

برخاستگاه زمین ساختی ماسه سنگ های لالون در مقطع باهمو، ایران مرکزی: با نگرشی بر تأثیر فرآیندهای دیاژنزی بر ترکیب ماسه سنگ ها

محبوبه حسینی برزی^(۱)، نجمه اعتماد سعید^(۲)

۱- استادیار، گروه زمین شناسی دانشگاه شهید بهشتی

۲- کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی دانشگاه شهید بهشتی

پذیرش مقاله: ۱۳۸۸/۲/۲۵

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۸۸/۶/۴

چکیده

به منظور تعیین برخاستگاه و حذف اثر فرآیندهای دیاژنزی بر ترکیب، ماسه سنگ های سازند لالون با سن کامبرین پیشین در برش باهمو با ضخامت ۵۵۰ متر واقع در بلوک پشت بادام، مورد مطالعه قرار گرفتند. این مطالعات توسط بررسی های سنگ شناسی ۱۷۰ مقطع نازک، آنالیز مدال ۵۰ نمونه مناسب و استفاده از میکروسکوپ الکترونی و آنالیز EDX صورت گرفت. فرآیندهای مرحله ائوژنز در این ماسه سنگ ها شامل: سیمانی شدن اولیه کلسیتی، فشردگی فیزیکی، جانیشینی دانه ها توسط سیمان کلسیتی و رنگ آمیزی شدن هماتیتی، فرآیندهای مرحله مزوژنز شامل: فشردگی شیمیایی، سیمانی شدن کوارتزی، دولومیتی شدن سیمان های کلسیتی، ددولومیتی شدن، آلبیتی شدن فلدسپارها و رشد ایلیت و کلریت ائوژن و فرآیندهای مرحله تلوزنز شامل: ایجاد شکستگی ها و پر شدن آن ها توسط سیمان های کلسیتی و دگرسانی سیمان های ائو و مزوژنتیکی می باشد. پس از شناسایی این فرآیندها و حذف تأثیر آن ها بر نتایج آنالیز مدال، مطالعات برخاستگاه زمین ساختی در این ماسه سنگ ها با استفاده از دیاگرام های $Qm46 F5 Lt49$ ، $Qt86 F5 L9$ ، $Lm12 Lv5 Ls83$ و $Qp90 Lvm5 Lsm5$ انجام شد. این مطالعات نشان دهنده رخساره کوارتزی/قطعه سنگی با برخاستگاه زمین ساختی کوهزایی چرخه مجدد و ریفت حاشیه قاره ای در این سازند است که در کوارتزانیت های راس سازند به رخساره کوارتزی با برخاستگاه زمین ساختی کراتون تغییر می یابد. شواهد سنگ شناسی و استفاده از دیاگرام های خشتی بر پایه دانه های کوارتز، حاکی از وجود چند منشأ برای ماسه سنگ های مورد مطالعه می باشد. دیاگرام های آب و هوایی $QFRF$ و $log Qt/F+RF$ در برابر $log Qp/F+RF$ نشان می دهند که در طی نهشت سازند لالون، روند آب و هوایی از نیمه خشک تا مرطوب تغییر می یابد.

واژه های کلیدی: آب و هوا، برخاستگاه زمین ساختی، دیاژنز، سازند لالون، کراتون، کوهزایی چرخه مجدد.

مقدمه

واژه برخاستگاه در مفهوم کلی به معنای سرچشمه گرفتن و منشا است (ولتج و ون ایناتن، ۲۰۰۴). بر پایه تئوری دیکینسون (۱۹۸۸)، زمین ساخت، توزیع جهانی منطقه منشا رسوبات و حوضه های رسوبگذاری را تعیین می کند. به عقیده وی، ترکیب ماسه سنگ ها، شدیداً توسط زمین ساخت صفحه ای کنترل می شود و می توان از طریق بررسی ترکیب رسوبات به برخاستگاه زمین ساختی آن ها رسید. در کنار این مطلب باید به این نکته نیز توجه داشت که ترکیب کانی شناسی ماسه سنگ ها، ممکن است در طی دیاژنز تغییر کند (پتی جان و همکاران، ۱۹۸۷). فرآیندهای دیاژنتیکی مانند انحلال دانه های فلدسپار و قطعات سنگی و یا جانشینی دانه های آواری توسط کربنات ها، رس ها و بسیاری از کانی های اتوزن دیگر که کانی شناسی آواری اولیه ماسه ها را تغییر می دهند و یا سبب عدم تشخیص آن ها می گردند، باید در زمان تفسیر برخاستگاهی ماسه سنگ های قدیمی مورد توجه قرار گیرند (مک براید، ۱۹۸۵).

سازند لالون از گسترده ترین سازند های کامبرین پیشین در ایران و کشورهای همجوار است. آسرتو (۱۹۶۳) برش الگوی این سازند را برای اولین بار در دهکده لالون (البرز مرکزی) اندازه گیری و نام گذاری کرد. مقطع مورد مطالعه از سازند لالون، در شرق روستای باهمو، نزدیکی شهر بهاباد واقع شده است. بر پایه تقسیم بندی ایران به حوضه های رسوبی - ساختاری جداگانه، این مقطع، بخشی از خرد قاره ایران مرکزی و بلوک پشت بادام به شمار می رود. این بلوک میان گسل پوشیده نائین - کوهبنان در شرق و گسل پشت بادام در غرب واقع

شده است (آقانباتی، ۱۳۸۵). ویژگی اساسی این بلوک رخنمون های دگرگونی منسوب به پرکامبرین به همراه سنگ های آتش فشانی و ماگمایی با برخاستگاه کافتی، در ردیف های پرکامبرین پسین و کامبرین پیشین آن است. این طور به نظر می رسد که پدیده کافتی شدن از ویژگی های این بلوک باشد (آقانباتی، ۱۳۸۵).

رسوبات سازند لالون در مقطع باهمو، با ضخامت ۵۵۰ متر، توسط لایه های کنگلومرایی با تناوب ماسه سنگ آغاز می شوند. شروع سازند لالون در این منطقه همراه با افق های کنگلومرایی بر روی دولومیت های منتسب به سازند باروت (هرچند این مرز در مناطقی به صورت گسله دیده می شود) و پایان آن با ناپیوستگی فرسایشی از نوع افق خاک قدیمی با سازند میلا است (شکل ۱). بیشترین ضخامت این سازند در برش مورد مطالعه را ماسه سنگ ها تشکیل می دهند (شکل ۲). با مطالعه بر روی برخاستگاه زمین ساختی ماسه سنگ های سازند لالون در مقطع باهمو، می توان در رابطه با منشا این ماسه سنگ ها و موقعیت زمین ساختی آن، اظهار نظر نمود. در این نوع مطالعات لازم است که ابتدا فرآیندهای دیاژنزی و تاثیر آن ها بر روی ترکیب اولیه ماسه سنگ ها، شناخته شود تا آنالیز مدال با دقت لازم صورت پذیرد علاوه بر این که تفسیر تاریخچه تدفین این رسوبات، در نهایت بخشی از تکامل حوضه ایران مرکزی را روشن می سازد.

روش مطالعه

مطالعات سنگ شناسی اولیه بر روی ماسه سنگ های لالون در برش باهمو، با مطالعه ۱۷۰ مقطع

نازک توسط میکروسکوپ نوری و رنگ آمیزی مقاطع نازک جهت تشخیص سیمان های کربناته با آلیزارین قرمز و فروسیانید پتاسیم به روش دیکسون (۱۹۶۵) انجام گرفت. در ادامه به منظور حذف اثر دیاژنز بر ترکیب و بافت اولیه ماسه سنگ‌ها، تغییرات دیاژنزی مورد مطالعه قرار گرفتند. علاوه بر مطالعات میکروسکوپی فرآیندهای دیاژنزی، ساختار کانی های رسی درجازا و شیمی آن‌ها در ترکیب این ماسه سنگ‌ها، با استفاده از مطالعه ۳ نمونه ماسه سنگی توسط میکروسکوپ الکترونی در دانشگاه تربیت مدرس انجام شد. در این روش ابتدا نمونه‌ها توسط دستگاه «اسپاتر کوتر اسدوز^۱» با عنصر طلا لایه نشانی شدند و سپس توسط میکروسکوپ الکترونی مدل «فیلیپس ایکس ال ۳۰» که مجهز به آنالیزور EDX می باشد، مورد مطالعه قرار گرفتند. در نهایت شواهد دیاژنزی به دست آمده، منجر به پیشنهاد توالی دیاژنزی برای این ماسه سنگ‌ها گردید. در ادامه نقطه شماری ۵۰ نمونه مناسب ماسه سنگی (اینگرسول و همکاران، ۱۹۸۴) به نمایندگی از برش مورد مطالعه (شکل ۲) و به روش گزی-دیکینسون (ولتج، ۲۰۰۲) با شمارش ۳۵۰-۴۰۰ نقطه در هر مقطع (تعاریف بر اساس جدول ۱) انجام گردید که نتایج حاصل از این نقطه شماری در جدول ۲ نشان داده شده‌اند. لازم به ذکر است که تغییرات دیاژنزی تا حد ممکن در حین نقطه شماری مورد توجه قرار گرفتند (مک براید، ۱۹۸۵).

یافته‌های سنگ شناسی

طبق مطالعات اولیه صورت گرفته بر روی ۱۷۰ مقطع نازک ماسه سنگی توسط میکروسکوپ نوری، کانی‌های تشکیل دهنده این ماسه‌سنگ‌ها

به ترتیب فراوانی به صورت زیر می‌باشند (شکل ۳).

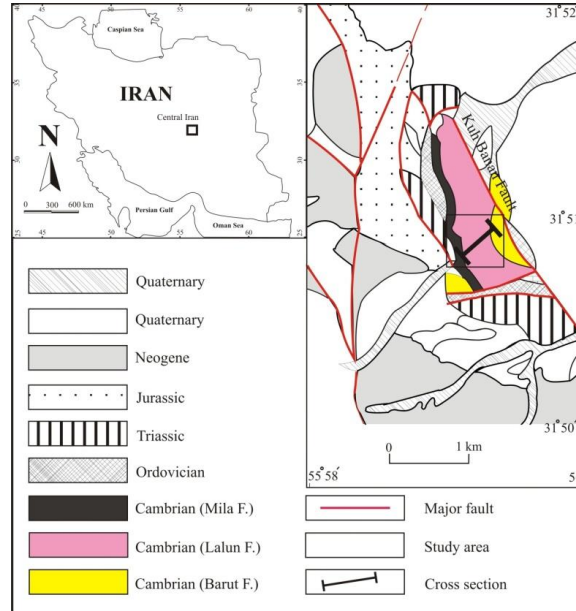
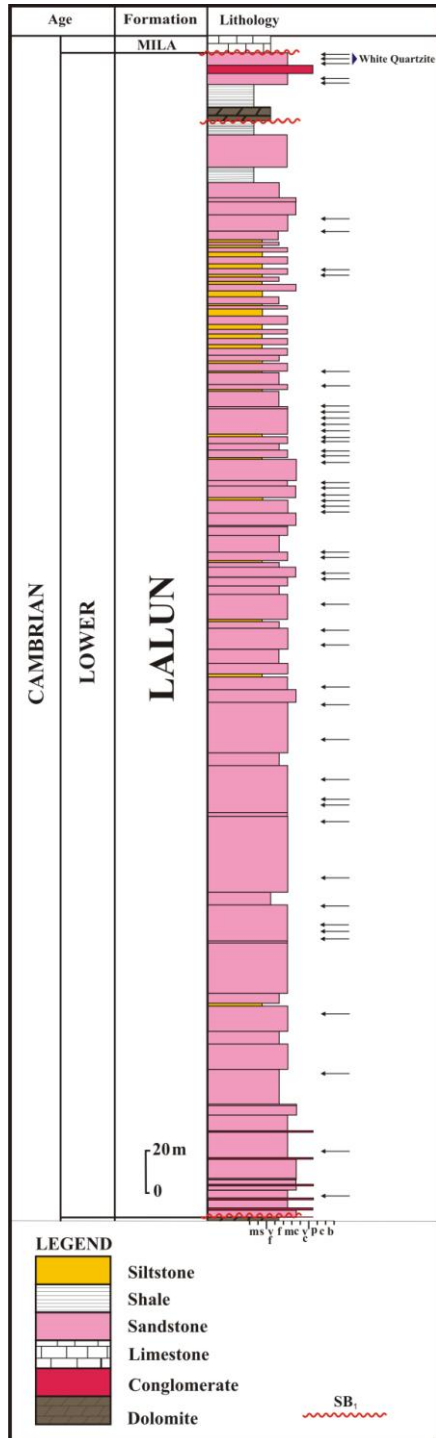
کانی کوارتز بیشتر از نوع کوارتزهای تک بلور پلوتونیک با خاموشی مستقیم تا موجی شدید و همین‌طور به میزان کم تر کوارتزهای چند بلور متامورفیکی (فولک، ۱۹۸۰) و کوارتزهای رسوبی مجدد انتقال یافته با سیمان کوارتز رو رشدی فرسایشی، فراوان ترین جزء آواری مشاهده شده در ماسه سنگ‌های مورد مطالعه می باشد که هرچه به بخش‌های بالاتر سازند نزدیک می شویم بر فراوانی آن افزوده می شود. دومین جزء آواری فراوان در ترکیب ماسه سنگ‌های برش مورد مطالعه را قطعات سنگی (به ترتیب فراوانی: قطعات سنگی رسوبی از نوع چرت، ماسه سنگ، سیلتستون و قطعات شیلی؛ قطعات دگرگونی بیشتر از نوع قطعات سنگی دگرگون شده مانند شیل‌های دگرگونی، اسلیت، فیلیت، شیست و قطعات رسوبی-دگرگونی و قطعات سنگی ولکانیکی) تشکیل می دهند. فلدسپار‌ها، به ترتیب فراوانی فلدسپارهای پتاسیم دار، میکروکلین و به میزان کم تر پلاژیوکلاز، سومین جزء تشکیل دهنده ماسه سنگ‌های مورد مطالعه می باشند. از کانی‌های فرعی در ماسه سنگ‌های مورد مطالعه می توان به میکا‌ها و کانی‌های سنگین اپک و کانی‌های سنگین شفاف مانند زیرکن و با فراوانی کم تر اپیدوت اشاره کرد. به منظور تعیین دقیق ترکیب سنگ شناسی ماسه سنگ‌های مورد مطالعه، از داده‌های حاصل از نقطه شماری و دیاگرام‌های سنگ شناسی فولک (۱۹۸۰) استفاده شد. بر این اساس، ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه در بخش عمده‌ای از سازند، ترکیب لیتارنایت (از نوع چرت آرنایت) - ساب لیتارنایت تا فلدسپاتیک لیتارنایت و در بخش‌های

¹ -Sputter Coater Scdoos

² -Philips XL30

برخاستگاه زمین ساختی ماسه سنگ های لالون در مقطع باهمو ...

۹۱



شکل ۱- موقعیت برش مورد مطالعه بر روی نقشه زمین شناسی (سهیلی و مهدوی، ۱۳۷۰)

جدول ۱- پارامترهای نقطه شماری در سازند لالون (اینگرسول و سازک، ۱۹۷۹)

Qm non	Non-undulose monocrystalline quartz
Qm un	Undulose monocrystalline quartz
Qpq	Polycrystalline quartz
Qpq2-3	Qpq2-3 crystal units per grain
Qpq>3	Qpq>3 crystal units per grain
Cht	Chert
Qp	Polycrystalline quartzose (or calcedonic) lithic fragments (Qpq + Cht)
Qt	Total quartzose grains (Qm + Qp)
Q	Total (Qm non + Qm un) and Qpq used for Folk (1980) classification (Qm + Qpq)
P	Plagioclase feldspar
K	Potassium feldspar
F	Total feldspar grains (P + K)
Lv	Volcanic-metavolcanic rock fragments
Ls	Sedimentary rock fragments
Lsm	Metasedimentary rock fragments
Lc	Carbonate (reworked fossils and limeclasts include mudstone) rock fragments
L	Unstable (siliciclastic) lithic fragments (Lv + Ls + Lsm)

شکل ۲- ستون چینه شناسی سازند لالون در مقطع
 باهمو. همانگونه که مشاهده می شود بیشترین ضخامت
 این مقطع را ماسه سنگ ها تشکیل می دهند. فلش ها،
 نشان دهنده نمونه های انتخابی جهت انجام نقطه شماری
 می باشند

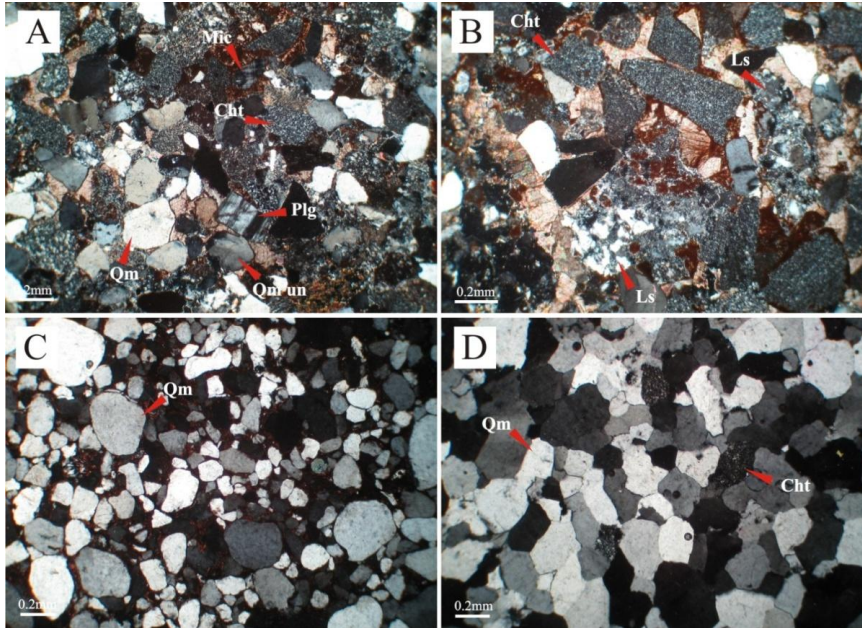
Lt	Total siliciclastic lithic fragments (L + Qp)
RF	Total unstable rock fragments and chert used for Folk(1980) classification
Lvm	$L_v + xL_m$
Lsm	$L_s + (1-x)L_m$
Acc	Accessory minerals
Cem	Cements

جدول ۲- نتایج حاصل از نقطه شماری ۵۰ نمونه ماسه سنگی سازند لالون

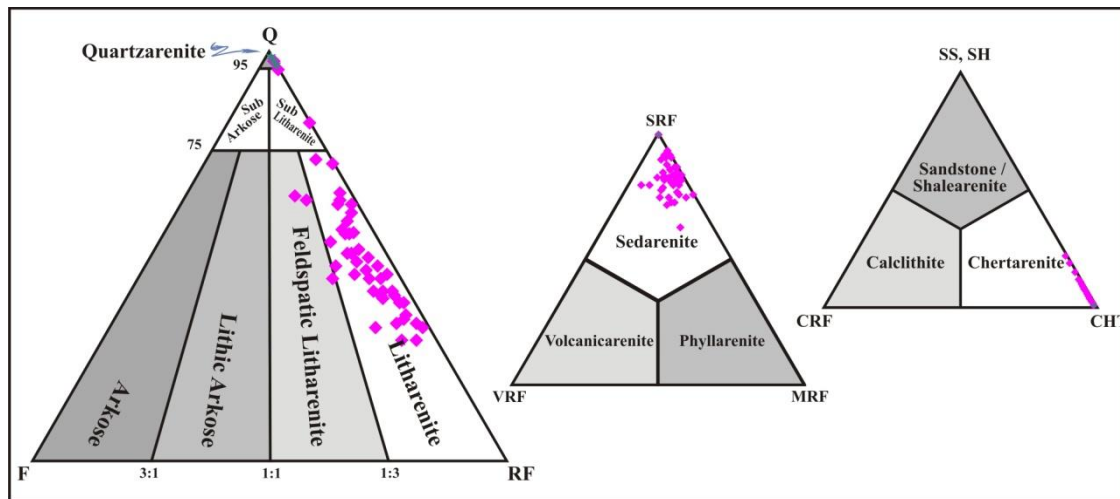
SAMPLE	Mo	Qu	Kf	Ca	Si	K	P	Lsm	Lv	Is	Cht	Acc	Cem	M	Sum	Qp۱	Qm	Qp	Qt	F	L	Lt	Q	RF	Sum
SFLA005	81	43	15	12	22	7	20	5	6	76	10	49	17	363	27	124	103	227	29	31	134	151	107	287	
SFLA008	63	38	24	6	18	3	6	26	19	114	0	52	14	383	30	101	144	245	21	51	195	131	165	317	
SFLA017	57	78	24	9	21	2	24	16	2	102	33	30	8	406	33	135	135	270	23	42	177	168	144	335	
SFLA022	92	60	20	10	25	3	21	9	9	41	21	34	18	363	30	152	71	223	28	39	110	182	80	290	
SFLA028	80	39	15	3	15	4	15	13	11	91	8	49	11	354	18	119	109	228	19	39	148	137	130	286	
SFLA029	27	53	10	5	23	8	12	4	16	136	6	62	4	366	15	80	151	231	31	32	183	95	168	294	
SFLA030	86	22	19	7	18	4	17	6	4	86	27	45	10	351	26	108	112	220	22	27	139	134	113	269	
SFLA032	53	77	22	2	21	2	18	13	10	104	7	40	5	374	24	130	128	258	23	41	169	154	145	322	
SFLA034	44	41	17	6	3	3	33	13	12	112	5	45	7	350	23	85	135	220	6	58	193	108	170	284	
SFLA038	34	29	14	2	10	1	19	13	17	135	13	60	5	352	16	63	151	214	11	49	200	79	184	274	
SFLA040	54	46	12	5	8	2	22	20	18	107	4	65	9	372	17	100	124	224	10	60	184	117	167	294	
SFLA041	50	36	12	4	11	2	24	6	17	138	14	56	11	381	16	86	154	240	13	47	201	102	185	300	
SFLA043	67	47	28	12	9	3	20	8	4	118	12	73	16	407	40	114	158	272	12	32	190	154	150	316	
SFLA047	59	68	11	6	36	2	20	11	9	86	11	25	10	354	17	127	103	230	38	40	143	144	126	308	
SFLA051	95	66	9	6	6	2	21	3	13	60	12	56	18	367	15	161	75	236	8	37	112	176	97	281	
SFLA053	76	38	13	3	6	1	27	5	6	117	8	52	7	359	16	114	133	247	7	38	171	130	155	292	
SFLA058	109	45	21	4	3	1	6	0	1	101	0	56	10	357	25	154	126	280	4	7	133	179	108	291	
SFLA062	31	45	17	6	18	0	27	4	10	139	8	44	12	361	23	76	162	238	18	41	203	99	180	297	
SFLA066	50	43	12	5	9	0	16	10	8	137	0	67	2	359	17	93	154	247	9	34	188	110	171	290	
SFLA067	76	59	20	6	15	3	17	3	5	85	4	53	27	373	26	135	111	246	18	25	136	161	110	289	
SFLA069	58	42	24	8	15	2	11	12	12	101	10	54	13	362	32	100	133	233	17	35	168	132	136	285	
SFLA070	46	28	11	9	3	1	17	6	9	168	0	59	5	362	20	74	188	262	4	32	220	94	200	298	
SFLA075	94	68	20	12	27	8	4	3	0	65	13	18	23	355	32	162	97	259	35	7	104	194	72	301	
SFLA076	75	60	13	8	11	5	11	0	0	106	8	40	15	352	21	135	127	262	16	11	138	156	117	289	
SFLA056	68	43	16	4	6	7	26	2	10	118	7	71	11	389	20	111	138	249	13	38	176	131	156	300	
SFLA077	70	56	8	7	34	11	19	6	8	100	7	28	5	359	15	126	115	241	45	33	148	141	133	319	
SFLA078	54	41	13	4	16	2	18	8	5	124	7	53	14	359	17	95	141	236	18	31	172	112	155	285	
SFLA079	88	55	12	6	11	4	25	13	6	95	5	39	0	359	18	143	113	256	15	44	157	161	139	315	
SFLA080	91	55	16	4	9	3	13	1	3	90	1	60	11	357	20	146	110	256	12	17	127	166	107	285	
SFLA082	94	59	22	6	8	5	7	13	7	73	20	36	16	359	28	153	101	254	13	27	128	181	100	294	
SFLA083	40	50	11	1	5	3	33	9	11	131	8	48	8	358	12	90	143	233	8	53	196	102	184	294	
SFLA084	35	85	20	4	15	6	23	9	6	155	3	36	8	405	24	120	179	299	21	38	217	144	193	358	
SFLA085	39	33	12	2	16	4	20	5	10	152	11	40	6	350	14	72	166	238	20	35	201	86	187	293	
SFLA086	99	85	22	10	10	0	6	0	1	65	0	38	14	350	32	184	97	281	10	7	104	216	72	298	
SFLA087	68	37	6	18	17	0	12	4	2	152	0	50	0	366	24	105	176	281	17	18	194	129	170	316	
SFLA088	84	56	19	5	12	5	28	0	9	79	0	43	16	351	24	140	103	243	17	37	140	164	116	297	
SFLA089	107	42	19	9	3	1	10	6	1	73	2	77	9	359	28	149	101	250	4	17	118	177	90	271	
SFLA090	84	47	7	4	6	2	12	0	7	133	4	32	13	351	11	131	144	272	8	19	163	142	152	302	
SFLA091	59	36	19	5	9	0	24	8	10	123	8	29	24	354	24	95	147	242	9	42	189	119	165	293	
SFLA093	103	69	16	5	8	0	17	1	7	96	2	67	9	400	21	172	117	289	8	25	142	193	121	322	
SFLA095	82	44	22	8	25	4	17	10	0	132	12	8	14	375	30	126	162	288	29	27	189	156	159	344	
SFLA099	64	19	10	3	7	0	12	3	4	172	30	8	21	353	13	83	185	268	7	19	204	96	191	294	
SFLA100	75	73	13	2	13	2	11	0	2	108	20	18	22	359	15	148	123	271	15	13	136	163	121	299	
SFLA105	89	34	13	3	0	0	7	0	3	43	78	9	71	350	16	123	59	182	0	10	69	139	53	192	
SFLA107	90	67	11	6	0	0	6	0	0	32	58	17	73	360	17	157	49	206	0	6	55	174	38	212	
SFLA128	192	123	19	2	0	0	0	0	0	11	29	28	26	430	21	315	32	347	0	0	32	336	11	347	
SFLA127	152	132	11	4	0	0	0	0	0	15	8	29	0	351	15	284	30	314	0	0	30	299	15	314	
SFLA136	181	142	23	11	0	0	0	0	0	10	1	0	0	368	34	323	44	367	0	0	44	357	10	367	
SFLA137	229	95	1	15	0	0	0	0	0	8	5	0	0	353	16	324	24	348	0	0	24	340	8	348	
SFLA155	182	131	17	6	0	0	0	0	0	14	3	1	0	354	23	313	37	350	0	0	37	336	14	350	
Average	81.52	57.6	15.62	6.2	11.66	2.56	15.48	6.14	6.6	96.58	11.26	40.98	13.36	365.24	21.82	139.12	118.4	257.46	14.22	28.22	146.62	160.94	124.8	299.96	

راسی رسیدگی بافتی و ترکیبی بسیار خوب را نشان می دهند (اعتمادسعید و همکاران، ۱۳۸۶؛ اعتمادسعید، ۱۳۸۷).

ماسه سنگ های مورد مطالعه در بخش عمده ای از سازند رسیدگی بافتی خوب تا متوسط و رسیدگی ترکیبی خوب و در کوارتزآرنایت های



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی در نور xpl از ماسه سنگ های لالون و کانی های تشکیل دهنده آن ها. Qm: کوارتز تک بلور با خاموشی مستقیم، Qm un: کوارتز تک بلور با خاموشی موجی، Plg: پلاژیوکلاز، Mic: میکروکلین، Cht: خرده سنگ رسوبی از نوع چرت، Ls: قطعه سنگی رسوبی ماسه سنگی



شکل ۴- ترکیب سنگ شناسی به دست آمده برای ماسه سنگ های لالون بر اساس نمودار فولک (۱۹۸۰). ماسه سنگ های تشکیل دهنده بخش عمده ای از سازند لالون در برش مورد مطالعه با مربع و کوارتزیت های راس سازند با ستاره مشخص شده اند

دیاژنز

مهمترین فرآیند های دیاژنزی شناسایی شده در این ماسه سنگ ها به صورت زیر می باشد:

فشردگی

به مجموعه فرآیند هایی اطلاق می شود که نتیجه آن از بین رفتن فضاهای خالی بر اثر فشار در ماسه سنگ ها است و از چند متری زیر سطح رسوب شروع می شود (وردن و برلی، ۲۰۰۳). فشردگی فیزیکی سبب خروج آب و آرایش دوباره دانه ها می گردد. اثرات فشردگی فیزیکی در ماسه سنگ های مورد مطالعه را می توان به صورت تغییر شکل پلاستیکی تشکیل دهنده های نرم مانند شیل های له شده و میکا های خمیده، دانه های خرد شده و تماس های نقطه ای و طولی بین دانه ها مشاهده کرد (شکل ۵، A، B و C). این فشردگی در مواردی سبب ایجاد ماتریکس ثانویه گردیده که باید در تفسیرهای برخاستگاهی و تفسیر محیط رسوبی مورد توجه قرار گیرد. اغلب در مقاطع مورد مطالعه مشاهده می شود که دانه های شیلی که در میان دانه های مقاوم تر کوارتز قرار گرفته اند له شده و تشکیل ماتریکس ثانویه را داده اند (شکل ۵، B). فشردگی شیمیایی اغلب در اعماق ۳/۵ - ۲/۵ کیلومتری و حرارت ۹۰ درجه سانتیگراد رخ می دهد (مک براید، ۱۹۸۹). آثار فشردگی شیمیایی در ماسه سنگ های سازند لالون، به صورت تماس های محدب - مقعر و مژرس در کوارتزیت های راس سازند مورد مطالعه مشاهده می شود (شکل ۵، D). به نظر می رسد که این ماسه سنگ ها (به جز ماسه سنگ های کوارتزیت راسی) در مراحل اولیه و قبل از دفن عمیق سیمانی شده اند. به همین علت فشردگی شیمیایی و انحلال فشاری در محل تماس دانه ها حداقل است و گسترش چندانی ندارد.

سیمانی شدن

سیمانی شدن یک فرآیند دیاژنتیکی است که طی آن کانی های اتوزن در فضاهای خالی رسوبات نهشته می شوند (وردن و برلی، ۲۰۰۳). سیمان های شناسایی شده در نهشته های سیلیسی آواری سازند لالون در مقطع مورد مطالعه به صورت زیر می باشند:

سیمان سیلیسی

سیمان سیلیسی از نظر کانی شناسی ساده ترین نوع سیمان است، اما در فرم های متنوعی دیده می شود (وردن و برلی، ۲۰۰۳). سیمان های کوارتزی مشاهده شده در این ماسه سنگ ها تنها مربوط به بخش کوارتز آرنایتی راس سازند مورد مطالعه است. این سیمان اغلب به صورت سیمان رشد اضافه (شکل ۵، E) است، که مرز بین دانه و سیمان توسط هماتیت یا رس مشاهده می شود. همچنین سیمان کوارتزی، به صورت سیمان پر کننده شکستگی ها نیز مشاهده می شود (شکل ۵، F). به عقیده بسیاری از محققین، سیمان کوارتزی در ماسه سنگ ها، طی دیاژنز دفنی و در دمایی بیشتر از ۸۰ - ۷۰ درجه سانتیگراد تشکیل می شود (وردن و برلی، ۲۰۰۳ و مکنزی، ۲۰۰۵).

منشا سیلیس برای سیمانی شدن توسط کوارتز در ماسه سنگ ها، در نبود فلدسپار و قطعات لیتیک، می تواند در نتیجه آلتراسیون و انحلال فشاری دانه های کوارتز آواری باشد (وردن و مراد، ۲۰۰۰؛ رنارد و همکاران، ۲۰۰۰). به علاوه سیلیس مورد نیاز در تشکیل این نوع سیمان در ماسه سنگ ها، می تواند به صورت محلی از شیل های اطراف، در نتیجه تبدیل دیاژنتیکی کانی های رسی به یکدیگر تامین گردد (بارون و پارنل، ۲۰۰۷). منشا سیلیس برای سیمانی شدن توسط کوارتز در ماسه سنگ ها، در نبود فلدسپار و قطعات لیتیک، می تواند در نتیجه آلتراسیون و انحلال فشاری دانه های کوارتز

آواری باشد (وردن و مراد، ۲۰۰۰؛ رنارد و همکاران، ۲۰۰۰). به علاوه سیلیس مورد نیاز در تشکیل این نوع سیمان در ماسه سنگ ها، می تواند به صورت محلی از شیل های اطراف، در نتیجه تبدیل دیاژنتیکی کانی های رسی به یکدیگر تامین گردد (بارون و پرنل، ۲۰۰۷). با توجه به مطالعات سنگ شناسی صورت گرفته بر روی ماسه سنگ های مورد مطالعه (کوارتزیت های سفید رنگ)، به نظر می رسد منشأ سیلیس در شکل گیری سیمان های کوارتزی در این ماسه سنگ ها در نتیجه انحلال فشاری دانه های کوارتز در نقاط تماس بین دانه ها طی فشردگی مکانیکی و شیمیایی و یا نفوذ سیالات درون حفره ای حاوی سیلیس از نواحی مجاور مانند شیل های زیرین این ماسه سنگ ها باشد. از شواهد تامین یون سیلیس در تشکیل این نوع سیمان، می توان به وجود تماس های بین دانه ای محدب - مقعر و مژر در بین دانه های کوارتزی اشاره کرد که می تواند شاهدهی برای انحلال فشاری و نقش آن در تامین سیلیس مورد نیاز در این ماسه سنگ ها باشد.

سیمان کربناته

سیمان کربناته از متداول ترین سیمان های موجود در ماسه سنگ ها و همچنین ماسه سنگ های مورد مطالعه است. رنگ آمیزی مقاطع نازک با محلول آلزاین قرمز و فروسیانید پتاسیم (دیکسون، ۱۹۶۵) جهت تشخیص کربنات ها نشان داده است که سیمان های کربناته در مقاطع مورد مطالعه از نوع کلسیت و دولومیت بدون آهن می باشند.

کلسیت در ماسه سنگ ها در محدوده دیاژنتیکی وسیعی از شرایط نزدیک کف دریا تا دفن عمیق نهشته می شود (مراد، ۱۹۸۸ در مکنزی، ۲۰۰۵). از شواهد حضور سیمان های اولیه در این ماسه

سنگ ها (به جز ماسه سنگ های کوارتزآرنایتی راسی)، فشردگی اندک مشاهده شده در آن ها می باشد. با توجه به این که در ماسه سنگ های کوارتزی راسی، تماس های بین دانه ای محدب - مقعر و مژر را مشاهده می کنیم، می توان نتیجه گرفت که تحمل فشار لایه های بالایی را تا حد زیادی برای ماسه سنگ های زیر کوارتزیت سفید رنگ نیز داشته ایم. با این حال در این ماسه سنگ ها شواهد فشردگی موجود نیست و تماس های بین دانه ای مشاهده شده در آن ها اغلب از نوع نقطه ای، طولی و یا حتی بدون تماس می باشند. این امر می تواند نشان دهنده شکل گیری سیمان های کلسیتی اولیه قبل از فرآیند فشردگی باشد. هر چند به نظر می رسد که تمامی سیمان های کلسیتی اولیه در این ماسه سنگ ها به دولومیت تبدیل شده اند. از سیمان های کلسیتی دیگر حاضر در این ماسه سنگ ها می توان به سیمان های کلسیتی پوکیلو توپیک^۱ اشاره کرد (شکل ۵، G) که تشکیل آن را می توان در محتمل ترین حالت به مرحله دفن عمیق این رسوبات نسبت داد (فلوگل، ۲۰۰۴). سیمان های کلسیتی پر کننده شکستگی ها نیز در این ماسه سنگ ها دیده می شوند که زمان تشکیل آن ها به بعد از ایجاد شکستگی بر می گردد (شکل ۵، H).

¹ -Poikilotropic

دولومیتی شدن

فراوان ترین سیمان مشاهده شده در ماسه سنگ های مورد مطالعه، سیمان های دولومیتی حفره پر کن از نوع گرانولار و بلوکی و سیمان دولومیتی پویکیلوتوپیک بدون آهن هستند. این سیمان ها طبق تقسیم بندی فریدمن (۱۹۶۵) از نوع زنوتاپیک^۱، هیپیدوتاپیک^۲ و ایدیدوتاپیک^۳ می باشند (شکل ۵، J، K و L) و به نظر می رسد که از جانشینی سیمان های کلسیتی اولیه حاصل شده اند که با توجه به سن بالای این رسوبات، بیشتر سیمان های کلسیتی، تبدیل به دولومیت شده اند. فشردگی و انحلال فشاری در نهشته های دولومیتی مجاور (گرین اسمیت، ۱۹۹۵) (دولومیت های باروت، سلطانیه و میلا)، می تواند به عنوان منشا فرضی یون منیزیم این دولومیت ها طرح شود. همچنین تبدیل کانی های رسی از سازند های قدیمی تر و یا بین لایه های شیلی سازند نیز می تواند به عنوان منشا دیگری جهت تامین یون منیزیم این دولومیت ها ذکر شوند که تعیین قطعی آن نیاز به بررسی های تکمیلی دارد. حضور سیمان های دولومیتی درشت، مانند دولومیت های زین آسیبی با سطوح بلوری منحنی و خاموشی موجی (شکل ۵، M) در این ماسه سنگ ها را می توان به تشکیل در طی دفن رسوبات نسبت داد (فلوگل، ۲۰۰۴).

تماس دانه ها، می توان هماتیت را دارای منشا دیاژنتیکی دانست (تاکر، ۲۰۰۱). سیمان آهن دار اغلب در منطقه وادوز و در اعماق دفن کم تشکیل می شود. به علاوه امکان تشکیل این سیمان در طی بالا آمدگی نیز وجود دارد (اینسیل، ۲۰۰۰). یون آهن برای تشکیل این سیمان می تواند از انحلال درون چینه ای سیلیکات های آواری و هیدرولیز رس هایی که یون آهن را جذب کرده اند، تامین شده باشد (تاکر، ۲۰۰۱).

سیمان رسی

پوشش های رسی، از دیگر سیمان های مشاهده شده در این ماسه سنگ ها می باشند. رس هایی که به عنوان سیمان شناخته می شوند اغلب به صورت کانی های اتوزن پرکننده حفرات و پوشش های رسی اطراف دانه ها می باشند (تاکر، ۲۰۰۱). کانی های رسی دیاژنتیکی توسط ته نشینی مستقیم از سیالات منفذی (اتوزنز)، آلتراسیون سیلیکات های آواری و فشردگی دانه های آرژیلیتی نرم، در ماسه سنگ ها ایجاد می شوند (کتزر و همکاران، ۲۰۰۳). به نظر می رسد غالباً پوشش های رسی سبز رنگ در اطراف دانه های تخریبی ماسه سنگ های لالون در محل تماس این دانه ها دیده نمی شوند و منشا اتوزن دارند (شکل ۵، Q و R).

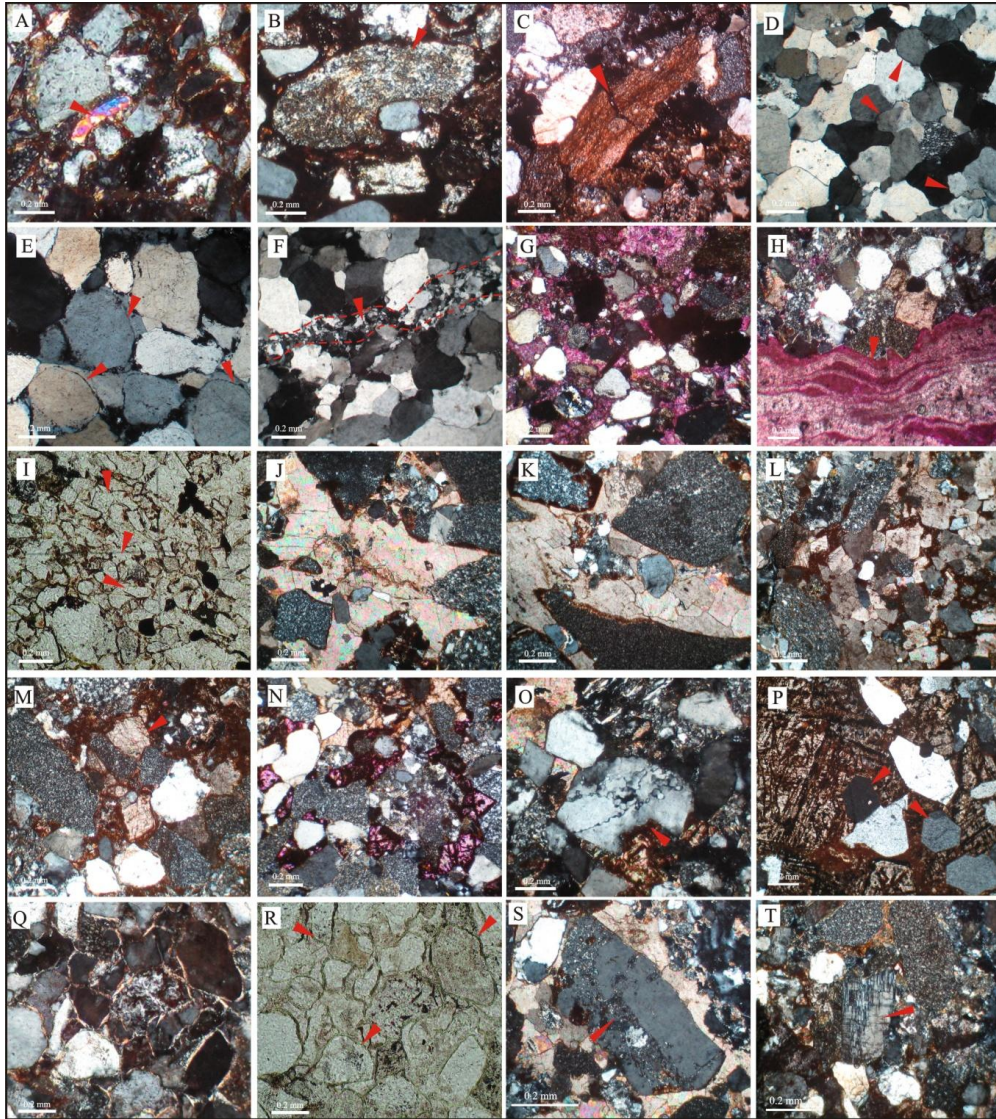
سیمان هماتیتی

سیمان هماتیتی مهمترین سیمان در نهشته های قرمز رنگ به شمار می رود. در مقاطع ماسه سنگی مورد مطالعه، هماتیت به صورت پوشش نازکی در اطراف دانه ها وجود دارد (شکل ۵، I). با توجه به نبود پوشش های هماتیتی در محل

¹ -Xenotopic

² - Hypidiotopic

³ - Idiotoxic



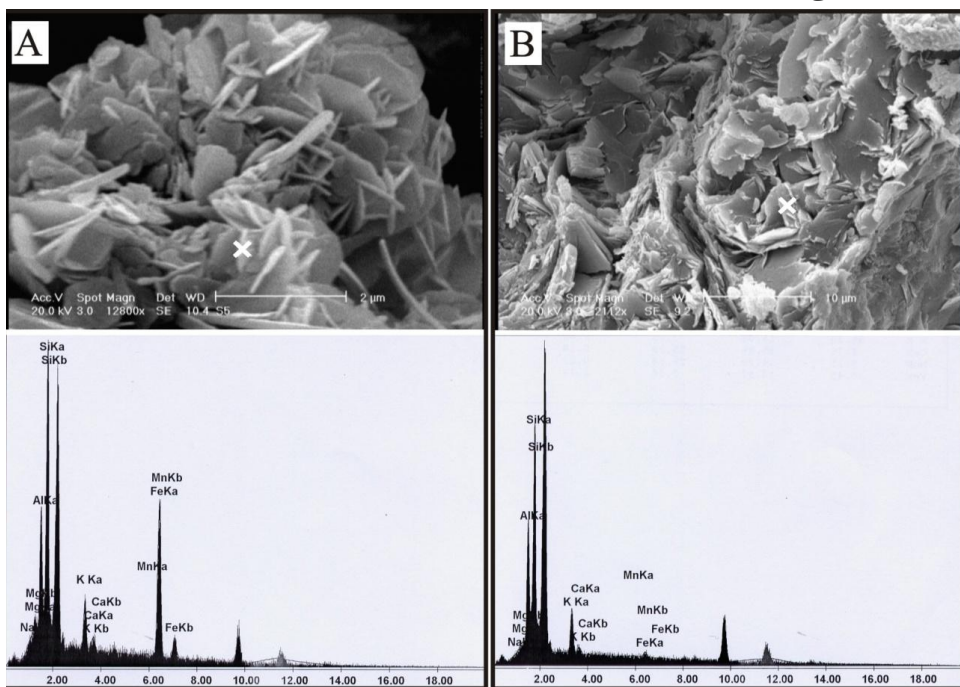
شکل ۵- مقاطع میکروسکوپی در نور xpl از فرآیندهای دیاژنزی در ماسه سنگ های مورد مطالعه. آثار فشردگی فیزیکی در A، میکای خمیده؛ B، قطعات له شده؛ C، شکستگی. آثار فشردگی شیمیایی در D، انحلال فشاری در دانه های کوارتز (فلش های قرمز رنگ). E، سیمان کوارتزی رشد اضافه و F، سیمان کوارتزی پر کننده رگه ها. G، سیمان کلسیتی پویکیلوتوپیک. H، سیمان کلسیتی پر کننده شکستگی (احتمالاً متائوریک). I، سیمان هماتیته در نور طبیعی. پوشش های هماتیته اغلب در محل تماس دانه ها دیده نمی شوند که شاهدهی بر منشا دیاژنزی آن ها می باشد. J، K و L، سیمان های دولومیتی به ترتیب Xenotopic، Hypidiotopic، Idiomatic M دولومیت درشت بلور زین اسبی با خاموشی موجی. N، ددولومیتی شدن سیمان های دولومیتی. O، جانشینی دانه های تشکیل دهنده ماسه سنگ ها توسط سیمان های کربناته؛ P، کوارتز اتوژن جانشین شده بر روی سیمان دولومیتی. Q و R، به ترتیب پوشش رسی در نور xpl و در نور طبیعی. پوشش های رسی اغلب در محل تماس دانه ها دیده نمی شوند که شاهدهی بر منشا دیاژنزی آن ها می باشد. S و T، فرآیند آلبیتی شدن فلدسپارها در ماسه سنگ های سازند لالون (فلش قرمز)

موجود در حاشیه این دانه ها می باشند (شکل ۶، A و B). ایلیت و کلریت، از کانی های رسی مرحله مزوزنز هستند (وردن و مراد، ۲۰۰۳). ایلیت را فراوان ترین کانی رسی در دماهای بالاتر از ۱۳۰

مطالعات صورت گرفته توسط میکروسکوپ الکترونی و آنالیز EDX این نمونه ها نیز، نشان می دهد که کانی های رسی کلریت و ایلیت اتوژن، از رس های دارای ساختمان مشخص و قابل تفکیک

۱۰۰۰). بنابراین به نظر می رسد پوشش های کلریتی و ایلیتی در این ماسه سنگ ها می توانند حاصل ته نشینی مستقیم از سیالات منفذی باشند.

درجه سانتیگراد می دانند (دیلز و همکاران، ۱۹۹۲ در مراد و همکاران، ۲۰۰۰). حاشیه های کلریتی، که به صورت بلور های هگزاگونال عمود بر سطح دانه دیده می شوند نیز در عمق و دمایی شبیه به ایلیت تشکیل می شوند (مراد و همکاران،



شکل ۶- تصاویر میکروسکوپ الکترونی از A، کلریت و B، ایلیت دیاژنزی. داده های حاصل از آنالیز EDX در محل ضربدر، این شناسایی را تایید می کند

ددولومیتی شدن

متائوریکی انجام می شود، هر چند ممکن است ددولومیتی شدن دفنی نیز به وقوع بپیوندد. با توجه به این که در مقاطع مورد مطالعه سیمان دولومیتی اولیه مشاهده نشده است، بنابراین ددولومیتی شدن نیز به مراحل تاخیری نسبت داده می شود.

از دیگر فرآیند های دیاژنتیکی در ماسه سنگ های مورد مطالعه، ددولومیتی شدن سیمان های دولومیتی است (شکل ۵، N). ددولومیتی شدن جانشینی دیاژنتیکی دولومیت توسط کلسیت می باشد که می تواند در طی دیاژنز اولیه و یا تاخیری رخ دهد (فلوگل، ۲۰۰۴). به عقیده تاکر (۲۰۰۱)، این فرآیند اغلب از طریق تماس با آب های

جانیشینی

خوردگی دانه های تشکیل دهنده ماسه سنگ ها مانند کوارتز، توسط سیمان های کربناته، از فرآیند های دیاژنزی متداول مشاهده شده در ماسه سنگ های مورد مطالعه می باشد (شکل ۵، O). از اشکال جانیشینی دیگر در ماسه سنگ های مورد مطالعه، کوارتز های ایدیومورف اتوزن با منشا جانیشینی آهک می باشند. به عقیده فولک (۱۹۸۰)، کوارتز های اتوزن از محلول های در دما و فشار کم به وجود می آیند. در بین انواع این کوارتز ها، کوارتزهای اتوزن هگزاگونال در اثر جانیشینی سیمان های کربناته به وجود می آیند (شکل ۵، P) و زمان تشکیل آن ها به بعد از تشکیل سیمان کربناته بر می گردد.

از فرآیندهای دیاژنزی مشاهده شده در این ماسه سنگ ها می باشد (شکل ۵، S و T).

شکستگی و رگه های پر شده

تشکیل شکستگی و رگه طی دیاژنزی دفنی و به ویژه مراحل نهایی دیاژنزی، به سبب فعالیت های تکتونیکی، در ماسه سنگ های مورد مطالعه به وفور دیده می شود. این رگه ها اغلب توسط بلورهای درشت کلسیت و دولومیت پر شده اند. یون کلسیم لازم برای تشکیل این رگه ها احتمالاً از سازند های آهکی مجاور که تحت تاثیر آب های جوی قرار گرفته اند، تامین شده است.

برخاستگاه زمین ساختی

مطالعه بر روی برخاستگاه زمین ساختی ماسه سنگ های سازند لالون در برش باهمو با استفاده از نتایج به دست آمده از آنالیز مدال این ماسه سنگ ها و در نظر گرفتن سنگ شناسی و تغییرات دیاژنزی شناسایی شده در آن ها صورت گرفت. بر این اساس و با توجه به رخساره های سنگی ارائه شده توسط دیکینسون (۱۹۸۸) و برخاستگاه زمین ساختی پیشنهاد شده برای هر یک از آن ها، ماسه سنگ های مورد مطالعه، دو رخساره زیر را نشان می دهند:

۱. رخساره کوارتزی و قطعه سنگی؛ مخلوط کوارتز تک بلور، کوارتز چند بلور و قطعات سنگی رسوبی با کمی فلدسپار و قطعات سنگی ولکانیکی. این رخساره معرف چینه های رسوبی و رسوبی-دگرگونی بالا آمده یا کمریند های چین خورده و رورانده می باشد. این رخساره در ماسه سنگ های بخش عمده ای از سازند لالون در مقطع باهمو دیده می شود.

۲. رخساره کوارتزی؛ غالباً دارای کوارتز تک بلوری با مقدارای کوارتز چند بلوری و فلدسپار. در

انحلال

انحلال فرآیندی دیاژنتیکی است که طی آن متشکل های جامد رسوبات میزبان توسط سیالی حل شده و جای آن ها به صورت یک حفره در رسوبات باقی می ماند^۱ (وردن و برلی، ۲۰۰۳). در شرایطی نیز با توجه به پایداری متفاوت کانی های مختلف، با تغییر شرایط، یک کانی جای خود را با کانی های پایدارتر عوض می کند^۲. از این نوع واکنش ها می توان به انحلال فلدسپار ها و انحلال فشاری کوارتز ها اشاره کرد. این فرآیند ها اغلب در طی دیاژنزی دفنی روی می دهند (مراد و همکاران، ۲۰۰۰). با این حال بعضی از محققین عقیده دارند که انحلال دانه های سازنده ناپایدار مثل فلدسپار ها، میکا ها و قطعات سنگی، در مرحله تلوزن نیز رخ می دهد (اسمیل، ۱۹۸۹؛ امری و همکاران، ۱۹۹۰). آلبیتی شدن فلدسپارها

^۱ -Congruent dissolution

^۲ -Incongruent dissolution

از نوع کوارتزهای پلوتونیک بوده که می‌توانند نشان دهنده منشاء باتولیت‌های گرانیتی یا گرانیت-گنایس باشند. البته در مواردی که این کوارتزها (به استثنای کوارتزهای کوارتزیت سفید رنگ)، دارای سیمان کوارتزی رشد اضافه فرسایش یافته‌اند، می‌توان آن‌ها را به منشا چرخه مجدد رسوبی نسبت داد. بر اساس این طبقه بندی، کوارتزهای چند بلور موجود در این ماسه سنگ‌ها، از نوع کوارتزهای چندبلور تبلور مجدد یافته و کوارتزهای چند بلور همراه با بلورهای کشیده می‌باشند که نشان دهنده منشا دگرگونی برای آن‌ها می‌باشد. فراوانی بیشتر فلدسپارهای پتاسیم دار نسبت به پلاژیوکلاز در این ماسه سنگ‌ها را نیز می‌توان به یک منشا گرانیت-گنایسی نسبت داد (فولک، ۱۹۸۰؛ تاکر، ۲۰۰۱). مطالعات کانی‌های سنگین نیز می‌تواند نشانه‌های مفیدی از منشاء و رویدادهای ناحیه منشا را ارائه کند. تغییرات اصلی در زمین شناسی ناحیه منشا، نظیر فرآینش و از بین رفتن پوشش یک گرانیت، ممکن است توسط مجموعه‌ای از کانی‌های سنگین که در ماسه سنگ‌های منطقه رسوب کرده‌اند، نشان داده شود (تاکر، ۲۰۰۱). مجموعه کانی‌های سنگین یافت شده در ماسه سنگ‌های مورد مطالعه، نشان دهنده منشا‌های مختلفی هستند. به طور کلی خرده سنگ‌ها از قسمت‌های زیرین پوسته که تحت تاثیر فرآینش و فرسایش سریع قرار گرفته‌اند، مشتق می‌شوند. کمربندهای کوهستانی و نواحی آتش فشان، مقدار زیادی قطعه سنگی تولید می‌کنند در حالی که پی سنگ‌های قاره‌ای و گرانیتی اینگونه نیستند (تاکر، ۲۰۰۱). وجود خرده سنگ‌های رسوبی، دگرگونی و حتی درصد کمی از خرده سنگ‌های ولکانیکی در ماسه سنگ‌های لالون، نشان دهنده وجود سنگ‌منشاهای

حالی که فلدسپار پتاسیم، بیشتر از پلاژیوکلاز است. برخاستگاه فرضی این رخساره کراتون به شدت هوازده یا چرخه مجدد رسوبی می‌باشد. این رخساره در بخش‌های بالایی سازند مورد مطالعه و به طور خاص در کوارتز آرنایت‌های راسی مشاهده می‌شود.

به علاوه وارد نمودن داده‌های حاصل از نقطه شماری ماسه سنگ‌های سازند لالون در مثلث‌های Qm46 F5 Lt49 و Qt86 F5 L9 (دیکینسون، ۱۹۸۵) حاکی از آن است که این ماسه سنگ‌ها با جور شدگی ترکیبی بالا، در بخش عمده‌ای از سازند برخاستگاه زمین ساختی کوهزایی چرخه مجدد^۱ و در قسمت کوارتزیت راسی، برخاستگاه زمین ساختی کراتونی^۲ را نشان می‌دهند (شکل ۷، A). مثلث‌های برخاستگاهی Qp90 Lvm5 Lsm5 و Lm12 Lv5 Ls83 (اینگرسول و سازک، ۱۹۷۹) با تاکید بر قطعات سنگی، نشان دهنده برخاستگاه حاشیه قاره‌ای ریفتی^۳ برای ماسه سنگ‌های تشکیل دهنده قسمت عمده‌ای از سازند مورد مطالعه می‌باشند (شکل ۷، B).

منشاء

تعیین منشا سنگ‌های آواری توسط روش‌های سنگ‌شناسی مانند: مطالعه خاموشی و چند بلوری بودن دانه‌های کوارتز (فولک، ۱۹۸۰؛ باسو و همکاران، ۱۹۷۵؛ یانگ، ۱۹۷۶؛ توروسا و همکاران، ۱۹۹۱)، انواع اینکلوزیون‌ها در دانه‌های کوارتز، انواع فلدسپارها (فولک، ۱۹۸۰؛ پیتمن، ۱۹۷۰)، خرده سنگ‌ها (پتی جان و همکاران، ۱۹۸۷) و انواع کانی‌های سنگین (مورتون، ۱۹۸۵) صورت می‌گیرد. بر اساس طبقه بندی ژنتیکی دانه‌های کوارتز (فولک، ۱۹۸۰)، اغلب کوارتزهای تک بلور سازنده ماسه سنگ‌های لالون

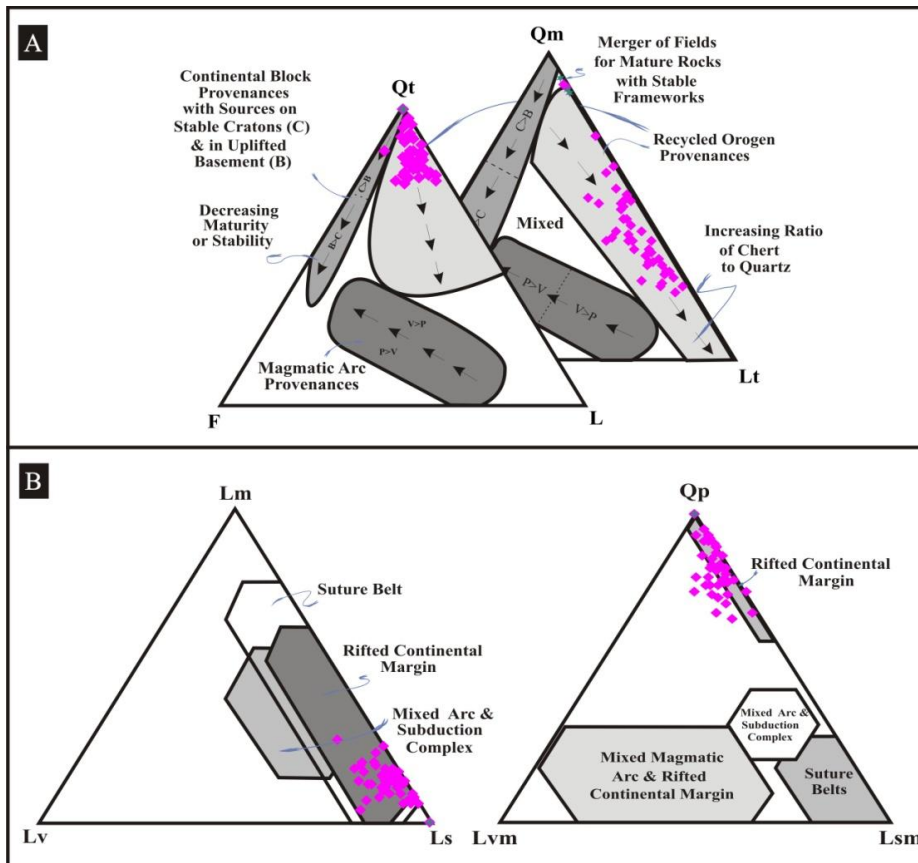
¹ - Recycled orogen

² - Craton interior

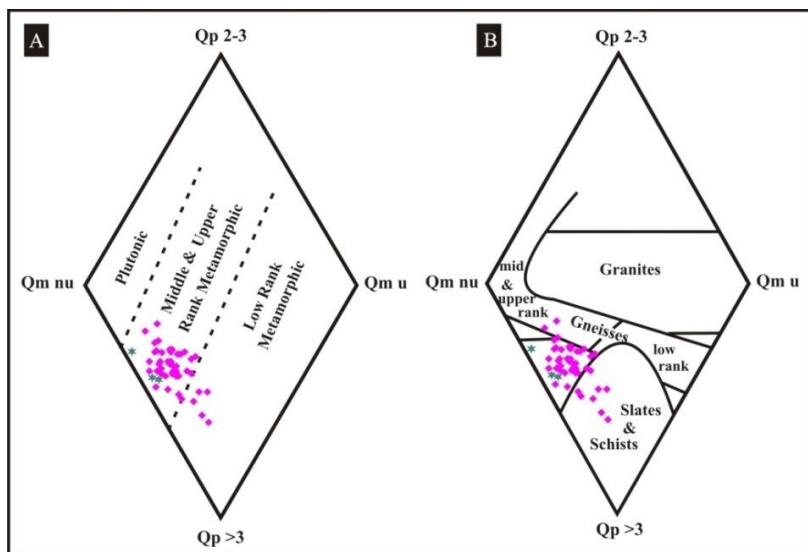
³ - Rifted continental margin

قرار دارند. زمانی که کوارتزهای چند بلور با کم تر از ۳ بلور در هر دانه، بیش از ۷۵ درصد از کل کوارتزهای چند بلور را شامل باشند از مثلث بالایی و زمانی که کوارتزهای چند بلور با بیش از ۳ بلور در هر دانه، ۲۵ درصد از کل کوارتزهای چند بلور را به خود اختصاص دهند، از مثلث پایینی استفاده می کنیم. استفاده از این نمودارها، سنگ منشا ماسه سنگ های لالون در مقطع مورد مطالعه را دگرگونی درجه پایین تا متوسط نشان می دهد (شکل ۸، تصاویر A و B).

مختلفی برای این ماسه سنگها است. با استفاده از دیاگرامهای چهارتایی باسو و همکاران (۱۹۷۵) و تورنوسا و همکاران (۱۹۹۱) بر اساس خواص دانههای کوارتز، می توان در مورد منشا ماسه سنگها اظهار نظر نمود. رئوس قطر کوچک این نمودارها را کوارتزهای تک بلور با خاموشی موجی و کوارتزهای تک بلور فاقد خاموشی موجی، تشکیل می دهند. در رئوس قطر بزرگ این دیاگرام ها کوارتز چند بلور دارای کم تر از ۳ بلور در هر دانه و کوارتز چند بلور با بیش از ۳ بلور در هر دانه



شکل ۷- وارد نمودن داده های حاصل از نقطه شماری در مثلث های A: Qt F L و Qm F Lt (دیکینسون، ۱۹۸۵) و B: Qp Lm و Lvm Lsm (اینگرسول و سوزک، ۱۹۷۹). نمادها مانند شکل ۴



شکل ۸- نتایج به دست آمده از دیاگرام های خشتی بر پایه خواص دانه های کوارتز، A (باسو و همکاران، ۱۹۹۱) و B (تورتوسا و همکاران، ۱۹۹۱)، منشا این ماسه سنگ ها را دگرگونی درجه متوسط تا بالا نشان می دهد. نمادها مانند شکل ۴

آب و هوا

هر چند استفاده از نمودار ارائه شده توسط مک (۱۹۷۸) (شکل ۹، A) بر پایه دو نسبت از انواع دانه های کوارتز، اهمیت تاثیر محیط رسوبی دریایی کم عمق در تعیین ترکیب ماسه سنگ های لالون را بیشتر از آب و هوا و چرخه مجدد رسوبی نشان می دهد (به این معنی که افزایش میزان کوارتز در این داده ها بیشتر حاصل محیط رسوبی با انرژی بالا است تا تاثیر آب و هوا و چرخه مجدد رسوبی)، نمی توان از کنار این نکته به سادگی گذشت که آب و هوا از دیگر عوامل کنترل کننده ترکیب ماسه سنگ ها است (ساتنر و همکاران، ۱۹۸۱). به منظور بررسی آب و هوا، داده های به دست آمده از نقطه شماری را بر روی نمودار های ارائه شده توسط ساتنر و همکاران (۱۹۸۱) (شکل ۹، B) و ساتنر و دوتا (۱۹۸۶) (شکل ۹، C)، وارد نمودیم. این نمودارها وجود یک سنگ منشا دگرگونی همراه با تغییرات آب و هوایی از خشک و نیمه خشک، در ماسه سنگ های تشکیل دهنده قسمت عمده ای از سازند به آب و هوای مرطوب، در کوارتزیت های سفید رنگ را نشان می دهند.

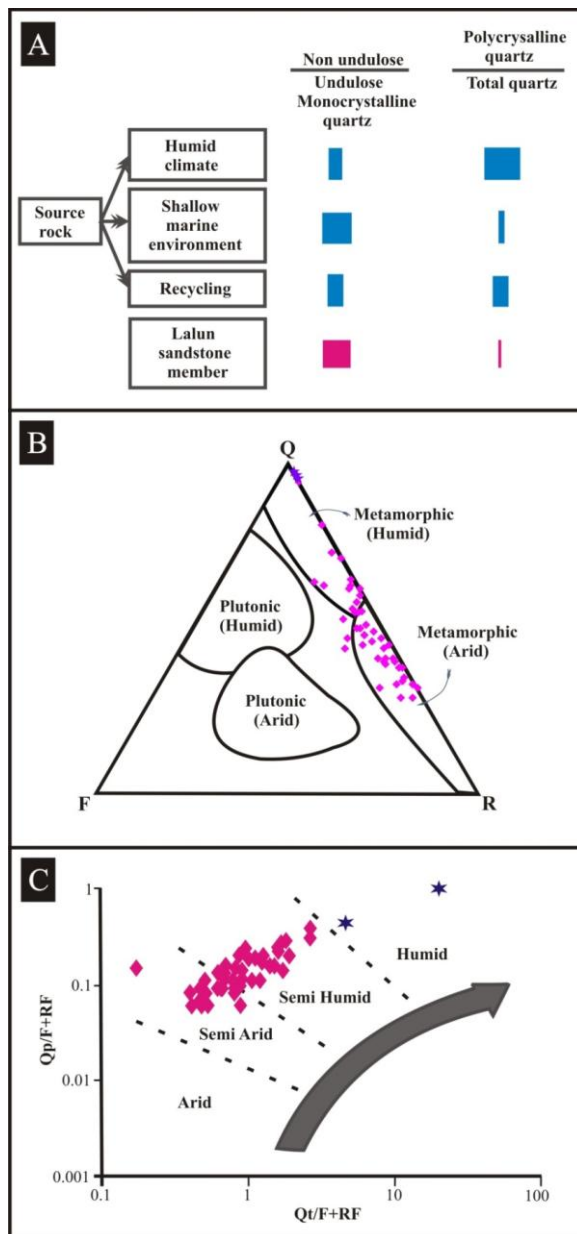
بحث

به منظور حذف تاثیر فرآیندهای دیاژنزی بر ترکیب ماسه سنگ های لالون در مقطع مورد مطالعه، در مرحله نخست به بررسی تغییرات دیاژنزی پرداختیم. با توجه به شواهد به دست آمده از ترتیب رخداد فرآیند های دیاژنزی، می توان این فرآیند ها را در غالب توالی دیاژنزی برای ماسه سنگ های مورد مطالعه تعریف نمود (جدول ۳). این ترتیب دیاژنزی که بر اساس شواهد سنگ شناسی مبتنی بر تقدم و تاخر فرآیندها تهیه شده است، در تعیین مراحل دیاژنزی (اتوزنز، مزوزنز و تلوژنز) فرآیندهایی که می توانند در دو یا چند مرحله شکل گرفته باشند، کمک شایان توجهی می نماید. در واقع با کمک ترتیب دیاژنزی این امکان میسر می گردد تا در بیشتر موارد، فرآیندهای مذکور به طور خاص به یک مرحله نسبت داده شوند.

اتوزنز شامل تمام فرآیندهایی می شود که در نزدیکی سطح رسوب رخ می دهد. جایی که شیمی آب های بین دانه ای توسط محیط رسوبی کنترل می شود. این مرحله مطابق است با دمای کمتر از ۷۰ درجه سانتیگراد و عمق دفن کمتر از ۲ کیلومتر است (وردن و مراد، ۲۰۰۳). توزیع

تشکیل پوشش‌های هماتی، و جان‌شینی دانه‌ها توسط سیمان کلسیتی اشاره کرد. مزوژنز در طی دفن رخ می‌دهد و شامل تمام فرآیندهایی می‌شود که در ادامه آئوژنز تا مراحل اولیه متامورفیک درجه پایین رخ می‌دهد. محدوده مزوژنز در دمایی بالاتر از ۷۰ درجه سانتیگراد و عمق دفن بیشتر از ۲ کیلومتر است، جایی که رسوب دیگر در کنترل محیط رسوبی نیست (وردن و برلی، ۲۰۰۳).

فضایی تغییرات آئوژنتیکی نزدیک به سطح، توسط رخساره‌های رسوبی، آب و هوا، ترکیبات آواری و تغییرات نسبی سطح آب کنترل می‌شود (مراد و همکاران، ۲۰۰۰). از فرآیندهای آئوژنتیکی رخ داده در ماسه سنگ‌های سازند لالون می‌توان به تشکیل سیمان‌های کلسیتی اولیه، فشردگی فیزیکی با شواهد تماس‌های نقطه‌ای و طولی، خمیدگی میکاها و تغییر شکل قطعات نرم،



شکل ۹- A: وارد نمودن داده‌های حاصل از نقطه‌شماری در دیاگرام مک (۱۹۷۸)، اهمیت محیط رسوبی دریایی کم عمق در تعیین ترکیب ماسه سنگ‌های لالون را بیشتر از آب و هوا و چرخه مجدد رسوبی نشان می‌دهد. با توجه به نمودارهای B: ساتنر و همکاران و C: ساتنر و دوتا (۱۹۸۶)، نمونه‌های ماسه سنگی لالون (مربع) در بخش عمده‌ای از سازند مورد مطالعه در آب و هوای خشک تا نیمه مرطوب و نمونه‌های مربوط به کوارتزیت سفید رنگ (ستاره) در آب و هوای مرطوب به جا گذاشته شده‌اند. نمودار ساتنر و همکاران (۱۹۸۱) منشأ تمامی ماسه سنگ‌های سازند لالون را دگرگونی نشان می‌دهد

Diagenetic Processes		Time		
		Eogenesis	Mesogenesis	Telogenesis
Compaction	Physical compaction			
	Chemical compaction			
Cementation	Hematite cement			
	Calcite cement			
	Dolomitization			
	Quartz cement			
	Clayminerals cement			
	Replacement			
	Dedolomitization			
	Dissolution			
	Fracturing			

جدول ۳- توالی
دیاژنزی به
دست آمده برای
ماسه سنگ های
سازند لالون

مطالعه بر روی ترکیب ماسه سنگ های سازند لالون در مقطع باهمو، منجر به شناسایی دو گروه ماسه سنگی متفاوت شده است: دسته اول را ماسه سنگ های لیتارنایتی- ساب لیتارنایتی تا فلدسپاتیک لیتارنایتی سرشار از چرت، قطعات دگرگون شده رسوبی و به میزان بسیار اندک قطعات ولکانیکی با رسیدگی ترکیبی خوب و رسیدگی بافتی متوسط تا خوب، تشکیل می دهند. به نظر می رسد این ماسه سنگ ها با توجه به ترکیب و بافت شان، می توانند محصول ناحیه ای با زمین ساخت نا آرام باشند، هرچند مطالعات دیاژنزی بر روی آن ها نشان داده اند که بخش عمده ای از تغییرات بافتی در این ماسه سنگ ها ثانویه و در نتیجه تاثیر فرآیندهای دیاژنزی بوده است. از طرف دیگر در بخش های بالایی برش مورد مطالعه، با تغییر شرایط، شاهد حضور ماسه سنگ های دسته دوم یعنی ماسه سنگ های کوارتز آرنایتی با رسیدگی بافتی و ترکیبی بسیار خوب هستیم. این ماسه سنگ ها می توانند محصول محیطی با انرژی بسیار بالا یا شرایط زمین ساختی پایدار در زمانی طولانی باشند. هرچند نمی توان نقش تغییر آب و هوا از نیمه خشک تا مرطوب را در این تغییر ترکیب نادیده گرفت. ممکن است

از واکنش های مزوژنتیکی رخ داده در ماسه سنگ های سازند لالون، می توان به این موارد اشاره کرد: شکل گیری ایلیت و کلریت های دیاژنزی در دمایی بیش از ۹۰ - ۷۰ درجه سانتیگراد، انحلال فلدسپارهای پتاسیم دار، سیمانی شدن توسط کوارتز (در اعماق دفنی بیش از ۳ کیلومتر و دمایی بیش از ۷۰ درجه سانتیگراد)، دولومیتی شدن سیمان های کلسیتی (وردن و برلی، ۲۰۰۳)، ددولومیتی شدن سیمان های دولومیتی که می توان آن را به این مرحله و مرحله تلوزنتیک نسبت داد (تاگر، ۲۰۰۱). در مرحله تلوزنز، سنگ ها دچار بالا آمدگی، شکستگی و چین خوردگی شده و سیالات مربوط به فرآیندهای دیاژنزی اولیه یا دفنی، توسط آب های متاوریکی جانشین می شوند. بیشتر این فرآیند ها در چندین متر اول دفن رخ می دهند (وردن و مراد، ۲۰۰۳). رویدادهای دیاژنتیکی این مرحله به طور مستقیم در کنترل آب و هوا می باشند (وردن و برلی، ۲۰۰۳). شکستگی های ایجاد شده در ماسه سنگ های لالون اغلب توسط سیمان های کربناته پر شده اند. آلتراسیون سیمان های ائو و مزوژنتیکی مانند انحلال کلسیت و دولومیت را نیز به این مرحله نسبت می دهند (مراد و همکاران، ۲۰۰۰).

این کوارتز آرنایت ها توسط انحلال کامل دانه های تخریبی غیر کوارتزی تحت شرایط هوازدگی و دیاژنز شدید تشکیل شده باشند. نتایج به دست آمده از مطالعات برخاستگاه زمین ساختی ماسه سنگ های سازند لالون در مقطع باهمو، حاکی از وجود برخاستگاه کوهزایی چرخه مجدد و ریفت حاشیه قاره ای در بخش عمده ای از مقطع مورد مطالعه و برخاستگاه کراتونی در کوارتز آرنایت های راس سازند است. در نواحی مرتبط با ریفت های حاشیه قاره ای، فرسایش برآمدگی های حاشیه ریفت، مناطقی به شمار می روند که می توانند مقادیر متنابهی از رسوب را طی فرسایش چینه های بالا آمده و چرخه مجدد رسوبات حاصل نمایند. مطالعات منشا ماسه سنگ های لالون در برش باهمو، با توجه به شواهد سنگ شناسی و دیاگرام های تعریف شده برای تشخیص سنگ منشا، نشان دهنده وجود منشا های گوناگون دگرگونی، رسوبی و آذرین برای این ماسه سنگ ها است. یکی از مهمترین خصوصیات حوضه های درون صفحه ای که در طی مراحل ریفتی شدن توسعه پیدا می کنند، حضور چند ناحیه منشا است که می توانند همزمان با هم قطعات آواری را فراهم و در نتیجه مطالعات منشا را پیچیده تر کنند (کاجا و همکاران، ۲۰۰۷). با توجه به این که برخاستگاه زمین ساختی بخش عمده ای از ماسه سنگ های مورد مطالعه با برخاستگاه زمین ساختی کوارتز آرنایت های راس سازند متفاوت است، می توان دو فرضیه را مطرح کرد: ۱- وجود دو منشا متفاوت کراتون و ریفت، با این تصور که احتمالاً منشا کراتونی در تمام مدت نهشته شدن سازند لالون وجود داشته و با یک پالس باز شدن، منشا ریفت به آن اضافه شده

است. بر این اساس احتمالاً کوارتز آرنایت ها از ناحیه دورتری نسبت به لیتارنایت ها مشتق شده اند و یا منشا کراتون در بخش های بالایی سازند به منشا ریفتی اضافه شده است. ۲- در زمان نهشته شدن بخش عمده ای از سازند، آب و هوا به گونه ای بوده که قطعات سنگی و فلدسپار ها حفظ شده اند اما در قسمت های راسی آب و هوا تغییر کرده و اجزا ناپایدار همگی حذف شده اند. نتایج به دست آمده از مطالعات برخاستگاهی از لحاظ سنگ منشا و آب و هوا، به خوبی با این فرضیات و موقعیت مقطع مورد مطالعه مطابقت دارد. به عقیده آقانباتی (۱۳۸۵) ویژگی اساسی بلوک پشت بادام، رخنمون های دگرگونی منسوب به پرکامبرین است که بیشتر از نوع سنگ های آتش فشانی، آتش فشانی-آواری و آذر آواری به همراه مرمراه های آهکی و دولومیت است و به نظر می رسد که می توانند منشا خوبی برای ماسه سنگ های سازند لالون در برش مورد مطالعه باشند. به علاوه سنگ های ماگمایی این بلوک محدود به پرکامبرین نیستند و ردیف های پرکامبرین پسین - کامبرین پیشین آن، به ویژه در شمال کرمان، همراه گدازه های قلیایی هستند و برخاستگاه کافتی دارند. با توجه به این شواهد به نظر می رسد که پدیده کافتی شدن، از ویژگی های بلوک پشت بادام می باشد. علاوه بر این، شواهد وجود رخداد های آتشفشانی مانند حضور توف و ریولیت در میان ردیف های پرکامبرین و کامبرین پیشین، حتی ماسه سنگ های لالون، در مطالعات صحرائی انجام شده در این ناحیه، حاکی از وجود فعالیت های آتش فشانی در زمان رسوبگذاری سازند لالون در مقطع باهمو می باشد.

نتیجه گیری

تماس های نقطه ای و طولی، خمیدگی میکاها و تغییر شکل قطعات نرم ناشی از فشردگی فیزیکی، تشکیل پوشش های هماتی در این ماسه سنگ ها را می توان به مرحله ائوژنز نسبت داد. شکل گیری کانی های رسی ایلیت و کلریت دیاژنزی، انحلال فلدسپارهای پتاسیم دار، سیمانی شدن توسط کوارتز (به صورت سیمان رشد اضافه و سیمان های پرکننده حفرات) و دولومیتی شدن سیمان های کلسیتی را می توان مربوط به مرحله دیاژنزی مزوژنز دانست. شکستگی های پر شده توسط سیمان کلسیتی و آلتراسیون سیمان های شکل گرفته در مراحل قبلی در این ماسه سنگ ها را می توان به مرحله تلوزنز نسبت داد. مطالعات دیاژنزی نشان می دهند که ماتریکس مشاهده شده در ماسه سنگ های تشکیل دهنده ضخامت زیادی از سازند لالون در مقطع مورد مطالعه منشا دیاژنزی دارند. مطالعات، نشان دهنده برخاستگاه زمین ساختی کوهزایی چرخه مجدد و ریفت درون قاره ای در قسمت عمده ای از سازند و برخاستگاه زمین ساختی کراتون در کوارتزیت های سفید رنگ راس سازند است. تغییر در برخاستگاه زمین ساختی ناحیه منشا را علاوه بر وجود چند منشا، می توان به تغییرات آب و هوایی از نیمه خشک تا مرطوب در زمان رسوبگذاری این نهشته ها نسبت داد.

تشکر و قدردانی

از جناب آقای دکتر هوشمند زاده جهت معرفی مقطع مورد مطالعه و حمایت ها و راهنمایی های ارزنده ایشان بسیار سپاسگزاریم. از جناب آقای دکتر آدابی جهت راهنمایی های ارزنده شان بسیار متشکریم. از خانم اسدی مهماندوستی دانشجوی دکترا، خانم مهندس اسلامدوست، آقای دکتر

صادقیان و خانم مهندس حسن پور به دلیل همکاری شان سپاسگزاریم.

منابع

-آقناباتی، ع.، ۱۳۸۵، زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.

-اعتمادسعید، ن.، حسینی بزی، م.، اسدی مهماندوستی، ا.، ۱۳۸۶، محیط رسوبی و برخاستگاه زمین ساختی سازند لالون در مقطع باهمو، ایران مرکزی. چکیده مقالات بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، صفحه ۸۴-۸۳.

-اعتمادسعید، ن.، ۱۳۸۷، سنگ شناسی و محیط رسوبی سازند لالون در مقطع باهمو، اسفوردی، یزد. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ۱۸۶ صفحه.

- سهیلی، م.، و مهدوی، م.، ۱۳۷۰، نقشه زمین شناسی اسفوردی، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.

- Assereto, R., 1963. The Paleozoic formations in central Alborz Iran. Riv. Ital., Paleontology., v. 6, p. 503-543.
- Basu, A., Young, S., Suttner, L., James, W., and Mack, G.H., 1975. Re-evaluation of the use of undulatory extinction and crystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. Journal of Sedimentary Petrology., v. 45, p. 873-882.
- Caja, M.A., Marfil, R., Lago, M., Salas, R., and Ramseyer, K., 2007. Provenance discrimination of Lower Cretaceous synrift sandstones (eastern Iberian Chain, Spain): Constraints from detrital modes, heavy minerals, and geochemistry, in Arribas, J., Critelli, S., and Johnsson, M.J., eds., Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry: Geological Society of America Special Paper., v. 420, p. 181-197.
- Dickson, J.A.D., 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section. Nature., v. 205, p. 587.
- Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relation from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (Ed.), Provenance of Arenites Reidel, Dordrecht., p. 333-363.
- Dickinson, W.R., 1988. Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basins. In: Kleinspehn, K.L., Paola, C. (Eds.), New Perspective in Basin Analysis. Springer, New York., p. 3-25.
- Einsle, G., 2000. Sedimentary Basin: Evolution, Facies and Sediment Budget (2th ed), Springer Verlag, 292 p.
- Emery, D., Myers, K.J., and Young, R., 1990. Ancient subaerial exposure and freshwater leaching in sandstones. Journal of Geology., v. 18, p. 1178-1181.
- Flügel, E., 2004. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application, Springer-Verlag, Berlin. 976 p.
- Folk, R.L., 1980. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill, Austin, Texas, 159 p.
- Friedman, G.M., 1965. Terminology of recrystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. Journal of Sedimentary Petrology., v. 35, p. 643-655.
- Giles, M.R., Stevenson, S., Martin, S.V., Cannon, S.J.C., Hamilton, P.J., Marshall, J.D., and Samways, G.M., 1992. The reservoir properties and diagenesis of the Brent Group: a regional perspective. In: Geology of the Brent Group (Ed. by A. C. Morton, R. S. Haszeldine, M. R. Giles and S. Brown), Geol. Soc., Spec. Publ. 61, p. 289-327.
- Greensmith, J.T., 1995. Petrology of Sedimentary Rocks. London, 241 p.
- Ingersoll, R.V., and Suczek, C.A., 1979. Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans. DSDP sites 211 and 218. Journal of Sedimentary Petrology., v. 49, p. 1217-1228.
- Ingersoll, R.V., Bulard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.P., and Sares, S.W., 1984. The effect of grain size on detrital modes: a text of the Gazzi-Dickinson Point Counting method. Journal of Sedimentary Petrology., v. 54, p. 103-116.
- Ketzer, J.M., Morad, S., and Amorosi, A., 2003. Predictive diagenetic clay- mineral distribution in siliciclastic rocks within a sequence stratigraphic framework. In: Worden, R.H., Morad, S., 2003. Clay mineral cements in sandstones. Blackwell, Oxford, 509 p.
- Mack, G.H., 1978. The survivability of labile light- mineral grain in fluvial, aeolian and littoral marine environments: The permian Cutler and Cadar Mesa formation, Moab, Utah, Sedimentology., v. 25, p. 587-604.
- Mackenzie, F.T., 2005. Sediments, diagenesis and sedimentary rocks, Elsevier Inc. 425 p.
- Baron, M., and Parnell, J., 2007 Relationship between stylolites and cementation in sandstone reservoirs: Examples from the North Sea, U.K. and East Greenland. Sedimentary geology., v. 194, p. 17-35.
- McBride, E.F., 1985. Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstone, In G.G. Zuffa(ed), Provenance of arenite, Reidel, publ., p. 115-138.
- McBride, E.F., 1989, Quartz cement in sandstones: a review. Earth Science Reviews., v. 26, p. 69-112.
- Morad, S., 1998. Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution: In Morad, S., (eds.), Carbonate Cementation in Sandstones., Blackwell Science, Oxford., No. 26, p. 1-26.
- Morad, S., Ketzer, J.M., and Ros, L.F., 2000. Spatial and temporal distribution of diagenetic alteration in siliciclastic rocks: Implications for mass transfer in sedimentary basins. Sedimentology., v. 47, p 95-120.
- Morton, A.C., 1985. Heavy minerals in provenance studies. In: Zuffa, G.G. (Ed.), Provenance of Arenite. Reidel, Dordrecht, the Netherlands, 405 p.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., and Siever, R., 1987. Sand and Sandstone. Berlin7 Springer-Verlag., 553 p.
- Pittman, E.D., 1970. Plagioclase as an indicator of provenance in sedimentary rocks. Journal of Sedimentary Petrology., v. 40, p. 591-598.
- Renard, F., Brosse, E., Gratier, J.P., 2000. The different processes involved in the mechanism

- of pressure solution in quartz-rich rocks and their interactions. In: Worden, R.H., Morad, S. (Eds.), *Quartz Cementation in Sandstones*. Spec. Publ. Int. Ass. Sedimentology., 29, p. 253-270.
- Smale, D., 1989. Leaching of heavy minerals above and below the Mid-Cretaceous Unconformity in the Ohuriawa Gorge area of the Waipara River, North Canterbury, New Zealand. *Journal of Sedimentary Petrology.*, v. 59, p. 1011-1021.
- Suttner, L.J., Basu, A., and Mack G.H., 1981. Climate and the origin of quartz arenites. *Journal of Sedimentary Petrology.*, v. 51, p. 1235-1246.
- Suttner, L.J., and Dutta, P.K., 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology.*, v. 56, p. 329-345.
- Tortosa, A., Palomares, M., and Arribas, J., 1991. Quartz grain types in Holocene deposits from the Spanish Central System: some problems in provenance analysis. In: Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (Eds.), *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Special Publication-Geological Society., 57, p. 47-54.
- Tucker, M.E., 2001. *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*: Blackwell, Scientific Publication, London, 260 p.
- Weltje, G.J., 2002. Quantitative analysis of detrital modes: statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology. *Earth-Science Review.*, v. 57, p. 211 - 253.
- Weltje, G.J., and von Eynatten, H., 2004. Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sedimentary Geology.*, v. 171, p. 1-11.
- Worden, R.H., and Burley, S., 2003. Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone: In Burley, S., Worden, R., (eds.), *Sandstone diagenesis: Recent and ancient*. Reprint series of International Association of Sedimentologists., v. 4, Blackwell Publishing Ltd. 649 p.
- Worden, R.H., and Morad, S., 2000. Quartz cementation in sandstones. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment.*, No. 29, 342 p. Blackwell Science, Oxford.
- Worden, R.H., Morad, S., 2003. Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution: In Worden, R.H., Morad, S., (eds.), *Clay mineral cements in sandstones*. Blackwell, Oxford, 509 p.
- Young, S.W., 1976. Petrographic textures of detrital polycrystalline quartz as an aid to interpreting crystalline source rocks. *Journal of Sedimentary Petrology.*, v. 46, p. 595-603.