میکروفاسیس، ژئوشیمی و محیط رسوبی سازند جهرم در کوه گچ، در جنوب شرقی شهر لار

مینا خطیبی مهر^{((رو»)}، محمد حسین آدابی^۲، میر رضا موسوی طسوج^۳، حسین وزیری مقدم^۴ و عباس صادقی^۵

۱. دانشجوی دکتری رسوب شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی ۲. استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی ۳. استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی ۴. استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه اصفهان ۵.دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

تاریخ دریافت: ۹۱/۱۰/۱۲ تاریخ پذیرش: ۹۲/۲/۲۹

چکیدہ

سازند جهرم در برش کوه گچ در نزدیکی روستای چهار برکه، حدودا ۳۰ کیلومتری جنوب شرق شهر لار و در جنوب غربی حوضه زاگرس واقع شده است. این سازند با ضخامت ۴۰۴/۵ متر با توالی هایی از دولومیت، آهک دولومیتی و آهک بهصورت همشیب بر روی سازند ساچون قرار گرفته است، همچنین سازند آسماری با ترکیب سنگشناسی آهک تا آهک مارنی با ضخامت ۴۴/۵ متر به صورت هم شیب بر روی سازند جهر مقرار گرفته و توسط رسوبات تبخيري سازند گچساران پوشيده شده است. سن سازند جهرم، پالئوسن پسين تا ائوسن پسين ميباشد. در نهشتههای ائوسن واقع در کوه گچ بر اساس توزیع و گسترش فرامینیفرها و دیگر اجزاء اسکلتی و غیر اسکلتی، ۷ میکروفاسیس شناسایی گردیده است. این میکروفاسیس ها در یک محیط رمپ کربناته به همراه پشته های اائیدی نهشت کردهاند. علاوه بر مطالعات پتروگرافی، از مطالعات ژئوشیمیایی نیز به منظور تعیین ترکیب کانیشناسی اولیه و مطالعات دیاژنتیکی واحدهای آهکی و دولومیتی استفاده شده است. برای تعیین مقادیر ایزوتو بهای یایدار اکسیژن (δ¹⁸O%)و کربن (δ¹³C%)، تعداد ۳۰ نمونه از یودر سنگ آهکها و دولومیتها انتخاب و جهت تعیین دمای قدیمه این نهشتهها و روند دیاژنز استفاده شدهاند. از مطالعات ژئوشیمی عنصری (Ca, Mg, Fe, Mn, Na, Sr) جهت تعیین ترکیب کانی شناسی اولیه آهکها، ترکیب دولومیتها، سیستم دیاژنتیکی باز و بسته استفاده شده است. این مطالعات حاکی از ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی، در یک سیستم بسته تا نیمه بسته با تبادل آب به سنگ پایین میباشد. روند دیاژنز در آهکها و دولومیتها بر اساس تغییرات ایزوتوپی اکسیژن و کربن یک روند دیاژنز تدفینی با حضور مواد آلی را نشان میدهد. سنگین بودن مقادیر ^{8۱}۵ در دولومیتها نسبت به آهکها به دلیل شوری بالاتر و تفریق ایزوتوپی بیشتر در دولومیتها می باشد. دمای قدیمه محاسبه شده در آهکها بر اساس سنگین ترین ایز و توپ اکسیژن ۱۸ یعنی دمای اولیه دیاژنتیکی (هنگامی که رسوبات در نز دیک سطح بو دهاند، عمق کم تدفین) (معادل PDB ۲۲۳۳۳-) در آهکها، معادل ۲۷ درجه سانتیگراد تعیین گردیده است. با توجه به مطالعات چینهنگاری سکانسی۲ توالی رسوبی شامل سیستم تراکتهای پیش رونده (TST)و تراز بالا (HST) تعیین گردید. این سکانس ها از نوع رده ۳، با مرزهای ناپیوستگی از نوع SB2 معرفی شدهاند. تغییرات حداکثر سطح پیش روی آب دریا (mfs) بر اساس عمیق ترین رخساره ها در بالای سکانس های پیش رونده شناسایی گر دید.

واژههای کلیدی: ژئوشیمی، میکروفاسیس، ائوسن، کوه گچ، حوضه زاگرس.

^{*} نویسنده مرتبط Minakhmehr@gmail.com

مقدمه

نام سازند جهرم از کوه جهرم واقع در جنوب شهرستان جهرم، جنوب شرقی شیراز در استان فارس اقتباس شده است. سازند جهرم به نامهای آهک ائوسن و آهک گیشون نیز خوانده می شود (مطیعی، ۱۳۷۲) و در عربستان سعودی و کویت به اسامی دهوما و دامام نامگذاری شده است (درویش زاده، ۱۳۸۳). سنگ شناسی سازند جهرم در برش نمونه عمدتاً شامل دولومیت و آهک دولومیتی است (مطیعی، ۱۳۷۲).

در ناحیه مورد مطالعه سازند جهرم با ضخامت ۴۰۴/۵ متر با خصوصیات سنگشناسی دولومیت، آهک دولومیتی و آهک بهصورت همشیب و احتمالاً پیوسته بر روی سازند ساچون قرار گرفته است که تعداد ۲۶۶ عدد نمونه با پیش شماره J از این نهشتهها برداشت شده است. همچنین سازند آسماری با سنگ شناسی آهک تا آهک مارنی با ضخامت ۴۴/۵ متر بصورت هم شیب و احتمالاً پیوسته بر روی سازند جهرم قرار گرفته و خود توسط رسوبات تبخیری سازند گچساران پوشیده شده است.

على رغم مطالعات گستردهاى كه بر روى سازند جهرم در حوضه زاگرس انجام گرفته است، به علت شرايط بسيار متفاوت رسوبگذارى در نواحى مختلف زاگرس و عدم وجود اطلاعات كامل از رخسارههاى آن در ناحيه لار و همچنين به علت اهميت اقتصادى اين سازند در مناطق نفت خيز جنوب، اين مطالعه مى تواند در تكميل اطلاعات مربوط به شرايط حاكم بر محيط رسوبى سازند جهرم مفيد واقع شود.

موقعیت جغرافیایی و راههای دستیابی

مقطع سطحالارضی کوه گچ در مجاور روستای چهار برکه،

حدوداً در ۳۰ کیلومتری جنوب شرق شهر لار قرار دارد. موقعیت جغرافیایی این برش در یال شمالی تاقدیس کوه گچ، "۵۵ '۳۸ ۲۷۰ عرض شمالی و "۱۶ '۳۷ ۵۴۰ طول شرقی است. راه دسترسی از طریق جاده لار به روستای چهار برکه امکانپذیر است (شکلهای ۱و۲).

روش مطالعه

مطالعات انجام شده در این پژوهش در سه مرحله به شرح زیر صورت گرفته است: الف) مطالعات صحرایی ب) مطالعات آزمایشگاهی شامل مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی ج) مطالعات چینهنگاری سکانسی.

الف- مطالعات صحرايي

در ابتدا پس از بررسیهای مقدماتی و عکسهای هوایی و مطالعه نقشههای زمین شناسی، برش مناسب از نهشتههای ائوسن انتخاب گردید. برداشتهای صحرایی شامل نمونهبرداری منظم در جهت عمود بر امتداد لایهها بههمراه توصیف ویژگیهای ماکروسکوپی واحدهای رسوبی صورت گرفته است. در مطالعات صحرایی علاوه بر نمونهبرداری با فواصل منظم حدود ۲ متری (در فواصل کمتر از دو متر نیز در صورت تغییر رخساره مشخص، نمونه اضافه برداشت شده است). همزمان لاگ دستی که در برگیرنده تغییرات عمودی لیتولوژی و لایه بندی می باشد، نیز تهیه گردید. در مطالعات صحرایی شواهدی نظیر لیتولوژی، ساختارهای رسوبی، رنگ، شکل هندسی و نحوه ارتباط لایهها با



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه لار (کوه گچ) نسبت به شهرستانهای اطراف، محل برش مورد مطالعه با ستاره مشخص شده است (اطلس راهها، بختیاری ۱۳۹۰).



شکل۲. تصویر ماهوارهای از برش کوه گچ. (www.googleearth.com)

واحدهای رسوبی دیگر، تغییرات جانبی و عمودی آنها، توزیع و نحوه حفظشدگی فسیلها و بافت رسوبی مورد توجه قرار گرفته است. بافت رسوبی سنگ در بررسیهای صحرایی با استفاده از لوپ و بر اساس طبقهبندی (Grabau (1920) تعیین گردیده است. اندازهگیری شیب و امتداد لایهها، شیب توپوگرافی و توصیف

صحرایی سنگها در مرحله مطالعات صحرایی صورت پذیرفته و ضخامت حقیقی لایهها و نهایتاً ستون چینهشناسی تعیین و ترسیم شده است. از این توالی کربناته ۲۶۷ نمونه سنگ برداشته شده و تعداد ۲۶۷ عدد مقطع نازک تهیه گردیده است. نمای کلی از سازندهای جهرم و ساچون در شکل ۳ ارائه شده است.



شکل۳. نمایی کلی از سازندهای جهرم و ساچون (دید به سمت شمال غرب).

ب- مطالعات آزمایشگاهی

در مقطع سطح الارضی کوه گچ علاوه بر مطالعات پتروگرافی از مطالعات ژئوشیمیایی به شرح زیر نیز استفاده شده است:

۱ - تعیین عناصر اصلی و فرعی:

پس از مطالعه دقیق و کامل مقاطع نازک سطحالارضی تعداد ۳۰ نمونه سنگ آهک و دولومیت در برش سطحالارضی کوه گچ برای مطالعه آزمایشات عنصری انتخاب شدند. پودر این نمونه ها توسط مته های دندانپزشکی و حدالامکان از زمینه میکرایتی موجود و به دور از رگه ها و آلوکم های موجود در سنگ تهیه شده و سپس جهت تعیین عناصر اصلی و فرعی با دستگاه جذب اتمی (AAS) در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی مورد آزمایش قرار گرفتند.

روش کار به این ترتیب است که ۱۲۵۵ گرم نمونه را در محلول یک مول اسید کلریدریک قرار داده و پس از مدت زمان دو ساعت با دستگاه اسپکتروفتومتر جذب اتمی، مقادیر عناصر اصلی (شامل Ca و Mg) بر حسب درصد و عناصر فرعی شامل (Fe, Mn, Na, Sr) بر حسب پی پی ام اندازه گیری شده است. سپس مقادیر مواد غیر قابل حل در اسید' (IR) تعیین شده است.

برای تعیین مقادیر ایزوتوپهای پایدار اکسیژن (۵۵^{۱8}۵%) و کربن (۵۶¹⁸۵%)، تعداد ۳۰ نمونه از پودر سنگ آهکها (۱۴ عدد) و دولومیتهایی (۱۶ عدد) که مورد آزمایش جذب اتمی قرار گرفته بودند انتخاب و به مرکز آزمایشگاهی علوم (CSL) دانشگاه تاسمانیا در استرالیا ارسال گردید. انتخاب نمونهها به گونهای بود که تقریباً تمامی ستون سنگشناسی کوه گچ را پوشش دهد (جدول ۱).

روش استاندارد آمادهسازی نمونه ها به این ترتیب است که ۱۵ میلی گرم از نمونه به مدت ۲۴ ساعت تحت تاثیر اسید فسفریک ۱۰۰ درصد و در دمای ۲۵ درجه سانتیگراد قرار گرفته تا گاز CO₂ متصاعد شده از هر نمونه به کمک دستگاه اسپکترومترجرمی (VG SIRA series II) اندازه گیری شود. خطای اندازه گیری ایزوتوپی ۲۰۰۱۰۰± بوده است. ترکیب ایزوتوپی اکسیژن و کربن یک نمونه به صورت دلتا (۵) و بر حسب در هزار (permil) بیان می گردد و نسبت به استاندارد مرجع PDB^۲ سنجیده می شود.

ج- چینهشناسی سکانسی۳

شاخهای از علم چینهشناسی است که به تجزیه و تحلیل واحدهای رسوبی در یک چهار چوب زمان چینهای^۴ می پردازد. چینههایی که از نظر زایشی با یکدیگر مرتبط هستند، بوسیله ناپیوستگیها یا پیوستگیهای قابل تطابق^۵ از یکدیگر تفکیک می گردند.

۲- تعیین ترکیب ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳

جدول ۱ . نتایج آنالیز عنصری و ایزوتوپی ۳۰ نمونه سازند جهرم، برش کوه گچ (جدول A شامل نمونههای آهکی و جدول B نمونههای دولومیتی میباشند).

Sample	Ca	Mg	Sr	Na	Mn	Fe	Sr/Na	Sr/Ca	Sr/Mn	$\delta^{18}O$	δ ¹³ C
No	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm				PDB	PDB
J233.5	35.5	4.7	688	535	56	58	1.28	1.94	12.19	-5.59	-0.07
J260	36.5	2.425	720	729	58	58	0.98	1.97	12.42	-4.38	-0.19
J273	35	2.98	1419	296	68	119	4.78	4.05	20.65	-4.91	0.39
J278	32.5	3.217	720	466	71	124	1.54	2.21	10.04	-4.55	-0.77
J 324	33	1.65	847	206	54	90	4.10	2.56	15.42	-3.32	0.32
J334	33.5	2.85	943	334	62	143	2.81	2.81	15.06	-5.36	-0.10
J346	36	4.4	1514	375	55	100	4.03	4.20	27.24	-5.68	0.52
J348	34	4.65	1006	750	64	79	1.34	2.95	15.69	-0.05	-0.86
J358	32	1.85	688	296	56	61	2.32	2.15	12.19	-6.35	-0.22
J359	31.5	1.6	1196	492	58	61	2.43	3.79	20.63	-7.53	-0.07
J368	33	2.35	974	723	67	74	1.34	2.95	14.50	-6.17	-0.52
J375	32	1.68	657	571	58	58	1.14	2.05	11.32	-6.17	-2.23
J396	32.5	2.29	784	846	62	71	0.92	2.41	12.52	-6.12	-0.67
J402	30.4	2.03	752	1054	58	90	0.71	2.47	12.96	-5.64	-0.98

1. Insoluble Residue

2. Pee Dee Blemnite

3. Sequence stratigraphy

4. Chronostratigrphy

5. Correlative conformities

B

Sample	Ca	Mg	Sr	Na	Mn	Fe	Mg/Ca	δ ¹⁸ Ο	δ ¹³ C
No	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm		PDB	PDB
J15	27.5	10.66	466	730	112	161	0.38	-0.87	-0.43
J33	26.5	11.09	879	441	160	237	0.41	1.51	-0.63
J39	29.5	11.35	498	932	177	169	0.384	2.41	1.47
J108.5	34	12.08	403	534	79	129	0.35	0.16	-1.31
J118	27.5	10.57	530	1042	73	84	0.38	0.28	-0.90
J123	26	11.85	403	949	71	69	0.45	0.62	-0.06
J128	28.5	11	530	685	71	121	0.38	-0.04	-0.99
J137	27.6	12.5	815	1015	79	113	0.45	0.06	-1.22
J205	31	11.22	371	858	67	69	0.36	-1.13	0.67
J228	27	12.9	212	349	55	66	0.47	-1.39	1.86
J241	34.2	5.345	847	505	55	63	0.15	-5.85	-1.09
J242	25.35	11.36	434	604	61	63	0.44	0.41	1.91
J268	31.55	8.235	1387	351	58	100	0.26	-5.01	-1.25
J284	29.95	11.24	244	900	80	63	0.37	-1.21	1.80
J287	27.7	11.55	434	583	83	71	0.41	-1.60	0.50
J315	27.25	11.41	435	817	74	158	0.41	1.76	0.49

بخشهای مختلف هر سکانس رسوبی بر اساس تغییرات میکروفاسیسها، تنوع فسیلها و محیط رسوبی توسط سطوحی از یکدیگر جدا میشوند که عبارتند از:

۱ – سطح پیشروی (Transgressive surface) که در قاعده فاز TST و یا رأس (Lowstand systems tract) قرار دارد.

۲- سطح حداکثر طغیان آب دریا -Maximum flooding sur) (face) که در حد فاصل رأس فاز TST و قاعده HST مشاهده می شود. این مرز از روی تغییرات عمیق ترین میکروفاسیس ها در نمونه های آهکی مشخص گردیده است.

۳- سطح ناپیوستگی یا مرز سکانس که جدا کننده سکانس ها از یکدیگر است و ممکن است از نوع ۱ -Angular unconform) باشد. (ity) و یا از نوع ۲ (Correlative conformity) باشد.

۴– دررأس فاز HST و در قاعده LST قرار دارد.

چینهشناسی سازند جهرم در برش کوه گچ

تقسیمهای انجام شده در برش مورد مطالعه بر اساس شواهد صحرایی و خصوصیات ماکروسکوپی از قبیل تغییرات ضخامت، رنگ و لیتولوژی صورت گرفته است. سازند جهرم از پایین به سمت بالای برش، به ۷ واحد و سازند آسماری به یک واحد سنگ چینهای به شرح زیر تفکیک شده است (شکل۴).

واحد ۱: این واحد با ضخامت ۲۱ متر شامل سنگ آهک دولومیتی با میان لایههای دولومیت، متوسط تا نازک لایه و گاهی ضخیم لایه، به رنگ خاکستری مایل به قهوهای، دارای تخلخل و هوازدگی است که بر روی سازند ساچون (با لیتولوژی مارن)

قرار گرفته است.

واحد ۲: شامل ۱۰۹ متر دولومیت ضخیم تا متوسط لایه، به سمت بالا نازک لایه، به رنگ قهوهای تیره تا خاکستری که در برخی از لایهها به علت تفاوت در دیاژنز آثار برشی شدن مشاهده میشود.

واحد ۳: شامل ۱۰۰ متر تناوبی از دولومیت آهکی و سنگ آهک دولومیتی متوسط تا ضخیم لایه، به سمت بالا تودهای، به رنگ خاکستری متمایل به کرم تا قهوه ای است و در بعضی از لایهها لامیناسیون جلبکی مشاهده می شود.

واحد ۴: ۴۰ متر سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه به سمت بالا تودهای، به رنگ خاکستری تیره که حاوی فسیل آلوئولین و گاستروپود میباشد.

واحد ۵: ۷۵ متر سنگ آهک نازک تا متوسط لایه، گاهاً ضخیم لایه تا تودهای با لایهبندی منظم، به رنگ خاکستری مایل به قهوهای به سمت بالا کرم رنگ و همراه با ندولهای چرت میباشد. سنگ آهکهای ضخیم لایه این واحد حاوی فسیل آلوئولین و اثر فسیل تالاسینوئیدس میباشد.

واحد ۶: شامل ۱۰ متر سنگ آهک تودهای قهوهای رنگ.

واحد ۷: آهک مارنی ندولار به ضخامت ۴۹ متر و به رنگ قهوهای که به سمت بالا به تدریج از میزان رس آن کاسته می شود. این واحد آخرین واحد سنگ چینهای سازند جهرم است

واحد ۸: شامل ۴۴/۵ متر آهک مارنی ندولار، متوسط تا ضخیم لایه، به رنگ کرم روشن دارای کوفوس (لوله دوکفهای است). این واحد سنگ چینهای که مربوط به سازند آسماری است

1. Sequence boundary

بهصورت همشیب بر روی سازند جهرم قرار گرفته است. لازم به ذکر است هیچگونه آثار هوازدگی و فرسایشی در حد تماس دو سازند مشاهده نگردیده است، به همین علت احتمالاً مرز دو سازند پیوسته میباشد (نفریه، ۱۳۸۹).

از قاعده سازند جهرم به سمت بالا تا ضخامت ۲۲۴ متری، کم فسیل بوده و یا برخی از روزنداران چنان تحت تأثیر عوامل دیاژنتیکی و دولومیتی شدن قرار گرفتهاند که فقط اثر بسیار ضعیف و شبح مانندی از آنها دیده میشود. فونهای شناسایی شده در این محدوده شامل Textularia sp., Olssonina sp., Valvulini این محدوده شامل sp., Alveolina sp., miliolids. این مخامت و موقعیت چینه شناسی آن (قرار گرفتن در زیر واحد شماره ۱ به سن ائوسن میانی)، احتمالاً به پالئوسن پسین

- ائوسن پیشین تعلق دارد. زونهای زیستی و شناسایی شده در حد فاصل ۲۲۴ تا ۳۷۳ متری با توجه به مطالعات نفریه (۱۳۸۹) و این مطالعات شامل (جدول۲) می باشد. از ضخامت ۳۷۴ تا ۴۰۴ متری شامل مجموعهای از روزن داران متعلق به آسماری با سن ائوسن پسین می باشد:

بررسی میکروفاسیس ها در برش کوه گچ

بر اساس کمیت و نوع دانههای تشکیل دهنده (خردههای فسیلی، اَاَید، پلت و اینتراکلست)، سیمان و ماتریکس، رخسارههای سنگی رسوبات کربناته سازند جهرم در برش گوه گچ به شرح زیر تشخیص و تفکیک گردیدهاند.

ن ائوسن میانی)، احتمالا به پالئوسن پسین بطور کلی، سازند جهرم در محیط کم عمق دریایی نهشته شده جدول ۲ . زونهای زیستی این مطالعه همراه با ضخامت، سن، ظهور و گسترش و ناپدید شدن ارائه شده است.

قابل انطباق با زیر زون زیستی	سن	روزن داران	ظهور – گسترش و ناپدید شدن	ضخامت بر حسب متر (m)	زونهای زیستی
۴۸ شماره James and Wynd (1965) (<i>Somalina subzone</i>)	ائوسىن ميانى	Somalina stefaninii, Somalina sp., Al- veolina sp., Alveolina cf. munieri, Al- veolina cf. frumentiforme, Orbitolites sp. Orbitolites complanatus, Lituonella sp., Dictyoconus sp. Coskinolina sp. Textularia sp., Valvulinid, Olssonina sp., miliolids	جنس Somalina (ظهور، گسترش و ناپديد شدن)	798 5774	~
۴۹ شماره James and Wynd (1965) (<i>Linderina subzone</i>)	ائوسن میانی	Nummulites sp., Nummulites cf. subatacicus, Nummulites incrassatus, Alveolina sp., Linderina sp., Linderina brugesi, Operculina sp., Spherogypsi- na sp., Alveolina eliptica, Alveolina eliptica nuttalli, Dictyoconus sp., Orbitolites complanatus, Lituonella sp., Coskinolina sp.	<i>Linderina</i> sp. (حضور، گسترش و انقراض)	۳۰۳ ت ۲۶۴	Ŧ
۵۰ شماره James and Wynd (1965) Dictyoconus-Coskinoli- na-Orbitolites complan- tus assemblage subzone	ائوسىن ميانى	Orbitolites sp., Orbitolitrs compla- natus, Dictyoconus sp., Coskinolina sp., Lituonella sp., Psedolituonella sp., Psedolituonella reicheli, Dictyo- conus cf. indicus, Nummulites sp., Rhapydionina sp., Medocia blayensis, Alveolina sp., Haymanella huberi, Rhabdorites sp., Pyrgo sp., miliolids.	حضور: قسمتی از محدوده حضور Orbitolites complanatus, Dictyoconus sp., Coskinolina حضور: Linderina sp.	WVW [; W•¥	7



شکل ۴. ستون سنگ چینهنگاری سازندهای جهرم و آسماری در برش کوه گچ، جنوب شرقی لار.

است (Nadjafi et al., 2004). فرامینیفرهای بزرگ بنتیک بهویژه Operculina, Nummulites, Discocyclina و بیشترین آلوکمهای این سازند را تشکیل میدهند.

با توجه به این که رسوبات کم عمق کربناته دریایی به سن ائوسن پسین دارای تنوع بسیار زیاد فرامینیفرهای بنتیک بزرگ' (LBF)، بوده لذا ابزار مناسبی، جهت بررسی محیط رسوبی دیرینه مهیا می کنند (Beavington-Penny and Racey, 2004). به طوری که در مطالعات مختلف انجام شده در مناطق گوناگون اطراف تتیس در زمان ائوسن، فرامینیفرهای بنتیک مبنای تفسیر رخسارهای بودهاند. در ادامه به توصیف خصوصیات میکروفاسیسهای موجود در برش کوه گچ از بخش کم عمق به عمیق دریا پرداخته می شود.

رخسارههای پهنه جزر ومدی⁷ ۱- استروماتولیت باندستون^۳

این میکروفاسیس دارای ساختمان لامینهای نازک به حالت موجی شکل، نامنظم و دارای تداوم جانبی بوده که در اثر انباشته شدن پوشش های جلبکی بر اثر فعالیت های سیانوباکتری ها تشکیل شده است. بافت اصلی زمینه مقاطع نازک را گل^{*} به همراه لامینه های میلیمتری ضخیم که عموماً بدون فسیل می باشند تشکیل داده است (شکل A ۵). این رخساره در محیط رمپ داخلی⁶ دیده می شود.

مكانيسم تشكيل استرو ماتوليت ها بدين صورت است كه سيانو باكترى ها جهت تهيه غذا از آب، دى اكسيد كربن و نور خورشيد استفاده مى كنند و محصول دو گانه اين جريان اكسيژن و كربنات كلسيم (آهك) بوده كه به صورت لايه اى از لعاب اغلب بالاى كفپوش هايى را تشكيل ميدهند كه داراى حالت چسبندگى مى باشد. اين مسئله همراه با حالت رشته اى اين جلبكها باعث به تله افتادن و محصور شدن ذرات رسوبى شده و تكرار اين عمل باعث ايجاد استرو ماتوليت مى شود. به طورى كه ساختار حاصل از آنها به صورت طبقات متناوبى از لايههاى تيره غنى از مواد (Shinn 1983a, قرار رسوب در مى آيد (1983b; Walkden and Matos 2000; Palma et al. 2007).

سیانوباکترها همراه با ماهیت رشتههای فیلامنتی، ذرات رسوبی را به دام انداخته و به لامینههای رسوبی متصل میکند -Amir) (shahkarami et al., 2007). به طور کلی استروماتولیت از تعدادی لامینه حاصل از فعالیت میکروبهای فوتوتروفیک که به صورت (Taheri et al., یر روی هم قرار دارند تشکیل شده است, است (Taheri et al.) (2008). این رخساره بیانگر محیط پهنه جذر و مدی (به ویژه ناحیه بین حد جزر و مدی² می باشد. لازم به ذکر است که این رخساره

در بعضی از مقاطع دولومیتی شده است.

۲- مادستون^۲ - دولومادستون

در این رخساره زمینه اصلی سنگ میکرایت و بافت آن مادستون میباشد (شکل B ۵). در بعضی مقاطع، وجود دولومیت ریز دانه آنها را به دولومادستون تبدیل کرده است (شکل A ۶). علاوه بر این کمتر از ۱۰ درصد ذرات آواری کوارتز در این رخساره مشاهده میشود. تجمع گل کربناته و نیز کمیابی قطعات بایوکلست هم از نظر تجمع و هم از نظر فراوانی، نمایان گر شرایط کم انرژی و نزدیک به محدوده پهنههای جزر و مدی است ... (2010

دولومیت کانی پیچیدهای است که میتواند بصورت اولیه، جانشینی دیاژنتیکی و یا بصورت یک فاز هیدروترمال – دگرگونی تشکیل شود. تشکیل دولومیت اغلب نیازمند نفوذپذیری سنگآهک، یک مکانیسم تسهیل کننده جریان سیال و منبع کافی برای منیزیم است (Warren, 2000).

در این مطالعه انواع دولومیتها که عمدتاً منشاء دیاژنتیکی اولیه و تاخیری داشتهاند، مشاهده شده است که در ادامه به شرح آنها پرداخته میشود. دولومیتهای نوع اول از نوع خیلی ریز – ریز بلور است (شکلA ۶) که در شرایط نزدیک به سطح زمین و در مراحل اولیه دیاژنز در پهنههای جزرومدی تا کولابی تشکیل شدهاند (Adabi, 2009). نوع دوم، دولومیتهای ریز – متوسط بلور نیمه شکلدار تا بی شکل را شامل می شود، (شکلB) که نسبت به نوع اول مقادیر Sr آنها کمتر و برعکس مقادیر Fe و Mn آنها بیشتر است. این دولومیتها به احتمال زیاد در مراحل اوليه دياژنز تدفيني كمعمق تشكيل شدهاند. نوع سوم شامل دولومیتهای متوسط – درشت بلور شکلدار و نیمه شکلدار و واجد حواشی روشن و مراکز کدر هستند (شکل ۶C). این نوع دولومیتها در مقایسه با دو نوع قبلی دارای Fe و Mn بیشتر و Sr کمتری هستند. آنها احتمالا در شرایط تدفین بیشتر و از طریق دولومیتی شدن رسوبات آهکی قبلی و یا از تبلور دوباره دولومیتهای نوع اول و دوم تشکیل شدهاند (Adabi, 2009).

رخساره های لا گون ۸ ۳- پلوئید و کستون - پکستون ^۹

این رخساره به طور عمده از پلوئید تشکیل شده است (شکل ۵ C). در بعضی مقاطع وجود میلیولید و یا خردههای اسکلتی نیز مشاهده می شود. ویلسون (Wilson, 1975) حضور فراوان پلوئیدها را به محیط لاگون نسبت داده است. وفور پلوئیدها

- 4. Mud
- 5. Inner ramp
- 6. Intertidal zone
- 7. Mudstone 8. Lagoon

^{1.} Large Benthic Foraminifera

^{2.} Tidal flat

^{3.} Stromatolitic boundstone

^{9.} Pelloid wackestone to packstone

در زمینه گلی و فقدان بایوکلست بیانگر رسوبگذاری در محیط لاگونی محصور با انرژی کم میباشد (Taheri et al., 2008). این رخساره با توجه به وفور پلوئید و موقعیت چینهشناسی آن به محیط لاگون محصور در محیط رمپ داخلی نسبت داده میشود (Flügel, 2010). بافت سنگ با توجه به میزان انرژی از وکستون تا پکستون متغیر است. لازم به ذکر است در بعضی مقاطع، زمینه سنگ دولومیتی شده است. همچنین اینتراکلستهایی با اندازه پبل هم ممکن است مشاهده شوند، ترکیب این اینتراکلستها از وکستونهای حاوی خردههای استراکود و یا مادستونهای فاقد فسیل تشکیل شده است.

۴- فرامینیفر غیر منفذدار (با تنوع زیاد) پکستون -گرین استون^۱

بیشترین اجزاء سازنده این میکروفاسیس فرامینیفرهای بنتیک با دیوارههای غیرمنفذدار همانند: اوربیتولیتس، سومالینا، آلوئولینا و میلیولید میباشند. غالباً میلیولیدهای کوچک با فراوانی زیاد و پلوئید بیشترین اجزاء سازنده میباشند. همچنین قطعات و خردههای خارپوستان نیز در آن یافت میشود (شکل D ۵). از نظر محیط رسوبگذاری، شواهد حاکی از آن است که این میکروفاسیس در شلف داخلی در مرداب بسیار محدود و محصور تشکیل شده است

(Reiss and Hottinger, 1984; Hallock, 1988; Barattolo et al., 2007; Vaziri-Moghaddam et al., 2010).

همچنین فراوانی میلیولید، پلوئیدها و تنوع کم گونههای جانوری دیگر (فوناها) این محیط را تائید مینماید (شکل A ۵). این نهشتهها بافتهای متنوع از وکستون تا پکستون و گرین استون را شامل میشوند. پلوئیدها از دیگر اجزاء موجود در این رخساره است. همچنین جلبکهای داسیکلادسه آنیز بهطور فرامینیفرهای غیرمنفذدار همانند دیکتیوکونوس نشان گر آن است که رسوبگذاری در محیط با انرژی پایین تا متوسط در محیط رمپ داخلی رخ داده است (شکل F ۵). ریزرخساره گاستروپود سنگ میکرایت میباشد، نیز در این نهشتهها دیده میشود. این رخساره که در تناوب با رخسارههای لاگونی قرار دارد، به محیط رخساره که در تناوب با رخسارههای لاگونی قرار دارد، به محیط لاگونی با انرژی کم نسبت داده شده است.

رخساره سدی^۳ ۵- اینتراکلست اائید پکستون تا ^گرینستون^۴

این میکروفاسیس حاوی اائید و قطعات اینتراکلست میباشد که اائیدها اجزاء اصلی این میکروفاسیس میباشند. اندازه اائیدهای تشکیل دهنده این میکروفاسیس به طور میانگین ۲/۰ میلیمتر است. اائیدها در اکثر موارد دارای فابریک مماسی هستند که نشان گر انرژی زیاد محیط رسوبی تشکیل آنها میباشد. فراوانی اائیدها، عدم وجود گل و جورشدگی و گردشدگی خوب در از سطح FWWB در محیط رمپ داخلی^۵ است Tucker and) و در از سطح FWWB در محیط رمپ داخلی^۵ است (Wright, 1990; Insalaco et al., 2006; Flugel, 2010) بسیاری از موارد میکریتی و یا دولومیتی شدهاند. دیگر اجزاء این میکروفاسیس اینتراکلست میباشد و جنس زمینه سیمان اسپارایتی این رخساره، محیط تشکیل آن پشتههای سدی یا سدهای ماسهای دور از ساح² میباشد (2002; Romero et al., 2000; Comero et al., 2000).

رخسارههای دریای باز^۷ ۶- نومولیت (لنزی شکل) بایوکلست وکستون -پکستون^۸

اجزای اصلی این رخساره نومولیتهای فراوان و مقداری بايوكلست مي باشد. همچنين در اين رخساره ايركولينا، آمفستژينا"، ليندارينا" و اکينودرم به عنوان اجزاء فرعي تر محسوب می شوند. بافت سنگ بسته به میزان انرژی از وکستون تا یکستون متغیر میباشد (شکل I ۵). حضور نومولیتهای فراوان و فقدان فرامینیفرهای شاخص محیط لاگون در زمینه گلی مبین رسوبگذاری زیر قاعده متاثر از امواج میباشد (Rasser et al., 2005). وجود روزنداران با ديواره هيالين در اين رخساره بيانگر شرايط نرمال دريايي مي باشد, Geel, 2000; Khatibi and Adabi, شرايط نرمال دريايي مي 2013). این رخساره در محیط رمپ میانی^{۱۲} دیده می شود. رخساره مذکور عمدتاً از فرامینیفر بنتیک، قطعات و خردههای ماکروفسیل ها و یلوئید تشکیل شده است. فرامینیفرهای با دیواره هیالین و نیز غیر منفذدار در این رخساره دیده می شوند. از فرامینیفرها با ديواره هيالين انواع نوموليتهاي لنزي شكل كوچك، ليندارينا، آمفستژینا، ایرکولینا، اوربیتولیتس و اسفروژییسینا مشاهده گردید. در ميان معدودي نيز اشكال غيرمنفذدار ميليوليد، آستروتريلينا، آركئاس، ينرويليد موجود مي باشند.

- 1. High diversity imperforate foraminifera packstone grainstone
- 2. Gastropoda wackestone
- 3. Shoal
- 4. Intraclast ooid packstone to grainstone
- 5. Inner ramp
- 6. Barrier bar
- 7. Open marine
- 8. Lens-shaped nummulitids bioclastic wackestone-packstone
- 9. Operculina
- 10. Amphistegina
- 11. Linderina
- 12. Middle ramp

از اجزای فرعی دیگر می توان به اکینوئیدها، گاستروپودها و داسی کلاداسه آ اشاره نمود. روزندارانی که دارای دیواره ضخیم و متورم تر بوده نسبت به آنهایی که حالت کشیده تر و پوسته نازکتر دارند، در اعماق کمتری زیست می کرده اند Barattolo et) نازکتر دارند، در اعماق کمتری زیست می کرده اند Barattol et) دیواره ضخیم نشان گر نور کافی و تشکیل این رخساره در بخش کم عمق دریای باز می باشد –Paul 2002; Pay). (۱۳۸۸ کم عمق دریای باز می باشد –۱۳۸۲).

۷- نومولیت (بزرگ و کشیده) بایوکلست و کستون

اجزای اصلی این رخساره نومولیت فراوان و مقداری بایوکلست می باشد. همچنین در این رخساره دیسکوسیکلینا^۲ و آسلینا^۳ نیز مشاهده می شود. شکل نومولیت ها بطور مشخص در ارتباط با نوع محیط رسوبی می باشد، این رخساره در محیط رمپ میانی (Vennin et al., 2003; Beavington-Penney et دیده می شود al., 2005). به طوری که نومولیت های کشیده و درشت مربوط به بخش های دور از ساحل و آب های عمیق تر بوده و نشان دهنده (Beavington- می باشد و درمیزان فضای رسوب گذاری^۲ می باشد افزایش درمیزان فضای رسوب گذاری^۲ می باشد (۵).

مدل رسوبی سازند جهرم در توالیهای مورد مطالعه

با توجه به تنوع میکروفاسیسها(شکل ۵) ، دستهبندی و بررسی جانبی آنها و بر اساس مدلهای ارائه شده توسط فلوگل (۲۰۱۰) و ویلسون (۱۹۷۵)، مدل رسوبی این سازند در مقاطع مورد مطالعه احتمالاً یک رمپ کربناته میباشد (شکل ۷).

ژئوشیمی عنصری و ایزوتوپی

فرض اولیه در استفاده از عناصر فرعی برای تفسیر رخسارهها این است که ارتباطی بین میزان عناصر فرعی یک کربنات و تمرکز این عناصر در آبی که از آن تهنشست یافتهاند، وجود دارد.

عناصر فرعی در موارد متفاوتی مورد استفاده قرار میگیرند که عبارتند از:

۱) شناسایی شرایط محیط تهنشست: تفکیک شرایط تهنشست
 اولیه و ثانویه در حالتهای فیزیکو - شیمیایی متفاوت

۲) تعیین شرایط تشکیل محیطهای قدیمه: شناسایی شوری قدیمه، تشخیص عمق آب قدیمه، تفکیک رسوبات با انرژی بالا و پایین

۳) تعیین ترکیب کانیشناسی اولیه کربناتها

در این مقاله از آنالیزهای ژئوشیمیایی برای تعیین محیطهای دیاژنتیکی (متائوریکی، تدفینی و دریایی اولیه)، تعیین دمای سیال در مرحله تدفین اولیه و تعیین ترکیب کانی شناسی اولیه نهشتههای ائوسن در کوه گچ استفاده شده است.

دولومیت: تشکیل دولومیتها با ابهاماتی مواجه شده است دولومیت: تشکیل دولومیتها با ابهاماتی مواجه شده است (Tucker and Wright, 1990; Warren, 2006) دولومیتها در در سطح زمین بسیار زیاد است و حدود نیمی از (Allan and Wiggins, است و مدود نیمی پیچیده (Allan and Wiggins). دولومیت به عنوان یک کانی دیاژنتیکی پیچیده و مبهم در نظر گرفته شده است زیرا در شرایط دیاژنتیکی مختلف (Adabi, 2009; Zarza and Tanner, 2010).

دولومیتهای ایدهال با شبکه بلوری منظم که دارای مقادیر مساوی ترکیب مولی کلسیم و منیزیم باشد، کمتر وجود دارد (Kaczmarek and Sibley, 2011). در دولومیتهای تشکیل شده از آبهای دریایی شور و یا فوق شور، مقدار عناصر Mg, Sr, Na و Ca بالا و در مقابل مقادیر Mn و Fe پایین است. برعکس اگر محلولهای دولومیت ساز آبهای شیرین باشند مقادیر .Mg, Sr Na و Ca يايين و مقادير Mn و Fe بالا است (Boggs, 2009). دولوميتها مي توانند توسط محلولهاي هيدرو ترمالي تشكيل و سنگ میزبان ذخایر معدنی نظیر سرب، روی و قلع گردند (Machel and Lonnee, 2002; Chen et al., 2004). ويژگى ژئوشیمیایی کلی انواع دولومیت به شرح زیر است: دولومیت نوع اول دارای مقادیر Sr بالا (۱۳۸۷پی پی ام) و Fe (۱۰۰ پی پی ام) و ۵۸ (Mn پی پی ام) پایین است. دولومیت نوع دوم که نسبت به نوع اول مقادیر Sr کمتر و برعکس مقادیر Fe و Mn بیشتر می شود. این دولومیتها به احتمال زیاد در مراحل اولیه دیاژنز تدفینی کمعمق تشکیل شدهاند. نوع سوم شامل دولومیتهای متوسط – درشت بلور شکل دار و نیمه شکل دار است که در مقایسه با دو نوع قبلی دارای Fe و Mn بیشتر و Sr کمتری هستند.

آهکها: آهکها می توانند در محیطهای حارمای معتدله و قطبی و در شرایط دیاژنتیکی دریایی، متائوریکی و تدفینی تشکیل گردند (Rao, 1996; Rao and Nelson, 1992; James and Choquette, (1983). کربناتهای حارمای از غیرحارمای و نیز آهکهای دیاژنتیکی در محیطهای مختلف را می توان بر مبنای تغییرات عنصری و ایزو توپی اکسیژن و کربن تفکیک نمود Winefield et) al., 1996; Arzani, 2006; Adabi and Asadi-Mehmandoosti, (2008). در زیر ویژگی عنصری و ایزو توپی آهکها و دولومیتها ائوسن در برش کوه گچ ارائه می شود.

استرانسیم: استرانسیم در مطالعه شرایط دیاژنتیکی و تعیین ترکیب کانی شناسی اولیه محیطهای قدیمه رسوبات کربناته مورد استفاده قرار می گیرد (Heydari et al., 2008; Adabi et) (al., 2010). بین میزان استرانسیم و نوع سنگ (میکروفاسیس یا لیتولوژی) و یا محیطهای تهنشست (محیطهای دریایی کم عمق در برابر عمیق) ارتباط وجود دارد. به طوری که در آراگونیتها معمولاً میزان Sr بالا و میزان Mn پایین می باشد (Tucker and). (Wright, 1990; Arzani, 2006)

^{1.} Large and flat nummulitids bioclastic wackestone

^{2.} Discocyclina

^{3.} Asselina

^{4.} Increase of accommodation space

مینا خطیبیمهر و همکاران

شكل ۵. A) استروماتولیت باندستون، نمونه شماره ۵۱ كوه گچ، نور طبیعی، B) دولومادستون، نمونه شماره ۲۲، كوه گچ، نور پلاریزه، C) پلوئید وكستون-پكستون، نمونه شماره ۱۸۰ كوه گچ، نور طبیعی، D) فرامینیفر غیر منفذدار (با تنوع زیاد) پكستون-گرین استون، شامل: سومالینا⁽ (S)، برش محوری اوربیتولیتس^۲ (O) و آلوئولینا^۳ (A)، نمونه شماره ۲۵۵ كوه گچ، نور طبیعی، E) میلیولید پكستون- گرین استون، نمونه شماره ۲۳، كوه گچ، نور طبیعی، F) دیكتیوكونوس (D) میلیولید وكستون، نمونه شماره ۲۵۰ كوه گچ، نور طبیعی، E) میلیولید پكستون- گرین استون، نمونه شماره ۲۳، كوه گچ، نور طبیعی، F) دیكتیوكونوس (D) میلیولید وكستون، نمونه شماره ۲۳۰ كوه گچ، نور طبیعی، E) الئید پكستون گرین استون، نمونه شماره ۲۳۰ كوه گچ، نور طبیعی، F) دیكتیوكونوس (D) میلیولید وكستون، نمونه شماره ۲۳۰ كوه گچ، نور طبیعی، C) الئید پكستون تا گرینستون، نمونه شماره ۲۳۰ كوه گچ، نور طبیعی، F) بایوكلست الئید پكستون تا گرینستون دولومیتی شده، نمونه شماره ۲۲۲ كوه گچ، نور پلاریزه، I) نومولیت (لنزی شكل) بایوكلست وكستون – پكستون، نمونه شماره ۲۰۰ كوه گچ، نور طبیعی، H) نومولیت (کره تونه شماره ۲۳۰ كوه گچ، نور پلاریزه، I) نومولیت (لنزی شكل) بایوكلست وكستون – پكستون، نمونه شماره ۲۰۰ كوه گچ، نور طبیعی، J) نومولیت (بزرگ و كشیده) وكستون، نمونه شماره ۲۷۴ كوه گچ، نور طبیعی، K) نومولیت (لنزی شكل) بایوكلست وكستون ای گریستون، نمونه شماره ۲۰۰ كوه گچ، نور طبیعی، J) نومولیت (بزرگ و كشیده) وكستون، نمونه شماره ۲۷۴ كوه گچ، نور طبیعی.

1. Somalina stefanii

2. Orbitolites

^{3.} Alveolina

شکل ۶. A) دولومیت ریزدانه در سمت چپ و دولومیت متوسط دانه در سمت راست تصویر، نمونه شماره J۱۵۱، کوه گچ، نور پلاریزه، B) دولومیت متوسط دانه، نمونه شماره J۹۰ ، کوه گچ، نور پلاریزه، C) دولومیت درشت دانه، نمونه شماره J۲۱۲ کوه گچ، نور پلاریزه.

شكل ۷. محیط رسوبی سازند جهرم در برش كوه گچ از نوع رمپ كربناته به همراه سد اائيدی A) استروماتوليت باندستون، B) دولومادستون، C) پلوئيد وكستون – پكستون، D) فرامينيفر غير منفذدار (با تنوع زياد)، E) ميليوليد پكستون – گرين استون، F) ديكتيوكونوس ميليوليد وكستون، G) اائيد پكستون تا گرينستون، H) بايوكلست اائيد پكستون تا گرينستون، I) نوموليت (لنزی شكل) بايوكلست وكستون – پكستون، J) نوموليت (بزرگ و كشيده) وكستون، K) نوموليت (بزرگ و كشيده) وكستون.

میزان Sr از رسوبات عهدحاضر به سمت رسوبات آهکی قدیمه و دولومیتها کاهش می یابد. آراگونیتهای غیر بیوتیک کم عمق عهد حاضر، به وسیله مقادیر بالای Sr (تا ۱۰۰۰۰) شناسایی می شوند. کلسیت غیر بیوتیک دارای مقادیر پایین استرانسیم است (ماکزیمم ۱۹۰۹) (۱۰۰۰ Rao, 1992; Rao, 1996). (ماکزیمم ۲۰۰۱) (۱۰۰۰ میزالوژی اولیه، دمای آب، شوری، اثرات زیستی و میزان نسبت Ca/Sr در آب دریا بستگی دارد (Arzani, 2004, 2006; Heydari et al., 2008).

در نمونههای آهکی گوه گچ مقدار Sr بین ۷۲۰ تا ۱۵۱۴ پی پی ام (شکل۸)، و در نمونههای دولومیتی مقدار Sr بین ۲۱۲ تا ۱۳۸۷ پی پی ام در نوسان است (جدول۱، شکل۱۰).

مقدار Sr در نمونههای آهکی حداقل ۲ برابر نمونههای دولومیتی است، زیرا Ca در دولومیتها نصف آهکها است (Heydari et (al., 2008, Adabi, 2009).

سدیم: تمرکز Na در رسوبات کربناته به درجه شوری، تفریق بیولوژیکی، اثرات جنبشی^۱ و نقص کریستالی، مینرالوژی و عمق آب بستگی دارد (Rao and Adabi, 1992; Adabi et al., 2010). مقدار سدیم با افزایش شوری، عمق آب و میزان آراگونیت افزایش مییابد.

سدیم دارای ضریب توزیع یا انباشتگی^۲ کمتر از یک میباشد و در آبهای متائوریکی تمرکز پایینی دارد و لذا مقدار آن در سنگهای کربناتهای که تحت تاثیر فرآیندهای دیاژنتیکی قرار

می گیرند، پایین خواهد بود (آدابی، ۱۳۹۰؛ Adabi et al., 2010). ترسیم مقادیر Sr در مقابل Na برای تفکیک رخسارههای حارهای از غیر حارهای بسیار مفید است(-Adabi and Asadi-Mehman). (doosti, 2008). در نمونههای آهکی گوه گچ، مقدار Na بین ۲۰۶ تا ۱۰۵۴ پی پی ام و در نمونههای دولومیتی بین ۳۴۹ تا ۱۰۴۲ پی پی ام در نوسان است (جدول ۱، شکل ۱۳).

منگنز: میزان Mn در کربناتهای دریایی بستگی به مینرالوژی اولیه، کنترلهای کریستالوگرافی، میزان تمرکز Mn در آب دریا، شرایط Eh، مواد آلی و فرآیندهای میکروبی دارد (Flügel, 2004). مقدار Mn در آراگونیتهای عهد حاضر بیوتیک بین ۳۰۰ تا ۵۰۰ پیپیام است (Rao, 1996). پایین بودن مقادیر Mn در کربناتها نيز به تبادل كمتر آب به سنگ نسبت داده مي شود (آدابي، ١٣٩٠). مقدار Mn با افزایش دیاژنز متائوریکی افزایش می یابد Mucci) and Morse, 1983). با قرار دادن Mn در برابر Sr/Ca و نیز S¹⁸O در مقابل Mn تبادل آب به سنگ در سیستم دیاژنتیکی بسته، نیمه بسته و باز مشخص می شود (Asadi and Adabi, 2013) (شکل (۱۱). مقدار Mn با افزایش دیاژنز متائوریکی افزایش می یابد -Muc) ci and Morse, 1983). مقدار Mn و نیز Fe در دولومیتهای دانه درشت به دلیل ضریب توزیع و دگرسانی بیشتر، به مراتب بیش از آهکها است (Adabi, 2009). در نمونههای آهکی کوه گچ مقدار Mn بین ۵۶ تا ۷۱ پی پی ام و در نمونه های دولومیتی مقدار Mn بین ۵۵ تا ۱۷۷ پی پی ام در نوسان است (شکل ۱۳، جدول ۱).

شکل ۸ تغییرات مقادیر Sr در مقابل Mn. محدوده نهشتههای ائوسن کوه گچ، با محدودههای ارائه شده برای آراگونیتهای آبهای گرم عهد حاضر -Milli) (Adabi and Rao, 1991)، آهکهای آراگونیتی مزدوران (Rao, 1991) و آهکهای آراگونیتی گروه گوردون تاسمانیا (Rao, 1990)، آراگونیت ایلام Adabi (Adabi et al., 2010) و آراگونیتهای اولیه فهلیان (Adabi et al., 2010) مقایسه شده است. نمونههای آهکی سازند جهرم در نزدیکی محدوده آراگونیتی مزدوران و گوردون قرار گرفتهاند.

1. Kinetics

^{2.} Partition Coefficient

شکل ۹. A) تغییرات Sr/Na در مقابل Mn: در این شکل نمونههای آهکی کوه گچ با محدوده آراگونیتی حارهای عهد حاضر (Milliman, 1974)، نمونههای کل کربناته مناطق معتدله عهد حاضر (Rao and Adabi, 1992; Rao and Amini, 1995) و سنگ آهکهای آراگونیتی حارهای اردویسن گوردون تاسمانیا (Rao, 1991)، و منگ آهکهای آراگونیتی حارهای اردویسن گوردون تاسمانیا (Rao, 1991)، و سنگ آهکهای آراگونیتی حارهای اردویسن گوردون تاسمانیا (Rao, 1991)، و سنگ آهکهای آراگونیتی حارهای اردویسن گوردون تاسمانیا (Rao, 1992)، و سنگ آهکهای آراگونیتی حارهای اردویسن گوردون تاسمانیا (Rao, 1991)، و سنگ آهکهای آراگونیتی حارهای اردویسن گوردون تاسمانیا (Adabi and Rao, 1991)، و سنگ آهکهای نیمه قطبی پرمین تاسمانیا (Rao, 1991) مقایسه شده است. اغلب نمونههای آهکی سازند گچ دارای نسبت Sr/Na بیش از ۱ (یعنی دارای ترکیب کانی شناسی آراگونیتی) می باشند. B) تغییرات میزان Sr/Mn در است. اغلب نمونههای آهکی سازند گچ دارای نسبت Sr/An در مقایسه با سازند گوردون تاسمانیا (Rao, 1991) و مزدوران (Sr/Mn در Milima, دارای ترکیب کانی شناسی آراگونیتی) می باشند. B) تغییرات میزان Sr/Mn در است. اغلب نمونههای آمای ای ای می باشند. B) می باشند. B) تغییرات میزان Sr/Mn در است. اغلب نمونه ای آوای توجه منگنز و بالا بودن مقادیر Sr/Mn در مقایسه با سازند گوردون تاسمانیا (Rao, 1991) و مزدوران حاکی از بسته بودن می در ای در این سازند گوردون تاسمانیا (Rao, 1991) و مزدوران حاکی از بسته بودن می در این سازند آوردون تاسمانیا (Rao, 1991) و مزدوران حاکی از بسته بودن سازند است.

شکل ۱۰. تغییرات مقادیر Sr در مقابل Mg در نمونههای دولومیتی، افزایش Sr در مقابل Mg به دلیل شوری بالاتر و ترکیب کانیشناسی اولیه آراگونیتی در دولومیتها است، همچنین افزایش Sr با کاهش Mg بهدلیل جانشینی Sr به جای Ca در شبکه دولومیت همراه است.

آهن: مقدار آهن در سنگ آهکهای سازند ائوسن در نمونههای کوه گچ بین ۵۸ تا ۱۴۳ پی پی ام، و در نمونههای دولومیتی بین ۶۳ تا ۲۳۷ پی پی ام در نوسان است. افزایش مقادیر آهن در نمونههای دولومیتی نسبت به آهکی، عمدتاً به دلیل دگرسانی بیشتر دولومیتها می باشد (جدول۱، شکل ۱۳) (Adabi, 2009).

نسبت Sr/Na و Sr/Na

کربناتهای حارهای دیرینه و عهد حاضر را می توان از معادلهای غیر حارهای آنها توسط نسبت Sr/Na و میزان Mn تفکیک نمود (Rao, 1981; 1991; Adabi and Rao, 1991). در سنگ آهکهای آراگونیتی حارهای عهد حاضر مقدار Mn پایین و نسبت Sr/Na بالا است (حدود ۳ تا ۵)، در حالی که در سنگهای آهکی کلسیتی مناطق معتدله عهد حاضر مقدار Mn بالا و نسبت Sr/Na پایین (حدود ۱) می باشد Mabi and با (Rao, 1991; Adabi and). نمودار Mabi and کرمان (Mabi and کرمان). نمودار

تغییرات Sr/Na در مقابل Mn (شکل ۹A) نشان می دهد که اغلب نمونههای سنگ آهکهای گچ دارای Sr/Na بیش از ۱ می باشند. با توجه به بالا بودن مقادیر سدیم و استرانسیم در این کربناتها، ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی در آهکهای کوه گچ محتمل است.

Bathurst, 1975) بترست (Bathurst, 1975) در سال ۱۹۷۵ پیشنهاد کرده است که دیاژنز در سنگهای آهکی شامل فرایند انحلال مرطوب و تهنشست مجدد میباشد. در طی این فرایند آراگونیت و کلسیت دارای منیزیم زیاد نیمه پایدار، حل شده و به کلسیت کم منیزیم پایدار تبدیل می گردد، لذا مقدار Sr کاهش یافته و بالعکس تمرکز Mn افزایش خواهد یافت. این فرایند در سطح زمین و توسط نفوذ آبهای غیر دریایی (به ویژه آبهای متائوریکی) به مقدار زیادی تسهیل می گردد و باعث پایین آوردن نسبت Mn میتواند به عنوان بنابراین ترسیم نسبت Sr/Mn در مقابل Mn میتواند به عنوان

شکل A.۱۱) روندهای دیاژنتیکی برای آراگونیت (A)، کلسیت با منیزیم بالا (HMC) و کلسیت کم منیزیم (LMC) که بهوسیله آبهای متائوریکی تثبیت شدهاند (Brand and Veizer, 1980). قرارگیری نمونهها حاکی از تأثیر کم دیاژنز متائوریکی در یک سیستم بسته تا نیمه بسته میباشد، B) دیاگرام گ^{ا8} در برابر Mn نیز تائیدی دیگر بر تأثیرکم دیاژنز متائوریکی در یک سیستم بسته تا نیمه بسته میباشد.

شکل ۱۲ . ترسیم مقادیر ایزوتوپ اکسیژن (δ¹⁸O) و کربن (δ¹³C) نمونههای آهکی و دولومیتی رسوبات ائوسن برش کوه گچ در مقابل یکدیگر، نمونهها در محدوده یا درون سنگ آهکهای آراگونیتی سازندهای ایلام (Adabi and Asadi, 2008) و فهلیان (Adabi et al., 2010) قرار گرفتهاند. نمونههای دولومیتی به علت ضریب تفریق بیشتر و احتمالاً شوری بالاتر به مراتب سنگینتر از نمونههای آهکی هستند. روند دیاژنز در نمونههای آهکی و دولومیتی، دیاژنز تدفینی در حضور مواد آلی میباشد.

شکل ۱۳. ترسیم مقادیر Fe, Mn و Na در برابر ایزوتوپ ⁸⁰ه و ³⁰ه و ⁵⁰ه در نمونههای دولومیتی کوه گچ به ترتیب در شکلهای C, B, A و D آمده است، A) افزایش مقادیر Mn با کاهش مقادیر ³¹³C حاکی از دگرسانی بیشتر در نمونه های دولومیت است، B) در نمونههای دولومیتی کمتر دگرسان شده مقدار Fe پایین و ³¹³C سنگین تر است. آهن با افزایش مقادیر ³¹³C دارای یک روند افزایشی است که حاکی از تاثیر دگرسانی بر روی نمونهها می باشد، C) با سبک شدن مقادیر ³¹³C منگین تر است. آهن با افزایش مقادیر ³¹³C دارای یک روند افزایشی است که حاکی از تاثیر دگرسانی بر روی نمونهها می باشد، C) با سبک شدن مقادیر ³¹⁸C مقادیر Na نیز کاهش پیدا می کند و این حاکی از تاثیر دیاژنز بر روی این نمونهها است، D) مقادیر Mn در مقابل ³¹⁹ در نمونههای دولومیت روند خاصی را نشان نمی دهد.

قرار گیرد (Rao, 1991). در شکل B ۹ میزان Sr/Mn در برابر Mn ترسیم شده است. در این نمودار محدودههای کل کربناته' عهد حاضر مناطق معتدله تاسمانیا Rao and Adabi, 1992; Rao and (Rao, 1990)، سنگ آهکهای گوردون تاسمانیا (Rao, 1990) با ترکیب و آهکهای سازند مزدوران (Adabi and Rao, 1991) با ترکیب کانی شناسی اولیه آراگونیتی ترسیم شده است. بالا بودن نسبت Sr/Mn و پایین بودن مقادیر Mn حاکی از انحلال و یا دگرسانی کم در نمونههای آهکی سازند جهرم است.

ایزوتوپهای اکسیژن و کربن: با استفاده از مطالعه ایزوتوپهای اکسیژن ۱۸ و کربن ۱۳ می توان اطلاعات ارزشمندی پیرامون درجهٔ دمای محیط رسوبگذاری، دمای دیاژنتیکی، روند دیاژنز در محیط دیاژنتیکی، شوری، عمق رسوبگذاری ترکیب ایزوتوپی اقیانوسهای قدیمه و غیره بهدست آورد و کربناتهای نواحی مختلف را از یکدیگر تفکیک نمود.;Pao, 1996; Heydari et al., 2009.

دامنه تغییرات ایزوتوپ اکسیژن در نمونههای آهکی سازند جهرم در کوه گچ بین ۰/۰۵ – تا PDG% ۷/۵۷ – و در نمونههای دولومیتی کوه گچ بین ۲/۴۱ تا PDG% ۵/۸۵ – در تغییر است (جدول۱). ایزوتوپ کربن در نمونههای آهکی سازند جهرم در کوه گچ بین ۲/۲۳ – تا PDG% ۰/۳۲ میباشد. در نمونههای

دولومیتی کوه گچ تغییرات ایزوتوپ کربن بین ۱/۳۱ – تا PDB ۱۸۸۶ در نوسان است و روند دیاژنز در این نمونهها عمدتاً دیاژنز تدفینی (Descourvieres et al., 2011) در حضور مواد آلی^۲ میباشد (شکل ۱۲). پس از آزمایشات عنصری و ایزوتوپی، مقادیر حاصله را در کنار ستون چینهشناسی برش کوه گچ ترسیم گردید (شکل ۱۴).

محاسبه دمای قدیمه: ترکیب آب دریا بهطور اساسی، در طول تاریخ زمین شناسی تغییر کلی نکرده است Huneke and (Huneke and) دگرسانی و یا سنگین ترین ایزو توپ اکسیژن ۱۸ استفاده می گردد و برای محاسبه دمای دیاژ نتیکی از سبک ترین ایزو توپ اکسیژن ۱۸ استفاده می شود (Morse and Mackenzie, 1990). در روش اندازه گیری دما اختلاف بین نسبت ایزو توپی O18/O16 کربنات کلسیم آب دریا که عمدتاً به دما بستگی دارد، اندازه گیری می شود (Spicer and Corfield, 1992; Marshall, 1992).

برای محاسبه دمای آبی که کلسیت در آن نهشته شده است از معادله (Anderson and Arthur, 1983) استفاده شده است: $T^{\circ}C = 16 - 4.14 \times (\delta_c - \delta_w) + 0.13 \times (\delta_c - \delta_w)^2$ در این رابطه، T: دما بر حسب سانتی گراد، : مقدار ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ محاسبه شده در کلسیت بر حسب BDB توسط

^{1.} Bulk carbonate

^{2.} Organic burial diagenesis

شکل ۱۴. تغییرات عناصر اصلی (Ca, Mg) و فرعی (Na, Sr , Mn, Fe) و ایزوتوپ اکسیژن و کربن در امتداد ستون چینهشناسی سازند جهرم، برش کوه گچ.

دستگاه اسپکترومتر جرمی، : مقدار ایزوتوپ اکسیژن آب دریا در زمان تشکیل کلسیت بر حسب SMOW هستند.

مقدار مقد مقدار مقد مقدار مقد مقدود (Shack- در نظر گرفته مقدود SMOW (Shock- در نظر گرفته مقدود (Shack- مقد) الومين مقدار الومين (Veizer et al., 1999; Gro cke et al., 2003). دمای رسوبات الومين در برش کوه گچ به عبارتی دمای رسوبات الومين در برش کوه گچ يا عبارتی دمای اوليه دياژنتيکی (هنگامی که رسوبات در نزديک سطح بودهاند، عمق کم تدفين) با استفاده از سنگين ترين ايزو توپ اکسيژن ۱۸ (معادل PDB) (معادل 2003).

چینەشناسی سکانسی'

تغییرات نسبی سطح آب دریا میتواند باعث تغییرات جانبی و عمودی رخسارهها و به دنبال آن موجب تغییر الگوی تنوع و توزیع پدیدههای دیاژنزی گردد، به علاوه این تغییرات میتواند اطلاعات با ارزشی در مورد تغییرات ژئوشیمی عنصری و قرار دهد منجر به چینهنگاری سکانسی میگردد ,Catuneanu قرار دهد منجر به چینهنگاری سکانسی میگردد ,catuneanu منطقه، شناسایی توالیهای رسوبی میباشد. مبنای چینهنگاری سکانس ها شناخت سکانسها، مرزهای سکانسی، پاراسکانس ها، سطوح سکانسی پیشرونده، پسرونده و حداکثر غرقابی میباشد. پیوسته و مرتبط از نظر زایشی اطلاق میشود که در بالا و پایین به سیانسی ای مورد را یه معادل ناپیوستگی محصور شده باشد. (Van Wagoner et al., 1988) به این سطح مرز سکانسی اطلاق میشود.

سکانس های رسوبی سازند جهرم: مطالعات سنگ شناسی رسوبی انجام شده بر روی نمونههای دستی و مقاطع نازک بهخوبی مرزهای سکانسی، سیستم تراکتها و سطوح سکانسی را متمایز و بر این اساس ۲ سکانس رسوبی (رده ۳، ۵, ۰ تا ۵ میلیون سال، Miall, 2010) تعيين گرديده است. اين مطالعه نشان مي دهد که سکانس رسوبی ۱ به ضخامت ۲۱۵ متر بر روی سازند ساچون با ليتولوژي مارن قرار دارد، اين سكانس شامل دولوميت عمدتاً از نوع۱ و ۲ به ضخامت حدود ۱۳۵ متر (TST)، دولومیت آهکی و آهک دولومیتی به ضخامت ۸۰ متر (HST) میباشد. مرز سکانسی (SB2) در متراژ ۲۱۵ متری قرار دارد. mfs بر اساس مطالعات رخسارهای (بر روی شیلها) تعیین شده است. سکانس رسوبی ۱، با رخساره استروماتولیت باندستون و دولومادستون شروع شده و به تدريج با افزايش عمق به رخساره پلوئيد وكستون - پكستون، فرامينيفر غير منفذدار پكستون – گرين استون، اينتراكلست اائيد پکستون تا گرینستون (رخساره سدی) تبدیل می گردد (TST). حداکثر سطح غرقابی آب (mfs)، بر روی رخسارہ فرامینیفر غیر

منفذدار پکستون – گرین استون قرار دارد. سیستم تراکت تراز بالا (HST) شامل رخسارههای کم عمق تر مادستون تا دولومادستون میباشد که به مرز سکانسی از نوع SB2 ختم می گردد. سکانس رسوبی ۱ از نظر عمقی به محیط رمپ داخلی تعلق دارد.

سکانس رسوبی ۲ به ضخامت ۱۸۵ متر شامل آهک دولومیتی، آهک، آهک ماسهای و آهک رسی میباشد، این توالی بر روی بالاترين افق ضخيم دولوميت آهكي و آهك دولوميتي قرار گرفته است. مرز این واحد بهعنوان مرز پایینی سکانس ۲ و از نوع SB2 تشخیص داده شده است. سکانس رسوبی ۲ مربوط به سیستم تراکت پیش رونده (TST) با رخسارههای فرامینیفر غیر منفذدار پكستون – گرين استون، اينتراكلست اائيد پكستون تا گرينستون شروع و به رخساره های دریای باز ٔ شامل نومولیت (لنزی شکل) بايوكلست وكستون – پكستون متعلق به رمپ مياني، و نوموليت (بزرگ و کشیده) بایوکلست وکستون متعلق به رمپ بیرونی ختم می شود. حداکثر سطح غرقابی آب (mfs) بر اساس عمیق ترین تغییرات رخسارهای تعیین شده است. سیستم تراکت تراز بالا (HST) شامل رخساره های فرامینیفر غیر منفذدار یکستون – گرین استون (لاگون رو به سد)، اينتراكلست اائيد يكستون تا گرينستون (رخساره سدی) میباشد. در این توالی رسوبی مرز سکانسی SB2 بین سازند آسماری و تبخیریهای گچساران انتخاب شده است.

نتیجه گیری

سازند جهرم در برش کوه گچ، در ۳۰ کیلومتری جنوب شرق شهر لار در مجاورت روستای چهار برکه، با ضخامت ۴۰۴/۵ متر با سنگشناسی دولومیت، آهک دولومیتی و آهک واقع شده است. مطالعات پتروگرافی بر روی مقاطع نازک و فرامینیفرهای مختلف موجود باعث گردیده است تا بتوان رخسارههای گوناگون بر اساس تنوع فرامینیفرها و تغییرات عمق آب در توالی رسوبی پیش بینی نمود. بر این اساس ۷ رخساره رسوبی شناسایی گردید که از بخش کم عمق به سمت عمیق شامل استروماتولیت باندستون، دولومادستون، پلوئيد وكستون – پكستون، فرامينيفر غير منفذدار (با تنوع زياد) يكستون - گرين استون، اينتراكلست اائيد پكستون تا گرينستون، نوموليت (لنزى شكل) وكستون، نوموليت (بزرگ و کشیده) بایوکلست وکستون میباشند. در این مطالعه سه نوع دولومیت شامل دولومیت نوع اول (دانه ریز) که در مراحل اولیه دیاژنتیکی و نوع دوم و سوم که دانه درشتتر میباشند در مراحل دیاژنز تاخیری، تشکیل گردیده است. مقادیر Sr و Na در دولومیت نوع اول بیشتر بوده و برعکس مقادیر Mn و Fe در دولومیتهای دانه درشت تر تاخیری به دلیل دگرسانی بیشتر، بالاتر است.

محیط رسوبی سازند جهرم در برش کوه گچ از نوع رمپ کربناته به همراه سد اائید ی می باشد. مطالعات پتروگرافی همراه با مطالعات ژئوشیمیایی عنصری و ایزوتوپی در نمونههای سنگ

^{1.} Sequence stratigraphy

^{2.} Open marine

- Adabi, M.H., Rao, C.P., 1991. Petrographic and geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonates (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran. Journal of Sedimentary Geology 72, 253-267.

- Adabi, M.H. and Asadi Mehmandosti, E., 2008. Microfacies and geochemistry of the Ilam Formation in the Tang-E Rashid area, Izeh, S.W. Iran, Journal of Asian Earth Sciences. 33, 267-277.

- Adabi, M.H., Salehi, M.A. and Ghabeishavi, A., 2010. Depositional environment, sequence stratigraphy and geochemistry of Lower Cretaceous carbonates (Fahliyan Formation), south-west Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 39, 148-160.

- Ahr, W.M., 2008. Geology of Carbonate Reservoirs. John Wiley and Sons, 296.

- Allan, J.R. and Wiggins, W.D., 1993. Dolomite reservoirs. Geochemical Techniques for Evaluating Origin and Distribution. American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Course Notes, Series No. 36, 129.

- Amirshahkarami, M., Vaziri-Moghaddam, M.H. and Taheri, A., 2007. Sedimentary facies and sequence stratigraphy of the Asmari Formation at Chaman-Bolbol, Zagros Basin, Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 29, 947–959.

- Anderson, T.F. and Arthur, M.A., 1983. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenviromental problems, in: Stable isotope in sedimentary geology, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. 10, 1-151.

- Arzani, N., 2004. Diagenetic evolution of mudstones: black shales to laminated limestones, an example from the Lower Jurassic of SW Britain. Journal of Science, 15, 257-267.

- Arzani, N., 2006. Primary versus diagenetic bedding in the limestone-marl/shale alternations of the epeiric seas, an example from the Lower Lias (Early Jurassic) of SW Britain. Carbonates and Evaporites, 21, 94-109.

- Asadi, E. and Adabi, M.H., 2013. Application of geochemical data as evidence of water- rock interaction in the Sarvak Formation, Izeh Zone, Zagros, Iran. Procedia Earth and Planetary Science, 7, 31-35.

- Barattolo, F., Bassi, D. and Romero, R., 2007. Upper Eocene larger foraminiferal-coralline algal facies from the Klokova Mountain (south continental Greece). Facies, 53, آهک سازند جهرم در برش کوه گچ حاکی از مینرالوژی اولیه آراگونیتی است. همچنین نسبت Sr/Na (بیشتر از یک) نیز دلیل دیگر بر تائید کانی شناسی اولیه آراگونیتی آنها میباشد. ترسیم مقادیر Mn در برابر Sr/Ca و ایزوتوپ اکسیژن نشاندهنده محیط دیاژنزی بسته تا نیمه بسته همراه با تبادل بسیار کم آب به سنگ در آهکهای سازند جهرم است. ترسیم مقادیر Sr/Mn در مقابل Mn حاکی از انحلال یا دگرسانی کم در این نمونهها میباشد.

بررسی مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و کربن آهکها و دولومیتها و مقایسه آنها با سایر محدودهها نشانگر روند دیاژنز تدفینی در حضور مواد آلی میباشد. تغییرات ایزوتوپ اکسیژن Ο⁸¹δ در دولومیتها به علت تفریق و شوری بیشتر نسبت به آهکها سنگین تر میباشد. دمای اولیه دیاژنتیکی (هنگامی که رسوبات در نزدیک سطح بودهاند، عمق کم تدفین) با استفاده از سنگین ترین ایزوتوپ اکسیژن ۱۸(معادل PDB ۲۳۳۳)-) برای آهکها، معادل ۲۷ درجه سانتی گراد محاسبه شده است.

بر اساس مطالعات چینهنگاری سکانسی،۲ سکانس رسوبی به ترتیب به ضخامت ۲۱۵ متر (سکانس رسوبی ۱) و ضخامت ۱۸۵ متر (سکانس رسوبی ۲) شامل سیستم تراکتهای پیشرونده (TST) و تراز بالا (HST) شناسایی شده است. این سکانسها از نوع رده ۳، با مرزهای ناپیوستگی از نوع SB2 معرفی شدهاند. تغییرات حداکثر سطح پیشروی آب دریا (mfs) بر اساس عمیقترین تغییرات رخسارهها شناسایی گردید. سکانس رسوبی ۱ مربوط به محیط رمپ داخلی و سکانس رسوبی ۲ با افزایش

منابع

– آدابی، م ح.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی رسوبی. انتشارات آرین زمین، چاپ دوم، ۵۰۳.

- بختیاری، س.، ۱۳۹۰. اطلس راههای ایران، موسسه جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، ۳۲۰ .

خطیبی مهر، م.، و معلمی، س.ع.، ۱۳۸۸. مقایسه تاریخچه رسوب گذاری سازندهای جهرم (زاگرس) و زیارت (البرز) بر مبنای فرامینیفرهای بنتیک. فصلنامه علمی – پژوهشی زمین شناسی ایران، ۸۷–۱۰۲.

- درویش زاده، ع.، ۱۳۸۳. زمین شناسی ایران. انتشارات امیرکبیر، ۹۰۱.

مطیعی. ه.، ۱۳۷۲. زمین شناسی ایران (چینه شناسی زاگرس)،
 سازمان زمین شناسی کشور، چاپ اول، ۵۳۶.

– نفریه، ا.، ۱۳۸۹. زیست چینهنگاری سازندهای جهرم و آسماری در یال شمالی طاقدیس کوه گچ، جنوب شرقی لار. پایاننامه کارشناسی ارشد، ۱۴۸.

- Adabi, M.H., 2009. Multistage dolomitization of Upper Jurassic Mozduran Formation, Kopet- Dagh Basin, N.E. Iran. Carbonates and Evaporites, 24, 16-32.

361-375.

- Beavington-Penney, S.J., 2002. Characterisation of selected Eocene Nummulites accumulations. PhD thesis University of Wales, Cardiff.

- Beavington-Penney, S.J. and Racey, A., 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foramnifera, application and paleoenvironmental analysis: Journal of Earth Science, 67, 219-265.

- Beavington-Penney, S.J., Wright, V.P. and Racey, A., 2005. Sediment production and dispersal on foraminiferadominated early Tertiary ramps: the Eocene EI Garia Formation, Tunisia. Journal of Sedimentology, 52, 537-569.

- Boggs, S., 2009. Petrology of Sedimentary Rocks. Cambridge University Press, Cambridge, England. Hardback, 600.

- Brand, U. and Veizer, J., 1980. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system- 1: trace elements. Journal of Sedimentary Petrology, 50, 1219-1236.

- Catuneanu, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, 386.

- Chen, D., Qing, H., and Yang, C., 2004. Multistage hydrothermal dolomites in the Middle Devonian carbonates in Guilin area, South China. Journal of Sedimentology, 51, 1029-1051.

- Descourvieres, C., Douglas, G., Layland. L., Hartog, N., and Prommer H., 2011. Geochemical reconstruction of the provenance, weathering and deposition of detritaldominated sediments in the Perth Basin: The Cretaceous Leederville Formation, south- west Australia. Journal of Sedimentary Geology, 236, 62-76.

- Flügel, E., 2010. Microfacies of Carbonates Rocks, Analysis, Interpretation and Application. Journal of Springer, -Varlag, 1006.

- Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analyses of palaeogene deposits in southeastern Spain. Journal of Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 155, 211- 238.

- Grabau, A.W., 1920. Geology of the nonmetallic mineral deposites other than silicates. 1. Principles of Salt Deposition. New York Mc Graw Hill, 435.

- Gro¨cke, D.R., Hori, R.S. and Arthur, M.A., 2003. The global significance of a deep- sea isotopic event during the Toarcian oceanic anoxic event recorded in Japan.. American Geophysical Union, 84, 905. - Hallock, P., 1988. Diversification in algal symbiont-bearing foraminifera: a response to oligotrophy? Review Paleobiology, 2, 789-797.

- Heydari, A., Khaksar, S. and Tajbakhsh, M. 2009. Trifluoroethanol as a metal-free, homogeneous and recyclable medium for the efficient one-pot synthesis of α - amino nitriles and α -amino phosphonates. Tetrahedron Letters, 50, 77-80.

- Heydari, E., Arzani, N. and Hassanzadeh, J., 2008. Mantle plume: The invisible serial killer -Application to the Permian–Triassic boundary mass extinction. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 264, 147– 162.

- Huneke, H., and Mulder, T., 2011. Deep- Sea Sediments. Elsevier, 849.

- Insalaco, E., Virgone, A., Courme, B., Gaillot, J., Kamali M., Moallemi, A., Lotfpour, M. and Monibi, S., 2006. Upper Dalan Member and Kangan Formation between the Zagros Montions and offshore Fars, Iran: depositional system, biostratigraphy and stratigraphic architecture. GeoArabia, 11, 75-176.

- James, G.A. and Wynd, J.G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. AAPG Bulletin, 49, 2182-2245.

- James, N.P., and Choquette, P.W., 1983. Diagenesis Limestones — The sea floor diagenetic environment. Geoscience Canada, 10, 162-179.

- Kaczmarek, E.K. and Sibley, D,F., 2011. On the evolution of dolomite stoichiometry and cation order during high-temperature synthesis experiments: An alternative model for the geochemical evolution of natural dolomites. Journal of Sedimentary Geology, 240, 30-40.

- Khatibi Mehr, M. and Adabi, M.H., 2013. Microfacies and geochemical evidence for original aragonite mineralogy of a foraminifera-dominated carbonate ramp system in the late Paleocene to Middle Eocene, Alborz basin, Iran. Journal of Carbonates and Evaporites, 13146-013-0163-4

- Lecuyer, C. and Allemand, P., 1999. Modelling of the oxygen isotope evolution of seawater : implications for the climate interpretation of the δ^{18} O of marine sediments. Geochimical Cosmochimical Acta, 63, 351-361.

- Machel, H.G. and Lonnee, J., 2002. Hydrothermal dolomite; a product of poor definition and imagination. Journal of Sedimentary Geology, 152, 163-171.

- Marshall, J,D., 1992. Climatic and oceanographic

isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. Geological Magazine, 129,143–160.

- Milliman, J.D., 1974. Marine Carbonates. New York, Springer-Verlag, 375.

- Miall, A.D., 2010. The Geology of Stratigraphic Sequences. Springer- 2nd edition, 522.

- Morse, J.W. and Mackenzie, F.T., 1990. Geochemistry of Sedimentary Carbonates. Elsevier, New York, 707.

- Mucci, A. and Morse, J.W., 1983. The incorporation of Mg 2+ and Sr2+ in to calcite overgrowths. Journal of Geochemical Cosmochimical Acta, 47, 217-233.

- Nadjafi, M., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R. and Mirzaee, R., 2004. Depositional history and sequence stratigraphy of outcropping Tertiary carbonates in the Jahrum and Asmari formations, Shiraz area (SW Iran). Journal of Petroleum Geology, 27, 179-190.

Palma, J.H.N., Graves, A.R., Bunce, R.G.H., Burgess,
P.J., Filippi, R., Keesman, K.J., van Keulen, H., Liagre,
F., Mayus, M., Moreno, G., Reisner, Y. and Herzog, H.,
2007. Modelling environmental benefits of silvoarable
agroforestry in Europe. Agricultural Ecosystam Environment, 119, 320-334.

- Payros, A., Pujalte, V., Tosquella, J. and Orue-Etxebarria, X., 2010. The Eocene storm-dominated foralgal ramp of the western Pyrenees (Urbasa–Andia Formation): An analogue of future shallow-marine carbonate systems? Journal of Sedimentary Geology, 228, 184-204.

- Rao, C.P., 1981. Criteria for recognition of cold-water carbonate sedimentation: Berriedale Limestone (Lower Permian), Tasmania, Australia. Sedimentary Petrology 51, 491-506.

- Rao, C.P., 1990. Petrography, trace elements and oxygen and carbon isotopes of Gordon Group carbonate (Ordovician), Florentine Valley, Tasmania, Australia. Sedimentary Geology, 66, 83-97.

- Rao, C.P., 1991. Geochemical differences between subtropical (Ordovician), temperate (Recent and Pleistocene) and sub polar (Permian) carbonates, Tasmania, Australia. Carbonates and Evaporites, 6,83-106.

- Rao, C.P., 1996. Modern Carbonates, Tropical, Temperate, Polar. Introduction to Sedimentology and Geochemistry, Hobart (Tasmania).206.

- Rao, C.P. and Adabi, M.H., 1992. Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, western Tasmania, Australia. Marine Geology, 103, 249-272.

- Rao, C.P., and Nelson, C.S., 1992. Oxygen and carbon isotope fields for temperate shelf carbonates from Tasmania and New Zealand. Marine Geology, 103, 273-286.

- Rao, C.P. and Amini, Z.Z., 1995. Faunal relationship to grain-size, mineralogy and geochemistry in recent temperate shelf carbonates, western Tasmania, Australia. Carbonates and Evaporites, 10, 114-123.

- Rasser, M.W., Scheibner, C. and Mutti, M., 2005. A paleoenvironmental standard section for Early Ilerdian tropical carbonate factories (Corbieres, France; Pyrenees, Spain). Facies, 51, 217-232.

- Reiss, Z. and Hottinger, L. 1984. The Gulf of Aqaba: Ecological Micropaleontology. Ecological studies. Springer-Verlag, Berlin, 354.

- Romero, J., Caus, E., and Rossel, J., 2002. A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean basin (SE Spain) Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 179, 43-56.

- Shackleton, N.J. and Kennett, J.P., 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: Oxygen and Carbon Isotope Analyses in DSDP Sites 277, 279 and 281. In Kennett, J. P., Houtz, R. E., et al., Repts. 29, 801-808.

- Shinn, E.A., 1983a. Tidal flat environments. In Scholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H., (eds), Carbonate Depositional Environments. American Association of Petroleum Geology, 33, 172-210.

- Shinn, E.A., 1983b. Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores and loferites: a re-evaluation. Journal of Sedimentary Petrology, 53, 619-628.

- Spicer, R.A. and Corfield, R.M., 1992. A review of terrestrial and marine climates in the Cretaceous with implications for modeling the "Greenhouse" Earth. Geological Magazine, 129, 169-180.

- Taheri, A., Vaziri-Moghaddam, H. and Seyrafian, A., 2008. Relationships between foraminiferal assemblages and depositional sequences in Jahrum Formation, Ardal area (Zagros Basin, SW Iran). Historical Biology, 20, 191-201.

- Tucker, M.E. and Wright, P.V., 1990. Carbonate Sedimentology. Blackwell, Scientific Publication, London, 482. - Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. and Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea Level Changes. An Integrated Approach. SEPM Special Publication, 42, 39-45.

- Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A. and Motiei, H., 2010. Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: microfacies, paleoenvironmental and depositional sequence. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 27, 56-71.

- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebneth, S., Goddris, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G., and Strauss, H., 1999. $87_{\rm sr}/86_{\rm sr}$, δ^{13} C and δ^{18} O evolution of Phanerozoic seawater. Journal of Chemical Geology, 161, 59-88.

- Vennin, E., van Buchem, F.S.P., Joseph, P., Gaumet, F., Sonnenfeld, M., Rebelle, M., Fakhfakh-Ben Jemia, H. and Zijlstra, H., 2003. A 3D outcrop analogue model for Ypresian nummulitic carbonate reservoirs: Jebel Ousselat,

northern Tunisia. Petroleum Geoscience, 9, 145-161.

- Walkden, G.M. and de Matos, J., 2000. "Tuning" high-frequency cyclic carbonate platform successions using omission surfaces: Lower Jurassic of the U.A.E. and Oman, in Alsharhan, A. S., Scott, R. W., eds., Middle East Models of Jurassic/Cretaceous Carbonate Systems: SEPM Special Publication, 69, 17-31.

- Warren, J.K., 2000. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. Earth Science Reviews, 52, 1-81.

- Warren, J.K., 2006. Evaporite: Sediments, Resources and Hydrocarbons, Springer – Verlag, Berlin, 1035 P.

- Wilson, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History. Springer-Verlag, New York, 471.

- Winefield, P.R., Nelson, C,S., and Hodder, A.P.W., 1996. Discriminating temperate carbonates and their diagenetic environments using bulk elmental geochemistry: a reconnaissance study based on New Zealand Cenozoic limestones. Carbonates and Evaporites, 11,19-31.

- Zarza, A.M.A. and Tanner, L.H., 2010. Carbonates in Continental Settings, geochemistry, diagenesis and applications. Elsevier, 319.