پترولوژي سنگهاي آتشفشاني كرتاسه شمال سنندج

حسين عزيزي[۱*]، حسين معين وزيري[۲]
[۱]گروه معدن، دانشكده فني ومهندسي دانشگاه كردستان، ايران
[۲]گروه زمين‌شناسي، دانشگاه تربيت معلم تهران، تهران، ايران
* مسئول مكاتبات- آدرس الكترونيكي: *Azizi13454@gmail.com*
(دريافت: ۸۵/۲/۲۶ ؛ پذيرش:۸۶/۱/۱۸)

چكيده

منطقه وسیعی از اطراف سنندج، به خصوص شمال این شهرستان را سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری کرتاسه با ترکیب بازیک و حدواسط می‌سازند. مطالعات ژئوشیمیایی کالک آلکالن بودن ماگمای اولیه این سنگ‌ها را تایید می‌کند. آنومالی منفی Nb، Ti و نیز غنی شدگی ازعناصر گروه LIL و LREE حاکی از این است که ماگمای مادر این سنگ‌ها از یک گوشته غنی شده (نسبت به گوشته مورب) در بالای یک زون فرورانش منشا گرفته است. همچنین نسبت پائین Ce/Pb و Nb/U دراین سنگ‌ها درمقایسه با MORB و OIB نیز وابستگی این سنگ‌ها را با محیط های فرورانش یاد آوری می‌نماید.

واژه‌هاي كليدي: سنندج ، كرتاسه فوقاني، فرورانش، كالک آلكالن

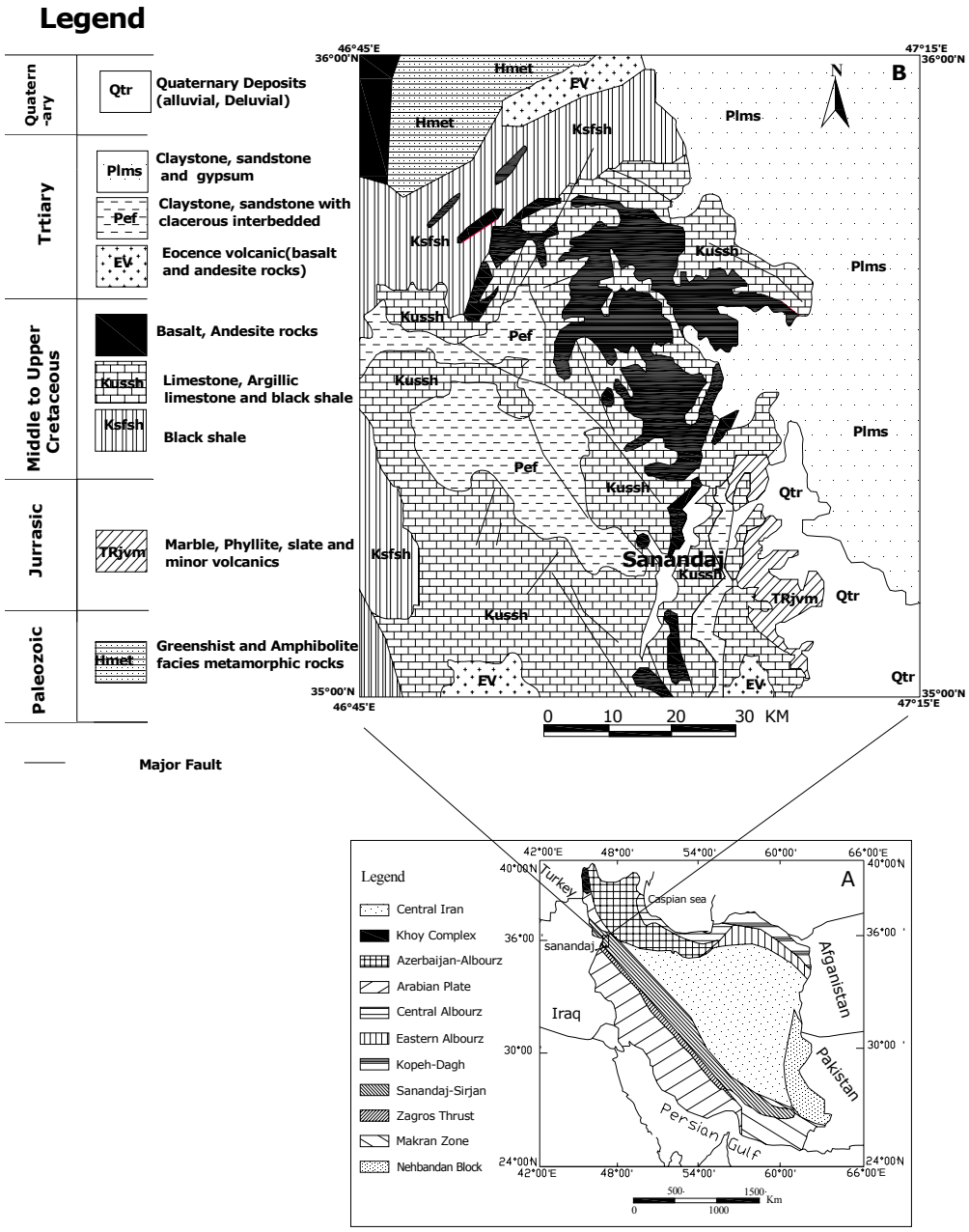
مقدمه:

منطقه مورد مطالعه بخشي از پهنه سنندج-سيرجان است كه با مساحتي حدود ۹۰۰ كيلومتر مربع، بين طول‌هاي ´۴۵ °۴۶ تا ´۱۵ °۴۷ شرقي و عرض‌هاي جغرافيايي ´۰۰ °۳۵ تا ´۰۰ °۳۶ شمالي در استان كردستان و در شمال شهرستان سنندج قرار دارد. بر اساس تقسيم-بندي ساختماني-رسوبي ايران (Stocklin & Nabavi 1973; Stocklin 1968) منطقه مورد مطالعه جزئي از پهنه سنندج-سيرجان (شكل ۱-A)، و بر اساس تقسيم‌بندي افتخارنژاد (۱۳۵۹) بخشي از پهنه همدان-اروميه مي‌باشد. توده هاي گرانيتوئيد متعددي با تركيب توله‌ايتي وكالكوآلكالن در دو مرحله يكي كرتاسه و ديگري اليگوسن به منطقه تزريق شده‌اند (معين وزيري ۱۳۷۷). علاوه بر توده‌هاي گرانيتوئيد، فعاليت‌هاي آتشفشاني غالباً زير دريايي، به طور پراكنده در كرتاسه و ائوسن وجود داشته كه به دليل دگرساني شديد هيچگاه مورد مطالعه دقيق قرار نگرفته‌اند. در چند سال اخير مطالعاتي بر روي سنگ‌هاي آتشفشاني كرتاسه در منطقه نهاوند (يوسف زاده ۱۳۸۲) و شمال سنندج (عزيزي ۱۳۸۴) انجام گرفته و چنين نتيجه گرفته‌اند كه اين سنگ‌ها به جزاير قوسي و يا به حاشيه هاي فعال قاره اي تعلق دارند. گسترده ترين مناطقي كه سنگ‌هاي آتشفشاني كرتاسه رخنمون دارند منطقه‌اي است بين سنندج و ديواندره كه زاهدي و همكاران (۱۳۶۴) از آن تحت عنوان ولكانيک‌هاي بين چينه‌اي كرتاسه نام برده‌اند (شكل ۱-B). در اين نوشتار پتروگرافي، پترولوژي و رژيم تكتونيكي اين سنگ‌ها مورد بحث و بررسي قرار مي‌گيرد.

پتروگرافي

بررسي‌هاي صحرايي نشان مي‌دهد كه سنگ‌هاي آتشفشاني با رنگ خاكستري مايل به سبز تا تيره به صورت بين لايه‌اي با شيل‌هاي زغالي و آهک‌هاي روشن تا خاكستري قرار گرفته‌اند. در بعضي مناطق آثار چينه‌بندي در سنگ‌هاي آتشفشاني مشاهده مي‌گردد (شكل ۲). در شمال سنندج بويژه بين سنندج و ديواندره، سنگ‌هاي آتشفشاني به صورت توده‌هاي بزرگ و پراكنده راستاي شمالي-جنوبي پيدا كرده‌اند.

بر اساس مطالعات ميكروسكوپي اين سنگ‌ها بازالت؛ بازالت آندزيتي و آندزيت هستند. بافت آن‌ها ميكروليتيک، هيالوپرفيريک و يا ميكروليتيک پرفيريک است. مطالعات ميكروسكوپي نشان مي‌دهد كه در اين سنگ‌ها، ترم‌هاي غني از سيليس مشاهده نمي‌گردد. درصد فنوكريست‌ها از ۵ الي ۶۰ درصد حجم سنگ تغيير مي‌كند. فنوكريست‌ها عمدتاً پلاژيوكلاز و كلينوپيروكسن هستند. در بعضي نمونه‌ها بافت گلومروپرفيري ديده مي‌شود و گلومرول‌ها تجمعي از بلورهاي كلينوپيروكسن و پلاژيوكلاز زونه مي‌باشند (شكل ۳). علاوه بر اين‌ها، بافت آميگدالوئيد كه حفرات آنها تماماً توسط كلسيت، زئوليت و كلريت پر شده نيز ديده مي شود. پلاژيوكلازها در بعضي از سنگ‌ها، بلورهاي ريز كلينوپيروكسن را به صورت ادخال در بر گرفته اند كه نشانگر تبلور كلينوپيروكسن قبل و يا همزمان با پلاژيوكلاز مي‌باشد. همچنين بلورهاي درشت پلاژيوكلاز داراي ذرات شيشه به صورت ادخال مي‌باشند كه نشانه ناپايداري پلاژيوكلاز و نيز سرد شدن سريع



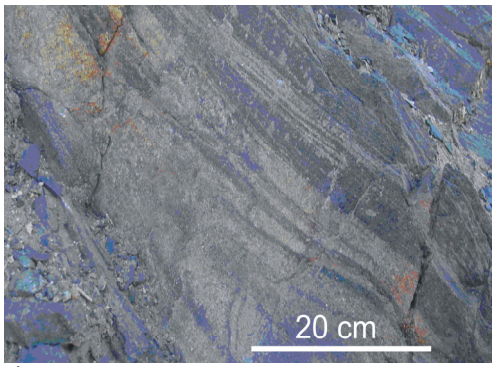
شكل۱. A: واحدهاي ساختماني-رسوبي ايران (Stocklin & Nabavi 1973) چهارگوش، محدوده مورد مطالعه را نشان مي‌دهد. B: نقشه زمين شناسي منطقه مورد مطالعه (زاهدي و همكاران ۱۳۶۴) با كمي تغييرات.

سنگ بوده است (شكل ۴).

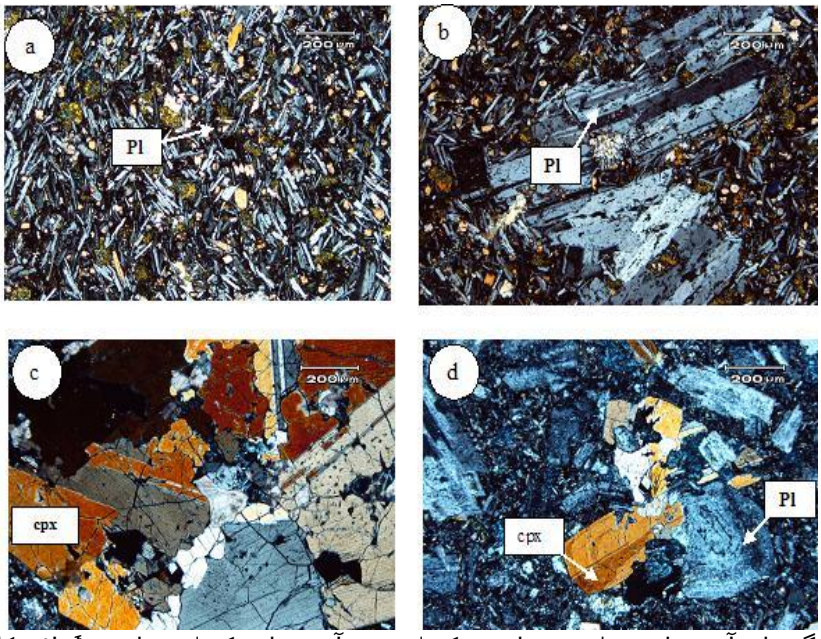
فراواني كلينو پيروكسن در آندزيتها به حدي است كه مي‌توان اين سنگ‌ها را پيروكسن آندزيت ناميد. شواهد ميكروسكوپي مانند بافت غربالي و حاشيه خليجي فنوكريست‌هاي كلينو پيروكسن همگي بيانگر ناپايداري اين كاني در حين رسيدن به سطح زمين مي‌باشد (شكل ۵).

ژئوشيمي

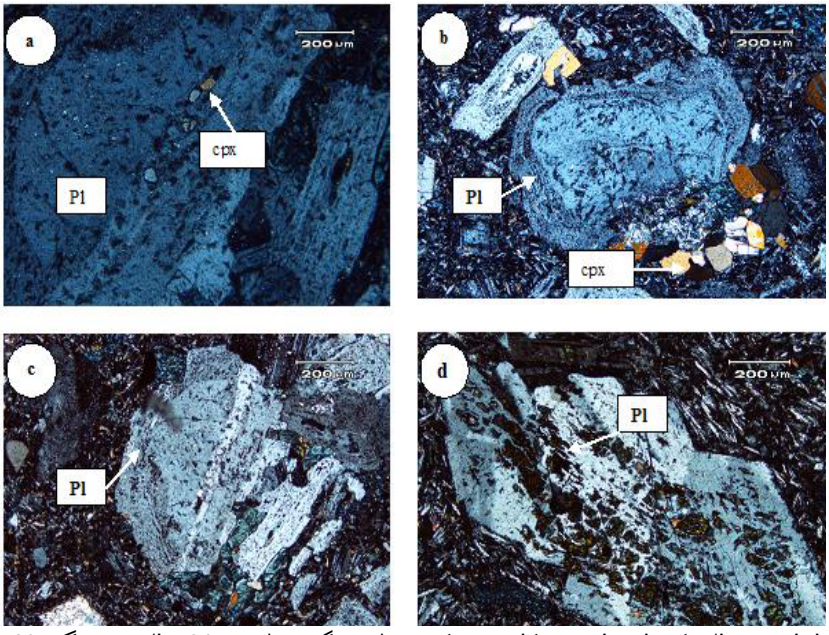
به كمك بررسي هاي ميكروسكوپي تعداد ۱۰ نمونه از سنگهاي سالم و يا كمتر آلتره منطقه جهت انجام تجزيه هاي شيميايي عناصر اصلي و



شكل ۲. چينه بندي رسوبي در توف هاي جاده سنندج-دهگلان.(گردنه صلوات آباد).



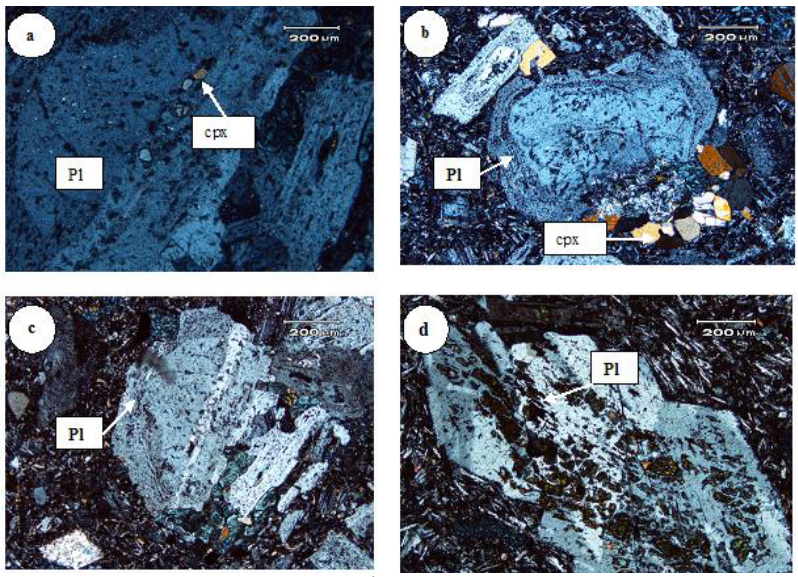
شکل۳: بعضي از بافت ها در سنگ هاي آتشفشاني منطقه؛ **(a)** بافت ميكروليتي در آندزيتها، ميكروليت ها عمدتاً پلاژيوكلاز هستند. **(b)** بافت ميكروليتي پرفيري **(d,c)** بافت گلومرو پرفيري كه تجمعي ازكلينوپيروكسن و پلاژيوكلازها رانشان مي‌دهد . پلاژيوكلاز= **Pl** و كلينوپيروكسن =**cpx**.



شکل۴: بلورهاي پلاژيوكلاز:**(a)** با بافت غربالي كه بلورهاي ريز كلينوپيروكسن را دربرگرفته است. **(b)** حالت زونينگ. **(c)** تمركز ذرات شيشه كلريتيزه در حاشيه پلاژيوكلازها. **(d)** سوسوريتيزه شدن پلاژيوكلازها. پلاژيوكلاز= **Pl** و كلينوپيروكسن =**cpx**.

فرعي به روش XRF و خاكهاي نادر به روش ICP به آزمايشگاه AMDL استراليا، ارسال گرديد. نتايج حاصل از تجزيه سنگ‌ها (جدول ۱) نشان داده كه مقدارSiO2 بين ۴۹ تا ۵۵/۵، Al2O3 بين ۱۲ تا ۱۶ و TiO2 بين۰/۵۶ الي ۱/۰۲، همچنين مقدار CaO آنها از۲/۷۷ تا ۹/۴۰ درصد وزني در تغيير است.

عدد Mg ($Mg\#=100\frac{Mg}{Mg+Fe}$) اين سنگها بين۴۵/۲۹ تا۶۹/۶۱ در نوسان است. با توجه به اين كه عدد Mg در ماگماهاي اوليه معمولاً بين ۶۸ تا ۷۵ مي باشد(Best 2003). به نظر مي رسد كه نمونه هاي D7,Ms6 و Ms20 خصوصيات ماگماي اوليه را داشته باشند هر چند كه مقدار نيكل و كروم در آنها با ماگماي اوليه اختلاف دارد. پايين بودن اين نسبت ممكن است ناشي از تفريق اليوين(فورستريت) در ماگماي اوليه باشد. با وجود اين در ماگماهاي آندزيتي و بازالتي زون هاي فرورانش مي توان چنين وضعيت ژئوشيميايي را انتظار داشت.

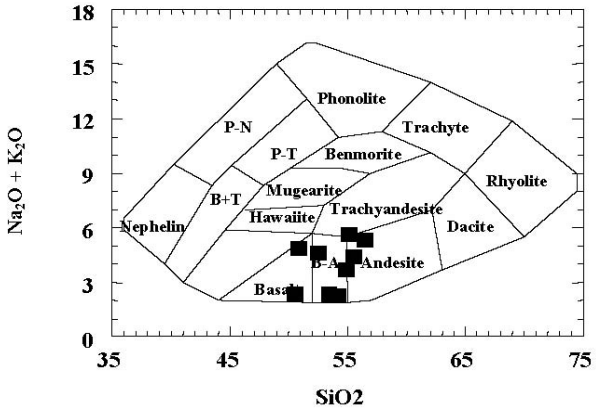


شکل۵. بافت هیالوپوئي کیلیتیک در کلینوپیروکسن هاکه ادخال ها عمدتاً شیشه کلریتیزه است **(a)** . حاشیه خلیجي در کلینوپیروکسن ها**(b)**.

جدول ۱. تجزیه شیمیائي بازالت‌ها وآندزیت‌هاي منطقه توسط دستگاه **XRF** و **ICP** در آزمایشگاه**AMDEL** استرالیا.

Major(%)	*D1*	*D11*	*D117*	*D12*	*D4*	*D7*	*Ms21*	*Ms22*	*Ms6*	*Ms20*
SiO2	54.44	55.5	54.24	50.51	55.07	52.55	50.91	54.92	53.44	49.26
TiO2	0.79	0.70	0.74	0.56	1.02	0.83	0.82	0.81	0.73	0.78
Al2O3	14.22	14.61	14.23	11.88	15.09	15.49	16.62	14.15	14.41	15.48
Fe2O3	9.29	9.37	9.43	9.85	9.52	10.31	11.48	9.27	9.09	11.46
MnO	0.15	0.14	0.15	0.16	0.13	0.16	0.14	0.14	0.14	0.12
MgO	4.81	3.99	6.81	7.90	3.22	8.48	7.04	6.73	7.86	10.25
CaO	5.59	8.50	7.18	9.40	7.85	2.77	5.84	5.87	8.18	5.28
Na2O	2.88	1.53	2.22	1.26	4.30	2.36	3.69	2.65	1.33	0.92
K2O	2.40	2.85	0.05	1.06	1.32	2.23	1.14	1.03	0.98	1.07
P2O5	0.12	0.14	0.18	0.14	0.21	0.19	0.19	0.21	0.15	0.14
LOI	2.96	2.24	4.40	7.02	2.29	4.47	3.77	3.60	3.22	5.05
Ba	447	572	28	574	232	442	6	501	373	434
Rb	52	53	8	25	24	35	28	28	25	29
Sr	452	951	318	367	231	188	380	379	410	408
Y	17	15	13	13	15	15	13	14	13	13
Zr	98	74	81	54	114	71	69	70	61	65
Nb	5	3	7	4	9	6	1	3	3	2
Th	2	2	2	6	1	2	4	7	3	2
Pb	7	3	13	8	10	7	6	3	10	12
Zn	83	70	82	69	73	82	76	85	70	76
Cu	31	35	36	50	73	91	58	60	24	30
Ni	15	19	8	80	21	13	15	31	38	41
V	147	144	158	163	156	196	165	160	144	186
Cr	7	36	16	252	13	12	65	60	73	55
Co	23	23	22	33	5	29	20	26	18	32
U	1	1	1	4	1	2	1	5	2	1
La	12.00	18.60	15.00	15.50	16.30	22.70	15.90	15.20	14.90	12.90
Ce	24.60	36.80	32.20	30.60	33.70	46.30	32.10	31.40	29.30	32.10
Pr	3.79	5.53	4.93	4.52	5.19	6.67	5.07	4.82	4.43	4.55
Nd	15.90	22.60	19.90	18.20	20.60	28.30	20.60	19.30	18.82	18.30
Sm	3.47	4.40	3.82	3.68	4.29	5.76	3.93	3.86	3.67	3.80
Eu	1.04	1.34	1.07	1.21	1.32	1.64	1.19	1.18	1.22	1.18
Gd	3.04	3.33	2.92	2.78	3.70	4.38	3.25	3.02	2.91	3.00
Tb	0.63	0.62	0.58	0.54	0.72	0.79	0.61	0.60	0.54	0.55
Dy	4.05	3.87	3.75	3.07	4.80	4.65	3.69	3.67	3.41	3.41
Ho	0.71	0.68	0.63	0.52	0.81	0.78	0.63	0.61	0.59	0.56
Er	2.25	2.11	2.11	1.60	2.58	2.40	1.97	1.96	1.89	1.77
Tm	0.32	0.29	0.26	0.23	0.36	0.33	0.27	0.26	0.27	0.23
Yb	2.20	2.11	1.92	1.61	2.48	2.15	1.93	1.86	1.82	1.66
Lu	0.29	0.29	0.26	0.22	0.34	0.30	0.24	0.24	0.27	0.20
Mg#	57.88	53.30	65.43	66.97	45.29	68.00	58.72	65.91	69.61	69.07
Ce/Pb	3.50	12.20	2.47	3.80	3.37	6.60	5.35	10.40	2.93	2.67
Nb/U	5.00	3.00	7.00	1.00	9.00	3.00	1.00	0.60	1.50	2.00

بر اساس رده بندي شيميائي (Cox et al. 1979) سنگ‌هاي آتشفشاني كرتاسه شمال سنندج در محدوده بازالت، بازالت آندزيتي و آندزيت قرار مي‌گيرند (شكل ۶).

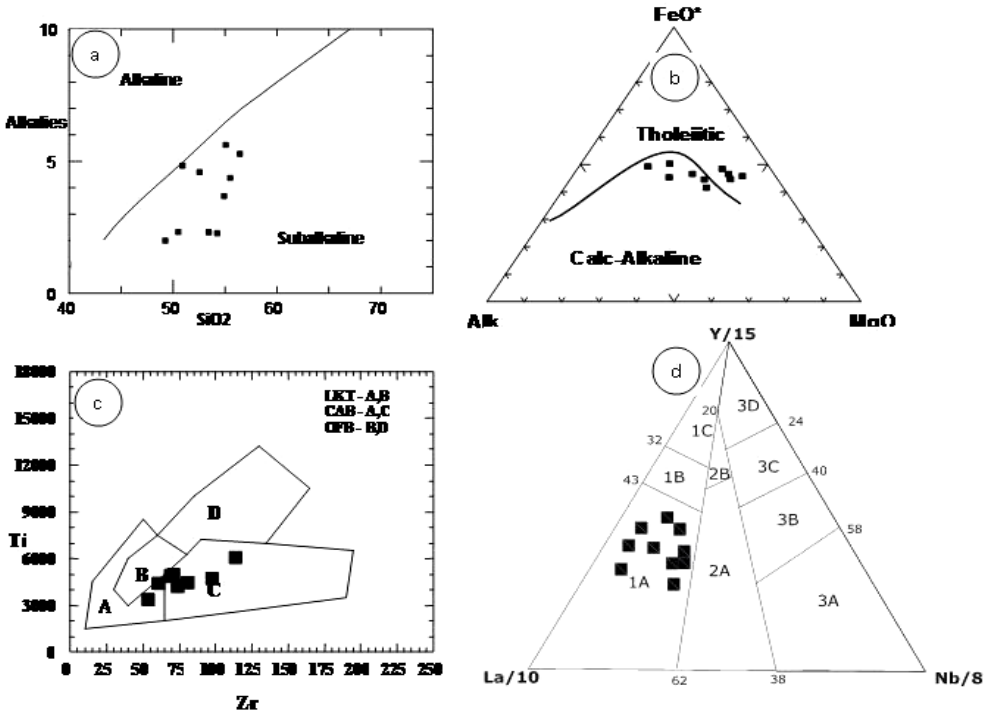


شكل۶. نمودارتغييرات عناصر آلكالن بر حسب درصد وزني سيليس (Cox *et al.* 1979)، مربعات توپر سنگه‌اي آتشفشاني كرتاسه شمال سنندج هستند كه در قلمرو بازالت، بازالت آندزيتي وآندزيت قرارگرفته‌اند.

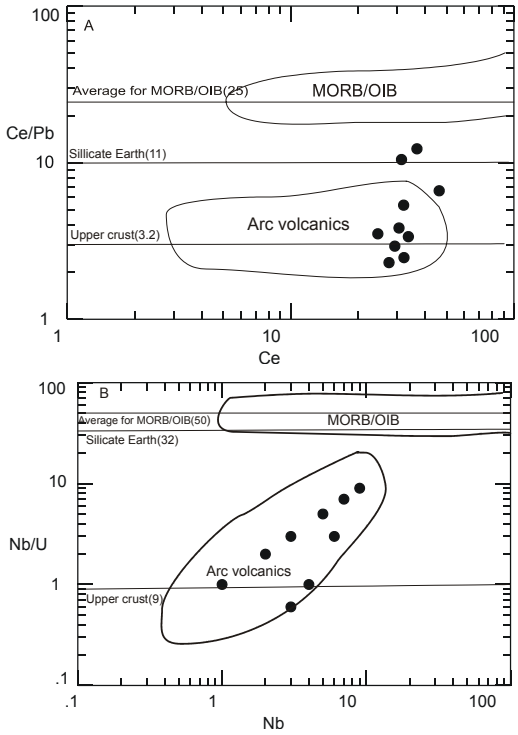
در نمودارهاي تغييرات عناصر آلكالن برحسب سيليس همه سنگ‌ها در قلمرو ساب آلكالن (شكل ۷- a) و در نمودارهاي AFM (Irvine & Baragar 1971)، پيرس و كانن (Pearce & Cann 1973)، كابانيز و لكوله (Cabanis & Lecolle 1989) تمامي سنگ‌هاي منطقه در قلمرو حاشيه‌هاي مخرب قرار گرفته‌اند (شكل ۷ – b ,c و d). همچنين نسبت پائين $\frac{Ce}{Pb}$ و $\frac{Nb}{U}$ اين سنگ‌ها نسبت به MORB و OIB (Hofmann *et al.* 1986; Rudnick & Fountain 1995) نيز وابستگي اين سنگ‌ها را با محيط‌هاي فرورانش يادآوري مي‌نمايد (شكل ۸).

پتروژنز سنگ‌هاي آتشفشاني

تركيب شيميايي سنگ‌هاي آتشفشاني منطقه با كندريت‌ها (Sun 1980) و مورب (Pearce 1983) مقايسه شده‌اند (شكل ۹). به طوري كه ملاحظه مي‌شود فقط در يكي از نمونه‌ها بي نظمي ديده مي‌شود كه مربوط به نمونه‌هاي دگرسان شده است. آنومالي منفي Ti وNb كه مربوط به مناطق فرورانش است مي‌تواند نشانه اي از سيالات آزاد شده از يک پوسته اقيانوسي فرورانده باشد كه ذوب بخشي گوشته پريدوتي و تشكيل ماگماي بازالتي و آندزيتي را امكان پذير ساخته است.



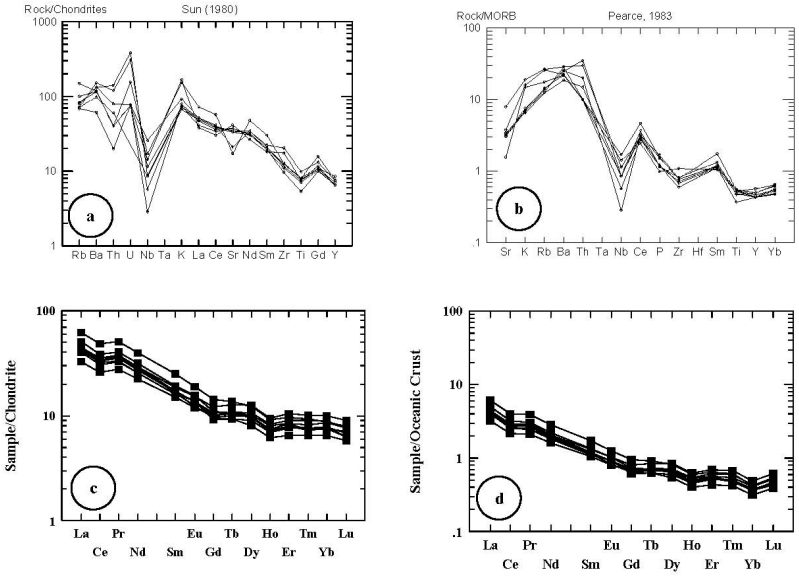
شكل۷: در نمودارهاي تغييرات عناصر آلكالن برحسب سيليس همه سنگ‌ها در قلمروساب آلكالن قرارمي‌گيرند(a) . در نمودار AFM(Irvine & Baragar 1971) روند غني شدن از آهن مشاهده نمي‌گردد(b) . در نمودار پيرس وكانن (Pearce & Cann 1973) كه تغييرات Zr برحسب Ti را نشان مي‌دهد (c) و درنمودارکابانيز و لكوله (Cabanis & Lecolle 1989) تمامي سنگ‌هاي منطقه در قلمرو حاشيه‌هاي مخرب قرار گرفته‌اند (d). علائم اختصاري به كار رفته در شكل d.=1A بازالت-هاي كالكوآلكالن. 2A= بازالت‌هاي قاره‌اي. 3A = آلكالي بازالترهاي درون قارهراي. 1B= حدواسط بين 1A و 1C؛ 2B= بازالت‌هاي پشت قوس. 3B و 3C= مورب غني شده (EMORB).،3D= مورب‌هاي نرمال (NMORB).



شکل ۸.: **A**: تغییرات **Ce/Pb** بر حسب **Ce** و **B** تغییرات **Nb/U** بر حسب **Nb** (**Hofmann *et al.* 1986**). بر اساس این نمودارها سنگهاي آتشفشاني کرتاسه در قلمرو قوس‌هاي ماگمائي قرار مي‌گيرند. نسبت‌هاي **MORB/OIB**، ترکيب کل پوسته سيليسي زمين و پوسته قاره‌اي به ترتيب از هافمن و همکاران (**Hofmann *et al.* 1986**)، مکدونو وهمکاران (**McDonough *et al.* 1992**)، مکدونو و سان (**McDonough & Sun 1995**) و رودنيک و فونتين (**Rudnick & Fountain 1995**).

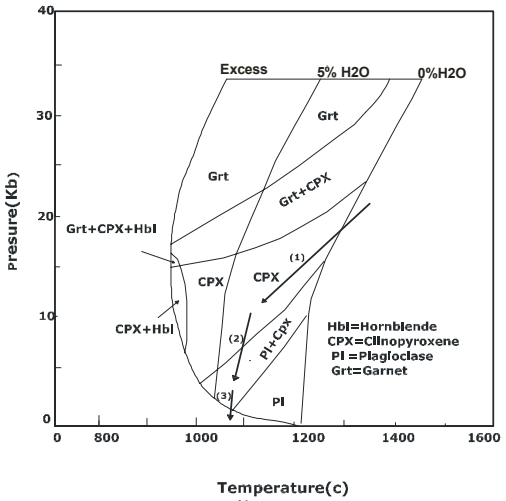
با توجه به اين که در نمودارهاي عنکبوتي عناصر گروه REE (شکل ۹-c و d) يک روند نزولي تدريجي از گروهLREE (سمت چپ) به سمت گروه HREE (سمت راست نمودار) دارند و نمونه‌ها به طور نسبي از اين عناصر غني شدگي نشان مي‌دهند (۳۵ الي ۷۰ برابر کندريت‌ها). شباهت الگوهاي عناصر نادر در نمونه‌هاي مورد مطالعه، احتمالاً گواه بر رابطه خويشاوندي بين آنهاست، به عبارت ديگر سنگ‌هاي نسبتاً اسيديتر از تفريق ماگماي بازيک با ترکيب بازالت يا بازالت آندزيتي بوجود آمده‌اند. بر پايه مقايسه با مورب چنين به نظر مي‌رسد که ماگماي اوليه اين سنگ‌ها، از يک گوشته غني شده (نسبت به گوشته مورب) که توسط سيالات آزاد شده از يک پوسته اقيانوسي از LREE غني شده نشأت گرفته است.

مطابق نمودار شکل ۱۰ از تبلور يک بازالتي-آندزيتي (Stern et al.1975)، درطول سرد شدن، دوکاني کلينوپيروکسن و پلاژيوکلاز در شرايطي خاص متبلور مي‌شوند. کلينوپيروکسن در دماي ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتيگراد و در فشارهاي کمتر از ۷ کيلوبار ناپايدار ميگردد (شکل ۱۰). با توجه به حالت ناپايداري کلينوپيروکسن در اين سنگ‌ها اين احتمال دارد که ماگماي مادر سنگ‌هاي منطقه در حين بالا آمدن مسير معرفي شده در نمودار شکل ۱۰ را طي کرده باشد؛ بدين ترتيب که ماگما ابتدا در بين گوشته و پوسته مختصري توقف کرده ودر طول اين توقف، فنوکريست¬هاي کلينوپيروکسن متبلور



شکل۹. نرمال کردن ترکيب سنگ‌هاي آتشفشاني منطقه با نمونه‌هاي استاندارد: **a**:کندريتها (**Sun 1980**)، **b**: مورب(**Pearce 1983**).. **c** : مقايسه عناصر نادر سنگهاي آتشفشاني کرتاسه شمال سنندج باکندريتها(**Sun & McDonough 1989**). **d**: مقايسه عناصر نادر سنگهاي آتشفشاني کرتاسه شمال سنندج با پوسته اقيانوسي (**Pearce 1983**). آنومالي منفي **Ti**و **Nb** در دو نمودار **a** و **b** مشاهده مي گردد که بيانگر تشکيل ماگماي اوليه اين سنگ ها در بالاي بک زون فرورانش است.

شده است، سپس ماگما به افق هاي سطحي حرکت کرده و در مخازن کم عمق (کمتر از ۷ کیلوبار) فنوکریستهاي کلینوپیروکسن ناپایدار گشته‌اند. این مسیر مي‌تواند شرایط تبلورماگمایي بازالتي تا آندزیتي را که داراي فنوکریست‌هاي کلینوپیروکسن با ساخت هیالوپوئي کیلیتیک هستند توجیه نماید.



شکل ۱۰: شرایط تبلور ماگماي بازالتي-آندزیتي **(Stern *et al.* 1975)** در شرایط خشک، ۵ درصد آب وآب زیاد. فلش‌ها مسیر تبلور پیشنهادي مذاب اولیه سنگ‌هاي آتشفشاني منطقه را به ترتیب در سه مرحله ۱ و ۲ و ۳ نشان مي-دهد.

نتیجه‌گیري

مطالعات ژئوشیمیایي و کاني شناسي نشان میدهد، ماگماي اولیه این سنگها داراي سرشت کالک آلکالن است که در حاشیه هاي مخرب تشکیل شده است. آنومالي منفي از عناصر Nb و Ti و غني شدگي ازعناصر گروه LIL دلیلي بر نشات گرفتن ماگماي بوجود آورنده این سنگها از یک گوشته غني شده (نسبت به گوشته مورب) در بالاي یک زون فرورانش است. این غني شدگي به علت ورود سیالات حاوي عناصرLIL به داخل گوشته صورت گرفته است. نسبت $\frac{Ce}{Pb}$ و $\frac{Nb}{U}$ کم این سنگها نیز حاکي از آن است که این بازالتها و آندزیتها از یک گوه گوشته‌اي سرچشمه گرفته‌اند که در ذوب آنها سیالات آزاد شده از صفحه اقیانوسي دخالت داشته است. به استناد نتایج ژئوشیمیائي این تحقیق، ولکانیسم کرتاسه (بخش شمال غربي زون سنندج- سیرجان) میتواند ناشي از فرورانش پوسته اقیانوسي نئوتتیس به زیر ورقه ایران باشد.

تشکر و قدرداني

با توجه به اینکه هزینه‌هاي اجراي این طرح توسط حوزه معاونت پژوهشي دانشگاه کردستان پرداخت شده است که بدینوسیله مراتب تشکر و قدرداني خود را از آنان اعلام مي‌داریم. از همکاران محترمي که زحمت داوري این مقاله رامتحمل شده و نکات ارزشمندي را متذکر شدند صمیمانه تشکر مي‌نمائیم.

منابع:

افتخارنژاد ج. ۱۳۵۹: تفکیک بخش هاي مختلف ایران از نظر وضع ساختماني در ارتباط با حوضه هاي رسوبي. نشریه انجمن نفت. شماره ۸۲، ۲۸-۱۹.

عزیزي ح. ۱۳۸٤: ولکا نیکهاي کرتاسه شمال سنندج. دانشگاه کردستان. ۵۰ صفحه.

معین وزیري ح. ۱۳۷۷: دیباچه اي بر ماگماتیسم ایران. دانشگاه تربیت معلم تهران. ۴۴۰ صفحه.

زاهدي م., حاجیان ج، بلورچي ح. ۱۳۶۴: نقشه زمین شناسي چهارگوش سنندج، ۱/۲۵۰۰۰۰. سازمان زمین شناسي کشور.

یوسف زاده م. ۱۳۸۲: مطالعه پتروگرافي، ژئوشیمي ومحیط تکتونیکي سنگهاي آتشفشاني منطقه نهاوند. رساله دوره کارشناسي ارشد. دانشگاه تربیت معلم تهران. ۱۳۲ صفحه.

Best M. 2003: Igneous and metamorphic Petrology.Blackwell Publishing. USA. 729p.

Cabanis B., Lecolle M. 1989: Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processor de mélange et/ ou de contamination crustale. *Competes Rendus.* **309:** 2023-2029.

Cox K.G., Bell J. D., Pankhrust R.J. 1979: The interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin. London. 450p.

Hofmann A.W., Jochum K.P, Seufert M., White W.M. 1986: Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth. Planet. Sci. Letters.* **79:** 33-45.

Irvine T.N., Baragar W.R.A. 1971: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian. Journal of Earth Sciences.* **8**: 523-548.

McDonough W.F., Sun S.S. 1995: Composition of the Earth. *Chem. Geology*. **120:** 223-253.

McDonough W.F., Sun S.S., Ringwood A.E., Jagoutz E., Hofmann A.W. 1992: Potassium, rubidium, and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earh. *Geochim.Cosmochim. Acta.* **56:** 1001-1012.

Pearce J.A. 1983: The role of subcontinental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In Continental basalts and mantle xenoliths, C.J. Hawksworth & M.J. Norry (eds.). 230-249.

Pearce J.A., Cann J.R. 1973: Tectonic setting of basic Volcanic rocks determined using trace elements analysis. *Earth and Planet. Sci.letters.* **19:** 290-300.

Rudnick R.L., Fountain D.M. 1995: Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Rev. Geophys.* **32:** 267-309.

Stern C.R., Hung W., Wyllie P.L. 1975: Basalt andesite-rhyolite-H2O: crystallization intervals with excess H_2O and H_2O-unsaturated liquidus surfaces to 35 kilo bars. With implications for Magma genesis. *E. P. S. L.* **28:** 189-196.

Stocklin J. 1968: Structural history and tectonics of Iran. *A review, AAPG Bulletin.* **52:** 1229-1258.

Stocklin J., Nabavi M.H. 1973: Tectonic map of Iran. Geology Survey of Iran.

Sun S.S. 1980: Lead isotope study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. Hilo. *Trans. R. Soc. London, Ser.* **297:** 409-445.

Sun S.S., McDonough W.F. 1989: Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Sunders A.D. and Norry M.J. (eds.) magmatic in oceanic basins. *Geol. Soc. London. Spec. Pub.* **42:** 313-345.