

پetroگرافی و ژئوشیمی سنگهای آتشفشانی بازیک کوه قرینه شمال شرق قروه، (غرب ایران)

سید جمال شیخ ذکریایی^۱، افشین اشجع اردلان^۲، سحر طربی^۳

۱- استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران. www.jamal.zakariaee@gmail.com

۲- استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، تهران، ایران.

۳- دانش آموخته کارشناسی ارشد زمین شناسی پترولوژی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، تهران، ایران.

تاریخ دریافت: ۹۲/۴/۲۱ تاریخ تصویب: ۹۳/۱/۲۱

چکیده

آتشفشان قرینه از مناطق آتشفشانی قروه-تکاب در کمربند سنندج سیرجان و در منطقه قرلجه کند می باشد. بر اساس مطالعات پتروگرافی زئوکریست کوارتز و پلاژیوکلاز و زئولیت های گرانیتویدی در ترکیب این سنگها مشاهده می شوند. فنوکریست ها، زئوکریست و زئولیتها در زمینه ریز بلور با بافت پورفیریک با خمیره میکرولیتی تا شیشه ای حفره دار دیده می شوند. کلبه سنگها دارای ترکیب بازالت، الیوین بازالت و آندزیت بازالت می باشد. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی، سنگ های آلکالن بازیک مورد مطالعه جزء سنگ های آلکالن سری شوشونیتی درون صفحه ای طبقه بندی می شوند. آنومالی های مثبت و منفی در الگوهای بهنجار شده عناصر کمیاب ناسازگار نشان از آرایش با مواد پوسته ای و پدیده هضم دارد. بررسی نسبت عناصر (Rare Earth Elements) REE (High Field Small Elements) HFSE و LILE (Elements) غنی شبیه به بازالت های اقیانوسی OIB (Ocean Island Basalt) داشته و نقش پوسته های میانی، پایینی را در آرایش ماگمایی، موثرتر از نقش لیتوسفر زیر قاره ای می داند.

واژگان کلیدی: کوه قرینه، شمال شرق قروه، زئوکریست، زئولیت، بازالت اقیانوسی OIB

مقدمه

دهند و اهمیت بالقوه ای در تمایز فرآیندهای زمین شناسی ایفا می کنند.

آتشفشان کوه قرینه در موقعیت جغرافیایی

$35^{\circ}19'2''N$ ، $47^{\circ}54'15''E$ الی $48^{\circ}00'8''E$

الی $35^{\circ}23'8''N$ (شکل ۱) با مختصات جغرافیایی

$47^{\circ}58'76''E$ و $35^{\circ}22'63''N$ در بخش میانی

آتشفشان های خطی قروه- تکاب به صورت

سنگهای آتشفشانی و آذرآواری، آتشفشان کوه قرینه

در محور قروه- تکاب و کمربند سنندج سیرجان،

محصول فرآیندهای متعددی است که در حین

تشکیل، صعود و تبلور ماگمایی به وجود آمده است.

لذا کانی های سنگهای آتش فشانی و مطالعات

ژئوشیمیایی می توانند نشانه هایی از حوادث و

فرآیندهای صورت گرفته طی تبلور و انجماد را نشان

مخروطی لبه بریده، از نوع استراتوولکان، دارای ارتفاع ۲۱۰۱ متر از سطح دریا و در ۲۸/۹۵ کیلومتری شمال خاوری شهرستان قروه، در منطقه ی قزلچه کند قرار دارد.

زمین شناسی منطقه قروه

سنگهای تشکیل دهنده منطقه قروه از نوع آذرین، دگرگونی و رسوبی می باشند. ازدیدگاه ریخت شناسی و همچنین زمین شناسی در شمال و جنوب قروه تفاوت های بسیار زیادی مشاهده می شود. سنگهای نیمه جنوبی عمدتاً از سنگهای آذرین و دگرگونی تشکیل یافته و نیمه شمالی قروه تحت تاثیر نهشته های نئوژن و کواترنر و نیز فعالیت های آتشفشانی گسترده چهره متفاوتی به خود گرفته است. در این نیمه مراکز آتشفشانی قروه - تکاب با گدازه های اسیدی و حد واسط به صورت گنبد، دایک و انتشار ایگنیمبریت و گدازه های بازیک به صورت مخروط کم ارتفاع با ترکیب اسکوری بوده که گدازه به علت گرانیروی کم کیلومترها بر روی دشت جریان یافته است. در آتشفشان کوه قرنیه روانه ها و تفرافراوانی زیاد پدید آورنده ی این مخروط آتشفشانی هستند. قطعات پرتابه بیشتر از نوع اسکوری، خاکستر و بمبهای آتشفشانی با اشکال متفاوت کروی، دوکی شکل، قشرنانی و هسته دار می باشد. لازم به ذکر است با بررسی توالی نهشته های آذر آواری در سه بخش راس، میانی و قاعده به صورت متناوب از این قطعات تشکیل شده اند می توان به استراتوولکان بودن این مخروط پی برد (شکل ۲).

ازمهمترین ویژگی های صحرائی که نشانه های میکروسکوپی آن نیزقابل مشاهده است می توان به

بمب هایی باهسته گرانیتوئیدی و زنولیت گرانیتوئیدی با پراکندگی نسبتاً کم اشاره نمود (شکل ۳). پس از عملیات صحرائی و نمونه برداری از آتشفشان مورد مطالعه از تعداد حدود ۶۰ نمونه سنگی، مقطع نازک به منظور مطالعات میکروسکوپی تهیه شد. پس از مطالعات میکروسکوپی، تعداد ۱۰ نمونه جهت آنالیز سنگ کل (ICP.MS) به کشور کانادا و آزمایشگاه ACME LAB ارسال گردید.

پتروگرافی

سنگ های بازالتی مورد مطالعه در مقیاس ماکروسکوپی به رنگ سیاه و خاکستری تیره دیده می شوند.

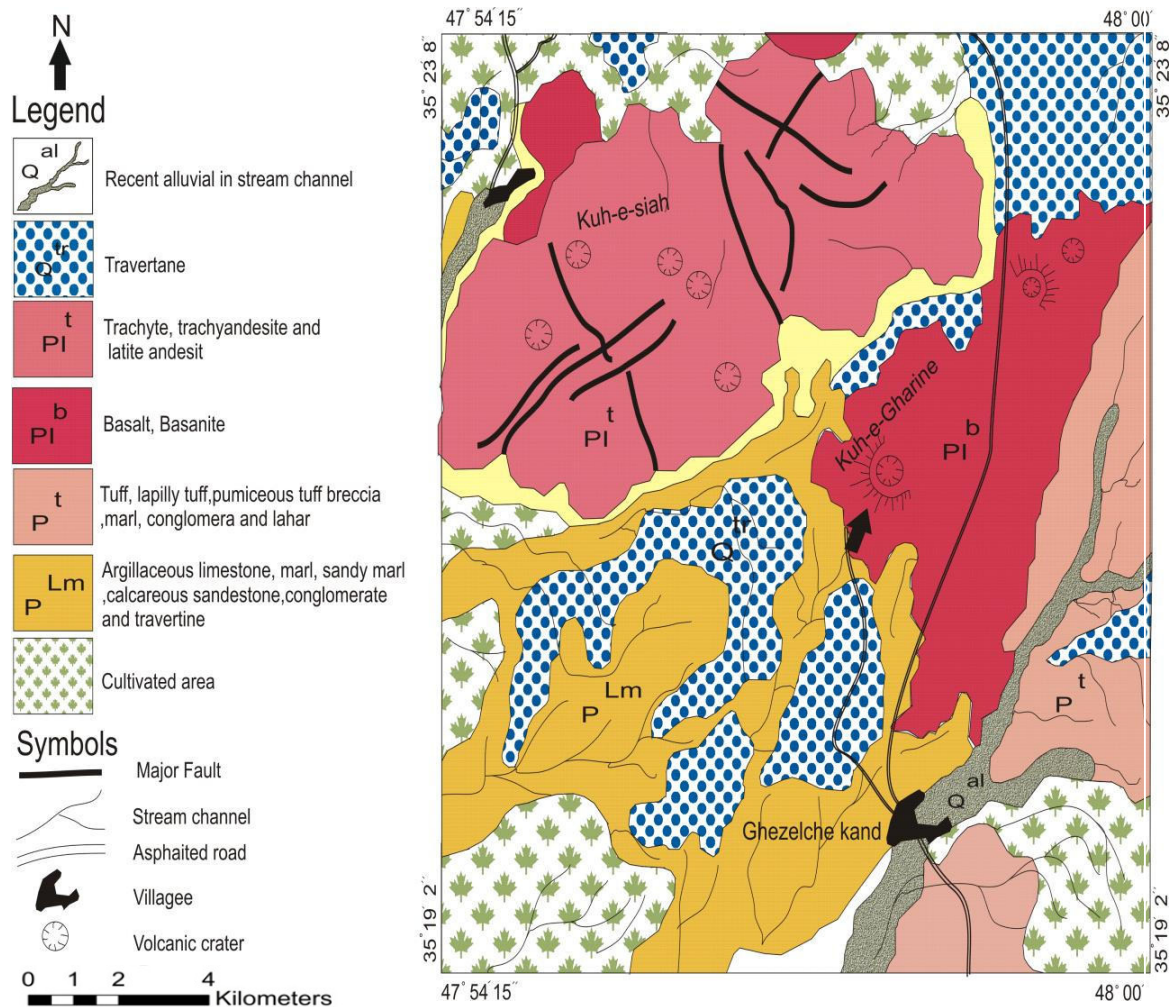
اسکوریها دارای حفرات فراوان با اندازه متفاوت می باشند. در مقیاس میکروسکوپی وبا مطالعات پتروگرافی انجام شده کلیه سنگها دارای ترکیب بازالت، الیوین بازالت و آندزیت بازالت می باشند. زنوکریست های کوارتز و پلاژیوکلاز و زنولیت های گرانیتوئیدی نیز در این سنگها مشاهده می شود.

به طور کلی بازالتها در مقاطع میکروسکوپی دارای بافت پورفیریک با خمیره میکرولیتیک تا شیشه ای حفره دار(اسکوری) و گلومروپورفیری (شکل ۴-الف) می باشند.

کانی های عمده عبارتند از پیروکسن، آمفیبول، الیوین و خمیره از میکرولیت های پلاژیوکلاز، پیروکسن، کانی های اوپاک و شیشه تشکیل شده است.

در خمیره فضاهای خالی حاصل از به دام افتادن گازها و مواد فرار با اندازه های متفاوت نیز مشاهده می شوند.

ویژگی کانی های عمده بر اساس فراوانی به شرح زیر می باشد:



شکل ۱- موقعیت آتشفشان مورد مطالعه (پیکان سیاه)



شکل ۲- نمایی از نهشته های آذرآواری در سه بخش راس، میانی، قاعده و نزدیک به قاعده، دید به سوی جنوب غربی.



شکل ۳- نمایی از بمب و زنولیت های آتشفشان قرینه، الف- بمب با هسته گرانیتوئیدی، نفوذ مذاب میزبان (بخش های تیره) به درون هسته گرانیتوئیدی (بخش های تیره) به خوبی دیده می شود، ب- زنولیت گرانیتوئیدی، نفوذ مذاب میزبان (بخش های تیره) به درون زنولیت (بخش های تیره) به خوب دیده می شود.

از ادخال های موجود در این آمفیبول ها می توان به کانی های اوپاک و پیروکسن اشاره کرد.

از مهم ترین ویژگی های این کانی می توان به ریزساخت خلیجی و حاشیه سوخته اشاره نمود (شکل ۴- و).

الیون: الیون های موجود در سنگ ها به اشکال متفاوتی دیده می شود. از مهم ترین اشکال ظاهری الیون می توان به اسکلتی بودن که احتمالا نشان دهنده بلور شدگی سریع است و طویل بودن آن اشاره کرد.

از مهم ترین ویژگی آن ها می توان به تشکیل پیروکسن های ریز بلور در پیرامون آن ها با شدت متفاوت و محبوس شدن خمیره به صورت ادخال اشاره کرد که می توان آن را ناشی از پر شدن مجدد مخزن ماگمایی توسط مذاب های مافیک پیش از فوران دانست (شکل ۵- الف).

همچنین ریزساخت های غربالی، خلیجی، انحلالی و اسکلتی به خوبی قابل مشاهده است .

در بخش های غربالی و خلیجی مذاب هم جنس با خمیره میزبان مشاهده می شود، اگرچه الیون ها در دمای زیاد متبلور می شوند، ولی می توان چنین ریز ساخت هایی را مرتبط با افزایش دما ناشی از صعود ناگهانی ماگما دانست.

بعضی از بلور های بزرگ الیون انحلال بخشی را که احتمالا به دلیل ورود از مذاب داغ است را نشان می دهند.

دگرسانی در الیون ها، ایدینگزیتی شدن می باشد که با شدت کم و بیشتر در حاشیه الیون ها مشاهده می شود (شکل ۵- ب).

پیروکسن: پیروکسن یک فاز فنوکریست و میکروفنوکریست فراوان به صورت شکل دار تا بی شکل با ماکل دوتایی می باشد.

بر اساس خصوصیات نوری و ضریب شکست از نوع اوژیت و دیوپسید است و دارای اشکال ظاهری ستونی تک بلور و اجتماعی همراه با دیگر کانی ها من جمله آمفیبول و الیون، اجتماع سوزنی شکل و میکروولیتی می باشند.

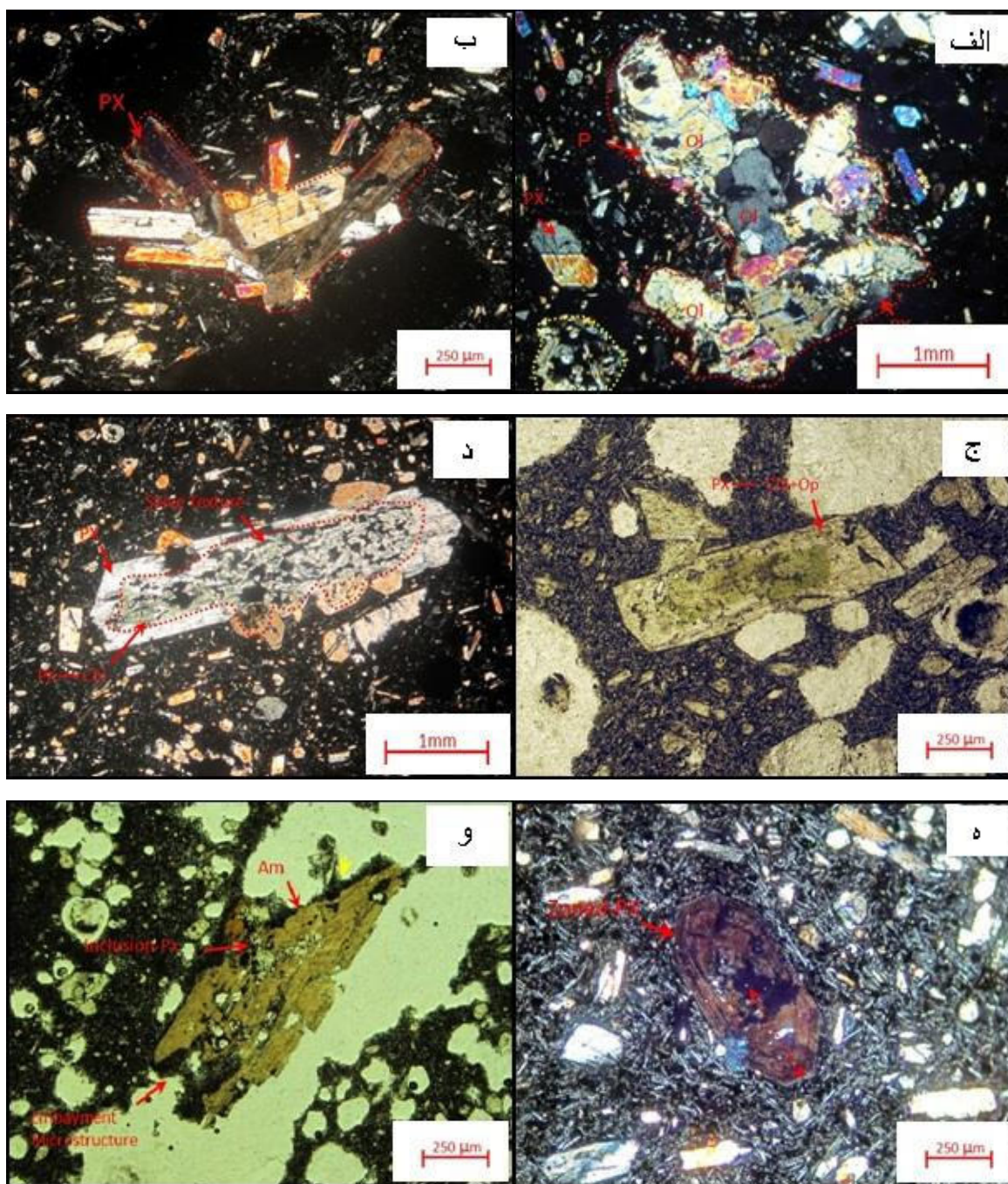
پیروکسن های اجتماعی دارای بافت کومولوفیریک می باشند (شکل ۴- ب).

حضور این پیروکسن ها با اشکال متفاوت و همراهی آن ها با دیگر کانی ها نشان از تحولات مخزن ماگمایی و آرایش ماگما در حین صعود دارد. پیروکسن های سوزنی شکل در سه حالت کلی در فضای نزدیک به دیواره حفرات، به طور کامل کل حفرات را پر کرده و پیرامون زنوکریست های کوارتر به صورت حاشیه واکنشی که حاصل واکنش مذاب میزبان با زنوکریست است دیده می شود.

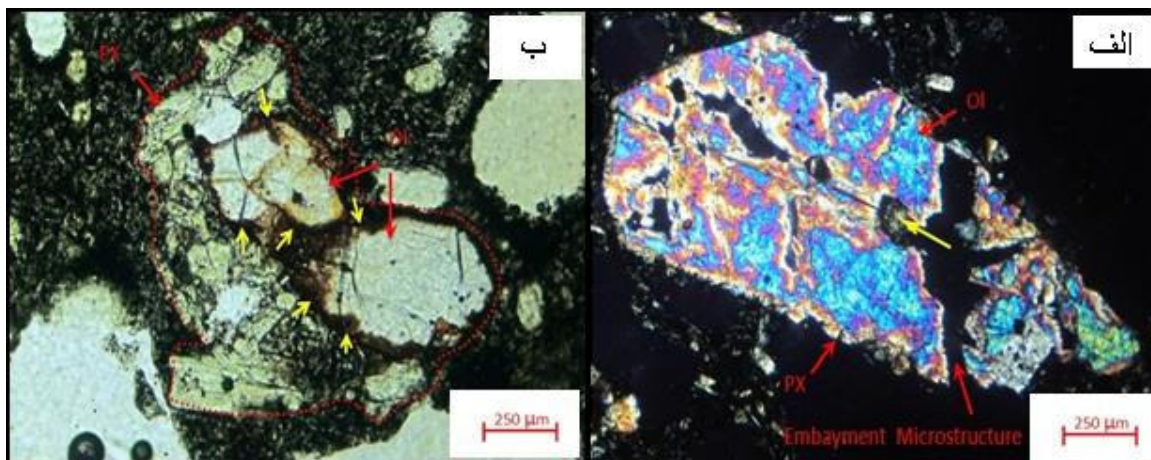
پیروکسن ها دگرسانی ضعیفی را به کلریت، کانی های اوپاک و بیوتیت در بخش های مرکزی نشان می دهند (شکل ۴- ج).

پیروکسن ها دارای ریزساخت غربالی، حاشیه خلیجی، حاشیه انحلالی، حاشیه واکنشی و زونینگ (شکل ۴- د و ه) می باشند.

آمفیبول: آمفیبول ها عمدتا از نوع هورنبلند بوده و به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار و اغلب به صورت تک بلور تیغه ای و شکل دار و به ندرت اجتماعی و در برخی موارد همراه با پیروکسن دیده می شوند.



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از پیروکسن و آمفیبول، الف- بافت گلمروپورفیری، ب- اجتماعات نیغه ای پیروکسن با ظاهر کومولوفیریک، ج: تک بلور پیروکسن که از مرکز به کلریت و کانی ها اوپاک تبدیل شده است، د- پیروکسن با ریزساخت های غربالی و دگرسانی به کلریت ریزساخت های خلیجی و غربالی، ه- منطقه بندی در پیروکسن، و- فنوکریست نیمه شکل دار آمفیبول با حاشیه سوخته، تمام تصاویر به جز ج و و در وضعیت نوری XPL.

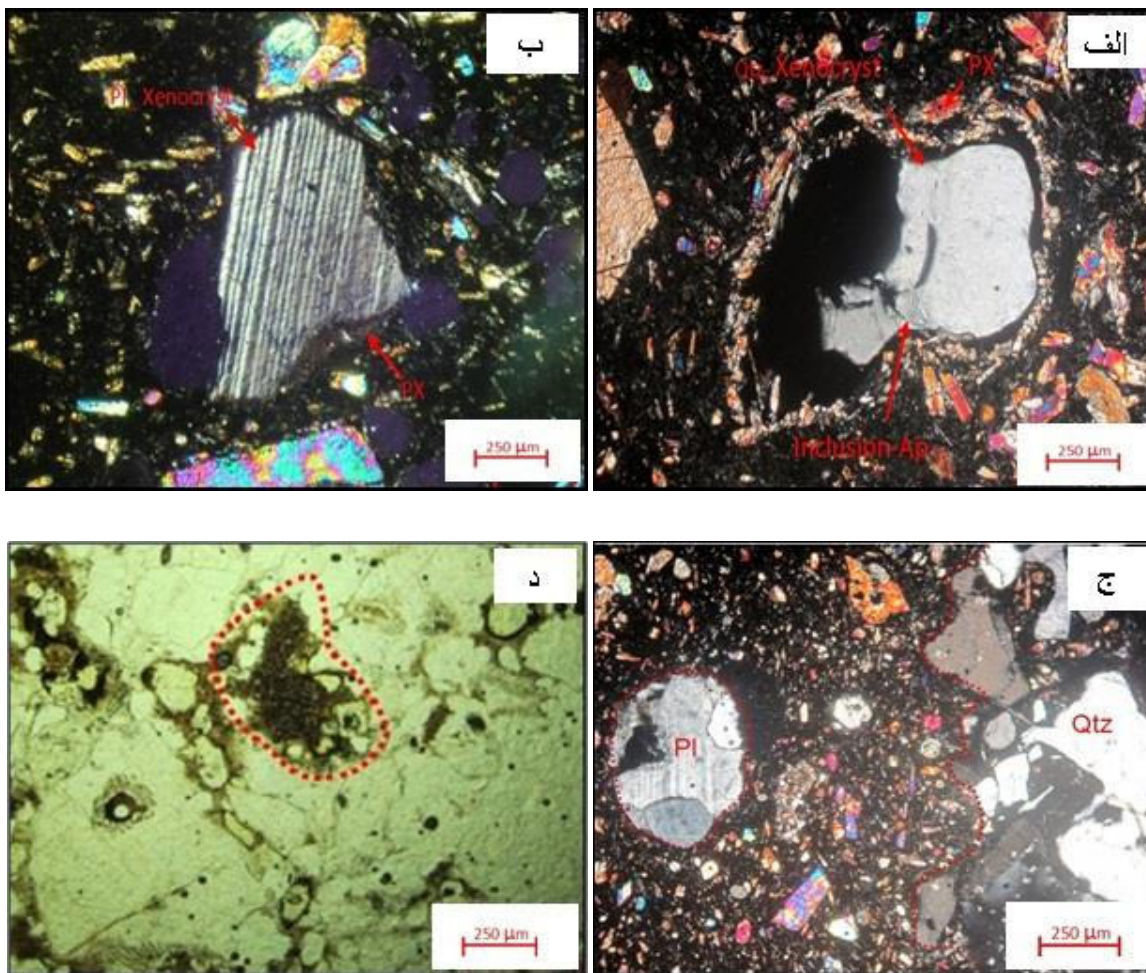


شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی از کانی الیون و پیروکسن، الف- فنوکریست اسکلتی الیون با ادخال از خمیره و تشکیل پیروکسن با رشد ضعیف در پیرامون آن، ب- اجتماعات پیروکسن و الیون، به حاشیه ایدینگزیتی شده توجه شود. الف- در وضعیت نوری XPL، ب- در وضعیت نوری PPL

زنوکریست ها و زنولیت ها

از عمده ترین زنوکریست ها می توان به کوارتز و پلاژیوکلاز و از زنولیت ها می توان به زنولیت های گرانیتوئیدی اشاره نمود. زنوکریست کوارتز به صورت گرد تا نیمه گرد شده در بعضی موارد دارای ادخال هایی از جنس آپاتیت سوزنی شکل و حاشیه کنگره ای که نتیجه انحلال یافتگی توسط مذاب میزبان می باشد، دیده می شود. دارای ریز ساخت های عدم تعادل هم چون خلیجی و حاشیه های واکنشی به صورت ضخیم تا نازک می باشد. این حاشیه واکنشی از پیروکسن های سوزنی شکل تشکیل شده است (شکل ۶- الف). در زنوکریست پلاژیوکلاز به علت تاثیر مذاب میزبان بر روی آن دارای حاشیه واکنشی از جنس پیروکسن می شود (شکل ۶- ب). در وضعیت نوری XPL، ب- در وضعیت نوری PPL

سوزنی شکل است و نفوذ مذاب میزبان به درون آن دیده می شود (شکل ۶- ب). زنولیت های گرانیتوئیدی بخش های جدا شده از توده های گرانیتوئیدی می باشند. در (شکل ۶- ج) ما شاهد نفوذ ماگمای بازیک به درون زنولیت گرانیتوئیدی می باشیم. شدت نفوذ مذاب میزبان در زنولیت ها به حدیست که سبب جدایش و تفکیک قطعات زنولیت های گرانیتوئیدی می شود و باعث شناوری این قطعات در مذاب میزبان و تشکیل حوضچه های مذاب می شود (شکل ۶- د). پس می توان حضور زنوکریست ها ی کوارتز و پلاژیوکلاز را در مذاب میزبان مرتبط با جدایش آن ها از زنولیت های گرانیتوئیدی دانست.



شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی از بیگانه بلور و بیگانه سنگ ها، الف- بیگانه بلور کوارتز نیمه گرد با حاشیه واکنشی ضخیم با ادخالهای آپاتیت، ب- زونکریست پلاژیوکلاز با حاشیه واکنشی ضخیم از جنس پیروکسن با ماکل پلی سنتتیک، ج- مرز زنولیت گرانیتویدی و نفوذ مذاب میزبان به درون آن، د- جدایش قطعات تشکیل دهنده زنولیت گرانیتویدی در نتیجه نفوذ مذاب میزبان و تشکیل حوضچه های مذاب. تمام تصاویر به جز د در وضعیت نوری XPL.

ژئوشیمی

کانادا مورد تجزیه قرار گرفتند. با توجه به این که بعضی از نمونه ها دارای مقادیر قابل توجهی آب و مواد فرار می باشند با حذف عناصر از لیست تجزیه، اکسیدهای اصلی به صورت مواد فرار (Volatile Free) محاسبه شدند. نتایج تجزیه نمونه های مورد مطالعه در (جدول ۱) آورده شده است.

در راستای مطالعات ژئوشیمیایی تعداد ۱۰ نمونه از سنگهای دارای کمترین آلتراسیون از آتشفشان قرینه بر مبنای مطالعات پتروگرافی جهت تجزیه سنگ کل (عناصر اصلی و کمیاب)، انتخاب و توسط دستگاه ICP-MS در آزمایشگاه Acme labs، در کشور

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی (بر حسب %)، فرعی و REE (بر حسب ppm) نمونه های آتشفشان قرینه.

Sample No	3247A4	3248A7	3249A11	3250A9	3251B11	3252B14	3253A18	3254A15	3255A16	3256B1
SiO ₂	49.63	49.73	49.71	49.66	49.76	50.01	49.81	50.37	50.05	50.15
Al ₂ O ₃	12.72	12.87	12.82	12.93	12.76	12.98	12.79	12.80	12.79	12.75
Fe ₂ O ₃	8.18	7.98	7.99	8.06	7.97	7.84	7.85	7.80	7.87	7.87
MgO	9.70	9.04	9.09	9.03	9.33	9.00	9.34	9.13	9.61	9.27
CaO	9.08	9.20	9.24	9.24	9.14	9.24	9.23	9.11	9.20	9.12
Na ₂ O	4.25	4.34	4.41	4.35	4.41	4.13	4.09	4.40	4.46	4.11
K ₂ O	2.69	2.70	2.62	2.66	2.45	2.75	2.67	2.63	2.35	2.69
TiO ₂	1.48	1.50	1.51	1.51	1.50	1.48	1.44	1.48	1.49	1.43
P ₂ O ₅	1.13	1.17	1.18	1.16	1.15	1.11	1.09	1.09	1.09	1.08
MnO	0.16	0.13	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Cr ₂ O ₃	0.061	0.055	0.055	0.056	0.056	0.054	0.057	0.054	0.058	0.056
Ni	226	185	201	179	199	183	194	192	212	201
Sc	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15
LOI	0.3	0.7	0.6	0.6	0.8	0.7	0.9	0.4	0.3	0.7
Sum	99.40	99.39	99.40	99.40	99.42	99.41	99.38	99.40	99.40	99.39
Ba	1266	1301	1300	1290	1250	1265	1281	1291	1327	1311
Be	1	<1	2	<1	1	2	<1	1	<1	4
Co	36.8	35.0	34.3	33.3	34.9	34.0	35.3	34.5	36.7	37.6
Cs	1.4	1.5	1.5	1.5	1.6	1.4	1.5	1.7	1.6	1.5
Ga	16.7	16.4	17.0	16.2	16.1	16.9	18.0	17.4	17.2	16.5
Hf	5.0	5.4	5.1	5.3	4.2	4.5	4.4	4.6	4.8	4.8
Nb	38.5	40.7	39.1	38.6	38.1	39.6	40.5	42.5	43.8	41.5
Rb	49.0	51.4	42.9	49.8	35.5	49.7	50.2	44.1	42.3	50.5
Sn	2	2	<1	2	<1	2	11	24	1	5
Sr	1465.5	1550.3	1494.9	1480.7	1436.6	1490.7	1509.9	1449.7	1489.2	1491.3
Ta	2.2	2.2	2.5	2.3	2.2	2.5	1.8	2.3	2.2	2.0
Th	19.6	20.5	19.8	20.2	17.8	19.2	19.9	18.3	19.7	21.1
U	4.3	4.7	4.4	4.5	4.2	4.1	4.8	4.1	4.1	4.8
V	156	153	143	148	120	148	155	145	158	154
W	0.9	1.0	1.2	0.9	<0.5	0.9	0.9	0.8	1.0	1.0
Zr	203.2	211.1	204.5	205.6	192.4	201.6	210.9	214.0	224.4	207.4

ادامه جدول ۱

Sample No	3247A4	3248A7	3249A11	3250A9	3251B11	3252B14	3253A18	3254A15	3255A16	3256B1
Y	19.4	19.4	18.4	18.6	17.8	18.3	19.9	20.1	20.0	20.7
La	87.1	92.1	88.4	87.6	79.6	83.1	98.8	99.6	102.3	99.4
Ce	180.1	184.5	180.3	179.6	162.9	169.8	190.0	189.8	195.9	195.4
Pr	19.19	19.87	19.45	19.59	17.84	18.75	21.48	20.74	21.17	21.80
Nd	68.9	73.6	68.3	70.6	64.0	69.7	77.9	74.1	73.1	76.1
Sm	10.43	10.80	10.18	10.66	9.68	10.02	11.28	10.89	11.38	11.63
Eu	2.58	2.70	2.76	2.71	2.54	2.66	2.74	2.68	2.77	2.65
Gd	6.43	6.50	6.57	6.50	6.37	6.27	7.44	7.05	7.08	7.36
Tb	0.88	0.93	0.91	0.92	0.91	0.90	0.91	0.87	0.93	0.89
Dy	4.21	4.29	4.42	4.08	3.87	4.39	4.14	4.29	4.27	3.81
Ho	0.68	0.73	0.68	0.77	0.71	0.69	0.73	0.72	0.69	0.73
Er	1.61	1.90	1.82	1.70	1.86	1.84	1.54	1.58	1.59	1.86
Tm	0.22	0.26	0.23	0.27	0.25	0.25	0.28	0.26	0.27	0.25
Yb	1.52	1.33	1.52	1.57	1.54	1.49	1.46	1.43	1.45	1.55
Lu	0.21	0.22	0.22	0.24	0.19	0.22	0.22	0.22	0.20	0.19
TOT/C	0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
TOT/S	0.13	0.03	0.04	0.04	0.05	<0.02	0.04	0.04	0.03	0.05
Mo	3.1	2.0	2.8	2.3	2.7	2.4	2.9	3.0	2.4	2.3
Cu	30.4	35.5	34.2	39.4	24.3	54.7	146.9	184.0	36.3	53.0
Pb	3.2	5.4	4.9	4.8	2.1	6.2	8.6	2.8	3.0	7.4
Zn	58	41	50	45	44	61	59	50	66	61
Ni	189.6	165.5	161.5	162.2	162.4	161.2	180.9	166.9	181.4	175.9
As	1.5	0.8	2.1	1.0	3.1	2.3	2.0	1.9	1.5	1.3
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sb	0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.1	<0.1
Bi	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	0.1	0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	12.9	3.0	<0.5	1.3	2.2	2.4	2.4	1.3	1.2	1.9
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Tl	0.9	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5

ژئوشیمی عناصر اصلی و طبقه بندی سنگها

بر اساس بررسی های Petroگرافی و نتایج تجزیه نمونه ها مقادیر SiO_2 نمونه ها مابین ۴۹/۶۳ تا ۵۰/۳۷ درصد و با میانگین ۴۹/۸۹ درصد می باشد که بیانگر بازیگ بودن سنگ های این مجموعه می باشد. نقاط در این نمودار تغییرات عناصر بررسی تغییرات ن در شکل ۷ نشان داده شده است. مجموع پراکندگی نقاط در این نمودار تغییرات عناصر بررسی

ایک نظیر تیتانومگنتیت دانست.

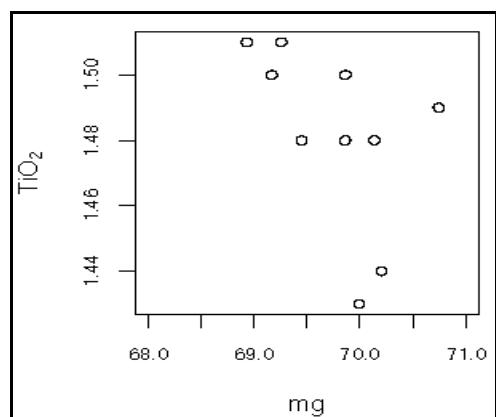
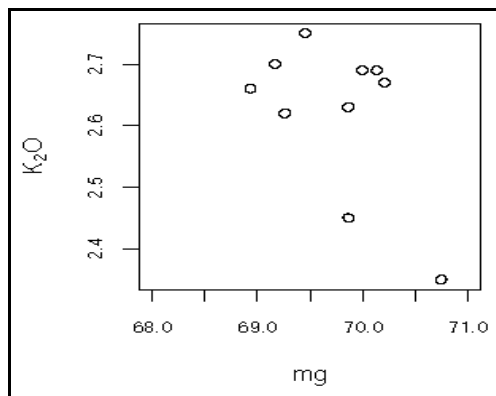
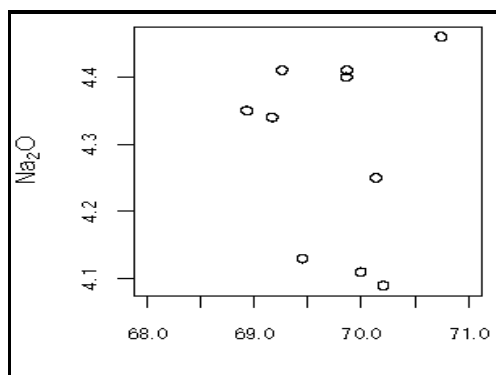
مقادیر TiO_2 (1.43-1.5) شبیه بازالت های طغیانی قاره ای نوع کلینوپیروکسن، آمفیبول های قهوه ای و کانی های LPT و P_2O_5 (1.08-1.18) شبیه بازالت های طغیانی قاره ای نوع HPT می باشد. حضور همزمان ترکیبات متفاوت LPT و HPT ماگمای بازالتی را منطبق با ذوب از منابع مختلف گوشته ای و مرتبط با را توجیه می کند. پراکندگی شدید TiO_2 و روند منفی را می توان مرتبط با وجود فنوکریستهای تبلور تفریقی ماگمای اولیه در فشار پایین و در اعماق کم می دانند [۱].

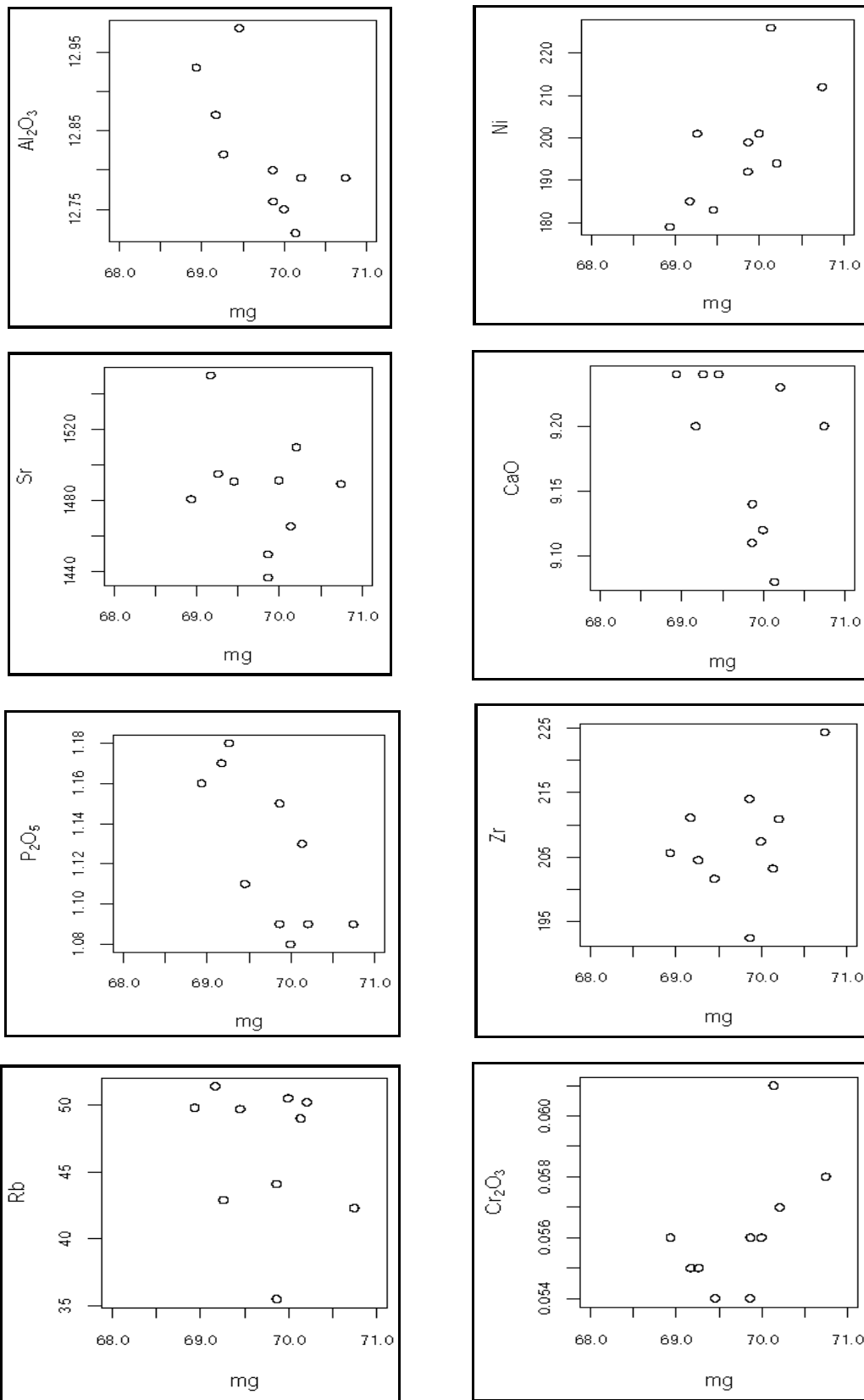
برای نامگذاری و طبقه بندی سنگ های آتشفشان قرینه از نمودار TAS نمودار مجموع آلکالن در مقابل سیلیس از اکثر نمونه ها در محدوده نا همگن تایید می کند. همزمان با کاهش عدد mg مقدار CaO و Al_2O_3 افزایش می یابد که حضور فنوکریستهای کلینوپیروکسن و هورنبلاند این روند بازالت تراکی آندزیت و در محدوده ها سنگ های آلکالن واقع شده اند.

نمودار احتمال آرایش پوسته ای، یا نا همگنی گوشته ای و درجات مختلف ذوب را از یک گوشته

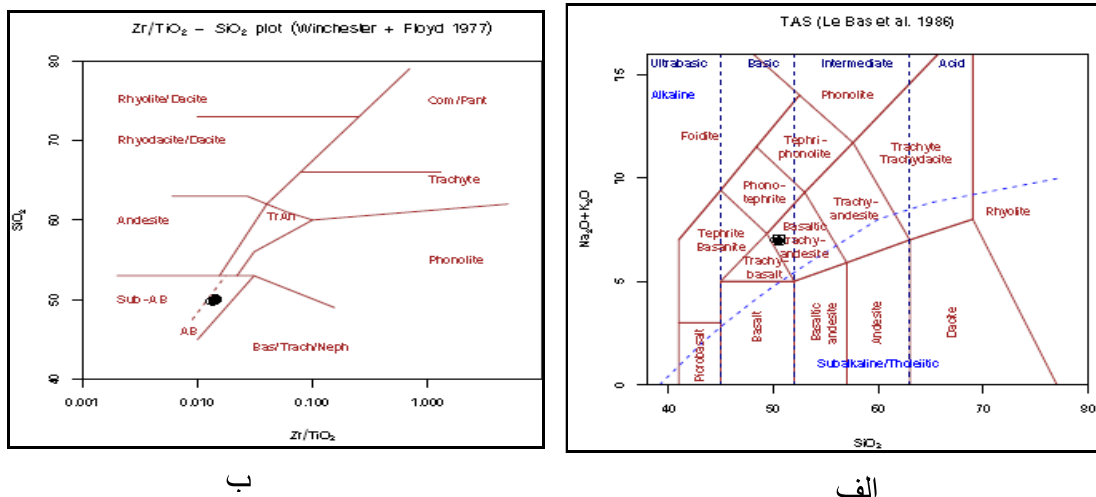
تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر ناسازگار نمودار SiO_2 در برابر Zr/TiO_2 که نمونه ها در محدوده آلکالی بازالت واقع شده اند استفاده کرده ایم (شکل ۸- الف، ب).

علاوه بر آن عمده سنگها دارای نفلین و الیوین نرماتیو هستند و در محدوده سنگهای آلکالی بازالت قرار می گیرند.





شکل ۷ - روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، عناصر ناسازگار و نسبت عناصر ناسازگار و اصلی در برابر عدد mg.



شکل ۸ - نامگذاری سنگهای آتشفشانی کوه قرینه ، الف - بر اساس تغییرات مجموع آلکالن در مقابل سیلیس ، ب - تغییرات عناصر ناسازگار Zr/TiO₂ 0.0001 در برابر SiO₂

ژئوشیمی عناصر کمیاب و نادر خاکی

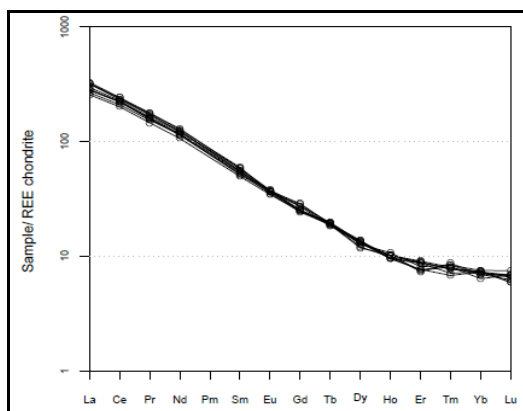
تغییرات عناصر فرعی و نادر خاکی در شکل ۷ و ۹ و نشان داده شده است. در این نمودار ها نیز ما شاهد پراکندگی می باشیم.

با توجه به حساسیت برخی عناصر فرعی و کمیاب در مقابل تحولات ماگمایی، پراکندگی ها نشان دهنده تغییر شرایط ژئوشیمیایی در حین تشکیل، صعود، فوران و انجماد می باشد. احتمالاً دلایلی که باعث پراکندگی در روند عناصر اصلی بوده، در عناصر فرعی نیز تاثیر گذار بوده و پراکندگی هایی را موجب شده است. علی رغم وجود پراکندگی ها، برخی نمودار ها روند کاهشی یا افزایشی را نشان می دهند.

تغییرات و پراکندگی شدید عناصر لیتوفیل Ba، Rb، Sr در برابر عدد mg خصوصیات تفریق، دگرسانی و در ضمن آلودگی را نشان می دهند. میانگین Rb، Ba، Sr در سنگهای کوه قرینه به ترتیب ۴۶.۵ و ۱۲۸۸ و ۱۴۸۶ ppm می باشد و در میانگین پوسته به ترتیب ۳۲۵، ۳۹۰، ۵۸ ppm است. اعداد ارائه شده می تواند درجات متغیری از آلودگی پوسته ای

را نشان دهد [۱۳]. عناصر Cr و Ni یک روند کاهشی را در برابر عدد mg نشان می دهند که با تفریق اولیون و کلینوپیروکسن توجیه می شود. لذا برای سنگ هایی با عدد mg و Ni بالا یک منبع گوشته ای پریدوتیتی البوین دار را محتمل تر از یک منبع پیروکسنیتی می داند. این در حالی است که Zr یک روند افزایشی را بعلاوه اینکه جزو عناصر ناسازگار است نشان می دهد. به جهت درک جایگاه زمین ساختی می توان به بررسی گسترده الگوی عناصر کمیاب ناسازگار در قالب نمودار های عنکبوتی پرداخت. هم چنین می توان از این الگوها به عنوان شاخص آلودگی ماگما با مواد پوسته قاره ای استفاده نمود [۱۲، ۱۵، ۱۷]. در الگوی بهنجار شده عناصر کمیاب ناسازگار نسبت به کندریت شاهد غنی شدگی سنگها نسبت به کندریت و آنومالی های منفی Rb، K، Nb، Ti، Sr، Ta و آنومالی های مثبت La، Tb، Th می باشیم (شکل ۹- الف).

در الگوی بهنجار شده عناصر کمیاب ناسازگار نسبت به گوشته اولیه، غنی شدگی سنگها نسبت به گوشته



پ

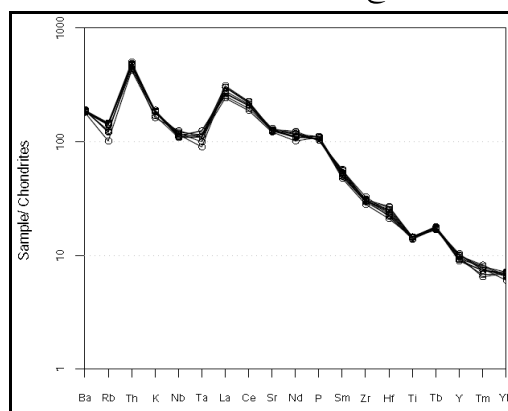
شکل ۹- نمودار های عنکبوتی، الف- نمودار عناصر کمیاب ناسازگار نسبت به کندریت (Thompson, 1982) ب- نمودار عناصر کمیاب ناسازگار نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989)، پ- نمودار عناصر کمیاب REE نسبت به کندریت (Boynnton, ۱۹۸۴)، برای سنگهای آتشفشان قرینه.

آنومالی منفی Nb شاخص سنگهای قاره ای و نشاندهنده شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی است. با وجود آنکه آنومالی های منفی Nb و Ti خاص مناطق فرورانش است، اما در بازالت های انتقالی مناطق ریفتی نیز آنومالی های منفی Nb و Ti دیده می شود که می تواند به دلیل وجود یک فاز باقی مانده از Nb-Ta در محل منشاء و یا آلیش پوسته ای باشد [۱۵،۲].

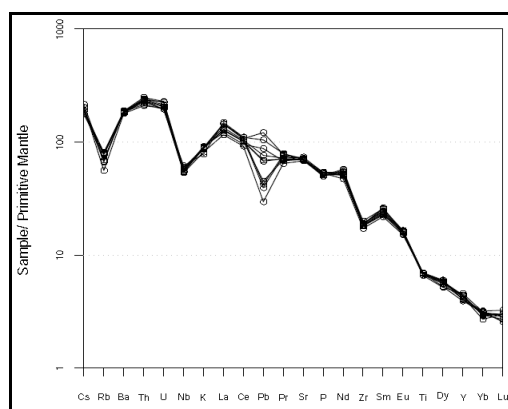
می توانیم از میزان TiO_2 را به عنوان یک معیار کاملاً حساس به آلودگی استفاده کنیم [۳]. لذا فقر Ti را می توان به دلیل وجود فاز کانی شناسی مستقل آمفیبول، یا به عنوان کانی فرعی در کلینو پیروکسن ها دانست و یا اینکه به هنگام آلیش با سنگ های پوسته ای دچار کاهش غلظت در مذاب شده باشند. آنومالی مثبت Pb را می توان ناشی از آلیش ماگما با مواد پوسته، آنومالی منفی Ce در هنگام آلیش با سنگ و رسوبات سطح زمین و بالارفتن غلظت Pb

اولیه، آنومالی منفی Nb, Rb, Zr, Pb، آنومالی منفی خفیف P, Ce, Ti و آنومالی مثبت عناصر Ba, Th, U, La, Nd, Sm دیده می شود (شکل ۹-ب).

در الگوی بهنجار شده عناصر کمیاب REE نسبت به کندریت شاهد غنی شدگی REE نسبت به کندریت و شیب نسبتاً شدید LREE / HREE در عمده نمونه هاستیم. (شکل ۹-پ). این شیب شاخصی برحضور فاز گارنت در منبع گوشته ای است البته نمی توان بدان معنی دانست که فاز اسپینل در محیط منشا حضور نداشته، لذا مذاب های ایجاد شده را می توان متعلق به یک زون یا منطقه انتقالی با ترکیب اسپینل-گارنت با فشار لیتوسفریک GPa ۲-۲/۵ تا رخساره گارنتی (Garnet-Facies) دانست. در نتیجه برای بازالت های آکالن با شرایط مذکور یک منبع گارنت لرزولیت را پیشنهاد می شود.

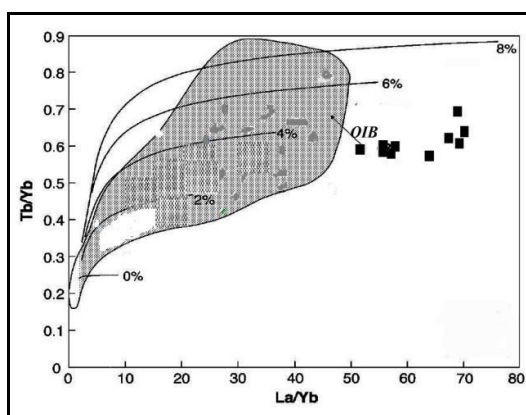


الف

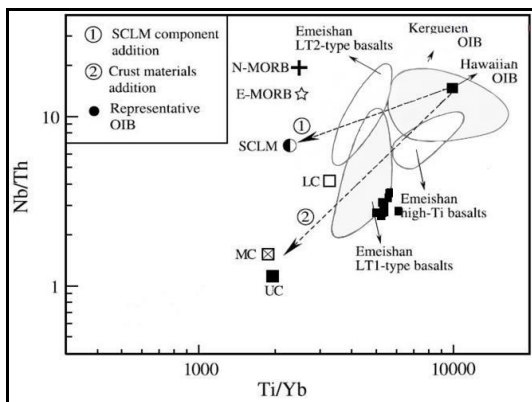


ب

آستونوسفریک از نمودار Nb/Th-Ti/Yb استفاده کرد [۷]. بر اساس این نمودار عمده نمونه ها در محدوده بازالت های درون قاره ای تیتان پایین و بین دو منبع OIB از جمله OIB نوع هاوایی که با پلوم و صعود آستونوسفر در ارتباط است و پوسته تحتانی - میانی قرار دارند. عدم ارتباط این سنگ ها با لیتوسفر زیر قاره ای کاملاً قابل مشاهده است. در نتیجه عدم شرکت منابع گوشته ای تهی شده و همچنین رسوبات فرورانشی را در تامین ماگما های شدیداً آکالین را تایید می کند (شکل ۱۰-ب).



الف



ب

شکل ۱۰- نمودار های عناصر کمیاب به جهت تعیین منبع ماگمای والد و شناسایی منشاهای مختلف گوشته ای، الف- نمودار نسبتی Nb/Th-Ti/Yb، ب- نمودار La/Yb-Tb/Yb

و پایین آمدن Pb/Ce در نمونه ها دانست. با توجه به شواهد ژئوشیمیایی، آنومالی منفی Nb، Zr، Ce، Ti، P و آنومالی مثبت عناصر Ba، Th، Sr، Zr، Nb، Ta، Rb، Pb و k احتمال چنین آنومالی منفی را با آرایش ماگمای والد سنگ های مورد مطالعه را با رخساره گرانولیتی پوسته زیرین را بیشتر از آرایش با سنگ های پوسته فوقانی و یا پوسته آمفیبولیتی افزایش می دهد. زئوکریست های کوارتز با حاشیه واکنشی و زئولیت های گرانیتویدی در بازالت های آتشفشان قرینه دلیلی بر اثبات پدیده آرایش پوسته ای می باشند.

منبع ماگمای والد

می توان از نسبت های عناصر کمیاب ناسازگار به خصوص عناصر کمیاب مثل عناصر HFSE که نسبت به درجه ذوب بخشی و تبلور تفریقی حساس می باشند برای تعیین تحولات ماگمایی چون تفریق بلورین و آرایش پوسته ای، تشریح و شناسایی منشاهای مختلف گوشته ای، درجه ذوب بخشی استفاده نمود [۴، ۵، ۶، ۱۴، ۱۶]. به جهت تعیین منبع ماگمای والد هنگامی که REE ها در الگوی بهنجار شده غنی شدگی نشان می دهند خصوصاً در سنگ های بازیک آکالین می توان از نمودار نسبتی La/Yb-Tb/Yb استفاده کرد. (شکل ۱۰-الف) حاکی از ارتباط ماگماهای اولیه با منابع غنی شده OIB بازالت های جزایر اقیانوسی و درجات مختلف ذوب از یک منبع گارنت پریدوتیت تا یک منبع پریدوتیتی بدون گارنت که خود نشانگر زایش ماگما در اعماق و فشار های بالا می باشد. لذا می توان جهت مشخص و جدا شدن لیتوسفر گوشته ای زیر قاره ای، آرایش پوسته ای و تعیین ماگمای

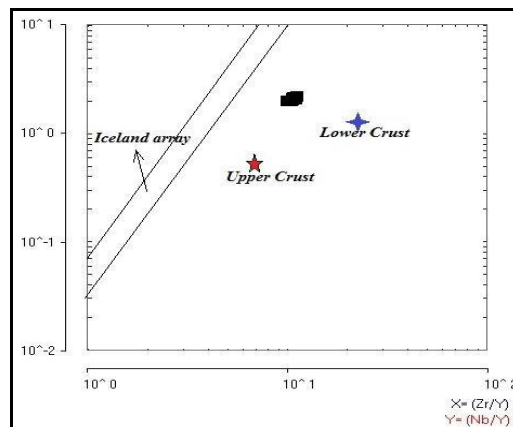
ماگما های آلکالن مرتبط با پلوم آستونسفری و عدم شرکت منابع تهی نظیر مورب و گوشته لیتوسفری در تولید مذاب و یا آرایش ماگمایی اولیه را تایید می کند (شکل ۱۱-ب).

محیط تکتونوماگمایی

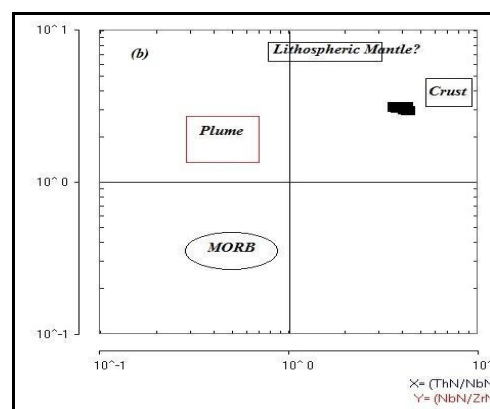
با مطالعه بر روی نسبتهای عناصر کمیاب ناسازگار شاخص و روند الگوهای عناصر کمیاب نسبت به مراجع بهنجار شده احتمالاً می توان به نقش آرایش با پوسته قاره ای در ماگماهای تشکیل دهنده بازالت های آلکالن کوه قرینه پی برد. به جهت تعیین محیط تکتونوماگمایی از نمودارهای (Pearee & Norry, 1979) استفاده شده است (شکل ۱۲-الف). بر طبق این نمودار ها در عمده نمونه ها در محدوده بازالت های داخل ورقه ای قرار گرفته و عمدتاً یک روند متاسوماتیزم گوشته ای بهمراه درجات مختلف ذوب رابه نمایش می گذارند. بر اساس نمودار مثلثی (Wood, 1989) عمده نمونه ها در محدوده بازالت های حاشیه فعال قاره ای واقع شده اند. لذا بعلت آرایش ماگمایی که بین مذاب های آلکالن درون ورقه ای با سنگ های پوسته ای رخ داده است بطور کاذب محیط تکتونیکی ماگمای والد از بازالت های درون قاره ای به سمت بازالت های حاشیه فعال قاره ای تغییر کرده است (شکل ۱۲-ب). در نمودار Ta/Yb-Th/Yb (شکل ۱۲-پ) نسبت عناصر تایید کننده فرایند تولید ماگمای والد از منبع منابع غنی شده آستونسفری با درجات کم ذوب بخشی بازالت های جزایر اقیانوسی بهمراه آرایش و هضم مواد پوسته ای می باشد و عمدتاً از لحاظ ترکیب شیمیایی در محدوده بازالت های آلکالن سری شوشونیتی واقع می گردند.

در جهت تعیین منابع گوشته ای و تحولات ماگمایی از نسبت عناصر ناسازگار و تغییرات Nb/Y-Zr/Y استفاده نموده ایم.

باتوجه به (شکل ۱۱-الف) پوسته پایینی نقش بسیار موثرتری در آرایش ماگمای آلکالن حاصل از پلوم های آستونسفریک نسبت به پوسته بالایی دارد. در نهایت به جهت تعیین اعضای نهایی تشکیل دهنده



الف



ب

شکل ۱۱- نمودار به جهت تعیین منابع گوشته ای و اعضای نهایی: الف- نمودار Nb/Y-Zr/Y جهت تعیین منابع گوشته ای و تحولات ماگمایی، ب- نمودار Th N/NbN-

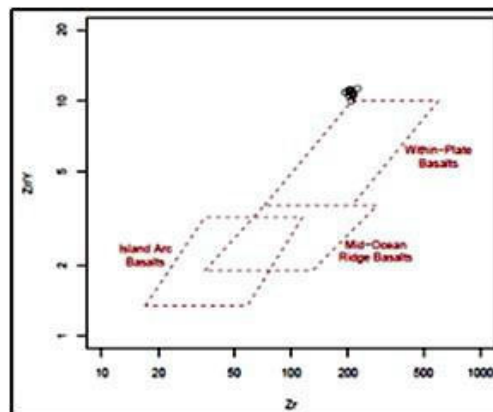
ماگمای آلکالن آتشفشان قرینه از نسبت عناصر بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه استفاده کرده ایم که نشان از تاثیر پوسته علی الخصوص پوسته پایینی در آرایش

نتیجه گیری

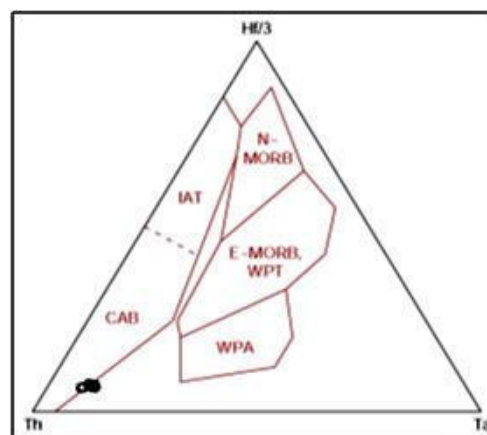
با مطالعات صحرائی آتشفشان قرینه به صورت مخروطی لبه بریده از نوع استراتوولکان معرفی شد. مطالعات پتروگرافی تنوع سنگی بازالت، الیوین بازالت و آندزیت بازالت را نشان می دهد. زئولیت‌های گرانیتویدی، زئوکریست های کوارتز و پلاژیوکلاز نیز در ترکیب این سنگها مشاهده می شوند. با شناخت منابع تولید ماگمای والد می توان برای آتشفشان کوه قرینه یک منشا غنی شبیه به بازالت های اقیانوسی OIB دانست و نقش پوسته میانی و پائینی را نسبت به پوسته بالایی موثرتر در آرایش ماگمای اولیه بیان کرد. و همچنین با توجه به غنی شدگی الگوهای بهنجار شده نسبت به کندریت، گوشته اولیه و REE کندریت و آنومالی های مثبت و منفی، علی الخصوص آنومالی منفی Ta, Nb, Rb, Pb, k, Zr, Ce, Ti و P می توان احتمال آرایش ماگمای والد را با رخساره گرانولیتی بیشتر از آرایش با سنگ های پوسته آمفیبولیتی دانست. و در نهایت با مطالعات ژئو شیمیایی سنگ های آلکان بازیک را جزء سنگ های سری آلکان شوشونیتی درون صفحه ای طبقه بندی کرده ایم.

منابع

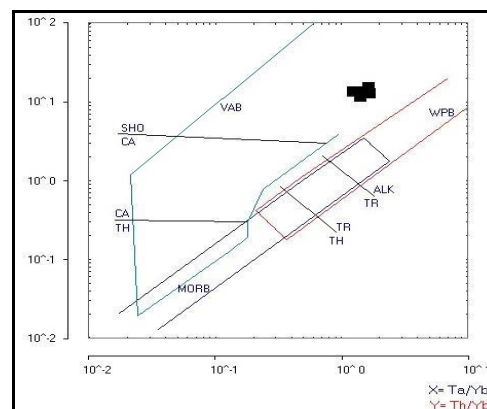
- ۱- آقا نباتی، ع، (۱۳۸۳)؛ زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- ۲- آسیابانها، ع، (۱۳۷۴)؛ مولف دیوید شلی، بررسی میکروسکوپی سنگهای آذرین و دگرگونی، انتشارات دانشگاه بین المللی امام خمینی، ۶۳۰ ص.
- ۳- معین وزیری، ح، احمدی، ع، (۱۳۸۳)؛ پترولوژی سنگ های آذرین، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۵۴۴ ص.



الف



ب



پ

شکل ۱۲- نمودار های تعیین محیط تکتونیکی، الف- نمودار Zr/Y در مقابل Zr ، ب- نمودار $Hf/3-Th-Ta$ ، پ- نمودار تغییرات $Ta/Yb-Th/Yb$

- 4- P., Ernesto, M., Melfi, A., Pacca, I.G. and Piccirillo, E.M.,(1984). Flood basalt to rhyolite suites in southern Prana plateau (Brazil) : paleomagnetism, petrogenesis and geodynamic implications , *J.Petrol* ,25,579-618pp.
- 5- Cox,K.G. &Hawkesworth,c.j. , (1985). Geochemical stratigraphy of DecanTraps , at Mahabalshwar , westrm Ghats ,India ,With implications for open system magmatic processes.*J.Petrol* .26,355-377pp.
- 6- Fodor , R.V.,(1987). Low and high – TiO₂ flood basalts of southern Brazil. Origin from picritic Parentage and a common mantle source. *Earth planet. Sci. Lett* .84, 423-430pp.
- 7- Hofmann, A.W.,Jochum, K.P.,Seufert,M. and White, W.M.,(1986). Nd and Pb in Oceanic basalts, New constraints on mantle evolution *Earth Planet.Sci. Lett*. 90,297-317pp.
- 8- Jung,C.,(2003). "Geochemische and Isotopen-geochemische Untrsuchungen an trtiaeren Vulkaniten der Hocheifel-ein beirag zur identifizierung der mantelquellen von Rift-bezogenen Vullkaniten", Dissertation Zur Erlangung des doktotgrades Naturwissenschaften, vorgelegt dem fachbreich Geowissenschaften der Philipps-Universitaet Marburg .131P.
- 9- Krienitz,M.-S.,Haase,K.M.,Mezger ,K., Eckardt ,V. & Shaikh-Mashail , M.A., (2006). Magma genesis and Crustal contamination of continental interaplate lavas in northwestern Syria. *Contrib. Mineral.Petrol*. 151,698-716pp.
- 10- Li, X.H., Li, Z.X., Zhou, H.W., Liu, Y., Kinny, P.D.,(2002). U–Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kangdian Rift of south China: implications for the initial rifting of Rodinia. *Precambrian Research* 113, 135–154pp.
- 11- Rudnick,R.L.,& Fountain,D.M.,(1995). "Nature and composition of the continental crust:A lowercrustalperspective". *Rev,Geophys*.33,267-309pp.
- 12- Thomposon ,R.N.,(1982).Magmatism of the british Tertiary Vilcanic Province. *Scott Journal of Geology*. 18,49-107pp.
- 13- Thomposon, R.N., Morrison, M.P.,Dickin, A.P.& Hendry ,G.L.,(1983).Continental flood basalts In: *Continental basalts and mantle xenoliths*, C.j.Norry (eds), 158-185 Nentewich:shiva.
- 14- Weaver, B.L.,(1991). Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts *Geology*. 19,123-126pp.
- 15-Wilson, M., (1989). *Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach*. Chapman and Hall, UK.
- 16- Wilson,M.,(1989)."Igneous petrigenesis-A global tectonic approach",Unwin Hyman London, 466P.
- 17.Wood,D.A.,Joron,J.L.,Treuil,M.,Norry,M.,& Tarney,J., (1979). Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surroundingoceanfloor.*Contrib.Mineral.Petrol*.7 0,319-339pp.

