علامت منفي به معني "كمتر از" مي‌باشد.

نمودارهاي تغييرات، سري‌هاي ماگمايي و فرايندهاي تفريق ماگمايي

سنگ‌هاي آتشفشاني ناحيه مورد مطالعه بر روي نمودار TAS درمرز بين قلمـرو سـاب‌آلكـالن و نسبتاً آلكالن (ميدآلكالن) قرار مي‌گيرند (شكل۲). سنگ‌هاي آتشفشـاني جنـوب دانسـفهان بـه سمت قلمرو ساب‌آلكالن و سنگ‌هاي آتشفشاني جنـوب كـرج بـه سـمت قلمـرو نسـبتاً آلكـالن متمايل هستند. اين سنگ‌هاي آتشفشاني در شـكل۳ بـر روي نمـودارهـاي هـاركر بـه نمـايش درآمده‌اند. داده‌هاي موجود بر روي اغلب نمودارهاي هاركر، همپوشاني نشان مـي‌دهنـد. بـه‌هـر حال سنگ‌هاي آتشفشاني جنوب كرج محتوي Ti بالاتر و Al نسبتاً كمتـري هسـتند. در واقـع، داده‌هاي موجود بر روي نمودار SiO2-TiO2 در دو گروه متمايز قرار مي‌گيرند، بدين‌ترتيب كـه سنگ‌هاي آتشفشاني جنوب كرج ميزانTi بالاتري را نسبت به سـنگ‌هـاي آتشفشـاني جنـوب دانسفهان نشان مي‌دهند. بدين‌جهت اين سنگ‌ها به ترتيب تحت عنوان سري‌هاي تيتـانيم بـالا (HT) و تيتانيم پائين (LT) نامگذاري شده‌اند.



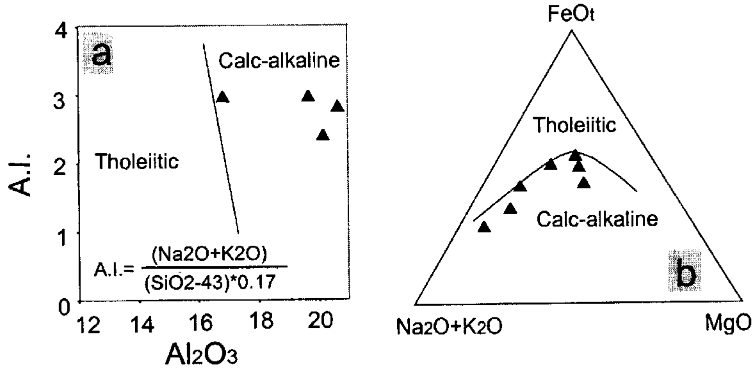
شكل۲- سنگهاي آتشفشاني مورد مطالعه بر روي نمودار "مجموع آلكالي در مقابل سيليس" يا نمـودار TAS (Le Bas et al., 1986) نشان داده شده‌اند. قلمرو محصور بين محدوده‌هـاي سـاب‌آلكـالن و آلكالن توسط **Middlemost (1997)** تحت عنوان "ميدآلكالن" ناميده شده است.



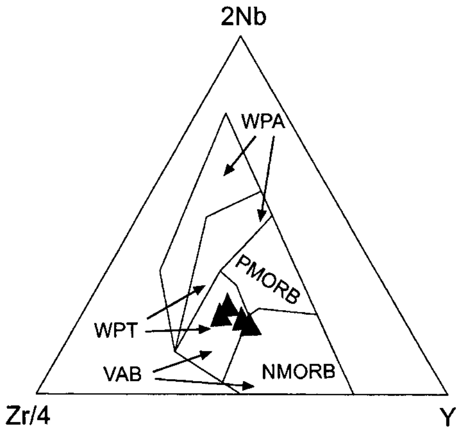
شكل۳- سنگ‌هاي آتشفشاني سري **LT** (جنوب دانسفهان) و سري **HT** (جنوب كرج) بر روي نمودارهاي هاركر مقايسه شده‌اند. ميزان اكسيد عناصر اصلي به حسب درصد وزني و عناصر نادر به حسب **ppm** مي‌باشد.

حتي بازيك‌ترين سنگ‌هاي منطقه مورد مطالعه نيز تا حدي تفريق يافته هستند. بالاترين عدد Mg در اين سنگ‌ها ۰/٤۸ است (جدول۱). اين ميزان بسيار كمتر از عدد Mg ماگماي اوليه در تعادل با گوشته است. براساس تحقيقات Jaques and Green (1980) ، ماگماي اوليه داراي عدد Mg حدود ۰/۸٦- ۰/٦۹ مي‌باشد. نمونه‌هاي مورد مطالعه تا حدي نيز آلتره شده‌اند، ميزان نسبتاً بالاي LOI (Loss on Ignition) در برخي از سنگ‌هاي بازيك منطقه، خود مي‌تواند گواه بر اين مدعا باشد (جدول۱). بعنوان شواهد ميكروسكوپي آلتراسيون نيز مي‌توان از تبديل شدگي درشت‌بلورهاي كاني‌هاي فرومنيزين همچون اليوين و پيروكسن به كلريت و كاني‌هاي اپاك (تيره)، سريسيتي شدن پلاژيوكلازها و تبديل اكسيدهاي آهن به هماتيت و گوتيت اشاره نمود. به‌هر حال، بر اساس الگوهاي عادي شده عناصر نادر نمونه‌هاي منطقه مورد مطالعه به نظر مي‌رسد كه اين نمونه‌ها، شاخص‌هاي ژئوشيميايي اوليه خود را حفظ نموده‌اند (در زير آمده). به منظور روشن شدن طبيعت ساب‌آلكالن سنگ‌هاي آتشفشاني سري LT ، چهار عدد از اوليه‌ترين نمونه‌هاي اين سري بر روي نمودار A.I. در مقابل Al2O3 علامت‌گذاري شده (شكل ٤-a) و در محدوده كالك‌آلكالن ظاهر مي‌گردند. تمامي نمونه‌هاي سري LT، بر روي نمودار AFM نيز علامت‌گذاري شده‌اند (شكل٤-b)، اين سنگ‌ها درقلمرو كالك‌آلكالن قرار گرفته‌اند. بر روي نمودار تفكيك محيط‌هاي تكتونوماگمايي براي سنگ‌هاي بازالتي بر اساس عناصر نادر، سنگ‌هاي آتشفشاني سري LT، در قلمرو "بازالت قوس آتشفشاني" قرار گرفته‌اند (شكل٥). نمونه‌هاي سري HT واجد شرايط لازم جهت علامتگذاري بر روي نمودار تفكيك محيط‌هاي تكتونوماگمايي براي سنگ‌هاي بازالتي نيستند. به‌هرحال، شاخص‌هاي ژئوشيميايي سنگ‌هاي آتشفشاني سري HT، از الگوهاي عادي شده عناصر نادر اين نمونه‌ها استنتاج شده‌اند (در زير آمده).

بر روي نمودارهاي تغييرات عناصر اصلي (شكل۳)، سنگ‌هاي آتشفشاني ناحيه مورد مطالعه به صورت روندهاي نسبتاً مشخصي ظاهر مي‌گردند كه دلالت بر نقش اصلي تبلور بخشي در شكل گيري اين سنگ‌ها دارد. روندهاي نزولي Al, Fe, Mg Ca توام با افزايش سيليس و آلكالي‌ها، نشان از تبلور بخشي فشار پائين مجموعه كاني‌هاي پلاژيوكلاز+ كلينوپيروكسن+ اليوين + تيتانومگنتيت دارد. اين مطلب با نتايج مطالعات پتروگرافي همخواني دارد. سنگ‌هاي آتشفشاني مورد مطالعه به ميزان كم تا متوسط، پورفيريتيك بوده و پلاژيوكلاز و كلينوپيروكسن فراوانترين فاز كاني‌ها در بين درشت بلورها و نيز در خميره سنگ مي‌باشند. برخي اشكال دروغين به جاي مانده از اليوين نيز در سنگ‌هاي بازيك مشاهده مي‌گردد كه در آنها محصولات آلتراسيون، جايگزين اليوين اوليه گرديده است.



شكل ٤- a) سنگ‌هاي بازالتي سري **LT** بر روي نمودار Al_2O_3 در مقابل **A.I. (Middlemost, 1975)** در محدوده كالك آلكالن قرار مي‌گيرند. **b)** نمونه‌هاي سـري **LT** بـر روي نمـودار **AFM** **Irvine and (Baragar, 1971)** در قلمرو كالك آلكالن قرار مي‌گيرند.



شكل ٥- سنگ‌هاي بازالتي سري **LT** بر روي نمودار **"2Nb-Zr/4-Y" (Meschede, 1986)** در قلمرو بازالت جزاير قوسي (**VAB**) قرار مي‌گيرند. ديگر محدوده‌ها عبارتنـد از: آلكـالي بازالـت درون صـفحه‌اي (**WPA**)، تولائيت درون صفحه‌اي (**WPT**)، بازالت رشته ميان اقيانوسي غني شده (**PMORB**) و بازالـت ميان اقيانوسي نرمال(**NMORB**).

ژئوشيمي عناصر نادر

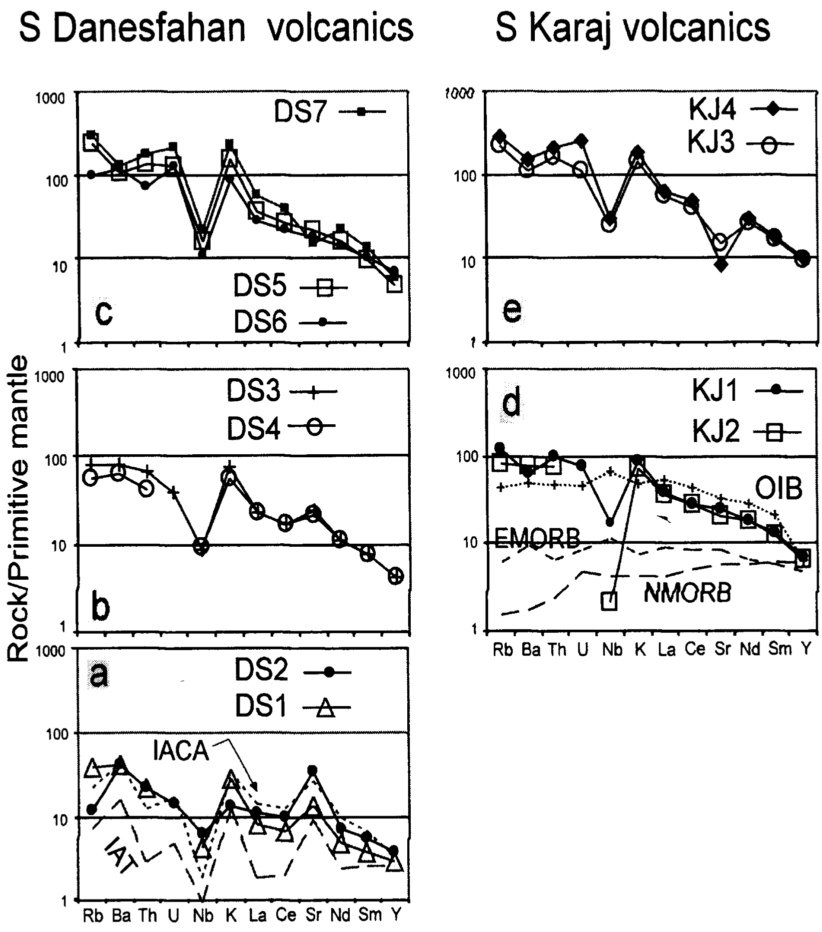
بررسي دقيق ژئوشيمي عناصر نادر سنگ‌هاي آتشفشاني مورد مطالعه، تفاوت‌هايي اساسي را بين سري‌هاي LT و HT آشكار مي‌سازد. الگوهاي عناصر نادر عادي شده نسبت به گوشته اوليه (Sun and McDonough, 1989) در سنگ‌هاي سري LT، برجستگي‌هاي شاخصي را براي K و عناصر نادر Sr, Ba، يك ناهنجاري منفي را براي Nb و ميانگين عناصر نادر را حدود ۱۰ برابر گوشته اوليه نشان مي‌دهد (شكل ۶-a). از سوي ديگر، نمونه‌هاي سري HT، الگوهايي نسبتا هموار با فراواني‌هاي بالاتر عناصر نادر را نشان مي‌دهند. درمقايسه با سري LT، نمونه‌هاي سريHT در تمامي طيف عناصر نادر، غني شدگي نشان مي‌دهند (اشكال ۶-d و۶- a , b را مقايسه نماييد). مقادير بالاي عناصر نادري همچون Th, U, Ta, Zr, Hf, Nb در سنگ‌هاي آتشفشاني سري HT درخورتوجه مي‌باشد. از اين عناصر نادر تحت عنوان عناصر ناسازگار (Jacob and Foley, 1999; Wilson, 1989) ياد شده ومقادير بالاتر آنها در سنگ‌هاي سري HT، مي‌تواند گواه بر گوشته منشاء متفاوت آنها از سري LT باشد.

سنگ‌هاي آتشفشاني نوع جزاير قوسي و ويژگي‌هاي منشاء آن

فراواني‌ها و الگوهاي عناصر نادر عادي شده نسبت به گوشته اوليه (Sun and McDonough, 1989) در سنگ‌هاي آتشفشاني سري LT تشابه چشمگيري را با سنگ‌هاي آتشفشاني كالك‌آلكالن جزاير قوسي نشان مي‌دهد (شكل ۶-a). اين شباهت‌ها عبارتند از فراواني‌هاي پائين Nb, Ta, Ti و نسبت‌هاي بالاي LILE به LREE و HFSE (Gill, 1981;Thompson *et al.*, 1984; White and Patchett, 1984 ;Saunders *et al.*, 1980).

بازالت‌هاي جزاير قوسي به مناسبت فراواني‌هاي پائين عناصر نادر ناسازگار واجد پتانسيل يوني بالا، شناخته شده‌اند. از اين منظر، آنها حتي از NMORB نيز تهي شده ترانند (BVSP, 1981; Pearce, 1982). فراواني‌هاي عادي شده نسبت به MORB (rock/MORB) ، كمتر از يك براي اين عناصر نادر ناسازگار، به لحاظ ناحيه منشاء بازالت‌هاي جزاير قوسي در خور ملاحظه است چرا كه MORB، خود از يك منبع تهي شده (يعني گوشته اقيانوسي فوقاني) مشتق گرديده است. معمولاً دو مولفه يا جزء منشاء براي توضيح ويژگي‌هاي تركيبي بازالت‌هاي جزاير قوسي مورد استفاده قرار مي‌گيرند. يك جزء عبارتست از سيال آبدار يا مذاب سيليكاته آبدار غني از Sr, Ba, K كه از لبه ليتوسفري فرورونده مشتق گرديده. جزء ديگر، گوه گوشته همرفت است كه در بالاي لبه فرورونده قرار دارد. چهارچوب ماگماتيسم جزاير قوسي

براي سنگ‌هاي آتشفشاني جنوب دانسفهان، با فرورانش لبه اقيانوسي نئوتتيس به سمت شمال در ائوسن سازگار مي‌باشد.



شكل ٦- الگوهاي عادي شده عناصر نادر نسبت به گوشته اوليه **(Sun and McDonough, 1989)** براي سنگ‌هاي آتشفشاني مورد مطالعه. نمودار **a** براي سنگ‌هاي واجد **SiO_2 <52 %wt**، نمودارهاي **d** و **b** براي سنگ‌هاي واجد **SiO_2 = 52-58 % wt** و نمودارهاي **e** و **c** براي سنگ‌هاي محتوي **>58 SiO_2 %wt** مي‌باشند. الگوهاي شاخص بازالت كالك آلكالن جزاير قوسي **(IACA)** و بازالت تولائيتي جزاير قوسي **(IAT)** از **Sun (1980)** برگرفته شده و الگوي شاخص بازالت جزاير اقيانوسي **(OIB)**، بازالت رشته ميان اقيانوسي عادي **(NMORB)** و بازالت رشته ميان اقيانوسي غني‌شده **(EMORB)**، برگرفته از **Sun and McDonough (1989)** مي‌باشد.

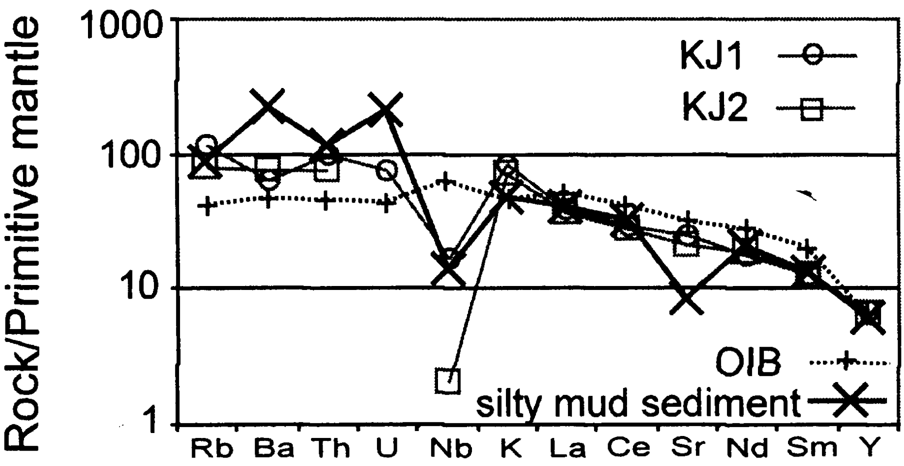
وقوع ماگماتيسم از نوع جزاير قوسي نيازمند آن است كه در زمان فوران، صفحه اقيانوسي نئوتتيس به زير يك صفحه اقيانوسي ديگر، فرو رانده شده باشد. چنانچه نقطه نظر Berberian *et al.*, (1982) مبني بر بسته شدن اقيانوس نئوتتيس و برخورد صفحات عربي و ايران مركزي در پالئوژن پسين- نئوژن آغازين را بپذيريم، مي‌توان باور داشت كه زون اروميه- دختر در ائوسن، محل فرورانش يك صفحه اقيانوسي به زير صفحه اقيانوسي ديگر يا به‌عبارتي محل يك "جزيره قوسي" بوده باشد. با پيشرفت فرورانش و تداوم تزريق ماگما، اين جزيره قوسي، به‌تدريج به يك قوس بالغ تحول يافته و سرانجام شبيه به يك پوسته قاره‌اي گرديده است.

ماگماي نوع جزاير قوسي در تعادل با آمفيبول/ فلوگوپيت

الگوهاي عناصر نادر عادي شده براي دو نمونه بازالت از سري LT در شكل a-۶ به نمايش درآمده است. يكي از نمونه‌ها (DS1) داراي نسبت Rb/Sr بالاترو Ba/Rb پائين‌تر از نمونه ديگر (DS2) مي‌باشد (شكل a-٦ ، جدول ۱). اين ممكن است دلالت برآن نمايد كه نمونه اول، ازماده مذابي مشتق گرديده كه در تعادل با فلوگوپيت شكل گرفته است (Furman and Graham, 1999) ، حال آنكه آمفيبول، فاز آبدار در تعادل با ماده مذابي بوده كه نمونه دوم را پديد آورده است. ميزان بالاتر نسبتTh/U در نمونهDS1 نيز با شكل‌گيري ماگماي مادر آن، در تعادل با فلوگوپيت هماهنگي دارد (Reid and Ramos, 1996). معمولاً تخريب فلوگوپيت در لبه فرورانده در اعماق بيش از تخريب آمفيبول صورت مي‌گيرد (يعني تا فشارهاي بالاتري پايداري مي‌نمايد)، اين فشارها بترتيب عباتند از: ۶ Gpa و ۳/۵ Gpa (Tatsumi and Kogiso, 1997). اين تفاوت در فشار ذوب، با همراهي زماني- مكاني هر دو نوع سنگ در يك توالي (يا مجموعه ماگمايي) همخواني ندارد. مطالعات تجربي توسط Tronnes (2002) مشخص نمود كه حداكثر محدوده پايداري فلوگوپيت عبارتست از ۱۳۵۰°C در ۵-۴ Gpa كه دلالت بر كاهش فشار توام با افزايش درجه حرارت دارد. بدين‌ترتيب توليد مذاب در تعادل با فلوگوپيت را مي‌توان، براي نمونه، به افزايش درجه حرارت ناشي از كم شدن نرخ فرورانش (يا همان مدل"لبه گرم" Wyllie, 1984) در يك گوشته منشاء كه محتوي فلوگوپيت و آمفيبول، هر دو است، نسبت داد. به عنوان نمونه گوشته‌اي كه محتوي هر دو فاز آبدار مي‌باشد، مي‌توان از يك متاسوماتيسم مرتبط با فرورانش ياد كردكه در Finero روي داده است (Zanetti *et al.*, 1999)، جايي كه گوه گوشته پريدوتيتي متحمل غني‌شدگي از فلوگوپيت (تا ۵% حجمي) و آمفيبول(تا ۲۵% حجمي)، هر دو گرديده است.

سنگ‌هاي آتشفشاني نوع جزايراقيانوسي و ويژگي‌هاي منشاء آن

سنگ‌هاي آتشفشاني سري HT، در مقايسه با سنگ‌هاي آتشفشاني سري LT كه ميزان تفريـق مشابهي را متحمل گرديده‌اند، محتوي HFSE و LILE بـالاتري هسـتند (اشـكال d-۶ وb-۶ را مقايسه نماييد). اين يافته با دخالـت يـك جـزء گوشـته از نـوع OIB در پيـدايش سـنگ‌هـاي آتشفشاني سري HT هماهنگ مي‌باشد. الگوهاي عناصر نادر كه نسبت به گوشـته اوليـه عـادي شده، براي دو نمونه از سنگ‌هاي آتشفشاني سـري HT كـه متحمـل حـداقل تفريـق ماگمـايي شده‌اند، در شكل d-۶ به نمايش درآمده است. اين الگوها شباهت زيادي به الگوهاي عناصر نادر OIB دارا هستند. برخي انحرافات از الگوي OIB را مي‌توان با آلودگي ماگما بتوسط مواد رسوبي فوقاني توضيح داد. براي نمونه، همانگونه كـه در شـكل ۷ بـه نمـايش درآمـده اسـت رسـوبات اقيانوسـي از نـوع رس سـيلتي (سـايت شـماره ۴۸۷ در جـدول۱، مرجـع مقابـل را ببينيـد: (Plank and Langmuir, 1998) مـي‌تواننـد الگوهـاي مشخصـه OIB را بـه سـمت الگوهـاي سنگ‌هاي آتشفشاني سري HT برانند.

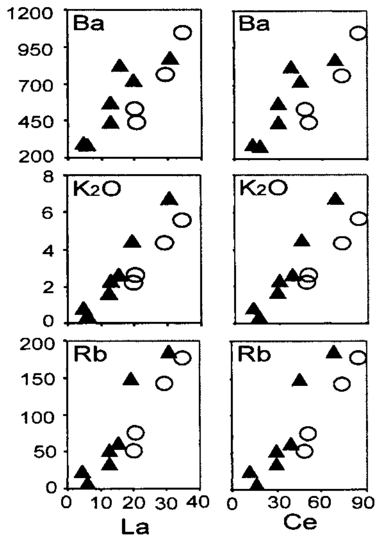


شكل ۷- الگوهاي عادي شده عناصر نادر نسبت به گوشته اوليه (**Sun and McDonough, 1989**) براي سنگ‌هاي آتشفشاني سري **HT** به‌همراه الگوهاي **OIB** و رسوبات رس سـيلتي (**Plank and Langmuir, 1998**) به نمايش درآمده‌اند. آلودگي يك ماگما از نوع **OIB** توسط رسوبات رس سيلتي منجر به الگوهاي عناصر نادر مشابه سنگ‌هاي آتشفشاني سري **HT** مي‌گردد.

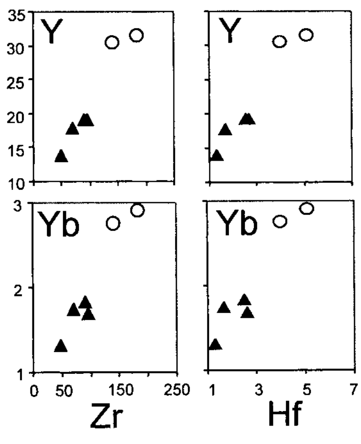
تفاوت‌هاي ژئوشيميايي بين سنگ‌هاي آتشفشاني سري HT و LT را نمي‌توان با افزوده شدن يك سيال غني از LILE به ماده مذاب مادر سنگ‌هاي آتشفشاني سري HT نسبت داد. ذكريك نمونه به روشن شدن اين مطلب كمك مي‌نمايد. در مطالعه‌اي كه اخيراً بر روي ماگماتيسم Carpathians صورت پذيرفته، سنگ‌هاي آتشقشاني قوس خارجي از سنگ‌هاي آتشفشاني قوس داخلي متمايز گرديده‌اند (Seghedi *et al.*, 2001). در مقايسه با سنگ‌هاي آتشفشاني قوس داخلي، سنگ‌هاي قوس خارجي از LILE غني و از Nb تهي شده‌اند. Seghedi و همكاران وي، غني شدگي از LILE در سنگ‌هاي آتشفشاني قوس خارجي را ناشي از ورود ميزان بيشتر سيالات (مشتق شده از لبه فرورونده) به گوه گوشته ارزيابي نمودند. بر خلاف مورد ياد شده، در مقايسه با سنگ‌هاي سري HT، سري LT از هيچيك از LILE و LREE غني نمي‌باشد. كاملاً برعكس، در ميزان مشخص LILE ، سنگ‌هاي سري LT از LREE فقيرتراند (شكل ۸). در ضمن، شكاف يا نبود قابل ملاحظه‌اي كه بين اين دو سري بر روي نمودارهاي تغييرات عناصر نادر قابل ملاحظه است (شكل ۹)، همچنين روندهاي تغييرات متفاوتي كه اين دو سري بر روي نمودارهاي عناصر نادر (شكل ۱۰) و عناصر اصلي (براي نمونه، نمودار SiO2-TiO2 در شكل ۳ راببينيد) نشان مي‌دهند، همگي گوياي تفاوتي بنيادي در گوشته منشاء و تحولات ماگمايي آنها است.

آلودگي در سنگ‌هاي سري **HT**

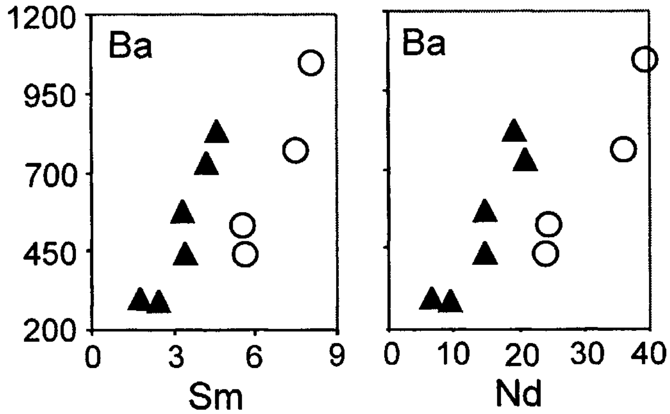
ناهنجاري منفي شديد Nb در يكي ازنمونه‌هاي سريHT (نمونه KJ2 ، شكل ۶-b، جدول۱) را مي‌توان ناشي از نوع ديگر آلودگي دانست. اين نمونه از بالاترين ميزان Mn در ميان سنگ‌هاي آتشفشاني منطقه مورد مطالعه برخوردار بوده و محتوي كمترين مقادير U ، پائين‌تر از حد سنجش، مي‌باشد (جدول۱ را ببينيد). آلودگي پوسته‌اي بويژه هضم اكسي-هيدراكسيدهاي آهن را مي‌توان سبب كاهش Nb و افزايش Mn در اين نمونه دانست (Calvert, 1978; Hekinian *et al.*, 1982). اكسي- هيدراكسيدهاي آهن از متشكلين اصلي رسوبات غني از آهن درجزاير اقيانوسي و رشته‌هاي ميان اقيانوسي مي‌باشد. هضم چنين رسوباتي همچنين مي‌تواند سبب كاهش ميزان U در نمونه KJ2 شده باشد چرا كه اكسي- هيدراكسيدهاي آهن ،اورانيم را در خود پذيرا نيستند (Gerth, 1990).



شكل ٨- **La** و **Ce** (از عناصر گروه **LREE**) بطور مجزا در مقابل **K_2O**, **Rb** و **Ba** (از عناصر گروه **LILE**) براي سنگ‌هاي آتشفشاني سري **LT** (جنوب دانسفهان) و سري**HT** (جنوب كرج) به نمايش درآمده‌اند. براي توضيح بيشتر، متن را ببينيد. علائم، مشابه شكل ٣ مي‌باشد. ميزان اكسيد عناصر اصلي به حسب درصد وزني و عناصر نادر بر حسب **ppm** مي‌باشد.



شكل ٩- نمودار تغييرات **Hf** و **Zr** (از عناصر گروه **HFSE**) بطور مجزا در مقابل **Y** و **Yb** . بين سنگ‌هاي آتشفشاني بازيك تا نسبتاً بازيك سري **LT** (جنوب دانسفهان) و سنگ‌هاي آتشفشاني نسبتاً بازيك سري**HT** (جنوب كرج)، وقفه يا نبود قابل ملاحظه‌اي ديده مي‌شود. علائم، مشابه شكل ٣ مي‌باشد. ميزان عناصر نادر بر حسب **ppm** مي‌باشد.



شكل۱۰– سنگ‌هاي آتشفشاني سري **LT** و سري **HT** ، روندهاي تحولي متفاوتي را بر روي نمودارهاي تغييرات **Sm** در مقابل **Ba** و **Nd** در مقابل **Ba** طي مي‌نمايند. علائم، مشابه شكل ۳ مي‌باشد. ميزان عناصر نادر بر حسب **ppm** مي‌باشد.

آتشفشاني همزمان جزاير قوسي و درون صفحه‌اي

توالي سنگ‌هاي آتشفشاني جنوب كرج و جنوب دانسفهان، عليرغم ۱۰۰ كيلومتر فاصله، دو رخنمون از يك واحد زمين‌شناسي است كه در محدوده زماني مشخصي (ائوسن) شكل گرفته‌اند. بررسي ويژگي‌هاي ژئوشيمي اين سنگ‌ها با تكيه بر طيف گسترده‌اي از عناصر نادر، روشن ساخته كه ماگماتيسم ائوسن اين بخش از زون اروميه- دختر، متاثر از دو مولفه يا جزء اصلي بوده است. فراواني و الگوهاي عناصر نادر سنگ‌هاي آتشفشاني جنوب دانسفهان شاخص جزاير قوسي است. بهر حال، فراواني و الگوهاي عناصر نادر سنگ‌هاي آتشفشاني جنوب كرج نشان از دخالت يك جزء ماگمايي جزاير اقيانوسي دارد. موارد مشابه كه وقوع همزمان ماگماتيسم جزاير قوسي و ماگماتيسم درون صفحه‌اي (نوع جزاير اقيانوسي) را شاهد هستيم، درديگر نقاط دنيا نيز گزارش شده‌اند كه موارد مقابل از آن جمله مي‌باشد: (Briggs and McDonough, 1990; Wendt *et al.*, 1997; Kita *et al.*, 2001).

نتيجه‌گيري

اين مطالعه با ارائه الگوهاي عناصر نادر مشخصه مناطق فرورانش در سنگ‌هاي سري LT براي اولين بار، دخالت يك ماگماي نوع جزاير قوسي در ولكانيسم ناحيه را تاييد مي‌نمايد. ره‌آورد ديگر اين مطالعه آن است كه يك سري سنگ آتشفشاني (سري HT) با ويژگي‌هاي ژئوشيميايي

آتشفشاني درون صفحه‌اي از نوع جزاير اقيانوسي (OIB) را معرفي مي‌نمايد. اين سنگ‌هاي آتشفشاني نوع جزاير اقيانوسي، از يك گوشته منشاء غني شده مشتق گرديده اند. آتشفشاني ائوسن جنوب دانسفهان، سري LT، ريشه در يك گوه گوشته ليتوسفري دارد كه پيشتر، توسط لبه اقيانوسي فرورونده نئوتتيس متحمل متاسوماتيسم گرديده. در همين محدوده زماني ولي به سمت شرق در جنوب كرج، يك گوشته منشاء عميق‌تر، از نوع Mantle Plume در آتشفشاني منطقه و ايجاد سري HT دخالت داشته است.

References

Alavi, M. (1996) *Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain system in northen Iran*. J. Geodynamics. **21,** 1, 1-33.

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

Berberian, F., Berberian, M. (1981) *Tectono-plutonic episodes in Iran*. In: Delany, F.M. and Gupta, H.K. (Eds.) Am. Geophys. Union, Geodynamics Series, pp. 5-32.

Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J., Berberian, M. (1982) *Late Cretaceous and Early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and Central Iran*. J. Geol. Soc. Lond, **139,** 605-614.

Briggs, R.M., McDonough, W.F. (1990) *Contemporaneous convergent margin and intraplate magmatism, North Island, New Zealand*. J. Petrol., **31,** 4, 813-851.

Basaltic Volcanism Study Project (1981) *Basaltic volcanism on the terresterial planets*. Pergamon Press, Inc., New York. 1286 pp.

Calvert, S.E. (1978) *Geochemistry of oceanic ferromanganese deposits*. In: Paton, A., Kent, P., Deacon, G., Hutchinson, K., Ranken, M.B.F. (organizers) Sea floor development; moving into deep water. Phil. Trans. Royal Soc. Lond., Series A, **290**, 43-73.

Furman, T., Graham, D. (1999) *Erosion of lithospheric mantle beneath the east African rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province*. Lithos, **48,** 237-262.

Gerth, I. (1990) *Unit-cell dimensions of pure and trace metal associated goethites*. Geochim. Cosmochim. Acta, **54,** 363-371.

Gill, J.B. (1981) *Orogenic andesites and plate tectonics*. Heidelberg: Springer Verlag, 390 pp.

Gordon, G.E., Randle, K., Goles, G.G., Corliss, J.B., Beson, M.H., Oxley, S.S. (1968) *Instrumental activation analysis of standard rocks with high resolution gamma-ray detectors*. Geochim. Cosmochim. Acta, **32,** 369-396.

Hekinian, R., Renard, V., Cheminee, J.L. (1982) *Hydrothermal deposits on the East Pacific Rise near 13N: geological setting and distribution of active sulfide chimneys*. In: Rona, P.A., Bostrom, K., Laubier, L., Smith, K.L., (eds), Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers. New York: Plenum, pp. 571-594.

Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A. (1971) *A guide to the chemical classification of common rocks*. Canad. J. Earth Sci., **8,** 523-548.

Jacob, D.E., Foley, S.F. (1999) *Evidence for Archean oceanic crust with low high field strength element signature from diamondiferous eclogite xenoliths*. Lithos, **48**, 317-336.

Jaques, A.L., Green, D.H. (1980) *Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. Contrib*. Mineral. Petrol., **73,** 287-310.

Kita, I., Yamamoto, M., Asakawa, Y., Nakagawa, M., Taguchi, S., Hasegawa, H. (2001) *Contemporaneous ascent of within-plate type and island-are type magma in the Beppu-Shimabara graben system, Kyushu island, Japan*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **111,** 99-109.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986) *A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica (TAS) diagram*. J. Petrol., **27**, 745-750.

Meschede, M. (1986) *A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram*. Chem. Geol., **56**, 207-218.

Middlemost, E.A.K. (1975) *The basalt clan*. Earth Sci. Rev., **11**, 337-364.

Middlemost, E.A.K. (1997) *Magmas, rocks and planetary developments, a survey of magma/igneous rock system*. Addison Wesley Longman Limited, 299 p.

Norrish, K., Hutton, J.T. (1969) *An accurate X-ray spectrographic method for the analysis of a wide range of geological samples*. Geochim.Cosmochim. Acta, **33**, 431-453.

Plank, T., Langmuir, C.H. (1998) *The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle*. Chem. Geol., **145**, 325-394.

Reid, M.R., Ramos, F.C. (1996) *Chemical dynamics of enriched mantle in the southwestern United States: Thorium isotope evidence*. Earth Planet. Sci. Lett., **138**, 67-81.

Saunders, A.D., Tarney, J., Weaver S.D. (1980) *Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas*. Earth Planet. Sci. Lett, **46**, 344-360.

Seghedi, I., Downes, H., Pecskay, Z., Thirlwall, M.F., Szakacs, A., Prychodko, M., Mattey, D. (2001) *Magma genesis in a subduction-related post-collisional volcanic arc segment: the Ukranian Carpathians*. Lithos, **57**, 237-262.

Sun, S.S. (1980) *Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and, island arcs*. Phil. Trans. Royal Soc. Lond., Series A, **297**, 409-445.

Sun, S.S., McDonough, W.F. (1989) *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*. In: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (eds) Magmatism in the ocean basins, Geol. Soc., Lond., Spec.Publ., **42**, 313-345.

Tatsumi, Y., Kogiso, T. (1997) *Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 2. Origin of chemical and physical characteristics in arc magmaticm*. Earth Planet. Sci. Lett., **148**, 207-221.

Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.I., Parry, S.J. (1984) *An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach*. Phil. Trans. Royal Soc. Lond., **A310**, 549-590.

Tronnes, R.G. (2002) *Stability range and decomposition of potassic richterite and phlogopite end members at 5-15 Gpa*. Mineral. Petrol., **74**, 129-148.

Wendt, J.I., Regelous, M., Collerson, K.D., Ewart, A. (1997) *Evidence for a contribution from two mantle plumes to island-arc lavas from northern Tonga*. Geology, **25(7),** 611-614.

White, W.M., Patchett, J. (1984) *Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma origins and crust-mantle evolution*. Earth Planet. Sci. Lett., **67**, 167-185.

Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis; a global tectonic approach*. Chapman & Hall, 466 p.

Wyllie, P.J. (1984) *Constraints imposed by experimental petrology on possible and impossible magma sources and products*. Phil. Trans. Royal Soc. Lond., **A310**, 439-56.

Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Vannucci, R. (1999) *The Finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction related metasomatism*. Contrib. Mineral. Petrol., **134**, 107-122.

اقليمي، ب، مصوري، ف و مهرپرتو، م. (۱۳۷۸) *نقشه زمين‌شناسي دانسفهان، مقياس: ۱۰۰،۰۰۰ :۱ (نقشه شماره ۵۹۶۱)*. سازمان زمين‌شناسي و اکتشافات معدني کشور. تهران.

امامي، م.ه. (۱۳۷۹) *ماگماتيسم در ايران*. سازمان زمين‌شناسي و اکتشافات معدني کشور، تهران. ۶۰۸ صفحه.

خان ناظر، ن. ح. (۱۳۵۹) *مطالعه زمين شناسي و پترولوژي ناحيه رزك (چهار گوش ساوه)*. پايان نامه کارشناسي ارشد. دانشگاه تهران. ۱۵۵ صفحه.

طوطي، فرامرز (۱۳۷۰) *پترولوژي سنگهاي آتشفشاني منطقه کوه جارو (جنوب شرق اشتهارد)*. پايان نامه کارشناسي ارشد. دانشگاه تهران. ۱۲۱ صفحه.

عميدي، س. م. (گردآوري و تکميل-۱۳۶۳) *نقشه چهارگوش زمين‌شناسي ساوه، مقياس: ۲۵۰،۰۰۰ :۱ (نقشه شماره E5)*. سازمان زمين‌شناسي و اکتشافات معدني کشور. تهران.

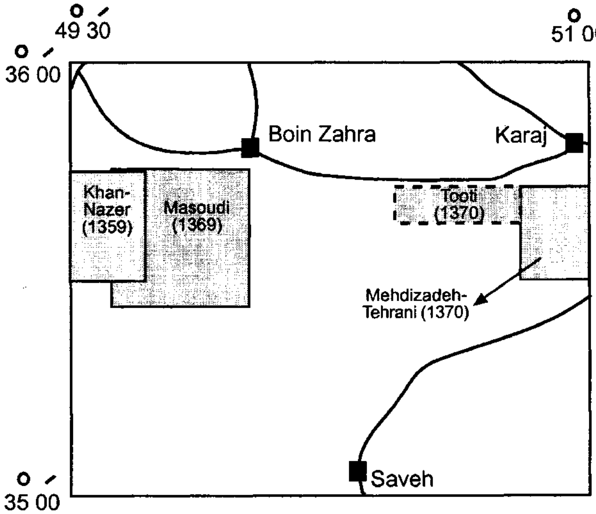
مسعودي، ف. (۱۳۶۹) *چينه شناسي، پتروگرافي، ژئوشيمي و پترولوژي سنگهاي آتشفشاني جنوب بوئين زهرا*. پايان نامه کارشناسي ارشد. دانشگاه تربيت معلم. ۲۱۴ صفحه.

معين‌وزيري، ح. (۱۳۷۵) *ديباچه‌اي برماگماتيسم در ايران*. دانشگاه تربيت معلم تهران. ۴۴۰ صفحه.

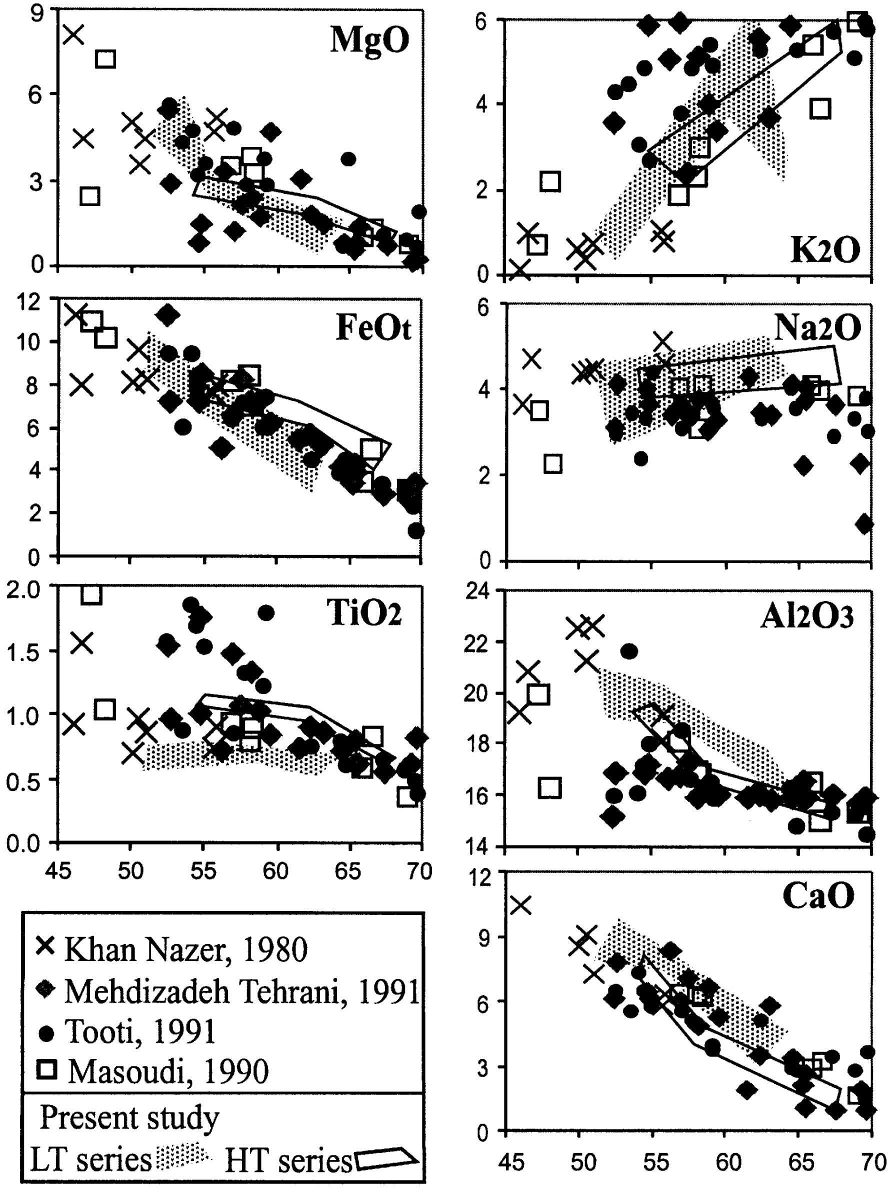
مهديزاده تهراني، س. (۱۳۷۰) *بررسي زمين شناسي و پترولوژي و ژئوشيمي سنگهاي آتشفشاني منطقه مردآباد*. پايان نامه کارشناسي ارشد. دانشگاه تهران. ۱۹۳ صفحه.

مهديزاده تهراني، س.، يوسفي، م.، امامي، م.ه.، نوايي، ي. (۱۳۷۴) *نقشه زمين‌شناسي کرج، مقياس: ۱۰۰،۰۰۰ :۱ (نقشه شماره ۶۱۶۱)*. سازمان زمين‌شناسي و اکتشافات معدني کشور. تهران.

ضمائم:



ضميمه ١– مطالعاتي كه پيشتر در پيرامون مناطق مورد مطالعـه صـورت پذيرفتـه، بـر روي محـدوده چهارگوش ساوه نشان داده شده‌اند (باشكل **b**-١ مقايسه نماييد). تاريخ به هجري شمسي است.



ضميمه ۲ – نتايج تجزيه شيميايي نمونه‌هايي که در جريان مطالعات پيشـين گردآمـده و نمونـه‌هـاي حاصل از مطالعه حاضر، بر روي نمودارهاي هارکر مقايسه شده‌اند.